

BOLETIN GEOLOGICO



ENERGIA SISMICA LIBERADA POR ENJAMBRES DE SISMOS DE ALTA FRECUENCIA
EN EL VOLCAN NEVADO DEL RUIZ, COLOMBIA - ENERO 1986 - AGOSTO 1987

Alvaro Nieto E. y Fernando Muñoz C.

ANALISIS DE LAS MEDIDAS DE DEFORMACION EFECTUADAS EN EL VOLCAN
NEVADO DEL RUIZ - OCTUBRE 1985 - MARZO 1988

Cesar Carvajal M., Héctor Mora P., Fernando Guarnizo A.

y

Keppler Salgado C.

MAPA PRELIMINAR DE AMENAZA VOLCANICA POTENCIAL DEL NEVADO
DEL TOLIMA, COLOMBIA, S.A.

Héctor Cepeda y Armando Murcia

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA



INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS

CONTENIDO GENERAL

	Página
A. Nieto E. F. Muñoz C.	3 - 20
C. Carvajal M. H. Mora P. F. Guarnizo A. K. Salgado C.	21 - 32
H. Cepeda A. Murcia	33 - 75

Derechos Reservados por:

INGEOMINAS : Instituto Nacional de Investigaciones Geológico - Mineras

Diagonal 53 No. 34-53, Apartado Aéreo 4865

Bogotá, 2, D.E., Colombia S.A.

El Boletín Geológico se publica en tres (3) números cada año.

Formato de Publicación: 17 x 24 cm

Editor

ALBERTO VILLEGAS BETANCOURT

Geólogo

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS

**ENERGIA SISMICA LIBERADA POR ENJAMBRES DE SISMOS DE ALTA
FRECUENCIA EN EL VOLCAN NEVADO DEL RUIZ, COLOMBIA
ENERO 1986 - AGOSTO 1987**

Por:

ALVARO NIETO E. y FERNANDO MUÑOZ C.
Geólogos
Observatorio Vulcanológico de Colombia

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN	6
ABSTRACT	6
1. INTRODUCCION	6
2. FUENTES SISMICAS EN EL RUIZ	7
3. ENERGIA SISMICA LIBERADA Y NUMERO DE EVENTOS EN LAS FUENTES SISMICAS; CORRELACION CON OTROS TIPOS DE ACTIVIDAD VOLCANICA	7
4. DISCUSION - CONCLUSIONES	19
5. AGRADECIMIENTOS	19
6. BIBLIOGRAFIA	19

FIGURAS

1. Red Sismológica	8
2. Fuentes de sismos de Alta Frecuencia y principales fallas en el Volcán Nevado del Ruiz	9
3. Fuente Cráter - Sismos de Alta Frecuencia	10
4. Fuentes Este y Oeste - Sismos de Alta Frecuencia	11
5. Fuentes Sur y Sureste - Sismos de Alta Frecuencia	12
6. Fuentes Noreste y Noroeste - Sismos de Alta Frecuencia	13
7. Relación de Energía Sísmica liberada por cada fuente	14
8. Relación de número de eventos en cada fuente	14
9. Correlación entre diferentes tipos de actividad volcánica	16
10. Sismos de Alta Frecuencia entre Enero de 1986 y Agosto de 1987	18

TABLAS

1. Fuentes sísmicas y enjambres ocurridos	15
---	----

*

RESUMEN

Se realiza el estudio de la energía sísmica liberada por cada una de las fuentes sísmicas determinadas mediante el procedimiento propuesto para eventos de Alta Frecuencia por Muñoz y Nieto (1988), con miras a tratar de determinar niveles de energía y relacionarlas con otros métodos de vigilancia y manifestaciones de actividad volcánica.

Para este fin, se efectuó la medición de la duración de los eventos que conforman cada uno de los enjambres de sismos localizados en cada sector particular, calculando así la energía liberada por cada fuente sísmica por medio de la fórmula de Richter (1958): $\text{Log } E = 9.9 + 1.9 \text{ ML} - 0.024 \text{ ML}^2$.

Las siete fuentes sísmicas determinadas hasta ahora en el Volcán Nevado del Ruiz presentan diferentes grados de actividad, y algunas de ellas se registran varios días antes de emisiones importantes de cenizas.

La relación entre estas fuentes sísmicas y su localización, y la energía relativa de los enjambres, así como la actividad volcánica general (tremor, emisiones de cenizas y gas, deformación), pueden ser un posible medio para la identificación de actividad premonitory y ser relevantes en el proceso de vigilancia y pronóstico.

ABSTRACT

It was studied the seismic energy released from each one of the different seismic sources volumes at Nevado del Ruiz volcano (these were proposed from the procedure based on the analysis of the swarms of high-frequency seismic events, Muñoz and Nieto, 1988). It was trying to determine levels of energy and how to relate them with monitoring methods and other kinds of volcanic activity.

The measurement of the events duration (codas) was taken at each high-frequency swarms and the later was calculated by the energy released in every seismic source

volume by Richter's formula: $\text{Log } E = 9.9 + 1.9 \text{ ML} - 0.024 \text{ ML}^2$.

Seven seismic source volumes had been recorded at Nevado del Ruiz volcano. Some of them had been more actives than others and they had occurred before ash emissions.

The relation between these seismic sources and their location, and the relative energy of the swarms, as well as the general volcanic activity (tremor, ash and gas emissions and volcano deformation) could turn out to be a possible means to the identification of premonitory activity and thus be relevant to the process of monitoring and forecasting.

1. INTRODUCCION

A raíz de la determinación de varias fuentes sísmicas en el volcán Nevado del Ruiz mediante el procedimiento expuesto para eventos de Alta Frecuencia por Muñoz y Nieto (1988), se planteó la necesidad de efectuar el estudio de la energía sísmica liberada por estas fuentes.

La determinación de las fuentes sísmicas consistió en el análisis de enjambres de sismos de Alta Frecuencia (ENDO *et al*, 1981) o tipo A (MINAKAMI, 1974) efectuando los siguientes pasos (MUÑOZ y NIETO, 1988):

- a) Correlación visual de las "firmas" (frecuencias, amplitudes, envolvente o forma).
- b) Determinación del orden de los tiempos de llegada a las diferentes estaciones.
- c) Localización de sismos mediante el empleo del programa HYPO71 (LEE & LAHR, 1975), utilizando el Modelo de Corteza sugerido por J. Zollweg y M. Hall (en MUÑOZ *et al*, 1987).

Posteriormente, se calculan las magnitudes de los eventos que conforman cada en-

jambre, y luego se halla mediante la fórmula de Richter (1958) la Energía Sísmica liberada.

2. FUENTES SISMICAS EN EL RUIZ

Durante el período que comprende el estudio de la sismicidad de un volcán a partir de una red sismográfica como la que se tiene instalada en el Nevado del Ruiz (Fig. 1), diversos tipos de actividad son registrados por ésta, incluyendo acumulaciones de sismos en el tiempo (enjambres) de los cuales es importante conocer su proveniencia.

Muñoz y Nieto (1989), a partir del estudio de 20 enjambres de sismos de Alta Frecuencia ocurridos entre Enero de 1986 y Agosto de 1987, postulan siete fuentes sísmicas o sectores sísmicamente activos por lo menos, durante el lapso que comprende el estudio (Fig. 2), aladaños al cráter activo del volcán Nevado del Ruiz.

Los siete sectores sísmicamente activos localizados usando el programa HYPO71 (LEE & LAHR, 1975), se ubican en los alrededores del cráter Arenas y se denominan Fuente Cráter (Fig. 3), Fuentes Este y Oeste (Fig. 4), Fuentes Sur y Sureste (Fig. 5), Fuentes Noreste y Noroeste (Fig. 6).

3. ENERGIA SISMICA LIBERADA Y NUMERO DE EVENTOS EN LAS FUENTES SISMICAS; CORRELACION CON OTROS TIPOS DE ACTIVIDAD VOLCANICA

Con la instalación de la red sísmica telemétrica en el volcán Nevado del Ruiz, se inició el conteo de los sismos de Alta y Baja Frecuencia y la medición de sus duraciones, para aquellos eventos registrados en la estación La Olleta considerando una fuente única asociada al cráter activo. La identificación posterior de diferentes fuentes de sismos de Alta Frecuencia (MUÑOZ *et al.*, 1987; MUÑOZ y NIETO, 1989) planteó la posibilidad de establecer la relación entre la Energía Liberada (E) - Número de Eventos en cada una de las fuentes con otros tipos de actividad volcánica.

Dado que la red sísmica del volcán Nevado del Ruiz no cuenta con sismógrafos tipo Wood-Anderson, se emplea para el cálculo de las magnitudes de los sismos de Alta Frecuencia la fórmula utilizada en el Monte Santa Helena por Endo *et al.* (1981):

$$MLa = 2.74 * \log(\text{duración}) - 2.66.$$

MLa= Magnitud local para eventos de Alta Frecuencia, a partir de la duración de la señal medida en la estación de La Olleta.

El empleo de esta fórmula puede dar lugar a incertidumbres; su uso es válido, ya que se busca hacer la comparación entre la Energía Liberada por las diferentes fuentes sísmicas y su comportamiento en el tiempo.

Para el cálculo de la Energía Sísmica liberada por cada fuente, se utiliza la fórmula de Richter (1958) para magnitudes locales:

$$\log E = 9.9 + 1.9 MLa - 0.024 MLa^2$$

Klein *et al.* (1987) realizan en el volcán Kilauea el análisis del número de eventos acumulados tomando en cuenta sectores sísmicamente homogéneos a través de un largo intervalo (21 años), estudiando conjuntamente enjambres de sismos y actividad sísmica continua en el tiempo. En el presente estudio se hace énfasis en la posible relación entre las crisis sísmicas de las diferentes fuentes (enjambres de sismos) y otros tipos de actividad volcánica.

Al observar las figuras 7 y 8 y la Tabla 1, se deduce que relativamente la mayor energía liberada y número de eventos ha correspondido a un enjambre proveniente de la Fuente Noroeste (Octubre 28 de 1986), lo que contribuyó a que esta fuente fuera la más energética durante el período que abarca el presente estudio, únicamente con tres enjambres localizados en este sector. Adicionalmente este enjambre estuvo acompañado de un incremento en la concentración de SO₂ medida con el método COSPEC (MENDEZ, 1988) (Fig. 9).

La fuente Sur fue la segunda en importancia en cuanto a Energía Sísmica liberada

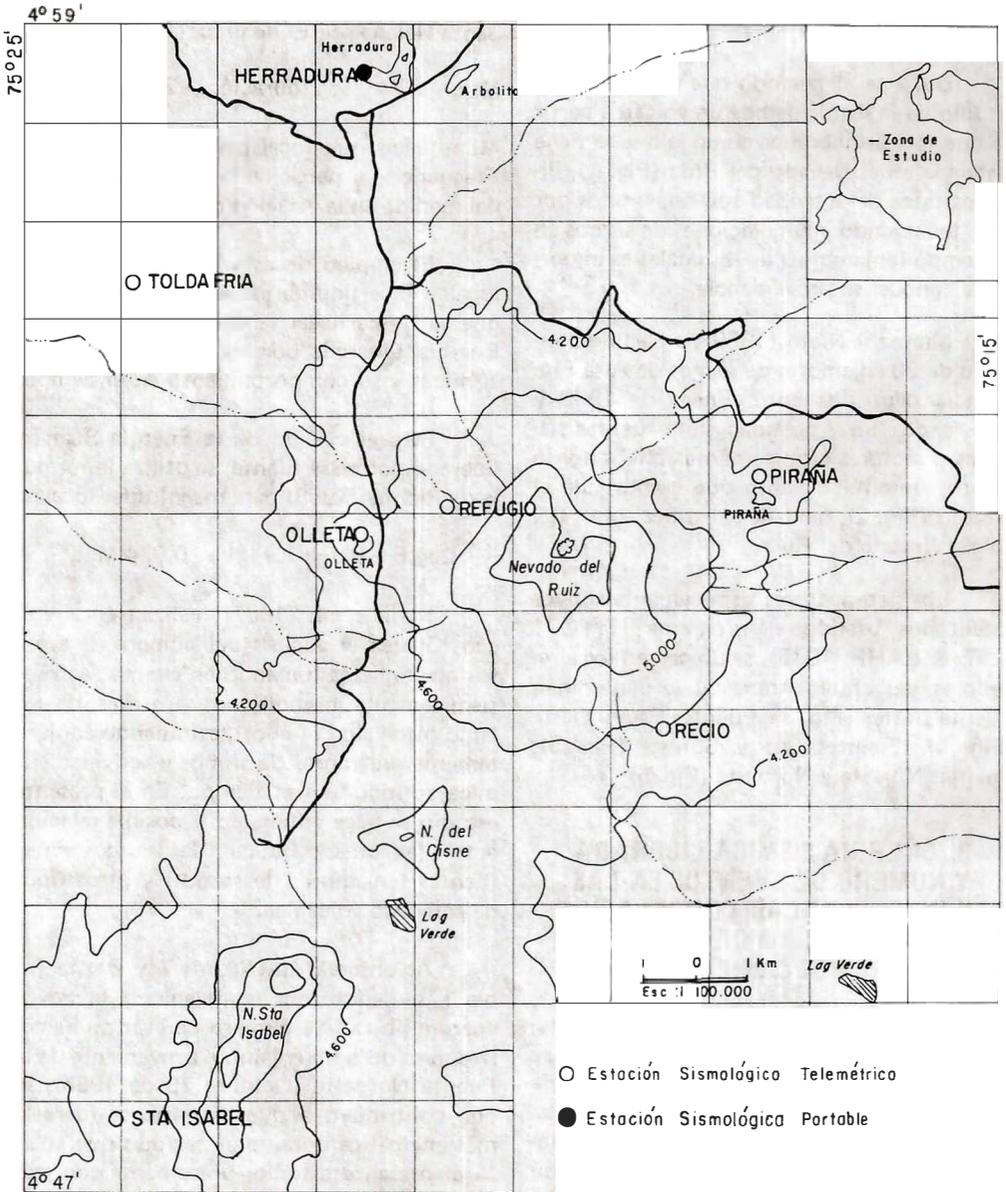


FIG. 1: Red Sismológica.

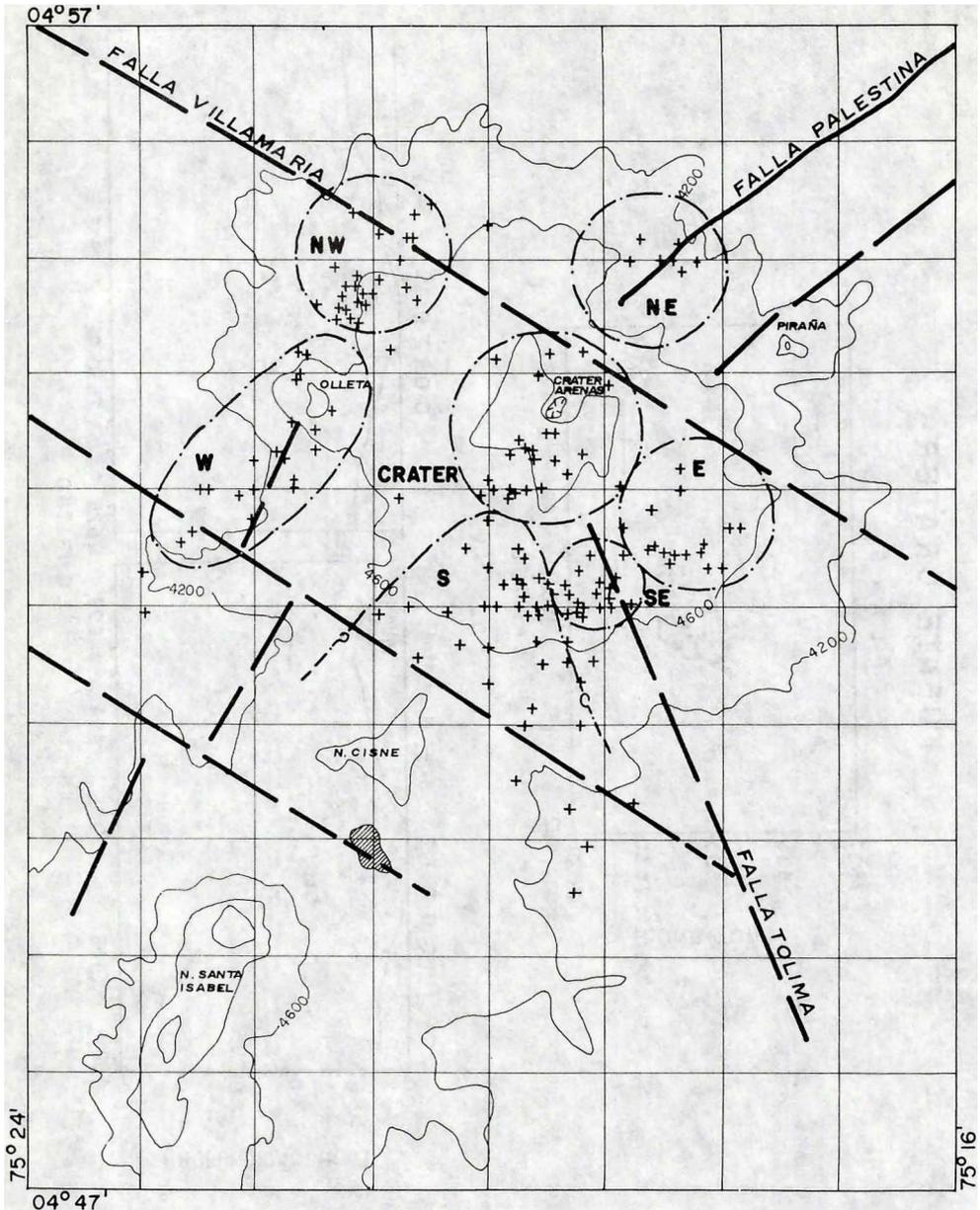


FIG. 2: Fuentes de Sismos Alta Frecuencia y principales Fallas en el volcán Nevado del Ruiz.

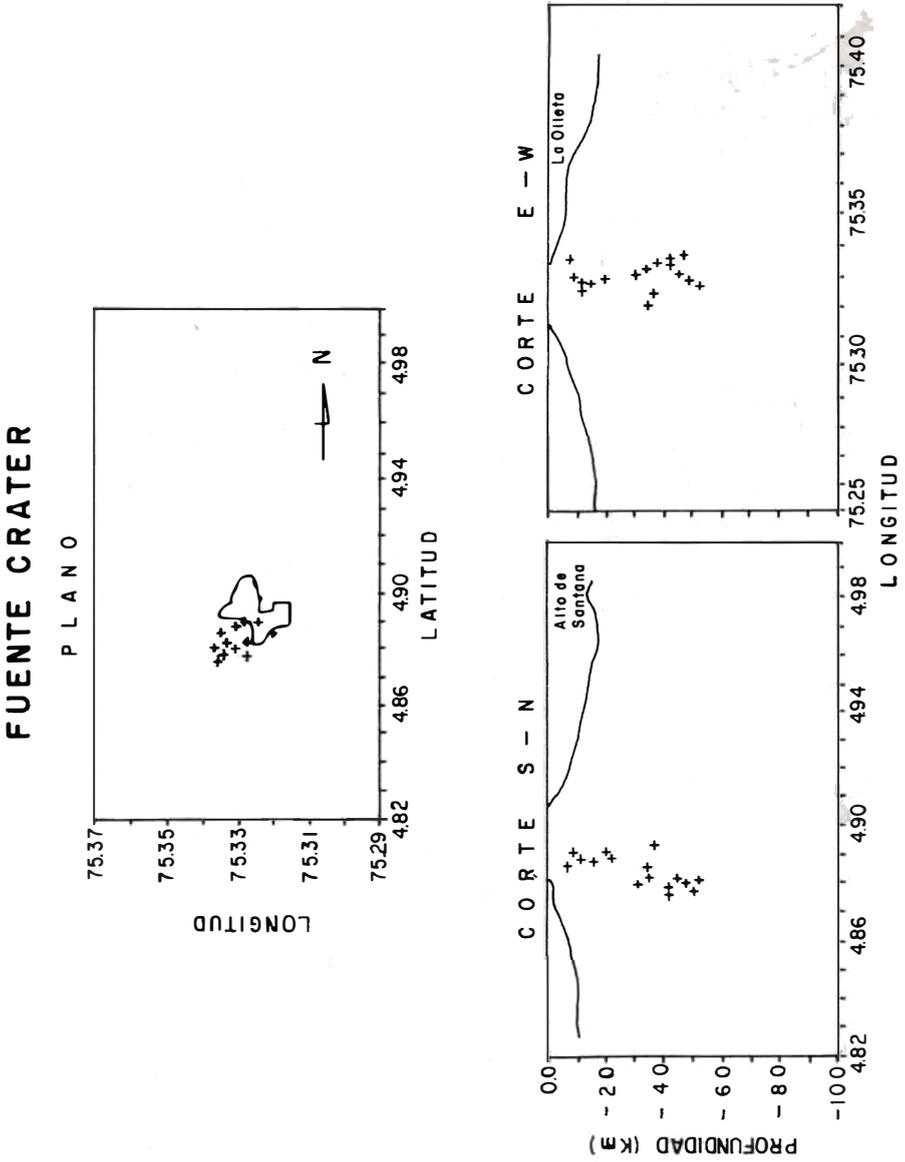


FIG. 3: Fuente Cráter-Sismos de Alta Frecuencia.

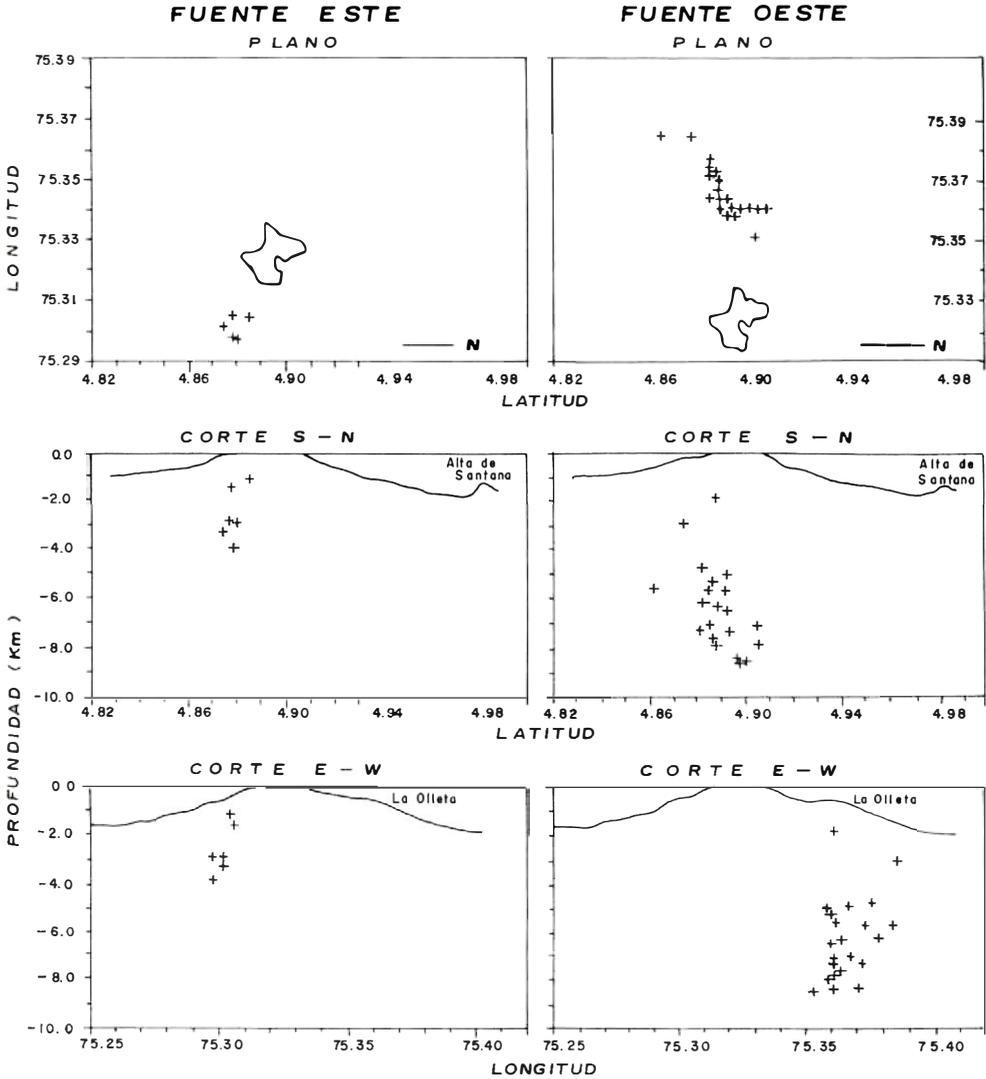


FIG. 4: Fuentes Este y Oeste-Sismos de Alta Frecuencia.

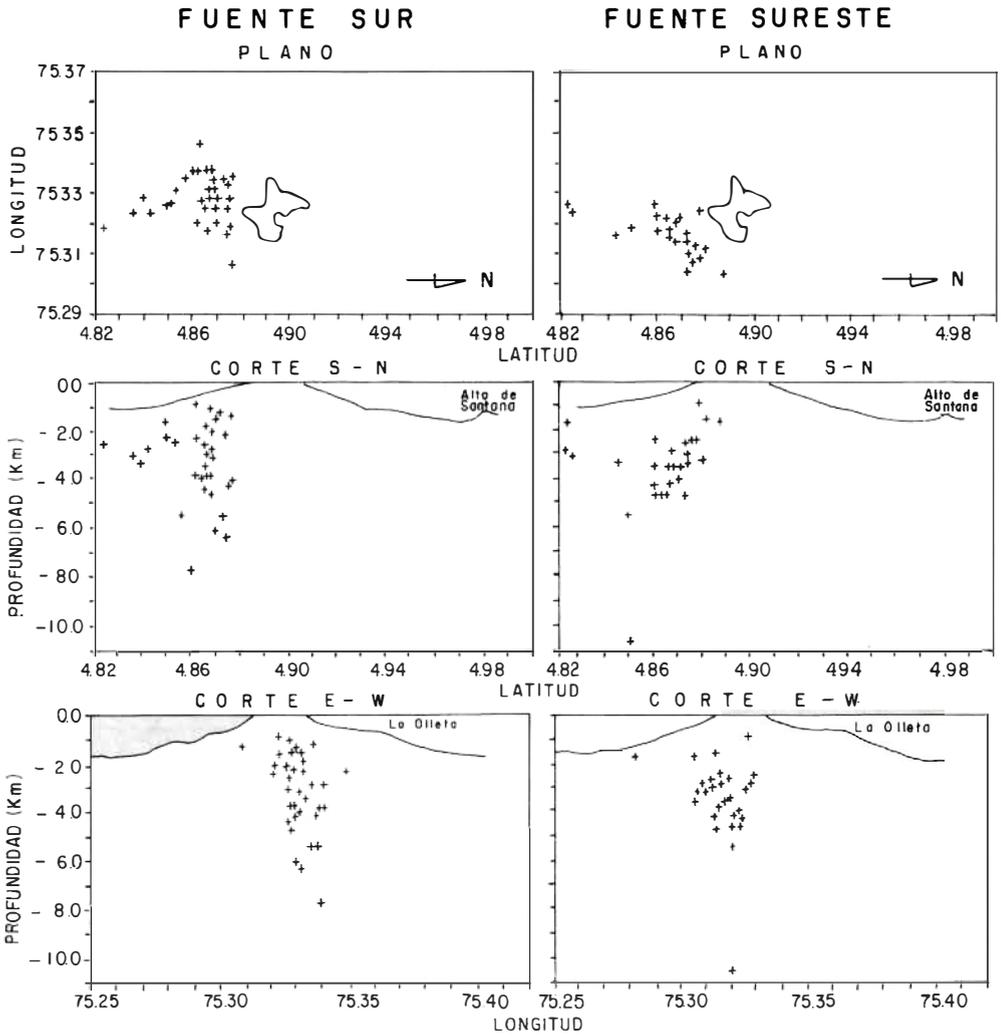


FIG. 5: Fuentes Sur y Sureste-Sismos de Alta Frecuencia.

