

**Características geológicas del Campo Volcánico Monogenético Samaná:  
Implicaciones en su evolución magmática**

**Laura Sánchez Torres**

**Tesis presentada como requisito para optar al título de:**

**Magister en Ciencias de la Tierra - Geología**

**Director**

**Hugo Murcia PhD**

**Universidad de Caldas, Colombia**

**Asesora**

**Dayana Schonwalder PhD**

**Nanyang Technological University, Singapur**

**Universidad de Caldas**

**Facultad Ciencias Exactas y Naturales**

**Maestría en Ciencias de la Tierra**

**Manizales**

**2020**

*A mis padres y mi hermana*

## **Agradecimientos**

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a mi director de tesis, Hugo Murcia, por ser guía en este camino, por haber confiado en mí desde el primer momento, por sus enseñanzas, su paciencia, su entrega y su dedicación. Gracias por creer y hacerme creer en mí, por inculcarme a hacer lo que uno quiere con pasión y por siempre ver el lado positivo de las cosas.

Gracias a Dayana Schonwalder y a la Universidad Tecnológica Nanayang, Singapur, por los análisis de microsonda electrónica, gracias por sus comentarios, revisiones y sugerencias que fueron de gran ayuda para mejorar el manuscrito.

Gracias a los jurados de la tesis, Dr. Marcelo Arnosio y Dr. José Luís Macías por sus acertadas revisiones y sugerencias en pro de un trabajo mejor.

Gracias al equipo de vulcanología, Susana, Alvaro y Daniel por las discusiones, por su compañía y por el trabajo en equipo.

Gracias al Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) por el espacio y las instalaciones para realizar esta investigación.

Gracias a la Maestría en Ciencias de la Tierra por la formación como magister.

Gracias a la Universidad de Caldas por ser mi alma mater y mi segunda casa por ocho años.

Gracias a mi familia por el apoyo constante, por la motivación y las ganas de verme cumplir mis metas.

## Tabla de contenido

1. Introducción.....	1
1.1. Objetivos.....	2
Objetivo general .....	2
Objetivos específicos.....	2
2. Marco geológico-estructural.....	4
2.1. Marco tectónico .....	4
2.2. Magmatismo .....	5
2.3. Geología estructural.....	6
2.4. Litología .....	6
2.5. Campo Volcánico Monogenético Samaná (CVMS) .....	8
2.5.1. Volcán San Diego.....	9
2.5.2. Volcán Norcasia .....	11
2.5.3. Volcán El Escondido .....	12
2.5.4. Volcán Pela Huevos .....	13
2.5.5. Volcán Morrón .....	15
2.5.6. Volcán Piamonte .....	16
2.5.7. Volcán Guadalupe .....	16
3. Marco teórico.....	18
3.1. Campos volcánicos monogenéticos.....	18
3.2. Sistemas de alimentación magmático en vulcanismo monogenético .....	18
4. Metodología.....	20
4.1. Trabajo de campo y muestreo.....	20
4.2. Petrografía .....	20
4.3. Química mineral .....	21
4.4. Química de roca total.....	23
4.5. Datación C <sup>14</sup> .....	24
5. Resultados.....	25
5.1. Descripción macroscópica.....	25
5.2. Petrografía .....	25
5.2.1. Plagioclasa .....	28
5.2.2. Anfíbol.....	29
5.2.3. Piroxeno y olivino .....	32
5.2.4. Biotita y cuarzo.....	32
5.3. Química mineral .....	33
5.3.1. Plagioclasa .....	34
5.3.2. Anfíbol.....	38
5.3.3. Piroxeno.....	43
5.3.4. Olivino .....	45
5.3.5. Biotita .....	47
5.3.6. Óxidos de Fe-Ti .....	50
5.4. Química de roca total.....	52
5.5. Edad.....	58
6. Discusión .....	59

6.1. Interpretación de texturas .....	59
6.2. Geotermobarometría.....	64
6.2.1. Olivino.....	65
6.2.2. Piroxeno.....	67
6.2.2.1 Ortopiroxeno.....	68
6.2.2.2. Clinopiroxeno.....	69
6.2.2.3. Dos piroxenos.....	71
6.2.3. Plagioclasa.....	72
6.2.4. Anfíbol.....	75
6.2.4.1. Presión y temperatura.....	77
6.2.4.2. Fugacidad de oxígeno.....	80
6.2.4.3. Contenido de Agua.....	81
6.2.5. Óxidos de Fe-Ti.....	82
6.3. Evolución magmática.....	86
6.3.1 Cristalización fraccionada.....	87
6.3.1.1. Piroxeno y plagioclasa.....	88
6.3.1.2. Anfíbol.....	90
6.3.1.3. Biotita y cuarzo.....	90
6.3.1.4. Óxidos de Fe-Ti.....	90
6.3.1.5. Consideraciones finales.....	92
6.3.2. Asimilación cortical.....	93
6.3.2.1. ¿Xenocristales?.....	93
6.3.2.2. Variaciones químicas.....	94
6.3.3. Mezcla de magmas.....	94
6.3.3.1. Características petrográficas.....	95
6.3.3.2. Variaciones químicas.....	95
6.3.4. Consideraciones finales.....	96
6.4. Modelo del sistema de alimentación magmático del CVMS.....	97
6.5. Implicaciones de amenaza.....	102
6.5.1. Consideraciones petrológicas.....	102
6.5.2. Consideraciones espaciales y estructurales.....	103
6.5.3. Consideraciones temporales.....	105
6.5.4. Consideraciones de estilos eruptivos.....	105
6.5.5. Consideraciones finales.....	106
7. Conclusiones.....	107
8. Referencias.....	109

## Lista de figuras

<b>Figura 1.</b> Mapa de localización del Campo Volcánico Monogenético Samaná.....	3
<b>Figura 2.</b> Representación esquemática de la Caldas Tear .....	5
<b>Figura 3.</b> Mapa geológico del Campo Volcánico Monogenético Samaná .....	8
<b>Figura 4.</b> Volcanes pertenecientes al Campo Volcánico Monogenético Samaná .....	10
<b>Figura 5.</b> Fotografías del volcán San Diego.. .....	11
<b>Figura 6.</b> Fotografías del volcán Norcasia.....	12
<b>Figura 7.</b> Fotografías del volcán El Escondido .....	14
<b>Figura 8.</b> Fotografía del volcán Pela Huevos .....	14
<b>Figura 9.</b> Fotografías del volcán Morrón.....	15
<b>Figura 10.</b> Fotografía del volcán Piamonte. ....	16
<b>Figura 11.</b> Fotografías del volcán Guadalupe.....	17
<b>Figura 12.</b> Fotografías a nivel macroscópico de los productos del CVMS. ....	26
<b>Figura 13.</b> Fotomicrografías de texturas generales.....	28
<b>Figura 14.</b> Fotomicrografías de cristales de plagioclasa .....	30
<b>Figura 15.</b> Fotomicrografías de cristales de anfíbol.. .....	31
<b>Figura 16.</b> Fotomicrografías de cristales de piroxeno y olivino .....	32
<b>Figura 17.</b> Fotomicrografías de cristales de biotita y cuarzo.....	33
<b>Figura 18.</b> Diagramas de clasificación de plagioclasa.....	35
<b>Figura 19.</b> Diagramas de SiO <sub>2</sub> vs An en cristales de plagioclasa. ....	36
<b>Figura 20.</b> Diagramas de variación de An de centro a borde en cristales de plagioclasa....	37
<b>Figura 21.</b> Diagramas de clasificación de anfíbol .....	40
<b>Figura 22.</b> Diagrama de clasificación de fenocristales de anfíbol cálcicos .....	41
<b>Figura 23.</b> Diagramas de clasificación de microfenocristales de anfíbol cálcicos .....	42
<b>Figura 24.</b> Zonación de cristales de anfíbol.....	43
<b>Figura 25.</b> Diagrama de clasificación de piroxeno para el volcán Norcasia .....	44
<b>Figura 26.</b> Diagrama de clasificación de cristales de olivino .....	47
<b>Figura 27.</b> Diagramas de clasificación de cristales de biotita. ....	49
<b>Figura 28.</b> Diagramas de clasificación de óxidos de Fe- Ti .....	51
<b>Figura 29.</b> Diagramas de clasificación químicos de roca total. ....	54
<b>Figura 30.</b> Diagramas Harker de SiO <sub>2</sub> vs óxidos mayores. ....	55

<b>Figura 31.</b> Diagramas Harker de SiO <sub>2</sub> vs elementos traza .....	56
<b>Figura 32.</b> Diagramas multielementales normalizados a condrito .....	57
<b>Figura 33.</b> Características texturales de los productos del CVMS .....	63
<b>Figura 34.</b> Diagrama de Rhodes para cristales de olivino .....	67
<b>Figura 35.</b> Diagrama de Rhodes para cristales de ortopiroxeno.....	69
<b>Figura 36.</b> Diagrama de Al <sup>IV</sup> vs Al <sup>VI</sup> en cristales de clinopiroxeno . .....	71
<b>Figura 37.</b> Diagrama de An vs K <sub>D</sub> en cristales de plagioclasa. ....	73
<b>Figura 38.</b> Variaciones de temperatura en cristales de plagioclasa zonados .....	75
<b>Figura 39.</b> Diagramas de cajas y líneas para cristales de anfíbol. ....	77
<b>Figura 40.</b> Diagrama de T vs P para cristales de anfíbol cálcicos.....	80
<b>Figura 41.</b> Diagramas de T vs LogfO <sub>2</sub> para cristales de anfíbol cálcicos. ....	81
<b>Figura 42.</b> Diagrama de H <sub>2</sub> O en el fundido vs T de cristalización de anfíboles cálcicos. ..	82
<b>Figura 43.</b> Diagrama de Log (Mg/Mn) ilmenita vs Log (Mg/Mn) magnetita. ....	84
<b>Figura 44.</b> Diagrama de T vs LogfO <sub>2</sub> para óxidos de Fe-Ti.....	85
<b>Figura 45.</b> Diagrama de T vs LogfO <sub>2</sub> para cristales de anfíbol y óxidos de Fe-Ti. ....	85
<b>Figura 46.</b> Diagramas de relaciones de elementos incompatibles .....	87
<b>Figura 47.</b> Diagramas de relaciones de elementos incompatibles vs SiO <sub>2</sub> .....	89
<b>Figura 48.</b> Diagramas para determinar fraccionamiento de plagioclasa . ....	89
<b>Figura 49.</b> Diagramas de SiO <sub>2</sub> vs relaciones de elementos compatibles con anfíbol.....	91
<b>Figura 50.</b> Diagrama de SiO <sub>2</sub> en minerales vs T de cristalización .....	93
<b>Figura 51.</b> Diagramas de SiO <sub>2</sub> vs relaciones de elementos incompatibles.....	94
<b>Figura 52.</b> Diagrama de T vs P en cristales de anfíbol zonados inversamente .....	96
<b>Figura 53.</b> Modelo esquemático del origen del magma .....	98
<b>Figura 54.</b> Modelo del sistema de alimentación magmático del CVMS.....	101
<b>Figura 55.</b> Mapa de distribución, tamaño y edad de los volcanes del CVMS.....	104

## Lista de tablas

<b>Tabla 1.</b> Lista de muestras recolectadas de los productos del CVMS. ....	20
<b>Tabla 2.</b> Tabla de texturas generales presentes en cada uno de los volcanes .....	27
<b>Tabla 3.</b> Porcentajes de cristales, masa fundamental y vesículas. ....	27
<b>Tabla 4.</b> Características texturales de los cristales de plagioclasa en cada volcán. ....	29
<b>Tabla 5.</b> Características de los cristales de anfíbol en cada volcán. ....	29
<b>Tabla 6.</b> Análisis de microsonda en las diferentes especies minerales. ....	34
<b>Tabla 7.</b> Datos químicos de cristales representativos de plagioclasa. ....	35
<b>Tabla 8.</b> Datos químicos de cristales representativos de anfíbol. ....	39
<b>Tabla 9.</b> Datos químicos de cristales de piroxeno. ....	45
<b>Tabla 10.</b> Datos químicos de cristales de olivino. ....	46
<b>Tabla 11.</b> Datos químicos de cristales de biotita. ....	48
<b>Tabla 12.</b> Datos químicos de cristales representativos de óxidos de Fe-Ti. ....	50
<b>Tabla 13.</b> Análisis químicos de roca total de los volcanes del CVMS .....	53
<b>Tabla 14.</b> Edades de algunos de los volcanes que conforman el CVMS. ....	58
<b>Tabla 15.</b> Características texturales y procesos magmáticos asociados. ....	62
<b>Tabla 16.</b> Valores de $K_D$ y temperatura de cristalización de olivino. ....	66
<b>Tabla 17.</b> Condiciones de cristalización de ortopiroxeno. ....	68
<b>Tabla 18.</b> Condiciones de cristalización de clinopiroxeno .....	70
<b>Tabla 19.</b> Condiciones a las que coexistieron clinopiroxeno. ....	72
<b>Tabla 20.</b> Condiciones de cristalización de plagioclasa. ....	74
<b>Tabla 21.</b> Condiciones de cristalización de anfíbol .....	78
<b>Tabla 22.</b> Temperatura de cristalización de óxidos de Fe-Ti. ....	83



## Resumen

El Campo Volcánico Monogenético Samaná corresponde al vulcanismo más septentrional de la cadena volcánica de Los Andes y se encuentra localizado en el departamento de Caldas, Colombia, en la Cordillera Central. Este campo alberga al menos siete volcanes entre efusivos (domos de lava Pela Huevos, Piamonte, Morrón y Guadalupe), explosivos (maar San Diego y cono de toba El Escondido) y un edificio volcánico sin definir (Norcasia). La ubicación del campo está por encima de los 5°N en donde se ha propuesto un cambio en el ángulo de subducción de la placa Nazca bajo la Suramericana. En esta zona la subducción se ha evidenciado que es plana y por ende no volcanogénica; a pesar de esto, este trabajo evidencia que el vulcanismo es más común. Este estudio, utiliza técnicas de petrografía, química mineral, química de roca total, estimaciones geotermobarométricas, con el objetivo de caracterizar composicionalmente los volcanes, así como análisis geocronológicos de los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Samaná para reconstruir su evolución geológica. Los análisis indican que todos los volcanes presentan rocas porfiríticas con masa fundamental vítrea y en algunos casos microcristalina y criptocristalina; también presentan comúnmente texturas glomeroporfiríticas y texturas de desequilibrio como zonación, textura en tamiz y bordes de reacción en los diferentes cristales. Mineralógicamente, se reconoció que plagioclasa ( $An_{26-74}$ ) y anfíbol (magnesiohastingsita, tschermakita y en ocasiones magnesiohornblenda), son las fases más abundantes. Piroxeno ( $Wo_{2-45} En_{41-76} Fs_{10-28}$ ) está presente en los volcanes Norcasia y Pela Huevos, mientras que olivino ( $Fo_{82-88}$ ) está presente en los volcanes Pela Huevos y Guadalupe. Biotita se reconoció en los volcanes San Diego, El Escondido, Morrón y Guadalupe, mientras que cuarzo solo se encontró en los volcanes San Diego y El Escondido. Óxidos de Fe-Ti ( $Usp_{7-99} Mag_{1-95} e Ilm_{64-91} Hem_{1-91}$ ) están presentes como fase menor en todos los volcanes. Químicamente, los volcanes son de composición andesítica a dacítica, de afinidad calco-alcalina, indicando ambientes típicos de subducción. A partir de los análisis geotermobarométricos, fue posible determinar que las condiciones de cristalización para plagioclasa fueron de 943 – 891°C y 0,8 – 0,14 GPa, para anfíbol de 987 – 810°C y 0,8 – 0,19 GPa, para piroxeno de 1192 – 1147 °C y 0,8 – 0,5 GPa y para óxidos de Fe-Ti de 871 – 687°C. Toda esta información permite sugerir múltiples procesos fisicoquímicos del magma en su ascenso a superficie, así como una evolución diferencial a partir de una fuente magmática en común para todos los volcanes. Cristalización fraccionada fue el principal proceso por el cual los magmas evolucionaron, tanto durante el ascenso como por estancamientos a niveles corticales. Las condiciones de cristalización de las diferentes fases establecen que piroxeno fue la primera fase en cristalizar (entre 32 y 19 km de profundidad), seguido de anfíbol y plagioclasa (entre 31 y 6 km de profundidad); los cristales de biotita y cuarzo se estima que se formaron a condiciones más superficiales, al igual que óxidos de Fe-Ti que corresponden a la última fase en cristalizar. El estancamiento de los magmas, favoreció también diferentes grados de asimilación de la roca caja. Adicionalmente, se propone que una zona de acumulación en la corteza media fue afectada por recargas magmáticas generando procesos de mezcla de magmas e incorporando antecristales de olivino. Es a partir de esta zona de estancamiento, que los magmas ascendieron a través de diferentes pulsos y de diferentes diques para formar cada uno de los volcanes monogenéticos del campo. Finalmente, las edades conocidas hasta el momento para algunos de los volcanes (153 – 16 ka) evidencian un carácter reciente y potencialmente activo del campo con fuertes implicaciones de amenaza para la región.

## 1. Introducción

El Campo Volcánico Monogenético Samaná (CVMS; 5°16'57,84" - 5°39'6,71"N, 74°53'32,64" - 75°9'49,40"W) corresponde al vulcanismo más septentrional de la cadena volcánica de Los Andes y hace parte de la Provincia Volcano-Tectónica San Diego - Cerro Machín (PVTSC) (Figura 1.). El CVMS es un campo que alberga al menos siete volcanes, entre efusivos y explosivos, y se encuentra localizado en el flanco oriental de la Cordillera Central de Colombia, al nororiente del departamento de Caldas, específicamente entre los municipios de Samaná, Norcasia, Pensilvania y Manzanares (Figura 1C). La distancia entre el volcán San Diego (norte) y el volcán Guadalupe (sur) es aproximada de 50 km (Figura 1C). Todos los volcanes reconocidos están ubicados cerca a centros urbanos: el volcán San Diego en el corregimiento del mismo nombre, los volcanes El Escondido y Pela Huevos en el corregimiento de Florencia ambos en jurisdicción del municipio de Samaná, el volcán Norcasia en el municipio del mismo nombre, los volcanes Morrón y Piamonte en el municipio de Pensilvania, y el volcán Guadalupe cerca al municipio de Manzanares (Figura 1C).

Un campo volcánico monogenético constituye un grupo de volcanes monogenéticos concentrados en un espacio de la superficie de la Tierra (Németh, 2010; Kereszturi & Németh, 2012; Cañon-Tapia, 2016; Smith & Németh, 2017). Este tipo de volcanes corresponden a pequeños volúmenes de magma que hace erupción una sola vez, con composiciones típicamente basálticas, no obstante, pueden presentar productos de todas las composiciones (Valentine & Greeg, 2008; Németh, 2010; Smith & Németh, 2017). Los campos volcánicos monogenéticos representan los sistemas magmáticos más distribuidos en la superficie de la Tierra; aunque ocurren en todos los ambientes tectónicos, son menos comunes en ambientes de subducción (Cañon-Tapia, 2016; McGee & Smith, 2016; Smith & Németh, 2017). A pesar de esto, existen múltiples ejemplos de campos en estos ambientes, como el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato en México o el Campo Volcánico Carrán-Los Venados en Chile (Hasenaka & Carmichael, 1985; Bucchi et al., 2015) por mencionar solamente dos campos ampliamente conocidos. El sistema de alimentación magmático de este tipo de vulcanismo ha sido considerado sencillo, donde pequeños pulsos de magma ascienden directamente a la superficie con poca interacción cortical, aunque, también se han

reportado sistemas complejos y duraderos donde se evidencian cambios del estilo eruptivo a través de su tiempo de vida, similar a volcanes compuestos (Németh, 2010; Smith & Németh, 2017). Así, un buen conocimiento geológico de estos campos es fundamental para reconocer las condiciones de una posible futura erupción (Németh, 2010; Martí, 2017).

En este trabajo se presenta la caracterización de los volcanes pertenecientes al CVMS a partir de análisis composicionales y geocronológicos, con el objetivo de entender los procesos petrológicos de los magmas durante su ascenso a superficie, así como la edad de emplazamiento. De esta manera, se propone un modelo del sistema de alimentación magmático del campo y se analizan las implicaciones de amenaza por medio de relaciones espaciales, temporales y de estilos eruptivos de los volcanes, ya que no se descartan erupciones similares en la zona.

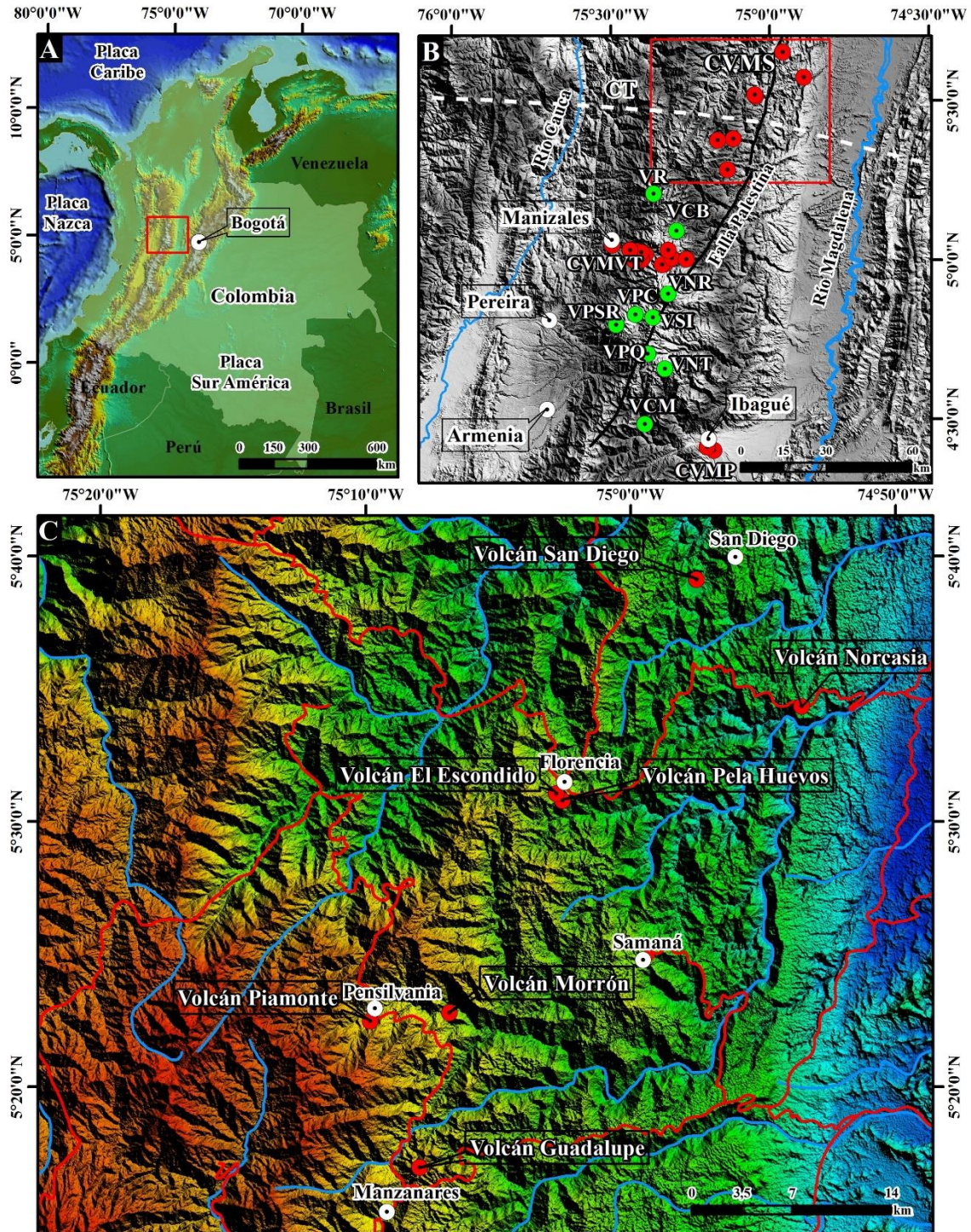
## **1.1. Objetivos**

### **Objetivo general**

Caracterizar los volcanes pertenecientes al CVMS con el fin de reconstruir la evolución geológica, entender el sistema de alimentación magmático y discutir las implicaciones de amenaza.

### **Objetivos específicos**

- Definir las características composicionales de los volcanes que conforman el CVMS a través de análisis petrográficos, de química mineral y de química de roca total.
- Estimar condiciones de temperatura, presión y profundidad a las que se formaron las fases minerales y condiciones de fugacidad de oxígeno y contenido de agua para minerales hidratados presentes en los volcanes del CVMS.
- Establecer la relación temporal de algunos de los volcanes del CVMS.
- Proponer un modelo evolutivo del CVMS.
- Presentar las implicaciones de amenaza de este campo, con base en las características petrológicas, distribución, edad y los posibles estilos eruptivos de los volcanes estudiados.

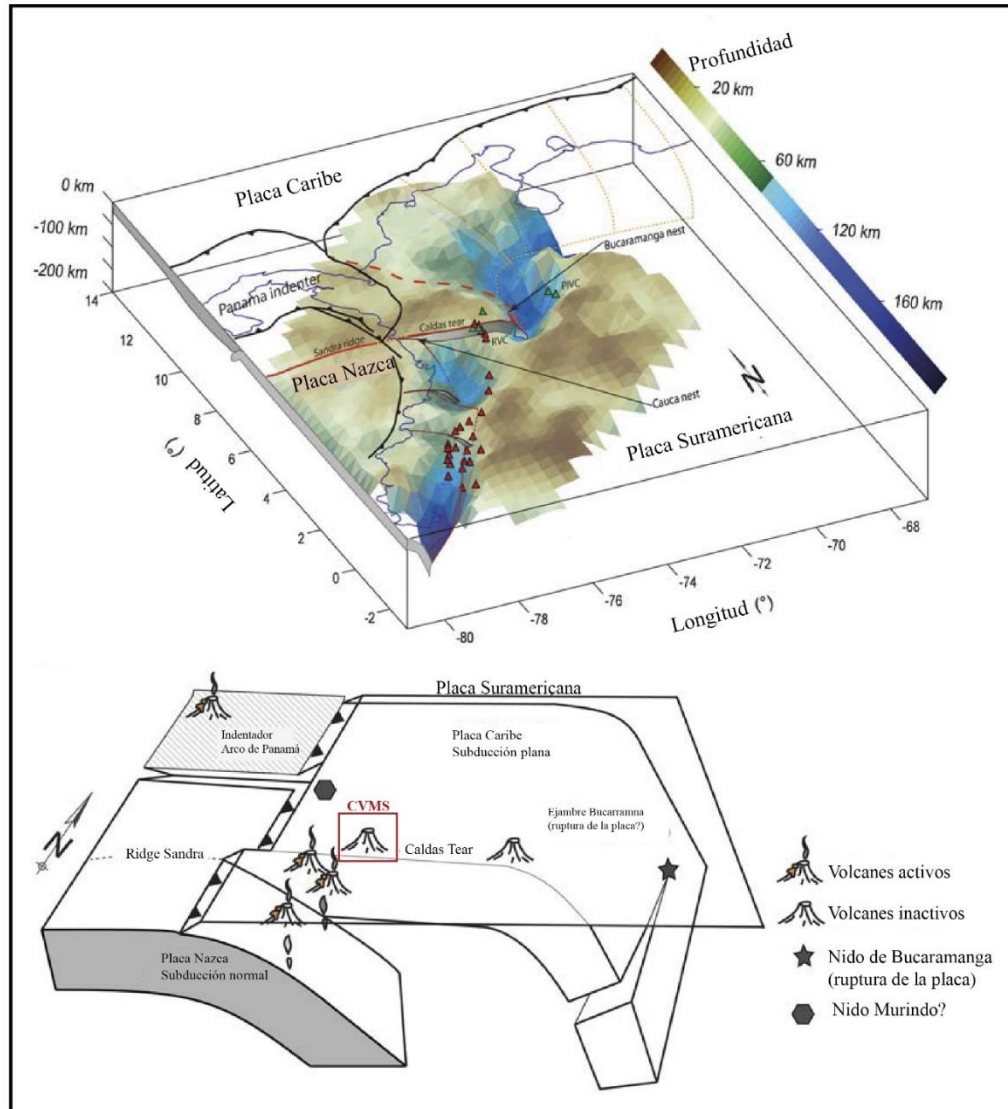


**Figura 1.** Mapa de localización. **A.** Mapa de Colombia. **B.** Mapa de la Provincia Volcano-Tectónica San Diego – Cerro Machín. **C.** Mapa del Campo Volcánico Monogenético Samaná. Abreviaciones: (VR) Volcán Romeral, (VCB) Volcán Cerro Bravo, (VNR) Volcán Nevado del Ruiz, (VPC) Volcán Paramillo del Cisne, (VNSI) volcán Nevado de Santa Isabel, (VPSR) Volcán Paramillo de Santa Rosa, (VPQ) Volcán Paramillo del Quindío, (VNT) Volcán Nevado del Tolima, (VCM) Volcán Cerro Machín, (CVMS) Campo Volcánico Monogenético Samaná, (CVMVT) Campo Volcánico Monogenético Villamaría Termales, (CVMP) Campo Volcánico Monogenético Pijaos, (CT) *Caldas Tear*. La línea punteada blanca representa la proyección aproximada de la *Caldas Tear*.

## 2. Marco geológico-estructural

### 2.1. Marco tectónico

La provincia volcánica donde se localiza el CVMS, es producto de una compleja historia tectónica, dada por la interacción de las placas oceánicas Nazca y Caribe con la placa continental Suramericana (Taboada et al., 2000; Cediell et al., 2003; Cortés et al., 2005). La subducción de las placas oceánicas bajo la placa continental en la zona, se ha observado en dos diferentes segmentos con diferentes ángulos de subducción (Bucaramanga y Cauca; Pennington, 1981) o dos diferentes zonas de Wadati-Benioff (Wagner et al., 2017). Estos segmentos se han explicado debido a una discontinuidad estructural de ~240 km de longitud la cual ha sido interpretada como una mega sutura también llamada *Caldas Tear* (Figura 2; Vargas & Mann, 2013). Esta sutura fue planteada como la prolongación linear del Ridge de Sandra (Lonsdale, 2005) formando una gran zona de ruptura litosférica (Vargas & Mann, 2013). Así, al norte de la *Caldas Tear* (~5° N) este segmento está asociado a una subducción plana (20 – 30°) (segmento Bucaramanga) y una subducción “normal” (30 – 40°) al sur (segmento Cauca); esta “sutura” corresponde a un límite de placas, siendo la subducción plana del norte asociada a la placa Caribe y la subducción normal al sur asociada a la placa Nazca (Vargas & Mann, 2013; Idárraga-García et al., 2016), o a una partición de la placa Nazca (Syracuse et al., 2016; Wagner et al., 2017). La *Caldas Tear* también ha sido mencionada como el límite del magmatismo/vulcanismo reciente en Colombia; el segmento norte (i.e. la subducción plana) es no volcanogénico, y el arco volcánico activo se encuentra en el segmento sur (Vargas & Mann, 2013; Syracuse et al., 2016; Mora et al., 2017; Wagner et al., 2017). A pesar de esto, al norte de la “sutura” han sido evidenciados volcanes monogénicos tan jóvenes como 20.000 años enmarcados dentro del CVMS (Figura 1B) (Borrero et al., 2017), lo que podría indicar que 1) el límite de la *Caldas Tear* podría estar más al norte de lo considerado actualmente, o 2) que se puede presentar vulcanismo en ángulos de subducción “planos”.



**Figura 2.** Representación esquemática de la *Caldas Tear*. En la figura superior, líneas azules representan la línea de costa del noroeste de Sur America, líneas negras representan los límites de márgenes convergentes, líneas rojas representan el borde sur del indentador de Panamá que incluye el *Ridge* de Sandra y la *Caldas Tear*, línea discontinua roja representa la geometría de subducción de la placa Caribe, triángulos rojos representan volcanes activos y triángulos verdes volcanes inactivos. En la figura inferior, el cuadro rojo representa la localización del Campo Volcánico Monogenético Samaná con respecto a la *Caldas Tear* (Tomado y adaptado de Vargas & Mann, 2013).

## 2.2. Magmatismo

Cuatro episodios magmáticos han sido definidos para la zona desde el Cretácico Tardío (Marín-Cerón et al., 2019): 1. Emplazamiento de cuerpos subvolcánicos a lo largo de los valles Cauca y Patía entre 17 y 6 Ma. 2. Depositación de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Combia dentro de la paleo-cuenca Amagá entre 12 y 6 Ma. 3. Depositación de rocas volcanoclásticas de la Formación Irra a lo largo del Valle Medio de

Cauca y rocas volcánicas y volcanoclásticas en el sector Paipa-Iza dentro de la Cordillera Oriental entre 6 y 3 Ma. 4. Vulcanismo contenido dentro del segmento colombiano de la Zona Volcánica Norte activa, extendiéndose desde los 3 Ma al presente. Es este último episodio en el que se emplazaron los volcanes pertenecientes al CVMS.

El magmatismo asociado al CVMS también ha sido enmarcado dentro del segmento más reciente del arco magmático definido por Leal-Mejía et al. (2019) con base en edad y distribución en los siguientes clúster: Piedrancha-Cuembí (23 – 21 Ma), Cauca-Patía Superior (17 – 9 Ma), Farallones-El Cerro (12 – 10 Ma), Cauca Medio (9 – 4 Ma), Cajamarca-Salento (8,2 – 7,6), Río Dulce (2 – 0,4). En ese trabajo se resalta que este último segmento corresponde a un clúster de cuerpos granitoides hipoabisales y rocas piroclásticas asociadas ubicadas en Manzanares y Samaná (Caldas) y Nariño (Antioquia) y ocurrencias volcánicas aisladas que se extienden al este hasta Norcasia (Caldas). Así, el CVMS es correlacionable con el clúster de Río Dulce (~5,7°N), representando la expresión más septentrional del vulcanismo asociado con el arco volcánico actual colombiano.

### **2.3. Geología estructural**

Estructuralmente, la zona de estudio presenta dos direcciones principales de falla: una dirección NE-SW (Figura 3), la cual corresponden a fallas de rumbo con movimientos principalmente dextral; y una de dirección NW-SE (Figura 3) la cual corresponde a fallas de tipo normal, algunas con movimiento sinistral (Bohórquez et al., 2005). Las fallas con dirección NE-SW son el resultado de la introducción de esfuerzos laterales dextrales producto de la convergencia E-W entre la placa Nazca y Suramericana (Cortés et al., 2005), mientras que las fallas con dirección NW-SE son correlacionadas con la colisión del bloque Chocó-Panamá (Bohórquez et al., 2005; Suter et al., 2008). Dentro del sistema NE-SW se destacan fallas como Samaná, Río Dulce, Río Hondo, El Edén y Palestina (Figura 3), esta última atraviesa la Cordillera Central e influencia el emplazamiento de los cuerpos volcánicos sobre el eje de la cordillera (cf. Borrero et al., 2017).

### **2.4. Litología**

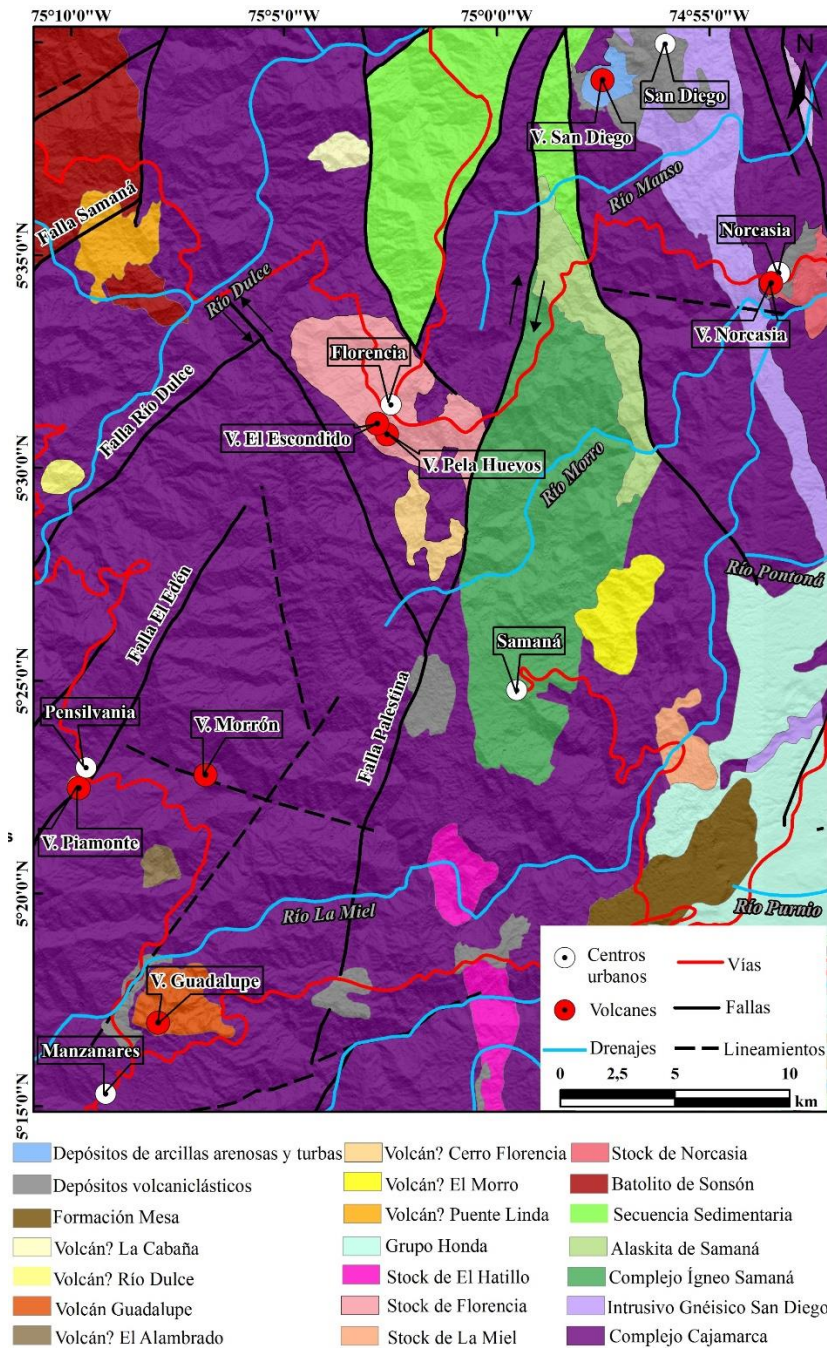
Litológicamente, el basamento del CVMS corresponde a rocas metamórficas del Complejo Cajamarca, el Intrusivo Néisico de San Diego, el Complejo Ígneo Samaná y una secuencia sedimentaria sin nombre formal (Figura 3). El Complejo Cajamarca está compuesto por

esquistos sericíticos, actinolíticos, y cloríticos, también cuarcitas y mármoles en facies esquistos verdes (González, 1989; Maya & González, 1995; Maya 2001). Para esta unidad se conocen dos eventos metamórficos, el primero de 280 Ma (Pérmico) (Vinasco et al., 2006),  $236 \pm 6$  Ma (Triásico) (Villagómez et al., 2011), y el segundo de  $157,8 \pm 0,6$  y  $146,5 \pm 1,1$  Ma (Jurásico Tardío) (Blanco-Quintero et al., 2014). El Intrusivo Gnéisico de San Diego (Figura 3) está compuesto de rocas orientadas, de grano grueso, de composición variable entre cuarzdiorita y cuarzomonzonita; la porción metamórfica corresponde a anfíbolitas, gneises cuarzo feldespático y gneises con silicatos de calcio. A esta unidad se la ha asignado una edad Triásica de  $205 \pm 7$  Ma K/Ar en biotita (Barrero & Vesga, 1976a; Maya, 2001). El Complejo Ígneo Samaná (Figura 3) corresponde a una roca de composición diorítica principalmente, con variaciones a diorita cuarzosa, tonalita, granodiorita y gabros hornbléndico-piroxénicos (González, 1993). Para esta unidad se conoce una edad Cretácica Inferior de  $119 \pm 10$  Ma (Barrero & Vesga, 1976a). Dentro de esta unidad, existe una porción conocida como Alaskita de Samaná (Figura 3), la cual también presenta una composición similar tonalítica y granítica (González, 1993). Finalmente, la secuencia sedimentaria (Figura 3) emplazada en el Cretácico Inferior, está compuesta por conglomerados y cuarzoarenitas que gradan a limolitas y lodolitas oscuras (Gómez-Tapias et al., 2015).

Sobre este basamento, se emplazan una serie de cuerpos plutónicos Eocenos (Figura 3) de composición principalmente cuarzdiorítica, conocidos como Stock de Norcasia, Stock de La Miel, Stock de Florencia ( $54,9 \pm 1,9$  Ma, K/Ar en biotita) y Stock de El Hatillo ( $53 \pm 0,18$  Ma, K/Ar en biotita) (Barrero & Vesga, 1976a). Adicionalmente, se presentan en el área cuerpos que han sido cartografiados como pórfidos andesíticos-hornbléndicos, entre ellos Puente Linda, El Morro (Barrero & Vesga, 1976a), Rio Dulce (Leal-Mejía, 2011; Leal-Mejía et al., 2019) y Cerro Florencia (Figura 3); dentro de este grupo se encuentra el volcán Guadalupe (Barrero & Vesga, 1976b) como es definido en el presente trabajo.

Unidades de depósitos volcanoclásticos y depósitos de ceniza que suprayacen la litología de la zona han sido definidas formalmente como Tefra Amarilla por Borrero et al. (2017). Estos depósitos corresponden a una secuencia piroclástica de color amarilla a marrón compuesta por fragmentos de pómez, líticos volcánicos y cuarzo bi-piramidal de tamaños lapilli y ceniza fina, de edad Pleistoceno Tardío. Esta unidad no se encuentra mapeada.





**Figura 3.** Mapa geológico del Campo Volcánico Monogenético Samaná (Adaptado de Gómez-Tapias et al., 2015). Los volcanes Guadalupe, Piamonte, Morrón y Norcasia son definidos en este trabajo.

### 2.5. Campo Volcánico Monogenético Samaná (CVMS)

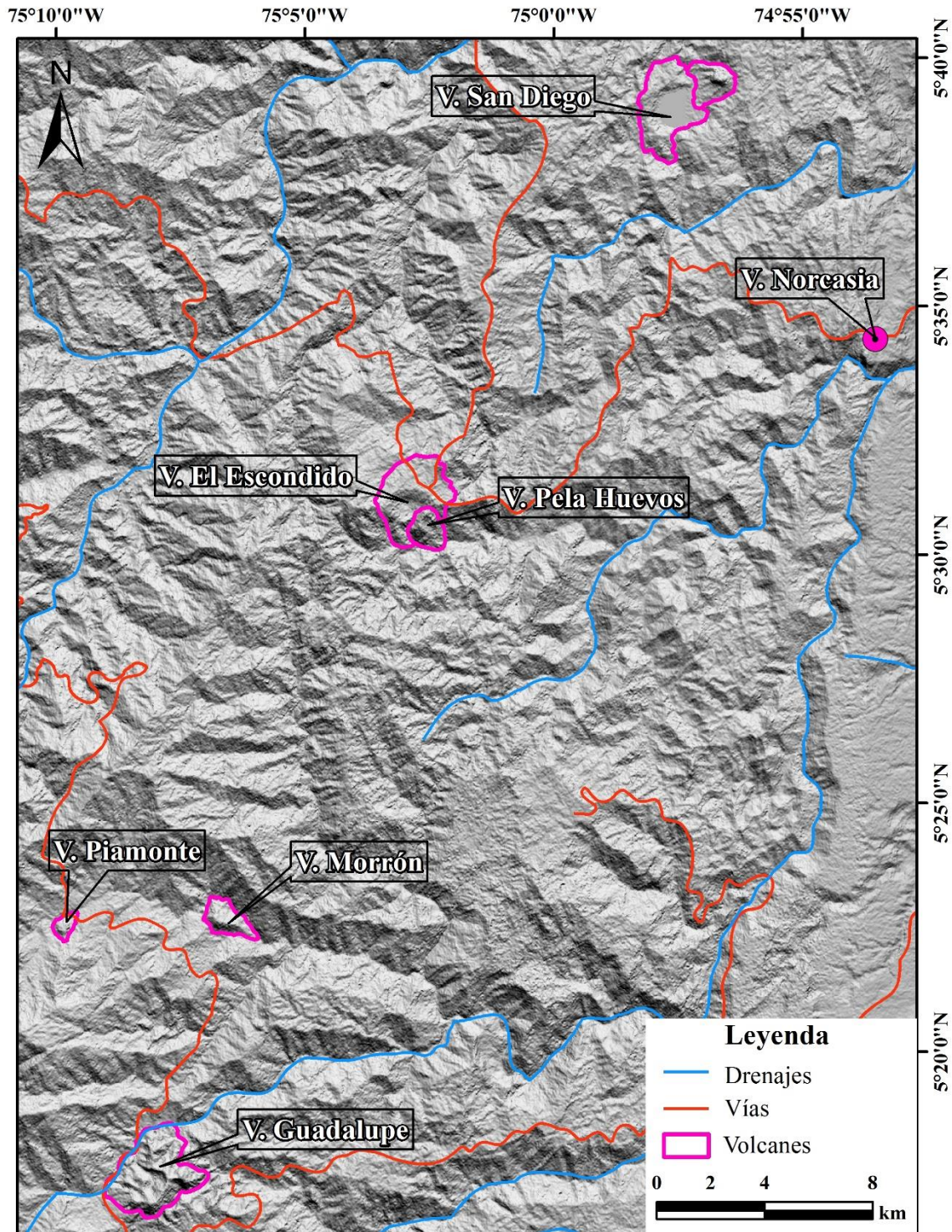
El CVMS fue inicialmente definido con dos volcanes: San Diego y El Escondido por Borrero et al. (2017). Posteriormente, trabajos como los de Murcia et al. (2019) y Sánchez-Torres et al. (2019) plantearon la existencia de más centros volcánicos monogenéticos en la zona. Actualmente, se reconocen siete volcanes pertenecientes al CVMS. Este campo presenta

evidencias de vulcanismo explosivo y efusivo, con estructuras tipo maar y cono de toba, domos de lava. Anteriormente, algunos de estos volcanes habían sido interpretados como cuerpos subvolcánicos hipoabisales tipo pórfido (e.g. Guadalupe, Barrero & Vesga, 1976b). Es así, como a pesar del reconocimiento de varios volcanes en el presente trabajo, no se descarta la existencia de más edificios volcánicos en la región (e.g. Río Dulce, Puente linda, El Morro, entre otros; cf Leal-Mejía, 2011). En este sentido, Robertson et al. (2002) reconoció geomorfológicamente la existencia de un grupo de volcanes en la zona, entre los cuales se incluyeron los volcanes San Diego y Guadalupe haciendo parte del denominado Conjunto Volcánico San Diego-Romeral; en este conjunto se incluyeron, además, los volcanes El Retiro, La Ermita, El Contenido, Santa Cecilia y La Cumbre. La Figura 4 representa la forma de cada uno de los volcanes. De norte a sur los volcanes del CVMS abordados en el presente estudio son:

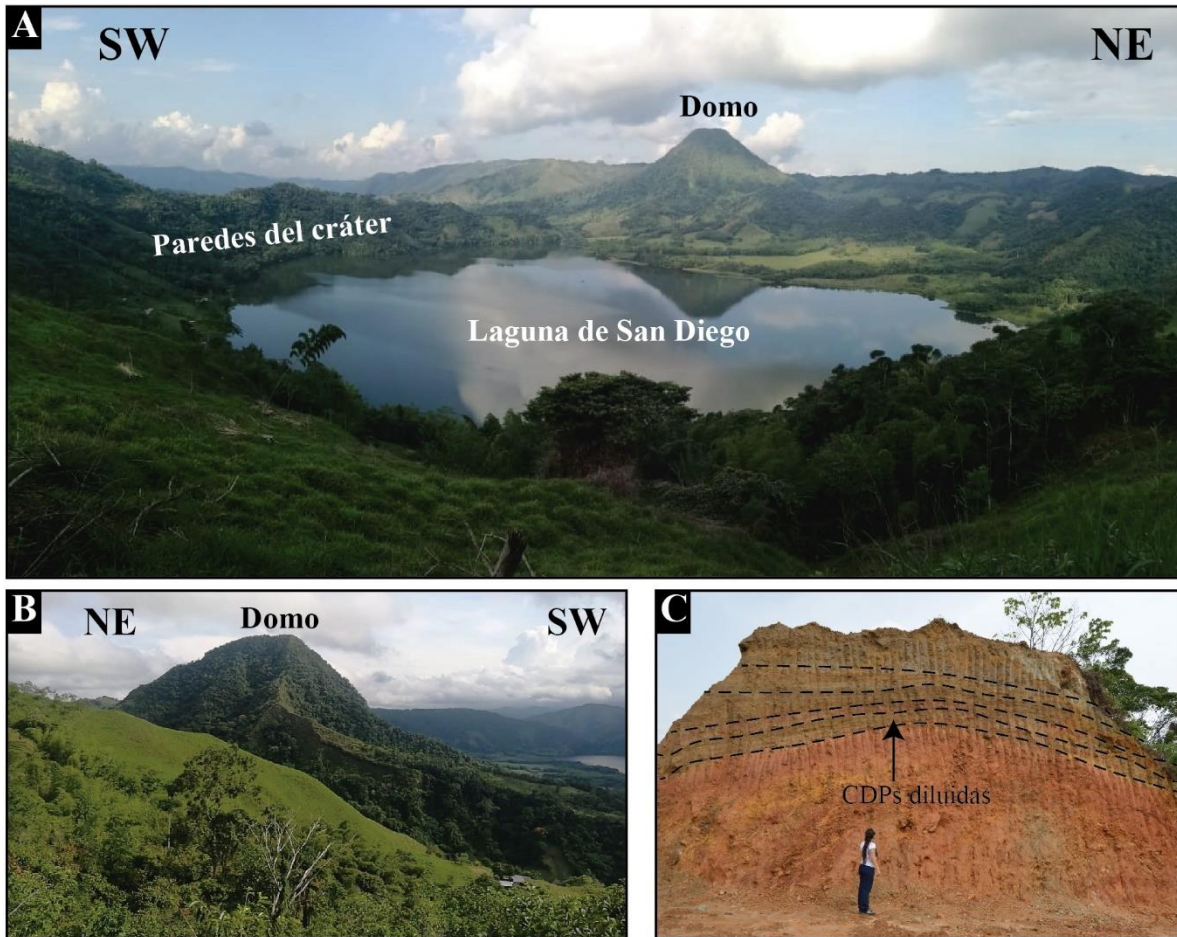
### **2.5.1. Volcán San Diego**

El volcán San Diego ( $5^{\circ}39'6,71''\text{N}$ ,  $74^{\circ}57'30,59''\text{W}$ , 1000 msnm), se localiza en el corregimiento de San Diego, departamento de Caldas. Este volcán está compuesto de una estructura tipo maar formado hace 20.000 años (Borrero et al., 2017), y un domo de lava; hasta el momento, es la expresión volcánica más septentrional de Los Andes. San Diego presenta un cráter elongado de 2,1 x 1,5 km de diámetro y 230 m de profundidad; en su interior se encuentra una laguna conocida como la laguna de San Diego (Figura 5A) la cual tiene ~50 m de profundidad (Beltrán et al., 2017). El maar presenta un volumen estimado de  $0,65 \text{ km}^3$  (Figura 4).

En el flanco NE del maar se observa el domo de 280 m de altura y volumen de  $0,31 \text{ km}^3$  (Figura 5A,B), para el cual se conocen dos edades: una de emplazamiento de  $18,7 \pm 10 \text{ ka}$  con base en isócronas  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  vs  $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$  obtenidas en minerales de biotita, plagioclasa, circón y cuarzo (Toro, 1989) y otra de cristalización de un mineral asociado,  $89 \pm 4,4 \text{ ka}$  Ar-Ar en biotita (Rueda-Gutiérrez, 2019). Los depósitos del volcán San Diego suprayacen la unidad Tefra Amarilla de edad Pleistoceno Tardío y corresponden a corrientes de densidad piroclástica diluida, específicamente oleadas basales formados por actividad freática y freatomagmática que están distribuidas principalmente hacia el costado NE del volcán (Borrero et al., 2017) (Figura 5C).



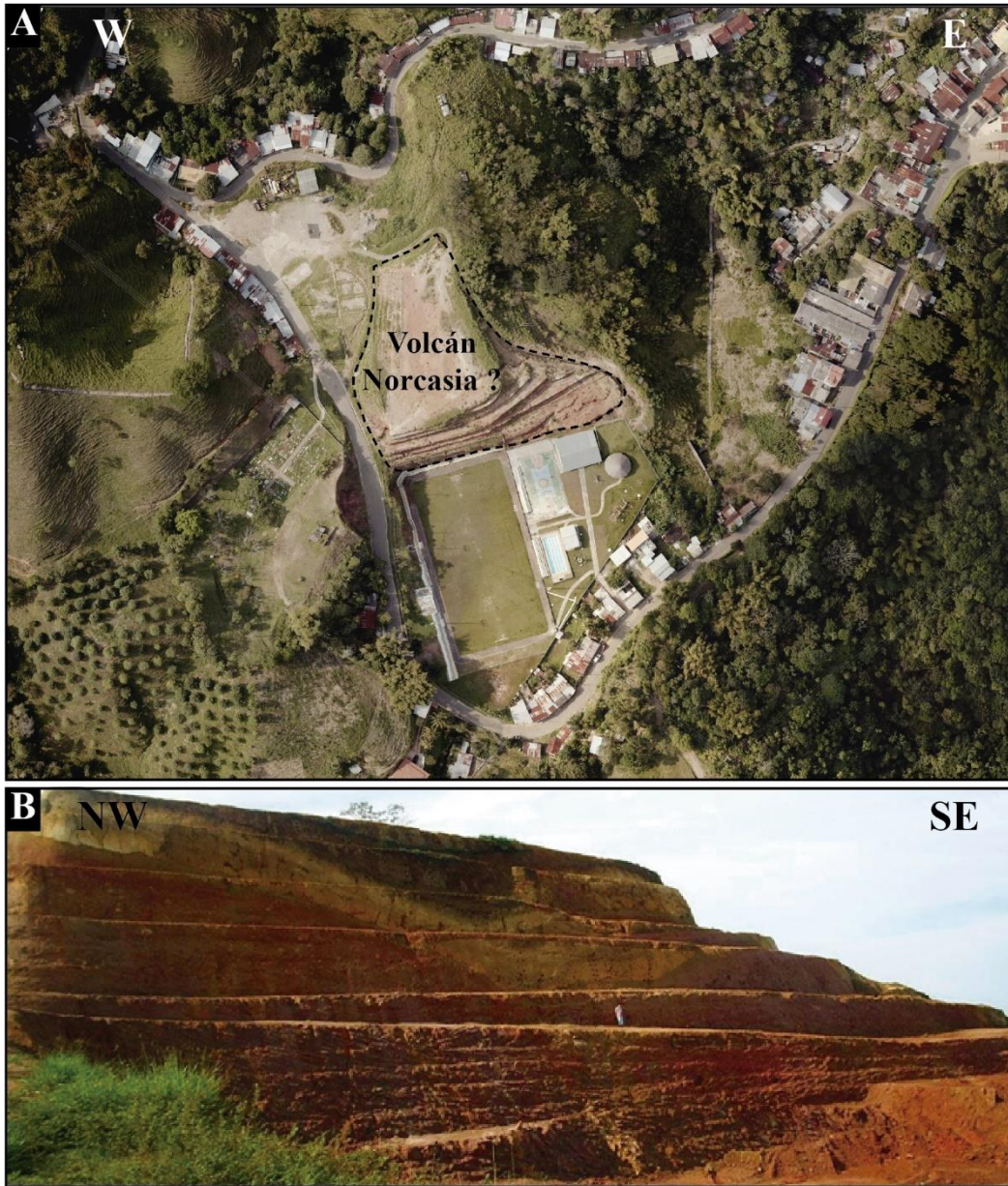
**Figura 4.** Volcanes pertenecientes al Campo Volcánico Monogenético Samaná. Los polígonos representan su forma actual y la base para el cálculo de volumen (DEM 12,5 m).



**Figura 5.** Fotografías del volcán San Diego. **A.** Panorámica del volcán San Diego donde se observa la estructura tipo maar, con la laguna intracratérica y el domo. **B.** Fotografía de domo del volcán San Diego. **C.** Depósitos de corrientes de densidad piroclásticas (CDPs) diluidas del volcán San Diego.

### 2.5.2. Volcán Norcasia

El volcán Norcasia ( $5^{\circ}34'20,39''N$ ,  $74^{\circ}53'32,64''W$ , 765 msnm) está localizado en el municipio de Norcasia, departamento de Caldas. Este volcán se encuentra ~12 km al sureste del volcán San Diego (Figura 4). Norcasia es una estructura sin forma definida reconocida en un cerro, debido a la construcción de una cancha de fútbol en la región; debido a esto no es posible conocer un valor estimado de su volumen. Trabajos cartográficos realizados en el sector evidencian que en sus alrededores no hay presencia de más rocas volcánicas o depósitos volcanoclasticos que estén relacionados a este u otro volcán. Debido a la erosión de los productos y a la ausencia de una morfología clara, no es posible definir a que tipo de volcán corresponde (Figura 6).



**Figura 6.** Fotografías del volcán Norcasia. **A.** Ortofoto donde se observa la posible extensión del volcán Norcasia. Fotografía: Carlos Borrero. **B.** Detalle del cerro donde se encuentran los productos volcánicos del volcán Norcasia.

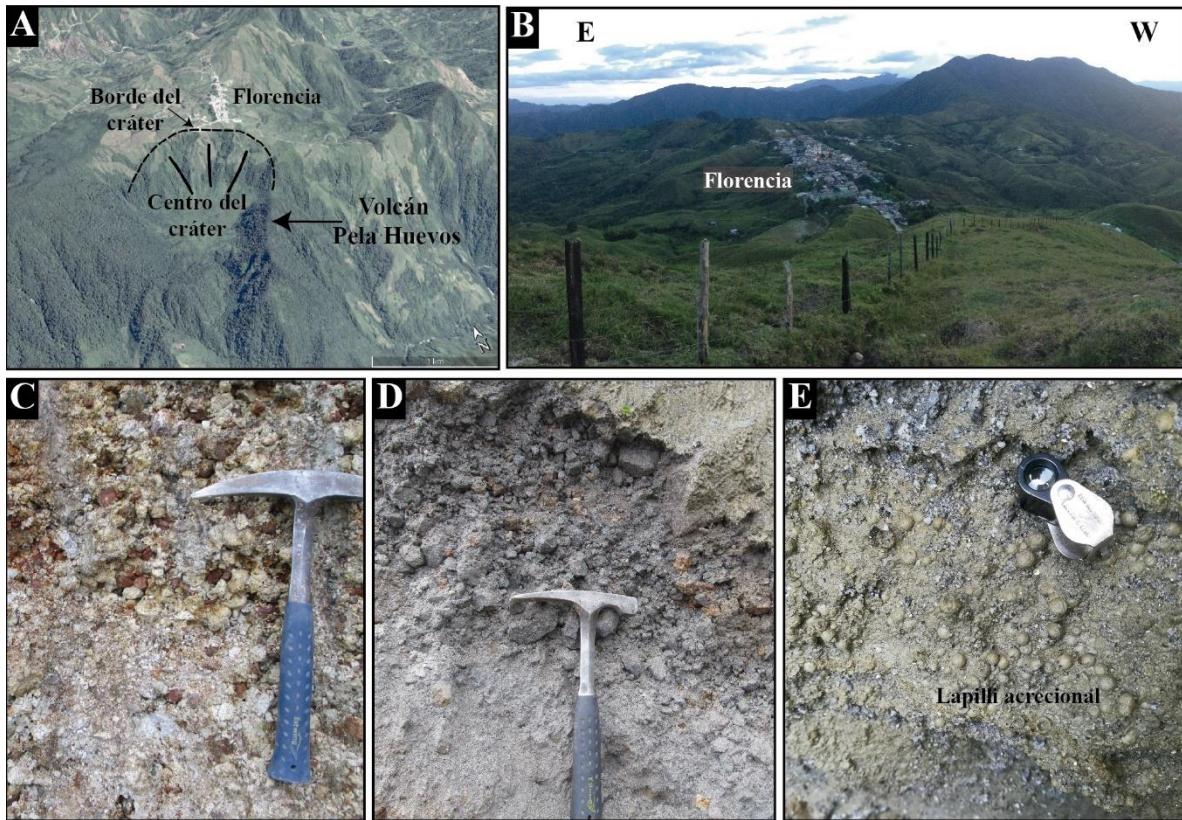
### 2.5.3. Volcán El Escondido

El volcán El Escondido ( $5^{\circ}31'00''N$ ,  $75^{\circ}02'15''W$ , 1500 msnm) se localiza en el corregimiento de Florencia, departamento de Caldas. Este volcán se encuentra ~ 18 km al suroeste del volcán Norcasia (Figura 4). Inicialmente, El Escondido fue definido como un volcán poligenético tipo complejo anillo piroclástico-domo (Monsalve et al., 2019) y posteriormente como un volcán monogenético tipo cono de toba (Sánchez-Torres et al.,

2019). El cráter es semi-circular con un diámetro de ~1,7 km y sus flancos con pendientes entre 10 y 15°. Este volcán presenta una estructura interrumpida al sur e interpretada como producto de un colapso (Figura 7A, B); el volumen estimado es de 2,31 km<sup>3</sup>. Los depósitos del volcán El Escondido están distribuidos hasta 1,5 km alrededor del volcán, principalmente hacia el norte y este; éstos revelan un espectro de depósitos de corriente de densidad piroclástica (i.e de ignimbritas, de bloques y cenizas, y de oleadas basales húmedas), así como depósitos secundarios (i.e lahar) formados tanto por actividad magmática como freatomagmática (Figura 7C, D, E; Sánchez-Torres, 2017; Toro & Delgado, 2018). Para este volcán, se han reportado dos edades C<sup>14</sup>: una de 38.553 ± 596 Cal BP y otra de 37.484 ± 798 Cal BP (Sánchez-Torres et al., 2019).

