

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ANCESTRALES DEL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ

Luz Mary Toro Toro¹; Carlos Alberto Borrero-Peña¹; Luis Fernando Ayala Carmona¹.

RESUMEN

Se propone un modelo del magmatismo asociado al estadio “Ruiz Ancestral” del Volcán Nevado del Ruiz entre 2 a 1 Ma, mediante la cartografía de los remanentes de lavas en los alrededores Noreste-Norte-Noroeste del edificio actual del volcán, que cubren un área de 200 Km². Las rocas son andesitas y en menor proporción andesitas-basálticas y dacitas de medio a alto K y con afinidad calcoalcalina. Los rangos de variación de elementos trazas vs SiO₂ sugieren un grado de evolución por cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos y plagioclasa cálcica. El patrón de elementos traza es el típico de ambientes de arco, con un enriquecimiento en Sr, K, Rb, Ba y Th y un empobrecimiento en Nb. El diagrama de tierras raras muestra una pendiente moderada y un enriquecimiento general en tierras raras ligeras.

Palabras clave: Ruiz Ancestral, Arco Volcánico, Andesitas, Calcoalcalino, Colombia

ABSTRACT

A model of the “Ruiz Ancestral” stage (2 to 1 Ma) at the Nevado del Ruiz Volcano is proposed. The extension of the lava remnants of this stage covered an area of about 200 Km² and they were cartographed around the Northeast-North-Northwest of the present edifice of the volcano. Whole-rock geochemical data of andesitic, basaltic-andesitic and dacitic samples from the different outcrops share the calcalkaline affinity with medium to high K contents. The trace elements range variation compared with SiO₂ suggests a fractional crystallization mechanism from the ferromagnesian minerals and the calcic plagioclase. The trace elements pattern is typical of a volcanic arc with Sr, K, Rb, Ba y Th enrichments and Nb impoverishment. The REE diagram shows a smooth slope and the typical LREE enrichment.

Keywords: Ancestral Ruiz, Volcanic Arc, Andesites, Calcalkaline, Colombia

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas. luz.toro@ucaldas.edu.co, borrero_c@yahoo.com, fernandohf4@yahoo.com

INTRODUCCIÓN

La subducción de la Placa Nazca por debajo del margen NW de Suramérica es la responsable por la actividad magmática Plio-Cuaternaria en la Zona Volcánica Norte (ZVN, Bourdon et al., 2003). El Volcán Nevado del Ruiz (VNR) se localiza al Sureste de la ciudad de Manizales (departamento de Caldas) y forma parte del Complejo Ruiz-Tolima (Herd, 1982) ubicado en la parte más septentrional de la ZVN. Este complejo está constituido por siete edificios volcánicos, seis estratovolcanes y una caldera de colapso, y a menor escala por una serie de campos volcánicos definidos por pequeños aparatos monogenéticos, muy poco estudiados. La composición de los magmas asociados a este complejo es predominantemente andesítica-dacítica y en menor proporción andesita-basáltica.

Las investigaciones en el VNR se han centralizado principalmente sobre los productos de la erupción del 13 de Noviembre de 1985 y las amenazas asociadas a estos eventos explosivos. Varios autores han discutido el modelo estratigráfico para el VNR con diferentes aproximaciones: geomorfológicas (Thouret et al., 1990), petrológicas (Vatin-Perignon et al., 1990) y geoquímicas (Schaefer, 1995). Por lo tanto, la actividad del VNR claramente puede ser definida por tres estadios principales (Borrero et al., 2009):

- El “Ruiz Ancestral” (2 a 1.0 Ma), construcción del edificio basal del VNR por el apilamiento de gruesas secuencias de lavas andesíticas y dacíticas producidas por varios centros de emisión volcánicos que coalescieron como una sola unidad, formando el edificio basal que posteriormente colapsó de manera parcial para formar una caldera, este remanente del edificio basal infrayace los edificios de los estadios siguientes. A este mismo estadio pertenecen una serie de domos y coladas muy pequeñas (centros de emisión monogenéticos) alineados de manera paralela a la Falla de Villa María-Termal con dirección N75°W y localizados entre el edificio del estadio “Ruiz Actual” del VNR y la ciudad de Manizales.
- El “Ruiz Antiguo” (0.8 – 0.2 Ma), construcción de un estratovolcán y posterior destrucción parcial en un evento que formó una pequeña caldera.
- “El Ruiz Actual” (<0.15 Ma), Es el edificio actual parcialmente cubierto por un glaciar, formando la parte más superior del volcán, fue rellenada casi totalmente por flujos de lava, domos andesíticos y en menor proporción por depósitos piroclásticos producidos durante este periodo. El glaciar actual

forma una superficie aplanada irregular sobre los domos y coladas de lava desde aproximadamente los 5.100 m.s.n.m.

En este artículo con base en la cartografía y mediante un Modelo Digital de Terreno mostramos la distribución de las lavas y domos que componen el estadio “Ruiz Ancestral” localizados en los alrededores e infrayaciendo el edificio reciente del VNR y describimos sus características petrográficas y químicas. Esta caracterización complementa los resultados de Toro et al. (2008) sobre los domos y coladas de lava alineados con la Falla Villa María-Termal, que también pertenecen a este estadio, y de esta manera se revelan nuevos indicios sobre la vulcanología y dinámica de emplazamiento de los magmas en el periodo de 2.0 a 1.0 Ma, y se enmarca de una mejor manera la evolución del VNR.

MARCO GEOLÓGICO Y UBICACIÓN GEOGRÁFICA

La Zona Volcánica Norte (ZVN) está comprendida entre las latitudes 2° S y 5° N en los Andes ecuatorianos y colombianos. En Colombia es definida por un arco volcánico bastante estrecho que se localiza aproximadamente 150 Km por encima de la zona de Benioff (James and Murcia, 1984), esta zona define claramente un buzamiento de la corteza oceánica subducente de 45° (Ojeda and Havskov, 2001). Dicha corteza subduce actualmente a una tasa de 56 mm/a (Trenkamp et al, 2002), pero la subducción tiene una geometría discontinua, con diferente ángulo, lo cual es marcado por los “gaps” de vulcanismo entre los principales complejos volcánicos colombianos. Información sobre el espesor de la corteza continental en los alrededores del VNR es muy limitada, pero en general para Colombia, el espesor de la corteza debajo del arco volcánico a lo largo del eje de la Cordillera Central es de alrededor de 40- 50 Km. Schaefer (1995) describe en su trabajo que la corteza continental debajo del VNR tiene una densidad anómala y que probablemente puede ser menor de 35 Km de espesor.

