

# DELIMITACIÓN DE ZONAS DE BAJA VELOCIDAD EN EL VOLCAN NEVADO DEL RUIZ A PARTIR DE RETARDOS EN TIEMPOS DE VIAJE DE LA ONDA P EN SISMOS TECTONICO REGIONALES

Jaime Raigosa A<sup>1</sup>

Olga Patricia Bohórquez O<sup>2</sup>

## ABSTRACT

A 3d model of low velocity zones in Nevado Del Ruiz volcano is attempted by mean of a method that detects travel – time delay in P waves of tectonic earthquakes. The method takes a crustal model with homogeneous medium, useful to small seismic network and its developing is called in this study “arrival time epicenter method”.

The hypo71 program (Lee and Lahr, 1975) was used in order to locate 400 tectonic earthquakes. The results showed that the seismic activity in Colombia is mainly located in Pacific coast and Andean zone. In the last one, there are two main seismic nests: Bucaramanga (at NE) and Caldas (in the central zone of Colombia).

Using tectonic earthquakes well located and their P waves travel time delays were established areas with low velocity zones beneath Nevado Del Ruiz volcano. The major of them, was located at 17 kilometers depth between Nevado Santa Isabel and Nevado Del Ruiz. Its major axis has 12 kilometers with a NE- SW direction, the same direction of Palestina Fault (Cuellar et. Al.,1987) and its North boundary is Termales- Villamaria fault (Thouret,1989). This zone produced the biggest delay found in this study.

A second zone, smaller than the first, is at 4 kilometers below the crater of Ruiz volcano and also, it showed smaller delay than the first zone.

It is believed that both low velocity zones are related with magmatic chambers and theirs locations are close related with main tectonic features in the area of Ruiz volcano.

**Key words:** magmatic chambers, Nevado Del Ruiz volcano, tectonic earthquakes, travel – time delay in P waves

## RESUMEN

Mediante el desarrollo de un método para detectar retardos en tiempos de arribo de las ondas P en sismos tectónicos regionales, aplicable a redes sísmicas de poca cobertura y tomando como modelo de corteza un medio totalmente homogéneo, se pretende elaborar un modelo tridimensional de zonas de baja velocidad, debajo del Nevado del Ruiz, utilizando el método epicentro – tiempos de arribo desarrollado en este estudio.

Utilizando el programa HYPO71 ( Lee y Lahr, 1975), se localizaron alrededor de 400 sismos tectónicos y se observó que gran parte de la actividad sísmica en Colombia está localizada en la costa Pacífica y en la zona Andina, región ésta donde los sismos tienden a estar agrupados en algunos focos, los principales, el nido de Bucaramanga al Noreste y el nido de Caldas al Suroeste de Colombia.

A partir de retardos en el tiempo de viaje de las ondas P de los sismos tectónicos regionales con mejores localizaciones, se pudo establecer que en el área del Volcán Nevado del Ruiz existen varias zonas de baja velocidad, una de ellas de mayor tamaño, localizada a 17 kilómetros de profundidad entre los nevados de Santa Isabel y el Ruiz, con una longitud de su eje mayor de 12 kilómetros orientado en dirección NE-SW siguiendo el trazo de la falla de Palestina (Cuellar et. Al.,1987) y limitada transversalmente al Norte por la falla Termales Villa María (Thouret,1989). Esta zona causa los mayores retardos encontrados. Una segunda zona, mas pequeña y localizada 4 kilómetros debajo del Nevado del Ruiz, presenta retardos menores que la anterior. Es muy posible que estas zonas de baja velocidad sean causadas por cámaras magmáticas cuyo emplazamiento está estrechamente relacionado con los principales rasgos estructurales en el área del Ruiz.

**Palabras claves:** cámaras magmáticas, volcán Nevado del Ruiz, sismos regionales, retardos de viaje de las ondas P.

---

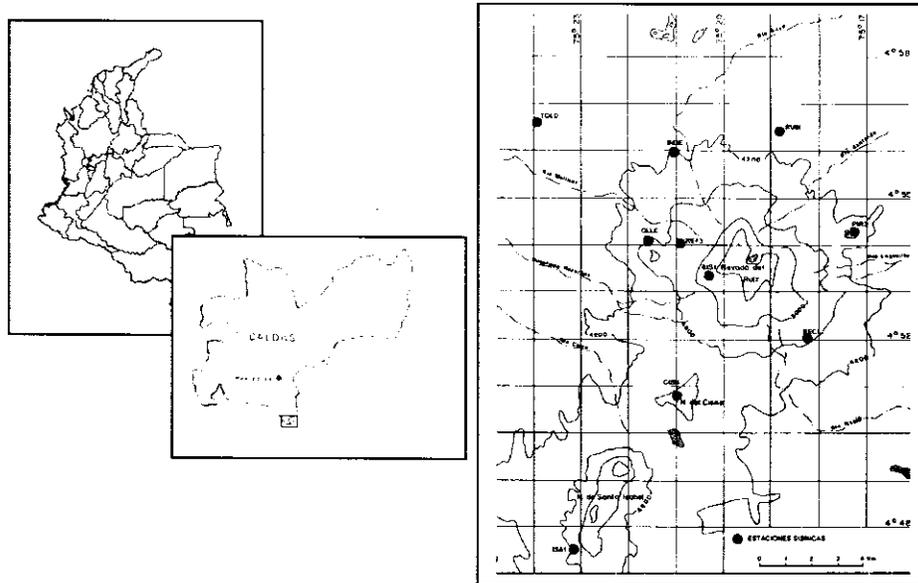
<sup>1</sup> INGEOMINAS - Observatorio Vulcanológico y Sismológico - Popayán, e- mail: jraigosa@yahoo.com

<sup>2</sup> INGEOMINAS - Observatorio Vulcanológico y Sismológico - Manizales, e- mail: opbohorquez@hotmail.com

## 1. INTRODUCCION

La actividad sísmica es uno de los parámetros más importantes en la vigilancia de cualquier volcán activo. A raíz de la reactivación del volcán Nevado del Ruiz en 1984, se inició, desde 1985 un seguimiento continuo de la actividad sísmica en este volcán, con estaciones tanto telemétricas como portátiles. En este trabajo se pretende mediante localizaciones de sismos tectónico regionales registrados en la red instalada en el volcán Nevado del Ruiz entre diciembre de 1985 y mayo de 1990, elaborar un modelo tridimensional de este volcán que muestre zonas de baja velocidad; desarrollando un método sencillo aplicable a redes de poca cobertura que utiliza el primer arribo de la onda P para mostrar la disposición de estas zonas.

El presente trabajo se desarrolló en el área del volcán Nevado del Ruiz situado unos 30 kilómetros al sureste de la ciudad de Manizales. La zona estudiada se encuentra delimitada por la red de estaciones sismológicas pertenecientes al INGEOMINAS – Observatorio Sismológico de Manizales (Figura 1).



