



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

## PETROLOGÍA Y CONDICIONES DE CRISTALIZACIÓN DEL PLUTÓN DE COXCATLÁN, ESTADO DE GUERRERO

TESIS

Que para obtener el grado de  
**Maestra en Ciencias de la Tierra**  
(Petrología y Geoquímica)

**Presenta:**

MARÍA CRISTINA DE LEÓN GARCÍA

**Director de Tesis:**

Dr. DANTE JAIME MORÁN ZENTENO  
Instituto de Geología, UNAM.

**Miembros del Comité Tutor:**

Dra. LAURA MORI - Facultad de Ingeniería, UNAM.

Dr. ENRIQUE GONZÁLEZ TORRES - Facultad de Ingeniería, UNAM.

Dr. PETER SCHAAF - Instituto de Geofísica, UNAM.

Dr. GIOVANNI SOSA CEBALLOS - Unidad Michoacán,  
Instituto de Geofísica, UNAM.



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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.

*Con todo mi corazón a mi hija y familia,  
quienes son la fuente de mi motivación*



## AGRADECIMIENTOS

Gracias al CONACYT por la beca otorgada para la realización de este estudio y al proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT No. IN111714 "Estratigrafía, componentes, procedencia y conexiones genéticas de la sucesión de ignimbritas del área de Taxco, Estado de Guerrero" a cargo del Dr. Dante J. Morán Zenteno, por el financiamiento del trabajo de campo y los diferentes análisis de laboratorio para elaboración y conclusión del proyecto de tesis.

Le agradezco al Posgrado de Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geología de la UNAM, por brindarme la oportunidad de realizar la Maestría en Ciencias de la Tierra, hecho por el cual me permitió crecer personal y profesionalmente.

Agradezco a los miembros del comité evaluador de este proyecto de tesis: al Dr. Dante J. Morán Zenteno, Dr. Enrique González Torres, Dr. Peter Schaaf, Dr. Giovanni Sosa Ceballos y a la Dra. Laura Mori por su tiempo y dedicación para la revisión de este trabajo, así como también por sus observaciones y sugerencias para fortalecer y mejorar el proyecto de tesis.

Muchas gracias al Dr. Dante J. Morán Zenteno por ser mi asesor, por su paciencia, enseñanzas y conocimientos transmitidos, así como por su disposición para explicarme y ayudarme a entender diversos temas enfocados a la problemática del trabajo, los cuales fueron esenciales para la realización de este proyecto. Le agradezco su amistad, su confianza y sobre todo su apoyo.

Gracias a la Dra. Bárbara Martiny Kramer por sus enseñanzas, por guiarme y por las charlas para aclararme las dudas que surgían durante la elaboración de este estudio. Le agradezco su apoyo y su tiempo en la revisión detallada de este trabajo, las cuales me fueron muy útiles.

Agradezco al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez por su disposición para explicarme y por ayudarme en la identificación de algunos minerales durante la descripción petrográfica.

Le agradezco al Dr. Peter Schaaf, a la M. en C. Gabriela Solís Pichardo y al M. en C. Gerardo Arrieta por su disposición para enseñarme y ayudarme en la realización del procedimiento para la obtención y análisis de los isótopos de Rb-Sr y Sm-Nd en el Laboratorio Universitario del Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, UNAM.

Gracias al Dr. José Luis Arce Saldaña por las pláticas y apoyo académico, también por las facilidades para hacer uso de equipo y material del Laboratorio de Petrología Experimental.

Al Quím. Rufino Lozano y al Técnico Santiago Avilés les doy las gracias por enseñarme a realizar la preparación y análisis de elementos mayores en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología, UNAM.

Gracias a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu por la realización y preparación del análisis de los elementos traza y de los elementos de tierras raras en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM. Así como también, al Técnico al Juan Tomás Vázquez Ramírez por haber realizado la tinción de las láminas delgadas en el Taller de Laminación del CGEO.

Agradezco al Ing. Carlos Linares López por el apoyo en el análisis de química mineral realizado en la microsonda electrónica de barrido (EPMA) en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

A la Ing. Consuelo Macías Romo le agradezco su disponibilidad, el apoyo y la facilidad en el uso del taller de molienda y el laboratorio de separación de minerales. También agradezco al Técnico en Laminación Joaquín Aparicio por la elaboración de las láminas delgadas.

Agradezco a RQ. Geysler Fernández Cata por el apoyo y la disposición para explicarme algunos aspectos y dudas relacionados a la tesis, también por transmitirme su risa y alegría y por sus palabras de motivación.

Gracias a María Luisa Reyes Ochoa, secretaria del Posgrado de Ciencia de la Tierra por llevar a cabo el papeleo correspondiente para el trámite de titulación.

Mi gratitud a los comisarios ejidales del poblado de Coxcatlán, municipio de Buenavista, Guerrero, por su disposición y por el apoyo brindado. Muchas gracias a la Sra. Cirina Soriano Carreón, comisariada de bienes comunales por sus atenciones y amabilidad, también por otorgarnos el permiso para realizar el trabajo de campo.

Con mucho cariño les agradezco a mis amigos y colegas por brindarme su apoyo y amistad a lo largo de la realización de este trabajo: Sarah, Ainhoa, Dulce, Eldaí, Edith, Magdaleno, Toño, Alma, Eli, Beto, Chely, Jaramillo y Valerie. También a mis compañeros del grupo de trabajo: Hermes, Eddie, Pepe, Gio, Vicky, Samantha, Violeta, Aura y Mario.

Quiero agradecer infinitamente a **DIOS** y especialmente a mis padres: Fernando De León Díaz e Isidora García Sandoval por brindarme su apoyo en todo momento, por su paciencia y su comprensión a lo largo de todo este tiempo y en la elaboración de este trabajo. Le agradezco con todo mi corazón a mi hija Fernanda Arely Moreno De León por su amor, compañía y por darle felicidad a mi vida. Gracias a mis hermanos por apoyarme: Fernando, Patricia y Mariana, a mis cuñados Esaú y Alejandro, a mi cuñada Beatriz. Así como a mis sobrinos: Esaú (David), Alejandro, Jimena, Richi, Daniela, Nando y Samantha por darme una sonrisa siempre. Muchas gracias a mi papá y a mi primo Carlos Leguizamo García por acompañarme y ayudarme con las muestras durante las salidas de campo.

## CONTENIDO

ÍNDICE DE FIGURAS .....	i
ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS .....	v
ÍNDICE DE TABLAS .....	viii
RESUMEN .....	ix
ABSTRACT .....	xi
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES .....	1
1.1 Introducción .....	1
1.2 Planteamiento del problema .....	2
1.3 Justificación .....	2
1.4 Hipótesis .....	3
1.5 Objetivo .....	3
1.5.1 Objetivos específicos .....	3
1.6 Materiales y Métodos .....	3
1.7 Localización y características fisiográficas del área de estudio .....	10
1.8 Antecedentes .....	11
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO .....	16
2.1 Estructura interna de los batolitos .....	16
2.1.1 Formación de plutones .....	16
2.1.2 Emplazamiento y flujo de magma .....	17
2.1.3 Forma de los plutones .....	18
2.1.4 Características internas de un plutón .....	18
2.2 Modelos numéricos de plutones .....	19
2.2.1 Tasas de emplazamiento y flujo de magma .....	20
2.2.2 Volúmenes y proporciones eruptibles del plutón .....	21
2.2.3 Tasas de producción .....	23
2.2.4 Maduración térmica .....	23
2.3 Calderas volcánicas y su relación con batolitos .....	24
2.3.1 Ignimbritas y batolitos .....	25
2.3.2 Evidencias de la relación genética entre calderas y batolitos .....	25
2.4 Nuevos modelos y conceptos de las cámaras magmáticas silíceas .....	27
2.4.1 Modelo del <i>mush</i> .....	28
2.4.2 Modelo de un reservorio magmático complejo y la formación de una caldera de colapso .....	30
CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL .....	32
3.1 Contexto Geológico - Regional .....	32
3.2 Geología del basamento .....	33
3.2.1 Terreno Guerrero .....	34
3.2.2 Terreno Mixteca .....	35
3.2.3 Plataforma Guerrero - Morelos .....	36
3.3 Magmatismo silíceo Paleógeno del sector norte - central de la Sierra Madre del Sur ....	38

CAPÍTULO 4. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA CERCANA AL PLUTÓN DE COXCATLÁN .....	41
4.1 Taxco - Taxco el Viejo .....	41
4.2 Formación Morelos .....	41
4.3 Formación Mexcala .....	43
4.4 Grupo Balsas .....	43
4.5 Plutón de Coxcatlán .....	44
4.6 Ignimbrita Tilzapotla .....	45
4.7 Ignimbrita Rodarte - Atopula .....	47
4.8 Formación El Salto .....	47
4.9 Andesita Hipabisal .....	48
4.10 Ignimbrita Vitrófida .....	48
4.11 Estructuras geológicas .....	49
CAPÍTULO 5. PETROGRAFÍA .....	52
5.1 Observaciones de campo sobre las relaciones de las facies félsicas, enclaves y diques .	52
5.2 Descripción petrográfica .....	56
5.3 Facies de grano grueso rica en anfíbol .....	57
5.4 Facies de grano fino pobre en anfíbol .....	61
5.5 Enclaves magmáticos .....	63
5.6 Xenolitos .....	69
5.7 Diques .....	71
CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA .....	76
6.1 Elementos Mayores .....	78
6.2 Elementos Traza y Tierras Raras .....	82
6.3 Isótopos de Sr y Nd .....	84
CAPÍTULO 7. QUÍMICA MINERAL Y TERMOBAROMETRÍA .....	87
7.1 Plagioclasas .....	88
7.1.1 Perfiles composicionales de plagioclasa .....	92
7.2 Anfíboles .....	95
7.3 Termómetro hornblenda - plagioclasa y barómetro de Al en hornblenda .....	97
CAPÍTULO 8. DISCUSIÓN .....	101
8.1 Implicaciones de los resultados del análisis petrográfico .....	101
8.2 Implicaciones de los resultados geoquímicos .....	105
8.3 Implicaciones de los resultados termobarométricos .....	107
8.4 Implicaciones respecto a la conexión volcánica - plutónica .....	108
CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES .....	112
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	115
ANEXO A. Clasificación modal .....	A1
ANEXO B. Composición química de plagioclasas .....	A3
ANEXO C. Composición química de anfíboles .....	A11
ANEXO D. Fotografías de perfiles composicionales de plagioclasas .....	A13

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización y las principales vías de acceso del área de estudio. Base topográfica y modelos de elevación tomada de INEGI escala 1:50 000 de Taxco con clave E14A68, Iguala con clave E14A78, Jojutla con clave E14A69 y Tilzapotla E14A79 .....	11
Figura 2. Modelo de un plutón que crece por acreción de <i>sills</i> . El primer <i>sill</i> se emplaza a los 5 km de profundidad y el espesor final del plutón es de 10 km (Tomado de Annen, 2009) .....	17
Figura 3. Esquema de la zona caliente que muestra la generación de fundido residual y cortical, así como el emplazamiento de <i>sills</i> a niveles más someros (Tomado de Annen <i>et al.</i> , 2006) .....	20
Figura 4. Simulación de un cuerpo ígneo conductivamente enfriado que muestra la influencia de las tasas de acreción y fracciones fundidas (F). Las estimaciones se realizaron con 10 <i>sills</i> de espesor de 100 m que fueron emplazados: a) Cada 1000 años (tasa de 10 cm/año). b) Cada 2000 años (tasa de 2 cm/año). La línea vertical indica que el suministro del magma se detuvo y se da una solidificación, por lo que se observan las distintas porciones del cuerpo ígneo. La temperatura utilizada es de <i>liquidus</i> de 900°C, <i>solidus</i> de 710°C y de la roca huésped de 150 °C (Tomado de Annen <i>et al.</i> , 2015) .....	21
Figura 5. Gráficas de: a) Flujo de magma en relación con la porción eruptible (%) donde se observan los distintos porcentajes para un <i>mush</i> (d=10 km) y plutones (d=10 y 20 km). b) Flujo de magma en relación a los volúmenes de estimaciones registradas para un plutón promedio de largo plazo, el Intrusivo Mt. Stuart y Lacolito Torres de Paine y la erupción de <i>Oranui</i> del Volcán Taupo (Tomado de Annen, 2009) .....	22
Figura 6. Esquemas de <i>sills</i> de basalto emplazados a profundidad y se puede observar en: a) La temperatura permanece constante en un tiempo de incubación y sin suministro de nuevo magma. b) La temperatura varía con el suministro de magma ( <i>sills</i> ; Tomado de Annen <i>et al.</i> , 2006) .....	24
Figura 7. Esquema de la evolución de un reservorio magmático ( <i>mush</i> ): a) Etapa de baja cristalinidad (< 45% vol. de cristales): los cristales están en suspensión por las corrientes de convección. b) Etapa de intermedia cristalinidad (~ 45 - 60% vol. de cristales): la ausencia de la convección y la alta permeabilidad favorecen la separación líquido-cristal. c) Etapa de alta cristalinidad (> 60% vol. de cristales): hay una alta viscosidad del fundido que es extraído por compactación (Tomado de Bachmann y Bergantz, 2008) .....	28
Figura 8. Diagrama esquemático de la caldera de Long Valley, California, donde se observa el magma eruptible (< 50% vol. de cristales) y el <i>mush</i> de cristales (Tomado de Bachmann y Bergantz, 2008) .....	29