#### **2.5.4. Volcán Pela Huevos**

El volcán Pela Huevos (5°30'47.39"N, 75° 2'34.66"W, 1615msnm) está localizado en el corregimiento de Florencia, departamento de Caldas. Éste corresponde a un domo de lava ubicado en el límite sureste (~0,6 km) del volcán El Escondido. Este volcán, con morfología cónica alargada y un volumen estimado de 0,47 km<sup>3</sup>, fue definido por Sánchez-Torres et al. (2019) con base en diferencias composicionales con respecto al volcán El Escondido, pues se consideraba que formaba parte de él. Para el volcán, se conoce una edad <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar en hornblenda de 153,7 ± 38,5 ka (Rueda-Gutiérrez, 2019). Este volcán fue afectado por la erupción que formó el volcán El Escondido, por lo que los fragmentos están dentro de sus depósitos (Sánchez-Torres et al., 2019) (Figura 8).



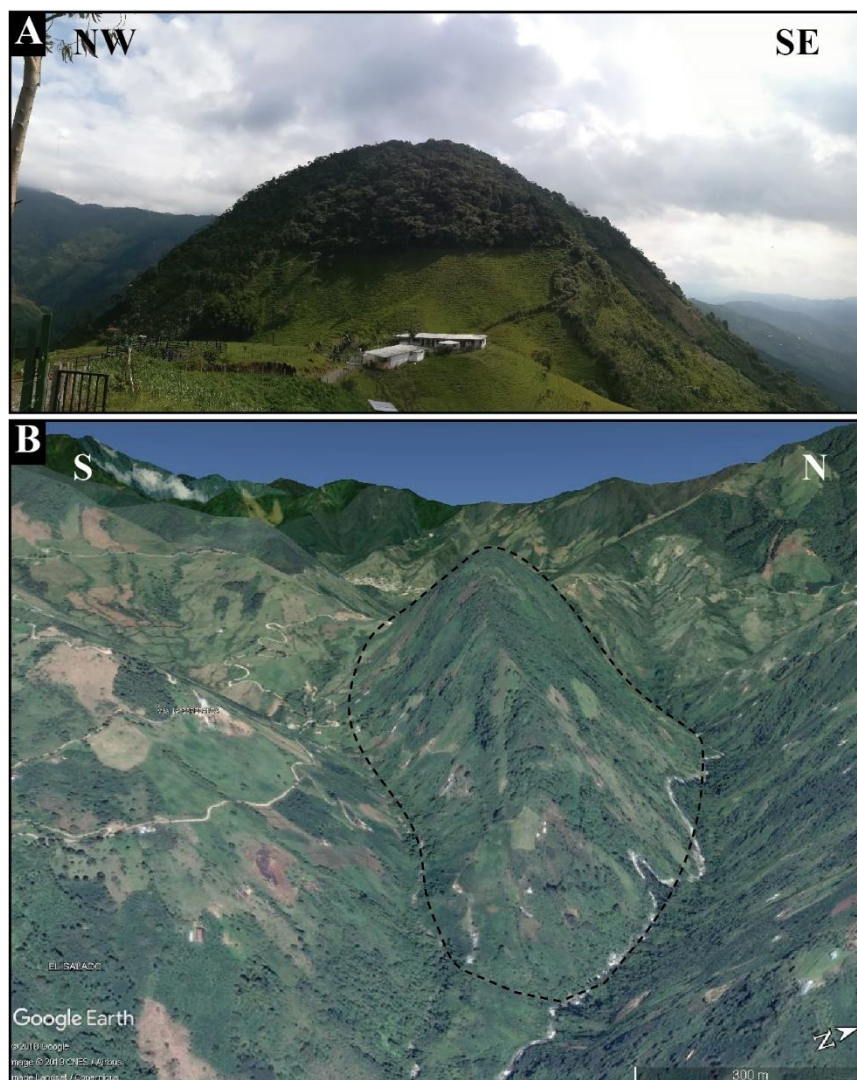
**Figura 7.** Fotografías del volcán El Escondido. **A.** Imagen tomada de *Google Earth* donde se observa el cráter interrumpido del volcán. **B.** Panorámica del volcán El Escondido donde se observa el flanco norte y la población de Floencia construida sobre el edificio volcánico. **C.** Depósito de ignimbrita. **D.** Depósito de flujo de bloques y ceniza. **E.** Depósito de oleada basal húmeda.



**Figura 8.** Fotografía tomada hacia el SE donde se observa el flanco NW del volcán Pela Huevos.

### 2.5.5. Volcán Morrón

El volcán Morrón ( $5^{\circ}22'47,09''N$ ,  $75^{\circ} 6'50,54''W$ , 2000 msnm) está localizado en la vereda que lleva el mismo nombre en el municipio de Pensilvania, departamento de Caldas. Éste se sitúa a ~16 km al suroeste del volcán Pela Huevos y corresponde a un domo de lava de 460 m de altura con una morfología cónica alargada hacia la parte este y volumen estimado de  $0,64 \text{ km}^3$  (Figura 9). En trabajos anteriores este volcán fue cartografiado como un pórfido andesítico hornbléndico (Feininger et al., 1970). Hasta el momento no se han reportado edades.



**Figura 9.** Fotografías del volcán Morrón. **A.** Fotografía tomada hacia el NE donde se observa la parte cónica de la morfología y el flanco SW del volcán Morrón. **B.** Imagen tomada de Google Earth donde se observa la morfología alargada hacia la parte E del volcán Morrón.



### 2.5.6. Volcán Piamonte

El volcán Piamonte ( $5^{\circ}22'28,63''N$ ,  $75^{\circ} 9'49,40''W$ , 2270 msnm) está localizado en el municipio de Pensilvania, departamento de Caldas. Piamonte se encuentra a ~5 km al suroeste del volcán Morrón (Figura 4) y ha sido cartografiado como pórfido andesítico hornbléndico (González, 1980). Este volcán corresponde a un domo de lava, con morfología de cono, achatado en la parte superior, con una altura de ~220 m y un volumen estimado de  $0,10 \text{ km}^3$ , siendo el volcán más pequeño dentro del CVMS (Figura 10). Para este volcán tampoco se han reportado edades.

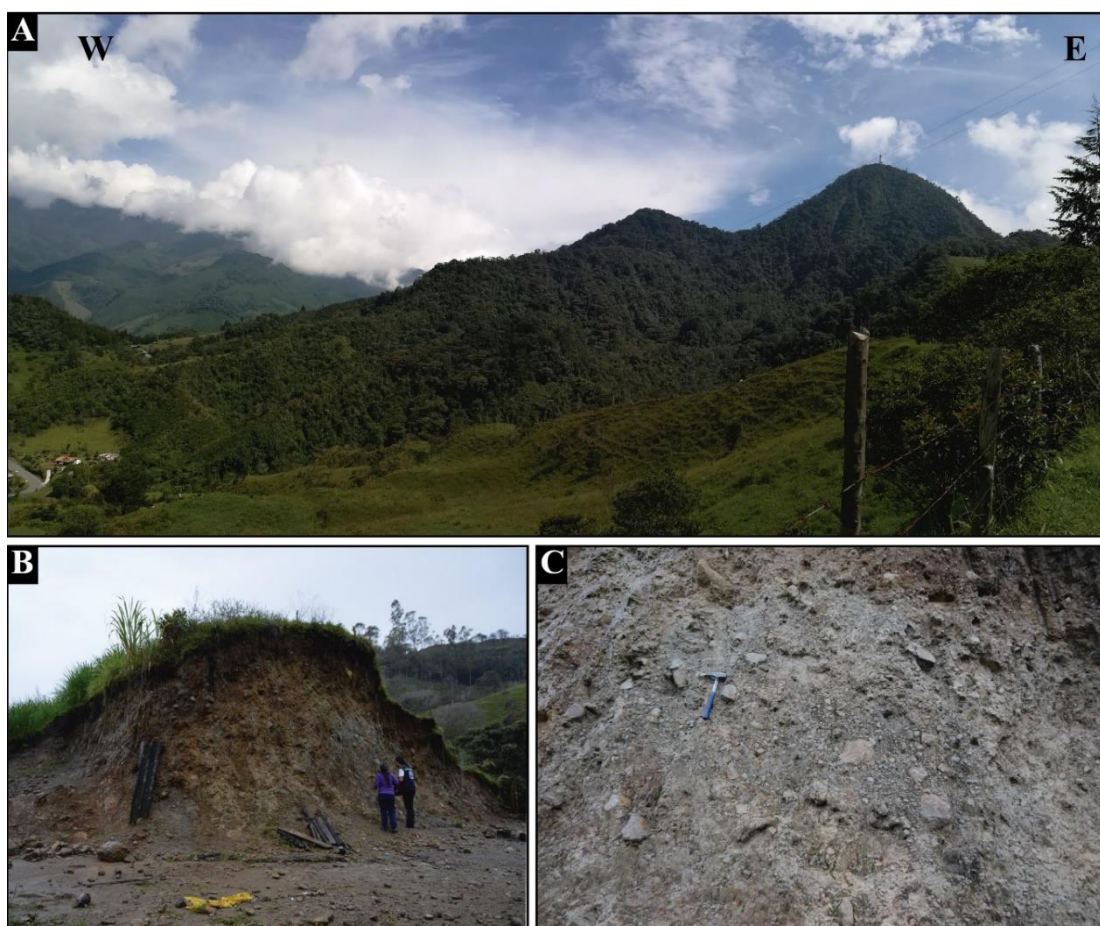


**Figura 10.** Fotografía tomada hacia al S donde se observa el flanco N del volcán Piamonte.

### 2.5.7. Volcán Guadalupe

El volcán Guadalupe ( $5^{\circ}16'57,84''N$ ,  $75^{\circ} 7'57,62''W$ , 2560 msnm) está localizado en el municipio de Manzanares, departamento de Caldas, y corresponde al volcán más austral en el CVMS, ~11 km al sureste del volcán Piamonte (Figura 4). Este cuerpo es cartografiado y conocido como el Pórfido de Guadalupe de composición predominantemente andesítica hornbléndica (Barrero & Vesga, 1976b; González, 1993). Robertson et al. (2002) lo define como un volcán compuesto antiguo, el cual presenta un edificio volcánico de tamaño mediano con disección moderada. En este trabajo, no se sigue la definición anterior debido a

que no se observan la intercalación de lavas y depósitos piroclásticos para formar un volcán compuesto; en este sentido, el volcán Guadalupe corresponde a un domo de lava con forma cónica y volumen estimado de  $3,09 \text{ km}^3$ , siendo el volcán más grande dentro del CVMS (Figura 11A). Alrededor del volcán, se observan depósitos masivos, matriz-soportado, monolitológicos, con fragmentos grises y rojos; estos corresponden a depósitos de flujos de bloques y ceniza (Figura 11B, C), que presentan morfologías de flujos radiales al domo central (Figura 11A). En la zona también es posible observar montículos circundantes formados por estos depósitos. Para este volcán tampoco se conocen edades reportadas. En la clasificación de Robertson et al. (2002) de los volcanes de Colombia, éste se incluye en el grupo de volcanes inactivos subrecientes (10.000 a 20.000 años de antigüedad).



**Figura 11.** Fotografías del volcán Guadalupe. **A.** Panorámica donde se observa el domo de lava central del volcán Guadalupe y una morfología de flujo. **B.** Depósito de flujo de bloques y ceniza presentes alrededor del volcán Guadalupe. **C.** Detalle del depósito de bloques y ceniza, donde se observa su carácter masivo y matriz soportado. Fotografías tomadas en la vía Manzanares – Pensilvania.

### **3. Marco teórico**

#### **3.1. Campos volcánicos monogenéticos**

Los volcanes monogenéticos *sensu strictu* son definidos como aquellos formados por pequeños volúmenes de magma ( $< 1 \text{ km}^3$ ) y cortos periodos eruptivos, que hacen erupción una sola vez y en donde no se evidencia una interrupción en la actividad eruptiva (De Silva & Lindsay, 2015; Smith & Németh, 2017). Las erupciones monogenéticas generalmente son producidas por el ascenso de magma con poca interacción con la corteza (Smith & Németh, 2017) generando así composiciones típicas basálticas (Valentine & Greeg, 2008), aunque pueden formar productos de todas las composiciones (Németh, 2010). El vulcanismo monogenético se da en todos los ambientes geodinámicos, siendo más comunes en ambientes intraplaca (Németh, 2010; McGee & Smith, 2016). La formación de un volcán monogenético está influenciada por la interacción de parámetros tanto internos como externos; los parámetros internos están asociados con la naturaleza físico-química del magma, mientras que los parámetros externos con las condiciones superficiales que pueden afectar el proceso de fragmentación del magma y por ende el estilo eruptivo; así, una erupción monogenética puede ser tanto efusiva como explosiva (Kereszturi & Németh, 2012; Smith & Németh, 2017). En conjunto, varios de estos volcanes forman un campo volcánico monogenético, los cuales pueden formar productos de todas las composiciones. Los campos volcánicos monogenéticos pueden desarrollarse como clúster o alineamientos de volcanes, o alrededor de un volcán central, generalmente con cambios en el estilo eruptivo predominante durante el tiempo de actividad del campo, el cual puede ser hasta de millones de años (Németh, 2010). Los campos volcánicos monogenéticos es el tipo de vulcanismo más disperso en la superficie de la Tierra; el volumen emitido y el tiempo de vida de un campo volcánico pueden desarrollar historias eruptivas complejas similares a las de volcanes compuestos (Németh, 2010). La ocurrencia típica de estos volcanes de pequeña escala como campos volcánicos es la expresión más superficial de un sistema de alimentación magmática que es espacialmente disperso y episódico (Smith & Németh, 2017).

#### **3.2. Sistemas de alimentación magmático en vulcanismo monogenético**

Los sistemas de alimentación magmáticos (*plumbing systems*) hacen referencia a una red de producción, almacenamiento y transporte de magma (Tibaldi, 2015; Burchardt, 2018). El

estudio de estos sistemas permite conocer donde se produce el magma, como asciende desde lo profundo de la litósfera o incluso la astenósfera y si se detiene o no en el camino a la superficie de la Tierra (Jerram & Bryan, 2015; Burchardt, 2018). El complejo de fracturas y reservorios de magma que se forman en estos sistemas son gobernados por interacciones de procesos químicos y mecánicos que controlan cómo son emplazados estos magmas y cómo se propagan a través de la corteza terrestre (Burchardt & Galland, 2016). Generalmente, el magma puede viajar a través de la corteza en forma de diques y/o silos y residir por algún tiempo en cámaras magmáticas (Tibaldi, 2015; Jerram & Bryan, 2015).

En campos volcánicos monogenéticos o sistemas volcánicos de pequeña escala, los sistemas de alimentación magmática se han considerado como relativamente simples, como se ha mencionado anteriormente, con rutas directas que permite que el magma ascienda desde su fuente sin pausas significativas en su camino a la superficie, revelando así una composición típicamente basáltica (Németh, 2010; Jerram & Bryan, 2015; Martí et al., 2016; Smith & Németh, 2017). Sin embargo, se ha evidenciado que este tipo de vulcanismo también presenta sistemas de alimentación magmática más complejos y de larga vida, donde los magmas ascienden a través de redes de rutas complicadas geométricamente generando composiciones más evolucionadas (Németh, 2010; Smith & Németh, 2017; Kugaenko & Volynets, 2019). Las composiciones felsicas han sido explicadas debido a los procesos que ocurren en el magma como diferenciación, cristalización y asimilación generalmente en reservorios magmáticos donde el magma se estanca por algún tiempo (Németh, 2010; Kereszturi & Németh, 2012; Martí et al., 2016; McGee & Smith, 2016; Smith & Németh, 2017). Otros autores también proponen heterogeneidad de la fuente y/o a un origen polimagmático donde ocurre la interconexión de distintos pulsos de magma produciendo recarga dentro de una erupción singular (McGee & Smith, 2016; Kugaenko & Volynets, 2019).

## 4. Metodología

### 4.1. Trabajo de campo y muestreo

Se realizaron diversas campañas de campo a la zona de estudio con el fin de reconocer los volcanes existentes e identificar nuevos edificios volcánicos y sus productos asociados. Adicionalmente, se realizó un muestreo de cada volcán para los posteriores análisis. En total, se recolectaron nueve muestras de los siete volcanes estudiados (Tabla 1).

**Tabla 1.** Lista de muestras recolectadas de los productos del Campo Volcánico Monogenético Samaná.

Muestra	Volcán	Tipo de muestra	Coordenadas
VSD	San Diego	Lítico del domo	5°39'31,04"N, 74°56'33,96"W
VN	Norcasia	Lítico volcánico	5°34'20,39"N, 74°53'32,64"W
VEE	El Escondido	Pómez en los depósitos	5°31'19,04"N, 75°2'28,62"W
VPH1	Pela Huevos	Lítico en los depósitos de El Escondido	5°31'19,04"N, 75°2'28,62"W
VPH2	Pela Huevos	Lítico del domo de lava	5°30'47,39"N, 75° 2'34,66"W
VM	Morrón	Lítico del domo de lava	5°22'47,09"N, 75° 6'50,54"W
VP	Piamonte	Lítico del domo de lava	5°22'28,63"N, 75° 9'49,40"W
VG1	Guadalupe	Lítico del domo de lava	5°16'18,60"N, 75° 8'38,40"W
VG2	Guadalupe	Lítico en los depósitos de bloques y ceniza	5°16'14,27"N, 75° 7'26,96"W

### 4.2. Petrografía

El análisis petrográfico se llevó a cabo a través de secciones delgadas pulidas de las muestras recolectadas. Éstas fueron elaboradas en el laboratorio TECLAB G&P S.A.S (Bogotá). El análisis de estas secciones se realizó a través de un microscopio petrográfico Nikon Eclipse E200, en el laboratorio de petrografía del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) de la Universidad de Caldas. En el análisis se definió la asociación mineralógica y las texturas presentes en cada muestra. Para obtener la proporción de masa fundamental, fases minerales y vesículas se hizo por medio de conteo de puntos, realizando un barrido de 1 x 1 mm en cada sección, donde se analizaron entre 300 y 400 puntos aproximadamente. El tamaño de los cristales fue definido siguiendo la propuesta de González (2008), donde fenocristales son > 0,5 mm, y microfenocristales entre 0,5 – 0,05 mm; microcristales (< 0,05 mm) hacen parte

de la masa fundamental. Las abreviaciones de los nombres de los minerales son tomadas de Whitney & Evans (2010): Plagioclasa (Pl), anfíbol (Anf), piroxeno (Px), biotita (Bt), olivino (Ol), cuarzo (Qz) y óxidos de Fe-Ti (Opq). Finalmente, una vez realizado el análisis petrográfico se realizó un mapa por cada sección definiendo los puntos de interés para un posterior análisis de química mineral.

### 4.3. Química mineral

Los análisis de química mineral fueron realizados mediante microsonda electrónica de emisión de campo JEOL JXA-8530F en el *Earth Observatory of Singapore (EOS)*, Singapur con condiciones analíticas de 15 kV de voltaje y 20 nA de corriente en el haz de electrones, la corriente fue reducida hasta 10 nA y haz desenfocado de 3 y 10  $\mu\text{m}$  para análisis de plagioclasa y vidrio respectivamente; y la microsonda electrónica de emisión de campo JEOL JXA-8230 en el Instituto de Geofísica, Unidad Morelia, Universidad Nacional Autónoma de México, México con condiciones analíticas de 15 eV de voltaje y 10 nA de corriente en el haz de corriente, para análisis de anfíbol se utilizó un haz desenfocado de 10  $\mu\text{m}$ . Los análisis se llevaron a cabo en las fases minerales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno, biotita, olivino y óxidos de Fe-Ti, así como el vidrio perteneciente a la masa fundamental de las muestras. Los análisis arrojados por dichas microsondas corresponden al porcentaje en peso (wt.%) de óxidos mayores en cada punto analizado; los resultados fueron procesados con base en la suma total de los óxidos  $> 98$  wt.% para fases anhidras y  $> 95$  wt.% para fases hidratadas. En el caso de los análisis en biotita y óxidos de Fe-Ti se utilizaron los análisis con un total  $> 93$  wt.% ya que la mayoría fueron arrojados con valores bajos por la microsonda.

Posteriormente, se procedió a hallar los cationes por unidad de fórmula (c.p.u.f) de cada mineral, utilizando el porcentaje en peso (wt.%) obtenidos por la microsonda y el peso molecular de cada óxido, teniendo en cuenta la cantidad de oxígenos presentes en la fórmula química de cada especie mineral. Los c.p.u.f de plagioclasa, piroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti fueron obtenidos utilizando el *software* CFU (Cortés, 2017a); los c.p.u.f de los anfíboles fueron obtenidos de las hojas de cálculo de Ridolfi & Renzulli (2012) y los c.p.u.f de la biotita fueron obtenidos de la hoja de cálculo propuesta por Tindle & Webb (1990).

Una vez obtenidos los c.p.u.f de cada mineral se plotearon en los diagramas de clasificación utilizando los *softwares* CFU-PINGU (Cortés, 2017b) y GCDkit (Janoušek et al., 2006) para

resaltar sus características composicionales. En el caso de la plagioclasa los c.p.u.f. se obtuvieron con base en ocho oxígenos y su composición se midió de acuerdo al contenido de anortita (An; Eq.1), albita (Ab; Eq.2) y ortoclasa (Or, Eq.3).

$$An = \left( \frac{Ca}{Ca+Na+K} \right) * 100 \quad \text{Eq. 1}$$

$$Ab = \left( \frac{Na}{Na+Ca+K} \right) * 100 \quad \text{Eq. 2}$$

$$Or = \left( \frac{K}{K+Na+Ca} \right) * 100 \quad \text{Eq.3}$$

Los anfíboles, tienen una estructura cristalina más compleja, en donde los c.p.u.f corresponden iones que pueden ocupar posiciones cristalográficas A, B, C y T en la fórmula ideal del anfíbol ( $AB_2C_5^{VI}T_8^{IV}O_{22}(OH)_2$ ), las cuales pueden ser ocupadas de la siguiente manera de acuerdo a Leake et al. (1997):

- Potasio (K), solo puede ocupar la posición A.
- Sodio (Na), puede ocupar las posiciones A o B.
- Calcio (Ca), solo puede ocupar la posición B
- Iones de Magnesio (Mg), hierro ferroso ( $Fe^{2+}$ ), manganeso ( $Mn^{2+}$ ), así como iones de tamaños similar zinc (Zn), níquel (Ni) y cobalto (Co), pueden ocupar las posiciones C o B.
- Iones de Manganeso ( $Mn^{3+}$ ), cromo ( $Cr^{3+}$ ) y circonio ( $Zr^{4+}$ ), solo pueden ocupar la posición C.
- Iones de aluminio (Al), hierro férrico ( $Fe^{3+}$ ) y titanio ( $Ti^{4+}$ ), pueden ocupar las posiciones C o T.
- Sílice (Si), solo puede ocupar la posición T.

Debido a que la microsonda electrónica no arroja el estado de oxidación de los elementos, se debe realizar un procedimiento para dividir el Fe entre  $Fe^{3+}$  y  $Fe^{2+}$ , ya que estos pueden influenciar en el nombre final del anfíbol. Para esto se sigue la metodología de Schumacher (1997) usando el *software* CFU (Cortés, 2017a), el cual arroja los c.p.u.f teniendo en cuenta el contenido máximo o mínimo de hierro férrico. Los c.p.u.f de los anfíboles se estiman con base en el número de cationes y no en el número de oxígenos como en las otras fases

minerales; generalmente los c.p.u.f se hallan con base en 13 cationes para anfíboles cálcicos, sódico-cálcicos y sódicos, y con base en 15 cationes para anfíboles ricos en Mg-Fe-Mn-Li. En este caso se hallaron con base en 13 cationes (13eCNK; Si, Al, Ti, Cr, Fe<sup>3+</sup>, Mg, Ni, Zn, Fe<sup>2+</sup>, Mn; Leake et al., 1997) y con el contenido máximo de hierro férrico.

Los c.p.u.f de cristales de piroxeno se calculan con base en seis oxígenos y son clasificados de acuerdo a su contenido de wollastonita (Wo; Eq.4), enstatita (En; Eq.5) y ferrosilita (Fs; Eq. 6). Los c.p.u.f. de los cristales de olivino se calculan con base en cuatro oxígenos y su composición se mide de acuerdo a su contenido de forsterita (Fo; Eq.7).

$$Wo = \left( \frac{Ca}{Ca+Mg+Fe} \right) * 100 \quad \text{Eq. 4}$$

$$En = \left( \frac{Mg}{Mg+Ca+Fe} \right) * 100 \quad \text{Eq.5}$$

$$Fs = \left( \frac{Fe}{Fe+Ca+Mg} \right) * 100 \quad \text{Eq.6}$$

$$Fo = \left( \frac{Mg}{Mg+Fe} \right) * 100 \quad \text{Eq.7}$$

Los c.p.u.f, de los cristales de biotita se obtienen con base en 22 oxígenos y su composición se mide de acuerdo a su contenido de hierro (X<sub>Fe</sub>; Eq.8).

$$X_{Fe} = \frac{Fe^{2+}}{Mg+Fe^{2+}} \quad \text{Eq.8}$$

Para el caso de los óxidos de Fe-Ti los c.p.u.f. se calculan de acuerdo a su composición siendo con base en cuatro oxígenos para los cristales que corresponden a la serie Ulvoespinela-Magnetita y con base en tres oxígenos para la serie Ilmenita-Hematita.

#### 4.4. Química de roca total

Las muestras recolectadas fueron pulverizadas a tamaño arcilla (<64 μm) y posteriormente enviadas a los laboratorios de ActLabs, Colombia para ser procesadas. Los elementos mayores son reportados en porcentaje en peso (wt. %) por medio de las técnicas de XRF (Fluorescencia de Rayos X) e ICP-OES (Espectrometría de Emisión Óptica con Plasma Acoplado Inductivamente). Los elementos traza son reportados en partes por millón (ppm) mediante la técnica ICP-MS (Espectrometría de Masa con Plasma Acoplado



Inductivamente). Los datos reportados por el laboratorio (XRF) fueron procesados en base anhidra y posteriormente plotados en los diferentes diagramas geoquímicos utilizando el *software* GCDkit (Janoušek et al., 2006).

#### **4.5. Datación C<sup>14</sup>**

La datación se realizó a una muestra de paleosuelo presente bajo los depósitos del volcán Norcasia, el cual se asocia directamente con la edad de este volcán. Esta muestra fue recolectada, secada a 60 °C y enviada al Laboratorio de Radiocronología, *Université Laval*, en Canadá para su posterior análisis por el método de AMS (Espectrometría de Masas con Aceleradores, por sus siglas en inglés).

## 5. Resultados

### 5.1. Descripción macroscópica

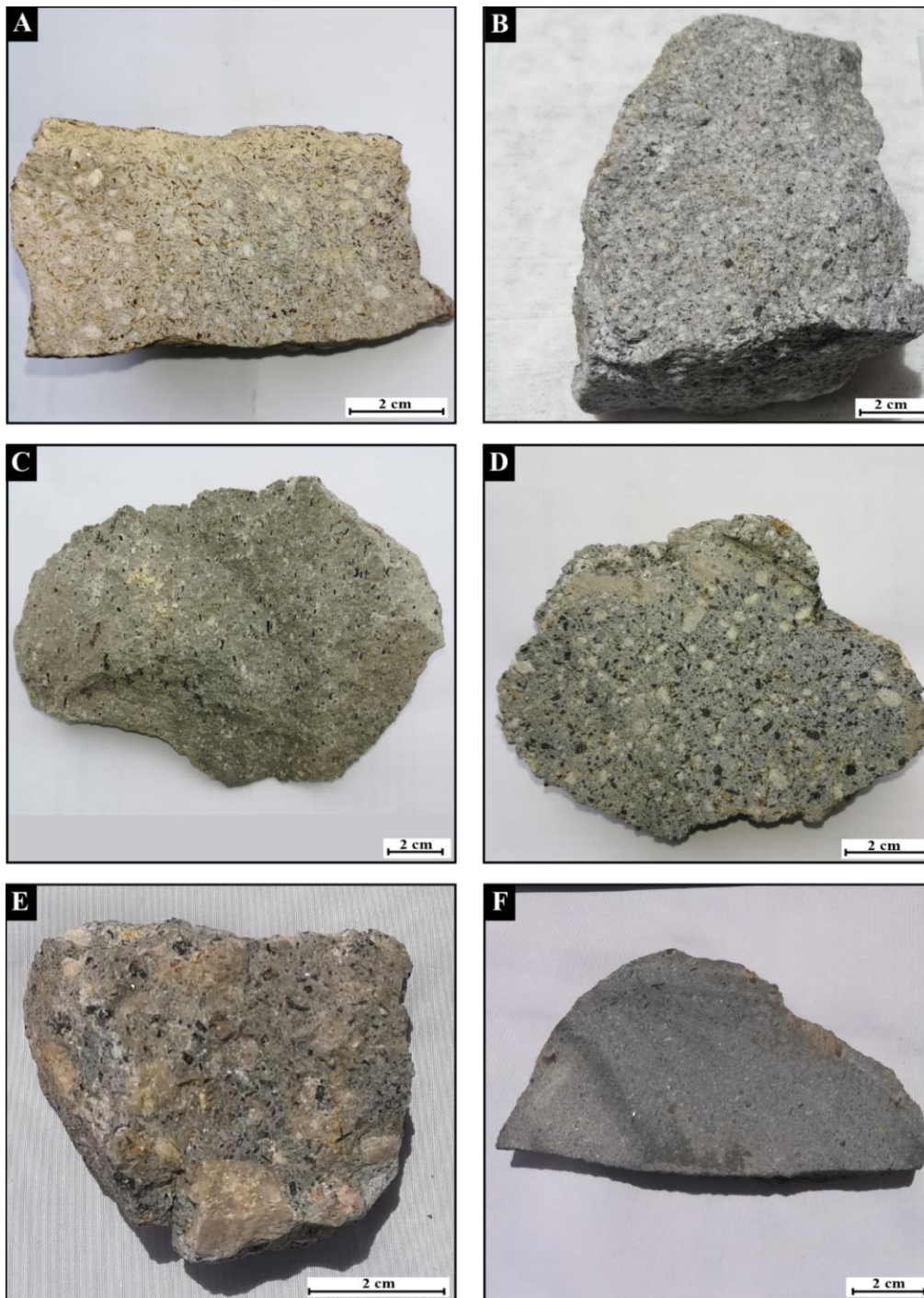
Macroscópicamente todas las rocas presentan textura porfirítica a excepción de la muestra del volcán Norcasia, que presenta textura afanítica; para los volcanes con textura porfirítica la relación masa fundamental/cristales varía entre 60/40 y 70/30. El volcán El Escondido, el cual tiene depósitos volcanoclásticos primarios asociados, es el único que presenta pómez con una relación de 45% masa fundamental, 45% vesículas y 10% cristales. En todas las muestras se observan cristales de plagioclasa y minerales máficos, así como de anfíbol con excepción para este último en el volcán San Diego; en éste los minerales máficos corresponden a biotita y adicionalmente se reconocen cristales de cuarzo. Particularmente, en la muestra del volcán Piamonte se evidencia una clara textura fluidal y en la muestra del volcán Guadalupe es muy característico que los cristales alcancen tamaños centimétricos (Figura 12).

### 5.2. Petrografía

Petrográficamente, todas las muestras son porfiríticas, con masa fundamental vitrea para los volcanes El Escondido y Morrón, vitrea con microcristales para los volcanes Pela Huevos, Piamonte y Norcasia y microcristalina y criptocristalina para los volcanes Guadalupe y San Diego (Tabla 2). Mineralógicamente, los centros volcánicos presentan algunas variaciones. Plagioclasa y anfíbol son las fases minerales más abundantes, se presentan como fenocristales y microfenocristales, y están presentes en todos los volcanes excepto en el volcán San Diego, el cual no presenta anfíbol. Biotita y cuarzo, se presentan generalmente como microfenocristales, se evidencian tanto en el volcán San Diego como en El Escondido y bajas proporciones de biotita como fenocristal en los volcanes Guadalupe y Morrón, mientras que fenocristales y microfenocristales de piroxeno se evidencia en los volcanes Pela Huevos y Norcasia. Olivino está presente en los volcanes Pela Huevos y Guadalupe como microfenocristal (Tabla 3). Óxidos de Fe-Ti corresponden a una fase menor (< 1%) en todas las muestras analizadas. Los microcristales de la masa fundamental son de la misma composición de los fenocristales.

En cuanto a texturas de los cristales, la muestra del volcán Piamonte evidencia textura fluidal dada por plagioclasa y anfíbol (Figura 13A). Textura glomeroporfirítica de plagioclasa (Figura 13B), glomeroporfirítica de anfíboles (Figura 13C) y glomeroporfirítica de

plagioclasa y anfíboles (Figura 13D) están presentes en todos los volcanes. Textura glomeroporfirítica de piroxeno (Figura 13E) y glomeroporfirítica de anfíbol y piroxeno (Figura 13F) se observan en las muestras del volcán Pela Huevos y Norcasia (Tabla 2).



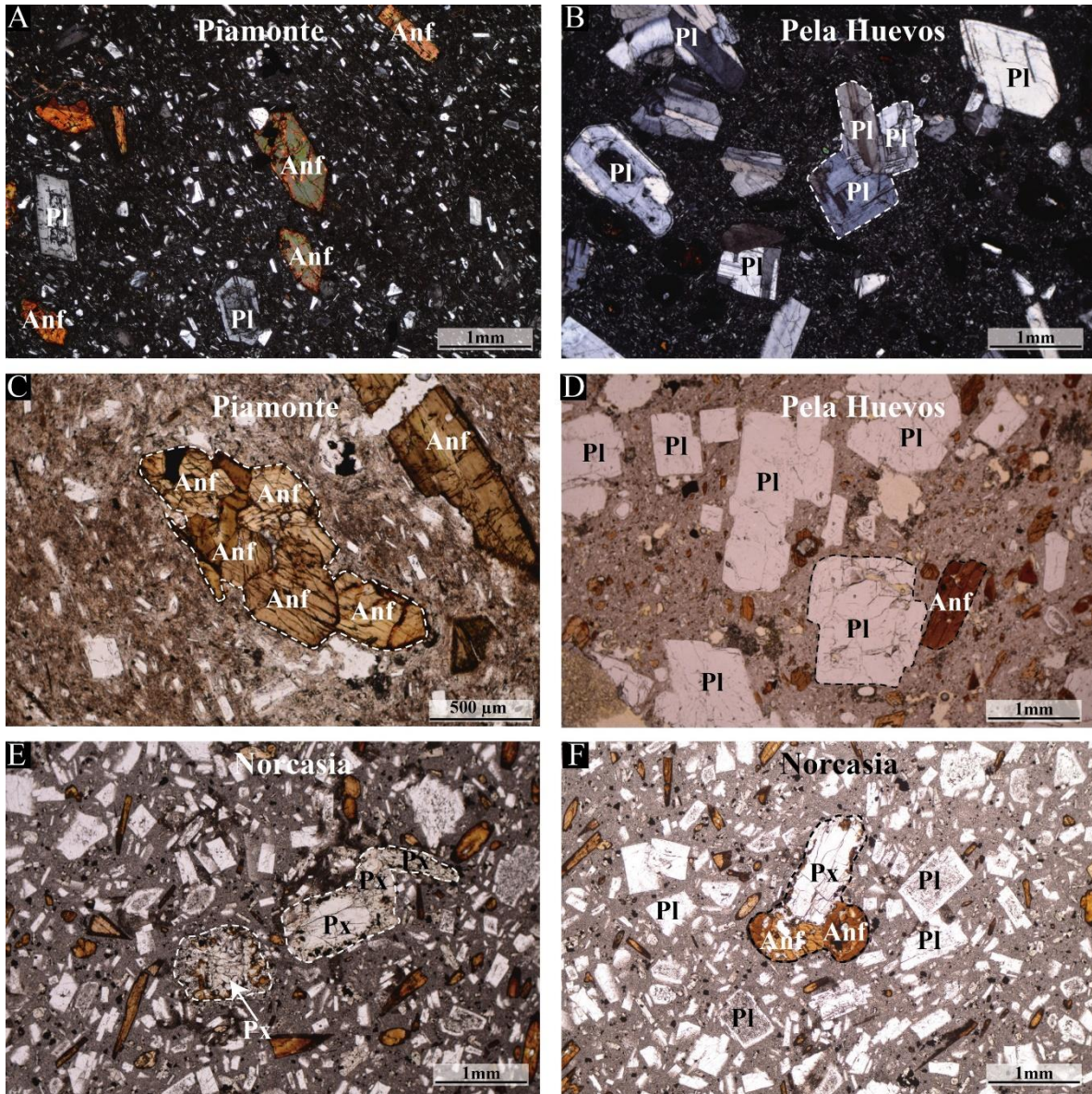
**Figura 12.** Fotografías a nivel macroscópico de los productos de los volcanes que forman el Campo Volcánico Monogenético Samaná. **A.** Volcán San Diego. **B.** Volcán Pela Huevos. **C.** Volcán Piamonte. **D.** Volcán Morrón. **E.** Volcán Guadalupe. **F.** Volcán Norcasia.

**Tabla 2.** Tabla de texturas generales presentes en cada uno de los volcanes

Volcán	Textura general	Masa fundamental	Otras texturas					
			Glomero-porfirítica Pl	Glomero-porfirítica Anf	Glomero-porfirítica Px	Glomero-porfirítica Pl y Anf	Glomero-porfirítica Anf y Px	
San Diego	Porfirítica	Microcristalina y criptocristalina	✓					
El Escondido	Porfirítica	Vitrea	✓	✓		✓		
Piamonte	Porfirítica	Vitrea con microcristales	✓	✓		✓		
Pela Huevos	Porfirítica	Vitrea con microcristales	✓	✓	✓	✓		✓
Morrón	Porfirítica	Vitrea	✓	✓		✓		
Guadalupe	Porfirítica	Microcristalina y criptocristalina	✓	✓		✓		
Norcasia	Porfirítica	Vitrea con microcristales	✓	✓	✓	✓		✓

**Tabla 3.** Porcentajes de cristales, masa fundamental y vesículas presentes en cada sección delgada analizada.

Volcán	Muestra	% Masa fundamental	% Vesículas	% Cristales					
				Pl	Anf	Bt	Qz	Px	Ol
San Diego	VSD	64,5	-	15,3	-	14,2	6,0	-	-
El Escondido	VEE	44,5	42,7	7,0	2,9	1,5	1,4	-	-
Piamonte	VP	67,3	-	20,2	12,5	-	-	-	-
Pela Huevos	VPH1	59,2	-	22,0	15,1	-	-	1,6	2,1
Pela Huevos	VPH2	55,3	-	27,9	15,4	-	-	0,8	0,6
Morrón	VM	69,9	-	14,0	15,2	0,9	-	-	-
Guadalupe	VG1	63,7	-	9,7	24,8	1,2	-	-	0,6
Guadalupe	VG2	66,7	-	11,9	20,5	0,9	-	-	-
Norcasia	VN	54,8	-	26,7	10,2	-	-	7,5	-



**Figura 13.** Fotomicrografías de texturas generales. **A.** Textura fluidal, volcán Piamonte. **B.** Textura glomeroporfirítica de plagioclasa, volcán Pela Huevos. **C.** Textura glomeroporfirítica de anfíbol, volcán Piamonte. **D.** Textura glomeroporfirítica de plagioclasa y anfíbol, volcán Pela Huevos. **E.** Textura glomeroporfirítica de piroxeno, volcán Norcasia. **F.** Textura glomeroporfirítica de piroxeno y anfíbol, volcán Norcasia.

### 5.2.1. Plagioclasa

Los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa son los más abundantes en la mayoría de los volcanes, siendo los cristales euhedrales a subhedrales, con hábitos tabulares y prismáticos. Se observan al menos tres poblaciones de cristales de plagioclasa en cada volcán, una corresponde a cristales “limpios” o “sanos”, maclados y/o zonados. Otra población corresponde a cristales con textura tamiz grueso que puede ocurrir en cualquier parte del

crystal. Y otra población corresponde a cristales con textura tamiz fino también conocida en la literatura como *dusty* (cf. Tsuchiyama, 1985); este tipo de tamiz comúnmente se presenta hacia los bordes del cristal aunque en ocasiones también puede ocurrir en el centro. Usualmente, la parte externa de los cristales con tamiz fino corresponde a un borde limpio rodeando la zona *dusty* (Figura 14; Tabla 4). Particularmente, los cristales de plagioclasa del volcán Guadalupe alcanzan tamaños > 5 mm.

**Tabla 4.** Características texturales de los cristales de plagioclasa en cada volcán.

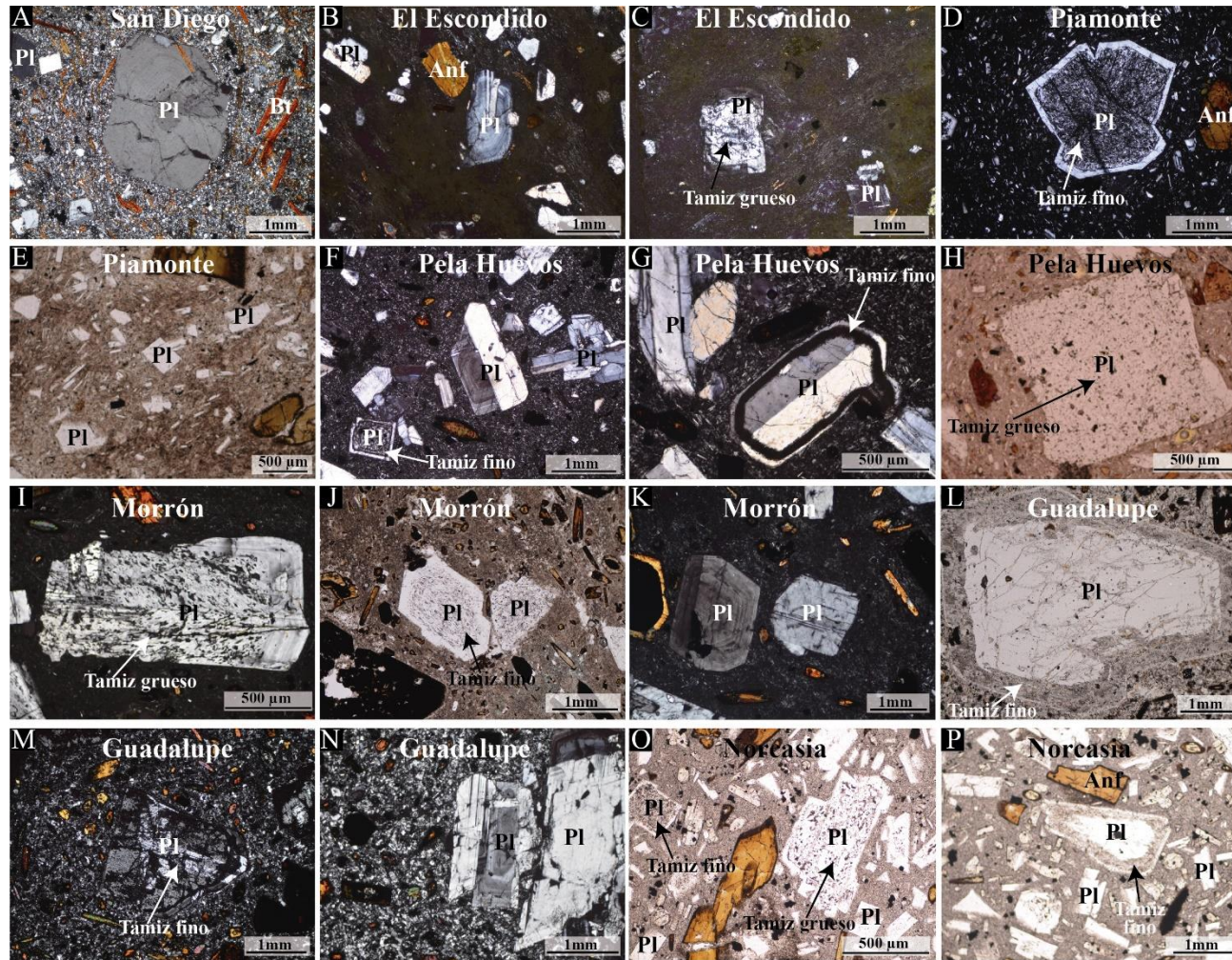
<b>Volcán</b>	<b>Plagioclasa limpia</b>	<b>Plagioclasa con tamiz grueso</b>	<b>Plagioclasa con tamiz fino</b>
San Diego	✓		
El Escondido	✓	✓	✓
Piamonte	✓	✓	✓
Pela Huevos	✓	✓	✓
Morrón	✓	✓	✓
Guadalupe	✓		✓
Norcasia	✓	✓	✓

### 5.2.2. Anfíbol

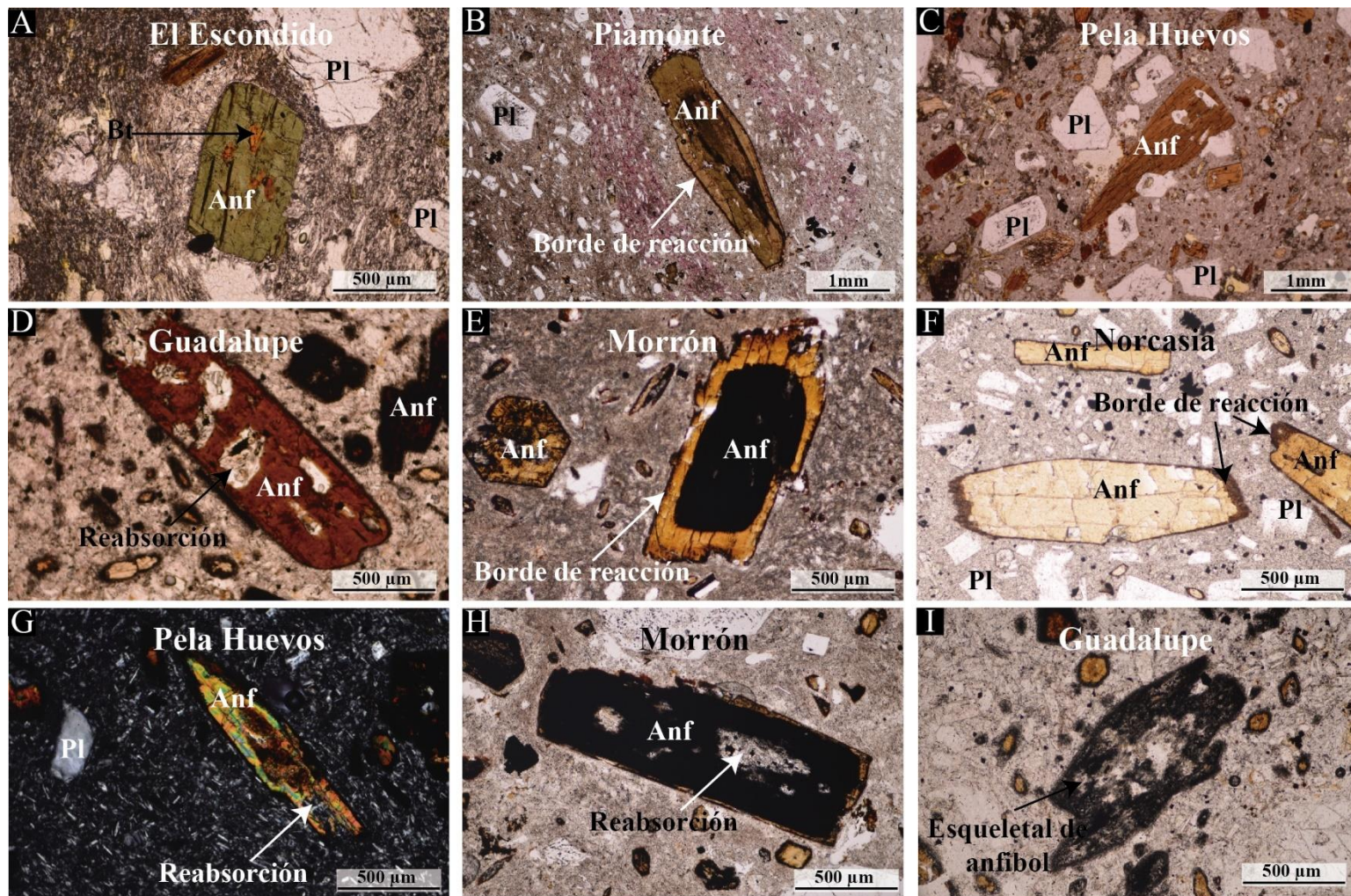
Los fenocristales y microfenocristales de anfíbol son euhedrales a subhedrales con hábitos prismáticos y tabulares. Petrográficamente, existen dos diferentes tipos de anfíboles: un tipo de color verde, el cual presenta pleocroísmo fuerte, y otro tipo de color marrón oscuro con altos grados de oxidación, en donde en algunos casos esta oxidación enmascara totalmente sus propiedades. Texturas de desequilibrio son comunes en los cristales tales como bordes de reacción, texturas de reabsorción y textura esqueletal (Figura 15; Tabla 5). Los fenocristales de anfíbol del volcán El Escondido presentan inclusiones de microfenocristales de biotita.

**Tabla 5.** Características de los cristales de anfíbol en cada volcán.

<b>Volcán</b>	<b>Color</b>	<b>Bordes de reacción</b>	<b>Texturas de reabsorción</b>	<b>Textura esqueletal</b>
El Escondido	Verde			
Piamonte	Verde	✓		
Pela Huevos	Marrón	✓	✓	
Morrón	Marrón	✓	✓	
Guadalupe	Marrón	✓	✓	✓
Norcasia	Marrón	✓	✓	



**Figura 14.** Fotomicrografías de cristales de plagioclasa. **A.** Plagioclasa “limpia”, volcán San Diego. **B.** Plagioclasa “limpia”, volcán El Escondido. **C.** tamiz grueso, volcán El Escondido. **D.** Tamiz fino, volcán Piamonte. **E.** plagioclasa “limpia”, volcán Piamonte. **F.** Plagioclasa “limpia” y tamiz fino, volcán Pela Huevos. **G.** Tamiz fino, volcán Pela Huevos. **H.** Tamiz grueso, volcán Pela Huevos. **I.** Tamiz grueso, volcán Morrón. **J.** Tamiz fino, volcán Morrón. **K.** plagioclasa “limpia”, volcán Morrón. **L.** Tamiz fino, volcán Guadalupe. **M.** Tamiz fino, volcán Guadalupe. **N.** Plagioclasa “limpia”, volcán Guadalupe. **O.** Tamiz grueso y fino, volcán Norcasia. **P.** Tamiz fino, volcán Norcasia.

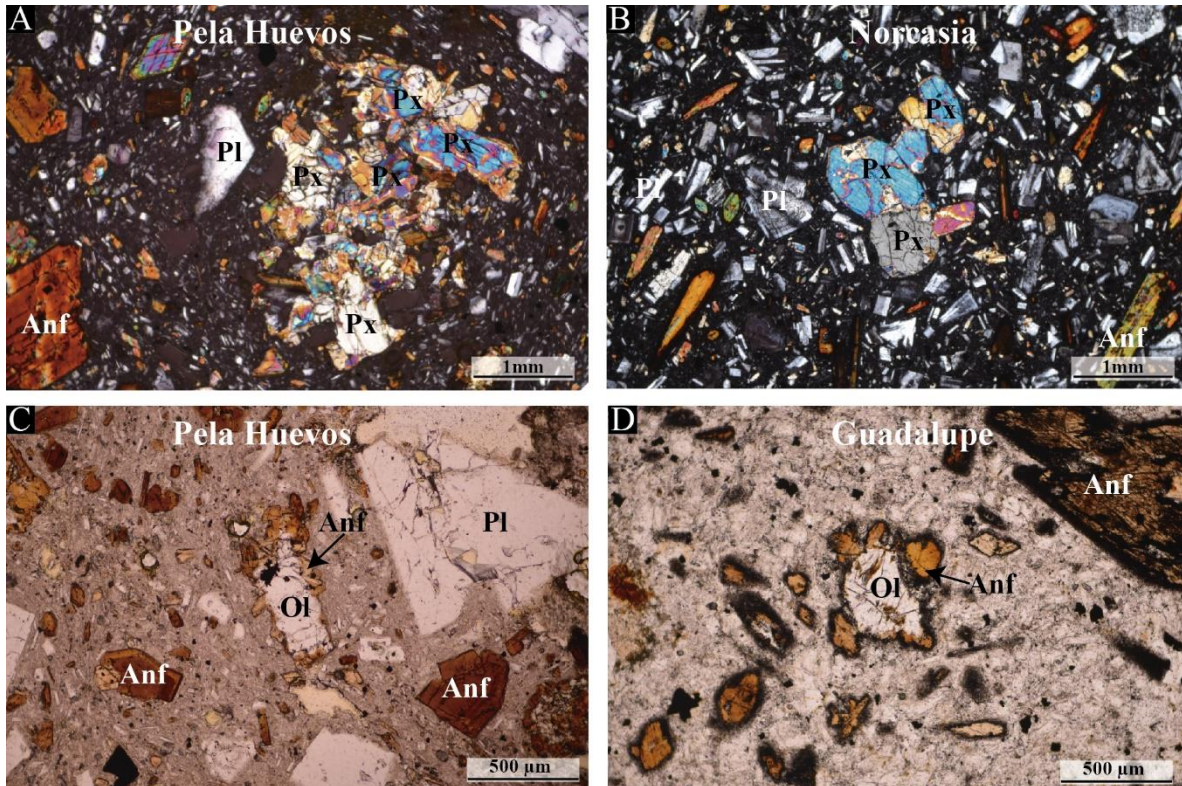


**Figura 15.** Fotomicrografías de cristales de anfíbol. **A.** Anfíbol verde con inclusiones de biotita, volcán El Escondido. **B.** Anfíbol verde con bordes de reacción, volcán Piamonte. **C.** Anfíbol marrón, volcán Pela Huevos. **D.** Anfíbol marrón con reabsorción, volcán Guadalupe. **E.** Anfíbol marrón con oxidación y bordes de reacción, volcán Morrón **F.** Anfíbol con borde de reacción, volcán Norcasia. **G.** Anfíbol con reabsorción, volcán Pela Huevos. **H.** Anfíbol con reabsorción, volcán Morrón **I.** Textura esquelética en el anfíbol, volcán Guadalupe.



### 5.2.3. Piroxeno y olivino

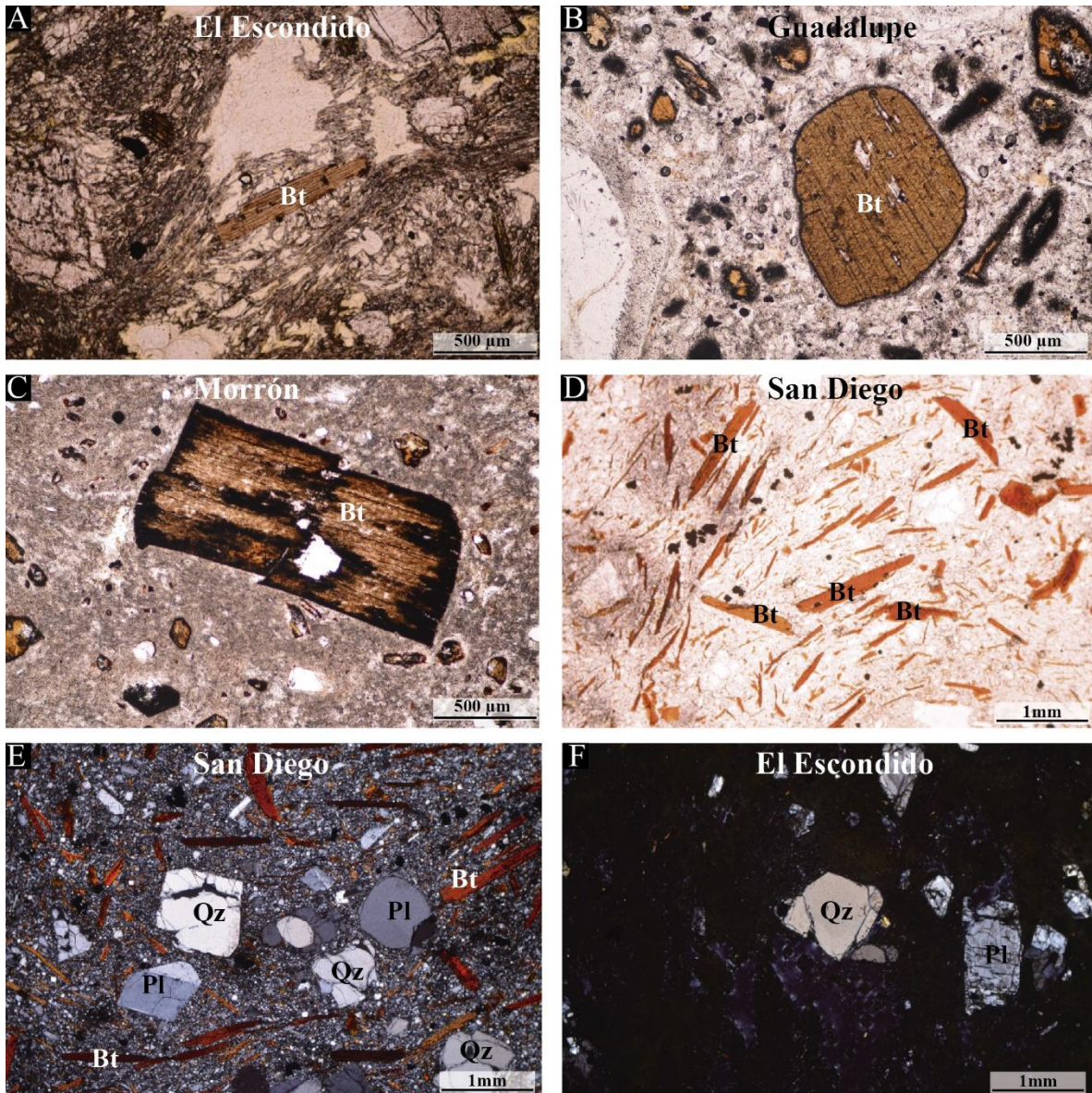
Los fenocristales y microfenocristales de piroxeno, tanto clinopiroxeno como ortopiroxeno, son subhedrales a anhedrales con hábitos prismáticos cortos y tabulares (Figura 16A, B). Los de olivino son anhedrales con hábitos irregulares y en algunos casos tabulares; éstos se presentan únicamente como microfenocristales y están rodeados de microfenocristales de anfíbol (Figura 16C, D).



**Figura 16.** Fotomicrografías de cristales de piroxeno y olivino. **A.** y **B.** Piroxeno, volcán Norcasia. **C.** Olivino rodeando de anfíbol, volcán Pela Huevos. **D.** Olivino rodeando de anfíbol, volcán Guadalupe.

### 5.2.4. Biotita y cuarzo

La biotita se presenta principalmente como microfenocristales (Figura 17A) y en algunos casos como fenocristales con formas subhedrales, hábitos tabulares y laminares, extinción ojo de pájaro y bordes de reacción (Figura 17B, C). Las biotitas el volcán San Diego se presentan principalmente en fenocristales con hábitos laminares y están muy oxidadas (Figura 17D). Los fenocristales y microfenocristales de cuarzo son anhedrales con hábitos irregulares y la mayoría se encuentran muy fracturados (Figura 17E, F).



**Figura 17.** Fotomicrografías de cristales de biotita y cuarzo. **A.** Microfenocristal de biotita, volcán El Escondido. **B.** Biotita con borde de reacción, volcán Guadalupe. **C.** Biotita con oxidación y borde de reacción, volcán Morrón. **D.** Biotita altamente oxidada, volcán San Diego. **E.** Cuarzo, volcán San Diego. **F.** Cuarzo, volcán El Escondido.

### 5.3. Química mineral

En total se realizaron 591 análisis químicos a los minerales entre fenocristales y microfenocristales. La Tabla 6 muestra la distribución de análisis realizados por cada mineral.

**Tabla 6.** Análisis de microsonda en las diferentes especies minerales.

Especie mineral	Número de cristales	Número de medidas
Plagioclasa	72	313
Anfíbol	86	121
Piroxeno	5	8
Olivino	8	8
Biotita	9	9
Óxidos de Fe-Ti	70	132
<b>Total</b>	<b>250</b>	<b>591</b>

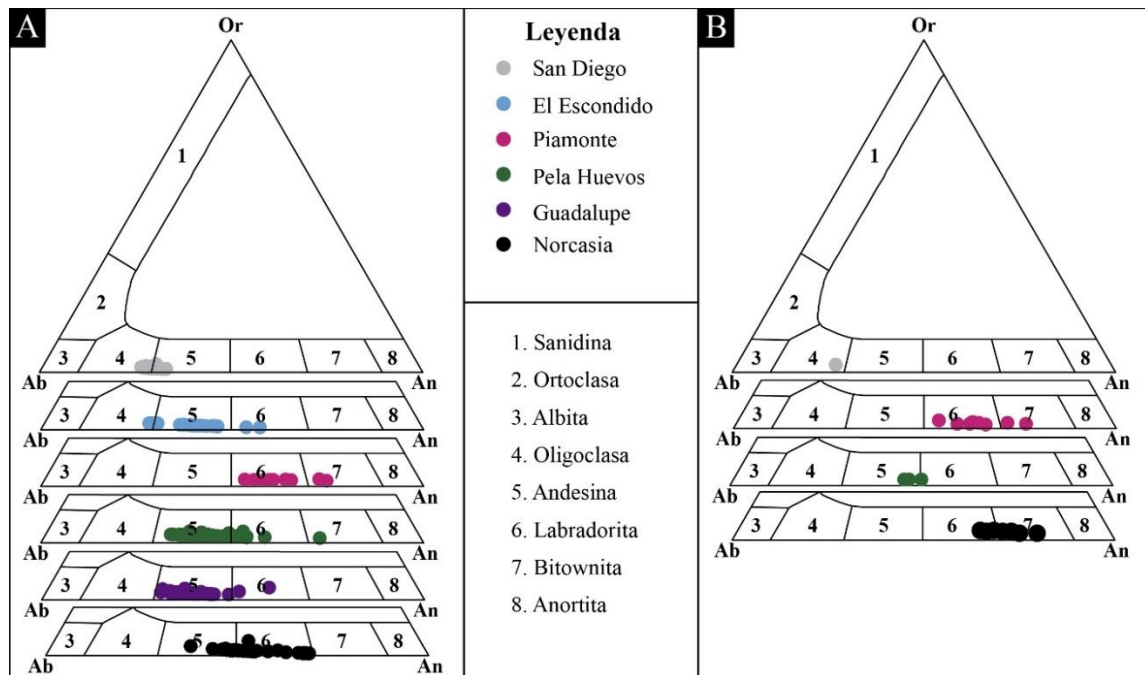
### 5.3.1. Plagioclasa

Los análisis de microsonda se realizaron en las tres poblaciones de plagioclasa identificadas petrográficamente. En general, todos los cristales de plagioclasa presentan composiciones que varían entre An<sub>26-74</sub>. Los cristales de los volcanes San Diego (An<sub>26-32</sub>) y El Escondido (An<sub>27-57</sub>) son principalmente oligoclasa y andesina, los cristales de los volcanes Pela Huevos (An<sub>33-73</sub>), Guadalupe (An<sub>30-57</sub>) y Norcasia (An<sub>36-68</sub>) corresponden a andesina y labradorita, mientras que los cristales del volcán Piamonte (An<sub>53-74</sub>) varían desde andesina hasta bitownita (Figura 18A). La composición de los microfenocristales no varía con respecto a los fenocristales (Figura 18B). Desafortunadamente, no se obtuvieron datos de plagioclasa en el volcán Morrón. La Tabla 7 muestra algunos análisis químicos representativos de cristales de plagioclasa; la totalidad de los resultados se presentan en el Anexo 1. Específicamente para cada volcán, no se observan grupos discriminados por su composición química (Figura 19).