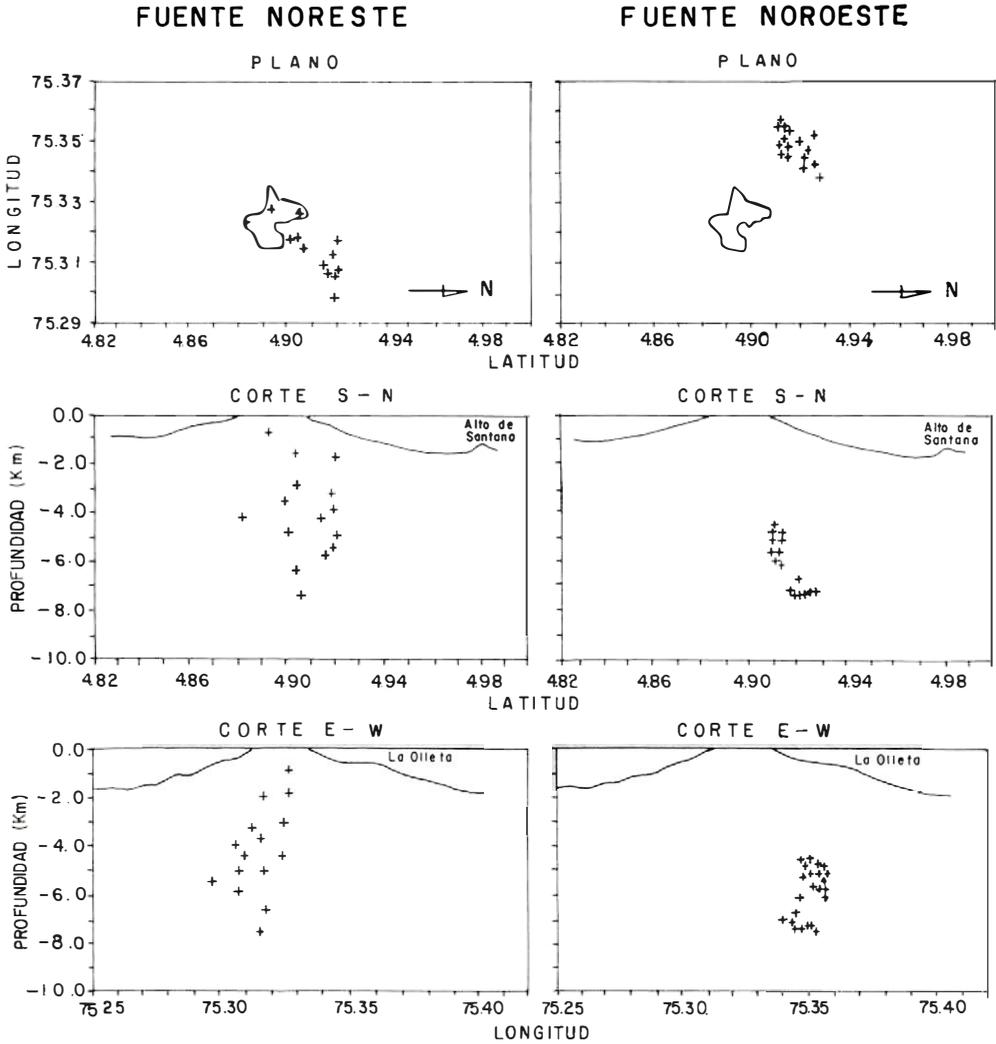


FIG.6: Fuentes Noreste y Noroeste-Sismos de Alta Frecuencia.

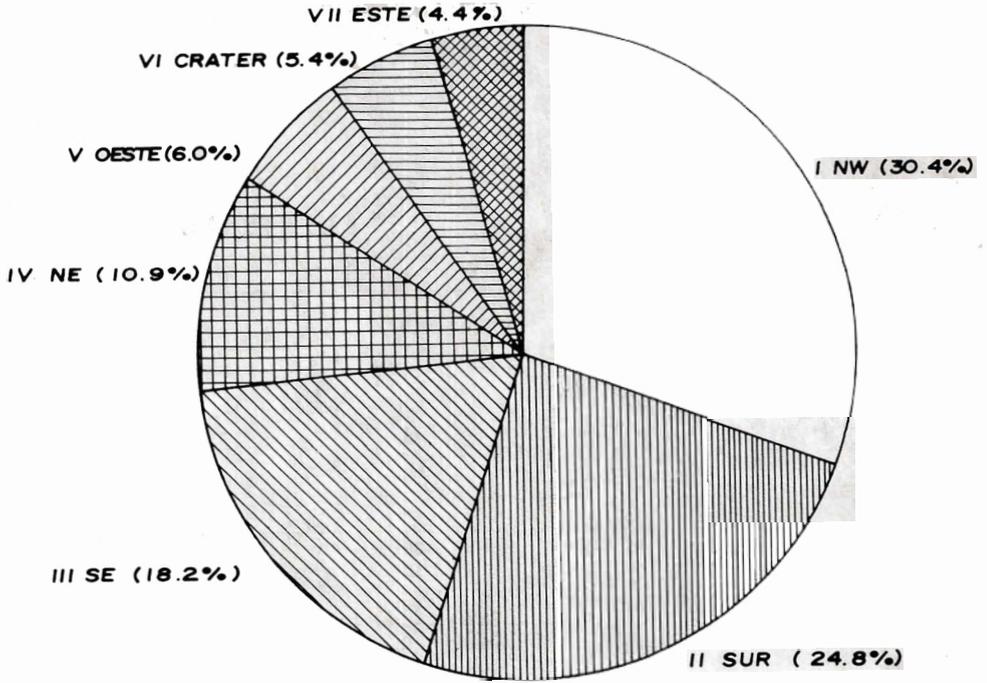


FIG. 7: Relación de Energía Sísmica Liberada por cada fuente

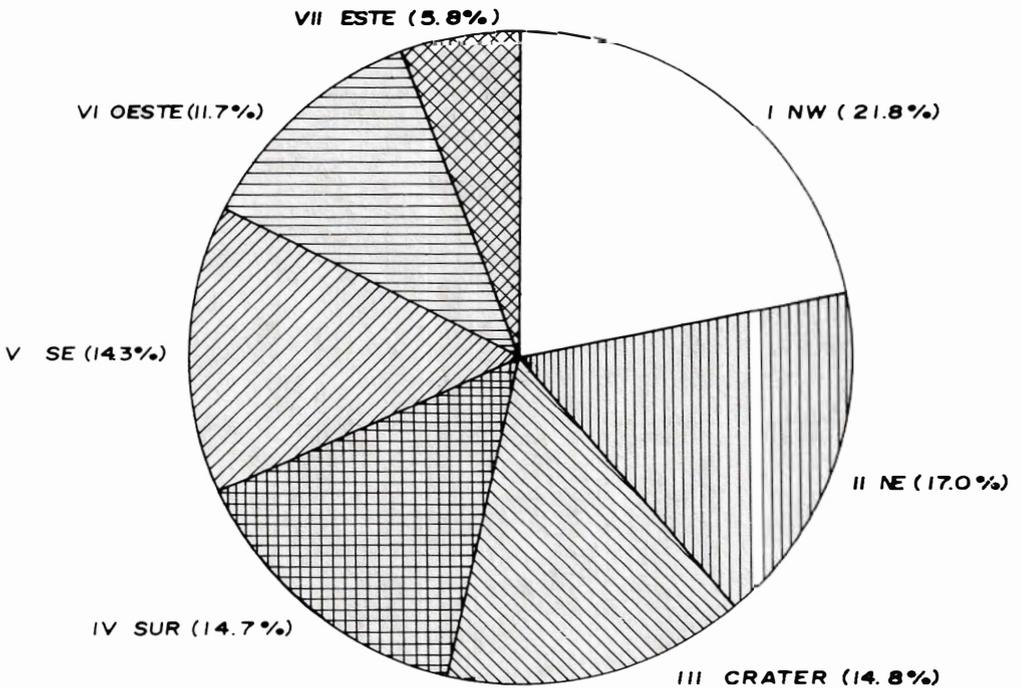


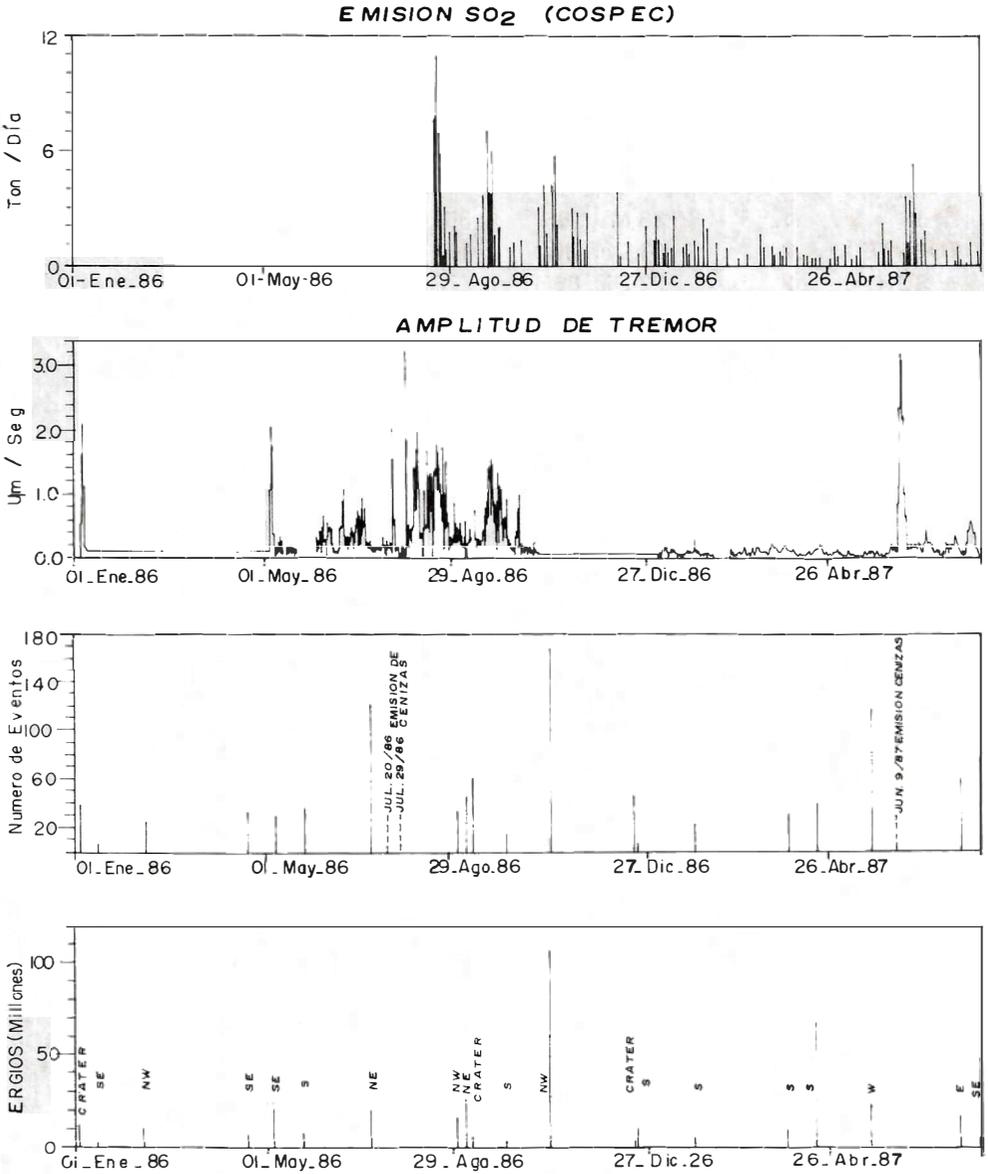
FIG. 8: Relación de número de eventos en cada fuente.

TAB. 1: Fuentes sísmicas y enjambres ocurridos.

FUENTE	NUMERO DE ENJAMBRES	FECHA ENJAMBRE	NUMERO DE EVENTOS	ENERGIA ALTA FRECUENCIA ENDO, 1981	ACTIVIDAD VOLCANICA ASOCIADA
I FUENTE NORDESTE	1	14 Feb. 86	24	9.39E + 06	
	2	31 Ag. 86	33	1.71E + 07	
	3	28 Oct. 86	169	1.10E + 08	
		TOTAL	226	1.36E + 08	
II FUENTE SUR	1	26 May. 86	35	8.70E + 06	
	2	01 Oct. 86	15	3.67E + 06	
	3	22 Dic. 86	7	1.11E + 07	
	4	29 En. 87	24	6.93E + 06	
	5	29 Mar.87	31	1.11E + 07	
	6	16 Abr.87	40	6.91E + 07	
		TOTAL	152	1.11E + 08	
III FUENTE SURESTE	1	15 En. 86	7	1.96E + 06	
	2	20 Abr. 86	31	7.03E + 06	
	3	07 May. 86	30	2.02E + 07	
	4	31 Jul. 87	80	5.26E + 07	
		TOTAL	148	8.19E + 07	
IV FUENTE NORESTE	1	07 Jul. 86	128	2.00E + 07	EMISIONES
	2	05 Sep.86	48	2.87E + 07	DE CENIZA
			TOTAL	176	4.88E + 07
V FUENTE OESTE	1	21 May.87	121	2.70E + 07	EMISION DE CENIZAS JUNIO 9
VI FUENTE CRATER	1	03 En. 86	41	1.31E + 07	TREMOR
	2	09 Sep.86	64	6.41E + 06	3 - 4 ENERO
	3	22 Dic. 86	48	4.54E + 06	
		TOTAL	153	2.41E + 07	
VII FUENTE ESTE	1	17 Jul. 87	60	1.99E + 07	

TOTAL DE ENERGIA SISMICA LIBERADA
 POR ENJAMBRES

4.49E + 08



.FIG. 9: Correlación entre diferentes tipos de actividad volcánica.

se refiere (Fig. 7); sin embargo, es curioso observar que ninguno de los enjambres ocurridos en esta fuente estuvieron directamente relacionados a otros tipos de actividad volcánica. De otra parte, el enjambre del 22 de diciembre de 1986 es un claro ejemplo de dos fuentes produciendo sismos simultáneamente (Fuentes Sur y Cráter).

Las fuentes sísmicas con mayor número de enjambres ocurridos fueron la Sur y la Sureste (seis y cuatro, respectivamente).

El enjambre de 128 sismos ocurrido en Julio 7 de 1986 y localizado en la Fuente Noreste (Tab. 1), contribuyó a que ésta fuera la segunda fuente con mayor número de eventos (Fig. 8), y se presentó en un lapso menor de 30 días a las emisiones de cenizas ocurridas el 20 y 29 de julio de 1986 (Tab. 1). Posterior a este enjambre, las medidas de concentración de SO₂ (MENDEZ, 1988), presentan valores altos (11130 ton/día), al igual que el nivel de tremor (Fig. 9). El enjambre del 5 de Septiembre de 1986 (Tab. 1) con 48 sismos, presenta aún una energía mayor que el enjambre del 7 de Julio del mismo año, debido a la presencia de un sismo de $M = 2.6$.

El enjambre del 21 de Mayo de 1987 (Fuente Oeste), precede la emisión de cenizas del 9 - 11 de Junio de 1987 que duró aproximadamente 60 horas (INGEOMINAS, 1987) (Tab. 1). Esto está de acuerdo con las observaciones de Tokarev (1971) en donde expresa que 30-50 días antes de una erupción hay un aumento en la energía sísmica, y en la mayoría de los casos ésta se inicia con un enjambre. Posterior a esta emisión, se presentan valores altos tanto en el tremor así como en la emisión de gases de azufre (MENDEZ, 1988), de 5634 ton/día (Junio 17 de 1987) (Fig. 9). La erupción del 13 de Noviembre de 1985 estuvo precedida 4 días antes (9 de Noviembre) por un enjambre localizado en este sector, bajo el cráter parásito de La Olleta (Fuente Oeste) (HARLOW *et al*, 1988; NIETO *et ai*, 1989). De igual manera la misma fuente se reactivó con intervalo no superior a los 10 días antes de la emisión de cenizas del 3-4 de Enero de 1986 (LONDOÑO, 1988).

A pesar del número relativamente bajo de enjambres originados en la Fuente Cráter (Tab. 1 y Fig. 8), no se refleja la verdadera importancia de este sector del volcán, evidente en la gráfica de sismicidad total (Fig. 10). Londoño (1988) ha podido establecer que en el lapso de un mes previo a algunas emisiones de cenizas (julio 20 y 29 de 1986) se ha podido observar también actividad sísmica en este sector del volcán. Situación lógica si se tiene en cuenta que es el sector más inestable, especialmente en momentos en que se producen las emisiones de cenizas. Un inconveniente para la detección de enjambres con origen en el cráter, es que justo en períodos de gran inestabilidad, como emisiones de cenizas, el tremor presente puede ocultar los eventos sísmicos.

Un solo enjambre ocurrido en Julio 7 de 1987, un mes antes de las emisiones de cenizas ocurridas en Agosto 14 y 17 (Tab. 1) fue localizado al Este del cráter Arenas.

En cuanto a las máximas magnitudes alcanzadas por los sismos ocurridos en las diferentes fuentes, el de mayor magnitud ocurrió durante el enjambre del 28 de Octubre de 1986 ($M = 2.62$), en el cual se presentaron otros dos sismos con magnitudes de 2.55 y 2.10.

Durante el enjambre del 16 de Abril de 1987 ocurrieron cuatro sismos de magnitudes superiores a 2.0.

En todas las fuentes sísmicas, a excepción de las fuentes Este y Cráter, se ha presentado al menos un sismo de magnitud superior a 2.2.

Por lo menos en los cuatro enjambres más energéticos (5 de septiembre y 28 de Octubre de 1986; y 16 de Abril y 31 de Julio de 1987), han ocurrido sismos con magnitudes superiores a 2.0.

La correlación de enjambres de sismos con emisiones y otros fenómenos volcánicos debe realizarse con cuidado debido a la variedad de fuentes, ya que es muy posible que una fuente sísmica en el sector del Nevado de Santa Isabel no tenga la misma influencia

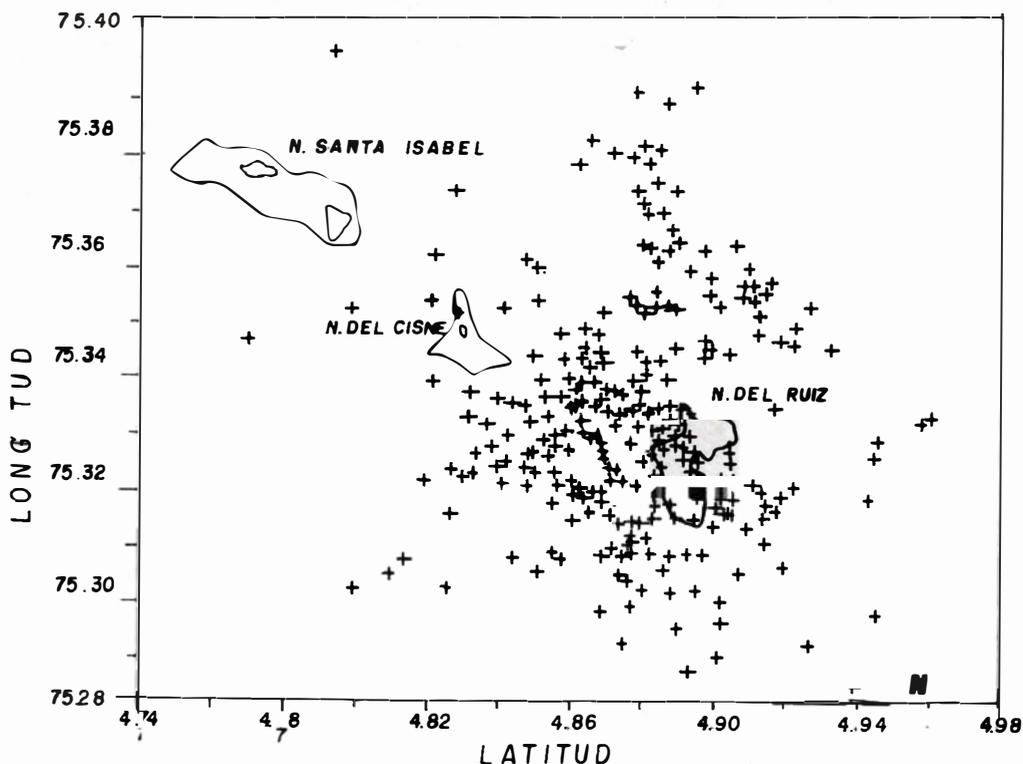


FIG. 10: Sismos de Alta Frecuencia entre Enero /86 y Agosto /87.

en el comportamiento del volcán que una fuente bajo el cráter. De manera que en lo posible, desde las primeras etapas de investigación de un volcán que ha entrado en actividad, se deben identificar las diferentes fuentes sísmicas y establecer comparaciones de sus respectivas variaciones de la energía en el tiempo.

La gráfica de tremor volcánico tomada de Gil Cruz *et al.* (1988), presenta incrementos en la intensidad, coincidiendo con aumentos en la concentración de SO_2 , y con la ocurrencia de enjambres de sismos de Alta Frecuencia con diferentes energías y número de eventos (Fig. 9).

Generalmente los incrementos de intensidad del tremor están acompañados por emisiones de ceniza, que no son posibles de confirmar siempre debido a las condiciones climáticas que impiden ver la cima del volcán. Por tal razón solo se relacionan las emisiones

para las cuales se comprobó caída de cenizas en un radio de por lo menos 10 km alrededor del volcán.

La Figura 9 carece de gráficos de deformación en razón a que no se han registrado cambios significativos en las estaciones de medición (BANKS *et al.*, 1989), posiblemente porque no existen o son tan pequeños que por la complejidad estructural del área, la probable variedad de focos (fuentes sísmicas) y la localización de las estaciones no son detectables por los instrumentos. El hecho es que no siempre se debe presentar una clara relación entre la sismicidad y las deformaciones como lo comenta Lenat (1986), quien para el volcán Piton de la Fournaise, de tipo basáltico, encuentra que la crisis sísmica pre-eruptiva (Diciembre de 1983) no estuvo asociada a deformación alguna.

Por su parte, Coral-Gómez y Cuellar-Rodríguez (1986) utilizan para el cálculo de la magnitud de los sismos tipo A, la fór-

mula de Tsumura, 1967: $M = 2.82 * \log(\text{duración}) - 2.34$ de la cual resulta una magnitud mucho mayor que la que se obtiene al utilizar la fórmula de Endo *et al.* (1981), resultando por lo consiguiente valores más altos de Energía Sísmica liberada, lo que dificulta la comparación de los datos. Sin embargo, los valores que ellos reportan de $10E13 - 10E14$ ergios, antes de la erupción de Noviembre de 1985, hasta el momento no se han alcanzado en ninguno de los enjambres aquí analizados.

El hecho de utilizar una u otra fórmula, debido a que los estudios para la obtención de las fórmulas correctas de magnitud se encuentran en elaboración, presenta las mismas incertidumbres. Hay que ser conscientes de que lo aquí analizado es el comportamiento relativo en el tiempo y que se hace la comparación de la Energía Sísmica liberada en cada una de las fuentes sísmicas.

4. DISCUSION - CONCLUSIONES

1. Es necesaria la reubicación de redes de Deformación y el replanteamiento del proceso de elaboración de curvas de Energía y Número de Eventos y de Deformación, considerando la existencia de diversas fuentes sísmicas.
2. Únicamente enjambres ocurridos en las fuentes sísmicas Noreste, Oeste y Cráter se han podido correlacionar con emisiones de cenizas en lapsos inferiores a 20 días posteriores al enjambre.
3. Mediante el estudio detallado que actualmente se realiza en el área empleando datos arrojados por un sismógrafo tipo Wood-Anderson, se podrán hallar las fórmulas de magnitud más adecuadas para el Ruiz, lo cual permitirá recalcular la Energía Sísmica liberada.
4. Seis de las siete fuentes sísmicas han presentando sismos con magnitudes superiores a 2.0. Las magnitudes en la fuente Oeste no han sobrepasado tal valor.

5. Las medidas de concentración de gases de azufre han mostrado valores altos posteriores a enjambres ocurridos en las fuentes sísmicas Noroeste, Noreste y Oeste.

5. AGRADECIMIENTOS

Es justo reconocer y agradecer los aportes y comentarios que en su momento nos suministraron Minard Hall, John Tomblin, Dave Harlow, Norman Banks, James Zollweg, Rodolfo Van Der Laat, Michel Feulliard, Miguel Herraiz, Bernard Chouet, Robert Decker, Eduardo Parra, Carlos Valdez y Bruno Martinelli.

A nuestros compañeros de los grupos de Sismología, Deformación y Geología del Observatorio Vulcanológico de Colombia, con quienes discutimos valiosos aspectos para la conclusión del trabajo.

A Clara I. Restrepo por la elaboración de las gráficas.

6. BIBLIOGRAFIA

- BANKS, N., *et al.* 1989.- *Deformation monitoring at Ruiz Volcano, Colombia: Significance to Interpretation of activity 1985-1987.* Jour. Volc. and Geoth. Res.: in revision.
- CORAL-GOMEZ, C. E. y CUELLAR-RODRIGUEZ, J. V. 1986.- *Análisis de la actividad sísmica antes de la erupción del 13 de Noviembre de 1985 en el Volcán Nevado del Ruiz, Colombia.* Mem. Simp. Int. Neot. y Ries. Volc., Revista CIAF, Vol. 11 (1-3): 215-245. Bogotá.
- ENDO, E.T. *et al.* 1981.- *Location, magnitudes and statics on the March 20-May 18 Earthquake sequence.* In: P. W. Lipman and D.R. Mullineaux (Editors), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington.* Geol. Surv. Prof. Pap. 1250: 93-107. Washington D.C.

