



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

El papel de los anfíboles en el
origen y evolución de la intrusión
oligocénica de Puente Negro,
Estado de Puebla

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADO EN CIENCIAS DE LA
TIERRA

P R E S E N T A:

Jaime González Moreno

TUTOR:

Fernando Ortega Gutiérrez

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

1. Datos del alumno

González

Moreno

Jaime

56 26 53 86 83

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Ciencias de la Tierra

312185228

2. Datos del tutor

Dr.

Fernando

Ortega

Gutiérrez

3. Datos del sinodal 1

Dr.

Dante Jaime

Morán

Zenteno

4. Datos del sinodal 2

Dra.

Ana Lillian

Martín

del Pozzo

5. Datos del sinodal 3

Dra.

Barbara Mary

Martiny

Kramer

6. Datos del sinodal 4

Dra.

Laura

Mori

7. Datos del trabajo escrito.

El papel de los anfíboles en el origen y evolución de la intrusión oligocénica de Puente Negro, Estado de Puebla

110 p.

2021

Agradecimientos

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento a la Universidad Nacional Autónoma de México por la formación que me ha otorgado desde que ingrese a esta casa de estudios, especialmente me gustaría agradecer a la Facultad de Ciencias por ser parte fundamental de mi educación.

A la Coordinación de Ciencias de la Tierra y a la División de Estudios Profesionales por la atención brindada durante todo el proceso de titulación, que por razones externas se complicó demasiado.

De forma muy especial me gustaría agradecer a el Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez, por la ayuda brindada en la realización de este trabajo. Su cualidad como científico es incuestionable y como persona lo es aún mayor, tuve la fortuna de aprender de usted uno de los mejores y más experimentados geólogos de México, muchas gracias Doc.

A los miembros del Jurado: Dra. Laura Mori, Dra. Barbara Mary Martiny Kramer, Dr. Dante Jaime Morán Zenteno y la Dra. Ana Lillian Martín del Pozzo. Por su revisión y útiles sugerencias, muchas gracias por estar pendiente de todo el proceso de titulación.

A la Dra. Adela Margarita Reyes Salas y al Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis, sin su ayuda muchos de los análisis no hubiesen sido posibles.

Al Ing. Carlos Linares López y al Laboratorio Universitario de Petrología, por todas las facilidades prestadas y por su apoyo en los análisis de microsonda.

A Consuelo Macías Romo por su amistad desde el servicio social, también le agradezco ofrecerme acceso al Laboratorio de Separación de Minerales II.

Al Dr. José Luis Sánchez Zavala por permitirme usar su equipo y su espacio de trabajo.

También, me gustaría agradecer a mis compañeros de carrera, mis amigos de primer semestre Joshua, Andrea y Lili; a mis amigos de orientación Damaris y Julio, así como a mis demás compañeros.

A Jazmín Hernández, por todo el apoyo emocional y psicológico brindado durante el proceso de titulación. Muchas gracias por todo el cariño que me has brindado ♡

A mi familia. No puedo expresar con palabras todo el agradecimiento que siento con ustedes. Le agradezco a mi padre por enseñarme tantas cosas y darme todo su apoyo, a mi madre por brindarme todo su cariño y apoyo durante toda mi formación personal y profesional, sé que siempre podré contar con ustedes ¡gracias papas! y a mi hermana Minea por todos los momentos que hemos pasado juntos, por todo el apoyo que me has dado desde que éramos niños, gracias, hermana por cuidarme siempre. De forma especial también quiero agradecer a mis abuelos Cuca †, Cele †, Mary y Gabriel.

Finalmente quiero agradecerte a ti que por la razón que sea que consultas esta tesis, espero que la información aquí presentada te resulte de utilidad.

Índice de contenidos

Resumen	1
1 INTRODUCCIÓN	3
1.1 Objetivos	4
1.2 Hipotesis	4
2 MARCO TEÓRICO	5
2.1 Fenocristales, antecristales y xenocristales	7
2.2 Anfíboles magmáticos	8
2.3 Texturas presentes en los anfíboles	10
2.3.1 Zonación (<i>zonation</i>)	10
2.3.2 Texturas de reabsorción (<i>resorption textures</i>)	11
2.3.3 Coronas de reacción (<i>reactions rims</i>)	13
2.3.4 Agregados cristalinos	16
3 MARCO GEOLÓGICO	17
3.1 Sierra Madre del Sur	18
3.2 Faja Volcánica Transmexicana	19
3.3 Puente Negro	20
3.3.1 Edad de la intrusión Puente Negro	22
3.3.2 Modelos petrogenéticos de Puente Negro	23
4 METODOLOGÍA	25
4.1 Descripción petrográfica	25
4.1.1 Parámetros en coronas de reacción	26
4.2 Análisis por microscopio electrónico (EDS) y microsonda electrónica (WDS)	26
5 RESULTADOS	28
5.1 Descripción petrográfica de Puente Negro	28
5.1.1 1) Petrografía del dique PN con xenolitos	28
5.1.2 2) Petrografía de los xenolitos “gabróicos” de hornblenda	37
5.1.3 Parámetros en coronas de reacción	42
5.1.4 Dominios texturales en PN	44
5.2 Geoquímica de las fases minerales de Puente Negro	46
5.2.1 Roca total	46

5.2.2	Hornblendas	46
5.2.3	Plagioclasas	55
5.2.4	Piroxenos	58
5.2.5	Óxidos de Fe y Ti	61
5.3	Termobarometría de hornblendas	61
5.3.1	Diagramas de intercambio	61
5.3.2	Termobarómetro anfíbol de Ridolfi et al. (2010) (R2010)	63
5.3.3	Termobarómetro anfíbol de Putirka (2016)	64
5.3.4	Termobarometría de hornblendas zonadas	66
6	DISCUSIÓN	68
6.1	Análisis petrográfico y geoquímico	68
6.1.1	Análisis del dominio 1	69
6.1.2	Análisis del dominio 2	71
6.1.3	Análisis del dominio 3	71
6.1.4	Análisis de los xenolitos gabróticos	72
6.1.5	Aspectos finales	73
6.2	Análisis termobarométrico	75
6.3	Modelo petrogenético	76
6.3.1	Petrogénesis de los diques PN	76
7	CONCLUSIONES	80
Anexos		82
Anexo 1.	Principales tipos de coronas de reacción en anfíboles	82
Anexo 2.	Comentarios	88
Anexo 3.	Diferentes secciones de una hornblenda	88
Anexo 4.	Tabla de abreviaciones de fases minerales, modificada de Whitney and Evans (2010)	89
Anexo 5.	Tabla de xenolitos encontrados en los diques analizados de PN	90
Anexo 6.	Diferentes tipos de xenocristales presentes en el dique PN	95
Referencias		96

Índice de figuras

1	Los principales procesos magmáticos en un magma que asciende desde el manto. (Modificado de Kumar (2014)).	6
2	La carga (<i>cargo</i>) de cristales magmáticos.	8
3	Rangos de las coronas de reacción (de grano grueso) en anfíboles naturales de diversas muestras volcánicas.	15
4	Proporción de la mineralogía en bordes de reacción de anfíboles naturales y experimentales.	15
5	Mapa de las rocas magmáticas cenozoicas del sur de México con algunos rangos de edad en Ma en relación con los terrenos del Sur de México.	17
6	Esquema de la distribución espacio-temporal del magmatismo en la SMS para los cinco intervalos definidos en Morán-Zenteno et al. (2018).	18
7	Ubicación del dique Puente Negro.	21
8	Geología local de PN.	22
9	Mapa de las rocas magmáticas del sur de México (FVTM y SMS) en relación con Puente Negro.	23
10	Modelos petrogenéticos previos.	24
11	Esquema de las diferentes texturas observadas en las hornblendas de PN	32
12	Microfotografías de texturas de hornblendas en rocas andesíticas.	33
13	Microfotografías de texturas de hornblendas en rocas andesíticas.	34
14	Microfotografías de texturas de hornblendas y plagioclasas en rocas andesíticas.	35
15	Microfotografías de texturas en piroxenos en rocas andesíticas.	36
16	Pseudomorfo de Opx y Pl después de Hbl.	37
17	Fotomicrografía en nicoles cruzados de la matriz intersertal donde se observa la presencia de cuarzo, calcedonia y ópalo.	39
18	Texturas de hornblendas en rocas gabróicas	40
19	Texturas de fases minerales en rocas gabróicas	41
20	Ejemplos de coronas de reacción en PN	42
21	Ejemplos de bordes de reacción en PN en electrones retrodispersados	43
22	Ejemplos del dominio 1	44
23	Ejemplos del dominio 2	45
24	Ejemplos del dominio 3	45
25	Gráfica de anfíboles cálcicos con todos los datos composicionales de las hornblendas de PN. Incluye perfiles de zonación.	47

26	Variaciones composicionales del anfíbol en PN. Gráfica molar Si / Al _{tot} vs (Na + K) _A por unidad de fórmula (p.f.u.).	47
27	Imagen de electrones retrodispersados de una hornblenda reabsorbida. En la gráfica se observa que la cantidad de Ti pfu del centro hacia el borde.	52
28	Imagen BSE de hornblendas con a) zonación ZT1 y b) zonación ZT2	52
29	Imagen de electrones retrodispersados de una hornblenda con un tipo de zonación oscilatoria	53
30	Diagrama de clasificación de feldespatos para los datos de esta tesis y los datos de Ortega-Gutiérrez et al. (2011)	57
31	Diagrama de clasificación Ca-Mg-Fe de piroxenos	60
32	Diagramas de intercambio ^[IV] Al vs algunos cationes seleccionados (Ti, ^[VI] Al y (Na+K))	62
33	Diagrama de Presión vs Temperatura obtenido de Ridolfi et al. (2010) para los núcleos y los bordes de las hornblendas presentes en el sistema PN.	65
34	Diagrama de frecuencias para rangos de temperaturas en las hornblendas de esta tesis usando dos tipos de geotermómetros diferentes. Los termómetros usados son de Putirka (2016).	66
35	Perfiles composicionales (Al _{tot} y Mg#) temperatura (T) y presión (P) de la zonación simple ZT1 y ZT2 . Los parámetros intensivos fueron estimados con las formulaciones de Ridolfi et al. (2010) y Putirka (2016).	67
36	Los dominios texturales de las hornblendas en PN	74
37	Figura esquemática del <i>plumbing system</i> de PN, con énfasis en las texturas desarrolladas en los anfíboles. La figura no está a escala.	79
38	Secciones de un cristal monoclinico de hornblenda	88
39	Xenocristales en PN	95

Índice de tablas

1	Tipos de zonación y su relación con la zonación normal e inversa. Las combinaciones entre varios tipos de zonación son posibles. Información resumida de Streck (2008) y Vernon (2018, p. 109-117).	12
2	Tipos de inclusiones y asociaciones minerales en las hornblendas de Puente Negro	31
3	Tabla con las características texturales de las coronas en hornblendas de PN	43
4	Datos WDS de un perfil de zonación múltiple	48
5	Datos WDS de los anfíboles de esta tesis	49
6	Datos WDS de los anfíboles de esta tesis	50
7	Datos WDS de los anfíboles en la andesita y de los xenolitos ultramáficos de hornblenda obtenidos de (Ortega-Gutiérrez et al., 2011)	51
8	Datos EDS de las diferentes zonas en una corona de reacción zonada normal	54
9	Datos WDS Datos una corona de reacción en las rocas subvolcánicas PN. Datos obtenidos de Ortega-Gutiérrez et al. (2011)	55
10	Datos EDS de algunos tipos de plagioclasas presentes en el dique PN. D1= DOMINIO 1 Y D2= DOMINIO 2	56
11	Datos WDS de los microlitos de los xenolitos ultramáficos de hornblenda y de la andesita PN. Datos obtenidos de Ortega-Gutiérrez et al. (2011)	57
12	Datos WDS de los xenolitos ultramáficos de hornblenda. Datos obtenidos de Ortega-Gutiérrez et al. (2011)	58
13	Datos WDS obtenidos de esta tesis para los piroxenos presentes en la andesita PN, y datos de la composición de un ortopiroxeno de Ortega-Gutiérrez et al. (2011)	59
14	Datos EDS para algunos otros piroxenos dentro de la matriz de la andesita y dacita de PN	60
15	Datos EDS para algunos otros piroxenos dentro de la matriz de la andesita y dacita de PN	61
16	Datos termobarométricos de los núcleos y bordes del anfíbol usando el R2010.	64
17	Principales tipos de coronas de reacción en anfíboles magmáticos descritas a través de la literatura.	82

RESUMEN

Puente Negro (PN) es un sistema subvolcánico oligocénico que está intruyendo a los Granitoides Esperanza del complejo Acatlán, en el estado de Puebla. PN está compuesto por dos diques con gran contenido de anfíboles, diferenciados por su contenido de xenolitos macroscópicos (destacan los xenolitos compuestos por anfíbol-plagioclasa y anfíbol-piroxeno). Debido a la abundancia de anfíboles y el espectro textural que presentan se vio la oportunidad de utilizar este mineral para determinar qué información petrogenética ofrece y reconocer el origen del contenido cristalino en PN.

Del estudio de 55 láminas delgadas de los diques y xenolitos de anfíbol-plagioclasa, se reconocieron 3 dominios texturales caracterizados por la presencia o ausencia de evidencias de fusión parcial y contaminación; los anfíboles en cada uno de estos dominios tienen diferentes texturas como las coronas de reacción de las cuales se distinguen dos tipos texturales: las coronas tipo gabrónica y opacítica, además de una variación aquí llamada corona de reacción zonada debido a sus características. Complementariamente se estudiaron otros minerales como las plagioclasas y los piroxenos. Integrando esta información junto con un estudio geoquímico y termobarométrico, se determinaron los procesos a los cuales se vieron sometidos los anfíboles, de que tipo son y con ello estimar algunas condiciones de formación y determinar la evolución que sufrió PN.

Primero, se reconoce que en los diques (dominios) y xenolitos la gran mayoría anfíboles son correspondientemente antecristales y fenocristales de magnesio-hastingsitas, algunos antecristales de ferrisadanagaita con la posible existencia de un pequeño grupo de xenocristales de pargasita que no fueron encontrados, pero su existencia está sustentada por los datos geocronológicos de estudios anteriores.

La gran mayoría de estas hornblendas cristalizaron cerca de la corteza media (13–15 km) a temperaturas cercanas a $\sim 1000^\circ\text{C}$ y presiones de 3.5–5 kbar en un magma entre SiO_2 52% y 63% (intermedio andesítico) con una paragénesis mineral inferida de $\text{Hbl} + \text{Pl} + \text{Px} \pm \text{Mag} \pm \text{Ilm}$, los anfíboles cristalizaron antes que las plagioclasas y posteriores a un grupo de piroxenos presente como inclusiones dentro de las hornblendas. Estas permanecieron gran tiempo en esta zona de cristalización, a medida que nuevos pulsos intrusivos aumentaron el calor y dependiendo de la temperatura las hornblendas: 1) cambiaron su composición zonándose, 2) formando coronas de reacción o 3) reaccionaron reabsorbiéndose; otra explicación posible para estas texturas es que la zona de cristalización está compuesta por múltiples reservorios que afectan la evolución de los anfíboles explicando la presencia de rocas compuestas de anfíbol-plagioclasa.

El primer pulso que representa al dique con xenolitos macroscópicos (dominio 2) consiguió ascender de manera gradual, provocando que las hornblendas formarían diferentes tipos de

coronas de reacción, la deshidratación de las hornblendas aumento de H₂O en el magma, el cual comenzaría a interactuar con las rocas encajonantes en niveles más superficiales, la temperatura de este lote de magma fue tal que logró fundir parcialmente algunos xenolitos cuarzo-feldespáticos. En el segundo dique se observan xenolitos microscópicos con afinidad a la corteza inferior que no muestran evidencias de reacción ni asimilación. Las hornblendas con coronas de reacción que coexisten con hornblendas sin coronas sugieren que la presión no jugó un papel muy importante y que la temperatura, el contenido de H₂O del magma o la velocidad de ascenso fue tal que permitió la conservación de hornblendas frescas.

***Palabras Clave:** Puente Negro, anfíboles, xenocristales, antecristales, termobarometría, coronas de reacción, texturas de reacción.*

INTRODUCCIÓN

El estudio petrográfico y químico de las fases cristalinas en sistemas metamórficos o magmáticos es una de las mejores aproximaciones para comprender su génesis cuando este posee características complejas (Streck, 2008). En el caso de los sistemas magmáticos este tipo de estudios son cada vez más necesarios, ya que ahora se sabe que los componentes cristalinos de un cuerpo volcánico o plutónico rara vez están compuestos sólo por cristales cogenéticos (fenocristales y microlitos) con el magma, sino que también existen cristales ajenos (xenocristales) o parcialmente relacionados (antecristales) (Jerram & Martin, 2008).

Hay un gran espectro de grupos minerales que han sido utilizados en sistemas magmáticos para estudios petrogenéticos (p. ej. plagioclasa, piroxenos, olivinos, etc.) (Streck, 2008), entre estos minerales destacan los anfíboles. Este grupo mineral pertenece a los silicatos (inosilicatos), que se presenta tanto en rocas ígneas plutónicas como volcánicas ya que pueden cristalizar a partir de magmas hidratados de composición diversa en varios entornos tectónicos (Martin, 2007).

En el caso de rocas volcánicas se han realizado algunos estudios de anfíboles en sistemas activos como el Mt. Santa Helena (p. ej. Thornber et al., 2008; Rutherford & Devine, 1988; Rutherford, 2008; Rutherford & Hill, 1993) y el Soufrière Hills (Isla de Monserrat) (p. ej. Buckley et al., 2006; Devine et al., 1998; Rutherford & Devine, 2003), donde se evaluó la utilidad de los anfíboles como registros minerales que, debido a su sensibilidad a las condiciones magmáticas y a su restringida estabilidad químico-termobarométrica, (Henton, 2013) brindan la oportunidad de investigar las condiciones pre-eruptivas del magma que los contiene (Henton, 2013; Redner, 2016), ya que estas condiciones imprimen información en la textura y química de los anfíboles.

Los estudios conducidos sobre estas fases minerales, especialmente sobre anfíboles cálcicos (p. ej. pargasita, hornblenda, etc.) han permitido reconocer procesos magmáticos como son el aumento en la temperatura, mezcla de magmas, variaciones en la actividad de fluidos. Además, este grupo es considerado como una herramienta muy útil en la estimación de la velocidad de ascenso de un magma en sistemas magmáticos (Rutherford, 2008). Cuando se estudian los anfíboles se deben tener ciertas precauciones con las interpretaciones derivadas del análisis de estas fases minerales, ya que debido a su variabilidad química y a su cuantificación química difícil (Martin, 2007), los análisis pueden llegar a generar uno o más escenarios posibles (Streck, 2008).

El grupo de diques Puente Negro, ubicado en el corazón del complejo Acatlán en el estado de Puebla, es considerado como un *plumbing system* oligocénico que, debido a su alto contenido y diversidad textural de anfíboles, presenta una oportunidad única en México de

estudiar y evaluar la utilidad de estos minerales como un registro de procesos magmáticos, en un sistema subvolcánico antiguo con alta contaminación cortical; lo cual se manifiesta en los datos geoquímicos e isotópicos de roca total (Martiny et al., 2004; Ortega-Gutiérrez et al., 2011) y en la gran cantidad de xenolitos y xenocristales presentes en las rocas de los diques (Ortega-Gutiérrez et al., 2011). Se han realizado muy pocos estudios de los anfíboles de Puente Negro, los cuales son uno de los aspectos más controversiales de su génesis, por lo cual un estudio sistemático de ellos podría arrojar información nueva que permita establecer una procedencia más definida y el papel que este mineral tuvo en el origen y la evolución petrogenética de Puente Negro.

1.1 Objetivos

Debido a la riqueza textural y frescura de los anfíboles de Puente Negro se busca generar un modelo petrogenético basado en esos minerales planteándose dos objetivos principales:

1. Aportar información petrológica nueva que ayude a definir si los anfíboles de Puente Negro son fenocristales, o fueron antecristales y xenocristales.
2. Reconstruir la historia del sistema magmático de Puente Negro a través del estudio textural y geoquímico de sus anfíboles, y con esta información generar un modelo petrogenético simple.

1.2 Hipotesis

Un estudio preliminar del sistema Puente Negro en el taller de investigación “Petrogénesis a Microescala: Procesos Tectonotérmicos en Sistemas Mágmatícos y Metamórficos seleccionados de México” impartido por el Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez en la Facultad de Ciencias, UNAM hace pensar que debido a la amplia variedad de xenolitos y texturas de desequilibrio en los anfíboles y otras fases de la andesita (p. ej. plagioclasa) actuaron por lo menos tres procesos magmáticos importantes: 1) el emplazamiento temporal del magma con la posible fracturación continua de las rocas encajonantes, que se incorporan como bloques, 2) el aumento en la temperatura por intrusión de un magma más caliente en una cámara magmática previa, posiblemente de composición similar a la del intrusivo subvolcánico y finalmente 3) la descompresión por ascenso a diferentes velocidades y desde niveles diversos en la corteza media e inferior. Además, en esta tesis se propone e intenta demostrar que existen por lo menos dos tipos de anfíboles en Puente Negro, xenocristales y antecristales en los diques y, fenocristales en los xenolitos gabróicos y las piroxenitas de hornblenda.

MARCO TEÓRICO

En vulcanología y petrología ígnea el concepto estructural de los sistemas magmáticos subvolcánicos ha evolucionado mucho a lo largo del tiempo. La idea de (Bowen, 1915) de una cámara simple de roca fundida en la que los cristales se separan gravitacionalmente del fundido hasta que el cuerpo cristaliza completamente, ha evolucionado a la idea de un sistema complejo, organizado en una serie de regiones de almacenamiento en un estado parcialmente fundido (*mushy*) conectadas por estructuras de alimentación que transfieren magma y calor a diferentes regiones a lo largo de la vida del sistema (Caricchi & Blundy, 2015); a este concepto se le conoce como sistema de plomería volcánica e ígnea o en inglés *volcanic and igneous plumbing system* (VIPS) (Burchardt, 2018a) y comprende todas las regiones volcánicas de almacenamiento, producción y transporte de magma desde su fuente en profundidad hasta la superficie (Budd, 2015; Burchardt, 2018b).

La historia de un VIPS comienza una vez que un magma parental ha sido generado por la fusión parcial del manto o de la corteza inferior; este magma puede sufrir cambios diversos a medida que avanza hacia la superficie (Wilson, 1989, p. 73-97; Burchardt, 2018a) la fig. 1 muestra esquemáticamente todos los procesos magmáticos a los que se encuentra sometido un magma dentro de un VIPS, y son de interés especial aquellos que modifican su composición (Wilson, 1989, p. 73-97). La formación de tipos diferentes de magmas a partir de un magma parental inicial es lo que se conoce como diferenciación magmática, la cual puede clasificarse de dos formas (Best, 2003, p. 316-347):

1) *Diferenciación en sistemas abiertos*

En este tipo de sistemas existe un intercambio de materia y energía con el entorno que los rodea, este modelo de sistema es el que mejor representa un VIPS, pero es más difícil de modelar; dentro de sus procesos más relevantes encontramos:

- (A) Mezcla de magma homogénea (*mixing*) y heterogénea (*mingling*)
- (B) Contaminación (asimilación)
- (C) Desgasificación y pérdida de volátiles en un magma ascendente
- (D) Migración de volátiles de un magma a otro

2) *Diferenciación en sistemas cerrados*

Este sistema se caracteriza porque solo existe intercambio de energía, por lo cual es más fácilmente modelable, aunque su alcance interpretativo es más reducido, algunos ejemplos de procesos de sistema cerrado son:

- (A) Fraccionamiento cristal-fundido

- (a) Segregación gravitacional
- (b) Segregación de flujo (*flow sorting*)
- (c) Diferenciación magmática por filtración (*filter pressing*)
- (d) Fraccionamiento por convección
- Ⓑ Separación física de fundidos inmiscibles
- Ⓒ Separación fundido-líquido

Cada uno de estos procesos marca la evolución del magma original dentro del VIPS y deja un registro textural y/o geoquímico dentro de las fases minerales (Kiss et al., 2014), por lo cual resulta importante realizar estudios texturales dentro de las principales fases minerales que componen a un VIPS como Puente Negro.

PROCESOS MAGMÁTICOS

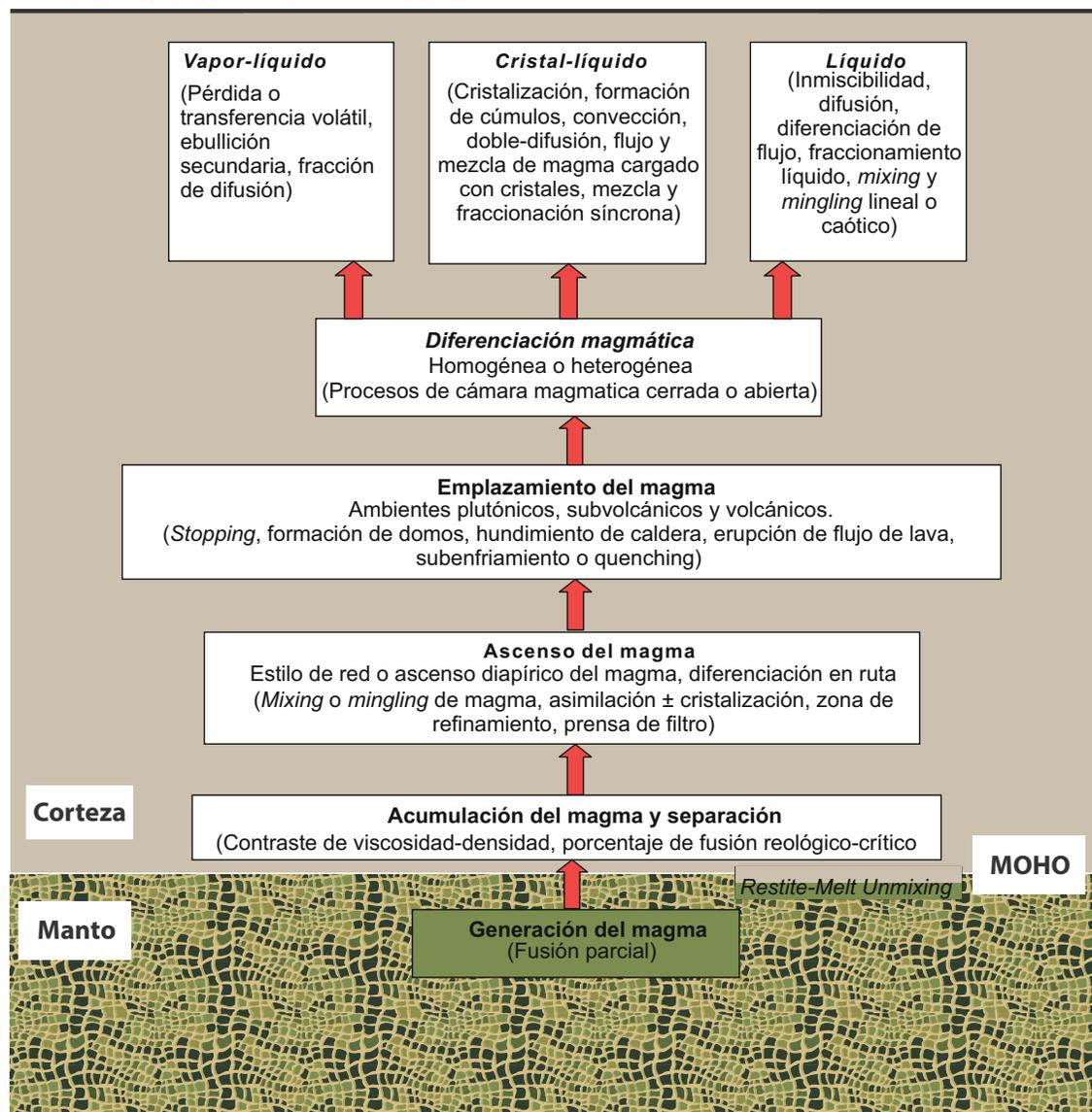


Fig. 1: Los principales procesos magmáticos en un magma que asciende desde el manto. (Modificado de Kumar (2014)).

2.1 Fenocristales, antecristales y xenocristales

En los sistemas magmáticos es común encontrar varias poblaciones de minerales, es decir cristales que han cristalizado como consecuencia de procesos magmáticos diversos; a todo este conjunto de poblaciones minerales se le conoce como carga (Jerram & Martin, 2008; Jerram et al., 2018); las investigaciones recientes sugieren que la carga (fig. 2) puede ser clasificada en cuatro grupos principales según su origen (Jerram & Martin, 2008).

Fenocristales: Cristales que se forman a partir del mismo magma que los contiene;

Xenocristales: Cristales que son ajenos total o parcialmente al magma que los contiene;

Antecristales: Cristales cogenéticos reciclados una o varias veces dentro del sistema magmático antes de ser incluidos dentro de un magma final; y

Microlitos: cristales formados a partir de descompresión y erupción del magma que los contiene.

El estudio de la carga magmática resulta muy importante, ya que cada vez más se pone de manifiesto que el componente cristalino en numerosos cuerpos ígneos se encuentra conformado por más que solo fenocristales (Cooper, 2019; Davidson et al., 2005). En la práctica, es difícil clasificar una población cristalina dentro de los grupos presentados arriba, esto se debe a que existen casos donde los límites son muy difusos, especialmente entre los xenocristales y los antecristales.

Hildreth and Wilson (2007) plantean algunos casos donde los límites entre xenocristales y antecristales no son muy claros: 1) cristales introducidos por los lotes de recarga de magma similar pero no idéntico, 2) cristales reincorporados de acumulados o *mushy enveloping rinds*, y 3) cristales liberados de lotes precursores que han solidificado temporalmente; la dificultad surge debido a que los cristales presentan una química muy similar a la del magma que los contiene.

Como explica la fig. 2, uno de los parámetros que permite reconocer entre xenocristales y antecristales es el tiempo de residencia, que se define como “el tiempo que una sustancia determinada permanece en un compartimento particular” (Allaby, 2013, p. 492-493). Para un sistema volcánico de larga duración un mineral puede tener una duración entre 10^2 – 10^5 años (Jerram et al., 2018; Cooper, 2019).

Calcular el tiempo de residencia de un cristal puede ser complejo, Cooper (2019) plantea que para determinar este tiempo de forma precisa se debe considerar que en el caso de los cristales existen dos parámetros temporales que se requieren para poder comprender plenamente el tiempo de residencia. El primero es el tiempo de difusión el cual puede reflejar la residencia de los cristales en la corteza poco profunda después de un evento de recarga, el movimiento de los cristales dentro de las diferentes cámaras de un VIPS o los eventos de extracción en estado fundido; esta edad solo puede ser determinada mediante modelación. Por otro lado, tenemos la edad de cristalización del cristal que es la edad que la mayoría de las fechas radiométricas registran, es decir, la edad absoluta. Conociendo el tiempo de residencia y considerando todos los puntos descritos en la fig. 2 es posible determinar satisfactoriamente si un cristal tiene más características de antecristal o xenocristal.

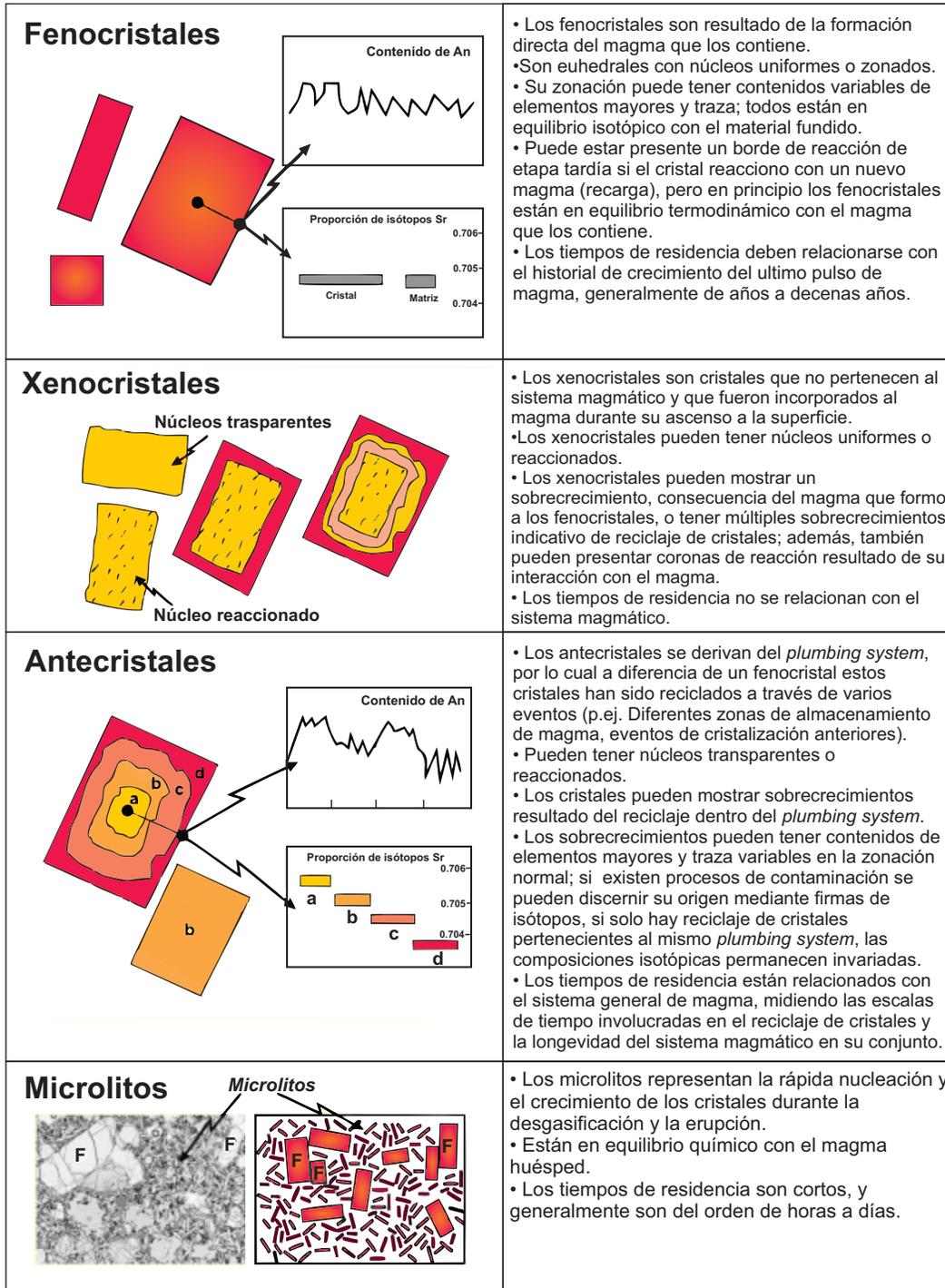
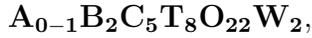


Fig. 2: La carga (*carga*) de cristales magmáticos, los componentes clave de las poblaciones cristalinas en los sistemas volcánicos. "F" indica fenocristales. Modificado de Jerram and Martin (2008) y Jerram et al. (2018).

2.2 Anfíboles magmáticos

Los anfíboles son un grupo mineral perteneciente a los inosilicatos, y su fórmula general (Hawthorne et al., 2012; Locock, 2014) es:



Donde: $\mathbf{A} = \square, \text{Na}, \text{K}, \text{Ca}, \text{Pb}^{2+}, \text{Li};$

$\mathbf{B} = \text{Li}, \text{Na}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Ca};$

$\mathbf{C} = \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Ti}^{4+}, \text{Li}, \text{Zn}, \text{Co}, \text{Ni}, \text{Al}, \text{Mn}^{3+}, \text{V}^{3+}, \text{Zr};$

$\mathbf{T} = \text{Si}, \text{Al}, \text{Ti}^{4+}, \text{Be};$

$\mathbf{W} = (\text{OH}), \text{F}, \text{Cl}, \text{O}^{2-}$

Los anfíboles comúnmente pueden formarse tanto en rocas metamórficas como en rocas ígneas, pero nunca en sedimentarias; en el caso de las rocas ígneas se forman a partir de magmas hidratados, cuyo espectro composicional puede ser desde máfico a félsico (Erdmann et al., 2014).

Los anfíboles pueden ser clasificados de diversas formas, una de estas clasificaciones considera la forma en la que es ocupado el sitio \mathbf{B} por los cationes Fe^{2+} , Mn^{2+} , Mg , Ca o Na (Leake et al., 1997); esta clasificación se divide en cuatro grupos (Demange, 2012, p. 84-92; Deer et al., 1992, p. 223-231):

Anfíboles ferromagnesianos (Fe^{2+} , Mg , Mn^{2+} , Li)

El grupo en el que $\sum^{\mathbf{B}} (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Li}) \geq 1.50$ pfu. En la holmquistita, el catión \mathbf{B} dominante es el litio. Son bastante raros y ocurren primaria o exclusivamente (series de antofilita–gedrita) en el metamorfismo regional de alto grado de rocas máficas y ultramáficas, y en depósitos de hierro metamorfoseados (grunerita).

Anfíboles cálcicos (Ca)

Grupo en el que $\sum^{\mathbf{B}} (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Li}) \leq 0.50$ pfu, ${}^{\mathbf{B}}(\text{Ca}, \text{Na}) \geq 1.00$ y ${}^{\mathbf{B}}\text{Na} \leq 0.50$ pfu. Los anfíboles cálcicos se dividen en tres grupos:

- Los anfíboles cálcicos no aluminosos forman una serie continua de tremolita (Mg)–actinolita $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mg})_5\text{Si}_8$ –ferroactinolita (Fe);
- Hornblendas o anfíboles cálcicos aluminosos, son los más comunes tanto en rocas ígneas como metamórficas. Generalmente se describen como una proporción de los miembros finales: edenita–ferroedenita, tschermakita–ferrotschermakita, pargasita hastingsita–ferrohastingsita;
- Las hornblendas marrones se distinguen por su alto contenido de hierro (particularmente Fe^{3+}) y/o titanio (kaersutita) y su alto contenido de sodio. Estos son minerales de rocas volcánicas (y rocas ígneas kaersutita, barkevicita) de composición básica a intermedia. La kaersutita y la barkevicita son características de las rocas alcalinas.

Anfíboles sódico–cálcicos (NaCa)

Los anfíboles sódico–cálcicos en el que $\sum^{\mathbf{B}} (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Li}) \leq 0.50$, ${}^{\mathbf{B}}(\text{Ca}, \text{Na}) \geq 1.00$ y $0.50 \leq {}^{\mathbf{B}}\text{Na} \leq 1.50$ pfu. Se clasifican en dos grupos:

- La barroisita (–ferrobarroisitas) son anfíboles aluminosos, cuyo sitio \mathbf{A} está vacío. Estos minerales se encuentran principalmente en el metamorfismo de alta presión.
- La presencia de sodio en el sitio \mathbf{A} coloca al anfíbol del grupo richterita–ferrichterita–katoforita en una posición intermedia a los anfíboles sódicos. Katophorita es un mineral de rocas alcalinas básicas. Richterita se encuentra en mármoles metamórficos

y skarns.

Anfíboles sódicos o alcalinos (Na)

Los anfíboles sódicos en el que $\sum^{\text{B}} (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Li}) \leq 0.50$ y $^{\text{B}}\text{Na} \geq 1.50$ pfu. forman dos grupos:

- Las series glaucofano–riebeckita; sus miembros intermedios se denominan crossitas, minerales metamórficos de alta presión;
- Las series riebeckita–arfvedsonita–eckermannita. El miembro final de eckermannita puro no existe en la naturaleza ya que la eckermannita natural todavía contiene algo de calcio. Estas minerales son característicos de rocas ígneas ácidas o alcalinas intermedias, saturadas en sílice o no.

2.3 Texturas presentes en los anfíboles

Las texturas de los anfíboles han sido ampliamente usadas para determinar los procesos que estuvieron involucrados en la generación y evolución del magma en que se forman estas fases minerales (p. ej. Browne & Gardner, 2006; De Angelis et al., 2015; Erdmann et al., 2014; Kiss et al., 2014; Redner, 2016; Rutherford & Devine, 2003; Rutherford & Hill, 1993), y son especialmente importantes las texturas de desequilibrio (p. ej. zonación, texturas de reabsorción, coronas de reacción, etc.). Estas texturas sirven como una herramienta para comprender los procesos a los que se ve sometido un magma a medida que este evoluciona (Redner, 2016); reconociendo la importancia de estudiar las texturas en anfíboles, a continuación, se presentan las texturas más importantes a analizar en esta tesis.

2.3.1 Zonación (*zonation*)

Los minerales que pertenecen a una solución sólida (p. ej. anfíboles y plagioclasas) reaccionan continuamente con el líquido circundante a medida que este se enfría (Vernon, 2004, p. 135-136; Vernon, 2018, p. 109-110). Debido a que la difusión y el intercambio de iones suele ser un proceso muy lento, el ajuste en la composición de un cristal con el magma que lo circunda no ocurre en todo el cristal al mismo tiempo, sino que se ajusta en sus bordes (Vernon, 2004, p. 135). Este reequilibrio genera cambios composicionales a lo largo del cristal a medida que crece, y esto es lo que se conoce como zonación (Vernon, 2004, p. 135-136; Vernon, 2018, p. 109-110; Vernon, 2018, p. 42-43).