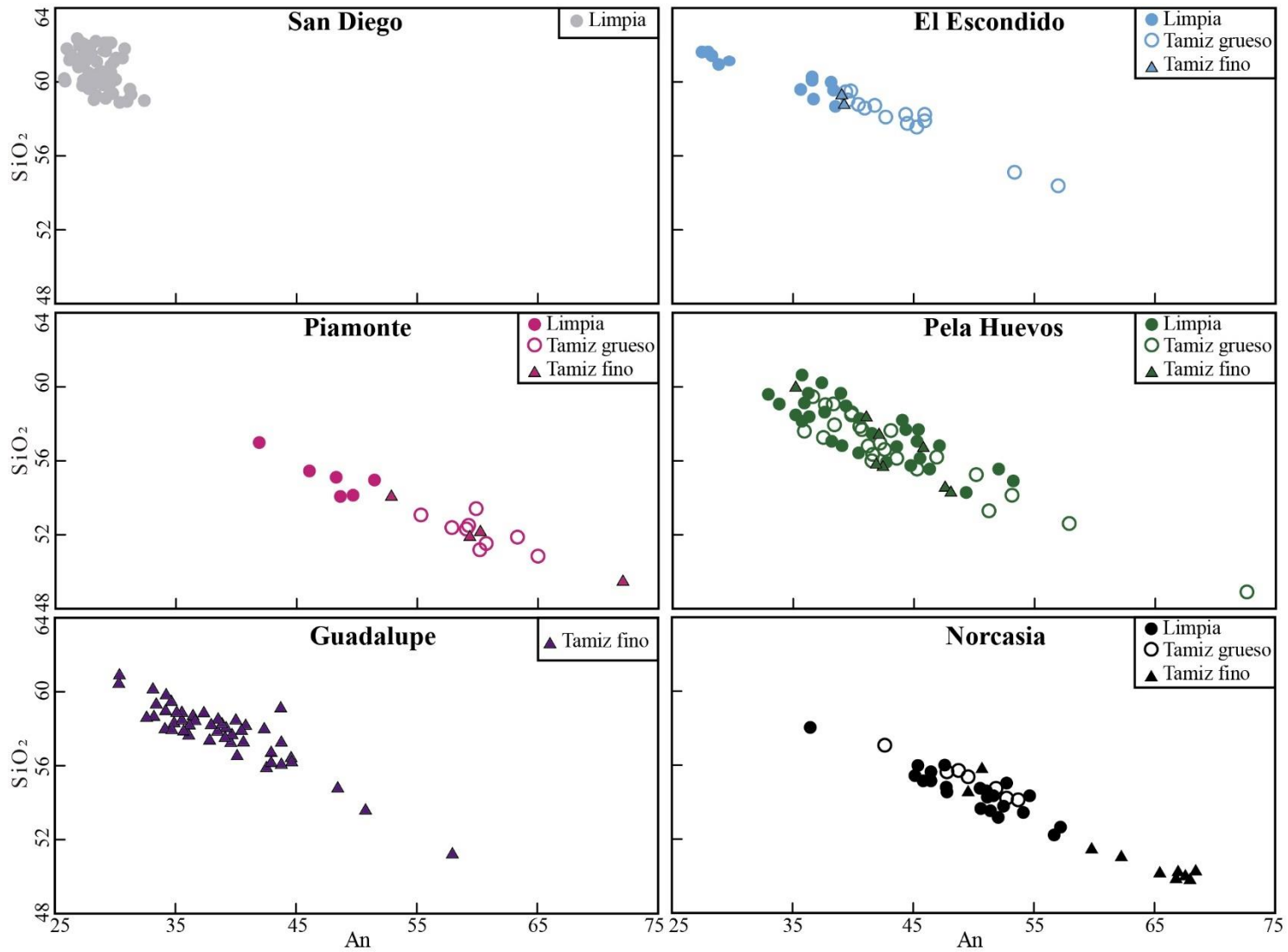
Los análisis de microsonda en cristales de plagioclasa revelaron zonaciones inversas (Figura 20A, B) y oscilatorias (Figura 20C, D, E, F). La zonación oscilatoria es la más común y está presente en los volcanes El Escondido, Pela Huevos, Norcasia, Piamonte y Guadalupe; mientras que la zonación inversa está presente en algunos cristales de los volcanes El Escondido y Pela Huevos. Los cristales de plagioclasa del volcán San Diego son muy homogéneas y no presentan zonación.

**Tabla 7.** Datos químicos y cationes por unidad de formula (c.p.f.u.) de cristales representativos de plagioclasa de los productos del Campo Volcánico Monogenético Samaná.

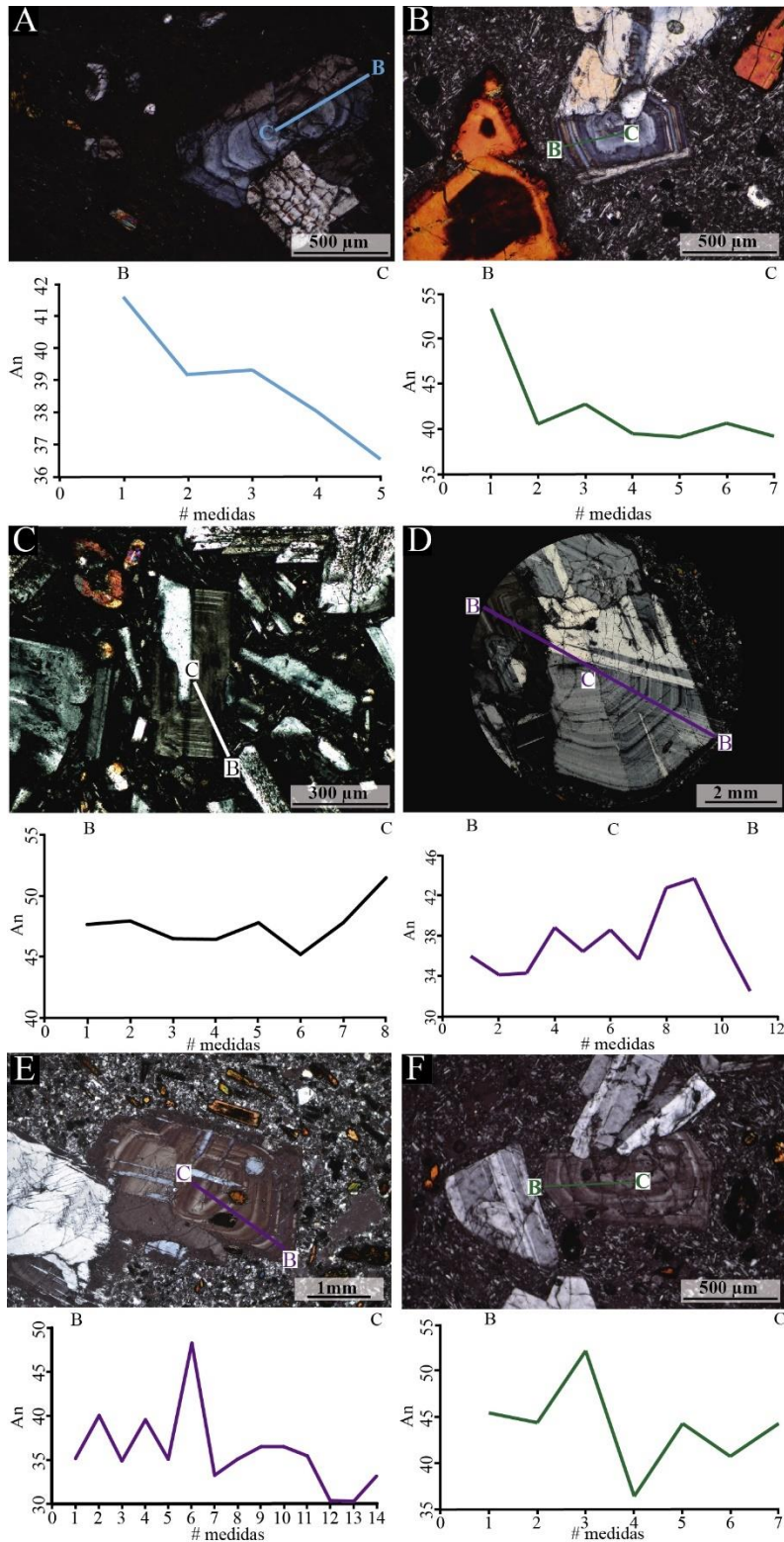
Volcán	VSD	VSD	VEE	VEE	VP	VP	VPH	VPH	VG	VG	VN	VN
Código	C4- pl6	C6- pl4	C13- pl4	C15- pl3	C3- pl2	C10- pl2	C8- pl3	C17- pl5	C4- Pl18	C6- pl18	C5- pl2	C12- pl2
SiO <sub>2</sub>	60,3	59,0	54,3	61,6	54,2	48,4	49,0	59,5	51,2	61,0	50,3	58,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,5	24,9	29,0	24,2	28,5	31,7	31,2	24,7	29,4	24,2	30,5	25,0
FeO	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,4	0,1	0,4	0,3
CaO	5,5	6,8	11,7	5,9	11,2	15,3	15,1	7,1	10,5	6,2	14,1	7,7
Na <sub>2</sub> O	8,6	7,8	4,8	8,5	5,5	2,9	3,1	7,7	3,9	7,7	3,5	7,1
K <sub>2</sub> O	0,3	0,2	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1	0,3	0,4	0,4	0,1	0,5
Total	98,2	98,7	100,2	100,6	99,7	98,7	98,7	99,4	95,8	99,5	99,1	98,8
% An	25,6	32,4	56,8	27,3	52,8	74,2	72,6	33,1	57,8	30,3	68,4	36,4
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,7	2,7	2,4	2,7	2,5	2,2	2,3	2,7	2,4	2,7	2,3	2,6
Al	1,3	1,3	1,5	1,3	1,5	,17	1,7	1,3	1,6	1,3	1,7	1,3
Fe <sup>2+</sup>	0,0	0,0	0,01	0,0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,0	0,02	0,01
Ca	0,3	0,3	0,6	0,3	0,5	0,8	0,7	0,3	0,5	0,3	0,7	0,4
Na	0,8	0,7	0,4	0,7	0,5	0,3	0,3	0,7	0,4	0,7	0,3	0,6
K	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,0	0,0	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03



**Figura 18.** Diagramas de clasificación de plagioclasa (Rahman & MacKenzie, 1969). **A.** Fenocristales. **B.** Microfenocristales.



**Figura 19.** Diagramas de SiO<sub>2</sub> vs An en cristales de plagioclasa de los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Samaná.



**Figura 20.** Diagramas de variación de An de centro a borde en cristales de plagioclasa. **A.** Zonación inversa, volcán El Escondido. **B.** Zonación inversa, volcán Pela Huevos. **C.** Zonación oscilatoria, volcán Norcasia. **D.** y **E.** Zonación oscilatoria, volcán Guadalupe. **F.** Zonación oscilatoria, volcán Pela Huevos.

### 5.3.2. Anfíbol

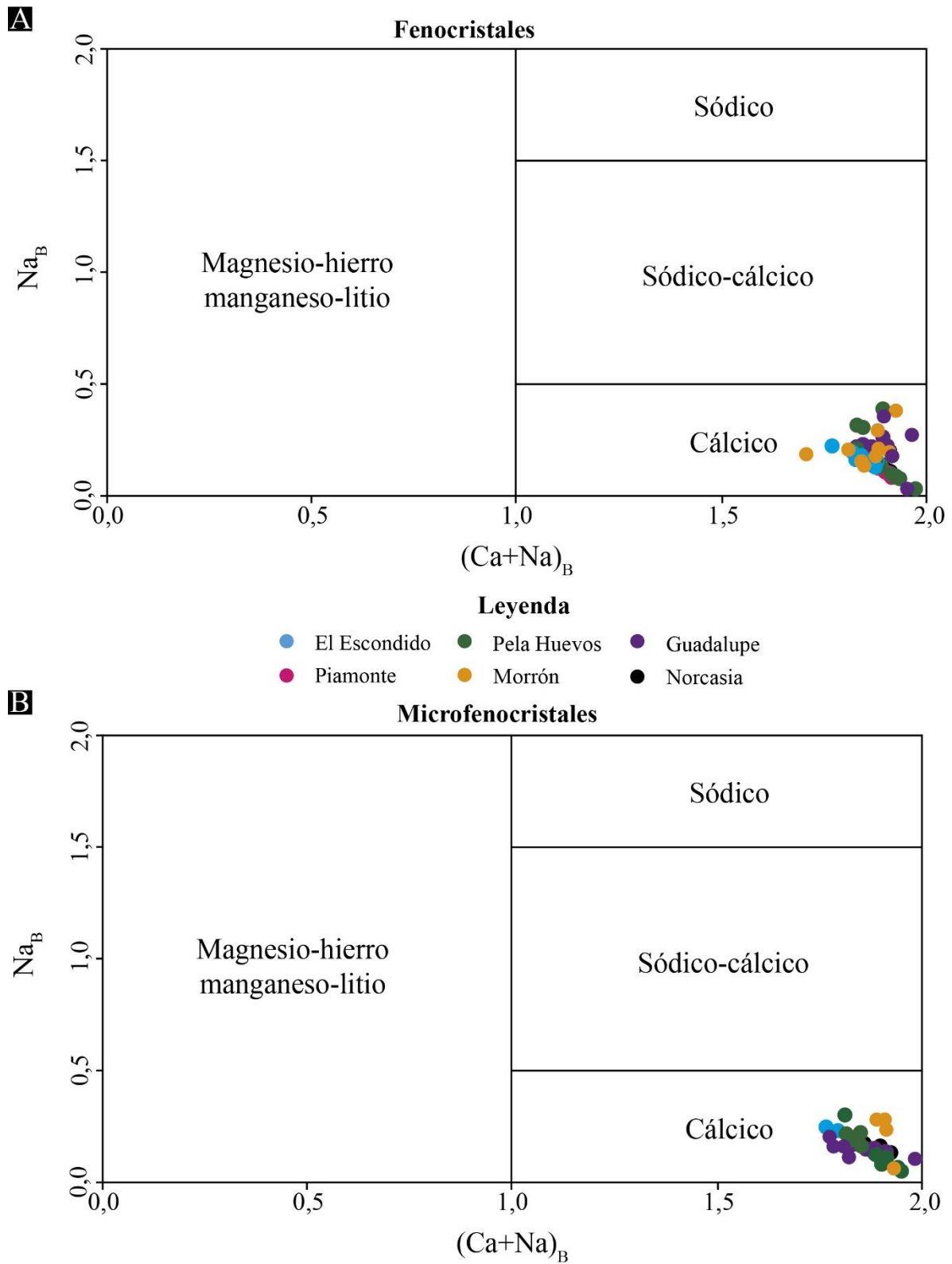
Los análisis de microsonda se realizaron en los dos tipos de anfíbol identificados petrográficamente. De acuerdo al diagrama de  $(Ca + Na)_B$  vs  $Na_B$  propuesto por Leake et al. (1997), todos los cristales de anfíbol presentes se clasifican como cristales de anfíbol cálcicos (Figura 21). El anfíbol es de tipo tschermakita y magnesiohastingsita y están presentes en todos los volcanes excepto en el volcán El Escondido, el cual no presenta magnesiohastingsita. Adicionalmente los volcanes Pela Huevos y Guadalupe presentan algunos cristales de magnesiohornblenda (Figura 22). La diferencia entre los cristales de tschermakita y magnesiohastingsita se da únicamente por el contenido de  $(Na + K)_A$  (Leake et al., 1997). No se observó ninguna diferencia en el tipo de anfíbol entre fenocristales y microfenocristales en las muestras analizadas (Figura 23).

Específicamente, los análisis químicos en borde y centro de los cristales, evidencian que algunos fenocristales presentan mayor contenido de #Mg en el centro que en el borde (i.e. zonación normal, Figura 24A, B) y otros presentan menor contenido de #Mg en el centro que en el borde (i.e. zonación inversa, Figura 24C, D). La Tabla 8 muestra algunos análisis químicos representativos de cristales de anfíbol; la totalidad de los resultados se presentan en el Anexo 2.

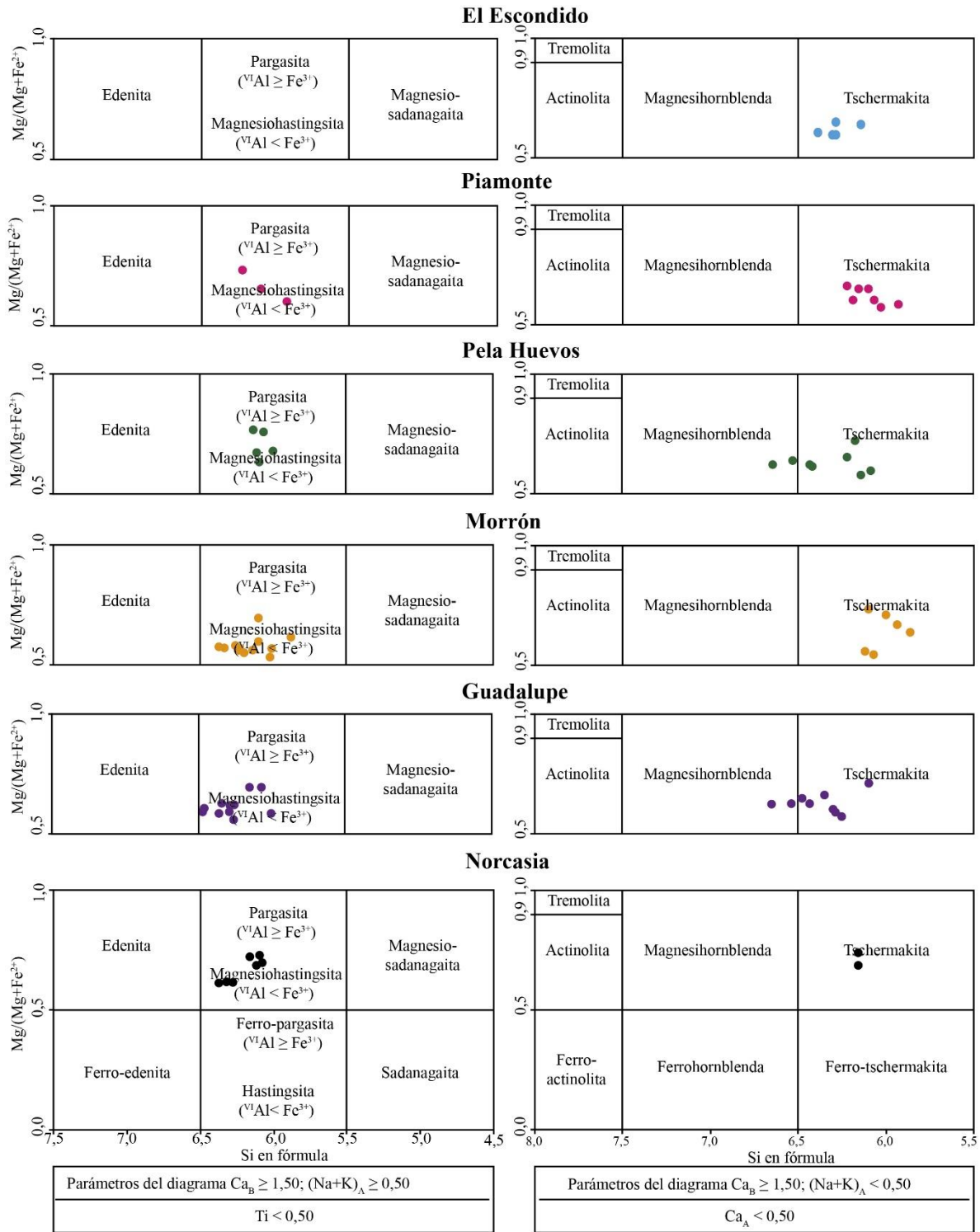
**Tabla 8.** Datos químicos y cationes por unidad de formula (c.p.f.u.) de cristales representativos de anfíbol en los productos del Campo Volcánico Monogenético Samaná.

Volcán	VEE	VP	VP	VPH	VPH	VM	VM	VG	VG	VN	VN
Código	1c4b- anf	8c5a- anf	8c5c- anf	4c10b- anf	4c10d- anf	130- anf09	130- anf25	7c10d- anf	132- anf03	9c3b- anf	9c6c- anf
SiO <sub>2</sub>	44,47	41,52	41,51	41,88	44,84	43,07	42,00	45,83	45,17	42,66	43,43
TiO <sub>2</sub>	1,29	2,01	1,96	1,79	0,93	0,98	1,07	0,80	0,94	2,44	2,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,34	12,61	13,79	12,98	10,37	12,53	12,13	9,90	11,75	11,79	10,65
FeO	14,71	12,81	14,34	15,10	13,50	16,07	17,94	14,24	15,10	11,82	14,20
MnO	0,55	0,17	0,23	0,29	0,70	0,00	0,00	0,36	0,00	0,17	0,20
MgO	12,76	13,15	11,84	12,13	13,17	11,93	11,90	13,01	12,27	14,51	12,87
CaO	10,36	11,35	11,31	11,21	12,46	11,20	10,18	10,44	9,86	11,3	10,85
Na <sub>2</sub> O	1,83	2,30	2,20	2,20	1,69	2,70	2,67	2,83	3,57	2,46	2,28
K <sub>2</sub> O	0,36	0,54	0,51	0,40	0,28	0,63	0,87	0,26	0,60	0,46	0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,05
Total	97,70	96,48	97,73	97,99	97,94	99,11	98,76	97,71	99,26	97,46	98,24
Cationes por unidad de formula con base en 13 cationes (13eCNK)											
<sup>T</sup> Si	6,38	6,11	6,06	6,09	6,53	6,24	6,08	6,64	6,48	6,16	6,32
<sup>T</sup> Al <sup>IV</sup>	1,62	1,89	1,94	1,91	1,41	1,76	1,92	1,36	1,52	1,84	1,68
<sup>C</sup> Al <sup>VI</sup>	0,30	0,30	0,43	0,31	0,31	0,37	0,15	0,33	0,46	0,16	0,15
<sup>C</sup> Ti	0,14	0,22	0,22	0,20	0,10	0,11	0,1	0,09	0,10	0,26	0,30
<sup>C</sup> Fe <sup>3+</sup>	1,26	0,80	0,81	1,03	0,55	0,83	1,48	0,75	0,72	0,92	0,69
<sup>C</sup> Mg	2,73	2,88	2,58	2,63	2,86	2,58	2,57	2,81	2,62	3,12	2,79
<sup>C</sup> Fe <sup>2+</sup>	0,51	0,78	0,94	0,81	1,10	1,12	0,69	0,97	1,09	0,51	1,04
<sup>C</sup> Mn	0,07	0,02	0,03	0,04	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
<sup>B</sup> Ca	1,59	1,79	1,77	1,75	1,94	1,74	1,58	1,62	1,52	1,72	1,69
<sup>B</sup> Na	0,41	0,21	0,23	0,25	0,06	0,26	0,42	0,38	0,48	0,28	0,31
<sup>A</sup> Na	0,10	0,44	0,39	0,36	0,42	0,50	0,33	0,42	0,51	0,41	0,34
<sup>A</sup> K	0,07	0,10	0,10	0,07	0,05	0,12	0,16	0,05	0,11	0,08	0,18

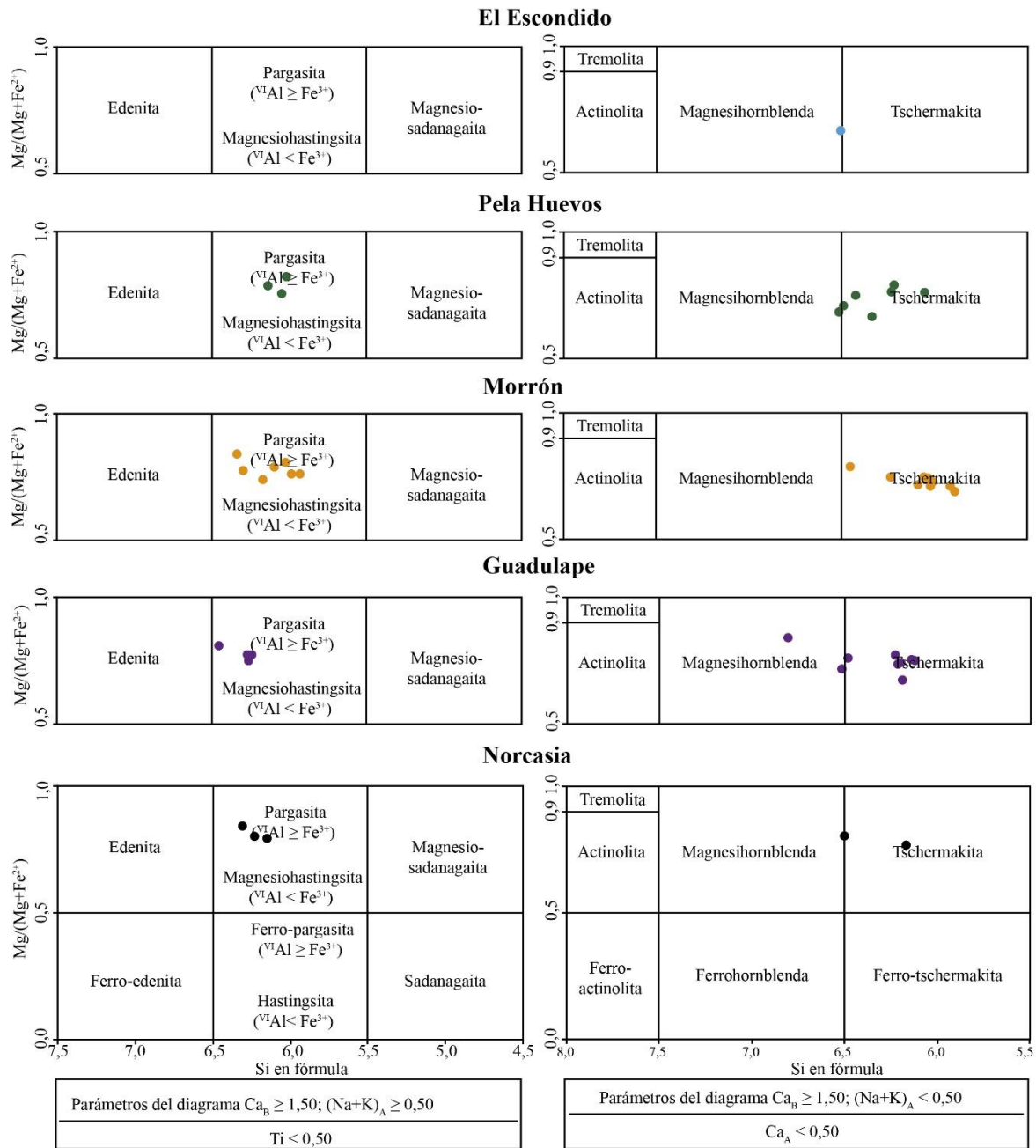




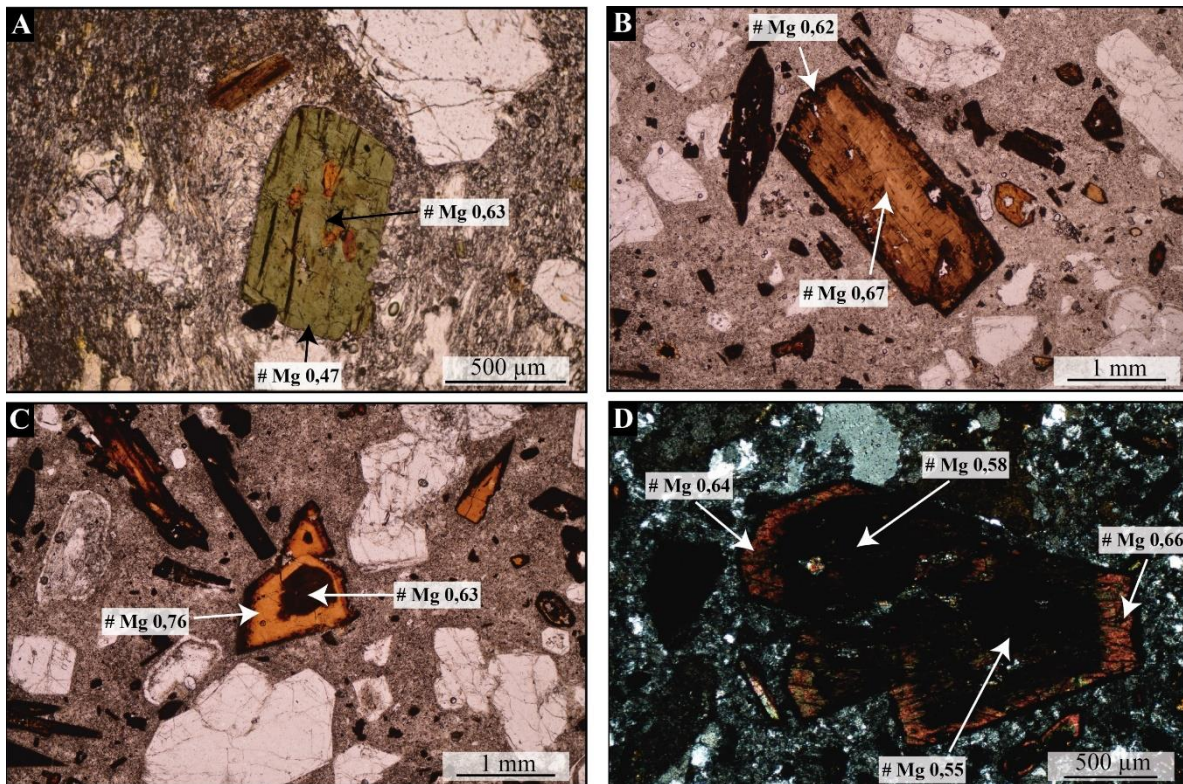
**Figura 21.** Diagramas de clasificación de anfíbol (Leake et al., 1997). **A.** Fenocristales. **B.** Microfenocristales.



**Figura 22.** Diagrama de clasificación de fenocristales de anfíbol cálcicos (Leake et al., 1997).



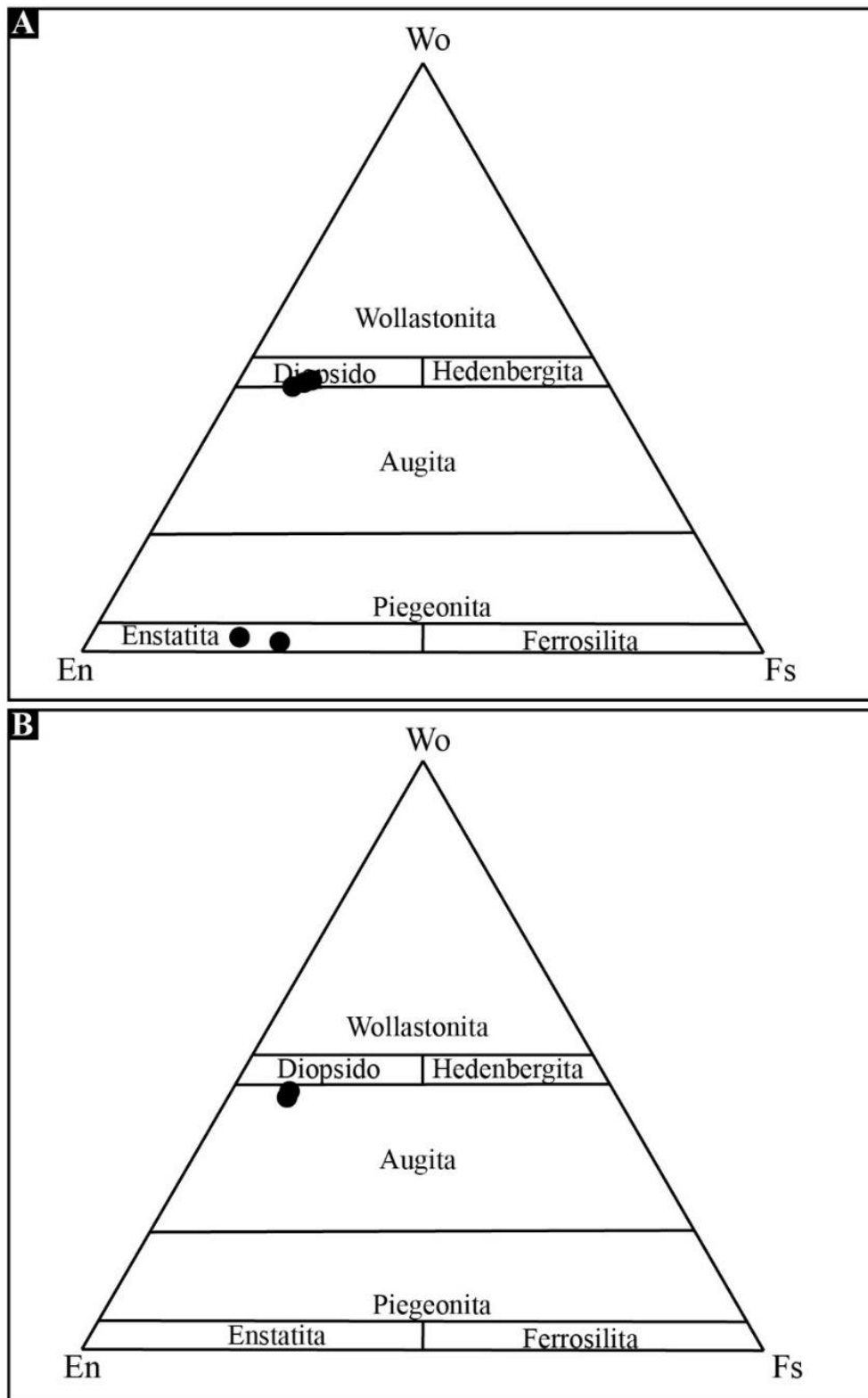
**Figura 23.** Diagramas de clasificación de microfenocristales de anfíbol cálcicos (Leake et al., 1997).



**Figura 24.** Zonación de cristales de anfíbol. **A.** Zonación normal, volcán El Escondido. **B.** Zonación normal, volcán Pela Huevos. **C.** Zonación inversa, volcán Pela Huevos. **D.** Zonación inversa, volcán Guadalupe.

### 5.3.3. Piroxeno

De acuerdo al contenido de Wollastonita (Wo), Enstatita (En) y Ferrosilita (Fs), los fenocristales se clasifican como enstatita ( $Wo_{2-3}$ ,  $En_{70-76}$ ,  $Fs_{21-28}$ ) y diópsido ( $Wo_{44-45}$ ,  $En_{41-42}$ ,  $Fs_{13-15}$ ) (Figura 25A), mientras que los microfenocristales corresponden a clinopiroxeno tipo augita ( $Wo_{42-44}$ ,  $En_{46-47}$ ,  $Fs_{10-11}$ ) (Figura 25B). Estos resultados corresponden a cristales del volcán Norcasia, ya que no se obtuvieron análisis de piroxeno para el volcán Pela Huevos (Tabla 9).



**Figura 25.** Diagrama de clasificación de piroxeno para el volcán Norcasia (Morimoto, 1989). **A.** Fenocristales. **B.** Microfenocristales.

**Tabla 9.** Datos químicos y cationes por unidad de formula (c.p.f.u.) de cristales de piroxeno en el volcán Norcasia.

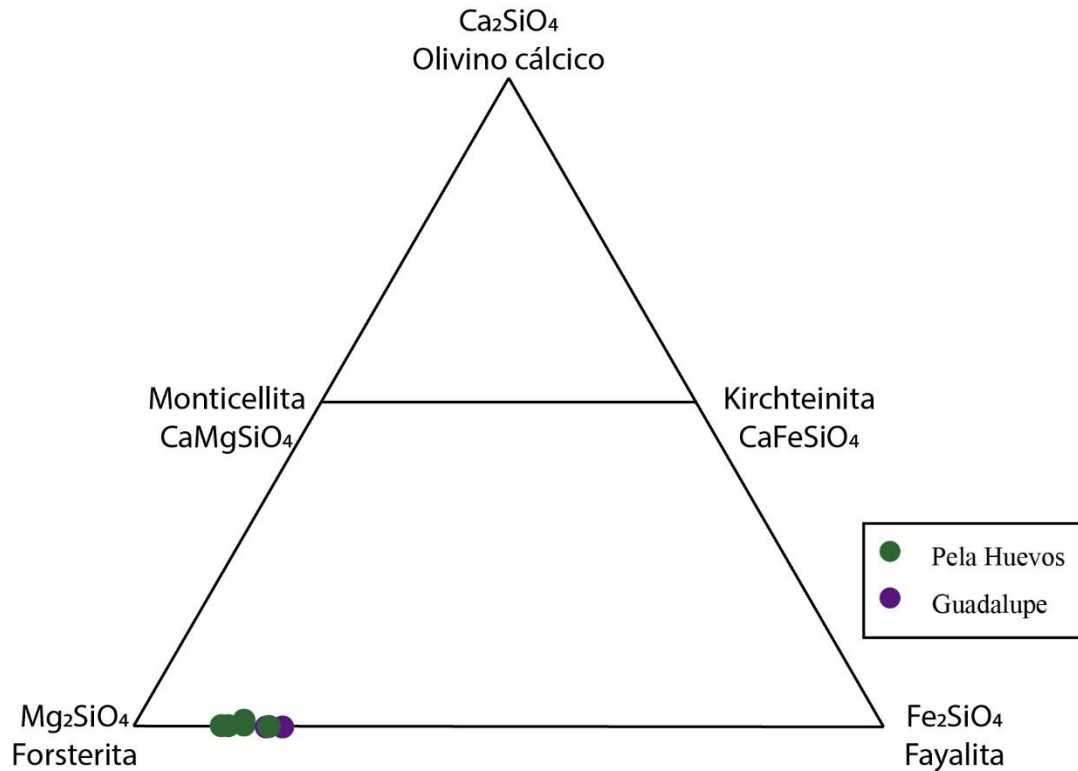
Código	Fenocristales						Microfenocristales	
	9c4-a-px	9c4-b-px	9c4cpx	9c4-d-px	9c6-a-px	9c6-b-px	9c4-e-px	9c4-f-px
SiO <sub>2</sub>	50,59	51,54	51,59	50,79	54,89	53,50	52,65	52,89
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,41	0,35	0,29	0,14	0,16	0,26	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,69	2,69	2,68	1,48	1,73	1,03	2,29	1,85
FeO	8,01	6,81	6,47	9,28	14,39	18,25	6,39	6,96
MnO	0,25	0,17	0,18	0,32	0,27	0,65	0,19	0,20
MgO	14,53	15,68	15,67	14,27	27,83	24,93	16,20	16,69
CaO	21,13	21,47	21,20	21,29	1,28	0,96	20,83	20,73
Na <sub>2</sub> O	0,57	0,44	0,52	0,48	0,06	0,05	0,53	0,44
K <sub>2</sub> O	0,005	0,001	0,00	0,005	0,00	0,008	0,002	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,017	0,003	0,00	0,416	0,00	0,00	0,03	0,02
Total	99,07	99,26	98,65	98,61	100,58	99,52	99,37	100,1
Wo	44,39	44,17	44,11	44,00	2,51	1,93	43,08	41,97
En	42,47	44,89	45,38	41,03	75,57	69,51	46,61	47,02
Fs	13,13	10,94	10,51	14,97	21,93	28,56	10,31	11,01
Cationes por unidad de formula con base en 6 oxígenos								
Si	1,898	1,919	1,928	1,928	1,958	1,968	1,947	1,947
Ti	0,008	0,012	0,010	0,008	0,004	0,004	0,007	0,006
Al <sup>IV</sup>	0,102	0,081	0,072	0,061	0,042	0,032	0	0
Al <sup>VI</sup>	0,062	0,037	0,046	0,005	0,030	0,013	0,100	0,080
Al (total)	0,163	0,118	0,118	0,066	0,073	0,045	0,100	0,080
Fe <sup>3+</sup>	0,067	0,052	0,045	0,097	0,008	0,014	0,031	0,043
Fe <sup>2+</sup>	0,185	0,160	0,158	0,198	0,422	0,548	0,167	0,171
Mn	0,008	0,005	0,006	0,010	0,008	0,020	0,006	0,006
Mg	0,813	0,871	0,873	0,807	1,480	1,367	0,893	0,916
Ca	0,850	0,857	0,849	0,866	0,049	0,038	0,825	0,818
Na	0,041	0,032	0,038	0,035	0,004	0,003	0,038	0,032
P	0,001	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,001	0,001

### 5.3.4. Olivino

Los cristales de olivino corresponden a Fo<sub>85-88</sub> en el volcán Pela Huevos y a Fo<sub>81-83</sub> en el volcán Guadalupe (Figura 26), ambos como microfenocristales. Los demás volcanes no presentan este mineral (Tabla 10).

**Tabla 10.** Datos químicos y cationes por unidad de formula (c.p.f.u.) de cristales de olivino en los volcanes Pela Huevos y Guadalupe.

<b>Volcán</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>2c11-b- ol</b>	<b>2c14-a- ol</b>	<b>2c14-b- ol</b>	<b>2c17-c- ol</b>	<b>2c18-a- ol</b>	<b>4c12-d- ol</b>	<b>7c2-a-ol</b>	<b>7c9-a-ol</b>
SiO <sub>2</sub>	40,85	38,73	39,16	39,62	39,40	39,38	38,89	38,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02
FeO	11,32	13,83	12,2	11,16	13,63	16,83	16,27	17,80
MnO	0,17	0,23	0,17	0,16	0,18	0,26	0,27	0,24
MgO	47,33	45,60	46,77	47,52	45,57	43,40	43,93	42,57
CaO	0,10	0,12	0,09	0,12	0,00	0,02	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,00	0,03	0,03
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,05	0,00
Total	99,81	98,55	98,41	98,62	98,80	99,92	99,44	99,18
Fo	88,00	85,25	87,06	88,21	85,47	81,90	82,56	80,79
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos								
Si	1,008	0,984	0,988	0,992	0,995	0,998	0,989	0,991
Al	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe <sup>2+</sup>	0,234	0,294	0,258	0,234	0,288	0,357	0,346	0,382
Mn	0,004	0,005	0,004	0,003	0,004	0,006	0,006	0,005
Mg	1,742	1,728	1,760	1,774	1,716	1,640	1,666	1,630
Ca	0,003	0,003	0,002	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,002	0,001
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000



**Figura 26.** Diagrama de clasificación de cristales de olivino.

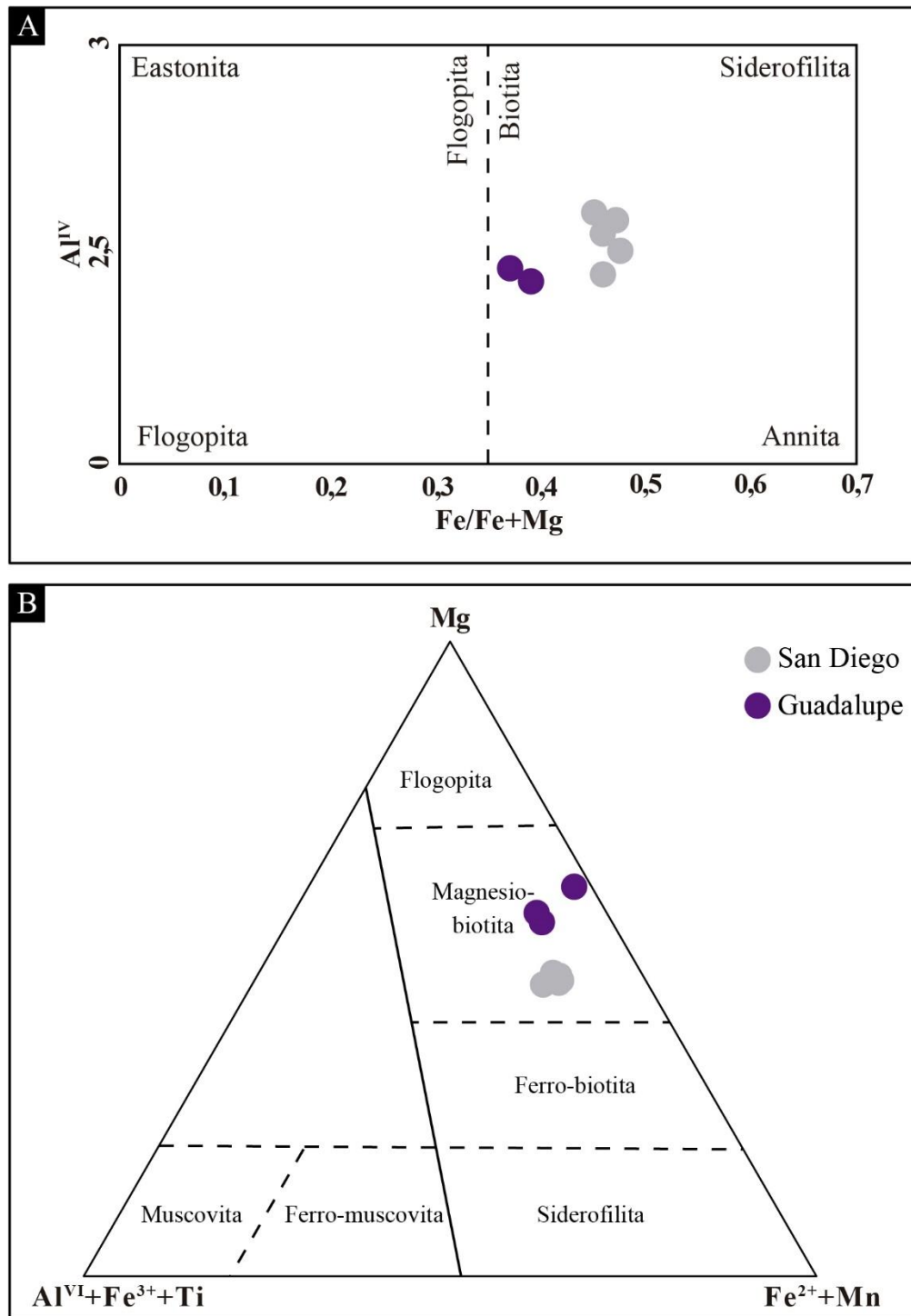
### 5.3.5. Biotita

Según el diagrama  $Fe/Fe+Mg$  vs  $Al^{IV}$  propuesto por Deer et al. (1992), los cristales de estas rocas se ubican en el campo de annita-siderofilita (Figura 27A). En el diagrama ternario  $Mg, Fe^{2+}+Mn, Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$  propuesto por Foster (1960), los cristales son clasificados como magnesio-biotitas (Figura 27B). Los análisis de biotita fueron obtenidos únicamente en los volcanes San Diego y Guadalupe (Tabla 11).



**Tabla 11.** Datos químicos y cationes por unidad de fórmula (c.p.f.u.) de cristales de biotita de los volcanes San Diego y Guadalupe.

Volcán	Fenocristales							Microfenocristales	
	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VG	VG	VSD	VG
Código	6c4-c- bt	6c5-b- bt	6c9-b- bt	6c11-a- bt	6c11-b- bt	7c1-a- bt	7c7-a- bt	6c4-b- bt	7c3-c- bt
SiO <sub>2</sub>	35,50	35,59	36,64	34,91	35,63	36,53	36,39	35,33	36,14
TiO <sub>2</sub>	2,43	2,45	2,90	2,47	2,49	3,14	3,10	2,44	3,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,38	16,20	16,62	16,41	16,24	14,77	14,88	16,11	14,71
FeO	18,87	18,56	17,79	17,85	18,63	15,79	15,12	18,03	15,25
MnO	0,29	0,26	0,27	0,25	0,31	0,10	0,08	0,34	0,13
MgO	11,98	12,13	11,74	12,10	11,78	14,32	14,70	11,99	14,56
Na <sub>2</sub> O	0,82	0,89	0,63	0,72	0,78	1,03	1,22	0,82	1,18
K <sub>2</sub> O	8,37	8,31	8,46	8,45	8,27	8,26	8,00	8,29	7,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02
Total	94,61	94,37	95,02	93,14	94,10	93,90	93,47	93,34	93,16
X <sub>Fe</sub>	0,47	0,46	0,46	0,45	0,47	0,38	0,37	0,46	0,37
Cationes por unidad de formula con base en 22 oxígenos									
Si	5,439	5,456	5,536	5,416	5,477	5,551	5,535	5,469	5,523
Ti	0,280	0,283	0,330	0,289	0,288	0,359	0,355	0,284	0,369
Al <sup>IV</sup>	2,561	2,542	2,465	2,583	2,542	2,449	2,465	2,532	2,475
Al <sup>VI</sup>	0,396	0,387	0,495	0,417	0,419	0,198	0,203	0,407	0,176
Fe <sup>2+</sup>	2,417	2,380	2,248	2,315	2,395	2,007	1,924	2,334	1,950
Mn	0,038	0,033	0,035	0,033	0,041	0,013	0,010	0,044	0,016
Mg	2,737	2,772	2,645	2,798	2,700	3,244	3,333	2,767	3,317
Na	0,243	0,263	0,184	0,216	0,232	0,302	0,360	0,246	0,348
K	1,635	1,625	1,631	1,672	1,623	1,601	1,552	1,636	1,555
P	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002



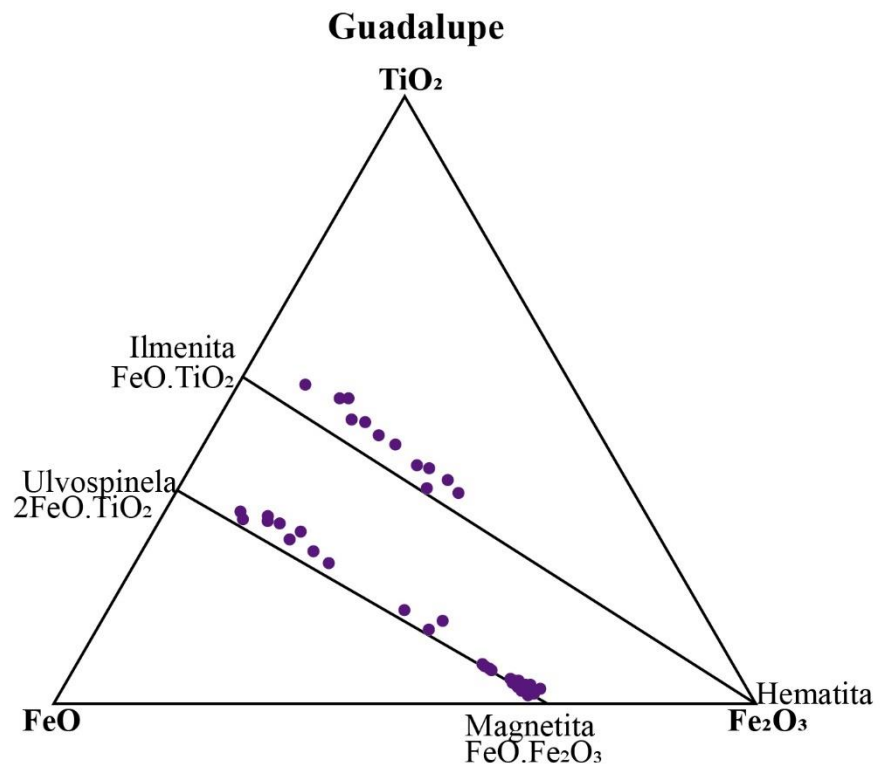
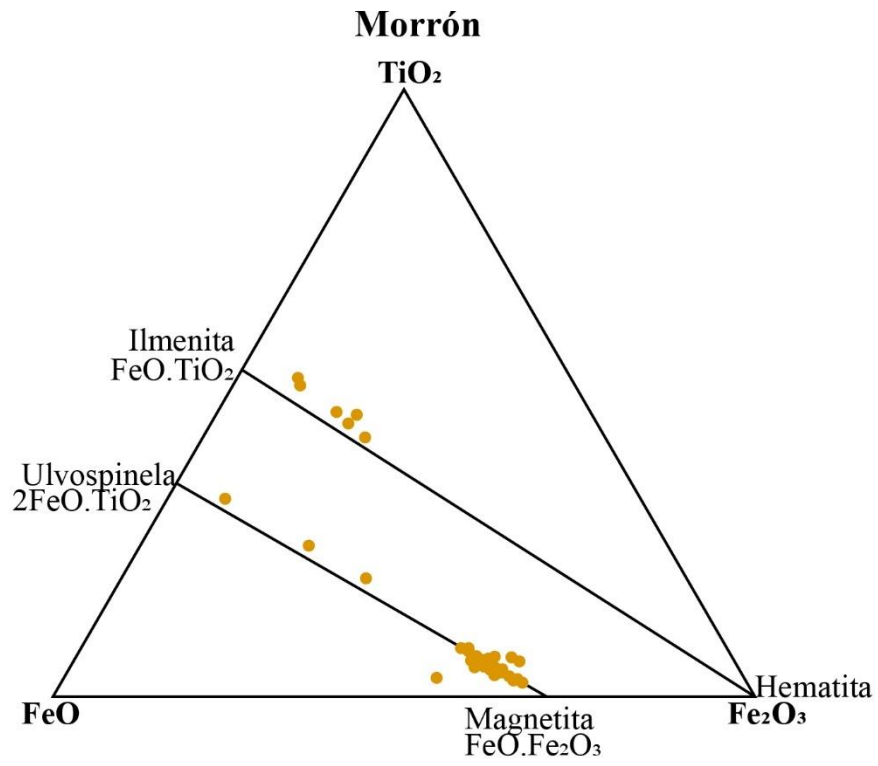
**Figura 27.** Diagramas de clasificación de cristales de biotita. **A.**  $Fe/(Fe+Mg)$  vs  $Al^{IV}$  (Deer et al., 1992). **B.** Diagrama ternario  $Mg$ ,  $Fe^{2++}Mn$ ,  $Al^{VI}+Fe^{3++}Ti$  (Foster, 1960).

### 5.3.6. Óxidos de Fe-Ti

El contenido de hierro total de los óxidos de Fe-Ti fue recalculados siguiendo el método de Carmichael (1967), para obtener los valores de FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, con el objetivo de graficar en el diagrama ternario FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, donde se observa que la mayoría de los cristales corresponden a la solución sólida Ulvoespinela-Magnetita, mientras que algunos otros corresponden a la solución solida Ilmenita-Hematita (Tabla 12; Figura 28). El contenido de ulvoespinela e ilmenita fue calculado de acuerdo a Stormer (1983). Para el volcán Morrón los óxidos varían entre Usp<sub>6-89</sub> Mag<sub>94-11</sub> e Ilm<sub>78-92</sub> Hem<sub>22-8</sub>, mientras para el volcán Guadalupe los óxidos varían entre Usp<sub>4-85</sub> Mag<sub>96-15</sub> e Ilm<sub>61-91</sub> Hem<sub>39-9</sub>. Óxidos de hierro y titanio no fueron analizados para ningún otro volcán. La totalidad de datos de los cristales de óxidos de Fe-Ti se observan en el Anexo 3.

**Tabla 12.** Datos químicos y cationes por unidad de formula (c.p.f.u.) de cristales representativos de óxidos de Fe-Ti de los volcanes Morrón y Guadalupe.

Volcán	VM	VM	VG	VG	VM	VM	VG	VG
Código	130ox-60	130ox-28	132ox-61	132ox-34	130ox-27	130ox-43	132ox-68	132ox-80
SiO <sub>2</sub>	0,06	0,00	0,10	0,15	0,01	0,07	0,04	0,08
TiO <sub>2</sub>	47,47	41,71	49,20	35,93	31,23	2,50	29,13	1,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	0,16	0,08	0,32	0,62	1,80	0,16	0,80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,02	0,09	0,00	0,06	0,12	0,28	0,06
FeO(T)	42,86	54,50	44,38	54,51	64,67	90,02	65,95	90,08
MnO	0,11	0,97	1,16	0,96	0,84	0,17	0,32	0,25
MgO	3,95	1,47	3,91	3,28	1,17	0,75	3,82	0,99
Total	95,32	98,83	98,91	95,13	98,60	95,42	96,70	93,67
Cationes por unidad de formula con base en 3 oxígenos					Con base en 4 oxígenos			
Si	0,002	0,000	0,003	0,004	0,000	0,003	0,002	0,004
Ti	0,933	0,843	0,938	0,764	0,673	0,090	0,866	0,053
Al	0,025	0,005	0,002	0,011	0,021	0,101	0,007	0,047
Cr	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,004	0,009	0,002
Fe <sup>2+</sup>	0,936	1,224	0,940	1,288	1,549	3,595	2,181	3,730
Mn	0,002	0,022	0,025	0,023	0,020	0,007	0,011	0,010
Mg	0,154	0,059	0,148	0,138	0,050	0,053	0,048	0,073



**Figura 28.** Diagramas de clasificación de óxidos de Fe- Ti.

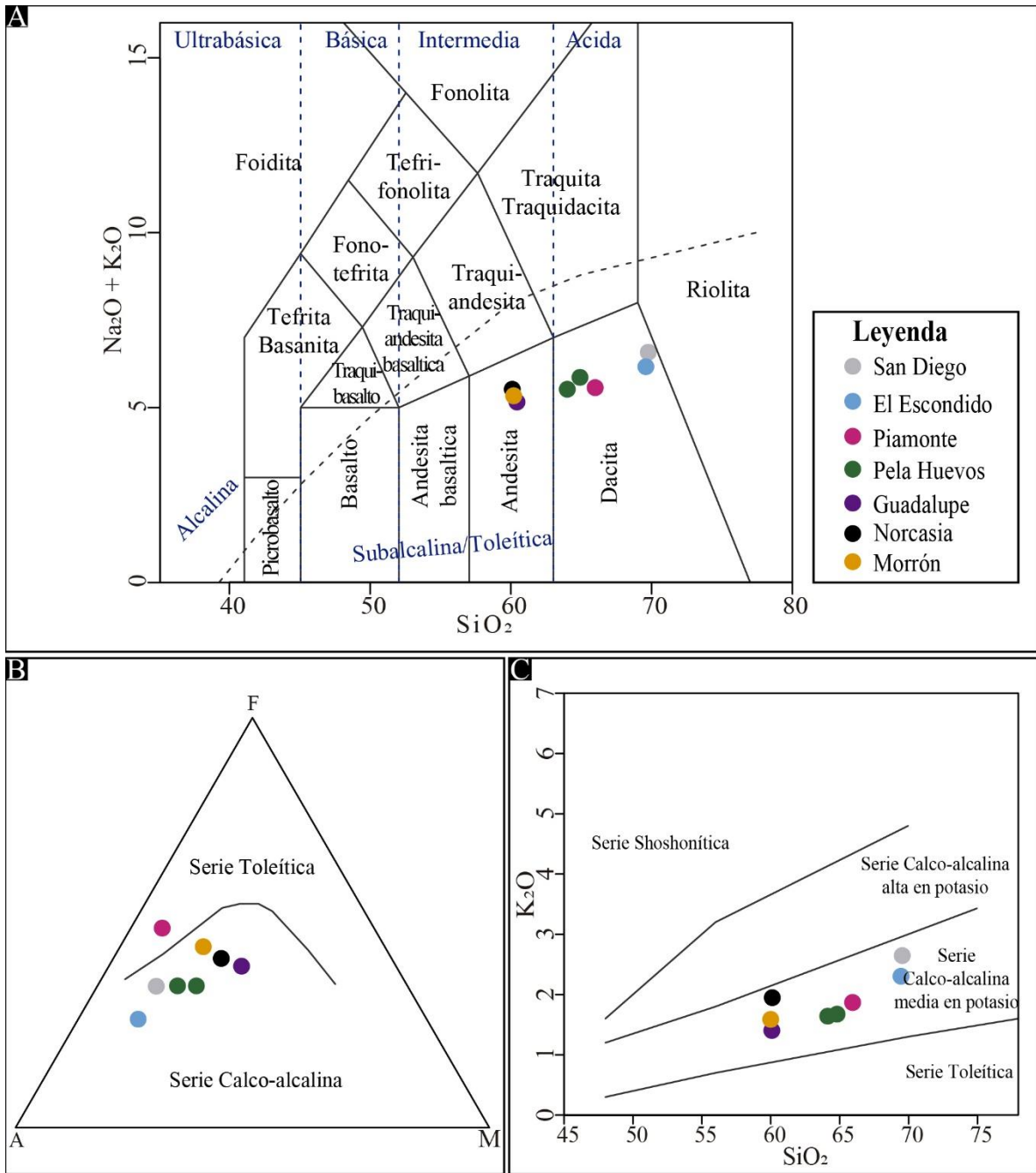
#### 5.4. Química de roca total

Los análisis químicos de roca total de elementos mayores y elementos traza (Tabla 13) corresponden a las mismas muestras analizadas petrográficamente. Los resultados evidencian que San Diego es el volcán más evolucionado (~69 wt.% SiO<sub>2</sub>), mientras que los volcanes Norcasia y Morrón son los menos evolucionados (~60 wt.% SiO<sub>2</sub>). Según el diagrama TAS (Figura 29A; Le Bas et al., 1986), los volcanes pertenecientes al CVMS corresponden a la serie subalcalina, siendo principalmente dacitas, a excepción de los volcanes Norcasia, Guadalupe y Morrón que corresponden a andesitas. En el diagrama AFM (Figura 29B; Irvine & Baragan, 1971), las muestras evidencian una firma geoquímica calco-alcalina, con excepción del volcán Piamonte que muestra una firma toleítica. En el diagrama de K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> (Figura 29C; Peccerillo & Taylor, 1976) todas las muestras corresponden a la serie calco-alcalina media en potasio.