Figura 9. Diagrama esquemático de un reservorio complejo y la formación de una caldera de colapso. a) Extracción del magma de los lentes que conforman el reservorio (profundidad de drenaje) y su migración en forma lateral y vertical. b) El colapso se da por la extracción del magma que debilita el marco cristalino. La altura del colapso es menor que la profundidad de drenaje (en erupciones pobres en cristales). c) El <i>mush</i> de cristales es evacuado completamente. La altura de colapso es igual a la altura de drenaje (en erupciones de <i>Monotonous Intermediates</i> ; Tomado de Cashman y Giordano, 2014) .....	31
Figura 10. a) División de terrenos tectonoestratigráficos modificado de Campa y Coney (1983). b) División de terrenos tectonoestratigráficos modificado de Sedlock <i>et al.</i> (1993). En ambos mapas se muestra el área de estudio .....	33
Figura 11. Mapa geológico de los campos volcánicos silíceos-intermedios del Paleógeno de la parte centro-norte de la Sierra Madre del Sur (Modificado de González-Torres <i>et al.</i> , 2013; Morán-Zenteno <i>et al.</i> , 2017) .....	40
Figura 12. Columna estratigráfica representativa de las unidades correspondientes al área de estudio. Además, se incluyen columnas litológicas pertenecientes al Grupo Balsas e ignimbrita Tilzapotla (Modificado de Morán-Zenteno <i>et al.</i> 2007; Martiny <i>et al.</i> 2013; Hernández-Vargas <i>et al.</i> 2017) .....	42
Figura 13. Mapa geológico del área de estudio donde se observa la distribución litológica y estructuras geológicas. El contacto del sector noroeste de la andesita hipabisal y algunas estructuras geológicas (Falla Coxcatlán y lineamientos) fueron tomados de la carta geológico-minera Iguala E14A78 del Servicio Geológico Mexicano como complemento para este trabajo .....	51
Figura 14. Diagrama de clasificación modal de Streckeisen (1976) para rocas del plutón de Coxcatlán. 1) Facies félsicas y enclaves magmáticos. 2) Diques intermedios. 3) Diques félsicos .....	57
Figura 15. a) Diagrama de clasificación geoquímica para rocas plutónicas de Cox <i>et al.</i> (1979). b) Diagrama de clasificación de series magmáticas de Irving y Baragar (1971). c) Diagrama AFM (Álcalis - FeO* - MgO) de Irvine y Baragar (1971). d) Diagrama de clasificación de rocas subalcalinas de acuerdo con la relación SiO <sub>2</sub> vs K <sub>2</sub> O de Percillo y Taylor (1976). e) Diagrama de Shand o índice de saturación de alúmina de Maniar y Piccoli, 1989). Los campos sombreados (gris) representan los datos de la ignimbrita Tilzapotla obtenidos por Morán-Zenteno <i>et al.</i> (2004), los cuales se emplearon para fines comparativos .....	79
Figura 16. Diagramas de variación de elementos mayores en relación al SiO <sub>2</sub> para las facies de grano grueso, grano fino, enclaves y diques del plutón de Coxcatlán. Los datos de Morán-Zenteno <i>et al.</i> (2004) y González-Torres (2013) pertenecientes a la facies de grano grueso se utilizaron como complemento para este estudio. El campo sombreado representa el rango de datos de la ignimbrita Tilzapotla reportados por Morán-Zenteno <i>et al.</i> (2004), los cuales se utilizaron para efectos comparativos .....	81

Figura 17. Diagrama multielemental de elementos traza normalizados a valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989) para las rocas pertenecientes al plutón de Coxcatlán .....	82
Figura 18. Diagrama de elementos de tierras raras (REE) normalizadas con valores de condrita de McDonough y Sun (1985) para las rocas del plutón de Coxcatlán .....	83
Figura 19. Diagrama de discriminación de tipos de granitos según Whalen <i>et al.</i> (1987) .....	84
Figura 20. Diagrama de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ , donde se graficaron las muestras correspondientes del plutón de Coxcatlán. Como referencia se incluyen los campos de datos isotópicos reportados y compilación de datos de trabajos realizados por diversos autores (Ruíz <i>et al.</i> , 1988; Centeno-García <i>et al.</i> , 1993; Elías-Herrera, 1994, Martínez-Serrano <i>et al.</i> , 2004; Morán-Zenteno <i>et al.</i> , 2007, 2017) .....	85
Figura 21. a) Diagrama de $\text{SiO}_2$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ . b) Diagrama de la relación $\text{SiO}_2$ vs $\epsilon\text{Nd}_i$ . Las líneas negras en las muestras representan las barras de error de $1\sigma$ .....	86
Figura 22. Diagramas triangulares Ab - An - Or donde se representa la clasificación de plagioclasas de acuerdo con los análisis puntuales en: 1) Núcleo, 2) Núcleo-Borde y 3) Borde de los cristales. Las muestras corresponden: a) Facies de grano grueso. b) Facies de grano fino. c) Enclave Cx124a. d) Plagioclasas que conforman la textura rapakivi. Estas muestras fueron comparadas con las muestras de la ignimbrita Tilzapotla obtenidas en este en trabajo (sombreado gris) y por el estudio de Flores-Huerta (2012; sombreado verde) .....	89
Figura 23. Perfiles composicionales de cristales de plagioclasa correspondientes a: a) Facies de grano grueso. b) Facies de grano fino. c) Enclave Cx124a. d) Plagioclasas de la textura rapakivi. Dichas muestras fueron comparadas con las muestras de la ignimbrita Tilzapotla obtenidas en este estudio (líneas grises) .....	94
Figura 24. Diagrama de clasificación de anfíboles según Leake <i>et al.</i> (1997), donde se observan las muestras analizadas (facies de grano grueso, facies de grano fino y enclave Cx124a) clasificándose en su mayoría como ferrohornblenda de acuerdo con los parámetros $\text{Ca}_B \geq 1.50$ ; $(\text{Na}+\text{K})_A < 0.50$ , $\text{Ca}_A < 0.50$ correspondientes al grupo cálcico .....	96
Figura 25. Perfil composicional del anfíbol (hornblenda) correspondiente a la facies de grano grueso, en el cual se observa una composición relativamente uniforme desde el núcleo hacia el borde del cristal .....	97
Figura 26. Datos geoquímicos de elementos mayores recopilados y reportados en trabajos realizados por Morán-Zenteno <i>et al.</i> (1998, 2004), Mori <i>et al.</i> (2012), González-Torres (2013) y Hernández-Vargas <i>et al.</i> (2017) donde se observan los diferentes comportamientos de las muestras en: a) Diagrama de clasificación geoquímica para rocas plutónicas de Cox <i>et al.</i> (1979). b) Diagrama de clasificación de rocas subalcalinas de acuerdo con la relación $\text{SiO}_2$ vs $\text{K}_2\text{O}$ de Percillo y Taylor (1976). c) Diagrama de Shand o índice de saturación de alúmina de Maniar y Piccoli (1989) .....	110

Figura 27. Las variaciones geoquímicas de las rocas plutónicas de Coxcatlán y las rocas riolíticas de Tilzapotla (Mori *et al.* 2012) y Taxco (Morán-Zenteno *et al.* 1998) presentan una similitud en sus patrones como se puede observar en: a) Diagrama multielemental de elementos traza normalizados a valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989). b) Diagrama de tierras raras (REE) normalizados a valores de condrita de McDonough y Sun (1985) que sugiere que plutón de Coxcatlán es un magma muy similar al de Taxco y Tilzapotla..... 111

Figura 28. Diagrama de las relaciones isotópicas de  $\text{SiO}_2$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  que muestra el comportamiento de las rocas del plutón de Coxcatlán y donde se incluyen los datos isotópicos de muestras reportadas de estudios realizados por Morán-Zenteno *et al.* (1998) y Mori *et al.* (2012). Las líneas negras representan las barras de error de  $1\sigma$  ..... 111

## ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 1. a) Muestras colocadas para fundición en el equipo Claisse® M4™. b) Muestras fundidas en forma de pastillas que son etiquetadas y posteriormente, analizadas en el espectrómetro Rigaku Primus II. c) Muestras colocadas en crisoles y puestas en el equipo Thermolyne™ Industrial Benchtop Muffle Furnaces 48000, para obtener la pérdida por calcinación .....	6
Fotografía 2. a) Las muestras pulverizadas son cuarteadas para homogenizar sus componentes, se pesó 120 g. de cada muestra que fueron colocados en bombas de teflón limpios y etiquetados. b) Las bombas de teflón con las muestras se les agrega el <i>spike</i> (Sr - Sm - Nd IGL) señalado. c) Las bombas de teflón con las muestras son puestas en la campana de extracción para enseguida colocar agua MQ, HClO <sub>4</sub> y HF de acuerdo al procedimiento .....	8
Fotografía 3. a) Bombas de teflón que contienen las muestras y ácidos para digestión de las muestras, son puestas en una parrilla a temperatura de ~ 90°C durante 48 horas. b) Columnas de separación para obtener los elementos de Rb, Sr, Sm y Nd de las muestras, mediante el uso de ácidos y son colectados en recipientes limpios. c) Las muestras colectadas de Rb, Sr, Sm y Nd son colocadas bajo lámparas de infrarrojo hasta su total evaporación .....	10
Fotografía 4. a) Cuerpo hipabisal andesítico. b) Ignimbrita vitrífida. Estas unidades afloran sobre la carretera Venta Negra-Coxcatlán .....	49
Fotografía 5. a) Contacto por falla de las calizas de la Formación Morelos y las rocas graníticas al Norte del plutón. La falla se caracteriza como lateral de componente izquierda, tiene una orientación N - S y se encuentra cortando la parte central del plutón. b) Afloramiento donde se observa las estrías que indican el movimiento lateral izquierdo de dicha falla .....	50
Fotografía 6. a) Afloramiento donde se observa el intemperismo esferoidal característico del plutón. b) Megacristal de feldespato potásico de tamaño de ~ 3.5 cm, contenido en la roca. c) Xenolito que presenta foliación y se encuentra dentro de la litología. d) Textura rapakivi, un rasgo característico del cuerpo plutónico. En el círculo se puede observar como cristales de feldespato potásico rodeados de plagioclasa. e) Afloramiento del sector sur correspondiente a la facies de grano grueso. En el círculo se puede observar su textura y tamaño de grano fanerítico. f) Afloramiento de ~ 250 m de largo y ~ 30 m de ancho de la facies de grano fino ubicado sobre el río principal en el parte central del cuerpo plutónico. En el círculo se puede observar su textura y tamaño de grano menor en comparación a la otra facies .....	54
Fotografía 7. a, b, c) Enclaves magmáticos que presentan formas ovoides a irregulares y tamaños de entre ~ 2 - 40 cm. d) Enclaves intermedio y félsico. e) Enclave que muestra una composición heterogénea, ya que exhiben características peculiares de “doble enclave” y zonas de transición. f) Enclave que presenta signos una mezcla incompleta o <i>mingling</i> , debido a los contrastes texturales y composicionales .....	55

Fotografía 8. a) Dique andesítico que aflora en la parte oeste del plutón. b) Diques aplíticos que se encuentran aflorando al Norte del cuerpo plutónico en la carretera Coxcatlán-Tlamacazapa .....	56
Fotografía 9. a) Facies de grano grueso que presenta una textura que varía de segmentos hipidiomórficos a alotriomórficos equigranulares. b) Facies de grano grueso con textura de segmentos porfidícos. c) Megacrystal de ortoclasa (teñido) rodeado por cristales de plagioclasa, rasgo característico de la textura rapakivi. d) Cristal de hornblenda que exhibe un rasgo de desequilibrio al observarse reemplazada por biotita. e) Cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno distribuidos y cercanamente al contacto entre la roca huésped y el enclave. Hacia la izquierda se observa un fenocrystal de cuarzo con textura micrográfica. f) Microenclave con textura microgranular inmerso en la facies de grano grueso. Imágenes tomadas en nicoles cruzados, excepto la Fotografía 9d en nicoles paralelos .....	60
Fotografía 10. a) Facies de grano fino con una textura variable de segmentos hipidiomórficos a alotriomórficos inequigranulares. b) Facies de grano fino que exhibe una textura porfidíca. c) Megacrystal de ortoclasa (teñido) rodeado por cristales de plagioclasa, característica particular de la textura rapakivi. d) Cristales de hornblenda que evidencian rasgos de desequilibrio al mostrarse reemplazada parcialmente por cristales de biotita, en nicoles paralelos. Las imágenes se observan en luz polarizada, a excepción de la Fotografía 10d en luz paralela .....	63
Fotografía 11. a) Enclave diorítico en nicoles cruzados que presenta dos zonas: Enclave y Transición. La zona del enclave presenta texturas: holocristalina, poikilítica e intergranular, y se distingue por un alto contenido de piroxeno que ocurre entre los intersticios y como inclusión. La zona de transición exhibe texturas microgranular y porfidíca. Esta zona se caracteriza por el incremento de ferromagnesianos y por la presencia de texturas de desequilibrio, observable en nicoles cruzados. b) Xenocrystal o antecristal de cuarzo rodeado por pequeños cristales de piroxeno, formando así una corona de reacción, en luz polarizada. c) Megacrystal de ortoclasa teñido que presenta la textura rapakivi, se encuentra inmerso en una matriz porfidíca y microgranular constituida por Pl, Qz, Bt y Hbl, imagen en nicoles cruzados. d) Enclave diorítico que exhibe una textura alotriomórfica inequigranular con variantes porfidícos y un alto contenido de Bt y Hbl, en luz polarizada. e) Cristal de ortopiroxeno que evidencia un rasgo de desequilibrio al mostrarse reemplazado por cristales de hornblenda y estos a su vez son reemplazados por cristales de biotita, en nicoles paralelos. f) Enclave félsico con textura equigranular de tamaño de grano medio con un alto contenido de Hbl, en luz polarizada .....	68
Fotografía 12. Xenolito reconocido como fragmento metasedimentario. Imagen tomada en nicoles cruzados .....	70
Fotografía 13. a) Xenolito perteneciente a un esquistos de biotita. b) Xenolito de composición granítica. Imágenes tomadas en luz polarizada .....	71

<p>Fotografía 14. a) Dique gabroico que presenta una textura alotriomórfica inequigranular con segmentos porfídicos, constituidos principalmente por fenocristales de Px. b) Dique andesítico bien preservado que exhibe una textura porfídica, donde los fenocristales y microfenocristales de Pl y Hbl se encuentran inmersos en una matriz microlítica. c) Dique andesítico con textura porfídica, constituido por cristales de Pl, Qz y Bt que se encuentran envueltos en una matriz microlítica y criptocristalina. d) Dique que muestra texturas porfídica y esferulítica, presenta un mayor contenido de minerales félsicos con signos de silicificación. e) Dique que exhibe texturas microgranular y porfídica, se distingue por un alto contenido de Px. f) Dique aplítico que muestra una textura alotriomórfica inequigranular y se conforma principalmente por fenocristales y microfenocristales de Qz, Or y Pl. Fotografías tomadas en nícoles cruzados .....</p>	75
<p>Fotografía 15. a) Cristal de hornblenda que muestra un crucero en dos direcciones bien desarrollado, en nícoles cruzados. b) Imagen de barrido de electrones retrodispersado (BSE; <i>Back-Scattered Electrons</i>) del cristal de hornblenda a escala de 100 <math>\mu\text{m}</math>. En ambas imágenes, la línea azul marca el transepto A-B analizado en la microsonda electrónica .....</p>	96