*Figura 1. Localización de la red sísmica del volcán Nevado del Ruiz y que demarca la zona de estudio*

## 2. FORMULACION DEL METODO

La idea es implementar un método sencillo para la delimitación de zonas de baja velocidad, aprovechando los tiempos de arribo de la onda P de sismos tectónicos lejanos, donde los parámetros de interés son la localización epicentral del sismo y el tiempo de arribo de la onda P a cada una de las estaciones de un arreglo. El modelo inicial de corteza bajo el arreglo se sume como un medio homogéneo, de velocidad constante  $V$  y la corteza fuera del área que cubre la red

se asume como conocida, ya que influye sobre los tiempos de viaje, pero no sobre la relación de tiempos entre las estaciones del arreglo. Raigosa (1993)

Dado un sismo  $m$  de coordenadas geográficas  $(X_m, Y_m)$  conocidas, que se registra en una red de estaciones  $E_1, E_2, \dots, E_n$ , con coordenadas geográficas  $X_1, Y_1; X_2, Y_2; \dots; X_n, Y_n$ ; a partir de esta información se calcula la distancia epicentral a cada una de las estaciones para un modelo de tierra plana, por el método de Richter (1958); tomado de Lawson (1967), así:

$$D_{mn} = [(60xAxLon)^2 + (60xBxLat)^2]^{1/2} \quad (1)$$

donde,  $D_{mn}$  es la distancia epicentral,  $A$  es la longitud de un minuto de paralelo en kilómetros,  $B$  es la longitud de un minuto de meridiano en kilómetros,  $LON$  es la diferencia en longitud entre el epicentro y la estación (en grados), y  $LAT$  es la diferencia en latitud entre el epicentro y la estación (en grados).  $A$  y  $B$  están dados en tablas elaboradas por Richter (1958), como función de la latitud. Para este trabajo fueron tomadas de Lee and Lahr (1975). Como se la corteza fuera de la red se asume conocida y sin influencia sobre la relación de tiempos entre las estaciones, es posible trabajar con distancias y tiempos reducidos,  $[D_{mn}]_r$  y  $[T_{mn}]_r$  respectivamente, definidos así:

$$[D_{mn}]_r = D_{mn} - D_{m1} \quad [T_{mn}]_r = T_{mn} - T_{m1} \quad (2)$$

Donde  $D_{m1}$  y  $T_{m1}$  son la distancia epicentral y el tiempo de arribo de la onda  $P$ , del sismo  $m$  a la estación más cercana, respectivamente,  $D_{mn}$  y  $T_{mn}$  son los mismos parámetros para otra estación cualquiera del arreglo (Figura 2).

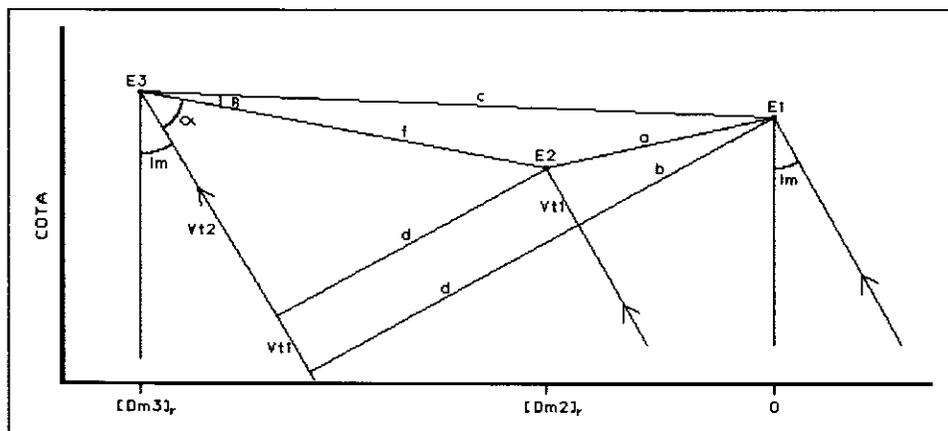


Figura 2. Vista en la dirección del rayo sísmico del arreglo de 3 estaciones para el cálculo de  $I_m$  y  $V$ . Nótese que los rayos sísmicos son paralelos entre sí ya que los sismos utilizados en el método, son de tipo regional.

Como el modelo inicial de corteza se considera homogéneo, es posible calcular el ángulo de emergencia  $I_m$  para el sismo  $m$ , y la velocidad promedio  $V$ , dado un arreglo de tres estaciones con diferentes cotas. Para esto, se definen inicialmente las siguientes distancias  $c, f$  y  $a$  (Figura 2) donde:

$$c = [([D_{m3}]_r - [D_{m1}]_r)^2 + (Z_3 - Z_1)^2]^{1/2} \quad (3)$$

es la distancia entre las estaciones 1 y 3, sobre la dirección del rayo sísmico,

$$f = [([D_{m3}]_r - [D_{m2}]_r)^2 + (Z_3 - Z_2)^2]^{1/2} \quad (4)$$

es la distancia entre las estaciones 2 y 3, sobre la dirección del rayo sísmico,

$$a = [([D_{m2}]_r - [D_{m1}]_r)^2 + (Z_2 - Z_1)^2]^{1/2} \quad (5)$$

es la distancia entre las estaciones 2 y 3, en la misma dirección. En las expresiones anteriores  $Z_1$ ,  $Z_2$  y  $Z_3$  son las cotas de las estaciones 1, 2 y 3 respectivamente.

En la figura 2 se muestran también las distancias  $b$ ,  $d$ ,  $Vt_1$  y  $Vt_2$ . Con esta disposición, se forman tres triángulos rectángulos diferentes, de cuya solución simultánea se puede calcular  $I_m$  y  $V$ .

$$(Vxt_2)^2 = f^2 - d^2 \quad (6)$$

$$(Vxt_1 + Vxt_2)^2 = c^2 - (d + b)^2 \quad (7)$$

$$(Vxt_1)^2 = a^2 - b^2 \quad (8)$$

De la solución de estas tres ecuaciones obtenemos:

$$V^2 = [4xa^2xf^2 - (a^2 + f^2 - c^2)^2] / [4x[(a^2xt_2^2 + f^2xt_1^2) + t_1t_2(a^2 + f^2 - c^2)]] \quad (9)$$

siendo  $t_1$  la diferencia en el tiempo de arribo entre las estaciones 2 y 1 y  $t_2$  la diferencia en el tiempo de arribo entre las estaciones 3 y 2.