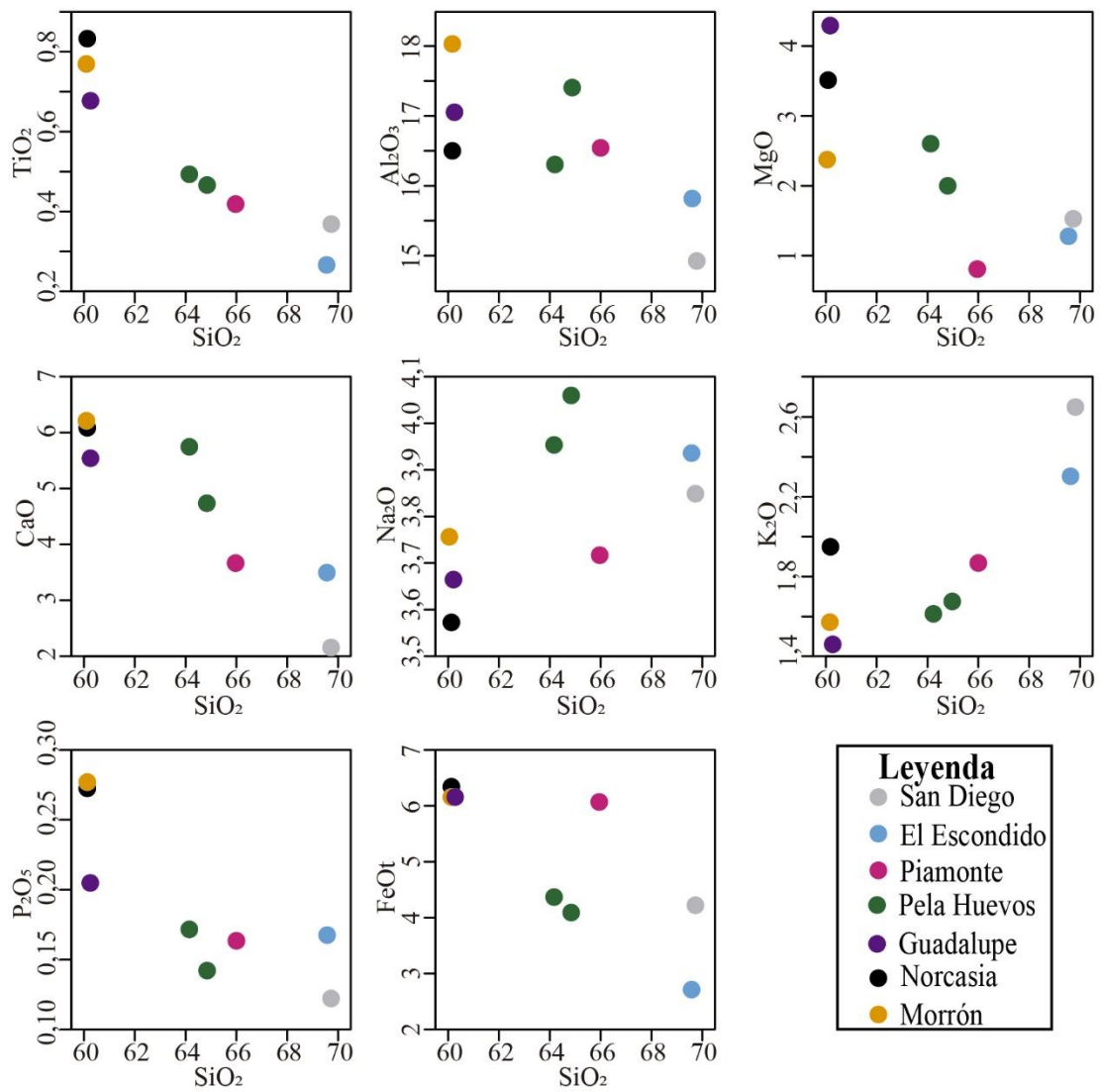
En los diagramas Harker de SiO<sub>2</sub> vs óxidos mayores (Figura 30), se observan correlación negativa entre SiO<sub>2</sub> vs TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y FeO(T) y correlación positiva entre SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O. En los diagramas Harker de SiO<sub>2</sub> vs elementos traza (Figura 31) se observan correlación negativa entre SiO<sub>2</sub> vs Sr, Cr, La, Y, Ce, Sc, V y Th y correlación positiva entre SiO<sub>2</sub> vs Ba, Rb, Nb Ta y U. Los elementos traza muestran un ligero enriquecimiento de elementos de radio iónico grande (LILE; Rb, Ba, K) sobre algunos elementos de alto potencial iónico (HFSE; Nb, Ta, La, Zr, Ti, Y) cuando se normalizan con respecto a condrito (Figura 32). Adicionalmente, se observan anomalías positivas de Ba, U y K y anomalías negativas de Th, Nb, Ta y Ti (Figura 32). Las tierras raras livianas (LREE) presentan un fuerte enriquecimiento con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), la cuales presentan un comportamiento plano (Figura 32).

**Tabla 13.** Análisis químicos de roca total de los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Samaná.

Volcán	San Diego	El Escondido	Piamonte	Pela Huevos	Pela Huevos	Morrón	Guadalupe	Norcasia
Muestra	VSD	VEE	VP	VPH1	VPH2	VM	VG	VN
Wt%								
SiO <sub>2</sub>	68,50	66,47	64,6	63,62	63,89	58,88	59,46	59,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,66	15,11	16,19	16,16	17,15	17,67	16,48	16,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,61	2,88	6,61	4,81	4,48	6,67	6,75	6,98
MnO	0,10	0,13	0,11	0,11	0,12	0,14	0,12	0,12
MgO	1,50	1,24	0,80	2,58	1,97	2,33	4,24	3,47
CaO	1,99	3,34	3,59	5,70	4,68	6,08	5,44	6,03
Na <sub>2</sub> O	3,78	3,76	3,64	3,92	4,00	3,68	3,62	3,54
K <sub>2</sub> O	2,60	2,20	1,83	1,60	1,65	1,54	1,44	1,93
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,26	0,41	0,49	0,46	0,75	0,66	0,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,16	0,16	0,17	0,14	0,27	0,20	0,27
LOI	0,66	3,13	1,64	1,22	1,18	2,21	1,88	1,23
Total	98,97	98,67	99,58	100,4	99,72	100,2	100,7	100,3
Ppm								
Sc	4	6	6	11	9	14	20	16
Be	2	2	2	1	1	2	2	1
V	39	44	70	96	93	132	163	167
Co	6	5	5	10	8	12	18	18
Zn	100	50	100	50	50	100	80	120
Rb	49	44	51	30	31	36	24	50
Sr	426	437	595	599	579	683	635	650
Y	6	12	14	11	11	20	12	17
Zr	73	96	121	102	109	126	75	126
Nb	5	5	7	4	5	6	4	6
Ba	2461	1572	1237	1103	1211	1055	1001	1092
Cr	>20	>20	200	80	30	40	18	90
La	11,8	23,9	30,37	20,8	21,8	27,6	16,9	23,7
Ce	22,5	44,1	51,1	37	39,1	42,0	31,4	46,8
Pr	2,64	4,83	6,09	4,31	4,36	6,62	3,92	5,9
Nd	10,6	18	22,7	16,1	17,1	26,4	15,8	23,4
Sm	1,9	3,0	4,0	3,0	3,1	5,3	3,1	5,0
Eu	0,47	0,85	1,0	0,9	0,94	1,59	0,98	1,36
Gd	1,4	2,6	3,0	2,4	2,5	4,7	2,6	4,4
Tb	0,2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,7	0,4	0,6
Dy	1,1	2,1	2,5	2,1	2,3	3,9	2,2	3,6
Ho	0,2	0,4	0,5	0,4	0,5	0,8	0,4	0,7
Er	0,6	1,3	1,5	1,2	1,3	2,2	1,2	2,0
Tm	0,09	0,21	0,23	0,19	0,2	0,33	0,18	0,29
Yb	0,6	1,4	1,6	1,3	1,3	2,2	1,2	1,9
Lu	0,09	0,22	0,26	0,19	0,20	0,34	0,20	0,30
Hf	2,2	2,4	3,5	2,6	2,7	3,6	2,2	3,8
Ta	0,4	0,6	0,5	0,4	0,4	0,5	0,3	0,5
Pb	10	11	15	11	9	9	13	14
Th	1,9	5,3	7,4	4,1	4,3	4,8	4,1	2,2
U	1,3	3,1	6,2	1,9	2,0	1,8	2,0	1,9

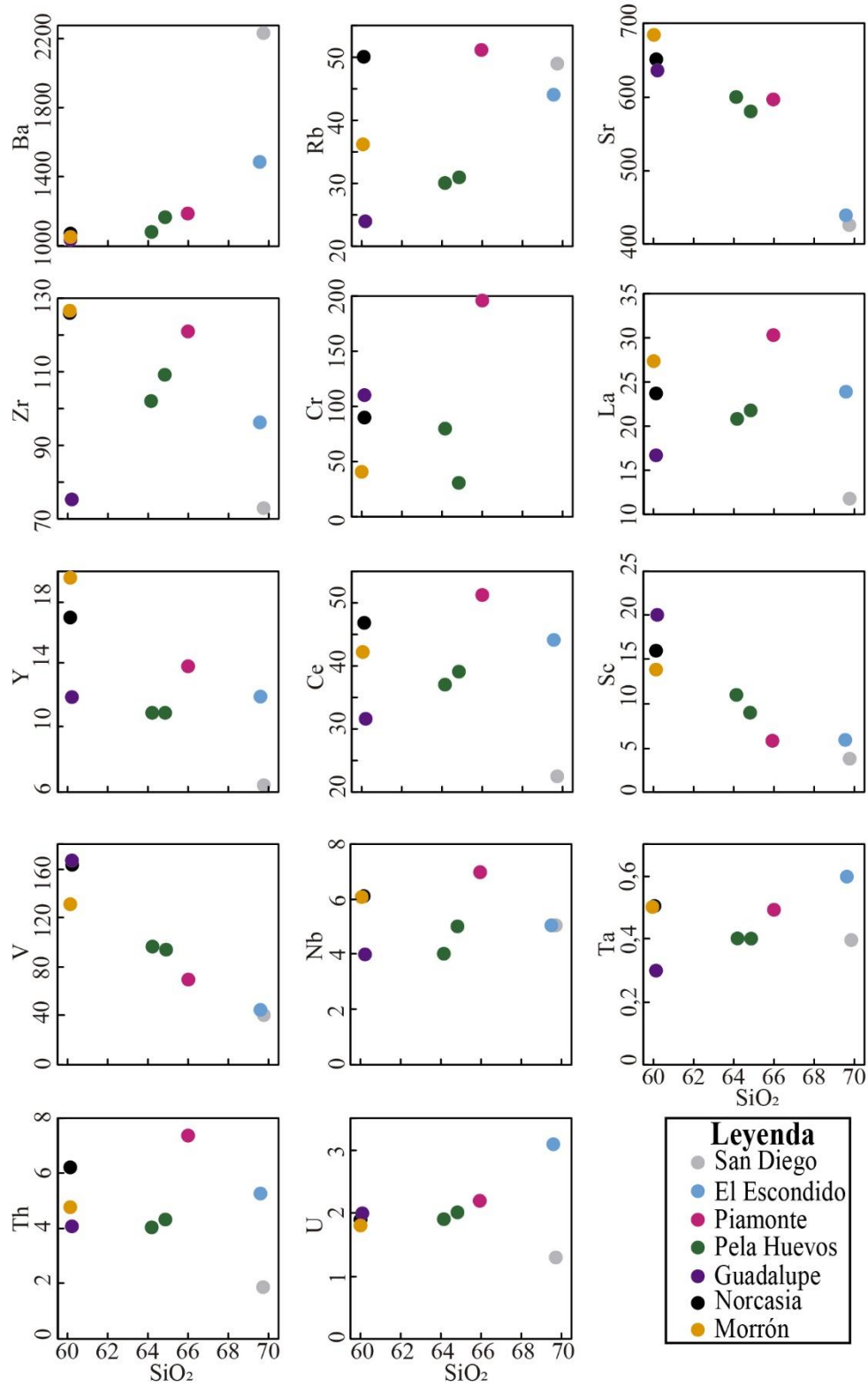


**Figura 29.** Diagramas de clasificación químicos de roca total. **A.** Diagrama TAS (Le Bast et al., 1996). **B.** Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971). **C.** Diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  (Peccerillo & Taylor, 1976).

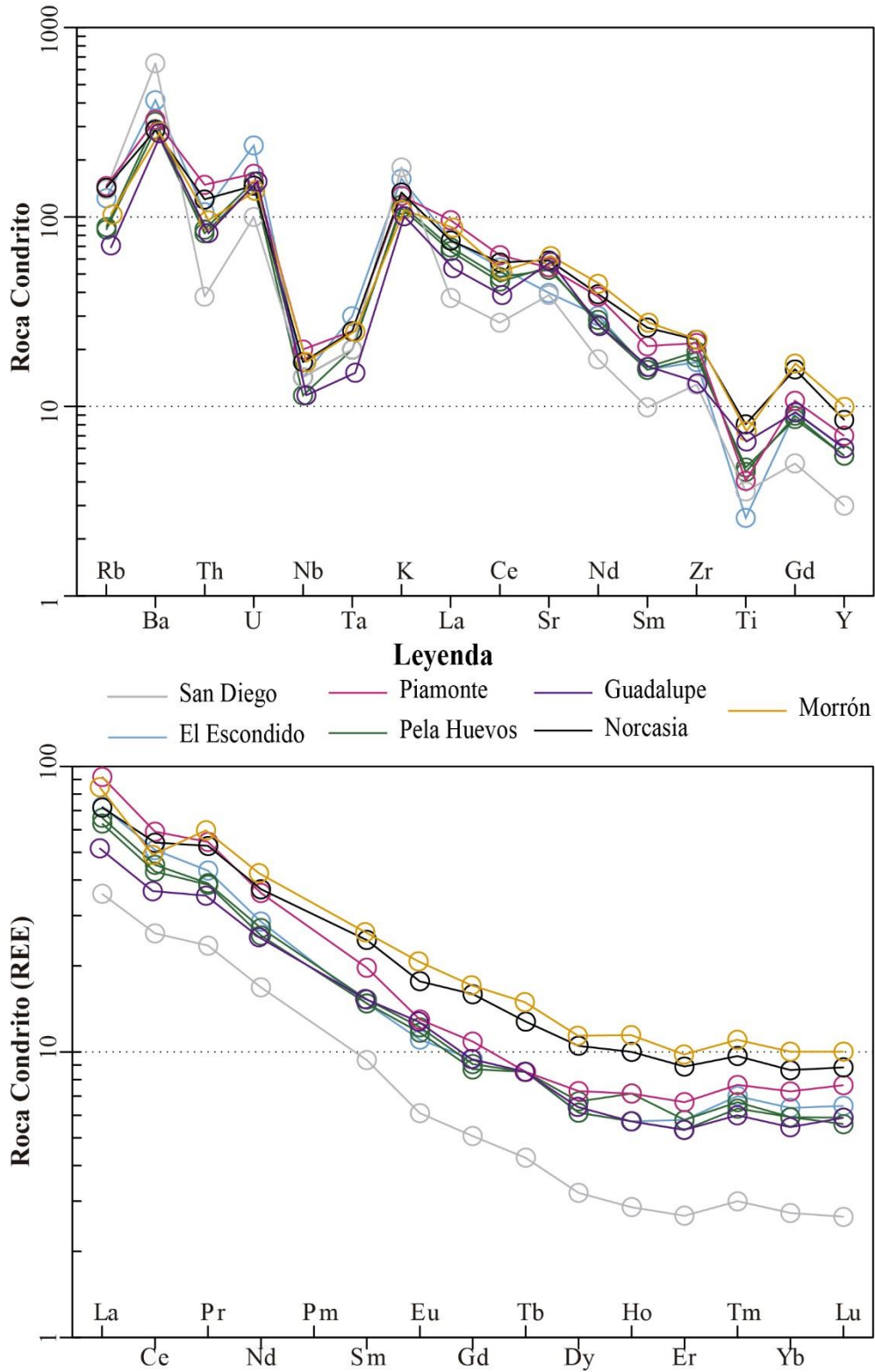


**Figura 30.** Diagramas Harker de  $\text{SiO}_2$  vs óxidos mayores para el Campo Volcánico Monogenético Samaná.





**Figura 31.** Diagramas Harker de SiO<sub>2</sub> vs elementos traza para el Campo Volcánico Monogenético Samaná.



**Figura 32.** Diagramas multielementales de elementos traza y tierras raras normalizados a condrito para el Campo Volcánico Monogenético Samaná (Nakamura, 1974; Sun, 1980).

## 5.5. Edad

Adicional a las edades ya reportadas para los volcanes San Diego, El Escondido y Pela Huevos, en este trabajo se reporta la edad de un paleosuelo asociado con la edad del volcán Norcasia. Este paleosuelo que infrayace los depósitos de este volcán arrojó una edad  $C^{14}$  de  $13.930 \pm 220$  años AP. Esta edad, calibrada con la curva de calibración IntCal13 corresponde a  $16.919 \pm 629$  años Cal AP (Tabla 14). Para el momento de finalización de este trabajo, tres edades K-Ar para los volcanes Piamonte, Morrón y Guadalupe están siendo procesadas en los laboratorios ActLab (Canadá).

**Tabla 14.** Edades de algunos de los volcanes que conforman el Campo Volcánico Monogenético Samaná.

Volcán	Edad	Método	Referencia
Pela Huevos	$153,7 \pm 38,5$ ka	Ar-Ar en hornblenda	Rueda-Gutiérrez (2019)
El Escondido	$38.553 \pm 596$ años Cal AP*	$C^{14}$	Sánchez-Torres et al. (2019)
	$37.484 \pm 798$ años Cal AP*	$C^{14}$	Sánchez-Torres et al. (2019)
San Diego	$20.056 \pm 93$ años Cal AP*	$C^{14}$	Borrero et al. (2017)
Norcasia	$16.919 \pm 629$ años Cal AP*	$C^{14}$	Este trabajo

\* Calibración en el programa en línea OxCal 4,3 (<https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html#program>).

## 6. Discusión

La historia eruptiva de campos volcánicos monogenéticos puede ser comparada con la de un volcán compuesto (Németh, 2010; Martí et al., 2016). Con base en esto, y teniendo en cuenta que el CVMS representa un clúster de volcanes producto del ambiente geodinámico actual, este trabajo aborda la evolución geológica del campo de manera integral, es decir como un mismo sistema magmático, donde la evolución es interpretada con base en los diferentes procesos que sufre el magma antes de su salida a superficie y en la intensidad de los mismos en cada pulso asociado con cada volcán. Para obtener esto, esta discusión se basa en la interpretación de las características texturales, composicionales y cronológicas descritas anteriormente.

### 6.1. Interpretación de texturas

Las texturas de las rocas ígneas hacen referencia a su apariencia y su fábrica, registrando la ruta cinética que toma un magma durante la solidificación dentro de un sistema magmático (Best, 2003). De esta manera, la interpretación textural es importante para inferir procesos fisicoquímicos que sufre el magma desde su origen hasta su ascenso a superficie (e.g. Andrews et al., 2008; Varol et al., 2008; Shcherbakov et al., 2010; Viccaro et al., 2010, 2012; Giacomoni et al., 2014).

La textura porfirítica que caracteriza las rocas volcánicas de todos los volcanes que forman el CVMS, indica al menos dos etapas en la historia de enfriamiento de los fundidos: un periodo de enfriamiento lento en el cual los cristales crecieron formando tanto fenocristales como microfenocristales, y un periodo de enfriamiento rápido durante el cual el fundido solidificó. Este fundido, el cual se convirtió en la masa fundamental de la roca, muestra una textura vítrea (Tabla 15), aunque en ocasiones también microcristalina o criptocristalina (Tabla 15). Estas últimas texturas son evidencia de la formación tardía de pequeños cristales debido a la múltiple nucleación asociada a la descompresión, desgasificación y/o rápido enfriamiento a su vez asociada con la extrusión relativamente lenta del magma (e.g. Cox et al., 1979; Best, 2003; Sen, 2014).

La textura glomeroporfirítica (Figura 33A) tanto monomineral (plagioclasa, anfíbol o piroxeno) como polimineral (plagioclasa + anfíbol, o piroxeno + anfíbol) que es característica en los volcanes El Escondido, Pela Huevos, Piamonte, Norcasia, Guadalupe y Morrón (Tabla

15), indican formación y subsecuente unión mientras, los cristales se movían libremente en el fundido en ascenso y/o durante algún periodo de estancamiento (Vance & Gilreath, 1967). En ocasiones, se observan glomerocristales con bordes irregulares (Figura 33A) indicando que éstos se agruparon mientras estaban siendo reabsorbidos debido a cambios de presión, temperatura y/o contenido de agua (Hogan, 1993). Esta textura, también ha sido interpretada como indicador de movimientos convectivos en el magma (e.g Hogan, 1993; Jeffery et al., 2013).

La zonación en cristales también es una textura común en los cristales de plagioclasa (Figura 33B) de todos los volcanes, y en cristales de anfíbol (Figura 33C) en los volcanes Piamonte, Pela Huevos y Guadalupe (Tabla 15). Los cristales zonados registran una reacción continua incompleta entre el fundido y la solución sólida cristalizando; estos patrones se deben a cambios rápidos de parámetros intrínsecos del sistema magmático (i.e. presión, temperatura y/o contenido de agua) (cf. Best, 2003). Así, es posible evidenciar que estos cristales del CVMS fueron altamente sensibles a la variación de parámetros fisicoquímicos durante el ascenso del magma (Grove et al., 1984; Tepley et al., 1999). La zonación inversa presente en cristales de plagioclasa de los volcanes El Escondido y Pela Huevos puede estar asociada con el crecimiento del cristal durante el ascenso y descompresión del magma (Nelson & Montana, 1992); mientras que la zonación oscilatoria muy común también en la plagioclasa de los volcanes El Escondido, Pela Huevos, Guadalupe y Norcasia específicamente (Tabla 15), es el resultado de efectos cinéticos y/o movimientos convectivos del magma dentro del reservorio magmático (Pearce & Kolisnik, 1990; Berlo et al., 2007; Shcherbakov et al., 2010; Viccaro et al., 2010). En algunos casos, las zonaciones en cristales de plagioclasa también han sido explicadas como producto de abruptos incrementos de temperatura en el sistema magmático (Tepley et al., 1999; Browne et al., 2006; Andrews et al., 2008; Coote & Shane, 2016).

Otra textura común es la textura en tamiz con sus variedades (Figura 33D), en los cristales de plagioclasa en todos los volcanes, con excepción del volcán San Diego (Tabla 15). La textura de tamiz grueso evidencia el desequilibrio debido a descompresión y tasas de ascenso relativamente rápidas que produjo disolución de los cristales; este proceso de desequilibrio puede ocurrir en conjunto con la cristalización y durante el transporte del magma hasta la

superficie (Nelson & Montana, 1992; Monfaredi et al., 2009; Viccaro et al., 2010, 2012). Por otro lado, la textura en tamiz fino o *dusty* se ha demostrado experimentalmente que se forma por fusión parcial del cristal debido a la reacción entre un cristal de plagioclasa ya formado en un magma de composición ácida con un fundido de composición intermedia; los bordes limpios que rodean la zona *dusty* han sido interpretados como formados por sobrecrecimiento en una etapa posterior a la mezcla (Tsuchiyama, 1985; Viccaro et al., 2010, 2012; Giacomoni et al., 2014).

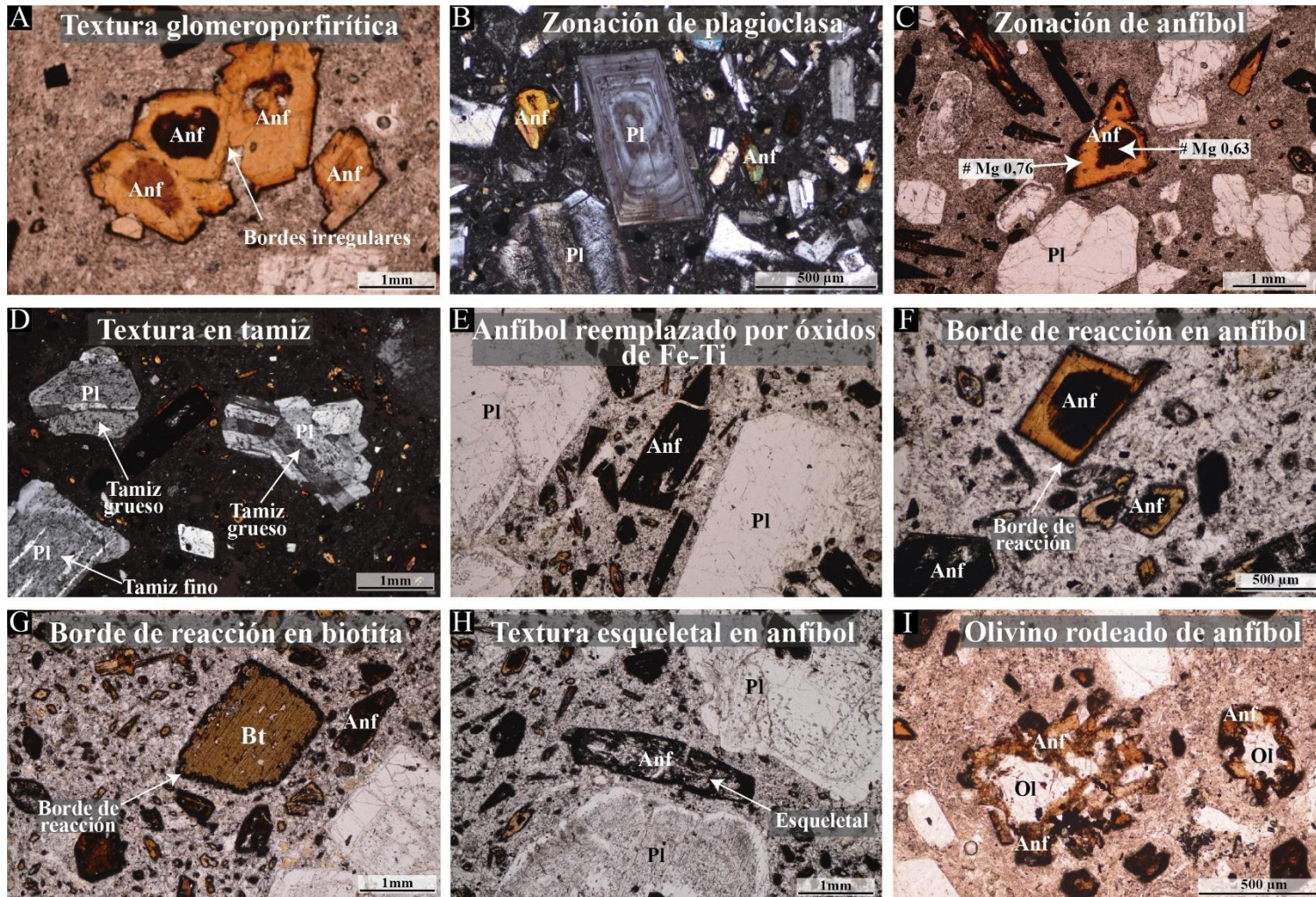
En los productos del CVMS, también son comunes las texturas de desequilibrio en cristales de anfíbol, observándose cristales reabsorbidos y parcial o totalmente reemplazados por óxidos de Fe-Ti. Estos reemplazamientos se observan en los volcanes Guadalupe, Pela Huevos y Morrón, en donde ocurren reemplazamientos de óxidos de Fe-Ti (Figura 33E; Tabla 15). El anfíbol presenta también bordes de reacción, compuestos igualmente de óxidos de Fe-Ti (Figura 33F) como es muy típico en los volcanes Piamonte, Pela Huevos, Morrón, Guadalupe y Norcasia (Tabla 15). Estos bordes, que también se presentan en algunos fenocristales de biotita (Figura 33G) en los volcanes Guadalupe y Morrón (Tabla 15), se deben a la pérdida de agua en el fundido producida por la descompresión que sufre el magma durante su ascenso (Gill, 1981; Rutherford & Hill, 1993; Ridolfi et al., 2008) y/o inclusive a la deshidrogenación del fundido (Feeley & Sharp, 1996). El espesor de dichos bordes de reacción (oxidación), para el caso del anfíbol, ha sido relacionado con la tasa de ascenso, donde bordes más delgados implican rápidas tasas de ascenso y viceversa (Rutherford & Hill, 1993). Así, la tasa de ascenso para los volcanes estudiados, serían relativamente lentas para el volcán Guadalupe, si se comparan con los volcanes Pela Huevos, Morrón, Norcasia y Piamonte, los cuales presentan bordes de reacción más delgados. Los anfíboles del volcán El Escondido, que no presentan estos bordes podrían indicar un ascenso relativamente más rápido (cf. Rutherford & Hill, 1993; Ridolfi et al., 2008; De Angelis et al., 2013) (Tabla 15). La textura esqueletal, presente en algunos cristales de anfíbol en el volcán Guadalupe exclusivamente (Figura 33H, Tabla 15), se forma por entrada del fundido al cristal debido a rápido enfriamiento a medida que está siendo extruido (Best, 2003; Gill, 2011).

Una textura adicional que refleja desequilibrio es la presencia de cristales de olivino rodeado de cristales de anfíbol presentes en los volcanes Pela Huevos y Guadalupe (Figura 33I; Tabla

15), lo cual sugiere que estas fases minerales no cristalizaron en el mismo sistema magmático y/o bajo las mismas condiciones (cf. Ridolfi et al., 2008; Kiss et al., 2014).

**Tabla 15.** Características texturales y procesos magmáticos asociados en los productos del Campo Volcánico Monogenético Samaná.

Característica textural	Procesos magmáticos	Volcanes que presentan la textura						
		VSD	VEE	VP	VPH	VM	VG	VN
Masa fundamental vitrea	Rápido enfriamiento en superficie		✓	✓	✓	✓		✓
Masa fundamental microcristalina y criptocristalina		✓					✓	
Textura esquelética en anfíbol	Rápido enfriamiento del magma a medida que es extruido						✓	
Oxidación en anfíbol	Descompresión y deshidratación del magma durante el ascenso hasta niveles superficiales				✓	✓	✓	✓
Bordes de reacción en anfíbol				✓	✓	✓	✓	✓
Bordes de reacción en biotita						✓	✓	
Textura glomeroporfírica	Movimientos convectivos del magma	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Olivino rodeado de anfíbol	Fases cristalizando a diferentes condiciones magmáticas				✓		✓	
	Cambios de presión, temperatura y/o contenido de agua en el fundido durante el crecimiento de los cristales	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Textura en tamiz grueso en plagioclasa	Cambios súbitos de presión a niveles más profundos		✓	✓	✓	✓		✓
Cristales reabsorbidos de anfíbol					✓	✓	✓	✓
Textura en tamiz fino en plagioclasa	Mezcla de magma residente con magma más caliente		✓	✓	✓	✓	✓	✓



**Figura 33.** Síntesis de las texturas de los productos del Campo Volcánico Monogenético Samaná. **A.** Textura glomeroporfirítica, volcán Pela Huevos. **B.** Zonación de plagioclasa, volcán Norcasia. **C.** Zonación de anfíbol, volcán Pela Huevos. **D.** Textura en tamiz, volcán Morrón. **E.** Anfíbol reemplazado por óxidos de Fe-Ti, volcán Pela Huevos. **F.** Borde de reacción en anfíbol, volcán Guadalupe. **G.** Borde de reacción en biotita, volcán Guadalupe. **H.** Textura esquelética en anfíbol, volcán Guadalupe. **I.** Olivino rodeado de anfíbol, volcán Guadalupe.



En resumen, para el CVMS el volcán Guadalupe parece ser el volcán más afectado por cambios súbitos de presión, temperatura, contenido de agua en el fundido y movimientos convectivos. Las características texturales de los cristales de este volcán, sugieren un ascenso lento que permitió mayor grado de deshidratación y desgasificación del magma. Estos procesos magmáticos también fueron comunes en los magmas que alimentaron los volcanes Morrón, Pela Huevos, Norcasia y Piamonte, aunque, el menor desarrollo de las texturas sugiere un menor grado de cambios en las condiciones en el magma durante el ascenso. Las características de los cristales del volcán El Escondido sugieren mayor tasa de ascenso y por ende un menor tiempo para la ocurrencia de los procesos mencionados. Finalmente, la homogeneidad textural del volcán San Diego representa el sistema más estable en relación con los otros volcanes.

En conclusión, la amplia variación textural presente en los volcanes del CVMS, evidencian que los cristales experimentaron múltiples procesos durante toda la historia de ascenso de los diferentes pulsos de magma. Esta variación sugiere que los magmas tuvieron periodos de estancamiento relativamente largos antes de su salida a superficie. Durante este estancamiento, movimientos convectivos del magma, acompañados de una pérdida de presión dieron lugar a los diferentes grados de reabsorción y desequilibrio en las diferentes fases minerales. Posteriormente, el ascenso del magma asociado con la desgasificación produjo desestabilización y oxidación de los cristales previamente formados; este proceso fue continuo hasta niveles superficiales.

## **6.2. Geotermobarometría**

La geotermobarometría es un conjunto de herramientas que permiten establecer condiciones de temperatura y presión entre fases coexistentes. A través del fraccionamiento composicional entre elementos, estas herramientas estiman un valor cuantitativo de presión (geobarómetros) y temperatura (geotermómetros) a las cuales se formaron las diferentes fases minerales en un sistema (Ghiorso & Gualda, 2015). La geotermobarometría también permiten conocer la fugacidad de oxígeno ( $fO_2$ ), un parámetro que hace referencia a la cantidad de oxígeno que tiene el magma y al efecto de su presión parcial en éste con respecto a varios reguladores de oxígeno (Carmichael, 1991). Adicionalmente, la geotermobarometría está también relacionada con el contenido de agua en el magma en equilibrio con una fase

sólida, lo que hace que esta herramienta también pueda ser usada como geohigrómetro (Ghiorso & Gualda, 2015).

Tres categorías de geotermobarómetros se han desarrollado para rocas volcánicas: 1) geotermobarómetros basados en la composición química del vidrio o roca total, los cuales son saturados con fases cristalinas y estiman como los líquidos cambian con presión y temperatura; 2) geotermobarómetros basados únicamente en la composición de los cristales, en los cuales las variaciones composicionales dependen de las variaciones de presión y temperatura; y 3) geotermobarómetros basados en el equilibrio químico mineral-líquido (i.e. magma), cuyas composiciones son sensibles a presión y temperatura (Keiding & Sigmarsson, 2012).

De acuerdo a las fases minerales presentes en los volcanes del CVMS, se aplicaron cuatro geotermobarómetros basados en el equilibrio mineral-líquido (olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa vs líquido); en estos casos, la composición del líquido corresponde a la composición del vidrio que acompaña los cristales si el análisis del cristal es en el borde o a la composición global de la muestra analizada si el análisis del cristal es en el centro (Putirka, 2008). Adicionalmente, se aplicaron tres geotermobarómetros basados en la composición de los cristales exclusivamente (dos piroxenos, anfíbol y óxidos de Fe-Ti). En total se aplicaron siete geotermobarómetros descritos a continuación:

### 6.2.1. Olivino

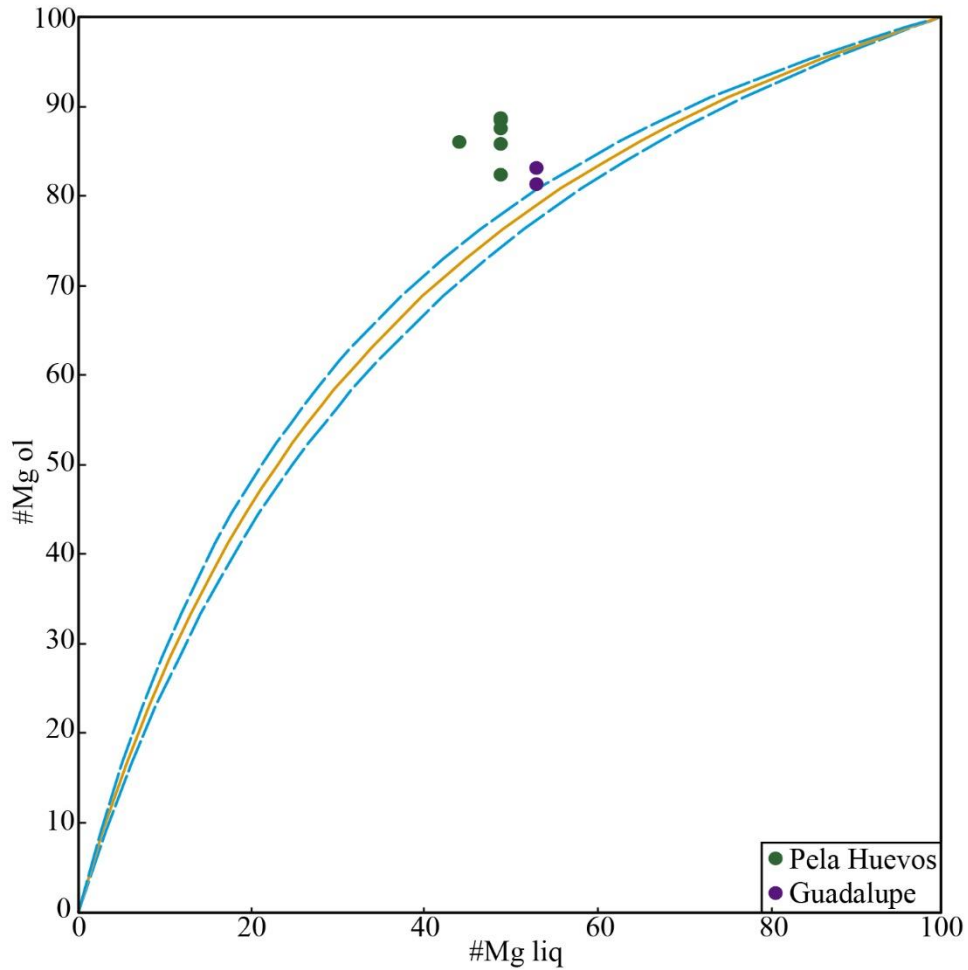
Un geotermómetro para este mineral, fue desarrollado por Putirka (2008) y se basa en el fraccionamiento de Mg entre el cristal y el líquido. Este geotermómetro propone un coeficiente de intercambio  $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}}$ :  $0,30 \pm 0,03$  (Eq. 9; Roeder & Emslie, 1970) como valor para garantizar el equilibrio. Este valor es sensible a temperatura y presión, y es directamente proporcional al contenido de sílice en el líquido (Putirka, 2008). Gráficamente, este equilibrio se puede determinar mediante el diagrama de Rhodes, comparando el #Mg en el olivino con el #Mg del líquido o roca total (Rhodes et al., 1979).

$$K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{ol-liq}} = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{ol}} X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{ol}} X_{\text{Fe}}^{\text{liq}}} \quad \text{Eq. 9}$$

Para el caso de los volcanes Pela Huevos y Guadalupe, la prueba de equilibrio del olivino se llevó a cabo utilizando la composición de roca total como composición del líquido, teniendo en cuenta que los análisis de química mineral se realizaron en el centro de los cristales. El diagrama de Rhodes muestra que ninguno de los cristales de olivino se encuentra en equilibrio con el líquido (Figura 34, Tabla 16), lo que implica que esta fase mineral podría corresponder a antecristales o xenocristales. Lo cual es también se evidencia por el alto contenido de forsterita ( $FO_{82-88}$ ). A pesar de esto, utilizando la Eq. 22 (en Putirka, 2008), se determinó la temperatura a la cual estos cristales se pudieron formar (Tabla 16). Vale la pena aclarar que estos cristales mostrarían un equilibrio si los magmas fueran más básicos.

**Tabla 16.** Valores de  $K_D$  y temperatura de cristalización de olivino. Los valores en rojo representan que los cristales no están en equilibrio con el líquido.

<b>Ol-liq</b> <b>(Código del cristal)</b>	<b><math>K_D</math> (0,30 ±0,03)</b>	<b>T (°C)</b>
<b>Volcán Pela Huevos</b>		
2c11-b-ol	0,13	1069,4
2c14-a-ol	0,16	1072,5
2c14-b-ol	0,14	1068,7
.1.22c17-c-ol	0,13	1066,9
2c18-a-ol	0,21	1081,9
4c12-d-ol	0,13	1040,3
<b>Volcán Guadalupe</b>		
7c2-a-ol	0,23	1155,5
7c9-a-ol	0,26	1160,6



**Figura 34.** Diagrama de Rhodes para determinar cristales de olivino en equilibrio con el líquido. La línea sólida representa el equilibrio cristal-líquido, las líneas punteadas representan los límites de error establecidos, en este caso el  $K_D$  es de  $0,30 \pm 0,03$  (Roeder & Emilse, 1970).

### 6.2.2. Piroxeno

Al igual que el olivino, los geotermobarómetros de ortopiroxeno y clinopiroxeno se basan en el equilibrio mineral-líquido definido por un coeficiente de intercambio  $K_D$  (Fe-Mg), que, aunque es independiente de la temperatura y la presión, decrece ligeramente con el contenido de sílice en el líquido (Putirka, 2008); este equilibrio puede ser también visualizado en el diagrama de Rhodes. Un geotermobarómetro adicional, puede ser aplicado conociendo exclusivamente la composición del cristal (tanto del ortopiroxeno como del clinopiroxeno), el cual es independiente de la composición del líquido. A continuación, se presentan la aplicación de estos geotermobarómetros mencionados.

### 6.2.2.1 Ortopiroxeno

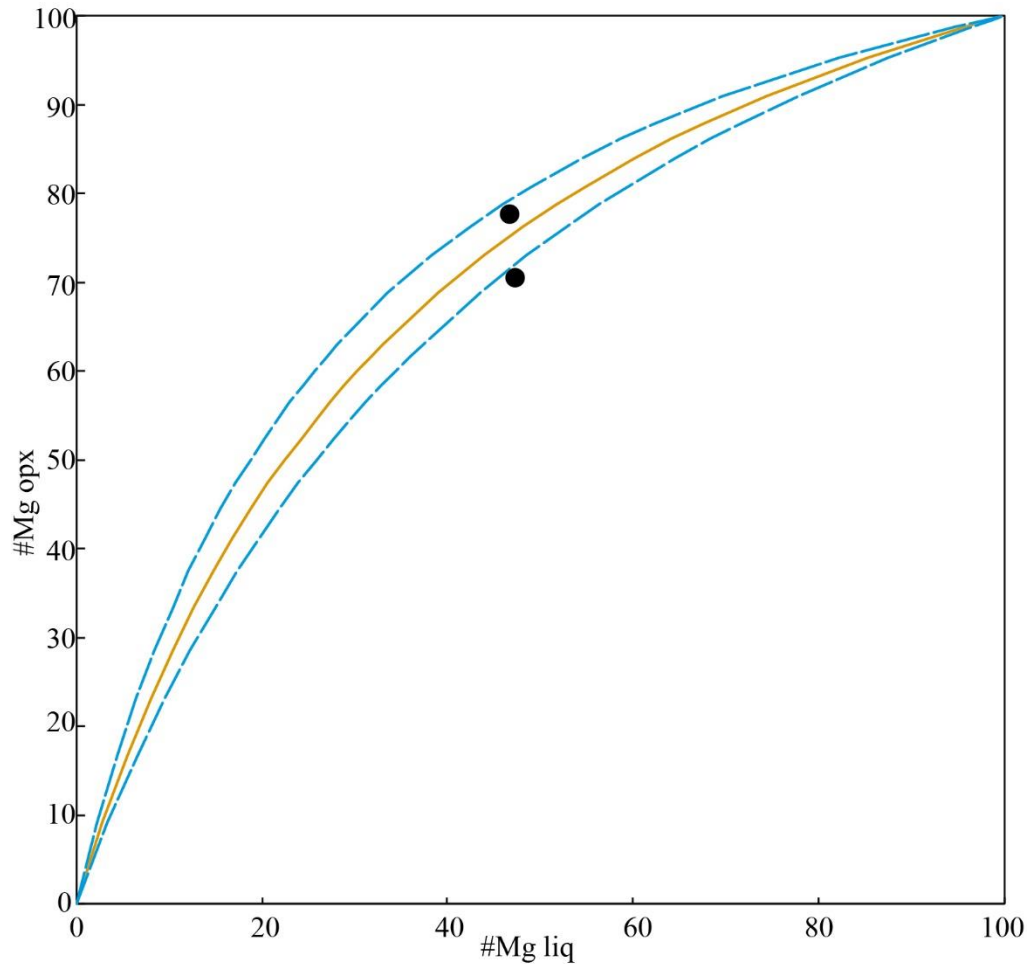
El geotermobarómetro ortopiroxeno-líquido es calibrado por Putirka (2008) con el fin de determinar condiciones de cristalización de ortopiroxeno tanto en composiciones hidratadas como anhidras. El coeficiente de intercambio para determinar el equilibrio corresponde a  $K_D$   $(\text{Fe-Mg})^{\text{opx-liq}} = 0,29 \pm 0,06$  (Eq. 10).

$$K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{opx-liq}} = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{opx}} X_{\text{Fe}}^{\text{liq}}} \quad \text{Eq. 10}$$

Los cristales de ortopiroxeno no presentan claras zonaciones composicionales, debido a esto, los análisis del centro y borde de los cristales fueron usados para determinar el equilibrio, utilizando la composición de roca total como la composición del líquido. La prueba de equilibrio (Tabla 17) y el diagrama de Rhodes (Figura 35), muestran que estos cristales se encuentran en equilibrio con el líquido. La temperatura es obtenida usando la Eq. 28a de Putirka (2008), la cual se desarrolla con base en la fracción molar de enstatita y ferrosilita del ortopiroxeno, y la presión es obtenida utilizando la Eq. 29b de Putirka (2008). Los valores obtenidos, evidencian que esta fase mineral se formó a condiciones de 1170,3 – 1147,7° C y 0,6 -0,5 GPa (Tabla 17).

**Tabla 17.** Condiciones de cristalización de ortopiroxeno en el volcán Norcasia.

<b>Opx-liq</b>	<b><math>K_D</math> (0,29 ± 0,06)</b>	<b>T °C</b>	<b>P (GPa)</b>
9c6-a-px-rx total	0,26	1147,70	0,5
9c6-b-px-rx total	0,36	1170,33	0,6



**Figura 35.** Diagrama de Rhodes para determinar cristales de ortopiroxeno del volcán Norcasia en equilibrio con el líquido. La línea sólida representa el equilibrio cristal-líquido, las líneas punteadas representan los límites de error establecidos, en este caso el  $K_D$  es de  $0,29 \pm 0,06$  (Roeder & Emilse, 1970).

### 6.2.2.2. Clinopiroxeno

El geotermobarómetro clinopiroxeno-líquido es calibrado por Putirka (2008) con el fin de determinar condiciones de cristalización de clinopiroxeno tanto en composiciones hidratadas como anhidras. El coeficiente de intercambio para determinar el equilibrio corresponde a  $K_D$   $(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}} = 0,28 \pm 0,08$  (Eq. 11) correlacionable en el intercambio de los componentes del clinopiroxeno (jadeíta Jd, diopsido + hendenbergita DiHd, enstatita + ferrosilita EnFs) (Putirka, 2008).

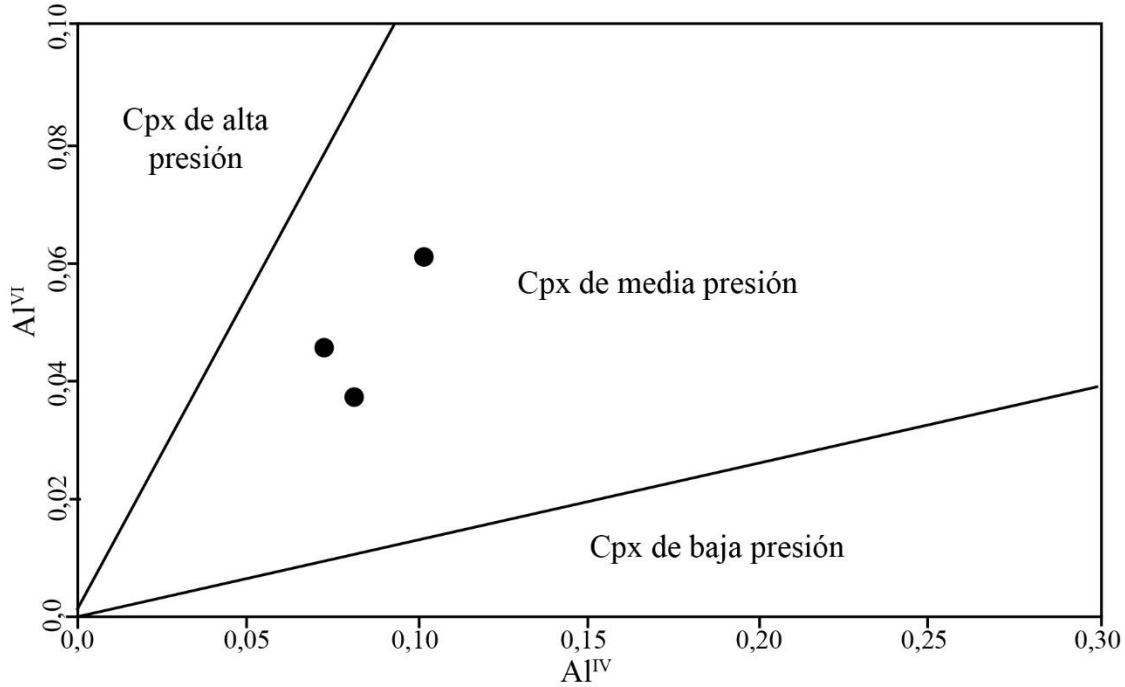
$$K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{cpx-liq}} = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}} X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}} X_{\text{Fe}}^{\text{liq}}} \quad \text{Eq. 11}$$

La prueba de equilibrio para los cristales de clinopiroxeno se llevó a cabo de igual manera que para los cristales de ortopiroxeno. Esta prueba evidencia que los cristales se encuentran en equilibrio con el líquido (Tabla 18). Así, la temperatura es obtenida utilizando la Eq. 32d (en Putirka, 2008), la cual es calibrada con el modelo propuesto por Nimis & Taylor (2000) basados únicamente en la composición del clinopiroxeno. La presión es estimada basada en el fraccionamiento de Al entre el clinopiroxeno y el líquido utilizando la Eq. 32c de Putirka (2008). Los valores obtenidos evidencian que esta fase mineral se formó a condiciones de 1165,4 – 1192,3° C y 0,71 – 0,85 GPa (Tabla 18).

**Tabla 18.** Condiciones de cristalización de clinopiroxeno en el volcán Norcasia.

<b>Cpx-liq</b>	<b>K<sub>D</sub> (0,28 ± 0,08)</b>	<b>T (°C)</b>	<b>P (GPa)</b>
9c4-a-px-rx total	0,27	1165,42	0,85
9c4-b-px-rx total	0,22	1176,92	0,71
9c4-c-px-rx total	0,21	1192,32	0,75

Un análisis adicional se llevó a cabo partiendo del hecho de que en este mineral (i.e. en clinopiroxeno) las proporciones relativas del Al<sup>IV</sup> y Al<sup>VI</sup> son relacionadas con las condiciones de presión durante su cristalización y/o recristalización (Aoki & Shiba, 1973). En el diagrama de Al<sup>IV</sup> vs Al<sup>VI</sup> propuesto por estos autores, se observa que los datos seleccionados para obtener las condiciones de formación, corresponden a clinopiroxenos de media presión (Figura 36).



**Figura 36.** Diagrama de Al<sup>IV</sup> vs Al<sup>VI</sup> que refleja condiciones de presión a las que se formó el clinopiroxeno en el volcán Norcasia (Aoki & Shiba, 1973).

### 6.2.2.3. Dos piroxenos

Un geotermobarómetro de dos piroxenos es desarrollado con el fin de conocer las condiciones a las que pudieron coexistir ambos tipos (i.e. clinopiroxeno y ortopiroxeno) (Putirka, 2008). En este caso el equilibrio está definido por el coeficiente de intercambio  $K_D$  (Fe-Mg)<sup>cpx-opx</sup> = 1,09 ± 0,14 (Eq.12) (Putirka, 2008).

$$K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{Cpx-OpX}} = \frac{\frac{X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}}}{\frac{X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{opx}}}} = 1,09 \pm 0,14 \quad \text{Eq. 12}$$

Este modelo está bien calibrado para sistemas donde el #Mg<sup>cpx</sup> > 0,75, como ocurre en la mayoría de los cristales analizados (Tabla 19). Así, la temperatura es estimada de acuerdo a los componentes de enstatita y ferrosilita en ambos minerales (Eq. 36 en Putirka, 2008) y la presión de acuerdo al contenido de diópsido en el clinopiroxeno y de enstatita en el ortopiroxeno (Eq. 39 en Putirka, 2008).

Con base en lo anterior, y en la prueba de equilibrio entre estos cristales, se evidencia que solo un par de clinopiroxeno-ortopiroxeno cumple la condición de equilibrio. En la Tabla 19 se presentan los valores de temperatura y presión obtenidos. Así, las condiciones de presión



y temperatura donde estos dos piroxenos pueden coexistir, para el volcán Norcasia, corresponden a 974,2 °C y 0,48 GPa.

**Tabla 19.** Condiciones a las que coexistieron clinopiroxeno y ortopiroxeno en el volcán Norcasia.

Cpx	Opx	#Mg <sup>cpx</sup>	K <sub>D</sub> (1,09 ± 0,14)	T (°C)	P (GPa)
9c4-a-px	9c6-a-px	0,76	1,07	974,21	0,48

### 6.2.3. Plagioclasa

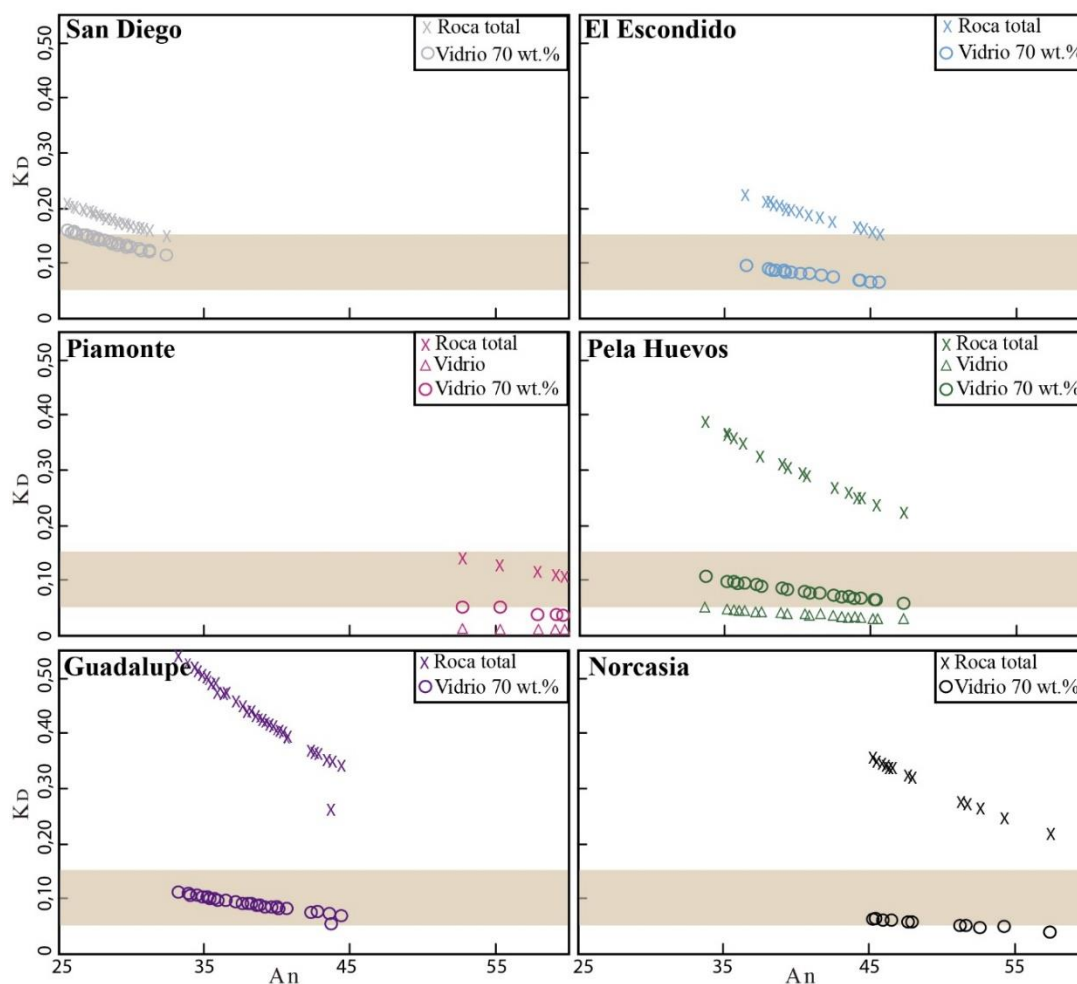
El geotermobarómetro de plagioclasa es calibrado por Putirka (2008) tanto para sistemas hidratados como sistemas anhidros. El geotermobarómetro se basa en el equilibrio plagioclasa-líquido. El coeficiente de intercambio entre An-Ab para determinar condiciones de equilibrio depende a las condiciones del sistema; es decir, un  $K_D(\text{An-Ab})^{\text{pl-liq}} = 0,10 \pm 0,05$  para  $T < 1050$  °C y un sistema hidratado, y un  $K_D(\text{An-Ab})^{\text{pl-liq}} = 0,27 \pm 0,18$  para  $T > 1050$  °C (Eq. 13) (Putirka, 2008).

$$K_D(\text{An} - \text{Ab})^{\text{pl-liq}} = \frac{X_{\text{Ab}}^{\text{pl}} X_{\text{AlO}_{1,5}}^{\text{liq}} X_{\text{CaO}}^{\text{liq}}}{X_{\text{An}}^{\text{pl}} X_{\text{NaO}_{0,5}}^{\text{liq}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}} \quad \text{Eq. 13}$$

El análisis de equilibrio se llevó a cabo a partir de la composición de la roca total, de la composición del vidrio, y de valores de composición intermedios, considerando la variación composicional de la plagioclasa y la dificultad de obtener valores razonables como lo muestra la Figura 37. En ésta se observa cómo la mayoría de valores, ya sean obtenidos a partir de la composición de la roca total o del vidrio, indican un desequilibrio (cf. Putirka, 2017). Con base en esta premisa, se encontró que un valor intermedio de 70 wt.% SiO<sub>2</sub> define las mejores condiciones de equilibrio para todos los volcanes (este valor coincide con la composición del vidrio del volcán Norcasia). De esta manera, se utilizó esta composición intermedia de vidrio como composición del líquido.

Teniendo en cuenta que el presente estudio hace referencia a sistemas hidratados, se aplica la Eq. 24a de Putirka (2008) para obtener temperatura, la cual es dependiente de la presión y el contenido de H<sub>2</sub>O en el líquido. También se aplican las Eqs. 25a y 25b de Putirka (2008) para obtener condiciones de presión y contenido de agua respectivamente. Debido a esto, para obtener condiciones de cristalización, el geotermobarómetro requiere parámetros de entrada, de los cuales se utilizó la presión máxima de cristalización del clinopiroxeno (0,7

GPa) obtenida con el geotermobarómetro clinopiroxeno-líquido, la cual puede ser considerada como el límite mayor de cristalización de la plagioclasa (Putirka, 2008), así como el contenido aproximado de 3,2% de H<sub>2</sub>O que presenta la composición del vidrio como líquido en este geotermobarómetro. Adicionalmente, se aplica la Eq. 26 de Putirka (2008) para calcular la temperatura de saturación de la plagioclasa, que es la temperatura máxima a la cual la plagioclasa empezaría a cristalizar, a una presión dada. Todos estos análisis, se aplicaron exclusivamente a los cristales “limpios” a excepción del volcán Guadalupe que solo se tienen datos de cristales con textura en tamiz.



**Figura 37.** Diagrama de An vs  $K_D$  utilizando la composición de roca total, composición del vidrio y valores de vidrio intermedios, con el fin de determinar el equilibrio de los cristales de plagioclasa, utilizando  $K_D$  An-Ab de  $0,10 \pm 0,05$ .

