

**APORTE A LOS ESTUDIOS CARTOGRÁFICOS,
COMPOSICIONALES Y GEOCRONOLÓGICOS DEL CAMPO
VOLCÁNICO MONOGENÉTICO TAPIAS-GUACAICA MUNICIPIO
DE NEIRA, CALDAS, COLOMBIA**

SANTIAGO RAIGOSA RIOBÓ

**UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
MANIZALES, COLOMBIA**

2021

**Aporte a los estudios cartográficos, composicionales y geocronológicos del
Campo Volcánico Monogenético Tapias-Guacaica municipio de Neira,
Caldas, Colombia**

Autor:

Santiago Raigosa Riobó

Trabajo para optar al título de:

Geólogo

Director:

Hugo Murcia

Geólogo, MSc y PhD

Codirector:

Susana Osorio

Geóloga, MSc y PhD

Asesores

Laura Sánchez Torres MSc y Luis Alvaro Botero Gómez.

Universidad de Caldas

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Manizales, Colombia

2021

NOTA DE ACEPTACIÓN



Manizales, Septiembre de 2021

DEDICATORIA

*A mis padres, mi motor, mi todo, en
este proceso y en toda mi vida,
a mi hermano y hermana por sus palabras
y a Fernanda, mi mejor amiga y
hermana, por todo su apoyo.*

AGRADECIMIENTOS

Agradezco en primera medida a mi familia, a mi madre Diomar y a mi padre Mario, quienes han puesto todo de sí para impulsarme en todo, pese a las dificultades; a mis hermanos Juan David y Ángela, que con sus palabras en nuestras charlas, han motivado cada paso; a Fernanda por su amistad incondicional, a mis abuelos, quienes han sido parte fundamental en momentos difíciles; a mi novia, Daniela, quien, en este último lapso, se ha convertido en un apoyo incondicional, por sus palabras, su confianza y su amor.

Mi gratitud también, al profesor Hugo, por su apoyo, su confianza y el tiempo invertido; por guiarme siempre, con paciencia y de la mejor manera, en este proceso tan importante; por cada día enseñarme tantas cosas nuevas y productivas para mi desarrollo como estudiante de geología.

A la profesora Susana, por sus comentarios, por sus sugerencias y su manera de estar siempre a disposición; su apoyo y aporte fueron pieza fundamental.

A Laura Sánchez y Álvaro Botero, quienes, siempre que necesité estuvieron allí para aconsejarme y aportarme su conocimiento en cada momento.

Al Instituto de Investigaciones en Estratigrafía de la Universidad de Caldas, por brindarme el apoyo, espacio, y material necesario para poder realizar los análisis de este trabajo.

A los profesores del programa de geología, por su gran aporte en mi formación como profesional.

A todos los compañeros, con los que compartí en este proceso, de los cuales me quedan grandes recuerdos y muy buenas enseñanzas.

Contenido

Resumen

1. Introducción	1
1.1. Objetivos	3
1.1.1. Objetivo general	3
1.1.2. Objetivos específicos.....	3
2. Metodología	4
2.1. Trabajo de campo y recolección de muestras.....	4
2.2. Trabajo de laboratorio	4
2.2.1. Análisis de muestras.....	4
2.2.2. Análisis petrográfico	4
2.2.3. Análisis químico.....	5
2.2.4. Análisis geocronológico	5
3. Marco teórico	6
3.1. Vulcanismo monogenético	6
3.1.1. Domos de lava.....	7
3.1.2. Flujos de lava.....	7
3.1.3. Conos piroclásticos	8
3.1.4. Conos de toba	8
3.1.5. Anillos de toba	9
3.1.6. Mares	10
4. Marco geológico y tectónico regional.....	12
4.1. Geología local	14
4.1.1. Complejo Cajamarca (Tria-Jur).....	14
4.1.2. Complejo Quebradagrande (K)	14
4.1.3. Secuencia Volcaniclástica de Aranzazu (Cen).....	14
4.1.4. Cuerpos Sub-volcánicos (Cen).....	15
5. Resultados	16
5.1. Cartografía y geocronología.....	16
5.2. Petrografía	20
5.2.1. Volcán Las Margaritas 3	20
5.2.2. Domo La Capilla	23
5.3. Química de roca total	26
6. Discusión.....	30
6.1. Cartografía y geocronología.....	30
6.2. Petrografía	31
6.3. Geoquímica	33
7. Conclusiones	34
8. Bibliografía	35

Lista de figuras

Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio	2
Figura 2. Representación de un domo de lava tipo couleé	7
Figura 3. Representación transversal de un cono piroclástico y sus depósitos	8
Figura 4. Ilustración transversal teórica de un cono de toba	9
Figura 5. Representación de un anillo de toba con sus correspondientes constituyentes... 10	
Figura 6. Ilustración transversal de un maar-diatrema	11
Figura 7. Mapa de ubicación PVTSC y sus respectivos campos volcánicos.....	13
Figura 8. Mapa geológico de algunos de los centros eruptivos del CVMTG	17
Figura 9. Fotografías de los productos del volcán Las Margaritas 3.....	18
Figura 10. Fotografías del volcán La Capilla... ..	19
Figura 11. Fotomicrografía de una roca representativa del volcán Las Margaritas 3	21
Figura 12. Fotomicrografía de una roca representativa del volcán Las Margaritas 3.....	22
Figura 13. Fotomicrografía de una roca representativa del volcán La Capilla.....	24
Figura 14. Fotomicrografía de una roca representativa del volcán La Capilla.....	25
Figura 15. Diagramas de clasificación química para las muestras del CVMTG.....	27
Figura 16. Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo	29
Figura 17. Diagrama de tierras raras normalizado a condrito	29
Figura 18. Comparación temporal entre diferentes campos volcánicos monogénéticos.....	31

Lista de tablas

Tabla 1. Datos análisis geocronológicos de los volcanes Las Margaritas 3 y La Capilla...17	
Tabla 2. Datos de análisis químico de roca total para las muestras del CVMTG... ..26	

Resumen

En el territorio colombiano se han descubierto en el último tiempo varios campos volcánicos monogenéticos, la mayoría en la Provincia Volcano-Tectónica San Diego – Cerro Machín (PVTSC). El Campo Volcánico Monogenético Tapias-Guacaica (CVMTG) es uno de estos campos, el cual se localiza en la parte centro-norte de dicha provincia, entre los municipios de Manizales y Neira, Caldas. En el CVMTG, se han caracterizado hasta el momento dos volcanes tipo domos de lava conocidos como Las Margaritas 1 y Las Margaritas 2. El presente trabajo muestra las características de dos nuevos volcanes denominados Las Margaritas 3 y La Capilla, con el objetivo de contribuir tanto al aumento del conocimiento del campo, como a una cartografía más detallada de la zona. Estos volcanes se clasificaron como domos de lava, teniendo el volcán La Capilla una forma de domo más definida con respecto a los otros. Petrográficamente, la roca de estos volcanes presenta textura porfírica, y está compuesta por fenocristales de plagioclasa, mineral más abundante, además de anfíbol, biotita y en menor porcentaje apatito y óxidos de hierro. La relación cristales/masa fundamental es de 35/65 y 32/68 para el volcán Las Margaritas 3 y el volcán La Capilla, respectivamente; dicha masa fundamental está conformada por microcristales de la misma composición de los fenocristales y vidrio. De acuerdo a los análisis químicos, los volcanes son de composición andesítica con un contenido de $\text{SiO}_2 = \sim 60 \text{ wt.}\%$, con una firma calcoalcalina (bajo-media K para Las Margaritas 3 y media-alto K para La Capilla). Las dataciones en la masa fundamental en K/Ar indican que el emplazamiento del volcán Las Margaritas 3 ocurrió hace 1.29 Ma, mientras que La Capilla hace 0.81 Ma. Las características composicionales y químicas de estos volcanes concuerdan con el patrón típico del arco volcánico actual en Colombia y con características típicas de zona de subducción de margen continental activa. En conjunto, el reconocimiento de estos volcanes indica que la actividad magmática en este sector es reciente y pueden existir más volcanes en la región. Así, el CVMTG alberga un gran interés no solo por su cercanía a la ciudad de Manizales sino también por la posible relación con los volcanes más al sur que han sido integrados dentro del Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termalés (CVMVT).

Palabras clave: Vulcanismo, domo de lava, campo volcánico, análisis químico, andesitas, geocronología.

Abstract

In the Colombian territory, several monogenetic volcanic fields have been discovered recently, the majority in the San Diego - Cerro Machín Volcano-Tectonic Province (PVTSC). The Tapias-Guacaica Volcanic Monogenetic Field (CVMTG) is one of these fields, which is located in the north-central part of said province, between the municipalities of Manizales and Neira, Caldas. In the CVMTG, two lava dome-type volcanoes known as Las Margaritas 1 and Las Margaritas 2 have been characterized so far. The present work shows the characteristics of two new volcanoes called Las Margaritas 3 and La Capilla, with the aim of contributing both increasing knowledge of the field, as well as a more detailed mapping of the area. These volcanoes were classified as lava domes, with La Capilla volcano having a more defined dome shape compared to the others. Petrographically, the rock of these volcanoes has a porphyritic texture, and is composed of phenocrysts of plagioclase, the most abundant mineral, in addition to amphibole, biotite and, to a lesser extent, apatite and iron oxides. The crystal / fundamental mass ratio is 35/65 and 32/68 for Las Margaritas 3 volcano and La Capilla volcano, respectively; said fundamental mass is made up of microcrystals of the same composition as phenocrystals and glass. According to chemical analysis, the volcanoes are of andesitic composition with a SiO₂ content = ~ 60 wt.%, With a chalc-alkaline signature (low-medium K for Las Margaritas 3 and medium-high K for La Capilla). The fundamental mass dating in K / Ar indicates that the Las Margaritas 3 volcano site occurred 1.29 Ma, while La Capilla was 0.81 Ma. The compositional and chemical characteristics of these volcanoes agree with the typical pattern of the current volcanic arc in Colombia and with typical characteristics of an active continental margin subduction zone. Together, the recognition of these volcanoes indicates that the magmatic activity in this sector is recent and there may be more volcanoes in the region. Thus, the CVMTG is of great interest not only because of its proximity to the city of Manizales but also because of the possible relationship with the volcanoes further south that have been integrated into the Villamaría-Termaleles Monogenetic Volcanic Field (CVMVT).

1. Introducción

Un campo volcánico monogenético hace referencia al conjunto de centros eruptivos agrupados en un área determinada (e.g. Connor & Conway, 2000; Németh, 2010; Le Corvec et al., 2013). El número de dichos centros volcánicos es diverso según diferentes autores: Para Németh (2010), un campo volcánico incluye cientos de edificios volcánicos, mientras que para Le Corvec et al. (2013) es suficiente con unas cuantas decenas de volcanes. Connor & Conway (2000) se refieren a campos pequeños con menos de 50 volcanes distribuidos en un área de $<1000 \text{ km}^2$ y campos grandes con más 100 distribuidos en un área $>1000 \text{ km}^2$. En Colombia, se han definido varios campos volcánicos monogenéticos pequeños con menos de 10 volcanes (Murcia et al., 2019).

El Campo Volcánico Monogenético Tapias-Guacaica (CVMTG) es uno de los campos definidos con pocos volcanes (Vargas, 2020). Este hace parte de la Provincia Volcano-Tectónica San Diego – Cerro Machín (PVTSC), la cual corresponde a la manifestación volcánica más septentrional de la cordillera Andina (Martínez et al., 2014). Los volcanes de esta provincia están relacionados con el sistema de fallas de Romeral (San Jerónimo, Cauca-Almaguer y Silvia Pijao), Palestina, Villamaría-Termaleles (Botero-Gómez et al., 2018) y también la falla Samaná Sur (Mosquera, 1978). El campo, que se encuentra en la parte media de la Cordillera Central de Colombia en las inmediaciones del municipio de Neira, departamento de Caldas (Figura 1), está solamente a 10 km al norte de la ciudad de Manizales (400.000 habitantes).

El presente trabajo se enfoca en el estudio cartográfico de la región con énfasis en dos volcanes recientemente reconocidos. Estos volcanes, se caracterizan a partir de petrografía y química de roca total, además de edades K/Ar con el objetivo de entender la evolución espacio-temporal del vulcanismo. Finalmente, estos análisis se analizan en el contexto de los volcanes ya conocidos y reportados previamente para el CVMTG.

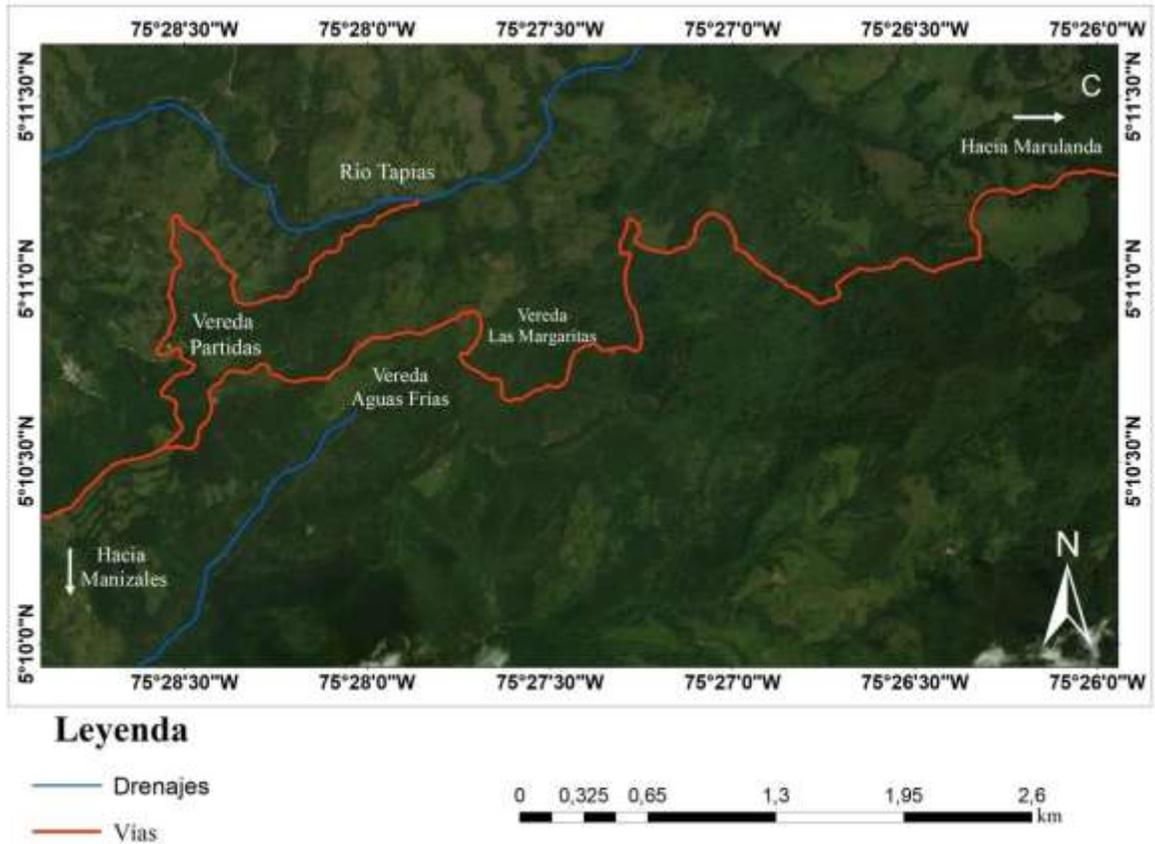
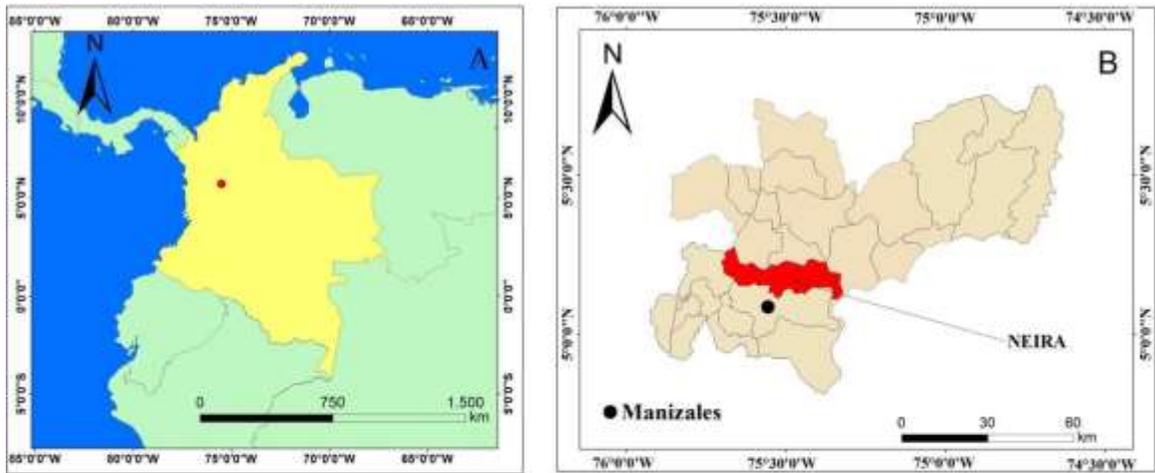


Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio. (A) Mapa de Colombia con la ubicación del Campo Volcánico Monogenético Tapias-Guacaica (CVMTG). (B) Departamento de Caldas, en donde se resalta el municipio de Neira y se ubica el Campo Volcánico Monogenético Tapias-Guacaica (CVMTG). (C) Imagen satelital de la zona de estudio del campo volcánico con sus principales vías de acceso.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Realizar la cartografía de algunos de los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Tapias-Guacaica (CVMTG) enfocada en entender su composición y relación espacio-temporal con otros volcanes estudiados en el campo.

1.1.2. Objetivos específicos

- Realizar la cartografía de dos de los centros eruptivos y productos asociados al CVMTG.
- Caracterizar composicionalmente los volcanes monogenéticos a partir de análisis petrográficos y químicos.
- Determinar la edad de los volcanes a partir de análisis geocronológicos.
- Comparar los resultados obtenidos con los ya conocidos para otros volcanes del campo.
- Proponer un modelo evolutivo del CVMTG y enmarcarlo dentro del vulcanismo monogenético de la provincia volcano-tectónica de la zona.

2. Metodología

2.1. Trabajo de campo y recolección de muestras

Previo al trabajo de campo, se realizaron mapas topográficos sobre un modelo de elevación digital de 12.5 m de resolución obtenido de la plataforma de la NASA, con productos del satélite ALOS PALSAR. Estos mapas fueron el insumo necesario para una buena ubicación de puntos de control. Además de esto, se realizó el trazo de lineamientos notables en el modelo de elevación digital, los cuales se corroboraron en campo como parte del trabajo estructural. Durante el trabajo de campo, se recolectaron muestras para su posterior análisis composicional y geocronológico.

2.2. Trabajo de laboratorio

2.2.1. Análisis de muestras

Posterior a su reconocimiento y clasificación en muestra de mano durante el trabajo de campo, se llevó a cabo la descripción y selección de dos muestras para la realización de los análisis composicionales y agregarlos a los dos volcanes ya descritos en trabajos recientes. De esta selección, dos muestras fueron escogidas para análisis geocronológicos que permitieran contextualizar el tiempo de emplazamiento de estos volcanes.

2.2.2. Análisis petrográfico

Se realizaron análisis petrográficos para determinar la mineralogía y determinar las características texturales de las rocas, con el fin de entender parte de la historia evolutiva del magma durante su ascenso. Además, se corroboró la ausencia de desvitrificación de vidrio y alteraciones hidrotermales en las rocas para hacer una correcta selección para los análisis geoquímicos y geocronológicos. La petrografía permitió seleccionar las muestras con poca o nula alteración, permitiendo una mayor confiabilidad para los análisis posteriores.

2.2.3. Análisis químico

Se realizaron análisis químicos para determinar la composición de las rocas a través de óxidos mayores y elementos traza. Para este fin, las muestras se pulverizaron en las instalaciones del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) de la Universidad de Caldas (Colombia) y fueron enviadas para los análisis químicos a los laboratorios ALS (Medellín, Colombia). Los análisis químicos obtenidos se procesaron en una hoja de cálculo, cuyos valores se recalcularon en base anhidra y se graficaron en el programa GCDkit (Janoušek et al., 2006) (Tabla 1).

2.2.4. Análisis geocronológico

Se realizaron dos análisis geocronológicos (dataciones) para determinar el tiempo de emplazamiento de los volcanes. Posterior al análisis petrográfico en donde se pudo corroborar la ausencia de desvitrificación en las rocas, y del análisis químico en donde se pudo evidenciar un contenido bajo en LOI, se procedió a la preparación de la muestra. Se trituró la muestra y separó la fracción de (2 mm), en la cual se seleccionaron 20 gr de la masa fundamental (<2 mm) para enviar a los laboratorios de ActLab (Canadá), en donde una nueva separación de 4 gr tuvo lugar. En este laboratorio se realizó el siguiente procedimiento: Alícuotas de la muestra fueron pesadas en un contenedor Al, se cargaron en el sistema de muestra de la unidad de extracción, desgasificado a ~ 100 °C por dos días para eliminar los gases superficiales. El Argón fue extraído de la muestra en un horno de doble vacío a 1700 °C. La determinación del contenido de Argón radiogénico se llevó a cabo dos veces en el espectrómetro de masas MI-1201 IG por el método de dilución de isótopos con ^{38}Ar como pico, el cual se introdujo en el sistema de muestreo antes de cada extracción. Los gases extraídos se limpiaron en un sistema de purificación de dos pasos. Entonces el Ar puro fue introducido en un sector personalizado dentro de un espectrómetro de masas magnético (tipo Reynolds). Se midieron dos estándares aceptados globalmente para la calibración del pico ^{38}Ar (P-207 Muscovita y 1/65 de matriz de riolita de “Asia”). Para calcular la edad fueron usadas las siguientes constantes internacionales: $\lambda_{\text{K}} = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ y}^{-1}$, $\lambda_{\beta^-} = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ y}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167 \text{ (at.\%)}$.

3. Marco teórico

3.1. Vulcanismo monogenético

Se define como un volcán monogenético, a un edificio volcánico con un volumen $\leq 1 \text{ km}^3$ y periodos eruptivos del orden de $\leq 10^2$ años los cuales se forman por actividad magmática explosiva y efusiva o por erupciones freatomagmáticas explosivas cuando el magma entra en contacto con agua (Murcia & Németh, 2020). Las erupciones magmáticas explosivas típicamente construyen conos de escoria o conos *spatter*, mientras que las erupciones freatomagmáticas explosivas forman característicamente conos de toba, anillos de toba, maars y maar-diatremas. Asociadas a la actividad efusiva se forman comúnmente domos de lava y flujos de lava; consecuentemente, estos productos son parte de los mencionados edificios volcánicos (Murcia & Németh, 2020).

Los volcanes monogenéticos se construyen por una erupción continua, o pequeñas erupciones discontinuas alimentadas por uno o múltiples pulsos de magma asociados a un solo evento (Németh & Kereszturi, 2015). Representan un sistema volcánico a pequeña escala y son el tipo de vulcanismo más abundante en la Tierra produciéndose en todos los ambientes tectónicos, más comúnmente en ambientes intraplaca (Németh, 2010; Murcia, 2015). Varios volcanes monogenéticos forman campos volcánicos monogenéticos, los cuales son definidos como un grupo de edificios volcánicos que se encuentran relacionados espacial y temporalmente (Németh, 2010; Cañón-Tapia, 2016). Estos sistemas volcánicos en su mayoría, emiten magmas basálticos y son menos comunes las composiciones silíceas (Smith & Németh, 2017). Lo anterior ocurre debido a que durante el ascenso del magma a través de conductos individuales se genera poca interacción con las rocas corticales en su camino a superficie. Sin embargo, se pueden presentar composiciones ácidas asociadas al estancamiento del magma en un reservorio donde ocurre diferenciación magmática y posteriormente la generación de pulsos de magma que forman estos volcanes más evolucionados (Smith & Németh, 2017; Murcia et al., 2019).

A continuación, se definen los tipos de volcanes asociados al vulcanismo monogenético.

3.1.1. Domos de lava

Son cuerpos volcánicos que se forman cuando el magma alcanza superficie, comúnmente cónicos y donde hay poco desplazamiento debido a la alta viscosidad que presenta el magma (Fink & Anderson, 2000; Manville et al., 2009); en ocasiones la lava fluye un poco y forma domos tipo *coulée* (Figura 2) (De Silva & Lindsay, 2015). En cuanto a sus dimensiones, su diámetro varía desde unos metros hasta varios kilómetros, con alturas desde unos pocos metros hasta más de un kilómetro (Fink & Anderson, 2000). Los domos de lava pueden ser circulares, elípticos o irregulares (Sigurdsson, 2000) (e.g. Botero-Gómez et al., 2018; Osorio-Ocampo et al., 2018).



Figura 2. Representación de un domo de lava tipo *coulée* (Modificado de Lexa et al., 2010).

3.1.2. Flujos de lava

Los flujos de lava son estructuras monogenéticas producto de erupciones efusivas, son alargados con extensión limitada; éstos se diferencian de los domos de lava debido a que cubren mayor área y presentan pendientes más suaves (Kereszturi & Németh, 2012; Botero-Gómez et al., 2018; Lexa et al., 2018). Los flujos de lava deben su alcance a su composición, cuando son ácidas (mayor contenido de sílice) y viscosas recorren distancias más cortas (5-15 km); por el contrario, si son basálticos, alcanzan mayores distancias con respecto a su fuente de emisión (hasta 50 km) (Kilburn, 2000).

3.1.3. Conos piroclásticos

También llamados conos de escoria, conos de ceniza o tefra, son volcanes relativamente pequeños con alta pendiente, formados por la erupción de un magma generalmente de baja viscosidad, frecuentemente de composición basáltica. Los depósitos de estos volcanes están conformados en su mayoría por salpicaduras (*spatter*) y aglutinados, que consisten principalmente en salpicaduras de lava soldada; también conformados por bombas, fragmentos vesiculares (escoria o pómez) tamaño lapilli y ceniza en menor cantidad (Vespermann & Schmincke, 2000). Estas estructuras tienen diámetros basales que varían generalmente entre 0,25 y 2,5 km y con alturas normalmente menores a 300 m (Figura 3) (Sigurdsson, 2000; Kereszturi & Németh, 2012; De Silva & Lindsay, 2015).

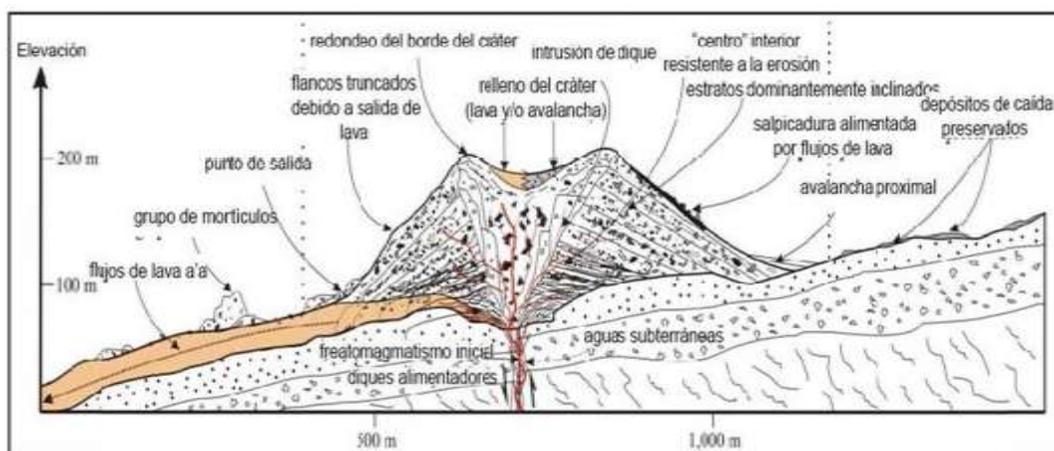


Figura 3. Representación transversal de un cono piroclástico y sus depósitos (Modificado de Kereszturi & Németh, 2012 en Toro & Delgado, 2018).

3.1.4. Conos de toba

Los conos de toba son estructuras que presentan morfologías más elevadas comparadas con los maeres y anillos de toba, con pendientes de $\sim 25^\circ$, comúnmente cónicos y su diámetro generalmente no supera los 5 km (Cas & Wright, 1987; De Silva & Lindsay, 2015). Estos conos se forman cuando el magma se encuentra con agua en un ambiente subsuperficial o subacuoso (Lexa et al., 2010), lo que resulta en alta fragmentación del magma, que forma depósitos de tamaño de grano ceniza (Manville, 2009; Valentine & Connor, 2015), generando acumulación de fragmentos juveniles con algunos fragmentos accidentales. Estos depósitos se asocian a corrientes de densidad piroclásticas diluidas (i.e. oleadas piroclásticas) (Figura 4) (Cas & Wright, 1987; Sigurdsson, 2000; De Silva & Lindsay, 2015).