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Composición química de roca total de las muestras representativas del plutón de Coxcatlán .....	77
Tabla 2. Datos de las relaciones isotópicas de Sr y Nd de las muestras representativas del plutón de Coxcatlán .....	84
Tabla 3. Fórmula y asignación de sitios estructurales para los distintos minerales .....	87
Tabla 4. Composiciones de acuerdo al contenido de anortita (An%) de los cristales de plagioclasa de las facies de grano grueso, grano fino, enclave Cx124a y de la ignimbrita Tilzapotla, esta última fue utilizada para fines comparativos .....	89
Tabla 5. Estimaciones termobarométricas de las muestras de facies de grano grueso y enclave Cx124a. La temperatura se obtuvo del termómetro de Holland y Blundy (1994). La presión y profundidad sin y con corrección por temperatura fueron calculadas de acuerdo con Schmidt (1992) y Anderson y Smith (1996), respectivamente .....	100

## RESUMEN

El plutón de Coxcatlán se localiza en el poblado de Coxcatlán, municipio de Buenavista de Cuellar, Estado de Guerrero. Es un cuerpo plutónico que se encuentra dentro del domo estructural regional en la caldera de Tilzapotla y sugiere la construcción de un batolito a profundidad. Este plutón se caracteriza como un cuerpo ígneo heterogéneo debido al reconocimiento de varias facies que parecen representar diferentes lotes magmáticos. Por su extensión y características texturales y mineralógicas se destacan dos facies: de grano grueso y de grano fino, ambas de composición monzogranítica. La facies de grano grueso se caracteriza principalmente por la presencia de biotita y anfíbol, y se distingue de la facies de grano fino por una abundancia relativamente alta de este último ferromagnesiano. Los diversos enclaves magmáticos presentan una composición de intermedia a félsica (cuarzodiorita, cuarzomonzodiorita, cuarzomonzonita y granodiorita), pero generalmente son más máficos que la roca huésped y muestran evidencias de mezcla inhomogénea (*mingling*). Asimismo, se reconocieron diques gabroicos, dacíticos, andesíticos, dioríticos y aplíticos. Uno de los rasgos más característicos de las facies de grano grueso y de grano fino reportado por primera vez en este trabajo, es la presencia de la textura rapakivi.

Los datos termobarométricos obtenidos a partir del geotermómetro de hornblenda-plagioclasa (Holland y Blundy, 1994) y del geobarómetro de Al en hornblenda (Anderson y Smith, 1995) de la facies de grano grueso y enclave (Cx124a) indican un intervalo de temperatura entre 584 a 827°C y una presión que varía de 1 a 2 kbar. Estos datos indican una profundidad de emplazamiento relativamente somera de entre 2 a 9 kilómetros para el plutón de Coxcatlán.

La geoquímica muestra que el conjunto de rocas analizadas del plutón corresponden a una serie magmática calcoalcalina, con carácter metaluminoso a ligeramente peraluminoso y se clasifican como granito tipo I de acuerdo con la relación  $10^4\text{Ga}/\text{Al}$  vs Zr, así como por sus características geoquímicas e isotópicas (57 - 72% wt.  $\text{SiO}_2$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.704 - 0.705$ ) y por su mineralogía máfica (hornblenda y biotita). El enriquecimiento de elementos LILE y LREE con respecto a HFSE y HREE y las marcadas anomalías negativas de Nb, Ta, Zr, P y Ti son patrones característicos de magmas relacionados a ambientes de subducción. Las anomalías negativas de Ba, Sr y Eu sugieren fraccionamiento de feldespatos.

Las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  varían típicamente de 0.704955 a 0.705669 para las facies de grano grueso, grano fino y enclave Cx124a. La ignimbrita Tilzapotla analizada como referencia tiene una relación isotópica de Sr de 0.705198. Los valores isotópicos de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$  oscilan entre



0.512542 y 0.512575 y los de  $\epsilon\text{Nd}_i$  varían de -0.95 a -0.32. La ignimbrita analizada tiene un valor de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$  de 0.512529 y  $\epsilon\text{Nd}_i$  de -1.20. Las composiciones de las facies félsicas, además de las variaciones de las relaciones isotópicas de Sr y Nd sugieren que el proceso dominante de diferenciación fue la cristalización fraccionada con mínimos grados de contaminación cortical.

Las evidencias texturales y mineralógicas indican que el emplazamiento de las diferentes facies ocurrió cuando la masa formada por los lotes de magma anteriores todavía se encontraba en estado *suprasolidus*. Estas evidencias consisten en rasgos de mezcla incompleta (*mingling*) e indicaciones de reacciones de desequilibrio. Uno de estos rasgos es la formación de la textura rapakivi en las facies félsicas, la cual se podría asociar a los cambios en la composición del magma por procesos de mezcla de magmas o mezcla incompleta. Otra posible explicación de la formación de esta textura, es que podría estar relacionada a los cambios en las condiciones de presión y temperatura durante el ascenso del magma.

Las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas muestran que a pesar de que el plutón de Coxcatlán forma parte de un batolito regional construido a profundidad, no representa el residuo dejado atrás por la extracción de la fracción líquida de la cual podría haber derivado la ignimbrita Tilzapotla, debido a que no muestran rasgos composicionales complementarios. Sin embargo, revelan estar genéticamente relacionados por su composición química y su geocronología. Las ignimbritas de Tilzapotla y San Gregorio podrían representar lotes de magma extraídos de la cámara magmática que son diferentes al magma que dio origen al plutón de Coxcatlán. Las riolitas post-colapso de Taxco y Tilzapotla son más evolucionadas que las ignimbritas y parecen ser los fundidos intersticiales extraídos del *mush* de cristales.

## ABSTRACT

The Coxcatlán pluton is located in the town of Coxcatlán, municipality of Buenavista de Cuellar, State of Guerrero. It is a plutonic body located within a regional structural dome in the Tilzapotla caldera and suggests the presence of the construction of a batholith at depth. This pluton is characterized as a heterogeneous body because of the recognition several facies that seem to represent different magmatic batches. Due to their extension and textural and mineralogical characteristics, two facies stand out: coarse-grained and fine-grained, both of monzogranitic composition. The coarse-grained facies is mainly characterized by the presence of biotite and amphibole, and is distinguished from the fine-grained facies by a relatively high abundance of the latter ferromagnesian mineral. The diverse magmatic enclaves are intermediate to felsic in composition (quartz diorite, quartz monzodiorite, quartz monzonite and granodiorite), but are usually more mafic than the host rocks and show evidence of mingling. Furthermore, gabbroic, andesitic, dioritic and aplitic dikes were recognized. One of the most characteristic features of the coarse-grained and fine-grained facies reported for the first time in this work, is the widespread presence of rapakivi texture.

The thermobarometric data obtained from the hornblende-plagioclase geothermometer (Holland and Blundy, 1994) and the hornblende Al geobarometer (Anderson and Smith, 1995) of the coarse-grained facies and enclave (Cx124a) indicate a temperature range between 584 to 827°C and pressure ranging from 1 to 2 kbar. These data indicate a relatively shallow emplacement depth of between 2 to 9 kilometer for the Coxcatlán pluton.

The geochemistry shows that the set of rocks analyzed corresponds to a calc-alkaline magmatic series, with a metaluminous to slightly peraluminous character and are classified as I-type granite according to the relation  $10^4\text{Ga}/\text{Al}$  vs Zr, geochemical and isotopic characteristics (57 - 72% wt.  $\text{SiO}_2$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.704 - 0.705$ ) and mafic mineralogy (hornblende and biotite). They show LILE and LREE enrichment of elements with respect to HFSE and HREE and marked negative Nb, Ta, Zr, P and Ti anomalies, characteristic patterns of magmas related to subduction environments. Negative Ba, Sr and Eu anomalies suggest feldspar fractionation.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  isotope ratios typically vary from 0.704955 to 0.705669 for coarse-grained and fine-grained facies, and enclave Cx124a. The Tilzapotla ignimbrite analyzed as a reference has a Sr isotope ratio of 0.705198.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$  isotopic values range between 0.512542 and 0.512575 and  $\epsilon\text{Nd}_i$  vary from -0.95 to -0.32. The ignimbrite analyzed has a  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$  value of 0.512529 and  $\epsilon\text{Nd}_i$  of -1.20. The compositions of the felsic facies, in addition to the variations in Sr and Nd isotopic ratios, suggest

that the dominant process of differentiation was fractional crystallization with limited crustal contamination.

Textural and mineralogical evidences indicate that the emplacement of the different facies occurred when the mass formed by the previous batches was still in a *suprasolidus* state. This evidences consists of mingling features and indications of disequilibrium reactions. One of these features is the formation of the rapakivi texture in the felsic facies, which could be associated with changes in the magma composition by magma mixing or mingling processes. Another possible explanation for the formation of this texture is that it could be related to changes in pressure and temperature conditions during magma ascent.

The petrographic, geochemical and isotopic characteristics show that even though the Coxcatlán pluton is part of a regional batholith constructed at depth, it does not represent the residue left behind by the extraction of liquid fraction from which the Tilzapotla ignimbrite could have derived, due to the fact that they do not show complementary compositions features. However, they reveal to be genetically related by chemical composition and geochronology. Tilzapotla and San Gregorio ignimbrites could represent batches of magma extracted from the magma chamber that are different from the magma that gave origin to the Coxcatlán pluton. The post-collapse rhyolites of Taxco and Tilzapotla are more evolved than the ignimbrites, and seem to be the interstitial melts extracted from the crystal mush.

## CAPITULO 1. GENERALIDADES

### 1.1 INTRODUCCIÓN

Los grandes sistemas volcánicos que generan erupciones explosivas silícicas son asociadas con la formación de calderas de colapso (de Silva y Gosnold, 2007). Estas calderas generan grandes volúmenes de ignimbritas que son evidencias en superficie de voluminosos cuerpos magmáticos acumulados en la corteza superior (Mills *et al.*, 2013). Eventualmente, estas acumulaciones pueden dar lugar a la formación de un batolito en profundidad (de Silva y Gosnold, 2007). El estudio de la relación entre las calderas de colapso y los cuerpos batolíticos es objeto de debate para varios autores debido al hecho de que los plutones pueden representar el magma que se emplaza en la corteza o son el residuo dejado atrás por la extracción de líquido eruptible (Coleman *et al.*, 2004; de Silva y Gosnold, 2007; Lipman, 2007; Bachmann *et al.*, 2007; Bachmann y Bergantz, 2008; Annen, 2011; Annen *et al.*, 2015, Mills *et al.*, 2013; Glazner *et al.*, 2015).

Las calderas son estructuras volcánicas de dimensiones generalmente grandes que se forman por el colapso o el hundimiento del techo de la cámara magmática durante o después de un evento eruptivo (Cole *et al.*, 2005) y generan grandes volúmenes de material ignimbrítico (100 - 1000 de km<sup>3</sup>). En cambio, los batolitos son el resultado de la amalgamación de varios cuerpos plutónicos de volumen variable que individualmente pueden ser compuestos y relacionarse espacial y temporalmente (Lipman, 2007; de Silva y Gosnold, 2007; Annen, 2011; Annen *et al.*, 2015).

La importancia del estudio de las grandes erupciones silícicas radica en el hecho que pueden suceder instantáneamente y registrar las condiciones de la cámara magmática en un momento específico. En cambio, los plutones conservan un registro útil de la evolución magmática (Bachmann *et al.*, 2007; Lipman, 2007). Es decir, preservan el estado *subsolidus* de grandes sistemas magmáticos (Glazner *et al.*, 2004).

El magmatismo del Eoceno de la porción norte-centro de la Sierra Madre del Sur (SMS) refleja la formación de centros volcánicos asociados al desarrollo de estructuras de caldera de colapso, domos riolíticos (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004) y el emplazamiento de cuerpos plutónicos espacialmente y temporalmente relacionados con el vulcanismo (Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

La caldera de Tilzapotla es uno de los centros volcánicos silícicos que forma parte norte-centro de la SMS. Su estudio ha permitido el reconocimiento de la ignimbrita Tilzapotla y el plutón de Coxcatlán (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Martiny *et al.*, 2013), ambos son rasgos ideales para estudiar las posibles conexiones entre la construcción de batolitos y desarrollo de las calderas de colapso.

Este trabajo se enfoca en el estudio petrográfico, geoquímico e isotópico y de química mineral del plutón de Coxcatlán. Los resultados obtenidos se comparan con los de la ignimbrita Tilzapotla para poder realizar inferencias sobre sus posibles conexiones.

## **1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

La caldera de Tilzapotla se encuentra dentro de una estructura dómica regional de forma elíptica con orientación NW-SE y está asociada a un gran volumen de ignimbritas silícicas denominada ignimbrita Tilzapotla (34.3 Ma; Morán-Zenteno *et al.*, 2004). La elongación del domo rompe con la tendencia regional al Norte de los pliegues y cabalgaduras del Cretácico tardío-Paleoceno de la región. El plutón de Coxcatlán (39.5 - 35.2 Ma; Martiny *et al.*, 2013) es otro rasgo magmático que se encuentra dentro del domo regional y es considerado un apófisis (Morán-Zenteno *et al.*, 2004) que podría representar un cuerpo batolítico a profundidad. De acuerdo con sus edades, ambos rasgos son en parte contemporáneos (Martiny *et al.*, 2013). Con la presencia de la ignimbrita Tilzapotla y el plutón de Coxcatlán surgen algunas preguntas de cómo estos dos tipos de unidades se pueden relacionar entre sí, tales como: ¿El plutón y la ignimbrita se relacionan genéticamente?, ¿El plutón representa a una antigua cámara magmática arriba de la cual no hubo el colapso de una caldera?, ¿El plutón y la ignimbrita tienen la misma composición química e isotópica?, si no es así ¿El plutón representa el residuo después de la extracción del gran volumen de ignimbrita? y ¿El plutón representa el residuo menos diferenciado?.

## **1.3 JUSTIFICACIÓN**

Estudios recientes han asociado las calderas con el desarrollo de grandes batolitos. El centro magmático del Eoceno tardío de área del Coxcatlán-Tilzapotla presenta condiciones adecuadas para el estudio de la conexión volcánica-plutónica. Un estudio a detalle de la conexión genética del plutón de Coxcatlán y la ignimbrita Tilzapotla puede contribuir a una mejor comprensión de las características de la dinámica y evolución magmática entre ambos sistemas.