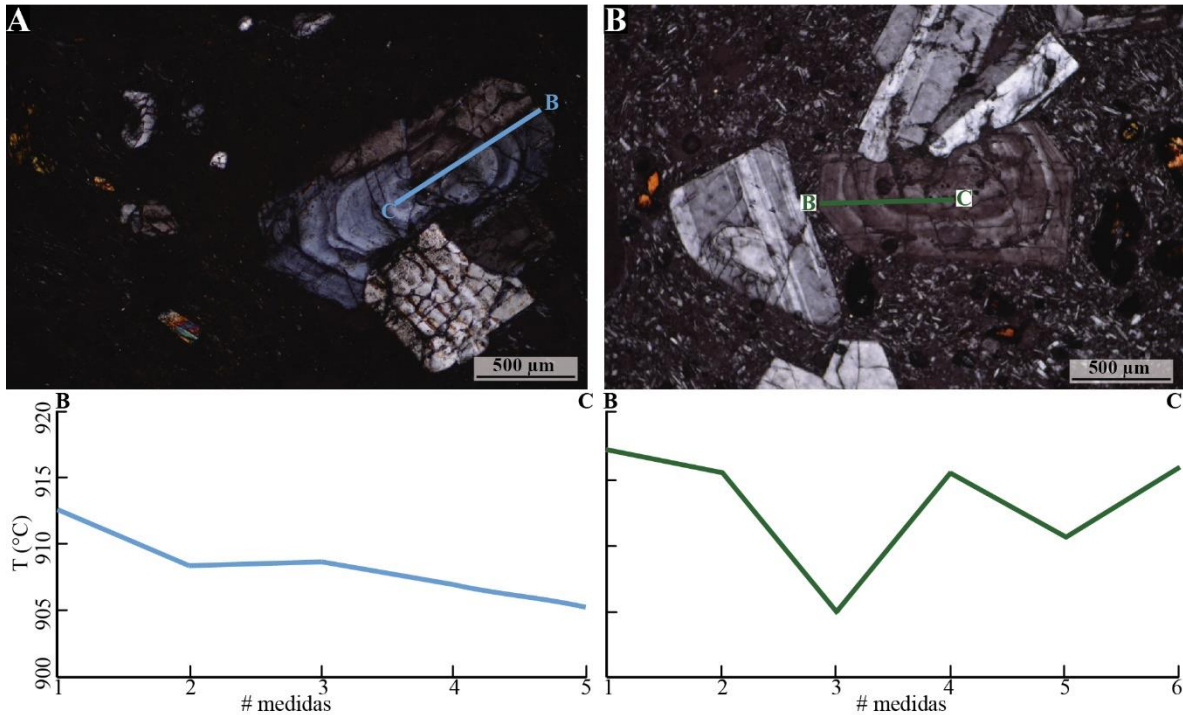
Con base en lo anterior, los valores obtenidos (Tabla 20, Anexo 4) evidencian que las condiciones de cristalización de plagioclasa son de 890,8 – 943,4 °C, 0,14 – 0,81 GPa, 2,9 – 4,9 %H<sub>2</sub>O, y la temperatura de saturación es de 935,9 °C. Los resultados evidencian que el

contenido An aumenta con el incremento de la temperatura y disminuye con el incremento de presión, como se ha demostrado experimentalmente (cf. Panjasawatwong et al., 1995; Lange et al., 2009). Adicionalmente, se evidencia que el contenido de H<sub>2</sub>O aumenta con relación al contenido de An.

**Tabla 20.** Condiciones de cristalización de plagioclasa en los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Samaná.

	<b>T (°C)</b>	<b>P (GPa)</b>	<b>H<sub>2</sub>O (%)</b>
<b>San Diego</b>	890,8 – 897,9	0,60 -0,81	4, 4 – 4,9
<b>El Escondido</b>	905,1 – 917,0	0,28 – 0,49	3,6 – 4,1
<b>Piamonte</b>	925,3 – 928,1	0,14 – 0,17	3,2 – 3,3
<b>Pela Huevos</b>	901,5 -918,9	0,26 -0,57	3,5 - 4,3
<b>Guadalupe</b>	899,7 -943,4	0,31 – 0,58	2,9 – 4,3
<b>Norcasia</b>	918,2 – 928,7	0,17 - 0,31	3,2 – 3,5

Los cristales de plagioclasa zonados inversamente presenta mayor temperatura en el borde que en el centro (Figura 38A), mientras que los cristales zonados oscilatoriamente presentan variaciones de temperatura de borde a centro del cristal (Figura 38B); sin embargo, esta variación de temperatura no es mayor a 20°C. Aunque la composición de la plagioclasa es altamente sensible a la temperatura, presión y contenido de agua en el fundido, la poca variación de temperatura en cristales de plagioclasa zonados evidencia que este proceso ocurre a condiciones casi constantes; de esta manera, se confirma que la zonación en plagioclasa obedece en mayor medida a cambios cinéticos durante la cristalización y no a cambios de temperatura y/o presión (Shcherbakov et al., 2010). Esto indica que el proceso de zonación es un proceso que ocurre simultanea y localmente con la formación del sistema (cf. Loomis, 1982).



**Figura 38.** Variaciones de temperatura en cristales de plagioclasa zonados. **A.** Zonación inversa. **B.** Zonación oscilatoria.

#### 6.2.4. Anfíbol

El geotermobarómetro de anfíbol propuesto por Ridolfi & Renzulli (2012) se basa únicamente en la composición del mineral y estima condiciones de presión, temperatura y contenido de agua en el fundido. Para determinar la fugacidad del oxígeno, se usa el geotermobarómetro propuesto por Ridolfi et al. (2010). En cuanto a las condiciones de presión y temperatura, Ridolfi & Renzulli (2012) desarrollaron cinco ecuaciones barométricas (Eqs. 1a, 1b, 1c, 1d, 1e) y una ecuación termométrica (Eq. 2). Las ecuaciones barométricas son utilizadas para determinar el valor final de presión, el cual es obtenido después de seguir el siguiente procedimiento empírico:

1. Determinar los valores de presión de las ecuaciones 1a, 1b, 1c, 1d, y 1e.
2. Determinar los parámetros de  $\Delta P_{db}$  (Eq. 14) y  $XP_{ae}$  (Eq. 15).

$$\Delta P_{db} = P_{1d} - P_{1b} \quad \text{Eq. 14}$$

$$XP_{ae} = \frac{P_{1a} - P_{1e}}{P_{1a}} \quad \text{Eq. 15}$$

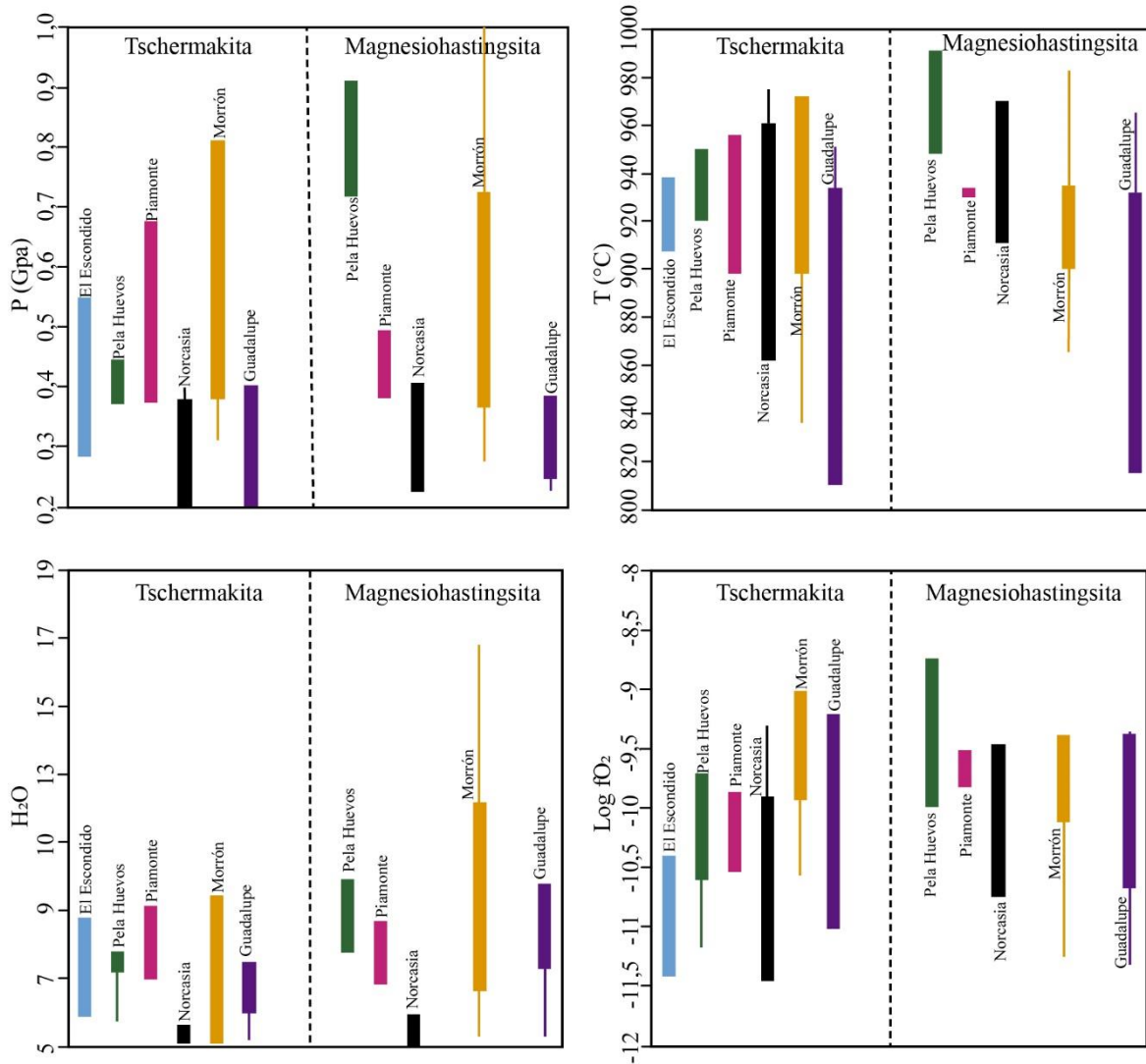
3. Estimar el parámetro  $P_2$  de acuerdo a los siguientes criterios: si  $P_{1b} < 335$  MPa,  $P_2 = P_{1b}$ ; si  $P_{1c} < 415$  MPa,  $P_2 = P_{1c}$ ; si  $P_{1d} < 470$  MPa,  $P_2 = P_{1c}$ ; Si  $\Delta P_{db} > 250$  MPa,

$P2 = P1d$ ; si  $\Delta Pdb < 100$  MPa,  $P2 = P1c$ ; si  $XPae < -0,45$ ,  $P2 = P1c$ ; si no se cumplen ninguno de estos criterios,  $P2$  es igual al promedio de  $P1b$ ,  $P1c$  y  $P1e$ .

4. Determinar el porcentaje de error aparente (APE, Eq. 16); si  $APE < 50\%$ ,  $P = P2$ ; si  $APE > 50\%$ ,  $P =$  promedio de  $P2$  y  $P1a$ . Una vez la presión es calculada, se aplica la ecuación de temperatura.

$$APE = \frac{(P1a-P2)*200}{P1a+P2} \quad \text{Eq. 16}$$

La Figura 39 muestra la variación de valores de  $P$ ,  $T$ ,  $\text{LogfO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$  existente entre los cristales que presentan  $APE < 40\%$  (cajas) y aquellos que superan este valor (líneas); en algunos casos los parámetros varían significativamente. De esta manera, utilizando únicamente los valores obtenidos con un porcentaje de error aceptable ( $<40\%$ ; Ridolfi & Renzulli, 2012) se establecen las condiciones de cristalización de anfíboles del CVMS. Debido a esto, la mayor cantidad de cristales de magnesiohastingsita y tschermakita, además de un solo cristal de magnesihornblenda presentan datos confiables.



**Figura 39.** Diagramas de cajas (APE <40%) y líneas (APE >40%) de variables de P, T, H<sub>2</sub>O y Log fO<sub>2</sub> para determinar valores confiables de condiciones de cristalización de anfíbol.

#### 6.2.4.1. Presión y temperatura

Los valores obtenidos evidencian que los anfíboles tipo magnesiohastingsita se formaron en condiciones entre 815,3 - 987,4°C y 0,23 - 0,83 GPa, mientras que la tschermakita en condiciones entre 809,9 - 972,0 °C y 0,19 - 0,81 GPa, y la magnesiohornblenda en condiciones de 868,1 °C y 0,24 GPa. Las condiciones de formación de anfíbol son similares en todos los volcanes. En la Tabla 21 se presentan los valores discriminados por volcán.

**Tabla 21.** Condiciones de cristalización de anfíbol en los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Samaná.

Volcán-Código	Ridolfi & Renzulli (2012)			Ridolfi et al. (2010)	Leake et al. (1997)
	T (°C)	P (GPa)	% H <sub>2</sub> O	LogfO <sub>2</sub>	Nombre
<b>Volcán El Escondido</b>					
VEE-1C4a-anf	914,3 ±23,5	0,41 ±0,05	7,7	-10,4	Tschermakita
VEE-1C4b-anf	921,6 ±23,5	0,38 ±0,04	6,7	-11,1	Tschermakita
VEE-1C7a-anf	919,9 ±23,5	0,40 ±0,05	7,2	-10,9	Tschermakita
VEE-1C7c-anf	932,4 ±23,5	0,41 ±0,05	6,7	-10,9	Tschermakita
VEE-1C9b-anf	907,4 ±23,5	0,28 ±0,03	5,9	-11,4	Tschermakita
<b>Volcán Pela Huevos</b>					
VPH-2C16banf	950,5 ±23,5	0,45 ±0,05	7,2	-10,6	Tschermakita
VPH-4C10e-anf	920,0 ±23,5	0,37 ±0,04	7,5	-9,7	Tschermakita
VPH-4C10banf	925,5 ±23,5	0,43 ±0,05	7,8	-10,4	Tschermakita
VPH-4C6banf1	948,2 ±23,5	0,72 ±0,08	9,7	-10,0	Magnesiohastingsita
VPH-4C13a-anf	947,7 ±23,5	0,76 ±0,09	9,9	-9,7	Magnesiohastingsita
VPH-4C5c-anf	987,4 ±23,5	0,83 ±0,10	9,5	-8,6	Magnesiohastingsita
VPH-4C10danf	868,1 ±23,5	0,24 ±0,03	7,6	-11,0	Magnesiohornblenda
<b>Volcán Piamonte</b>					
VP-8C5b-anf	898,1 ±23,5	0,41 ±0,05	8,3	-10,5	Tschermakita
VP-8C5c-anf	923,1 ±23,5	0,48 ±0,05	8,2	-10,3	Tschermakita
VP-8C8a-anf	923,7 ±23,5	0,49±0,06	8,5	-10,3	Tschermakita
VP-8C8b-anf	930,0 ±23,5	0,39 ±0,04	7,0	-10,0	Tschermakita
VP-8C8c-anf	920,5 ±23,5	0,37 ±0,04	7,0	-10,2	Tschermakita
VP-8C10b-anf	928,8 ±23,5	0,47 ±0,05	7,9	-9,9	Tschermakita
VP-8C10d-anf	955,7 ±23,5	0,68 ±0,08	9,1	-10,0	Tschermakita
VP-8C4b-anf	934,3 ±23,5	0,50 ±0,06	8,7	-9,8	Magnesiohastingsita
VP-8C5a-anf	931,2 ±23,5	0,42 ±0,05	7,2	-10,0	Magnesiohastingsita
VP-8C10c-anf	930,0 ±23,5	0,38 ±0,04	6,8	-9,5	Magnesiohastingsita
<b>Volcán Norcasia</b>					
VN-9C3b-anf	961,1 ±23,5	0,38 ±0,04	5,6	-9,9	Tschermakita
VN-9C1b-anf1	861,8 ±23,5	0,20 ±0,02	5,1	-11,5	Tschermakita
VN-9C3a-anf	968,7 ±23,5	0,41 ±0,05	5,7	-9,7	Magnesiohastingsita
VN-9C7b-anf	956,0 ±23,5	0,38 ±0,04	5,9	-9,5	Magnesiohastingsita
VN-9C11a-anf	910,8 ±23,5	0,22 ±0,03	4,9	-10,9	Magnesiohastingsita
VN-9C11b-anf	970,5 ±23,5	0,40 ±0,05	5,8	-9,5	Magnesiohastingsita
VN-9C1b-anf2	960,5 ±23,5	0,40 ±0,05	5,7	-9,7	Magnesiohastingsita
VN-9C3c-anf	931,7 ±23,5	0,23 ±0,03	4,3	-10,7	Magnesiohastingsita

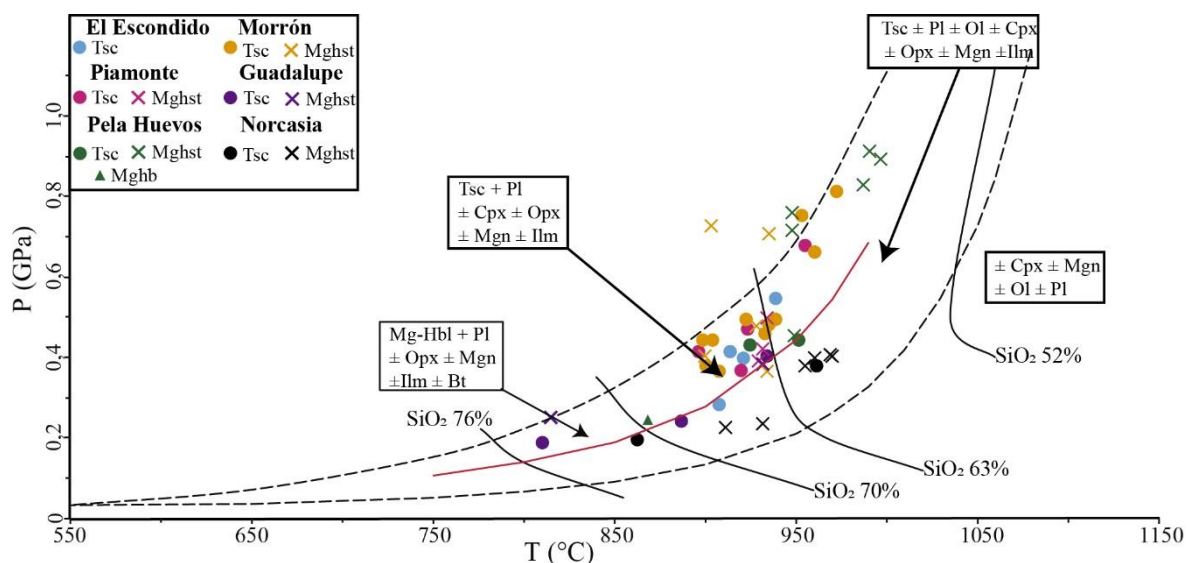
**Tabla 21.** (continuación).

<b>Volcán Morrón</b>					
VM-130-anf12	937,3 ±23,5	0,49 ±0,06	8,0	-9,0	Tschermakita
VM-130- anf14	922,7 ±23,5	0,49 ±0,06	9,0	-9,3	Tschermakita
VM-130-anf27	933,8 ±23,5	0,49 ±0,06	8,3	-9,2	Tschermakita
VM-130-anf04	952,5 ±23,5	0,75 ±0,09	9,4	-9,4	Tschermakita
VM-130-anf06	899,7 ±23,5	0,38 ±0,04	8,2	-9,8	Tschermakita
VM-130-anf08	931,9 ±23,5	0,46 ±0,05	7,3	-9,5	Tschermakita
VM-130-anf32	959,7 ±23,5	0,67 ±0,08	8,7	-9,0	Tschermakita
VM-130-anf33	972,0 ±23,5	0,81 ±0,09	8,8	-9,0	Tschermakita
VM-130-anf35	907,5 ±23,5	0,37 ±0,04	7,1	-9,6	Tschermakita
VM-130-anf36	903,4 ±23,5	0,45 ±0,05	8,7	-9,5	Tschermakita
VM-130-anf37	898,5 ±23,5	0,45 ±0,05	9,2	-9,9	Tschermakita
VM-130-anf16	933,7 ±23,5	0,37 ±0,04	6,6	-9,5	Magnesiohastingsita
VM-130-anf28	928,3 ±23,5	0,48 ±0,05	8,5	-9,5	Magnesiohastingsita
VM-130-anf03	935,4 ±23,5	0,71 ±0,08	9,9	-9,4	Magnesiohastingsita
VM-130-anf05	903,2 ±23,5	0,73 ±0,08	12,2	-10,1	Magnesiohastingsita
VM-130-anf38	899,7 ±23,5	0,40 ±0,05	8,7	-10,1	Magnesiohastingsita
<b>Volcán Guadalupe</b>					
VG-7C8a-anf	887,1 ±23,5	0,24 ±0,03	6,0	-11,0	Tschermakita
VG-132-anf02	809,9 ±23,5	0,19 ±0,02	7,5	-10,8	Tschermakita
VG-132-anf10	934,1 ±23,5	0,40 ±0,05	7,3	-9,2	Tschermakita
VG-132-anf06	931,6 ±23,5	0,39 ±0,04	7,3	-9,4	Magnesiohastingsita
VG-132-anf25	815,3 ±23,5	0,25 ±0,03	9,8	-10,7	Magnesiohastingsita

Según Ridofi & Renzulli (2012), la estabilidad termal de los anfíboles depende del tipo de anfíbol y tipo de fundido que los contiene. La tschermakita y magnesiohornblenda se encuentran en equilibrio con fundidos calco-alcalinos, la pargasita y kaersurita están en equilibrio con fundidos alcalinos, y la magnesiohastingsita, se encuentra en equilibrio con los dos tipos de fundido. Los volcanes del CVMS, son de afinidad calco-alcalina, lo que concuerda con la presencia de magnesiohastingsita y tschermakita, los cuales cristalizaron a temperaturas >900 °C, y presiones entre 2,2 GPa (magnesiohastingsita) y <1,0 GPa (tschermakita). La fase magnesiohornblenda cristalizó en condiciones de temperatura (<930 °C) y presión (<0,3 GPa) relativamente más bajas.



Para el caso del CVMS, el diagrama de T vs P (Figura 40) muestra que los anfíboles reflejan su formación dentro del campo de estabilidad termal (líneas discontinuas negras) y un contenido de SiO<sub>2</sub> en el fundido entre 52 y 76 wt.% (líneas sólidas negras), sin diferencias significativas entre tschermakita y magnesiohastingsita. Se observa que algunos cristales de magnesioastingsita del volcán Pela Huevos presentan las mayores condiciones de presión y temperatura, mientras que algunos cristales de tschermakita de los volcanes Guadalupe y Norcasia registran las menores condiciones.

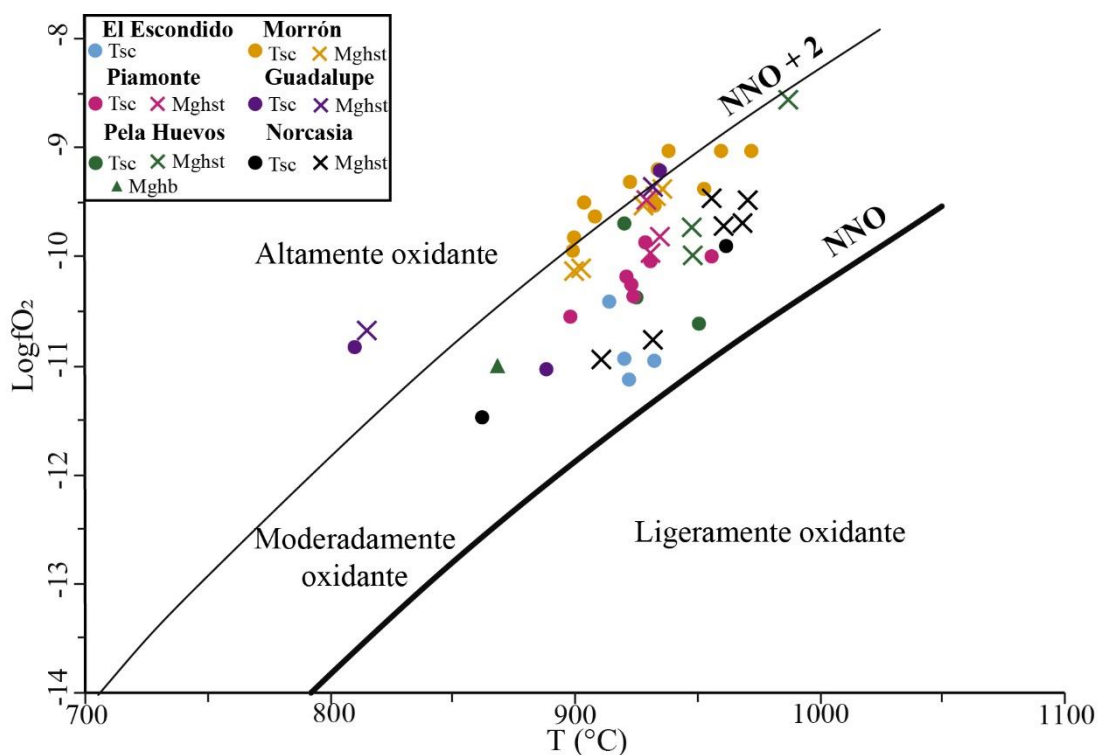


**Figura 40.** Diagrama de T vs P para cristales de anfíbol cálcicos. Líneas discontinuas negras representan las curvas de estabilidad termal de anfíbol, línea sólida roja divide zonas ricas en cristales (> 35% cristalinidad y baja temperatura) y zonas pobres en cristales (< 35% de cristalinidad y alta temperatura) y las líneas sólidas negras representan isopleetas del contenido de SiO<sub>2</sub> anhidro en el fundido (Ridolfi et al., 2010). Abreviaciones: (Tsc) Tschermakita, (Mghst) Magnesiohastingsita, (Mghb) Magnesiohornblenda.

#### 6.2.4.2. Fugacidad de oxígeno

La fugacidad de oxígeno ( $fO_2$ ) es un parámetro que controla la composición de los minerales ferromagnesianos, como el anfíbol (Martel et al., 1999), lo que permite usar su composición para determinar las condiciones de oxidación del magma. La  $fO_2$  se mide mediante reguladores de oxígeno, los cuales corresponden a soluciones químicas que resisten a cambios de óxido-reducción de un sistema a temperatura constante (Huebner, 1971). De esta manera, la  $fO_2$  se calculó con base en el regulador Niquel-Niquel Oxígeno (NNO; O'Neill & Pownceby, 1993), utilizando el geotermobarómetro de Ridolfi et al. (2010).

Los valores de  $fO_2$  obtenidos para los anfíboles del CVMS, indican que las condiciones de cristalización de la mayoría de los volcanes son moderadamente oxidantes ( $NNO - NNO+2$ ), con excepción del volcán Guadalupe y algunos cristales del volcán Morrón, los cuales cristalizan en condiciones altamente oxidantes ( $>NNO+2$ ; Figura 41). Estas condiciones, además de propicias para la formación de óxidos como se evidencia en las muestras analizadas, son condiciones típicas de magmas calco-alcalinos ( $\sim NNO+1$ ), debido a que la estabilidad termal de los óxidos se da por encima de este valor.



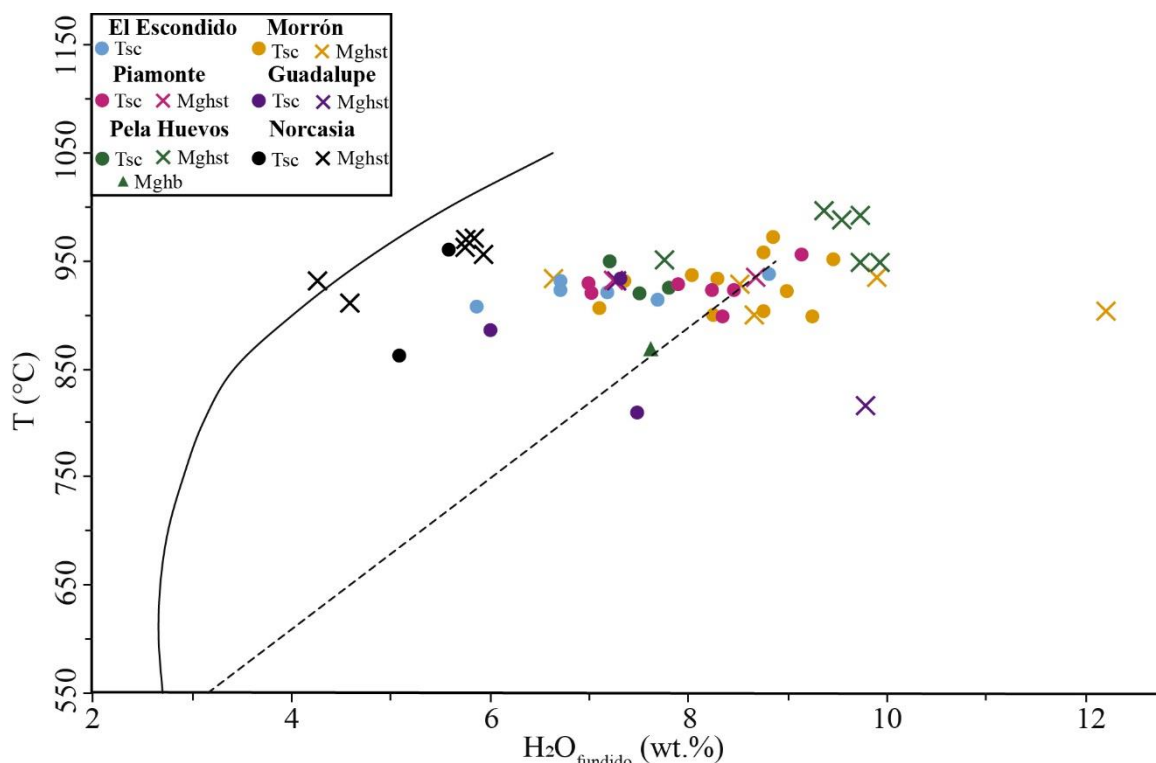
**Figura 41.** Diagramas de T vs LogfO<sub>2</sub> para determinar condiciones oxidación a las que se formaron cristales de anfíbol cálcicos (Ridolfi et al., 2010). Abreviaciones: (Tsc) Tschermakita, (Mghst) Magnesiohastingsita, (Mghb) Magnesihornblenda.

### 6.2.4.3. Contenido de Agua

Los anfíboles cálcicos son minerales que presentan moléculas OH<sup>-</sup>, por lo que su estabilidad depende del contenido de H<sub>2</sub>O en el magma. En condiciones constantes de P-T, dicha estabilidad debería incrementar con moléculas de OH<sup>-</sup> y/o la relación OH<sup>-</sup>/H<sub>2</sub>O (Ridolfi & Renzulli, 2012). En general, la cristalización de anfíbol se da en condiciones de ~4,5 – 9,5% de H<sub>2</sub>O en el fundido (Eggler, 1972; Martel et al., 1999; Maksimov, 2009), aunque otros autores restringen el rango entre 3,7 – 6,5 wt.% H<sub>2</sub>O (Gardner et al., 1995). Autores como

Wallace et al. (2015) consideran que se necesita al menos 3 wt.% de H<sub>2</sub>O en el fundido para estabilizar anfíboles.

Para el caso del CVMS, el contenido de H<sub>2</sub>O en el fundido varía entre 4,3 y 12,2 wt.%, con la magnesiohastingsita mostrando mayor contenido que la tschermakita en cada volcán (Tabla 21; Figura 42). Esto indica que algunos de los anfíboles analizados cristalizaron con un contenido de agua en el fundido alto evidenciando un sistema magmático muy rico en agua.



**Figura 42.** Diagrama de contenido de H<sub>2</sub>O en el fundido vs T de cristalización de anfíboles cálcicos. Línea sólida negra representa la máxima estabilidad termal, mientras que la línea discontinua representa el límite inferior de anfíboles consistentes (i.e cristales de anfíbol producidos experimentalmente) (Ridolfi et al., 2010). Abreviaciones: (Tsc) Tschermakita, (Mghst) Magnesiohastingsita, (Mghb) Magnesiohornblenda.

### 6.2.5. Óxidos de Fe-Ti

El geotermobarómetro de óxidos de Fe-Ti se basa en su composición y es independiente de del líquido. Este método usa la coexistencia de pares ilmenita-magnetita en equilibrio, cuyo  $K_D (Mg/Mn)^{mt-il}$  (Eq. 17), es estimado a partir del fraccionamiento de Mg/Mn de cada fase (Bacon & Hirschman, 1988). El programa ILMAT (Lepage, 2003) permite determinar condiciones de temperatura y  $fO_2$  a la que coexisten ilmenita-magnetita, a través de varios

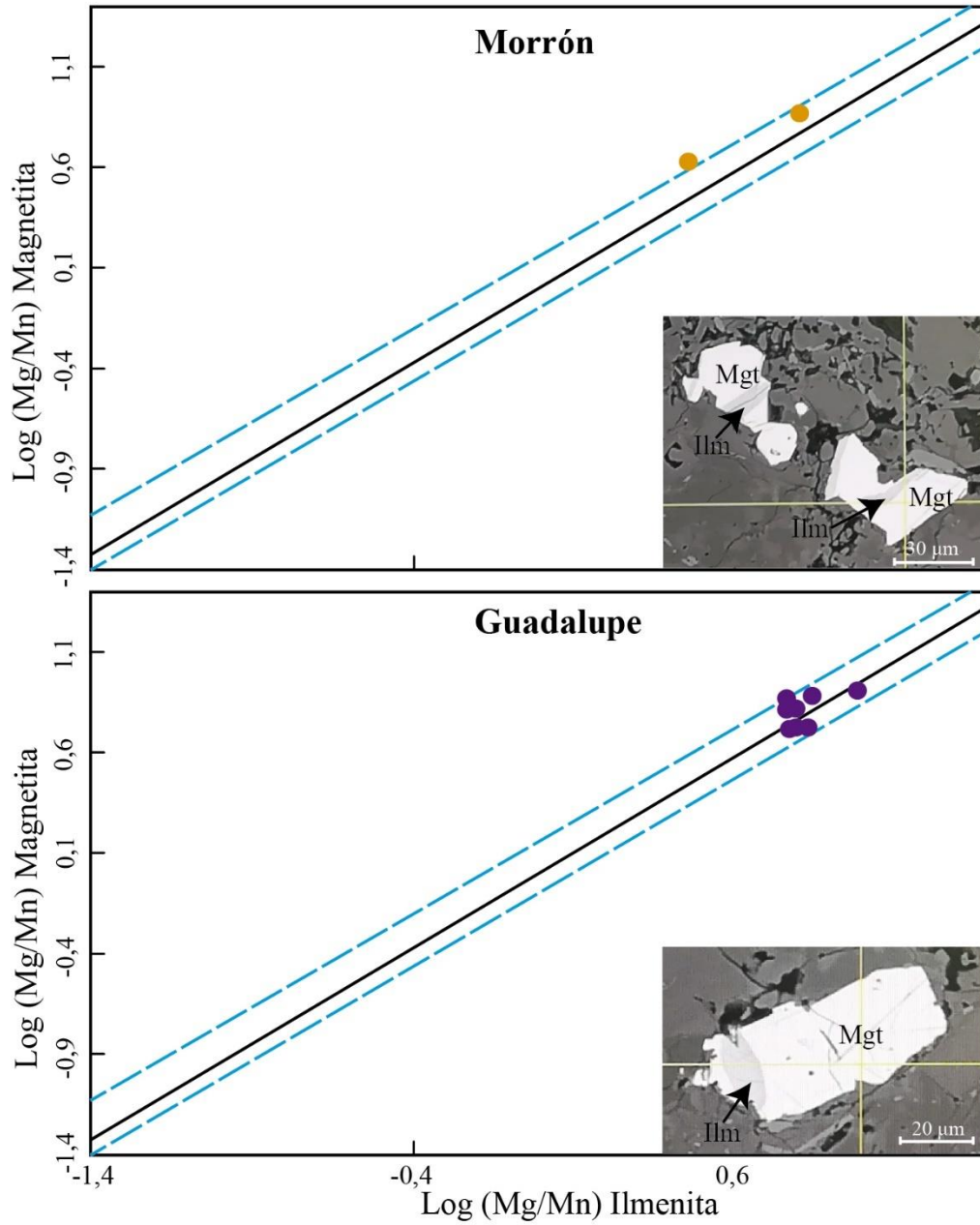
geotermobarómetros. En este caso se utilizó el geotermobarómetro calibrado por Andersen & Lindsley (1985).

$$K_D = \frac{\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Mn}}\right)_{\text{mt}}}{\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Mn}}\right)_{\text{il}}} \quad \text{Eq. 17}$$

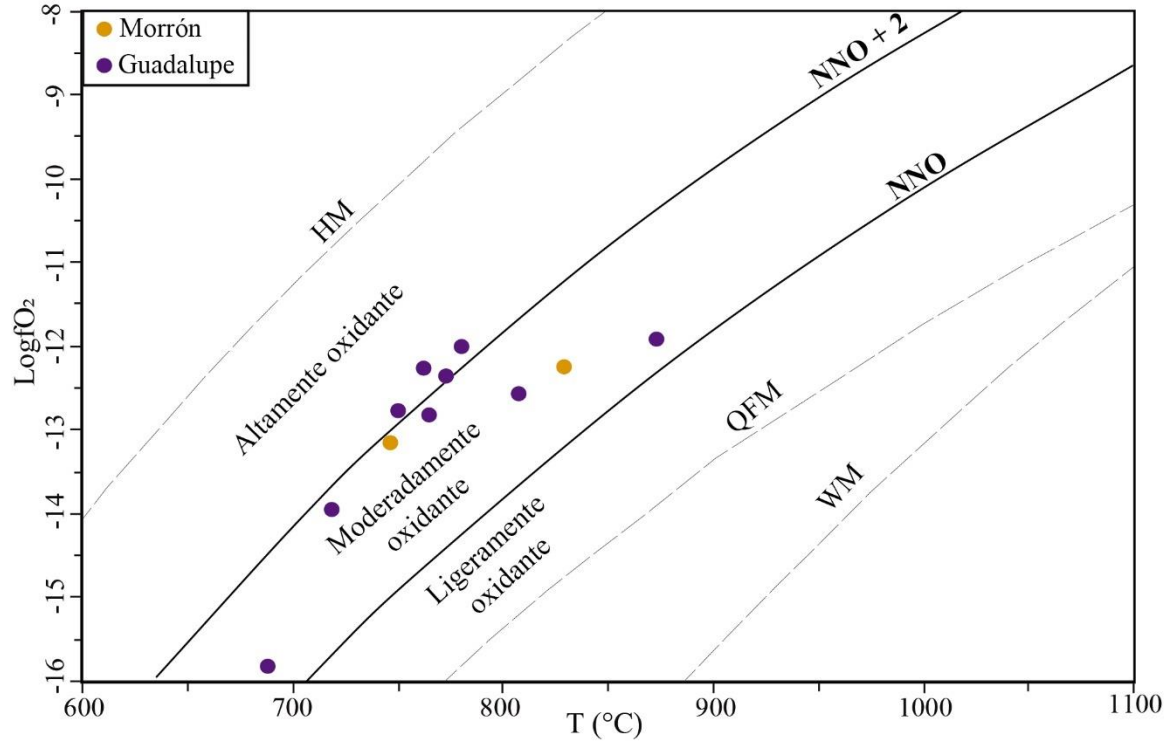
La prueba de equilibrio evidencia pares ilmenita-magnetita en equilibrio (Figura 43), Los resultados muestran que la temperatura para ilmenita-magnetita varía entre 687 y 871 °C (Tabla 22). Resultados para la  $fO_2$  muestran que los volcanes Morrón y Guadalupe se formaron en condiciones moderada a altamente oxidantes (Figura 44), lo que concuerda con las condiciones de óxido-reducción indicadas por los anfíboles para los mismos volcanes y en general para todos los volcanes del campo. Comparando estos valores con los obtenidos para cristales de anfíbol, se observa decrecimiento de la temperatura y el valor de  $\text{Log}fO_2$ , sugiriendo que los microfenocristales de óxidos de Fe-Ti corresponden a la última fase en cristalizar (Figura 45).

**Tabla 22.** Temperatura de cristalización de óxidos de Fe-Ti en los volcanes Morrón y Guadalupe.

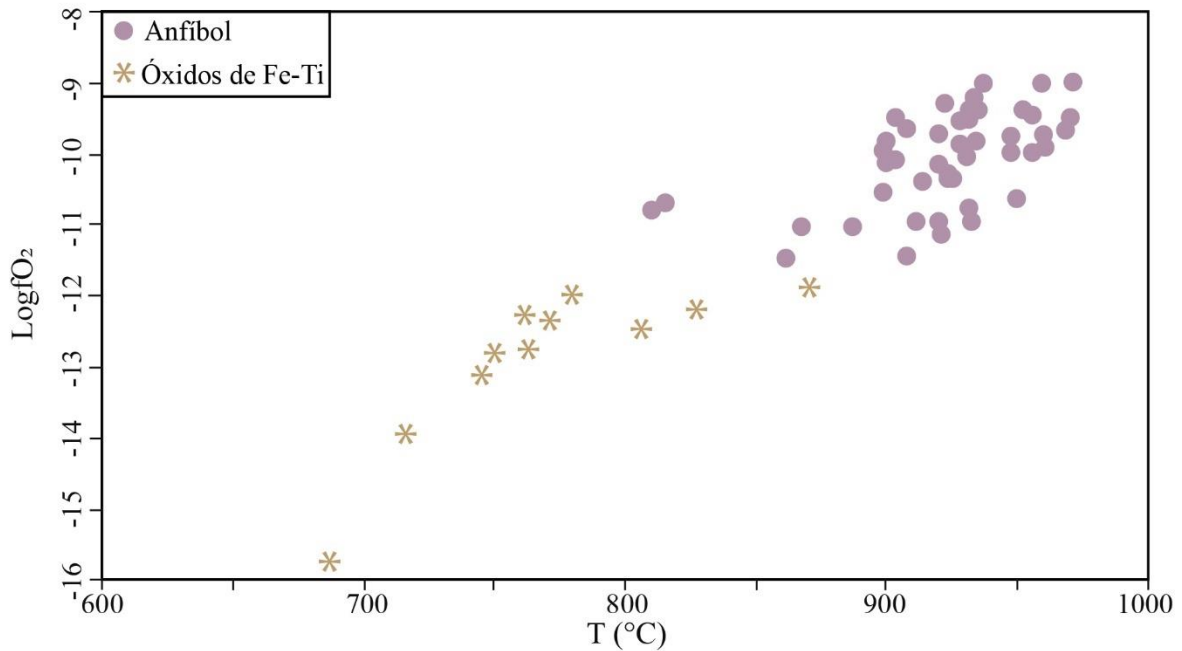
<b>Ilmenita-Magnetita</b>	<b>T (°C)</b>	<b>Log<math>fO_2</math></b>
<b>Volcán Morrón</b>		
130ox-44 – 130ox-43	745,4 ±40	-13,1
130ox04 – 130ox-03-	827,8 ±40	-12,2
<b>Volcán Guadalupe</b>		
132ox-61 – 132ox-62	687,4 ±40	-15,8
132ox-40 – 132ox-39	717,0 ±40	-14,0
132ox-76 – 132ox-75	870,7 ±40	-11,9
132ox-70 – 132ox-69	764,5 ±40	-12,8
132ox-73 – 132ox-74	806,8 ±40	-12,5
132ox-10 – 132ox-09	749,3 ±40	-12,8
132ox-82 – 132ox-81	772,5 ±40	-12,4
132ox-12 – 132ox-11	761,9 ±40	-12,3
132ox-34 – 132ox-33	780,5 ±40	-12,0



**Figura 43.** Diagrama de  $\text{Log (Mg/Mn)}$  ilmenita vs  $\text{Log (Mg/Mn)}$  magnetita para determinar equilibrio entre estas fases minerales (Bacon & Hirschman, 1988).



**Figura 44.** Diagrama de T vs LogfO<sub>2</sub> para determinar condiciones de oxidación a las que se formaron óxidos de Fe-Ti. Reguladores de oxígeno: wustita-magnetita (WM; Myers & Eugster, 1983), cuarzo-fayalita-magnetita (QFM; Berman, 1988), níquel-óxido de níquel (NNO; Huebner & Sato, 1970), hematita-magnetita (Myers & Eugster, 1983).

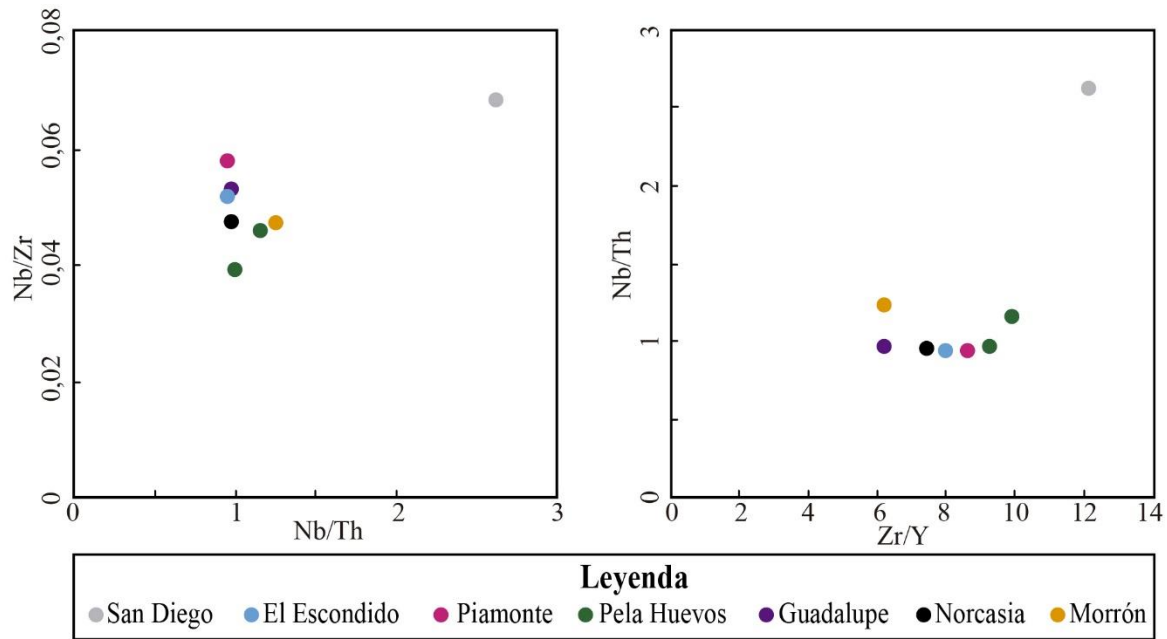


**Figura 45.** Diagrama de T vs LogfO<sub>2</sub> donde se observa las menores condiciones de cristalización de óxidos de Fe-Ti con respecto a anfíbol.

### 6.3. Evolución magmática

Las características composicionales del CVMS (i.e. afinidad calco-alcalina, comportamiento de elementos traza y tierras raras), son características típicas de estos magmas originados en ambientes de subducción; en este caso debido a la subducción de la Placa Nazca por debajo de la Placa Suramericana. El enriquecimiento de K, U y Ba y las anomalías negativas en Nb, Ta y Ti (Figura 32), son típicos de rocas de arcos volcánicos, y representan procesos de fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti y contaminación cortical, así como la acción de fluidos de subducción en la fusión parcial de la cuña del manto (Pearce, 1983; Rollinson, 1993; White, 1998; Best, 2003). Los diagramas de relaciones de elementos incompatibles (Figura 48) evidencian que los volcanes del CVMS están alimentados por una misma fuente magmática, además, el comportamiento observado en los diagramas tipo Harker (Figuras 30 y 31), evidencian que la evolución magmática de cada volcán está asociada a un mismo origen, aunque claramente cada uno alberga su propia historia. A continuación, se discuten los posibles procesos involucrados.

Por ejemplo, a pesar de la afinidad genética que presentan los volcanes del CVMS, se observa que el volcán San Diego presenta variaciones composicionales que se alejan de los demás volcanes (Figura 46). Aunque el objetivo del presente estudio no es evaluar el origen sino la evolución de los magmas, no se descartan que haya factores genéticos diferentes en este volcán. Este tipo de interpretaciones ya han sido reportado en otros volcanes de la PVTSC como el caso de Campo Volcánico Monogenético Pijaos, el cual se caracteriza por presentar la composición más básica de toda la provincia ( $\#Mg = 75$ ) para el cual se ha interpretado un origen y ascenso del magma directamente desde el manto (Murcia et al., 2019). Entre los volcanes Nevado de Santa Isabel y Cerro Machín, también se han encontrado diferencias químicas, pero principalmente isotópicas, las cuales fueron interpretadas como asociadas a diferentes tipos de sedimentos incorporados en la subducción, específicamente, hemipelágicos para el volcán Nevado de Santa Isabel y carbonatados para el volcán Cerro Machín (Errázuriz-Henao et al., 2019). Para el volcán San Diego, las diferencias composicionales en comparación con los otros volcanes del campo, pueden responder al origen, pero también a los procesos que experimentó el magma en su ascenso a superficie; este último caso es el abordado en este trabajo.



**Figura 46.** Diagramas de relaciones de elementos incompatibles Nb/Th vs Nb/Zr y Zr/Y vs Nb/Th. Se observa la afinidad genética que presentan los volcanes del campo, a excepción del volcán San Diego que presenta diferencias composicionales.

### 6.3.1 Cristalización fraccionada

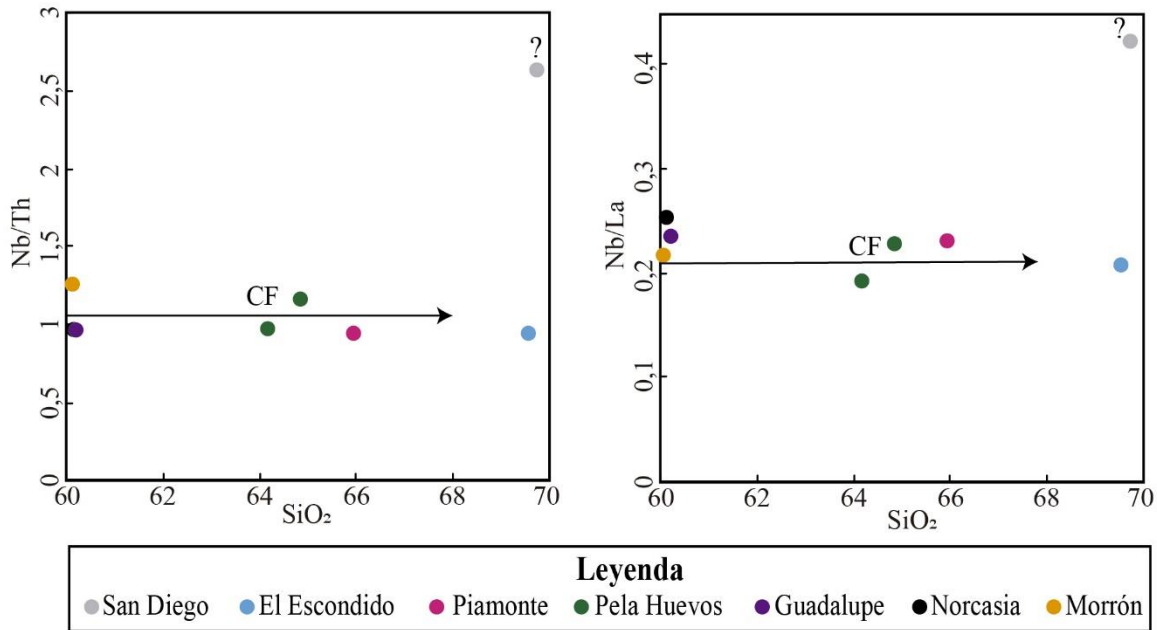
La cristalización fraccionada es un proceso en el cual se forman cristales a partir de un fundido que son removidos de su sitio de formación sin tener intercambio con el líquido residual; este proceso corresponde al mayor proceso de evolución de magmas en rocas de arcos volcánicos (Rollinson, 1993). La cristalización fraccionada es evidenciada por tendencias de diferenciación observadas tanto en elementos mayores como en elementos traza (cf. Davidson et al., 1988). En estos últimos, la concentración de elementos compatibles, por ejemplo, cambia significativamente en el fundido durante este proceso, por lo que su relación permite a su vez, la evaluación de su ocurrencia (Rollinson, 1993). Asimismo, la relación de elementos altamente incompatibles, con coeficientes de partición similares, no varían durante la cristalización fraccionada (Rollinson, 1993). Es así como: 1) las tendencias lineales observadas en los diagramas tipo Harker que ilustran la composición de los volcanes del CVMS (Figuras 30 y 31) y 2) los patrones que se observan en relaciones aproximadamente constantes de elementos similares como Nb/Th y Nb/La con respecto al SiO<sub>2</sub>, (Figura 47), evidencian que este proceso hace parte de la historia de evolución de los volcanes del CVMS y que el volcán El Escondido corresponde al de mayor grado de fraccionamiento; los volcanes Piamonte y Pela Huevos presentan grado un intermedio,



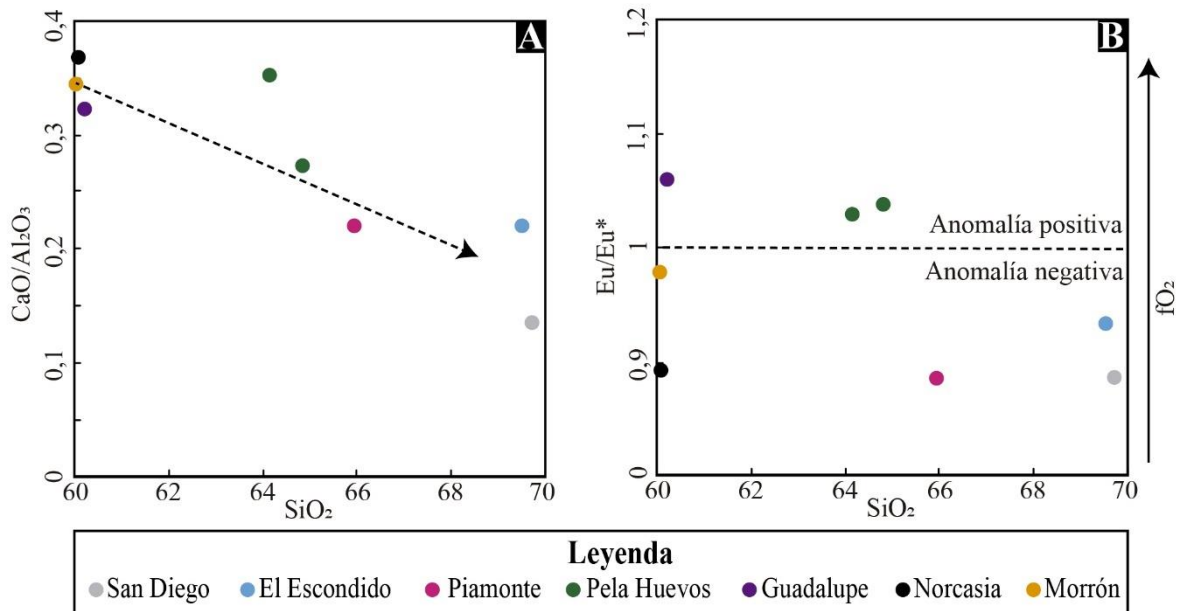
mientras que los volcanes Norcasia Morrón y Guadalupe son los que presentan menor grado de fraccionamiento. Con base en estas tendencias, se presenta a continuación un análisis de las fases minerales que tuvieron lugar en la evolución de los magmas por cristalización fraccionada.

#### **6.3.1.1. Piroxeno y plagioclasa**

La correlación negativa de  $\text{SiO}_2$  con  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Figura 30) y la relación  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (Figura 48A) indican menor fraccionamiento de piroxeno en el caso de los volcanes Norcasia y Pela Huevos, así como un fraccionamiento general de plagioclasa en todos los volcanes del CVMS; el mayor fraccionamiento de estas fases minerales se observa en los volcanes San Diego y El Escondido. Algunas correlaciones negativas de elementos traza como Sc, Cr y Sr, son consistentes con dichos fraccionamientos (Figura 31). El decrecimiento de Sc y Cr está relacionado con el piroxeno, principalmente con el clinopiroxeno (cf. Green, 1980; Wilkinson & Taylor, 1981; Romick et al., 1992; Williams et al., 2009), mientras que el decrecimiento de Sr está relacionado con la plagioclasa a medida que ésta se enriquece en Na (cf. Drake & Weill, 1975; Davidson et al., 1988; Blundy & Wood, 1991). Para este caso, la relación  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  cercana a 1 en todos los volcanes (Figura 48B), evidencia el rol de la plagioclasa en este proceso a niveles relativamente superficiales, debido a que el Eu en reemplazo del Ca es incompatible a fugacidades de oxígeno relativamente altas (cf. Rollinson, 1993) como fue evidenciado para los productos en estudio. A pesar de esto, volcanes como Piamonte, Norcasia, y San Diego, muestran anomalías negativas de Eu que podrían sugerir cristalización temprana de la plagioclasa. En conjunto, el decrecimiento de Sr con pequeñas anomalías de Eu es en general distintivas de magmas con alto contenido de sílice que han sufrido fraccionamiento de plagioclasa (cf. Varol et al., 2014).



**Figura 47.** Diagramas de relaciones de elementos con coeficientes de partición similares vs SiO<sub>2</sub>. La flecha determina el aumento en el grado de fraccionamiento en cada uno de los volcanes.



**Figura 48. A.** Diagrama de SiO<sub>2</sub> vs CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para determinar fraccionamiento de piroxeno y plagioclasa. La flecha indica el aumento en el grado de fraccionamiento de estas fases en los diferentes volcanes. **B.** Diagrama de SiO<sub>2</sub> vs Eu/Eu\* para determinar anomalías de Eu.  $Eu/Eu^* = (Eu_N / \sqrt{Sm_N * Gd_N})$ , los valores son normalizados al valor de condrito de Nakamura (1974).

### **6.3.1.2. Anfíbol**

En composiciones intermedias a ácidas, elementos traza como Nb, Y, Zr y elementos de REE, son altamente compatibles con el anfíbol (siendo más compatibles HREE con relación a LREE), la principal fase cristalina en magmas de esta composición (Pearce & Norry, 1979; Davidson et al., 1988; Rollinson, 1993). El enriquecimiento de LREE sobre HREE presente en las muestras del CVMS (Figura 32) es consistente con el fraccionamiento de este mineral; la correlación negativa de Sc, Cr y V con respecto a SiO<sub>2</sub> lo confirman debido a la alta compatibilidad de estos elementos con el anfíbol (Figura 31). Adicionalmente, correlaciones negativas y positivas de SiO<sub>2</sub> con algunas relaciones de elementos compatibles con anfíbol (Figura 49), son correlacionables con el fraccionamiento de éste como un proceso importante en la evolución de la mayoría de magmas del CVMS, en donde se observa la misma tendencia general en cuanto al grado de fraccionamiento en los volcanes. A pesar de esto, para el caso del volcán San Diego, se observa que la composición se aleja de las correlaciones (Figura 49), sugiriendo que este posiblemente no tuvo lugar durante la evolución magmática, lo que a su vez podría sugerir un rápido descenso de temperatura (rápido ascenso del magma a superficie) que permitió la formación de biotita antes que de anfíbol.

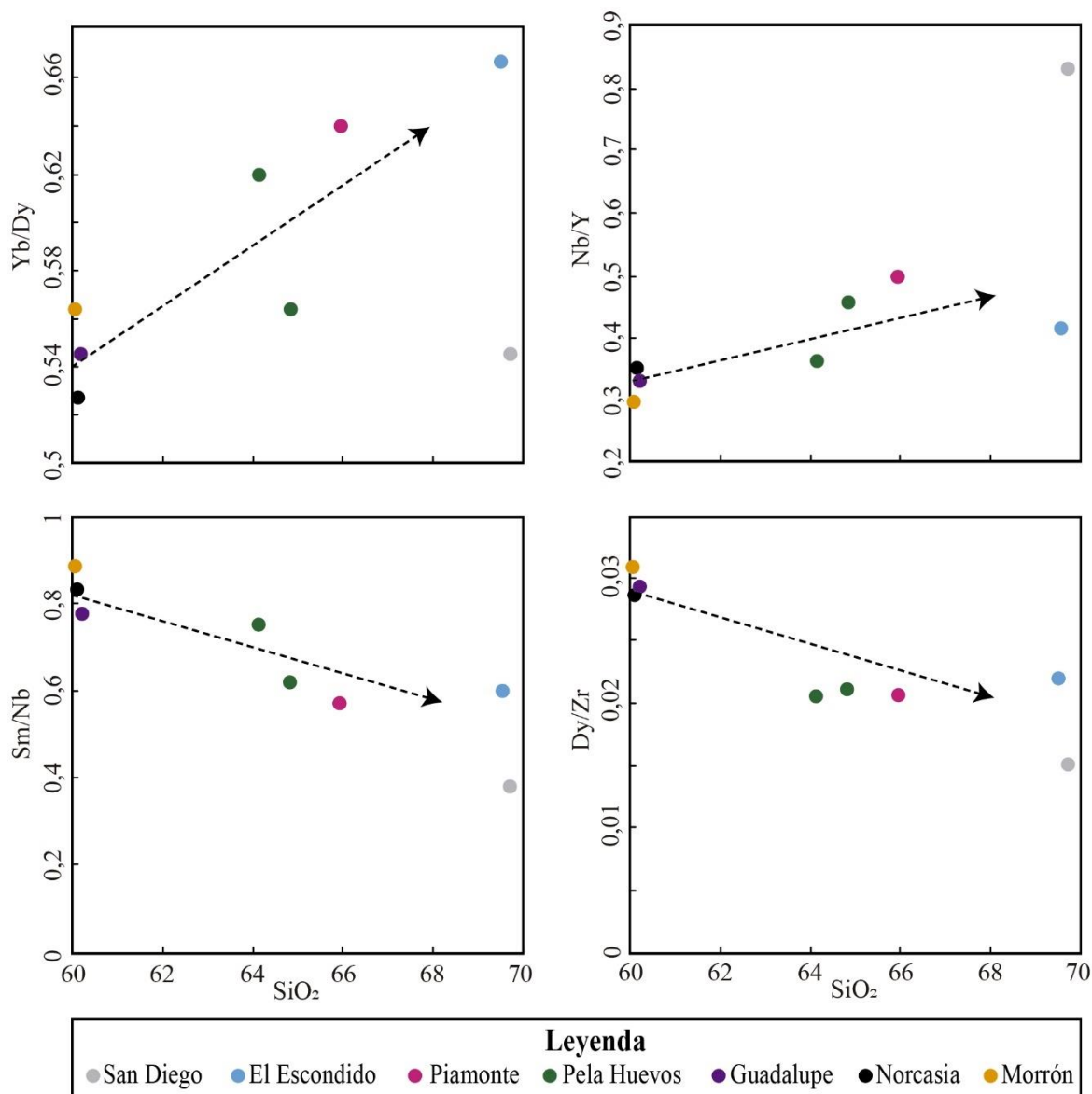
### **6.3.1.3. Biotita y cuarzo**

Los cristales de biotita corresponden a una fase mayor en el volcán San Diego y a una fase menor en los volcanes Guadalupe, Morrón y El Escondido. Este mineral representa las últimas etapas de cristalización a niveles superficiales (< 6 km?), ya que su estabilidad es menor a 800° C en composiciones evolucionadas (Castro & Dingwell, 2009). La presencia de cristales de cuarzo en los volcanes El Escondido y San Diego son consistentes con el alto porcentaje de SiO<sub>2</sub> que presentan sus productos (66,5 y 68,5 wt.%, respectivamente), lo que concuerda con el hecho de que éstos son los volcanes más evolucionados del campo. Aunque se formaron, estos minerales no parecen haber jugado un papel importante en el fraccionamiento, como lo indica por ejemplo la ausencia de anomalía negativa de Ba, elemento altamente compatible con biotita (Figura 32).