Conocido el ángulo de emergencia y la velocidad, se calculan tiempos teóricos ( $t_{mn}$ ) para cualquier estación:

$$t_{mn} = [T_{m1}]_r + (S_n \times \cos(\Theta)) / V \quad (10)$$

Donde  $S_n$  es la distancia entre la estación  $n$  y la estación 1 y  $\Theta$  es el ángulo entre el vector dirección del rayo sísmico y la línea que une las dos estaciones. Como  $[T_{m1}]_r$  es igual a cero (0), la fórmula (10) queda

$$t_{mn} = S_n \times \cos(\Theta) / V \quad (11)$$

El retardo o diferencia de tiempo entre el valor real y el teórico será:

$$R_{mn} = |t_{mn} - [T_{mn}]_r| \quad (12)$$

Así, para un conjunto de sismos registrados en un arreglo de tres estaciones, se pueden obtener los retardos de los tiempos de arribo a cada estación, relacionados con el azimut y el ángulo de emergencia del rayo sísmico, de tal forma que estos retardos se pueden organizar en gráficos azimut- ángulo de emergencia contra magnitud del retardo, siguiendo en parte un procedimiento sugerido por Sudo (1991), y con la proyección simultánea de varias estaciones, encontrar zonas de baja velocidad y estimar el tamaño y localización de éstas.

El hecho de que los datos esenciales sean la localización de los sismos y los tiempos de arribo a las estaciones de la red, hace necesario algunas restricciones en cuanto a los sismos que se van a utilizar. El arribo de la onda P debe ser claro, de tal forma que se tenga confianza en la lectura y debe estar registrado en cuatro o más estaciones de la red, ya que para los cálculos de retardos se usan como referencia tres estaciones. Adicionalmente el sismo debe tener la magnitud suficiente para que sea registrado en un número de estaciones sismológicas que garanticen una buena localización.

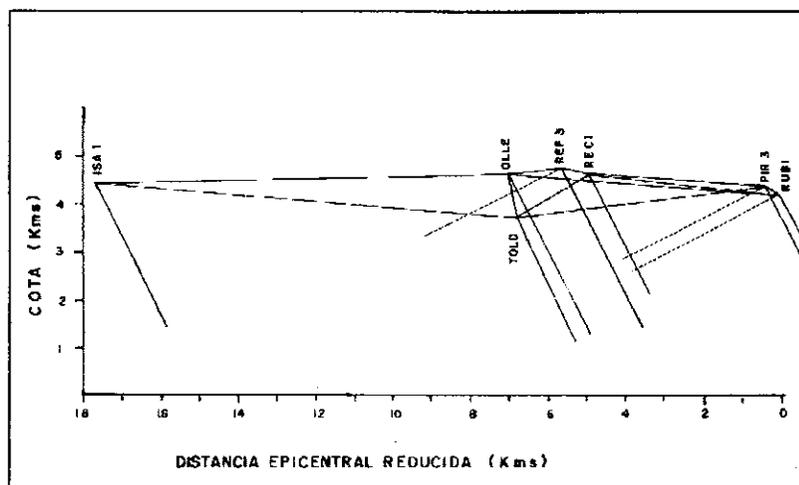
Para ilustrar y probar el método, se utilizan dos sismos teóricos con una misma localización epicentral de  $6^{\circ} 40'$  de latitud N y  $73^{\circ} 30'$  de longitud W, y a 20 y 80 kilómetros de profundidad, los cuales fueron corridos con el programa LLEGAP (Acevedo, 1990). En él se trabaja con el modelo de velocidades para el volcán Nevado del Ruiz, que tiene una velocidad para la primera capa de 3.6 Km/seg, obteniéndose tiempos teóricos para cada estación, un ángulo de emergencia de  $27.5^{\circ}$  para el primer sismo y un ángulo de emergencia de  $26.9^{\circ}$  para el segundo sismo. En la tabla 1 se presentan las velocidades y ángulos de emergencia para estos dos sismos, calculados con el método desarrollado en este estudio, utilizando los diferentes arreglos de tres estaciones que aparecen en la primera columna. También se incluye el valor d, que es la distancia entre la segunda estación y la recta c, en la dirección del rayo sísmico, la cual da una idea de que tan alineadas están las estaciones.

Como se puede ver en la tabla, los resultados son muy similares para los dos sismos y están relacionados con la distribución espacial que presentan las estaciones (Figura 3). Cuando las distancias epicentrales reducidas hacen que las estaciones tiendan a estar alineadas (valores de d muy pequeños), la precisión del tiempo se vuelve un factor cada vez más importante y se observa que en estos casos la solución da resultados erróneos; es el caso de las estaciones RECI, REF3 e ISA1, un valor d de 0.15 km. En el caso en que las tres estaciones estén totalmente alineadas, los triángulos se hacen iguales y las ecuaciones no tienen solución.

Es recomendable por lo tanto utilizar arreglos de estaciones que proporcionen un valor de d que sea lo suficientemente grande para que la precisión de lectura no se vuelva un factor importante de error. Una distribución ideal de las estaciones dentro del perfil no es posible diseñarla pues ésta depende de las fuentes sísmicas utilizadas y de las cotas de las estaciones.

**Tabla 1** Velocidades y ángulos de emergencia, calculados para un sismo teórico con una profundidad de a) 20 kilómetros y b) 80 kilómetros.

Estaciones	Angulo		V		d
	(a)	(b)	(a)	(b)	
REF3-TOLD-ISA1	26.22	3.48	26.03	3.52	1.07
REF3-TOLD-OLLE	25.92	3.55	25.92	3.55	1.03
PIR3-REF3-TOLD	26.43	3.42	26.18	3.48	1.01
RECI-TOLD-OLLE	27.91	3.91	27.91	3.91	0.97
RECI-TOLD-ISA 1	27.68	3.63	27.74	3.71	0.93
RUBI-RECI-TOLD	27.01	3.55	27.75	3.72	0.86
PIR3-RECI-TOLD	27.66	3.61	27.77	3.74	0.79
PIR3-TOLD-ISA1	27.96	3.66	27.22	3.65	0.73
RECI-REF3-TOLD	27.30	3.19	27.30	3.19	0.63
RUBI-REF3-ISA1	24.59	3.26	24.80	3.36	0.56
PIR3-REF3-ISA1	26.36	3.10	23.99	3.25	0.36
RUBI-PIR3-TOLD	27.47	3.58	27.70	3.57	0.32
RUBI-PIR3-ISA1	27.30	3.58	26.51	3.56	0.29
RUBI-PIR3-RECI	27.37	3.58	26.13	3.56	0.26
PIR3-OLLE-ISA1	52.46	6.16	52.98	6.34	0.24
RUBI-RECI-ISA1	27.01	3.55	28.07	3.75	0.22
PIR3-REF3-OLLE	9.76	1.58	10.14	1.67	0.16
<b>RECI-REF3-ISA1</b>	20.02	2.65	19.11	2.58	0.15
RUBI-RECI-OLLE	10.55	1.83	12.07	2.05	0.13
PIR3-RECI-REF3	17.11	2.42	15.24	2.27	0.09
REF3-OLLE-ISA	15.49	0.61	5.64	0.64	0.08
RUBI-RECI-REF3	12.49	2.04	10.56	1.88	0.06
PIR3-RECI-OLLE	2.78	0.68	3.80	0.83	0.05



**Figura 3.** Distribución de estaciones sísmicas en el volcán Nevado del Ruiz para el cálculo de la velocidad (V) y el ángulo de emergencia ( $\theta$ ) a partir de las localizaciones de los sismos teóricos con coordenadas 06°4'N y 73°30'W, a 20 y 80 km de profundidad.