## 1.4 HIPÓTESIS

- La presencia de la caldera de Tilzapotla y el plutón de Coxcatlán dentro de la estructura dómica es el resultado de la formación de un batolito a profundidad.
- Aunque el plutón de Coxcatlán y la ignimbrita Tilzapotla sean contemporáneos, puede existir una variabilidad mayor en la composición química e isotópica de las facies del plutón.
- Es posible que la ignimbrita Tilzapotla represente una porción más evolucionada que el plutón de Coxcatlán.

## 1.5 OBJETIVO

El objeto de estudio es reconocer la variabilidad geoquímica y petrográfica de las distintas facies que conforman el plutón de Coxcatlán, y compararlas con la composición geoquímica e isotópica de la ignimbrita Tilzapotla para identificar la posible conexión de ambos sistemas.

### 1.5.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para la realización de este trabajo se pretende alcanzar los siguientes objetivos específicos:

- Reconocer las características petrográficas de las diferentes facies y enclaves magmáticos del plutón de Coxcatlán, así como de los componentes de la ignimbrita Tilzapotla.
- Obtener los parámetros geoquímicos (elementos mayores y traza) e isotópicos (Rb-Sr y Sm-Nd) de las diferentes facies del plutón de Coxcatlán y de la ignimbrita Tilzapotla.
- Identificar posibles afinidades en la química mineral entre el plutón de Coxcatlán y la ignimbrita Tilzapotla.
- Realizar inferencias de las condiciones P-T de los procesos magmáticos.
- Determinar las variaciones composicionales para establecer una posible conexión genética entre el plutón de Coxcatlán y la ignimbrita Tilzapotla.

## 1.6 MATERIALES Y MÉTODOS

El plan de trabajo consistió en realizar las siguientes actividades: 1) Recopilación y análisis de información bibliográfica, 2) Trabajo de campo, 3) Procesamiento y análisis de las muestras de roca y 4) Interpretación de los datos obtenidos.

**1) Recopilación y análisis de información bibliográfica.** Consiste en la revisión de la información bibliográfica de los antecedentes y características geológicas relacionadas al área de estudio, las cuales fueron consultadas en: artículos científicos, tesis, mapas topográficos y geológicos.

**2) Trabajo de campo.** Consistió en 2 salidas de campo, apoyadas con un mapa topográfico base (escala 1:20 000) tomado de las cartas topográficas de Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) de Taxco con clave E14A68 y de Iguala con clave E14A78. Se elaboró la cartografía geológica del área de estudio a una escala 1:35 000 (Figura 13). Se realizó el reconocimiento de algunas estructuras geológicas y contactos litológicos. Asimismo, se hizo la descripción de afloramientos e identificación de facies litológicas utilizando criterios, tales como: tipo de roca, composición mineralógica, textural, forma y tamaño de grano. Además, se recolectaron 98 muestras representativas del área de plutón de Coxcatlán y 2 muestras del área de Tilzapotla; para su posterior análisis petrográfico, geoquímico e isotópico y de química mineral. Todos los puntos estudiados fueron georeferenciados por medio de un sistema de posicionamiento global (GPS), de tal manera que se generó una base de datos de coordenadas obtenidas del área de estudio.

**3) Procesamiento y análisis de las muestras de roca.** Consistió en la elaboración de secciones delgadas y secciones pulidas de muestras de roca del plutón de Coxcatlán y de la ignimbrita Tilzapotla para su posterior análisis petrográfico y para química mineral. Se realizó la preparación de las muestras mediante los procedimientos descritos por Lozano y Bernal (2005), Morí (2007) y Schaaf *et al.* (2005) para obtener los análisis geoquímicos (elementos mayores y traza) e isotópicos (Rb-Sr y Sm-Nd). Estos procedimientos se resumen a continuación.

Las secciones delgadas se elaboraron en el taller de laminación del Instituto de Geología, UNAM. Dichas secciones fueron teñidas bajo la exposición a los vapores de ácido fluorhídrico (HF) y sumergidas en una solución saturada de cobaltinitrito de sodio ( $\text{CoN}_6\text{Na}_3\text{O}_{12}$ ). Esta técnica se aplicó con el fin de facilitar el análisis modal del feldespato potásico. La tinción de las láminas fue realizada en el taller de laminación del Centro de Geociencias Campus Juriquilla, UNAM. La elaboración de 7 secciones pulidas fue realizada por la compañía de Petroanálisis Ingeniería. La técnica consiste en pulir la superficie de la lámina con pastas de diamante de diferentes micras ( $\mu$ ) y paños de distintas granulometrías en un equipo de esmerilado y pulido, para quitar irregulares y ser apta al análisis de la microsonda electrónica.

### **Análisis de microsonda electrónica de barrido**

El análisis químico de los minerales se ha realizado mediante una microsonda electrónica de barrido (EPMA) de marca JEOL modelo JXA8900-R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM. Para el análisis de las muestras se utilizó un espectrómetro de longitud de onda de energía dispersiva de rayos X (WDS) y estándares externos para la calibración de los elementos Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, Ba y Cr. El voltaje de aceleración de 20 kv, una corriente de  $2.0 \times 10^{-8}$  A, un diámetro de haz de  $1 \mu$  y una magnificación de 4000x. El tiempo de adquisición para todos los elementos fue de 40 s, excepto para Na y K que fue de 10 s.

### **Preparación de muestras para el análisis geoquímico e isotópico**

La preparación de las muestras recolectadas para los análisis geoquímicos e isotópicos se llevó a cabo mediante el siguiente procedimiento: se seleccionaron 17 muestras frescas que fueron descostradas con la ayuda de un martillo y/o cortadora de disco de diamante para quitar impurezas. Las muestras se desvastaron con una lija de sílice para eliminar restos que pueda haber dejado el disco, después se lavaron con agua destilada y se colocaron en un horno a temperatura de  $63^{\circ}\text{C}$  para su secado. Se continuó con la limpieza de la prensa hidráulica de marca Montequipo de 50 tons, la cual consistió en lavar y secar las placas metálicas y lijarlas con un cepillo metálico de disco adaptado a un taladro. Nuevamente, se limpian las placas y se utiliza acetona para limpiar sus superficies. Posteriormente, se trituraron cada una de las muestras hasta obtener fragmentos de  $\sim 5$  mm. Dichos fragmentos se pasaron por el tamiz No. 6 para obtener material de tamaño de entre arena gruesa y media ( $\sim 5 - < 0.2$  mm).

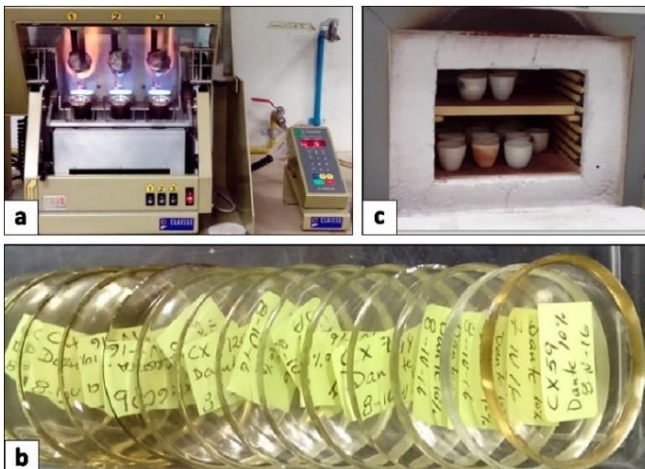
Las muestras trituradas fueron cuarteadas manualmente con el objetivo de homogenizar sus componentes. Luego se pesó un volumen de 80 g. por muestra para pulverizarlas, llevando a cabo el procedimiento de Morí (2007). Se realizó la limpieza del equipo de *Shatterbox* y del recipiente de alúmina, este último fue lavado con agua desionizada y secado, así mismo se utilizó acetona para limpiar sus superficies. Se agregó 20 g. de cuarzo al recipiente para exfoliar y quitar cualquier residuo y nuevamente, se limpió dicho recipiente siguiendo los pasos anteriores. Después se colocó 40 g. de la muestra dejando pulverizar durante 3 minutos con el objeto de pre-contaminar dicho recipiente. De nuevo, se colocó otros 40 g. de la muestra dejando pulverizar durante 8 minutos. El contenido se pasa a frascos esterilizados y etiquetados con su respectiva clave. Cada muestra pulverizada se pesó para obtener un volumen de 5 g. que fue colocado en bolsas limpias para el análisis de



elementos mayores. Asimismo, se pesaron 0.5 g. por muestra que fueron colocados en frascos limpios y etiquetados para el análisis de elementos traza.

### Análisis de elementos mayores y traza

Para el análisis de elementos mayores se llevó a cabo la preparación de las muestras mediante el procedimiento de Lozano y Bernal (2005) en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología, UNAM. Este procedimiento consistió en pesar 0.8 g. de cada muestra y 7.2 g. de fundente Claisse Fluxy - 10 (50% de metaborato de litio y 50% de tetraborato de litio) que fueron colocados en recipientes limpios. El peso de las muestras depende de la curva del estándar (10%). Las muestras se pasan a crisoles de platino-oro, los cuales se colocan en un equipo de vibración para homogenizar los componentes de las muestras y se les aplican dos gotas de ioduro de litio. Posteriormente, dichos crisoles son colocados durante 14 minutos en el equipo Claisse® M4™ que alcanza una temperatura > 1000°C para fundir las muestras (Fotografía 1a). Las muestras fundidas se obtienen en forma de pastillas, las cuales son enfriadas y etiquetadas con las claves correspondientes (Fotografía 1b). Estas pastillas son analizadas mediante la técnica de WFRX, por medio de la espectrometría de fluorescencia de rayos x realizado en el Laboratorio del Instituto de Geología, UNAM. Se utilizó un espectrómetro de marca Rigaku Primus II que fue calibrado con estándares internacionales de referencia geoquímica (RGM - 1, AGV - 1, SDO - 1, Es - 3) conocidos de acuerdo al análisis químico de rocas, de tal modo que se obtienen los resultados. Para obtener la pérdida por calcinación se pesa 1 g. de muestra que se coloca en crisoles de porcelana. Estos crisoles son puestos en el equipo Thermolyne™ Industrial Benchtop Muffle Furnaces 48000, a una temperatura de 950°C durante 1 hora (Fotografía 1c). Finalmente, mediante el cálculo matemático se obtiene la diferencia de pérdida por calcinación de cada muestra.



**Fotografía 1.** a) Muestras colocadas para fundición en el equipo Claisse® M4™. b) Muestras fundidas en forma de pastillas que son etiquetadas y posteriormente, analizadas en el espectrómetro Rigaku Primus II. c) Muestras colocadas en crisoles y puestas en el equipo Thermolyne™ Industrial Benchtop Muffle Furnaces 48000, para obtener la pérdida por calcinación.

El análisis de elementos traza de las muestras se realizó en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en el Centro de Geociencias, UNAM. La preparación se describe muy generalmente y consistió en pesar en una balanza de alta precisión 0.5 g. de cada muestra, los cuales se colocan en viales para el proceso de digestión de ácidos con el fin de volver la muestra sólida en líquida; esto se le conoce como dilución. Finalmente, las muestras se miden por espectrometría de masas inducido acoplado (ICP-MS; *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). Dicho equipo fue calibrado con estándares internacionales (AGV-2, BCR-2, BHVO-2, JB-2, JR-1 y ZZ). El análisis generó los datos crudos de elementos traza de cada una de las muestras.

### **Análisis de isótopos de Rb - Sr y Sm - Nd**

Para el análisis isotópico de Rb-Sr y Sm-Nd se seleccionaron 5 muestras correspondientes al área de Coxcatlán y 1 muestra de la ignimbrita Tilzapotla (facies extracaldera). Esta selección se hizo basándose en los análisis previos de elementos mayores representatividad de las diferentes facies del plutón reconocidas en campo y tomando en cuenta criterios de ausencia o una mínima alteración en cada muestra. La preparación de las muestras se realizó para la dilución isotópica mediante el procedimiento de Schaaf *et al.* (2005) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, UNAM. El método de dilución isotópica consiste en obtener las concentraciones de los elementos de interés por medio de relaciones isotópicas. Esto requiere una adición de una solución casi monoisotópica (trazador o *spike*) que se mezclan con las relaciones isotópicas naturales de la muestra (muestra + *spike*). Conocer la concentración, las relaciones isotópicas y el peso del trazador revelará la abundancia del elemento de interés en la muestra. El procedimiento que se siguió se menciona a continuación.

- ✓ Las muestras pulverizadas son cuarteadas manualmente para homogenizar sus componentes (Fotografía 2a) y se pesan 120 mg. de cada una. La cantidad de muestra es colocada en recipientes limpios con sus respectivas claves.
- ✓ Las bombas de teflón limpias se pesan en una balanza de precisión (calibrada), luego se agregan las muestras y se vuelven a pesar. Los pesos son anotados para un mayor control.
- ✓ A las bombas con las muestras se les añade 3 - 4 de gotas de *spike*. El trazador (*spike*) que se utilizó fue Sr-Sm-Nd IGL (Fotografía 2b).

La digestión química se realiza para llevar a solución la muestra mediante el uso de ácidos. Este proceso permite eliminar los elementos que no se requiere analizar, como la sílice. Los pasos son los siguientes:

- ✓ A las bombas de teflón con las muestras se les añade 3 gotas de agua MQ, luego 2 - 3 gotas de  $\text{HClO}_4$  y 7 - 10 ml de HF (Fotografía 2c). El  $\text{HClO}_4$  se utiliza para digerir la materia orgánica y el HF para digerir los silicatos de la muestra.
- ✓ Las bombas son puestas en una parrilla a temperatura de  $\sim 90^\circ\text{C}$  durante 48 horas para digerir las muestras. Luego se dejan enfriar (1 hora) y se vuelven a calentar durante 12 horas para la evaporación de los ácidos.
- ✓ Se agrega 7 - 10 ml de HCl 6N a las muestras y se calientan a una temperatura de  $\sim 90^\circ\text{C}$  durante 6 horas (Fotografía 3a). Se dejan enfriar, luego se evapora el ácido HCl 6N y se añade HCl 2N. El contenido se vierte en vasos de teflón de 50 ml limpios que se etiquetan.
- ✓ Se realiza el *split* de Rb, para separar el Rb de la muestra total. En este paso es necesario pesar los vasos de teflón de 10 ml limpios, después agregar 2 ml de la muestra y se vuelven a pesar. Luego se añaden 3 - 4 gotas del *spike* de  $^{87}\text{Rb}$  IGL. Los pesos se anotan para mayor control.
- ✓ El resto de las muestras contenidas en los vasos de teflón de 50 ml servirán para obtener el Sr y tierras raras (REE; Sm y Nd).