En cristales magmáticos existen varios tipos de zonación, algunos hacen referencia a parámetros morfológicos de la zonación, a la cantidad de cambios composicionales (zonación simple o zonación múltiple). Otro tipo de zonación hace referencia a la forma en que se esperaría que un cristal evolucionara químicamente dentro de una cámara magmática; dentro de los que se encuentran asociados a su formación en una cámara magmática encontramos:

Zonación normal: La zonación normal se caracteriza por presentar cambios composicionales, similares a los que se esperarían si el magma parental siguiera una línea de descenso del líquido durante el enfriamiento, estos cambios ocurren del núcleo al exterior del cristal asumiendo un sistema cerrado (Streck, 2008).

Zonación inversa: La zonación inversa al contrario que la zonación normal representa cualquier inversión estratigráfica en el cristal que comúnmente representaría la evolución de un sistema magmático cerrado (Streck, 2008). Aunque este tipo de zonación ha sido registrada en rocas ígneas no es común, los procesos principales que pueden generar esta zonación son: la liberación rápida de volátiles en un magma saturado de agua, una erupción volcánica, el movimiento rápido de magma en una cámara y la mezcla de magmas (Vernon, 2004, p. 139), es decir, procesos magmáticos de un sistema abierto. En la Tabla 1 se describen brevemente los tipos de zonación restante. La combinación entre diversos tipos de zonación es posible.

Debido a la composición mineral complicada de los anfíboles, los patrones de zonación en este grupo mineral son difíciles de interpretar (Humphreys et al., 2006; Streck, 2008). Esta situación que no ocurre con otras soluciones solidas como las plagioclasas, donde el estudio de la zonación de este grupo mineral ha sido amplio y fructífero (Ginibre et al., 2007; Humphreys et al., 2006; Streck, 2008; Vernon, 2018, p. 109-117). Múltiples estudios experimentales han logrado determinar las condiciones de cristalización a las que un cristal de plagioclasa se formó y como puede ser modificado por otros procesos magmáticos (Ginibre et al., 2007).

En el caso de anfíboles como las hornblendas existen muchas variables que pueden inducir el mismo tipo de zonación, por ejemplo, una hornblenda puede presentar zonación inversa debido a un aumento en la temperatura (p. ej. Bachmann & Dungan, 2002; Rutherford & Devine, 2003), y también debido a fluctuaciones de presión dentro del reservorio magmático (p. ej. Rutherford, 2008). Por ello, para el estudio de la zonación en anfíboles se deben considerar todos los escenarios posibles, así como las condiciones particulares de cada caso junto con un estudio geoquímico de elementos mayores y traza.

2.3.2 Texturas de reabsorción (*resorption textures*)

El término texturas de reabsorción se aplica a la fusión o disolución de un mineral cristalizado dentro del medio que lo contiene como consecuencia de un cambio en los parámetros del medio (Allaby, 2013, p. 493); los cristales reabsorbidos comúnmente presentan morfologías redondeadas, con bahías o presentan micro-inclusiones de vidrio (Streck, 2008; Winter, 2014, p. 45).

Existen dos tipos de texturas de reabsorción: la superficie de disolución y la reabsorción generalizada (Streck, 2008), a continuación, se discuten sus diferencias principales:

1) *Superficie de disolución:* produce la disolución progresiva del material cristalino desde el exterior de las caras cristalinas de un mineral, lo que conduce a grados diversos de apariencias redondeadas que pueden variar desde un redondeo sutil de los bordes hasta la formación de cristales fuertemente redondeados o con la presencia de bahías (Streck, 2008).

2) *Reabsorción generalizada:* afecta a todo el cristal, y las texturas que presentan este tipo de reabsorción tienen una forma muy característica en la que en los centros del cristal se observan gotas de vidrio minúsculas; la variación en tamaño puede ir desde las perceptibles en el microscopio petrográfico hasta los cristales que contienen texturas neblinosas o polvorientas; en general estas texturas se conocen como texturas de tamiz (*sieve texture*) (Streck, 2008).

Tabla 1: Tipos de zonación y su relación con la zonación normal e inversa. Las combinaciones entre varios tipos de zonación son posibles. Información resumida de Streck (2008) y Vernon (2018, p. 109-117).

Zonación tipo	Características que describe la zonación	Tipo de zonacion	Características
Zonación normal e inversa	Nitidez de la transición composicional	Zonación gradada	Se observan cambios composicionales ligeramente definidos.
		Zonación progresiva	Zonación que produce cambios composicionales progresivos sin límites definidos.
	Tipos de cambios composicionales	Zonación oscilatoria	Involucra pequeños cambios de composición repetidos que generalmente son paralelos a los planos cristalográficos, tienen espesores que van desde decenas de nanómetros (bandas finas) hasta varias decenas de micrómetros (bandas gruesas).
		Zonación monótona (sin zonación)	Debido a que el mineral crece muy rápidamente, no tiene tiempo suficiente para que el fundido circundante cambie su composición. Por lo cual no se observan cambios composicionales.
Desarrollo morfológico	Zonación concéntrica	Es la forma más común de zonación, caracterizada por zonas que avanzan paralelas a las caras cristalinas.	
	Zonación irregular	Los patrones de zonación no siguen ningún tipo de estructura mineralógica, por lo cual se observan áreas irregulares de composiciones contrastantes.	

En general, los procesos de reabsorción conducen a la eliminación de material previamente cristalizado y se producen en diferentes formas; es de interés especial donde y durante que etapa de la evolución cristalina ocurren (Streck, 2008); un aspecto a considerar durante su descripción petrográfica es que texturalmente pueden parecer inclusiones dependiendo de que

corte del mineral se tenga al preparar una lámina delgada (Vernon, 2018, p. 123).

Para el caso de los anfíboles se ha registrado con más frecuencia texturas de superficie de disolución, principalmente apariencias redondeadas, corroídas o con bahías, que han sido interpretadas como evidencias de cambios en la temperatura del magma huésped por la intrusión de un magma nuevo (Rutherford & Devine, 2003) o como resultado de la descompresión adiabática (Humphreys et al., 2006). Las texturas de reabsorción generalizada (p. ej. texturas de tamiz) también han sido descritas en la literatura y su origen ha sido atribuido al aumento de la temperatura por la intrusión de un magma nuevo (Kiss et al., 2014).

2.3.3 Coronas de reacción (*reactions rims*)

Las coronas de reacción en anfíboles son uno de los aspectos texturales más importantes para entender varios procesos que ocurren en el magma huésped (De Angelis et al., 2015), ya que las coronas de reacción son resultado de desequilibrio entre un mineral y el medio circundante (Henton, 2013). Las coronas de reacción en el caso de las hornblendas magmáticas son resultado de una pérdida gradual de la presión de agua en el magma, pues los anfíboles al ser minerales hidratados (hasta del 2% wt) comienzan a reaccionar con su entorno formando ensamblajes microlíticos de minerales anhidros, principalmente piroxeno, plagioclasa, y óxidos de hierro y titanio, los cuales presentan morfologías y tamaños variados (Browne & Szramek, 2015; De Angelis et al., 2015).

Se han hecho estudios acerca de las coronas de reacción con la intención de reconocer parámetros texturales que sirvan para develar los procesos que formaron esta textura y con esto determinar que ocurre en la cámara magmática (De Angelis et al., 2015; Kiss et al., 2014); dentro de las primeras investigaciones se reconocieron dos tipos de coronas de reacción en anfíboles magmáticos: 1) coronas gabróicas y 2) coronas opacíticas (Garcia & Jacobson, 1979); el límite entre ambas es un poco difuso, por lo cual estudios posteriores como el de Rutherford and Hill (1993) prefieren simplemente usar el término de coronas o bordes de reacción (*reaction rims*); en el [anexo 1](#) se compilaron algunas clasificaciones de las coronas de reacción en anfíboles, las cuales se siguen usando a lo largo de la literatura. De forma general se distinguen dos tipos, las coronas de grano grueso y las coronas opacíticas.

Las coronas de reacción de grano grueso, similares a las coronas gabróicas de Garcia and Jacobson (1979), son texturas donde el anfíbol es reemplazado total o parcialmente por agregados finos a medios de piroxenos, plagioclasas y óxidos de hierro; estas coronas son clasificadas con base en su espesor (Rutherford & Hill, 1993; Murphy et al., 2000; Rutherford & Devine, 2003) y están asociadas a cristales en contacto directo con la matriz volcánica, como lo reconocieron Rutherford and Hill (1993), por lo que los anfíboles dentro de otras fases minerales no desarrollan este tipo de corona de reacción.

El origen de estas coronas ha sido ampliamente discutido y se han planteado múltiples procesos que generan la pérdida de presión de agua en el magma como la descompresión durante el ascenso del magma portador (Browne & Gardner, 2006; Rutherford & Hill, 1993), aumento de la temperatura por la inyección de otro magma (Murphy et al., 2000; Plechov et al., 2008; Rutherford & Devine, 2003), cambios en el fH_2O (Garcia & Jacobson, 1979), entre otros (Murphy et al., 2000). Los estudios experimentales conducidos sobre estas coronas encontraron que la pérdida en la presión de agua en el magma portador se forma como consecuencia de dos procesos principales: la descompresión y los cambios de temperatura,

y que, además, mediante ciertas características texturales y el contexto del sistema, era posible reconocer si estas coronas son más afines a ciertos procesos que a otros; por ejemplo, Rutherford and Devine (2003) encontraron que el crecimiento de coronas gruesas ($\sim 200 \mu\text{m}$) con clinopiroxeno abundante formando continuos ópticos, son pruebas de coronas formadas por un aumento en la temperatura.

Recientemente, estudios como los de De Angelis et al. (2015) encontraron que aunque existen divisiones experimentales (fig. 3) entre las coronas afines a la presión o a la temperatura, en algunos casos resulta casi imposible definir las solo por medio de observaciones, ya que pueden llegar a ser texturalmente (p. ej. grosor, tamaño de microlitos, etc.) muy similares, especialmente en el tamaño de los microlitos que las componen.

Aunque eso no significa que no existen características texturales que permiten asociarlas a algún proceso formador. En ese mismo trabajo se investigaron las coronas formadas por aumento en la temperatura y se encontró una relación estadística entre la proporción de ciertas fases minerales y la duración del experimento a temperaturas diferentes (880, 900 y 920 °C). Específicamente se encontró que “las mineralogías de las coronas de reacción (plagioclasa, óxidos de Fe-Ti, orto y clinopiroxeno) contrastan con los experimentos de descompresión (ortopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti)” (De Angelis et al., 2015) donde el ortopiroxeno es el único piroxeno presente.

En el caso de las coronas producidas por aumentos en la temperatura se observa un aumento en la cantidad de ortopiroxeno con la duración experimental, mientras que los niveles de clinopiroxeno disminuyen con el tiempo e incluso llega a estar ausente (fig. 4). De Angelis et al. (2015) establecen que es posible que exista una relación entre contenido de An en la plagioclasa y la desaparición del clinopiroxeno para estas coronas. El trabajo concluye que estos datos puedan llegar a ser un poco artificiales, por lo cual los resultados obtenidos deben ser tomados como preliminares, aunque estas relaciones podrían ser una forma de discriminar entre el calentamiento y los procesos de descompresión en los sistemas volcánicos naturales, y estos resultados se consideran relevantes.

Por otro lado, las coronas opacíticas son texturas donde el anfíbol es reemplazado por una mineralogía similar al de las coronas gabróicas, aunque las coronas opacíticas tienen mayor contenido de óxidos de hierro-titanio y el tamaño de los minerales es mucho más pequeño, por lo cual las fases no pueden ser identificadas con el microscopio petrográfico; el espesor de estas coronas es muy variable (García & Jacobson, 1979; Rutherford & Hill, 1993).

Una característica importante de estas coronas es que pueden desarrollarse dentro de los anfíboles, en el crucero o en otra estructura cristalográfica sin estar en contacto directo con la matriz volcánica (Murphy et al., 2000; Rutherford & Devine, 2003; Rutherford & Hill, 1993). En general, este tipo de corona ha sido interpretada como resultado de la pérdida de volátiles dentro del magma que contiene a los anfíboles debido a la descompresión del magma en condiciones más superficiales (García & Jacobson, 1979; Rutherford & Hill, 1993).

El espesor de los dos tipos de coronas descritas arriba ha sido utilizado como una forma de estimar la velocidad a la que el magma huésped ascendió (p. ej. Browne & Gardner, 2006; Buckley et al., 2006; Devine et al., 1998; Geschwind & Rutherford, 1995; Rutherford, 2008). Desde el trabajo pionero de Rutherford and Hill (1993) hoy se considera una herramienta muy útil para estimar esta velocidad (Browne & Szramek, 2015; Rutherford, 2008).

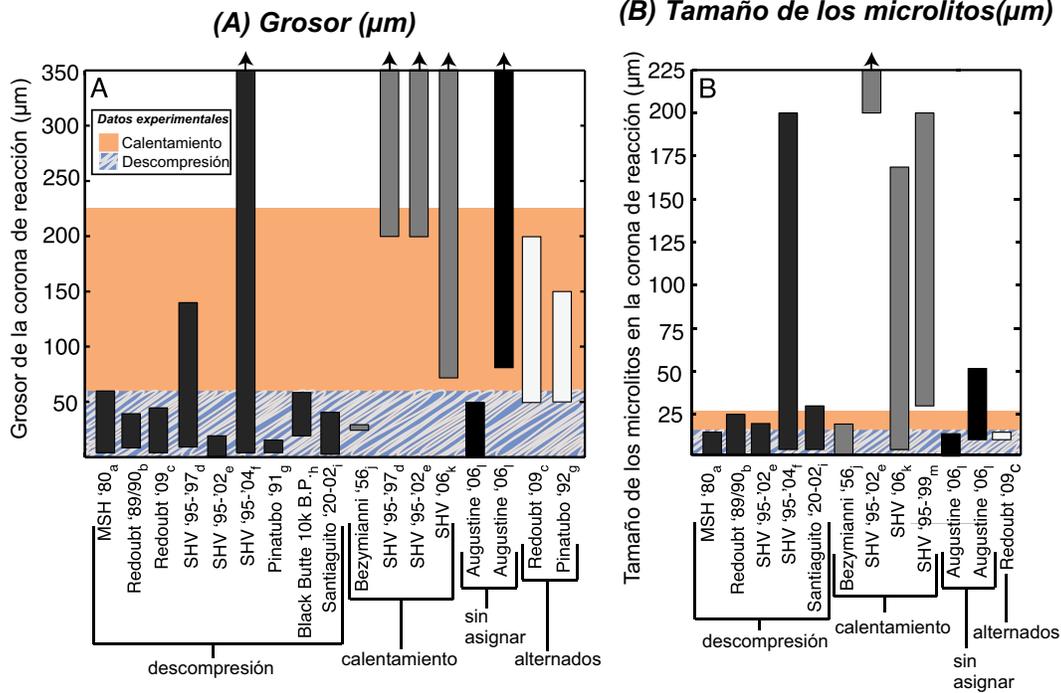


Fig. 3: Rangos de las coronas de reacción (de grano grueso) en anfíboles naturales de diversas muestras volcánicas, **(A)** grosor (μm) y **(B)** tamaños de microlitos (μm). Los datos se clasifican por la causa inferida de la formación del borde de reacción (descompresión, calentamiento, sin asignar y "alternados"). Traducido de De Angelis et al. (2015). Para más información sobre las abreviaciones usadas en esta imagen, consultar el Anexo 2 (Comentario1).

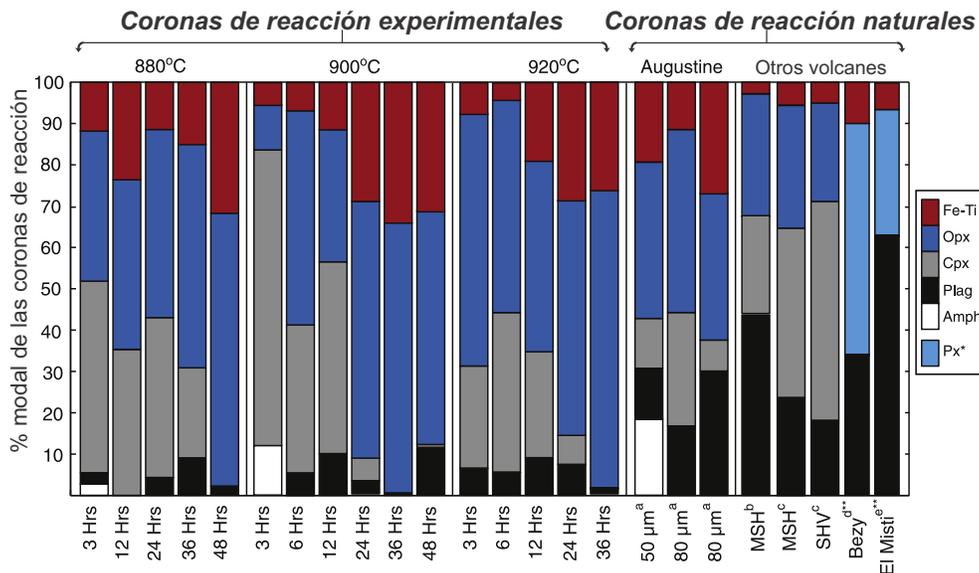


Fig. 4: Proporción de la mineralogía en bordes de reacción de anfíboles naturales y experimentales. Los bordes de reacción son inducidos por calentamiento experimental en ambos tipos de muestras. Traducido de De Angelis et al. (2015). Para más información sobre las abreviaciones usadas en esta imagen, consultar el Anexo 2 (Comentario2).

El mecanismo y la forma en que se desarrollan las coronas arriba descritas aún no se ha

explicado en la literatura, no se sabe ¿cuál es el papel de la matriz en su formación?, ¿por qué la hornblenda se descompone principalmente en ese ensamble mineral?, ¿existe una presión y temperatura límite para su formación? y ¿por qué dos procesos diferentes pueden formar coronas textural y composicionalmente similares?, aunque eso no ha evitado que esta textura sea una herramienta muy útil, que usada junto con otras texturas de desequilibrio pueden develar en forma muy precisa procesos pre-eruptivos que ocurren en la cámara magmática (Henton, 2013; Redner, 2016).

2.3.4 Agregados cristalinos

Dentro de la petrología ígnea existe un término textural conocido como agregados glomeroporfídicos, el cual hace referencia a la acumulación de los mismos minerales que se encuentran como fenocristales en un sistema magmático (Vernon, 2018, p. 69). Estos agregados pueden estar conformados por un solo tipo de fenocristal, aglomerado que se conoce como glomero-cristal, o agregados de varios fenocristales conocido como cumulo-cristal (Toselli, 2009, p. 52-53; Vernon, 2018, p. 356). Un parámetro textural para reconocerlos es que al formarse como consecuencia de procesos en la cámara magmática es común que entre los intersticios de los minerales exista un poco de vidrio residual (Vernon, 2018, p. 69-71).

El término de agregados glomeroporfídicos se usa para representar el concepto de minerales agregados, pero no todos los agregados son formados por los mismos procesos; entre algunos de estos procesos tenemos: nucleación heterogénea, la deriva y unión mutua de cristales suspendidos en un magma (*sinneusis*), segregación de flujo (*flow sorting*) y desintegración de frentes de solidificación (Vernon, 2004, p. 109-124; Vernon, 2018, p. 69-71).

Los agregados glomeroporfídicos, además, pueden confundirse con cúmulos o acumulados (*cumulates*), los cuales son rocas ígneas con concentraciones de cristales que difieren en composición del magma original que los formó, ya que durante su formación la acumulación cristalina y/o la pérdida de líquido residual modificó su composición original (Best, 2003, p. 320; Vernon & Collins, 2011). De forma similar los agregados glomeroporfídicos y cúmulos pueden ser confundidos con agregados de antecristales y con xenolitos, los cuales son inclusiones o enclaves en una roca ígnea de una roca preexistente.

Los xenolitos a menudo se derivan de las rocas circundantes en las cuales se estacionó el magma a medida que se formaba una roca ígnea, y con frecuencia muestran alguna evidencia de reacción (Allaby, 2013, p. 637; Vernon, 2018, p. 103). Los xenolitos no solo son fuente de información importante sobre las rocas presentes en profundidad a las que no se tiene acceso (Rudnick & Fountain, 1995), sino que también pueden ser evidencias de un proceso conocido como *magmatic stoping* (Cruden & Weinberg, 2018), en el cual un magma se estaciona en la corteza como consecuencia de los parámetros físicos del magma. La presencia de rocas de niveles diversos de la corteza proporciona una evidencia clara de la interacción entre el magma y la roca huésped a diferentes profundidades (Jerram et al., 2018). Un estudio detallado de las fases minerales que componen los agregados, sus relaciones entre ellos y con su matriz pueden ayudar a determinar de forma aproximada que tipo de agregado se tiene, sin embargo, resulta aconsejable realizar estudios geoquímicos e isotópicos. En el caso de las hornblendas los agregados de pueden ser evidencias de la cristalización temprana de esta fase por fraccionación (Dessimoz et al., 2012).

MARCO GEOLÓGICO

México ha sido escenario de una geodinámica muy activa y compleja caracterizada por las interacciones de las placas tectónicas que han delimitado al territorio nacional a lo largo del tiempo. La subducción de algunas de estas placas ha generado periodos de actividad magmática en la parte Suroeste de México desde el Cretácico Tardío y con un registro durante todo el Mesozoico (fig. 5); la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana generó el magmatismo de arco de la Sierra Madre del Sur (SMS) caracterizada por un magmatismo principalmente silíceo (Morán-Zenteno et al., 1999; 2007; 2018); la placa de Farallón dio origen a las placas de Guadalupe, Cocos y Rivera como resultado de su fragmentación (como se cita en Morán-Zenteno et al. (1999)) y, de la subducción de las placas de Rivera y Cocos, surgió la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) con una química compleja y una gran variedad de estilos eruptivos (Gómez-Tuena et al., 2005, 2018; Ferrari et al., 2012).

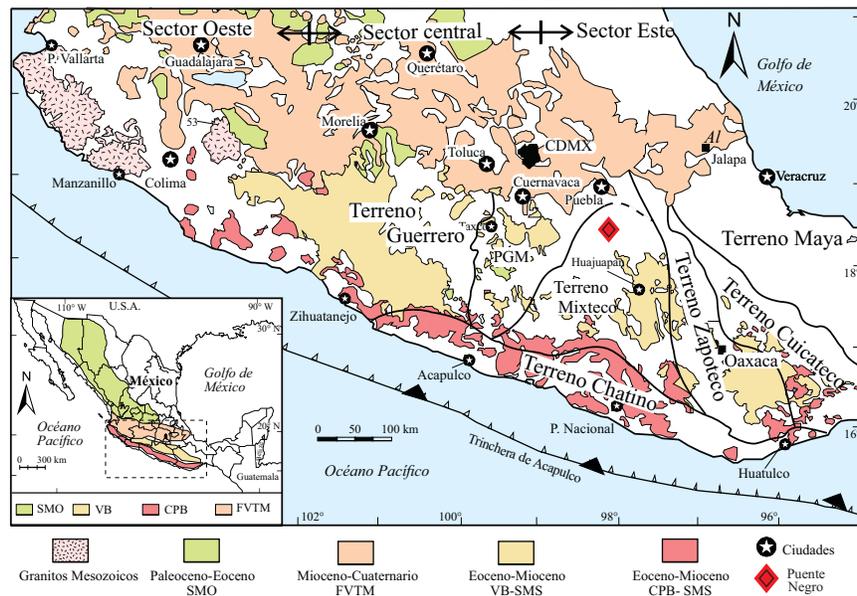


Fig. 5: Mapa de las rocas magmáticas cenozoicas del sur de México con algunos rangos de edad en Ma en relación con los terrenos del Sur de México, PGM: Plataforma Guerrero-Morelos. El recuadro muestra la distribución de las principales provincias magmáticas en México (SMO: Sierra Madre Occidental, VB: Cinturón Volcánico de la SMS, CPB: Cinturón Plutónico Costero de la SMS, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana). Traducido y modificado de Martínez-Serrano et al. (2008).

3.1 Sierra Madre del Sur

Las rocas de arco de la SMS se extienden desde Michoacán y Colima hasta el este de Oaxaca cubriendo un área total de $\sim 90,000 \text{ km}^2$ (fig. 5) (Morán-Zenteno et al., 2000; 2018). Esas rocas en su mayoría de composición intermedia a silícica representan un registro magmático continuo de ~ 80 millones de años iniciado en el Cretácico Tardío y finalizando en el Mioceno temprano (Morán-Zenteno et al., 2018). De acuerdo con Morán-Zenteno et al. (2018), el magmatismo de arco durante este período de actividad varió en el tiempo y en el espacio, así como en su composición y entorno tectónico.

Ferrari et al. (2014) compilaron 499 edades isotópicas, análisis de elementos principales y traza de 347 muestras magmáticas disponibles en la literatura, abarcando edades desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno; este estudio les permitió establecer cinco episodios magmáticos en la SMS, mientras que la revisión de Morán-Zenteno et al. (2018) también establece cinco episodios aunque la cronología de eventos difiere; en la fig. 6 se puede observar un mapa esquemático con la distribución y migración relativa de la actividad en la SMS como se expone a continuación:

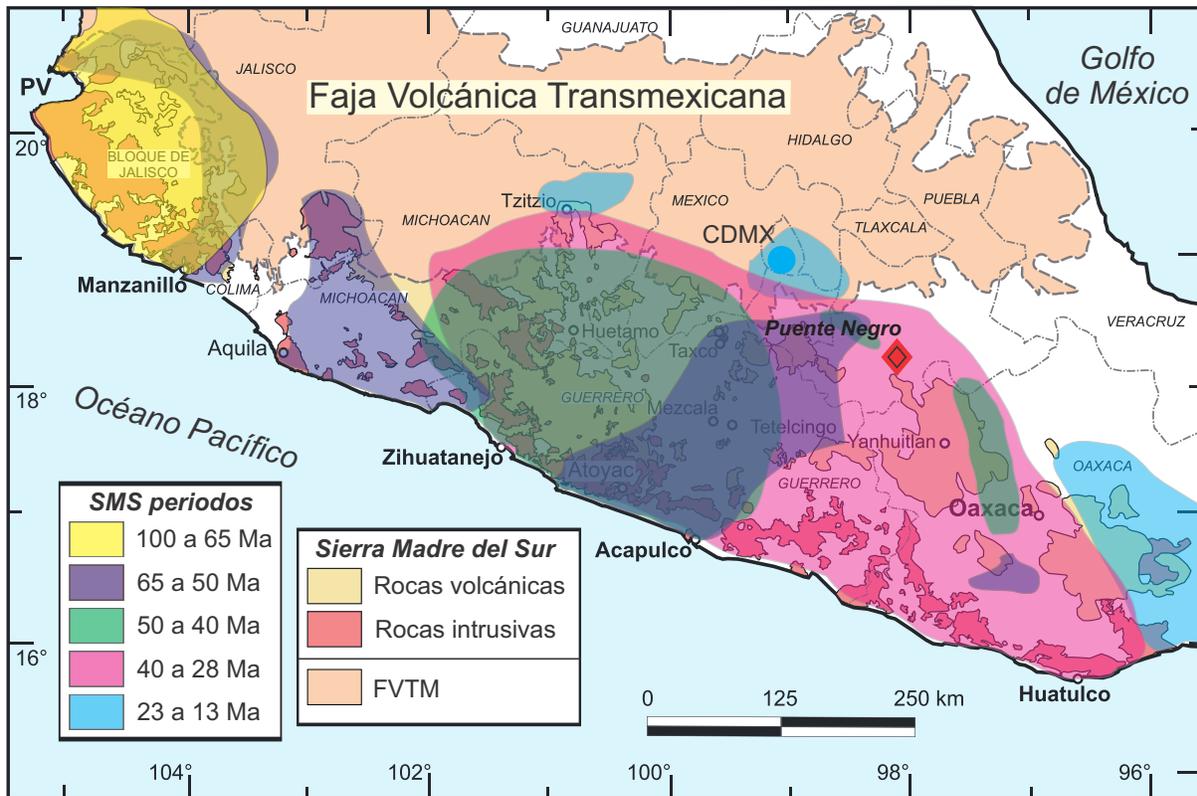


Fig. 6: Esquema de la distribución espacio-temporal del magmatismo en la SMS para los cinco intervalos definidos en Morán-Zenteno et al. (2018).

1. *100 a 65 Ma (Cretácico Superior):* Este periodo se caracteriza por actividad volcánica efusiva en la región del bloque de Jalisco; también se observa la formación de grandes intrusivos que constituyen un batolito llamado el batolito de Puerto Vallarta-Manzanillo, expuesto principalmente hacia la costa. Todo este conjunto de rocas representa una

cadena que se orienta NNW entre Puerto Vallarta y Manzanillo.

2. *65 a 50 Ma (Cretácico Tardío-Paleoceno)*: la actividad es principalmente explosiva representada en secuencias de ignimbritas silíceas, actividad volcánica efusiva silícea a basáltica y grandes intrusivos graníticos y gabróticos distribuidos en dos zonas principales una ubicada en la región de Colima y Jalisco incluidos los batolitos de Manzanillo y Jilotlán, y con esta misma edad lavas e intrusivos expuestos en el SMS central, entre Guerrero, Acapulco y Tetelcingo en un cinturón con orientación NNE.
3. *50 a 40 Ma (Paleoceno-Eoceno temprano)*: La actividad asociada a este periodo se encontró distribuida desde el este de Michoacán hasta el estado de Guerrero; se compone de flujos de lavas riolíticas que representan la actividad efusiva, junto con algunos batolitos graníticos-granodioríticos expuestos de forma continua desde Zihuatanejo, Huetamo, hasta Acapulco.
4. *40 a 28 Ma (Eoceno-Oligoceno)*: La actividad ígnea asociada a este evento se encuentra en el centro de la SMS; son principalmente batolitos graníticos-granodioríticos expuestos desde Atoyac a Huatulco; también hay otro tipo de cuerpos volcánicos expuestos desde Huetamo a Oaxaca que son principalmente rocas volcánicas silíceas y un grupo de rocas basálticas y diques máficos.

28 a 23 (Oligoceno tardío): Hiatus de ~ 5 Ma representado por la ausencia de magmatismo en la SMS aparentemente debido a procesos de erosión por subducción.

5. *23 a 13 (Mioceno temprano)*: La actividad se desplazó hacia la parte más oriental de la SMS y hasta el este y norte de Oaxaca, así como al norte de la SMS donde se empezaría a formar la FVTM.

3.2 Faja Volcánica Transmexicana

La FVTM es un arco continental con una extensión de 1000 km de largo que se extiende desde el estado de Nayarit hasta el estado de Veracruz (fig. 5 y fig. 7a). Muestra una gran variación en la composición y el estilo volcánico y, además, en algunas de sus porciones se caracteriza por una tectónica extensional intra-arco (Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2018).

La inusual subducción de Rivera y Cocos debajo de la placa Norteamericana es lo que genera este magmatismo de arco que muestra cambios en su geometría (Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2018). La FVTM se ha dividido en tres sectores: el sector este, el sector central y el sector oeste (fig. 5 y fig. 7a). Dicha división está realizada con base ciertos parámetros geofísicos que presenta la placa Norteamericana, y estos parámetros parecen ser un aspecto fundamental que controla la variabilidad química de la FVTM (Gómez-Tuena et al., 2018).

La actividad de la FVTM inicia en el Mioceno temprano a medio, como resultado de la migración de la actividad volcánica desde la Sierra Madre Oriental (SMO) debido a cambios en la geometría de las placas (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari, Conticelli, Vaggelli,

Petrone, & Manetti, 2000; Ferrari et al., 2012), el mayor cambio se observa en el estilo y la composición del volcanismo dominante, de silícico y explosivo en la SMO hasta intermedio y efusivo en los primeros pulsos de la FVTM. Algunos autores como Gómez-Tuena et al. (2005) y Ferrari et al. (2012) han reconocido cuatro episodios magmáticos principales:

1. *Mioceno temprano a tardío (La FVTM temprana)*: Este episodio se caracteriza por la instauración de un arco de composición intermedia en el centro de México, entre la longitud de Morelia-Querétaro y las costas del Golfo de México conformado inicialmente por secuencias de lavas basálticas y andesíticas; posteriormente, el vulcanismo se aleja de la trinchera y forma estratovolcanes ubicados en las partes centrales de la FVTM, mientras que existe un episodio representado por cuerpos plutónicos y subvolcánicos de composición gabrónica a diorítica ubicada hacia el extremo oriental, lejos de la trinchera en la región de Palma Sola.
2. *Mioceno tardío (El pulso máfico migrante hacia el este)*: Este es un episodio caracterizado principalmente por vulcanismo máfico conformado por mesetas basálticas, emplazadas a través de fisuras y algunos volcanes de escudo pequeños y conos de lava; el vulcanismo que se desarrolló durante el Mioceno medio se vio interrumpido durante este episodio cuando se emplazaron todos estos productos máficos desde la costa de Nayarit hasta la de Veracruz.
3. *Mioceno al Plioceno temprano (El episodio de silicio a bimodal)*: Después del episodio de magmatismo máfico, el vulcanismo decrece significativamente, y progresivamente migra hacia la trinchera caracterizada inicialmente por domos dacíticos y riolíticos, así como grandes volúmenes de ignimbritas emitidas por calderas regionales, formando una franja que se distribuye justo al sur de las rocas producidas en el episodio máfico anterior.
4. *Plioceno-Holoceno tardío (La FVTM moderna)*: En casi toda la FVTM el vulcanismo silícico y bimodal se ve reemplazado por un arco volcánico caracterizado una gran variabilidad geoquímica (andesítico-basáltica) que comienza a desarrollarse a partir del límite del Plioceno temprano y el Plioceno tardío; en el Plioceno tardío se instauran los grandes campos monogenéticos y ya para el Cuaternario comienza la actividad de los principales estratovolcanes de la FVTM, muchos de los cuales aún siguen activos.

3.3 Puente Negro

El complejo de diques Puente Negro (PN) es un sistema subvolcánico con xenolitos de la corteza inferior y superior que se encuentra emplazado dentro del Complejo Acatlán (fig. 7a) (Ortega-Gutiérrez et al., 2011), el cual es un complejo metamórfico de rocas paleozoicas que representan el basamento del Terreno Mixteco, se encuentra delimitado por la Falla de Caltepec, al oriente y por la Falla de Papalutla al occidente (Ortega-Gutiérrez et al., 1999).

Dentro del Complejo Acatlán, PN se encuentra intruyendo a los Granitoides Esperanza (GE) (fig. 7b) (Ortega-Gutiérrez et al., 2011), un paquete de metagranitoides retrógrados, esquistos, anfíbolitas y migmatitas que se encuentran asociado al Grupo Piaxtla (Ortega-

Gutiérrez et al., 1999; Reyes-Salas, 2003), el cual ha sido asociado a los eventos de rift y subducción del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez et al., 2018) por lo que es común que estas rocas presenten remanentes minerales de la facies de eclogita (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Reyes-Salas, 2003).

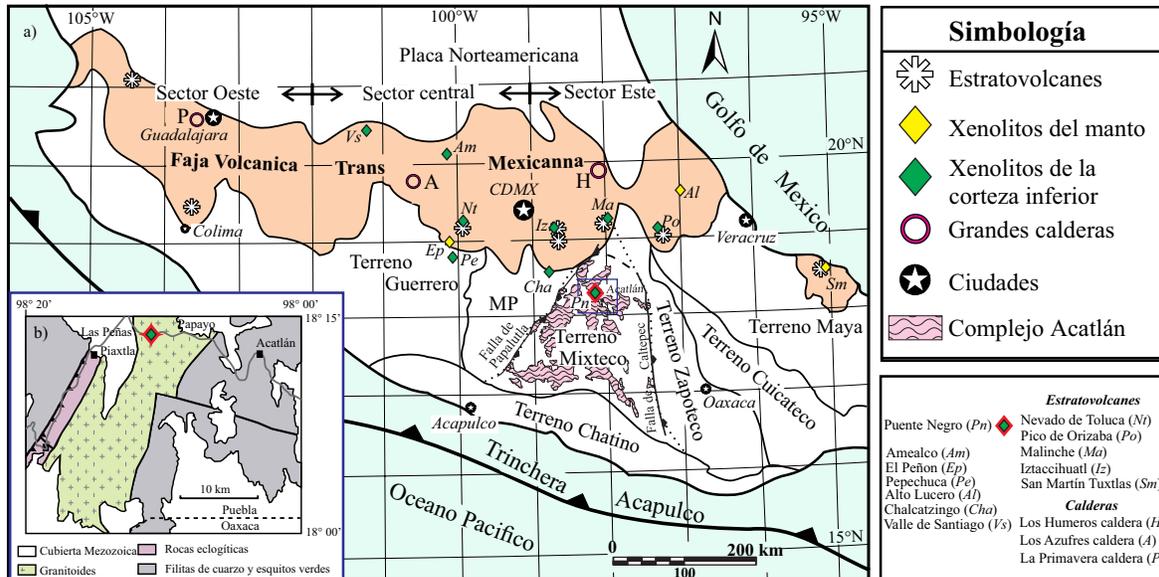


Fig. 7: a) Ubicación del dique Puente Negro (Pn) (rombo rojo con verde) así como otras localidades con xenolitos del manto y de la corteza inferior en relación con la Faja Volcánica Transmexicana y el Complejo Acatlán. b) El recuadro muestra la ubicación de Pn dentro del complejo Acatlán, el cual se encuentra intruyendo a los GE: Granitoides Esperanza. Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (2011).

PN es un cuerpo subvolcánico con una forma cónica y un ancho máximo de 160 m que se encontraba aflorando (el afloramiento, en parte, fue cubierto debido a la reconstrucción del puente que pasa por ahí) a $18^{\circ}13.74' N$, y $98^{\circ}10.98' W$, entre los pueblos de El Papayo y Las Peñas, sobre la carretera federal 190 entre Izúcar de Matamoros y Acatlán (Martiny, 2008; Ortega-Gutiérrez et al., 2011) (fig. 8a); se cree que este cuerpo representa la terminación de un complejo de diques poco profundos, compuesto por tres diques de composición andesítico-dacítica separados, dos de los cuales contienen xenolitos y xenocristales abundantes (Ortega-Gutiérrez et al., 2011) (fig. 8b). La variedad de estos xenolitos es bastante amplia abarcando rocas ígneas y metamórficas de distintas partes de la corteza. Dentro de este grupo de xenolitos destacan los gabros y piroxenitas de hornblenda, cuya importancia petrogenética será discutida más adelante.

En muestra de mano las rocas de la andesita son principalmente melanocráticas con un característico color negro y una textura porfídica, donde la fase mineral que más destaca es el anfíbol, además, una observación detallada revela que incluso en las muestras con menos xenolitos es posible encontrar algunos xenocristales de cuarzo o alguna otra fase xenocrystalina como granates.

Las dacitas se caracterizan por un índice de color mucho más mesocrático, con un color gris cálido característico, en estas rocas es posible encontrar abundantes xenocristales e inclusiones como bojititas (gabros de hornblenda) y piroxenitas de anfíbol, xenolitos como gneises

cuarcíticos, cuarcitas impuras, gneises cuarzo-feldespáticos y gneises con granate.

La geoquímica de PN es muy similar a un conjunto de lavas andesítico-basálticas expuestas al este de PN, en el sector occidental del estado de Oaxaca previamente descritas por [Martiny et al. \(2000\)](#), [Cerca et al. \(2007\)](#) y [Martiny \(2008\)](#), las cuales además de una química parecida comparten una edad similar (Oligoceno $\sim 33\text{--}29$ Ma) [Martiny \(2008\)](#) con PN. Este último está ligeramente más enriquecido en Pb debido a la participación de un componente cortical en la génesis de los magmas, además, hay un enriquecimiento en los REE¹, particularmente en MREE debido a la presencia de macrocristales de anfíbol y en HREE debido a xenocristales de granate en la andesita ([Ortega-Gutiérrez et al., 2011](#)).

Un aspecto interesante, aunque no es objeto de esta tesis es que [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#) reportan que en este dique hay evidencias de metamorfismo en facies de sanidinita en rocas cuarzo-feldespáticas en una ventana en medio de ambos diques (fig. 8a) donde algunas rocas encajonantes se fundieron parcialmente hasta formar buchitas.