### **6.3.1.4. Óxidos de Fe-Ti**

Las anomalías negativas de Nb, Ta y Ti (Figura 32), indican fraccionamiento de óxidos de Fe y Ti en todos los volcanes del CVMS. Este fraccionamiento es esperado debido a los

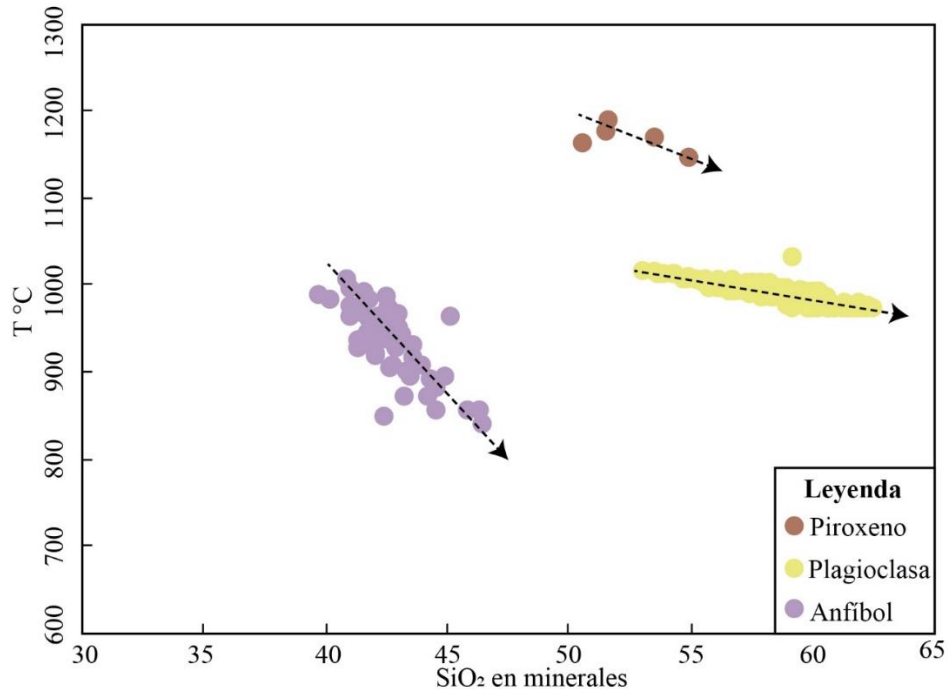
ambientes moderada y altamente oxidantes (Figura 44). Todos los volcanes del CVMS presentan estas anomalías, así como valores de profundidad no mayores a ~30 km, y temperaturas de formación entre 871 y 687 °C. Esto indica que el fraccionamiento ocurrió por encima de la zona de estancamiento y sugiere que son las fases minerales que, en diferentes cantidades, imprimen las mayores variaciones composicionales en los magmas que alcanzan superficie.



**Figura 49.** Diagramas de SiO<sub>2</sub> vs relaciones de elementos compatibles con anfíbol. Las flechas indican el aumento del grado de fraccionamiento de esta fase mineral en cada uno de los volcanes.

### **6.3.1.5. Consideraciones finales**

En conclusión, el mayor fraccionamiento que afecta los magmas del CVMS ocurre en plagioclasa y anfíbol, aunque esta última fase mineral no haya jugado un papel importante en el volcán San Diego. Fraccionamiento de piroxeno es evidenciado más claramente en los volcanes Norcasia y Pela Huevos. Las últimas etapas de cristalización son reflejadas por formación de óxidos de Fe-Ti en todos los volcanes, además de biotita y cuarzo en los volcanes El Escondido y San Diego. Cada volcán presenta historias de evolución relacionadas, por ende, es posible sugerir que la cristalización fraccionada es un proceso importante por el cual diferentes “gotas” o pulsos de magma que comparten un mismo origen, evolucionan hasta composiciones intermedias y ácidas. Lo anterior concuerda con estudios recientes donde las variaciones composicionales de la Provincia Volcánica Norte (PVN) (a.k.a PVTSC) son explicadas por diferentes grados de cristalización fraccionada y a su vez el tipo de fases minerales fraccionadas (Cavell, 2020). El análisis aquí presentado, además de los resultados geotermobarométricos, evidencian que estos magmas evolucionaron a partir de un típico proceso de cristalización, donde la temperatura de formación de las diferentes fases minerales decreció a mayor contenido de sílice dentro de estas (Figura 50). A pesar de esto, hay evidencias petrográficas y algunas variaciones composicionales en los minerales que no pueden ser explicadas por cristalización fraccionada, lo que evidencia que otros procesos estuvieron presentes en la evolución del CVMS. A continuación, se discuten estos otros procesos.



**Figura 50.** Diagrama de SiO<sub>2</sub> en minerales de piroxeno, plagioclasa y anfíbol vs T de cristalización de estas fases minerales.

### 6.3.2. Asimilación cortical

La asimilación es un proceso que puede modificar la composición de los magmas durante su ascenso y/o estancamiento en la corteza; éste consiste en la interacción del magma con la roca del basamento (Best, 2003; Groove & Till, 2015). La ocurrencia de asimilación puede ser examinada por medio de análisis petrográficos (presencia de xenocristales y/o xenolitos), así como análisis geoquímicos (comparaciones con la composición del basamento y variaciones en relaciones de elementos incompatibles) (Rollinson, 1993).

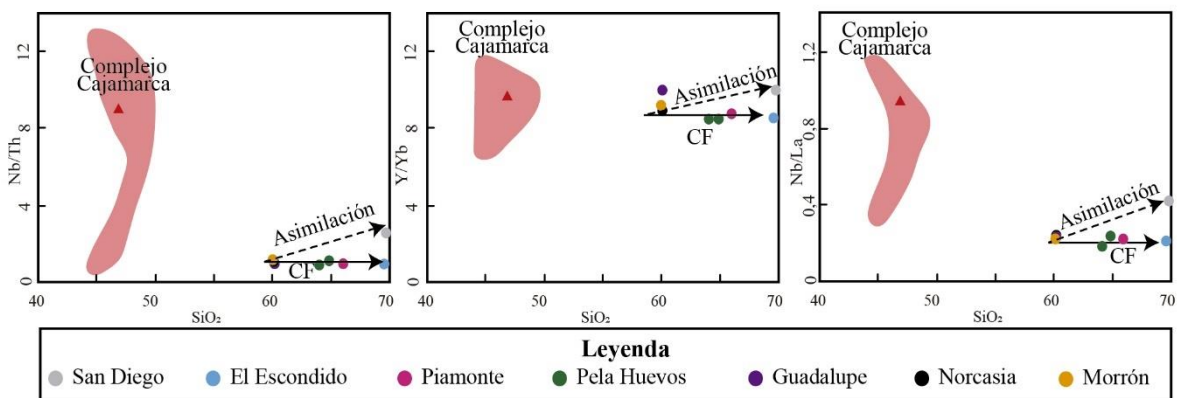
#### 6.3.2.1. ¿Xenocristales?

Como se describió anteriormente, los cristales de olivino y algunos de biotita, muestran características que podrían sugerir un sistema de formación diferente al sistema magmático del CVMS. Sin embargo, para el caso los cristales de olivino en los volcanes Pela Huevos y Guadalupe, se propone un origen temprano o inclusive anterior (i.e. como antecristales), considerando que ni el Complejo Cajamarca ni el Stock de Florencia que se encuentran como basamento en la zona, presentan esta fase mineral. Por otro lado, la presencia de biotita en el volcán El Escondido, podría relacionarse con incorporación desde el Stock de Florencia, el

cual presenta altos porcentajes de este mineral (4 – 13%) en su asociación mineralógica (Rueda-Gutiérrez et al., 2019).

### 6.3.2.2. Variaciones químicas

Considerando el Complejo Cajamarca como la posible mayor fuente de contaminación del sistema magmático en estudio, se realizó una comparación química entre éste y el CVMS. Los productos volcánicos del CVMS muestran poca variación en relaciones de elementos incompatibles como Nb/Th, Y/Yb y Nb/La con respecto al contenido de SiO<sub>2</sub>; adicionalmente, se observan las tendencias que deberían seguir las composiciones de los magmas en caso de contaminarse con este cuerpo metamórfico que tiene una composición menos evolucionada (Figura 51). Con base en esto, se propone una asimilación despreciable del Complejo Cajamarca como parte de la evolución de los magmas formadores del CVMS. En particular, el volcán San Diego evidencia una tendencia diferente con respecto a los demás volcanes, lo que podría indicar algún grado de contaminación con estas rocas, producto de estancamiento del magma a niveles más superficiales (Figura 51).



**Figura 51.** Diagramas de SiO<sub>2</sub> vs relaciones de elementos incompatibles como Nb/Th, Y/Yb, Nb/La de los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Samaná y el Complejo Cajamarca (Blanco-Quintero et al., 2014), donde se observa que la tendencia casi constante de los volcanes evidencia poca asimilación del Complejo Cajamarca. El triángulo rojo representa el promedio de datos del Complejo Cajamarca.

### 6.3.3. Mezcla de magmas

La mezcla de magmas es otro de los procesos que pueden experimentar los magmas durante su evolución en la ruta hasta la superficie. Éste consiste en la inyección de un fundido que normalmente es máfico dentro de uno más félsico, para generar posteriormente un magma híbrido de composiciones intermedias; esta mezcla puede ocurrir en el conducto y/o dentro

de un reservorio o cámara magmática (Sen, 2014; Groove & Till, 2015). Este proceso puede ser interpretado cuando algunas variaciones composicionales y mineralógicas no son explicadas por los procesos anteriormente mencionados (cf. Perfit et al., 1982), y puede ser examinado por medio de análisis petrográficos y variaciones químicas (cf. Perfit et al., 1982; Best, 2003; Varol et al., 2008).

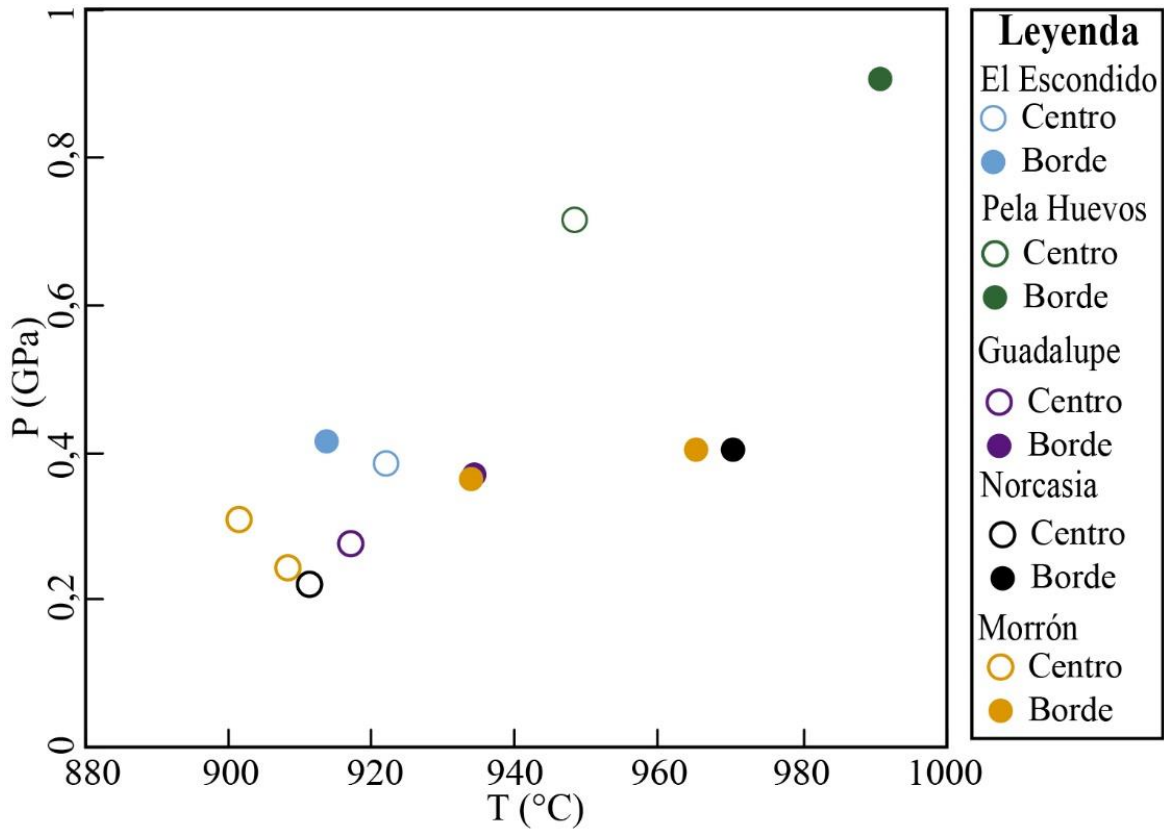
#### **6.3.3.1. Características petrográficas**

Características texturales como la presencia de cristales con texturas de desequilibrio y cristales de los mismos minerales sin evidencia de desequilibrio, lo cual es común en los productos estudiados, son interpretadas como consecuencia de interacción entre dos o más fundidos (Best, 2003; Varol et al., 2008, 2014). De esta manera, la presencia de anfíboles zonados y no zonados dentro de una misma muestra, como es el caso de todos los volcanes del CVMS que presentan esta fase mineral, es una fuerte evidencia que sugiere un posible evento de mezcla de magmas. Las texturas de desequilibrio tales como tamiz en plagioclasa, reabsorción en cristales y en ocasiones bordes de reacción en anfíbol también podrían ser evidencia de este proceso, teniendo en cuenta que en estos volcanes existen cristales de los mismos minerales que no presentan dichas texturas. Adicionalmente, la presencia de antecristales de olivino, como se mencionó anteriormente, es consistente con un proceso de mezcla de magmas.

#### **6.3.3.2. Variaciones químicas**

Variaciones composicionales como zonación en cristales es evidencia de incremento de temperatura asociado con el proceso de mezcla de magmas (Sutcliffe, 1989; Andrews et al., 2008; Kiss et al., 2014). La presencia de cristales de anfíbol zonados inversamente en los volcanes El Escondido, Pela Huevos, Norcasia, Guadalupe y Morrón, exhiben variaciones composicionales que revelan incremento de temperatura de formación de centro a borde de los cristales (Figura 54); esto sugiere aumento de temperatura relacionada con mezcla de magmas. Adicionalmente, la presión obtenida en los bordes de los anfíboles con zonación inversa es menor a la presión de los centros de estos cristales, lo que a su vez evidencia que la mezcla de magmas ocurrió a profundidades someras (Figura 52).





**Figura 52.** Diagrama de T vs P en cristales de anfíbol zonados inversamente. Se observa la variación de temperatura y presión de centro a borde de estos cristales

En síntesis, se propone que la mezcla de magmas es un proceso presente en la historia de evolución del CVMS. Estas mezclas ocurrieron durante el estancamiento en niveles corticales, en donde la entrada de un magma caliente y de composición más básica, aportó a la modificación en diferentes grados de la composición de cada uno de los magmas que alimentaron los volcanes del campo.

#### 6.3.4. Consideraciones finales

La evolución magmática del CVMS revela que la cristalización fraccionada es el mayor proceso de diferenciación que experimentaron los magmas durante su ascenso a superficie; este fraccionamiento tuvo lugar durante el ascenso asociado con múltiples estancamientos, que a su vez favorecieron diferentes grados de asimilación de la roca caja. En algunos casos, durante los estancamientos, ocurrió inyección de magma lo que incrementó la temperatura del sistema e incorporó fases de composiciones máficas. Finalmente, pequeñas cantidades de magma ascendieron desde la zona de estancamiento hasta la superficie bajo una evolución magmática gobernada por procesos similares, aunque con intensidades diferentes formando

cada uno de los volcanes del campo. Esto evidencia que, a pesar de que en campos volcánicos monogenéticos los sistemas de alimentación magmáticos han sido denominados como relativamente sencillos con ascensos rápidos y poca interacción cortical, en el CVMS se revela una historia de evolución compleja donde diferentes procesos interactúan desde el origen de los magmas hasta su emplazamiento como volcanes. Esta evolución compleja con grados variables de almacenamiento en la corteza inferior, cristalización fraccionada y en algunos casos asimilación de material de la corteza superior, ha sido reportadas recientemente para el arco volcánico colombiano (Cavell, 2020).

#### **6.4. Modelo del sistema de alimentación magmático del CVMS**

El estudio de sistemas de alimentación magmático permite conocer el comportamiento de sistemas volcánicos, interpretando el origen, ascenso, almacenamiento y transporte de los magmas que los alimentan (Burchardt, 2018). La reconstrucción de estos sistemas es posible debido a múltiples disciplinas, sin embargo, las técnicas de análisis composicionales son una fuerte herramienta para interpretar los diferentes procesos que experimentan los magmas desde su origen hasta su emplazamiento en superficie (cf. Burchardt & Galland, 2016).

Para el CVMS, la historia de evolución magmática, junto con la profundidad a la que ocurrieron los diferentes procesos, permiten proponer un modelo del sistema de alimentación (Figuras 53 y 54). El magma que alimenta el CVMS tiene su origen en la subducción de la placa Nazca por debajo de la placa Suramericana, la cual genera fusión de la cuña del manto. Una vez que el magma es generado, comienza su ascenso hasta estancarse a niveles corticales; Londoño (2016) propone una gran zona de acumulación magmática ubicada entre 20 – 35 km de profundidad, el cual se encuentra bajo la PVTSC, de la cual hace parte el CVMS (cf. Murcia et al., 2019) (Figura 53).



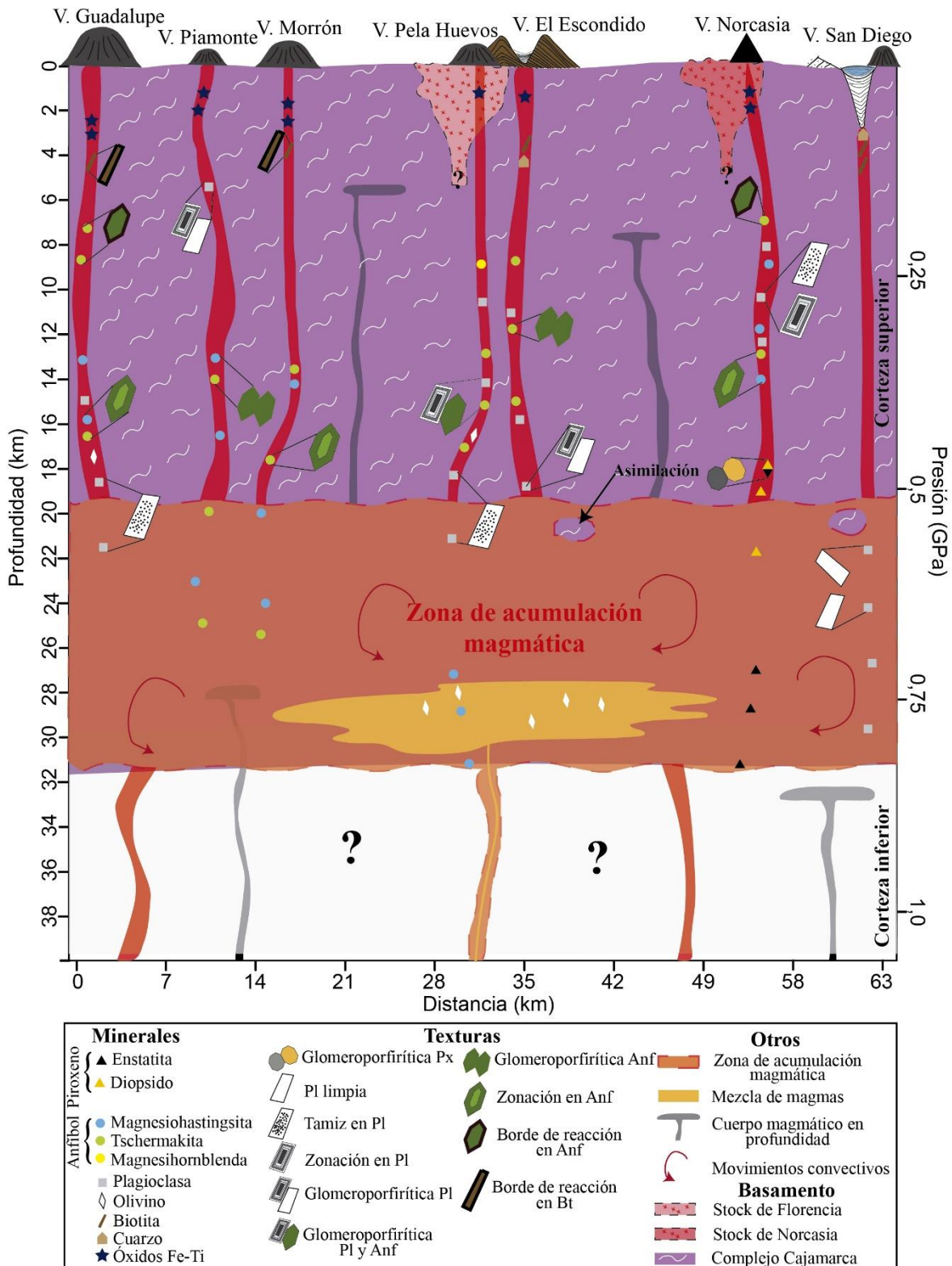
Pela Huevos, entre 19 y 11 km en el volcán El Escondido, entre 12 y 6 km en el volcán Norcasia, y entre 6 y 5 km en el volcán Piamonte. Estos valores representan que la formación de plagioclasa también inició dentro de la zona de acumulación; en este lugar y durante el posterior ascenso, los magmas experimentaron variaciones fisicoquímicas acompañados por movimientos convectivos que produjeron las texturas tales como la zonación en estos cristales (Figura 54). El anfíbol se formó a profundidades correlacionables tanto con la zona de acumulación (31 km) como con profundidades más someras (hasta 7 km). Específicamente, la magnesiohastingsita cristalizó entre 31 y 27 km en el volcán Pela Huevos, 27 y 14 km en el volcán Morrón, 18 y 14 km en el volcán Piamonte, y 15 y 9 km en el volcán Guadalupe y Norcasia; tschermakita cristalizó entre 31 y 14 km en el volcán Morrón, 26 y 14 km en el volcán Piamonte, 17 y 14 km en el volcán Pela Huevos, 15 y 9 km en el volcán Guadalupe, y 14 y 7 km en el volcán Norcasia; finalmente la magnesiohornblenda cristalizó a 9 km en el volcán Pela Huevos. Algunos de estos cristales, nuclearon en cristales ya formados de piroxeno y plagioclasa, y formaron agregados que son reconocidos como texturas glomeroporfiríticas (Figura 54). La biotita se formó cuando los magmas ya se encontraban en las etapas finales de cristalización y a bajas temperaturas ( $< 800^{\circ}\text{C}$ ). Esto se evidencia en los volcanes San Diego, Morrón y Guadalupe (Figura 56). En esta etapa, también se formó el cuarzo como se evidenció en los volcanes El Escondido y San Diego (Figura 56), y los óxidos de Fe-Ti evidenciados en todos los volcanes. Esta fase mineral se cristalizó como microcristales o como reemplazamiento de minerales previamente formados (comúnmente anfíbol y biotita).

Además de la cristalización descrita, durante el ascenso ocurrió la entrada de magma básico más caliente a la zona de acumulación produciendo un proceso de recarga magmática y/o mezcla de magmas incorporando antecristales de olivino y produciendo zonación inversa de anfíboles. Los cristales de olivino se evidencian en los volcanes Pela Huevos y Guadalupe, mientras que los anfíboles zonados se evidencian en los volcanes El Escondido, Pela Huevos, Norcasia, Guadalupe y Morrón (Figura 54).

Los pulsos de magmas continuaron ascendiendo a diferentes grados de descompresión, lo que a su vez produjo desequilibrio en los cristales, como bordes de reacción en cristales de anfíbol en los volcanes Piamonte, Pela Huevos, Morrón, Guadalupe y Norcasia, bordes de

reacción en cristales de biotita en los volcanes Guadalupe y Morrón y textura esquelética en el volcán Guadalupe (Figura 54). El ascenso de los diferentes pulsos de magma ocurrió a diferentes velocidades, donde, de manera relativa, de menor a mayor tasa de ascenso se tiene (con base en el grosor de los bordes de reacción de los cristales de anfíbol; Rutherford & Hill, 1993): Guadalupe, Pela Huevos, Morrón, Norcasia, Piamonte y El Escondido.

Una vez en superficie, el rápido enfriamiento produjo cristalización de microcristales y solidificación del fundido. Posterior a estos procesos de evolución magmática, el magma alcanzó superficie de manera efusiva dando lugar a los volcanes Pela Huevos, Piamonte, Morrón y Guadalupe, y de manera explosiva dando lugar a los volcanes El Escondido, San Diego y Norcasia (Figura 54), estos últimos asociados con la presencia de agua en la superficie. Adicionalmente, no se descartan cuerpos subvolcánicos producto de pulsos de magmas que no lograron alcanzar la superficie (Figuras 53 y 54).



**Figura 54.** Modelo del sistema de alimentación magmático de Campo Volcánico Monogenético Samaná. La profundidad a la que se formaron las diferentes fases minerales es obtenida mediante la fórmula  $h = (P/(\rho \cdot g))$  (White, 1998). Profundidad de Complejo Cajamarca extrapolado de 6.5°N (Ureña & Mejía, 2019).

## **6.5. Implicaciones de amenaza**

La amenaza volcánica es definida como la probabilidad de que un área sea afectada por un proceso volcánico dentro de un periodo de tiempo definido (Felpeto et al., 2007; Bartolini, 2014; Martí, 2017). Evaluar la amenaza de un volcán poligenético o de un campo volcánico monogenético es uno de los principales objetivos de la vulcanología, debido a que una erupción puede impactar significativamente vidas humanas, infraestructura y el medio ambiente en general (Bartolini, 2014). A pesar de esto, los análisis de amenaza han sido focalizados principalmente en los volcanes poligenéticos, debido a que el vulcanismo monogenético ha sido considerado potencialmente poco peligroso a causa de sus erupciones relativamente pequeñas y episódicas (Bartolini, 2014). Sin embargo, la evaluación de amenaza en estos últimos es importante teniendo en cuenta que los campos son ampliamente distribuidos y generalmente ocurren en áreas altamente pobladas y/o grandes destinos turísticos (e.g. campos rodeando las ciudades de Auckland, Nueva Zelanda; Magill et al., 2005; Molloy et al., 2009; Bebbington & Cronin, 2011; Ang et al., 2020, Ciudad de México, México; Siebe et al., 2004; Nieto-Torres & Martín del Pozo, 2019, o las comunidades en las Islas Canarias, España; Martí & Felpeto, 2010; Becerril et al., 2014; Marrero et al., 2019).

Comúnmente, los análisis de amenaza en vulcanismo monogenético se basan en información petrológica, espacial, temporal, estructural y de estilos eruptivos de los volcanes existentes (e.g. Bebbington & Cronin, 2011; Bartolini, 2014; Bartolini et al., 2015; Bolós et al., 2015; Nieto-Torres & Martín del Pozo, 2019). De esta manera, es importante tener un vasto conocimiento geológico del sistema volcánico que permita desarrollar análisis de implicaciones de amenaza de manera realista (Németh, 2010; Tibaldi, 2015; Martí, 2017). Específicamente, análisis petrológicos proveen información acerca de la reología del magma y el sistema alimentador de los edificios volcánicos existentes, información que puede ser relacionada con la distribución, edad y estilo estructural del área, aunque también de estilos eruptivos, para otorgar implicaciones de amenaza (Martí, 2017). A continuación, se presenta un análisis general de la amenaza que representa el CVMS desde diferentes enfoques:

### **6.5.1. Consideraciones petrológicas**

Estudios petrológicos son usados ampliamente en la definición de la evolución de sistemas magmáticos; estos permiten generar modelos conceptuales acerca de cómo el magma

asciende, es almacenado y alcanza la superficie. Estos datos son útiles para entender el comportamiento del campo, lo que es fundamental para evaluar la amenaza (Cashman & Sparks, 2013; Martí, 2017).

El sistema de alimentación magmático del CVMS ha sido interpretado como un sistema activo y complejo donde el magma experimenta diversos procesos fisicoquímicos en su camino a superficie. La presencia de una zona de acumulación magmática a niveles corticales (20 – 35 km) a partir del cual ascienden diferentes pulsos de magma es un factor que determina la probabilidad de que ocurran erupciones similares en la zona (cf. Albert et al., 2016; Coote & Shane, 2018). Específicamente en la zona de acumulación, mezcla de magma, como han sido evidenciados en el CVMS, pueden ser detonantes del ascenso de nuevos pulsos magmáticos. Estos pulsos podrían aprovechar rutas asociadas a cambios termales y reológicos en la corteza para alcanzar superficie (cf. Albert et al., 2016; Coote & Shane, 2018). Futuros estudios en esta área aportarían información valiosa para la evaluación de la amenaza.

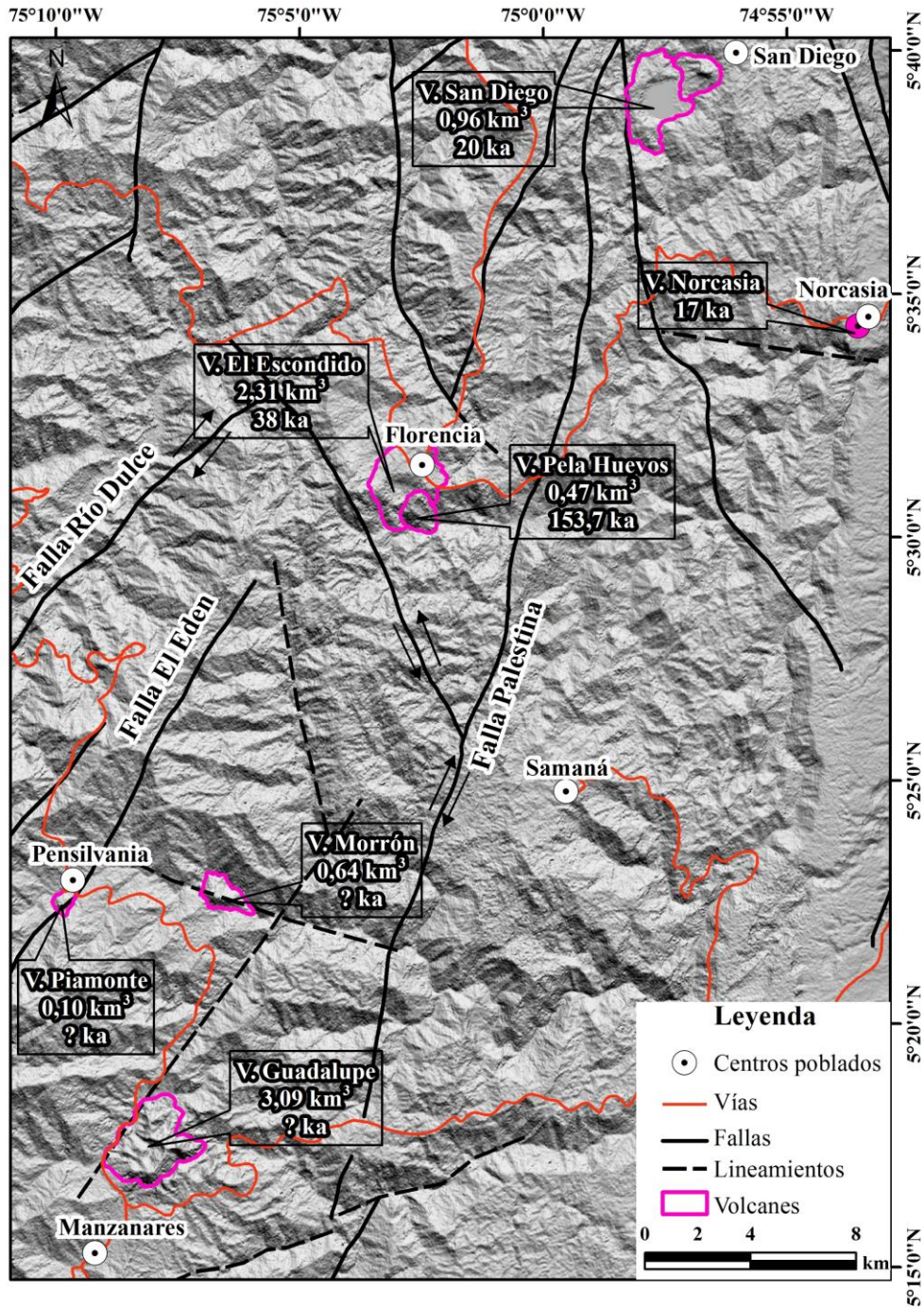
### **6.5.2. Consideraciones espaciales y estructurales**

En general, la distribución de volcanes monogenéticos está controlada principalmente por la tectónica regional y local, así como el campo de esfuerzos de la roca caja antes del emplazamiento (Bartolini, 2014; Tibaldi, 2015; Martí et al., 2016; Martí, 2017). Sin embargo, diversos análisis han encontrado que, si el campo de esfuerzos general en la zona no presenta cambios significativos, la distribución es aleatoria (Martí, 2017), o que la localización de un nuevo centro de emisión podría ser cerca a los volcanes ya existentes (Connor & Connor, 2009; Martí & Felpeto, 2010; Bebbington & Cronin, 2011; Nieto-Torres & Martin del Pozo, 2019).

Para el caso del CVMS, la distribución de los volcanes están todos localizados cerca a fallas o lineamientos estructurales, o entre dos de estas estructuras (Figura 55). Teniendo en cuenta lo anterior y el hecho de que la zona de daño de una falla podría facilitar el ascenso de magma a superficie (Martí et al., 2016), las fallas que están asociadas geográficamente a estos volcanes fueron seguramente las que posibilitaron el ascenso del magma. Además, se sugiere que el sector donde afectan estas fallas y la interacción de estas con lineamientos, podrían ser las zonas más susceptibles de ocurrencia de una nueva erupción (cf. Bolós et al., 2015).



Adicionalmente, las fallas presentan un componente de movimiento en rumbo y buzamiento, con curvaturas en su trazo que generan zonas dilatantes en profundidad (Botero-Gómez et al., 2018); estas zonas producen espacios vacíos que podrían ser aprovechados por el magma para ascender a superficie.



**Figura 55.** Mapa de distribución, tamaño y edad de los volcanes pertenecientes al Campo Volcánico Monogénico Samaná.

### **6.5.3. Consideraciones temporales**

Los campos monogenéticos pueden estar activos intermitentemente millones de años, pero los procesos magmáticos y sus periodos eruptivos son muy cortos comparados con el periodo de quietud (Albert et al., 2016). En campos monogenéticos la tasa de ocurrencia (i.e. la frecuencia de erupción) es relativamente baja (e.g.  $10^{-4} - 10^{-5}$  volcanes/año en el Campo Volcánico de Auckland; Molloy et al., 2009), lo que se traduce en una baja probabilidad de erupción, que a su vez hace que estos campos sean considerados inactivos y no amenazantes (cf. Bartolini et al., 2015; Ang et al., 2020). Sin embargo, por muy baja que sea la probabilidad siempre es necesario entender las implicaciones de amenaza que presenta este tipo de vulcanismo.

Las edades conocidas hasta el momento del CVMS (153 – 16 ka; Figura 55) evidencian que éste es un campo joven y potencialmente activo. Para el CVMS se calculó una tasa de recurrencia ( $\lambda_T$ ) preliminar, teniendo en cuenta que no se conocen las edades de todos los volcanes. Para ello se utilizó la ecuación propuesta por Connor & Conway (2000), la cual relaciona el número de volcanes (N-1) con la diferencia de la edad más antigua y la más reciente ( $T_0 - T_y$ ). La tasa de recurrencia obtenida es de  $4,39 \cdot 10^{-5}$  volcanes/año, evidenciando una tasa muy baja. Teniendo en cuenta este valor, y considerando que la edad más reciente es de 16.919 años AP, una futura erupción podría ocurrir aproximadamente en 5878 años. Claramente este valor presenta un alto grado de incertidumbre y debe ser mejorado no solamente a partir de la definición de las edades de los demás volcanes, sino también del reconocimiento de nuevas erupciones en la región.

### **6.5.4. Consideraciones de estilos eruptivos**

Los estilos eruptivos presentes dentro de un campo volcánico monogenético son un factor clave para la evaluación de la amenaza, ya que permite plantear diferentes escenarios (Martí, 2017). La variación de estilos eruptivos se debe a la interacción de condiciones internas y externas del sistema (Valentine & Greeg, 2008; Keresztesuri & Németh, 2012) y por ende la evaluación de la amenaza depende del conocimiento de estas condiciones en la región.

El CVMS ha registrado variación de erupciones efusivas a explosivas, estas últimas principalmente freatomagmáticas. Con base en esto, se esperarían erupciones efusivas para

formar flujos y domos de lava, pero también erupciones explosivas de tipo magmático y freatomagmático para formar conos piroclásticos en general. Estos podrían incluir corrientes de densidad piroclásticas hasta un par de kilómetros desde el centro eruptivo, así como caídas piroclásticas que podrían afectar áreas más extensas. Un factor adicional a tener en cuenta es el carácter ácido de los magmas; el contenido volátil, en el caso de no encontrar agua durante su ascenso, podría imprimir un carácter explosivo no esperado a la erupción.

#### **6.5.5. Consideraciones finales**

Las características del sistema volcánico del CVMS evidencian condiciones propicias para futuras erupciones, aunque con incertidumbre del lugar y el tiempo de ocurrencia. Por esta razón, se propone la realización de estudios más detallados, como por ejemplo a partir de monitoreo que permitirían conocer cambios en la actividad sísmica de la zona e identificar diferentes etapas en la evolución de un periodo de no reposo, que generalmente precede actividad eruptiva. Análisis de monitoreo sísmico serían de gran ayuda, ya que se ha probado que la actividad sísmica de una erupción monogenética incrementa 1 - 2 años antes y se intensifica de 2 - 3 meses previos al evento (Albert et al., 2016). También se propone un análisis específico de susceptibilidad volcánica (probabilidad espacial de apertura de un centro de emisión; Martí & Felpeto, 2010) con el fin de identificar las áreas que tiene la mayor probabilidad de hospedar nuevos volcanes (cf. Bartolini, 2014). Finalmente, se hace imperante las edades en proceso de los demás volcanes del campo, para comprender la recurrencia de las erupciones monogenéticas en la zona. Conocer las implicaciones de amenaza que puede presentar el CVMS es fundamental para desarrollar programas de preparación y mitigación de riesgo volcánico en las poblaciones cercanas. Para el caso del CVMS, en el área de influencia se encuentran centros poblados tales como San Diego, Florencia, Norcasia, Pensilvania y Manzanares, todos en el departamento de Caldas (Figura 57) que en conjunto albergan alrededor de 54.000 habitantes, lo que justifica ampliamente un estudio de evaluación de la amenaza por este tipo de vulcanismo.

## 7. Conclusiones

- En este trabajo, se definen y se caracterizan siete volcanes que conforman el CVMS. Aparte de los ya conocidos volcanes maar de San Diego y cono de toba El Escondido, se reportan la existencia de otros cuatro volcanes como domos de lava: Pela Huevos, Piamonte, Morrón y Guadalupe, así como un edificio volcánico sin definir, Norcasia. Adicionalmente, no se descarta la presencia de más volcanes que no han sido reconocidos y que puedan estar asociados a este campo monogenético.
- La ubicación geográfica de los volcanes del CVMS, por encima de los 5°N, donde la subducción es plana es evidencia que se puede presentar vulcanismo en esta región y/o el límite propuesto del magmatismo/vulcanismo asociado a la *Caldas Tear*, podría estar más al norte de lo considerado actualmente.
- Petrográficamente todos los volcanes presentan asociaciones mineralógicas similares, con pequeñas variaciones, siendo plagioclasa y anfíbol las principales fases; biotita y cuarzo están presentes en los volcanes San Diego y El Escondido; piroxeno está presente en los volcanes Norcasia y Guadalupe; olivino en los volcanes Pela Huevos y Guadalupe; y óxidos de Fe-Ti están presentes en todos los volcanes como una fase menor. Texturalmente, los cristales registran procesos de cambios súbitos de presión, movimientos convectivos, desgasificación, cambios de temperatura y diferentes tasas de ascenso de los magmas. Estos procesos, sugieren periodos de estancamiento de los magmas antes de la salida a superficie.
- Los cristales de olivino (Fo<sub>85-88</sub>) presentes en algunos de los productos del CVMS, no se encuentran en equilibrio con el líquido y son interpretados como antecristales. Cristales de piroxeno se formaron a condiciones de 1192 – 1148 °C y 0,85 – 0,5 GPa y corresponden a ortopiroxeno tipo enstatita (Wo<sub>2-3</sub>, En<sub>70-76</sub>, Fs<sub>21-28</sub>) y clinopiroxeno tipo diópsido (Wo<sub>44-45</sub>, En<sub>41-42</sub>, Fs<sub>13-15</sub>) y augita (Wo<sub>42-44</sub>, En<sub>46-47</sub>, Fs<sub>10-11</sub>). Cristales de plagioclasa presentan composiciones que varían entre An<sub>26-74</sub> y se estima que se formaron a condiciones de 943 – 891 °C y 0,81 – 0,14 GPa. Cristales de anfíbol se formaron a condiciones de 987 – 810 °C y 0,83 – 0,19 GPa y son principalmente tschermakita,

magnesiohastingsita y en ocasiones magnesihornblenda. Los cristales de óxidos de Fe-Ti registran temperaturas de formación de 871 – 687 °C.

- Los volcanes pertenecientes al CVMS son principalmente de composición andesítica – dacítica con afinidad calco-alkalina, indicando que los magmas que formaron estos volcanes son típicos de ambientes de subducción. El carácter evolucionado de los volcanes sugiere que los magmas se estancaron durante un tiempo prolongado en la corteza. La evolución magmática del CVMS evidencia que los magmas experimentaron cristalización fraccionada durante el proceso de diferenciación, donde el fraccionamiento de las diferentes fases se da a partir de la zona de estancamiento, que, a su vez, favoreció asimilación de la roca caja. Adicionalmente, mezcla de magmas estuvo presente en la historia de evolución incorporando fases máficas e incrementando la temperatura del sistema.
- El sistema de alimentación magmático del CVMS es complejo, donde el magma experimenta diversos procesos fisicoquímicos en su camino a la superficie. Las profundidades a las cuales se formaron las diferentes fases minerales coinciden con la presencia de una zona de acumulación magmática propuesta que alimenta la PVTSC, de esta manera, se propone que a partir de esta zona ascienden diferentes pulsos de magmas para generar cada uno de los volcanes monogenéticos que conforman el CVMS.
- Las edades conocidas de los volcanes evidencian un carácter reciente para el CVMS, éstas junto con la distribución de los volcanes y la variedad de estilos eruptivos imprimen condiciones propicias para futuras erupciones dentro del campo.

## 8. Referencias

- Albert, H., Costa, F. & Martí, J. (2016). Years to weeks of seismic unrest and magmatic intrusions precede monogenetic eruption. *Geology*, 44, 211-214.
- Andersen, D.J & Lindsley, D.H. (1985). New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. Abstract AGU 1985 Spring Meeting Eos Transactions American Geophysical Union, 66, 416.
- Andrews, B.J., Gardner, J.E. & Housh, T.B. (2008). Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magma erupted from El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175, 415-426.
- Ang, P.S., Bebbington, M.S., Lindsay, J.M. & Jenkins, S.F. (2020). From eruptions scenarios to probabilistic volcanic hazard analysis: An example of the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 397, 106871.
- Aoki, K.I. & Shiba, I. (1973). Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos*, 6, 41-51.
- Bacon, C.R. & Hirschmann, M.M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73, 57-61.
- Barrero, D. & Vesga, C.J. (1976a). Mapa geológico del Cuadrángulo K-9 Armero y mitad sur del Cuadrángulo J-9 La Dorada. Escala 1:100.000. Bogotá, INGEOMINAS.
- Barrero, D. & Vesga, C.J. (1976b). Geología de la Plancha 207 Honda. Escala 1: 100.000. Bogotá, INGEOMINAS.
- Bartolini, S. (2014). Volcanic hazard assessment in monogenetic volcanic fields. Doctoral dissertations, Universitat de Barcelona, 413p.
- Bartolini, S., Bolós, X., Martí, J., Pedra, E.R. & Planagumá, L. (2015). Hazard assessment at the quaternary La Garrotxa volcanic field (NE Iberia). *Natural Hazards*, 78, 1349-1367.
- Bebbington, M.S. & Cronin, S.J. (2011). Spatio-temporal hazard estimation in the Auckland Volcanic Field, New Zealand, with a new event-order model. *Bulletin of Volcanology*, 73, 55-72.

- Becerril, L., Bartolini, S., Sobradelo, R., Martí, J., Morales, J.M. & Galindo, I. (2014). Long-term volcanic Hazard assessment on El Hierro (Canary Islands). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14, 1853-1870.
- Beltrán, M., Matiz, C., Torres, R. & Ordoñez, M. (2017). Batimetría Laguna de San Diego. XVI Congreso Colombiano de Geología. Agosto 28 – septiembre 01. Santa Marta, Colombia, 1929-1934.
- Berlo, K., Blundy, J., Turner, S. & Hawkesworth, C. (2007). Textural and chemical variation in plagioclase phenocrysts from the 1980 eruptions of Mount St. Helens, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 1-16.
- Berman, R.G. (1988). Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. *Journal of Petrology*, 29, 445-522.
- Best, M.G. (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology*, Second Edition. Blackwell Science Ltd, 758p.
- 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 Reviews*, 56, 1852-1872.
- Blundy, J.D. & Wood, B.J. (1991). Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 193-209.
- Bohórquez, O.P., Monsalve, M.L., Velandia, F., Gil, F. & Mora, H. (2005). Marco tectónico de la cadena volcánica más septentrional de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín de Geología*, 27, 55-79.
- Bolós, X., Martí, J., Becerril, J., Planagumá, L., Grosse, P. & Bardecabusson, S. (2015). Volcano-structural analysis of La Garrotxa Volcanic Field (NE Iberia): Implications for the plumbing systems. *Tectonophysics*, 642, 58-70.

Borrero, C., Murcia, H., Agustín-Flores, J., Arboleda, M.T. & Giraldo, A.M. (2017). Pyroclastic deposits of San Diego Maar, central Colombia: an example of a silicic magma-related monogenetic eruption in a hard substrate. Geological Society of London. Special Publications, 446, 361-374.

Botero-Gómez, L.A., Osorio, P., Murcia, H., Borrero, C. & Grajales, J. (2018). Campo Volcánico Monogenético Villamaría – Termales, Cordillera Central, Andes colombianos (Parte I): Características morfológicas y relaciones temporales. Boletín de Geología, 40, 85-102.

Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Uto, K. & Hoshizumi, H. (2006). Magma mingling as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 154, 103-106.

Bucchi, F., Lara, L.E. & Gutiérrez, F. (2015). The Carrán-Los Venados volcanic field and its relationship with coeval and nearby polygenetic volcanism in an intra-arc setting. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 307, 70-81.

Burchardt, S. & Galland, O. (2016). Studying volcanic plumbing systems – multidisciplinary approaches to a multifaceted problem. En: Németh, K. (Ed.). Updates in Volcanology From Volcano Modelling to Volcano Geology, 25-53.

Burchardt, S. (2018). Introduction to volcanic and igneous plumbing systems- Developing a discipline and common concepts. En: Burchardt, S. (Ed.). Volcanic and Igneous Plumbing System. El Sevier, 1-12.

Cañón-Tapia, E. (2016). Reappraisal of the significance of volcanic fields. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 310, 26-38.

Carmichael, I.S. (1967). The iron-titanium oxides of silic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. Contributions to Mineralogy and Petrology, 14, 36-64.

Carmichael, I.S. (1991). The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? Contributions to Mineralogy and Petrology, 106, 129-141.

Cashman, K.V. & Sparks, R.S.J. (2013). How volcanoes work; A 25 year perspective. Geological Survey American Bulletin, 125, 664-690.



Castro, J.M. & Dingwell, D.B. (2009). Rapid ascent of rhyolitic magma at Chaitén volcano, Chile. *Nature*, 461, 780-783.

Cavell, D.E. (2020). Petrogenesis of Colombian arc volcanoes: A regional Study. Doctoral dissertations, University of Birmingham, 418p.

Cediel, F., Shaw, R.P. & Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the northern Andean block. En: Bartolini, C., Buffler, R.T. & Blickwede, J. (Eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. AAPG Memoir, 79, 815-848.

Connor, C.B. & Connor, L.J. (2009). Estimating Spatial density with kernel methods. En: Connor, C.B., Chapman, N.A. & Connor, L.J. (Eds.). *Volcanic and tectonic hazard assessment for nuclear facilities*, 346-368.

Connor, C.B. & Conway, F.M. (2000). Basaltic Volcanic Fields. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J. (Eds.). *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 331-343.

Coote, A. & Shane, P. (2018). Open-system magmatic behavior beneath monogenetic volcanoes revealed by the geochemistry, texture and thermobarometry of clinopyroxene, Kaikohe-Bay of Islands volcanic field (New Zealand). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 368, 51-62.

Coote, A.C. & Shane, P. (2016). Crystal origins and magmatic system beneath Ngauruhoe volcano (New Zealand) revealed by plagioclase textures and compositions. *Lithos*, 260, 107-119.

Cortes, J.A. (2017a). "CFU," <https://vhub.org/resources/cfu>

Cortes, J.A. (2017b). "CFU-PINGU," <https://vhub.org/resources/cfupingu>.

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(1).

- Cox, K., Bell, J. & Pankhurst, R. (1979). The interpretation of igneous rocks. London. George Allen and Ltd, 450p.
- Davidson, J.P. Ferguson, K.M., Colucci, M.T. & Dungan, M.A. (1988). The origin and evolution of magmas from the San Pedro-Pellado volcanic complex, S. Chile: multicomponent sources and open system evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100, 429-445.
- De Angelis, S.H., Larsen, J. & Coombs, M. (2013). Pre-eruptive magmatic conditions at Augustine Volcano, Alaska, 2006: evidence from amphibole geochemistry and textures. *Journal of Petrology*, 54, 1939-1961.
- De Silva, S. & Lindsay, J.M. (2015). Primary volcanic landforms. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J. (Eds.). *Encyclopedia of volcanoes* (2<sup>nd</sup> edition), Academic Press, El Sevier, USA, 273-297.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1992). An introduction to rock forming minerals, 2<sup>nd</sup> edition. Longman Group UK Limited, 528p.
- Drake, M.J. & Weill, D.F. (1975). Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu<sup>2+</sup>, Eu<sup>3+</sup>, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 689-712.
- Eggler, D.H. (1972). Amphibole stability in H<sub>2</sub>O-undersaturated calc-alkaline melts. *Earth and Planetary Science Letters*, 15, 28-34.
- Errázuriz-Henao, C., Gómez-Truena, A., Duque-Trujillo, J. & Weber, M. (2019). The role of subducted sediments in the formation of intermediate mantle-derived magmas from the Northern Colombia Andes. *Lithos*, 336, 151-168.
- Feeley, T.C. & Sharp, Z.D. (1996). Chemical and hydrogen isotopic evidence for in situ dehydrogenation of biotite in silicic magma chamber. *Geology*, 24, 1021-1021.
- Feininger, T., Barrero, D., Castro, N., Ramírez, O., Lozano, H. & Vesga, C.J. (1970). Mapa geológico de Colombia. Oriente de Antioquia, cuadrángulo I-9 y parte de los cuadrángulos H-9, H-10, I-10, J-9 y J-10. Memoria explicativa. Escala 1:100.000. Bogotá, INGEOMINAS, 192p.

- Felpeto, A., Martí, J. & Ortiz, R. (2007). Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 166, 106-116.
- Foster, M.D. (1960). Interpretation of the composition of trioctahedral micas. US Geological Survey. Professional Paper, 354-B, 1-49.
- Gardner, J.E., Rutherford, M., Carey, S. & Sigurdsson, H. (1995). Experimental constraints on pre-eruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruptions of Mount St. Helens volcano. *Bulletin of Volcanology*, 57, 1-17.
- Ghiorso, M.S. & Gualda, G.A. (2015). Chemical thermodynamics and the study of magmas. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J. (Eds.). *Encyclopedia of volcanoes* (2<sup>nd</sup> edition), Academic Press, El Sevier, USA, 143-161.
- Giacomoni, P.P., Ferlito, C., Coltorti, M., Bonadiman, C. & Lanzafame, G. (2014). Plagioclase as archive of magma ascent dynamics on “open Conduit” volcanoes: the 2001-2006 eruptive period at Mt. Etna. *Earth Science Reviews*, 138, 371-393.
- Gill, J.B. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlín. Springer, 370p.
- Gill, R. (2011). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons, 472p.
- Gómez-Tapias, J., Nivia, A., Montes, N.E., Almanza, M.F., Alcárcel, F.A. & Madrid, C.A. (2015). Notas explicativas: Mapa Geológico de Colombia. En: Gómez-Tapias, J. & Almanza, M.F. (Eds.). *Compilando la geología de Colombia: Una visión a 2015*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales, 33, 9-33.
- González, H. (1993). Mapa geológico de Caldas. Escala 1:250.000. Memoria explicativa. Bogotá, INGEOMINAS, 62p.
- González, H. (1980). Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). Memoria explicativa. Bogotá, INGEOMINAS, 176p.
- González, H. (1989). Análisis de las nomenclaturas estratigráficas de las rocas metamórficas (litodema A), al este del límite oriental de la zona de Fallas Romeral, Cordillera central, Colombia. Informe interno. Medellín. INGEOMINAS, 21p.

- González, P.D. (2008). Textura de los cuerpos ígneos. En. Llambías, E.J. & D'Eramo, J. (Eds.). Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina. Serie B: Didáctica y complementaria. Facultad de ciencias naturales, Universidad Nacional de Salta, 171-197.
- Green, T.H. (1980). Island arc and continent-building magmatism – A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63, 367,385.
- Groove, T.L. & Till, C.B. (2015). Melting the Earth's Upper Mantle. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J. (Eds.). *Encyclopedia of volcanoes* (2<sup>nd</sup> edition), Academic Press, El Sevier, USA, 35-47.
- Groove, T.L., Baker, M.B. & Kinzler, R.J. (1984). Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: Experiments and applications to cooling rate speedometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2113-2121.
- Hasenaka, T. & Carmichael, I.S. (1985). The cinder cones of Michoacán – Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 105-124.
- Hogan, J.P. (1993). Monomineralic glomerocrysts: textural evidence for mineral resorptions during crystallization of igneous rocks. *The Journal of Geology*, 101, 531-540.
- Huebner, J.S. & Sato, M. (1970). The oxygen fugacity relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers. *American Mineralogist*, 55, 934-952.
- Huebner, J.S. (1971). Buffering techniques for hydrostatic systems at elevated pressures. En *Research Techniques for high pressure and high temperature*. Berlin, Heidelberg. Springer, 123-177.
- 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, 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, 1255-1259.
- Jeffery, A.J., Gertisser, R., Troll, V.R., Jolis, E.M., Dahren, B., Harris, C. & Chadwick, J.P. (2013). The pre-eruptive magma plumbing system of the 2007-2008 dome-forming eruption of Kelut volcano, East Java, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166, 275-308.
- Jerram, D.A. & Bryan, S.E. (2015). Plumbing Systems of Shallow level intrusive complexes. En: Breitkreuz, C. & Rocchi, S. (Eds.). *Physical Geology of Shallow Magmatic Systems*. Springer, Cham, 39-60
- Keiding, J.K. & Sigmarsson, O. (2012). Geotermobarometry of the 2010 Eyjafjallajökull eruption: New constraints on Icelandic magma plumbing systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, B9.
- Kereszturi, G. & Németh, K. (2012). Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. En: Németh, K. (Ed.). *Updates in Volcanology – New Advances in Understanding Volcanic Systems*. InTech, 3-88.
- Kiss, B., Harangi, S., Ntaflou, T., Mason, P.R. & Pál-Molnár, E. (2014). Amphibole perspective to unravel pre-eruptive processes and conditions in volcanic plumbing systems beneath intermediate arc volcanoes: a case study from Ciomadul volcano (SE Carpathians). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167, 986.
- Kugaenko, Y. & Volynets, A.O. (2019). Magmatic plumbing systems of the monogenetic volcanic fields: A case study of Tolbachinsky Dol, Kamchatka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 383, 63-76.
- Lange, R.A., Frey, H.M. & Hectors, J. (2009). A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*, 94, 494-506.
- Le Bast, 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, 745-750.

Leake, B.E., Wolley, A.R., Arps, C.E., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D. & Linthout, K. (1997). Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, 61, 295-310.

Leal-Mejía, H. (2011). Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: a tectono-magmatic approach. Doctoral dissertation, Universitat de Barcelona, 1000p.

Leal-Mejía, H., Shaw, R.P. & Draper, J.C.M. (2019). Spatial-temporal migration of granitoid magmatism and the Phanerozoic tectono-magmatic evolution of the Colombian Andes. En: Cediél, F. & Shaw, R.P. (Eds.). *Geology and Tectonics of Northwestern South American*. *Frontiers in Earth Sciences*, 253-410.

Lepage, L.D. (2003). ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences*, 29, 673-678.

Londoño, J.M. (2016). Evidence of recent deep magmatic activity at Cerro Bravo-Cerro Machín volcanic complex, central Colombia. Implications for future volcanic activity at Nevado del Ruiz, Cerro Machín and other volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, 156-168.

Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404, 237-264.

Loomis, T.P. (1982). Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81, 219-229.

Magill, C.R., McAneney, K.J. & Smith, I.E.M. (2005). Probabilistic assessment of vent locations for the next Auckland volcanic field event. *Mathematical Geology*, 37, 227-242.

Maksimov, A.P. (2009). The influence of water on the temperature of amphibole stability in melts. *Journal of Volcanology and Seismology*, 3, 27-33.

Marín-Cerón, M.I., Leal-Mejía, H., Bernet, M. & Mesa-García, J. (2019). Late Cenozoic to modern-day volcanism in the northern Andes: a geochronological, petrographical, and

geochemical review. En: Cediel, F. & Shaw, R.P. (Eds.). *Geology and Tectonics of Northwestern South American*. *Frontiers in Earth Sciences*, 603-648.

Marrero, J.M., García, A., Berrocoso, M., Llinares, Á., Rodríguez-Losada, A. & Ortiz, R. (2019). Strategies for the development of volcanic hazard maps in monogenetic volcanic fields: the example of La Palma (Canary Islands). *Journal of Applied, Volcanology*, 8, 6.

Martel, C., Pichavant, M., Holtz, F., Scaillet, B., Bourdier, J.L. & Traineau, H. (1999). Effects of fO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O in andesite phase relations between 2 and 4 kbar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104, 29-453.

Martí, J. & Felpeto, A. (2010). Methodology for the computation of volcanic susceptibility: an example for mafic and felsic eruptions on Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195, 69-77.

Martí, J. (2017). *Assessing Volcanic Hazard: A Review*. Oxford Handbooks Online. 73p.

Martí, J., López, C., Bartolini, S., Becerril, L. & Geyer, A. (2016). Stress controls of monogenetic volcanism: a review. *Frontiers in Earth Science*, 4, 106.

Maya, M. & González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín geológico*, 35, 44-57.

Maya, M. (2001). Distribución, facies y edad de las rocas metamórficas en Colombia. Bogotá, Colombia. INGEOMINAS, 59p.

McGee, L.E. & Smith, I.E. (2016). Interpreting chemical compositions of small scale basaltic systems: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 325, 45-60.

Molloy, C., Shane, P. & Augustinus, P. (2009). Eruption recurrence rates in a basaltic volcanic field bases on tephra layers in maar sediments: implications for hazards in the Auckland volcanic field. *Geological Society of America Bulletin*, 121, 1666-1677.

Monfaredi, B., Masoudi, F., Tabakh, S.A., Shaker, A.F. & Halama, R. (2009). Magmatic interaction as recorded in texture and composition of plagioclase phenocrysts from the Sirjan area, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 20, 243-251.

- Monsalve, M.L., Ortiz, I.D. & Norini, G. (2019). El Escondido, a newly identified silicic Quaternary volcano in the NE region of the northern volcanic segment (Central Cordillera of Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 383, 47-62.
- Mora, J.A., Oncken, O., Le Breton, E., Ibáñez-Mejía, M., Faccenna, C., Veloza, G. & Mesa, A. (2017). Linking Late Cretaceous to Eocene tectonostratigraphy of the San Jacinto fold belt of NW Colombia with Caribbean Plateau collision and flat subduction. *Tectonics*, 36, 2599-2629.
- Morimoto, N. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, 14, 198-221.
- 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*, 383, 77-87.
- Myers, J. & Eugster, H.P. (1983). The system Fe-Si-O: Oxygen buffer calibrations to 1500 K. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82, 75-90.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*, 38, 757-775.
- Nelson, S.T. & Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1249.
- Németh, K. (2010). Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. En: Cañón-Tapia, E. & Szakács, A. (Eds.). *What is a volcano?* Geological Society of America. *Special Papers*, 470, 43-66.
- Nieto-Torres, A. & Martín del Pozo, A.L. (2019). Spatio-temporal hazard assessment of a monogenetic volcanic field, near México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 371, 46-58.
- Nimis, P. & Taylor, W.R. (2000). Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 541-554.



- O'Neill, H.S.C. & Pownceby, M.I. (1993). Thermodynamic data from redox reactions at high temperature. I. An experimental and theoretical assessment of the electrochemical method using stabilized zirconia electrolytes, with revised values for Fe-FeO, Co-CoO, Ni-NiO and Cu-Cu<sub>2</sub>O oxygen buffer and new data for the W-WO<sub>2</sub> buffer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 296-314.
- Panjasawatwong, Y., Danyushevsky, L.V., Crawford, A.J. & Harris, K.L. (1995). An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118, 420-432.
- Pearce, J.A & Norry, M.J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
- Pearce, J.A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En; Hawkesworth, C. & Norry M. (Eds.). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publication, Nantwich, Cheshire, England, 230-249.
- Pearce, T.H. & Kolisnik, A.M. (1990). Observations of plagioclase zoning using interference imaging. *Earth Science Reviews*, 29, 9-26.
- Pecerillo, A. & Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Pennington, W.D. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86, 10753-10770.
- Perfit, M., Saunders, A. & Fornari, D. (1982). Phase chemistry, fractional crystallization, and magma mixing in the basalts from the Gulf of California, deep-sea drilling project LEG-64. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling project*, 64, 649-666.
- Putirka, K.D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61-120.