- GIL CRUZ, F., BOHORQUEZ, O. P. & LONDOÑO, J. M., 1989.- *Tremor and Long-Period seismic events occurred during June to October 1987 volcanic crisis on Nevado del Ruiz volcano: A possible geyser system in action*. Abstract on Mem. Intern. Workshop: A Model of Nevado del Ruiz Volcano.
- HARLOW, D.H., MUÑOZ, C.F. and MEYER, H.J., 1988.- *Synopsis of seismic activity preceding the November 13, 1985 eruption of Nevado del Ruiz volcano, Colombia*. Abstract on Mem. Intern. Workshop: A Model of Nevado del Ruiz Volcano.
- INGEOMINAS, 1987.- *Observatorio Vulcanológico de Colombia*. Boletín Informativo No. 5 (Junio 1987), Manizales.
- KLEIN, F.W., et al., 1987.- *The seismicity of Kilauea's magma system*. Volcanism in Hawaii, U.S. Geol. Surv.: 1020-1185.
- LEE W.H. and LAHR J.C., 1975.- *HYP071 PC (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquake*. U.S. Geol. Surv., Open-File Report 75-311.
- LENAT, J.F., 1986.- *Patterns of volcanic activity of Piton de la Fourniere*. (Reunion Island, Indian Ocean). A synthesis based on monitoring data between 1980 and July 1985, and on historic records since 1930.
- LONDOÑO, J.M., 1988.- *Evolución de la sismicidad un mes antes de cada erupción en el Volcán Nevado del Ruiz, de Julio 20 de 1985 a Marzo 25 de 1988*. Ingeominas, Informe interno.
- MENDEZ, R., 1988.- *Análisis de las Emisiones de SO₂ en el Volcán Nevado del Ruiz en 1986-1988*. En elaboración.
- MINAKAMI, T., 1974.- *Seismology of Volcanoes in Japan*. In: Civetta, P.L., Gasparini, P., Luongo, G. and Rapolla, A. (Editors), Phys. Volc. Elsevier, 313-333. Amsterdam.
- MUÑOZ, C.F., NIETO, E.A. y MEJIA, I., 1987.- *Localización y Estadística de los eventos sísmicos de Alta y Baja Frecuencia ocurridos en el Volcán Nevado del Ruiz de Julio 20 de 1985 a Noviembre 15 de 1986*. Mem. Simp. Intern. Neotect. y Ries. Volc., Revista CIAF, Vol.11, Tomo II(1-3):364-392. Bogotá.
- MUÑOZ, C.F. y NIETO, E.A., 1988.- *Procedimiento para la optimización de localizaciones de sismos de Alta Frecuencia*. Ingeominas, Observatorio Vulcanológico de Colombia, Informe Interno.
- MUÑOZ, C.F. y NIETO, E.A., 1989.- *Fuentes de sismos de Alta Frecuencia en el volcán Nevado del Ruiz, Enero 1986-Agosto 1987*. Ingeominas, Observatorio Vulcanológico de Colombia. Mem. V Congr. Col. de Geol. Bucaramanga.
- NIETO, E.A., BRANDSDOTTIR, B. and MUÑOZ, C. F., 1989.- *Seismicity associated with the reactivation of Nevado del Ruiz, Colombia, 1985 - 1986*. Jour. Volc. and Geoth. Res. in print.
- RICHTER, C.F., 1958.- *Elementary Seismology*. San Francisco, W.H. Freeman and Co., 768 p.
- TOKAREV, P.I., 1971.- *Forecasting volcanic eruptions from seismic data*. Bull. of Volc. 35: 243-250.

* * *

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS

**ANALISIS DE LAS MEDIDAS DE DEFORMACION EFECTUADAS EN EL
VOLCAN NEVADO DEL RUIZ, COLOMBIA
OCTUBRE 1985 - MARZO 1988**

Por:

CESAR CARVAJAL M., HECTOR MORA P., FERNANDO GUARNIZO A.
Observatorio Vulcanológico de Colombia

y

KEPPLER SALGADO C.
División de Prospección Geofísica

CONTENIDO

	Página
1. INTRODUCCION	24
2. GENERALIDADES	24
3. ANALISIS DE LA INFORMACION OBTENIDA	24
4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	27
5. AGRADECIMIENTOS	32
6. BIBLIOGRAFIA	32

FIGURAS

1. Estaciones E.D.M. y Reflectores - Vectores de Nivelación	25
2. Estaciones Inclinometría Seca	25
3. Estaciones Inclinometría Electrónica	26
4. Inclinometría Seca - Estación Nereidas	28
5. Inclinometría Seca - Estación Refugio	29
6. Inclinometría Seca - Estación Tumbas	29
7. Inclinometría Seca - Estación Piraña	30
8. Inclinometría Electrónica - Junio-87	31

*

1. INTRODUCCION

Las medidas de deformación en el Volcán Nevado del Ruiz se iniciaron el 26 de octubre de 1985, con la instalación de cuatro estaciones de inclinometría seca y dos inclinómetros electrónicos, bajo las indicaciones del geodesta costarricense Rodolfo Van Der Laet, de amplia experiencia en este tipo de labores en Costa Rica.

Con posterioridad a la erupción del 13 de noviembre del mismo año, se implementaron algunas líneas de nivelación por parte de una comisión española. Personal del Servicio Geológico de los Estados Unidos con ayuda de funcionarios de la CHEC, IGAC e INGEOMINAS, instalaron cuatro inclinómetros electrónicos y cuatro bases para medición electrónica de distancias en 18 líneas. Estaciones adicionales de inclinometría seca se han ubicado alrededor del cono volcánico desde mediados de 1986.

La carencia de datos suficientes de medidas de deformación con suficiente antelación a la citada erupción, desafortunadamente impiden el establecimiento de un nivel base de referencia, así como la fidedigna consideración de un patrón de comportamiento en la deformación del terreno.

Este sencillo trabajo pretende la realización de un análisis de las medidas de deformación entre octubre de 1985 y marzo de 1988, presentando algunas conclusiones por demás interesantes, que dan cierta indicación de cómo ha sido el comportamiento del volcán en especial después de la erupción. Las variaciones en las mediciones por los diferentes métodos son muy pequeñas, circunstancia esta que impide una real aproximación a un modelo de deformación.

2. GENERALIDADES

Las medidas de deformación efectuadas en el edificio del Volcán Nevado del Ruiz antes de la erupción del 13 de noviembre de 1985, son en realidad muy pocas. Algunas mediciones con inclinómetros electró-

nicos digitales se hicieron en dos estaciones, abarcando un período de nueve días. Igualmente, se efectuaron en este mismo tiempo, tomas de datos en cuatro estaciones de inclinometría seca (VAN DER LAET, 1985).

Estas observaciones determinaron el estado de dichas estaciones antes de la erupción, pero el período de observación fue demasiado corto para establecer cualquier cambio confiable en la medida de la inclinación del terreno.

Las medidas de deformación se reanudaron pocos días después de la erupción, con la instalación de una red de Medición Electrónica de Distancias (EDM) con 18 líneas y de cuatro inclinómetros electrónicos. En los comienzos de 1986 se continuó con las mediciones periódicas en las estaciones de inclinometría seca ubicadas en el mes de octubre anterior.

El principal objetivo de esta red de deformación post-eruptiva fue proveer adecuadamente un amplio y sensible programa de deformación para detectar amenazas de erupciones futuras, con las limitaciones por dificultades de acceso en algunos sectores del volcán.

A mediados de 1986, el programa fue extendido con siete vectores cortos de nivelación, siete estaciones de inclinometría seca para un total de once, así como un número adicional de 20 líneas de medición electrónica de distancias.

En las figuras 1, 2 y 3 se pueden apreciar la localización de las líneas de medición electrónica de distancias y de los vectores cortos de nivelación, estaciones de inclinometría seca y estaciones de inclinometría electrónica, antes y después de la erupción, respectivamente.

3. ANALISIS DE LA INFORMACION OBTENIDA

Las medidas en las estaciones establecidas en octubre de 1985, muestran cambios

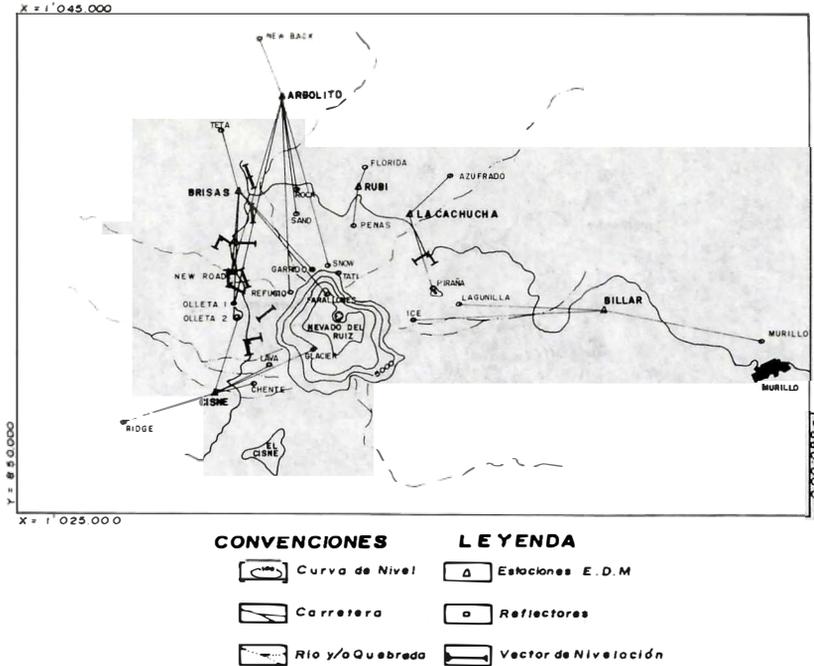


FIG. 1. Estaciones E.D.M. y Reflectores - Vectores de Nivelación.

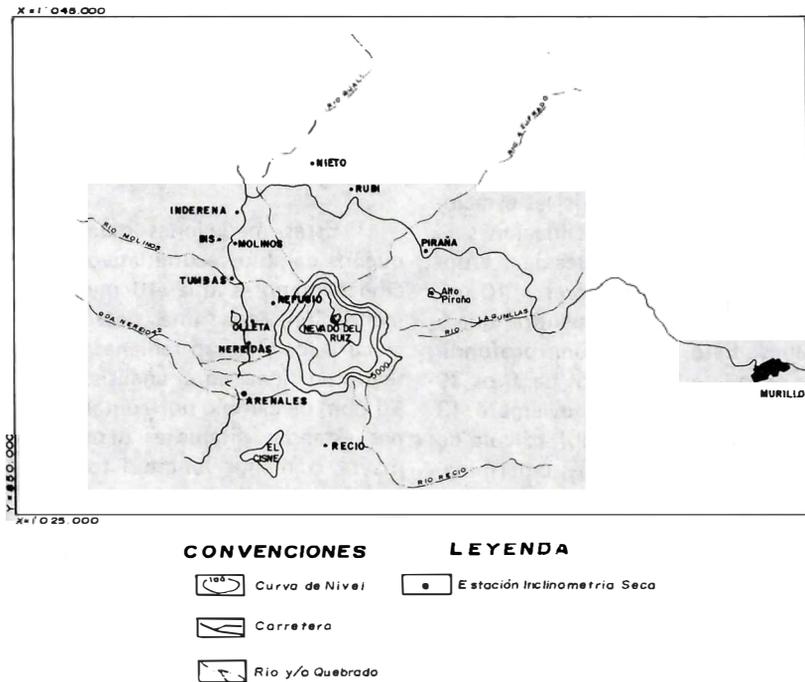


FIG. 2. Estaciones inclinometría Seca.

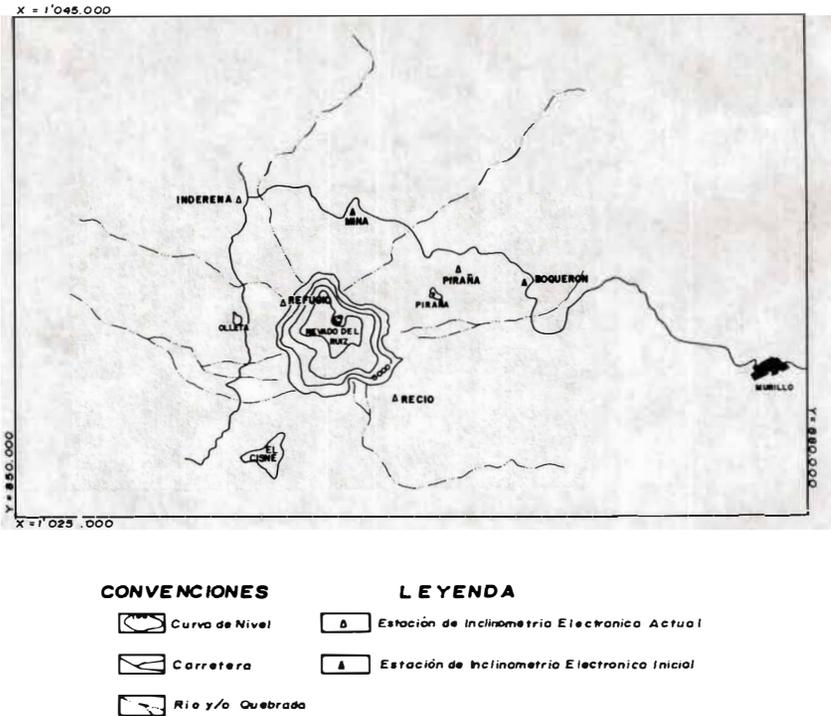


FIG. 3: Estaciones Inclinometría Electrónica.

muy pequeños en la inclinación del terreno. Las inclinaciones presentadas varían entre las estaciones y no son apropiadas para algún modelo sensible, indicando los datos algunas perturbaciones locales en dos de las estaciones. En nuestra opinión, las inclinaciones de la superficie terrestre desde antes de la erupción de 1985 no fueron mayores a 10 microrradianes y probablemente menores que 5 microrradianes. Esto supone una profundidad mayor que siete kilómetros para los 39 millones de m^3 arrojados en noviembre 13 de 1985 (NARANJO *et al*, 1986), cálculo de volumen de masa total eruptada, determinado por analogía con el depósito de caída producido por la erupción del Monte Santa Helena en los Estados Unidos en 1980.

De enero de 1986 a marzo de 1988, frecuentes medidas fueron hechas en el Nevado del Ruiz. Diez de las once estaciones de inclinometría seca fueron ocupadas en este

período, con intervalos regulares, de 100 a 250 veces, para un promedio de 5.5 días. Igualmente fueron realizadas mediciones electrónicas de distancias frecuentemente.

Estas mediciones muestran muy pequeños cambios acumulativos con deformaciones menores que 10 microrradianes de inclinación, con una desviación estandar cerca a los 5 microrradianes asumiendo una regresión lineal en el análisis de los datos, o 10 ppm de cambio horizontal, con desviaciones estandar diferentes dependiendo de la mayor o menor longitud total de la línea. Los datos analizados muestran una ligera indicación de elevación general hacia el sur en las estaciones de inclinometría, lo cual podría suponer un fuerte incremento en la presión a alguna distancia hacia el sur o suroeste del cráter activo Arenas. Sin embargo, esto indica que la inclinación acumulada hacia el sur no es lo suficientemente grande

para sobrepasar el 95% del límite de confianza de las observaciones.

Las distancias medidas muestran un ligero acortamiento en casi todas las líneas medidas en los dos años de trabajo, pero nuevamente el cambio permanece dentro del "ruido" o tolerancia en las mediciones. Si el acortamiento es real, la interpretación más sencilla es que la montaña ha presentado un fenómeno de subsidencia con un centro de subsidencia cerca del cráter. En contraste, inclinación no acumulativa y cambios en las distancias son evidentes en los registros que claramente exceden el error de observación en varias estaciones.

En algunas estaciones de inclinometría seca, la inclinación acumulativa se correlaciona claramente con la caída de lluvia. Esto puede indicar que los períodos secos y húmedos tienen un profundo efecto en el comportamiento físico del Nevado del Ruiz. Esta opinión es soportada por el hecho que tanto las emisiones de ceniza como los enjambres de sismos de baja frecuencia parecen presentarse en períodos secos, mientras que los enjambres de sismos de alta frecuencia suelen ocurrir en períodos húmedos. En las figuras 4, 5, 6 y 7 se presenta el comportamiento de las componentes Norte y Este para algunas estaciones. De ellas, Nereidas, Refugio y Piraña fueron materializadas antes de la erupción, en tanto que Tumbas fue localizada 11 meses después.

El registro de los inclinómetros electrónicos responde ligeramente a algunas de las emisiones de ceniza ocurridas entre 1986 y 1988. La estación de Refugio indicó una inclinación de cerca de cuatro microrradianes, descendiendo hacia el norte al comienzo de la emisión de cenizas de junio 9 de 1987. Esta inclinación recobró completamente sus niveles iniciales en un lapso de pocas horas. La inclinación comenzó unas cinco horas antes de iniciarse la emisión de cenizas, variando irregularmente durante el tiempo que duró la emisión. Esta misma estación mostró un ascenso hacia el norte de aproximadamente 0.5 microrradianes durante los dos días previos a la emisión de cenizas de

finales de marzo de 1988, y disminución hacia el norte de igual valor como al comienzo de la emisión. Así, la "firma" de inclinación de la emisión de junio 9 de 1987 es aproximadamente diez veces mayor que la de finales de marzo de 1988. Sin embargo, señales similares han ocurrido sin presentarse emisiones de ceniza y muchas de dichas emisiones han sucedido sin ningún cambio registrado en los inclinómetros. El comportamiento de esta estación los días previos y posteriores a la emisión de cenizas del 9 de junio de 1987 puede ser apreciado en la Figura 8, en la cual se han graficado además los registros de la estación electrónica de Recio. Desafortunadamente la resolución de este instrumento es baja, y no capta inclinaciones del terreno que sean muy pequeñas.

Los datos de deformación no dan lugar a una regla general, que requiera una gran masa o masas fundidas con una fuente de una profundidad mayor a 5 km. Ellos son completamente compatibles y de hecho soportan un modelo de un gran sistema hidrotermal, con la principal fuente magmática caliente por debajo de 5 km.

4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La inclinación y la medición de distancias no muestran deformación acumulativa, indicando que la fuente de magma nuevo de volumen mayor que un millón de m^3 , no se ha movido por encima de una profundidad de 2 km desde antes de la erupción del 13 de noviembre.

Además, los datos colocan un límite superior a una fuente de magma de diez millones de m^3 , en un rango de profundidad de 2 a 7 km y de quinientos millones de m^3 a profundidades alrededor de 15 km. Sin embargo, las mediciones han mostrado una inesperada relación con la lluvia, lo cual podría indicar que este fenómeno tiene una gran influencia en el comportamiento físico del Volcán del Ruiz.

La relación en el Volcán del Ruiz entre

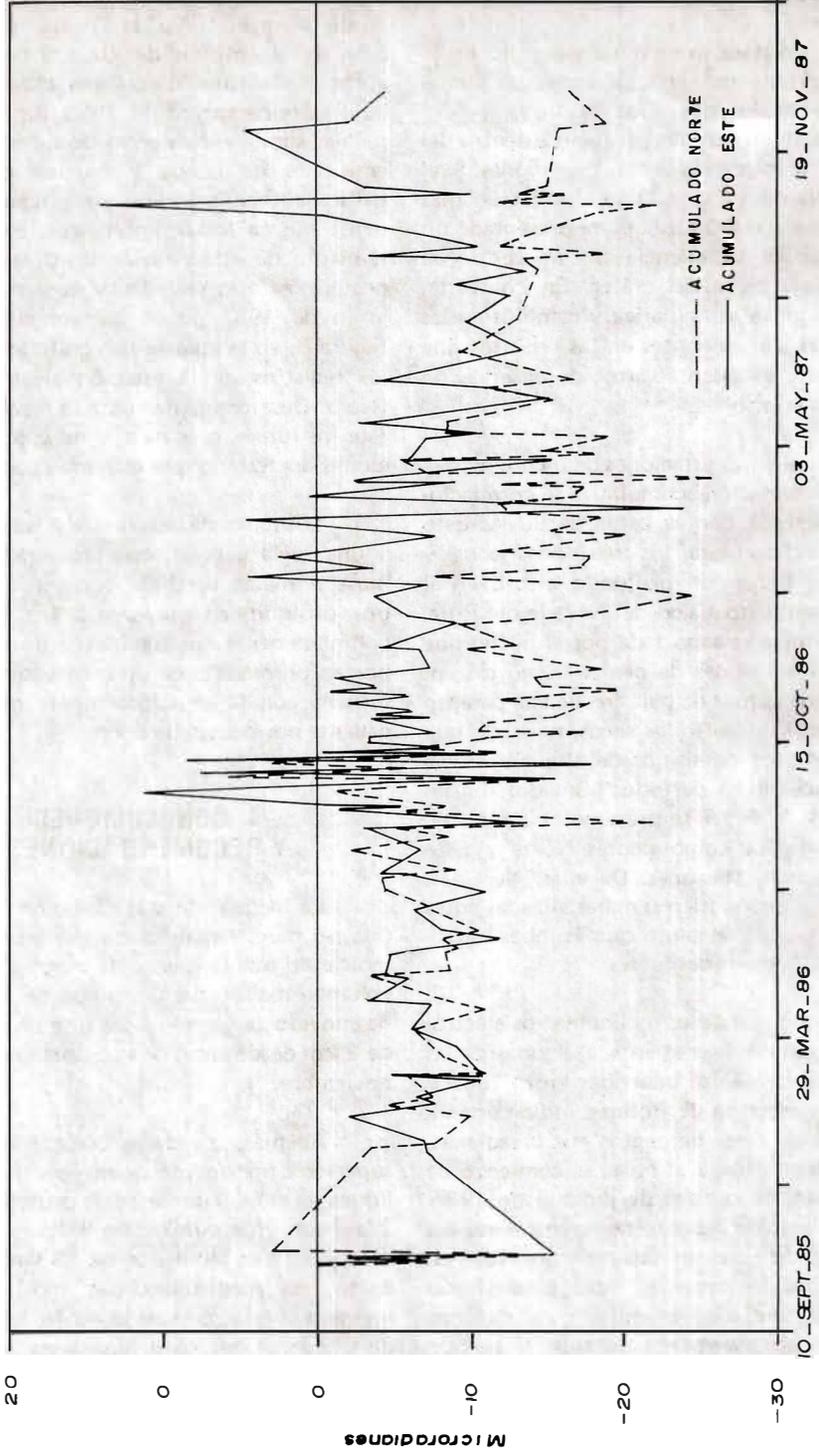


FIG. 4: Inclinometría Seca - Estación Nereidas.

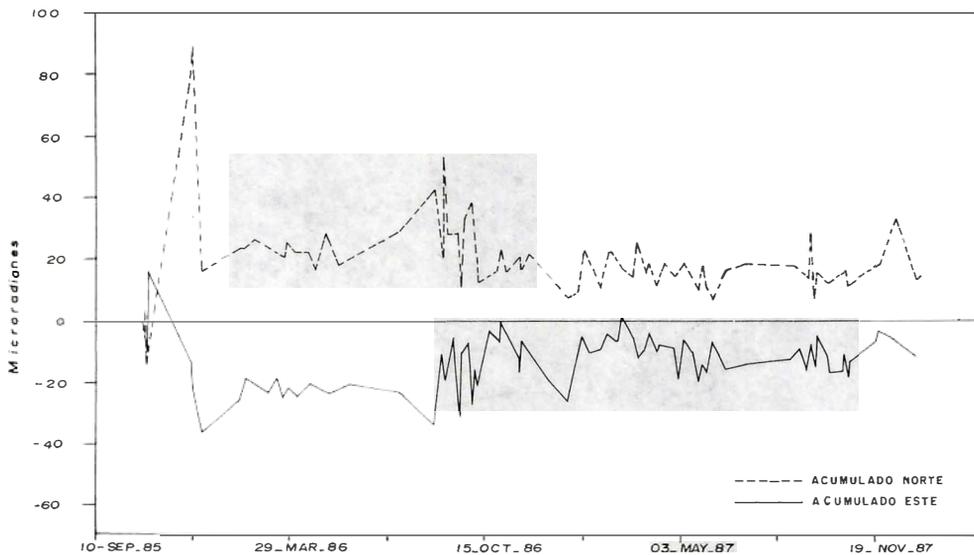


FIG. 5: Inclínometría Seca - Estación Refugio.

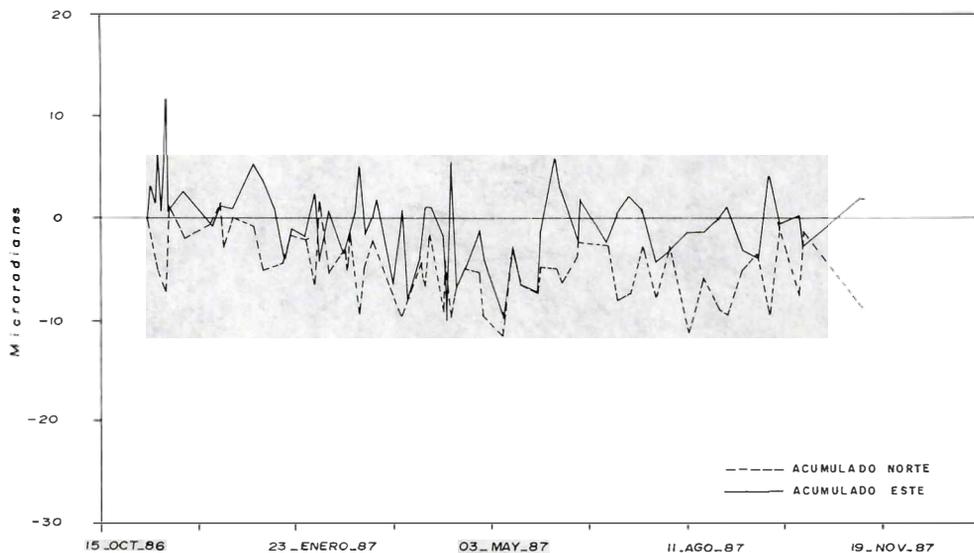


FIG. 6: Inclínometría Seca - Estación Tumbas.