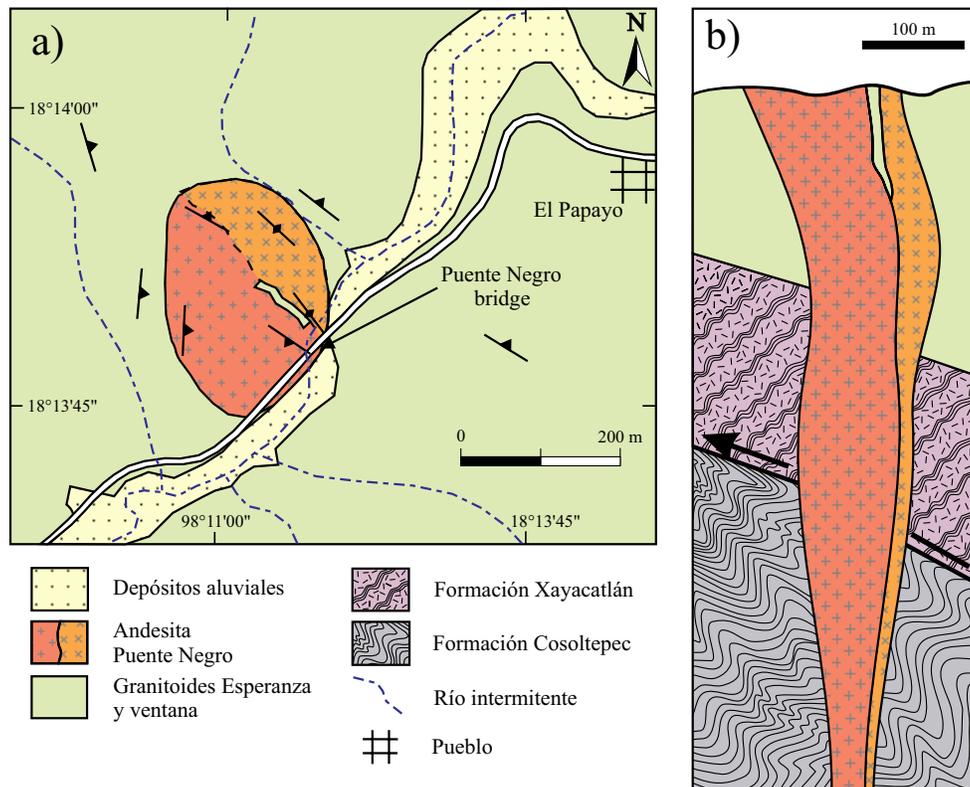


Fig. 8: a) geología local de PN y b) sección esquemática de PN. Las rocas no expuestas probablemente consisten en rocas máficas y ultramáficas eclogíticas retrógradas de la Formación Xayacatlán, y filitas cuarzosas de bajo grado de la Formación Cosoltepec. Mapa modificado de [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#).

3.3.1 Edad de la intrusión Puente Negro

En la literatura se han reportado por lo menos dos edades para la formación de este sistema; un concentrado de anfíbol arrojó una edad K-Ar de 23.2 ± 1.1 Ma y una edad de $22.3 \pm$

¹REE = *Rare Earth Elements* o Elementos de Tierras raras. HREE (Heavy REE) y MREE (Middle REE)

0.9 Ma para las plagioclasas de la matriz volcánica, ambas edades caen dentro del Mioceno temprano (Martiny, 2008; Martiny et al., 2004).

Otra datación K-Ar más reciente estima que la edad de la matriz vítrea de PN es de 29.2 ± 0.3 Ma, mientras que la edad de algunos ¿xenocristales? de hornblenda está estimada en 30.5 ± 0.6 Ma, las edades caen dentro del Oligoceno medio (Ortega-Gutiérrez et al., 2011). Esta última estimación es mucho más consistente temporal y espacialmente con la actividad de la SMS por lo cual PN ha sido asociado a la actividad de la SMS (Ortega-Gutiérrez et al., 2011), especialmente al 4° periodo de actividad volcánica (el periodo oligocénico) (fig. 9).

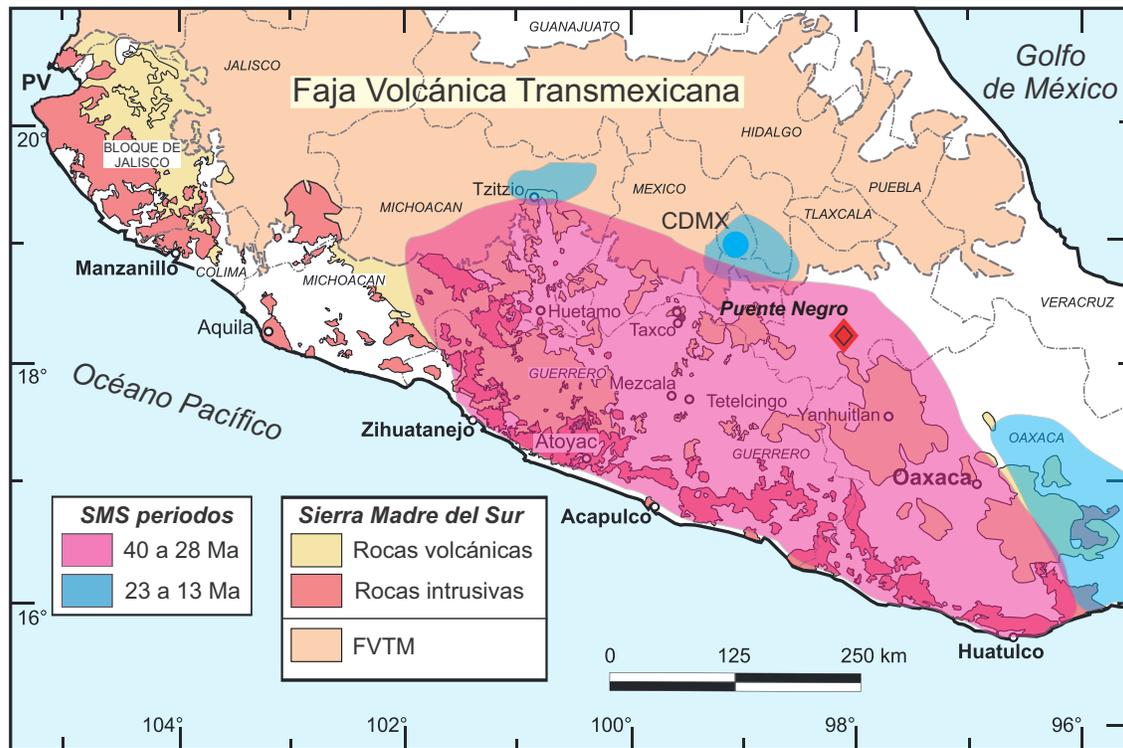


Fig. 9: Mapa de las rocas magmáticas del sur de México (FVTM y SMS) en relación con Puente Negro (rombo rojo); la zona de color rosa representa el 4° periodo de actividad en la SMS (el periodo oligocénico). Traducido y modificado de Ferrari et al. (2014) y Morán-Zenteno et al. (2018).

3.3.2 Modelos petrogenéticos de Puente Negro

El trabajo de (Ortega-Gutiérrez et al., 2011), además de proponer un modelo petrogenético de los xenolitos de PN, ofrece un modelo petrogenético conjunto del sistema PN. Inicialmente se considera que PN sea la parte más superficial de un VIPS, cuya configuración más simple sea la que se presente en la fig. 10a, también se menciona que PN fue un sistema basáltico oligocénico de larga duración que se derivó del manto e interactuó con diversos niveles de la corteza continental (fig. 10b).

Estos autores creen que hay por lo menos dos pulsos magmáticos fundamentales: el primero fue un magma basáltico hidratado que alcanzó una temperatura entre 800 a 950 °C, se estacionó y se diferenció en la corteza media a presiones de 4–6 kbar generado una cámara magmática rica en hornblenda. Posteriormente, se generó un segundo magma basáltico que atravesó la cámara magmática parcial o totalmente cristalizada y causó la desintegración

de sus rocas ricas en hornblenda, emplazándose muy cerca de la superficie con su carga de xenolitos y fundiendo parcialmente los gneises encajonantes.

El modelo de [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#) se generó con base en la observación en campo, análisis petrográfico e interpretación de datos geoquímicos, isotópicos y geocronológicos. Una parte de su análisis se centró moderadamente en el estudio de los anfíboles principalmente en la termometría plagioclasa-hornblenda y barometría Al en hornblenda para estimar las condiciones P-T en las rocas gabróicas; también, dentro de los anfíboles de los diques los autores reconocieron la existencia de coronas gabróicas y opacíticas, y con base en observaciones petrográficas de estas coronas los autores sugieren que tienen más afinidad a procesos de descompresión.

Además, se realizaron mediciones cualitativas de los espesores y se determinó que es probable que algunos anfíboles tengan diversas tasas de descompresión y que incluso existan pulsos explosivos. Finalmente se realizaron estudios geocronológicos K-Ar (como se describe arriba) y análisis geoquímicos WDS en anfíboles que determinaron el tipo principal de anfíbol en estas rocas es pargasita y en menor medida también hay otros anfíboles cálcicos.

Debido a que el componente principal en las rocas de PN son anfíboles cálcicos, para simplificar su nomenclatura se usa el término hornblenda en el sentido general ([Hawthorne, 1983](#)), asumiendo los nombres recomendados por la IMA para anfíboles cálcicos ([Leake et al., 1997](#); [Hawthorne et al., 2012](#)), como edenita, magnesio-hornblenda, tschermakita, pargasita, etc. solo cuando sea necesaria la distinción.

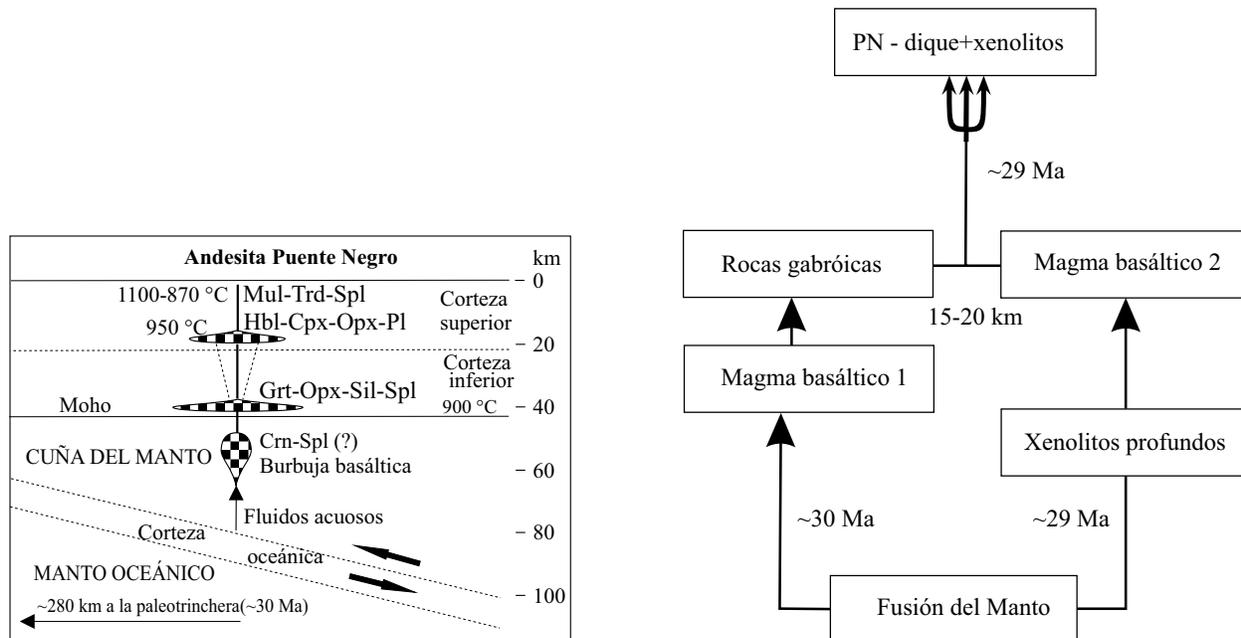


Fig. 10: Modelos petrogenéticos. Modificado de [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#).

METODOLOGÍA

En esta tesis se usó principalmente una metodología petrográfica analítica basada en el microanálisis sistemático, enfocado en la descripción petrográfica de las principales fases minerales y en el análisis textural detallado. Esta metodología consta de dos etapas: microscopía óptica (descripción petrográfica) y microscopía electrónica (análisis EDS y WDS) de las principales fases minerales en los diques de PN. Para complementar esta investigación se realizó geotermobarometría de anfíboles, para caracterizar las condiciones físicas (presión y temperatura) bajo las cuales se formaron las hornblendas de la intrusión de PN.

4.1 Descripción petrográfica

Preliminarmente se observó un total de 55 láminas delgadas de todo el sistema Puente Negro, de estas láminas provistas por el Dr. Fernando Ortega Gutiérrez solo se estudiaron detalladamente 28 láminas asociadas con la génesis de las hornblendas; las láminas fueron estudiadas en un microscopio petrográfico Leitz modelo Laborlux 12 Pol.

La descripción se centró en determinar y caracterizar mediante observación petrográfica las fases minerales en los diques, ya que múltiples autores han planteado que el estudio de las poblaciones minerales puede arrojar luz sobre los procesos complejos que ocurren en un VIPS (p. ej. Henton, 2013; Jerram & Martin, 2008; Jerram et al., 2018; Kiss et al., 2014), además de que se puede obtener información de la historia genética del magma que contiene dichas poblaciones (Henton, 2013).

La primera fase por tratar en el estudio de poblaciones minerales es la caracterización y cuantificación textural (p. ej. forma, tamaño, alteraciones, etc.) (Jerram & Martin, 2008; Jerram et al., 2018), con la finalidad de determinar cuántas poblaciones minerales hay para posteriormente caracterizarlas geoquímicamente. El enfoque principal de esta tesis se centró en las hornblendas de los diques de PN, aunque no por ello se les dio menor importancia a las demás fases minerales asociadas.

Además, con base en las descripciones de campo de Ortega-Gutiérrez et al. (2011) se planteó la posibilidad de que las características petrográficas en las hornblendas fueran similares en los diques que presentan xenolitos y que fuesen diferentes en las que no los presentan. Dentro de estos xenolitos existe un grupo particular, los gabros de hornblenda, que de acuerdo con Ortega-Gutiérrez et al. (2011) representarían el primer magma del VIPS PN, razón por la cual se intentó describir la petrografía separándola en tres partes: 1) Petrografía del dique PN sin xenolitos 2) Petrografía del dique PN con xenolitos y 3) Petrografía de los xenolitos

gabróicos y piroxenitas de hornblenda.

Sin embargo, en la ronda preliminar se observó que ninguna de las muestras analizadas representaba a las piroxenitas de hornblenda y al dique PN sin xenolitos, debido a que es común observar algún tipo de xenocristal o “glomeroxenocristal” dentro de las rocas estudiadas, por lo cual la petrografía se redujo a 1) Petrografía del dique PN con xenolitos, conformados por los diques andesíticos-dacíticos y 2) Petrografía de los xenolitos gabróicos de hornblenda. Cabe destacar que no se realizaron análisis en función del tipo de roca debido a que no se disponía de los recursos suficientes, además en este trabajo se asumió que las rocas andesíticas y dacíticas representan el mismo tipo de roca con diferente grado de asimilación cortical.

4.1.1 Parámetros en coronas de reacción

En esta tesis se prefiere el término de coronas gabróicas y opacíticas de Garcia and Jacobson (1979) para referirse a las coronas de reacción con diferencias morfológicas, pero se reconoce el límite descriptivo que estos términos tienen, por lo cual estos conceptos se modifican parcialmente.

Como algunos autores utilizan los grosores de las coronas de reacción como otro parámetro para distinguir entre poblaciones de anfíboles (p. ej. Plechov et al., 2008) se realizaron mediciones en las hornblendas perpendiculares al eje C ([Ilustración del Anexo 3](#)) con las coronas de reacción menos anómalas; se realizaron varias mediciones sobre esta textura para determinar el grosor promedio. Para asegurar que las mediciones fueran lo más exactas posibles se realizaron diversas mediciones en la borde, con un microscopio petrográfico Leitz modelo Laborlux 12 Pol y una rejilla gradada. Una lámina pudo ser medida usando un microscopio petrográfico Leica con luz polarizada y reflejada acoplado a una cámara ZEISS Axiocam ERc 5s y el programa ZEN core. Finalmente, estos grosores fueron comparados con algunas mediciones en el SEM.

Además del grosor de las coronas, se determinó la composición de estas con ayuda de imágenes de electrones retrodispersados y análisis EDS, el parámetro composicional sirve para clasificarlas y determinar su afinidad a los procesos que las formaron (p. ej [De Angelis et al., 2015](#)).

4.2 Análisis por microscopio electrónico (EDS) y microsonda electrónica (WDS)

Se analizaron cinco láminas con un microscopio electrónico de barrido marca Zeiss, modelo EVO MA10 acoplado con un detector de rayos X (EDS) marca Bruker, modelo XFlash 30, y de estas láminas se obtuvieron imágenes y análisis semicuantitativos de elementos mayores para anfíboles y otras fases de interés. Posteriormente de estas láminas analizadas en EDS se seleccionaron dos láminas para análisis en una microsonda electrónica de barrido JEOL JXA-8900R con dos espectrómetros WDS y sistema EDS; para el análisis WDS se usó un haz enfocado (1 μm) con un voltaje de aceleración de 20 kV y una corriente de 10–20 nA. Debido a cuestiones técnicas solo se pudo estudiar una lámina, con la cual se realizó análisis cuantitativo del contenido de elementos mayores (Si, Ti, Al, Mn, Fe, Mg, Ca, Na, K, P, Ni)

y algunos traza (F) en fases de interés petrogenético como las hornblendas, además de otras fases representativas de la roca.

Para complementar la información obtenida y enriquecer el registro geoquímico se usaron los datos de [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#) donde los autores previamente realizaron estudios geoquímicos de roca total, de las fases minerales presentes en la roca y, además, estudiaron los xenolitos presentes en los diques.

Los cálculos estequiométricos de las fases minerales se realizaron siguiendo diferentes metodologías:

Se buscó garantizar que los anfíboles sean estequiométricamente razonables, es decir, se consideró el problema de que la microsonda electrónica no puede medir ciertos elementos importantes involucrados en su clasificación (H, Li), y que tampoco puede medir el estado de oxidación del Fe (o Mn) ([Locock, 2014](#)).

Los cálculos estequiométricos se realizaron usando la tabla .XLSX de [Locock \(2014\)](#) en su versión más reciente (ACES_9-3.xlsx) la cual sirve para clasificar anfíboles con base en datos en porcentaje en peso (wt%) de los principales óxidos, tomando en cuenta la nomenclatura recomendada por la IMA publicada en 2012. Para el caso de las hornblendas de PN de antemano se sabe que el Li no es un elemento presente en su clasificación, por ello no se realizó ninguna consideración en ese aspecto, mientras que de ser necesario los datos se analizaron dos veces teniendo ciertas consideraciones para el Fe; en el primer grupo de datos se consideró que todo el $\text{FeO}_{\text{Total}}$ es hierro ferroso y en el segundo grupo se consideraron los puntos de [Holland and Blundy \(1994\)](#) y [Schumacher \(1997\)](#) para determinar si un anfíbol es candidato de un recálculo de hierro férrico, de ser así se calculó este contenido de hierro usando la fórmula de [Droop \(1987\)](#).

Además, con los datos químicos determinados por WDS se realizaron cálculos geotermobarométricos en las hornblendas usando diagramas de intercambio de [Tschermak](#), los geotermobarómetros de [Ridolfi et al. \(2010\)](#) y los termómetros de [Putirka \(2016\)](#).

Para el caso de los piroxenos se realizaron los cálculos estequiométricos y se determinaron las especies minerales usando el programa PX-NOM ([Sturm, 2002](#)), el cual utiliza el esquema de clasificación establecido por la IMA. Mientras que las demás fases minerales se normalizaron considerando sus características químicas particulares.

RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados obtenidos de la observación petrográfica y del microanálisis geoquímico.

5.1 Descripción petrográfica de Puente Negro

Como se plantea en la metodología, la descripción petrográfica se ha separado en dos partes principales: 1) Petrografía del dique PN con xenolitos y 2) Petrografía de los xenolitos gabróticos de hornblenda. Dentro de estas dos secciones se consideró que en estudios previos de los diques de PN se han reconocido seis dominios generales: matriz volcánica, fenocristales, "glomerocristales", xenolitos (gabróticos y metamórficos), xenocristales y pseudomorfos policristalinos de origen xenolítico (Ortega-Gutiérrez et al., 2011).

Debido a que el término fenocristal tiene implicaciones genéticas, en el caso de los diques se usará el término macrocristal ($>100\ \mu\text{m}$) para definir a cualquier mineral magmático cuyo origen sea desconocido y sea más grande que un microlito (Rock et al., 1991, p. 103). Los términos fenocristal ($>300\ \mu\text{m}$), microfenocristal ($>100\ \mu\text{m}$ y $<300\ \mu\text{m}$) y microlito ($<100\ \mu\text{m}$) serán usados solo cuando se tenga certeza de que los macrocristales pertenecen a la génesis de la matriz que los contiene. Tomado como directriz toda esta información se redujo a 3 dominios; la matriz, las fases minerales principales agrupando a los glomerocristales y a los macrocristales (fenocristales-microfenocristales en los gabros) y, finalmente los xenolitos y xenocristales.

El esquema de abreviaciones minerales usado en las fotomicrografías y figuras de este trabajo es de Whitney and Evans (2010) que fue modificado en algunos casos; la tabla con los nombres de estas fases se encuentra al final de la tesis en el Anexo 4.

5.1.1 1) Petrografía del dique PN con xenolitos

Estas rocas definen propiamente a los diques PN, las cuales poseen características diferentes dependiendo del grado de asimilación cortical (evidencias de fusión parcial en algunos xenolitos cuarzo-feldespáticos) que puede variar de escaso (andesita) a intenso (dacita)(Ortega-Gutiérrez et al., 2011).

Matriz

La matriz de los diques está compuesta principalmente por microlitos de plagioclasa, piroxenos, y opacos embebidos en un componente vítreo, de aspecto principalmente afieltrado (en la andesita), pero puede conformar texturas traquíticas (en la dacita). El tamaño de los microlitos de plagioclasa es bastante variable, en algunos casos el tamaño oscila entre 11 y 15 μm , mientras que en otras muestras son mucho más grandes (62 y 70 μm); el tipo, tamaño y proporción de microlitos se encuentra asociado al tipo de roca y a los tipos de vidrios que se encuentran en la matriz de PN.

La diversidad de vidrios que presenta esta roca configura un aspecto bastante notable, pues se observa que la coloración del vidrio puede ser de tonos grisáceos claros a oscuros, transparente, o de un marrón claro a oscuro que probablemente esté asociado a la fusión de ciertos xenolitos cuarcíticos y cuarzo-feldespáticos (Ortega-Gutiérrez et al., 2011). Estos vidrios y matrices parecen conformar 3 dominios, 2 de los cuales corresponden a las rocas andesíticas y dacíticas, y las características de los 3 dominios serán discutidas más adelante.

Mineralogía

A continuación, se presenta una descripción detallada de las texturas en las principales fases minerales.

1. HORNBLENDAS

Las hornblendas son los macrocristales más abundantes en los diques de PN, llegando a representar 20-25% del total de las rocas; los cristales son principalmente euhedrales y subhedrales, con algunos cristales anhedrales debido principalmente al grado de reacción con la matriz. El tamaño de las hornblendas euhedrales es bastante variable, ya que los hay tan pequeños como 100 μm y tan grandes como 5 mm (megacristales), además, dependiendo del dominio gran parte de las hornblendas se encuentran fragmentadas y cizalladas.

Las hornblendas presentan una gran variedad de texturas de disequilibrio tales como zonación, coronas de reacción, bahías de corrosión, bordes redondeados y corroídos; es común observar dos o más de estas texturas en un solo cristal, y en algunas láminas estos cristales reaccionados coexisten con cristales que no presentan ningún tipo de alteración.

Además, los anfíboles también forman texturas glomeroporfídicas con diversas fases minerales como piroxenos y plagioclasa. Un esquema de todas estas texturas y sus respectivos nombres puede ser consultado en la fig. 11. Haciendo uso de algunas propiedades ópticas como el color y el ángulo de extinción, se clasificó a este mineral como hornblenda con un pleocroísmo que va de verde a marrón y pargasita con un pleocroísmo sutil.

(a) Coronas de reacción

Las coronas de reacción son uno de los aspectos más notables en las hornblendas de PN puesto que prácticamente todos los tipos morfológicos de este mineral las presentan. Un cuidadoso análisis de esta textura permite separarlas en dos tipos principales:

1) Coronas opacíticas

Las coronas opacíticas *sensu stricto* están asociadas a procesos de oxidación superficial, por lo cual la textura puede desarrollarse en el crucero u otra estructura cristalina dentro las hornblendas, sin contacto directo con la matriz volcánica (Rutherford & Devine, 2003). En algunos casos las coronas presentan un aspecto opacítico que no se presentan cuando se desarrollan como inclusiones dentro de otras fases minerales (fig. 12a). Con base en la forma y tamaño de los microlitos que conforman a las coronas opacíticas, se clasifican en dos subtipos morfológicos: COP1: Borde opacítica formando un continuo donde es difícil identificar sus minerales, aunque por su aspecto se infiere que son principalmente óxidos de Fe y Ti; en algunos cortes se observa que posiblemente estos criptocristales crecen conformando texturas simplectíticas; su grosor varía entre 4 y 30 μm , aunque en algunas muestras puede ser más grueso (fig. 12b).

COP2: Borde opacítico conformada mayormente por gránulos pequeños de minerales opacos y una menor cantidad de fases no identificables por su tamaño tan pequeño. El grosor de las coronas oscila entre 8 y 12 μm (fig. 12c). Es posible que este tipo textural de borde también sean coronas COP1, pero cuyo su espesor y forma se encuentran asociados a ciertos cortes en los anfíboles.

2) Coronas de reacción gabróicas y zonadas

Dentro de las coronas de reacción en PN se observó coronas gabróicas de grano fino compuesta principalmente por microlitos de Px + Pl + óxidos Fe-Ti con espesores que van desde los 40 a los 120 μm . Además, se identificó un tipo de borde gabróico que en la literatura ha sido documentada como borde de reacción zonada (Plechov et al., 2008).

Las coronas de reacción zonadas se caracterizan por la presencia de microlitos grandes de Pl + Px + opacos, en contacto directo con restos de anfíbol; el tamaño y la morfología de estos agregados son muy similares a los de las coronas gabróicas, sin embargo, a diferencia de una borde gabróica típica, cerca de la matriz se observa un cambio morfológico y composicional que los hace similares a las coronas opacíticas (fig. 12d) en esta tesis a esta relación se le describirá como corona de reacción zonada normal.

(b) *Inclusiones y asociaciones minerales*

Dentro de las estructuras similares a inclusiones en las hornblendas se distinguen dos tipos principales:

- i. "Inclusiones" vítreas: Estructuras que parecen inclusiones, están caracterizadas por la presencia de vidrio y cristales aciculares de piroxeno. Estas "inclusiones" pueden o no estar delimitadas por opacita muy fina (fig. 13a).
- ii. Inclusiones y asociaciones minerales: Diversos minerales de la matriz (Pl \pm Px \pm opacos) entre otras fases pueden observarse dentro de cristales de hornblenda. La Tabla 2 reúne a las fases principales encontradas dentro de esta

categoría.

Tabla 2: Tipos de inclusiones y asociaciones minerales en las hornblendas de Puente Negro

N° de inclusión	Fases minerales asociadas	Observaciones
I1	Bt+Pl+Px+Opacos	Estas ¿inclusiones? pueden o no (fig. 13d) presentar relaciones discordantes con la opacita, por ello se cree que estas inclusiones están asociadas a un proceso de descomposición previo o posterior a las opacitas.
I2	Pl+Px+Opacos	En algunos casos se observa la misma relación discordante descrita arriba.
I3	Px	Los cristales como los de la fig. 13b, son raros, pero sugieren la cristalización temprana del piroxeno dentro del sistema que formó a las hornblendas
I4	Pl+Px	Se observan como cristales aciculares. Posiblemente sean diferentes cortes de texturas de reabsorción.

(c) *Zonación*

Las hornblendas presentan zonación múltiple oscilatoria y zonación simple; este último tipo se observó en cristales de tamaños diversos y está caracterizada por dos zonas con límites que pueden ser gradados o abruptos. Se distinguen dos tipos principales de zonación simple:

ZT1: El centro es más claro (pargasítico) que se vuelve más oscuro (hornblenda verde o marrón). El límite puede ser progresivo, con el desarrollo de caras cristalinicas o un poco difuso (fig. 13c).

ZT2: El centro es predominantemente hornblenda y abruptamente se vuelve más pargasítico (fig. 13d). Puede tener límites euhedrales o un redondeamiento sutil de la zona central; este tipo de zonación es más abundante, mientras que la ZT1 suele ser bastante rara; en algunos casos la ZT2 está delimitada por alteraciones opacíticas muy finas (fig. 13e). El patrón de zonación en algunos cristales grandes >500 μm es oscilatorio, conformado por varios cambios composicionales que alternan zonas pargasíticas y de hornblenda (fig. 13b y fig. 13f).

(d) *Texturas de reabsorción*

Las hornblendas presentan varias texturas de reabsorción, bordes difusos (fig. 14a), bordes redondeados y golfos de corrosión magmática que se diferencian de los bordes difusos y redondeados por la morfología de bahía (fig. 14a); en ciertos cortes minerales estos golfos pueden parecer inclusiones (fig. 14b), pero se distinguen por la presencia de la siguiente asociación: clinopiroxeno acicular, vidrio de un color marrón-violáceo característico y ¿geikielita? (ilmenita rica en Mg) en algunos ca-

sos. Esta asociación posiblemente se genera debido a la fusión incongruente de las hornblendas. El grado de reabsorción puede ser tal que existen anfíboles con morfología de bahía que durante otro proceso fueron completamente pseudomorizados por opacita (fig. 14c)

(e) *Agregados cristalinos*

Las hornblendas conforman glomero-cristales que comúnmente se componen de cinco a diez fases cristalinas (fig. 14d). La presencia de glomero-cristales de más diez cristales no es algo inusual pero no son tan abundantes, debido a sus características texturales y poco vidrio (fig. 14e) es probable que estos glomero-cristales sean xenolitos, aunque su distinción precisa requiere estudios geoquímicos e isotópicos. Las hornblendas también conforman cumulo-cristales con otras fases minerales como las plagioclasas y los piroxenos.

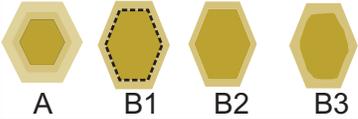
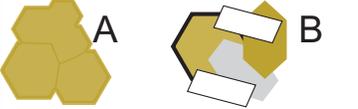
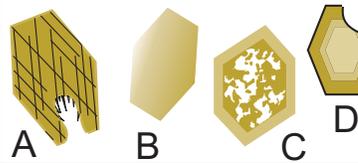
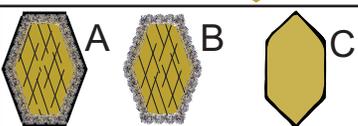
Figura	Textura	Tipos
	Zonación	Se ha reconocido por lo menos dos tipos texturales: A) Patrones oscilatorios B) Patrones de zonación simple B1) con opacita ultradelgada (raya discontinua) B2) sin opacita B3) con superficie de disolución
	Agregados cristalinos	A) Glomero-cristal B) Cumulo-cristal (Hbl±Pl±Px±Opacos)
	Texturas de reabsorción	A) Embayamiento magmático con formación de vidrio y Cpx acicular B) Bordes difusos C) Reabsorción generalizada, texturas de tamiz D) Redondeamiento de bordes
	Inclusiones	A) "Inclusiones" magmáticas, resultado de desvitrificación, estas inclusiones pueden ser confundidas con texturas de reabsorción, dependiendo del corte mineral B) Inclusiones minerales, las cuales pueden ser de los minerales presentes en la Tabla 2
	Coronas de reacción	A) Coronas gabroicas zonadas B) Coronas gabroicas C) Coronas opacíticas
	Fragmentos	A) Fragmentos sin opacita B) Fragmentos con opacita

Fig. 11: Esquema de las diferentes texturas observadas en las hornblendas de PN

2. PLAGIOCLASAS

Las plagioclasas pueden presentarse como cristales en formas eu-hedrales y/o anhedrales con texturas y tamaños diversos; dentro de la matriz de las dacitas (microlitos gruesos y vidrio marrón) destacan las plagioclasas con texturas de tamiz (*sieve*) (fig. 14f), se observan dos tipos: plagioclasas con texturas de tamiz que preservan centros sin reabsorción (Pl1), y plagioclasas con texturas de tamiz típicas (Pl2). Esta textura de tamiz

también se puede presentar en glomero-cristales de plagioclasa que presentan una capa externa común. Dentro de estas mismas rocas es menos común observar ¿fenocristales? sin ningún tipo de textura de alteración o reabsorción que tienen un carácter más eu-hedral y son más grandes que las plagioclasas microlíticas.

3. PIROXENOS

Los piroxenos se presentan como cristales subhedrales y anhedrales aislados sin alteración o alterados, que además conforman texturas cumulo-fíricas de ortopiroxeno y hornblenda u ortopiroxeno y clinopiroxeno (fig. 15a). Los piroxenos sin alteración son más comunes en las rocas de matriz fina (andesita), mientras que los piroxenos alterados (principalmente ortopiroxeno) (fig. 15b) y los cumulo-cristales son más comunes en las rocas con vidrio marrón y plagioclasas con textura de tamiz (dacita).

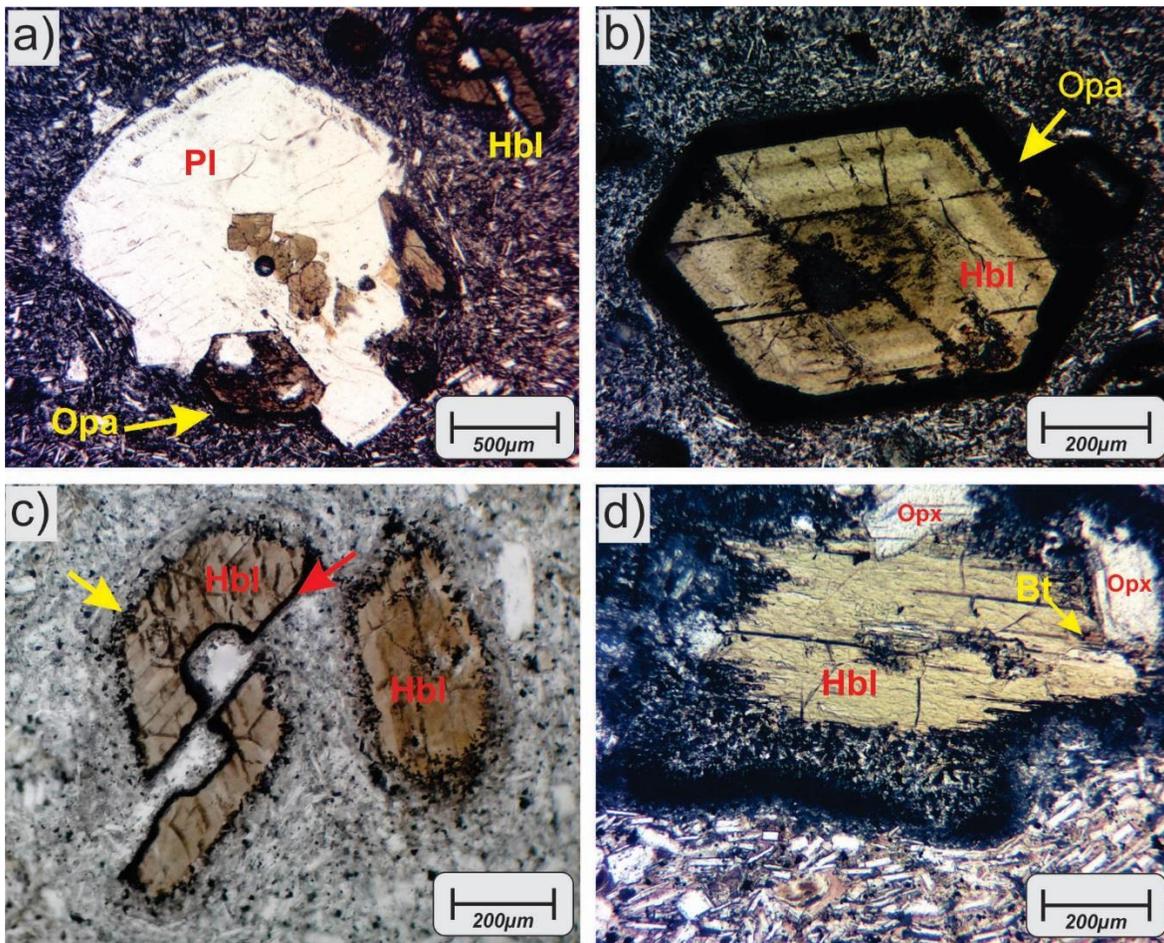


Fig. 12: Texturas en hornblendas, **a)** inclusión de Hbl dentro de xenocristal de Pl, la formación de opacita **COP1** está relacionada solo a los cristales en contacto con la matriz volcánica, **b)** coronas opacíticas gruesas **COP1** y zonación oscilatoria marcada, **c)** coronas opacíticas de aspecto granular **COP2** (flecha amarilla) en la flecha roja se observa una corona opacítica fina **COP1**, además de que se observa fragmentación secundaria anterior a la formación de opacita delgada pero posterior a la formación de opacita granular, **d)** coronas de reacción zonadas; los cristales en contacto con la Hbl son mucho más gruesos que los que están en contacto con la matriz.

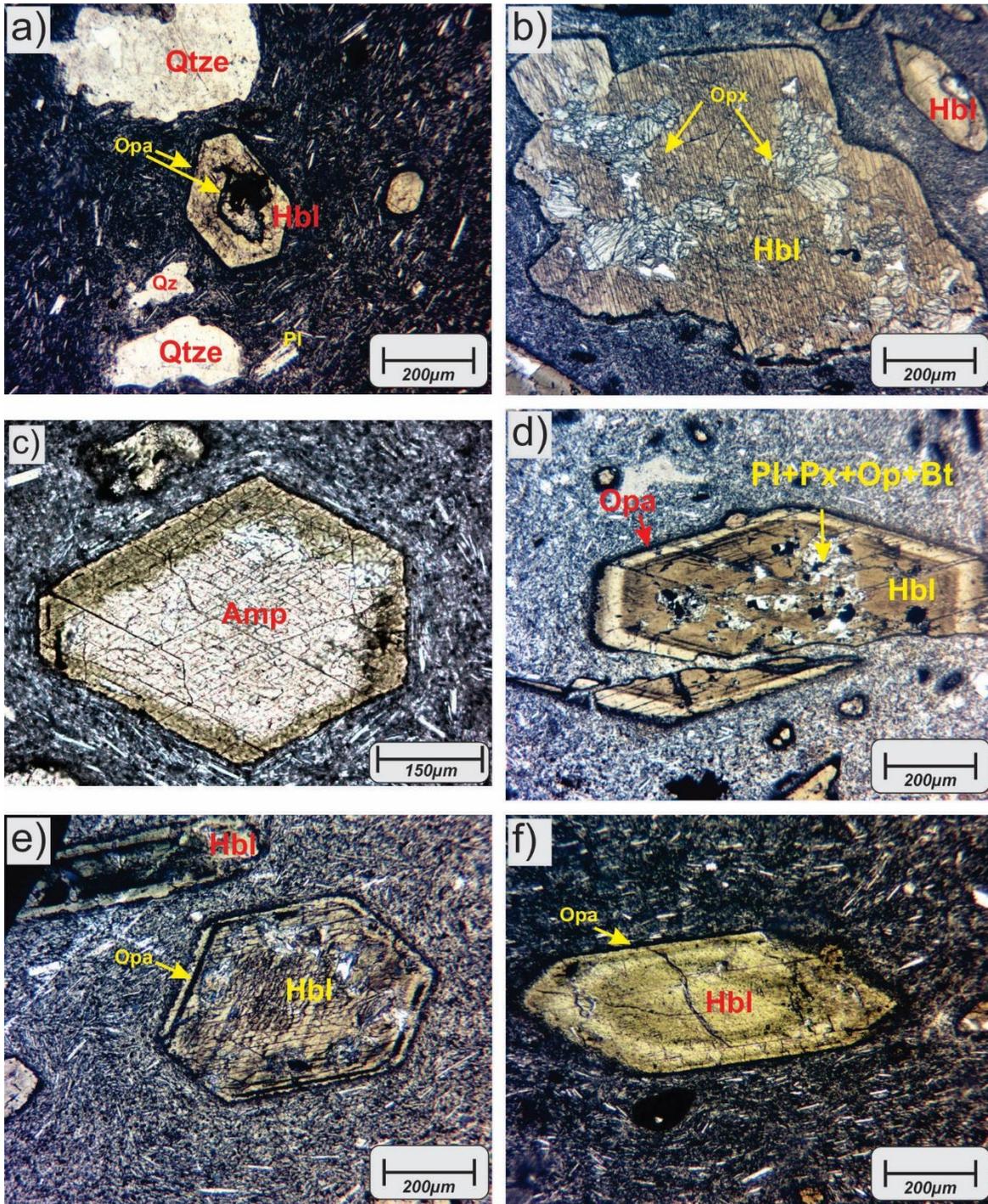


Fig. 13: Texturas en hornblendas, a) "inclusión" vítrea interior con opacita muy fina en contacto con la matriz, b) inclusiones de Px en un glomero cristal de Hbl, c) hornblenda con zonación **ZT1** sin alteración, d) hornblenda con zonación **ZT2** con borde opacítico delgado y fragmentación por inyección del magma, con inclusiones de Pl+Px+Op+Bt posiblemente resultado de una descomposición posterior de la Hb, e) zonación **ZT2** con doble zona de opacita muy fina marcando un cambio composicional (color amarillo-marrón oscuro a claro de la Hbl) y f) zonación oscilatoria en Hbl con opacita en el borde más externo.