### 3. UN MODELO TRIDIMENSIONAL DE BAJAS VELOCIDADES PARA EL NEVADO DEL RUIZ, UTILIZANDO EL METODO "EPICENTRO-TIEMPOS DE ARRIBO".

#### 3.1. MODELOS DE VELOCIDADES EXISTENTES.

Uno de los puntos esenciales en la elaboración del presente trabajo es la localización epicentral de los sismos de origen tectónico. Esta localización se hizo utilizando el programa HYPO71 (Lee and Lahr, 1975) el cual requiere un modelo de capas paralelas horizontales de velocidad creciente con la profundidad.

En 1973 se realizaron los primeros estudios de refracción sísmica en Colombia, con el proyecto Nariño I y se continuaron con los proyectos Nariño II y Nariño III en los años 1976 y 1978. Como resultado de estas investigaciones se elaboró un modelo de velocidades el cual se muestra en la tabla 2 (Coral, 1987). Este es el modelo utilizado en el presente trabajo para la determinación de epicentros de sismos tectónicos regionales, tomando como nivel de referencia el nivel del mar.

*Tabla 2. Modelo de velocidades a) para el occidente colombiano, b) para el volcán Nevado del Ruiz.*

<i>Velocidad (a)</i>	<i>Profundidad (a)</i>	<i>Velocidad (b)</i>	<i>Profundidad (b)</i>
4		3.6	0.0
5.5	0.6	4.6	0.95
6.1	6.0	5.5	1.95
6.8	30.0	6.1	4.0
7.3	66.0	6.6	14.0
7.8	100.0	7.8	30.0
9.1	140.0		

Después de la reactivación del volcán Nevado del Ruiz, se hizo necesaria la elaboración de un modelo de velocidades para la localización de sismos volcánicos registrados en la red de monitoreo del volcán. Para ello Zollweg (1990) desarrolló un modelo teórico de velocidades, tomando como punto de partida el modelo hecho por Ocola et. al., (1973) durante el proyecto Nariño I, el cual se modificó teniendo en cuenta las características de la geología local en el área del volcán y relacionándola con velocidades encontradas en otras partes del planeta para rocas similares (Tabla 2), este modelo es el utilizado actualmente para la localización de sismos en el área del Ruiz.

#### 3.2. DETERMINACION DE EPICENTROS.

Para la localización de los sismos, se utilizaron cinco estaciones sismológicas del Instituto Geofísico de los Andes, diez del Observatorio Sismológico del Suroccidente y una estación del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de INGEOMINAS, Manizales, obteniéndose una red

alargada en dirección SW-NE que cubre un amplio sector de los Andes colombianos desde Pasto hasta Bucaramanga, con la cual se localizaron alrededor de 400 sismos, registrados en la red del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de INGEOMINAS, Manizales. Esta red se evaluó teóricamente con el programa de computador LLEGAP (Acevedo, 1990), el cual permite evaluar la confiabilidad ofrecida por el programa HYPO71 (Lee and Lahr, 1975) en la localización de un sismo, en condiciones ideales. Para este fin se diseñó una malla de 256 puntos cada uno de los cuales representa el foco de un sismo, con una distribución homogénea entre 3° y 8° de latitud N y 72° y 77° de longitud W, separados cada 20° (Figura 4) y con profundidades de 20 y 80 kilómetros respectivamente. El programa LLEGAP (Acevedo, 1990) calcula los tiempos teóricos de arribo de las fases P y S a cada una de las estaciones de un arreglo, dado un modelo en capas horizontales. Los datos obtenidos se "corren" con el HYPO71 para que este encuentre la mejor solución. De esta forma se puede observar cómo se deforma la red original de puntos debido a imprecisiones en la localización, y así es posible determinar un rango de valores dentro de los cuales se considera confiable la localización dada por el programa. Se encontró que los mayores errores de localización, en los 4 casos, ocurren cuando la profundidad de iteración es de 0 kilómetros y que las mejores localizaciones se obtienen, para todos los casos, cuando la profundidad de iteración es igual a la profundidad del foco, razón por la cual las localizaciones se llevaron a cabo iterando a diferentes profundidades y seleccionando la mejor. Finalmente se evaluaron los RMS's, y se observó que la confiabilidad de este parámetro depende en gran medida del número de fases utilizadas, es decir al disminuir el número de fases, debe disminuir el límite dentro del cual los residuos son confiables. Para este trabajo se tomó como límite máximo 0,5 segundos.

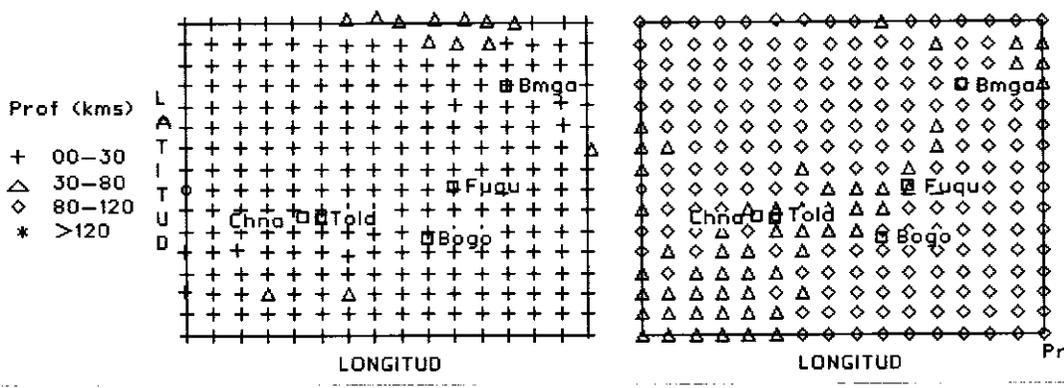


Figura 4. Red de puntos a 20 y 80 km de profundidad corrida con el HYPO71 a esas mismas profundidades, obteniéndose poca deformación de la malla original.