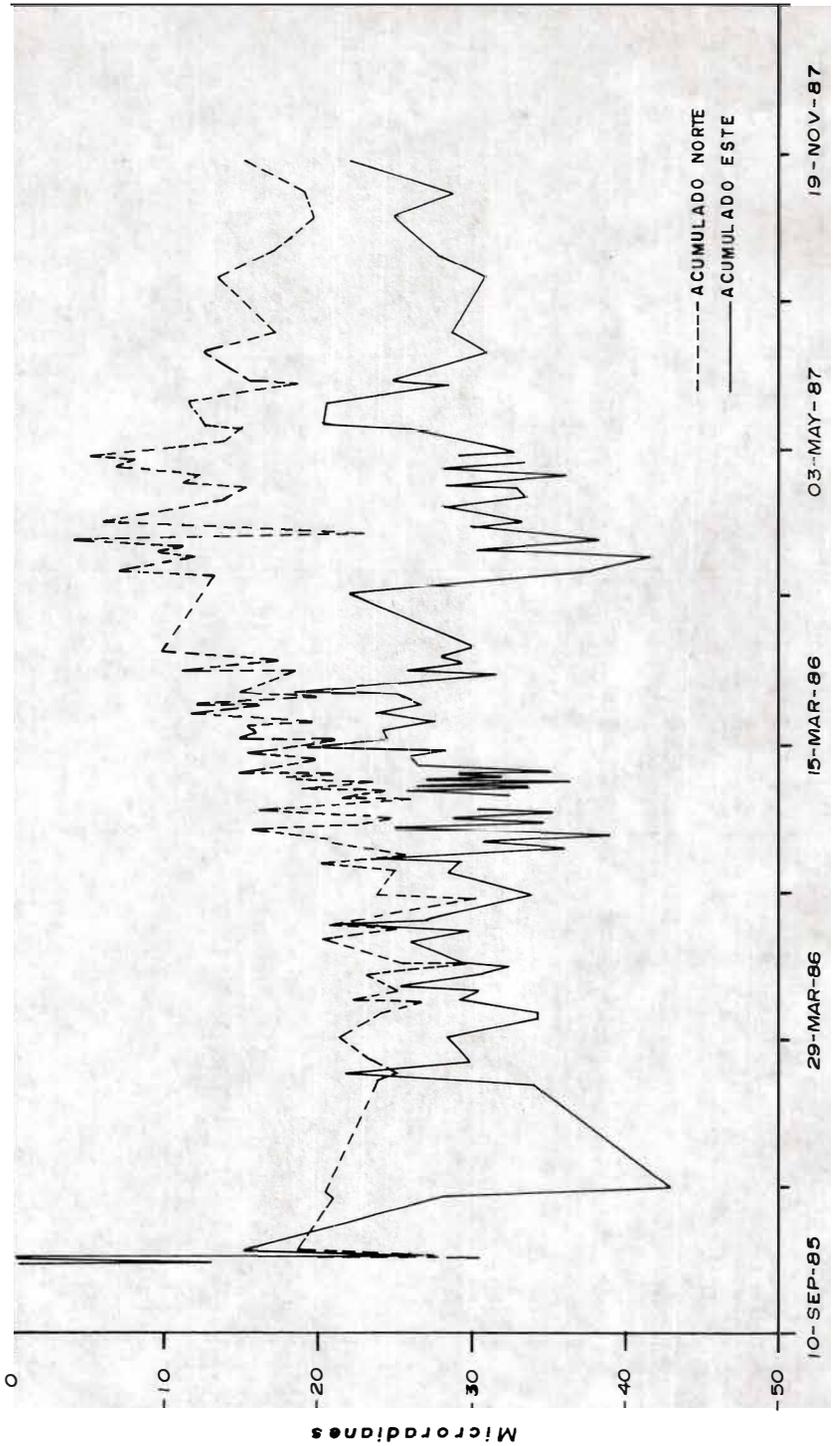


FIG. 7: Inclinometría Seca - Estación Piraña.

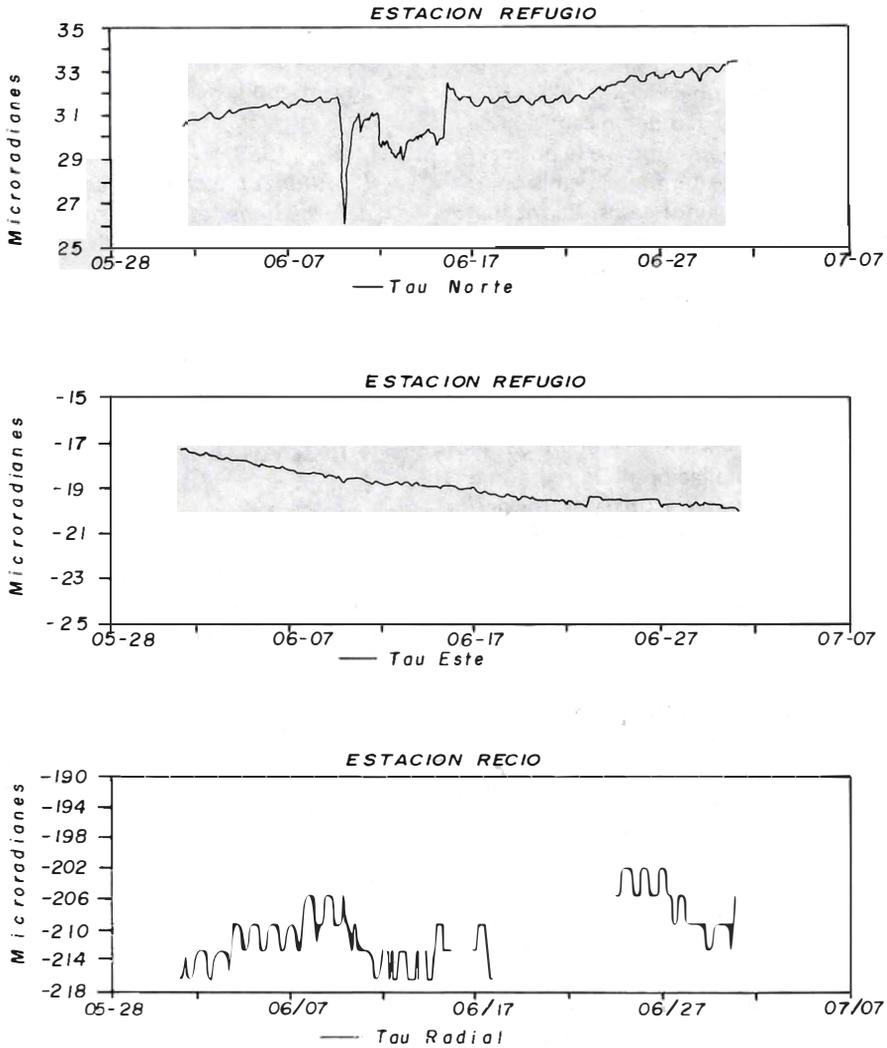


FIG. 8: Inclinometría Electrónica - Junio-87.

la lluvia y la diversa sismicidad, deformación y parámetros eruptivos que usualmente son atribuidos directamente al magma, deberán desarrollar alternativas de explicación de estos parámetros en volcanes similares al Ruiz.

Uno de los inclinómetros electrónicos localizado en el área, ha demostrado una ligera "firma" asociada con algunas de las emisiones ocurridas entre 1986 y 1988. Esta característica indica un descenso de presión asociada con el comienzo de una emisión de cenizas, pero la presión retorna a la normalidad tan pronto como termina la emisión, o un poco antes en algunos casos. La inclinación mostrada en la estación Refugio es pequeña comparada con el volumen de material arrojado del volcán durante la erupción. Esto indica una fuente muy superficial o un conducto muy delgado.

Trabajos futuros en el programa de deformación deberán incluir mayor precisión en las medidas y ampliación de la red a mayores distancia del cráter. Estos aspectos permitirán mejorar la vigilancia en términos de incrementar la sensibilidad, para tratar de "detectar" fuentes de presión grandes y profundas o pequeñas y superficiales.

5. AGRADECIMIENTOS

A todas las personas que han participado de una u otra forma en la ejecución de las tareas relacionadas con las medidas de deformación.

En especial al profesor Eysteinn Tryggvasson del Instituto Nórdico Volcánico, quien durante su estadía en el Observatorio en 1988, realizó recomendaciones y explicaciones que han permitido una mejor interpretación e ilustración del fenómeno volcánico.

6. BIBLIOGRAFIA

- CARVAJAL, C. *et al.*, 1986.- *Monitoreo de Deformación en el Volcán Nevado del Ruiz*. Simp. Inter. sobre Neotec. y Ries. Volc. En: Rev. CIAF Vol. 11. Bogotá.
- DIETERICH, J. y DECKER, R., 1975.- *Finite Element Modeling of Surface Deformation Associated with Volcanism*. En: Jour. Geoph. Res. 80 (29).
- MOGI, K., 1958.- *Relations between the Eruption of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them*. En: Bull. Earthquakes Res. Inst. Vol. 36.
- NARANJO, J. *et al.*, 1986.- *La erupción del Volcán Nevado del Ruiz en Colombia el 13 de noviembre de 1985: caída de tefra y lahares*. Simp. Inter. sobre Neotec. y Ries. Volc. En: Revista CIAF. Vol.11. Bogotá.
- TRYGGVASSON, E., 1978.- *Observations in the Krafla-Myvatn Area 1976-1977*. Nordic Volcanological Institute, University of Iceland.
- VAN DER LAAT, R., 1986.- *Metodologías geodésicas para la vigilancia de actividad volcánica: su aplicación en Costa Rica*. Simp. Inter. sobre Neotec. y Ries. Volc. En: Revista CIAF. Vol. 11. Bogotá.
- WALSH, J.B. y DECKER, R., 1971.- *Surface Deformation Associated with Volcanism*. En: Jour. Geoph. Res. 76 (14).
- YOKOYAMA, I., 1971.- *Crustal Deformation Associated with Volcanic Activities*. En: Tectonophysics, Vol. 23. Elsevier Scient. Publ. Co. Amsterdam.

*

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS

**MAPA PRELIMINAR DE AMENAZA VOLCANICA POTENCIAL
NEVADO DEL TOLIMA, COLOMBIA, S. A.**

Informe 2070

Por:

HECTOR CEPEDA y ARMANDO MURCIA
Geólogos

Colaboradores:

JEAN-CLAUDE THOURET
Universidad de Grenoble, Francia

y

MAURO ROSSI
Universidad de Pisa, Italia

1988

CONTENIDO

	Página
RESUMEN	37
1. INTRODUCCION	39
1.1. OBJETIVO	39
1.2. METODOLOGIA	39
1.3. LOCALIZACION GEOGRAFICA	39
1.4. TRABAJOS ANTERIORES	39
2. ACTIVIDAD HISTORICA Y PREHISTORICA	40
3. AMENAZA VOLCANICA DEL NEVADO DEL TOLIMA	40
3.1. GEOLOGIA Y CLASIFICACION	40
3.2. AMENAZA POR FLUJO DE PIROCLASTOS	42
3.2.1. IGNIMBRITAS	42
3.2.2. FLUJO DE ESCORIAS	42
3.2.3. FLUJOS POR COLAPSO DE LAVAS DE DOMOS	46
3.3. AMENAZA POR FLUJO DE LAVAS	46
3.4. AMENAZA POR CAIDA DE PIROCLASTOS	47
3.5. AMENAZA POR LAHARES	57
3.5.1. CASQUETE GLACIAR	57
3.5.2. ZONA PROXIMAL AMENAZADA POR LAHARES	57
3.5.3. ZONA DISTAL AMENAZADA POR LAHARES	59
3.6. ZONIFICACION PROBABILISTICA	70
3.7. MAPA PRELIMINAR DE AMENAZA VOLCANICA POTENCIAL DEL NEVADO DEL TOLIMA	70
4. VIGILANCIA	71
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	72
6. AGRADECIMIENTOS	74
7. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	75

FIGURAS

1. Localización del Volcán Nevado del Tolima	38
2. Mapa geológico generalizado del Volcán Nevado del Tolima	43
3. Mapa de amenaza por flujos de piroclásticos en el Volcán Nevado del Tolima . . .	44
4. Columna estratigráfica generalizada del Volcán Nevado del Tolima	45
5. Mapa de amenaza por flujos de lavas y por lahares en el Volcán Nevado del Tolima	48
6. Mapa de amenaza por caída de piroclastos en el Volcán Nevado del Tolima	49
7. Volcán Nevado del Tolima. Mapa isópaco del Nivel Pliniano A	50
8. Volcán Nevado del Tolima. Mapa de isópletas del Nivel Pliniano A	51
9. Volcán Nevado del Tolima. Mapa isópaco del Nivel Pliniano B	52
10. Volcán Nevado del Tolima. Mapa de isópletas del Nivel Pliniano B	53
11. Volcán Nevado del Tolima. Mapa isópaco del Nivel Pliniano C	54

	Página
12. Volcán Nevado del Tolima Mapa de isópletas del Nivel Pliniano C	55
13. Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Sector Las Marías - Juntas. Río Combeima	60
14. Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Sector La Sonrisa - Pastales Río Combeima	61
15. Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Sector Puerto Perú - Chapetón. Río Combeima	62
16. Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Sector Carlima - Ibagué. Río Combeima	63
17. Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Zona Urbana de Ibagué. Río Combeima	64
18. Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Zona Urbana de Ibagué. Río Combeima	65
19. Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Zona Urbana de Ibagué. Río Combeima	66
20. Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Zona Urbana de Ibagué. Río Combeima	67

TABLAS

1. Volcán Nevado del Tolima ; actividad histórica . . .	41
2. Volcán Nevado del Tolima ; niveles plinianos A, B y C .	56
3. Volcán Nevado del Tolima ; influencia del casquete glaciar sobre drenajes que nacen en él	58
4. Volcán Nevado del Tolima ; resultados de la acumulación para el evento posible considerando como volumen inicial el equivalente al 10 % del descongelamiento del casquete glaciar correspondiente a la cuenca del río Combeima	68
5. Volcán Nevado del Tolima ; resultados de la acumulación para el evento probable considerando como volumen inicial el equivalente al 15 % del descongelamiento del casquete glaciar correspondiente a la cuenca del río Combeima	69
6. Volcán Nevado del Tolima ; severidad y severidad ponderada para los eventos de amenaza volcánica potencial	71

PLANCHA (en bolsillo)

Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del Nevado del Tolima.

RESUMEN

El Nevado del Tolima es un estratovolcán andesítico activo situado en el Parque Nacional Natural de Los Nevados, Cordillera Central de Colombia, en las coordenadas 4,65°N y 75,37°W del Meridiano de Greenwich. El edificio volcánico tiene una altura de 1,2 km, una pendiente del 38%, está coronado por un casquete glaciar con un volumen mínimo de 0,095 km³ de hielo y alcanza una altura máxima s.n.m. de 5200 m.

Durante su más reciente actividad, el Nevado del Tolima ha producido piroclastos, distribuidos por mecanismos de caída y de flujo, lahares y lavas. La eventual emisión de estos productos en el futuro, configura una amenaza potencial para la vida y bienes de las personas que habitan en sus áreas de influencia identificadas en el presente trabajo.

La identificación de áreas amenazadas por caída de piroclastos se hizo con base en el estudio de los tres niveles plinianos mayores producidos en los últimos 14.000 años mediante la elaboración de mapas de isópacas y de isópletas. Así, se determinó la zona amenazada por proyectiles balísticos: círculo de 8 km de radio máximo alrededor del cráter; el volumen de cada emisión: entre 76,3 y 940,0 millones de m³; la rata de flujo de magma: de 40 a 75 millones de kg/s; la altura de la columna de erupción: 10 a 18 km de altura sobre el cráter; duración de cada uno de los eventos: 0,26 a 1,74 horas; dirección del viento que transportó los piroclastos: entre N9°E y S71°W, en sentido contrario de las agujas del reloj; y el VEI: entre 3 y 4.

Las zonas amenazadas por eventuales flujos de ceniza, pómez, escoria y por colapso de lavas y domos, fueron discriminadas teniendo en cuenta la dispersión de los productos emitidos en la historia más reciente del volcán y a la presencia de barreras topográficas que impedirían, total o parcialmente, el paso de estos productos.

Las zonas amenazadas por emisión futura de lava, se identificaron con base en la distribución de aquellas emitidas en el pasado, en la topografía actual y en espesores esperados de los flujos.

En los glaciares del Nevado del Tolima nacen los ríos Combeima, Toche (Coello), Totare y San Rumualdo, afluente de La China, que hacen parte de la cuenca del río Magdalena. Los valles de estas corrientes fluviales serían los canales potenciales utilizables para los recorridos de eventuales lahares. De acuerdo a la topografía actual, a la cantidad de hielo disponible en el casquete glaciar y a los lahares producidos con anterioridad en el Nevado del Tolima, se determinaron las áreas amenazadas y el tiempo de tránsito de los lahares hasta los sitios más poblados. Según lo anterior, una de las áreas más amenazadas por este tipo de fenómeno, se halla a lo largo del río Combeima en cuyas riberas habitan más de 50.000 personas, concentradas especialmente en la ciudad de Ibagué, a donde llegarían los lahares en menos de una hora.

El escenario futuro de una eventual erupción del Nevado del Tolima estaría conformado por un evento explosivo que produciría una columna de erupción cuyos productos serían distribuidos balística y eólicamente; esta columna podría colapsar parcialmente para producir flujos de ceniza pequeños. La caída y el flujo de cenizas sobre el hielo del casquete glaciar producirían la fusión parcial del este e inducirían la formación de lahares que afectarían, en su parte distal, principalmente los valles de los ríos Combeima, Totare y San Rumualdo (La China).

Para obtener la versión final del Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica Potencial del Nevado del Tolima, escala 1:100.000, se tiene en cuenta el número y tipo de eventos ocurridos en los últimos 14.000 años de actividad del volcán, los períodos de recurrencia, las áreas amenazadas y la severidad de cada uno de los tipos de eventos. Esta versión es un mapa sencillo, producto de traducción de información científica a un vocabulario simple, en el que se indican zonas de amenaza alta, media y baja, sin indicar qué tipo de evento volcánico específico sería el amenazante.

El uso adecuado del presente mapa debe contribuir a minimizar los daños causados por una eventual erupción del Nevado del Tolima, tanto en vidas como en bienes de la comuni-

dad amenazada potencialmente. De esta manera se contribuye a la obtención de una mejor calidad de vida para un sector importante de la población colombiana.

1. INTRODUCCION

1.1. OBJETIVO

La meta trazada con la elaboración de este mapa de amenaza volcánica potencial del Nevado del Tolima es la de identificar, de la manera más precisa, las áreas amenazadas y dar información del carácter específico de la amenaza, de modo que sea entendible e interpretable, no sólo por la comunidad científica, sino también por las autoridades y por la población en general.

1.2. METODOLOGIA

Se presenta un mapa a escala 1:100.000, dibujado sobre bases topográficas del IGAC, resultado del siguiente proceso:

Elaboración de un mapa geológico del Nevado del Tolima, escala 1:25.000; identificación de los principales productos emitidos por el volcán a lo largo de su historia.

Análisis de cada uno de los productos, para identificar su comportamiento, tanto en el tiempo como en el espacio; interpretación de mecanismos eruptivos y elaboración de columnas estratigráficas.

Zonación areal por cada tipo de producto; escenarios futuros.

Determinación de severidad y severidad ponderada para los diferentes tipos de amenaza.

Elaboración de un mapa de zonificación probabilística de severidad.

Zonificación definitiva de la amenaza volcánica: Mapa de Amenaza Volcánica Potencial.

La metodología es idéntica a la seguida por Parra *et al.* (1986), con la diferencia que se hace un análisis completo de los depósitos de cenizas, estimando, para tres emisiones plinianas, volumen, altura de la columna erup-

tiva, rata de emisión de magma y duración de la emisión; esto último se hace a partir de mapas de isópacas e isópletas de los tres niveles mencionados.

1.3. LOCALIZACION GEOGRAFICA

El Volcán Nevado del Tolima, 5200 m, esta dentro del Parque Nacional Natural Los Nevados de la Cordillera Central de Colombia; se localiza en el Departamento del Tolima en las coordenadas 4,65°N y 75,37°W del Meridiano de Greenwich (Fig. 1); se halla coronado por un casquete glaciar de aproximadamente 1,9 km² y un espesor mínimo de 50 m, en el cual nacen los ríos Combeima, San Rumualdo, Totare y Toche (Quebrada La Esmeralda); el Totare desemboca directamente al Magdalena y los otros lo hacen mediante los ríos Coello (Toche en su curso alto) y LaChina (Río San Rumualdo).

El acceso al Nevado del Tolima se realiza inicialmente por carretera utilizando alguna de las siguientes vías: por el noroeste carretera Manizales - Laguna del Otún; por el este el carretable Anzoátegui - Palomares; por el oeste la vía Salento - Romerales y por el sureste la carretera Ibagué - Juntas - El Silencio; esta última es la de utilización más frecuente. A partir de los puntos terminales se desprenden senderos y caminos de herradura que conducen a las partes altas e inclusive a la cima del nevado.

En las faldas del volcán se desarrolla actividad económica relacionada con agricultura, ganadería y turismo. La densidad de la población es menor de 20 habitantes por km² (IGAC, 1984).

1.4. TRABAJOS ANTERIORES

En el informe de labores que Jean Claude Thouret de la Universidad de Grenoble entregó al INGEOMINAS a comienzos de 1987, aparece un Mapa de Amenaza Volcánica para el Nevado del Tolima, escala 1:50.000, que él mismo considera muy preliminar; de este informe de labores se tomó información sobre dataciones hechas en el Instituto de Clermont-Ferrand (Francia). Cepeda

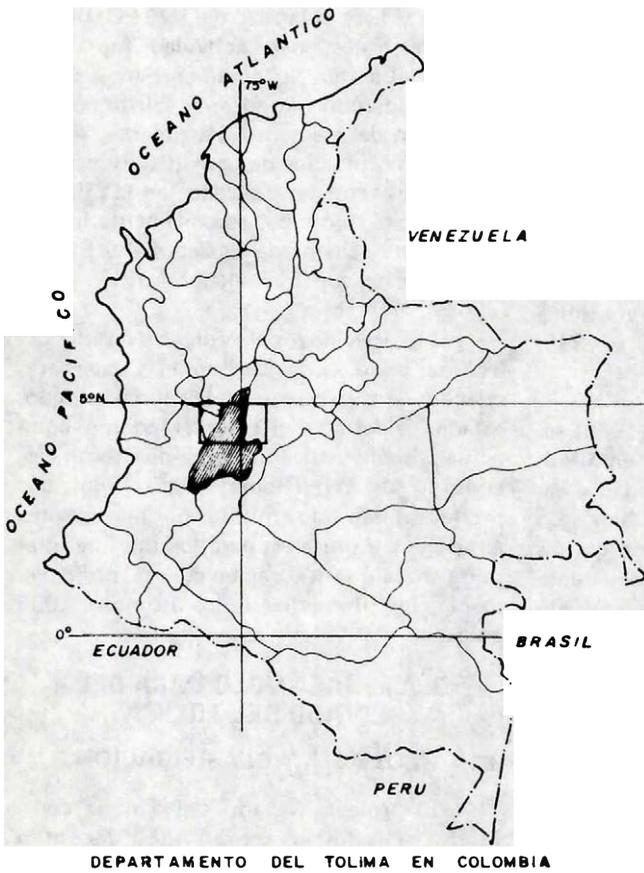
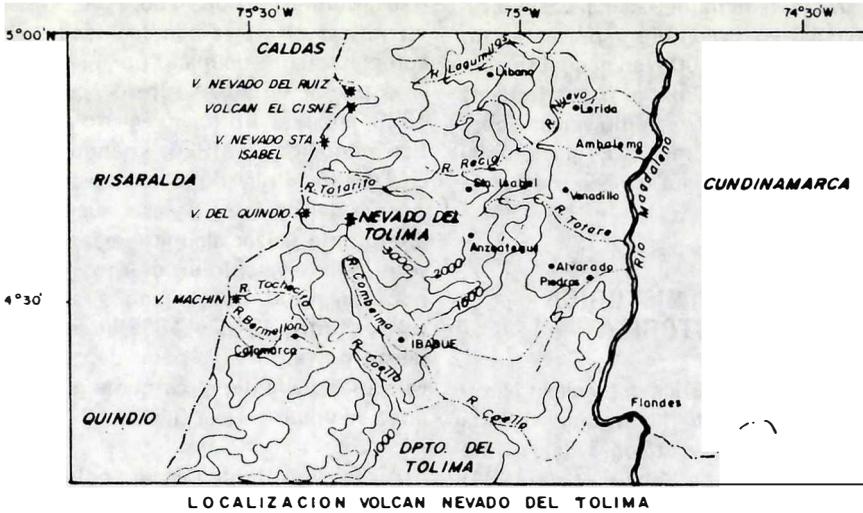


FIG. 1: Localización del Volcán Nevado del Tolima.

et al. (1987), de manera muy preliminar y general, tratan el tema de la amenaza volcánica potencial en Colombia y presentan un mapa a escala 1:3'000.000, en el cual se considera al Nevado del Tolima. Otros trabajos efectuados en el área de estudio versan sobre cartografía geológica regional, glaciología, geotermia y vulcanología, sin considerar la amenaza volcánica.

2. ACTIVIDAD HISTORICA Y PREHISTORICA

La actividad histórica del Volcán Nevado del Tolima, Tabla 1, está consignada principalmente en los catálogos de Hantke and Parodi (1966) y de Simkin *et al.* (1981) que consideran fueron eventos de un Índice de Explosividad Volcánica, VEI, igual a 2 que, en concepto de CHEC (1983), corresponden a explosiones pequeñas, tal vez de tipo freático.

Los relatos de Caldas (1910) indican que en las "mil veces" que contempló la cordillera, con ayuda de telescopio, no vió la menor señal de humo u otra anomalía que indicara algún grado de actividad del Nevado del Tolima en los comienzos del siglo XIX. Por su parte, Klein (1940) y Kraus (1944) no registraron indicios de actividad volcánica cuando visitaron la zona en 1926 y 1943, respectivamente.

Si bien Hantke and Parodi (1966) señalan un evento eruptivo acaecido en 1943, se tienen dudas acerca de su veracidad y carácter, ya que sus productos no han sido localizados; además; al comparar fotografías aéreas del IGAC tomadas en 1939 (Vuelo A-99; fotografías 72-76) y 1946 (Vuelo C-477; fotografías 471-474) no se detectan cambios que indiquen el registro de tal erupción en el área del Nevado del Tolima. Por las anteriores razones, lo más posible es que el evento no haya ocurrido.

De otra parte, de la observación de las fotografías de 1939 y 1946, se destaca con claridad el cráter principal, observándose, de modo parcial, el fondo y sus paredes; en

aerofotografías de IGAC, 1959 (Vuelo C-419; fotografías 7582-7583), ya no se puede identificar el cráter con facilidad, por estar completamente ocupado por hielo. Esto lleva a pensar en algún suceso ocurrido entre 1939, época del primer registro aerofotográfico conocido, y 1926, cuando Klein (*op. cit.*) visitó el nevado y no detectó el cráter. Acerca del carácter de este suceso, es muy aventurado lanzar alguna teoría; una hipótesis es que haya sido un evento explosivo, de poca magnitud, que originó la reapertura del cráter. Entre 1946 y 1959 el cráter fue cubierto por el hielo, a pesar de que, como se verá más adelante, el casquete glaciar disminuyó su volumen (ver 3.5.1.).

En las últimas décadas se ha observado actividad fumarólica intermitente relacionada con el sitio denominado El Oíño, borde externo suroeste del cráter. Los andinistas K. Salgado y L.F. Guarnizo del INCEOMINAS-Manizales, atestiguan actividad fumarólica dentro del cráter, así como corrientes superficiales hiperconcentradas en azufre con deposición del elemento. Igualmente, se destacan como indicios de actividad los campos de fuentes termales, ubicados en los flancos del edificio volcánico, especialmente los del nor-noreste (Quebrada El Cebolla y El Termal) y los del sur (El Rancho).