**Fotografía 2.** a) Las muestras pulverizadas son cuarteadas para homogenizar sus componentes, se pesó 120 g. de cada muestra que fueron colocados en bombas de teflón limpios y etiquetados. b) Las bombas de teflón con las muestras se les agrega el *spike* (Sr - Sm - Nd IGL) señalado. c) Las bombas de teflón con las muestras son puestas en la campana de extracción para enseguida colocar agua MQ,  $\text{HClO}_4$  y HF de acuerdo con el procedimiento.

Para separar los elementos de Rb, Sr, Sm y Nd de las muestras, se requiere el uso de columnas de separación, en las cuales se colectan dichos elementos. Estas columnas contienen resinas de intercambio iónico que permite separar los componentes de las muestras mediante el uso de ácido clorhídrico con diferentes concentraciones. El procedimiento que se lleva a cabo consiste en:

- ✓ Para acondicionar y limpiar las resinas catiónicas de las columnas, se agrega 15 ml de HCl 2N y se deja pasar el ácido.
- ✓ Añadir 1 ml de HCl 2N a las muestras de Sr y REE y colocarlas bajo lámparas infrarrojas durante unos minutos para disolver su contenido.
- ✓ Pasar las muestras a tubos y añadir 500  $\mu\text{l}$  de HCl 2N, después colocarlas al equipo de centrifugación durante 25 minutos.
- ✓ Pasar las muestras centrifugadas con pipetas Pasteur (previamente lavadas con HCl 0.18N) a las columnas de Sr y REE y del Rb.

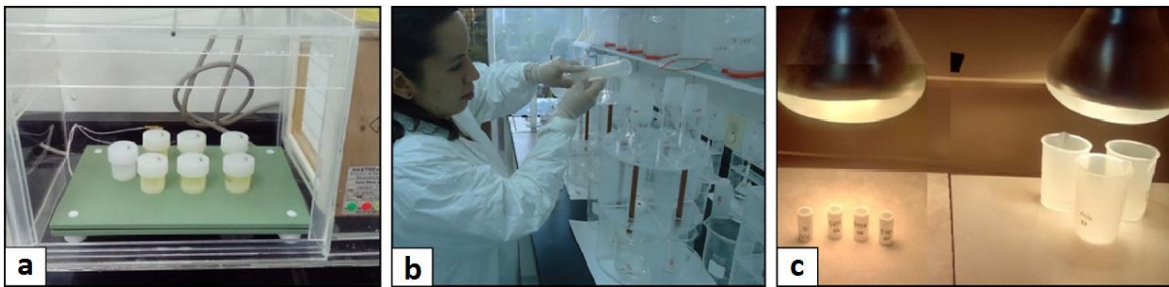
- ✓ A cada columna se añade 1 ml de HCl 2N que luego se desecha. Este paso se repite 3 veces. Después añadir 16 ml de HCl 2N y dejar filtrar.
- ✓ Para colectar el Rb se agrega 50 ml de HCl 2N, luego 10 ml de HCl 2N. La solución se recupera en vasos de teflón con sus respectivas claves de control (Fotografía 3b).
- ✓ Para colectar el Sr y REE, se agregan 160 ml de HCl 2N, luego 5 ml de HCl 6N y se desechan los ácidos. Después añadir 15 ml de HCl 6N y la solución se colecta en vasos de teflón limpios con sus claves correspondientes.
- ✓ Para obtener REE, se añade 35 ml de HCl 6N que se colecta en vasos de teflón limpios y etiquetados con sus respectivas claves.
- ✓ Los vasos con las muestras de Rb, Sr y REE se colocan bajo lámparas de infrarrojo para evaporar (Fotografía 3c).
- ✓ Para la limpieza de las columnas de Rb y Sr se agrega 225 ml de HCl ~ 6N y para las columnas de REE se añade 120 ml de HCl ~ 6N. Estos ácidos son desechados posteriormente.

Para la separación de Nd y Sm de las REE de las muestras se lleva a cabo los siguientes pasos:

- ✓ Las columnas se rellenan de polvo de teflón y se acondicionan con 5 o 6 ml de HCl 0.18N. Este ácido se deja pasar en su totalidad por las columnas y se desecha.
- ✓ Añadir 250 µl de HCl 0.18N a los recipientes con las muestras de REE y colocarlos unos minutos bajo lámparas de infrarrojo para disolver.
- ✓ Pasar las muestras con pipetas Pasteur limpias a las columnas correspondientes.
- ✓ Añadir 3 veces 250 µl de HCl 0.18N cada columna y se deja filtrar todo el ácido. Luego se agregan 4.5 a 16 ml de HCl 0.18N y se desecha el ácido.
- ✓ Para obtener el Nd, añadir 1 a 4 ml de HCl 0.18N a cada columna. La solución se colecta en vasos de teflón con sus respectivas claves.
- ✓ Agregar a cada columna 2 a 4 ml de HCl 0.40N y se desecha el ácido.
- ✓ Para colectar el Sm, agregar 2 a 4 ml de HCl 0.40N a cada columna y recuperar la solución en recipientes etiquetados.
- ✓ Los recipientes con las muestras de Sm y Nd son colocados bajo lámparas de infrarrojo para su total evaporación.
- ✓ Para la limpieza de cada una de las columnas se añade 10 ml de HCl ~ 6N, se filtra y se desecha el ácido.

Las muestras de Rb, Sr y Sm, Nd fueron cargadas como cloruros en filamentos dobles de renio, los cuales fueron analizados para la isotopía de Sr y Nd en el espectrómetro de masas de ionización térmica de marca Thermo Scientific Modelo Triton Plus que está equipado con 9 colectores Faraday. Mientras que, las muestras de Rb y Sm se cargaron en el espectrómetro Finnigan MAT 262 que cuenta con 8 colectores, llevándose a cabo en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, UNAM. Se realizaron 60 mediciones de relaciones isotópicas de Sr, 70 para Nd y 30 para Rb y Sm por cada muestra. Las relaciones isotópicas fueron corregidas por

fraccionamiento de masa, normalizando con  $^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 0.1194$  y  $^{146}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Los valores utilizados del LUGIS son del estándar NBS 987  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0.710247 \pm 13$  ( $\pm 1\sigma$ ,  $n = 44$ ) y del estándar La Jolla  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.511846 \pm 6$  ( $\pm 1\sigma$ ,  $n = 28$ ). El  $1\text{sd} = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$  son valores que se refieren a los errores de medición en los dos últimos dígitos.  $1\text{SE(M)} = 1\sigma_{\text{abs}} / \text{raíz } n$ . La incertidumbre relativa de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$  ( $1\sigma$ ). La reproducibilidad relativa ( $1\sigma$ ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de  $\pm 4.5\%$ ,  $\pm 1.8\%$ ,  $\pm 3.2\%$  y  $\pm 2.7\%$ , respectivamente. Los blancos analíticos obtenidos de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.04 ng Rb, 0.87 ng Sr, 0.23 ng Sm y 0.31 ng Nd (blancos de procedimiento total).



**Fotografía 3.** a) Bombas de teflón que contienen las muestras y ácidos para digestión de las muestras, son puestas en una parrilla a temperatura de  $\sim 90^\circ\text{C}$  durante 48 horas. b) Columnas de separación para obtener los elementos de Rb, Sr, Sm y Nd de las muestras, mediante el uso de ácidos y son colectados en recipientes limpios. c) Las muestras colectadas de Rb, Sr, Sm y Nd son colocadas bajo lámparas de infrarrojo hasta su total evaporación.

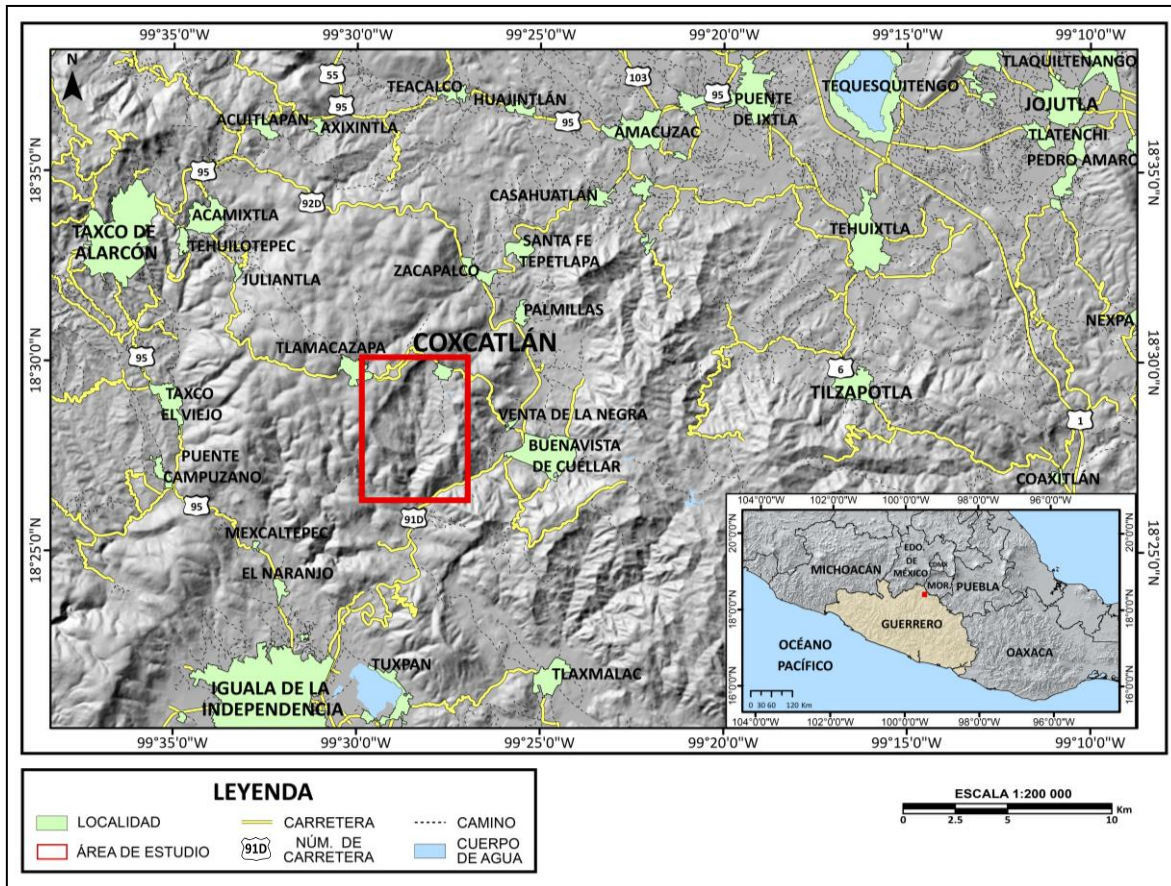
**4) Interpretación de los datos obtenidos.** A partir de la información generada se llevó a cabo el análisis e interpretación de los resultados. Finalmente, se obtienen las conclusiones del trabajo de investigación.

### 1.7 LOCALIZACIÓN Y CARACTERÍSTICAS FISOGRÁFICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

La localización del área de estudio se encuentra en el poblado de Coxcatlán, municipio de Buenavista de Cuellar, Estado de Guerrero. El área está incluida en las cartas topográficas de INEGI escala 1:50 000 de Taxco con clave E14A68 y de Iguala con clave E14A78. Se ubica en las coordenadas geográficas  $18^\circ 26'$  y  $18^\circ 31'$  latitud Norte,  $99^\circ 26'$  y  $99^\circ 31'$  longitud Oeste.

En general, la topografía del área de estudio se observan cerros alargados y redondeados que alcanzan altitudes de 1200 - 1900 msnm. En algunas zonas, las calizas de la Formación Morelos se observan escarpes abruptos formados en el contacto por el plutón. El relieve del plutón llega ser montañoso con valles pronunciados y sus afloramientos cubren el  $\sim 40\%$  del área cartografiada.

Las principales vías de acceso son la carretera de cuota No. 91D de México-Iguala, a la altura del poblado de Buenavista de Cuellar; se toma la desviación por la carretera pavimentada que conduce hacia el poblado de Coxcatlán, Guerrero. Desde Taxco de Alarcón, se toma la carretera federal No. 95 de Taxco-Cuernavaca en la que se accede por la desviación en el poblado de Tehuilotepec, que lleva hacia los poblados de Juliantla, Tlamacazapa hasta el poblado de Coxcatlán, Gro. (Figura 1).



**Figura 1.** Mapa de localización y las principales vías de acceso del área de estudio. Base topográfica y modelos de elevación tomada de INEGI escala 1:50 000 de Taxco con clave E14A68, Iguala con clave E14A78, Jojutla con clave E14A69 y Tilzapotla E14A79.

## 1.8 ANTECEDENTES

La región de Taxco-Tilzapotla ha sido de mucho interés en el pasado por sus recursos mineros y por la clara exposición de sucesiones de diferentes periodos. Las descripciones estratigráficas y petrológicas de las unidades mesozoicas y cenozoicas han sido una referencia clave en el estudio de los rasgos geológicos regionales del sur de México. Una diversidad de estudios que se han realizado con diferentes enfoques y propósitos en el área de estudio, los cuales se mencionan a continuación.

Los primeros trabajos geológicos regionales fueron realizados por Fries (1960) en los que describe la estratigrafía de la SMS para algunos sectores localizados en los estados de Guerrero, Morelos y Estado de México. Estos estudios incluyen la descripción de secuencias volcánicas del Cenozoico localizadas al sur del poblado de Tilzapotla. Una de las secuencias descritas por Fries (1960) es la Riolita Tilzapotla, conformada por flujos piroclásticos que varían composicionalmente de dacita a riolita e incluye tobas, brechas tobáceas y flujos de lava. El autor también hace referencia al Grupo Buenavista como una sucesión volcánica constituida por lavas, brechas y tobas de composición andesítica que cubren concordantemente a la Riolita Tilzapotla. Asimismo, Fries (1960) reconoce un cuerpo intrusivo con forma ovoide al que denomina Tronco de Coxcatlán y lo describe como una roca homogénea granítica hacia la periferia.