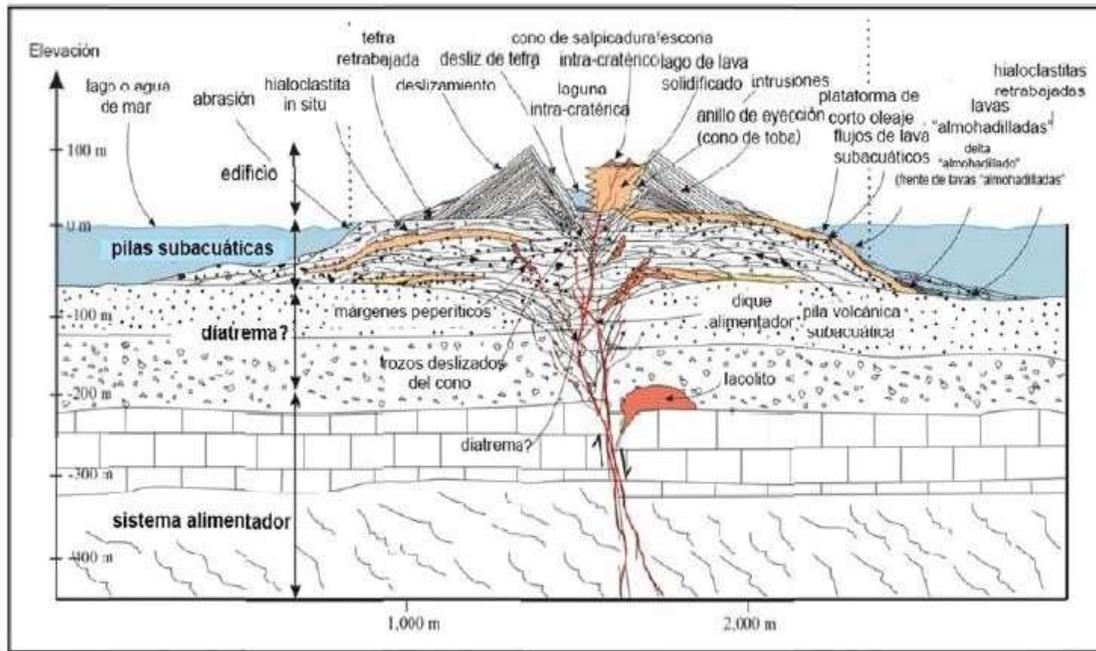


Figura 4. Ilustración transversal teórica de un cono de toba (Modificado de Németh & Kereszturi, 2012, en Toro & Delgado, 2018).

3.1.5. Anillos de toba

Los anillos de toba son volcanes pequeños que poseen un cráter de poca profundidad y espesor que se encuentra al nivel del terreno o por encima de él (Vespermann & Schmincke, 2000), y un gran anillo de eyección que se inclina hacia afuera (Heiken, 1972; Manville, 2009). Estos volcanes representan erupciones freato-magmáticas debido a la interacción del magma con el agua circundante. Poseen normalmente morfología cónica, con pendientes aproximadas de $2 - 10^\circ$ y usualmente con alturas menores a 50 m. Los depósitos asociados consisten en una mezcla de materiales juveniles y accesorios, donde los juveniles son los más abundantes y presentes en los depósitos estratificados (Figura 5) (Cas & Wright, 1987; Sigurdsson, 2000; De Silva & Lindsay, 2015).

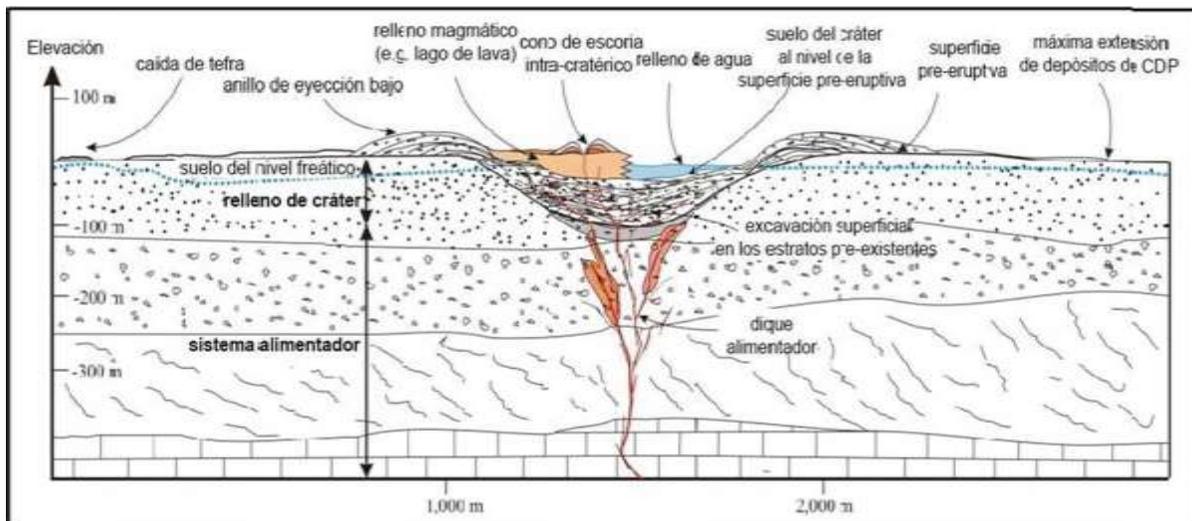


Figura 5. Representación de un anillo de toba con sus correspondientes constituyentes (Modificado de Németh & Kereszturi, 2012, en Toro & Delgado, 2018).

3.1.6. Maares

Los maares son pequeñas geoformas que están relacionadas con algún tipo de subsidencia generada por déficit de masa debajo de la superficie como consecuencia de la interacción explosiva entre magma caliente y agua y/o agua saturada en sedimentos (Lexa et al., 2010), generando así la fragmentación del magma y las rocas cercanas a la superficie (e.g. Wohletz & McQueen, 1984; White, 1996; Tchamabé et al., 2016). Los volcanes tipo maar se caracterizan por tener un tamaño de cráter relativamente pequeño, desde cientos de metros hasta menos de 5 km de diámetro (Begét et al., 1996), con profundidades desde algunas decenas de metros hasta menos de 300 m (Sohn et al., 2012). Los maares también tienen asociada una diatrema, la cual corresponde a una estructura en forma cónica que se extiende desde el piso del cráter hasta el dique alimentador debajo de él. Ésta, se forma luego de una eyección de gran proporción de materiales juveniles y accidentales, donde se generan cámaras de explosión que a su vez generan fracturas que forman la zona raíz del maar-diatrema (Figura 6) (Suhr et al., 2006).

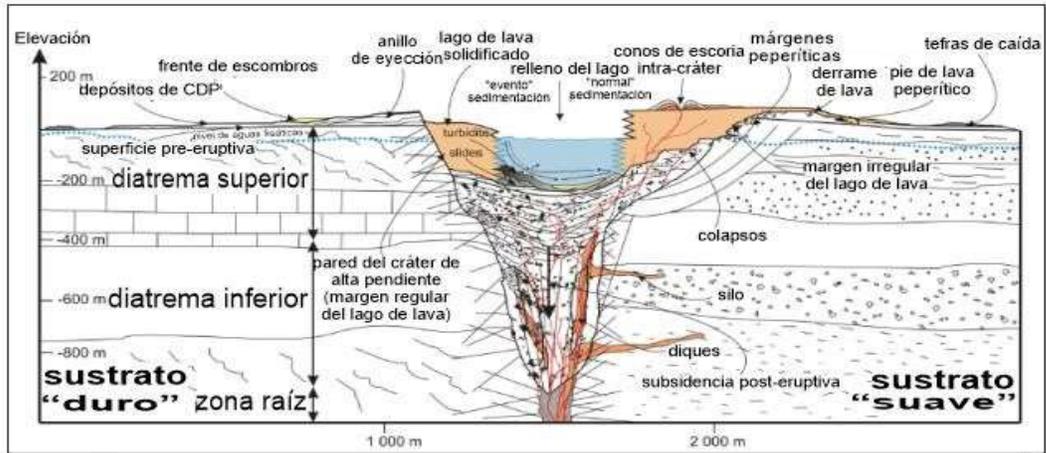


Figura 6. Ilustración transversal de un maar-diatrema (Modificado de Németh & Kereszturi, 2012).

4. Marco geológico y tectónico regional

La margen occidental de Suramérica es una margen tectónicamente activa producto de la interacción entre la placa Nazca que subduce a la placa Suramericana (Rubio et al., 1996; Ramos, 1999; Quispe et al., 2003; Baudino & Hermoza, 2014). Este proceso genera el vulcanismo (Plioceno y Cuaternario) a lo largo de la cordillera Andina (Bourdon et al., 2003; Bryant et al., 2006) y está dividido en cuatro provincias: Zona Volcánica Austral (ZVA), Zona Volcánica Sur (ZVS), Zona Volcánica Central (ZVC) y Zona Volcánica Norte (ZVN) (Bourdon et al., 2003; Stern, 2004; Bryant et al., 2006). El área volcánica colombiana se sitúa en la ZVN (Figura 7), la cual se extiende hasta un poco más al norte de la megasutura de Caldas (*Caldas Tear*) (Vargas & Mann, 2013; Idárraga-García et al., 2016; Syracuse et al., 2016). Este límite corresponde a un desgarre litosférico que separa la zona de subducción inclinada volcanogénica denominada zona de subducción Cauca, de la zona de subducción plana no volcanogénica denominada zona de subducción Bucaramanga (Vargas & Mann, 2013). Al respecto, es importante mencionar que aunque el vulcanismo poligenético parece ausente, se conocen manifestaciones volcánicas al norte del trazo de la *Caldas Tear*, tales como el Campo Volcánico Monogenético Samaná (CVMS) (Murcia et al., 2019; Sánchez-Torres et al., 2019).

La PVTSC se encuentra localizada en el centro de la Cordillera Central (Figura 7), producto de la subducción de la placa Nazca con la Suramericana (Murcia et al., 2019). Dicha provincia está limitada al norte por el CVMS (Murcia et al., 2019; Sánchez-Torres et al., 2019) y al sur por el Campo Volcánico Monogenético Pijaos (CVMP) (Velandia et al., 2021). La PVTSC representa el vulcanismo más norte de la ZVN (Murcia et al., 2019). El basamento sobre el que reposa el vulcanismo de la PVTSC está constituido por el Complejo Cajamarca compuesto por rocas de bajo a medio grado de metamorfismo (Maya & González, 1995; Blanco-Quintero et al., 2014) que posee una edad Jurásica (Blanco-Quintero et al., 2014) o Triásica (Maya & González, 1995; Villagómez et al., 2011; Cochrane, 2013). Litológicamente, este complejo está constituido por esquistos pelíticos, cuarcitas, mármoles y anfibolitas (Maya & González, 1995; Blanco-Quintero et al., 2014). Posteriormente, el Cretácico está evidenciado por el Complejo Quebradagrande (Gómez-Cruz et al., 1995; Maya & González, 1995; Cochrane, 2013; Villagómez & Spirings, 2013). El Cenozoico está representado por depósitos volcanoclásticos pertenecientes a la Formación Casabianca (Borrero & Naranjo, 1990).

La PVTSC se encuentra influenciada por una gran dinámica tectónica en la región, en la cual se destaca a nivel regional el sistema de fallas Romeral (San Jerónimo, Cauca-Almaguer y Silvia Pijao), Palestina, Villamaría-Termaleles (Botero-Gómez et al., 2018), como también la falla Samaná Sur (Mosquera, 1978). El sistema de fallas Romeral, Palestina y la falla Samaná Sur tienen una dirección predominante NNE-SSW, ésta coincide con la dirección en que se desplaza el bloque andino en Colombia con respecto a Suramérica (Cortés et al., 2005), y la misma se propone para los volcanes pertenecientes a la PVTSC (Martínez et al., 2014).

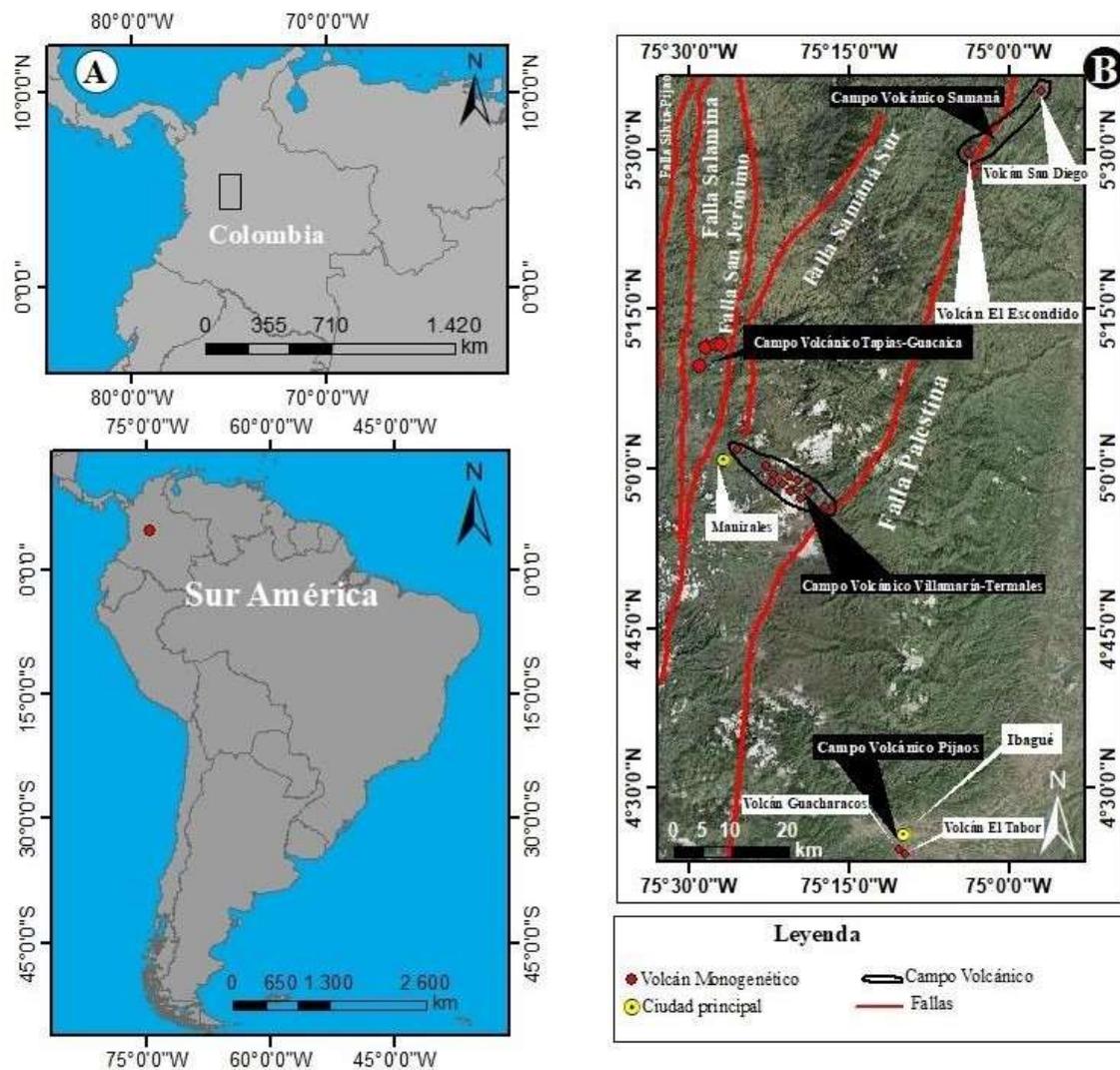


Figura 7. (A) Ubicación de la Provincia Volcano-Tectónica San Diego – Cerro Machín (PVTSC) en Colombia. (B) Figura donde se resaltan los campos volcánicos monogénicos y los principales componentes tectónicos de la región.

4.1. Geología local

La geología de la zona de estudio está compuesta por unidades metamórficas como el Complejo Cajamarca con edades desde Triásico-Jurásico, la Secuencia Volcanoclástica de Aranzazu (Cenozoico) y los productos volcánicos de los centros eruptivos del CVMTG.