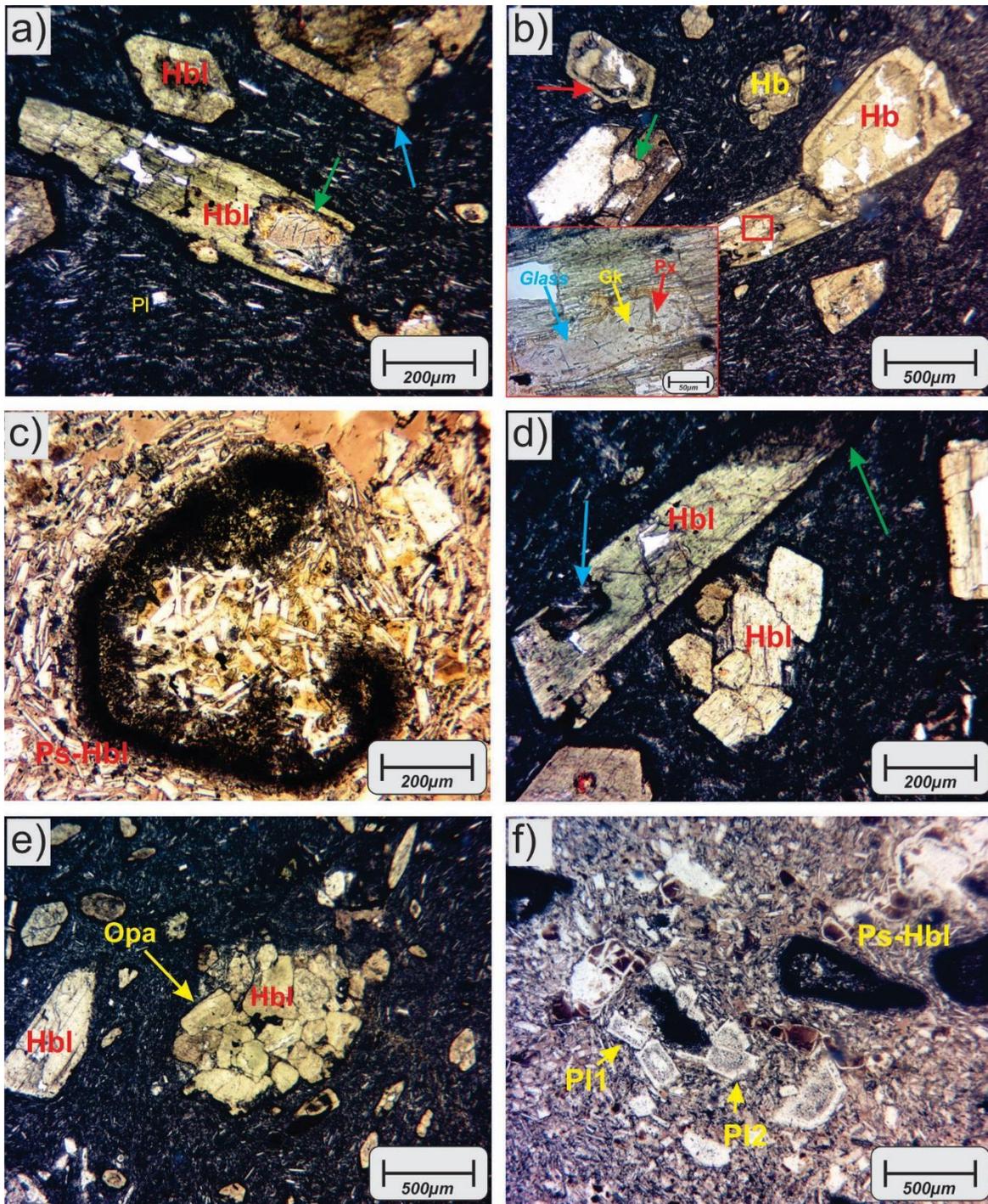


Fig. 14: Texturas en hornblendas. **a)** bahía de corrosión en Hbl (flecha verde) y borde difuso (flecha azul), **b)** posible bahía de corrosión en un corte que lo convierte en inclusión (flecha verde y cuadro), además, en el cuadro inferior izquierdo se observa un acercamiento a la ¿inclusión? donde se observa una asociación de Glass+Px+¿Gk? (flechas azul, amarillo y rojo respectivamente), **c)** pseudomorfo de opacita después de Hbl, la forma de bahía sugiere que este cristal primero fue reabsorbido y posteriormente opacitizado, **d)** glomerocrystal de Hbl junto a un cristal reabsorbido de Hbl. La flecha azul señala una bahía, mientras que en la flecha verde señala un borde difuso, **e)** glomerocrystal de Hbl con textura cumúlítica, posiblemente sea un xenolito y **f)** poblaciones de Pl. **Pl1** plagioclasas con texturas de tamiz (*sieve*) que preservan centros sin reabsorción y **Pl2** plagioclasas con texturas de tamiz típicas cerca de un grupo de pseudomorfos de opacita después de hornblenda.

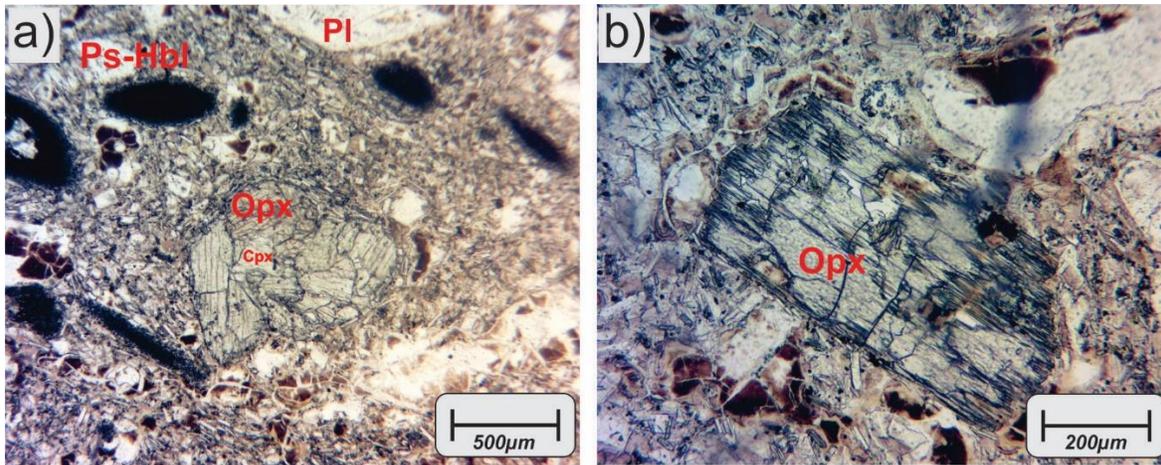


Fig. 15: a) glomerocrystal de piroxeno, y pseudomorfos de opacita que remplazan hornblenda, b) xenocrystal de ortopiroxeno con alteración secundaria.

Xenolitos y xenocristales

A continuación, se describen los principales xenolitos y xenocristales en PN. Solo se discute los que fueron encontrados en las 28 láminas delgadas estudiadas.

1. XENOLITOS

PN se distingue por la gran cantidad de xenolitos que posee, los cuales abarcan varios tipos de rocas metamórficas e ígneas procedentes de niveles distintos de la corteza (gneises, restitas, entre otros). La caracterización de estas rocas resulta importante ya que nos permite separar y descartar que las hornblendas presentes en estas rocas sean de origen xenolítico específicamente asociados a fases metamórficas, puesto que los únicos tipos de xenolitos con anfíboles son los xenolitos gabróticos y algunos xenolitos ultramáficos.

En las rocas analizadas en lámina delgada solo se reconocieron los xenolitos del [Anexo 5](#). Para más información acerca de todos los xenolitos que contiene PN se puede consultar el trabajo de [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#) donde se realizó un estudio petrogenético de dichos xenolitos.

2. XENOCRISTALES

En sistemas magmáticos como PN es común que a lo largo de su historia se incorporen xenocristales y/o anticristales. Entre los principales xenocristales que se observan en PN encontramos cuarzos con coronas de clinopiroxeno en contacto con la matriz ([Anexo 6 Ilustración 2a](#)), así como xenocristales numerosos de granate ([Anexo 6 Ilustración 2b](#)) y muy escasos de flogopita ([Anexo 6 Ilustración 2c](#)).

Al igual que [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#), se reconoció que existen ciertas especies minerales típicas de la andesita como plagioclasa, piroxeno que podrían considerarse como xenocristales, por ejemplo, de los posibles xenocristales de plagioclasa se reconocieron glomerocristales y xenocristales de plagioclasa con coronas de reacción ([Anexo 6 Ilustración 2d](#)), plagioclasas con inclusiones anómalas de magnetita ([Anexo 6 Ilustración 2e](#)) y hercinita.

Dentro de algunas plagioclasas es común observar la presencia de corindón que puede o no estar rodeado por hercinita y plagioclasas, pero también es común encontrar estos xenocristales embebidos dentro de la matriz ([Anexo 6 Ilustración 2f](#)).

Se observó que algunos ortopiroxenos alterados ([fig. 15b](#)) en la matriz con vidrio de color marrón son muy similares a los ortopiroxenos en ciertos xenolitos restíticos de origen metamórfico, por ello se cree que estos piroxenos son xenocristales incorporados desde zonas profundas de la corteza subyacente.

Finalmente, dentro de los remanentes de un xenolito reabsorbido se observó un grupo de xenocristales de piroxeno que debido a su forma, birrefringencia y coronas opacíticas se cree que son pseudomorfos de ortopiroxeno a partir de anfíbol ([fig. 16](#)).

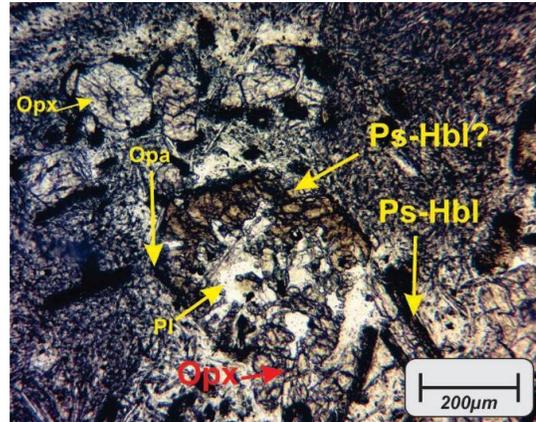


Fig. 16: Pseudomorfo de Opx y Pl después de Hbl junto a pseudomorfos de opacita después de hornblenda.

5.1.2 2) Petrografía de los xenolitos “gabróicos” de hornblenda

Debido a su posible implicación petrogenética y mineralogía rica en hornblenda semejante a la de los macrocristales de la andesita, se hizo un estudio de todos los xenolitos “gabróicos” disponibles en la colección de Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez.

Estas rocas hipabisales están compuestas por Amp + Pl + Px, por lo que mineralógicamente pueden ser catalogadas como gabros de anfíbol (bojitas), aunque las muestras presentan bastante alteración, por lo cual la textura original está pobremente preservada y hay algunas muestras que texturalmente recuerdan bastante a los lamprófidos ([Rock et al., 1991, p. 1-18](#)). Además, pequeños fragmentos de rocas con textura holocristalina compuesta por fenocristales y microfenocristales de anfíbol y plagioclasa intersticial dentro de algunas laminas también se consideran como xenolitos gabróicos ([Anexo 5](#)).

“Matriz” intersertal

Intersertal es un término textural utilizado para denotar que los espacios angulares entre cristales más grandes están ocupados por vidrio, o vidrio y cristales pequeños, en este caso se usará el término “matriz” intersertal para referirse a un material desvitrificado de color marrón claro con presencia de minerales de alteración, principalmente calcita, calcedonia y ópalo que se encuentra entre cristales de hornblenda y plagioclasas.

La textura de estas rocas es bastante peculiar ya que las rocas en muestra de mano están compuestas por cristales grandes de hornblenda embebidos en un material deleznable de color marrón; en lámina delgada las muestras presentan dos dominios: 1) centros sin alteración, con una textura similar a la de los fragmentos de xenolitos gabróicos con textura holocristalina, a medida que se altera la roca las plagioclasas de estos centros gradualmente cambian conformando el dominio 2) conformado por cristales con texturas esqueléticas en contacto con la “matriz” intersertal. En la sección de mineralogía se establecen mejor las propiedades de las fases que componen la “matriz” intersertal.

Mineralogía

A continuación, se describen las texturas presentes en las principales fases minerales.

1. HORNBLENDAS

Las hornblendas representan hasta el 30% de estas rocas, los fenocristales y microfenocristales se presentan en formas euhedrales-subhedrales e incluso anhedrales que se pueden agrupar en glomerocristales. Al igual que las andesitas, el tamaño de estos fenocristales euhedrales es bastante variado con cristales que van desde de 100 μm (microfenocristales) hasta 6 mm. Es común observar hornblendas sin alteración junto a fenocristales con coronas de reacción que son diferentes a las observadas en los diques. Haciendo uso de algunas propiedades ópticas como el color y el ángulo de extinción, se clasificó a estos minerales como pargasita.

(a) *Coronas de reacción y texturas de desequilibrio*

Un análisis cuidadoso en todos los tipos morfológicos de las coronas permite reconocer la presencia de un tipo de corona y una alteración de desequilibrio:

1) Coronas gabróicas

Son el tipo de borde de reacción más abundante en estas rocas. El grado de reemplazo generado por las coronas suele ser de bajo a muy alto formando pseudomorfos completos de piroxenos, opacos, plagioclasa y en algunos casos biotita. El espesor de las coronas oscila entre 40 y 60 μm , los microlitos pueden estar intercrecidos o encontrarse segregados conformando coronas monominerales dobles o triples de hasta 100 μm de grosor (fig. 18a). El piroxeno dentro de la textura es muy birrefringente, lo cual podría sugerir que se trata de clinopiroxeno.

Una característica importante de estas coronas gabróicas es que su presencia parece estar controlada por su contacto con la matriz volcánica intersertal, ya que cuando se encuentra dentro de cristales de plagioclasa las hornblendas no tienen alteración.

2) Alteraciones opacíticas finas

Dentro de algunas hornblendas alteradas se observan probables alteraciones opacíticas, que se caracterizan por encontrarse dentro de las hornblendas formando anillos que siguen las caras cristalinas de los anfíboles. Se distinguen dos tipos: simples (fig. 18b) y dobles (fig. 18c). La presencia de estas alteraciones opacíticas detiene el progreso de las coronas gabróicas.

Finalmente, se observó una textura particular en anfíboles que es muy parecida a las texturas esqueléticas (fig. 18f), donde se observa un crecimiento arborescente del mineral, que posteriormente se encuentra alterado y pseudomorfizado por plagioclasas, piroxenos y opacos.

(b) *Zonación*

El tipo principal de zonación simple que se observa en estos cristales es el ZT2 (fig. 18d) descrito previamente, algunos tipos de zonación pueden estar delimitados por superficies de disolución o por alteración opacítica que sigue el desarrollo de las caras cristalinas.

También hay patrones de zonación oscilatoria similares a los de las hornblendas presentes en los diques PN (fig. 18e).

(c) *Agregados cristalinos*

Estas rocas contienen “glomerocristales” de anfíbol, los cuales no tienen texturas cumúlíticas, sino que son glomerocristales compuestos por fenocristales de hornblenda que se tocan en algunos bordes.

2. PLAGIOCLASA

Las plagioclasas se presentan como fenocristales subhedrales y anhedrales que crecen entre los intersticios de las hornblendas, algunos cristales de plagioclasa presentan zonación oscilatoria (fig. 19a) o maclado polisintético. Estos fenocristales de plagioclasa presentan cambios morfológicos en contacto con la matriz intersertal (fig. 19b), dichos cambios generan diversas texturas esqueléticas, que van desde cristales aislados con huecos en el centro (fig. 19c), hasta asociaciones arborescentes muy complejas (fig. 19d).

3. PIROXENOS

Los piroxenos son principalmente ortopiroxeno con pequeñas cantidades de clinopiroxeno. Se reconocen dos tipos de piroxenos: cristales euhedrales posiblemente fenocristales y microfenocristales (fig. 19e) que pueden estar presentes en la matriz o como inclusiones dentro de los anfíboles y, piroxenos consecuencia del reemplazo total de las hornblendas, dichos piroxenos son mucho más pequeños y son principalmente anhedrales (fig. 19f).

4. OTRAS FASES

Dentro de la matriz intersertal se puede observar lo que parecen ser amígdalas de cuarzo, que se transforman en calcedonia y se encuentran rodeadas por ópalo; las amígdalas se forman como resultado de la circulación de soluciones acuosas a través de grietas en las rocas, estas soluciones depositan minerales secundarios en vesículas (amígdalas) (fig. 17).

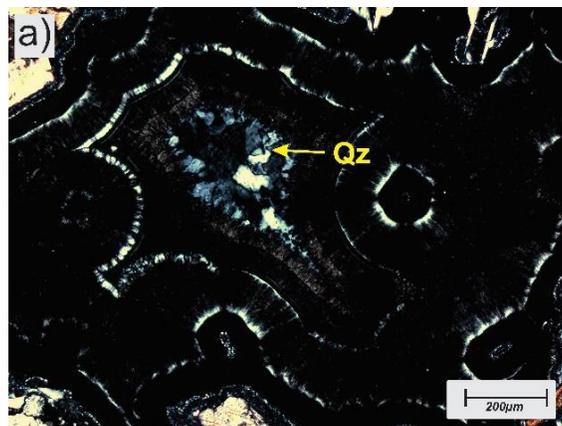


Fig. 17: Fotomicrografía en nicols cruzados de la matriz intersertal donde se observa la presencia de cuarzo, calcedonia y ópalo.

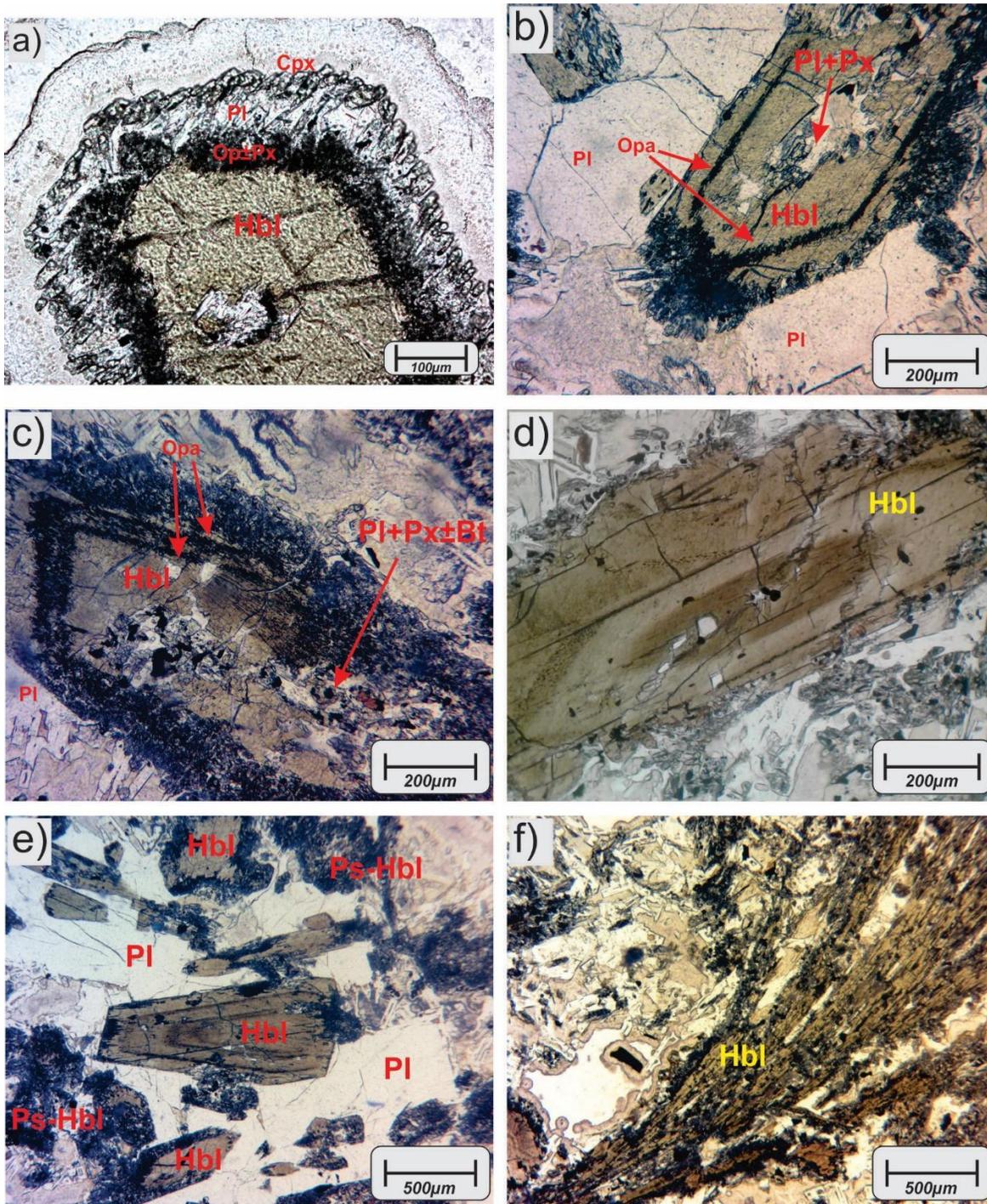


Fig. 18: Texturas en hornblendas, a) corona triple con segregación mineral, b) hornblenda con alteración opacítica simple, c) hornblenda con alteración opacítica doble, d) hornblenda con aparente zonación *ZT1*, sin embargo, se observa cierta zonación múltiple, e) zonación oscilatoria en cristal de Hbl y f) cristal de hornblenda con textura esqueletal.

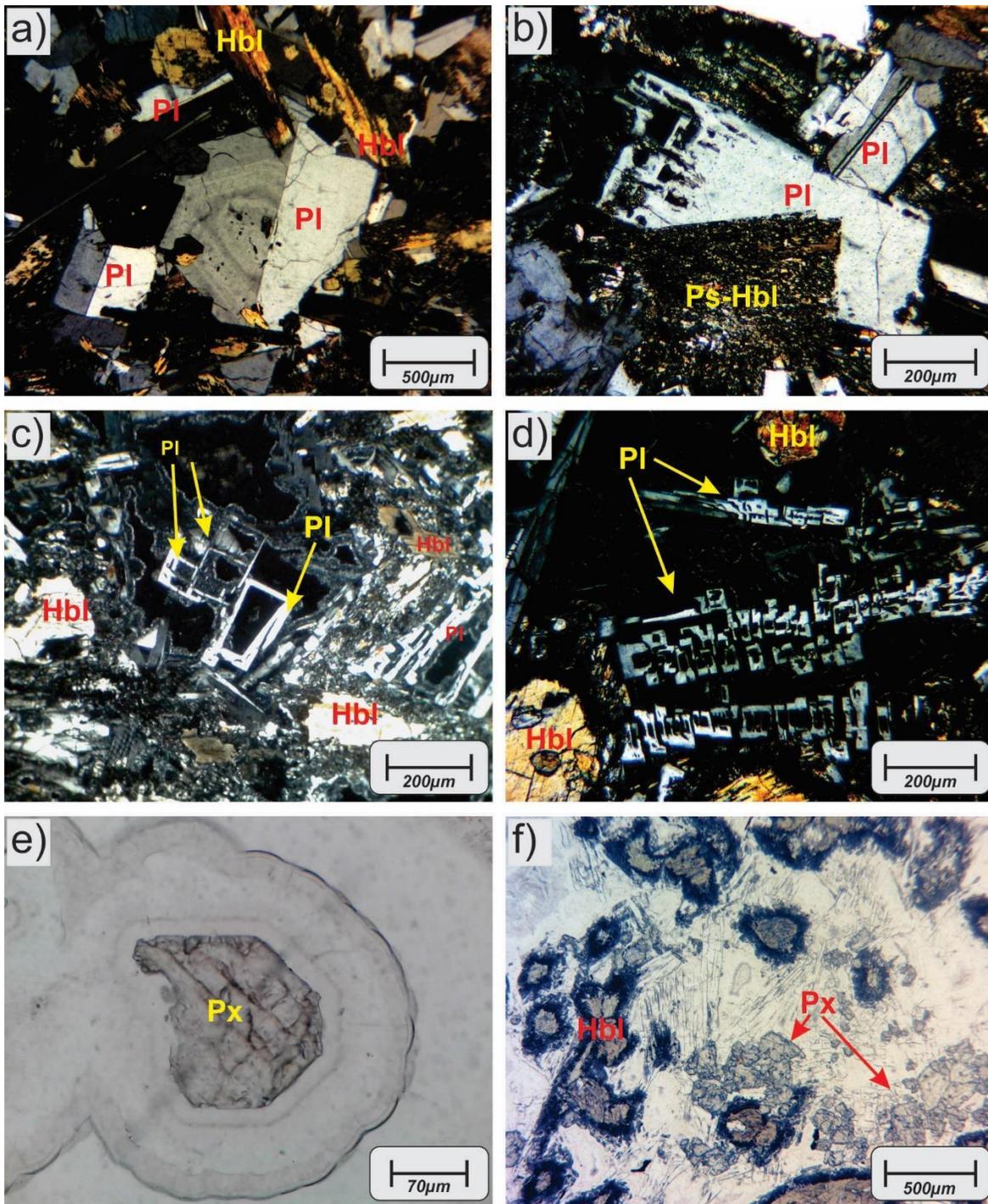
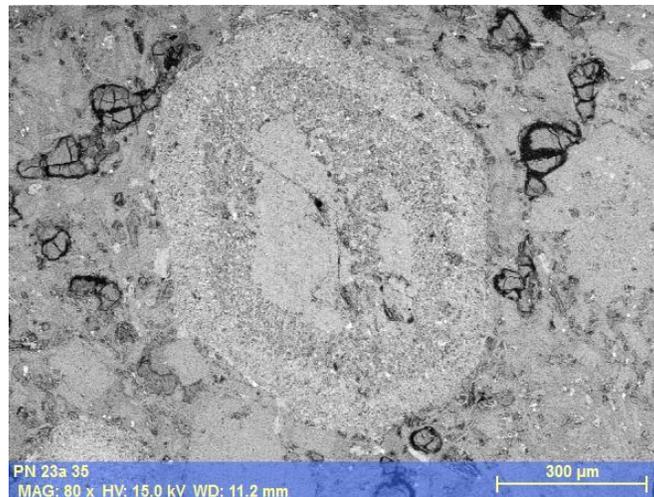


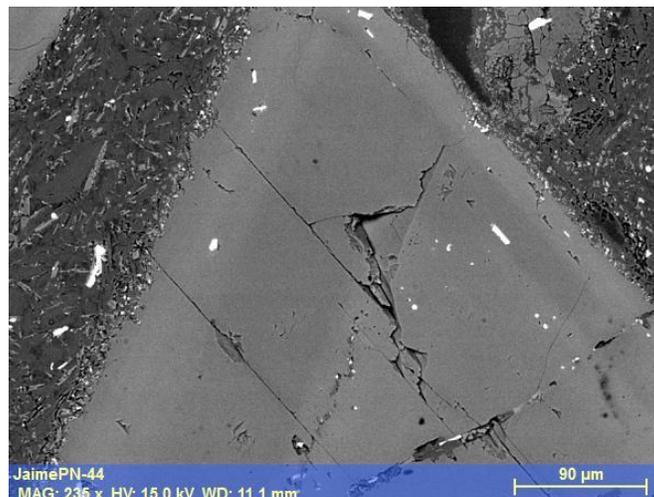
Fig. 19: Texturas en fases minerales, **a)** fotomicrografía en nicoles cruzados de una PI intersticial con zonación oscilatoria **b)** fotomicrografía en nicoles cruzados de una PI con cambio morfológico en contacto con la matriz, de intersticial a esqueletal **c)** plagioclasa con texturas de hueco, **d)** fotomicrografía en nicoles cruzados de PI con textura esqueletal arborescente, **e)** microfenocristal subhedral de piroxeno y **f)** piroxenos resultado de la descomposición de la hornblenda

5.1.3 Parámetros en coronas de reacción

Se realizaron diversas mediciones a las coronas de reacción en anfíboles utilizando diferentes técnicas como se planteó en la metodología. Sin embargo, la técnica con luz transmitida demostró ser la menos eficiente, ya que el grosor de algunas coronas varió considerablemente dependiendo del tipo de luz utilizada. Las coronas medidas con luz transmitida presentan un fenómeno óptico que aumenta el grosor de esta, por ello muchos datos tuvieron que ser desechados. Por otra parte, la técnica con luz reflejada permite medir de forma más correcta el grosor real del borde, esta consideración había sido previamente hecha por Plechov et al. (2008) en su metodología de medición de coronas, aunque se debe preparar la lámina de forma correcta para no presentar medidas anómalas. Debido a que no se disponía de muchas láminas debidamente preparadas no se realizaron muchas mediciones usando esa técnica. Haciendo uso de las mediciones en el microscopio y SEM, imágenes de electrones (fig. 20 y 21) y análisis EDS en las coronas de reacción de las hornblendas PN, se generó la Tabla 3.



(a) corona de reacción zonada “normal”

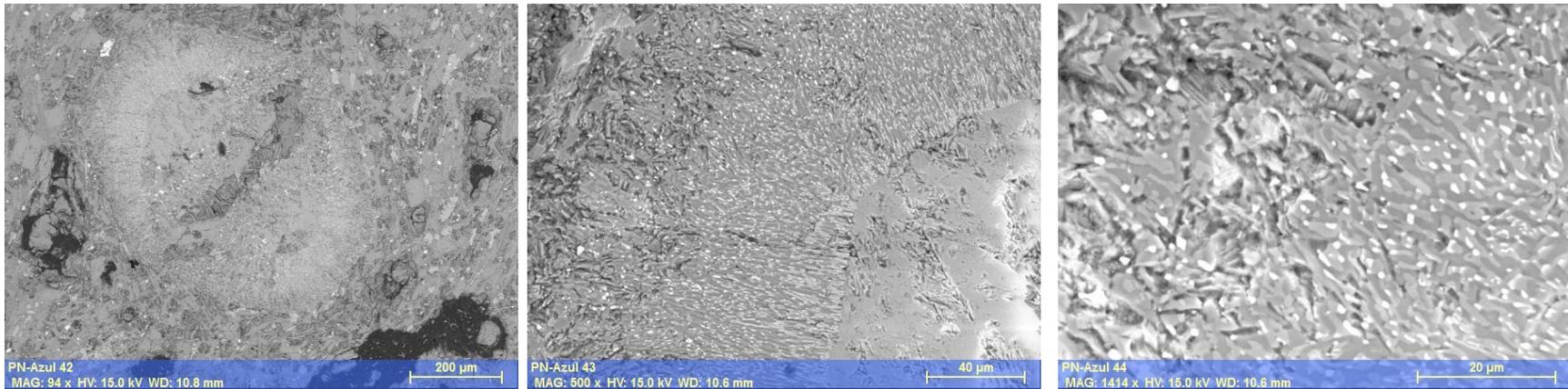


(b) corona opacítica fina

Fig. 20: Ejemplos de coronas de reacción en PN

Tabla 3: Tabla con las características texturales de las coronas en hornblendas de PN

AUTOR	Este trabajo				
CLASIFICACIÓN	(1) Tipo Opacítica		(2) Tipo Gabrónica		(3) Coronas de reacción zonada ("normal" e "inversa") (40-120 μm)
	(1.1) Fina (2-10 μm)	(1.2) Gruesa (>10 μm)	(2.1) Grano fino (40-100 μm)	(2.2) Grano grueso (>100 μm)	
CARACTERÍSTICAS	Estas coronas suelen ser bastante delgadas, están compuestas por fragmentos de Hb, microlitos de Btw y óxidos de Fe-Ti en forma granular (COP1). Existe un tipo especial dentro de las hornblendas de los xenolitos gabróticos que fue clasificado como alteración opacítica muy fina (2 μm) las cuales tienen la misma composición.	Estas coronas suelen ser bastante gruesas (COP2) comparadas con el tipo (1.1) de la misma forma están compuesta por agregados finos de Cpx (Aug), Opx y Fe -Ti oxides que crecen en forma simplectítica.	Coronas compuestas por agregados de Cpx (Aug) ± Opx + Pl + Fe-Ti oxides.	Coronas compuestas por agregados de Cpx ± Opx + Pl + Fe-Ti oxides. En algunos casos las coronas pueden estar diferenciadas en bandas donde una de las fases minerales es más abundante.	Estas coronas muestran cambios en los tamaños de los cristales, así como en la cantidad de las fases que lo componen, pero la característica más importante es el aparente cambio morfológico de un tipo gabrótico a un tipo opacítico. Aunque hay casos más raros donde esta relación se presenta de forma inversa.



(a) corona opacítica gruesa

(b) aumentó a una sección de la corona opacítica

(c) ejemplo de textura simplectítica

Fig. 21: Ejemplos de bordes de reacción en PN en electrones retrodispersados

5.1.4 Dominios texturales en PN

Partiendo del supuesto que las rocas de PN (dacitas y andesitas) proceden del mismo magma parental se observó la presencia de tres dominios texturales. El termino dominio hará referencia a las rocas de PN (andesitas y dacitas) que comparten características texturales muy similares y preservan evidencias de un proceso magmático predominante que determina su textura. Su descripción se presenta a continuación, mientras que la interpretación de estos dominios será realizará más adelante en esta tesis.

Dominio 1: Rocas dacíticas caracterizadas por una matriz traquítica-afieltrada con microlitos de plagioclasa, piroxeno y opacos con un tamaño promedio entre 40–70 μm , con abundante cantidad de vidrio más del 30 y menos del 40 %; este vidrio se caracteriza por sus diversos colores (principalmente marrón) y evidencias de fusión parcial de xenolitos cuarcíticos y cuarzo-feldespáticos, este material fundido es lo que hace que esta roca se considere como dacítica mas que la mineralogía que presenta, ya que a grandes rasgos es muy similar al de la andesita. Hay abundantes evidencias texturales de un proceso pirometamórfico.

El macrocristal más abundante es la hornblenda seguida de la plagioclasa que principalmente desarrolla textura de tamiz, y finalmente, piroxenos alterados como los que se describieron previamente. En este dominio las hornblendas presentan varios tipos de texturas de desequilibrio. En la fig. 22 se presentan ejemplos de este dominio.

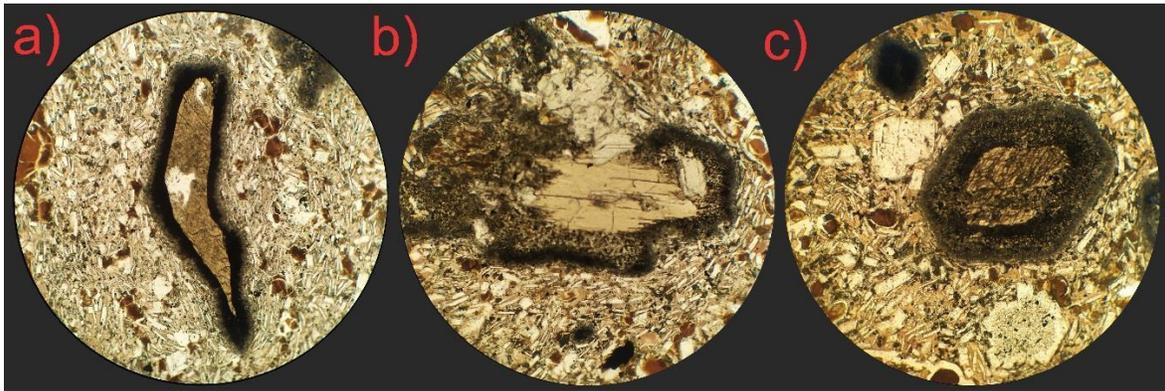


Fig. 22: Ejemplos del dominio 1. **a)** macrocristal de hornblenda corroído con una borde de opacita gruesa, **b)** cumulo-cristal de piroxeno y hornblenda con borde de reacción zonada y **c)** macrocristal de hornblenda con borde de reacción zonada inversa. Ancho diámetro 1.78 mm.

Dominio 2: Rocas andesíticas conformadas por una matriz afieltrada y en algunos sectores traquítica, con microlitos de plagioclasa muy pequeños (20–40 μm), piroxeno y opacos. La cantidad de macrocristales ígneos en esta lámina es mucho menor, pero es común observar xenocristales que pueden o no estar parcialmente reabsorbidos, y xenolitos sin proceso de fusión. Las coronas de reacción son principalmente opacíticas delgadas y de tipo grueso. En la fig. 23 se presentan ejemplos de estos dominios.

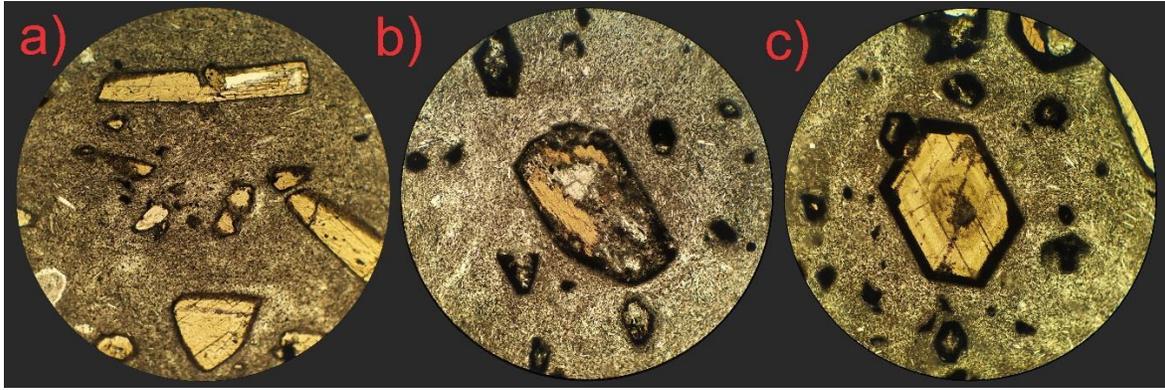


Fig. 23: Ejemplos del dominio 2. **a)** macrocristales de hornblenda con coronas de opacita delgada, **b)** macrocristal de hornblenda con borde opacítica dentro del macrocristal se observa una inclusión de piroxeno y la descomposición de la hornblenda en Pl Px y opacos, y **c)** macrocristal de Hb con zonación oscilatoria y borde opacítica gruesa. En **b)** y **c)** se observa la presencia de pseudomorfos de opacita después de anfíbol. Ancho diámetro 1.78 mm.

Dominio 3: Rocas andesíticas o dacíticas que representan transición entre los dominios 1 y 2 y sus características texturales pueden ser intermedias o dominadas por un tipo principal. En esta zona se presentan texturas muy complejas. fig. 24 (a y b) ilustra un ejemplo de este dominio.

Además, hay un tipo especial de dominio textural que representaría el límite entre una matriz de composición gabrítica y la andesita (fig. 24c); en este dominio se observa una disminución de óxidos; además, el tamaño y abundancia de las hornblendas aumenta y el tipo de coronas que desarrollan es muy característico.

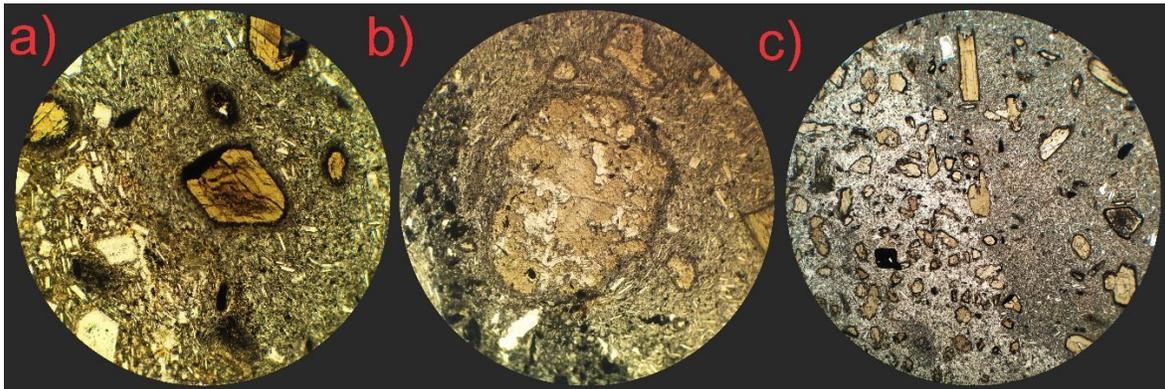


Fig. 24: Ejemplos del dominio 3 (transición). **a)** límite entre un dominio tipo 1 y uno 2 con la presencia de macrocristales de hornblenda con opacita **b)** dominio complejo con macrocristal reabsorbido de hornblenda con textura celular y **c)** contacto entre dos matrices con características diferentes una con microlitos muy pequeños y la otra con mucha plagioclasa y crecimiento. Ancho del diámetro de los círculos **a)** y **b)** es de 1.78 mm. Ancho del diámetro del círculo **c)** es de 7.2 mm.