La actividad del Volcán Nevado del Tolima pudo comenzar en el Cuaternario cuando se construyeron el Tolima antiguo, estadio caldérico y el Tolima Moderno, cono actual, sobre vulcanitas pre-pleistocénicas, como lo sugieren Thouret *et al.* (1985). Los productos han sido emitidos por mecanismos explosivos y efusivos; para los fines del presente trabajo se tendrán en cuenta, principalmente, los productos de los últimos 14.000 años.

3. AMENAZA VOLCANICA DEL NEVADO DEL TOLIMA

3.1. GEOLOGIA Y CLASIFICACION

El Volcán Nevado del Tolima construyó su edificio sobre vulcanitas miopliocénicas? y rocas cristalinas del Batolito de El Bosque (MOSQUERA *et al.*, 1977) y

TAB. 1: Volcán Nevado del Tolima ;actividad histórica.

FECHA	FUENTE	TIPO DE ACTIVIDAD
? 3.1825	Hantke and Parodi (1966)	Explosiva ;VEI = 2 (SIMKIM <i>et al.</i> , 1981)
2.3. 1825	Hantke and Parodi (1966)	Explosiva ;VEI = 2 (SIMKIM <i>et al.</i> , 1981)
?5 a 17.6. 1826	Hantke and Parodi (1966)	Explosiva ; VEI = 2 SIMKIM <i>et al.</i> , 1981)
1918	Krueger (1927)	Actividad fumarólica
Antes de 1939?	Este trabajo	No conocida.
? 3. 1943	Hantke and Parodi (1966) Simkim <i>et al.</i> (1981)	Explosiva VEI = 2 (SIMKIM <i>et al.</i> , 1981)
1950 a Hoy	Comunicación oral: Varios.	Fumarólica

del Grupo Cajamarca, complejo polimetamórfico definido por Nelson (1962). Afloramientos del cuerpo intrusivo se hallan 3,5 km al nor-noreste de la cumbre del del volcán, en la Quebrada El Placer a 4000 m de altura. Las metamorfitas están expuestas al este-sureste, también a 4000 m de altura, cerca de la Cañada San Carlos, en el río San Rumualdo y en la Quebrada Chorro Seco.

Teniendo en cuenta la altura del Nevado del Tolima, 5200 m, se puede calcular, entonces, que el edificio volcánico tiene una altura de 1,2 km, y una pendiente de 38 %, que es un poco menor hacia el costado sur.

El Volcán Nevado del Tolima es un estratovolcán activo, perteneciente al denominado por Herd (1982) Complejo Volcánico Ruiz - Tolima; está identificado con el número 1501-003 en el catálogo de volcanes del Instituto Smithsonian (SIMKIM *et al.*, 1981); posee dos cráteres, uno principal situado al sureste de la cima y otro parásito al sureste del anterior.

Los productos típicos del Tolima pertenecen a la serie calco-alcalina y son andesitas de dos piroxenos, con anfíbol u olivino como accesorios; algunas tobas soldadas fueron clasificadas como dacitas por CHEC (1983). Estos productos cubren un área proximal de 100 km², extendida principalmente hacia el sur, por la cuenca del río Combeima.

La actividad volcánica del Tolima ha producido flujos de lava y de piroclastos, depósitos de caída de piroclastos y lahares (Fig. 2). El tránsito de estos productos, desde el sitio de origen hasta el lugar de deposición, constituye una amenaza potencial para la actividad económica y la vida de los habitantes ubicados en la ruta y sitio de acumulación de estos materiales. Además, los efectos de la actividad volcánica pueden repercutir indirectamente en otras regiones del país por deterioro de la infraestructura de servicios, como sería el caso de la interrupción de comunicaciones viales utilizadas para el transporte de materias básicas de y hacia las zonas directamente afectadas.

3.2. AMENAZA POR FLUJO DE PIROCLASTOS

En la Figura 2 se observan los diferentes tipos de depósito producidos por flujo de piroclastos; la Figura 3 indica las zonas amenazadas por este tipo de evento potencial originado en el Nevado del Tolima; se exceptúa, en ambas figuras, lo relacionado con las ignimbritas del barrio El Libertador de Ibagué. Se nota que estos depósitos se extienden hasta una distancia máxima de 13 y 12 km del cráter, a lo largo de los valles de los ríos Totare y Combeima, respectivamente.

3.2.1. IGIMBRITAS

Son depósitos resultantes de flujos de ceniza y de pómez. En el Volcán Nevado del Tolima se han producido predominantemente flujos de ceniza que han afectado, casi siempre, áreas menores que la de un círculo de 10 km de radio. Los flujos de pómez son frecuentes, destacándose los denominados Ignimbrita de El Placer e Ignimbrita de El Libertador; la segunda, muy antigua, tiene una edad mayor de 200.000 años?, ha sido ligeramente retrabajada por agentes fluviales, fue de grandes dimensiones y no pertenece al volcán del Tolima Moderno de Thouret *et al.* (1985). La Ignimbrita de El Placer fluyó a lo largo del valle de la quebrada del mismo nombre, al norte-noroeste del volcán, y ocurrió probablemente 4100 años A.P., constituyendo una de las unidades de flujo que acompañó al nivel pliniano B (Figura 4); la datación de 4100 años A.P., fue presentada por CHEC (1983), pero la ubicación en la columna estratigráfica era por ellos desconocida. Se pueden ver otras ignimbritas en la Figura 4.

Existen algunas barreras naturales muy importantes que impedirían el paso, total o parcial, de buena parte de las ignimbritas similares a las que ha producido el volcán en los últimos 14.000 años de su historia. Estas barreras topográficas son: al oeste y suroeste el flanco sur del Cañón del Combeima; al oeste los cerros La Torre, El Silencio y La Pirámide (antiguo cuello volcánico); por el noroeste el Volcán del Quindío; por el norte

la Cuchilla de El Placer y por el norte-noreste el flanco norte del cañón del río Totare.

Las planicies o superficies de muy baja pendiente existentes alrededor del nevado, especialmente las localizadas en el norte en los nacimientos y valles altos de los ríos Toche y Totare, pueden servir de freno al avance de las ignimbritas, ya que son lugares propicios para la depositación de ellas. Por el contrario, en el costado sur los flujos ignimbriáticos pueden fluir sin mayores obstáculos, hasta tanto no sean encajonados en los valles altos del río Combeima y la quebrada Las Juntas. Esto último hace que las zonas amenazadas, por este tipo de evento volcánico, sean más extensas hacia el sur (Figura 3).

3.2.2. FLUJO DE ESCORIAS

Son depósitos resultantes del flujo de escoria, con la formación de estructuras coliflor. En el Tolima son andesitas de dos piroxenos, fibrosas y con texturas perlíticas incipientes. Se ha producido como mínimo un evento de este tipo, que avanzó hacia el sureste utilizando como canales los valles de la cañada San Carlos y la quebrada Chorro Seco, afluentes del río San Rumualdo. Debido a su alta fluidez fueron rápidamente canalizados más arriba de la cota 4200 m, en los valles antes mencionados, en donde aún se observan las hombreras dejadas a su paso. Los fragmentos, bombas fragmentadas y lavas escoriáceas, son hasta del orden métrico sobre la cota de 4000 m; bajo esta cota los fragmentos son decimétricos. La parte superficial del depósito ha sido retrabajada, especialmente por acción fluvial. El flujo avanzó hasta la cota 3650 m y afectó un área cercana a 1 km² (Figura 2). Hacia las cabeceras de la cañada San Carlos y de la quebrada Chorro Seco se nota que el flujo de escorias es más moderno que algunos flujos de lavas en bloques (Figura 4).

En la zona amenazada por flujo de escorias (Figura 3), se incluye el norte del volcán, que corresponde a las quebradas El Avión, El Istmo, Canalones, El Cebollal y El Termal. Los valles de estas quebradas fueron afectados por varios flujos debidos al colap-

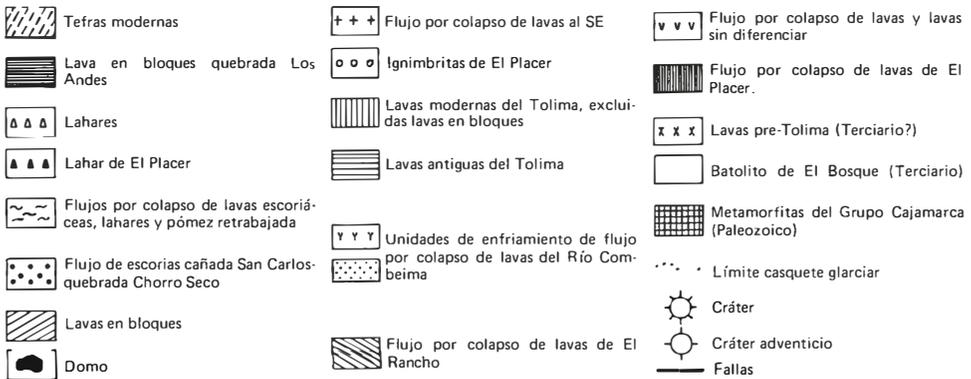
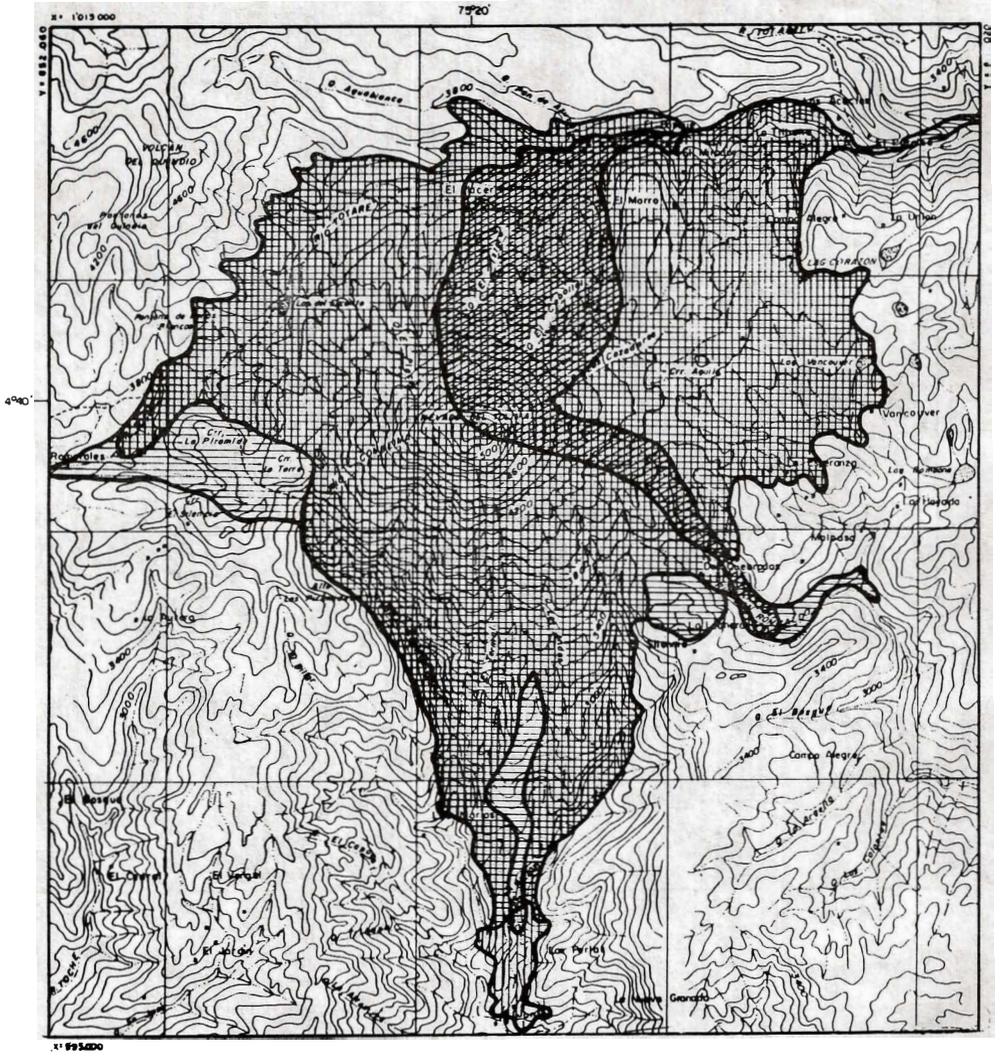
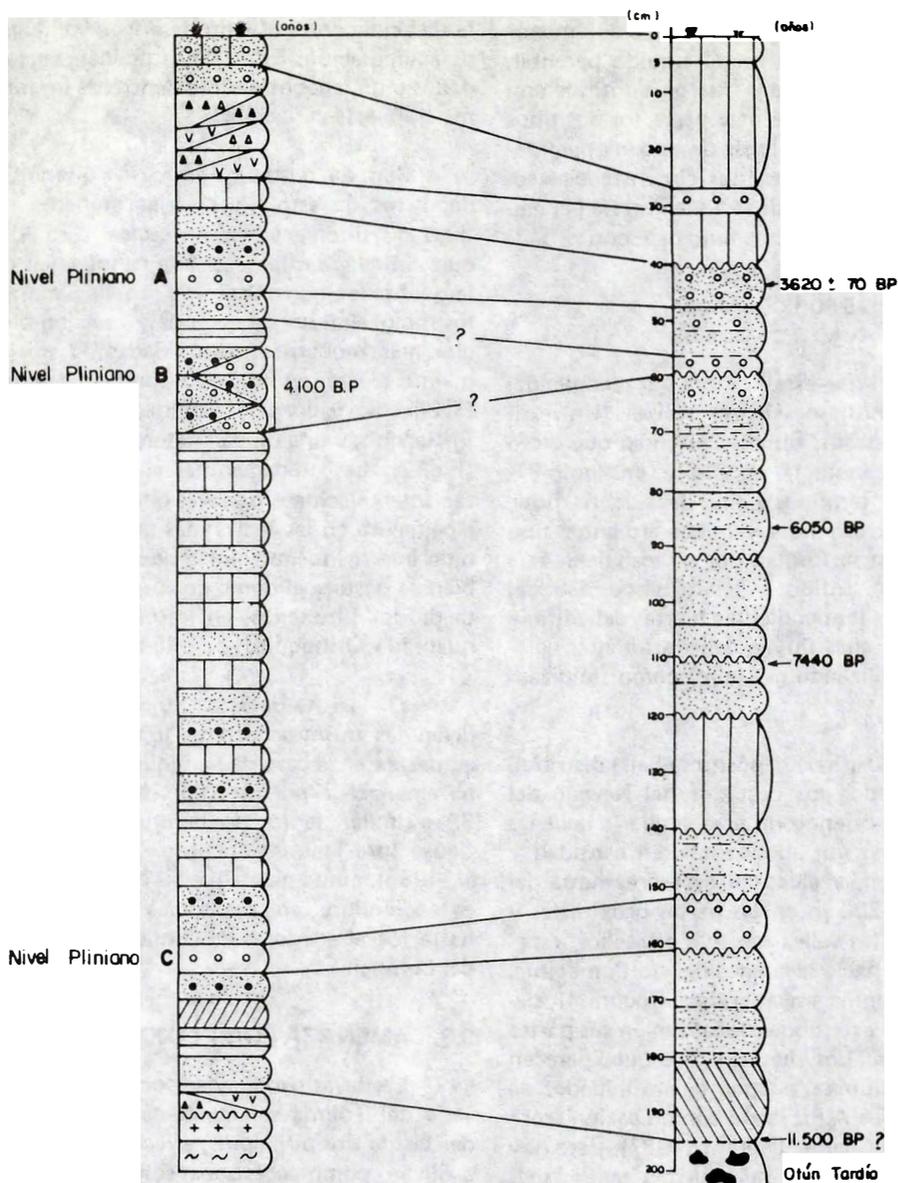


FIG. 2: Mapa geológico generalizado del Volcán Nevado del Tolima.



-  Amenaza por flujo de cenizas y pómez
-  Amenaza por flujo por colapso de lavas
-  Amenaza por flujo de escorias

FIG. 3: Mapa de amenaza por flujos piroclásticos en el Volcán Nevado del Tolima.



Columna tomada de Thuret y van der Hammen (1983)



FIG. 4: Columna estratigráfica generalizada del Volcán Nevado del Tolima.

so de lavas escoriáceas, que tienen una composición similar a la escoria, pero con menor contenido de gases en el líquido parental, lo que demuestra que fueron emitidos con menor violencia. De otra parte, los dos tipos de flujo tienen un lugar de origen aparentemente común. Estas dos circunstancias soportan la inclusión de la zona norte en el ámbito de la amenaza por flujo de escorias.

3.2.3. FLUJOS POR COLAPSO DE LAVAS O DE DOMOS

Se utiliza este nombre por recomendación del Profesor George Walker (Universidad de Hawaii), durante el curso que dictó sobre vulcanología en Quito en junio-87; reemplaza términos como **lava-debris flow**, **block and ash flow** y nubes ardientes tipo Merapí que se forman por colapso de lavas o de domos, debido a la alta viscosidad del magma y a las pendientes fuertes del edificio volcánico; ellas fluyen calientes a altas velocidades utilizando gas (aire) como fluidizante.

Este tipo de depósito se halla distribuido por todos los costados del Nevado del Tolima, cubriendo un área similar a la de las ignimbritas; son abundantes, en cantidad y en volumen, y alcanzan espesores hasta del orden de 200 m en las partes próximas y en donde los valles son más estrechos, especialmente hacia la cuenca del río Combeima. En la columna estratigráfica (Figura 4), depósitos de este tipo se localizan en sus partes alta y baja. Los más antiguos que aparecen en esta columna, pueden tener alrededor de 14.000 años A.P., según comunicación escrita de Jean-Claude Thouret (1987), pero hay otros más antiguos que pueden tener "más de 100.000 años y menos de 500.000 años aproximadamente" (THOURET, op cit.).

En el Volcán Nevado del Tolima, los flujos por colapso de lavas y domos son, por lo regular, monolíticos y se componen de fragmentos de andesita de dos piroxenos y oxihornblenda y/o dacita en una matriz vítrea de color marrón, debido a la presencia de óxidos de Fe sinérgicos que hacen de pigmento. La relación matriz/fragmentos de

roca es variable, dependiendo, en general, de la distancia entre el sitio de origen y el lugar de acumulación. Estos flujos pueden ser soldados o no, encontrándose dentro de un mismo flujo esta variación.

Son de destacar, entre los diferentes depósitos de este tipo: varias unidades de flujo no diferenciables en escala 1:25.000, que se hallan en la parte alta de los valles de la quebrada Chorro Seco y la cañada San Carlos, bajo el flujo de escorias y lavas en bloque más modernas; las unidades de enfriamiento existentes en el río Combeima, entre El Silencio y Juntas; la unidad denominada El Rancho; y una unidad heterolítica antigua (Fig. 2). Las unidades más antiguas presentan intercalaciones de lavas observables principalmente en las facies más proximales, debido a la menor movilidad de las lavas. También se destaca el domo colapsado de andesita de dos piroxenos, en las cabeceras de la quebrada Orinoquito, bajo la cota 4.000 m.

En la ruta de estos flujos se interpondrán las mismas barreras topográficas que actuarían en el caso de las ignimbritas. La zona amenazada por este tipo de evento (Fig. 3) es similar, tanto para las unidades más antiguas (pre-Tolima Moderno de Thouret *et al*, 1985), como para aquellas más modernas, extendiéndose en sus facies más distales hasta los alrededores de Juntas en el Cañón del Combeima.

3.3. AMENAZA POR FLUJO DE LAVAS

Las lavas producidas por el Volcán Nevado del Tolima son fundamentalmente andesitas de dos piroxenos, a veces con anfíbol u olivino como accesorios; son coladas masivas, en bloques y escoriáceas; estas últimas, colapsaron debido a la alta pendiente de los flancos norte y sureste del volcán. Las lavas más nuevas son en bloques y se localizan entre el este-sureste y el sur del edificio volcánico (Fig. 2). La alta viscosidad de estas lavas no permite que se alejen demasiado del sitio de emisión; la colada que más avanzó es aquella en bloques que llegó casi hasta la desembocadura de la quebrada Orinoquito en la quebrada Chorro Seco, a 5,5 km del cráter

del volcán. Las lavas masivas del Tolima Moderno de Thouret *et al.* (1985) no llegan más allá de 3 km del cráter.

La zona amenazada por flujo de lavas se concentra principalmente en la parte alta del edificio volcánico y en los valles muy altos o cabeceras de las principales corrientes fluviales, que nacen en el hielo del casquete glaciar del Nevado del Tolima (Fig. 5); esta zona presenta su mayor extensión hacia los flancos este-sureste y sur del volcán. De acuerdo con la composición de las lavas del Tolima, su velocidad de flujo debe ser baja, siempre y cuando avance como lava y no como flujo por colapso.

3.4. AMENAZA POR CAIDA DE PIROCLASTOS

Para la identificación de las zonas amenazadas por este tipo de fenómeno (Fig. 6), se siguió la siguiente metodología:

Se levantaron 15 columnas de tefras en los flancos del edificio volcánico.

Se identificaron tres niveles plinianos que fueron nominados A, B y C (Fig. 4).

En cada columna se midieron espesores y tamaño máximo de pómez y líticos de cada nivel pliniano; los tamaños máximos se determinaron como el promedio de los tres fragmentos mayores de cada especie en el afloramiento.

Con la información recogida en el campo, se elaboraron mapas de isópacas e isópletas para cada uno de los niveles plinianos A, B y C (Figs. 7 a 12).

Teniendo como base estos mapas, los trabajos de Carey and Sparks (1986) y de Wilson and Walker (1987), así como la metodología recomendada por el Profesor George Walker (U. de Hawaii), aún no publicada, se calculó el volumen emitido, la altura de la columna de erupción, la rata de flujo de magma, la duración de la erupción, la dirección

del viento en el momento de la erupción, la máxima distancia alcanzada por proyectiles balísticos (bombas y bloques) y el Índice de Explosividad Volcánica (VEI).

Se consultó en ACESCO sobre la capacidad de carga de las tejas metálicas de más bajas especificaciones que ellos fabrican: 35 kg/m² para tejas de 16 mm de espesor y 214 cm de largo; con estos parámetros se evaluó la cantidad de pómez por unidad de área que resiste una de estas tejas antes de sufrir colapso. Este tipo de teja es el comúnmente usado por los campesinos para los techos de sus viviendas y otras construcciones.

Utilizando adecuadamente la combinación de datos obtenidos en los anteriores pasos, se elaboró el mapa de amenaza por caída de piroclastos (Fig. 6).

Los datos de volumen, altura de la columna de erupción, rata de emisión y duración de la erupción, se consideran de carácter semicuantitativo e indican el orden de magnitud de cada uno de los tres eventos plinianos estudiados (Tabla 2).

De la Tabla 2 se puede deducir que los niveles A, B y C representan erupciones plinianas de moderadamente grandes, eventos A y B, a grandes, eventos C, cuya duración fue del orden de pocas horas y sus columnas de erupción alcanzaron alturas comprendidas entre 10 y 18 km sobre el nivel del cráter. Las direcciones dominantes del viento (Figs. 7, 9 y 11) no permanecieron estables durante cada una de las erupciones; hubo varias direcciones de viento a diferentes alturas o en diferentes fases eruptivas; a ello se debe el carácter semicuantitativo de los datos que, sin embargo, nos dan una buena imagen del escenario y de las características de estos eventos. El caso del nivel B es interesante, pues se trata de una unidad de caída asociada a una o varias unidades de flujo de ignimbritas que, según CHEC (1983), ocurrieron 4100 años A.P. (Fig. 4).