La Figura 5 muestra la localización de los 400 sismos procesados, que indican como su distribución se relaciona principalmente a la actividad tectónica cortical relacionada con los sistemas de fallas en la zona andina y en el borde oriental llanero, como son por ejemplo: las fallas de Cauca – Patía, Romeral, San Jerónimo, Palestina, Salinas, Sistema de Fallas del Piedemonte Llanero, Sistema Altamira – Algeciras, Falla Bucaramanga – Santa Marta,

Garrapatas y Murindó entre otras. También se relaciona con la actividad de la tectónica de placas como es la subducción de la placa Nazca en la placa Suramericana generando un foco profundo en la zona del viejo Caldas y otro foco profundo en el nido de Bucaramanga, que según Taboada A. (2000), puede corresponder a una zona de inflexión o zona de bisagra de la franja oceánica.

De estos sismos fueron seleccionados aquellos cuyos parámetros de localización según el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1975) presentaron valores confiables. Se escogieron sismos con RMS menor de 0.5 seg. y un error en la horizontal menor de 20 kilómetros.

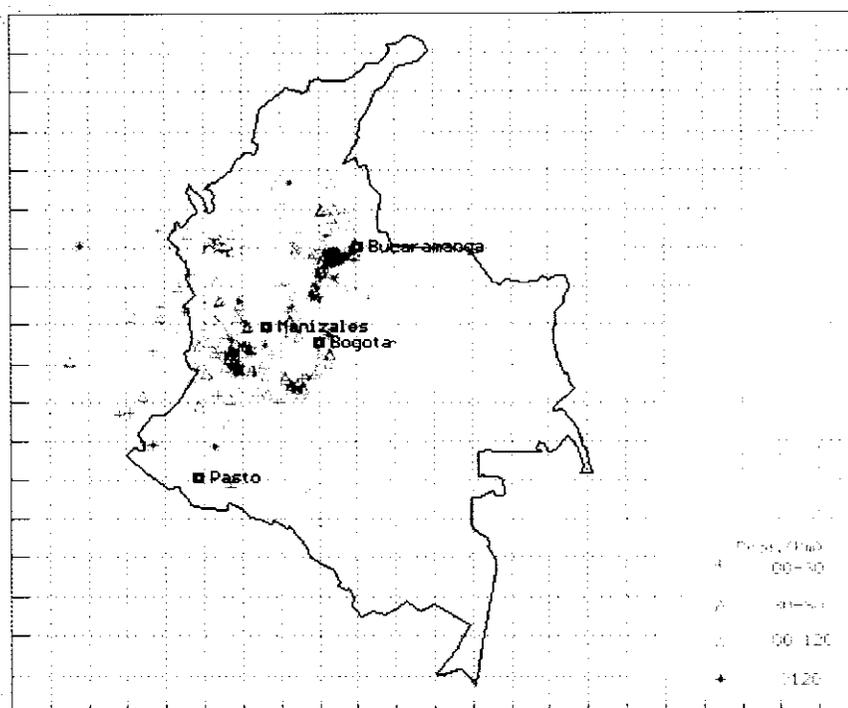


Figura 5. Distribución epicentral de todos los sismos localizados.

### 3.3. DETERMINACION DE ZONAS DE BAJA VELOCIDAD EN EL VOLCAN NEVADO DEL RUIZ.

Para la elaboración del modelo se seleccionaron 69 sismos (Figura 6), con los cuales se calcularon valores de velocidad promedio, utilizando arreglos de tres estaciones para los cuales las ondas sísmicas no atravesaran el área del volcán, utilizando la ecuación (9). Con estos arreglos se obtuvo una velocidad promedio de 4.5 km/s. Acevedo, 1990 (comunicación verbal) localizó una serie de sismos en el Volcán Nevado del Ruiz, utilizando un modelo de velocidades de una sola capa homogénea y encontró que las mejores localizaciones tenían en promedio una

velocidad de 4.7 km/s. Teniendo en cuenta estos 2 valores, se asumió una velocidad de 4,6 km/s para el primer kilómetro de profundidad, siendo el nivel de referencia la estación REF3 con 4.725 m.s.n.m. Encontrada una velocidad promedio, se utilizaron 2 estaciones para hallar el ángulo de emergencia y calcular tiempos teóricos a cada una de las estaciones, para cada sismo.

Una vez encontrados estos tiempos teóricos, se compararon con los tiempos reales, obteniéndose así un conjunto de sismos, cada uno con un azimut y un ángulo de emergencia (igual para todas las estaciones) y determinado número de residuos para cada estación.

Los residuos son agrupados dentro de rangos, considerándose como normales los valores menores o iguales a 0.1 seg., ya que éste puede ser el error máximo debido a la precisión de las lecturas. Para cada estación se generan gráficos para los rangos de residuos representados en azimut contra ángulo de emergencia del rayo sísmico y dentro de las gráficas se delimitan zonas que muestren valores anómalos de residuos. Para cada estación se proyectaron los rangos de azimut hallados y las áreas que están enmarcadas por la proyección simultánea de estos residuos, son consideradas como las zonas que producen los retardos. Un método similar fue aplicado por Sudo (1991), para la caldera Aso (Japón) pero no utilizando residuos sino el factor de atenuación Q. La proyección en la vertical de los ángulos de emergencia, puede dar una idea de la profundidad a la que se encuentran estas zonas. Con el anterior procedimiento se encontró que dentro de la red sismológica del Ruiz se pueden definir 2 zonas de baja velocidad:

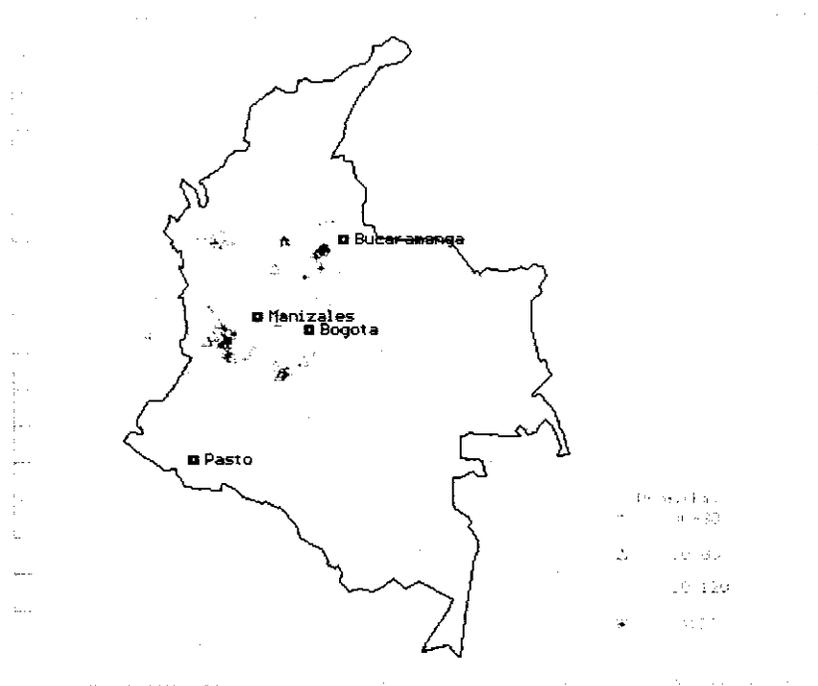


Figura 6. Localización epicentral de los sismos utilizados en la elaboración del modelo.