El Volcán Nevado del Ruiz (VNR), es un estratovolcán cubierto por un glaciar espeso, y uno de los volcanes más activos de Colombia, localizado en la parte media de la Cordillera Central colombiana (4° 50’-55’N, 75° 14’-20’ W, 5.390 msnm), en los límites de los departamentos de Caldas y Tolima; formando parte del complejo volcánico Ruiz-Tolima, eje volcánico con nueve volcanes alineados Norte-Sur que definen la cresta de

la Cordillera Central en este sector. El sector occidental del VNR está construido directamente sobre los cuerpos ígneos plutónicos del Paleoceno, Stocks de Manizales y del Bosque, y el sector oriental sobre el basamento metamórfico paleozoico, Complejo Cajamarca, en la (FIGURA 1a) se muestra la cartografía basada en INGEOMINAS (1981 y b).

El VNR es, en general un volcán elongado (30 Km en sentido E-W y 15 Km en sentido N-S) con una forma asimétrica con una base variando de 3.600 a 2.800 m en elevación de Oeste a Este. La parte más alta del VNR está definida por tres cimas principales, el cráter activo, Arenas y dos centros de emisión inactivos, La Olleta y Piraña. Aunque el relieve en la parte más alta, por encima de 5.000 msnm aún esta enmascarado por el glaciar, desde un punto de vista geomorfológico el área cubierta por los tres diferentes estadios de construcción del VNR muestra tres morfologías contrastantes. La parte Noroeste y Norte muestra una geometría desigual provocada por la localización de grandes anfiteatros en la parte alta del volcán con forma de herradura en los cañones de los ríos Azufrado y Lagunillas. La parte Este y Sureste en los alrededores del cañón del Río Recio, donde las lavas del Volcán El Cisne coalescen con las del VNR, se presenta una pendiente moderada a fuerte y un espesor importante de depósitos glaciales. La parte Sur y Suroeste marcada por pendientes regulares muy fuertes relacionadas a gruesos paquetes de lavas, con cañones alineados radialmente que corresponden a los ríos Gualí y Molinos y la quebrada Nereidas.

El VNR estructuralmente está localizado en el cruce de dos sistemas de fallas (FIGURA 1 a), el sistema de fallas de rumbo de Palestina con dirección N20°E y el sistema de fallas normales de Villa María-Termale con dirección N75°W. Thouret et al. (1990) realizaron estudios detallados de la historia eruptiva del VNR y propusieron una estratigrafía general con tres estadios: Ancestral, Antiguo y Reciente. Borrero et al. (2009) ampliaron el estadio del Ruiz Ancestral a los fuentes volcánicas monogenéticas localizadas al SE de Manizales y alineadas con la Falla de Villa María-Termale. Pero, también es claro que existieron varios “eventos volcánicos” anteriores a la construcción del VNR como las lavas Pre-Ruiz (Thouret et al., 1990), o fases destructivas de edificios más antiguos, de las cuales no hay remanentes actuales, localizados en el eje de la Cordillera Central, y que fueron el área fuente probable para los depósitos volcanoclasticos secundarios localizados alrededor de varios volcanes del complejo volcánico Ruiz-Tolima, como la Formación Casabianca (2.5 – 1.5 Ma) (Borrero and Naranjo, 1990).

ESTADIO RUIZ ANCESTRAL

En Colombia, otros estratovolcanes complejos cuaternarios con un paleo-volcán bien definido que muestran claros estadios ancestrales son: Chiles, Cumbal y Azufral en la Cordillera Occidental, Galeras al Oeste del graben interandino, Morasurco en el centro del graben, Doña Juana en el límite Este del graben con la Cordillera Central y Puracé en la Cordillera Central (Ramírez, 1982 en Droux & Delaloye, 1996). Pero no existen estudios geoquímicos ni radiométricos detallados de sus estadios ancestrales que permitan una comparación con el VNR (FIGURA 1 b).

En la **Tabla 1** se muestra la estratigrafía del VNR, de acuerdo con los datos radiométricos aportados por diferentes autores y donde está resumida toda la actividad hasta ahora reconocida.

La primera descripción de la química, aunque de manera incompleta, de las lavas del estadio “Ruiz Ancestral” corresponde a Vatin-Perignon et al. (1990), quienes definieron un episodio de actividad basal del VNR llamado “*Old Ruiz lavas*” depositado entre 1.8-0.6 Ma. Siendo la parte más antigua de este episodio, eventos efusivos que produjeron gruesos apilamientos de lavas, y luego una más reciente, con erupciones explosivas que definieron espesos depósitos de flujos piroclásticos sobre todo al Este del VNR.

Schaefer (1995) definió el primer estadio de construcción del VNR llamándolo “*Pre-Ruiz lavas*” y lo ubicó entre 1.8 ± 0.1 a 0.97 ± 0.05 Ma, el cual formaba una cubierta lávica, parcialmente erodada y localizada principalmente al Norte y Noreste del VNR.

MÉTODOS DE ESTUDIO

El trabajo de campo consistió en la cartografía de los depósitos de flujos de lavas y domos los alrededores del edificio actual del VNR y en la recolección y localización mediante GPS (Garmin GPSMAP 60CSx) de 15 muestras de roca para análisis petrográficos y geoquímicos, así como muestras para dataciones radiométricas (localización en la FIGURA 1). Los estudios petrográficos se realizaron en los laboratorios de Petrología del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Caldas.