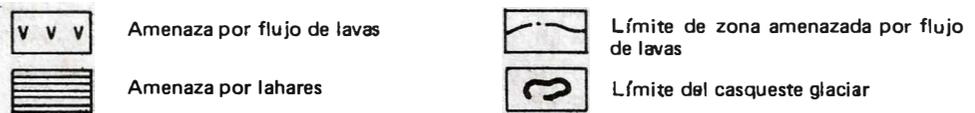
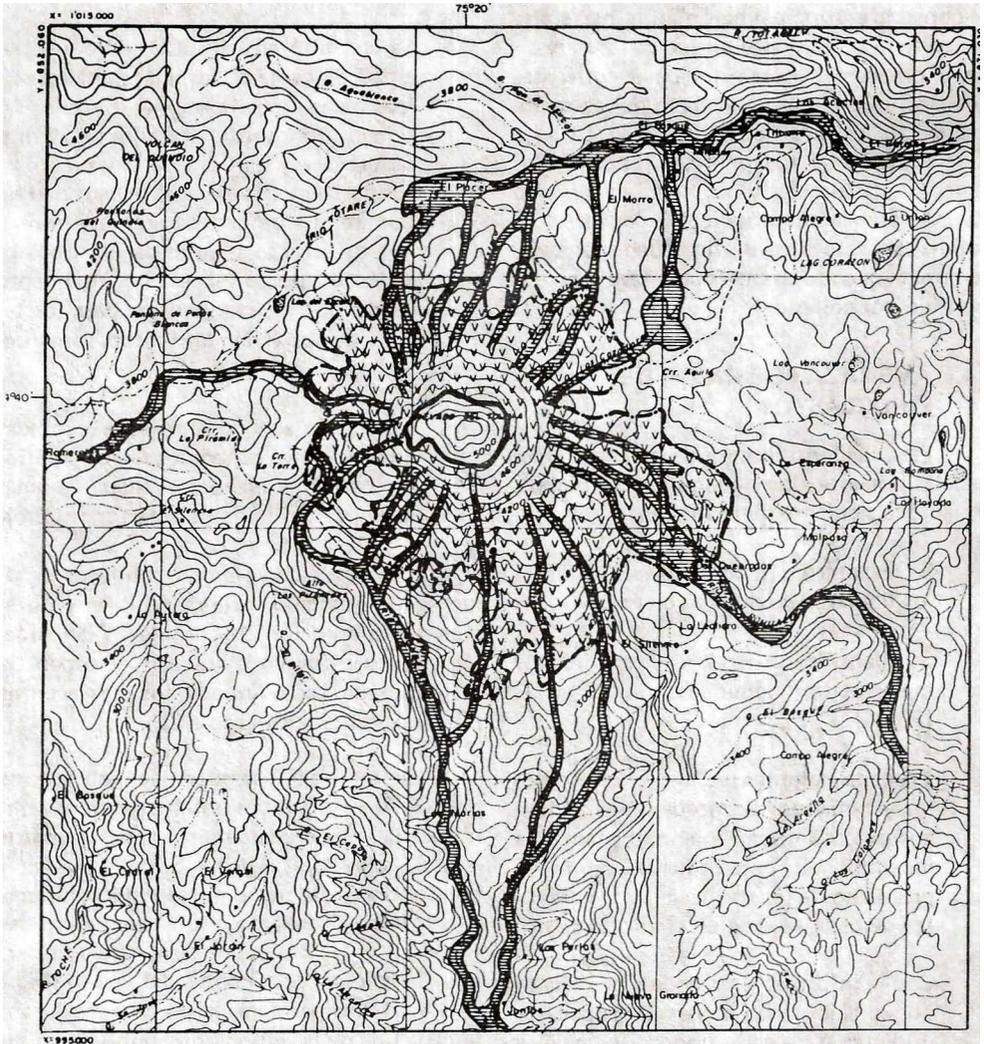
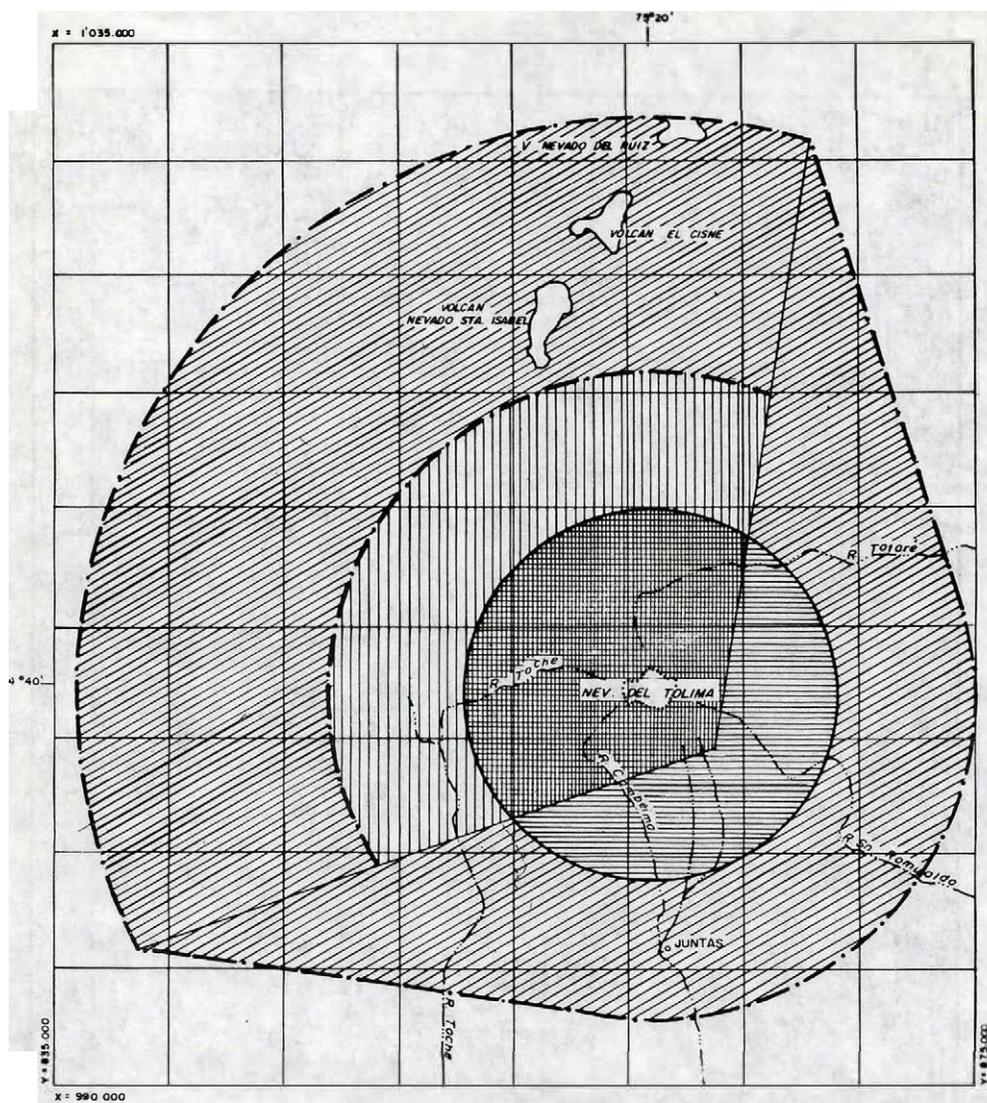


FIG. 5: Mapa de amenaza por flujos de lavas y por lahares en el Volcán Nevado del Tolima.



Amenaza alta por caída de piroclastos con transporte eólico



Amenaza media por caída de piroclastos con transporte eólico



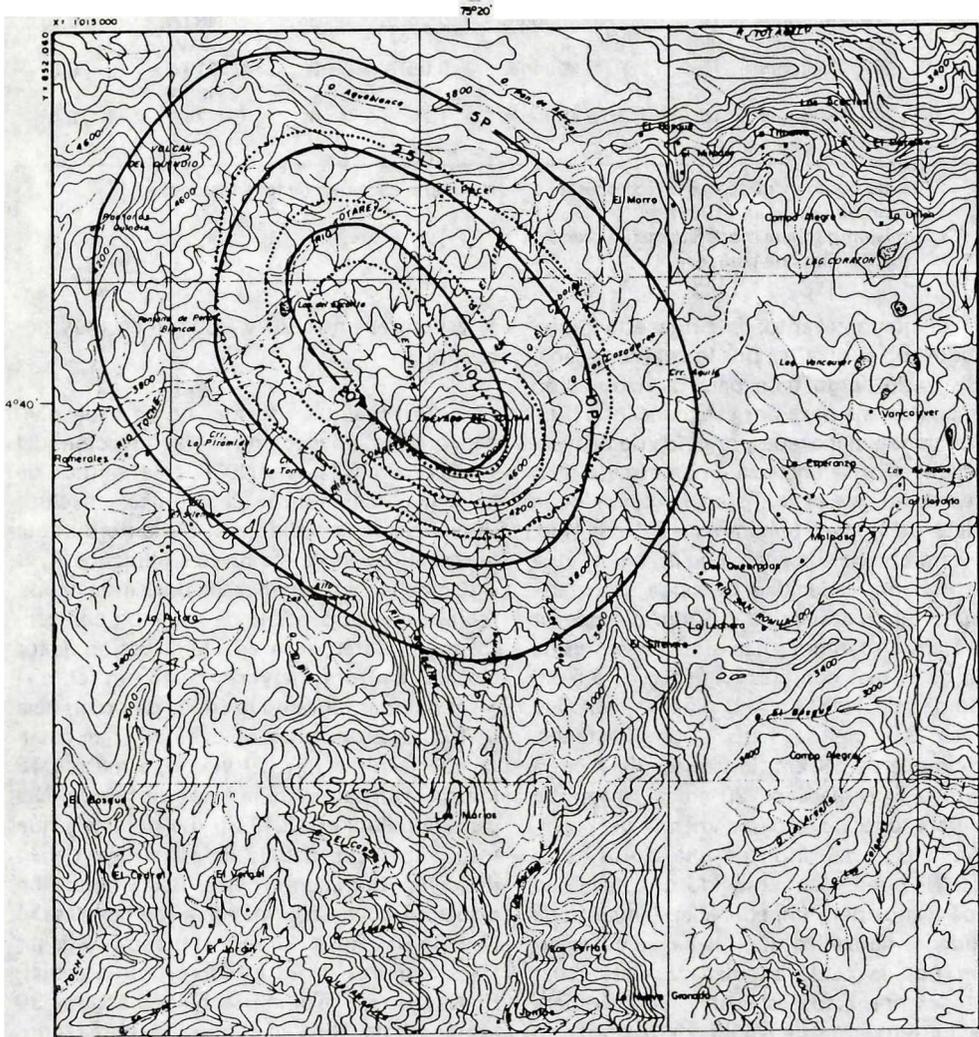
Amenaza alta por caída de piroclastos proyectados balísticamente

FIG. 6: Mapa de amenaza por caída de piroclastos en el Volcán Nevado del Tolima.



..... 500 Isópaca de 500 cm

FIG. 11: Volcán Nevado del Tolima. Mapa isopaco del Nivel Pliniano C.



20 P — Isópleta de 20 cm para el tamaño máximo de pómez
 2.5 L Isópleta de 2.5 cm para el tamaño máximo de líticos

FIG. 12: Volcán Nevado del Tolima. Mapa de isópletas del Nivel Pliniano C.

TAB. 2: Volcán Nevado del Tolima; niveles plinianos A, B y C. Volúmenes emitidos (V), altura de columnas de erupción (H), rata de flujo de magma (R), duración de la erupción (D), Índice Volcánico de Explosividad (VEI), dirección(es) del viento durante la erupción (DV) y distancia máxima alcanzada por proyectiles balísticos (PB).

NIVEL PLINIANO	V(m ³)	H(km)	R(kg/s)	D(h)	VEI	DV(1)	PB(km)
A	76.3 Millones	10	40 Millones	0,26	3	N87W S71W	6,5
B	37,7 Millones	15	65 Millones	0,08	3	N19W N68W	6,5
C	940,0 Millones	18	75 Millones	1,74	4	N74W N 9E	8,0

(1): Hubo como mínimo dos direcciones de viento durante cada una de las emisiones.

VEI: según Simkin *et al.* (1981).

VEI = 3: emisión pliniana moderadamente grande.

VEI = 4: emisión pliniana grande.

El mayor evento de caída está representado por el nivel C, por lo cual su escenario se tomó como base para la elaboración del mapa de amenaza por este concepto (Fig. 6). La zona amenazada por caída de proyectiles balísticos se encierra en un círculo de 8 km de radio que es la distancia mayor de la isópleta de pómez máximo de 6,4 cm (Fig. 12). Para obtener una carga de 35 kg/m² que es la máxima capacidad de carga soportada por una teja metálica de 1,6 mm de espesor y 214 cm de largo, se necesitan espesores de 7 cm de pómez con 500 kg/m³ o de 3,5 cm de pómez de 1000 kg/m³; para el nivel C la isópaca 3,5 cm se halla a una distancia aproximada de 33 km, la isópaca de 7 cm a 25 km y la isópaca de 20 cm a 14 km. Se considera que un espesor menor de 7 cm, acumulado en cuestión de una o dos horas (Tab. 2), puede ser removido con facilidad de los techos para impedir el apilamiento de cantidades de ceniza que los hagan colapsar, razón por la cual la amenaza, para áreas afectadas por estos espesores, se considera baja. La remoción de 7 a 20 cm de ceniza en un par de horas es más complicada y por ello se considera la zona comprendida en un radio de 14 a 25 km, alrededor del cráter, entre S71°W y N9°E, como de amenaza moderada, lo mismo que para la zona a barlovento indicada en la Figura 6. Se considera como zona de amenaza alta, aquella comprendida dentro de un radio de 14 km alrededor del cráter, localizada a sotavento (Fig. 6), en donde pueden acumular-

se espesores entre 20 y 900 cm en muy pocas horas.

En cualquier forma, no se debe olvidar que la asignación de la dirección del viento entre S71°W y N9°E, en el sentido de las agujas del reloj, se debe única y exclusivamente a lo sucedido con el viento durante la acumulación de los niveles plinianos A, B y C, que la zona amenazada por caída de piroclastos es susceptible de rotación con centro en el cráter, si se sabe la dirección de los vientos, a alturas mayores de 15 km sobre el nivel del mar, durante la época de ocurrencia de futuras erupciones. Se debe tener en cuenta que la dirección del viento, a más de 15 km de altura durante la fase eruptiva del Nevado del Ruiz el 13.11.85 fue noreste y que los vientos, por debajo de esa altura, tienen dirección dominante oeste, hacia donde ha sido transportada la mayoría de cenizas del Nevado del Ruiz, durante el desarrollo de las fases menores de su estado eruptivo actual. El Nevado del Tolima se halla a escasos 30 km al sur del Ruiz en el mismo sistema montañoso y, lógicamente, sometido a condiciones meteorológicas muy similares.

Todas las unidades de caída, consideradas para la elaboración del mapa de amenaza son más jóvenes que el estadio glacial Otún tardío, 10.000 a 11.000 años A.P., de Thouret y Van Der Hammen (1983), (Fig. 4). El nivel pliniano A puede correlacionarse con aquel considerado por Thouret y Van

Der Hammen (op. cit.) con edad 3620 ± 70 años A.P. (Fig. 4); el nivel pliniano B está asociado a un evento de flujo de piroclastos de 4100 años A.P. y, teniendo en cuenta las correlaciones hechas en la Figura 4, se puede deducir fácilmente que el nivel C ocurrió en el lapso comprendido entre 7400 y 11.500 años A.P.

3.5. AMENAZA POR LAHARES

3.5.1. CASQUETE GLACIAR

Como resultado del estudio de fotografías recientes y conversaciones con andinistas que visitan frecuentemente la cumbre del Volcán Nevado del Tolima, se puede concluir que el dominio de su actual casquete glaciar se halla sobre la cota 4800 m, cubriendo un área proyectada de $1,9 \text{ km}^2$, con espesor mínimo de 50 m, lo que da un volumen mínimo de hielo de 95 millones de $\text{m}^3 = 0,095 \text{ km}^3$.

Del análisis de las aerofotografías del IGAC de 1939 y 1946, citadas en el numeral 2., se desprende que el nivel de nieves perpetuas del Nevado del Tolima en ese tiempo era aproximadamente la cota 4550 m. En la época actual dicho nivel se encuentra 250 m más alto, cota 4800 m, lo que representa un retroceso de aproximadamente 5,2 m por año ó 43 cm por mes para los últimos 48 años. Este promedio, muy alto de por sí, debió incrementarse merced a las altas pendientes existentes en el nevado por encima de los 4600 m de altura.

En el año de 1974, Herd (1982) indica que el nivel de los hielos en el Nevado del Tolima, se hallaba a 4740 m al oeste, y a 4690 m al este; comparando con la situación actual, el promedio de retroceso, en estos 13 años ha sido de 40 cm por mes, muy similar al anotado atrás. Si el ritmo de retroceso de los últimos 48 años se mantiene sin variaciones importantes, el casquete glaciar del Nevado del Tolima desaparecería en el año 2064, o sea dentro de 76 años.

Caldas (1910) realizó algunas mediciones del Nevado del Tolima¹ y de sus datos se puede concluir que en esa época, 45 años antes de finalizar la pequeña edad glaciaria, ubicada por Thouret y Van Der Hammen (1983) entre 1600 y 1850, la cubierta de hielo era de aproximadamente 9 km^2 y que su nivel inferior era la cota 4400 m. Esto indica que entre 1806 y 1939, un lapso de 133 años, los hielos retrocedieron 150 m, a un promedio de 9 cm por mes que es una velocidad de retroceso lenta, si se compara con la de los últimos 48 años.

3.5.2. ZONA PROXIMAL AMENAZADA POR LAHARES

La zona proximal del Nevado del Tolima que es potencialmente amenazada por el paso de lahares se puede ver en la Figura 5. El agua necesaria para la formación de tales lahares podría ser suministrada por:

Fusión del casquete glaciar.

La nieve no permanente que podría estar cubriendo la parte alta del edificio volcánico en el momento de una erupción.

Las corrientes fluviales que nacen en las faldas del volcán y se alimentan del agua retenida por la vegetación primaria del superpáramo (4300-4700 m) y primordialmente del páramo (3500-4300 m) y del piso frío sobre los 2400 m.

La lluvia que pueda ocurrir en el momento de la erupción.

La Tabla 3 ofrece información del aporte potencial de agua, desde el casquete glaciar a cada una de las cuencas de los ríos que lo drenan; este aporte es un valor máximo, ya que sería muy difícil fundir todo el hielo, pues para ello se necesitaría una acción prolongada de calor producida por una erupción continua y de larga duración; esta ac-

1: Las mediciones fueron iniciadas por Caldas en Agosto de 1806, según su escrito (Nota del Editor).

TAB. 3: Volcán Nevado del Tolima; influencia del casquete glaciar sobre drenajes que nacen en él.

CUENCA	CASQUETE DRENADO %	VOLUMEN DE HIELO (m ³)	OBSERVACIONES
Río Totare	34,0	32,3 Millones	
Río San Rumualdo	4,7	4,5 Millones	Afluente río La China
Río Combeima	60,0	57,0 Millones	Afluente río Coello
Río Toche	1,3	1,2 Millones	Río Coello

ción prolongada de materiales calientes sobre el hielo sería difícil gracias a las altas pendientes en la cumbre del volcán que favorecen la acción de la gravedad, haciendo que la mayor parte de estos materiales rueden rápidamente pendiente abajo; adicionalmente, la poca extensión del casquete glaciar disminuye las posibilidades para que éste sea afectado tanto por el calor, como por la acción erosiva de flujos piroclásticos que tendrían poco tiempo de tránsito sobre su superficie. Una erupción muy violenta, cataclísmica, que destruyera el casquete glaciar, y lógicamente buena parte del edificio volcánico, tampoco sería capaz de derretir todo el hielo glaciar, pues este sería más bien fragmentado e involucrado como sólido en los lahares, ya que los fragmentos tardarían mucho tiempo en derretirse totalmente. Para los casos históricos de erupción del Volcán Nevado del Ruiz, se sabe que en 1845 llegaron bloques de hielo al río Magdalena (ACOSTA, 1946) y del casquete glaciar del mismo volcán, 21 km² en total, solo el 2,6 % se integró a los lahares al ser fundido superficialmente por la erupción del 13 de noviembre de 1985 (PARRA y CEPEDA, 1987).

Se identificaron depósitos laháricos próximos en el valle de la quebrada La Esmeralda, afluente del río Toche, en la cota 3800 m; en la quebrada Los Valles y el nacimiento del río Totare, un poco abajo de la cota de 4000 m (Fig. 2); en el sector de El Placer, debajo de la cota de 3800 m; en los valles de las quebradas El Avión, El Istmo y Canalones, inmediatamente antes o muy cerca de sus desembocaduras al río Totare. De los anteriores, el único cartografiable en es-

cala 1:25.000 es el denominado Lahar de El Placer que bajó por la quebrada del mismo nombre. Además, se cartografió el lahar del valle alto del río San Rumualdo, entre las cotas 3370 y 3680 m y uno pequeño en el valle de la quebrada Los Andes, cerca a la cota de 4000 m. Se ve muy claramente que la gran mayoría de los lahares proximales se hallan en los valles altos de los ríos San Rumualdo, Totare y Toche, y sólo uno pequeño en un afluente del Combeima; esto se debe a la presencia de áreas casi planas formadas en valles glaciares amplios, cuestión, esta última, que no ocurre ni en las cabeceras del río Combeima, ni de su afluente principal, quebrada Las Juntas. Todas estas áreas casi planas, la mayoría ubicadas en zonas pantanosas, sirven de cuencas de depositación de futuros lahares, así como sucedió en el pasado, y de esta forma los volúmenes que continuarían hacia las regiones distales, se verían ampliamente disminuidos. Facilidades de depositación de lahares en el valle del río Combeima se encuentran en el sector de El Rancho, cota 2650 m, en un área pequeña del valle alto de la quebrada Los Andes cota 4000 m, en las cercanías de la cota 2300 m de la quebrada Las Juntas y en el valle del mismo río Combeima, desde un poco arriba de Juntas (Fig. 5). En el caso del río Toche, debido a que sólo le corresponde drenar el 1,3% del hielo del casquete glaciar (Tab. 3), y posee valles de poca pendiente entre 3650 y 3800 m, se considera muy difícil que los lahares que transiten por allí logren avanzar más abajo de la cota 3650 m sin antes depositarse.

Se puede decir, como conclusión clara,

que el tránsito de lahares por los valles bajos de los ríos Totare y La China se vería disminuido en gran parte y los del río Toche casi totalmente restringidos, como consecuencia de las condiciones favorables para su depósito en los valles altos. Por el contrario, a las partes bajas del valle del río Combeima llegaría prácticamente la totalidad del material lahárico generado en sus partes altas.

3.5.3. ZONA DISTAL AMENAZADA POR LAHARES

Se considera zona distal aquella que comienza a los 10 km en el río Totare; a los 9 km en el río San Rumualdo y el recorrido del río La China, luego de la desembocadura del San Rumualdo; a los 11 km en el río Combeima y un sector del río Coello, desde un poco antes de la desembocadura del Combeima hasta el Magdalena; y el mismo río Magdalena. En los valles de estos ríos se han reconocido lahares antiguos que conforman, en parte, el gran abanico sobre el cual se halla la ciudad de Ibagué.

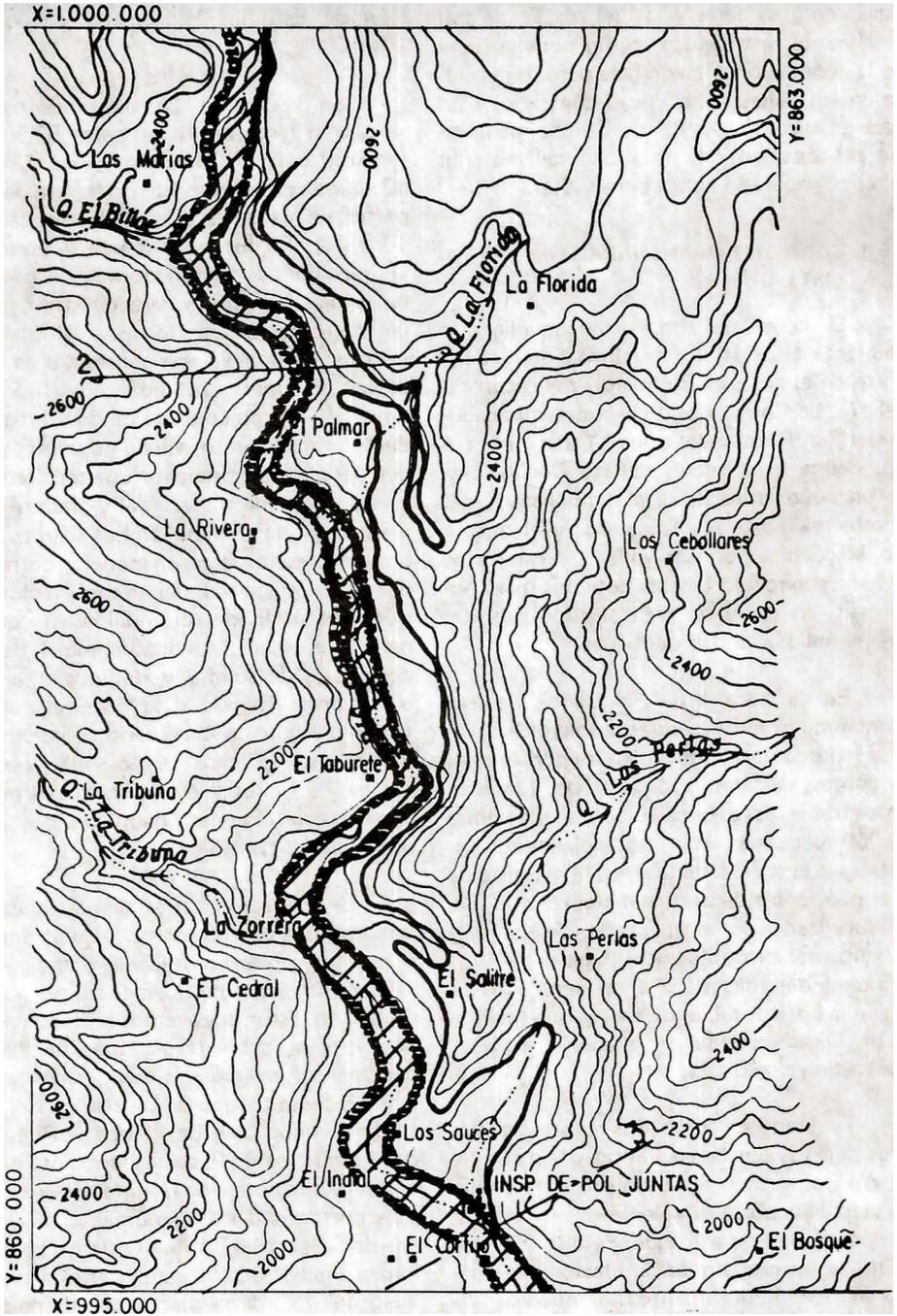
En la zona distal, el Cañón del río Combeima es el que presenta mayor amenaza; a lo largo de éste se hallan las poblaciones de Juntas, Pastales, Villarrestrepo, Llanitos, Chapetón e Ibagué, calculándose que unas 50.000 personas están potencialmente expuestas a la acción de lahares, la mayoría de ellas habitantes de barrios marginales de Ibagué localizados en las riberas del río. La fuerte pendiente existente entre Ibagué (1200 m) y la cima del volcán (5200 m), separados 27 km en la horizontal, es un factor que facilitaría la llegada rápida de lahares al alcanzar éstos altas velocidades.

Teniendo en cuenta los registros geológicos dejados por lahares antiguos en el valle del río Combeima, se buscó precisar lo relacionado con posibles velocidades de flujo y tiempo de llegada a Ibagué. Para lo anterior se utilizó un modelo de simulación matemática sobre comportamiento hidráulico de flujos de lodo diseñado por HIMAT y FAO para proyectos de restauración forestal y corrección de torrentes en zonas afectadas por la erupción del Nevado del Ruiz del 13 de

noviembre de 1985; el programa fue corrido por el ingeniero Oscar Botero A. de la División de Estudios Hidrometeorológicos del HIMAT.