4.1.1. Complejo Cajamarca (Tria-Jur)

Corresponde a un paquete de rocas metamórficas compuestas por esquistos cuarzo-sericíticos, esquistos verdes, filitas, cuarcitas y algunas franjas de mármoles (Maya & González, 1995). Esta unidad se encuentra limitada tectónicamente al W por la falla San Jerónimo (McCourt, 1984) la cual la pone en contacto con el Complejo Quebradagrande (Maya & González, 1995).

4.1.2. Complejo Quebradagrande (K)

El Complejo Quebradagrande (Maya & González, 1995) es el término utilizado para definir las rocas sedimentarias y volcano-sedimentarias que afloran entre los municipios de Manizales y Medellín (Gómez-Cruz et al., 1995). El Complejo se divide en dos miembros: uno volcano-sedimentario y otro sedimentario (Gómez-Cruz et al., 1995). Las rocas sedimentarias Cretácicas que afloran en los alrededores de Manizales, pueden ser separadas en dos sectores denominados “Oriental” y “Occidental” (Gómez-Cruz et al., 1995). El Sector Oriental posee una edad del Albiano medio, compuesto litológicamente por conglomerados con guijos de cuarcitas y fragmentos de rocas metamórficas con una sedimentación en cañones o abanicos submarinos proximales con fondos anóxicos, cuyos constituyentes evidencian un área de aporte de tipo continental. El Sector Occidental, se interpreta como el producto de sedimentación en la zona proximal de un abanico turbidítico, al pie de acantilados submarinos; compuesto por niveles conglomeráticos con presencia de guijos de composición volcánica. La presencia de lodolitas negras es común en ambos sectores (Gómez-Cruz et al., 1995).

4.1.3. Secuencia Volcanoclástica de Aranzazu (Cen)

La Secuencia Volcanoclástica de Aranzazu representa depósitos producto de un ambiente fluvial intervenido por eventos volcánicos explosivos de composición intermedia, la cual se divide en tres miembros (Castaño & Gómez, 2001): El miembro Inferior corresponde a la agradación sucesiva de lahares sin-eruptivos que formaron depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados. Los miembros Medio y Superior se caracterizan por presentar

evidencias de períodos inter-eruptivos que predominan sobre los períodos sin-eruptivos proporcionando estabilidad en el sistema fluvial, dando condiciones propicias para la formación de turba y posteriormente de carbón presente en esta parte de la secuencia (Borrero et al., 2008).

4.1.4. Cuerpos Sub-volcánicos (Cen)

En la zona de estudio además de los volcanes de interés, se presentan otros cuerpos volcánicos. Éstos son de composición andesítica, entre los cuales aflora un Pórfido Andesítico (Pórfido de Neira) (Mosquera, 1978), el cual posee una edad de 7.1 – 6.3 Ma (González, 2001). Según González (2002) estos cuerpos corresponden a cuellos volcánicos, los cuales se emplazaron por medio del sistema de fallas Romeral, el cual sirvió como conducto para dicho emplazamiento. El cuerpo principal está constituido por rocas masivas porfíricas de tono grisáceo con fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda embebidos en una masa fundamental microcristalina (González, 2002). Estos cuerpos volcánicos se han reportado también como elementos que intruyen a los Complejos Cajamarca y Quebradagrande (González, 2001; Pinilla & Ríos, 2005).

5. Resultados

5.1. Cartografía y geocronología

Con el trabajo realizado en campo se actualizó el mapa geológico del área de estudio incluyendo las nuevas estructuras volcánicas encontradas en este trabajo (Figura 8). Una de estas estructuras corresponde al volcán Las Margaritas 3 ubicado hacia el noroccidente de la zona (Figura 8). Aunque morfológicamente no se reconoce una estructura volcánica, en este sitio afloran flujos piroclásticos de bloques y ceniza (Figura 9, A-B) indicando la destrucción de un domo. Los bloques de este depósito son porfíricos con una masa fundamental de color gris claro, se observaron plagioclasa y anfíbol, siendo la plagioclasa más abundante y de gran tamaño (Figura 9, C). La matriz es de tamaño ceniza media a gruesa y está conformada por cristales de plagioclasa y anfíbol. Hacia el sur de la zona de estudio se encuentra el volcán La Capilla, el cual morfológicamente posee una geoforma cómica mucho más definida con respecto a los otros volcanes del campo (Figura 10, A). La roca que conforma este volcán es porfírica con cristales de plagioclasa y anfíbol (Figura 10, B-C). Los volcanes Las Margaritas 1 y 2 se incluyen dentro de la cartografía actual y fueron previamente cartografiados por Vargas (2020), también definidos como domos de lavas compuestos por roca coherente parcialmente meteorizada y en algunos sectores con meteorización esferoidal. En muestra de mano Las Margaritas 1 se presenta como roca con textura porfírica con fenocristales de anfíbol, plagioclasa y biotita embebidos en una masa fundamental vítrea de color gris claro. El volcán Las Margaritas 2, se encuentra medianamente meteorizado y con múltiples diaclasas de enfriamiento. En muestra de mano, la roca presenta una textura porfírica, con fenocristales de anfíbol como fase mineral más abundante seguido de la plagioclasa, ambos embebidos en una masa fundamental vitrofídica de color gris claro.

Estratigráficamente estos cuerpos volcánicos se encuentran suprayaciendo las Sedimentitas de Aranzazu (Figura 8). Esta relación estratigráfica fue corroborada con las dataciones K/Ar realizadas en el volcán Las Margaritas 3 y el volcán La Capilla, donde se obtuvieron edades de 1.29 ± 0.05 Ma y 0.81 ± 0.04 Ma, respectivamente (Tabla 1).

Tabla 1. Resultados de los análisis geocronológicos realizados en masa fundamental de roca representativa de los volcanes Las Margaritas 3 y La Capilla. La incertidumbre de las edades calculadas cae dentro de un error de 2σ .

Muestra	Las Margaritas 3	La Capilla
K, %	1.87 ± 0.02	2.26 ± 0.03
$^{40}\text{Ar rad}$, (ng/g)	0.168 ± 0.003	0.127 ± 0.003
% $^{40}\text{Ar air}$	66.7	79.9
Age, Ma	1.29 ± 0.05	0.81 ± 0.04
Error 2σ	0.05	0.04

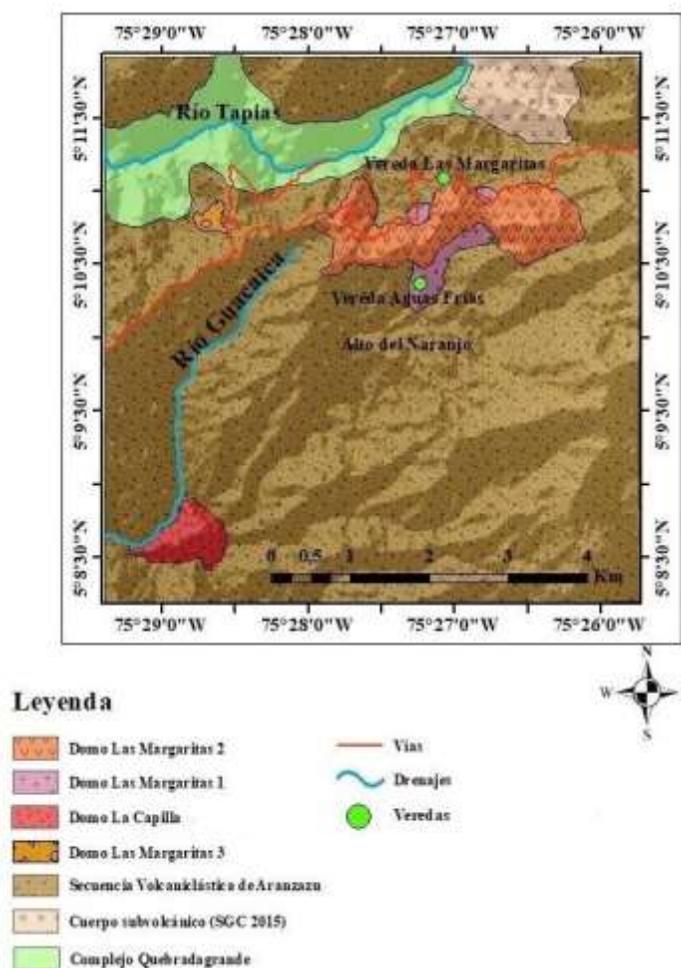


Figura 8. Mapa geológico de algunos de los centros eruptivos del Campo Volcánico Monogenético Tapias-Guacaica (CVMTG) y sus depósitos. Tomado y modificado de González (2015). Las Margaritas 1 y Las Margaritas 2 tomados de Vargas (2020).

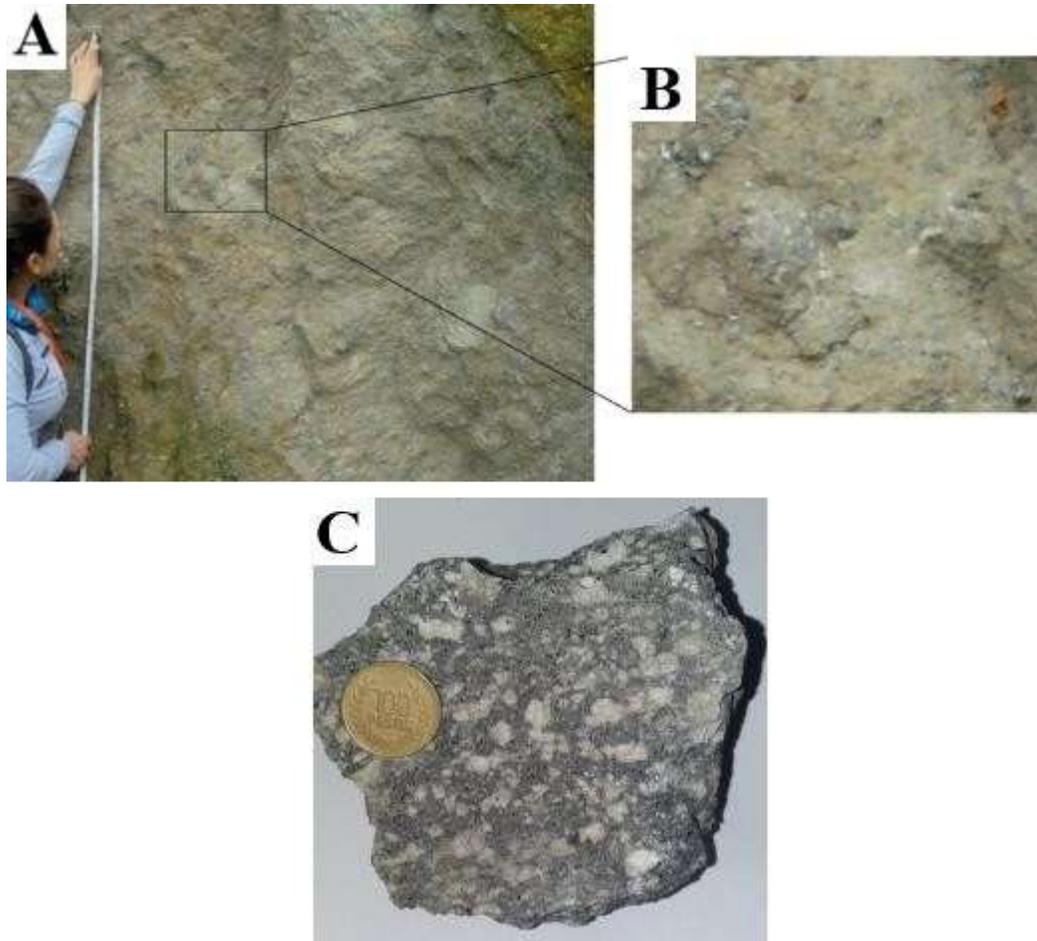


Figura 9. Fotografías de los productos del volcán Las Margaritas 3. (A y B): Vista del depósito de flujo de bloques y ceniza, originado por del colapso de un domo. (C) Muestra de mano representativa del volcán.

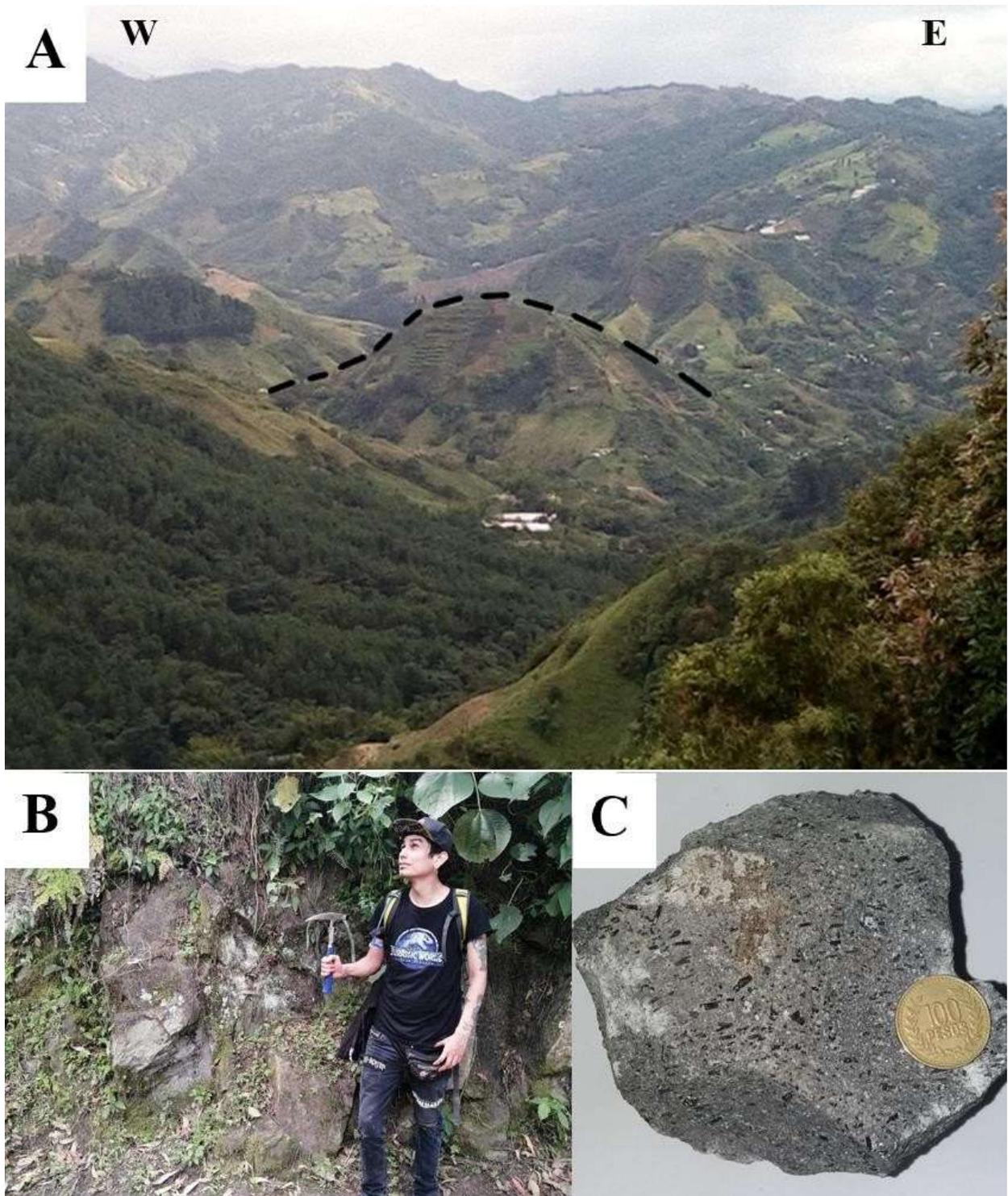


Figura 10. Fotografías del volcán La Capilla. (A) Imagen panorámica en donde se resalta la geoforma cómica del volcán. (B) Afloramiento de roca coherente. (C) Muestra de mano del volcán en donde se pueden observar los fenocristales de anfíbol.