Petrografía y Geoquímica de las rocas ancestrales del Volcan Nevado del Ruiz

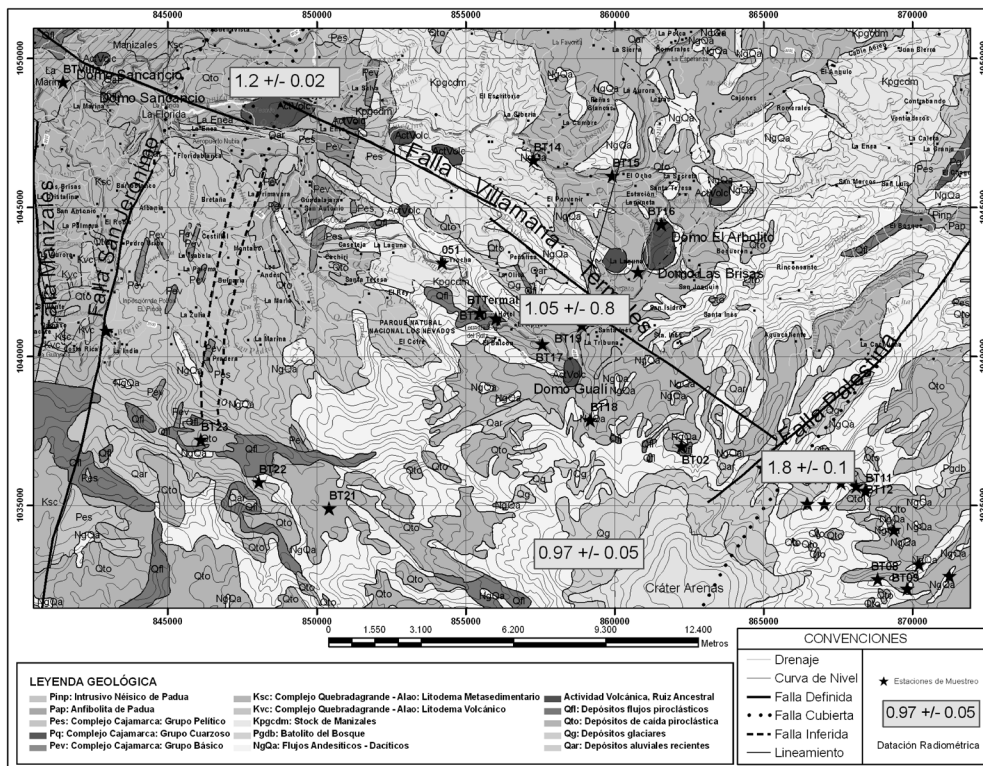


FIGURA 1 a. Mapa geológico modificado de Ingeominas, 1990. Mostrando la ubicación de las estaciones.

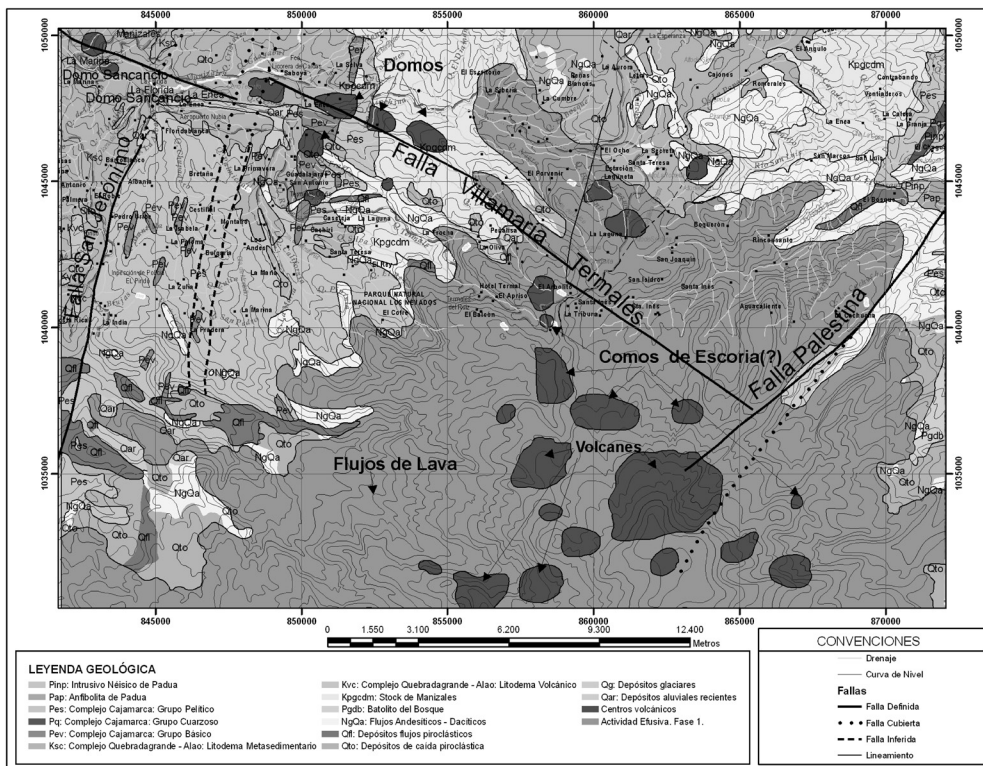


FIGURA 1 b. Cartografía de los remanentes de la actividad del estadio ancestral VNR.

Los análisis químicos se realizaron en los laboratorios AcmeLabs (Acme analytical laboratories Ltd Vancouver, Canada), utilizando fluorescencia de rayos X (FRX) para determinación de elementos mayores y espectrometría de masa en plasma inductivamente acoplado (ICPMS) para los elementos traza y tierras raras. Con el objeto de completar la estratigrafía mostrada en la Tabla 1, se enviaron tres muestras para datación Ar/Ar al laboratorio COAS de la Universidad de Oregón, pero aún no tenemos los resultados definitivos.

CARACTERIZACIÓN PETROGRAFICA DE LAS ROCAS ANCESTRALES DEL VOLCAN NEVADO DEL RUIZ

Las rocas ancestrales del volcán son de manera general lavas, que se presentan en potentes paquetes de hasta 20 m de espesor formando paredes verticales, siendo

muy normal que hacia la base se presenten paquetes menos gruesos de brechas volcánicas (*block-lavas*), la disposición original fue modificada por inversión del relieve. Son lavas andesíticas porfíricas de uno o dos piroxenos, de colores gris medio a gris muy claro. En sección delgada, la matriz puede alcanzar hasta un 60-75%, es microcristalina o criptocristalina con o sin vidrio, con microlitos de plagioclasa definiendo una textura fluidal –traquítica **FIGURA 2**, y los fenocristales pueden alcanzar hasta un 50-55%.

Cuando la matriz es parcialmente vítrea se reconoce localmente la textura perlítica y también se distinguen vesículas y esferulitos. Los fenocristales son generalmente plagioclasa, clinopiroxenos y oxihornblenda, ocasionalmente ortopiroxeno, mientras que los microfenocristales son plagioclasa, oxihornblendas, opacos y piroxenos. Los minerales accesorios opacos y apatitos.