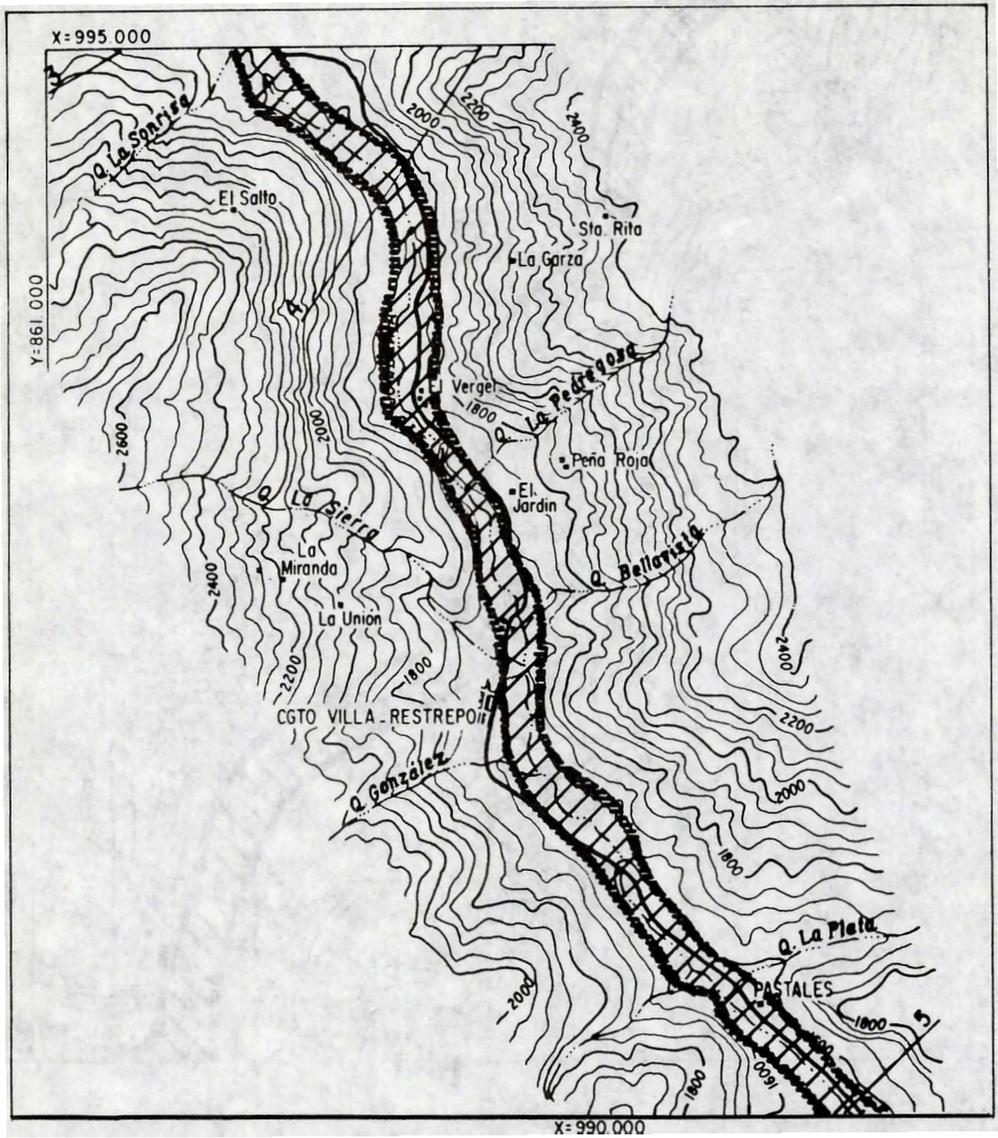
Se realizaron 23 secciones transversales a lo largo de los primeros 52,5 km de longitud del río Combeima (Figs. 13 a 20); 13 de estas secciones fueron levantadas en la parte urbana de la ciudad de Ibagué (Figs. 16 a 20). En los sitios donde se levantaron las secciones se tomó información geológica de lahares antiguos y características propias de la geometría del río, estas últimas, para ser usadas como valores constantes en el modelado matemático, como son: perfil longitudinal del río con cotas de fondo y longitudes desde el nacimiento, ancho de soleras y taludes para ser adaptados a una sección transversal de forma trapezoidal y tramos de alimentación de avalancha. Los valores variables, necesarios para el modelo, corresponden a la magnitud del evento (volúmenes inicial y total), duración del evento que generaría el lahar, condición inicial del río, porcentaje de sólidos y líquidos en el lahar o Factor de Rugosidad de Manning y alimentación del flujo en su recorrido o volumen de incremento en cada tramo; estas variables son muy difíciles de cuantificar y, de manera muy especial, lo relacionado con magnitud y duración del evento.

Se realizaron varias simulaciones y se tomaron dos de ellas como las más similares al registro geológico utilizado como guía para la zonificación de la amenaza por el flujo de lahares; estos dos eventos se denominaron posible y probable (Figs. 13 a 20). Para los dos eventos se tomaron como variables, Tablas 4 y 5, un tiempo de generación del evento de 15 minutos y un Factor de Rugosidad de Manning de 0,09, correspondiente a lodos con alto porcentaje de líquido. El evento posible correspondería a volúmenes inicial y final de 5,7 y 16,67 millones de m³; este volumen inicial sería el equivalente a un deshielo del 10% de la cuenca que drena el río Combeima, casi cuatro veces mayor en porcentaje que el deshielo del casquete glaciar del Volcán Nevado del Ruiz durante el evento del 13 de noviembre de 1985 que fue del



Evento posible Evento probable 2 Corte transversal del río

FIG. 13: Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Sector Las Marías - Juntas, Rfo Combeima. BOL. GEOL., VOL. 29, No. 3



Evento posible



Evento probable

4

Corte transversal del río

FIG. 14: Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Sector La Sonrisa - Pastales. Río Combeima.

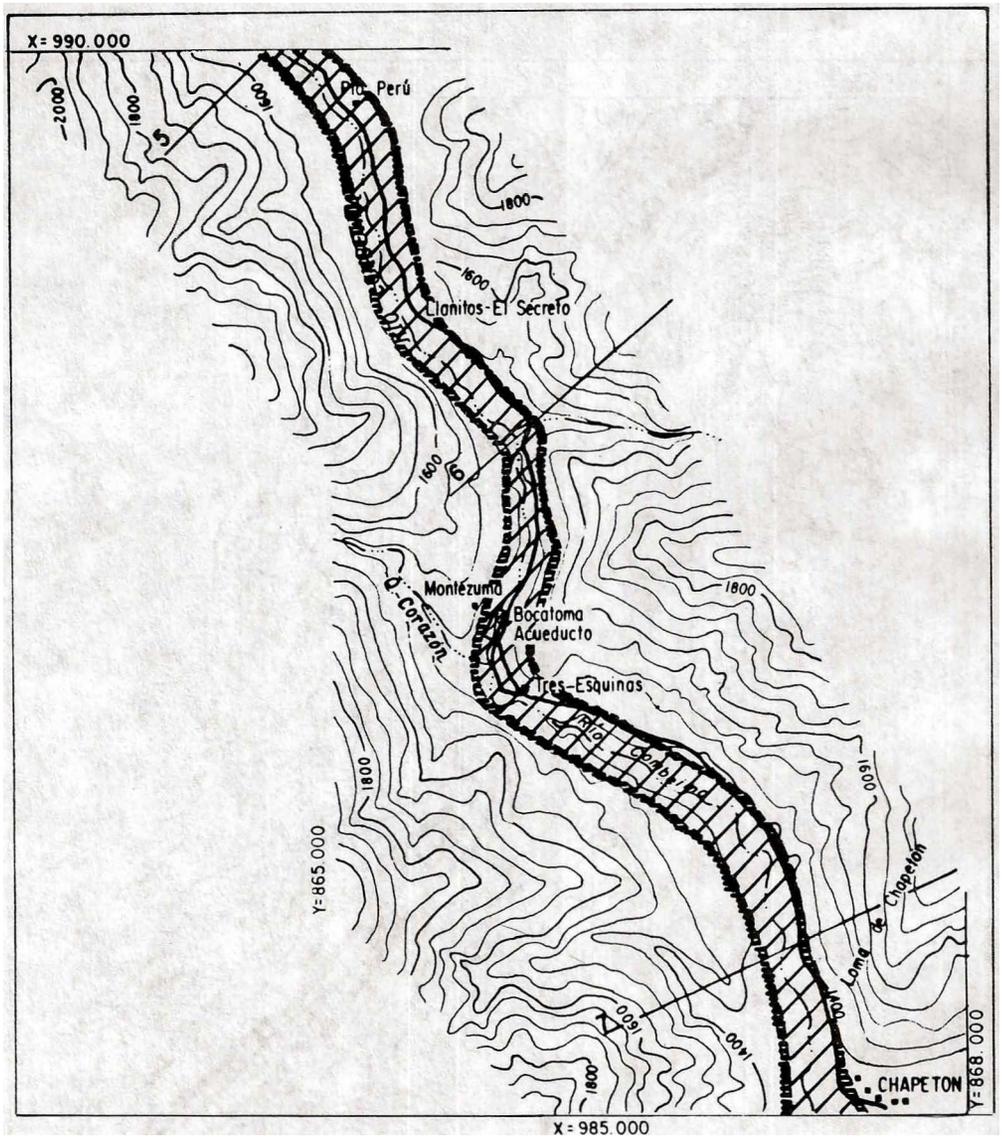
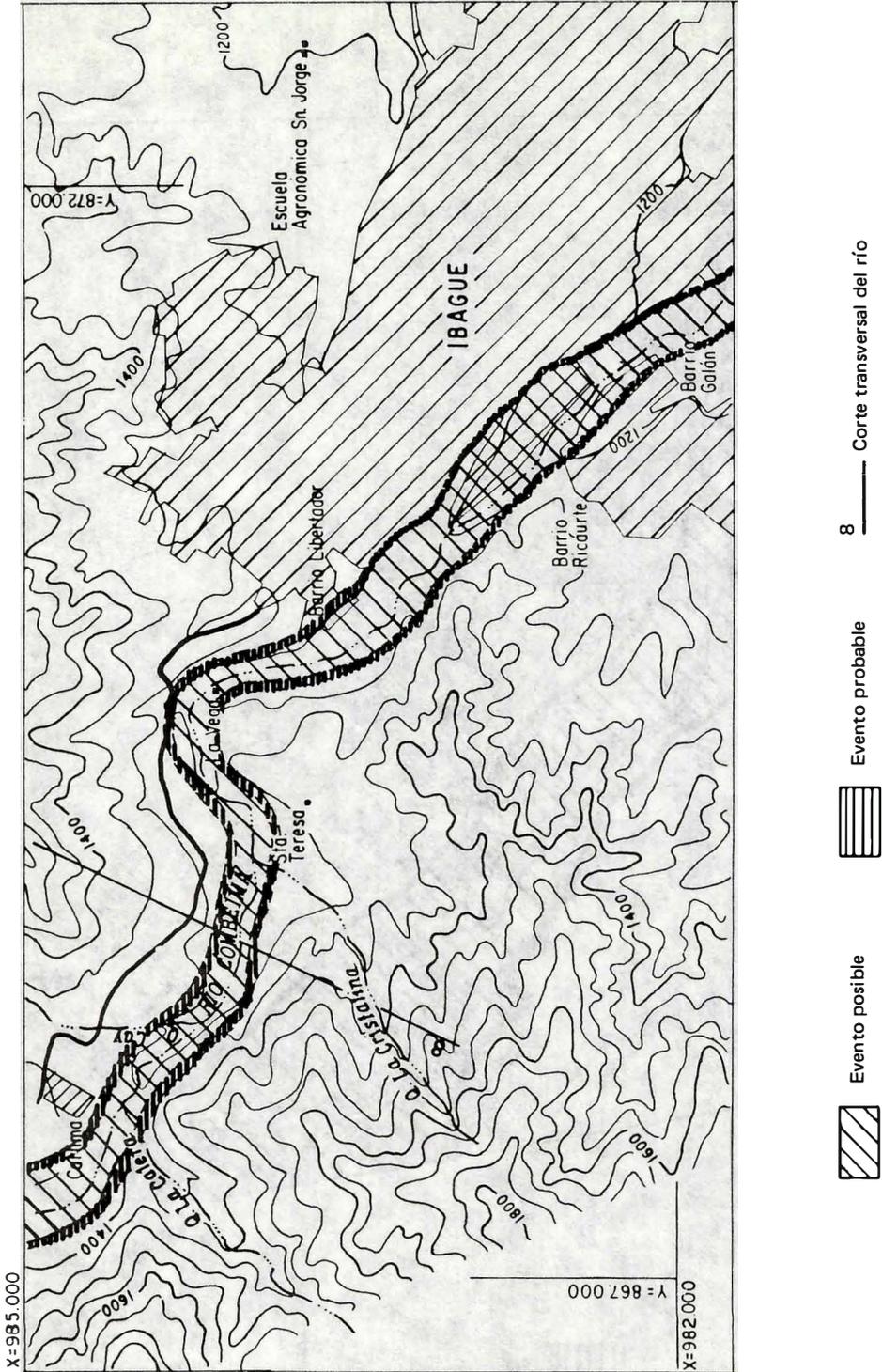
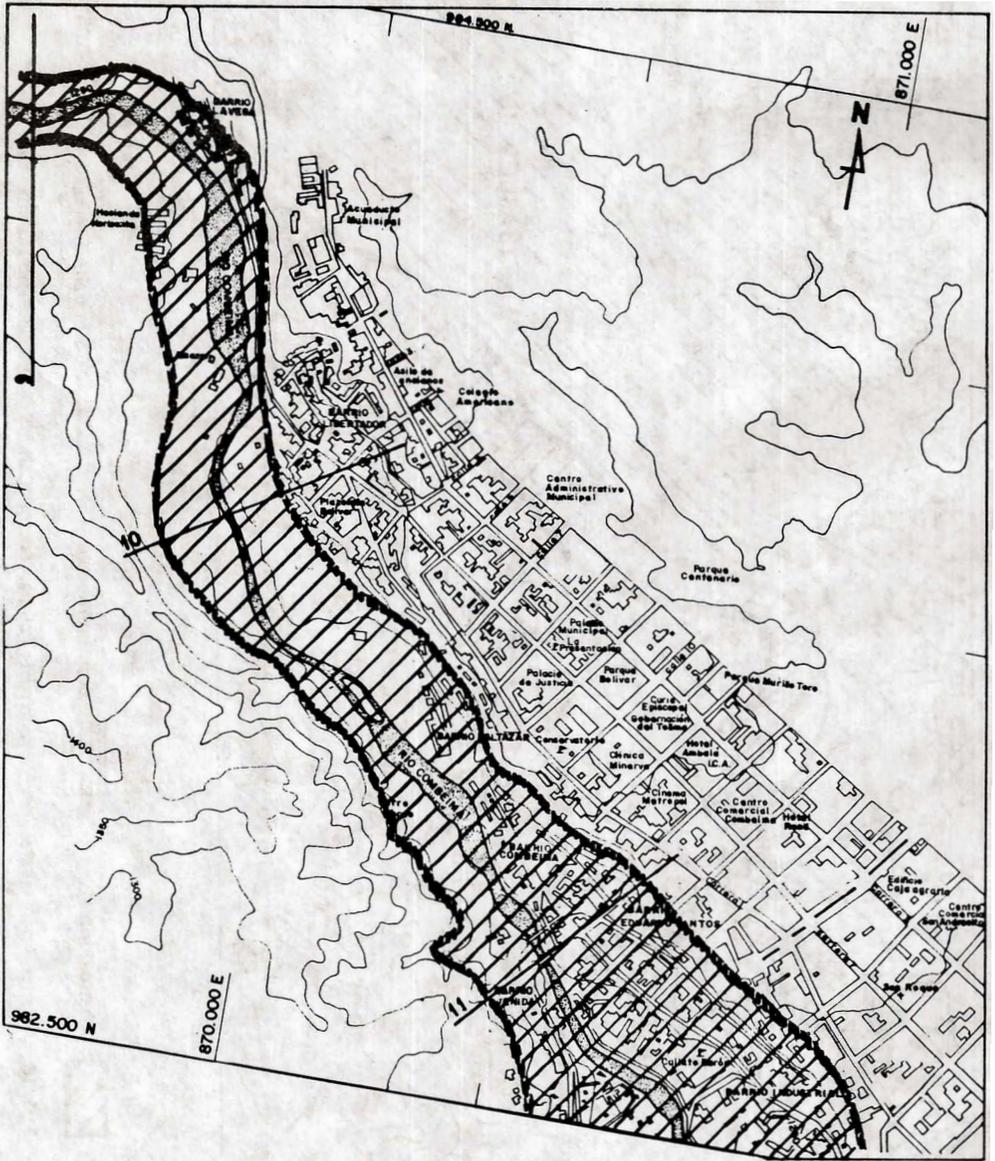


FIG. 15: Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Sector Puerto Perú - Chapetón. Río Combeima.
BOL GEOL, VOL 29, No. 3





Evento posible

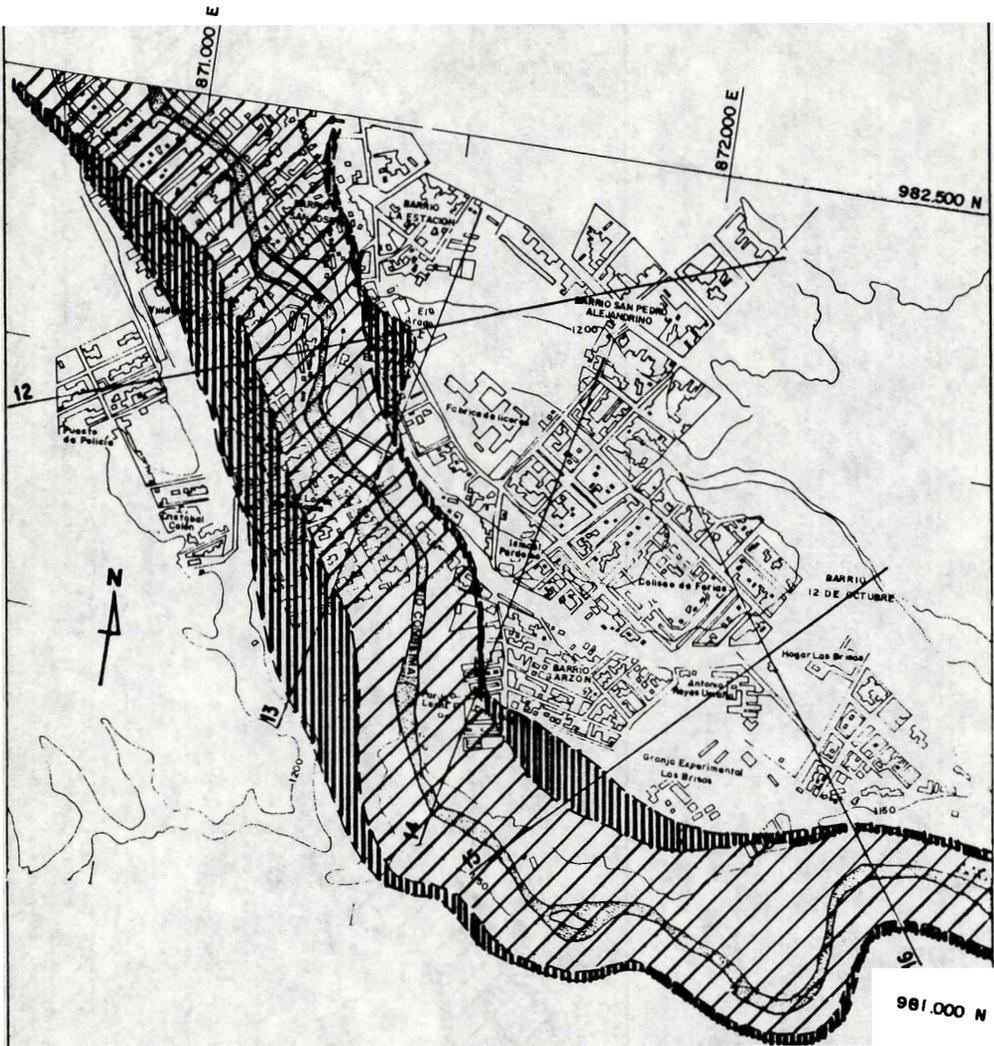


Evento probable

9

Corte transversal del río

FIG. 17: Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Zona Urbana de Ibagué. Río Combeima.



Evento posible



Evento probable

12

Corte transversal del río

FIG. 18: Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Zona Urbana de Ibagué. Río Combeima.

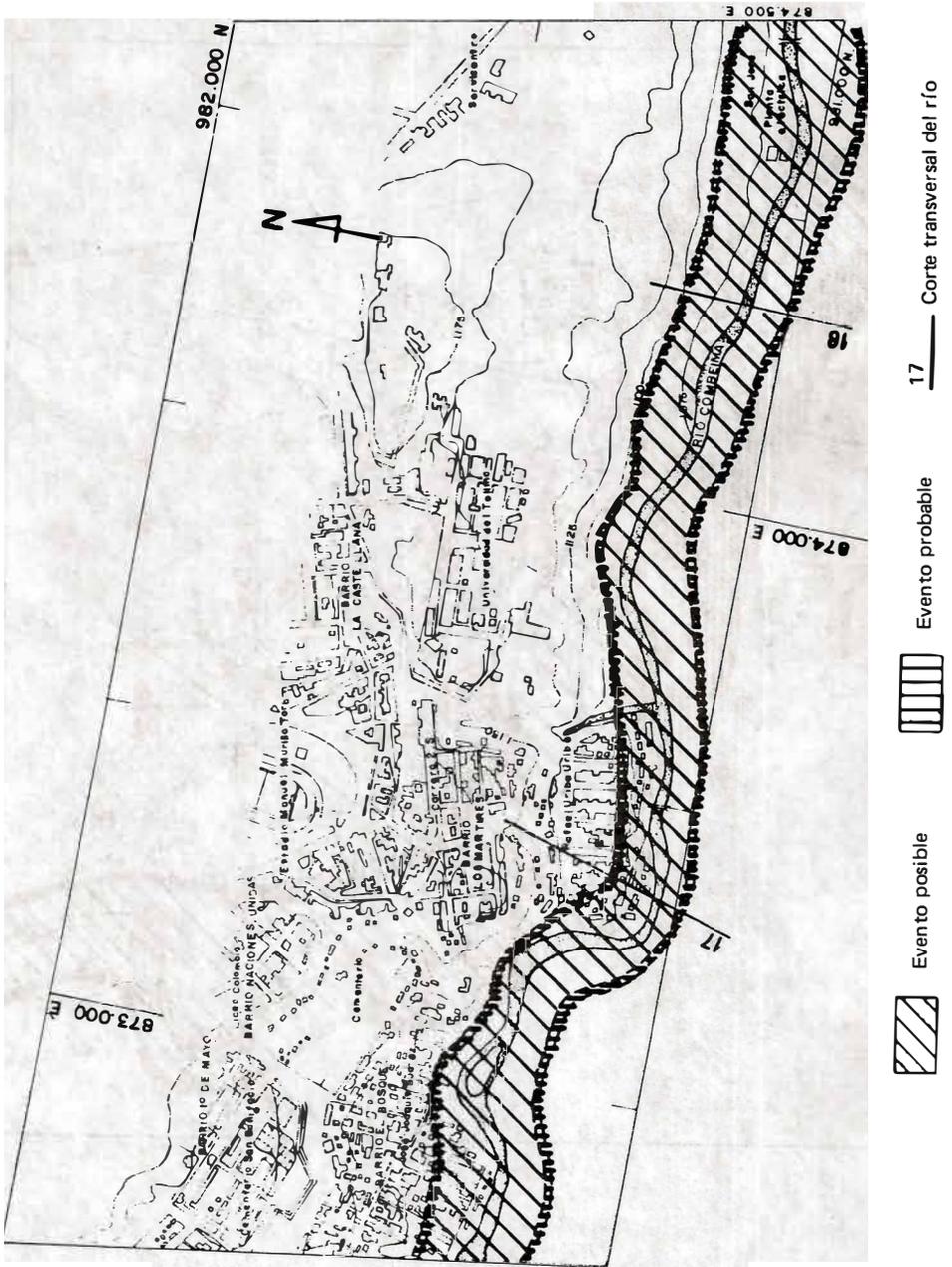
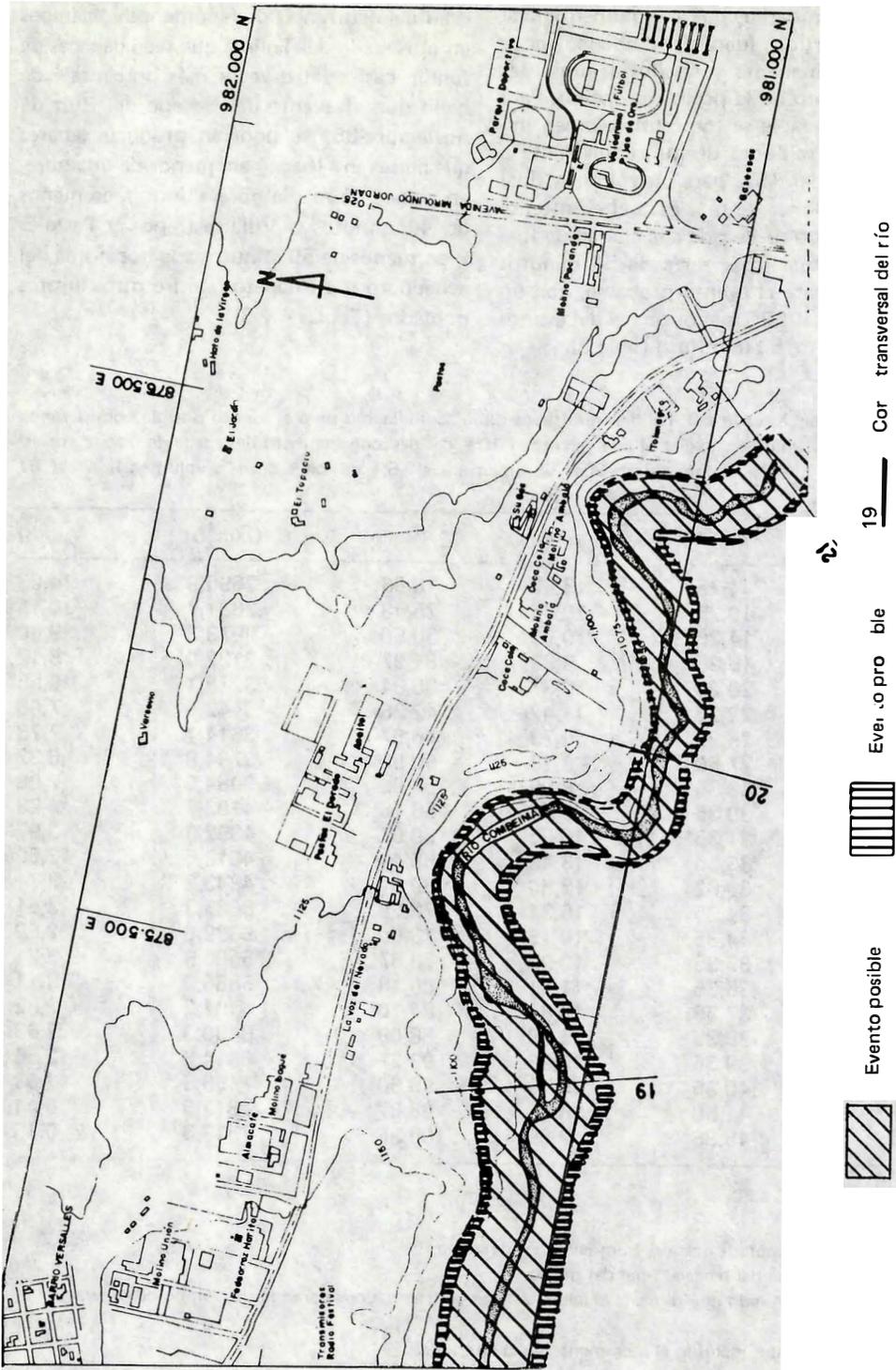


FIG. 19: Amenaza por lahares del Nevado del Tolima. Zona Urbana de Ibagué. Río Combeima.



 Evento posible
 Evento posible
 Cor transversal del río

FIG. 20: Amenaza por ahares de Nevado de Tolima Zona Urbana de bague Río Combeima.

2,6 % (PARRA y CEPEDA, 1987); es de aclarar, sin embargo, que el volumen inicial puede ser surtido, fuera del deshielo, por la nieve no permanente y las lluvias presentes en el momento de la posible erupción. Para el evento probable se tomó un volumen inicial de 8,52 millones de m^3 , equivalente a un deshielo del 15%, para un volumen final de 24,94 millones de m^3 . Para el evento posible, el tiempo de llegada a la ciudad de Ibagué del eventual lahar sería de 54 minutos (Tabla 4) y para el evento probable, con un volumen inicial 50% mayor que el del evento posible, sería de 50 minutos (Tabla 5).