5.2. Petrografía

5.2.1. Volcán Las Margaritas 3

La roca representativa de este volcán exhibe una textura porfírica (Figura 11, A-B) dada por la presencia de minerales de plagioclasa, anfíbol y biotita embebidos en una masa fundamental cripto y microcristalina (Figura 11, A-H) con una relación 35/65. Los minerales forman una textura seriada tanto de la plagioclasa (Figura 11, C-D) como del anfíbol (Figura 11, E-F), además de una textura glomeroporfírica entre ambos minerales (Figura 11, C-F); bordes de reacción en anfíbol y textura poiquilítica de plagioclasa en anfíbol (Figura 12, A-B), además textura glomeroporfírica de biotita con plagioclasa (Figura 12, E-F). El mineral más abundante es la plagioclasa (~18 vol.%), con tamaños que varían entre 0,2 y 5,5 mm, formas euédrales a subédrales principalmente (Figura 11, A-F) y presencia de zonación y maclas (Figura 11, A-B y C-D). El segundo mineral más abundante es el anfíbol (~12 vol.%), el cual se presenta con formas euédrales a subédrales (Figura 11, C-F), con tamaños entre 0,3 y 3 mm y ocasionalmente textura poiquilítica con plagioclasa (Figura 11, G-H), bordes de reacción en anfíbol (Figura 12, A-B) y coronítica (Figura 12, C y D). La biotita es el tercer mineral más abundante de la sección (~4 vol%), con formas euédrales a subédrales (Figura 11, A-B), presentando una leve oxidación y textura glomeroporfírica con plagioclasa (Figura 12, E-F). Adicionalmente, óxidos de Fe y Ti representan el ~1 vol.% de los minerales.

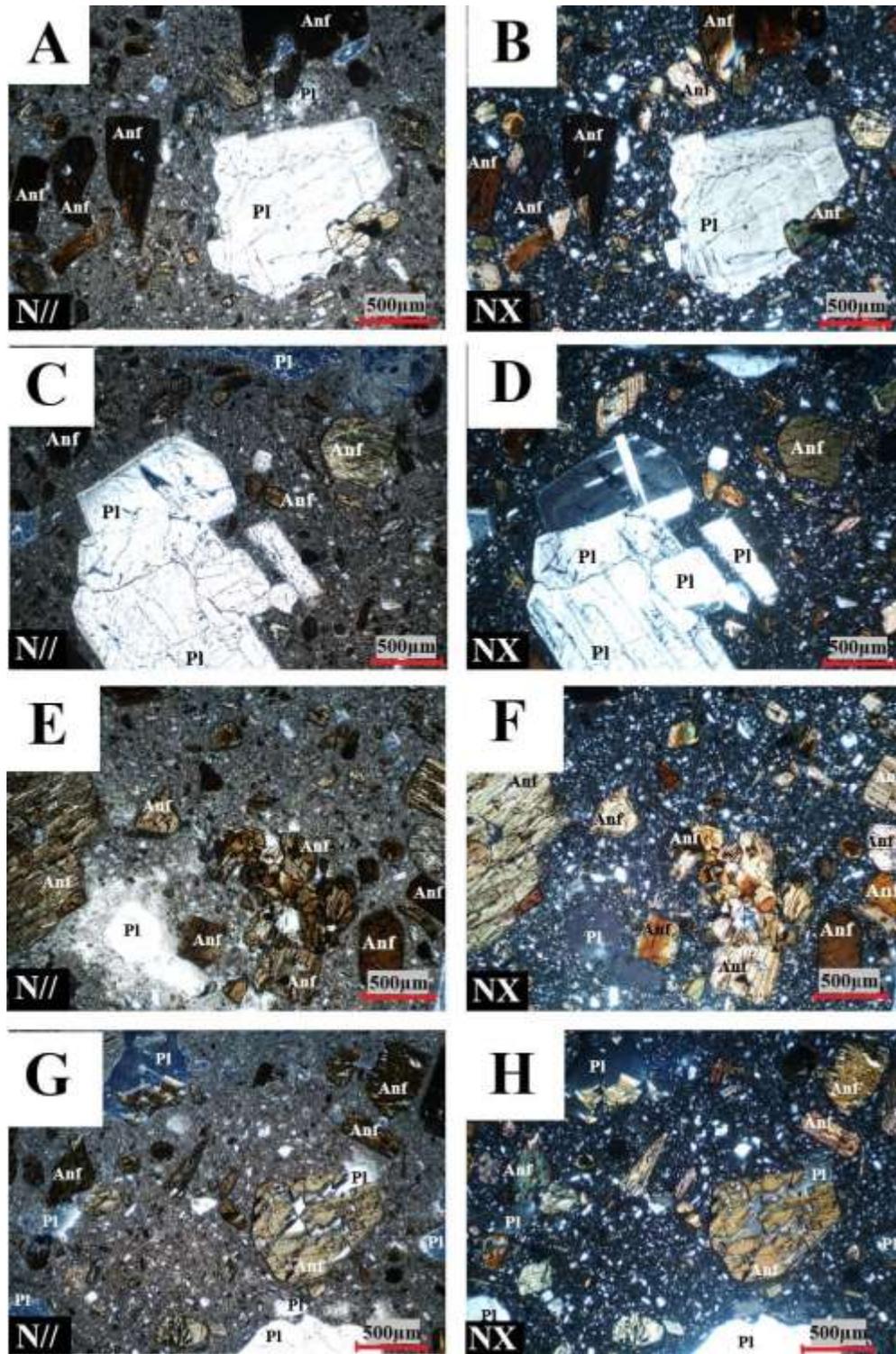


Figura 11. Fotomicrografía de una roca representativa del volcán Las Margaritas 3 (muestra TG-03). N//: Nícoles paralelos. NX: Nícoles cruzados. **A y B)** Textura glomeroporfírica dada por plagioclasa y anfíbol, además de textura seriada en anfíbol. **C y D)** Textura seriada y glomeroporfírica en fenocristales de anfíbol. **E y F)** Textura glomeroporfírica y seriada en cristales de plagioclasa. **G y H)** Textura poiquilítica de plagioclasa en cristal de anfíbol. Abreviaciones: (Pl): Plagioclasa. (Anf): Anfíbol. (Bt): Biotita.

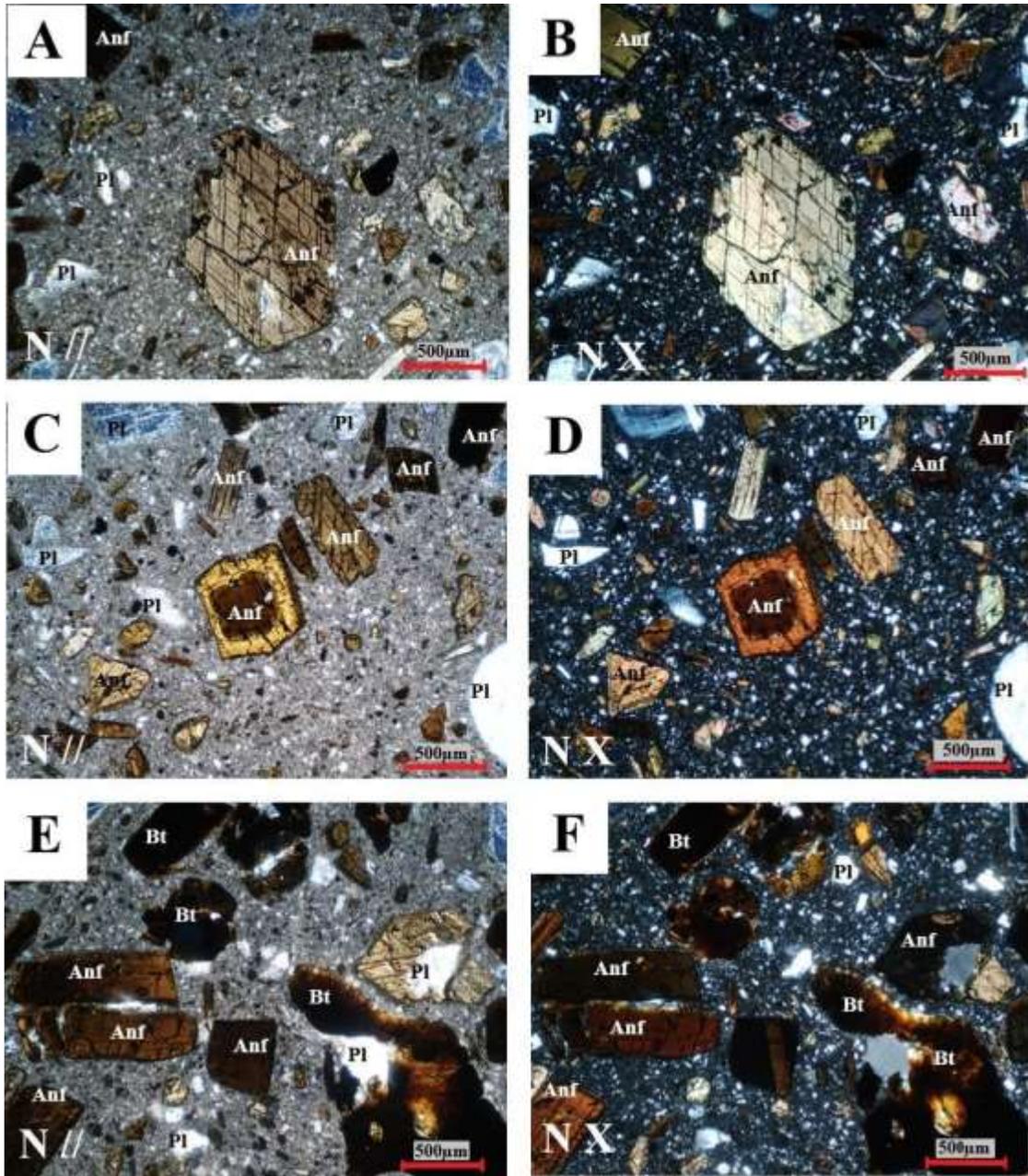


Figura 12. Fotomicrografía de una roca representativa del volcán Las Margaritas 3 (muestra TG-03). N//: Nícoles paralelos. NX: Nícoles cruzados. A y B) Fenocristal de anfíbol con bordes de reacción y textura poiquilítica de plagioclasa en anfíbol. C y D) Textura coronítica en cristal de anfíbol (parte central de la imagen). E y F) Textura seriada en anfíboles y textura poiquilítica de plagioclasa en anfíbol, además textura glomeroporfirítica de biotita con plagioclasa y biotita. La biotita y el anfíbol se presentan oxidados. Abreviaciones: (Pl): Plagioclasa. (Anf): Anfíbol. (Bt): Biotita.

5.2.2. Domo La Capilla

La roca representativa de este volcán exhibe una textura porfirítica (Figura 13, A-B), dada por la presencia de minerales de plagioclasa, anfíbol y biotita embebidos en una masa fundamental cripto y microcristalina con una relación 32/68. Los minerales forman una textura seriada, principalmente dada por la plagioclasa (Figura 13, A-D). En general, el tamaño de los fenocristales es menor con respecto a los presentes en el volcán Las Margaritas 3. El mineral más abundante es la plagioclasa (~17 vol.%), presentando formas principalmente euhedrales y subhedrales (Figura 13, A-D) y tamaños entre 0,2 y 1,5 mm. Algunos de estos minerales presentan zonación y maclado (Figura 13, A-D). El segundo mineral más abundante es el anfíbol (~10 vol.%) con formas euhedrales y subhedrales, y tamaños entre 0,2 y 1,2 mm. Los anfíboles se presentan en su mayoría alterados a clorita (Figura 13, E-F) y con bordes de reacción y textura coronítica (Figura 14, A-D). Adicionalmente, presentan textura poiquilítica con la plagioclasa (Figura 14, A-B). La biotita comprende ~3 vol.% de la sección, con formas euhedrales a subhedrales (Figura 13, C-D) y los óxidos de Fe y Ti aproximadamente el 2 vol.%, en ocasiones rodeando otros minerales (Figura 13, A-B y Figura 14, C-D).