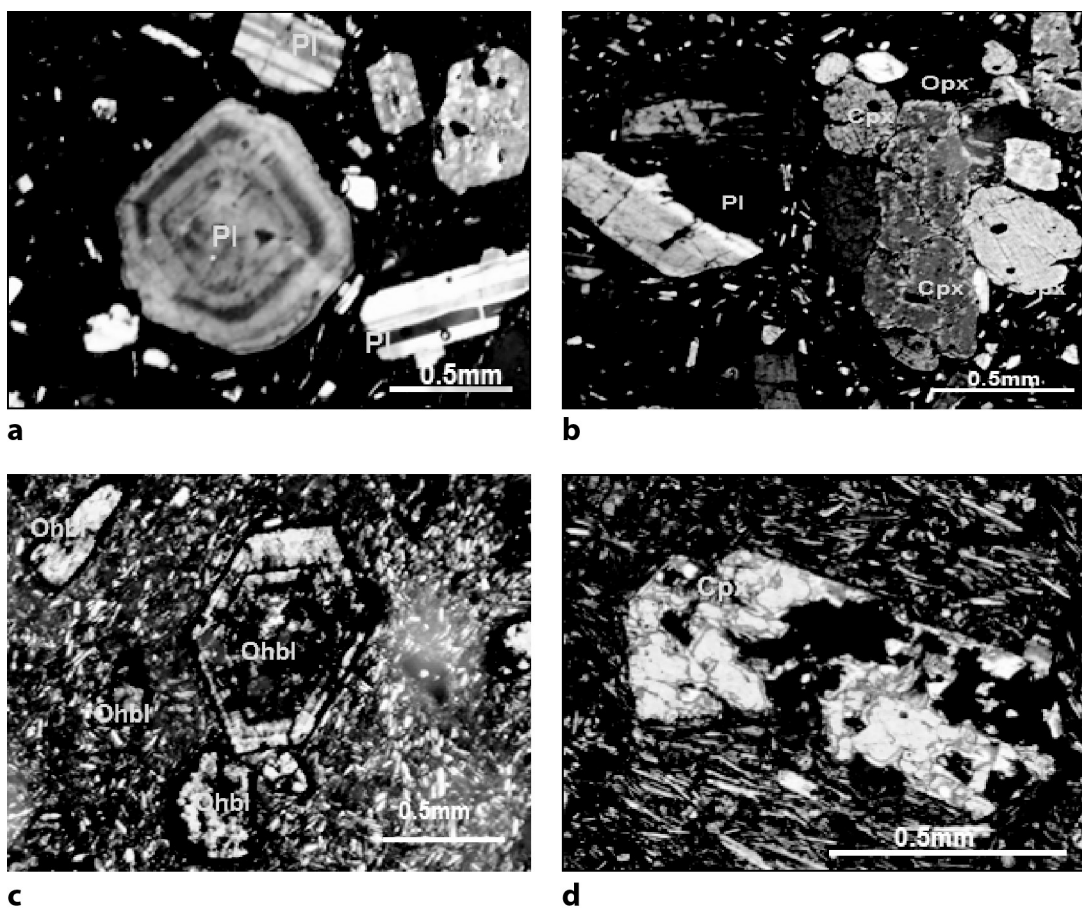


FIGURA 2. Microfotografías de los rasgos texturales y mineralógicos de las rocas ancestrales.
a. Fenocristales de (Pl) plagioclasas en una masa fundamental vitrofidica. Muestra BT-21.
b. Textura glomeroporfírica de Opx (ortopiroxeno) y Cpx (clinopiroxeno). Muestra BT-5.
c. Fenocristales de oxihornblendas con corte basal en una masa fundamental microlítica. Ohbl (oxihornblenda). Muestra BT- 17.
d. Fenocristal de Cpx (clinopiroxeno) con textura esqueletal en una masa fundamental traquítica. Muestra BT-15

Las plagioclasas alcanzan un porcentaje de 47.5 a 76.6% del total de fenocristales (**FIGURA 2 a**), variando del tipo Andesina (An_{30} - An_{50}) al tipo labradorita (An_{50} - An_{70}) de acuerdo con el método de Michel-Levy y presentan comúnmente maclas de Albita, Albita - Periclina, Albita - Carsbald y Periclina - Carsbald. Son cristales subhedrales a euhedrales, de hábito tabular, con lados principalmente rectos y algunos irregulares y otros curvos; con tamaño de grano fino a medio (en promedio 0.8 mm y máximo 2 mm), presentan texturas seriadas y frecuentemente se observan texturas en cedazo con inclusiones de vidrio y en menor proporción texturas esqueléticas. Son comunes las inclusiones de minerales accesorios como apatitos, opacos, y en algunas ocasiones inclusiones de piroxenos.

Los piroxenos se encuentran en una proporción de 20 a 43% del total de porcentaje de los fenocristales y por sus características ópticas se logró diferenciar entre ortopiroxenos y clinopiroxenos con texturas glomeroporfíricas (**FIGURA 2 b**). Se presentan como cristales euhedrales a subhedrales, en cortes basales y longitudinales, de lados semirectos, con tamaño de grano fino (0.25 mm, haciendo parte de la masa fundamental) a medio (promedio 0.6 mm.; máximo 2,5 mm).

Los clinopiroxenos del tipo Augita, con un leve pleocroísmo verde y extinción de 36 a 39°, están entre un 12 y 24.8 % del total porcentaje de piroxenos y constituyen después de la plagioclasa la fase más desarrollada alcanzando tamaños de grano mayores a 2mm. Los ortopiroxenos tipo hipersteno, con un típico pleocroísmo rosado leve, extinción paralela, están en una menor proporción entre el 0.8 y 18.8% del total de piroxenos. Se caracterizan por presentar tamaños promedios de 0.4 mm y máximos hasta 2 mm.

En general los piroxenos, se observan maclados, o con intercrecimientos a manera de lamelas, textura "Schiller". Las texturas más comunes que presentan los piroxenos son cumulo porfíricas y glomeroporfíricas en masa fundamental vitrofídica, microlítica y traquílica (**FIGURA 2 d**), además de inclusiones aisladas de opacos y apatitos; así como centros de reabsorción y texturas esqueléticas. En los cortes basales de ortopiroxenos, en algunas muestras, se observa una textura en corona formada por un borde de microcristales de piroxenos.

Las oxihornblendas representan la fase mineralógica menos abundante de los fenocristales con un fuerte pleocroísmo de pardo a pardo rojizo (**FIGURA 2 c**), variando entre un 0.8 y 23% del total de los fenocristales. Son cristales euhedrales a subhedrales, con hábito

prismático, corto y largo, con lados rectos y en cortes basales, con tamaños de grano fino (microcristales desde 0.25mm) hasta medio (en promedio 0.6 mm. y máximo 1,8 mm.).

GEOQUÍMICA

Para el análisis químico (Tabla 2) se seleccionaron 15 muestras, algunas de las cuales presentan una ligera alteración hidrotermal generalizada (perdida por ignición variable entre 1,2 a 8,3).