5.2 Geoquímica de las fases minerales de Puente Negro

En esta sección se presenta los datos geoquímicos obtenidos de los análisis WDS y EDS de las fases minerales más importantes de PN, además se consideran los datos publicados previamente por otros autores.

5.2.1 Roca total

La geoquímica de los diques de PN ha sido descrita por [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#) e incluye datos de roca total, de elementos traza, isotopos y se resume aquí. Los autores seleccionaron 2 muestras, una con mayor contenido de xenolitos (con evidencias de fusión parcial) y otra con el menor contenido de xenolitos (sin evidencias de fusión parcial) para evitar lo más posible la contaminación cortical por la fusión e incorporación de los xenolitos ([Martiny et al., 2004](#)) y tener las muestras más representativas.

Los datos de valores $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ y $(\epsilon\text{Nd})_i$ así como las edades modelo de manto empobrecido (TDM) y las proporciones $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ presentadas por ([Martiny et al., 2000, 2004](#)) y ([Martiny, 2008](#)), permiten llegar a la conclusión de que los datos isotópicos que se observan en PN confirman la asimilación sustancial de la corteza antigua por los magmas originales, donde los xenolitos gnéissicos son la fuente más importante de estas tierras raras.

5.2.2 Hornblendas

Debido a su sensibilidad a los procesos magmáticos, los análisis obtenidos de las hornblendas deben ser manejados con cuidado; en el trabajo de [Streck \(2008\)](#) se presenta un ejemplo interesante de zonación donde un mayor contenido de Mg# supondría la cristalización de un anfíbol a partir de un magma rico en Mg#, pero estudios como el de [Scaillet and Evans \(1999\)](#) demuestra que un mayor valor de Mg# en la hornblenda puede ser fácilmente inducido por un mayor $f\text{O}_2$ en el magma.

Se analizó la composición de los núcleos (*cores*) y bordes (*rim*s) de las hornblendas representativas de la andesita (Tabla 4, 5 y 6), de la zonación simple, de lo que se cree que es un xenolito gabrónico (5) y, además, un perfil composicional en una hornblenda con zonación múltiple (Tabla 4). No se hicieron análisis especiales en función del dominio debido al tiempo y los pocos recursos económicos para la tesis.

Se encontró que las hornblendas son magnesio-hastingsitas, con algunos cristales de ferri-sadanagaita y pargasita (fig. 25). En general las magnesio-hastingsitas tienen un Mg#¹ que varía de 0.69 a 0.88, con contenidos de TiO₂ promedio de 2.017% en peso y que pueden llegar hasta 3.142 TiO₂ wt% (Ti-magnesio-hastingsita) en los bordes de algunas magnesio-hastingsitas reabsorbidas. El Al₂O₃ es bastante variable (10.326 -13.406% Al₂O₃ en peso) mientras que el contenido de Na₂O promedio es de 2.3% en peso.

[Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#) analizaron nueve anfíboles en la andesita, clasificaron a las hornblendas principalmente como pargasitas y unos cristales de ferri-sadanagaita y magnesio-hastingsita, aunque en esta tesis solo son considerados cuatro (Tabla 7) debido a que la suma de cationes en el sitio A es muy alta para los otros cinco. Las hornblendas tienen un Mg# que varía de 0.65 a 0.8, con contenidos de TiO₂ promedio de 2.29% en peso, con Al₂O₃ bastante

¹Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺)

variable (10.49–14.33 Al₂O₃% en peso), y un contenido de Na₂O promedio de 2.55% en peso, el cual es más alto respecto a las muestras analizadas en esta tesis.

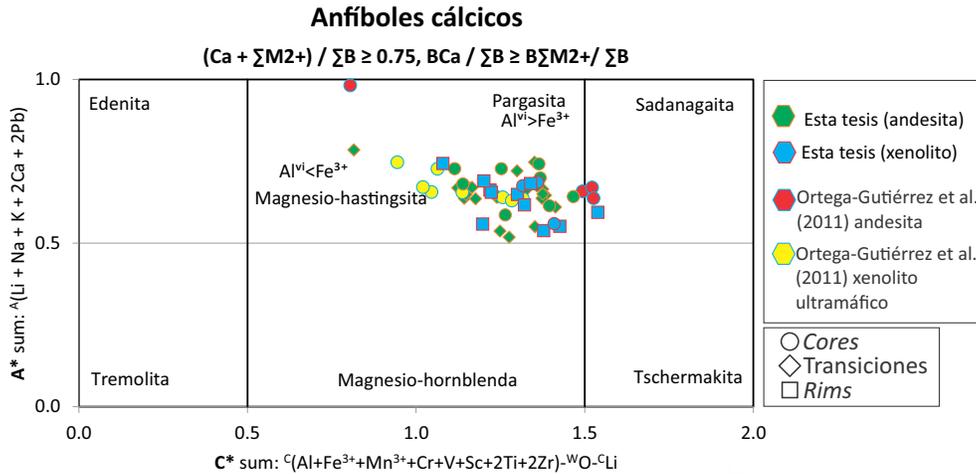


Fig. 25: Gráfica de anfíboles cálcicos con todos los datos composicionales de las hornblendas de PN. Incluye perfiles de zonación.

Además, los autores analizaron ocho hornblendas en los xenolitos ultramáficos (piroxenitas de hornblenda) aunque solo se consideran cinco, debido a ciertas anomalías en la suma de cationes en el sitio A algunos datos de Ortega-Gutiérrez et al. (2011) tuvieron que ser descartados (Tabla 7). El aluminio es bastante uniforme (11.63–12.47 Al₂O₃% en peso) con un Mg# que varía de 0.62 a 0.77, el contenido promedio de TiO₂ es de 2.002% wt que es moderadamente más bajo en las hornblendas de la andesita. Mientras que el sodio promedio es de 2.174 % Na₂O wt.

Todos estos datos (andesitas y xenolitos), se analizaron gráficamente usando la relación Si/Al molar vs el contenido (Na + K) en el sitio A (fig. 26). Los datos de este análisis permiten establecer si existen diferentes poblaciones con contenidos variables de Al (Chambefort et al., 2013). Los resultados sugieren que las hornblendas de PN son muy homogéneas químicamente, incluso aunque provengan de diversas rocas.

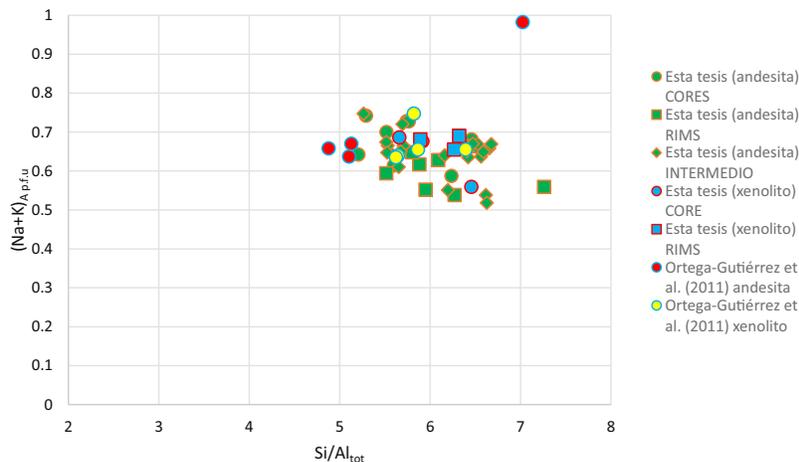


Fig. 26: Variaciones composicionales del anfíbol en PN. Gráfica molar Si / Al_{tot} vs (Na + K)_A por unidad de fórmula (p.f.u.).

Tabla 4: Datos WDS de un perfil de zonación múltiple

ZONACIÓN OSCILATORIA PERFIL DE 20 PUNTOS																				
Analisis (wt%)	CORE	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	RIM
SiO ₂	43.21	43.71	44.73	44.44	43.98	42.49	42.41	42.22	42.34	42.34	42.45	42.64	44.21	44.51	44.5	43.87	43.38	44.06	43.98	43.24
P ₂ O ₅	0.07	0.03	0.06	0	0.03	0.03	0	0.07	0	0.09	0	0.01	0	0.03	0.01	0.05	0	0.07	0.02	0.02
TiO ₂	2.4	1.81	2.03	2.01	2.14	2.24	2.25	2.24	2.24	2.14	2.23	2.11	1.98	1.92	2	1.87	2.09	2.28	2.29	2.08
Al ₂ O ₃	11.76	11.55	11.65	11.49	12.11	12.92	13.01	12.99	13	12.71	12.74	12.68	11.5	11.35	11.46	11.6	11.88	11.3	11.26	11.7
MnO	0.14	0.11	0.11	0.08	0.15	0.14	0.15	0.15	0.14	0.13	0.16	0.15	0.1	0.05	0.1	0.1	0.19	0.17	0.14	0.16
FeO _{Total}	13.19	10.9	8.87	9.13	11.13	13.12	13.33	13.12	12.95	12.89	12.98	12.72	9.12	9.1	9.29	10.83	13.58	12.45	13.2	13.62
NiO	0.01	0.03	0	0	0	0	0.02	0	0	0	0.03	0.01	0	0	0.01	0.02	0.02	0	0	0
MgO	13.73	15.48	16.77	16.57	15.48	13.98	13.85	13.95	13.97	14.26	14.07	14.22	16.83	16.97	16.72	15.57	13.82	14.41	13.95	14.05
CaO	11.41	11.68	11.7	11.7	11.59	11.52	11.49	11.53	11.53	11.54	11.32	11.43	11.56	11.67	11.72	11.69	10.96	11.21	11.09	10.99
Na ₂ O	2.06	2.25	2.43	2.32	2.37	2.31	2.41	2.42	2.33	2.33	2.26	2.41	2.49	2.43	2.39	2.38	2.14	1.98	1.95	2.06
K ₂ O	0.71	0.62	0.62	0.6	0.63	0.66	0.65	0.65	0.63	0.58	0.62	0.65	0.59	0.6	0.59	0.61	0.62	0.7	0.67	0.66
F	0	0.47	0.25	0.32	0.37	0.29	0.56	0	0.17	0.12	0	0	0.03	0.5	0.37	0.34	0	0.22	0.39	0.1
Total	98.67	98.43	99.1	98.54	99.81	99.58	99.89	99.33	99.22	99.07	98.83	99.05	98.4	98.92	99	98.8	98.68	98.77	98.79	98.64
Si	6.26	6.33	6.34	6.34	6.24	6.1	6.08	6.07	6.09	6.09	6.11	6.13	6.3	6.32	6.32	6.29	6.26	6.34	6.35	6.24
P	0.01	0	0.01		0	0		0.01		0.01		0		0	0	0.01		0.01	0	0
Al	1.74	1.66	1.66	1.67	1.76	1.9	1.92	1.92	1.91	1.9	1.89	1.87	1.7	1.68	1.68	1.71	1.74	1.65	1.65	1.76
Total sitio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Ti	0.26	0.2	0.22	0.22	0.23	0.24	0.24	0.24	0.24	0.23	0.24	0.23	0.21	0.21	0.21	0.2	0.23	0.25	0.25	0.23
Al	0.27	0.31	0.29	0.27	0.27	0.28	0.29	0.28	0.29	0.25	0.27	0.28	0.23	0.22	0.24	0.25	0.28	0.27	0.27	0.23
Fe ³⁺	0.47	0.21	0.4	0.45	0.51	0.61	0.6	0.6	0.61	0.66	0.65	0.59	0.51	0.5	0.48	0.49	0.62	0.49	0.51	0.7
Ni	0	0					0				0	0			0	0	0			
Fe ²⁺	1.03	0.93	0.56	0.55	0.72	0.88	0.9	0.89	0.86	0.8	0.81	0.85	0.48	0.48	0.53	0.73	0.9	0.91	0.97	0.82
Mg	2.96	3.34	3.54	3.52	3.27	2.99	2.96	2.99	2.99	3.06	3.02	3.05	3.57	3.59	3.54	3.33	2.97	3.09	3	3.02
Total sitio C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mn ²⁺	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe ²⁺	0.09	0.17	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.1	0.09	0.1	0.1	0.09	0.08	0.12	0.11	0.12	0.12
Ca	1.77	1.81	1.78	1.79	1.76	1.77	1.77	1.78	1.78	1.78	1.75	1.76	1.76	1.78	1.78	1.8	1.69	1.73	1.72	1.7
Na	0.12		0.12	0.11	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.14	0.13	0.13	0.12	0.12	0.11	0.16	0.14	0.15	0.16
Total sitio B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0.46	0.63	0.55	0.53	0.53	0.52	0.55	0.55	0.53	0.53	0.5	0.55	0.56	0.55	0.54	0.55	0.44	0.41	0.4	0.42
K	0.13	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.13	0.12	0.12
Total sitio A	0.59	0.75	0.66	0.64	0.64	0.64	0.67	0.67	0.65	0.64	0.61	0.67	0.67	0.66	0.65	0.67	0.55	0.54	0.52	0.54
O (no-W)	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
OH	2	1.79	1.89	1.85	1.83	1.87	1.75	2	1.92	1.95	2	2	1.99	1.78	1.83	1.84	2	1.9	1.82	1.96
F		0.21	0.11	0.15	0.17	0.13	0.25		0.08	0.06			0.01	0.22	0.17	0.16		0.1	0.18	0.04
Total sitio W	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Suma T,C,B,A	15.59	15.75	15.66	15.64	15.64	15.64	15.67	15.67	15.65	15.64	15.61	15.67	15.67	15.66	15.65	15.66	15.55	15.54	15.52	15.54
Mg#	0.75	0.84	0.85	0.8	0.76	0.75	0.75	0.76	0.77	0.77	0.76	0.86	0.86	0.85	0.8	0.74	0.75	0.73	0.76	0.75

Tabla 5: Datos WDS de los anfíboles de esta tesis

Análisis (wt%)	ANFÍBOL REAB			ANFÍBOL EN XENOLITO				ZONACION ZT1				ANFÍBOL REAB			
	CORE	43	RIM	CORE	RIM	CORE	RIM	CORE	RIM	CORE	52	53	RIM	CORE	RIM
SiO ₂	41.25	41.36	41.63	42.13	41.91	42.24	42.71	43.6	42.58	43.54	43.56	44.06	41.8	41.96	44.2
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.02	0.01	0.06	0	0.04	0.05	0	0	0	0	0	0.04	0
TiO ₂	2.06	2.14	3.14	1.88	1.7	1.63	1.84	1.98	2.05	1.95	1.92	1.83	2.22	2.16	1.88
Al ₂ O ₃	12.19	12.37	11.6	12.63	12.07	12.12	11.57	11.46	11.43	11.44	11.42	11.2	12.86	12.35	10.33
MnO	0.17	0.14	0.16	0.13	0.12	0.1	0.13	0.11	0.11	0.13	0.1	0.11	0.15	0.11	0.14
FeO _{Total}	12.47	12.49	11.83	10.76	10.95	11.23	9.66	9.55	8.9	8.86	8.9	8.94	13.46	11.78	10.44
NiO	0.02	0	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.04	0	0.01	0	0.01
MgO	14.01	14.08	14.27	15.68	15.77	15.51	16.03	16.71	16.47	16.49	16.65	16.77	13.99	14.52	16.13
CaO	11.16	11.22	11.37	11.47	11.35	11.47	11.43	11.14	11.5	11.5	11.5	11.47	10.59	11.45	10.94
Na ₂ O	2.11	2.28	2.12	2.49	2.48	2.43	2.3	2.39	2.41	2.43	2.43	2.47	2.35	2.53	2.19
K ₂ O	0.62	0.66	0.71	0.61	0.58	0.59	0.64	0.57	0.62	0.63	0.59	0.57	0.66	0.66	0.56
F	0.05	0	0.35	0.22	0.49	0	0.45	0.32	0	0	0	0.15	0	0.1	0.3
Total	96.13	96.8	97.06	97.91	97.27	97.35	96.6	97.77	96.07	97	97.11	97.51	98.09	97.61	96.97
Si	6.1	6.08	6.13	6.07	6.09	6.12	6.23	6.23	6.22	6.3	6.28	6.33	6.06	6.12	6.41
P	0.01	0.01	0	0	0.01		0.01	0.01						0.01	
Al	1.9	1.91	1.87	1.93	1.9	1.88	1.77	1.77	1.78	1.7	1.72	1.67	1.94	1.87	1.59
Total sitio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Ti	0.23	0.24	0.35	0.2	0.19	0.18	0.2	0.21	0.23	0.21	0.21	0.2	0.24	0.24	0.21
Al	0.23	0.23	0.14	0.22	0.16	0.2	0.22	0.16	0.18	0.25	0.23	0.23	0.25	0.25	0.17
Fe ³⁺	0.73	0.67	0.52	0.74	0.81	0.76	0.6	0.82	0.57	0.47	0.53	0.5	0.8	0.53	0.62
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0.72	0.77	0.86	0.47	0.43	0.51	0.49	0.24	0.44	0.52	0.46	0.48	0.68	0.82	0.53
Mg	3.09	3.09	3.13	3.37	3.42	3.35	3.48	3.56	3.59	3.55	3.58	3.59	3.02	3.16	3.48
Total sitio C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mn ²⁺	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Fe ²⁺	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.09	0.1	0.15	0.09	0.13
Ca	1.77	1.77	1.79	1.77	1.77	1.78	1.79	1.7	1.8	1.78	1.78	1.77	1.64	1.79	1.7
Na	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.21	0.11	0.12	0.12	0.12	0.19	0.11	0.16
Total sitio B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0.48	0.53	0.49	0.57	0.57	0.57	0.54	0.46	0.58	0.57	0.56	0.56	0.47	0.6	0.46
K	0.12	0.12	0.13	0.11	0.11	0.11	0.12	0.1	0.12	0.12	0.11	0.1	0.12	0.12	0.1
Total sitio A	0.6	0.65	0.63	0.69	0.68	0.68	0.65	0.56	0.69	0.68	0.67	0.67	0.59	0.73	0.56
O (no-W)	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
OH	1.98	2	1.84	1.9	1.78	2	1.8	1.86	2	2	2	1.93	2	1.96	1.86
F	0.02		0.16	0.1	0.22		0.21	0.15				0.07		0.05	0.14
Total sitio W	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Suma T,C,B,A	15.6	15.65	15.63	15.69	15.68	15.68	15.65	15.56	15.69	15.68	15.67	15.67	15.6	15.72	15.56
Mg#	0.79	0.78	0.77	0.86	0.87	0.85	0.86	0.92	0.87	0.85	0.87	0.86	0.78	0.78	0.84

Tabla 6: Datos WDS de los anfíboles de esta tesis

Análisis (wt%)	GLOMEROCRISTAL DE ANFÍBOL CON ZT2				ANFÍBOL CON ZONACIÓN ZT2			AMP CON ZONACIÓN OSCILATORIA			
	CORE	RIM	CORE	RIM	CORE	62	RIM	CORE	65	66	RIM
SiO ₂	41.15	42.53	42.17	42.21	40.87	43.34	42.78	40.97	40.7	41.82	41.93
SiO ₂	41.15	42.53	42.17	42.21	40.87	43.34	42.78	40.97	40.7	41.82	41.93
P ₂ O ₅	0.08	0.12	0.11	0.03	0.02	0.06	0	0	0	0	0.03
TiO ₂	1.9	2.04	2.23	2.2	2.22	1.92	1.77	2.08	2.18	2.24	1.79
Al ₂ O ₃	13.41	12.27	12.78	12.34	12.57	11.48	11.32	13.14	13.12	12.46	11.96
MnO	0.17	0.13	0.12	0.14	0.17	0.1	0.13	0.13	0.16	0.12	0.2
FeO _{Total}	13.81	11.64	12.66	11.83	13.36	9.21	10.03	13.17	13.48	11.9	16.11
NiO	0	0	0.02	0	0	0	0	0	0	0.01	0
MgO	13.27	14.84	14.11	14.31	13.42	16.82	16.12	13.57	13.17	14.48	12.2
CaO	11.25	11.45	11.3	11.4	11.38	11.36	11.54	11.44	11.63	11.35	10.76
Na ₂ O	2.32	2.22	2.22	2.28	2.37	2.39	2.34	2.56	2.48	2.55	2.02
K ₂ O	0.62	0.62	0.68	0.64	0.68	0.64	0.59	0.66	0.68	0.64	0.72
F	0	0.22	0	0	0.22	0.1	0.12	0	0.41	0.25	0.19
Total	97.97	97.98	98.4	97.37	97.19	97.36	96.7	97.71	97.84	97.72	97.84
Si	6	6.15	6.1	6.16	6.03	6.23	6.23	6.00	5.99	6.10	6.18
P	0.01	0.02	0.01	0	0	0.01					0.00
Al	1.99	1.83	1.89	1.84	1.96	1.76	1.78	2.00	2.01	1.90	1.82
Total sitio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Ti	0.21	0.22	0.24	0.24	0.25	0.21	0.19	0.23	0.24	0.25	0.20
Al	0.32	0.26	0.29	0.29	0.22	0.18	0.17	0.27	0.27	0.243	0.26
Fe ³⁺	0.73	0.62	0.63	0.53	0.65	0.64	0.67	0.64	0.60	0.57	0.77
Ni			0							0.00	
Fe ²⁺	0.86	0.7	0.8	0.83	0.92	0.36	0.48	0.90	1.00	0.79	1.10
Mg ²⁺	2.89	3.2	3.04	3.11	2.95	3.61	3.50	2.97	2.89	3.15	2.68
Total sitio C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mn ²⁺	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Fe ²⁺	0.09	0.09	0.1	0.09	0.07	0.11	0.08	0.08	0.06	0.09	0.12
Ca	1.76	1.78	1.75	1.78	1.8	1.75	1.80	1.80	1.83	1.77	1.70
Na	0.13	0.12	0.13	0.12	0.11	0.13	0.11	0.11	0.09	0.12	0.16
Total sitio B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0.53	0.5	0.49	0.53	0.57	0.53	0.56	0.62	0.62	0.60	0.42
K	0.12	0.11	0.13	0.12	0.13	0.12	0.11	0.12	0.13	0.12	0.14
Total sitio A	0.64	0.62	0.61	0.65	0.7	0.65	0.66	0.74	0.75	0.72	0.55
O (no-W)	22	22	22	22	22	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
OH	2	1.9	2	2	1.9	1.96	1.94	2.00	1.81	1.89	1.91
F		0.1			0.1	0.05	0.06		0.19	0.11	0.09
Total sitio W	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Suma T,C,B,A	15.65	15.62	15.62	15.65	15.7	15.65	15.67	15.74	15.75	15.72	15.55
Mg#	0.75	0.8	0.77	0.77	0.75	0.88	0.86	0.75	0.73	0.78	0.69

Tabla 7: Datos WDS de los anfíboles en la andesita y de los xenolitos ultramáficos de hornblenda obtenidos de (Ortega-Gutiérrez et al., 2011)

Análisis (wt%)	XENOLITO ULTRAMÁFICO					ANDESITA			
	1	2	3	6	8	1	7	8	9
SiO ₂	42.96	42.09	43.81	41.44	41.28	43.42	40.3	41.2	40.8
TiO ₂	1.98	2.07	1.91	2.07	1.98	2.24	2.32	2.23	2.39
Al ₂ O ₃	12.43	12.27	11.63	12.46	12.46	10.49	13.4	14.33	13.5
Cr ₂ O ₃	0	0	0.04	0	0				
FeO _{Total}	12.99	13.53	9.96	13.66	13.11	12.51	12.1	12.2	12.8
MnO	0.14	0.13	0.12	0.25	0.27	0.12	0.45	0	0.54
MgO	13.17	12.42	15.33	12.09	12.84	12.83	13.5	13.7	13.9
CaO	11.23	11.21	11.41	11.15	11.22	11.31	10.9	11.3	11.7
Na ₂ O	2.22	2.13	2.2	2.14	2.18	3.6	2.14	2.22	2.25
K ₂ O	0.6	0.67	0.61	0.67	0.6	0.73	0.86	0.88	0.74
Total	97.72	96.52	97.02	95.93	95.94	97.25	95.96	98.14	98.69
Si	6.3	6.31	6.38	6.21	6.16	6.46	5.98	5.98	5.91
Al	1.7	1.69	1.62	1.79	1.84	1.54	2.02	2.02	2.09
Total sitio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Ti	0.22	0.23	0.21	0.23	0.22	0.25	0.26	0.24	0.26
Al	0.44	0.48	0.37	0.42	0.35	0.3	0.32	0.43	0.21
Cr			0.01						
Fe ³⁺	0.26		0.25	0.37	0.52		0.69	0.58	0.79
Mn ²⁺						0.02			
Fe ²⁺	1.2	1.51	0.84	1.27	1.05	1.56	0.75	0.79	0.74
Mg	2.88	2.78	3.33	2.7	2.86	2.85	2.99	2.96	3
Total sitio C	5	5	5	5	5	4.97	5	5	5
Mn ²⁺	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03		0.06		0.07
Fe ²⁺	0.13	0.18	0.13	0.07	0.06		0.07	0.11	0.02
Ca	1.76	1.8	1.78	1.79	1.79	1.8	1.73	1.76	1.82
Ca	0.09		0.08	0.11	0.11	0.2	0.14	0.13	0.1
Total sitio B	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0.54	0.62	0.54	0.51	0.52	0.84	0.47	0.5	0.53
K	0.11	0.13	0.11	0.13	0.11	0.14	0.16	0.16	0.14
Total sitio A	0.66	0.75	0.66	0.64	0.64	0.98	0.64	0.66	0.67
O (no-W)	22	22	22	22	22	22	22	22	22
OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Total sitio W	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Suma T,C,B,A	15.65	15.75	15.66	15.64	15.64	15.96	15.64	15.66	15.67
Mg#	0.68	0.62	0.77	0.67	0.72	0.65	0.78	0.77	0.8

Para tener una idea más clara de la distribución de los elementos dentro de las hornblendas se analizaron los diferentes tipos de zonación, así como en algunas texturas de interés. En el caso de las hornblendas reabsorbidas se observa un aumento en el contenido de Ti del centro hacia el borde no reabsorbido (fig. 27).

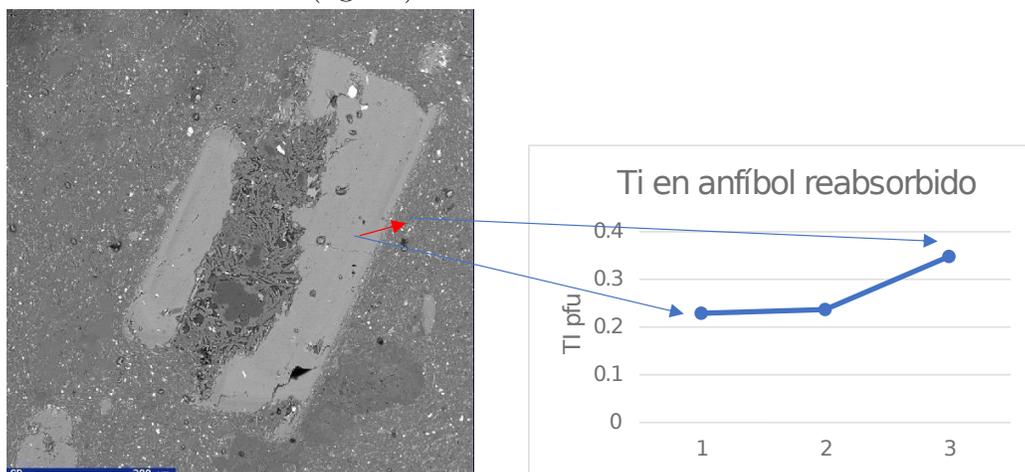


Fig. 27: Imagen de electrones retrodispersados de una hornblenda reabsorbida. En la gráfica se observa que la cantidad de Ti pfu del centro hacia el borde.

Para el caso de la zonación simple ZT1 se observan una mayor cantidad de Mg en el centro de la hornblenda y una menor cantidad de Fe en el sitio C, mientras que en el caso de la zonación simple ZT2 ocurre lo contrario (fig. 28), no se observaron cambios muy importantes en la cantidad de Ti u otros elementos mayores. Las variaciones de Fe y Mg son muy pequeñas ya que todos los anfíboles se clasificaron como magnesio-hastingsitas.

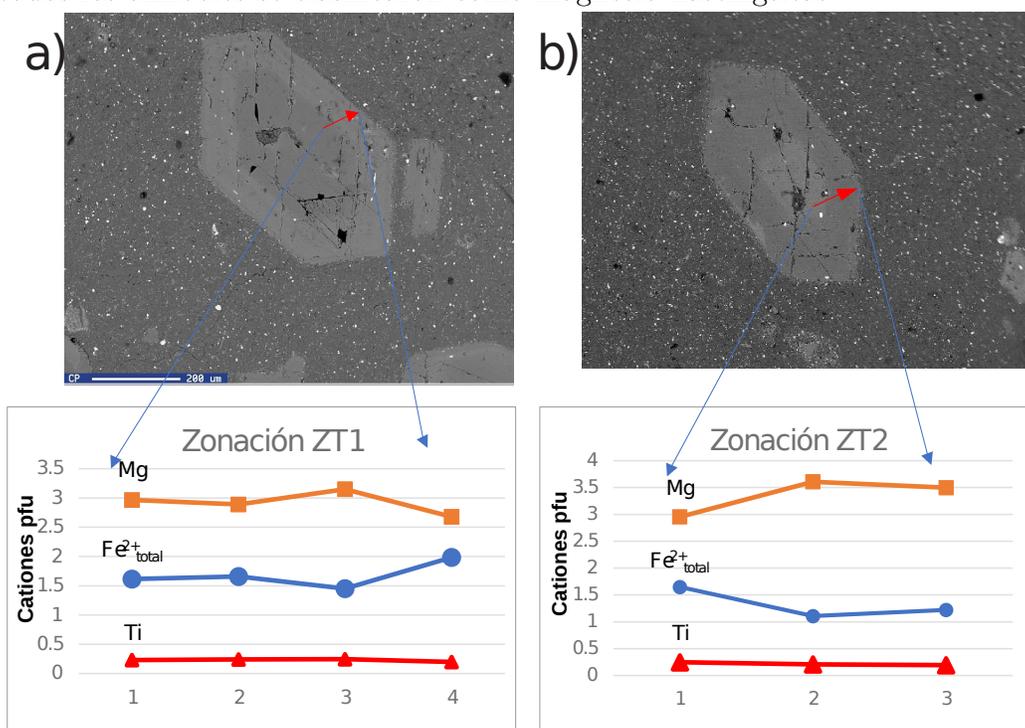


Fig. 28: Imagen BSE de hornblendas con a) zonación ZT1 y b) zonación ZT2. En las gráficas de cada figura se observa la cantidad de Fe²⁺, Mg y Ti pfu del centro hacia el borde.

Cabe destacar que en las imágenes de electrones retrodispersados se observa que hay cambios composicionales muy pequeños entre algunos tipos de zonación simple describiendo estructuras oscilatorias. Este tipo de zonación oscilatoria micrométrica se observa en zonación clasificada como simple en el microscopio petrográfico. Por lo cual se concluye que la clasificación de zonación simple no es adecuada para este tipo de zonación.

Existen varios tipos de zonación múltiple algunos relativamente simples (fig. 29) hasta patrones más complejos; de forma similar que la zonación ZT1 y ZT2, los cationes que definen la zonación son los cationes de Fe, Mg sin cambios significativos en el Ti. Las representaciones gráficas de Al_{tot} en la zonación se pueden ver más adelante en la sección de termobarometría.

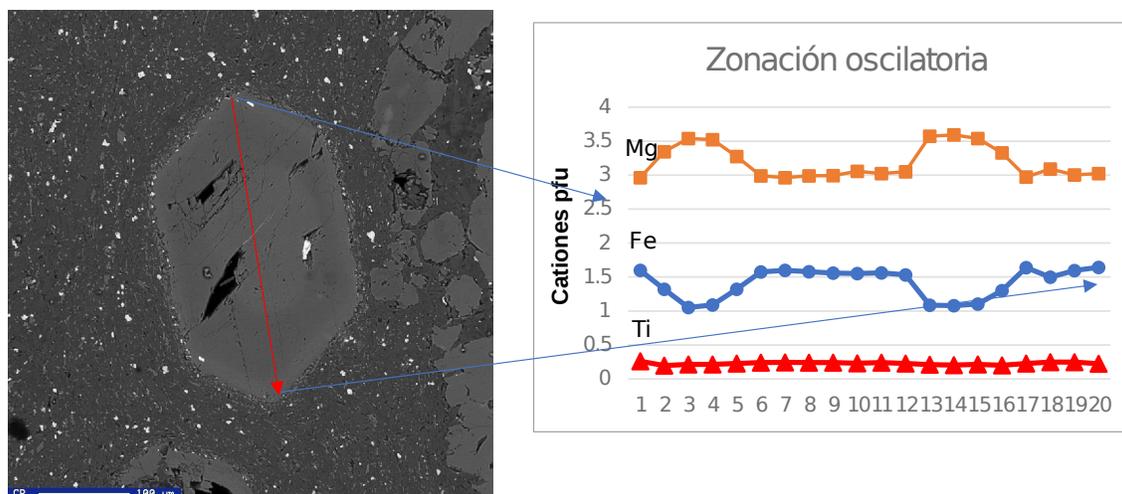


Fig. 29: Imagen de electrones retrodispersados de una hornblenda con un tipo de zonación oscilatoria

Coronas de reacción

Haciendo uso del SEM y del EDS cualitativamente se determinó que los tipos texturales de coronas se encuentran formadas por diversos ensamblajes minerales. Las fases minerales por cada tipo de corona son.

1. Tipo Opacítica

Conformada principalmente por fragmentos de anfíbol, microlitos de piroxenos, plagioclasas y opacos que crecen formando texturas simplectíticas.

(a) Opacita fina (2-8 μm)

Este tipo de corona se encuentra conformado por fragmentos de anfíbol, titanilmenita y bytownita.

(b) Opacita gruesa (>8 μm)

Este tipo de corona está caracterizada por microlitos de bytownita, ortopiroxeno e ilmenita creciendo en forma simplectítica.

2. Tipo Gabrónica

(a) Fino (5-30 μm)

Está conformada por gránulos de ortopiroxeno y clinopiroxeno, con bytownita en algunas coronas y andesina en otras, además de la presencia de ilmenita.

(b) *Grueso (30–200 μm)*

Este tipo textural característico de los xenolitos gabróticos no pudo ser analizado por falta de muestras. Sin embargo, como ya se había planteado en la sección de petrografía es posible que se compongan de piroxenos (clinopiroxeno y ortopiroxenos ricos en Al), plagioclasas y óxidos de Fe y Ti.

3. *Coronas de reacción zonada*

Es tipo textural es bastante característico, ya que se caracteriza por dos dominios texturalmente diferentes. Se realizó un análisis semicuantitativo de las dos áreas que conforman la corona, y a esos datos se les realizó una norma CIPW utilizando el esquema de [Hollocher \(2004\)](#). Los resultados son presentados en la Tabla 8.

Tabla 8: Datos EDS de las diferentes zonas en una corona de reacción zonada normal

CORONA DE REACCIÓN ZONADA		
Análisis (wt%)	Interior	Exterior
SiO ₂	48.22	50.62
TiO ₂	2.41	
Al ₂ O ₃	16.37	16.21
FeO _{Total}	9.12	8.5
MgO	8.32	10.27
CaO	12.54	12.18
Na ₂ O	2.01	2.22
K ₂ O	1	
Total	99.99	100
<i>Minerales Normativos (wt%) normativo</i>		
Plagioclasa	49.5	53.05
Ortoclasa	5.91	0
Nefelina	0.11	0
Diópsido	24.05	21.3
Hiperstena	0	11.84
Olivino	15.85	13.8
Ilmenita	4.58	0

Se observa que del interior al exterior hay un aumento en el contenido de SiO₂, además de una disminución en el contenido de FeO y la desaparición del TiO₂ y del K₂O. En cuanto a la mineralogía normativa se cree que es posible que no todas las fases estén presentes, principalmente el olivino, la nefelina y la ortoclasa, sin considerar esas fases se observa que del interior al exterior desaparece la ilmenita y aparece la hiperstena, además de que aumenta el contenido de plagioclasa y hay una ligera disminución en el contenido de diópsido.

En esta tesis no se realizaron análisis WDS de las fases que componen a las coronas por lo que se utilizan los datos de [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#) que realizaron el análisis de una corona de reacción (Tabla 9), por las fases minerales involucradas posiblemente se trate de una corona gabrótica, aunque en el trabajo no se especifica.

Tabla 9: Datos WDS Datos una corona de reacción en las rocas subvolcánicas PN. Datos obtenidos de Ortega-Gutiérrez et al. (2011)

CORONAS EN ANFÍBOLES				
Análisis (wt%)	Cpx	Opx	Pl	Ilm
SiO ₂	42.88	51.6	40.89	0
TiO ₂	1.5	0.6	0.99	48.3
Al ₂ O ₃	1.56	2.92	28.04	0.07
FeO _{Total}	8.03	19.37	0.26	49.3
MgO	14.12	22.89	0	1.63
CaO	27.5	1.38	27.1	0
Na ₂ O	0	0	0.41	0
K ₂ O	0	n.d.	0.14	0.17
Total	95.59	98.76	97.83	99.41
Si	1.66	1.92	2.01	0
Ti	0.04	0.02	0.04	1.87
Al	0.07	0.13	1.63	0
Fe ²⁺	0.26	0.6	0.01	2.13
Mn	0	0	0	0
Mg	0.82	1.27	0	0.13
Ca	1.14	0.06	1.43	n.d.
Na	0	n.d.	0.04	n.d.
K	0	n.d.	0.01	n.d.
Total	4	4	5.16	4.13
An			97	
Mg#	76	68		6

5.2.3 Plagioclasas

Composicionalmente las plagioclasas fueron caracterizadas mediante análisis EDS y su fórmula estructural fue calculada con base en 8 oxígenos (Tabla 10), y en este caso se pudieron analizar algunos cristales provenientes de dominios diferentes. Se encontró que la composición química de esta fase varía en función del dominio analizado y de la roca de la que provenga. Se incluyen datos WDS estudios anteriores (Tabla 11).

En el caso de las plagioclasas de la matriz en el **dominio 1** (andesita) se observa abundante contenido de labradorita, mientras que las coronas de reacción tienen predominantemente bytownita. Para el caso del **dominio 2** (dacita) se observa que en la matriz hay predominantemente labradorita y bytownita.

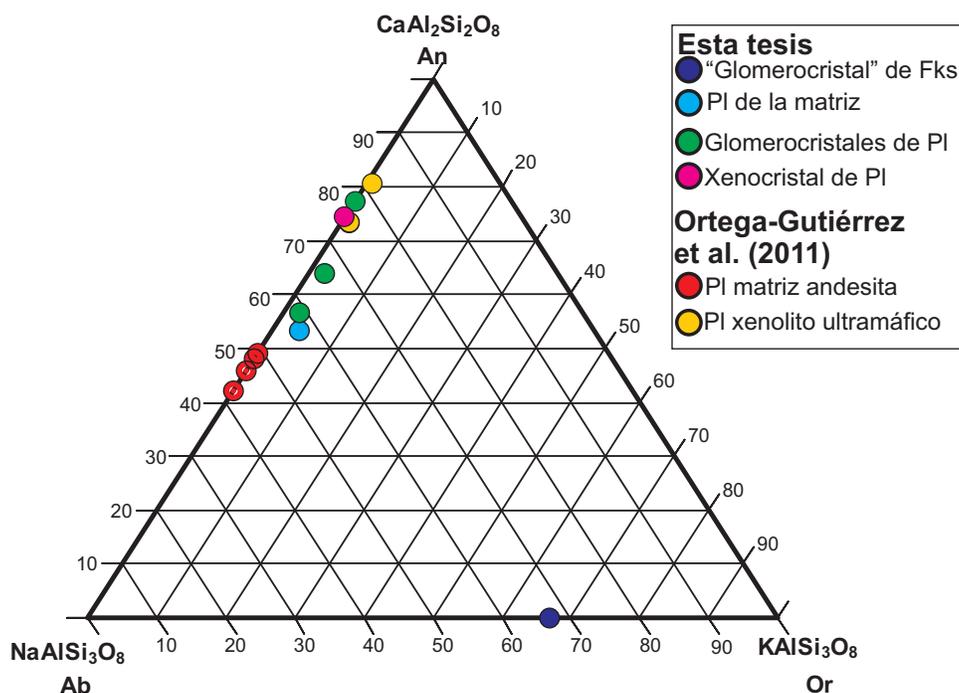
Además, se hallaron algunos glomero-xenocristales de feldespato potásico Or 66% en la andesita. Ortega-Gutiérrez et al. (2011) encontraron que las plagioclasas microlíticas son principalmente An 45% y en el caso de los xenolitos ultramáficos (no analizados en esta tesis) es principalmente An 77% (fig. 30).