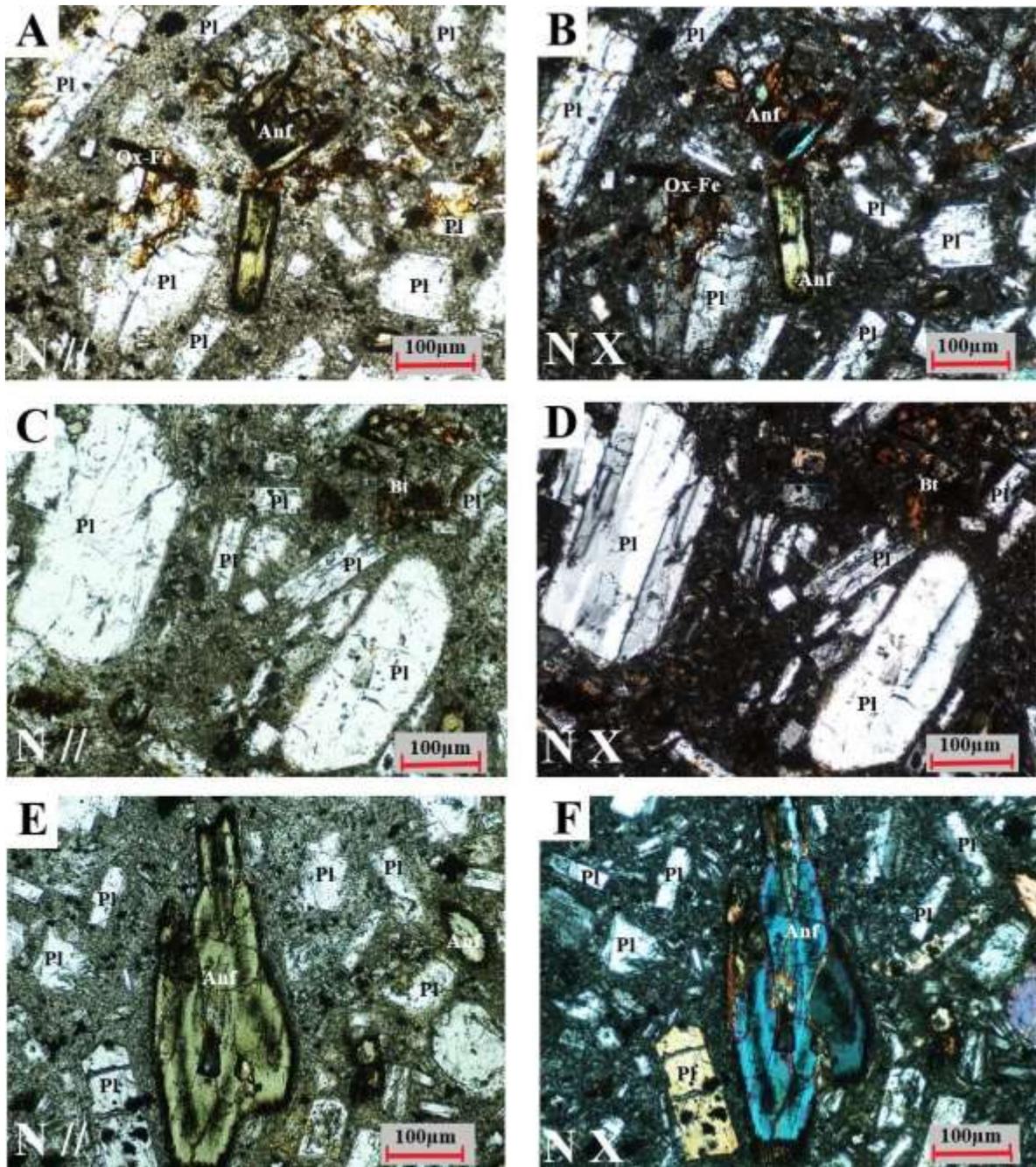


Figura 13. Fotomicrografía de una roca representativa del volcán La Capilla (muestra TG-08). N//: Nícoles paralelos. NX: Nícoles cruzados. **A y B)** Plagioclase con textura seriada, óxidos de Fe y anfíboles alterados. **C y D)** Fenocristales subhedrales de plagioclase, donde pueden observarse algunas maclas. **E y F)** En el centro de la figura se observan fenocristales de anfíbol con textura glomeroporfírica, los cuales están alterándose a clorita, presencia además de plagioclase con textura seriada y con alteración. Abreviaciones: (Anf): Anfíbol. (Pl): Plagioclase. (Ox-Fe): Óxidos de hierro.

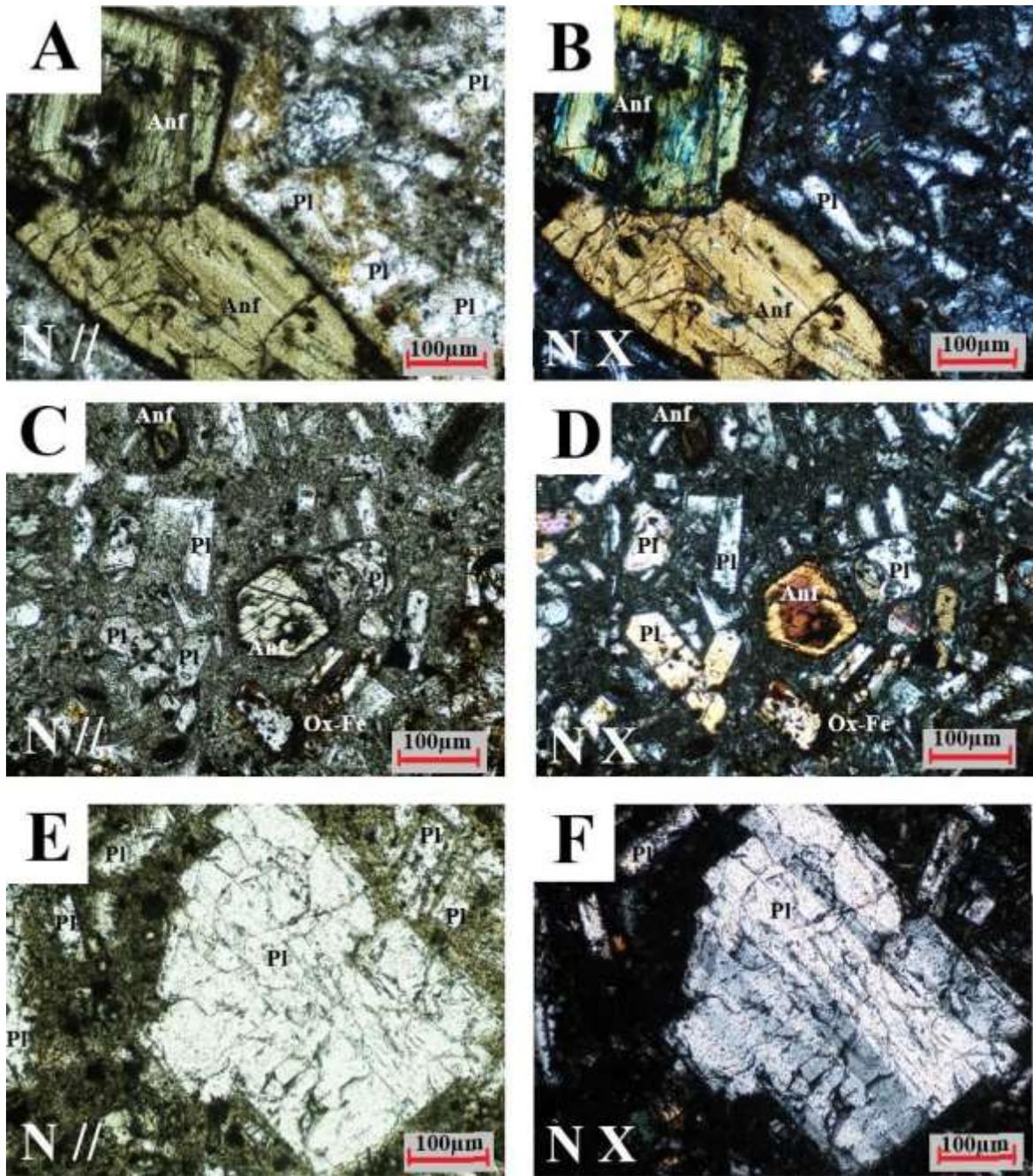


Figura 14. Fotomicrografía de una roca representativa del volcán La Capilla (muestra TG-08). N//: Nícoles paralelos. NX: Nícoles cruzados. **A** y **B**) Fenocristales de anfíbol con bordes de reacción y en contacto entre ellos. La plagioclasa forma textura poiquilitica en uno de los anfíboles. **C** y **D**) Textura seriada en plagioclasa y anfíbol con textura coronítica. Presencia de óxidos de hierro rodeando a la plagioclasa. **E** y **F**) Fenocristal subhedral de plagioclasa el cual presenta maclado. Abreviaciones: (Pl): Plagioclasa. (Anf): Anfíbol. (Ox-Fe): Óxidos de hierro.

5.3. Química de roca total

En este ítem se presenta el análisis químico de los volcanes Las Margaritas 3 y La Capilla, además de los analizados por Vargas (2020): Las Margaritas 1 y Las Margaritas 2 (Tabla 2).

Tabla 2. Datos de análisis químico de roca total para las muestras del CVMTG.

	Las Margaritas 1	Las Margaritas 2	Las Margaritas 3	La Capilla
	AL-01	AL-02	TG-03	TG-08
wt.%				
SiO ₂	61.26	61.28	60.10	59.923
TiO ₂	0.61	0.72	0.69	0.823
Al ₂ O ₃	16.97	16.85	16.74	19.62
Fe ₂ O ₃	5.47	6.25	5.85	6.382
MnO	0.09	0.09	0.10	0.063
MgO	3.23	3.06	3.97	1.71
CaO	6.10	5.61	6	4.32
Na ₂ O	4.37	3.89	4.17	3.52
K ₂ O	1.48	1.75	1.907	2.733
P ₂ O ₅	0.20	0.25	0.24	0.64
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.013	0.003
SrO	0.09	0.08	0.08	0.063
BaO	0.12	0.15	0.14	0.20
LOI%	1.61	1.86	1.6	5.81
SUM	100	100	100	100
ppm				
Ba	1125	1435	1285	1765
Ce	32.20	50	37.8	72.2
Cr	90	120	90	20
Cs	1.75	2.33	1.77	2.01
Dy	2.93	8.54	2.77	4.24
Er	1.51	4.74	1.52	2.18
Eu	0.93	3.27	1.01	1.85
Ga	20.50	20.80	21.1	23.7
Gd	3.34	10.65	3.75	5.26
Hf	2.90	3.20	2.90	5.3
Ho	0.55	1.85	0.54	0.82
La	19	50.50	20.4	43
Lu	0.21	0.69	0.23	0.33
Nb	4	5.60	4.5	10.4
Nd	18.5	52.70	19.8	41.6
Pr	4.65	12.55	5.21	10.75
Rb	33.90	47.20	38.1	61.1
Sm	3.66	9.98	4.19	6.65
Sn	2	2	1	2
Sr	835	748	682	505
Ta	0.40	0.50	0.3	0.70
Tb	0.46	1.37	0.57	0.72
Th	4.84	5.68	5.14	10.75
Tm	0.24	0.65	0.22	0.35
U	1.95	2.52	2.23	3.19
V	127	137	167	129
W	2	1	1	1
Y	14.70	48.60	16.6	23.5
Yb	1.570	4.04	1.28	2.08
Zr	90	102	96	194

Según el diagrama TAS (Le Bast et al., 1986) (Figura 15, A), los cuatro volcanes son de composición andesítica de la serie subalcalina. El diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971)

(Figura 15, B), indica que las rocas presentan una firma calco-alcalina, mientras que el diagrama SiO₂ vs K₂O (Peccerillo & Taylor, 1976) (Figura 15, C) indica que contenidos medio/bajo en potasio, a excepción de La Capilla, el cual pertenece a la serie calco-alcalina alta en potasio.

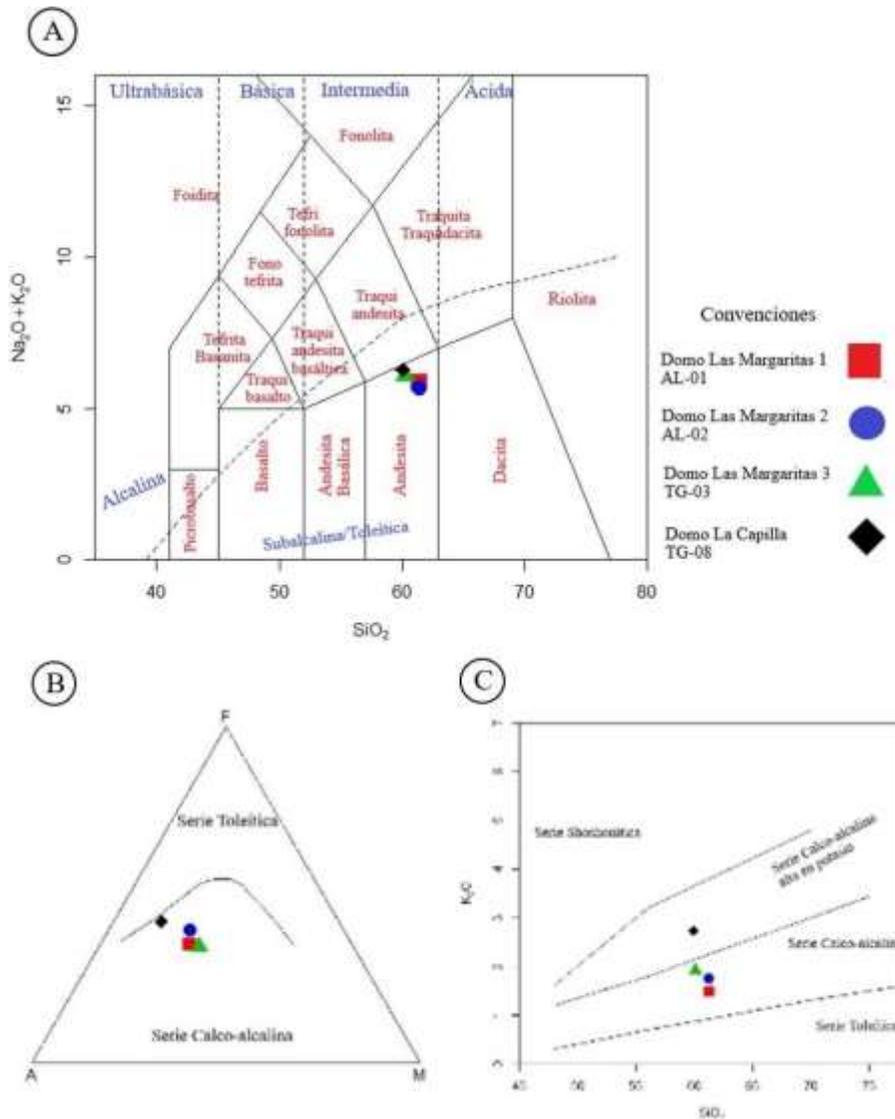


Figura 15. Diagramas de clasificación para las muestras del CVMTG. (A) Diagrama de variación sílice vs álcalis (TAS) (Le Bast et al., 1986). (B) Diagrama AFM (Irvine & Bargar, 1971). (C) Diagrama de variación sílice vs potasio (Peccerillo & Taylor, 1976).

Los elementos traza normalizados con el manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) (Figura 16), evidencian un enriquecimiento en elementos de bajo potencial iónico (LILE por sus siglas en inglés), y un empobrecimiento en elementos de alto potencial iónico (HFSE por sus siglas en inglés). Elementos tales como Rb, Th, Nb presentan una marcada anomalía negativa, mientras que P, Zr y Ti una leve anomalía negativa. Específicamente, Las Margaritas 2 y el volcán La Capilla presentan también una anomalía negativa en Ce y Sr, y una anomalía positiva en Nd. Contrariamente, Las Margaritas 1 y Las Margaritas 3 presentan una marcada anomalía positiva en Sr. Al normalizarse los elementos de tierras raras (REE por sus siglas en inglés) con valores del condrito (Nakamura, 1974) (Figura 17), se evidencia una tendencia con una pendiente suavizada, en donde las tierras raras livianas (LREE por sus siglas en inglés) están enriquecidas con respecto a las tierras raras pesadas (HREE por sus siglas en inglés) ($La/Lu = 8.0-12.0$). Específicamente, los LREE evidencian claramente una marcada anomalía negativa en Ce para todos los volcanes y una leve anomalía de Eu para Las Margaritas 1 y 3, además de Yb para este último. Los valores de Eu/Eu^* para los diferentes volcanes son: 0.82; 0.77; 0.98; 0.97, para Las Margaritas 1, 2, 3 y el volcán La Capilla, respectivamente.