En el diagrama de clasificación química basado en el contenido total de álcalis versus el contenido total de sílice, diagrama TAS de Le Bas et al. (1986), donde los análisis son recalculados en base anhidra (**FIGURA 3**), se aprecia el agrupamiento de la mayoría de las muestras en el campo de las andesitas, y sólo dos de ellas en el campo de las andesitas-basáltica y otras dos en campo de las dacitas. Para investigar si el sodio y el potasio pudieron haber sido movilizados en alguna medida por alteración, se utilizó una clasificación en la que se emplearon elementos traza y tierras raras - elementos considerados inmóviles (**FIGURA 3A**). Los resultados en ambas figuras son coincidentes.

De acuerdo con los contenidos de SiO_2 en los análisis no recalculados que oscila entre 53,69 - 63,26 %, estas rocas se proyectan en el campo de las andesitas de alta sílice y medio a alto K en el diagrama de K_2O versus SiO_2 (**FIGURA 4**). En el diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971) en el cual se proyectan las muestras analizadas muestran una neta tendencia de diferenciación calcoalcalina. (**FIGURA 4 a**); aunque no es claro el hiato que se detecta a nivel del diagrama AFM y, TAS.

Los rangos de variación del MgO (8,67 a 2,96%), Fe_2O_3 (8,29 a 4,89%) y CaO (7,88 a 4,76%) sugieren un grado de evolución por cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos y plagioclasa cálcica. Las correlaciones encontradas entre SiO_2 y P_2O_5 y TiO_2 corroboran también la evolución por cristalización fraccionada (**FIGURA 5**).

En la (**FIGURA 6**) se comparan las concentraciones de elementos trazas normalizados respecto a manto primitivo según los valores de normalización de Sun & Mc Dough (1989). El patrón de elementos traza es el típico de andesitas en ambientes de arco, con un enriquecimiento en Sr, K, Rb, Ba y Th y un empobrecimiento en Nb. Los contenidos de Zr, Hf y Sm muestran valores normalizados próximos a 1,

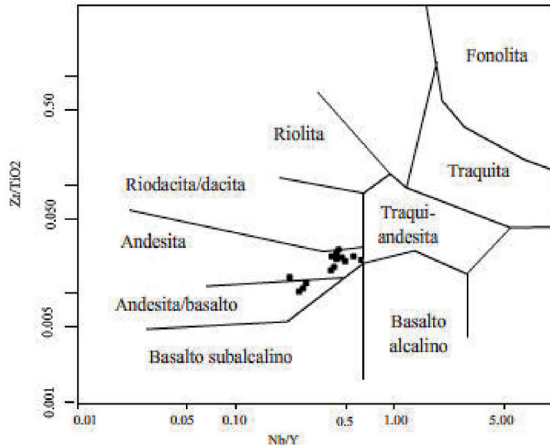


FIGURA 3. Diagramas de clasificación geoquímica. a. Diagrama Alcalis vs SiO_2 (Le bas et al, 1981, 1989)

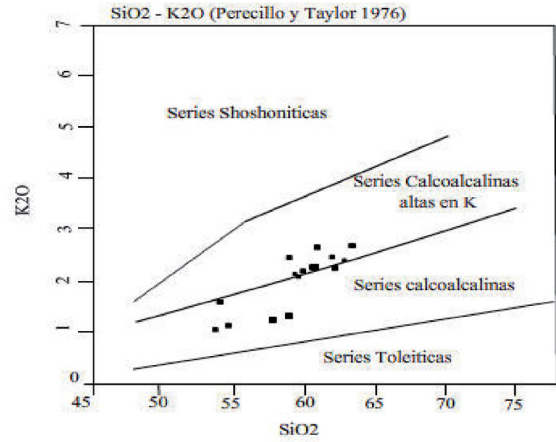


FIGURA 4. Diagrama de K_2O vs SiO_2 (Perecillo y Taylor) c. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).