Una zona profunda (16 kilómetros) que produce los mayores retardos encontrados en las estaciones de TOLD, entre 300° y 340° de azimut ; ISA1, entre 210° y 240° de azimut; y RECI entre 45° y 100° de azimut del rayo sísmico (Figura 7). El eje mayor de esta zona puede tener unos 12 Km de largo, está ubicado entre los nevados de Santa Isabel al SW y el Ruiz al NE, donde se encuentra limitada por la falla Termales-Villamaría, siguiendo el trazo de la falla Palestina, lo cual puede sugerir que el emplazamiento de un cuerpo asociado a la zona de baja velocidad ocurrió a lo largo de esta zona de debilidad (Figura 8). De acuerdo a los ángulos de emergencia en las tres estaciones mencionadas, esta zona se debe encontrar a una profundidad de unos 17 Kms debajo del área del Ruiz. En cuanto al espesor de este cuerpo, es difícil hacer una estimación ya que su valor depende del contraste de velocidades entre el cuerpo de baja velocidad y la roca encajante. Murase y McBirney (1973), en pruebas de laboratorio, encontraron velocidades del orden de 2.5 Kms/seg para rocas fundidas de composición andesítica; si se asume ésta como la velocidad para este cuerpo y 4.6 como la velocidad promedio para la roca encajante, los espesores podrían variar alcanzar los 6 Kms. Este cuerpo sería entonces el responsable de los retardos de hasta más de 1 seg. en las estaciones TOLD e ISA1 y hasta 0.75 seg. en RECI.

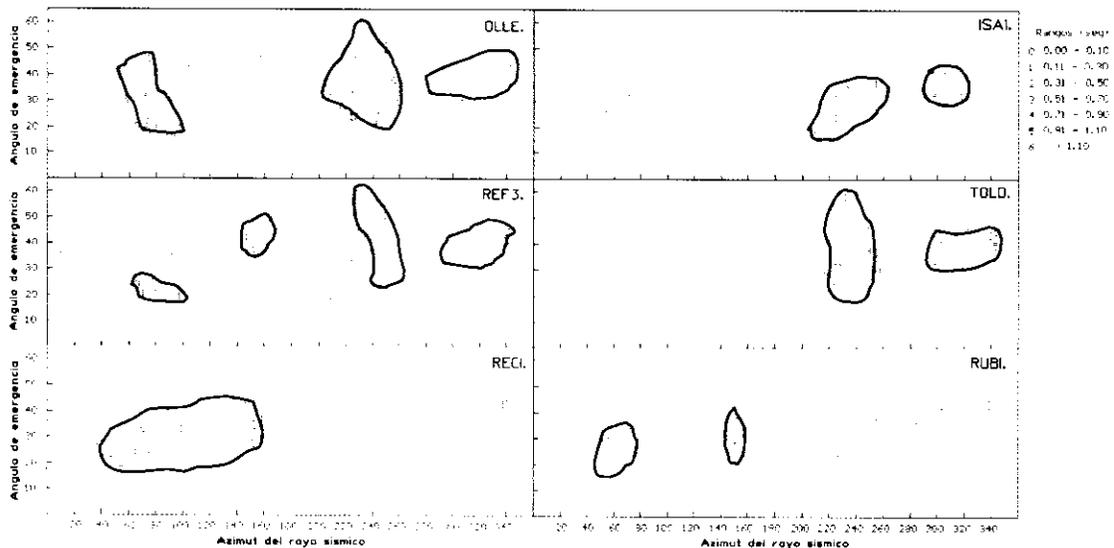
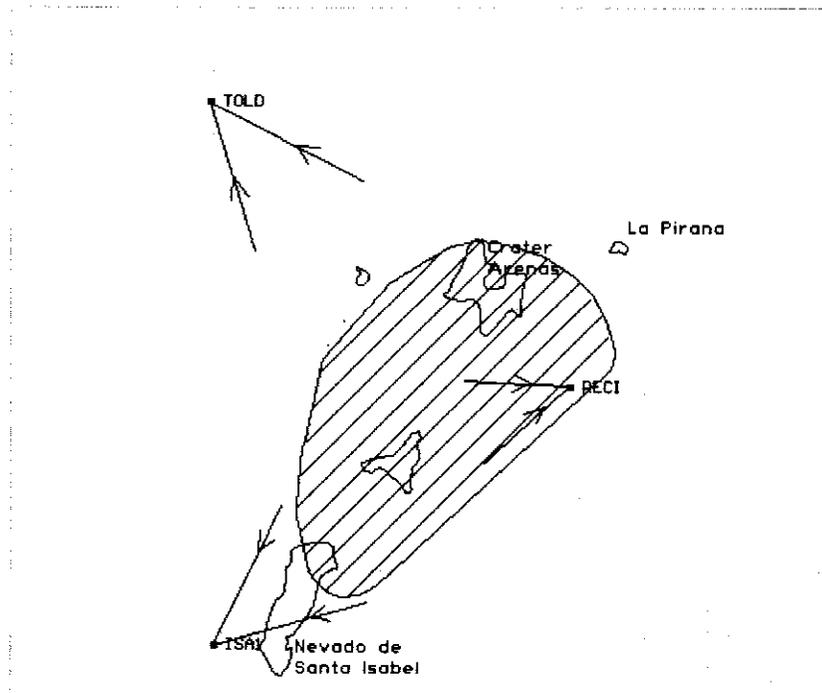


Figura 7. Residuos encontrados en las estaciones sismológicas utilizadas en la elaboración del modelo.

Una zona superficial evidenciada por los retardos menores de 0.5 s en las estaciones OLLE y REF3, bien definidos entre 290° y 340° de azimut y RECI entre 130° y 150° de azimut, del rayo sísmico (Figura 7). De acuerdo a los datos de azimut y ángulo de emergencia en estas tres estaciones, la zona que genera estos retardos está localizada en un sector SW-SE del cráter Arenas del volcán Nevado del Ruiz, con una longitud y un ancho de 3 y 4.5 km, respectivamente (Figura 9) su profundidad mínima sería de 4 Km. debajo del volcán Nevado de Ruiz. Si se tienen en cuenta las mismas velocidades de 2.5 y 4.6 kms/s., el espesor de este cuerpo podría variar

entre 1 y 2 kms.