En complemento al trabajo de Fries (1960), se publica la Hoja Taxco 14Q-h (7) escala 1:100 000 por de Cserna y Fries (1981). En esta hoja se observa la unidad llamada Riolita Tilzapotla, la cual se distribuye en los sectores: noroeste, centro-oeste, centro-este y sureste de la Hoja Taxco. En la parte suroriental cubre discordantemente las formaciones de Morelos, Mexcala y Balsas. Hacia el Sur y al Este se encuentra cubierta por el Grupo Buenavista (Fries, 1960). Los grandes espesores (250 a 400 m) de la Riolita Tilzapotla fueron considerados como un indicativo de las cercanías de centros eruptivos que les dieron origen. Estos autores reconocen posibles centros en las regiones de Tilzapotla, Taxco y en la región oeste al límite noroeste de la Hoja Taxco. Al Tronco de Coxcatlán (Fries, 1960) lo describen como un pórfido granodiorítico que fue emplazado en la Formación Xochicalco y en la Formación Morelos.

El trabajo de Ontiveros-Tarango (1973) se basa en un estudio estratigráfico, sedimentológico y estructural de la porción central de la cuenca Morelos-Guerrero. El autor señala en la parte oriental de la Sierra Tlamacazapa, la intrusión de un cuerpo granítico en la Formación Morelos y en la Formación Tamaulipas Superior durante el Cenomaniano tardío o Turoniano temprano. Esto lo asocia al levantamiento del basamento en las cercanías de Huitzuco, Guerrero. Por otra parte, la presencia de yacimientos minerales en la zona llevó al Consejo de Recursos Minerales realizar un trabajo de exploración geológica y muestreo para evaluar la mineralización. Este estudio comprendió el reconocimiento de lotes mineros en el ejido de Tlamacazapa, municipio de Buenavista de Cuellar, Guerrero. Dicho estudio fue realizado por Carrizales-Aguilar (1997) en el que se enfoca en la evaluación de lotes mineros y la detección de yacimientos minerales asociados al cuerpo intrusivo (plutón de Coxcatlán) emplazado en las calizas de la Formación Morelos que

desarrolló metamorfismo de contacto (mármol) y metasomatismo de contacto (*skarn*). El autor describe al plutón como rocas de composición félsica y menciona que la zona interna del plutón está constituida por granito y hacia la zona externa cambia a cuarzomonzonita y cuarzodiorita, lo que interpreta como una diferenciación magmática. Asimismo, reporta una variabilidad tanto en su granulometría como en sus características texturales que varían de pegmatítica hasta aplítica.

Posteriormente, se documentaron otros yacimientos minerales relacionados con el emplazamiento de cuerpos intrusivos. Meza-Figueroa *et al.* (2003) realizan un estudio geoquímico y geocronológico de los yacimientos tipo *skarn* de Fe-Au del distrito minero de Mexcala localizado en Estado de Guerrero. Estos depósitos los relacionan a cuerpos intrusivos de composición granodiorítica de edad ~ 64 - 68 Ma (etapa metalogenética productiva). Dichos autores también reportan una edad de  $35.6 \pm 0.6$  Ma. por  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotita para las rocas graníticas asociadas a los depósitos tipo *skarn* en Buenavista de Cuellar. Esto lo interpretan como una edad joven que sugiere un pulso magmático después del desarrollo de la mineralización en la zona de Mexcala. Por otra parte, Farfán-Panamá *et al.* (2010) realizan un estudio en el distrito minero de Taxco localizado al Norte del Estado de Guerrero y obtienen una edad de mineralización de  $34.9 \pm 0.2$  Ma por  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en adularia. Los autores argumentan que el emplazamiento y control de la mineralización de Taxco están asociados a cuerpos plutónicos (como el plutón de Coxcatlán) y subvolcánicos (domos y dique Calavera). Así como a eventos volcánicos relacionados a Tilzapotla, o bien a la Provincia Volcánica Terciaria del Sur de México (Morán-Zenteno *et al.*, 1998).

En algunos trabajos geológicos, Rivera-Carranza *et al.* (1998) elaboran la carta geológica-minera del Servicio Geológico Mexicano escala 1:250 000 del área de Cuernavaca. En la carta señalan la distribución de las rocas volcánicas de Tilzapotla de composición riolítica de edad del Oligoceno, así como intrusivos terciarios de composición granodiorítica como el de Coxcatlán de edad de  $50 \pm 10$  Ma. por Pb- $\alpha$  (de Cserna y Fries, 1981). Entretanto, Ávila-Lugo *et al.* (2004) presentan la cartografía geológica-minera escala 1:50 000 (INEGI) realizada en el área de Iguala, Guerrero. La cartografía muestra la distribución a lo que llaman Formación Tilzapotla (Riolita Tilzapotla; Fries, 1960) que está representada por riolitas y dacitas, las cuales son cortadas por diques de composición que varía de andesítica a andesítica-traquítica. Dicha unidad la asocian a un evento magmático de la SMS. También, señalan el cuerpo granítico conocido como Tronco de Coxcatlán (Fries, 1960) que se emplaza en la Formación Morelos y se caracteriza por presentar una diferenciación magmática de granodiorita a cuarzomonzonita.



Los trabajos más detallados que muestran las características estratigráficas, estructurales, geoquímicas y geocronológicas de las rocas volcánicas silíceas e intrusivas del Paleógeno para el área de Tilzapotla-Buenavista fueron reportados en Morán-Zenteno *et al.* (2004). Dichos autores reconocen una gran estructura volcánica de colapso denominada caldera de Tilzapotla. A esta estructura se le asocia una gran exposición de una secuencia piroclástica llamada ignimbrita Tilzapotla de  $34.29 \pm 0.09$  Ma. obtenida por  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en sanidino. En esta unidad reconocieron facies de intracaldera y extracaldera, además de unidades post-colapso y de resurgencia. También mencionan que los cuerpos subvolcánicos presentes en el área son posiblemente conductos alimentadores o son los mecanismos de colapso. La presencia de un cuerpo plutónico en el poblado de Coxcatlán de composición granítica lo interpretarían como un apófisis de la cámara magmática, el cual se expone en la parte no colapsada de la caldera de Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.* 2004).

Posteriormente, Morán-Zenteno *et al.* (2007) desarrollan un estudio estratigráfico, estructural y geocronológico de la Formación Balsas en el área de Amacuzac-Zacapulco, Estados de Guerrero y Morelos. Las descripciones de dicho estudio serán detalladas en el capítulo de estratigrafía.

Mori *et al.* (2012) realizan un estudio petrogenético de las sucesiones volcánicas de Eoceno tardío-Oligoceno temprano del sector norte-centro de la SMS. En dicho estudio interpretan el origen de centros volcánicos en términos de maduración termomecánica, tal como: el centro volcánico de Tilzapotla, que se detallará más adelante en la sección de estratigrafía. Otra sucesión ignimbritica correspondiente a las facies extracaldera fue estudiada por Flores-Huerta (2012) quien realizó un trabajo estratigráfico, petrográfico y de química mineral. En dicho trabajo, se reconocen tres flujos piroclásticos en las litofacies (extracaldera) por sus variaciones verticales en el contenido de cristales y por su abundancia relativa de fases minerales. Los datos de termobarometría en anfíbol indicaron una profundidad de 4.7 - 6.4 km y temperatura de cristalización entre 789 - 813°C.

Uno de los trabajos realizados en el área de Coxcatlán fue desarrollado por Zuñiga-Lagunes (2012) en el que realiza un estudio petrográfico y reconoce varias facies (monzogranito-granodiorita, cuarzomonzonita, monzonita), enclaves máficos y diques aplíticos en el plutón. La autora interpreta que el plutón se construyó en *batches* de diferentes magmas debido a su diversidad composicional y llega a presentar evidencias de mezcla incompleta (*mingling*). Asimismo, reporta datos termobarométricos obtenidos en hornblenda que corresponden a presiones de 71 a 126 MPa y temperaturas de 722 a 843°C que indican una profundidad de entre 2.73 a 4.64 km para la cristalización el plutón de Coxcatlán. Para la ignimbrita Tilzapotla las presiones son de 101 a 137

MPa y temperaturas entre 767 - 813°C que indican una profundidad de 4.7 a 6.9 km. En estudios posteriores, Martiny *et al.* (2013) documentan datos geocronológicos obtenidos con los métodos isotópicos de U-Pb en zircones y  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotita. El rango de edad que determinan por U-Pb para las diferentes facies del plutón de Coxcatlán van de  $39.5 \pm 0.6$  -  $35.2 \pm 0.2$  Ma., lo que interpretan que el plutón se construyó gradualmente en ~ 4 Ma. Las edades obtenidas por  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  son de  $36.28 \pm 0.23$  y  $35.76 \pm 0.13$  Ma. Dichos autores también reportan edades para el plutón de Chautle de  $34.3 \pm 0.26$  Ma. y para el intrusivo de Buenavista de 36.8 - 33.7 Ma. Estos plutones se encuentran situados al Este y Oeste del margen estructural de la caldera de Tilzapotla, respectivamente.

## CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

### 2.1 ESTRUCTURA INTERNA DE LOS BATOLITOS

El estudio y las características de los batolitos son importantes ya que representan grandes sistemas magmáticos y preservan un registro de su evolución magmática (Glazner *et al.*, 2004; Bachmann *et al.*, 2007; Lipman, 2007). Los nuevos estudios petrológicos, geofísicos, geocronológicos y la observación geológica han permitido entender la dinámica del magma que interviene en la construcción de batolitos (Glazner *et al.*, 2004, 2015; de Silva *et al.*, 2006; Bachmann *et al.*, 2007; Annen, 2009; Annen *et al.*, 2015).

Los batolitos son el resultado de la amalgamación de varios cuerpos plutónicos de diverso volumen que individualmente pueden ser compuestos y se relacionan espacial y temporalmente (de Silva *et al.*, 2007; Menand, 2011). Estos cuerpos batolíticos pueden alcanzar dimensiones de hasta > 100 km de extensión.

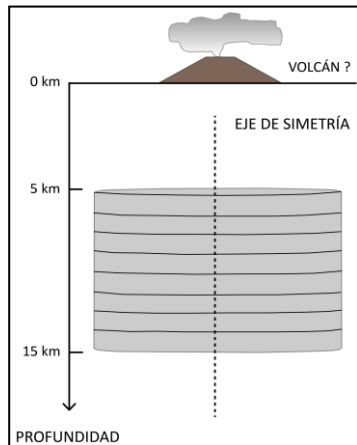
#### 2.1.1 FORMACIÓN DE PLUTONES

Los plutones eran considerados como grandes cuerpos magmáticos que se emplazaban rápidamente en la corteza y cuyo enfriamiento era lento hasta llegar a su cristalización o solidificación. En la actualidad varios autores (Glazner *et al.*, 2004; Coleman *et al.*, 2004; Bartley *et al.*, 2006; Annen, 2009; Annen *et al.*, 2006, 2015; Menand, 2011) han reconocido a los plutones como cuerpos que crecen de forma incremental resultado de la acreción de varios pulsos de magma. Estos pulsos magmáticos son alimentados por diques durante lapsos de tiempo sea de cientos a millones de años (Coleman *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2007; Annen, 2009; Annen *et al.*, 2015).

La formación y crecimiento de plutones inicia de la fusión parcial del manto que genera magma basáltico hidratado en un ambiente de subducción y se acumulan en una zona caliente, permitiendo así su diferenciación al mezclarse con magma derivado de la fusión de la corteza (Annen *et al.*, 2006). Este magma resultante se emplaza desde la profundidad a través de la corteza media, por medio de diques alimentadores que impulsan el magma verticalmente (Glazner *et al.*, 2004). Esto favorece la formación de *sills* cuando se encuentran con un esfuerzo de compresión horizontal o límite litológico (Annen, 2009; Menand, 2011; Annen *et al.*, 2015).

Según el modelo de Annen (2009) un plutón que crece por acreción de sucesivos pulsos magmáticos (*sills*) se apilan horizontalmente, se acrecionan y crecen verticalmente (se engrosa con el tiempo)

para construir plutones que llegan a tener espesores de hasta 10 km (Figura 2). Sin embargo, cada uno de los *sills* varía en espesor de ser delgados (cm a m) a gruesos (m a km) y pueden variar en composición. Los *sills* de composición similar pueden formar unidades para formar un complejo. Mientras los *sills* de diferente composición (máfico y félsico) dan lugar a la formación de plutones compuestos (Annen *et al.*, 2015).



**Figura 2.** Modelo de un plutón que crece por acreción de *sills*. El primer *sill* se emplaza a los 5 km de profundidad y el espesor final del plutón es de 10 km (Tomado de Annen, 2009).

Las diversas composiciones de los plutones se producen por fundidos contemporáneos de diferentes fuentes (manto y corteza) que se mezclan. Esta hibridación genera magmas con distintas características químicas y texturales (fanerítica o de grano grueso; característica textural común en rocas plutónicas). Por lo tanto, las composiciones evolucionadas (graníticas y granodioríticas) de los plutones derivan del fraccionamiento del magma máfico y de la fusión parcial de las rocas de la corteza (Annen *et al.* 2006, 2015).

### 2.1.2 EMPLAZAMIENTO Y FLUJO DE MAGMA

Con el tiempo y la cantidad de magma que se emplaza, tienden a formar y aumentar el volumen del plutón (Menand, 2011). Cuando los pulsos de magma son separados por largos intervalos de tiempo entre cada uno pueden solidificarse antes de la llegada del siguiente, esto reflejaría un crecimiento episódico del plutón (Annen *et al.*, 2006). Los pulsos de magma pueden ocurrir en lapsos de miles a millones años (Coleman *et al.*, 2004), y esa acumulación varía en el espesor de plutones y batolitos.

Los bajos flujos de magma implican que se formen plutones o batolitos, resultado de la acreción de *sills*. El proceso repetitivo de emplazamiento de *sills* conduce al crecimiento progresivo del plutón que puede o no convertirse en un reservorio magmático o en una gran cámara magmática siempre que existan altos flujos de magma (Annen, 2009).