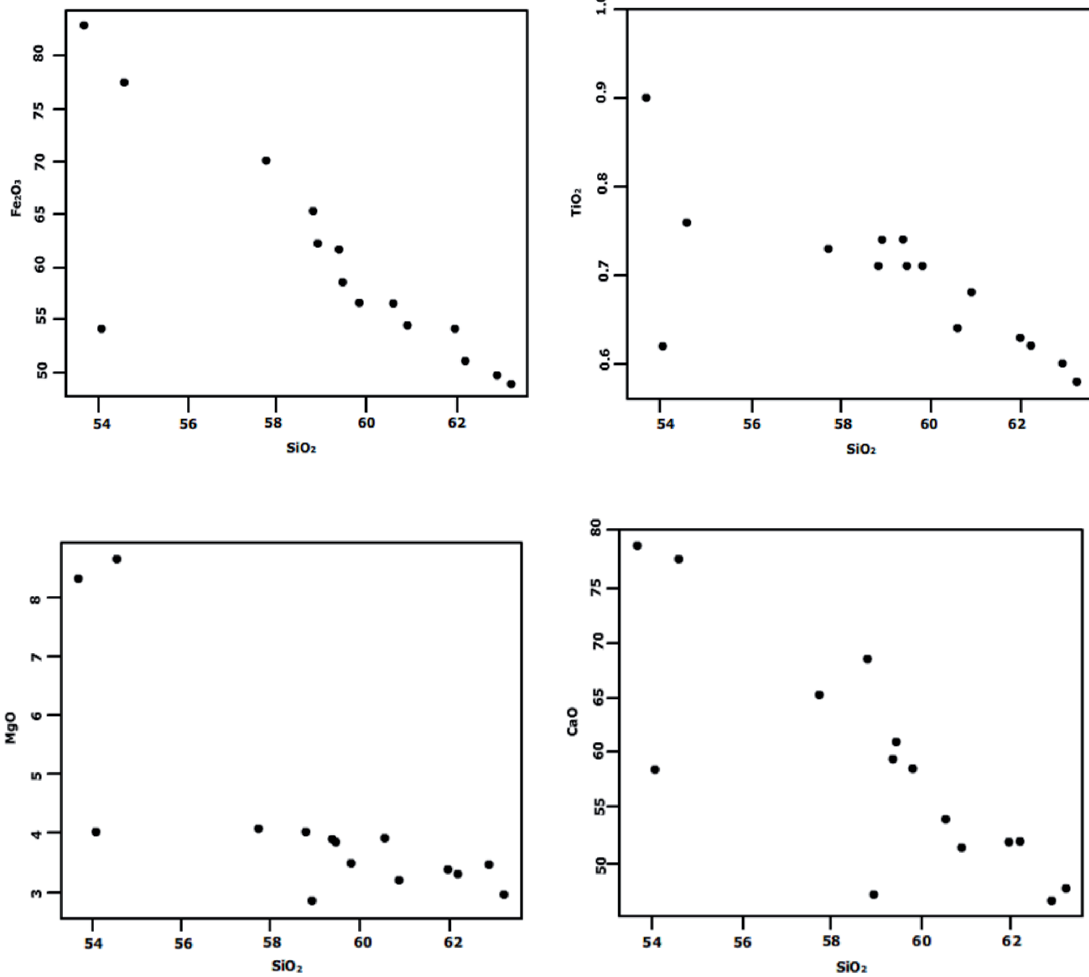


FIGURA 5. Diagramas de Harker de las rocas ancestrales del VNR

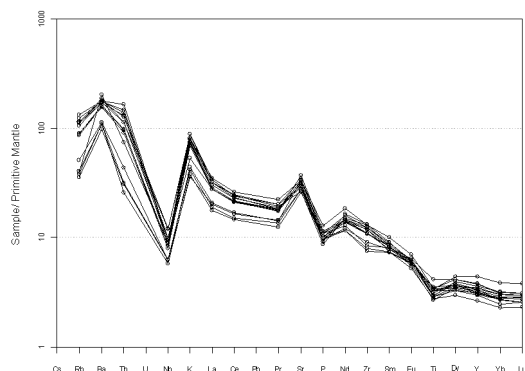


FIGURA 6. Diagramas Multielementos normalizados según Sun & Mc Donough (1989).

mientras que Ti, Y, Yb, Sc y Cr presentan valores normalizados < 1. La dispersión observada en los elementos incompatibles Sc y Cr corrobora lo observado con los elementos mayores en donde la evolución de estas rocas está controlado fundamentalmente por el fraccionamiento de minerales ferromagnesianos, además de plagioclasa.

En el diagrama de tierras raras normalizado a condrito (**FIGURA 7**) muestra un diseño con una pendiente moderada y un enriquecimiento general de tierras raras que, en el caso de las tierras raras ligeras, varía entre > 20 hasta 90 del valor normalizado al condrito y entre 10 a 6 para las pesadas. El análisis de las tierras raras, nos muestran que el grado de cristalización fraccionada es pequeño como un proceso dominante durante la evolución del estadio ancestral del VNR, además los análisis químicos de estos patrones muestran un subparalelismo, reafirmando una misma fuente.

DISCUSIÓN

La mayoría de los estratovolcanes de la ZVN tienen una historia similar de construcción y destrucción de edificios apilados. Un buen ejemplo es el Complejo Volcánico Pichincha (CVP) localizado al Occidente de Quito en la Cordillera Occidental Ecuatoriana. El CVP consiste de un primer volcán edificio basal efusivo (El Cinto), seguido por la construcción de un estratovolcán grande principalmente efusivo y antiguo (Rucu Pichincha) y edificios sucesivos más recientes (entre ellos el estratovolcán Guaga Pichincha) con volúmenes menores con respecto a los primeros edificios y con gran actividad de domos (Samaniego et al., 2006). El VNR tiene una historia similar con tres estadios constructivos principales: Ruiz Ancestral, Ruiz Antiguo y el Ruiz Presente construidos sobre las lavas Pre-Ruiz (Thouret et al., 1990).

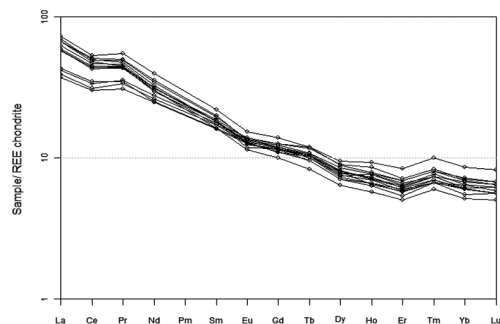


FIGURA 7. Distribución de tierras raras (REE) normalizados al condrito de Nakamura (1974).

Las lavas del estadio “Ruiz Ancestral” del VNR definieron un edificio basal de composición predominantemente andesítica de acuerdo con los resultados de los análisis petrográficos de las muestras. Aunque, es difícil precisar la extensión general de la actividad efusiva durante este estadio, la (**FIGURA 8**) muestra un modelo 3D de distribución probable de dicha actividad de acuerdo con los resultados de la cartografía, donde se definieron cuáles eran los remanentes de los diversos centros de emisión del “Ruiz Ancestral” que se localizan alrededor del edificio actual del VNR. La principal base de identificación fue la inversión de relieve de los campos de lava de este estadio, los cuales se ubican principalmente entre los interfluvios de la red de drenaje actual del área estudiada. También optamos en nuestro modelo por la ubicación de varios conos de escoria que podrían representar actividad medianamente explosiva que acompaña normalmente la actividad efusiva, pero de la cual no se tienen remanentes en la actualidad.

La extensión lateral de la actividad efusiva del estadio “Ruiz Ancestral”, de acuerdo con el modelo propuesto es de aproximadamente 200 Km² (**FIGURA 8**) y se distribuye en los sectores de los flancos Noroeste, Norte, y Noreste con respecto al edificio actual del VNR y posiblemente tenían una elevación media sobre el basamento metamórfico e ígneo de la Cordillera Central menor a la actual, debido al levantamiento continuo de la Cordillera Central desde el Plioceno tardío.

La actividad volcánica del VNR correspondiente al “Ruiz Ancestral” comenzó probablemente hace aproximadamente 2 Ma y se localizó en la intersección del Sistema de Fallas de Palestina (de rumbo dextral) con dirección N20°E y la falla Villa María-Termalés (normal) con dirección N75°W. El cruce de estos fallamientos permitió la formación de un fracturamiento

inicial, una vez la red de fracturas fue creada, magma “*bouyant*” entró en el sistema rellenando las fracturas. Poco después, la conectividad entre las fracturas fue aumentando, y así facilitando el movimiento del magma hacia arriba. Para Borrero et al. (2009) esta situación corresponde probablemente al sistema de almacenamiento intermedio durante el estadio “Ruiz Ancestral” del VNR.