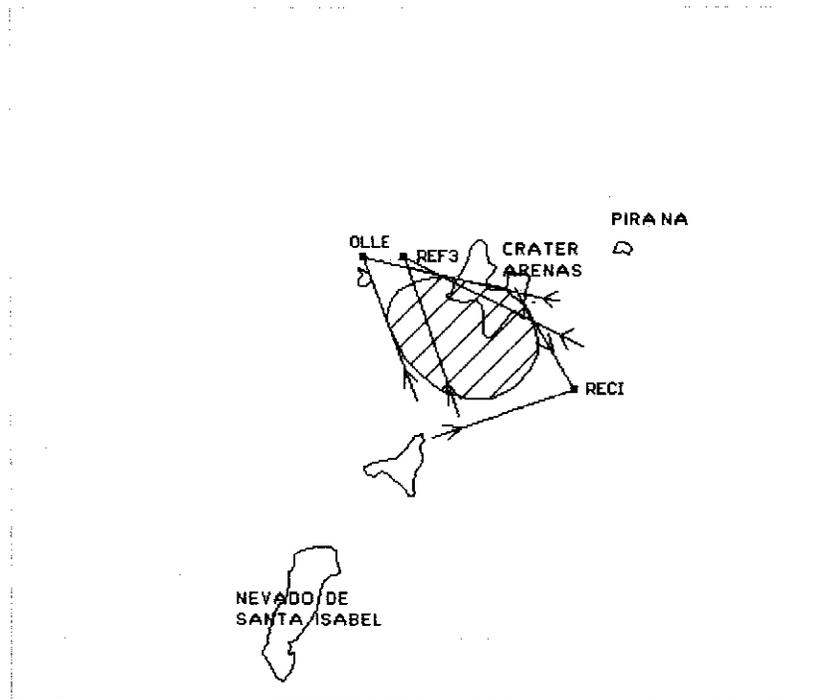
*Figura 8. Zona de baja velocidad entre los volcanes Nevado del Ruiz y Santa Isabel.*

Otros cuerpos menores podrían estar emplazados en la zona, como lo pueden sugerir retardos encontrados en las estaciones de OLLE y REF3 entre  $200^{\circ}$  y  $250^{\circ}$  de azimuth, los cuales corresponden a sismos del NE colombiano, entre  $50^{\circ}$  y  $100^{\circ}$  de azimuth para las estaciones OLLE REF3 y RUBI, correspondientes a sismos del Occidente y Suroccidente y entre  $200^{\circ}$  y  $250^{\circ}$  para la estación TOLD, pero estas zonas estarían en los límites o fuera de la red y su determinación se hace difícil, necesitándose para ello una red de monitoreo mas densa y amplia.

La existencia de actividad volcánica, los grandes derrames de lava y gran cantidad de depósitos volcánicos presentes en la zona, implican la existencia de una fuente de alimentación profunda, la cual debe estar comunicada por medio de conductos a pequeños reservorios más superficiales, ya que la ausencia de retardos en la estación ISA1 para ángulos de emergencia por encima de  $45^{\circ}$ , sugiere que este cuerpo no tiene continuidad hacia la superficie.

En cuanto a la presencia de un cuerpo de baja velocidad a menor profundidad, situado debajo del volcán del Ruiz, se han encontrado evidencias, como veremos a continuación. Londoño (1992), aplicando el método geoestadístico Kriging a las localizaciones de sismos volcánicos, utilizando únicamente sismos con localizaciones muy confiables, delimita una zona a 2 Kilómetros de

profundidad debajo del cráter Arenas, con forma alargada en dirección E-W y



*Figura 9. Zona de baja velocidad debajo del volcán Nevado del Ruiz.*

asume que esta zona estaría delimitando una cámara magmática superficial en el volcán Nevado del Ruiz. Gil Cruz et. al., (en preparación) encuentran una zona que podría definir parte de la cámara magmática, cerca a 2 kilómetros de profundidad debajo del volcán Nevado del Ruiz, por medio de análisis de tremor y eventos de largo período. Muñoz et. al. (1990) analizaron enjambres de sismos de alta frecuencia ocurridos entre Junio de 1986 y Agosto de 1987, "los cuales pueden ser una indicación de la posible área influenciada por procesos magmáticos, si éstos se consideran como generados por el emplazamiento de fluidos magmáticos a través de fallas, las cuales son planos favorables de debilidad". Varias de estas fuentes sísmicas, las fuentes Cráter, Sureste y Sur, se localizan sobre esta zona de baja velocidad. Además señalan como un hecho a favor de la relación entre la sismicidad y las fallas de tipo regional, el alineamiento de las fuentes Noreste, Cráter y Sur con el trazo de la falla de Palestina y las fuentes Este, Noroeste y posiblemente Noreste con la falla Termales-Villamaría. Valencia (1988) encuentra valores muy bajos de anomalía Bouger al SW del Volcán Nevado del Ruiz y los asocia con una zona de baja densidad relativamente superficial, siendo ocasionada esta baja densidad por el estado de fusión parcial en que se encuentra este cuerpo. Romero (1988) localizó una serie de sismos tectónicos al Oriente del Ruiz, los cuales muestran atenuaciones anómalas de la fase transversal (S) en la

estación TOLD, al pasar la onda sísmica debajo del volcán. Muñoz, (1992) invierte 289 sismos volcánicos de alta frecuencia ocurridos entre 1985 y 1991 y usa una técnica tomográfica conocida como inversión simultánea para definir un modelo tridimensional de velocidades en el área del Ruiz. Los resultados obtenidos sugieren que hay 3 zonas de baja velocidad: una debajo del cráter activo, otra aproximadamente a 9 Km. al NW del volcán en un área caracterizada por aguas termales, valores bajos de gravedad y eventos de largo período y una tercera localizada a 7 Km. al NE del cráter, relacionada con aguas termales reportadas en el área. También encontró zonas de alta velocidad, especialmente una estructura alargada entre el cráter activo y La Olleta. La mayoría de las zonas de baja velocidad parecen converger a un punto localizado sobre la falla de Palestina. Williams et. al. (1990) sugieren que la gran cantidad de SO<sub>2</sub> arrojado por el cráter Arenas se explica mejor por un modelo de vapor magmático, el cual permite un cálculo del volumen necesario de magma para el flujo de SO<sub>2</sub> observado; este volumen podría estar entre 4.6 y 9.2 km<sup>3</sup>.

El método epicentro-tiempos de arribo ofrece una manera sencilla de encontrar retardos en los tiempos las ondas P para redes locales, sin embargo, al ser aplicado el método al volcán Nevado del Ruiz se encontraron algunas limitaciones relacionadas con la cantidad de estaciones que se utilizan para el monitoreo de la actividad sísmica, esta limitación crea cierta incertidumbre en el valor encontrado para la velocidad promedio que se utilizó, sin embargo se pudo comprobar que los residuos varían muy poco al cambiar la velocidad y solo tienen una influencia importante en el valor del ángulo de emergencia, haciendo que las profundidades de las zonas de baja velocidad aumenten si se utiliza una velocidad menor que la real, y disminuyan en caso contrario.