- Putirka, K.D. (2017). Geothermometry and geobarometry. *Encyclopedia of Geochemistry*, 1-18.
- Rahman, S. & MacKenzie, W.S. (1969). The crystallization of ternary feldspars: a study from natural rocks. *American Mineralogist*, *Journal of Science*, 267, 391-406.
- Rhodes, J.M., Dungan, M.A., Blanchard, D.P. & Long, P.E. (1979). Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22N on the Mid-Atlantic Ridge. *Tectonophysics*, 55, 35-61.
- Ridolfi, F. & Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 877-895.
- Ridolfi, F., Puerini, M., Renzulli, A., Menna, M. & Toulkeridis, T. (2008). The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by texture, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 94-106.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45-66.
- Robertson, K.G., Lage, A.F. & Ceballos, J.L. (2002). Geomorfología volcánica, actividad reciente y clasificación en Colombia. *Cuadernos de Geografía, Revista Colombiana de Geografía*, 11, 37-76.
- Roeder, P.L. & Emile, R. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29, 275-289.
- Rollinson, H.R. (1993). *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Routledge, Harlow, Essex, England, 352p.
- Romick, J.D., Kay, S.M. & Kay, R.W. (1992). The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dacite Tephra from the central Aleutians, Alaska. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112, 101-118.

Rueda-Gutiérrez, J.B. (2019). Aportes al conocimiento del Magmatismo de la Cordillera Central en su Flanco Oriental; Área geotérmica de San Diego, Samaná, Caldas. *Boletín de Geología*, 41, 45-70.

Rutherford, M.J. & Hill, P.M. (1993). Magma ascent rates from amphibole breakdown study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98, 19667-19685.

Sánchez-Torres, L. (2017). Caracterización de los productos volcánicos del volcán El Escondido y propuesta de un modelo evolutivo. (Tesis de pregrado). Programa de Geología, Universidad de Caldas, Colombia. 104p.

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, 71.

Schumacher, J.C. (1997). Appendix 2: the estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Mineralogical Magazine*, 61, 312-321.

Sen, G. (2014). *Petrology*. Springer, 371p.

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*, 16, 83-99.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P. & Abrams, M. (2004). Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalpa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, 197-226.

Smith, I.E.M. & Németh, K. (2017). Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. *Geological Society of London, Special Publications*, 446, 1-28.

Stormer, J.C. (1983). The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 68, 586-594.

- Sun, S.S. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean island and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 297, 409-445.
- Sutcliffe, R.H. (1989). Magma mixing in late Archean tonalitic and mafic rocks of the Lac des Iles area, western Superior province. *Precambrian Research*, 44, 81-101.
- Suter, F., Sartori, M., Neuwerth, R. & Gorin, G. (2008). Structural imprints at the front of the Chocó-Panamá indenter: Field data from the North Cauca Valley Basin, Central Colombia. *Tectonophysics*, 460, 134-157.
- 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. & Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 195, 787-813.
- Tepley III, F.J., Davidson, J.P. & Clyne, M.A. (1999). Magmatic interactions as recorded in plagioclases phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of Petrology*, 40, 787-806.
- Tibaldi, A. (2015). Structure of volcano plumbing systems: A review of multi-parametric effects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 298, 85-135.
- Tindle, A.G. & Webb, P.C. (1990). Formula Unit Calculations with optional calculates  $\text{Li}_2\text{O}$ .  $2\text{Li}_2\text{O}$  and  $\text{H}_2\text{O}$  calculations. *European Journal of Mineralogy*, 2, 595-610.
- Toro, A. & Delgado, R. (2018). Volcán El Escondido (Samaná, Caldas, Colombia): Distribución de sus depósitos, características composicionales y texturales de los productos. (Tesis de pregrado). Programa de Geología, Universidad de Caldas, 86p.
- Toro, G. (1989). Caracterización del volcanismo de San Diego y estudio de los depósitos de San Diego (Caldas) y de Nariño (Antioquia), Colombia. V Congreso Colombiano de Geología. Agosto 14-1. Bucaramanga, Colombia, 24p.

- Tsuchiyama, A. (1985). Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 1-16.
- Ureña, M.A. & Mejía, M. (2019). Estructura interna del Batolito Antioqueño y cuerpos intrusivos aledaños a partir de tomografía sísmica 3D de velocidad. Tesis pregrado, Universidad de Caldas, 114p.
- Valentine, G.A. & Greig, T.K.P. (2008). Continental basaltic volcanoes – processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 857-873.
- Vance, J.A. & Gilreath, J.P. (1967). The effect of synneusis on phenocryst distribution patterns in some porphyritic igneous rocks. *American Mineralogist Journal of Earth and Planetary Materials*, 52, 529-536.
- 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.
- Varol, E., Temel, A. & Gourgau, A. (2008). Textural and compositional evidence for magma mixing in the evolution of the Camlidere Volcanic Rocks (Galatean Volcanic Province), Central Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 709-727.
- Varol, E., Temel, A., Yürür, T., Gourgau, A. & Bellon, H. (2014). Petrogenesis of the Neogene bimodal magmatism of the Galatean Volcanic Province, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 280, 14-29.
- 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, 77-91.
- Viccaro, M., Giuffrida, M., Nicotra, E. & Ozerov, A.Y. (2012). Magma Storage, ascent and recharge history prior to the 1991 eruption at Avachinsky Volcano, Kamchatka, Russia: inferences on the plumbing system geometry. *Lithos*, 140, 11-24.

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W. & Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125, 875-896.

Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M. & Pelaez, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneises and granitoids of the Colombia Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 355-371.

Wagner, L.S., Jaramillo, J.S., Ramírez-Hoyos, L.F., Monsalve, G., Cardona, A. & Becker, T.W. (2017). Transient slab flattening beneath Colombia. *Geophysical Research Letters*, 44, 6616-6623.

Wallace, P.J., Plank, T., Edmonds, M. & Hauri, E.H. (2015). Volatiles in magmas. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J. (Eds.). *Encyclopedia of volcanoes* (2<sup>nd</sup> edition), Academic Press, El Sevier, USA, 163-183.

White, W.M. (1998). *Geochemistry*, 712p.

Whitney, D.L. & Evans, B.W. (2010). Abbreviation for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95, 185-187.

Wilkinson, J.F.G. & Taylor, S.R. (1981). Trace element fractionation trends of tholeiitic magma at moderate pressure: Evidence from an Al-spinel ultramafic-mafic inclusion suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75, 225-233.

Williams, H.M., Nielsen, S.G., Renac, C., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., McCammon, C.A. & Halliday, A.N. (2009). Fractionation of oxygen and iron isotopes by partial melting processes: implications for the interpretation of stable isotope signatures in mafic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 283, 156-166.

## Anexos

**Anexo 1.** Datos químicos y cationes por unidad de formula (c.p.u.f) de cristales de plagioclasa en los productos del Campo Volcánico Monogenético Samaná.

<b>Volcán</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>
<b>Código</b>	<b>C2-pl1</b>	<b>C2-pl2</b>	<b>C2-pl5</b>	<b>C2-pl6</b>	<b>C2-pl7</b>	<b>C2-pl9</b>	<b>C2-pl10</b>	<b>C2-pl11</b>	<b>C2-pl12</b>	<b>C2-pl14</b>	<b>C2-pl15</b>	<b>C2-pl17</b>
SiO <sub>2</sub>	60,2	59,1	60,2	60,5	59,4	60,6	60,8	60,7	60,8	60,0	60,2	59,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,8	24,0	24,2	24,1	24,3	24,4	24,2	24,1	24,1	24,2	24,0	24,1
FeO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
CaO	5,8	6,2	6,2	5,9	6,4	6,2	6,1	5,9	5,9	6,2	5,9	6,0
Na <sub>2</sub> O	8,3	8,5	8,2	8,4	8,1	8,1	8,3	8,4	8,4	8,2	8,4	8,3
K <sub>2</sub> O	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2
Total	98,5	98,0	99,2	99,4	98,5	99,7	99,7	99,4	99,4	98,8	98,7	98,7
% An	27,3	28,2	29,1	27,7	29,7	29,4	28,4	27,5	27,6	28,9	27,3	28,2
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,72	2,69	2,71	2,71	2,69	2,71	2,72	2,72	2,72	2,70	2,71	2,71
Al	1,27	1,29	1,28	1,27	1,30	1,29	1,27	1,27	1,27	1,28	1,28	1,28
Fe <sup>2+</sup>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,28	0,30	0,30	0,29	0,31	0,30	0,29	0,28	0,28	0,30	0,28	0,29
Na	0,73	0,75	0,71	0,73	0,71	0,71	0,72	0,73	0,73	0,72	0,74	0,73
K	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>
<b>Código</b>	<b>C4-pl1</b>	<b>C4-pl2</b>	<b>C4-pl4</b>	<b>C4-pl5</b>	<b>C4-pl6</b>	<b>C4-pl8</b>	<b>C4-pl9</b>	<b>C4-pl10</b>	<b>C4-pl12</b>	<b>C5-pl1</b>	<b>C5-pl3</b>	<b>C5-pl4</b>
SiO <sub>2</sub>	59,4	59,7	59,9	60,1	60,3	58,9	59,2	59,0	59,4	61,0	60,6	60,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,9	23,7	23,6	23,5	23,5	24,2	24,0	24,4	24,5	24,1	24,2	24,3
FeO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
CaO	6,1	5,9	5,9	5,5	5,5	6,5	6,2	6,4	6,4	5,9	6,1	6,2
Na <sub>2</sub> O	8,3	8,4	8,5	8,5	8,6	8,1	8,2	7,8	8,3	8,4	8,4	8,2
K <sub>2</sub> O	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Total	98,1	98,0	98,2	98,0	98,2	97,9	97,9	97,9	98,9	99,6	99,7	99,2
% An	28,4	27,7	27,3	25,8	25,6	30,3	29,1	30,9	29,3	27,5	28,3	29,2
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,70	2,71	2,72	2,73	2,73	2,69	2,70	2,69	2,68	2,72	2,71	2,70
Al	1,28	1,27	1,26	1,26	1,26	1,30	1,29	1,31	1,30	1,27	1,28	1,29
Fe <sup>2+</sup>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,30	0,29	0,28	0,27	0,27	0,32	0,30	0,31	0,31	0,28	0,29	0,30
Na	0,74	0,74	0,74	0,75	0,75	0,72	0,72	0,69	0,73	0,73	0,73	0,71
K	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>
<b>Código</b>	<b>C5-pl6</b>	<b>C5-pl7</b>	<b>C5-pl8</b>	<b>C5-pl10</b>	<b>C5-pl11</b>	<b>C5-pl12</b>	<b>C5-pl14</b>	<b>C6-pl1</b>	<b>C6-pl2</b>	<b>C6-pl4</b>	<b>C6-pl5</b>	<b>C6-pl7</b>
SiO <sub>2</sub>	60,3	60,2	60,0	60,1	60,6	60,4	59,9	60,9	59,7	59,0	59,4	61,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,2	24,1	24,4	24,3	24,3	24,3	24,4	23,6	24,9	24,9	24,7	23,9
FeO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
CaO	6,2	6,1	6,2	6,3	6,4	6,3	6,2	5,8	6,7	6,8	6,7	5,7
Na <sub>2</sub> O	8,2	8,3	8,1	8,2	8,2	8,3	8,1	8,5	8,0	7,8	8,0	8,5
K <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,5	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3
Total	99,2	99,1	99,0	99,0	99,7	99,4	99,2	99,2	99,5	98,7	99,0	99,8
% An	29,2	28,6	29,5	29,5	29,7	29,2	29,0	26,8	31,2	32,4	31,3	26,6
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,71	2,71	2,70	2,70	2,71	2,71	2,69	2,73	2,68	2,67	2,68	2,73
Al	1,28	1,28	1,29	1,29	1,28	1,28	1,29	1,25	1,31	1,32	1,31	1,26
Fe <sup>2+</sup>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Ca	0,30	0,30	0,30	0,30	0,31	0,30	0,30	0,28	0,32	0,33	0,32	0,27
Na	0,71	0,73	0,71	0,71	0,71	0,72	0,71	0,74	0,70	0,68	0,70	0,73
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
<b>Volcán</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>
<b>Código</b>	<b>C6-pl8</b>	<b>C7-pl1</b>	<b>C7-pl2</b>	<b>C7-pl3</b>	<b>C7-pl5</b>	<b>C7-pl6</b>	<b>C7-pl8</b>	<b>C7-pl9</b>	<b>C7-pl11</b>	<b>C7-pl12</b>	<b>C8-pl1</b>	<b>C8-pl2</b>
SiO <sub>2</sub>	61,3	62,4	62,0	61,8	62,0	61,9	62,2	62,2	61,8	61,8	62,0	61,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,7	23,9	24,0	24,2	24,3	24,7	24,7	24,6	24,5	24,8	24,2	24,4
FeO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
CaO	5,5	5,6	5,7	5,9	6,1	6,6	6,1	6,2	6,1	6,2	5,9	6,0
Na <sub>2</sub> O	8,4	8,3	8,3	8,3	8,3	8,1	8,1	8,1	8,3	8,3	8,4	8,3
K <sub>2</sub> O	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Total	99,2	100	100	100	101	101	101	101	101	101	100	100
% An	26,1	26,7	26,8	27,7	28,6	30,7	29,0	29,5	28,6	28,9	27,7	28,4
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,74	2,75	2,74	2,73	2,73	2,71	2,73	2,73	2,72	2,71	2,73	2,72
Al	1,25	1,24	1,25	1,26	1,26	1,28	1,27	1,27	1,27	1,28	1,25	1,27
Fe <sup>2+</sup>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,26	0,26	0,27	0,28	0,29	0,31	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28	0,29
Na	0,73	0,71	0,71	0,71	0,71	0,69	0,69	0,69	0,71	0,70	0,72	0,71
K	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>
<b>Código</b>	<b>C8-pl4</b>	<b>C8-pl6</b>	<b>C8-pl7</b>	<b>C8-pl9</b>	<b>C8-pl10</b>	<b>C8-pl11</b>	<b>C8-pl1</b>	<b>C8-pl3</b>	<b>C8-pl4</b>	<b>C8-pl5</b>	<b>C8-pl7</b>	<b>C8-pl8</b>
SiO <sub>2</sub>	61,7	61,7	61,8	61,5	61,2	61,6	62,1	61,3	61,0	61,3	61,2	61,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,5	24,4	24,2	24,4	24,1	24,1	24,3	24,7	24,5	24,3	24,4	24,5
FeO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
CaO	6,0	6,1	6,1	6,1	6,0	5,9	5,8	6,4	6,3	6,4	6,3	6,2
Na <sub>2</sub> O	8,3	8,1	8,4	8,5	8,2	8,5	8,4	8,1	8,2	8,0	8,1	8,1
K <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2
Total	100	100	100	100	99,8	100	100	100	100	100	100	100
% An	28,2	28,9	28,2	28,2	28,4	27,3	27,3	30,2	29,6	30,1	29,8	29,1
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,72	2,73	2,73	2,72	2,73	2,73	2,73	2,71	2,71	2,72	2,71	2,72
Al	1,27	1,27	1,26	1,27	1,27	1,26	1,26	1,29	1,28	1,27	1,28	1,27
Fe <sup>2+</sup>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,28	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28	0,28	0,30	0,30	0,30	0,30	0,29
Na	0,71	0,70	0,72	0,72	0,71	0,73	0,72	0,69	0,70	0,69	0,70	0,70
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>
<b>Código</b>	<b>C8-pl10</b>	<b>C9-pl1</b>	<b>C9-pl2</b>	<b>C9-pl4</b>	<b>C9-pl5</b>	<b>C9-pl7</b>	<b>C9-pl8</b>	<b>C9-pl9</b>	<b>C9-pl10</b>	<b>C10-pl1</b>	<b>C10-pl3</b>	<b>C10-pl4</b>
SiO <sub>2</sub>	61,4	61,6	61,0	60,7	62,3	62,2	62,2	61,4	62,0	60,4	60,7	60,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,2	24,0	24,2	24,2	24,3	24,2	24,7	24,7	24,4	24,3	24,1	24,2
FeO	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
CaO	5,9	5,6	6,0	6,1	6,0	5,8	6,2	6,6	6,0	6,2	6,2	6,1
Na <sub>2</sub> O	8,2	8,6	8,3	7,9	8,2	8,4	8,1	8,1	8,1	8,0	8,3	8,2
K <sub>2</sub> O	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Total	100	100	99,8	99,1	101	100	101	101	100	99,2	99,6	98,8
% An	27,9	26,2	28,2	29,3	28,3	27,0	29,3	30,5	28,7	29,6	28,8	28,9
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,73	2,73	2,72	2,72	2,74	2,74	2,72	2,71	2,73	2,71	2,71	2,70
Al	1,27	1,26	1,27	1,28	1,26	1,26	1,28	1,28	1,27	1,28	1,27	1,28
Fe <sup>2+</sup>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,28	0,27	0,29	0,29	0,28	0,27	0,29	0,31	0,28	0,30	0,30	0,30
Na	0,71	0,74	0,72	0,69	0,70	0,72	0,68	0,69	0,69	0,70	0,72	0,72



K	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VSD</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>
<b>Código</b>	<b>C10- pl5</b>	<b>C10- pl7</b>	<b>C10- pl8</b>	<b>C10- pl10</b>	<b>C2-pl</b>	<b>C2- pl1</b>	<b>C2- pl2</b>	<b>C2- pl3</b>	<b>C2- pl4</b>	<b>C2- pl5</b>	<b>C2- pl6</b>	<b>C2- pl7</b>
SiO <sub>2</sub>	60,6	60,2	61,2	61,9	58,2	57,8	59,4	59,5	58,2	60,3	58,1	58,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,2	24,5	23,7	23,7	27,3	27,4	26,3	26,1	27,0	25,6	26,6	26,3
FeO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
CaO	6,2	6,5	5,7	5,5	9,5	9,6	8,3	8,3	9,2	7,7	8,8	8,4
Na <sub>2</sub> O	8,2	8,2	8,2	8,6	6,1	6,2	6,9	6,8	6,3	7,2	6,4	6,6
K <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
Total	99,5	99,7	99,2	100	101	101	101	101	101	101	100	100
% An	29,3	29,9	27,4	25,9	45,7	45,6	39,5	39,6	44,2	36,5	42,5	40,8
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,71	2,69	2,74	2,75	2,57	2,56	2,63	2,63	2,58	2,66	2,59	2,61
Al	1,28	1,29	1,25	1,24	1,42	1,43	1,37	1,36	1,41	1,33	1,40	1,38
Fe <sup>2+</sup>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,30	0,31	0,28	0,26	0,45	0,46	0,39	0,39	0,44	0,36	0,42	0,40
Na	0,71	0,71	0,71	0,74	0,52	0,53	0,59	0,59	0,54	0,61	0,56	0,57
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>
<b>Código</b>	<b>C2- pl8</b>	<b>C3- pl1</b>	<b>C3- pl2</b>	<b>C3- pl3</b>	<b>C3- pl4</b>	<b>C3- pl5</b>	<b>C4- pl1</b>	<b>C4- pl2</b>	<b>C4- pl3</b>	<b>C13- pl1</b>	<b>C13- pl2</b>	<b>C13- pl3</b>
SiO <sub>2</sub>	58,8	58,6	59,4	59,0	60,0	60,1	58,7	55,1	57,5	58,8	57,7	59,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,2	26,5	26,3	26,1	25,8	25,5	25,9	28,6	27,1	26,1	27,0	25,9
FeO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
CaO	8,5	8,7	8,2	8,2	7,9	7,6	8,1	11,1	9,4	8,2	9,2	7,9
Na <sub>2</sub> O	6,8	6,6	6,9	6,8	7,0	7,1	7,0	5,3	6,2	6,9	6,3	6,8
K <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3
Total	100	100	101	100	101	100	100	100	100	100	100	100
% An	40,2	41,6	39,2	39,3	38,0	36,5	38,5	53,3	45,1	39,0	44,3	38,2
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,61	2,60	2,62	2,62	2,65	2,66	2,63	2,48	2,66	2,62	2,57	2,64
Al	1,37	1,39	1,37	1,37	1,34	1,33	1,37	1,51	1,43	1,37	1,42	1,36
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,40	0,41	0,39	0,39	0,38	0,36	0,39	0,54	0,45	0,39	0,44	0,37
Na	0,59	0,57	0,59	0,59	0,60	0,61	0,60	0,46	0,54	0,60	0,54	0,59
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>
<b>Código</b>	<b>C13- pl4</b>	<b>C15- pl1</b>	<b>C15- pl2</b>	<b>C15- pl3</b>	<b>C15- pl4</b>	<b>C15- pl5</b>	<b>C8- pl</b>	<b>C8- pl1</b>	<b>C14- pl</b>	<b>C4- pl</b>	<b>C7- pl</b>	<b>C7- pl1</b>
SiO <sub>2</sub>	54,3	61,6	61,4	61,6	61,0	61,2	59,1	59,6	59,3	54,1	55,5	54,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,0	24,2	24,2	24,2	24,7	24,7	25,5	25,3	26,2	27,2	27,2	27,8
FeO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,4	0,4
CaO	11,7	5,9	6,0	5,9	6,2	6,2	7,6	7,5	8,2	10,1	9,8	10,3
Na <sub>2</sub> O	4,8	8,2	8,2	8,5	8,3	8,0	7,1	7,3	7,0	5,7	6,2	5,6
K <sub>2</sub> O	0,1	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
Total	100	100	100	100	100	100	99,8	100	101	97,8	99,4	98,5
% An	56,8	27,8	28,2	27,3	28,8	29,6	36,6	35,6	38,9	48,6	46,1	49,6
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,45	2,73	2,72	2,73	2,70	2,71	2,65	2,66	2,63	2,50	2,52	2,48
Al	1,54	1,27	1,27	1,26	1,29	1,29	1,34	1,33	1,37	1,48	1,46	1,50
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
Ca	0,57	0,28	0,28	0,28	0,30	0,30	0,37	0,36	0,39	0,50	0,48	0,50
Na	0,42	0,70	0,70	0,72	0,71	0,68	0,62	0,63	0,60	0,51	0,55	0,50
K	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01

<b>Volcán</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>
<b>Código</b>	<b>C8-pl</b>	<b>C8-pl1</b>	<b>C9-pl</b>	<b>C9-pl1</b>	<b>C9-pl1</b>	<b>C3-pl1</b>	<b>C3-pl2</b>	<b>C4-pl1</b>	<b>C4-pl2</b>	<b>C5-pl</b>	<b>C7-pl1</b>	<b>C9-pl1</b>
SiO <sub>2</sub>	55,0	56,9	51,5	53,0	55,0	49,5	54,2	52,2	51,9	52,5	51,2	53,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,5	26,3	29,5	28,6	28,1	30,7	28,5	29,6	29,4	29,3	29,1	29,5
FeO	0,3	0,4	0,2	0,2	0,3	0,4	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3
CaO	10,2	8,7	12,6	11,7	10,7	14,5	11,2	12,5	12,4	12,2	12,6	12,3
Na <sub>2</sub> O	5,9	6,5	4,5	4,9	5,5	3,0	5,5	4,5	4,7	4,6	4,5	4,5
K <sub>2</sub> O	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Total	99,1	99,3	98,4	98,7	99,6	98,3	99,7	99,1	98,8	99,0	97,8	100
% An	48,3	41,8	60,6	56,5	51,4	72,1	52,8	60,2	59,2	59,3	60,1	59,9
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,50	2,58	2,38	2,43	2,49	2,30	2,46	2,39	2,39	2,41	2,38	2,42
Al	1,48	1,41	1,60	1,55	1,50	1,68	1,52	1,60	1,59	1,58	1,60	1,57
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,50	0,42	0,62	0,58	0,52	0,72	0,55	0,61	0,61	0,60	0,63	0,60
Na	0,52	0,57	0,40	0,43	0,48	0,27	0,48	0,40	0,41	0,40	0,41	0,39
K	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>
<b>Código</b>	<b>C9-pl2</b>	<b>C9-pl4</b>	<b>C9-pl5</b>	<b>C10-pl1</b>	<b>C10-pl2</b>	<b>C10-pl3</b>	<b>C10-pl4</b>	<b>2C1-3-pl1</b>	<b>2C1-3-pl2</b>	<b>2C1-3-pl4</b>	<b>2C1-3-pl5</b>	<b>2C1-3-pl6</b>
SiO <sub>2</sub>	51,9	50,8	52,4	53,0	48,4	52,0	52,3	59,6	60,2	60,6	58,9	57,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,3	30,1	29,0	28,5	31,7	29,0	29,0	26,1	25,9	25,3	26,2	27,0
FeO	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
CaO	13,0	13,4	12,0	11,6	15,3	12,6	12,3	8,2	7,8	7,4	8,4	9,5
Na <sub>2</sub> O	4,1	3,9	4,7	5,1	2,9	4,7	4,6	6,9	7,1	7,2	6,6	6,2
K <sub>2</sub> O	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2
Total	98,7	98,6	98,5	98,5	98,7	98,6	98,6	101	101	100	100	100
% An	63,3	64,9	58,0	55,3	74,2	59,3	59,1	39,1	37,3	35,8	40,9	45,4
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,39	2,35	2,41	2,44	2,25	2,40	2,41	2,63	2,65	2,68	2,62	2,56
Al	1,59	1,64	1,57	1,55	1,73	1,58	1,57	1,36	1,34	1,32	1,38	1,42
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Ca	0,64	0,66	0,59	0,57	0,76	0,62	0,60	0,39	0,37	0,35	0,40	0,46
Na	0,36	0,35	0,42	0,45	0,26	0,42	0,41	0,59	0,61	0,61	0,57	0,54
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VP</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>
<b>Código</b>	<b>2C13-pl7</b>	<b>2C1-3-pl8</b>	<b>2C1-3-pl</b>	<b>2C17-pl1</b>	<b>2C17-pl2</b>	<b>2C1-7-pl3</b>	<b>2C1-7-pl4</b>	<b>2C1-7-pl5</b>	<b>2C1-7-pl7</b>	<b>2C1-7-pl8</b>	<b>2C1-7-pl9</b>	<b>2C1-6-pl</b>
SiO <sub>2</sub>	58,1	58,0	55,0	59,1	58,2	58,4	58,6	59,5	56,5	57,4	57,6	55,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,9	27,1	28,5	25,3	25,3	25,2	25,2	24,7	26,6	26,1	26,6	27,1
FeO	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
CaO	9,1	9,1	11,2	7,5	7,7	7,7	7,9	7,1	9,2	8,7	9,0	9,9
Na <sub>2</sub> O	6,2	6,2	5,3	7,2	7,3	7,2	7,1	7,7	6,3	6,6	6,4	6,2
K <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,1	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
Total	100	100	100	99,5	98,9	98,9	99,1	99,4	99,0	99,3	100	99,2
% An	44,0	44,3	53,2	36,0	36,1	36,5	37,7	33,1	44,1	41,6	43,2	46,4
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,59	2,58	2,47	2,65	2,63	2,64	2,64	2,67	2,56	2,59	2,58	2,53
Al	1,41	1,42	1,51	1,34	1,35	1,34	1,34	1,31	1,42	1,39	1,41	1,45

Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,43	0,44	0,54	0,36	0,37	0,37	0,38	0,34	0,45	0,42	0,43	0,48
Na	0,54	0,54	0,47	0,63	0,64	0,63	0,62	0,67	0,56	0,58	0,56	0,55
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VP</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>
<b>H</b>												
<b>Código</b>	<b>2C5-pl2</b>	<b>2C5-pl3</b>	<b>2C5-pl4</b>	<b>2C5-pl5</b>	<b>2C7-pl</b>	<b>2C8-pl1</b>	<b>2C8-pl2</b>	<b>2C8-pl3</b>	<b>2C8-pl4</b>	<b>2C8-pl5</b>	<b>2C8-pl6</b>	<b>2C8-pl7</b>
SiO <sub>2</sub>	56,0	57,0	57,2	57,7	60,6	56,4	56,7	49,0	56,2	57,9	55,2	54,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,1	25,5	25,5	25,1	21,4	26,0	26,2	31,2	26,6	25,8	27,3	28,4
FeO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,8	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
CaO	9,0	8,1	7,9	7,7	8,5	8,8	8,6	15,1	9,2	8,2	10,3	11,3
Na <sub>2</sub> O	6,8	7,1	7,1	7,4	4,2	6,6	6,7	3,1	6,4	7,1	5,7	5,3
K <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Total	98,2	98,1	98,1	98,3	96,3	98,2	98,6	98,7	98,8	99,4	98,8	99,4
% An	41,7	38,3	37,6	36,0	51,5	41,7	41,1	72,6	43,7	38,5	49,5	53,3
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,57	2,61	2,61	2,63	2,79	2,58	2,58	2,27	2,56	2,61	2,52	2,46
Al	1,41	1,37	1,37	1,35	1,16	1,40	1,41	1,70	1,43	1,37	1,47	1,52
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,44	0,40	0,39	0,38	0,42	0,43	0,42	0,75	0,45	0,40	0,50	0,55
Na	0,61	0,63	0,63	0,65	0,37	0,59	0,59	0,28	0,57	0,62	0,50	0,47
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VP</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>
<b>H</b>												
<b>Código</b>	<b>2C8-pl8</b>	<b>2C8-pl10</b>	<b>2C9-pl</b>	<b>2C15-pl1</b>	<b>2C15-pl2</b>	<b>2C15-pl3</b>	<b>2C15-pl4</b>	<b>2C15-pl5</b>	<b>2C15-pl6</b>	<b>4C3-pl1</b>	<b>4C3-pl2</b>	<b>4C3-pl3</b>
SiO <sub>2</sub>	57,0	53,3	60,0	57,1	57,7	52,7	56,5	57,4	55,7	56,2	58,2	58,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,3	27,8	25,4	26,2	25,1	28,8	25,8	26,0	26,6	26,1	25,1	25,1
FeO	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
CaO	8,9	10,9	7,5	8,8	8,3	12,1	8,8	8,9	9,5	8,9	7,6	7,6
Na <sub>2</sub> O	6,5	5,6	7,4	6,6	6,4	4,7	6,4	6,6	6,2	6,5	7,4	7,5
K <sub>2</sub> O	0,2	0,1	0,3	0,2	0,4	0,1	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3
Total	99,2	97,9	100	99,1	98,3	98,6	98,0	99,2	98,2	98,1	98,7	98,9
% An	42,5	51,4	35,2	41,9	40,8	58,1	42,6	42,0	45,4	42,6	35,8	35,3
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,58	2,46	2,66	2,59	2,63	2,42	2,59	2,60	2,55	2,57	2,64	2,64
Al	1,40	1,51	1,33	1,40	1,35	1,56	1,39	1,39	1,43	1,41	1,34	1,34
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,43	0,54	0,36	0,43	0,41	0,59	0,43	0,43	0,46	0,44	0,37	0,37
Na	0,57	0,50	0,64	0,58	0,57	0,42	0,56	0,58	0,55	0,58	0,65	0,66
K	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
<b>Volcán</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VP</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>
<b>H</b>												
<b>Código</b>	<b>4C3-pl4</b>	<b>4C3-pl5</b>	<b>4C3-pl6</b>	<b>4C6-pl1</b>	<b>4C6-pl2</b>	<b>4C6-pl3</b>	<b>4C6-pl4</b>	<b>4C6-pl5</b>	<b>4C6-pl6</b>	<b>4C6-pl7</b>	<b>4C1-2-pl</b>	<b>4C1-3-pl1</b>
SiO <sub>2</sub>	58,5	59,1	56,7	53,0	56,4	55,9	56,8	56,8	56,5	56,8	56,2	57,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,8	24,7	26,4	28,0	25,5	26,0	25,4	25,5	25,9	25,4	27,0	27,0
FeO	0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
CaO	7,4	7,2	9,0	11,2	8,5	8,9	8,2	8,2	8,6	8,2	9,5	9,3
Na <sub>2</sub> O	7,3	7,6	6,3	5,3	6,7	6,4	6,8	7,0	6,8	6,9	6,1	6,0
K <sub>2</sub> O	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Total	98,5	98,9	98,9	98,0	97,5	97,6	97,7	98,0	98,1	97,7	99,2	100
% An	35,4	33,8	43,6	53,3	40,5	42,7	39,4	39,1	40,7	39,2	45,6	45,5

Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos													
	Si	Al	Fe <sup>2+</sup>	Ca	Na	K							
Volcán	VPH	VPH	VP	VPH	VPH	VPH	VPH	VPH	VPH	VPH	VPH	VPH	
H													
Código	4C13-pl2	4C1-3-pl3	4C1-3-pl4	4C13-pl5	4C13-pl6	4C1-3-pl7	4C1-3-pl	4C1-3-pl	4C1-3-pl	4C1-3-pl1	4C2-pl	4C1-0-pl	4C4-pl1
SiO <sub>2</sub>	2,66	2,67	2,57	2,45	2,59	2,57	2,61	2,60	2,58	2,61	2,55	2,57	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,33	1,31	1,41	1,53	1,38	1,41	1,37	1,38	1,40	1,37	1,44	1,42	
FeO	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
CaO	0,36	0,35	0,44	0,55	0,42	0,44	0,41	0,40	0,42	0,40	0,46	0,45	
Na <sub>2</sub> O	0,65	0,66	0,56	0,48	0,60	0,57	0,61	0,62	0,60	0,61	0,54	0,52	
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	101	97,8	98,1	97,8	
% An	44,4	52,2	36,4	44,3	40,7	44,3	47,3	39,4	37,6	49,4	44,8	47,6	
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos													
	Si	Al	Fe <sup>2+</sup>	Ca	Na	K							
Volcán	VPH	VPH	VP	VPH	VPH	VPH	VPH	VPH	VPH	VPH	VPH	VPH	
H													
Código	4C4-pl2	4C7-pl8	4C7-pl9	4C7-pl10	4C11-pl1	4C1-1-pl2	4C1-1-pl3	4C1-1-pl4	4C1-1-pl5	4C1-1-pl6	4C1-1-pl7	4C1-1-pl8	
SiO <sub>2</sub>	2,57	2,49	2,66	2,58	2,60	2,58	2,54	2,63	2,65	2,51	2,56	2,51	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	1,50	1,33	1,42	1,39	1,41	1,45	1,37	1,34	1,47	1,43	1,47	
FeO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	
CaO	0,45	0,52	0,36	0,44	0,41	0,44	0,47	0,39	0,37	0,51	0,45	0,49	
Na <sub>2</sub> O	0,55	0,46	0,61	0,54	0,58	0,54	0,52	0,59	0,59	0,50	0,54	0,53	
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99,7	99,5	
% An	50,7	42,1	42,4	48,0	39,9	39,7	38,4	36,5	37,8	36,7	40,0	40,6	
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos													
	Si	Al	Fe <sup>2+</sup>	Ca	Na	K							
Volcán	VPH	VPH	VP	VPH	VPH	VG	VG	VG	VG	VG	VG	VG	
H													
Código	4C11-pl9	4C1-1-pl10	4C1-1-pl11	4C13-pl1	4C13-pl2	C1-pl2	C1-pl4	C1-pl5	C1-pl6	C1-pl8	C1-pl9	C1-pl10	
SiO <sub>2</sub>	2,50	2,57	2,57	2,52	2,62	2,61	2,64	2,66	2,64	2,64	2,62	2,61	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,49	1,41	1,42	1,47	1,37	1,38	1,35	1,34	1,35	1,35	1,37	1,37	
FeO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	
CaO	0,51	0,43	0,44	0,49	0,40	0,40	0,38	0,36	0,38	0,36	0,40	0,41	
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,59	0,58	0,51	0,59	0,60	0,60	0,61	0,61	0,61	0,58	0,59	
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
% An	50,7	42,1	42,4	48,0	39,9	39,7	38,4	36,5	37,8	36,7	40,0	40,6	
SiO <sub>2</sub>	56,3	55,3	57,6	58,5	56,7	55,8	58,3	57,5	56,2	58,1	58,2	59,1	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,5	28,0	26,6	26,3	27,1	26,3	25,3	26,0	27,0	25,4	25,9	24,8	
FeO	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
CaO	9,9	10,3	9,0	8,5	9,5	8,9	7,5	8,3	9,3	7,6	8,2	7,1	

Na <sub>2</sub> O	6,0	5,5	6,4	6,6	6,1	6,6	7,4	6,9	6,3	7,2	7,3	7,5
K <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
Total	100	99,5	99,9	100	99,8	97,9	98,8	99,1	99,0	98,7	99,9	98,9
% An	47,1	50,3	43,3	41,0	45,8	42,5	35,4	39,3	44,4	36,3	37,8	34,0
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,53	2,50	2,58	2,61	2,55	2,56	2,64	2,60	2,55	2,63	2,61	2,67
Al	1,46	1,49	1,40	1,38	1,44	1,42	1,35	1,39	1,44	1,36	1,37	1,32
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,48	0,50	0,43	0,41	0,46	0,44	0,36	0,40	0,45	0,37	0,39	0,34
Na	0,52	0,48	0,55	0,57	0,53	0,58	0,65	0,61	0,56	0,63	0,64	0,66
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>C1- pl12</b>	<b>C1- pl13</b>	<b>C1- pl15</b>	<b>C3- pl1</b>	<b>C3- pl2</b>	<b>C3- pl4</b>	<b>C3- pl5</b>	<b>C3- pl6</b>	<b>C3- pl8</b>	<b>C3- pl9</b>	<b>C3- pl10</b>	<b>C3- pl12</b>
SiO <sub>2</sub>	58,9	59,0	57,1	53,6	58,7	57,5	57,8	58,6	58,0	58,1	58,3	57,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,3	25,4	26,7	27,5	24,8	26,0	25,8	26,1	25,8	25,9	26,0	25,9
FeO	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
CaO	7,4	7,5	9,1	10,5	7,0	8,3	8,2	8,1	8,0	8,1	8,4	8,2
Na <sub>2</sub> O	7,4	7,4	6,3	5,5	7,7	7,0	6,9	7,0	7,0	7,2	6,8	7,0
K <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Total	99,4	99,5	99,5	97,5	98,5	99,2	99,0	100	99,0	99,6	99,8	99,1
% An	35,1	35,5	43,8	50,6	32,9	39,3	39,2	38,6	38,2	38,1	40,0	38,8
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,65	2,65	2,57	2,48	2,66	2,60	2,62	2,62	2,62	2,61	2,61	2,61
Al	1,34	1,34	1,42	1,50	1,32	1,39	1,37	1,38	1,37	1,37	1,38	1,38
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,36	0,36	0,44	0,52	0,34	0,40	0,40	0,39	0,39	0,39	0,40	0,40
Na	0,65	0,64	0,55	0,49	0,68	0,61	0,60	0,61	0,61	0,63	0,59	0,62
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>C3- pl14</b>	<b>C3- pl1</b>	<b>C3- pl2</b>	<b>C3- pl4</b>	<b>C3- pl5</b>	<b>C3- pl7</b>	<b>C3- pl8</b>	<b>C3- pl9</b>	<b>C3- pl11</b>	<b>C3- pl12</b>	<b>C3- pl14</b>	<b>C3- pl15</b>
SiO <sub>2</sub>	56,4	58,6	57,4	56,0	56,1	58,8	58,1	58,5	58,3	59,7	58,9	57,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,1	24,8	25,4	26,7	26,4	25,4	25,7	25,6	26,0	25,3	24,7	25,2
FeO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
CaO	9,4	6,9	8,0	9,2	9,0	7,5	8,1	7,7	8,2	7,4	7,1	7,7
Na <sub>2</sub> O	6,4	7,8	7,1	6,4	6,5	7,4	7,0	7,3	7,0	7,7	7,5	7,3
K <sub>2</sub> O	0,1	0,3	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,5
Total	99,5	98,5	98,2	98,5	98,3	99,4	99,1	99,4	99,8	100	98,5	98,5
% An	44,4	32,5	37,7	43,7	42,8	35,6	38,6	36,4	38,8	34,3	34,1	36,0
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,55	2,66	2,62	2,55	2,57	2,64	2,62	2,63	2,61	2,66	2,67	2,63
Al	1,44	1,32	1,37	1,43	1,42	1,35	1,37	1,36	1,38	1,33	1,32	1,35
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,45	0,34	0,39	0,45	0,44	0,36	0,39	0,37	0,39	0,35	0,35	0,38
Na	0,56	0,68	0,63	0,57	0,58	0,64	0,61	0,64	0,61	0,66	0,66	0,64
K	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>C4- pl1</b>	<b>C4- pl3</b>	<b>C4- pl4</b>	<b>C4- pl5</b>	<b>C4- pl7</b>	<b>C4- pl8</b>	<b>C4- pl9</b>	<b>C4- pl11</b>	<b>C4- pl12</b>	<b>C4- pl14</b>	<b>C4- pl15</b>	<b>C4- pl16</b>
SiO <sub>2</sub>	59,1	58,1	57,9	58,7	57,2	57,9	57,9	59,4	58,0	56,7	58,4	58,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,3	26,0	24,8	25,9	26,1	26,3	25,1	25,0	26,7	26,5	25,7	25,9
FeO	0,4	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
CaO	7,9	8,6	7,2	8,0	8,6	8,5	7,6	7,4	8,9	8,9	7,9	8,2
Na <sub>2</sub> O	4,1	6,7	7,5	7,3	6,7	6,8	7,4	7,6	6,6	6,5	7,0	7,1
K <sub>2</sub> O	2,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2

Total	99,1	99,7	97,7	100	99,0	99,9	98,3	99,6	100	98,7	99,4	99,7
% An	43,7	40,8	34,1	37,2	40,7	40,3	35,6	34,4	42,3	42,8	38,0	38,7
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,67	2,61	2,65	2,62	2,59	2,60	2,64	2,66	2,59	2,57	2,63	2,61
Al	1,35	1,38	1,34	1,36	1,39	1,39	1,35	1,32	1,40	1,42	1,36	1,37
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Ca	0,38	0,41	0,35	0,38	0,42	0,41	0,37	0,35	0,43	0,43	0,38	0,40
Na	0,36	0,59	0,66	0,63	0,59	0,60	0,65	0,66	0,57	0,57	0,61	0,62
K	0,13	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>C4-pl18</b>	<b>C6-pl1</b>	<b>C6-pl2</b>	<b>C6-pl4</b>	<b>C6-pl6</b>	<b>C6-plag7</b>	<b>C6-pl8</b>	<b>C6-pl10</b>	<b>C6-pl11</b>	<b>C6-pl13</b>	<b>C6-pl14</b>	<b>C6-pl15</b>
SiO <sub>2</sub>	51,2	58,2	56,6	58,0	57,2	58,4	54,8	59,3	58,7	58,6	58,6	59,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,4	24,8	26,0	25,2	26,1	25,2	27,7	24,9	25,2	25,6	25,7	25,3
FeO	0,4	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
CaO	10,5	7,3	8,5	7,5	8,3	7,4	10,2	7,2	7,4	7,7	7,7	7,5
Na <sub>2</sub> O	3,9	7,3	6,9	7,6	6,9	7,5	5,9	7,8	7,5	7,3	7,3	7,4
K <sub>2</sub> O	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Total	95,8	97,8	98,2	98,6	98,7	98,8	98,8	99,5	99,1	99,4	99,6	99,5
% An	57,8	35,2	40,1	34,9	39,6	35,0	48,4	33,3	35,1	36,5	36,5	35,4
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,41	2,66	2,59	2,63	2,60	2,64	2,50	2,66	2,65	2,63	2,63	2,65
Al	1,63	1,33	1,40	1,35	1,39	1,34	1,49	1,32	1,34	1,36	1,36	1,34
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,53	0,36	0,42	0,37	0,40	0,36	0,50	0,34	0,36	0,37	0,37	0,36
Na	0,36	0,65	0,61	0,67	0,61	0,65	0,52	0,68	0,65	0,63	0,64	0,65
K	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>
<b>Código</b>	<b>C6-pl17</b>	<b>C6-pl18</b>	<b>C6-pl19</b>	<b>C12-pl1</b>	<b>C12-pl2</b>	<b>C12-pl3</b>	<b>C12-pl4</b>	<b>C12-pl5</b>	<b>C12-pl6</b>	<b>C12-pl7</b>	<b>C12-pl8</b>	<b>C12-pl9</b>
SiO <sub>2</sub>	60,6	61,0	60,1	53,8	58,1	53,5	52,7	54,3	55,2	54,3	56,0	55,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,6	24,2	25,0	27,7	25,0	28,2	28,8	27,6	26,5	28,1	27,0	26,7
FeO	0,1	0,1	0,1	0,5	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5
CaO	6,5	6,2	7,1	10,9	7,7	11,4	12,0	10,8	9,5	11,0	9,7	9,8
Na <sub>2</sub> O	8,1	7,7	7,7	5,3	7,1	5,1	4,8	5,5	5,9	5,5	6,2	6,0
K <sub>2</sub> O	0,3	0,4	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3
Total	100	99,5	100	98,6	98,8	98,9	99,0	99,0	97,8	99,7	99,8	99,0
% An	30,3	30,3	33,2	52,5	36,4	54,2	57,3	51,3	45,8	51,6	45,4	46,5
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,70	2,72	2,68	2,47	2,64	2,45	2,42	2,48	2,54	2,47	2,53	2,54
Al	1,29	1,27	1,31	1,50	1,34	1,53	1,56	1,49	1,44	1,50	1,44	1,43
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Ca	0,31	0,30	0,34	0,54	0,38	0,56	0,59	0,53	0,47	0,54	0,47	0,48
Na	0,70	0,66	0,66	0,47	0,63	0,45	0,42	0,49	0,53	0,49	0,55	0,53
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Volcán</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>
<b>Código</b>	<b>C14-pl1</b>	<b>C14-pl2</b>	<b>C14-pl3</b>	<b>C14-pl4</b>	<b>C14-pl5</b>	<b>C14-pl6</b>	<b>C14-pl7</b>	<b>C14-pl8</b>	<b>C14-pl</b>	<b>C1-pl</b>	<b>C2-pl</b>	<b>C3-pl</b>
SiO <sub>2</sub>	56,0	54,8	55,2	55,2	54,9	55,5	54,6	53,7	55,5	54,8	53,4	52,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,3	27,1	26,5	26,6	27,1	26,5	27,0	27,5	26,5	27,5	27,3	28,4
FeO	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,6
CaO	10,2	10,2	9,6	9,7	10,1	9,6	10,0	10,7	9,7	10,6	10,8	12,0
Na <sub>2</sub> O	6,0	5,9	5,9	6,0	5,9	6,2	5,8	5,4	6,0	5,5	5,3	4,8
K <sub>2</sub> O	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2
Total	100	98,7	98,1	98,3	98,7	98,7	98,2	98,0	98,6	99,2	97,7	98,7

% An	47,6	47,9	46,4	46,4	47,8	45,2	47,8	51,5	46,3	50,6	52,0	57,3
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,52	2,51	2,54	2,53	2,51	2,54	2,51	2,48	2,54	2,50	2,47	2,42
Al	1,45	1,46	1,44	1,44	1,46	1,43	1,46	1,50	1,43	1,48	1,49	1,54
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	0,49	0,50	0,47	0,48	0,49	0,47	0,49	0,53	0,47	0,52	0,54	0,59
Na	0,52	0,53	0,53	0,53	0,52	0,55	0,52	0,48	0,53	0,49	0,48	0,43
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>
<b>Código</b>	<b>C5-pl</b>	<b>C7-pl</b>	<b>C7-pl1</b>	<b>C11-pl</b>	<b>C14-pl</b>	<b>C1-pl1</b>	<b>C1-pl2</b>	<b>C1-pl3</b>	<b>C5-pl1</b>	<b>C5-pl2</b>	<b>C5-pl3</b>	<b>C5-pl4</b>
SiO <sub>2</sub>	51,3	55,1	54,4	52,2	53,7	50,2	51,0	55,7	55,7	50,3	50,2	49,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,3	27,9	28,6	27,9	27,0	29,8	29,4	25,5	26,9	30,5	30,3	30,3
FeO	0,6	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,8	0,5	0,4	0,4	0,4
CaO	12,8	10,9	11,5	11,9	10,5	13,5	13,0	9,8	10,1	14,1	14,0	13,8
Na <sub>2</sub> O	4,3	5,3	5,1	4,9	5,5	3,8	4,3	4,8	5,9	3,5	3,7	3,7
K <sub>2</sub> O	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,7	0,3	0,1	0,2	0,1
Total	98,5	100	100	97,9	97,7	98,0	98,3	97,6	99,6	99,1	98,9	98,2
% An	61,7	52,7	54,6	56,7	50,7	65,4	62,1	50,6	47,7	68,4	67,0	66,8
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,37	2,49	2,46	2,42	2,49	2,34	2,36	2,57	2,53	2,32	2,32	2,32
Al	1,60	1,49	1,53	1,53	1,47	1,63	1,61	1,39	1,44	1,66	1,65	1,66
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	0,64	0,53	0,55	0,59	0,52	0,67	0,65	0,49	0,49	0,70	0,69	0,69
Na	0,39	0,46	0,45	0,44	0,49	0,35	0,38	0,43	0,52	0,32	0,33	0,33
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01
<b>Volcán</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>
<b>Código</b>	<b>C5-pl5</b>	<b>C5-pl6</b>	<b>C8-pl1</b>	<b>C8-pl3</b>	<b>C8-pl4</b>	<b>C8-pl5</b>	<b>C8-pl6</b>	<b>C8-pl7</b>	<b>C8-pl8</b>	<b>C8-pl9</b>	<b>C8-pl10</b>	<b>C12-pl1</b>
SiO <sub>2</sub>	50,1	54,5	54,1	55,7	54,8	55,4	54,2	57,1	54,8	54,7	55,4	51,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,5	27,2	28,2	27,3	27,8	27,3	28,2	26,2	28,1	27,9	27,5	28,5
FeO	0,5	0,4	0,5	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,8
CaO	14,0	10,4	11,3	10,1	10,9	10,1	11,1	8,9	10,9	10,7	10,5	12,0
Na <sub>2</sub> O	3,6	5,7	5,2	5,7	5,4	5,8	5,3	6,4	5,4	5,5	5,7	4,3
K <sub>2</sub> O	0,1	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3
Total	98,8	98,5	99,5	99,5	99,5	99,3	99,6	99,3	99,8	99,3	99,8	97,6
% An	67,5	49,6	53,8	48,6	51,7	48,1	52,8	42,6	51,9	50,9	49,6	59,7
Cationes por unidad de formula con base en 8 oxígenos												
Si	2,31	2,50	2,46	2,52	2,49	2,52	2,46	2,58	2,48	2,49	2,51	2,40
Al	1,66	1,47	1,51	1,46	1,49	1,46	1,51	1,40	1,50	1,50	1,47	1,57
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
Ca	0,69	0,51	0,55	0,49	0,53	0,49	0,54	0,43	0,53	0,52	0,51	0,60
Na	0,32	0,50	0,46	0,50	0,48	0,51	0,47	0,56	0,47	0,49	0,50	0,39
K	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02

**Anexo 2.** Datos químicos y cationes por unidad de formula (c.p.u.f) de cristales de anfíbol en los productos del Campo Volcánico Monogenético Samaná.

<b>Volcán</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VEE</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>
<b>Código</b>	<b>1C4a</b>	<b>1C4b</b>	<b>1C71</b>	<b>1C7c-</b>	<b>1C8d-</b>	<b>1C9b</b>	<b>4C6c</b>	<b>4C10b</b>	<b>4C10</b>	<b>4C12</b>	<b>4C13</b>
	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>anf</b>	<b>anf</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>d-anf</b>	<b>b-anf</b>	<b>a-anf</b>
SiO <sub>2</sub>	43,6	44,5	43,5	43,3	42,4	45,3	40,4	41,9	44,8	42,9	41,8
TiO <sub>2</sub>	1,5	1,3	1,3	1,6	1,3	0,9	1,7	1,8	0,9	1,7	1,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,6	11,3	11,6	11,8	14,4	10,2	12,8	13,0	10,4	12,4	13,5
FeO	12,8	14,7	15,1	14,9	12,7	14,7	11,9	15,1	13,5	10,8	11,5
MnO	0,3	0,6	0,5	0,5	0,4	0,6	0,2	0,3	0,7	0,2	0,2
MgO	13,2	12,8	12,4	12,3	12,4	13,2	13,9	12,1	13,2	15,2	13,4
CaO	11,1	10,4	10,5	10,5	11,1	10,0	11,6	11,2	12,5	11,3	11,6
Na <sub>2</sub> O	2,1	1,8	1,8	1,9	2,1	1,7	2,3	2,2	1,7	2,3	2,5
K <sub>2</sub> O	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,04	0,01	0,00	0,02	0,01
Total	97,6	97,7	97,1	97,3	97,4	97,0	95,2	98,0	97,9	97,0	96,8
Cationes por unidad de formula con base en 13 cationes (13eCNK)											
<sup>T</sup> Si	6,28	6,38	6,30	6,28	6,13	6,51	6,00	6,09	6,53	6,16	6,12
<sup>T</sup> Al <sup>IV</sup>	1,72	1,62	1,70	1,72	1,87	1,49	2,00	1,91	1,47	1,84	1,88
<sup>C</sup> Al <sup>VI</sup>	0,42	0,30	0,28	0,29	0,59	0,24	0,24	0,31	0,31	0,25	0,45
<sup>C</sup> Ti	0,16	0,14	0,14	0,17	0,14	0,10	0,19	0,20	0,10	0,18	0,21
<sup>C</sup> Fe <sup>3+</sup>	0,88	1,26	1,30	1,19	0,88	1,44	0,93	1,03	0,55	1,04	0,59
<sup>C</sup> Mg	2,84	2,73	2,68	2,67	2,68	2,83	3,07	2,63	2,86	3,25	2,91
<sup>C</sup> Fe <sup>2+</sup>	0,66	0,51	0,54	0,61	0,66	0,32	0,55	0,81	1,10	0,25	0,83
<sup>C</sup> Mn	0,04	0,07	0,00	0,06	0,05	0,07	0,02	0,04	0,09	0,00	0,00
<sup>B</sup> Ca	1,72	1,59	1,63	1,63	1,72	1,54	1,84	1,75	1,94	1,73	1,83
<sup>B</sup> Na	0,28	0,41	0,37	0,37	0,28	0,46	0,16	0,25	0,06	0,27	0,17
<sup>A</sup> Na	0,29	0,10	0,14	0,17	0,30	0,01	0,51	0,36	0,42	0,37	0,52
<sup>A</sup> K	0,07	0,07	0,06	0,07	0,09	0,05	0,08	0,07	0,05	0,07	0,08
<b>Volcán</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>
<b>Código</b>	<b>4C13</b>	<b>4C14</b>	<b>2C6</b>	<b>2C6d-</b>	<b>2C6c-</b>	<b>2C8b</b>	<b>2C11</b>	<b>4C5c-</b>	<b>4C5b</b>	<b>4C10</b>	<b>4C12</b>
	<b>b-anf</b>	<b>i-anf</b>	<b>banf</b>	<b>anf</b>	<b>anf</b>	<b>-anf</b>	<b>c-anf</b>	<b>anf</b>	<b>-anf</b>	<b>e-anf</b>	<b>e-anf</b>
SiO <sub>2</sub>	46,5	43,1	43,4	43,8	41,2	44,8	45,1	41,2	41,0	43,1	42,7
TiO <sub>2</sub>	0,9	1,7	1,1	1,2	1,5	1,1	1,7	1,6	1,7	1,2	1,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,5	12,7	10,6	9,5	12,4	9,4	10,7	12,8	12,7	12,0	12,8
FeO	14,5	12,9	14,3	13,5	11,7	13,8	11,6	9,0	8,9	11,7	12,5
MnO	0,8	0,2	0,6	0,5	0,2	0,5	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2
MgO	13,3	13,3	13,3	13,5	14,5	13,9	15,0	15,9	15,8	14,7	13,6
CaO	9,9	11,0	10,3	10,5	11,4	10,2	10,5	12,0	11,8	11,4	11,5
Na <sub>2</sub> O	2,7	2,5	1,7	1,6	2,4	1,7	2,2	2,6	2,6	2,3	2,2
K <sub>2</sub> O	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,01	0,01	0,05	0,07	0,01	0,04	0,02	0,02	0,03	0,07
Total	98,5	98,0	95,6	94,4	95,7	95,6	97,4	95,7	95,1	96,9	96,9
Cationes por unidad de formula con base en 13 cationes (13eCNK)											
<sup>T</sup> Si	6,64	6,21	6,34	6,49	6,06	6,51	6,43	6,03	6,03	6,23	6,22
<sup>T</sup> Al <sup>IV</sup>	1,36	1,79	1,66	1,51	1,94	1,49	1,57	1,97	1,97	1,77	1,78
<sup>C</sup> Al <sup>VI</sup>	0,24	0,37	0,17	0,15	0,21	0,13	0,23	0,23	0,24	0,26	0,41
<sup>C</sup> Ti	0,09	0,18	0,12	0,13	0,16	0,12	0,18	0,18	0,19	0,13	0,11
<sup>C</sup> Fe <sup>3+</sup>	1,08	0,86	1,49	1,24	1,02	1,42	1,09	0,78	0,78	1,00	0,83
<sup>C</sup> Mg	2,84	2,86	2,90	2,98	3,17	3,01	3,19	3,47	3,46	3,16	2,94
<sup>C</sup> Fe <sup>2+</sup>	0,65	0,70	0,25	0,43	0,41	0,26	0,30	0,32	0,32	0,42	0,69
<sup>C</sup> Mn	0,10	0,03	0,07	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02
<sup>B</sup> Ca	1,52	1,70	1,60	1,66	1,80	1,59	1,60	1,88	1,86	1,76	1,79
<sup>B</sup> Na	0,48	0,30	0,40	0,34	0,20	0,41	0,40	0,12	0,14	0,24	0,21
<sup>A</sup> Na	0,26	0,40	0,10	0,11	0,47	0,06	0,22	0,62	0,61	0,39	0,41



<sup>A</sup> K	0,06	0,08	0,06	0,05	0,07	0,05	0,06	0,08	0,08	0,07	0,08
<b>Volcán</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VPH</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>
<b>Código</b>	<b>2C16</b>	<b>2C16</b>	<b>2C2a</b>	<b>4C6b-</b>	<b>4C6b-</b>	<b>4C13</b>	<b>8C4b</b>	<b>8C5a-</b>	<b>8C5b</b>	<b>8C5c</b>	<b>8C8a</b>
	<b>a-anf</b>	<b>b-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>anf1</b>	<b>anf2</b>	<b>c-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>anf</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>
SiO <sub>2</sub>	44,5	41,3	42,2	40,9	41,3	42,2	39,7	41,5	42,0	41,5	41,1
TiO <sub>2</sub>	0,9	1,5	1,7	1,8	1,6	1,8	1,7	2,0	1,7	2,0	1,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,3	11,8	12,2	13,1	12,7	12,2	13,7	12,6	12,7	13,8	14,0
FeO	14,8	15,5	8,8	12,9	8,9	11,4	14,4	12,8	14,4	14,3	15,3
MnO	0,7	0,6	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
MgO	13,2	11,8	16,1	12,5	15,8	14,6	11,8	13,1	12,0	11,8	11,3
CaO	9,9	10,9	11,8	11,4	11,8	11,4	11,3	11,3	11,2	11,3	11,1
Na <sub>2</sub> O	1,7	1,9	2,6	2,5	2,6	2,5	2,2	2,3	2,0	2,2	2,2
K <sub>2</sub> O	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02	0,05	0,03	0,04	0,03	0,00
Total	96,3	95,9	95,8	95,7	95,2	96,6	95,6	96,5	96,8	97,7	97,6
Cationes por unidad de formula con base en 13 cationes (13eCNK)											
<sup>T</sup> Si	6,43	6,14	6,14	6,09	6,07	6,15	5,93	6,11	6,18	6,06	6,02
<sup>T</sup> Al <sup>IV</sup>	1,57	1,86	1,86	1,91	1,93	1,85	2,07	1,89	1,82	1,94	1,98
<sup>C</sup> Al <sup>VI</sup>	0,19	0,21	0,24	0,39	0,26	0,24	0,34	0,30	0,39	0,43	0,44
<sup>C</sup> Ti	0,10	0,16	0,18	0,20	0,17	0,20	0,19	0,22	0,19	0,22	0,20
<sup>C</sup> Fe <sup>3+</sup>	1,57	1,19	0,77	0,69	0,78	0,88	0,97	0,80	0,85	0,81	0,93
<sup>C</sup> Mg	2,84	2,62	3,50	2,78	3,46	3,16	2,63	2,88	2,63	2,58	2,46
<sup>C</sup> Fe <sup>2+</sup>	0,21	0,74	0,30	0,91	0,32	0,51	0,83	0,78	0,92	0,94	0,94
<sup>C</sup> Mn	0,08	0,08	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,02	0,03	0,03	0,00
<sup>B</sup> Ca	1,53	1,73	1,84	1,81	1,85	1,78	1,81	1,79	1,76	1,77	1,73
<sup>B</sup> Na	0,00	0,27	0,16	0,19	0,15	0,22	0,19	0,21	0,24	0,23	0,27
<sup>A</sup> Na	0,00	0,29	0,57	0,52	0,61	0,48	0,44	0,44	0,34	0,39	0,37
<sup>A</sup> K	0,06	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,09	0,10	0,09	0,10	0,11
<b>Volcán</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VP</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>
<b>Código</b>	<b>8C8b</b>	<b>8C8c</b>	<b>8C10</b>	<b>8C10c</b>	<b>8C10d</b>	<b>9C2a</b>	<b>9C3a</b>	<b>9C3b-</b>	<b>9C6c</b>	<b>9C6d</b>	<b>9C7a</b>
	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>banf</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>anf</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>
SiO <sub>2</sub>	41,7	42,4	41,8	43,0	40,2	41,6	42,1	42,7	43,4	43,8	42,3
TiO <sub>2</sub>	1,7	1,8	1,7	1,7	1,8	2,3	2,3	2,4	2,8	2,7	1,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,9	11,9	13,2	11,8	14,2	12,1	12,2	11,8	10,7	10,6	11,7
FeO	13,1	12,6	13,0	10,1	15,1	10,0	11,4	11,8	14,2	14,2	9,9
MnO	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1
MgO	13,4	13,5	13,1	15,3	11,5	15,2	14,5	14,5	12,9	12,7	15,7
CaO	10,9	11,2	11,0	11,4	10,9	11,2	11,1	11,1	10,9	10,9	10,6
Na <sub>2</sub> O	2,2	2,2	2,1	2,2	2,4	2,7	2,5	2,5	2,3	2,2	2,5
K <sub>2</sub> O	0,4	0,5	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,9	1,0	0,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,02	0,01	0,00	0,04	0,03	0,03	0,02	0,05	0,03	0,02
Total	95,7	96,3	96,8	96,3	96,8	95,6	96,8	97,5	98,2	98,4	95,3
Cationes por unidad de formula con base en 13 cationes (13eCNK)											
<sup>T</sup> Si	6,15	6,22	6,09	6,24	5,92	6,10	6,12	6,16	6,32	6,38	6,16
<sup>T</sup> Al <sup>IV</sup>	1,85	1,78	1,91	1,76	2,08	1,90	1,88	1,84	1,68	1,62	1,84
<sup>C</sup> Al <sup>VI</sup>	0,22	0,27	0,36	0,26	0,39	0,19	0,20	0,16	0,15	0,18	0,16
<sup>C</sup> Ti	0,19	0,20	0,18	0,19	0,19	0,25	0,25	0,26	0,30	0,30	0,21
<sup>C</sup> Fe <sup>3+</sup>	1,06	0,84	1,04	0,85	1,09	0,83	0,89	0,92	0,69	0,62	1,14
<sup>C</sup> Mg	2,95	2,95	2,85	3,31	2,53	3,32	3,14	3,12	2,79	2,76	3,40
<sup>C</sup> Fe <sup>2+</sup>	0,56	0,71	0,55	0,38	0,77	0,40	0,50	0,51	1,04	1,11	0,07
<sup>C</sup> Mn	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01
<sup>B</sup> Ca	1,73	1,77	1,72	1,77	1,72	1,75	1,73	1,72	1,69	1,70	1,65
<sup>B</sup> Na	0,27	0,23	0,28	0,23	0,28	0,25	0,27	0,28	0,31	0,30	0,35
<sup>A</sup> Na	0,36	0,40	0,30	0,39	0,39	0,51	0,45	0,41	0,34	0,32	0,35
<sup>A</sup> K	0,08	0,09	0,13	0,11	0,09	0,10	0,10	0,08	0,18	0,18	0,10