La asociación mineralógica predominante de Plagioclasa + Piroxenos ± Oxihornblenda determinada petrográficamente en este trabajo, caracteriza la facies andesítica de las lavas que formaron el edificio basal del VNR durante el estadio “Ruiz Ancestral” y contradice lo propuesto por Thouret et al. (1990) y Vatin-Perignon et al. (1990) en el sentido de que el edificio basal era poco evolucionado y era formado predominantemente por andesitas basálticas. Toro et al. (2008) también mostraron cómo las rocas más evolucionadas de este estadio son riocacitas localizadas en los pequeños centros de emisión monogenéticos localizados al SE de Manizales paralelos a la Falla Villa María-Termale.

Desde el punto de vista químico, los resultados también corroboran que las lavas del estadio “Ruiz Ancestral” del VNR son predominantemente andesíticas y en menor proporción andesitas –basálticas y dacitas, típicas de un magmatismo de arco; la paragénesis mineral y los diagramas Harker de elementos mayores (FIGURA 5) definen un proceso dominante de cristalización fraccionada para las muestras analizadas; es de anotar que en los diagramas TAS y de Winchester & Floyd se observa un hiato en tres muestras más básicas que el resto, estas muestras básicas pueden marcar el inicio evolutivo del emplazamiento de la cámara magmática. También estos análisis permiten confirmar lo propuesto por trabajos previos (Toro et al., 2008, Vatin-Perignon et al., 1990, Schaefer, 1995), en cuanto que la cristalización fraccionada de magmas parentales comunes fue el principal mecanismo para producir las rocas del VNR en todos sus estadios. Los datos de Thorpe et al. (1984) de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $\sim 0,704$ de lavas de volcanes de la ZVN permiten apoyar un carácter cogenético para las muestras estudiadas con una poca participación de componentes corticales. Los magmas que formaron estas lavas probablemente fueron transportados a través del mismo tipo de corteza continental, y con posición similar con respecto a la actual a lo largo del frente volcánico, con similares factores tectónicos y geometría de la zona de subducción, igual marco de referencia es discutido por James and Murcia (1984) basado en isótopos de Oxígeno y Estroncio que indican que los magmas andesíticos del VNR han asimilado entre un 10 a 20% de material cortical.

Para localizar la cámara magmática probable, sistema de almacenamiento intermedio, durante el estadio “Ruiz Ancestral”, tomamos como referencia los resultados del estudio tomográfico sísmico de Londoño and Sudo (2002). Ellos sugieren un modelo con tres zonas de bajas velocidades de las ondas S, asociadas a las fuentes de calor. La zona intermedia, a profundidades someras a medias entre 5 -10 Km corresponden a extensión en la vertical de la cámara magmática principal, localizada en la intersección de los sistemas de fallamiento de Palestina y Villa María -Termale.

Esta situación es similar para otros volcanes en la ZVN como el Volcán Guagua Pichincha en Ecuador (García-Aristizábal et al., 2007), donde ellos definen una región de almacenamiento intermedio localizada debajo del volcán con una extensión vertical de 7-8 Km. También, De Natale et al. (2006) definieron para el Volcán Somma-Vesubio en Italia, una cámara magmática localizada a una profundidad de 5 Km y discuten como esta situación es común para muchos otros estratovolcanes en el mundo.

Una vez formada la cámara magmática en el estadio “Ruiz Ancestral” era necesario un sistema de transporte que conectará el sistema de almacenamiento con el sistema eruptivo, éste último estaría localizado en la parte más alta del sistema magmático y podría correlacionarse con la zona más somera de baja velocidad de las ondas S de Londoño and Sudo (2002), localizada entre 2-4 Km. Este sistema funcionó a través de la zona de fractura, cuando la tasa de ascenso prevalece sobre la tasa de aporte magmático, y probablemente el magma ascendería como parches individuales de magma. Durante el estadio “Ruiz Ancestral” el sistema de transporte alimentó los posibles centros de emisión mostrados en el modelo de la FIGURA 8 y su distribución fue amplificada al Oeste del VNR a través de la actividad de la Falla Villa María-Termale y su enrejado de fracturas asociado (Toro et al., 2008).

La presencia de asociaciones de fenocristales en equilibrio y el porcentaje constante de masa fundamental en las muestras estudiadas de las lavas del estadio “Ruiz Ancestral” sugieren que el magma ascendió lentamente desde el sistema de almacenamiento, y probablemente se localizó por largos periodos en el sistema de transporte. Sin embargo, se debe tener en cuenta que el transporte magmático tiene una escala de tiempo de menor orden en relación con la escala de mayor orden para los tiempos de residencia en el sistema de almacenamiento (cf Costa et al., 2007).