Tabla 10: Datos EDS de algunos tipos de plagioclasas presentes en el dique PN. D1= **DOMINIO 1** Y D2= **DOMINIO 2**

Análisis (wt%)	GLOMEROCRISTAL DE PLAGIOCLASA EN XENOCRISTAL DE PLAGIOCLASA EN D1		XENOCRISTAL DE XENOCRISTAL GLOMEROCRISTAL DE PLAGIOCLASA EN D1		PL CON HB EN D2		DE K-Fs		DE PLAGIOCLASA	
	1	2	1	1	1	1	1	1		
SiO ₂	52.82	48.53	46.87	45.96	58.21	43.86				
Al ₂ O ₃	29.85	25.99	25.93	29.53	18.08	31.56				
FeO _{Total}				1.44						
CaO	12.86	11.5	9.77	14.73		14.83				
Na ₂ O	0	0	0.41	0						
K ₂ O	0.41	0.42	0.63		9.77					
Total	99.69	91.04	87.52	94.57	89.4	92.72				
Si	2.4	2.43	2.42	2.24	2.95	2.17				
Al	1.6	1.53	1.58	1.7	1.08	1.84				
Fe ²⁺	0	0	0	0.06	0	0				
Ca	0.63	0.62	0.54	0.77	0	0.79				
Na	0.33	0.45	0.43	0.28	0.33	0.24				
K	0.02	0.03	0.04	0	0.63	0				
Total	4.98	5.05	5.02	5.05	4.99	5.03				
An	63.87	56.58	53.28	73.66	0	76.84				
Ab	33.7	40.96	42.63	26.34	34.19	23.16				
Or	2.42	2.46	4.09	0	65.81	0				

Tabla 11: Datos WDS de los microlitos de los xenolitos ultramáficos de hornblenda y de la andesita PN. Datos obtenidos de Ortega-Gutiérrez et al. (2011)

Análisis (wt%)	PLAGIOCLASA EN EL XENOLITO ULTRA				MICROLITOS DE PLAGIOCLASA			
	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	49.92	49	50.61	48.97	56.54	56.33	64.63	64.84
TiO ₂	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	30.65	31.3	30.2	31.29	26	25.91	22.36	22.33
FeO _{Total}	0.36	0.12	0.35	0.12	0.37	0.43	0.33	0.35
MgO	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.04	0.02
CaO	14.27	15.32	14.34	15.78	8.93	9.96	8.69	8.64
Na ₂ O	2.73	1.93	2.73	1.99	6.95	6.67	5.35	5.1
K ₂ O	0.21	0.16	0.21	0.16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.18	97.87	98.48	98.38	98.82	99.37	101.45	101.33
Si	2.316	2.281	2.34	2.273	2.574	2.56	2.815	2.823
Ti	0	0.001	0	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002
Al	1.676	1.717	1.645	1.711	1.395	1.387	1.148	1.146
Fe ²⁺	0.014	0.005	0.014	0.005	0.014	0.016	0.012	0.013
Mg	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001
Ca	0.709	0.764	0.71	0.785	0.436	0.485	0.405	0.403
Na	0.246	0.174	0.245	0.179	0.613	0.588	0.452	0.43
K	0.012	0.009	0.012	0.009	0	n.d.	n.d.	n.d.
Total	4.975	4.952	4.967	4.965	5.034	5.039	4.836	4.818
An	75	81	74	81	41.5	49.2	47.3	42.3

**Fig. 30:** Diagrama de clasificación de feldspatos para los datos de esta tesis y los datos de Ortega-Gutiérrez et al. (2011)

5.2.4 Piroxenos

Se analizaron pocos macrocristales de piroxeno en la matriz del [dominio 1](#) y del [dominio 2](#) debido a que este macrocristal es poco abundante, mientras que los microlitos en ambos dominios son muy pequeños para poder tener análisis químicos sin contaminación de la matriz; para enriquecer el registro químico se realizaron análisis en algunos xenolitos de importancia petrogenética, los datos WDS pueden ser consultados en la Tabla [13](#) y los datos EDS en la Tabla [14](#). Dentro de los piroxenos analizados se identificó la presencia de enstatita en la matriz del [dominio 1](#) y [2](#), con zonación irregular y que en algunos casos son de tipo parche (*patchy*).

También se observó la presencia de augita (con mucho calcio) y diópsido en algunos xenolitos de piroxenita. [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#) analizaron los piroxenos en la matriz de la andesita (Tabla [13](#)), cuya composición cae en el campo de las enstatitas, mientras que en el caso de los xenolitos gabróticos cae en el campo de la enstatita y del diópsido, con pocas augitas (Tabla [12](#)). Todos los datos fueron graficados en un diagrama de clasificación (fig. [31](#)).

Tabla 12: Datos WDS de los xenolitos ultramáficos de hornblenda. Datos obtenidos de [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#)

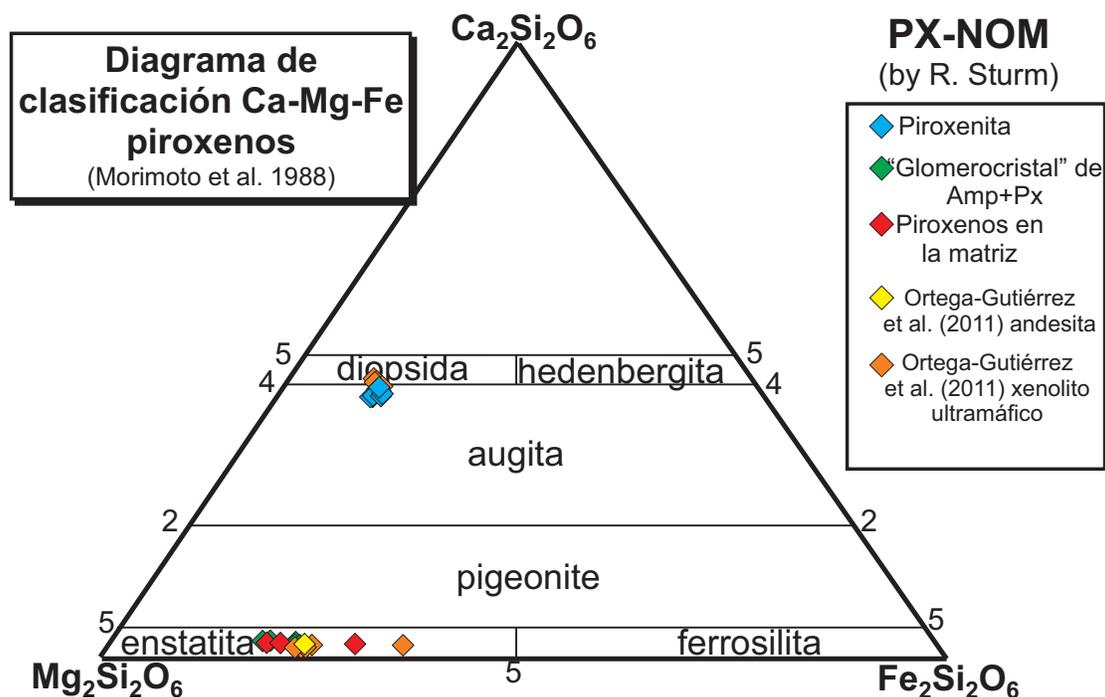
Análisis (wt%)	XENOLITO ULTRAMÁFICO CPX						XENOLITO ULTRAMÁFICO OPX				
	CORE	1	2	3	4	RIM	CORE	1	2	3	RIM
SiO ₂	52.03	51.41	52.95	52.12	52.2	51.98	54.07	54	53.91	54.75	52.75
TiO ₂	0.53	0.54	0.3	0.55	0.45	0.49	0.18	0.14	0.15	0.11	0.28
Al ₂ O ₃	3.25	3.45	2.22	3.24	3.28	3	2.61	2.3	2.27	2.06	1.84
FeO _{Total}	5.75	5.99	6.07	6.66	6.39	6.83	14.81	14.8	14.42	14.17	22.01
MnO	0.08	0.14	0.14	0.12	0.11	0.16	0.26	0.2	0.9	0.22	0.37
MgO	14.64	14.53	14.96	14.51	14.57	14.83	25.55	27.14	26.96	27.16	22.43
CaO	20.87	20.57	20.95	20.27	19.74	20.05	1.08	0.91	0.93	0.9	1.09
Na ₂ O	1.07	0.78	1.11	0.99	1.38	1.29	0.39	0.12	0.19	0.08	0.03
Cr ₂ O ₃	0.96	0.97	0.6	0.82	0.7	0.87	0.08	0.01	0	0.02	0.04
Total	99.18	98.38	99.3	99.28	98.82	99.5	99.03	99.62	99.73	99.47	100.84
Si	1.92	1.92	1.95	1.93	1.93	1.92	1.97	1.95	1.94	1.97	1.94
Ti	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0	0	0	0	0.01
Al (T)	0.08	0.08	0.05	0.07	0.07	0.08	0.03	0.05	0.06	0.03	0.06
Al (M1)	0.07	0.07	0.05	0.07	0.08	0.05	0.08	0.04	0.04	0.06	0.02
Fe ³⁺ (M1)	0.03	0	0.04	0.01	0.04	0.08	0	0.01	0.03	0	0.02
Fe ²⁺	0.15	0.19	0.15	0.19	0.16	0.13	0.45	0.43	0.41	0.43	0.66
Mn	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
Mg	0.81	0.81	0.82	0.8	0.8	0.81	1.39	1.46	1.45	1.46	1.23
Ca	0.83	0.82	0.83	0.8	0.78	0.79	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
Na	0.08	0.06	0.08	0.07	0.1	0.09	0.03	0.01	0.01	0.01	0
Cr	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0	0	0	0	0
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
enstatita	44.48	44.36	44.65	44.13	44.96	44.72	73.46	74.95	74.42	75.69	62.7
ferrosilita	9.94	10.5	10.4	11.57	11.26	11.83	24.31	23.24	23.74	22.5	35.11
wollastonita	45.58	45.14	44.94	44.3	43.78	43.45	2.23	1.81	1.84	1.8	2.19
Mg#	0.84	0.81	0.85	0.81	0.83	0.86	0.76	0.77	0.78	0.77	0.65

Tabla 13: Datos WDS obtenidos de esta tesis para los piroxenos presentes en la andesita PN, y datos de la composición de un ortopiroxeno de Ortega-Gutiérrez et al. (2011)

Análisis (wt%)	PN "XENOLITO"					PN PIROXENITA (Cpx)						PN MATRIZ (Opx)			OPX
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	1	2	3	1
SiO ₂	53.3	54.61	54.19	51.98	51.94	54.41	54.2	53.92	54.02	53.9	53.64	53.78	53.26	51.9	52.8
TiO ₂	0.15	0.18	0.18	0.14	0.15	0.12	0.12	0.17	0.1	0.11	0.12	0.25	0.24	0.28	1.4
Al ₂ O ₃	3.9	2.82	3.07	3.79	4.66	0.26	0.32	0.55	0.21	0.23	0.38	3.19	3.04	2.11	3.89
FeO _{Total}	13.95	12.38	11.73	14.23	14.61	7.17	7	7.12	7.17	7.71	7.69	12.19	13.24	18.42	13.36
MnO	0.32	0.28	0.22	0.31	0.28	0.2	0.19	0.16	0.18	0.2	0.19	0.2	0.24	0.38	0.54
MgO	27.23	29.19	29.2	27.73	27.4	16.98	17.02	16.81	16.36	16.47	16.27	29.05	28.47	24.53	24.84
CaO	1.27	1.43	1.39	1.08	1.03	21.78	21.68	21.74	22.5	21.68	21.76	1.27	1.25	1.13	1.13
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03	0.04	0.02	
Na ₂ O	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.26	0.28	0.26	0.22	0.3	0.33	0.04	0.05	0.05	
NiO	0.02	0.02	0.02	0.01	0	0	0.02	0	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	
Cr ₂ O ₃	0	0.03	0.08	0.01	0	0	0	0.01	0	0	0.03	0.1	0.11	0.35	
Total	100.19	101.01	100.14	99.32	100.11	101.19	100.83	100.76	100.79	100.65	100.46	100.11	99.93	99.18	97.98
Si	1.9	1.92	1.92	1.87	1.85	1.98	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.9	1.9	1.91	1.95
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0.04
Al (T)	0.1	0.08	0.08	0.13	0.15	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.1	0.1	0.09	0.05
Al (M1)	0.07	0.04	0.04	0.03	0.05	0	0	0	0	0	0	0.04	0.02	0.01	0.12
Fe ³⁺ (T)	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0	0	0	0
Fe ³⁺ (M1)	0.02	0.04	0.03	0.1	0.09	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.06	0
Fe ²⁺	0.39	0.32	0.32	0.33	0.35	0.17	0.16	0.16	0.17	0.18	0.17	0.32	0.33	0.51	0.41
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	1.45	1.53	1.54	1.49	1.46	0.92	0.92	0.91	0.89	0.9	0.89	1.53	1.51	1.35	1.37
Ca	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.85	0.85	0.85	0.88	0.85	0.86	0.05	0.05	0.04	0.04
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4				
enstatita	75.33	78.21	79.13	75.63	75.08	46.17	46.46	46.03	44.63	45.13	44.77	78.69	77.1	68.35	74.25
ferrosilita	22.14	19.03	18.17	22.25	22.88	11.26	11	11.19	11.26	12.16	12.18	18.84	20.48	29.4	23.32
wollastonita	2.53	2.76	2.7	2.12	2.03	42.57	42.53	42.78	44.11	42.7	43.05	2.48	2.42	2.26	2.43
Mg#	0.79	0.83	0.83	0.82	0.81	0.84	0.85	0.85	0.84	0.83	0.84	0.83	0.82	0.73	0.77

Tabla 14: Datos EDS para algunos otros piroxenos dentro de la matriz de la andesita y dacita de PN

Análisis (wt%)	PX CONTACTO CON CORONA DE REACCIÓN HBL		PX CON "CORONA" DE HBL		PX CON INCLUSIÓN DE HBL	PX MATRIZ
	1	2	1	2	1	1
SiO ₂	47.33	47.62	50.6	49.96	48.78	48.9
MgO	26.02	22.71	12.04	14.95	19.5	13.8
FeO _{Total}	11.5	16.59	8.29	5.08	13.68	6.94
Al ₂ O ₃	3.56	3.93	5.09	4.96	5.09	5.59
CaO	1.26	1.22	19.54	19.68	1.75	20.73
Na ₂ O			1.19	0.99		0.78
Total	89.67	92.07	96.75	95.62	88.8	96.74
Si	1.87	1.88	1.93	1.9	2.01	1.85
Al (T)	0.13	0.12	0.07	0.1	0	0.15
Al (M1)	0.03	0.06	0.16	0.12	0.25	0.1
Fe ³⁺ (M1)	0.1	0.06	0	0.06	0	0.1
Fe ²⁺	0.28	0.49	0.26	0.1	0.47	0.12
Mg	1.53	1.34	0.69	0.85	1.2	0.78
Ca	0.05	0.05	0.8	0.8	0.08	0.84
Na	0	0	0.09	0.07	0	0.06
Total	4	4	4	4	4	4
enstatita	77.96	69.04	39.17	46.8	68.58	42.34
ferrosilita	19.33	28.29	15.13	8.92	26.99	11.95
wollastonita	2.71	2.67	45.69	44.28	4.42	45.71
Mg#	0.84	0.73	0.72	0.89	0.72	0.87
piroxeno	(clino)enstatita	(clino)enstatita	diópsido	augita	(clino)enstatita	diópsido

**Fig. 31:** Diagrama de clasificación Ca-Mg-Fe de piroxenos

5.2.5 Óxidos de Fe y Ti

Los óxidos se analizaron de forma semicuantitativa en las coronas de reacción y en la matriz (Tabla 15), donde principalmente se encontró ilmenita, mientras que en el caso de las coronas hay otros tipos de óxidos.

Tabla 15: Datos EDS para algunos otros piroxenos dentro de la matriz de la andesita y dacita de PN

Análisis (wt%)	GABRÓICA OPACITA OPACITA					
	ÓXIDOS EN MATRIZ			FINA	FINA	GRUESA
	1	2	3	1	1	1
FeO _{Total}	42.12	41.68	41.29	43.48	79.76	76.94
TiO ₂	45.1	44.21	47.81	56.52	20.24	23.06
Al ₂ O ₃	9.42	9.81	6.75			
MgO	3.37	4.29	4.15			
Total	100.01	99.99	100	100	100	100

5.3 Termobarometría de hornblendas

Diversos estudios empíricos y experimentales han demostrado que se puede usar la composición de anfíboles en rocas magmáticas para cuantificar las condiciones P-T pre-eruptivas durante la cristalización (p. ej Blundy & Holland, 1990; Anderson & Smith, 1995; Ernst & Liu, 1998; Bachmann & Dungan, 2002; Ridolfi et al., 2010). Este tipo de estimaciones en minerales se conoce como geotermobarometría o termobarometría no convencional, para lo cual solo se usa la composición de una sola fase mineral. Existen otros termobarómetros de dos o más fases minerales, cuyo uso debe tener en cuenta ciertas consideraciones texturales y de equilibrio termodinámico (Ridolfi et al., 2010); suelen ser más aceptados y se les conoce como termobarómetros convencionales.

Debido a que se busca determinar la historia del sistema PN desde el punto de vista del anfíbol, en esta tesis se usaron termobarómetros de una fase mineral. Por lo cual se deben realizar ciertas aclaraciones; De Angelis et al. (2013) plantea que muchos de los termobarómetros suelen ser usados sin considerar plenamente las condiciones bajo las cuales fueron planteados, y que tipo de consideraciones fueron tomadas para su calibración, poca similitud entre el modelo original y el sistema a estudiar genera resultados artificiales de P-T. Por ello los termobarómetros fueron seleccionados debido a que existían ciertas consistencias entre las características experimentales de los termobarómetros y el sistema PN.

Basados en las texturas y la geoquímica realizada, se procedió a establecer los principales termobarómetros usados en esta tesis.

5.3.1 Diagramas de intercambio

Las concentraciones de cationes específicos de determinados sitios versus el Al coordinado tetraédricamente (^{IV}Al) en los macrocristales de anfíbol han sido ampliamente utilizados como estimaciones de la presión y temperatura. Este tipo de relación se llaman diagramas de

intercambio de Tschermak, por ejemplo, las concentraciones crecientes de aluminio octaédrico ($^{[IV]}Al$) con el aumento del aluminio tetraédrico ($^{[VI]}Al$) reflejan un rango de sustitución Al-Tschermak sensible a la presión (De Angelis et al., 2013; Kiss et al., 2014; Thornber et al., 2008). Las variaciones de Ti con el aumento de $^{[IV]}Al$ demuestran un rango continuo de sustitución de Ti-Tschermak sensible a la temperatura (De Angelis et al., 2013; Kiss et al., 2014; Thornber et al., 2008).

Además, si las concentraciones de álcalis total (Na + K en el sitio A) aumentan con el aumento de $^{[IV]}Al$ en lo que se conoce como un intercambio de edenita, esta relación también es indicativa de un aumento de la temperatura de cristalización (De Angelis et al., 2013). Posteriormente si se observa alguna relación entre estos parámetros graficados se realiza una regresión lineal y se interpretan los resultados.

Se realizaron los análisis $^{[IV]}Al$ vs $^{[VI]}Al$, $^{[IV]}Al$ vs Ti y $^{[IV]}Al$ vs (Na + K)_A en los anfíboles del sistema PN agrupándolos según el tipo de roca y si el análisis se realizó en el núcleo (*core*) o en el borde (*rim*). Los resultados son presentados en la (fig. 32).

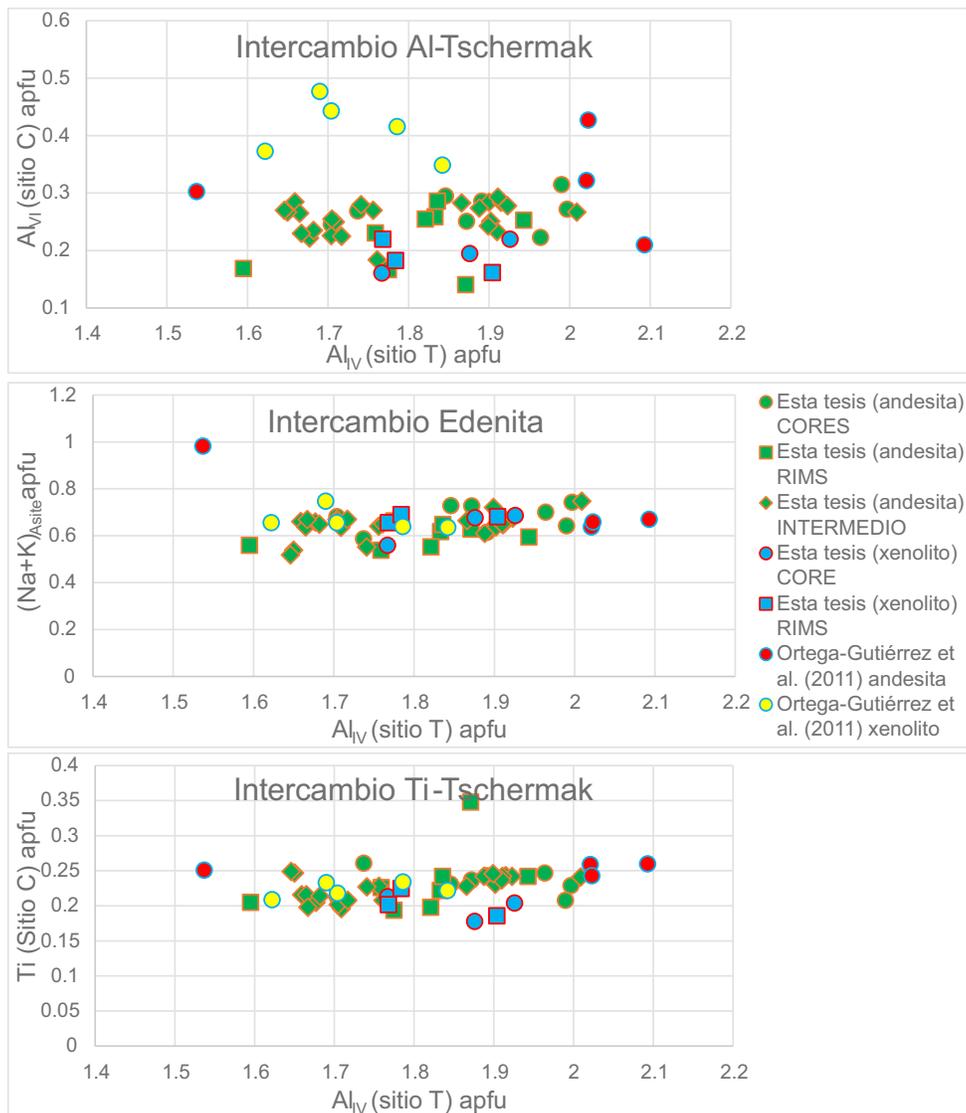


Fig. 32: Diagramas de intercambio $^{[IV]}Al$ vs algunos cationes seleccionados (Ti, $^{[VI]}Al$ y (Na+K))

5.3.2 Termobarómetro anfíbol de [Ridolfi et al. \(2010\)](#) (R2010)

Recientemente, [Ridolfi et al. \(2010\)](#) publicaron ecuaciones termobarométricas y quimio-métricas para estimar la temperatura y presión de formación de los anfíboles, así como el fO_2 , el H_2O y la cantidad de elementos mayores en el fundido (óxidos), usando como base la composición de anfíboles ([Erdmann et al., 2014](#)). Sus calibraciones se recomiendan para anfíboles cristalizados a partir de magmas alcalinos a alcalino-cálcicos, en el manto y presiones de la corteza inferior a superior, temperaturas casi líquidas a casi sólidas de magmas máficos a intermedios, moderadamente reducidos a moderadamente oxidados, y condiciones pobres a ricas en H_2O ([Erdmann et al., 2014](#)).

Los errores estándar informados para la calibración del R2010 son: $\pm 14\%$ a < 450 MPa y hasta 33% a 1 GPa; ± 22 °C para temperatura; $\pm 0.41\%$ en peso para el H_2O en el fundido y ± 0.22 unidades logarítmicas para fO_2 ([Ridolfi et al., 2010](#)).

Estudios recientes (p. ej [Erdmann et al., 2014](#)) han criticado que no todos los parámetros determinados por el R2010 son especialmente representativos y solo recomiendan el uso de parámetros como la temperatura, el fO_2 y el SiO_2 en el fundido. Por otro lado, [Ridolfi and Renzulli \(2012\)](#) reconocen que el error experimental puede limitar la precisión del modelo, pero muestran que las composiciones de anfíboles por sí solas pueden usarse para predecir variables intensivas magmáticas con una precisión aceptable.

Los análisis termobarométricos fueron realizados en los núcleos de las hornblendas asumiendo que estos datos representarían las condiciones de cristalización inicial, y en los bordes asumiendo que estos datos reflejarían las condiciones finales de cristalización.

Condiciones

La calibración R2010 requiere composiciones con un $Al_{\#} = [IV]Al/Al \leq 0.21$ y por ello es sugerida para un amplio espectro composicional.

Resultados R2010

Los análisis de los núcleos y bordes están presentados en la Tabla 16.

Los núcleos de las hornblendas en la andesita de esta tesis muestran una variabilidad acotada donde el valor máximo es de 991 °C y el valor mínimo es de 957 °C, aunque hay una concentración mayor de datos cerca de los ~ 970 °C. Uno de los cristales de anfíbol de [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#) presenta una temperatura 62 °C más baja respecto a los otros tres datos, los cuales se mantienen bastante juntos (994 °C y 1006 °C).

Mientras que los núcleos en anfíboles dentro de los xenolitos ultramáficos tiene una temperatura promedio menor (~ 950 °C) en relación con los anfíboles en la andesita. Y finalmente, el posible xenolito gabrónico tiene una temperatura promedio de (~ 969 °C) ligeramente mayor a la del xenolito ultramáfico.

En el caso de los bordes se observa una temperatura menor que está contenida entre 930 y 967 °C para la andesita y entre 952 y 984 °C para el posible xenolito gabrónico.

En el caso de la presión; los núcleos de hornblenda en la andesita se tienen valores que van de 310 a 515 MPa, además, se observa una agrupación de los datos cerca de los ~ 400 MPa y se observan dos grupos: uno que va de los 310 a los 436 MPa y otro grupo que va de los 490 a los 514 MPa (fig. 33). En el caso de los datos de [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#) los valores van de 272 a los 632 MPa, 3 datos están concentrados principalmente a presiones mayores de 460 MPa.

Por otro lado, los núcleos de los anfíboles del xenolito ultramáfico de Ortega-Gutiérrez et al. (2011) usados como referencia presentan presiones mucho más bajas, entre 328 y 445 MPa; esta presión se mantiene por debajo de los valores promedios de la andesita, 490 MPa (en esta tesis) y, 425 MPa (Ortega-Gutiérrez et al., 2011). Mientras que el posible xenolito gabrónico tiene una presión promedio aún más baja (361 MPa, esta tesis) que la andesita.

Los valores de presión en los bordes para la andesita y el xenolito gabrónico son mucho más bajos que las de los núcleos.

Tabla 16: Datos termobarométricos de los núcleos y bordes del anfíbol usando el R2010.

CORES							
Tipo de roca	Autor	TEMPERATURA (°C)			PRESIÓN (MPa)		
		Valor máximo	Valor mínimo	Valor promedio	Valor máximo	Valor mínimo	Valor promedio
ANDESITA	Esta tesis	991	957	978	515	310	425
	Ortega Gutiérrez et al. (2011)	1006	932	984	632	272	490
XENOLITO	Esta tesis	984	952	969	410	303	361
ULTRAMÁFICO	Ortega Gutiérrez et al. (2011)	963	943	950	445	328	406
XENOLITO GABRÓICO	Esta tesis	984	952	969	410	303	361
RIMS							
Tipo de roca	Autor	TEMPERATURA (°C)			PRESIÓN (MPa)		
		Valor máximo	Valor mínimo	Valor promedio	Valor máximo	Valor mínimo	Valor promedio
ANDESITA		967	930	958	434	307	371
XENOLITO GABRÓICO	Esta tesis	976	962	969	367	318	338

5.3.3 Termobarómetro anfíbol de Putirka (2016)

Putirka (2016) plantea múltiples termómetros y barómetros que principalmente se basan en la composición de los anfíboles y la composición del líquido que los generó. Estos termobarómetros aún no han sido sistemáticamente comprobados, pero presentan una oportunidad de usar la composición de estos minerales como geotermobarómetros.

Existen dos termómetros que se usarán para analizar los núcleos y bordes de las hornblendas, ya que estos termómetros no dependen de la composición del líquido que generó los

minerales:

1. La ecuación n °5 de Putirka (2016)

$$T (^{\circ}C) = 1781 - 132.74 [\text{Si}^{\text{Amp}}] + 116.6 [\text{Ti}^{\text{Amp}}] - 69.41 [\text{Fe}_t^{\text{Amp}}] + 101.62 [\text{Na}^{\text{Amp}}]$$

2. Y la cantidad de Si en Hb

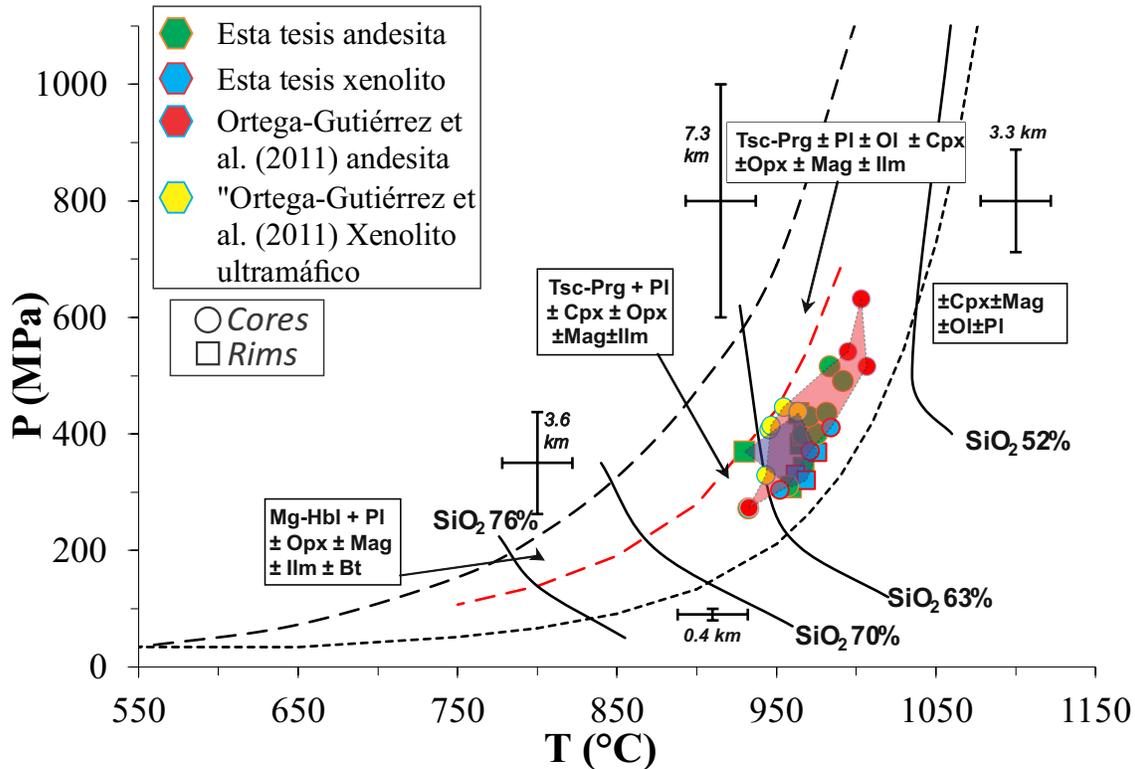


Fig. 33: Diagrama de Presión vs Temperatura obtenido de [Ridolfi et al. \(2010\)](#) para los núcleos y los bordes de las hornblendas presentes en el sistema PN. La superficie roja delimita los valores P-T de los núcleos, mientras que la superficie azul delimita los valores P-T de los bordes. Los errores de P relativos máximos varían del 11% (en la curva de estabilidad térmica máxima; línea con guiones negra) al 25% (en el límite superior de anfíboles consistentes; línea negra con guiones pequeños). La curva discontinua roja divide aproximadamente los productos experimentales consistentes con diferente cristalinidad (es decir, 35-50% en peso a una T más baja y 12-35% en peso a una T más alta)

Resultados de los termómetros

Debido a la ausencia de datos composicionales de líquido no se pueden realizar todos los geotermobarómetros que [Putirka \(2016\)](#) plantea, sin embargo, se puede hacer uso de las fórmulas arriba presentadas para determinar la temperatura usando solo las composiciones de las hornblendas en la andesita. En este caso se analizaron las composiciones en los núcleos y en los bordes de este cristal, además, se han incluido los datos de [Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#) asumiendo que los datos representan análisis de núcleos de hornblenda. Los resultados arrojados se graficaron en tablas de frecuencia divididas en cinco intervalos (fig. 34).

En las temperaturas calculadas con la ecuación n° 5 el cálculo de temperatura que más se repite para los núcleos está ubicado en el intervalo de 960 a 970 °C. Mientras que en el caso de los bordes la mayor parte de las temperaturas se encuentra contenida en los intervalos 937 a 951 °C y 952 a 966 °C. Para el caso del Si en la hornblenda se observan que la mayor parte de los datos están contenido entre 942 a 957 °C. Temperaturas menores a las calculadas con la ecuación n° 5. Mientras para los bordes la mayoría de los datos se encuentran contenidos entre 951 a 962 °C. Rango similar al calculado con la ecuación n° 5.

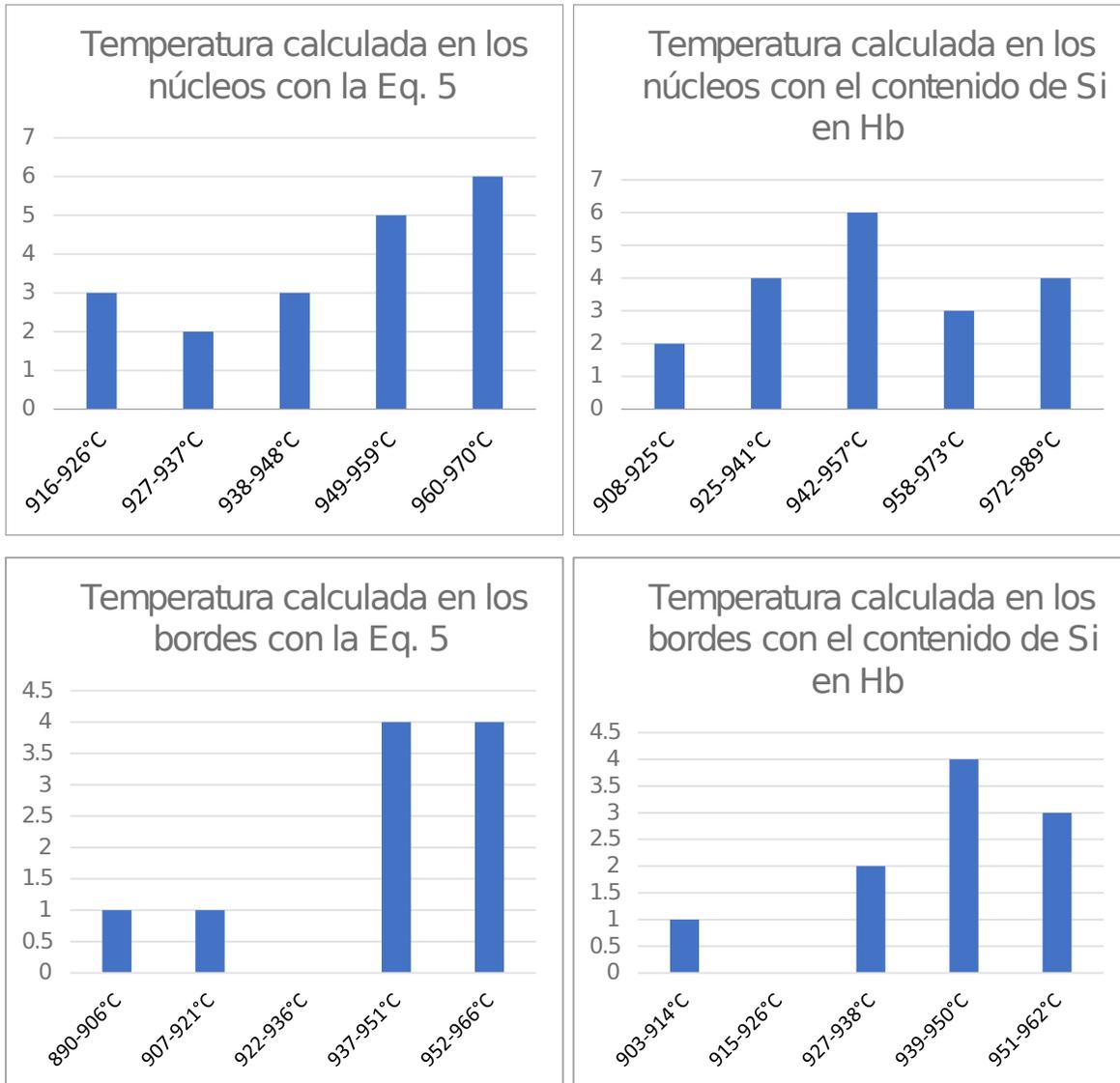


Fig. 34: Diagrama de frecuencias para rangos de temperaturas en las hornblendas de esta tesis usando dos tipos de geotermómetros diferentes. Los termómetros usados son de Putirka (2016).

5.3.4 Termobarometría de hornblendas zonadas

Con fines petrogenéticos se calculó las condiciones de presión y temperatura para las hornblendas zonadas utilizando los diferentes termobarómetros. Para este análisis se realizaron gráficas de Al_{tot} y $Mg\#$ en cada punto analizado, además de que se incluyen los resultados

de P(MPa) y T(°C) utilizando los tres geotermobarómetros (fig. 35).

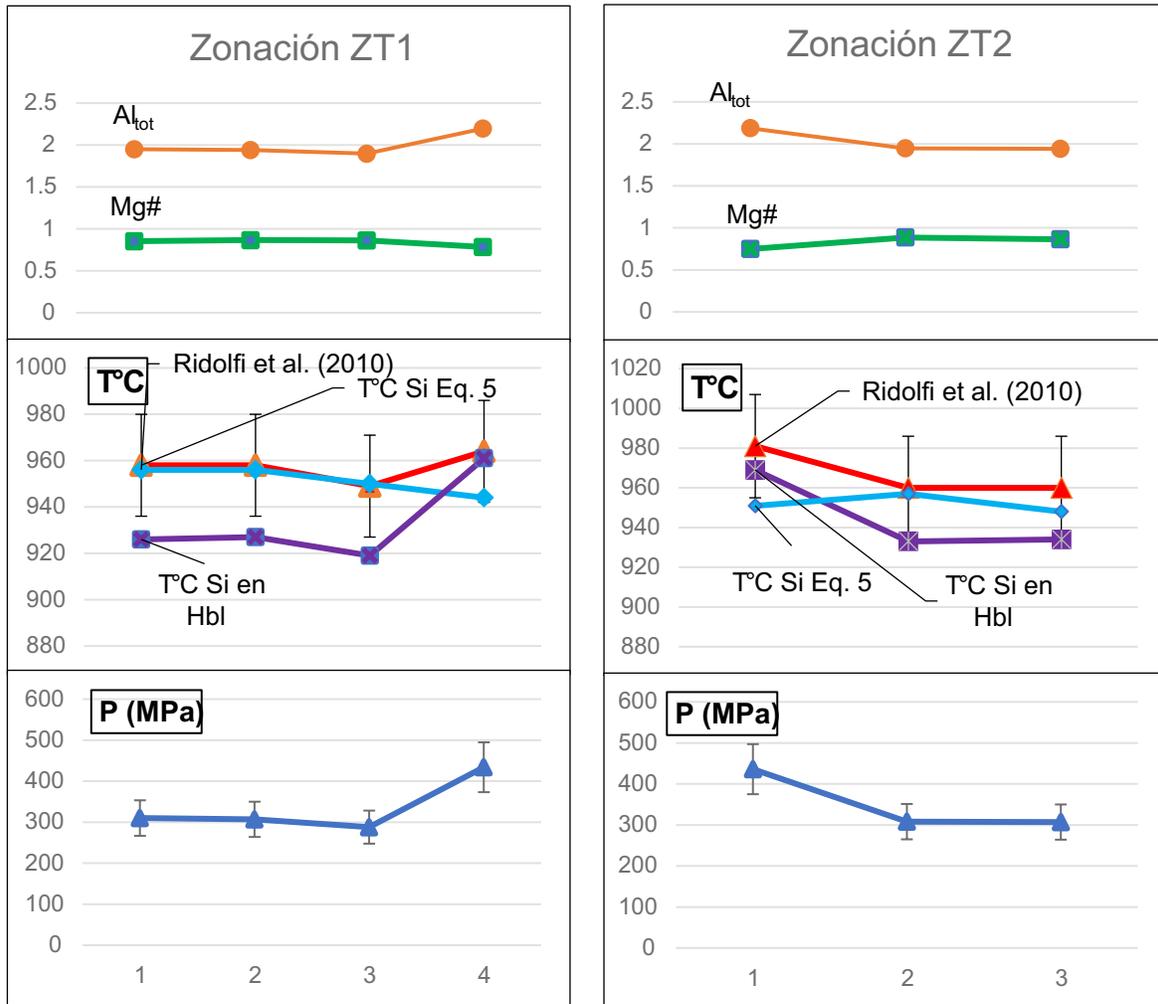


Fig. 35: Perfiles composicionales (Al_{tot} y Mg#) temperatura (T) y presión (P) de la zonación simple ZT1 y ZT2. Los parámetros intensivos fueron estimados con las formulaciones de Ridolfi et al. (2010) y Putirka (2016).