### 2.1.3 FORMA DE LOS PLUTONES

Existen varios modelos de las geometrías de plutones que han sido desarrollados por varios autores. Algunos de estos modelos se basan en estudios de gravedad y de la observación de campo, de los cuales se pueden interpretar estructuras o las formas, por ejemplo: la forma tabular y de embudo. La forma tabular del plutón se debe al crecimiento de la acumulación de *sills* en una disposición horizontal. En cambio, la forma de embudo se construye por *sills* inclinados en profundidad, resultado del estrés en la corteza. Otras geometrías de plutones son basadas en modelos analíticos propuestos por otros autores, tales como: *Big magma tank* (Glazner *et al.*, 2004), la esférica y la de plutones verticales con raíces profundas. En relación a la forma y *aspect ratio* (espesor/longitud) del plutón, según Annen *et al.* (2015) dependen de la extensión horizontal de *sills* y del espesor total del magma acumulado.

Llambías (2001) menciona que el tamaño de los plutones no es el área de sus afloramientos pues no corresponde al tamaño real del plutón, aunque podría tratarse de pequeños apófisis. Para conocer las dimensiones reales de un plutón se requieren de estudios geofísicos.

### 2.1.4 CARACTERÍSTICAS INTERNAS DE UN PLUTÓN

Muchos de los grandes plutones pueden ser distinguidos composicionalmente (Glazner *et al.*, 2004). Estas variaciones composicionales se atribuyen a la diferenciación *in situ*. Esto implica que “las intrusiones se emplazaron a diferentes momentos y no se relacionan entre sí” (Coleman *et al.*, 2004; Annen *et al.*, 2015). Según Llambías (2001) las diferencias composicionales y texturales se les reconocen por sus características mineralógicas y por su abundancia mineral (% vol.). Por lo tanto, a cada composición dominante se las llama “facies”.

Un plutón puede contener infinidad de contactos que resultan de la acreción de *sills*. Estos contactos pueden ser difíciles de reconocer o estar ausentes (Glazner *et al.*, 2004; Annen *et al.*, 2015). Algunos autores explican que los contactos no son observables debido a la recristalización y homogeneidad textural relacionados a cambios de temperatura de las inyecciones de magma. En cambio, la ausencia de contactos lo asocian al movimiento del fundido cuando hay inyecciones de magma en un *mush* de cristales (marco rígido de cristales y líquido intersticial; Hildreth, 2004) que borra estas evidencias (Annen *et al.*, 2015).

Otras de las características en cuerpos batolíticos y/o plutónicos es el hecho que pueden contener diques “sin-magmáticos”. Estos diques pudieron ser emplazados durante el enfriamiento del plutón, por lo tanto, son consanguíneos (Llambías, 2001). Las dimensiones que pueden alcanzar estos diques son de algunos centímetros a metros y su composición varía de máfico hasta félsico. Asimismo, los plutones pueden contener enclaves como una evidencia de la entrada de magma máfico a cámaras félsicas, aunque su estilo y volumen de intrusión sea diferente (Bachmann *et al.*, 2007). Según Didier y Barbarin (1990) la presencia de enclaves se debe a concentraciones de diques máficos sin-plutónicos rotos o por flujos de magma laminar (emplazados en la base de la cámara magmática). Barbarin (2005) menciona que los enclaves pueden mostrar características que pueden distinguirlos de la roca huésped sea por sus contactos, color, tamaño, morfología (generalmente formas elipsoidales), textura, tamaño de grano, contenido mineral y composición. En cuanto a la diversidad de enclaves se atribuye a procesos por mezcla de magmas (*mixing*) local y mezcla incompleta (*mingling*) durante el ascenso y emplazamiento de un magma máfico (Barbarin, 2005).

## 2.2 MODELOS NÚMERICOS DE PLUTONES

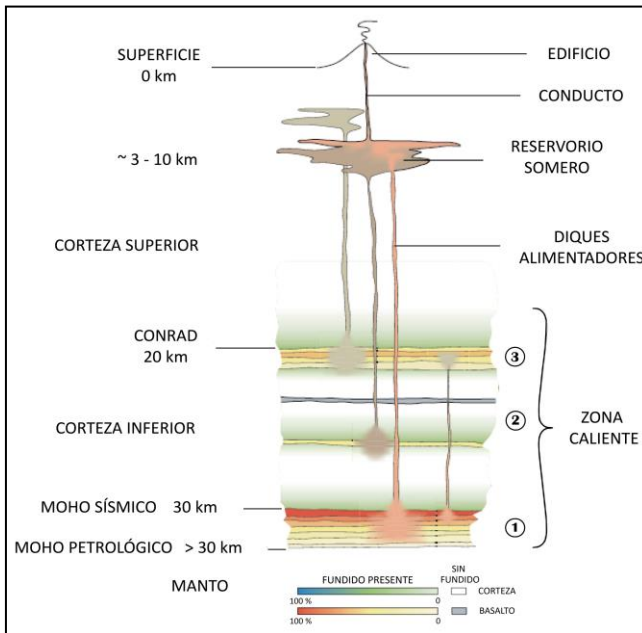
Existen varios modelos que consideran aspectos mecánicos, térmicos y estructurales (emplazamiento) para la formación y crecimiento de plutones en la corteza (de Silva *et al.*, 2007; Menand, 2011). Muchos autores desarrollan estos modelos con base a datos numéricos y experimentales para comprender la dinámica y evolución del magma.

Uno de los modelos numéricos aplicado en ambientes de subducción muestra la evolución térmica y composicional de los cuerpos magmáticos (Annen *et al.*, 2006), que crecen por la acreción de sucesivos pulsos discretos de magmas evolucionados derivados de la mezcla de magma máfico y silíceo. En Annen *et al.* (2006) mencionan que la geoterma del manto superior y de la corteza inferior es primordial para la composición del fundido. Esta geoterma va a depender del flujo de calor de la intrusión del magma y de la conducción térmica (Annen *et al.*, 2006). Por lo tanto, el sistema se calienta con el tiempo formando así una zona caliente a niveles profundos.

El modelo de Annen *et al.* (2006) describe como los fundidos intermedios y silíceos se generan a partir del fundido residual que deriva de la cristalización fraccionada de un magma máfico hidratado y del fundido cortical derivado de la fusión parcial de las rocas de la corteza, que producen en consecuencia una zona caliente. El fundido resultante es inyectado a profundidades de entre la discontinuidad de Conrad a 20 km y el Moho a > 30 km (manto superior y la corteza inferior),

mediante el emplazamiento en *sills*. Cabe señalar, que entre cada inyección de magma (*sills*) el tiempo y el volumen es importante, ya que resulta en una cristalización o en una acumulación de calor. Tras el cese o durante pausas prolongadas de los pulsos de magma, el sistema se enfría y cristaliza. En contraste, los continuos pulsos de magma generarían calor y elevaría la temperatura del sistema provocando fusión parcial. De modo que, la variedad de composiciones derivadas tanto de fundidos residuales como corticales pueden mezclarse y así ascender a lugares más someros (Figura 3).

En Annen *et al.* (2006) mencionan que un magma rico en H<sub>2</sub>O asciende desde profundidad a través de la corteza y puede arrastrar restitas, cúmulos de la fuente del magma o partes de la roca huésped. Estos materiales pueden ser disueltos en el magma caliente y así diferenciar su composición y darse una variedad textural en las rocas cuando el magma se solidifica.



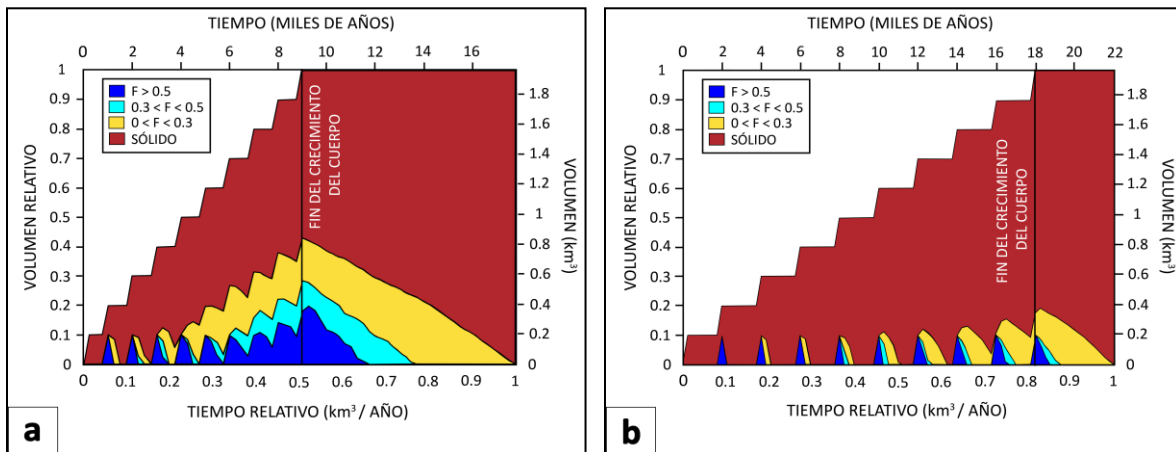
**Figura 3.** Esquema de la zona caliente que muestra la generación de fundido residual y cortical, así como el emplazamiento de *sills* a niveles más someros (Tomado de Annen *et al.*, 2006).

### 2.2.1 TASAS DE EMPLAZAMIENTO Y FLUJO DE MAGMA

Para desarrollarse un reservorio magmático o una cámara magmática y producirse fundidos, los *sills* deben ser inyectados en la corteza a una tasa de emplazamiento promedio (m/año) y con un flujo de magma volumétrico (en m<sup>3</sup>/año). Actualmente, se estima una tasa de emplazamiento de 10<sup>-2</sup> m/año como el promedio para la acumulación de grandes volúmenes de magma y un flujo de magma promedio de 10<sup>-2</sup> km<sup>3</sup>/año (Annen, 2009). Según las simulaciones numéricas de Annen (2009) un flujo de magma que se mantiene o disminuye (< 10<sup>-2</sup> km<sup>3</sup>/año) se genera enfriamiento y

un plutón se forma. En cambio, con un alto flujo de magma ( $> 10^{-2} \text{ km}^3/\text{año}$ ) podría desarrollarse una cámara magmática. Esto implica tasas rápidas de acumulación de magma que resulta en una maduración térmica más las condiciones favorables podrían alimentar grandes erupciones de caldera de colapso (Annen, 2009, Annen *et al.*, 2015) y producir grandes volúmenes de material ignimbrítico ( $> 450 \text{ km}^3$ ; Annen, 2009; Annen *et al.*, 2006, 2015). Sin embargo, un flujo de magma no puede mantenerse constante, sino puede aumentar o disminuir con el tiempo (Lipman, 2007).

El modelo de simulación realizado por Annen *et al.* (2015) muestra el enfriamiento conductivo de un cuerpo ígneo que crece mediante la acreción de *sills*. Este crecimiento depende de la tasa de acreción y de las proporciones de fracciones fundidas (F). En el modelo, el tamaño del cuerpo ígneo corresponde a las distintas proporciones de sólido ( $F = 0$ ), altamente cristalino ( $F < 0.3$ ), *mush* ( $0.3 < F < 0.5$ ) y líquido ( $F > 0.5$ ), las cuales se observan en las Figuras 4a, b. Cuando el suministro de magma se detiene el cuerpo ígneo se solidifica por completo. El espesor que llega alcanzar el cuerpo ígneo es de 1 km.



**Figura 4.** Simulación de un cuerpo ígneo conductivamente enfriado que muestra la influencia de las tasas de acreción y fracciones fundidas (F). Las estimaciones se realizaron con 10 *sills* de espesor de 100 m que fueron emplazados: a) Cada 1000 años (tasa de 10 cm/año). b) Cada 2000 años (tasa de 2 cm/año). La línea vertical indica que el suministro del magma se detuvo y se da una solidificación, por lo que se observan las distintas porciones del cuerpo ígneo. La temperatura utilizada es de *liquidus* de 900°C, *solidus* de 710°C y de la roca huésped de 150 °C (Tomado de Annen *et al.*, 2015).

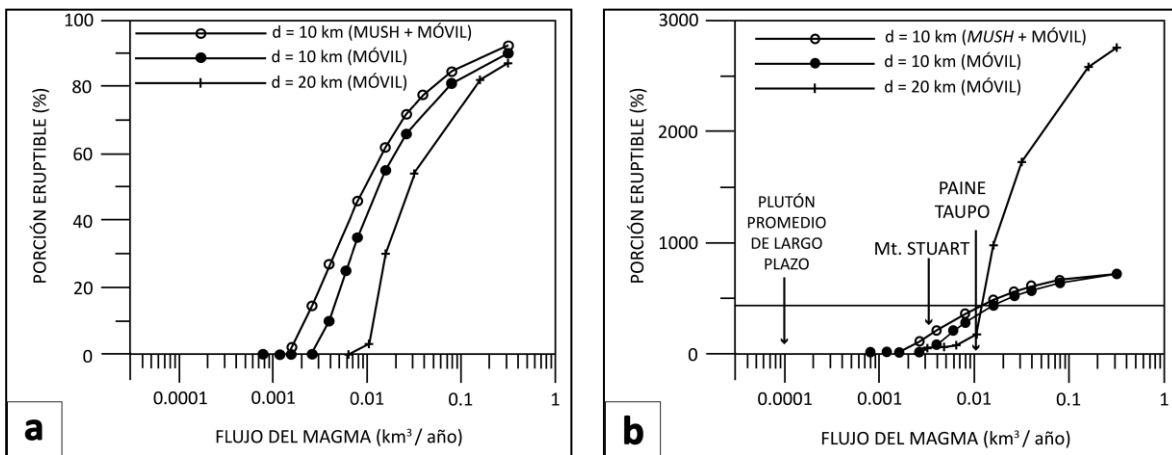
## 2.2.2 VOLÚMENES Y PORCIONES ERUPTIBLES DEL PLUTÓN

Annen (2009) explica un modelo de evolución del volumen móvil y de la porción eruptible de un plutón (*mush* de cristales y magma móvil). Los volúmenes de estas porciones dependen de la tasa de acreción y del diámetro del plutón (parámetros que conforman el flujo volumétrico de magma). En un tiempo de incubación (es el tiempo entre el emplazamiento de un primer *sill* que se enfría por



debajo del *solidus* y la generación del primer fundido silíceo; Annen *et al.*, 2006) el volumen móvil cae a cero. Con cada nueva inyección de magma, las temperaturas ascienden y se acumula magma móvil, de modo que el volumen aumenta con el tiempo. Con el incremento del magma, la porción móvil de plutón tiende a ser constante. Annen (2009) estima volúmenes de magma para un plutón de 10 km de diámetro y 10 km de espesor en el que es necesario que más del 50% del volumen de magma debe entrar en erupción para alimentar una supererupción ( $> 450 \text{ km}^3$ ). El porcentaje disminuye a 14% si el diámetro plutón es de 20 km.