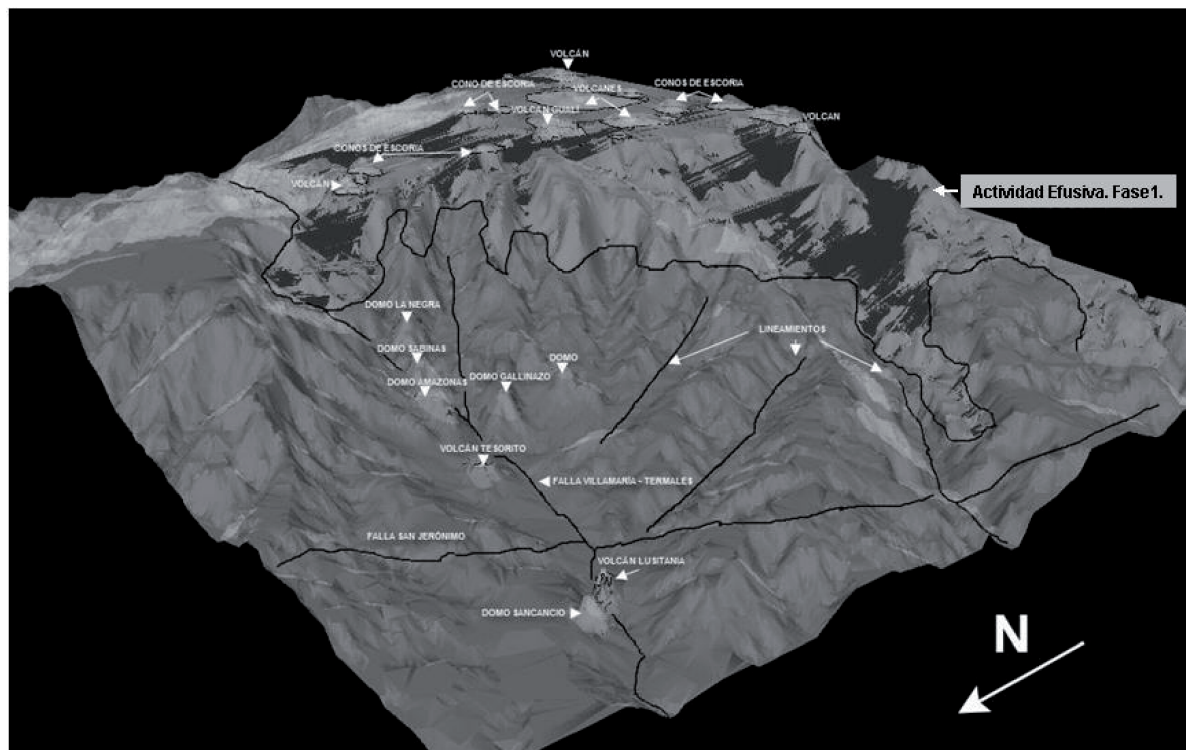


FIGURA 8. Modelo Tridimensional de Ruiz ancestral en el área noreste con respecto al Ruiz presente. Fase 2. (<1Ma).

CONCLUSIONES

La extensión lateral de la actividad efusiva del estadio “Ruiz Ancestral”, de acuerdo con el modelo 3D propuesto es de aproximadamente 200 Km² y se distribuye en los sectores de los flancos Noroeste, Norte, y Noreste con respecto al edificio actual del VNR.

Las rocas ancestrales del VNR son rocas andesíticas y en menor proporción dacíticas y andesitas –basálticas de medio a alto K y con afinidad calcoalcalina típicas de un magmatismo de arco. Los diagramas de Harker así como el subparalelismo en el diagrama de Tierras raras (REE) muestran un grado pequeño de evolución fraccionada del magma con una asociación mineralógica predominante de plagioclasa + piroxenos + oxihornblenda + opacos en una matriz vitrofídica, microlítica y traquítica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Vicerrectoría de Investigaciones de la Universidad de Caldas por el financiamiento del proyecto.

REFERENCIAS

- Borrero, C.A., Toro, L.M., Alvarán, M. and Castillo, H. 2009. Geochemistry and tectonic controls of the effusive activity related with the ancestral Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Geofísica Internacional* Vol 48, No. 1, pp.149-169.
- Borrero, C.A. and Naranjo, J.L. 1990. Casabianca Formation: a Colombian example of volcanism-induced aggradation in a fluvial basin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* Vol 41, pp. 253-267.
- Bourdon, E., Eissen, J.P., Gutscher, M.A., Monzier, M., Hall, M. and Cotton, J. 2003. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America), *Earth and Planetary Science. Letters* Vol 205. pp. 123-138.
- Costa, A., Melnik, O. and Sparks, R.S.J. 2007. Controls of conduit geometry and wallrock elasticity on lava dome eruptions. *Earth and Planetary Science Letters.* Vol. 260. pp. 137-151.

- De Natale, G., Troise, C., Pingue, F., Mastrolorenzo, G. and Pappalardo, L. 2006. The Somma-Vesuvius volcano (Southern Italy): Structure, dynamics and hazard evaluation. *Earth Science Review* Vol 74: 73-111.
- Droux, A. and Delaloye, M. 1996. Petrography and Geochemistry of Plio-Quaternary Calc-Alkaline volcanoes of Southwestern Colombia, *Journal of South America Earth Science*. Vol. 9 Nos.1/2. pp. 27-41
- García-Aristizabal, A., Kumagai, H., Samaniego, P., Mothes, P., Yepes, H. and Monzier, M. 2007. Seismic, petrologic, and geodetic analyses of the 1999 dome-forming eruption of Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol 161. pp. 333-351.
- Herd D.G. 1982. Glacial and volcanic Geology of the Ruiz-Tolima complex, Cordillera Central, Colombia. *Publicaciones Especiales 8, INGEOMINAS, Bogotá*, 48 pp.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, No. 8. Pp. 523-548.
- INGEOMINAS. 1981a. Geología de la Plancha 206 Manizales, escala 1:100,000.
- INGEOMINAS. 1981b. Geología de la Plancha 225 Nevado del Ruiz, escala 1:100,000.
- James, D.E. and Murcia, L.A. 1984. Crustal contamination in northern Andean volcanics. *Journal of the Geological Society of London* Vol.141 pp. 823-830.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. and Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rock on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrol.* Vol 27, No.3 pp. 745-750
- Londoño, J.M. and Sudo, Y. 2002. Velocity structure and a seismic model for Nevado del Ruiz Volcano (Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 119. pp. 61-87.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemical: Cosmochemical. Acta.* No. 39. Pp. 757-773.
- Ojeda, A. and Havskov, J. 2001. Crustal structure and local seismicity in Colombia. *Journal of Seismology*. Vol.5 pp. 575-593.
- Peccerillo, R. and Taylor, S.R. 1974. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastomonu area, northern Turkey. *Contribution Mineralogy Petrology*. No. 58. pp.63-81.
- Samaniego, P., Robin, C., Monzier, M., Mothes, P., Beate, B. and Garcia, A. 2006. Guagua Pichincha Volcano, Holocene and Late Pleistocene Activity. 4th Conference Cities on Volcanoes, Quito. *Field Trip-guide A4*, 15p.
- Schaefer, S.J. 1995. Nevado del Ruiz Volcano, Colombia: Magmatic System and Evolution, PhD. Thesis, Arizona State University. 147 pp.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In* *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D.; Norry, M.J.; editors). *Geological Society, Special Publication*, No. 42. pp. 313-345.
- Thorpe R.S., Francis, P.W. and O'Callaghan, L. 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, 310: 675-692.
- Thouret, J.-C., Cantagrel, J.M., Salinas, R. and Murcia, A. 1990. Quaternary eruptive history of Nevado del Ruiz (Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol. 41. pp. 225-251.
- Toro, L.M., Borrero, C.A. y Alvarán, M. 2008. Rocas con afinidad adakítica al sur-este de Manizales: rasgos petrogenéticos y geoquímicos. *Boletín de Geología UIS*. Vol 30 , N° 2. pp. 49-60.
- Trenkamp, R., Kellog, J.N., Freymueller, J.T. and Mora, H. 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South America. Earth Science*. 15: 157-171.
- Vatin-Perignon, N., Goemans, P., Oliver, R. and Parra-Palacio, E. 1990. Evaluation of magmatic processes for the products of the Nevado del Ruiz Volcano, Colombia from geochemical and petrological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 41. pp.153-176.

Trabajo recibido: Marzo 15 de 2010

Trabajo aceptado: Abril 20 de 2010