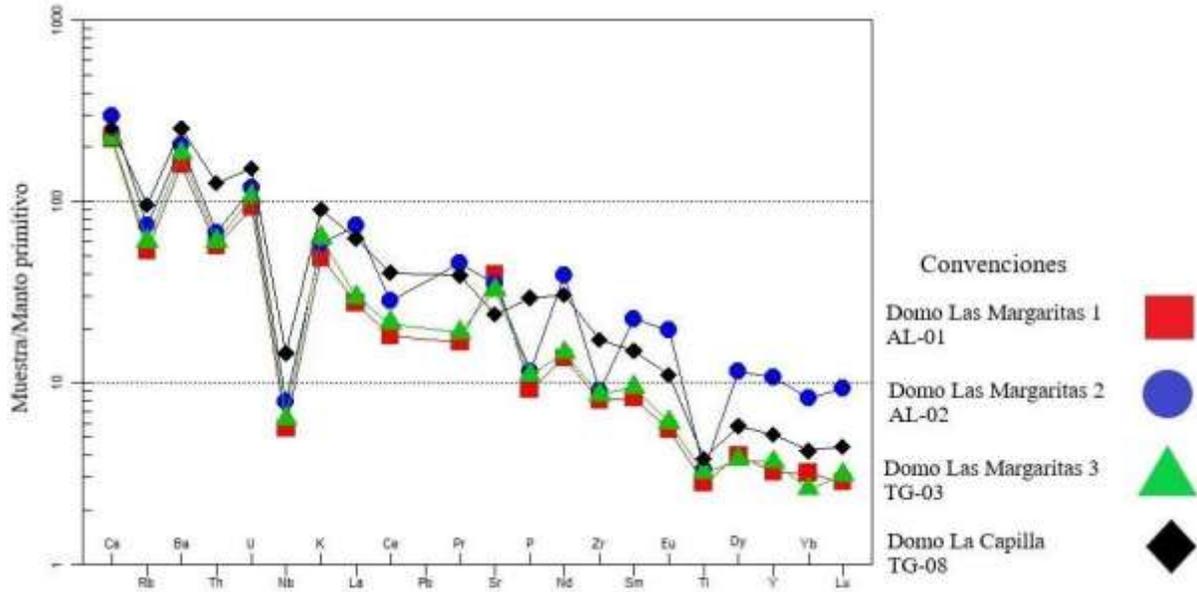


Figura 16. Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

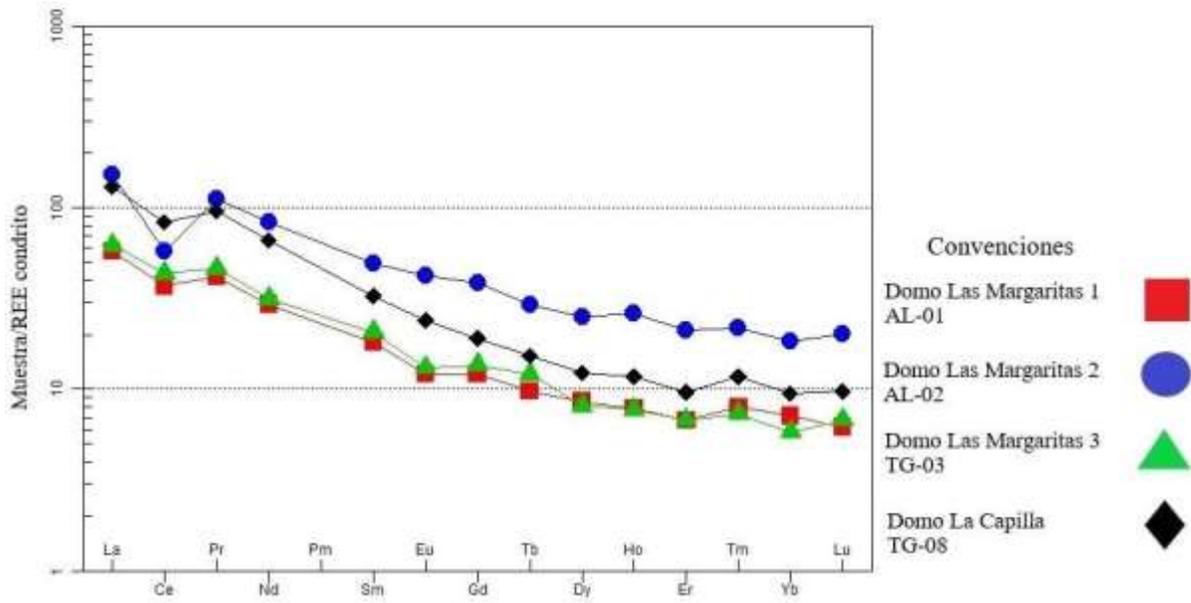


Figura 17. Diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Nakamura, 1974).

6. Discusión

6.1. Cartografía y geocronología

De acuerdo a la cartografía y estratigrafía, son evidentes las unidades más antiguas en la zona como el Complejo Cajamarca, las Sedimentitas de Aranzazu y el Pórfido de Neira. Las rocas más recientes corresponden a los cuerpos volcánicos del CVMTG con edades de 1.29 ± 0.05 Ma y 0.81 ± 0.04 Ma para Las Margaritas 3 y La Capilla, respectivamente. No se cuenta con relaciones estratigráficas que permitan relacionar esta edad con los demás volcanes conocidos de este campo, pero al encontrarse en la misma posición estratigráfica del domo la Capilla y las Margaritas 3, se puede inferir que tiene edades cercanas. Las dataciones realizadas en este trabajo son cercanas a las edades de los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termal ubicado a 10 km, las cuales se encuentran entre 2 Ma y ~ 0.035 Ma (CVMVT; Botero-Gómez et al., 2018). Este hecho podría sugerir una relación de evolución o inclusive espacial y temporal entre ambos campos. A pesar de esto, las edades obtenidas en este trabajo así como las conocidas de otros campos volcánicos en la región (Figura 18), permiten afirmar que la actividad volcánica monogenética comenzó en el área hace 2 Ma aproximadamente (Botero-Gómez et al., 2018; Salazar-Muñoz et al 2021) y se ha mantenido hasta el Presente (e.g. Sánchez-Torres, 2020). De acuerdo a este registro, este vulcanismo está asociado a la actividad volcánica reciente en Colombia, y no se descartan erupciones futuras.

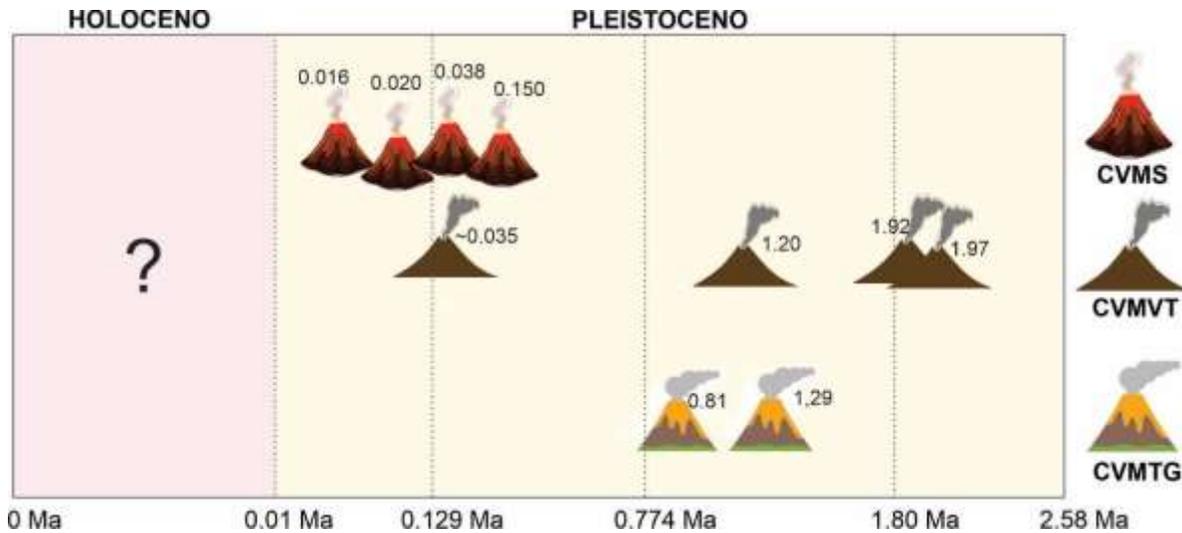


Figura 18. Comparación temporal entre los diferentes campos volcánicos monogénéticos dentro de la PVTSC. CVMVT: Campo Volcánico Monogénético Villamaría-Termal; CVMTG: Campo Volcánico Monogénético Tapias-Guacaica; CVMS: Campo Volcánico Monogénético Samaná. Las edades del CVMS fueron tomadas de Sánchez-Torres et al. (2019), y Sánchez-Torres (2020) y las edades del CVMVT de Thouret et al. (1990), Sánchez-Duque (2012), Botero-Gómez et al. (2018) y Salazar-Muñoz et al. (2021).

6.2. Petrografía

Los principales minerales encontrados en el volcán Las Margaritas 3 son plagioclasa y anfíbol, los cuales se presentan como fenocristales y microfenocristales. Dado el gran tamaño alcanzado por los cristales de estos dos minerales y formas euédrales predominantemente, se puede interpretar que ambos se formaron en etapas tempranas de cristalización, donde el enfriamiento es lento y las tasas de nucleación y velocidad de ascenso de magma son bajas (López & Bellos, 2006). Los microcristales se formaron cerca de superficie, asociados a la descompresión del magma, la rápida pérdida de H₂O y a la desgasificación o exsolución debido al sobre-enfriamiento (Renjith, 2014). Con respecto a las texturas, la textura glomeroporfírica en plagioclasa y anfíbol, puede relacionarse con procesos episódicos de turbulencia (*synneusis*), asociados generalmente a las primeras etapas de cristalización donde la unión de cristales se da en orientaciones preferenciales que coinciden en posiciones de baja energía interfacial (Vance, 1969). La zonación presente en la plagioclasa puede estar asociada a la convección a pequeña escala, llevando a los cristales a diferentes gradientes físicos y químicos (Vicaró et al., 2010) permitiendo la difusión de CaAl-NaSi (Shcherbakov et al., 2010). Las zonaciones composicionales también se pueden generar cuando el

enfriamiento se vuelve más rápido, llevando a que el reajuste del equilibrio de los cristales y el fundido sea incompleto (López & Bellos, 2006).

Las texturas de desequilibrio encontradas, fueron textura poiquilítica y coronítica. La textura poiquilítica de plagioclasa en anfíbol, se debe a la diferencia entre las tasas de nucleación de estos dos minerales (López & Bellos, 2006), lo que ocasiona que los cristales de anfíbol engloben cristales previamente formados y queden atrapados dentro de los mismos al tener una menor tasa de nucleación (Winter, 2002; López & Bellos, 2006). Por otra parte, la textura coronítica exhibida en el anfíbol, es el resultado de la reacción incompleta del mineral interno con el magma o el agua, pues cuando se incrementa la presión parcial de H₂O por procesos de descompresión, se produce una reacción que conduce a la formación del mineral externo (López & Bellos, 1999; Mackenzie et al., 1999).

En el volcán La Capilla, se observan características similares al volcán Las Margaritas 3 tanto en texturas, como en tamaños de grano y sus formas. Sin embargo, el contenido de microcristales es mayor en La Capilla y los cristales se presentan con menor desarrollo de formas (subhedrales). Este proceso podría relacionarse con un ascenso más rápido del magma en comparación con el que formó el volcán Las Margaritas 3.

En conclusión, se sugiere que el magma de ambos volcanes experimentó varias etapas de cristalización y enfriamiento. La primera etapa a una mayor profundidad, refleja una baja tasa de nucleación, convección a pequeña escala y baja tasa de enfriamiento, lo que dio origen a los fenocristales que en ocasiones fueron aglomerados debido a turbulencia por convección. Posteriormente, una segunda etapa evidenciada por los microfenocristales, representan cristalización a menores profundidades. Ambos tipos de cristales sufrieron procesos que permitieron el desarrollo de texturas de reabsorción, como lo es la textura esqueletal en el anfíbol del volcán Las Margaritas 3. Por último, los microcristales, evidencian las fases más superficiales de evolución del magma, en la cual hubo incremento en la tasa de nucleación por acción de la descompresión, posibilitando así la formación de los múltiples de estos microcristales.

6.3. Geoquímica

Los volcanes Las Margaritas 3 y La Capilla, así como los ya caracterizados volcanes Las Margaritas 1 y Las Margaritas 2, presentan una composición andesítica, todos dentro de la serie calcoalcalina típicos de ambientes de subducción (Kennedy, 1933; Tilley, 1950). El comportamiento de los REE es similar, aunque existe un enriquecimiento en Pr para el volcán Las Margaritas 2. El enriquecimiento en los elementos LILE y empobrecimiento en los elementos HFSE (Figura 16) corresponden a una característica marcada de magmas de arco continental, en donde los elementos LILE que son más móviles en medios acuosos, se adicionan a la cuña del manto durante la fusión parcial; contrariamente, el empobrecimiento en los elementos HFSE se da porque éstos son relativamente inmóviles en medios acuosos y permanecen en las fases residuales de la corteza subducida (Pearce, 1982). Adicionalmente, la marcada anomalía negativa en Nb y Ti, sugiere fraccionamiento de óxidos que es característica de magmatismo desarrollado en zonas de subducción; dichos elementos son altamente incompatibles, pero son conservativos (i.e. no se adicionan a la cuña del manto) durante la subducción (Pearce, 1996). El volcán Las Margaritas 1 muestra una anomalía positiva en Sr, lo que puede deberse a su gran contenido de plagioclasa, pero también a asimilación de ésta, contrario a Las Margaritas 2 que presenta una leve anomalía negativa en Eu que indicaría fraccionamiento de la plagioclasa durante la evolución magmática. Por otra parte, Las Margaritas 3, tiene un comportamiento bastante similar al mostrado por el volcán Las Margaritas 1, en donde la diferencia observada se da en la anomalía negativa en Yb más marcada para Las Margaritas 3. El volcán La Capilla muestra una mayor concentración de K, lo que podría sugerir que se trata de un fundido más evolucionado con respecto a los otros. Adicionalmente, la anomalía positiva en Ba sugiere una contaminación cortical en el proceso. Para los elementos de tierras raras (REE) el enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE muestra un fraccionamiento entre ambas, es decir una mayor proporción de LREE con respecto a las HREE ($La/Lu = 8,0-12,0$), así como la ausencia de grandes anomalías en Eu y también una marcada anomalía negativa en Ce, la cual se explica por la influencia de los sedimentos y fluidos acuosos de la placa en subducción; esto es característico de andesitas de serie calcoalcalina con medio a alto K, de margen continental activa (Bailey, 1981; Gill, 1982). Además, este fraccionamiento en REE puede indicar procesos de diferenciación magmática asociados con cristalización fraccionada.