<b>Volcán</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VN</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>
<b>Código</b>	<b>9C7b</b>	<b>9C11</b>	<b>9C11</b>	<b>9C1b-</b>	<b>9C1b-</b>	<b>9C2b</b>	<b>9C2c</b>	<b>9C3c-</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>
	<b>-anf</b>	<b>a-anf</b>	<b>banf</b>	<b>anf1</b>	<b>anf2</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>anf</b>	<b>nf01</b>	<b>nf02</b>	<b>nf03</b>
SiO <sub>2</sub>	42,3	42,1	41,5	44,5	42,6	42,7	42,9	42,9	42,0	45,1	42,3
TiO <sub>2</sub>	2,2	2,8	2,4	2,4	2,4	2,1	2,1	3,1	1,4	0,8	1,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,8	9,9	12,0	9,3	12,1	12,2	11,3	10,0	14,0	13,6	13,7
FeO	10,4	14,1	11,1	14,1	10,9	10,9	10,2	12,5	16,9	15,7	10,8
MnO	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0
MgO	15,2	12,9	14,6	13,3	14,8	14,8	15,4	13,8	10,0	10,8	14,4
CaO	11,4	11,1	11,4	11,1	11,2	10,8	11,2	11,3	10,0	10,5	11,4
Na <sub>2</sub> O	2,5	2,3	2,6	1,8	2,5	2,4	2,6	2,4	3,3	2,6	2,4
K <sub>2</sub> O	0,5	0,9	0,5	0,9	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,4	0,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,01	0,03	0,03	0,04	0,01	0,03	0,04	0,0	0,0	0,0
Total	96,3	96,3	96,3	97,6	97,0	96,6	96,4	96,8	98,1	99,5	97,1
Cationes por unidad de formula con base en 13 cationes (13eCNK)											
<sup>T</sup> Si	6,16	6,29	6,08	6,50	6,16	6,17	6,24	6,32	6,17	6,45	6,10
<sup>T</sup> Al <sup>IV</sup>	1,84	1,71	1,92	1,50	1,84	1,83	1,76	1,68	1,83	1,55	1,90
<sup>C</sup> Al <sup>VI</sup>	0,18	0,03	0,16	0,10	0,22	0,26	0,17	0,06	0,59	0,75	0,42
<sup>C</sup> Ti	0,24	0,31	0,26	0,26	0,26	0,23	0,23	0,34	0,15	0,09	0,19
<sup>C</sup> Fe <sup>3+</sup>	0,84	0,67	0,81	0,73	0,83	0,99	0,81	0,56	0,76	0,62	0,83
<sup>C</sup> Mg	3,31	2,87	3,20	2,89	3,18	3,19	3,34	3,03	2,18	2,29	3,09
<sup>C</sup> Fe <sup>2+</sup>	0,42	1,09	0,56	0,99	0,49	0,32	0,43	0,99	1,32	1,25	0,47
<sup>C</sup> Mn	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
<sup>B</sup> Ca	1,77	1,78	1,79	1,73	1,73	1,67	1,74	1,78	1,58	1,60	1,76
<sup>B</sup> Na	0,23	0,22	0,21	0,27	0,27	0,33	0,26	0,22	0,42	0,40	0,24
<sup>A</sup> Na	0,47	0,43	0,52	0,23	0,42	0,35	0,46	0,46	0,51	0,33	0,42
<sup>A</sup> K	0,10	0,17	0,10	0,17	0,09	0,10	0,10	0,11	0,09	0,08	0,09
<b>Volcán</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>
<b>Código</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>	<b>130An</b>	<b>130An</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>	<b>130An</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>
	<b>nf04</b>	<b>nf05</b>	<b>nf06</b>	<b>f07</b>	<b>f08</b>	<b>nf31</b>	<b>nf32</b>	<b>f33</b>	<b>nf35</b>	<b>nf36</b>	<b>nf37</b>
SiO <sub>2</sub>	41,8	41,2	41,9	43,6	42,9	43,5	41,6	42,9	44,3	42,1	40,6
TiO <sub>2</sub>	1,8	1,7	1,7	1,7	1,8	1,3	1,7	1,8	1,7	1,9	1,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,6	14,1	12,9	11,8	13,7	12,1	14,9	13,6	12,3	13,8	14,1
FeO	11,9	14,6	14,6	12,0	11,8	16,4	12,3	10,2	10,8	12,9	15,5
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	14,2	11,8	13,3	13,9	14,4	11,6	14,2	15,6	15,5	13,9	11,8
CaO	11,0	11,9	11,4	10,7	10,6	10,5	10,8	11,0	11,1	11,5	11,4
Na <sub>2</sub> O	2,4	2,5	2,2	3,2	2,2	3,3	2,3	2,4	2,1	2,0	2,2
K <sub>2</sub> O	0,5	0,6	0,4	0,7	0,6	0,8	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total	97,1	98,4	98,6	97,6	98,0	99,5	98,3	98,0	98,3	98,6	98,0
Cationes por unidad de formula con base en 13 cationes (13eCNK)											
<sup>T</sup> Si	6,02	6,03	6,02	6,33	6,08	6,30	5,89	6,05	6,23	6,00	5,91
<sup>T</sup> Al <sup>IV</sup>	1,98	1,97	1,98	1,67	1,92	1,70	2,11	1,95	1,77	2,00	2,09
<sup>C</sup> Al <sup>VI</sup>	0,33	0,45	0,21	0,35	0,38	0,37	0,37	0,31	0,28	0,32	0,33
<sup>C</sup> Ti	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,15	0,18	0,19	0,18	0,20	0,21
<sup>C</sup> Fe <sup>3+</sup>	1,11	0,60	1,18	0,59	1,23	0,72	1,40	1,17	1,13	1,13	1,07
<sup>C</sup> Mg	3,04	2,56	2,86	3,01	3,04	2,50	3,00	3,29	3,26	2,94	2,57
<sup>C</sup> Fe <sup>2+</sup>	0,33	1,19	0,57	0,87	0,17	1,27	0,05	0,03	0,15	0,41	0,82
<sup>C</sup> Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<sup>B</sup> Ca	1,70	1,86	1,76	1,66	1,61	1,63	1,63	1,66	1,67	1,75	1,78
<sup>B</sup> Na	0,30	0,14	0,24	0,34	0,39	0,37	0,37	0,34	0,33	0,25	0,22
<sup>A</sup> Na	0,37	0,57	0,39	0,56	0,22	0,54	0,26	0,33	0,24	0,30	0,40
<sup>A</sup> K	0,09	0,11	0,08	0,14	0,10	0,15	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10

<b>Volcán</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>
<b>Código</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>	<b>130-</b>	<b>130An</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>	<b>130An</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>
	<b>nf09</b>	<b>nf11</b>	<b>nf12</b>	<b>Anf-4</b>	<b>f15</b>	<b>nf16</b>	<b>nf17</b>	<b>f18</b>	<b>nf19</b>	<b>nf20</b>	<b>nf21</b>
SiO <sub>2</sub>	43,1	42,8	42,5	40,8	41,4	42,6	44,3	40,9	43,6	42,0	42,0
TiO <sub>2</sub>	1,0	1,2	1,7	1,9	1,2	1,8	1,1	1,2	1,0	1,0	1,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,5	15,2	14,2	14,6	11,5	12,2	12,7	13,6	11,9	12,8	12,9
FeO	16,1	14,3	10,9	13,4	18,7	11,8	15,7	15,9	16,0	16,5	16,1
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	11,9	11,7	15,0	13,2	12,0	15,0	11,8	11,6	12,5	11,7	11,5
CaO	11,2	10,3	11,2	11,6	10,8	11,4	10,7	10,9	10,9	10,7	10,8
Na <sub>2</sub> O	2,7	3,2	2,2	2,2	3,0	2,5	2,8	2,6	3,0	2,5	3,2
K <sub>2</sub> O	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5	0,4	0,5	0,4	0,6	0,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total	99,1	99,3	98,4	98,3	99,2	97,8	99,5	97,3	99,3	97,8	98,4
Cationes por unidad de formula con base en 13 cationes (13eCNK)											
<sup>T</sup> Si	6,24	6,11	6,01	5,87	6,02	6,11	6,35	6,02	6,27	6,12	6,14
<sup>T</sup> Al <sup>IV</sup>	1,76	1,89	1,99	2,13	1,98	1,89	1,65	1,98	1,73	1,88	1,86
<sup>C</sup> Al <sup>VI</sup>	0,37	0,67	0,38	0,35	0,00	0,17	0,49	0,36	0,29	0,32	0,38
<sup>C</sup> Ti	0,11	0,13	0,18	0,21	0,13	0,20	0,11	0,14	0,11	0,11	0,14
<sup>C</sup> Fe <sup>3+</sup>	0,83	0,81	1,16	1,07	1,36	1,03	0,77	1,06	0,95	1,16	0,80
<sup>C</sup> Mg	2,58	2,49	3,16	2,83	2,60	3,22	2,52	2,54	2,68	2,55	2,51
<sup>C</sup> Fe <sup>2+</sup>	1,12	0,90	0,12	0,54	0,90	0,38	1,11	0,90	0,97	0,86	1,17
<sup>C</sup> Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<sup>B</sup> Ca	1,74	1,57	1,70	1,79	1,68	1,75	1,65	1,72	1,68	1,68	1,69
<sup>B</sup> Na	0,26	0,43	0,30	0,21	0,30	0,25	0,35	0,28	0,32	0,32	0,31
<sup>A</sup> Na	0,50	0,45	0,31	0,41	0,54	0,44	0,43	0,47	0,52	0,39	0,60
<sup>A</sup> K	0,12	0,12	0,09	0,09	0,11	0,10	0,08	0,10	0,08	0,10	0,10
<b>Volcán</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>	<b>130An</b>	<b>130An</b>	<b>130A</b>	<b>130A</b>	<b>130An</b>	<b>130A</b>	<b>7C8a</b>	<b>7C8</b>
	<b>nf22</b>	<b>nf23</b>	<b>nf24</b>	<b>f25</b>	<b>f26</b>	<b>nf27</b>	<b>nf28</b>	<b>f38</b>	<b>nf40</b>	<b>-anf</b>	<b>banf</b>
SiO <sub>2</sub>	44,1	42,6	43,0	42,0	43,0	41,6	41,0	41,0	41,0	44,2	43,3
TiO <sub>2</sub>	1,0	1,4	1,1	1,1	1,6	1,8	1,9	1,9	1,9	1,2	0,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,2	12,6	13,6	12,1	12,6	14,3	14,5	13,5	13,9	10,0	11,6
FeO	15,4	15,8	16,2	17,9	10,2	12,2	14,4	15,4	13,2	13,5	15,2
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,4
MgO	11,9	11,4	11,2	11,9	16,1	14,1	12,8	11,9	13,4	13,6	11,9
CaO	10,6	10,8	10,8	10,2	10,9	11,4	11,5	11,7	11,4	10,4	10,4
Na <sub>2</sub> O	2,9	3,3	2,7	2,7	2,7	2,3	2,4	2,5	2,9	2,1	2,8
K <sub>2</sub> O	0,5	0,5	0,5	0,9	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,3	0,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total	98,6	98,3	99,1	98,8	97,5	98,2	98,9	98,4	98,3	99,5	97,1
Cationes por unidad de formula con base en 13 cationes (13eCNK)											
<sup>T</sup> Si	6,38	6,25	6,21	6,08	6,11	5,94	5,88	5,99	5,94	6,47	6,36
<sup>T</sup> Al <sup>IV</sup>	1,62	1,75	1,79	1,92	1,89	2,06	2,12	2,01	2,06	1,53	1,64
<sup>C</sup> Al <sup>VI</sup>	0,46	0,43	0,52	0,15	0,21	0,35	0,33	0,31	0,31	0,20	0,37
<sup>C</sup> Ti	0,11	0,15	0,12	0,12	0,17	0,19	0,21	0,21	0,21	0,13	0,10
<sup>C</sup> Fe <sup>3+</sup>	0,73	0,57	0,85	1,48	1,18	1,12	1,09	0,81	0,88	1,14	0,92
<sup>C</sup> Mg	2,56	2,49	2,41	2,57	3,40	3,00	2,74	2,59	2,88	2,97	2,61
<sup>C</sup> Fe <sup>2+</sup>	1,14	1,36	1,11	0,69	0,03	0,34	0,64	1,07	0,72	0,51	0,95
<sup>C</sup> Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05
<sup>B</sup> Ca	1,65	1,70	1,67	1,58	1,67	1,74	1,76	1,83	1,77	1,64	1,63
<sup>B</sup> Na	0,35	0,30	0,33	0,42	0,33	0,26	0,24	0,17	0,23	0,36	0,37
<sup>A</sup> Na	0,47	0,65	0,42	0,33	0,40	0,37	0,44	0,54	0,59	0,23	0,43
<sup>A</sup> K	0,08	0,10	0,10	0,16	0,08	0,09	0,09	0,10	0,10	0,05	0,07

<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>7C8e</b>	<b>7C8d</b>	<b>7C9</b>	<b>7C10a</b>	<b>7C10b</b>	<b>7C10</b>	<b>7C10</b>	<b>132An</b>	<b>132A</b>	<b>132A</b>	<b>132A</b>
	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>danf</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>c-anf</b>	<b>d-anf</b>	<b>f01</b>	<b>nf02</b>	<b>nf03</b>	<b>nf04</b>
SiO <sub>2</sub>	42,6	43,6	42,8	42,6	44,7	44,3	45,8	43,6	46,3	45,2	43,2
TiO <sub>2</sub>	1,3	1,3	1,0	1,5	0,7	1,0	0,8	1,0	0,9	0,9	1,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,4	10,7	11,3	12,3	9,6	11,0	9,9	10,9	9,7	11,7	12,8
FeO	16,6	13,0	15,5	15,2	14,5	14,7	14,2	15,9	15,4	15,1	11,8
MnO	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	11,6	14,0	12,3	11,7	13,4	12,4	13,0	13,0	14,9	12,3	14,7
CaO	10,2	10,2	10,9	10,6	10,4	10,7	10,4	10,6	11,0	9,9	11,4
Na <sub>2</sub> O	3,0	2,6	2,2	2,1	2,8	3,0	2,8	3,2	1,7	3,6	2,8
K <sub>2</sub> O	0,5	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,6	0,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,05	0,00	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,6	96,2	96,8	96,9	96,7	97,7	97,7	98,5	100,2	99,3	98,7
Cationes por unidad de formula con base en 13 cationes (13eCNK)											
<sup>T</sup> Si	6,26	6,35	6,28	6,25	6,53	6,47	6,64	6,30	6,43	6,48	6,16
<sup>T</sup> Al <sup>IV</sup>	1,74	1,65	1,72	1,75	1,47	1,53	1,36	1,70	1,57	1,52	1,84
<sup>C</sup> Al <sup>VI</sup>	0,24	0,19	0,24	0,37	0,18	0,35	0,33	0,16	0,02	0,46	0,31
<sup>C</sup> Ti	0,14	0,14	0,11	0,16	0,08	0,11	0,09	0,11	0,09	0,10	0,16
<sup>C</sup> Fe <sup>3+</sup>	1,05	1,17	1,13	1,01	1,03	0,68	0,75	1,10	1,59	0,72	0,85
<sup>C</sup> Mg	2,54	3,05	2,70	2,56	2,91	2,70	2,81	2,80	3,09	2,62	3,12
<sup>C</sup> Fe <sup>2+</sup>	0,98	0,42	0,77	0,85	0,74	1,11	0,97	0,83	0,20	1,09	0,56
<sup>C</sup> Mn	0,04	0,03	0,05	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<sup>B</sup> Ca	1,60	1,60	1,71	1,67	1,62	1,67	1,62	1,64	1,64	1,52	1,75
<sup>B</sup> Na	0,40	0,40	0,29	0,33	0,38	0,33	0,38	0,36	0,36	0,48	0,25
<sup>A</sup> Na	0,45	0,32	0,34	0,27	0,41	0,52	0,42	0,53	0,09	0,51	0,53
<sup>A</sup> K	0,10	0,06	0,07	0,08	0,05	0,08	0,05	0,06	0,04	0,11	0,08
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>132A</b>	<b>132A</b>	<b>132A</b>	<b>132An</b>	<b>132An</b>	<b>132A</b>	<b>132A</b>	<b>132An</b>	<b>7C2b</b>	<b>7C6b</b>	<b>C8c-</b>
	<b>nf06</b>	<b>nf08</b>	<b>nf10</b>	<b>f19</b>	<b>f20</b>	<b>nf23</b>	<b>nf25</b>	<b>f26</b>	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>anf</b>
SiO <sub>2</sub>	42,5	41,4	42,8	43,1	43,9	43,1	42,8	43,8	46,8	44,8	42,0
TiO <sub>2</sub>	1,8	1,7	1,4	1,3	1,0	0,8	0,9	1,1	0,8	0,8	1,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,8	13,3	12,9	12,0	11,6	11,8	11,5	10,9	8,1	9,9	11,3
FeO	11,8	15,7	11,2	14,1	15,5	14,5	15,5	14,6	12,2	15,1	16,4
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,4	0,4
MgO	14,8	12,1	15,4	12,7	13,1	13,2	12,3	13,5	14,8	13,0	12,1
CaO	11,7	11,4	11,0	11,0	11,0	11,7	12,0	10,7	11,2	10,5	10,7
Na <sub>2</sub> O	2,6	2,8	2,4	3,5	2,6	2,7	2,2	3,0	2,2	2,1	2,2
K <sub>2</sub> O	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04
Total	98,3	98,7	97,4	97,9	99,2	98,3	97,8	98,0	96,7	96,9	96,5
Cationes por unidad de formula con base en 13 cationes (13eCNK)											
<sup>T</sup> Si	6,08	6,01	6,10	6,30	6,29	6,27	6,29	6,35	6,81	6,52	6,19
<sup>T</sup> Al <sup>IV</sup>	1,92	1,99	1,90	1,70	1,71	1,73	1,71	1,65	1,19	1,48	1,81
<sup>C</sup> Al <sup>VI</sup>	0,24	0,28	0,25	0,36	0,24	0,28	0,29	0,20	0,20	0,21	0,16
<sup>C</sup> Ti	0,19	0,18	0,15	0,14	0,11	0,09	0,10	0,12	0,09	0,09	0,12
<sup>C</sup> Fe <sup>3+</sup>	0,95	0,95	1,28	0,57	1,07	0,77	0,70	0,98	0,62	1,15	1,32
<sup>C</sup> Mg	3,16	2,63	3,26	2,77	2,80	2,86	2,70	2,91	3,20	2,81	2,66
<sup>C</sup> Fe <sup>2+</sup>	0,46	0,95	0,06	1,16	0,78	0,99	1,20	0,79	0,87	0,69	0,70
<sup>C</sup> Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04
<sup>B</sup> Ca	1,79	1,77	1,68	1,72	1,68	1,83	1,89	1,66	1,75	1,64	1,69
<sup>B</sup> Na	0,21	0,23	0,32	0,28	0,32	0,17	0,11	0,34	0,25	0,36	0,31
<sup>A</sup> Na	0,50	0,55	0,34	0,70	0,40	0,59	0,53	0,51	0,37	0,23	0,31
<sup>A</sup> K	0,06	0,08	0,06	0,07	0,10	0,08	0,08	0,06	0,06	0,05	0,06

<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>7C9b</b>	<b>7C9c</b>	<b>7C10</b>	<b>7C10g</b>	<b>132An</b>	<b>132A</b>	<b>132A</b>	<b>132An</b>	<b>132A</b>	<b>132A</b>	<b>132A</b>
	<b>-anf</b>	<b>-anf</b>	<b>hanf</b>	<b>-anf</b>	<b>f13</b>	<b>nf14</b>	<b>nf15</b>	<b>f16</b>	<b>nf21</b>	<b>nf28</b>	<b>nf29</b>
SiO <sub>2</sub>	42,4	41,7	42,9	45,8	43,0	43,1	44,3	43,8	44,6	43,8	43,7
TiO <sub>2</sub>	1,6	1,5	1,6	1,3	0,9	1,0	1,4	1,5	1,0	1,6	1,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,8	12,2	11,6	9,8	12,3	12,1	12,2	11,6	11,0	11,4	11,7
FeO	10,7	12,5	10,6	10,1	15,2	15,0	9,8	10,8	14,2	10,7	10,1
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	15,6	13,9	15,2	16,7	12,4	12,6	16,2	16,1	13,3	16,3	16,2
CaO	11,2	11,0	11,0	10,7	10,9	11,1	11,0	10,7	10,6	10,9	11,0
Na <sub>2</sub> O	2,4	2,4	2,4	2,2	2,9	2,9	2,7	2,7	3,6	2,7	3,1
K <sub>2</sub> O	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,3	0,4	0,3	0,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	96,1	95,8	96,0	97,1	98,2	98,5	98,0	97,6	98,6	97,9	97,4
Cationes por unidad de formula con base en 13 cationes (13eCNK)											
<sup>T</sup> Si	6,14	6,13	6,23	6,48	6,25	6,26	6,27	6,21	6,44	6,20	6,23
<sup>T</sup> Al <sup>IV</sup>	1,86	1,87	1,77	1,52	1,75	1,74	1,73	1,79	1,56	1,80	1,77
<sup>C</sup> Al <sup>VI</sup>	0,15	0,24	0,23	0,12	0,37	0,33	0,29	0,15	0,32	0,11	0,20
<sup>C</sup> Ti	0,17	0,17	0,18	0,14	0,10	0,11	0,14	0,16	0,11	0,17	0,16
<sup>C</sup> Fe <sup>3+</sup>	1,13	1,05	0,98	1,17	0,87	0,82	0,98	1,26	0,67	1,22	1,00
<sup>C</sup> Mg	3,36	3,04	3,29	3,53	2,69	2,74	3,41	3,41	2,87	3,45	3,44
<sup>C</sup> Fe <sup>2+</sup>	0,17	0,48	0,31	0,02	0,98	1,00	0,17	0,02	1,04	0,05	0,21
<sup>C</sup> Mn	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<sup>B</sup> Ca	1,74	1,74	1,72	1,62	1,70	1,72	1,67	1,63	1,64	1,66	1,68
<sup>B</sup> Na	0,26	0,26	0,28	0,38	0,30	0,28	0,33	0,37	0,36	0,34	0,32
<sup>A</sup> Na	0,41	0,41	0,39	0,23	0,53	0,55	0,41	0,37	0,65	0,41	0,53
<sup>A</sup> K	0,08	0,07	0,07	0,07	0,09	0,10	0,10	0,06	0,07	0,06	0,05

**Anexo 3.** Datos químicos y cationes por unidad de formula (c.p.u.f) de cristales de óxidos de Fe-Ti en los volcanes Morrón y Guadalupe.

<b>Volcán</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>130ox-60</b>	<b>130ox-28</b>	<b>130ox-30</b>	<b>130ox-44</b>	<b>130ox-29</b>	<b>130ox-04</b>	<b>132ox-61</b>	<b>132ox-40</b>	<b>132ox76</b>
SiO <sub>2</sub>	0,06	0,00	0,65	0,05	0,06	0,08	0,10	0,09	0,08
TiO <sub>2</sub>	47,47	41,71	46,34	44,25	43,91	42,57	49,20	46,76	45,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	0,16	0,31	0,18	0,04	0,12	0,08	0,08	0,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,09	0,07	0,02
FeO(T)	42,86	54,50	43,87	49,85	48,88	50,94	44,38	45,81	44,60
MnO	0,11	0,97	1,40	1,01	1,10	1,13	1,16	1,31	0,97
MgO	3,95	1,47	2,89	3,60	2,29	1,80	3,91	4,66	5,45
Total	95,32	98,83	95,40	95,13	96,32	96,62	98,91	98,77	97,06
Cationes por unidad de formula con base en 3 oxígenos									
Si	0,002	0,000	0,017	0,001	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002
Ti	0,933	0,843	0,920	0,869	0,889	0,868	0,938	0,901	0,894
Al	0,025	0,005	0,010	0,006	0,001	0,004	0,002	0,002	0,004
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,936	1,224	0,968	1,088	1,100	1,155	0,940	0,981	0,968
Mn	0,002	0,022	0,031	0,022	0,025	0,026	0,025	0,028	0,021
Mg	0,154	0,059	0,114	0,140	0,092	0,073	0,148	0,178	0,211
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>132ox-70</b>	<b>132ox-73</b>	<b>132ox-10</b>	<b>132ox-82</b>	<b>132ox-12</b>	<b>132ox-34</b>	<b>132ox-26</b>	<b>132ox-67</b>	<b>132ox42</b>
SiO <sub>2</sub>	0,06	0,36	0,08	0,03	0,64	0,15	0,11	0,14	0,04
TiO <sub>2</sub>	43,89	43,48	41,46	40,62	37,12	35,93	34,65	34,35	32,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,14	0,09	0,10	0,30	0,32	0,15	0,24	0,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,02	0,03	0,06	0,04	-0,01	0,05	0,14	0,09
FeO(T)	49,69	48,69	50,95	52,85	55,61	54,51	56,86	60,51	58,73
MnO	1,22	0,94	0,88	0,93	0,87	0,96	0,68	0,35	0,60
MgO	3,88	3,41	3,49	3,63	3,06	3,28	3,44	1,00	2,53
Total	98,90	97,04	96,98	98,23	97,64	95,13	95,94	96,73	94,55
Cationes por unidad de formula con base en 3 oxígenos									
Si	0,002	0,010	0,002	0,001	0,018	0,004	0,004	0,005	0,002
Ti	0,863	0,868	0,841	0,820	0,765	0,764	0,984	0,985	0,951
Al	0,004	0,004	0,003	0,003	0,010	0,011	0,007	0,011	0,006
Cr	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,004	0,003
Fe <sup>2+</sup>	1,086	1,081	1,149	1,186	1,274	1,288	1,795	1,929	1,914
Mn	0,027	0,021	0,020	0,021	0,020	0,023	0,022	0,011	0,020
Mg	0,151	0,135	0,140	0,145	0,125	0,138	0,194	0,057	0,147
<b>Volcán</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>
<b>Código</b>	<b>130ox-27</b>	<b>130ox-45</b>	<b>130ox-03</b>	<b>130ox-09</b>	<b>130ox-25</b>	<b>130ox-13</b>	<b>130ox-05</b>	<b>130ox-23</b>	<b>130ox-10</b>
SiO <sub>2</sub>	0,01	0,13	0,06	0,06	0,09	0,09	0,05	0,09	0,03
TiO <sub>2</sub>	31,23	7,14	6,97	6,85	6,85	6,60	6,42	6,05	6,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	2,70	1,48	2,46	2,16	3,08	2,19	2,39	2,52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,09	0,15	0,12	0,19	0,30	0,07	0,11	0,16
FeO(T)	64,67	84,46	83,95	83,62	81,66	84,11	83,82	84,23	83,80
MnO	0,84	0,67	0,28	0,55	0,62	0,61	0,58	0,64	0,57
MgO	1,17	1,16	0,72	1,26	1,25	1,49	1,30	1,22	1,24
Total	98,60	96,36	93,60	94,92	92,82	96,29	94,43	94,72	94,36
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos									
Si	0,000	0,006	0,003	0,003	0,004	0,004	0,002	0,004	0,001
Ti	0,673	0,242	0,247	0,236	0,242	0,223	0,224	0,211	0,211
Al	0,021	0,143	0,082	0,133	0,120	0,163	0,120	0,130	0,138

Cr	0,001	0,003	0,006	0,004	0,007	0,011	0,003	0,004	0,006
Fe <sup>2+</sup>	1,549	3,181	3,308	3,208	3,206	3,162	3,251	3,260	3,252
Mn	0,020	0,025	0,011	0,021	0,025	0,023	0,023	0,025	0,022
Mg	0,050	0,078	0,050	0,086	0,087	0,100	0,090	0,084	0,086
<b>Volcán</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>
<b>Código</b>	<b>130ox-37</b>	<b>130ox-39</b>	<b>130ox-49</b>	<b>130ox-12</b>	<b>130ox-36</b>	<b>130ox-31</b>	<b>130ox-50</b>	<b>130ox-08</b>	<b>130ox-07</b>
SiO <sub>2</sub>	0,07	0,06	0,12	1,49	0,03	0,05	0,04	0,89	0,09
TiO <sub>2</sub>	5,76	5,73	5,55	5,41	5,40	5,36	5,35	5,30	5,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,48	3,37	3,19	7,93	2,86	3,41	3,36	2,75	2,43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,11	0,06	0,04	0,08	0,07	0,05	0,15	0,18
FeO(T)	84,06	84,37	85,20	74,42	86,50	83,61	85,66	84,31	86,36
MnO	0,53	0,45	0,48	0,68	0,52	0,58	0,58	0,59	0,57
MgO	1,18	1,13	1,16	8,42	1,22	1,28	1,11	1,11	1,21
Total	95,12	95,21	95,74	98,40	96,62	94,36	96,14	95,08	96,11
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos									
Si	0,003	0,003	0,005	0,059	0,002	0,002	0,002	0,040	0,004
Ti	0,198	0,197	0,190	0,162	0,185	0,186	0,183	0,182	0,183
Al	0,188	0,182	0,171	0,372	0,153	0,186	0,180	0,148	0,131
Cr	0,002	0,004	0,002	0,001	0,003	0,002	0,002	0,005	0,007
Fe <sup>2+</sup>	3,213	3,228	3,251	2,476	3,290	3,230	3,260	3,226	3,315
Mn	0,020	0,017	0,018	0,023	0,020	0,022	0,022	0,023	0,022
Mg	0,080	0,077	0,079	0,499	0,083	0,088	0,075	0,076	0,083
<b>Volcán</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>
<b>Código</b>	<b>130ox-02</b>	<b>130ox-51</b>	<b>130ox-34</b>	<b>130ox-55</b>	<b>130ox-35</b>	<b>130ox-24</b>	<b>130ox-11</b>	<b>130ox-41</b>	<b>130ox-42</b>
SiO <sub>2</sub>	0,13	0,07	0,11	0,04	0,09	0,02	0,15	0,09	0,09
TiO <sub>2</sub>	5,26	5,23	5,21	5,11	5,10	5,05	5,04	5,02	4,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,64	3,39	3,49	3,47	2,77	2,44	6,56	3,43	3,79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,11	0,05	0,09	0,08	0,10	0,03	0,12	0,08
FeO(T)	85,18	85,53	83,23	85,24	82,92	83,71	75,42	84,58	85,04
MnO	0,67	0,63	0,56	0,51	0,59	0,80	0,51	0,50	0,57
MgO	0,92	1,23	1,18	1,14	1,23	1,15	6,74	1,15	1,17
Total	93,89	96,17	93,83	95,59	92,77	93,24	94,45	94,88	95,70
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos									
Si	0,006	0,003	0,005	0,002	0,004	0,001	0,007	0,004	0,004
Ti	0,188	0,179	0,182	0,176	0,182	0,180	0,163	0,174	0,171
Al	0,091	0,181	0,191	0,187	0,154	0,136	0,332	0,186	0,203
Cr	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,004	0,001	0,004	0,003
Fe <sup>2+</sup>	3,378	3,251	3,233	3,262	3,282	3,316	2,711	3,260	3,241
Mn	0,027	0,024	0,022	0,020	0,024	0,032	0,018	0,020	0,022
Mg	0,065	0,083	0,082	0,078	0,087	0,081	0,432	0,079	0,079
<b>Volcán</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>
<b>Código</b>	<b>130ox-33</b>	<b>130ox-58</b>	<b>130ox-26</b>	<b>130ox-40</b>	<b>130ox-17</b>	<b>130ox-18</b>	<b>130ox-38</b>	<b>130ox-22</b>	<b>130ox-53</b>
SiO <sub>2</sub>	0,15	0,07	0,06	0,06	0,10	0,04	0,18	0,28	0,09
TiO <sub>2</sub>	4,94	4,93	4,90	4,70	4,51	4,49	4,33	4,24	4,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,19	3,04	2,31	3,40	1,31	1,28	3,62	0,99	2,79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,10	0,12	0,07	0,12	0,14	0,07	0,02	0,09
FeO(T)	83,36	84,43	86,02	84,55	86,72	88,10	84,88	84,26	88,15
MnO	0,58	0,59	0,47	0,43	0,75	0,51	0,47	0,40	0,56
MgO	1,16	1,23	1,16	1,10	1,08	1,09	1,16	1,08	1,04
Total	93,47	94,39	95,04	94,31	94,58	95,65	94,70	91,26	96,87
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos									
Si	0,007	0,003	0,003	0,003	0,005	0,002	0,008	0,014	0,004
Ti	0,174	0,172	0,172	0,164	0,161	0,159	0,151	0,157	0,144

Al	0,176	0,167	0,127	0,186	0,073	0,071	0,197	0,058	0,151
Cr	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	0,005	0,003	0,001	0,003
Fe <sup>2+</sup>	3,265	3,285	3,354	3,289	3,446	3,468	3,284	3,474	3,381
Mn	0,023	0,023	0,019	0,017	0,030	0,020	0,018	0,017	0,022
Mg	0,081	0,085	0,081	0,076	0,076	0,076	0,080	0,079	0,071
<b>Volcán</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>	<b>VM</b>
<b>Código</b>	<b>130ox-56</b>	<b>130ox-52</b>	<b>130ox-54</b>	<b>130ox-32</b>	<b>130ox-47</b>	<b>130ox-21</b>	<b>130ox-43</b>	<b>130ox-20</b>	<b>130ox-15</b>
SiO <sub>2</sub>	0,15	0,12	0,07	0,12	0,34	0,12	0,07	5,95	0,05
TiO <sub>2</sub>	4,14	4,12	4,03	3,97	3,45	3,00	2,50	2,49	2,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,45	3,42	2,93	3,59	1,51	1,03	1,80	2,03	1,17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,07	0,04	0,09	0,09	0,03	0,12	0,05	0,12
FeO(T)	83,88	84,70	86,05	83,42	84,64	86,66	90,02	82,60	88,02
MnO	0,56	0,57	0,52	0,54	0,48	0,50	0,17	0,37	0,44
MgO	1,12	1,09	1,06	1,17	0,93	1,02	0,75	0,94	0,88
Total	93,38	94,09	94,70	92,89	91,44	92,34	95,42	94,43	92,91
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos									
Si	0,007	0,006	0,003	0,006	0,017	0,006	0,003	0,264	0,003
Ti	0,147	0,145	0,142	0,141	0,128	0,111	0,090	0,083	0,083
Al	0,191	0,189	0,162	0,200	0,088	0,060	0,101	0,106	0,068
Cr	0,003	0,003	0,002	0,003	0,004	0,001	0,004	0,002	0,005
Fe <sup>2+</sup>	3,301	3,314	3,371	3,298	3,486	3,579	3,595	3,067	3,637
Mn	0,022	0,023	0,021	0,021	0,020	0,021	0,007	0,014	0,018
Mg	0,079	0,076	0,074	0,083	0,068	0,075	0,053	0,062	0,065
<b>Volcán</b>	<b>VM</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>130ox-19</b>	<b>132ox-68</b>	<b>132ox-71</b>	<b>132ox-36</b>	<b>132ox-64</b>	<b>132ox-58</b>	<b>132ox-14</b>	<b>132ox-47</b>	<b>132ox-60</b>
SiO <sub>2</sub>	0,16	0,04	0,15	0,11	0,06	0,25	0,08	0,10	0,11
TiO <sub>2</sub>	2,06	29,13	28,83	28,47	27,09	26,91	25,15	25,12	22,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,91	0,16	0,18	0,37	0,31	0,45	0,44	0,33	0,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,28	0,08	0,05	0,13	0,01	0,12	0,05	0,10
FeO(T)	84,71	65,95	62,62	63,73	63,75	61,76	67,00	63,08	67,43
MnO	0,42	0,32	0,24	1,15	1,16	0,82	0,53	1,21	0,76
MgO	0,88	0,82	1,72	3,39	3,27	3,00	2,06	3,89	2,28
Total	89,16	96,70	93,81	97,26	95,75	93,18	95,37	93,78	94,01
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos									
Si	0,008	0,002	0,006	0,004	0,002	0,010	0,003	0,004	0,005
Ti	0,080	0,866	0,874	0,831	0,809	0,821	0,769	0,770	0,716
Al	0,055	0,007	0,009	0,017	0,015	0,022	0,021	0,016	0,025
Cr	0,001	0,009	0,003	0,002	0,004	0,000	0,004	0,002	0,003
Fe <sup>2+</sup>	3,653	2,181	2,111	2,068	2,117	2,095	2,276	2,148	2,349
Mn	0,019	0,011	0,008	0,038	0,039	0,028	0,018	0,042	0,027
Mg	0,068	0,048	0,103	0,196	0,194	0,181	0,125	0,236	0,142
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>132ox-79</b>	<b>132ox-78</b>	<b>132ox-46</b>	<b>132ox-75</b>	<b>132ox-53</b>	<b>132ox-74</b>	<b>132ox57</b>	<b>132ox-55</b>	<b>132ox-20</b>
SiO <sub>2</sub>	0,09	0,11	0,07	0,08	0,02	0,15	0,08	0,09	0,14
TiO <sub>2</sub>	21,81	15,02	11,91	11,24	6,44	6,09	5,83	5,41	5,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,63	2,27	0,81	0,97	1,01	0,77	0,80	0,63
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,27	0,27	0,08	0,08	0,09	0,04	0,04	0,06
FeO(T)	71,10	81,20	73,94	79,83	85,46	85,44	86,68	87,86	86,06
MnO	0,76	0,56	0,71	0,27	0,27	0,31	0,51	0,28	0,32
MgO	1,96	2,07	4,47	1,30	1,35	1,23	1,31	1,22	1,29
Total	96,23	99,84	93,63	93,61	94,58	94,32	95,22	95,69	93,90
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos									



Si	0,004	0,005	0,003	0,004	0,001	0,007	0,004	0,004	0,007
Ti	0,677	0,472	0,392	0,386	0,227	0,216	0,206	0,191	0,194
Al	0,022	0,031	0,117	0,044	0,054	0,056	0,043	0,044	0,035
Cr	0,002	0,009	0,009	0,003	0,003	0,003	0,001	0,001	0,002
Fe <sup>2+</sup>	2,455	2,838	2,703	3,051	3,353	3,366	3,403	3,445	3,438
Mn	0,027	0,020	0,026	0,010	0,011	0,012	0,020	0,011	0,013
Mg	0,121	0,129	0,291	0,089	0,094	0,086	0,092	0,085	0,092
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>132ox-54</b>	<b>132ox-17</b>	<b>132ox-18</b>	<b>132ox-44</b>	<b>132ox-77</b>	<b>132ox-49</b>	<b>132ox-21</b>	<b>132ox-69</b>	<b>132ox-65</b>
SiO <sub>2</sub>	0,10	0,07	0,08	0,18	0,01	0,10	0,06	-0,01	0,05
TiO <sub>2</sub>	5,23	3,86	3,76	3,66	3,60	3,55	3,41	3,29	3,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	0,85	0,74	0,78	0,86	0,89	0,73	0,83	0,89
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,05	0,05	0,11	0,18	0,05	0,13	0,09	0,04
FeO(T)	85,79	86,99	88,44	86,78	89,61	88,56	88,38	88,76	88,62
MnO	0,31	0,40	0,30	0,43	0,32	0,37	0,35	0,24	0,33
MgO	1,36	1,31	0,99	1,30	1,19	1,14	1,13	1,06	1,12
Total	93,84	93,52	94,36	93,22	95,78	94,67	94,17	94,26	94,16
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos									
Si	0,005	0,003	0,004	0,009	0,000	0,005	0,003	0,000	0,002
Ti	0,187	0,141	0,137	0,134	0,129	0,128	0,124	0,120	0,114
Al	0,057	0,049	0,042	0,045	0,048	0,050	0,042	0,047	0,051
Cr	0,002	0,002	0,002	0,004	0,007	0,002	0,005	0,003	0,002
Fe <sup>2+</sup>	3,419	3,525	3,570	3,529	3,562	3,559	3,580	3,598	3,594
Mn	0,013	0,016	0,012	0,018	0,013	0,015	0,014	0,010	0,014
Mg	0,097	0,095	0,071	0,094	0,084	0,082	0,082	0,077	0,081
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>132ox-06</b>	<b>132ox-19</b>	<b>132ox-62</b>	<b>132ox-05</b>	<b>132ox-81</b>	<b>132ox-27</b>	<b>132ox-33</b>	<b>132ox-37</b>	<b>132ox-07</b>
SiO <sub>2</sub>	0,05	0,06	0,08	0,07	0,06	0,05	0,11	0,04	0,08
TiO <sub>2</sub>	3,06	2,97	2,96	2,96	2,92	2,82	2,75	2,72	2,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	0,83	0,83	0,80	0,72	0,85	0,69	0,85	0,76
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,04	0,19	0,07	0,08	0,10	0,06	0,27	0,07
FeO(T)	87,37	87,76	90,16	89,12	89,50	88,02	88,34	88,63	88,82
MnO	0,32	0,50	0,37	0,44	0,19	0,37	0,25	0,29	0,33
MgO	1,17	1,29	1,14	1,18	0,86	1,24	1,01	1,02	1,10
Total	92,70	93,44	95,74	94,65	94,33	93,44	93,21	93,83	93,85
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos									
Si	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002	0,005	0,002	0,004
Ti	0,114	0,109	0,106	0,108	0,107	0,104	0,102	0,100	0,100
Al	0,039	0,048	0,047	0,046	0,041	0,049	0,040	0,049	0,044
Cr	0,003	0,002	0,007	0,003	0,003	0,004	0,002	0,010	0,003
Fe <sup>2+</sup>	3,606	3,587	3,603	3,603	3,643	3,602	3,637	3,621	3,629
Mn	0,013	0,021	0,015	0,018	0,008	0,015	0,010	0,012	0,014
Mg	0,086	0,094	0,081	0,085	0,062	0,090	0,074	0,074	0,080
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>132ox-63</b>	<b>132ox-25</b>	<b>132ox-35</b>	<b>132ox-31</b>	<b>132ox-01</b>	<b>132ox-22</b>	<b>132ox-48</b>	<b>132ox-28</b>	<b>132ox-51</b>
SiO <sub>2</sub>	0,08	0,05	0,02	0,12	0,05	0,10	0,07	0,09	-0,01
TiO <sub>2</sub>	2,65	2,64	2,57	2,56	2,55	2,53	2,49	2,41	2,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	0,74	0,82	0,74	0,82	0,80	0,69	0,78	0,91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,10	0,04	0,07	0,06	0,15	0,04	0,10	0,17
FeO(T)	89,55	87,96	88,44	87,39	88,61	88,45	91,07	88,53	86,97
MnO	0,30	0,31	0,27	0,37	0,31	0,41	0,32	0,37	0,45
MgO	1,04	1,23	1,16	1,07	1,13	1,02	0,82	1,23	1,14
Total	94,59	93,03	93,32	92,31	93,53	93,47	95,50	93,51	92,04

Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos									
Si	0,004	0,002	0,001	0,006	0,002	0,005	0,003	0,004	0,000
Ti	0,097	0,098	0,095	0,096	0,094	0,093	0,090	0,089	0,090
Al	0,049	0,043	0,048	0,043	0,047	0,046	0,039	0,045	0,053
Cr	0,004	0,004	0,002	0,003	0,002	0,006	0,002	0,004	0,007
Fe <sup>2+</sup>	3,631	3,626	3,638	3,633	3,637	3,633	3,679	3,634	3,626
Mn	0,012	0,013	0,011	0,016	0,013	0,017	0,013	0,015	0,019
Mg	0,075	0,090	0,085	0,079	0,083	0,075	0,059	0,090	0,085
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>132ox-29</b>	<b>132ox-08</b>	<b>132ox-43</b>	<b>132ox-09</b>	<b>132ox-72</b>	<b>132ox-11</b>	<b>132ox-52</b>	<b>132ox-39</b>	<b>132ox-45</b>
SiO <sub>2</sub>	0,06	0,11	0,04	0,14	0,11	0,17	0,07	0,07	0,07
TiO <sub>2</sub>	2,38	2,36	2,36	2,33	2,25	2,23	2,20	2,20	2,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	0,68	0,85	0,90	0,84	0,75	0,77	0,71	3,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,09	0,11	0,04	0,09	0,07	0,17	0,16	0,23
FeO(T)	89,71	88,61	86,45	88,73	88,88	88,84	89,11	89,13	85,14
MnO	0,37	0,39	0,43	0,37	0,38	0,35	0,23	0,28	0,55
MgO	1,08	1,04	1,25	1,08	1,04	1,02	0,96	0,87	3,36
Total	94,41	93,27	91,48	93,59	93,60	93,43	93,51	93,41	94,51
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos									
Si	0,003	0,005	0,002	0,007	0,005	0,008	0,003	0,003	0,003
Ti	0,087	0,088	0,089	0,086	0,083	0,083	0,082	0,082	0,076
Al	0,044	0,040	0,050	0,052	0,049	0,044	0,045	0,041	0,166
Cr	0,002	0,004	0,004	0,002	0,003	0,003	0,007	0,006	0,008
Fe <sup>2+</sup>	3,657	3,657	3,624	3,640	3,653	3,659	3,673	3,682	3,325
Mn	0,015	0,016	0,018	0,015	0,016	0,015	0,010	0,012	0,022
Mg	0,078	0,077	0,093	0,079	0,076	0,075	0,071	0,064	0,234
<b>Volcán</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>	<b>VG</b>
<b>Código</b>	<b>132ox-02</b>	<b>132ox-41</b>	<b>132ox-13</b>	<b>132ox-03</b>	<b>132ox-24</b>	<b>132ox-04</b>	<b>132ox-59</b>	<b>132ox-30</b>	<b>132ox-23</b>
SiO <sub>2</sub>	0,15	0,12	0,08	0,14	0,07	0,11	0,20	0,03	0,07
TiO <sub>2</sub>	2,08	2,08	2,07	2,02	2,00	1,96	1,75	1,72	1,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	0,79	0,77	0,81	0,63	0,74	0,90	0,81	0,63
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,11	0,12	0,05	0,07	0,08	0,01	0,07	0,08
FeO(T)	89,14	89,38	89,09	87,28	89,49	89,28	88,40	89,00	89,51
MnO	0,19	0,31	0,32	0,35	0,23	0,31	0,25	0,30	0,28
MgO	0,98	0,95	1,13	1,14	1,12	1,06	0,97	1,08	1,05
Total	93,46	93,73	93,58	91,78	93,61	93,55	92,48	93,02	93,17
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos									
Si	0,007	0,006	0,004	0,007	0,003	0,005	0,010	0,001	0,003
Ti	0,077	0,077	0,077	0,076	0,074	0,073	0,066	0,064	0,059
Al	0,048	0,046	0,045	0,048	0,037	0,043	0,053	0,047	0,037
Cr	0,003	0,004	0,005	0,002	0,003	0,003	0,000	0,003	0,003
Fe <sup>2+</sup>	3,674	3,677	3,668	3,659	3,694	3,684	3,686	3,700	3,726
Mn	0,008	0,013	0,013	0,015	0,010	0,013	0,011	0,013	0,012
Mg	0,072	0,070	0,083	0,085	0,082	0,078	0,072	0,080	0,078

**Anexo 4.** Condiciones de cristalización de plagioclasa en los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Samaná.

<b>Volcán</b>	<b>Código</b>	<b>T (°C)</b>	<b>P (GPa)</b>	<b>% H2O</b>	<b>Volcán</b>	<b>Código</b>	<b>T (°C)</b>	<b>P (GPa)</b>	<b>% H2O</b>
<b>VEE</b>	C2a-pl	917,0	0,29	3,56	<b>VSD</b>	C6a-pl5	896,2	0,64	4,53
<b>VEE</b>	C2c-pl1	916,7	0,29	3,57	<b>VSD</b>	C6a-pl7	890,8	0,81	4,96
<b>VEE</b>	C2c-pl2	908,9	0,41	3,88	<b>VSD</b>	C7a-pl1	892,2	0,82	4,93
<b>VEE</b>	C2cpl3	908,8	0,41	3,88	<b>VSD</b>	C7a-pl2	891,3	0,80	4,94
<b>VEE</b>	C2c-pl4	915,1	0,31	3,63	<b>VSD</b>	C7a-pl3	892,0	0,77	4,85
<b>VEE</b>	C2c-pl5	905,1	0,49	4,07	<b>VSD</b>	C7a-pl5	892,9	0,73	4,77
<b>VEE</b>	C2c-pl6	912,7	0,35	3,72	<b>VSD</b>	C7a-pl6	895,6	0,66	4,58
<b>VEE</b>	C2c-pl7	910,9	0,39	3,80	<b>VSD</b>	C7a-pl8	893,5	0,72	4,73
<b>VEE</b>	C2c-pl8	909,8	0,40	3,84	<b>VSD</b>	C7a-pl9	894,2	0,70	4,68
<b>VEE</b>	C3apl1	911,6	0,37	3,76	<b>VSD</b>	C7a-pl11	892,9	0,73	4,77
<b>VEE</b>	C3a-pl2	908,4	0,42	3,91	<b>VSD</b>	C7a-pl12	893,2	0,72	4,74
<b>VEE</b>	C3a-pl3	908,6	0,42	3,90	<b>VSD</b>	C8a-pl1	891,9	0,77	4,86
<b>VEE</b>	C3a-pl4	907,0	0,45	3,98	<b>VSD</b>	C8a-pl2	892,6	0,74	4,79
<b>VEE</b>	C3a-pl5	905,3	0,49	4,07	<b>VSD</b>	C8a-pl4	892,5	0,75	4,81
<b>VEE</b>	C4e-pl1	907,4	0,44	3,95	<b>VSD</b>	C8a-pl6	893,4	0,72	4,74
<b>VEE</b>	C4e-pl3	916,2	0,30	3,59	<b>VSD</b>	C8a-pl7	892,3	0,75	4,81
<b>VEE</b>	C13a-pl1	908,3	0,43	3,91	<b>VSD</b>	C8a-pl9	892,4	0,75	4,81
<b>VEE</b>	C13a-pl2	915,4	0,31	3,62	<b>VSD</b>	C8a-pl10	892,7	0,74	4,79
<b>VEE</b>	C13a-pl3	907,6	0,45	3,95	<b>VSD</b>	C8a-pl11	891,6	0,78	4,90
<b>VSD</b>	C2a-pl1	892,6	0,79	4,87	<b>VSD</b>	C8c-pl1	891,3	0,78	4,90
<b>VSD</b>	C2a-pl2	892,0	0,74	4,82	<b>VSD</b>	C8c-pl3	895,1	0,68	4,62
<b>VSD</b>	C2a-pl5	893,5	0,71	4,72	<b>VSD</b>	C8c-pl4	894,8	0,70	4,66
<b>VSD</b>	C2a-pl6	891,5	0,76	4,87	<b>VSD</b>	C8c-pl5	896,1	0,68	4,60
<b>VSD</b>	C2a-pl7	894,7	0,69	4,66	<b>VSD</b>	C8c-pl7	894,7	0,69	4,65
<b>VSD</b>	C2a-pl9	894,2	0,70	4,69	<b>VSD</b>	C8c-pl8	893,8	0,71	4,72
<b>VSD</b>	C2a-pl10	892,8	0,74	4,78	<b>VSD</b>	C8c-pl10	893,1	0,76	4,82
<b>VSD</b>	C2a-pl11	891,8	0,77	4,87	<b>VSD</b>	C9a-pl2	892,8	0,75	4,80
<b>VSD</b>	C2a-pl12	891,6	0,77	4,87	<b>VSD</b>	C9a-pl4	893,9	0,71	4,70
<b>VSD</b>	C2a-pl14	893,4	0,72	4,74	<b>VSD</b>	C9a-pl5	892,4	0,74	4,81
<b>VSD</b>	C2a-pl15	891,6	0,78	4,89	<b>VSD</b>	C9a-pl7	890,9	0,79	4,93
<b>VSD</b>	C2a-pl17	892,6	0,75	4,81	<b>VSD</b>	C9a-pl8	893,7	0,71	4,71
<b>VSD</b>	C4a-pl1	893,0	0,74	4,79	<b>VSD</b>	C9a-pl9	895,5	0,66	4,59
<b>VSD</b>	C4a-pl2	892,0	0,77	4,86	<b>VSD</b>	C9a-pl10	893,2	0,73	4,76
<b>VSD</b>	C4a-pl4	891,5	0,79	4,90	<b>VSD</b>	C10a-pl1	894,4	0,70	4,67
<b>VSD</b>	C4a-pl8	895,0	0,67	4,61	<b>VSD</b>	C10a-pl3	892,9	0,72	4,76
<b>VSD</b>	C4a-pl9	893,4	0,71	4,72	<b>VSD</b>	C10a-pl4	893,4	0,72	4,74
<b>VSD</b>	C4a-pl10	895,8	0,65	4,56	<b>VSD</b>	C10a-pl5	893,5	0,71	4,71
<b>VSD</b>	C4a-pl12	893,8	0,71	4,70	<b>VSD</b>	C10a-pl7	894,5	0,68	4,65
<b>VSD</b>	C5a-pl1	891,5	0,78	4,88	<b>VSD</b>	C10a-pl8	891,6	0,78	4,88
<b>VSD</b>	C5a-pl3	892,6	0,74	4,80	<b>VP</b>	C3a-pl2	925,3	0,17	3,33
<b>VSD</b>	C5a-pl4	893,8	0,71	4,71	<b>VP</b>	C10a-pl1	928,1	0,14	3,27
<b>VSD</b>	C5a-pl6	893,6	0,71	4,72	<b>VPH</b>	2C13a-pl1	908,3	0,43	3,91
<b>VSD</b>	C5a-pl7	892,7	0,73	4,78	<b>VPH</b>	2C13a-pl2	906,1	0,47	4,02
<b>VSD</b>	C5a-pl8	894,3	0,70	4,68	<b>VPH</b>	2C13a-pl4	904,0	0,51	4,13
<b>VSD</b>	C5a-pl10	894,1	0,70	4,68	<b>VPH</b>	2C13a-pl5	910,8	0,38	3,80
<b>VSD</b>	C5a-pl11	894,1	0,69	4,68	<b>VPH</b>	2C13a-pl6	916,4	0,29	3,58
<b>VSD</b>	C5a-pl12	893,5	0,71	4,72	<b>VPH</b>	2C13a-pl7	914,9	0,32	3,64
<b>VSD</b>	C5a-pl14	897,2	0,73	4,64	<b>VPH</b>	2C13a-pl8	915,4	0,31	3,62
<b>VSD</b>	C6a-pl1	891,4	0,80	4,93	<b>VPH</b>	2C17b-pl1	904,3	0,50	4,11
<b>VSD</b>	C6a-pl2	896,0	0,64	4,54	<b>VPH</b>	2C17b-pl2	904,3	0,50	4,11
<b>VSD</b>	C6a-pl4	897,9	0,60	4,43	<b>VPH</b>	2C17b-pl3	904,8	0,49	4,08

Volcán	Código	T (°C)	P (GPa)	% H2O	Volcán	Código	T (°C)	P (GPa)	% H2O
VPH	2C17b-pl4	906,6	0,46	4,00	VG	C3b-pl5	912,6	0,34	3,72
VPH	2C17b-pl7	915,0	0,32	3,63	VG	C3b-pl7	902,9	0,51	4,16
VPH	2C17b-pl8	911,6	0,37	3,76	VG	C3b-pl8	907,2	0,43	3,95
VPH	2C17b-pl9	913,9	0,33	3,68	VG	C3b-pl9	904,1	0,49	4,10
VPH	4C3a-pl1	913,1	0,35	3,71	VG	C3b-pl12	901,0	0,55	4,27
VPH	4C3a-pl2	903,9	0,51	4,13	VG	C3b-pl14	901,0	0,55	4,27
VPH	4C3a-pl3	903,5	0,52	4,16	VG	C3b-pl15	907,3	0,52	4,04
VPH	4C3a-pl4	903,4	0,52	4,16	VG	C4a-pl1	943,4	0,52	2,94
VPH	4C3a-pl5	901,5	0,57	4,27	VG	C4a-pl3	910,2	0,38	3,82
VPH	4C3a-pl6	914,5	0,33	3,65	VG	C4a-pl4	901,6	0,56	4,26
VPH	4C6a-pl2	910,7	0,39	3,81	VG	C4a-pl5	905,4	0,47	4,04
VPH	4C6a-pl3	913,4	0,34	3,70	VG	C4a-pl7	911,4	0,39	3,79
VPH	4C6a-pl4	909,1	0,42	3,88	VG	C4a-pl8	909,3	0,39	3,85
VPH	4C6a-pl5	908,2	0,42	3,91	VG	C4a-pl9	903,6	0,51	4,15
VPH	4C6a-pl6	910,4	0,39	3,82	VG	C4a-pl11	902,1	0,55	4,23
VPH	4C6a-pl7	908,5	0,42	3,90	VG	C4a-pl12	912,1	0,35	3,74
VPH	4C12c-pl	916,8	0,29	3,57	VG	C4a-pl14	912,7	0,34	3,71
VPH	4C13b-pl1	917,0	0,29	3,56	VG	C4a-pl15	906,3	0,45	3,99
VPH	4C13b-pl2	915,4	0,31	3,62	VG	C4a-pl16	907,1	0,43	3,95
VPH	4C13b-pl4	904,9	0,49	4,08	VG	C6a-pl1	902,6	0,52	4,19
VPH	4C13b-pl5	915,4	0,31	3,62	VG	C6a-pl2	909,1	0,40	3,86
VPH	4C13b-pl6	910,5	0,39	3,81	VG	C6a-pl4	902,1	0,53	4,21
VPH	4C13b-pl7	915,7	0,31	3,61	VG	C6a-pl6	908,3	0,41	3,90
VPH	4C13c-plag	918,9	0,26	3,50	VG	C6a-pl7	902,4	0,53	4,20
VPH	4C13d-pl	908,9	0,42	3,89	VG	C6a-pl10	899,7	0,58	4,34
VPH	4C13e-pl	909,4	0,48	3,93	VG	C6a-pl11	902,1	0,53	4,20
VG	C1b-pl2	912,6	0,35	3,72	VG	C6a-pl13	903,7	0,48	4,11
VG	C1b-pl4	902,7	0,52	4,18	VG	C6a-pl14	903,7	0,48	4,11
VG	C1b-pl5	908,2	0,42	3,91	VG	C6a-pl15	902,5	0,52	4,18
VG	C1b-pl6	914,8	0,31	3,63	VG	C6a-pl19	900,2	0,58	4,34
VG	C1b-pl8	905,6	0,50	4,07	VN	C12a-pl1	926,6	0,19	3,29
VG	C1b-pl9	906,1	0,45	4,00	VN	C12a-pl3	928,7	0,17	3,25
VG	C1b-pl10	900,9	0,56	4,28	VN	C12a-pl5	925,7	0,21	3,31
VG	C1b-pl12	902,4	0,52	4,20	VN	C12a-pl6	919,9	0,30	3,49
VG	C1b-plag13	902,8	0,51	4,17	VN	C12a-pl7	925,8	0,20	3,31
VG	C1b-pl15	914,0	0,32	3,66	VN	C12a-pl8	918,5	0,30	3,53
VG	C3a-pl4	907,7	0,42	3,92	VN	C12a-pl9	919,7	0,28	3,48
VG	C3a-pl5	908,0	0,42	3,91	VN	C14a-pl1	920,9	0,26	3,45
VG	C3a-pl6	906,8	0,43	3,96	VN	C14a-pl2	921,1	0,26	3,44
VG	C3a-pl8	906,4	0,44	3,98	VN	C14a-pl3	919,7	0,28	3,49
VG	C3a-pl9	906,8	0,45	3,98	VN	C14a-pl4	919,7	0,28	3,49
VG	C3a-pl10	909,0	0,40	3,87	VN	C14a-pl5	921,4	0,26	3,43
VG	C3a-pl12	907,7	0,43	3,93	VN	C14a-pl6	918,2	0,31	3,54
VG	C3a-pl14	914,7	0,31	3,63	VN	C14a-pl7	921,0	0,26	3,44
VG	C3b-pl2	906,0	0,46	4,01	VN	C14a-pl8	925,4	0,20	3,32
VG	C3b-pl4	913,6	0,32	3,67	VN	C14b-pl	919,8	0,29	3,48