Lo anterior lleva a concluir que para la eventual ocurrencia de fenómenos volcánicos en el Nevado del Tolima que sean capaces de fundir casi cuatro veces más porcentaje de hielo que el evento del Nevado del Ruiz de noviembre-85, se podrían producir lahares que llegarían a Ibagué en menos de una hora, en menos de media hora a Juntas, en menos de 40 minutos a Villarrestrepo y Pastales y en menos de 50 minutos a la bocatoma del acueducto y a Chapetón, entre otros lugares poblados (Tablas 4 y 5).

TAB. 4: Volcán Nevado del Tolima; resultados de la acumulación para el evento posible considerando como volumen inicial el equivalente al 10 % del descongelamiento del casquete glaciar correspondiente a la cuenca del río Combeima. Volumen inicial: 5,7 millones de m^3 , volumen final: 16,67 millones de m^3 .

CORTE (2)	D (km)	H (m)	T (min)	Q (m^3/s)	V (m/s)
1	4,75	13,69	18,96	2696,9	14,03
2	10,25	10,96	25,48	2831,7	10,15
3	14,25	10,91	30,50	2973,3	9,60
4	15,25	9,33	31,97	3122,0	8,12
5	20,25	10,37	38,84	3278,1	8,55
6	22,25	11,42	42,26	3442,0	7,00
7	25,25	9,73	46,67	3614,1	7,73
8	27,50	9,13	50,95	3794,8	6,32
9	29,35	8,88	53,90	3984,5	7,08
10	30,35	9,48	56,15	4183,7	4,93
11	31,35	10,55	59,07	4392,9	3,97
12	33,35	13,43	68,49	4612,5	2,50
13	33,62	12,80	69,67	4843,2	2,71
14	34,25	15,31	72,59	5085,3	2,51
15	34,35	10,15	73,05	5339,6	2,69
16	35,35	10,90	76,57	5606,6	3,21
17	36,35	11,41	80,18	5886,9	3,11
18	37,35	13,81	84,10	6181,2	2,82
19	38,35	15,28	88,09	6490,3	2,63
20	39,35	15,98	92,27	6814,8	2,56
21	40,35	16,15	96,60	7155,6	2,53
22	41,50	8,56	98,82	7513,3	5,44
23	45,88	7,59	106,35	7513,3	6,13

(2): Ver figuras 13 a 20.

D = Distancia acumulada hasta el tramo en consideración.

H = Altura máxima del lahar al final del tramo.

T = Tiempo acumulado que tomaría el lahar en llegar al tramo, considerando un tiempo de generación de 15 minutos.

Q = Caudal del lahar, incluido el incremento en cada tramo.

V = Velocidad del agua detrás del frente de onda.

TAB. 5: Volcán Nevado del Tolima; resultados de la acumulación para el evento probable considerando como volumen inicial el equivalente al 15% del descongelamiento del casquete glaciar correspondiente a la cuenta del río Combeima. Volumen inicial: 8,52 millones de m³; volumen final: 24,94 millones de m³.

CORTE (2)	D (km)	H (m)	T (min)	Q (m ³ /s)	V (m/s)
1	4,75	17,01	18,58	4013,3	15,68
2	10,25	13,57	24,50	4214,0	11,29
3	14,25	13,55	29,09	4424,7	10,67
4	15,25	11,44	30,38	4645,9	9,06
5	20,25	12,82	36,59	4878,2	9,56
6	22,25	13,95	39,70	5122,1	7,80
7	25,25	12,17	43,66	5378,2	8,72
8	27,50	11,14	47,53	5647,1	7,04
9	29,35	11,10	50,18	5929,5	8,01
10	30,35	11,90	52,18	6225,9	5,61
11	31,35	13,07	54,81	6537,2	4,47
12	33,35	16,54	63,31	6864,1	2,80
13	33,62	15,75	64,37	7207,3	3,04
14	34,25	18,92	67,01	7567,7	2,82
15	34,35	12,25	67,42	7946,1	2,99
16	35,35	13,59	70,58	8343,4	3,64
17	36,35	14,26	73,81	8760,5	3,53
18	37,35	17,33	77,29	9198,5	3,22
19	38,35	19,38	80,80	9658,5	3,03
20	39,35	20,20	84,50	10141,4	2,99
21	40,35	20,31	88,34	10648,5	2,89
22	41,50	10,83	90,29	11180,9	6,28
23	45,88	9,59	96,88	11180,9	7,07

(2): Ver figuras 13 a 20.

- D = Distancia acumulada hasta el tramo en consideración.
- H = Altura máxima del lahar al final del tramo.
- T = Tiempo acumulado que tomaría el lahar en llegar al tramo, considerando un tiempo de generación de 15 minutos.
- Q = Caudal de la avalancha, incluido el incremento en cada tramo.
- V = Velocidad del agua detrás del frente de onda.

Los barrios que podrían ser afectados en la ciudad de Ibagué serán, entre otros: Eduardo Santos, Combeima, Industrial, San José, El Arado, El Refugio, El Bosque, Rafael Uribe, Yuldaima, Andrés López de Galarza, Baltazar y Santofimio (Figs. 16 a 20).

De todas maneras, la simulación matemática usada en el presente trabajo es cuestionable y, por ello, no se le considera como una herramienta cuantificadora, sino semi-cuantificadora que da una idea general acerca de algunas características de un eventual lahar y puede ser usada, conociendo sus limitaciones, para averiguar algunos parámetros como velocidades de flujo y tiempos de llegada a algunos sitios de especial interés, como es el caso de la ciudad de Ibagué, pero

no como un índice que nos lleve a limitar las zonas amenazadas.

Desde la desembocadura del río Combeima en el Coello, hasta la desembocadura de este último en el Magdalena, los lahares recorrerían una distancia de 39,5 km sobre una pendiente menor del 1 % favoreciendo la depositación de gran parte del material grueso.

Eventualmente, se podrían presentar inundaciones aguas abajo de la confluencia del Combeima con el Coello y en el sector de Gualanday - Chicoral - El Espinal. Los lahares, representados en sus facies fina, alcanzarían a llegar, por el río Magdalena, hasta cerca de la población de Nariño, al nor-

oeste de la ciudad de Girardot; lo anterior podría causar represamientos parciales e inundaciones en el río Magdalena, aguas arriba de las confluencias de los ríos Coello y Sumapaz.

Otras zonas amenazadas por la acción de lahares están relacionadas con los valles de los ríos San Rumualdo, La China y Totare, cuyos depósitos forman el abanico de Venadillo. Estas zonas, en comparación con las del valle del río Combeima, no se encuentran densamente pobladas, ni recibirían tanto volumen de lahares, debido principalmente a la depositación parcial de ellos en las zonas proximales (ver 3.5.2.). Sin embargo, en las zonas planas, inmediatamente antes de la desembocadura al río Magdalena, la densidad de población puede alcanzar hasta 60 habitantes por km² (IGAC, 1984), en el Municipio de Venadillo, donde se desarrolla una intensa actividad agrícola y ganadera.

El registro geológico de lahares relacionados con los ríos San Rumualdo, La China y Totare indica que pueden alcanzar alturas hasta un máximo de 10 m en las partes planas, inmediatamente antes de su desembocadura al Magdalena, y de 20 m en las partes altas y encañonadas. Es de anotar que aquellos lahares que bajen por el valle del río Totare podrían depositarse en el sector plano de la Hacienda Potreritos causando represamientos e inundaciones, fenómeno, este último, al cual son muy vulnerables estas áreas planas. También se podrían presentar represamientos e inundaciones en el río Magdalena, especialmente aguas arriba de su confluencia con el río Totare.

3.6. ZONIFICACION PROBABILISTICA

Se utiliza la misma metodología con la cual se elaboró el último mapa de amenaza del Volcán Nevado del Ruiz (PARRA *et al*, 1986), consignada en Parra y Cepeda (1988). En primer término se determina la severidad o capacidad que posee un determinado tipo de evento volcánico de causar daño a elementos bajo riesgo; esto se expresa en una escala de uno (1) a cinco (5), donde uno corresponde a daños leves causados a bienes materiales

y cinco a arrasamiento o destrucción total. En segundo lugar, se calcula la probabilidad de ocurrencia de un determinado tipo de evento y, la severidad ponderada (Tabla 6). La probabilidad de ocurrencia se calcula con base en un mínimo de 36 eventos eruptivos ocurridos en el Volcán Nevado del Tolima, en los últimos 14.000 años.

Los valores de severidad ponderada se llevan a los mapas de amenaza (Figs. 3, 5 y 6), luego se hace una superposición de estos mapas y de allí se obtiene un mapa de zonificación probabilística, con zonas cuyos valores oscilan entre 10,9 y 100,0, luego de ajustados por el factor 1,12 que permite que el valor mayor sea, por comodidad, igual a 100,0. Ejemplo: una zona amenazada simultáneamente por lavas, lahares y flujos de escorias, tendría un valor igual a $49,4 = (3,3, \text{ de lavas} + 39,7 \text{ de lahares} + 1,1 \text{ de flujo de escorias}) \times 1,12$.

3.7. MAPA PRELIMINAR DE AMENAZA VOLCANICA POTENCIAL DEL NEVADO DEL TOLIMA

Con las zonas consignadas en el mapa de zonificación probabilística se conformaron tres grupos, comprendidos dentro de los siguientes rangos:

- 16 > Amenaza Baja
- 16 ≤ Amenaza Media < 30
- 30 ≤ Amenaza Alta

El límite 16 corresponde al valor de severidad ponderada alta por caída de piroclastos y 30 al valor mínimo dentro de zonas comprendidas en un círculo de radio menor de 10 km alrededor del cráter; de acá surgen las tres zonas del Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica Potencial del Nevado del Tolima, objetivo central del presente trabajo. Este modelo de presentación del mapa de amenaza es el resultado de un mecanismo de traducción de información científica dirigida a las autoridades gubernamentales, a los planificadores y a toda la comunidad; se busca que cualquier persona que lea el mapa y esté interesada en una región o sitio determinados, obtenga una idea clara del grado de

TAB. 6: Volcán Nevado del Tolima; severidad y severidad ponderada para los eventos de amenaza volcánica potencial.

EVENTO	PROBABILIDAD.	PROBABILIDAD. %	SEVERIDAD		SEV. PONDER.	
			A	M	A	M
Caída de Piroclastos 1	22/36	61,1	3	2	14,5	9,7
Caída de Piroclastos 2	22/36	61,1	2		9,7	
Ignimbritas	7/36	19,5	5	5(a)	7,7	
Flujo de escorias	1/36	2,8	5		1,1	
Flujo por colapso de lavas	3/36	8,3	5		3,3	
Lavas	3/36	8,3	5		3,3	
Lahares	36/36	100,0	5		39,7	

(a): Corresponde a la Ignimbrita del Barrio El Libertador de la ciudad de Ibagué, cuya probabilidad de ocurrencia en 14.000 años, para una edad mínima de 200.000 años, afectaría la severidad ponderada en una cantidad despreciable.

Severidad Ponderada = Probabilidad (%) x Severidad/12,6, donde 12,6 es un divisor común.

Caída de piroclastos 1: Piroclastos transportados eólicamente.

Caída de piroclastos 2: Piroclastos transportados balísticamente.

A = Amenaza Alta

M = Amenaza Media

amenaza volcánica potencial para dicha región, sin necesidad de saber mucho de vulcanología.

Como situación ideal, sería aconsejable superponer el mapa de amenaza volcánica potencial con aquellos de uso actual de aguas y tierras y con otros de amenaza natural, para obtener un mapa de limitación del uso de tierras y aguas. En esta forma se contribuiría de una manera eficaz al desarrollo bien planificado de las zonas amenazadas potencialmente por la actividad volcánica del Nevado del Tolima y al sustancial mejoramiento de la calidad de vida de sus moradores y de las regiones que dependen económicamente de la actividad desarrollada en ellas.

4. VIGILANCIA

Teniendo en cuenta la amenaza potencial que implica la actividad volcánica del Nevado del Tolima, se hace necesario saber

acerca de las características del diagnóstico de tal actividad, y la herramienta más eficiente para ello es la vigilancia con sismógrafos. Conscientes de lo anterior, las autoridades del Departamento del Tolima, a través de CORTOLIMA, hicieron posible la instalación de uno de estos aparatos, equipado de telemetría, que permite que las señales detectadas por el sismógrafo sean registradas en tiempo real e interpretadas en las oficinas de la Dirección Regional del INGEOMINAS en la ciudad de Ibagué. La interpretación de las señales sísmicas permitirá captar cambios importantes en el comportamiento del aparato volcánico y, luego de detectados, incrementar la vigilancia y alertar a la comunidad y a las autoridades de manera oportuna. Sin embargo, para garantizar una vigilancia adecuada se debe aumentar el número de sismógrafos e investigaciones vulcanológicas para conocer de la mejor manera el comportamiento del volcán y poder dar una respuesta adecuada en un momento de crisis.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El Nevado del Tolima es un estratovolcán andesítico activo, cuya cima, 5200 m sobre el nivel del mar, culmina un edificio volcánico de 1,2 km de altura cubierto por un casquete glaciar cuyo volumen mínimo de hielo es de 95 millones de m³. El tipo de volcán y su carácter de activo implica una amenaza potencial para las áreas localizadas en sus inmediaciones y en las riberas de los ríos que nacen en sus glaciares.

La amenaza se exteriorizaría con la eventual ocurrencia de una erupción que podría ser de carácter explosivo y/o efusivo, que dispararía lahares por los valles de los ríos Toche (parte alta del Coello), Totare, San Rumualdo (afluente de La China) y Combeima. La formación de lahares estaría especialmente favorecida por la existencia del casquete glaciar, que aportaría la mayor parte del agua necesaria para formarlos.

El escenario de más probable ocurrencia estaría conformado por el desarrollo de fases eruptivas con emisión de piroclastos, distribuíbles eólica y balísticamente. La acción de los piroclastos, al entrar en contacto con hielo y nieve, provocaría su fusión y consecuente formación de lahares. De este escenario podrían hacer parte flujos piroclásticos de manera subordinada.

Los eventos más severos estarían representados por flujos de piroclastos y de lahares. Barreras naturales existentes en las inmediaciones del cono volcánico, podrían frenar total o parcialmente el avance de los productos de estos eventos y áreas planas o de muy baja pendiente, situadas en la zona proximal, favorecerían su depositación, disminuyendo, en ambos casos, el peligro para áreas localizadas fuera de la zona proximal, excepción hecha del flanco sur que es drenado por el río Combeima.

El casquete glaciar es drenado en un 94 % por los ríos Combeima, (60 %) y Totare, (34 %), lo cual significaría que la casi totalidad de lahares formados como conse-

cuencia de un evento eruptivo potencial del Tolima transitarían a lo largo de sus valles. Se llama la atención, otra vez, que el río Combeima, además de recibir el mayor aporte de agua por deshielo, no posee en sus partes altas zonas amplias que frenen o faciliten la depositación de lahares, permitiéndose así el tránsito de todo el material hasta zonas distales. La zona distal del valle del río Combeima se halla densamente poblada, especialmente en la ciudad de Ibagué donde estarían, en la actualidad, potencialmente amenazados 50.000 de sus habitantes.

Se calculó que luego de disparados los lahares de la parte alta del Nevado del Tolima, tardarían menos de media hora en llegar a Juntas, menos de 40 minutos en llegar a Villarrestrepo y Pastales, menos de 50 minutos para llegar a la bocatoma del Acueducto y a Chapetón y en menos de una hora estarían entrando a la zona urbana de la ciudad de Ibagué.

La zona plana, ubicada entre la unión de los ríos Totare y La China y el Magdalena, estaría afectada por lahares que podrían alcanzar una altura máxima de 10 m.

Los lahares a lo largo del valle del río Toche serían modestos, debido al poco aporte de agua proveniente del drenaje del casquete glaciar, 1,3 %, y el no aporte de agua en el piso frío y parte del páramo; la totalidad del volumen lahárico se depositaría en los valles amplios y de poca pendiente que posee el valle entre las cotas 3650 y 3800 m.

Las zonas planas o de baja pendiente, especialmente aquellas situadas en el valle del río Magdalena, favorecerían la depositación de las facies más gruesas de los lahares y, a la vez, la ocurrencia de inundaciones.

La emisión de lavas afectaría zonas del cono volcánico y, excepcionalmente, alcanzaría a bajar hasta la cota 3200 m, especialmente hacia el flanco sur debido a su mayor pendiente topográfica. El avance de las lavas, gracias a su alta viscosidad, sería lento y afectaría áreas reducidas.

Dentro de las áreas amenazadas potencialmente por una eventual erupción del Nevado del Tolima, se desarrolla actividad económica importante, representada por la presencia de centros urbanos y de industrias, especialmente agrícolas y ganaderas. La anterior situación obliga a tomar medidas de prevención, que protejan vida y bienes de sus moradores y de las personas que dependen económicamente de estas regiones; para esto se deben tener en cuenta algunas recomendaciones básicas que eviten o, por lo menos, mitiguen parcialmente los efectos negativos causados por una eventual erupción del Nevado del Tolima, ayuden a entender que se debe aprender a convivir con los fenómenos volcánicos, respetando sus dominios o sabiéndolos utilizar racionalmente, y que el fenómeno volcánico ha sido y es el principal elemento renovador de la superficie terrestre y de su atmósfera y que de ellas depende toda la actividad vital y, dentro de ella, la actividad humana.

Por lo anteriormente expuesto se hacen las siguientes recomendaciones:

Complementar el sistema de vigilancia de la actividad volcánica del Nevado del Tolima mediante la vulcanología, para precisar aún más la historia pasada del volcán, especialmente en lo relacionado con la evolución magmática, la dispersión de sus productos y la magnitud de los eventos eruptivos mayores; la sismología para conocer lo mejor posible el interior del aparato volcánico y sus diferentes niveles de actividad: reposo, reactivación y pre-erupción; la geodesia y ciencias afines para detectar cambios en la superficie volcánica que indiquen alteraciones internas del sistema volcánico; la geoquímica para detectar los cambios en el sistema termodinámico que gobierna la cámara magmática, conductos y áreas internas de su influencia; la glaciología para conocer la dinámica del casquete glaciar y su potencial como reservorio de agua aprovechable para la formación de eventuales lahares: la hidrología para saber el comportamiento de las

aguas superficiales alimentadoras del fluido de los eventuales lahares y de las subterráneas que abastecen al sistema volcánico interno; la meteorología para tener una idea lo más completa de las condiciones climáticas en el área de influencia del volcán en diferentes épocas y, especialmente, en los estadios pre-eruptivos. La vigilancia se puede ejercer mediante estaciones y observatorios coordinados de manera adecuada para garantizar la obtención de respuestas inmediatas en el momento de una crisis pre-eruptiva; puede establecerse de manera periódica, de acuerdo al grado de actividad y necesidades de cada tipo de técnica.

Se deben hacer los esfuerzos necesarios para educar a la población que desarrolla sus actividades en el área de influencia del Volcán Nevado del Tolima en lo relacionado con el fenómeno volcánico y sus incidencias, tanto positivas como negativas, para que aprendan a convivir con él. Esta educación se puede hacer por muchos medios, pero el más recomendable es el de la educación básica que llega a los niños que son el sector más receptivo, para lo cual se deberían adecuar los programas educativos básicos mediante reformas hechas con la debida asesoría.

Además, se debe buscar que los resultados de investigaciones técnicas y científicas dirigidas al estudio de la amenaza volcánica sean traducidos a un lenguaje fácilmente comprensible, tanto por las autoridades, especialmente oficinas de planeación y niveles de decisión, como por la comunidad en general.

Otra medida importante que se debe tomar es la relacionada con el uso adecuado de aguas y tierras: no se debe permitir la construcción de nuevas viviendas en las zonas identificadas como de amenaza alta y para aquellas que ya están construidas allí se deben implementar programas de reubicación

o, en su defecto, planes oportunos y adecuados de evacuación soportados por mecanismos de alarma y sitios de refugio que llenen las necesidades básicas de vida, mientras se reubican o regresan a sus antiguas moradas.

Se debe hacer una evaluación adecuada de los proyectos de inversión que se desarrollen en las zonas amenazadas y en zonas fuera de amenaza pero que dependan fundamentalmente de aquellas amenazadas. De la misma manera, se deben re-evaluar proyectos que estén en marcha en las zonas de amenaza, especialmente aquellos que tienen que ver con los servicios públicos, como es el caso de la bocatoma para el acueducto de la ciudad de Ibagué, localizada unos 3 km aguas arriba de Chapetón en el Valle del río Combeima (Fig. 15).

Se deben comenzar a desarrollar proyectos encaminados a la construcción de obras que mitiguen, total o parcialmente, los efectos producidos por una eventual erupción del Nevado del Tolima, tales como canales y presas que controlen el tránsito de los lahares.

Se deben establecer planes efectivos de evacuación para todas las personas que habitan las zonas amenazadas por una potencial erupción del Volcán Nevado del Tolima, para ser desarrollados en períodos de crisis pre-eruptivas. Estos planes, lógicamente, deben contemplar sistemas de alerta y lugares con infraestructura adecuada para localizar a la población evacuada.

6. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los directivos de INGEOMINAS que apoyaron el desarrollo del proyecto, objeto del presente informe, especialmente a los geólogos Humberto González I. y Alberto Núñez T., directores de las oficinas regionales del INGEOMINAS en Medellín e Ibagué respectivamente. Tam-

bién, al personal del INGEOMINAS que colaboró tan eficientemente en las labores de campo y de oficina: Eugenio Guzmán y Nora Hernández de Ibagué, Luis Fernando Guarnizo, Keppler Fenerson Salgado y Luz Eugenia Jaramillo de Manizales y Beatriz Eugenia Cano de Medellín. Además, a los socorristas de la Cruz Roja del Tolima por su invaluable apoyo en el trabajo de campo; a los habitantes de Romerales, El Placer y Mesetas por su acogida y bondad demostradas durante nuestra permanencia en las faldas del volcán; al INDERENA-Ibagué que nos facilitó bases topográficas y transporte caballar. Por último, a los geólogos Margaret Mercado y Eduardo Parra, Director del Observatorio Vulcanológico de Colombia, INGEOMINAS-Manizales, por sus sugerencias de carácter técnico y corrección del manuscrito.

A todos los nombrados, así como a los omitidos involuntariamente, que contribuyeron al feliz término del presente trabajo MUCHAS GRACIAS.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ACOSTA, J., 1846.- *Relation de l'erupcion bouese sortie du Volcan Ruiz et de la Nouvelle Grenade*. Comp. Rend. Acad. des Sci., T 22, 709-710.
- CALDAS, F. J., 1810.- *La altura del Tolima*. (Nota 14 del Cuadro Físico de las Regiones Ecuatoriales). Anal. Ing. 17 (205-206): 299-301. Bogotá.
- CAREY, S. and SPARKS, R.S.J., 1986.- *Quantitative models of the fallout and dispersal tephra from volcanic eruption columns*. Bull. Volcanolog. 48: 109-125.
- CEPEDA, H. et al., 1987.- *Mapa preliminar de Amenaza Volcánica en Colombia. Escala 1:3.000.000*. Memorias Simposio Internacional sobre Neotectónica y Riesgos Volcánicos, 1986. Revista CIAF, T.II (1-3): 179-188. Bogotá.

- CHEC, Editor, 1983.- *Investigación Geotérmica Macizo Volcánico del Ruiz. Fase II. Etapa A*. CHEC, Manizales, 1: 119 p.
- HANTKE, G. and PARODI, A., 1966.- *Catalogue of Active Volcanoes and Solfatara Fields of Colombia, Ecuador and Perú*. In: Catalogue of Active Volcanoes of the the World. IAVCEI, 19: 11-18. Roma.
- HERD, D.G., 1982.- *Glaciar and Volcanic Geology of the Ruiz - Tolima. Volcanic Complex, Cordillera Central Colombia*. Publ. Geol. Esp., Ingeominas, 8: 1-48. Bogotá.
- IGAC, Editor, 1983.- *Tolima. Aspectos Geográficos*. IGAC, 116 p. Bogotá.
- KLEIN, H., 1940.- *Primer ascenso a la más alta cumbre de la Cordillera Central (10 de diciembre de 1926)*. La Ruta, A.2. (4), 162-188. Bogotá.
- KRAUS, E., 1944.- *Relatos de un excursionista por las cimas nevadas de nuestras cordilleras*. Bol. Soc. Geogr. Colomb., 1 (3): 331-335. Bogotá.
- KRUEGER, E., 1927.- *Eine Besteigung Tolimas*. Zeit. Vulk. Band 10, Heft 3, 155-158.
- MOSQUERA, D., MARIN, P. y VESGA, C.J., 1977.- *Mapa Geológico del Cuadrángulo K-8, Manizales. Escala 1:100.000*. INGEOMINAS, Ibagué.
- NELSON, W., 1962.- *Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia. Sección entre Ibagué y Armenia*. Bol. Geol., 10 (1-3): 161-202. Bogotá.
- PARRA, E., CEPEDA, H. y THOURET, J.C., 1986.- *Mapa actualizado de Amenaza Volcánica Potencial del Nevado del Ruiz. Escala 1:100.000*. Ingeominas, Bogotá.
- PARRA, E. y CEPEDA, H., 1987.- *Aspectos Generales de la Erupción del Volcán Nevado del Ruiz el 13 de Noviembre de 1985*. Memorias Simposio Internacional sobre Neotectónica y Riesgos Volcánicos, 1986. Revista CIAF, 11, T.2 (1-3): 146-160. Bogotá.
- , 1988.- *Maps of the potential volcanic hazard of the Nevado del Ruiz, Colombia, South America*. Poster Session, Kagoshima International Conference on Volcanoes, Kagoshima (Japan).
- SIMKIN, T. et al, 1981.- *Volcanoes of the World*. Smithsonian Institution. Hutchinson Ross Publishing Co., Pennsylvania, 232 p.
- THOURET, J.C., 1987.- *Informe preliminar de la misión francesa sobre el Nevado del Ruiz - Colombia (2-27 de febrero de 1987)*. Ingeominas (comunicación interna), 10 p. Bogotá.
- THOURET, J.C. y VAN DER HAMMEN, T. 1983.- *La secuencia holocénica y tardiglacial en el Parque de Los Nevados*. In: Van Der Hammen, Pérez y Pinto, Editores, 1983. La Cordillera Central Colombiana. Transecto Parque Los Nevados (Introducción y Datos Iniciales). Estudios de Ecosistemas Tropandinos, 1: 262-276. J. Cramer, Fl.Vaduz.
- THOURET, J.C., et al, 1985.- *Aspectos volcano-estructurales y dinamismo eruptivo reciente de los volcanes Cerro Bravo y Nevado del Tolima, Cordillera Central de Colombia*. Memorias VI Congreso Latinoamericano de Geología. T.1: 385-454. Bogotá.
- WILSON, L. and WALKER, G.P.L., 1987.- *Explosive volcanic eruptions VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties*. Geophy. J. Roy. Astron. Soc., 89: 657-679.

*