7. Conclusiones

- En este trabajo se caracterizaron dos centros eruptivos dentro del CVMTG nombrados en este trabajo como La Capilla y Las Margaritas 3, además de los ya descritos en trabajos previos como lo son Las Margaritas 1 y Las Margaritas 2.
- Con los resultados geocronológicos se obtuvieron edades K/Ar para el volcán Las Margaritas 3 de 1.29 ± 0.05 Ma y para el volcán La Capilla de 0.81 ± 0.04 Ma.
- Basados en los análisis petrográficos, se puede sugerir que ambos volcanes tuvieron diferentes tasas de ascenso del magma, siendo a rasgos generales más rápido este ascenso para el volcán La Capilla.
- De acuerdo a los análisis geoquímicos, los volcanes del CVMTG son de composición andesítica y afinidad calcoalcalina, coincidiendo con la composición general del vulcanismo de la PVTSC.
- El CVMTG es de gran interés por la posible relación con los volcanes al sur de la zona que han sido integrados dentro del Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale.
- Posterior a la cartografía en este trabajo, se permite sugerir la existencia de al menos tres o cuatro estructuras volcánicas adicionales a los presentados hasta ahora.
- Entender integralmente el CVMTG es de suma importancia, no sólo para comprender el vulcanismo en la PVTSC, sino también para el desarrollo de mapas de amenaza volcánica, dada la cercanía a zonas pobladas como lo son el municipio de Neira y la ciudad de Manizales.

8. Bibliografía

- Bailey, J. C. (1981). Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology*, 32(1-4), 139-154.
- Baudino, R. & Hermoza, W. (2014). Subduction consequences along the Andean margin: thermal and topographic signature of an ancient ridge subduction in the Marañón Basin of Perú. *Geologica Acta*, 12(4), 287-306.
- Begét, J.E., Hopkins, D.M. & Charron, S.D. (1996). The largest known maars on earth, Seward Peninsula, Northwest Alaska. *Arctic*, 49, 62–69.
- Blanco-Quintero, I. F., García-Casco, A., Toro, L. M., Moreno, M., Ruiz, E. C., Vinasco, C. J. & Morata, D. (2014). Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review*, 56, 1852-1872.
- Bourdon, E., Eissen, J. P., Gutscher, M. A., Monzier, M., Hall, M. L. & Cotten, J. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 123-138.
- Borrero, C.A. & Naranjo, J.L. (1990). Casabianca Formation: A Colombian example of volcanism-induced aggradation in a fluvial basin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41, 253-267.
- Borrero, C., Rosero, J. S., Valencia, J. D. & Pardo, A. (2008). La secuencia volcánico-clástica de Aranzazu: Registro del impacto del volcanismo en un sistema fluvial neógeno en la parte media de la Cordillera Central, Colombia. *Boletín de Geología (UIS)*, 30, 61-77.
- Botero-Gómez, L. A., Osorio, P., Murcia, H., Borrero, C. & Grajales, J. A. (2018). Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termal, Cordillera Central, Andes colombianos (Parte I): Características morfológicas y relaciones temporales. *Boletín de Geología*, 40(3), 85-102.

- Bryant, J. A., Yogodzinski, G. M., Hall, M. L., Lewicki, J. L. & Bailey, D. G. (2006). Geochemical Constraints on the Origin of Volcanic Rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Journal of Petrology*, 47(6), 1147–1175.
- Cañón-Tapia, E. (2016). Reappraisal of the significance of volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 26–38.
- Cas, R. & Wright, J.W. (1987). *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Allen and Unwin, London, 487 p.
- Castaño, L. & Gómez, O. (2001). Caracterización, origen, evolución y potencial de utilización de los carbones de la Secuencia Volcanoclástica de Aranzazu. Trabajo de Grado, Universidad de Caldas, Programa de Geología, Manizales. 137p.
- Cochrane, R. (2013). U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents (Doctoral dissertation, University of Geneva). p.
- Connor, C. B., & Conway, F. M. (2000). Basaltic volcanic fields. *Encyclopedia of volcanoes*, 331-343.
- Cortés, M., Angelier, J. & Colletta, B. (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, 24.
- De Silva, S. & Lindsay, J.M. (2015). Primary volcanic landforms. En: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (2nd edition), Academic Press, Elsevier, USA, 273-297.
- Fink, J.H., & Anderson, S.W. (2000). Lava domes and Coulees. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, first ed. Academic Press, San Diego, p. 307-319.
- Gill, J. (1981). *Orogenic andesites and plate tectonics*. Berlín: Springer-Verlag. 390p.
- Gómez-Cruz, A. D. J., Sánchez, M. M., & Pardo-Trujillo, A. (1995). Edad y origen del “Complejo metasedimentario Aranzazu-Manizales” en los alrededores de Manizales (Departamento de Caldas, Colombia). *Geología Colombiana*, 19, 83-93.

- Gonzalez, H. & Londoño, A. C. (2001). Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia. Granodiorita de Manizales (K2E1gdm) Cordillera Central - Departamento de Caldas, 5 - 8 .p.
- González, L., & Jaramillo, C. M. (2002). Estudio neotectónico multidisciplinario aplicado a la Falla Villamaría Termales. Trabajo de grado. Universidad de Caldas. Manizales Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Programa de Geología.
- González, P.D. (2015). Textura de los cuerpos ígneos. En: Llambías, E.J. (ed), Geología de los cuerpos ígneos, Asociación Geológica Argentina: 167-195, Buenos Aires. 187-189p.
- Heiken, G. (1972). Morphology and petrography of volcanic ashes. Geological Society of America Bulletin 83, 1961-1988.
- Idárraga-García, J., Kendall, J. M. & Vargas, C. A. (2016). Shear wave anisotropy in northwestern South America and its link to the Caribbean and Nazca subduction geodynamics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 3655-3673.
- Irvine, T. N. J., & Baragar, W. R. A. F. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., & Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259.
- Kellogg, J. N., Vega, V., Stallings, T. C., & Aiken, C. L. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. *SPECIAL PAPERS 295-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 75-75.
- Kennedy, W. Q. (1933). Trends of differentiation in basaltic magmas. *American Journal of Science*, (147), 239-256.
- Kereszturi, G. & Németh, K. (2012). Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. Intech Open Access Publisher, 64 p.

- Kilburn, C. R. (2000). Lava flows and flow fields. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, first ed. Academic Press, San Diego, p. 291-305.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Le Corvec, N., Spörlí, K. B., Rowland, J. & Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96–114.
- Lexa, J., Seghedi, I., Németh, K., Szakács, A., Konečný, V., Pécskay, Z. & Kovacs, M. (2010). Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Open Geosciences*, 2, 207-270.
- López, J. P. & Bellos, L. I. (2006). Texturas y estructuras de las rocas ígneas: significado petrológico e implicancias en las condiciones de formación de las rocas. *INSUGEO. Miscelánea*, 15, 7-57.
- Manville, V., Németh, K. & Kano, K. (2009). Source to sink: a review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, 220(3-4), 136-161.
- Martínez, L., Valencia, R., Ceballos, J., Narváez L., Pulgarín, B., Correa, T., Navarro, S., Murcia, H., Zuluaga, I., Rueda, G. & Pardo N. (2014). Geología y estratigrafía del Complejo Volcánico Nevado del Ruiz. Informe final, Bogotá – Manizales – Popayán. Servicio Geológico Colombiano, 853 p.
- Maya, M. & González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia: *Boletín Geológico. Ingeominas* 35 (2–3), 43–57.
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H. & Guilford, C. (1999). *Atlas de Rocas Ígneas y sus Texturas*: Barcelona, Ed. Masson, S.A., 149p.
- McCourt, W. (1984). The geology of the Central Cordillera in the Department of Valle del Cauca. Quindío and NW Tolima (Sheets 243, 261, 280 and 300) INGEOMINAS, Cali.

- Mosquera, T. (1978). Ingeominas, Ministerio de Minas y Energía, Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras, oficina regional Ibagué. Geología del cuadrángulo k8, informe preliminar.
- Murcia, H. (2015). Monogenetic volcanism in the western Arabian Peninsula: Insights from Late Quaternary eruptions in northern Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia (Doctoral dissertation, ResearchSpace@ Auckland).
- Murcia, H., Németh, K., El-Masry, N. N., Lindsay, J. M., Moufti, M. R. H., Wameyo, P., & Kereszturi, G. (2015). The Al-Du'aythah volcanic cones, Al-Madinah City: implications for volcanic hazards in northern Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia. *Bulletin of Volcanology*, 77(6), 1-19.
- Murcia, H., Borrero, C. & Németh, K. (2019). Overview and plumbing system implications of monogenetic volcanism in the northernmost Andes' volcanic province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Murcia, H., & Németh, K. (2020). Effusive Monogenetic Volcanism. In *Volcanoes-Updates in Volcanology*. IntechOpen.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.
- Németh, K. (2010). Monogenetic volcanic fields: origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. In: Cañón-Tapia, E., Szakács, A. (Eds.), *What is a Volcano?* Geological Society of America, Boulder, pp. 43–66.
- Németh, K. & Kereszturi, G. (2015). Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 2131-2146.
- Osorio-Ocampo, S., Macías, J. L., Pola, A., Cardona-Melchor, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. H., Layer, P.W., García-Sánchez, L., Perton, M. & Benowitz, J. (2018). The eruptive history of the Pátzcuaro Lake area in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central México: Field mapping, C-14 and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 307-328.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, 19(2), 290-300.

- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*, 8, 525-548.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.
- Pinilla, A. & Ríos, P. (2005): Cartografía geológica de los depósitos volcánicos y sedimentarios vulcanogénicos a escala 1:25000 y bosquejo de la amenaza por eventos de caída piroclástica en la parte alta de la cuenca de los ríos Tapias – Tareas. Trabajo de grado (Geólogos).- 153 p. Universidad de Caldas. Facultad de Ciencias exactas y naturales. Programa de Geología. Manizales, Colombia.
- Quispe, R., Tavera, H. & Bernal Esquia, Y. I. (2003). Geometría de la Placa de Nazca en el borde occidental de Sudamérica partir de las tendencias medias de sismicidad.
- Ramos, V. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22, 183-190.
- Renjith, M. L. (2014). Micro-textures in plagioclase from 1994–1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, 5(1), 113–126.
- Rubio, E., Torné, I. M., & Vera, E. (1996). Modelización de la estructura litosférica del margen Sur Chileno a partir de datos gravimétricos y sísmicos. *Geogaceta*, 20(4), 982-984.
- Salazar-Muñoz, N., Rios de la Ossa, C. A., Murcia, H., Schonwalder-Ángel, D., Botero-Gómez, L. A., Hincapié, G., César da Silva, J., & Sánchez-Torres, L. (2021). Andesitic (SiO₂:~ 60 wt%) monogenetic volcanism in the northern Colombian Andes: Crystallisation history of three Quaternary volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 412, 107194.
- Sánchez-Duque, A. (2012). Estudio paleomagnético de lavas y flujos piroclásticos de edad Plioceno-Holoceno de los complejos volcánicos del centrooccidente y sur-occidente de Colombia. Departamento de Geociencias.
- Sánchez-Torres, L. (2021). Características geológicas del Campo Volcánico Monogenético Samaná: Implicaciones en su evolución magmática. Tesis de maestría, Facultad de

Ciencias Exactas y Naturales, Maestría en Ciencias de la Tierra, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia.

- Sánchez-Torres, L., Toro, A., Murcia, H., Borrero, C., Delgado, R. & Gómez-Arango, J. (2019). El Escondido tuff cone (38 ka): a hidden history of monogenetic eruptions in the northernmost volcanic chain in the Colombian Andes. *Bulletin of Volcanology*, 81(12), 71.
- Shcherbakov, V. D., Plechov, P. Y., Izbekov, P. E., & Shipman, J. S. (2010). Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 83-99.
- Sigurdsson, H. A. R. A. L. D. U. R. (2000). Volcanic episodes and rates of volcanism. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, first ed. Academic Press, San Diego, p. 271-279.
- Smith, I. E. M. & Németh, K. (2017). Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. *Geological Society, London, Special Publications*, 446, 1-28.
- Sohn, Y.K., Cronin, S.J., Brenna, M., Smith, I.E.M., Németh, K. & White, J.D.L., et al. (2012). Ilchulbong tuff cone, Jeju Island, Korea, revisited: a compound monogenetic Volcano involving multiple magma pulses, shifting vents, and discrete eruptive phases. *Bulletin Geological Society America*, 124, 259–74.
- Stern, C. R. (2004). Active andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31, 161-206.
- Suhr, P., Goth, K., Lorenz, V., & Suhr, S. (2006). Long lasting subsidence and deformation in and above maar-diatreme volcanoes—a never ending story [Lang anhaltende Subsidenz und Deformation in und über Maar-Diatrem-Vulkanen—eine unendliche Geschichte]. *Zeitschrift der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 157(3), 491-511.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

- Syracuse, E. M., Maceira, M., Prieto, G. A., Zhang, H. & Ammon, C. J. (2016). Multiple plates subducting beneath Colombia, as illuminated by seismicity and velocity from the joint inversion of seismic and gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 444, 139-149.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., & Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787-813.
- Tchamabé, B.C., Kereszturi, G., Németh, K. & Carrasco-Núñez, G. (2016). How Polygenetic are Monogenetic Volcanoes: Case Studies of Some Complex Maar-Diatreme Volcanoes. In *Updates in Volcanology-From Volcano Modelling to Volcano Geology*, 13, 355-389.
- Thouret, J.C., Cantagrel, J.M., Salinas, R., & Murcia, A. (1990). Quaternary eruptive history of Nevado del Ruiz (Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1-4), 225-251.
- Tilley, C. E. (1950). Some aspects of magmatic evolution. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 106(1-4), 37-61.
- Toro, A. M., & Delgado, M. (2018). Volcán El Escondido (Samaná - Caldas, Colombia): distribución de sus depósitos, características composicionales y texturales de los 63 productos. Tesis de pregrado, Programa de Geología, Universidad de Caldas, Manizales, 86p.
- Vance, J.A (1969). On synneusis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 24, 7–29.
- Vargas, C. A. & Mann, P. (2013). Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the Panama Arc-Indenter with northwestern South America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103, 2025-2046.
- Vargas, L. (2020). Caracterización de los volcanes Las Margaritas 1 y 2, Campo volcánico Monogenético Tapias-Guacaica, Colombia. Tesis de pregrado, Programa de Geología, Universidad de Caldas, Manizales, 76p.
- Velandia, M. J. (2018). Petrogenesis and conditions for the formation of Guacharacos and el Tabor eruptions products: Pijaos Monogenetic Volcanic Field (PMVF)-Ibagué-

- Tolima. Tesis de pregrado, Programa de Geología, Universidad de Caldas, Manizales, 69 p.
- Velandia, J., Murcia, H., Németh, K., & Borrero, C. (2021). Uncommon mafic rocks (MgO > 10 wt.%) in the northernmost Andean volcanic chain (4° 25 "N): Implications for magma source and evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103308.
- Vespermann, D. & Schmincke, H. U. (2000). Scoria cones and tuff rings. Academic Press.
- Viccaro, M., Giacomoni, P. P., Ferlito, C. & Cristofolini, R. (2010). Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. *Lithos*, 116(1-2), 77–91.
- Villagómez, D. & Spinkings, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the central and western cordilleras of Colombia: Early cretaceous-tertiary evolution of the northern Andes. *Lithos* 160-161, 228–249.
- White, J.D.L. (1996) Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74, 155–70.
- Winter, J. D. (2002). An introduction to igneous and metamorphic petrology. New York: Prentice Hall.
- Wohletz, K.H. & McQueen, R.G. (1984) Volcanic and stratospheric dustlike particles produced by experimental water-melt interactions. *Geology*, 12, 591–4.