#### 4. CONCLUSIONES

- Se presenta un método, aplicable a arreglos de poca cobertura, para detectar y cuantificar retardos en tiempos de arribo de ondas P, en donde la principal causa de error es la localización de los sismos. Al calcular la velocidad y el ángulo de emergencia utilizando arreglos de 3 estaciones, no se hace necesario conocer la profundidad del sismo, que es el dato más incierto que proporciona el programa de localización.
- El método requiere la utilización de arreglos de 3 estaciones, sobre las cuales se tenga la certeza de que sus tiempos no están afectados por zonas de baja velocidad, lo cual conduciría a cálculos erróneos.
- La actividad sísmica en Colombia se distribuye entre la zona andina y la costa pacífica, concentrándose la sismicidad más profunda y más frecuente en 2 focos principales: el nido de Bucaramanga al nororiente de Colombia y la fuente del viejo Caldas al suroccidente.
- Los mayores valores de residuos, se encuentran en las estaciones ISA1, TOLD y RECI, los cuales pueden estar asociados a un cuerpo de forma alargada en dirección SW-NE, entre los nevados de Santa Isabel y el Ruiz a una profundidad de 15 a 16 Km. El emplazamiento de

este cuerpo parece tener un control tectónico, ya que su eje mayor sigue el trazo de la falla de Palestina ( Cuellar et al, 1987) y se encuentra limitado al N por la falla Villamaría-Termale (Thouret, 1989)

- Valores menores en los residuos para las estaciones OLLE, REF3 y RECI indican la presencia de una zona más superficial, posiblemente a unos 4 km debajo del Volcán Nevado del Ruiz.
- Las profundidades para estas zonas fueron encontradas asumiendo una velocidad de 4.6 km/s para la capa más superficial. La diferencia de velocidad que se tenga con la velocidad real influye poco en la magnitud de los retardos y solo tiene un efecto importante al calcular la profundidad a la que se encuentra la zona de baja velocidad, pudiéndose encontrar a mayor profundidad si la velocidad real es menor, o más superficial en caso contrario.

## 5. AGRADECIMIENTOS

Se agradece al: Observatorio Vulcanológico y Sismológico de INGEOMINAS - Manizales, Al Instituto Geofísico de los Andes y al Observatorio Sismológico del Suroccidente (OSSO) por toda la información suministrada para la elaboración de este trabajo. A John Makario Londoño, Alvaro Pablo Acevedo, Fernando Gil Cruz, Jairo Luis Socarras, Jairo Patiño C., Clara Inés Restrepo, y al personal del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de INGEOMINAS de Manizales por su valiosa colaboración.

## 6. BIBLIOGRAFIA

- ACEVEDO, A. P., 1990. Notas sobre localizaciones con el HYPO71. INGEOMINAS, inf.int.
- CORAL, C. E., 1987, Los terremotos en Colombia y características de su origen profundo. Universidad Nacional de Colombia.
- CUELLAR, J, VARGAS, O.A., GUTIERREZ, E.V, FRANCO, R. 1987. El sistema de fallas de la Palestina en su parte meridional (norte del Tolima y Caldas). INGEOMINAS, UNIVERSIDAD NACIONAL.
- GIL CRUZ, F., BOHORQUEZ, O. P., LONDOÑO, J. M. (en preparación) Análisis de tremor y eventos de largo período asociados a la actividad del volcán Nevado del Ruiz en 1985. Inédito.
- LAWSON, J. E., 1967, Location of intermediate depth northern colombian earthquakes with a small digital computer. Tesis de grado. Universidad de Tulsa.
- LEE, W. H., LAHR, J. C., 1975, HYPO71PC (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U. S. Geol. Surv. Open file rep.
- LONDOÑO, J. M., 1992, Utilización de localización de sismos volcánicos y el método geostatístico Kriging para la delimitación de posibles cámaras magmáticas en el Volcán Nevado del Ruiz. INGEOMINAS, Informe interno. Inédito.
- MUÑOZ, F. 1992. Local earthquake tomography for lateral velocity variations and hypocenters

- at Nevado del Ruiz volcano-Colombia. Thesis presented in partial fulfillment of the requirements for the degree master of science. Arizona State University.
- MUÑOZ, F., et. al. 1990. Analysis of swarms of high-frequency seismic events at Nevado del Ruiz volcano, Colombia (January 1986-August 1987):development of a procedure. *Journal of volcanology and geothermal research*. Vol 41, No 1-4.
- MURASE, T., McBIRNEY, A., 1973. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 84, p.3563-3592.
- OCOLA, L. ALDRICH, L.T., GETTRUS, J.F., MEYER, R.P., RAMIREZ, J.E. 1975. Estructura de la corteza debajo de los Andes en el sur de Colombia y norte del Ecuador en base a los datos de refracción sísmica. Proyecto cooperativo internacional Nariño I. Editorial Guadalupe, Bogotá D.C.
- RAIGOSA, J. 1993. Delimitación de zonas de baja velocidad en el volcán Nevado del Ruiz. Tesis de pregrado en Geología. Universidad de Caldas
- RICHTER, C.F. 1958. *Elementary Seismology*. San Francisco: Freeman.
- ROMERO, J. A. 1988. Contribución al conocimiento de los eventos tectónicos locales al oriente de Volcán Nevado del Ruiz. INGEOMINAS. Informe interno.
- SUDO, Y., 1991, Attenuation of seismic waves in the Aso caldera, Kyushu, Japan; Evidence for an attenuating body in the crust.
- TABOADA, A. 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subduction and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, vol 19, N 5, pp 787 – 813.
- THOURET, J.C.1989. Geomorfología y cronoestratigrafía del macizo volcánico del Ruiz – Tolima (Cordillera Central, Colombia). En: *La Cordillera Central Colombiana, Transecto Parque Los Nevados. Estudios de Ecosistemas Tropoandinos*. Vol 3, II parte, pp 257 – 277.
- VALENCIA, J. J. 1988. Un modelo gravitacional bidimensional en el área del volcán Nevado del Ruiz. Tesis de grado. Universidad de Caldas, Manizales.
- WILLIAMS, S., et. al. 1990. Sulfur dioxide from Nevado del Ruiz volcano, Colombia: total flux and isotopic constraints on its origin. *Journal of volcanology and geothermal research*. Vol 42, No 1/2. pp 53-68.
- ZOLLWEG, J. E. 1990. Seismicity following the 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia. *Journal of volcanology and geothermal research*. Vol 41, No 1-4.