DISCUSIÓN

En los estudios previos del sistema PN se lograron realizar modelos de evolución petrogenética derivada del estudio preliminar de los diques y del material xenolítico que contiene; en esta discusión se establece la información obtenida a partir del presente estudio de sus anfíboles magmáticos.

6.1 Análisis petrográfico y geoquímico

En general las rocas subvolcánicas de PN muestran una textura porfídica con macrocristales de magnesio-hastingsitas, mientras que en las muestras más contaminadas (dacitas con evidencias de fusión de xenolitos cuarzo-feldespáticos) hay presencia abundante de xenocristales, xenolitos y macrocristales de magnesio-hastingsita. La hornblenda muestra muchos tipos de texturas de reacción coexistiendo con cristales de este mineral absolutamente frescos y sin alteraciones, lo que posiblemente indica la acción simultánea de varios factores que desestabilizaron al mineral (Plechov et al., 2008).

El origen de las hornblendas es uno de los aspectos más controversiales; como se planteó en el marco teórico de esta tesis existen varias formas de determinar la afinidad de los cristales utilizando sus texturas, su química, edad y elementos traza. Los análisis texturales ampliamente sugieren que los anfíboles no son cogenéticos con los diques que los transportaron a la superficie, en cambio apunta que estos minerales, así como algunos otros macrocristales son principalmente antecristales. Aunque, la diferencia de edad de los anfíboles (entre ≥ 400 mil años y ≤ 2.2 Ma.) con respecto a la matriz podría sugerir la existencia de un grupo de hornblendas que también son xenocristales, si consideramos que para un sistema volcánico de larga duración un mineral puede tener una duración entre 10^2 – 10^5 años (Jerram et al., 2018; Cooper, 2019).

La química por otro lado indica que las hornblendas tienen una composición muy similar entre ellas (excepto por algunos casos aislados) y que además no existen múltiples poblaciones, especialmente del análisis de $\text{Si}/\text{Al}_{\text{tot}}$ vs $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$ no se pudo determinar de forma satisfactoria que existan diversas poblaciones con Al variable, situación que se esperaría si los cristales hubiesen cristalizado a diferentes presiones y temperaturas (Chambefort et al., 2013). Una posible explicación es que estos minerales no cristalizaron en diversas condiciones de presión y temperatura, sino que estos macrocristales cristalizaran en diferentes tiempos en condiciones similares, es decir en una zona amplia de formación de hornblenda.

El uso de las ecuaciones de Ridolfi et al. (2010) no solo permite establecer las condiciones

P y T, sino que también permite hacer una estimación de SiO₂ en el fundido. Con esta información se puede decir que la gran mayoría de anfíboles de PN fue generado a partir de un fundido con composiciones entre 52 y 63% de SiO₂ (basáltico-andesítico) y, que la paragénesis estable de ese fundido sería principalmente Tsc-Prg ± Pl ± Ol ± Cpx ± Opx ± Mgn ± Ilm, mineralogía que a excepción del olivino está en gran acuerdo con las observaciones de PN. Un estudio detallado de estas rocas en sección delgada permitió determinar que los diques, pese a su alto contenido de xenolitos y evidencias de fusión parcial (en las dacitas), presentan características similares que conforman dominios texturales, donde la configuración textural está marcada principalmente por algún tipo de proceso principal; estos dominios (fig. 36) corresponden a los diferentes diques que fueron descritos por Ortega-Gutiérrez et al. (2011).

6.1.1 Análisis del dominio 1

El dominio 1 está caracterizado por rocas dacíticas con una matriz traquítica-afieltrada y abundante vidrio intersticial de un color marrón característico y con microlitos de piroxeno, opacos y plagioclasa (An₅₆) que tienen un tamaño promedio de 40–70 μm que es particularmente más grande que en la matriz del dominio 2 (20–40 μm); se cree que estas rocas representarían un dique asociado a procesos de fusión del encajonante, ya que es el que presenta mayor contenido de xenolitos y xenocristales del sistema PN.

En primera instancia, la presencia de texturas porfídicas con cristales de hornblenda zonados indicaría que la cristalización de estos macrocristales es consecuencia de un enfriamiento lento en una cámara magmática con abundante contenido de volátiles (Davidson et al., 2007); posteriormente, de acuerdo con los cristales de plagioclasas, se dio un ascenso medianamente lento con el posible estacionamiento temporal de este magma, mientras, que los microlitos relativamente pequeños de la matriz sugieren un ascenso moderadamente rápido, y, finalmente, un enfriamiento rápido en la superficie de la Tierra para producir el vidrio intersticial (cf. Vernon, 2018, p. 62).

Diversas tasas en la velocidad de ascenso explicaría la formación de las coronas opácicas por descompresión que se observan en estas hornblendas (p. ej. García & Jacobson, 1979; Murphy et al., 2000; Rutherford & Devine, 2003); sin embargo, este modelo no explica las evidencias de que hubo un aumento en la temperatura, como son la presencia de coronas gabróicas de grano fino y zonadas que debido a la presencia de Opx y Cpx indican un periodo de calentamiento (De Angelis et al., 2013), así como las hornblendas con texturas de reabsorción (bahías, redondeamiento) que han sido ampliamente interpretadas como resultado del aumento de temperatura (Kiss et al., 2014; Rutherford & Devine, 2003). Por lo anterior, el modelo previamente descrito posiblemente tuvo cuatro etapas principales: 1) cristalización, 2) reabsorción y desequilibrio por temperatura, 3) estacionamiento del magma y, 4) descompresión por ascenso.

Las hornblendas apoyan esta hipótesis, ya que presentan distintas texturas que sugieren desequilibrios por calentamiento como las texturas de reabsorción, las coronas gabróicas y las coronas de reacción zonadas. La formación de los diferentes tipos de coronas de reacción puede deberse a tres razones principales:

1. La asimilación de xenolitos modifica los parámetros del fundido (Acosta-Vigil et al., 2010) y, aunque aún no hay estudios sistemáticos que incluyan el efecto que éste tenga en la formación de las coronas de reacción, se ha sospechado que juega un papel sumamente

- importante (Coombs et al., 2013; De Angelis et al., 2013).
2. Otra opción posible es que estas coronas sean resultado del anfíbol y su zonación, la cual determina el tipo de textura de desequilibrio que se puede formar (Plechov et al., 2008).
 3. Las condiciones P-T-X determinan el tipo de textura de reacción que se puede formar; se sabe que a condiciones de mayor presión se forman preferentemente texturas de reabsorción en lugar de coronas de reacción (Browne & Gardner, 2006).

Determinar de forma precisa que efecto fue el que mayor peso tuvo en la formación requería estudios más detallados de la génesis de las coronas de reacción. Pero a partir de la caracterización de eventos en las hornblendas se puede determinar que el último episodio de calentamiento (posiblemente asociado a la inyección de un magma nuevo) causó un ascenso relativamente rápido que generó la formación de coronas opacíticas sobre los anfíboles con texturas de reabsorción (fig. 36).

Aunque, la gran mayoría de hornblendas con coronas de reacción gabrítica dejan de interactuar con el magma (Davidson et al., 2007) hay algunos casos donde se observan asociaciones de Bt + Pl + Px + Opacos parcialmente incluidas dentro de los cristales de anfíbol; estas ¿inclusiones? pueden (o no) atravesar a las coronas opacíticas, por lo cual se consideran posteriores a ellas. Dicha textura es muy similar a una textura descrita en la literatura como descomposición volumétrica (Plechov et al., 2008), y está asociada a condiciones de transición desde el crecimiento de los bordes de reacción alrededor de hornblenda hasta la descomposición volumétrica de este mineral.

Las texturas en otras fases como la plagioclasa también muestran evidencias del proceso de calentamiento y/o descompresión; en la matriz de estas rocas se observan múltiples plagioclasas con textura de tamiz coexistiendo con algunos microfenocristales euhedrales de menor tamaño que sugieren varios periodos de estabilidad (Streck, 2008).

Además, se distinguen diversas poblaciones de plagioclasas con texturas de desequilibrio, plagioclasas con textura de tamiz y, plagioclasas con texturas de tamiz y anillos de crecimiento; este tipo de plagioclasa pudo ser resultado de dos procesos: 1) las plagioclasas son microfenocristales que experimentaron diferentes procesos de desequilibrio durante el ascenso (Nelson & Montana, 1992) o 2) las plagioclasas son antecristales que fueron incorporados al pulso que transporto estos cristales a la superficie desde otra fuente, sugiriendo con esto mezcla de magmas en niveles más superficiales. Se cree que la posibilidad del desequilibrio durante el ascenso es más factible aunque son necesarios más datos composicionales e isotópicos (p. ej $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

Finalmente, los cristales de piroxeno podrían ser principalmente xenocristales y antecristales, su composición y su alto contenido de aluminio indica que estos piroxenos cristalizaron en condiciones de mayor presión y temperatura. Posiblemente las fuentes de estos cristales sean los xenolitos ultramáficos de hornblenda para el caso de algunos cumulo-cristales y glomero-cristales que tienen inclusiones de hornblenda, mientras que los macrocristales aislados sean xenocristales de los xenolitos metamórficos.

Aunque hay varias evidencias que demuestra que la gran mayoría de los macrocristales de la carga cristalina no son fenocristales, resulta complejo establecer el origen de cada uno solo usando métodos texturales y composicionales. En el caso de las hornblendas, las texturas de reacción proponen que estos macrocristales no son fenocristales o por lo menos la gran mayoría de cristales estudiados, por lo cual resulta posible que estos macrocristales sean

antecristales o xenocristales, ya que se observan muy pocos cristales frescos sugiriendo que no están en equilibrio con su matriz y que por lo tanto no pudieron cristalizar a partir de ese magma final.

6.1.2 Análisis del dominio 2

El **dominio 2** por otra parte define a las rocas andesíticas conformadas por una matriz afieltrada con microlitos pequeños (20–40 μm); este dominio está formado principalmente por macrocristales euhedrales de hornblenda zonados, con coronas opacíticas finas, opacítica gruesa y, en menor cantidad cristales de otras fases. Debido a las características texturales de la matriz y al grosor de las coronas, se cree que esta parte se encuentra asociada al ascenso rápido del magma, donde la textura es consecuencia de procesos de descompresión durante el ascenso a niveles superficiales de la corteza (García & Jacobson, 1979; Murphy et al., 2000; Rutherford & Devine, 2003).

En estas rocas hay macrocristales de hornblenda reaccionados que coexisten con anfíboles euhedrales sin ningún tipo de alteración; por otra parte, existen evidencias del aumento de temperatura a altas presiones, ya que se ha observado la presencia de hornblendas reabsorbidas, con bahías o con la presencia de vidrio y otras fases minerales ($\text{Cpx} \pm \text{Gk?}$) (fig. 14 a y b). Los diferentes cortes de la roca en la lámina delgada hacen que estos redondeamientos se vean como inclusiones, pero la presencia de opacita demuestra su desarrollo posterior, estas texturas no están ampliamente distribuidas en las muestras de estas rocas. En menor cantidad, también se observó la presencia de xenolitos y xenocristales diversos como el granate e incluso de corindón (zafiro), por lo que es posible que este cargo fuese recogido de algún otro reservorio de composición similar, aunque reconocer la ocurrencia de este proceso requeriría de un estudio geoquímico e isotópico más detallado.

El origen de los macrocristales de hornblenda tampoco es fácil de interpretar, ya que en esta zona hay macrocristales euhedrales frescos que coexisten con algunos cristales del mineral reaccionados; De Angelis et al. (2015) proponen tres modelos para explicar la ausencia de texturas de reacción en anfíboles, donde solo uno es el más probable y es que las escalas temporales de algunos pulsos de ascenso y erupción fueran lo suficientemente cortas como para inhibir la descomposición de los anfíboles.

Además, la presencia de coronas opacíticas finas con fragmentos de hornblenda son muy similares a las coronas tipo 1 de ese mismo estudio, las cuales representan la etapa de separación mecánica de los fragmentos de anfíboles del fenocristal debido a la descomposición por descompresión, mientras que las coronas gruesas representan estados más avanzados de ese mismo proceso donde predomina principalmente la nucleación y desarrollo de los microlitos de la corona de reacción. Por lo anterior, es posible que este dique interactuara con la cámara magmática rica en hornblenda y con el pulso que contenía xenolitos profundos, pero siguió una trayectoria diferente a la desarrollada por el dique con procesos de fusión.

6.1.3 Análisis del dominio 3

El **dominio 3** representaría la transición entre la andesita con procesos de fusión y la andesita sin procesos de fusión; este dominio es particularmente complejo ya que se observa muchas texturas de desequilibrio en múltiples fases minerales y en los anfíboles, así como su fragmentación mecánica, las cuales pueden o no desarrollar coronas de reacción. El posible

historial de cristalización de las hornblendas deducido de la observación de cristales claves y su secuencia textural sugiere que su formación puede estar asociada a zonas más profundas o someras dependiendo del desarrollo de opacita por descompresión.

La evidencia más importante derivada de este dominio, es que en este tipo de zonas se puede observar la integración de xenocristales como hercinita, magnetita, corindón y piroxenos dentro del magma ([Ilustración 2f del Anexo 6](#)); además, el límite entre los xenolitos gabróticos y los diques muestra que incluso hay cierta incorporación de cristales de hornblenda ([fig. 36](#)), aunque los cristales que ingresan a la andesita muestran abundantes texturas de reacción y en algunos casos entran como pseudomorfos.

6.1.4 Análisis de los xenolitos gabróticos

Finalmente, el dominio de los xenolitos gabróticos presenta evidencia de varios procesos; por ejemplo, en este caso el historial de cristalización de los fenocristales de anfíbol demuestra que durante su crecimiento hubo varios cambios en los parámetros de la cámara magmática que los formó, esta variación de los parámetros formó diferentes tipos de zonación, las zonaciones simples, que en realidad parecen ser diversos tipos de zonación múltiple cuyos cambios composicionales solo pueden ser apreciados con imágenes de electrones retrodispersados.

La [ZT2](#) posiblemente fue formada como consecuencia de cambios composicionales ocurridos por la abundante formación de anfíboles, aunque la zonación por temperatura es una hipótesis más viable, ya que los cambios suelen ser abruptos con cambios en el Al_{tot} y en algunos casos estar definidos por superficies de disolución. La zonación [ZT1](#) debido a su poca abundancia pudo ocurrir debido a mecanismos más locales. Se concluye que las zonaciones múltiples son el único tipo de zonación en PN.

Las zonaciones múltiples oscilatorias relativamente abundantes en PN, tienen dos mecanismos de formación, mecanismo extrínsecos e intrínsecos ([Shore & Fowler, 1996](#)); en PN los mecanismo extrínsecos son más viables como mecanismo de zonación oscilatoria ya que esta último ha sido asociada a cambios de temperatura por el movimiento convectivo del magma en la cámara magmática debido al contraste de temperatura ([Kiss et al., 2014](#)); además, los cambios en las condiciones de los anfíboles especialmente en el contenido de volátiles fueron tales que hubo periodos de desequilibrio, con la formación de bordes opacíticos muy finos entre algunos patrones de zonación, [Andrews et al. \(2008\)](#) describieron bordes muy similares que los autores nombran como núcleos tamizados o texturas de disolución, y fueron interpretados como evidencia de calentamiento.

Las condiciones de cristalización en estas rocas fueron muy variables. Se han observado varias modas de tamaño en los fenocristales de anfíbol (fenocristales y microfenocristales como se puede apreciar en la [fig. 36](#), además del desarrollo de texturas similares a las texturas esqueléticas; todas estas morfologías presentes en este mineral apuntarían a la cristalaron en diversas condiciones de presión y temperatura, aunque, otra posible explicación es que estos macrocristales cristalaran en diferentes tiempos.

[Ortega-Gutiérrez et al. \(2011\)](#) proponen que la existencia de xenolitos gabróticos composicionalmente similares a la andesita PN sugiere que estas rocas pertenecen al mismo sistema magmático que fue calentado e introducido dentro del dique Puente Negro; existen dos evidencias texturales muy fuertes de que este proceso ocurrió, el primero, las coronas gabróticas de grano grueso ($\geq 100 \mu\text{m}$), especialmente las coronas dobles y triples que presentan segregación mineral, y una gran cantidad de clinopiroxeno como un continuo mineral; dichas

coronas se han interpretado como consecuencia de un aumento en la temperatura (Rutherford & Hill, 1993; Rutherford & Devine, 2003; Browne & Gardner, 2006; De Angelis et al., 2015); el segundo, es la presencia de abundante vidrio, ahora alterado y desvitrificado.

Otra evidencia de este efecto se puede observar en las plagioclasas esqueléticas, ya que muchos estudios experimentales han demostrado que a medida que aumenta el grado de subenfriamiento, los hábitos de los cristales cambian de tabular-euhedral a esqueléticas y dendríticas (Lofgren, 1974). Las plagioclasas en las muestras estudiadas han crecido bajo una tasa alta de subenfriamiento, la cual se desarrolla por la tasa de ascenso aumentada debido a la erupción, o incluso al calentamiento de estas rocas (Murphy et al., 2000).

6.1.5 Aspectos finales

Un aspecto por considerar es que, más allá de su identidad basáltica inferida, se desconoce la naturaleza específica del magma que interactuó con la cámara rica en hornblendas y ocasionó su ascenso a la superficie. La existencia de corindón y espinela dentro de plagioclasa (Ortega-Gutiérrez et al., 2011) es considerada como una evidencia muy fuerte de su cristalización temprana dentro de un sistema magmático sometido a mucha presión; esta asociación podría ser evidencia de que el segundo pulso se estacionó temporalmente en la corteza inferior donde asimiló xenolitos profundos y comenzó a generar dichas fases cristalinas; sin embargo, debido a que estos cristales son poco abundantes, su presencia está asociada solo al [dominio 1](#) y sus características texturales (tamaño, forma, etc.) son similares a los corindones metamórficos, no es posible sustentar esta hipótesis, o por lo menos petrográficamente resulta una tarea compleja. Por lo anterior, aún se desconoce mucha de la historia profunda del magma que interactuó con las rocas gabróicas y las llevó a la superficie.

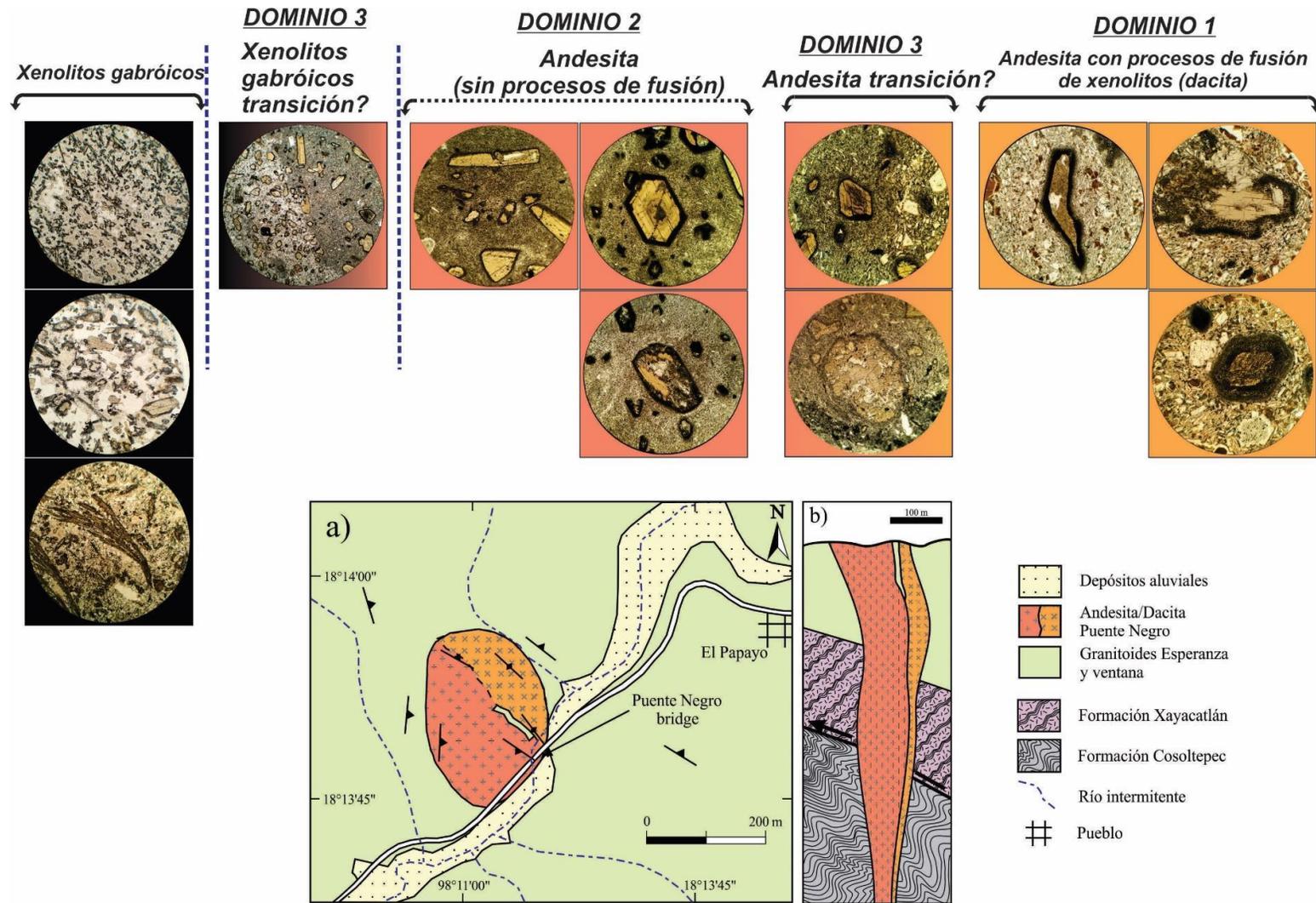


Fig. 36: Los dominios texturales de las hornblendas en PN. El diámetro de los círculos es de 1.78 mm a excepción del ancho de las figuras xenolitos gabróticos y xenolitos gabróticos transición donde el diámetro 7.2 m.

6.2 Análisis termobarométrico

Los diagramas de sustitución en anfíboles arrojaron la siguiente información; el diagrama de ^{IV}Al (sitio T) vs ^{VI}Al (sitio C) o diagrama de intercambio de Al-Tschemark no muestra ninguna distribución preferente, lo cual implica que no hay cambios sistemáticos con la presión (Redner, 2016), mientras que en el caso del diagrama ^{IV}Al (sitio T) vs Ti (sitio C) o diagrama de Ti-Tschemark se observa una ligera relación lineal positiva, aunque el coeficiente de correlación fue muy pequeño, por lo cual la tendencia lineal no se incluye.

La presencia de esta tendencia sugiere que hay un cambio sistemático de la composición de los anfíboles con la temperatura, es decir, la formación de estos minerales fue controlada principalmente por la temperatura (De Angelis et al., 2013; Kiss et al., 2014; Thornber et al., 2008). Las concentraciones de álcalis total ((Na+K) en el sitio A) también presentan una tendencia lineal pequeña que aumenta con el aumento de ^{IV}Al en un intercambio de edenita, lo cual también es indicativo de un aumento de la temperatura de cristalización (De Angelis et al., 2013; Kiss et al., 2014; Thornber et al., 2008).

Una estimación termobarométrica previa arrojó temperaturas de cristalización de 800 a 950 °C usando pares coexistentes de hornblenda-plagioclasa y de dos piroxenos en los xenolitos gabróicos (Ortega-Gutiérrez et al., 2011), además, en ese mismo estudio, a partir de la estimación de Al en hornblenda se obtuvieron presiones entre 4–6 kbar. Estas estimaciones de P y T corresponderían a las condiciones que debió tener el primer magma basáltico hidratado, representado por los xenolitos gabróicos ricos en hornblenda. Las estimaciones P-T realizadas en esta tesis arrojaron resultados variables, considerando las temperaturas y presión en los núcleos de hornblenda por tipo de roca y tipo de termómetro. Se obtuvieron las siguientes temperaturas promedio:

Las temperaturas de los núcleos de las hornblendas se consideran como las condiciones bajo las cuales comenzaron a cristalizar los anfíboles. Existe una diferencia importante entre la temperatura estimada con el termómetro Hb-Pl y los termómetros composicionales de las hornblendas para la bojita (gabro de hornblenda), ya que estos últimos arrojan temperaturas más altas (≥ 950 °C) y presiones más bajas (<4 kbar); en este caso, los datos determinados son menos confiables, ya que solo se pudo analizar un xenolito gabróico que presenta bastante alteración secundaria.

Aunque estos datos son mucho más altos, aún se consideran válidos, ya que se han realizado estudios de estabilidad de anfíbol donde se ha determinado que su límite superior no excede los ~ 1050 °C (Davidson et al., 2007). Si consideramos todos los datos de temperatura en las rocas, resultan bastante cercanas entre sí, esta similitud se hace especialmente significativa considerando las incertidumbres de los termómetros (± 22 °C) (Ridolfi et al., 2010). Aunque los datos de presión son menos confiables también se mantienen bastante cerca.

Mientras que los análisis geotermobarométricos de los bordes de las hornblendas apuntan que estos cristalizaron en condiciones de menor temperatura respecto a los núcleos. Cabe destacar que los datos presentados en la Tabla 16 son temperaturas y presiones promedio, ya que hay núcleos que cristalizaron en condiciones de menor presión, por lo cual la superficie de los bordes se solapa con la de los núcleos en el termómetro R2010 en un área muy amplia (fig. 33).

Este solapamiento sugeriría que los anfíboles cristalizaron en un rango de temperatura y presión muy amplio, dando pie a pensar que hay una zona de formación de anfíboles muy amplia, ya que como se observó en la sección anterior la composición también es bastante

similar para los diversos tipos de hornblenda en las rocas de PN. Dada toda esta información es posible asumir que la gran mayoría de los anfíboles cristalizó en un rango de temperatura acotado en una región comprendida entre ~ 3.5 y ~ 4.4 kbar equivalente a unos 13–16 km¹ en la corteza media.

Los perfiles de zonación en la Sección 5.3.4 muestran que los cambios composicionales son consecuencia de cambios en la temperatura y presión; sin embargo, los análisis de intercambio ^[IV]Al vs ^[VI]Al en la Sección 5.3.1 sugieren que la presión no fue un factor importante en los cambios composicionales de las hornblendas, por lo cual la zonación es principalmente consecuencia de cambios en la temperatura.

6.3 Modelo petrogenético

Las evidencias que se han recopilado en esta tesis sugieren que el sistema Puente Negro es resultado de la evolución de un magma basáltico-andesítico hidratado dentro de un *plumbing system* similar al modelo que propone Davidson et al. (2007) (fig. 37). El sistema PN comenzó con un pulso de magma máfico hidratado que ascendió desde el manto, y se emplazó bajo condiciones de aproximadamente 900 a 960 ± 22 °C y ~ 15 km (~ 4 kbar) de profundidad, donde comenzó la cristalización superpuesta de clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y plagioclasa, formando zonas de acumulación máfica-ultramáfica, estas zonas están representadas por glomerocristales o inclusiones ricas en piroxeno y hornblenda presentes dentro de los diques.

Además, en esta zona también se formaron ensambles de afinidad gabrónica subsaturadas en sílice, la presencia de estas rocas podría sugerir múltiples episodios de cristalización fraccionada con la separación primaria de agregados ricos en hornblenda. La presencia de un alto contenido de cristales, en este caso de hornblenda, provocó que la viscosidad de este pulso fuera tal que quedó estacionado en la corteza media y comenzó su cristalización en la cúpula y otras partes de los reservorios magmáticos.

El modelo hasta este punto es muy similar al previsto en Ortega-Gutiérrez et al. (2011), aunque el rango de temperatura se logró acotar aún más, de 800–950 °C a 900–960 ± 22 °C, también se logró acotar aún más la presión, ya que se estima que hay formación de hornblendas en presiones ligeramente más bajas 3.5–5 kbar comparada con 4–6 kbar planteadas originalmente por los autores. El modelo de Ortega-Gutiérrez et al. (2011), se enfoca un poco más en la parte profunda del *plumbing system* PN. A partir de este punto, este modelo se enfoca más en la parte somera, en la cristalización de las hornblendas y la importancia que este mineral tuvo en la evolución de PN.

6.3.1 Petrogénesis de los diques PN

Es posible que algunos pulsos posteriores menos hidratados mantuvieran los reservorios de magma en un estado parcialmente fundido (a excepción de las paredes y la cúpula) y favoreciera la formación de los diversos tipos de zonación y núcleos tamizados que se observan en los anfíboles.

De forma muy similar a la conclusión que llegaron en el Volcán Chichón Andrews et al. (2008), esta observación indicaría que la hornblenda registró eventos múltiples de calen-

¹Se asumen entre 3.7 y 3.8 km por cada kbar

tamiento que resultaron en su zonación y/o disolución dependiendo de:

1. Si el evento de calentamiento es lo suficientemente pequeño (~ 900 y 960 °C), se desarrolla zonación con cambios composicionales en Al_{tot} .
2. Si el evento es más intenso (≥ 960 °C), la hornblenda puede sufrir disolución y formar núcleos tamizados (o en esta tesis zonas de coronas opacíticas muy finas) antes del crecimiento de la nueva hornblenda.
3. En los casos en que el calentamiento es extremo ($\gg 960$ °C), el magma se calienta más allá de la estabilidad de la hornblenda y se forman las coronas de reacción gabrónica o las superficies de disolución dependiendo de la profundidad.

Estas variaciones de temperatura posiblemente son resultados de la ubicación espacial de las hornblendas en los reservorios magmáticos a medida que un pulso más caliente entra, siendo las más cercanas las que reciben mayor temperatura.

Posteriormente, un segundo pulso magmático más caliente (posiblemente de la misma composición basáltica) lo suficientemente voluminoso y con múltiples xenolitos y xenocristales profundos atravesó este cuerpo parcialmente fundido rico en hornblenda. La mezcla de los cargos magmáticos de estos dos magmas tuvo tres efectos importantes:

1. Las partes completamente cristalizadas se convirtieron en xenolitos gabrónicos y ultramáficos altamente refractarios que llegaron a la superficie.
2. Las proporciones menos cristalizadas de los xenolitos gabrónicos desarrollaron varios tipos de coronas gabrónicas por el aumento en la temperatura.
3. La parte fundida rica en cristales de hornblenda se desestabilizó y generó la reabsorción del mineral en condiciones de alta presión. Conforme la presión varió, el efecto del aumento de la temperatura y presión favoreció la formación de algunas coronas de reacción de tipo gabrónico.

También se incorporaron anfíboles como antecristales en las partes aun sin cristalizar y xenocristales en las paredes de este cuerpo gabrónico, aunque la evidencia de que exista una población de xenocristales solo se deriva de la gran diferencia de edades entre algunos anfíboles y la matriz (Ortega-Gutiérrez et al., 2011), sin un estudio geocronológico sistemático es difícil descartar que esta población no exista por lo cual se considera que ambos tipos cogenéticos existen.

Estos antecristales y xenocristales comenzaron a reaccionar con el magma huésped, primero por el aumento de temperatura que tuvo como efecto la formación de las coronas gabrónicas anchas en los xenolitos, y luego posiblemente las coronas gabrónicas medias en el [dominio 1](#); la formación temprana de estas coronas anhidras impidió que los anfíboles continuaran reaccionando con el magma portador, por lo cual las propiedades de este magma no debieron verse muy afectadas, aunque la formación de coronas provoca la liberación de volátiles en el magma, lo que de acuerdo con Davidson et al. (2007) tiene algunas consecuencias: 1) aumenta el potencial explosivo de los magmas durante la diferenciación, 2) interacciona con las rocas corticales, y 3) libera fluidos capaces de transportar solutos metálicos a depósitos minerales.

Este magma hibridizado ascendió formando dos diques que atravesaron varios niveles de la corteza a diferentes velocidades. El primero se diferenció hasta formar una magma mucho

más dacítico; para explicar este cambio composicional existen dos procesos principales: 1) la asimilación de la corteza continental por magmas básicos es un proceso ampliamente invocado para explicar las características composicionales e isotópicas de las rocas ígneas intermedias y, 2) la fraccionario de cristales que puede o no estar combinado con la mezcla de magmas básicos y silícicos coexistentes también puede generar las mismas características geoquímicas (Preston et al., 1998).

Debido al alto contenido de xenolitos y a los diversos tipos de texturas de reacción en las hornblendas, es posible que el dique contaminado (dacítico) siguiera el proceso 1); la interacción cortical ocurrió debido a que el pulso se estacionó en repetidas ocasiones o consecuencia de la cantidad de volátiles liberados de los anfíboles al descomponerse, lo cual favorecería la interacción con las paredes de roca a medida que ascendía a la superficie (Davidson et al., 2007); alguno de los procesos anteriores ocasiono que la composición final del magma se volviera más dacítica.

La hipótesis de asimilación de la corteza se ve reforzada por la presencia de varias evidencias de fusión parcial en algunos xenolitos cuarzo-feldespáticos de este dique, además, la presencia de fenocristales de plagioclasa cuya cristalización podría generar calor extra (Blundy et al., 2006) que facilitaría la interacción con rocas corticales. Por lo cual es posible que este dique sufriera un proceso de asimilación combinada y cristalización fraccionada (AFC) o de asimilación desacoplada y cristalización fraccionada (FCA) (Ersoy & Helvacı, 2010).

En cambio, el segundo dique posiblemente ascendió de forma ininterrumpida, por lo cual solo incorporó pocos xenolitos y xenocristales someros.

Dada la complejidad del sistema PN existen varios aspectos controversiales; por ejemplo, su pequeño tamaño no corresponde a la gran cantidad de procesos que registró, los cuales son típicos de sistemas volcánicos más grandes (p. ej Mt. Saint Helens, Soufrière Hills, Augustin Volcano, etc). Ortega-Gutiérrez et al. (2011) sugieren que PN formó parte de una provincia volcánica más grande debido a que hay varios diques aflorando en el terreno Mixteco que poseen edades similares, los cuales en conjunto podrían ser parte de una provincia volcánica oligocénica, cuyos productos volcánicos paleógenos fueron erosionados. Los autores además ubican esta actividad oligocénica como parte del extenso magmatismo que formó la provincia volcánica de la SMS en la región Mixteca (Morán-Zenteno et al., 2000), lo cual ubica a PN dentro del 4° periodo de actividad de esa provincia (40 a 28 Ma).

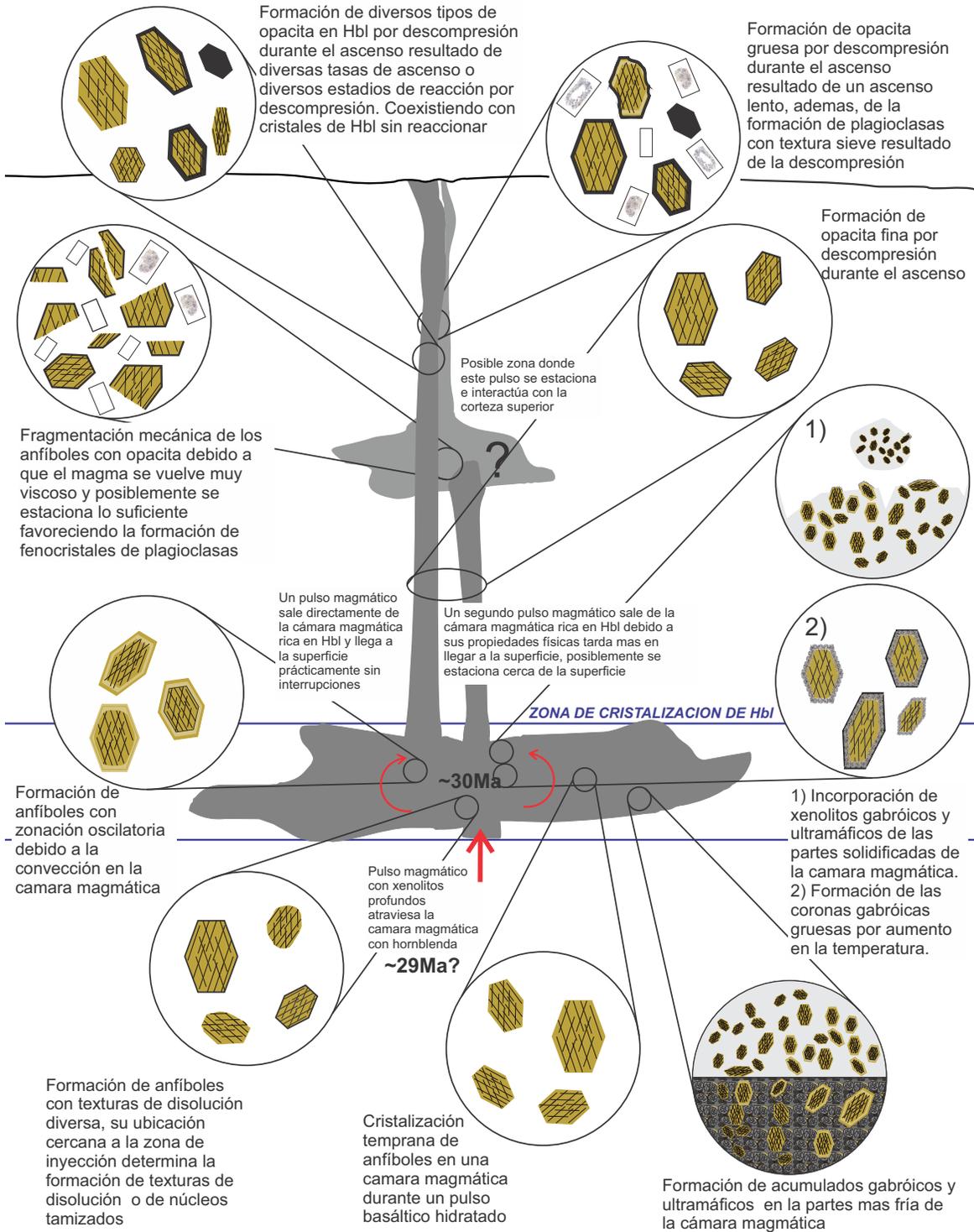


Fig. 37: Figura esquemática del *plumbing system* de PN, con énfasis en las texturas desarrolladas en los anfíboles. La figura no está a escala.

CONCLUSIONES

Se concluye que, Puente Negro es un sistema subvolcánico de larga duración cuyo primer evento fue un magma basáltico hidratado con una fuente primaria en el manto subyacente a una corteza continental. Posteriormente, este magma se estacionó en la corteza media (13–15 km) a temperaturas cercanas a los $\sim 1000^\circ\text{C}$ y presiones de 3.5–5 kbar. Allí, el magma basáltico se enfrió lo suficiente para diferenciarse por cristalización fraccionada en una cámara a altas presiones de agua, formando una paragénesis mineral inferida de $\text{Hbl}^1 + \text{Pl} + \text{Px} \pm \text{Mag} \pm \text{Ilm}$ en frentes de solidificación con afinidad ultramáfica y gabrónica subsaturadas en sílice y con una edad estimada en 30.5 ± 0.6 Ma.

Este frente se encuentra como xenolitos en los diques, lo cual sugiere múltiples episodios de cristalización fraccionada, aunque se requieren estudios isotópicos radiogénicos (Sr y Nd) para definir si estos xenolitos ricos en anfíboles son resultados de una fraccionación primaria o de algún otro proceso. El magma resultante de este proceso de fraccionación tendría una composición entre 52% y 63% de SiO_2 (intermedio andesítico). Las hornblendas en estas rocas tienen coronas de reacción gabrónicas y reabsorción registro de varios episodios de desequilibrio por incremento de la temperatura, posiblemente asociado a múltiples inyecciones basálticas en esta cámara magmática que se encontraba parcialmente fundida.

Los datos geotermobarométricos sugieren que prácticamente todas las hornblendas se formaron en un rango acotado de presión y temperatura, aunque se necesita un estudio sistemático de los dominios de PN para determinar si todos los anfíboles provienen de la misma cámara magmática o de reservorios diferentes ubicados a profundidades similares, aunque se cree que esta última opción es la más probable.

Posteriormente, un pulso de composición similar o ligeramente diferente con una edad de ~ 29 Ma interactuó con la corteza inferior, atravesó la cámara magmática parcialmente cristalizada incorporando nuevos anfíboles como antecristales. De esta zona surgieron dos pulsos con diferentes características: uno de estos pulsos fue mucho más viscoso y rico en volátiles derivados de la formación de diversas texturas de desequilibrio en las hornblendas, esos volátiles permitieron la interacción con rocas de la corteza superior. Mientras que el segundo prácticamente conservó sus características originales, aunque no se pueden determinar sus características originales debido al contenido de xenocristales profundos, ya que es difícil realizar análisis de roca total sin tener una caracterización clara de todos los componentes contaminantes.

Finalmente, cerca de la superficie PN asimiló algunas rocas encajonantes y las fundió

¹magnesio-hastingsitas, algunos cristales de ferrisadanagaita y un pequeño grupo de pargasita (literatura)

generando buchitas a partir de un bloque del encajonante (Granitoides Esperanza) que quedó atrapado en medio de ambos diques y fue sometido a múltiples efectos térmicos.

Los motores principales en la generación de las texturas de desequilibrio en los anfíboles fueron el aumento en la temperatura debido a algunos episodios de recarga magmática y la descompresión del magma durante el ascenso. Más estudios geoquímicos e isotópicos distinguiendo los diversos tipos de rocas son necesarios para determinar si algún otro factor jugó un papel importante en la formación de esas texturas de reacción. Los datos aquí obtenidos sugieren que las hornblendas en Puente Negro son de carácter heredado dentro del magma que las contiene, conformadas por antecristales de magnesio-hastingsitas, pocos de ferrisadana-gaita y la posible existencia de un pequeño grupo de xenocristales de pargasita que no fueron encontrados, pero su existencia está sustentada en los datos geocronológicos de estudios anteriores. La distinción de cual es más abundante requeriría una caracterización isotópica y geocronológica de todos los anfíboles en los dominios de PN que presentan hornblendas.

El sistema Puente Negro aun ofrece un amplio margen de estudio, ya que aún se desconocen varios aspectos fundamentales de su génesis como son: la naturaleza del magma que interactuó con la cámara magmática rica en hornblendas, así como el papel que tiene la presión de fluido en la cámara magmática y en la desestabilización de las hornblendas.

ANEXOS

Anexo 1. Principales tipos de coronas de reacción en anfíboles

Tabla 17: Principales tipos de coronas de reacción en anfíboles magmáticos descritas a través de la literatura.

AUTOR	Garcia and Jacobson (1979)	
CLASIFICACIÓN	(1) Black (Opacite)	(2) Gabbroic type
CARACTERÍSTICAS	El anfíbol se reemplaza total o parcialmente por agregados finamente compuestos de Fe-Ti oxides \pm Px.	El anfíbol es reemplazado total o parcialmente por agregados granulares finos a medios de Opx \pm Cpx \pm Pl \pm Mag
ORIGEN	Deshidrogenación y oxidación durante la extrusión (aumento drástico de fO_2/fH_2 y una disminución de fH_2O).	Deshidratación dentro de la cámara magmática debido a una disminución en fH_2O .
RE-INTERPRETACIÓN	Rutherford and Hill (1993) reconocieron además que las coronas gabróicas solo se forman cuando el anfíbol entra directamente en contacto con el fundido que lo alberga.	

AUTOR				
Murphy et al. (2000)				
CLASIFICACIÓN	(1) Fine-grained (~5–30 μm)	(2) Coarser grained (~30–200 μm)	(3) Opaque re- placement (1– 10 μm)	
CARACTERÍSTICAS	± Agregados de Cpx + Opx + Pgt + Pl + Ti-Mag mutuamente integrados, que se encuentran en las coronas y en el crucero de los anfíboles.	Agregados de las mismas fases que en el tipo (1). El Cpx puede formar un continuo.	Presentes en las coronas y en el crucero de los anfíboles; coronas conformadas por cristales extremadamente finos (1–10 μm) de las mismas fases que en los tipos (1) y (2) pero con Ti-Mag que domina sobre otros minerales.	
ORIGEN	Desestabilización del anfíbol durante el ascenso magmático.	1) Cristales que pasan largos períodos en el conducto, fuera del campo de estabilidad del anfíbol. 2) Calentamiento del magma mediante una intrusión de magma.	Última etapa de oxidación en el domo (en condiciones subáreas).	
RE- INTERPRETACIÓN				

AUTOR			
Rutherford and Devine (2003)			
CLASIFICACIÓN	(1) Thin rims (1–20 μm)	(2) Much thicker (200–500 μm) coarse-grained “clinopyroxene” type	Aggregates of ore minerals along cleavage and other cracks “opacite type”
CARACTERÍSTICAS	Conformados por Opx \pm Cpx + Pl + Mag.	Coronas con predo- minio de Cpx.	El anfíbol se reem- plaza total o parcial- mente por agrega- dos finamente com- puestos de Fe-Ti ox- ides \pm Px.
ORIGEN	Descompresión durante el ascenso del magma (el ascenso se consid- era relativamente lento)	Descomposición té- mica.	Se formaron debido a la oxidación en condiciones más su- perficiales. Se re- conoce que este tipo de borde no necesita estar en contacto con el fundido que lo al- berga.
RE- INTERPRETACIÓN		Los estudios de De An- gelis et al. (2015) de- muestran que el Cpx es la fase más abun- dante cuando las horn- blendas son sometidas a altas temperaturas por poco tiempo, mien- tras que si las horn- blendas son sometidas a más tiempo de calen- tamiento se tiene como fase predominante el Opx.	

AUTOR	Plechov et al. (2008)			
CLASIFICACIÓN	(1) Fine-grained (~5–30 µm)		(2) Volumetric decomposition (Coarse-grained)	
	(1.1) Granular Type)	(1.2) Symplectitic Type)	(2.1) “gabbroic type” en Garcia and Jacobson (1979)	(2.2) “clinopyroxene” type en Rutherford and Devine (2003).
CARACTERÍSTICAS	Desarrollado solo en las caras laterales de cristales de Hbl Conformada por pequeños gránulos de Pl + Opx + Ore minerals ± Pgt con tamaños que varían de 3 a 8-10 µm. También contiene pequeñas cavidades de 1.5 a 5 µm.	El borde simplectítico consiste en agregados finos (<1 µm) de minerales entrelazados, cuya composición no puede determinarse ni siquiera cualitativamente. Aunque se cree que los agregados están compuestos por cristales de minerales de tamaño submicrométrico.	Conformados por granos entre 10–20 µm de tamaño Estos agregados pueden tocar la corona, atravesarla o sol presentarse en contacto con la hornblenda y no mostrar contacto inmediato con la corona.	
ORIGEN	Estos tipos texturales son muy similares a el “Black Type” en Garcia and Jacobson (1979), el tipo 3 en Murphy et al. (2000), y el tipo opacítico en Rutherford and Devine (2003). No presenta Cpx.		Pl + Ca rich Px + Ore minerals	El clinopiroxeno en estos dominios hereda la orientación de la hornblenda que remplazada
RE- INTERPRETACIÓN				

AUTOR		De Angelis et al. (2013)					
CLASIFICACIÓN	(1) Type 1 (<50 µm) Microlites (1–10 µm)			(2) Type 2 (50–80 µm) Microlites (3–30 µm)		(3) Type 3 (>80 µm) Microlites (10–100 µm)	
	(1) Type 1a	(2) Type 1b	(3) Type 1c	(1) Type 2a	(2) Type 2b	(1) Type 3a	(2) Type 3b
CAS	Contienen fragmentos de Amp y microlitos de Fe-Ti oxides.	Contienen fragmentos de Amp y microlitos de Opx + Cpx + Fe-Ti oxides.	Contienen microlitos de Opx + Cpx + Fe-Ti oxides.	En orden de disminución de la abundancia + Cpx + Pl + Fe-Ti oxides.	En orden de disminución de la abundancia contienen Opx + Pl + Cpx + Fe-Ti oxides.	En orden de disminución de la abundancia contienen Opx + Pl + Cpx + Fe-Ti oxides.	En orden de disminución de la abundancia contienen Opx + Pl + Cpx + Fe-Ti oxides.
CARACTERÍSTI-				Pl de com- posición uni- forme.	Pl relativa- mente cálcica cerca de los anfíboles y Pl relativamente sódica cerca del borde de reacción.	Los microlitos de Pl + Cpx + Fe-Ti ox- ides son más grandes. Pl es de com- posición uni- forme.	Los microlitos de Opx son más grandes. Contiene más Pl cálcica cerca del Amp y más Pl sódica cerca del límite con el vidrio.

ORIGEN	Representa el inicio de la descomposición, con la separación mecánica de los fragmentos de anfíboles del fenocristal debido a la descomposición.	La disolución de fragmentos de anfíboles y la cristalización inicial de las fases anhidras. Dominadas principalmente por la nucleación y son la respuesta inicial a los cambios en el entorno del anfíbol	. Representan una zona de transición entre la nucleación y los regímenes dominados por el crecimiento.	Las coronas representan cristalización dominada por el crecimiento, ya que muestran un tamaño de microlito creciente en el borde externo. Se forman temprano en la formación del borde de reacción, han estado creciendo durante más tiempo.
---------------	--	---	--	--

Debido a un ascenso moderado (descompresión) seguido de enfriamiento.

Coronas de reacción inducidos por el calentamiento sin Cpx como la fase dominante de piroxeno.

**RE-
INTERPRETACIÓN**

Aunque estudios experimentales previos (Rutherford & Devine, 2003; Browne, 2005) sugerían que las coronas de reacción generados por calentamiento están fuertemente dominadas solo por clinopiroxeno. Los estudios de De Angelis et al. (2015) demuestran que el Cpx es la fase más abundante cuando las hornblendas son sometidas a altas temperaturas por poco tiempo, mientras que si las hornblendas son sometidas a más tiempo de calentamiento se tiene como fase predominante el Opx.

Anexo 2. Comentarios

Comentario 1-SHV = Volcán Soufrière Hills; MSH = Mount St. Helens. Fuentes de datos: a = Rutherford and Hill (1993); b = Browne and Gardner (2006); c = Coombs et al. (2013); d = Devine et al. (1998); e = Rutherford and Devine (2003); f = Buckley et al. (2006); g = Daag et al. (1996); h = McCanta et al. (2007); i = Scott et al. (2012); j = Plechov et al. (2008); k = Humphreys (comunicación personal); l = De Angelis et al. (2013); m = Murphy et al. (2000)

Comentario 2-Los datos del borde de reacción natural para el volcán Soufrière Hills, el volcán Mount St. Helens, el volcán Bezymianni y el volcán El Misti representan cálculos de balance de masa. Fe - Ti = óxidos de hierro - titanio; Opx = ortopiroxeno; Cpx = clinopiroxeno; Plag = plagioclasa; Amph = anfíbol; Px * = piroxeno (datos de Opx y Cpx combinados). Fuentes de datos: a = De Angelis et al. (2013); b = Rutherford and Hill (1993); c = Buckley et al. (2006); d = Plechov et al. (2008); e = Tepley III et al. (2013) ** = Valores medios para múltiples análisis

Anexo 3. Diferentes secciones de una hornblenda

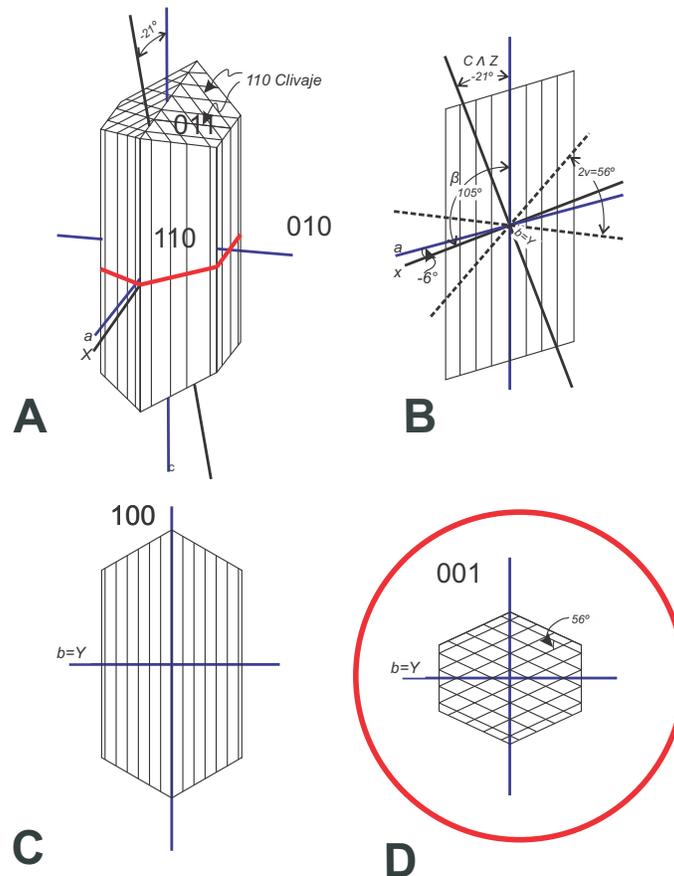


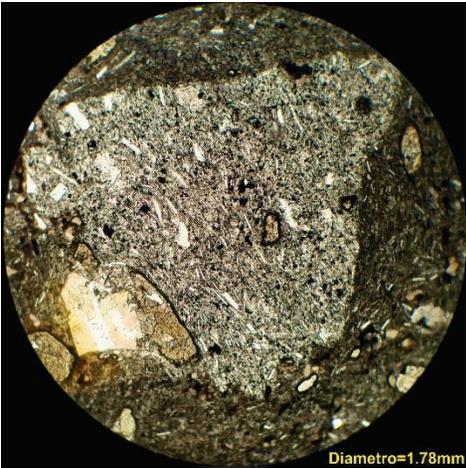
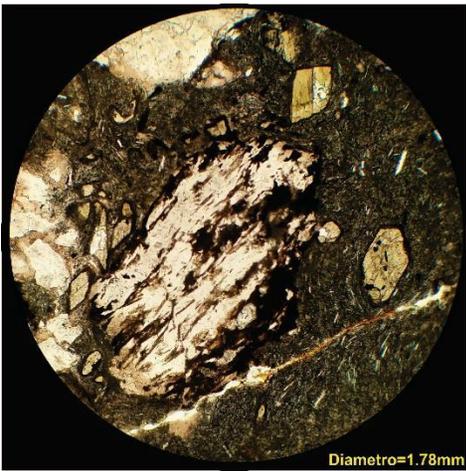
Fig. 38: A) Cristal monoclinico de hornblenda con $b = Y, c \wedge Z = -21^\circ, 2V = 56^\circ, \beta = 105^\circ$, y crucero (110) perfecto. B), C) y D) muestran secciones de cristal paralelas a (010), (100) y (001), respectivamente

Anexo 4. Tabla de abreviaciones de fases minerales, modificada de **Whitney and Evans (2010)**

Modificado en los casos donde fue necesario

Español	Ingles	Abreviación
Anfibol	Amphibole	Am
Augita	Augite	Aug
Biotita	Biotite	Bt
Bitownita	Bytownite	Btw
Calcita	Calcite	Cal
Clinopiroxeno	Clinopyroxene	Cpx
Corindón	Corundum	Crn
Cuarzo	Quartz	Qz
Feldespatopotásico	K-feldspar	K-Fs
Flogopita	Phlogopite	Phl
Espinela	Spinel	Spl
Geikielita	Geikielite	Gk
Granate	Garnet	Grt
Hercinita	Hercynite	Hc
Hiperstena	Hypersthene	Hyp
Hornblenda	Hornblende	Hbl
Magnetita	Magnetite	Mag
Mg-horblenda	Mg-hornblende	Mg-Hbl
Mullita	Mullite	Mul
Olivino	Olivine	Ol
Mineral opaco	Opaque mineral	Op
Opacita	Opacite	Opa
Ortopiroxeno	Orthopyroxene	Opx
Óxidos de Fe-Ti	Fe-Ti Oxides	Fe-Ti oxides
Pargasita	Pargasite	Prg
Pigeonita	Pigeonite	Pgt
Plagioclasa	Plagioclase	Pl
Sillimanita	Sillimanite	Sil
Titanomagnetita	Titanomagnetite	Mag Ti
Tridimita	Tridymite	Trd
Tschermakita	Tschermakite	Tsc
Pseudomorfo	Pseudomorph	Ps-
<i>Rocas</i>		
Cuarcita	Quartzite	Qtze

Anexo 5. Tabla de xenolitos encontrados en los diques analizados de PN

FOTOGRAFIA	MINERALOGIA	DESCRIPCION	DESCRIPCION
 <p>Diametro=1.78mm</p>	Pl + Op + Glass ± Hbl	Compuesto por microlitos de plagioclasa más grandes que los de la matriz volcánica que los contienen (especificar tamaño), con un contenido importante de hornblendas con coronas opacíticas y con opacos. Una textura particular en estas rocas es el aparente aumento de grosor en la opacita de cuando la hornblenda está dentro del xenolito y cuando está en contacto con la matriz.	¿?
 <p>Diametro=1.78mm</p>	Qz ± Op	Compuestos principalmente de cuarzo y plagioclasa conformando una textura nematoblástica, también hay presencia de opacos (principalmente magnetitas) orientados.	Gneis cuarzo- feldespático

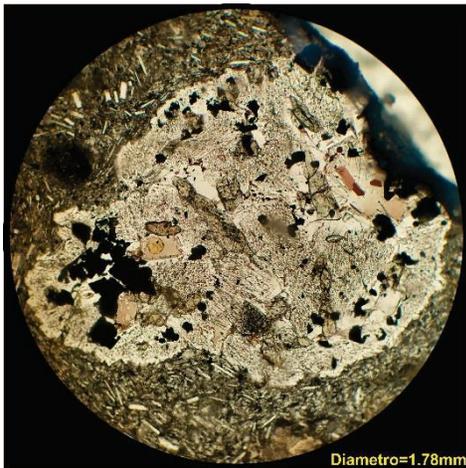
K-Fs + Op



Rocas compuestas por K-Fs (pertítico) y algunos opacos (magnetitas) que se acumulan de forma anómala.

¿Restita? o ¿Glomero-cristal de Pl?

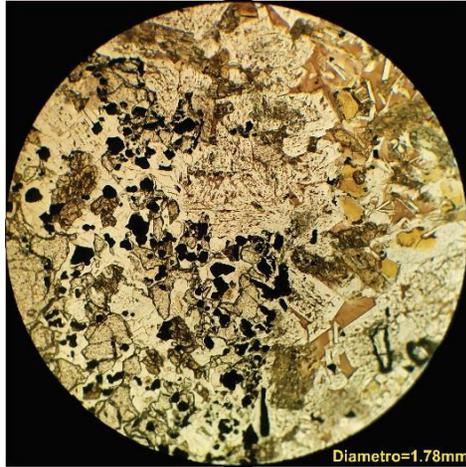
K-Fs + Opx(Hyp) + Op + ¿Gk?



Roca compuesta principalmente por feldespato pertítico, hiperstena y opacos; en zonas donde se observa cierto grado de fusión parcial además se observa la presencia de ¿geikelita?.

Restita

K-Fs + Opx(Hyp) + Grt
+ Hc + ¿Crn? + Glass



Roca compuesta principalmente por feldespato peráltico granate, hercinita, hiperstena y corindón. El feldespato muestra evidencias de resorción, por lo cual es probable que la roca previamente descrita sea un fragmento de estas rocas que no presentan la mineralogía total.

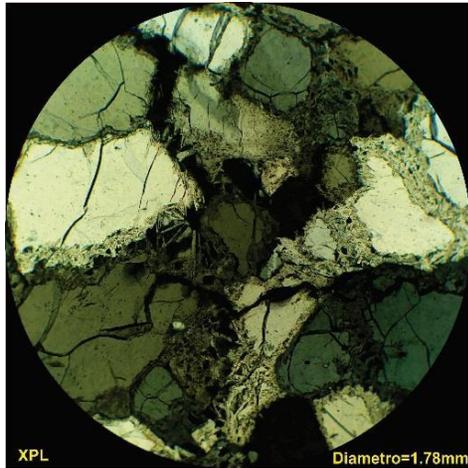
Restita

K-Fs + Opx(Hyp) + Spn
+ ¿Crn? + Glass



Roca compuesta principalmente por espinela y feldespato, la gran cantidad de espinelas (magnetita-hercinita) es bastante común en estas rocas, las texturas parecen ser de tipo cumúlítico, por lo cual es posible que el origen de este xenolito sea ígneo.

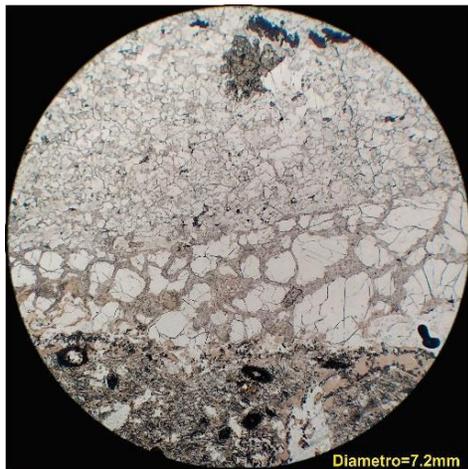
Restita



Qz + Try + Op

Rocas compuestas principalmente por cuarzo que cambia su morfología en las incisiones entre algunos granos de cuarzo, este cuarzo con morfología acicular podría ser un pseudomorfo de cuarzo después de tridimita, evidencias de que este xenolito fue sometido a altas temperaturas.

Cuarcita



Qz + Try + Pl + Cpx +
Fe-Ti oxide + Zrn + Cal
+ Tnt

Presenta bandas de cuarcita casi puras en contacto con el magma andesítico, seguidas por otra banda de vidrio y Cpx, y el núcleo está compuesto de plagioclasa cálcica y clinopiroxeno. El clinopiroxeno muestra una textura poiquiloblástica que encierra numerosos granos de vidrio y plagioclasa. La titanita forma mantos alrededor de la ilmenita.

Calcsilicato bandeado



Pl + Hbl

Esta roca está compuesta por hornblendas de 40–80 μm en el centro y con una tendencia tamaño creciente del centro hacia las coronas, también se observa un aumento en la alteración desde el centro hacia el exterior, la plagioclasa en esta roca parece ser principalmente An conformando cristales muy grandes.

Gabro de hornblenda

Anexo 6. Diferentes tipos de xenocristales presentes en el dique PN

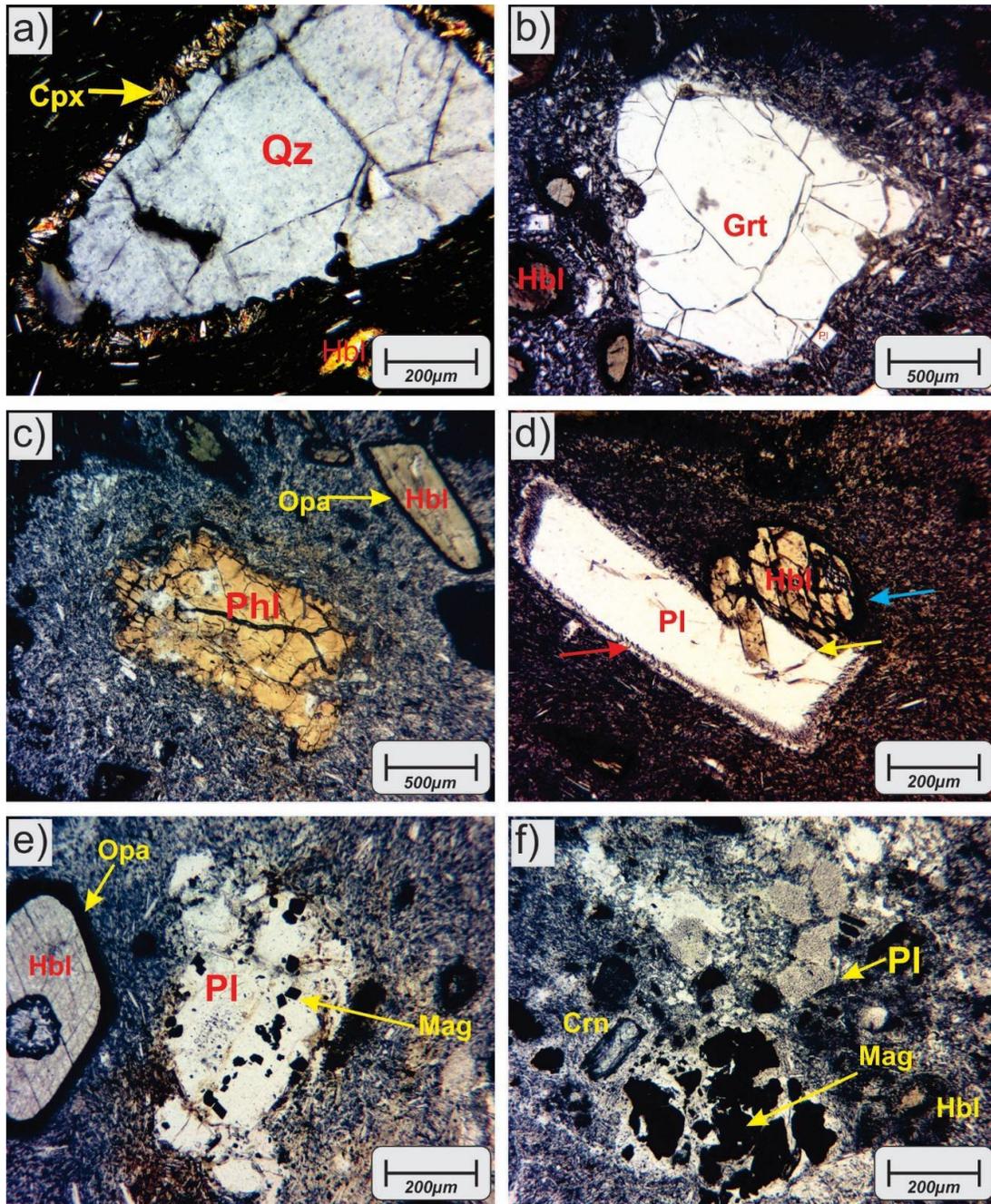


Fig. 39: a) xenocrystal de Qz con corona de Cpx, b) xenocrystal de granate, c) xenocrystal de flogopita, d) xenocrystal de Pl con bordes de reacción (flecha roja) e inclusiones de Hb frescas (flecha amarilla) con corona opacítica (flecha azul) en contacto con la matriz, e) “glomeroxenocrystal” de Pl con inclusiones de magnetita y f) xenocrystal de Pl reabsorbida con inclusiones de Mag, se observa que el cristal de Crn está siendo incorporado en la matriz

Referencias

- Acosta-Vigil, A., Buick, I., Hermann, J., Cesare, B., Rubatto, D., London, D., & Morgan, G. B. (2010). Mechanisms of crustal anatexis: a geochemical study of partially melted metapelitic enclaves and host dacite, SE Spain. *Journal of Petrology*, *51*(4), 785–821.
- Allaby, M. (2013). *A dictionary of geology and earth sciences* (4th ed.). Oxford: Oxford University Press. (p. 660)
- Anderson, J. L., & Smith, D. R. (1995). The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, *80*(5-6), 549–559.
- Andrews, B. J., Gardner, J. E., & Housh, T. B. (2008). Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *175*(4), 415–426.
- Bachmann, O., & Dungan, M. A. (2002). Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. *American Mineralogist*, *87*(8-9), 1062–1076.
- Best, M. G. (2003). *Igneous and metamorphic petrology*. Malden, Massachusetts: John Wiley & Sons. (p. 758)
- Blundy, J. D., Cashman, K., & Humphreys, M. (2006). Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes. *Nature*, *443*(7107), 76–80.
- Blundy, J. D., & Holland, T. J. B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to mineralogy and petrology*, *104*(2), 208–224.
- Bowen, N. L. (1915). The later stages of the evolution of the igneous rocks. *The Journal of Geology*, *23*(S8), 1–91.
- Browne, B. L. (2005). *Petrologic and experimental constraints on magma mingling and ascent: examples from Japan and Alaska* (Tesis de doctorado). University of Alaska Fairbanks. (p. 246)
- Browne, B. L., & Gardner, J. E. (2006). The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy, and formation of hornblende reaction rims. *Earth and Planetary Science Letters*, *246*(3-4), 161–176.
- Browne, B. L., & Szramek, L. (2015). Chapter 9 - Rates of Magma Ascent and Storage. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 203–214). Elsevier.
- Buckley, V. J. E., Sparks, R. S. J., & Wood, B. J. (2006). Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *151*(2), 121–140.
- Budd, D. A. (2015). *Characterising volcanic magma plumbing systems: A tool to improve eruption forecasting at hazardous volcanoes* (Tesis de doctorado). Acta Universitatis

- Upsaliensis. (p. 42)
- Burchardt, S. (2018a). Chapter 1 - Introduction to Volcanic and Igneous Plumbing Systems—Developing a Discipline and Common Concepts. In *Volcanic and igneous plumbing systems* (pp. 1–12). Elsevier.
- Burchardt, S. (2018b). *Volcanic and Igneous Plumbing Systems: Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier. (p. 341)
- Caricchi, L., & Blundy, J. (2015). The temporal evolution of chemical and physical properties of magmatic systems. *Geological Society, London, Special Publications*, 422(1), 1–15.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., & Iriondo, A. (2007). Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean–North American plate interaction. *Tectonics*, 26(3).
- Chambefort, I., Dilles, J. H., & Longo, A. A. (2013). Amphibole geochemistry of the Yanacocha Volcanics, Peru: Evidence for diverse sources of magmatic volatiles related to gold ores. *Journal of Petrology*, 54(5), 1017–1046.
- Coombs, M. L., Sisson, T. W., Bleick, H. A., Henton, S. M., Nye, C. J., Payne, A. L., . . . Bull, K. F. (2013). Andesites of the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 259, 349–372.
- Cooper, K. M. (2019). Time scales and temperatures of crystal storage in magma reservoirs: Implications for magma reservoir dynamics. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 377(2139), 20180009.
- Cruden, A. R., & Weinberg, R. F. (2018). Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust—magma segregation, ascent and emplacement. In *Volcanic and igneous plumbing systems* (pp. 13–53). Elsevier.
- Daag, A. S., Dolan, M. T., Laguerre, E. P., Meeker, G. P., Newhall, C. G., Pallister, J. S., & Solidum, R. U. (1996). Growth of a postclimactic lava dome at Mount Pinatubo, July–October 1992. *Fire and Mud (CG Newhall & S. Punongbayan, eds.)*, 647–664.
- Davidson, J. P., Hora, J. M., Garrison, J. M., & Dungan, M. A. (2005). Crustal forensics in arc magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(1-3), 157–170.
- Davidson, J. P., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., & Dosseto, A. (2007). Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology*, 35(9), 787–790.
- 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(9), 1939–1961.
- De Angelis, S. H., Larsen, J., Coombs, M., Dunn, A., & Hayden, L. (2015). Amphibole reaction rims as a record of pre-eruptive magmatic heating: an experimental approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 426, 235–245.
- Deer, W., Howie, R., & Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals* (2nd ed.). London, UK: Longman Scientific & Technical. (p. 696)
- Demange, M. A. (2012). *Mineralogy for petrologists: Optics, chemistry and occurrences of rock-forming minerals*. CRC Press. (p. 201)
- Dessimoz, M., Müntener, O., & Ulmer, P. (2012). A case for hornblende dominated fractionation of arc magmas: the Chelan Complex (Washington Cascades). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(4), 567–589.
- Devine, J., Rutherford, M., & Gardner, J. E. (1998). Petrologic determination of ascent

- rates for the 1995–1997 Soufrière Hills Volcano andesitic magma. *Geophysical Research Letters*, 25(19), 3673–3676.
- Droop, G. (1987). A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical magazine*, 51(361), 431–435.
- Erdmann, S., Martel, C., Pichavant, M., & Kushnir, A. (2014). Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(6), 1016.
- Ernst, W., & Liu, J. (1998). Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—A semiquantitative thermobarometer. *American mineralogist*, 83(9-10), 952–969.
- Ersoy, Y., & Helvacı, C. (2010). FC–AFC–FCA and mixing modeler: a Microsoft Excel[®] spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences*, 36(3), 383–390.
- Ferrari, L., Bergomi, M., Martini, M., Tunesi, A., Orozco-Esquivel, T., & López-Martínez, M. (2014). Late Cretaceous-Oligocene magmatic record in southern Mexico: The case for a temporal slab window along the evolving Caribbean-North America-Farallon triple boundary. *Tectonics*, 33(9), 1738–1765.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C. M., & Manetti, P. (2000). Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318(1-4), 161–185.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122–149.
- Garcia, M. O., & Jacobson, S. S. (1979). Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(4), 319–327.
- Geschwind, C.-H., & Rutherford, M. J. (1995). Crystallization of microlites during magma ascent: the fluid mechanics of 1980–1986 eruptions at Mount St. Helens. *Bulletin of Volcanology*, 57(5), 356–370.
- Ginibre, C., Wörner, G., & Kronz, A. (2007). Crystal zoning as an archive for magma evolution. *Elements*, 3(4), 261–266.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., & Straub, S. M. (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-science reviews*, 183, 153–181.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad geológica Mexicana*, 57(3), 227–283.
- Hawthorne, F. C. (1983). The crystal chemistry of the amphiboles; Appendices. *The Canadian Mineralogist*, 21(2), 353–480.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., & Welch, M. D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031–2048.
- Henton, S. M. (2013). *Experiment vs Nature: Using amphiboles to test models of magma storage and pre-eruptive magma dynamics preceding the 2006 eruption of Augustine*

- Volcano, Alaska* (Tesis de doctorado). University of Alaska Fairbanks. (p. 147)
- Hildreth, W., & Wilson, C. J. (2007). Compositional zoning of the Bishop Tuff. *Journal of Petrology*, *48*(5), 951–999.
- Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to mineralogy and petrology*, *116*(4), 433–447.
- Hollocher, K. (2004). CIPW Norm Calculation Program. *Geology Department, Union College*. (Recuperado el 4 de agosto de 2019, de https://minerva.union.edu/hollochk/c_petrology/other_files/norm_calculation.pdf)
- Humphreys, M. C., Blundy, J. D., & Sparks, R. S. J. (2006). Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology*, *47*(12), 2303–2334.
- Jerram, D. A., Dobson, K. J., Morgan, D. J., & Pankhurst, M. J. (2018). Chapter 8 - The Petrogenesis of Magmatic Systems: Using Igneous Textures to Understand Magmatic Processes. In *Volcanic and igneous plumbing systems* (pp. 191–229). Elsevier.
- Jerram, D. A., & Martin, V. M. (2008). Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system. *Geological Society, London, Special Publications*, *304*(1), 133–148.
- 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*(3), 986.
- Kumar, S. (2014). Magmatic processes: review of some concepts and models. In *Modelling of magmatic and allied processes* (pp. 1–22). Springer.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, C., Birch, W., Gilbert, C., Grice, J., ... Guo, Y. (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*(405), 295–310.
- Locock, A. J. (2014). An Excel[®] spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences*, *62*, 1–11.
- Lofgren, G. (1974). An experimental study of plagioclase crystal morphology; isothermal crystallization. *American journal of Science*, *274*(3), 243–273.
- Martin, R. F. (2007). Amphiboles in the igneous environment. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *67*(1), 323–358.
- Martínez-Serrano, R. G., Solís-Pichardo, G., Flores-Márquez, E. L., Macías-Romo, C., & Delgado-Durán, J. (2008). Geochemical and Sr-Nd isotopic characterization of the Miocene volcanic events in the Sierra Madre del Sur, central and southeastern Oaxaca, Mexico / Caracterización geoquímica e isotópica de eventos volcánicos del mioceno en la Sierra Madre del Sur, centro y sureste de Oaxaca, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, *25*(1), 1–20.
- Martiny, B. (2008). *Estratigrafía y geoquímica de las rocas magmáticas del Paleógeno en el Occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico: México* (Tesis de doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México. (p. 160)
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R. G., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., & Ayuso, R. A. (2000). Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics*, *318*(1-4), 71–98.

- Martiny, B., Ortega-Gutiérrez, F., Morán-Zenteno, D., & Solé Viñas, J. (2004). Sr, Nd and Pb composition of the xenoliths in the Puente Negro intrusion, Puebla, Mexico, and relevance to the petrogenesis of the Tertiary volcanic rocks in western Oaxaca. *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de resúmenes, Juriquilla, Querétaro: Sociedad Geológica Mexicana*, 52.
- McCanta, M. C., Rutherford, M. J., & Hammer, J. E. (2007). Pre-eruptive and syn-eruptive conditions in the Black Butte, California dacite: Insight into crystallization kinetics in a silicic magma system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(3-4), 263–284.
- Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., Keppie, J. D., Alaniz-Álvarez, S., & Nieto-Samaniego, A. (2007). The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern Mexico: Advances and problems of interpretation. *Special papers-Geological Society of America*, 422, 71.
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B., Tolson, G., Solís Pichardo, G., Alba Aldave, L., Hernández-Bernal, M. d. S., . . . Silva Romo, G. (2000). Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Bol. de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 27–58.
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., & González-Torres, E. A. (2018). Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico. *Earth-Science Reviews*, 183, 85–114.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., . . . Solís-Pichardo, G. N. (1999). Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 513–535.
- Murphy, M., Sparks, R., Barclay, J., Carroll, M., & Brewer, T. (2000). Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *Journal of petrology*, 41(1), 21–42.
- Nelson, S. T., & Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11-12), 1242–1249.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., & Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2–37.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., & López, R. (1999). Late Ordovician–Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27(8), 719–722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Martiny, B. M., Morán-Zenteno, D. J., Reyes-Salas, A. M., & Solé-Viñas, J. (2011). Petrology of very high temperature crustal xenoliths in the Puente Negro intrusion: a sapphire-spinel-bearing Oligocene andesite, Mixteco terrane, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3), 593–629.
- Plechov, P. Y., Tsai, A. E., Shcherbakov, V., & Dirksen, O. (2008). Opacitization conditions of hornblende in Bezmyannyi Volcano andesites (March 30, 1956 eruption). *Petrology*, 16(1), 19–35.
- Preston, R. J., Bell, B. R., & Rogers, G. (1998). The Loch Scridain xenolithic sill complex, Isle of Mull, Scotland: fractional crystallization, assimilation, magma-mixing and crustal anatexis in subvolcanic conduits. *Journal of Petrology*, 39(3), 519–550.

- Putirka, K. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4), 841–858.
- Redner, E. R. (2016). *Magma mixing and evolution at Minna Bluff, Antarctica revealed by amphibole and clinopyroxene analyses* (Tesis de doctorado). Bowling Green State University. (p. 203)
- Reyes-Salas, A. M. (2003). *Mineralogía y petrología de los granitoides Esperanza del complejo Acatlán, sur de México* (Tesis de doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City. (p. 165)
- Ridolfi, F., & Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877–895.
- 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(1), 45–66.
- Rock, N. M., Donald, R. B., & Wright, A. E. (1991). *Lamprophyres*. New York: Blackie. (p. 285)
- Rudnick, R. L., & Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of geophysics*, 33(3), 267–309.
- Rutherford, M. J. (2008). Magma ascent rates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 241–271.
- Rutherford, M. J., & Devine, J. D. (1988). The May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens: 3. Stability and chemistry of amphibole in the magma chamber. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B10), 11949–11959.
- Rutherford, M. J., & Devine, J. D. (2003). Magmatic conditions and magma ascent as indicated by hornblende phase equilibria and reactions in the 1995–2002 Soufriere Hills magma. *Journal of Petrology*, 44(8), 1433–1453.
- Rutherford, M. J., & Hill, P. M. (1993). Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B11), 19667–19685.
- Scaillet, B., & Evans, B. W. (1999). The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P–T– f_{O_2} – f_{H_2O} conditions of the dacite magma. *Journal of Petrology*, 40(3), 381–411.
- Schumacher, J. C. (1997). Appendix 2: the estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Mineralogical Magazine*, 61(405), 312–321.
- Scott, J. A., Mather, T. A., Pyle, D. M., Rose, W. I., & Chigna, G. (2012). The magmatic plumbing system beneath Santiaguito Volcano, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 237, 54–68.
- Shore, M., & Fowler, A. D. (1996). Oscillatory zoning in minerals; a common phenomenon. *The Canadian Mineralogist*, 34(6), 1111–1126.
- Streck, M. J. (2008). Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 595–622.
- Sturm, R. (2002). PX-NOM—an interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe. *Computers & Geosciences*, 28(4), 473–483.

- Tepley III, F. J., De Silva, S., & Salas, G. (2013). Magma dynamics and petrological evolution leading to the VEI 5 2000 BP eruption of El Misti Volcano, Southern Peru. *Journal of Petrology*, 54(10), 2033–2065.
- Thornber, C. R., Pallister, J. S., Lowers, H. A., Rowe, M. C., Mandeville, C. W., & Meeker, G. P. (2008). Chemistry, mineralogy, and petrology of amphibole in Mount St. Helens 2004–2006 dacite. *A volcano rekindled: the renewed eruption of Mount St. Helens, 2006*, 2007–2008.
- Toselli, A. J. (2009). *Elementos básicos de petrología ígnea* (Vol. 18). Instituto Superior de Correlacion Geologica, Serie Miscelanea (INSUGEO). (p. 344)
- Vernon, R. H. (2004). *A practical guide to Rock Microstructure* (1st ed.). Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press. (p. 624)
- Vernon, R. H. (2018). *A practical guide to Rock Microstructure* (2nd ed.). Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press. (p. 431)
- Vernon, R. H., & Collins, W. (2011). Structural criteria for identifying granitic cumulates. *The Journal of Geology*, 119(2), 127–142.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185–187.
- Wilson, B. M. (1989). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Dordrecht: Springer. (p. 466)
- Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (2nd ed.). New York: Pearson Education Harlow, UK. (p. 739)