El modelo numérico de Annen (2009) del crecimiento de un plutón por la acreción de *sills* implica acumular un gran volumen de magma eruptible ( $100 - 1000 \text{ km}^3$ ). En los modelos se observa el flujo de magma con respecto a las porciones móviles (Figura 5a) y a los volúmenes (Figura 5b). Las estimaciones se realizan con un flujo de magma de  $\sim 7.5 \times 10^{-2} \text{ km}^3/\text{año}$  para un *mush* y para un plutón de 10 km de espesor por acreción de *sills* de 10 y 20 km de diámetro y tasas de acreción de 1 m/año y 0.25 m/año. Si la porción eruptible alcanza un 80% representaría un *big magma tank* en mil años (Glazner *et al.*, 2004). Para un flujo de magma menor de  $10^{-2} \text{ km}^3/\text{año}$ , la porción eruptible es menos del 50% y se necesitaría un flujo de magma de  $10^{-2} \text{ km}^3/\text{año}$  como mínimo para la acumulación de volúmenes de magma para poder alimentar grandes erupciones de caldera de colapso. Este porcentaje disminuye si el flujo se ve limitado por el diámetro de los *sills* y la tasa de acreción. En cambio, con los flujos de magma de  $10^{-3} \text{ km}^3/\text{año}$  o menores no crece una cámara magmática. La Figura 5b muestra ejemplos de estimaciones de flujo de magma para un plutón promedio, Intrusivo *Mt. Stuart*, Lacolito Torres de Paine y la erupción de *Oranui* del Volcán Taupo.



**Figura 5.** Gráficas de: a) Flujo de magma en relación con la porción eruptible (%) donde se observan los distintos porcentajes para un *mush* ( $d=10 \text{ km}$ ) y plutones ( $d=10$  y  $20 \text{ km}$ ). b) Flujo de magma en relación a los volúmenes de estimaciones registradas para un plutón promedio de largo plazo, el Intrusivo *Mt. Stuart* y Lacolito Torres de Paine y la erupción de *Oranui* del Volcán Taupo (Tomado de Annen, 2009).

### 2.2.3 TASAS DE PRODUCCIÓN

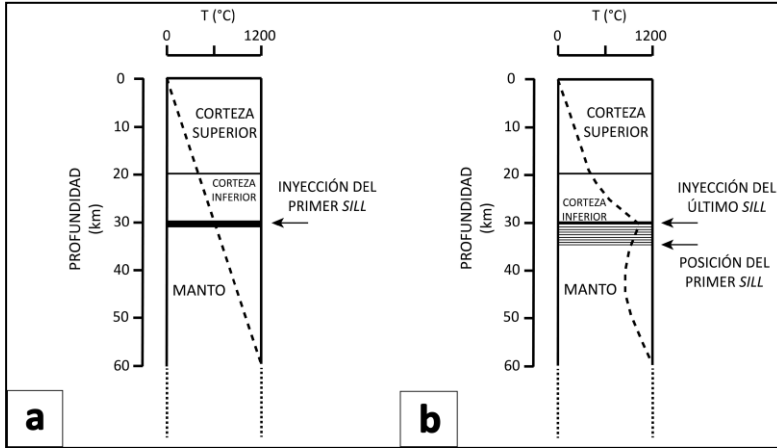
Según los modelos de Annen *et al.* (2006), la eficiencia de un sistema magmático en la generación del fundido y las tasas de producción de fundido residual y cortical (dependen de la tasa de emplazamiento; m/año).

La productividad del fundido (es el espesor del fundido residual o cortical acumulado dividido entre el espesor total del *sill* inyectado en el sistema; Annen *et al.*, 2006) muestra que la generación del fundido residual es más eficiente cuando se forma a profundidad, en contraste con niveles más someros. Asimismo, la tasa de producción aumenta con el tiempo por las inyecciones de magma que incrementan el fundido residual. En cambio, la productividad del fundido cortical se ve limitada por el espesor de la corteza y por la difusividad del calor. Esto se debe a que la corteza se funde parcialmente por las inyecciones de magma, pero el calor que se produce se transfiere por conducción que provoca un enfriamiento y el fundido cortical disminuye (Annen *et al.*, 2006).

### 2.2.4 MADURACIÓN TÉRMICA

En un sistema donde se inyectan *sills*, los primeros que se emplazan en la corteza fría rápidamente se enfrían y se solidifican. Con el tiempo, los sucesivos *sills* transfieren un calor latente y la temperatura del sistema aumenta progresivamente, lo que resulta en un proceso de maduración térmica. Es decir, una porción con un alto flujo de magma basáltico (*mantle power input*) da lugar a la formación de un sistema magmático (de Silva *et al.*, 2006).

Un cuerpo magmático térmicamente maduro que crece gradualmente precalienta las paredes de la roca huésped durante un tiempo de incubación, sin nuevas inyecciones de *sills* la temperatura permanece constante (Figura 6a). Sin embargo, al seguir con las continuas inyecciones de *sills* y si la anomalía térmica anterior no ha decaído podría dar lugar a una región preferente para renovar la fusión parcial. Por lo tanto, la temperatura puede aumentar o disminuir ya que depende de las inyecciones de *sills* (Figura 6b).



**Figura 6.** Esquemas de *sills* de basalto emplazados a profundidad y se puede observar en: a) La temperatura permanece constante en un tiempo de incubación y sin suministro de nuevo magma. b) La temperatura varía con el suministro de magma (*sills*; Tomado de Annen *et al.*, 2006).

### 2.3 CALDERAS VOLCÁNICAS Y SU RELACIÓN CON BATOLITOS

Los grandes campos silíceos formados por las erupciones de grandes volúmenes de ignimbritas asociados a calderas de colapso, son la expresión superficial de batolitos en profundidad (Lipman, 2007; de Silva y Gosnold, 2007). Estas ignimbritas se vinculan a grandes volúmenes de magma que son la evidencia de cuerpos magmáticos que se acumulan rápidamente en la corteza superior (Annen, 2009, Annen *et al.*, 2015). Por lo tanto, la naturaleza de las calderas de colapso y su relación con cuerpos batolíticos (Mills *et al.*, 2013) es objeto de debate para muchos investigadores (Coleman *et al.*, 2004; Glazner *et al.*, 2004, 2015; de Silva y Gosnold, 2007; Lipman, 2007; Bachmann *et al.*, 2007; Bachmann y Bergantz, 2008; Annen, 2009, 2011, Annen *et al.*, 2015; Mills *et al.*, 2013).

Las calderas son estructuras volcánicas de dimensiones generalmente grandes (1000 - 3000 km<sup>2</sup>; Bachmann y Bergantz, 2008) que se forman por el colapso o el hundimiento del techo de la cámara magmática durante o después de un evento eruptivo (Cole *et al.*, 2005) que generan grandes volúmenes de material ignimbrítico (100 - 1000 de km<sup>3</sup>; de Silva *et al.*, 2006; Mills *et al.*, 2013). En cambio, los batolitos son el resultado de la amalgamación de varios cuerpos plutónicos relacionados espacialmente y temporalmente y de volumen variable que individualmente pueden ser compuestos (Lipman, 2007; de Silva y Gosnold, 2007).

El estudio de las grandes erupciones silíceas consiste en el hecho que pueden suceder instantáneamente y registrar las condiciones de la cámara magmática. Mientras, los plutones conservan una evidencia de la evolución magmática (Bachmann *et al.*, 2007; Lipman, 2007).

### 2.3.1 IGNIMBRITAS Y BATOLITOS

Los episodios de grandes erupciones silíceas conocidas como ignimbritas “*flare-up*” (>1000 km<sup>3</sup>) son representadas en grandes campos volcánicos silíceos de extensiones de 10 000 km<sup>2</sup> (de Silva *et al.*, 2006). Algunos autores (Hildreth, 1981; Lipman, 2007) mencionan que estos episodios de material ignimbrítico sugieren que los batolitos se construyen durante estos eventos.

Las llamaradas de ignimbritas (*flare-ups*) con una afinidad espacio-temporal son el resultado de la evolución termomecánica de la corteza (de Silva *et al.*, 2006). Es decir, la maduración térmica y mecánica implica la entrada de un alto flujo de magma máfico (*mantle power input*) en la corteza (de Silva *et al.*, 2006; Annen *et al.*, 2006; Mills *et al.*, 2013) en respuesta se desarrolla un sistema magmático (de Silva *et al.*, 2006) que resulta en un incremento de la tasa de producción de magma silíceo y de la tasa de intrusión (emplazamiento; Annen *et al.*, 2006). Mientras que, a una baja tasa de producción de magma dominarían la formación de plutones (Glazner *et al.*, 2004; Bachmann *et al.*, 2007; Annen *et al.*, 2015).

Mills *et al.* (2013) señalan que las relaciones químicas y de temporalidad entre las ignimbritas y los batolitos permite evaluar la separación líquido-cristal en un proceso de diferenciación magmática mediante el estudio geoquímico de las rocas volcánicas y plutónicas. Los magmas silíceos (granitos y riolitas) pueden formarse por procesos de cristalización fraccionada y por fusión parcial. Este último se ha considerado como otro proceso del cual se forman las rocas volcánicas de alto sílice (Glazner *et al.*, 2015). Para conocer las características de temporalidad se han utilizado la geocronología en rocas volcánicas y plutónicas. Algunas dataciones son realizadas por método radiométrico U-Pb en zircón (mineral que sobrevive a eventos anatéticos). Este mineral permite conocer diferentes edades cuando presenta una zonación composicional y textural (Glazner *et al.*, 2015) que indican la historia de su crecimiento y reabsorción. Por lo tanto, los zircones guardan la información durante eventos magmáticos que dan origen a las rocas volcánicas y plutónicas (Miller *et al.*, 2007).

### 2.3.2 EVIDENCIAS DE LA RELACIÓN GENÉTICA ENTRE CALDERAS Y BATOLITOS

El estudio de la relación entre las calderas y los batolitos ha llevado a algunos autores reconocer características similares y diferencias que comparten ambos sistemas (Bachmann *et al.*, 2007). Estas características pueden ser evidencias petrográficas, geoquímicas, isotópicas, entre otras. Los rasgos petrográficos de las rocas volcánicas y plutónicas presentan fases minerales similares, pero difieren

en sus abundancias modales, así como en el tamaño de los cristales. Las rocas volcánicas presentan líquido enfriado y minerales pequeños con una abundancia menor de feldespato alcalino y cuarzo, en comparación a las rocas plutónicas (Bachmann *et al.*, 2007). Los minerales anhidros (piroxenos) se encuentran en mayor abundancia en las rocas volcánicas, debido a que solidifican rápidamente y se preservan estos minerales. En cambio, los minerales hidratados (anfíboles, micas) son más comunes en las rocas plutónicas. Bachmann *et al.* (2007) explican que el fundido residual rico en H<sub>2</sub>O y a una baja temperatura favorece la formación de fases minerales hidratadas e indica que tuvieron tiempo para formarse, ya que el enfriamiento es lento en rocas plutónicas.

Según Bachmann *et al.* (2007) los rasgos geoquímicos en rocas volcánicas y plutónicas abarcan rangos similares de una composición en roca total de < 45 a > 75% wt. de SiO<sub>2</sub>. Aunque, las rocas plutónicas pueden presentar bajo contenido de SiO<sub>2</sub>, debido a la influencia de enclaves y diques máficos. En relación a la afinidad geoquímica, la cristalización fraccionada es una de las firmas geoquímicas que presentan frecuentemente las rocas volcánicas, con características marcadas de empobrecimiento en elementos compatibles y enriquecidas en elementos incompatibles en comparación con las rocas plutónicas. En cambio, las aplitas y leucogranitos presentan una firma de fraccionamiento cristalino extremo. En Glazner *et al.* (2015) mencionan que la cristalización fraccionada no necesariamente es el proceso que da origen a las rocas volcánicas y plutónicas, sino también la fusión parcial de la corteza (media-superior) es otro proceso que atribuye la formación de magmas silíceos. En cuanto a las relaciones isotópicas de las rocas volcánicas y plutónicas tienen un rango similar, sí se encuentran relacionadas espacial y temporalmente (de Silva *et al.*, 2006; Bachmann *et al.*, 2007).

Otros tipos de estudios están relacionados a la sísmica, gravedad y magnetoteléurico, los cuales se han utilizado como evidencias que revelan la existencia de zonas fundidas que favorecen la formación de plutones o *mush* de cristales que subyacen grandes calderas y campos volcánicos silíceos, como: el Complejo Volcánico Altiplano-Puna, Yellowstone, Long Valley, Toba, entre otros (Bachmann *et al.*, 2007).

Hildreth (1981) describe las grandes provincias volcánicas silíceas ricas en cristales y flujo de ceniza laminar conocidas como *Monotonous Intermediates*. Estas unidades volcánicas son interpretadas como evidencias de “grandes *mushes* magmáticos” en las cámaras magmáticas (Bachmann *et al.*, 2007). Un *mush* es un marco rígido de cristales y líquido intersticial (Hildreth, 2004). En Bachmann y Bergantz (2008) describen al *mush* como cuerpo magmático que contiene 45 - 50% vol. de cristales

y llega a ser eruptible. Según Bachmann *et al.* (2007) las características mineralógicas y texturales de *Monotonous Intermediates* concuerdan con las de algunos plutones por la presencia de glomerocristales y cúmulos de multiminerales. La hornblenda y titanita son minerales raros en ignimbritas pobres en cristales, pero están en una alta abundancia en *Monotonous Intermediates* y llegan a ser minerales comunes en batolitos granodioríticos. Asimismo, en los plutones hay una alta abundancia de feldespato potásico y cuarzo en comparación a los *Monotonous Intermediates*, aunque en esta última ocurre la cristalización de fundido intersticial con un alto SiO<sub>2</sub>. La relación en cuanto a sus dimensiones, los batolitos y *Monotonous Intermediates* presentan una similitud debido al hecho de que la caldera de colapso durante erupciones imita las formas de los plutones que suelen tener el mismo largo y ancho. Esto hace que dichas calderas proporcionen una aproximación horizontal de una cámara magmática (Bachmann y Bergantz, 2008) y permiten estimar el espesor de la parte erupcionada de la cámara magmática al calcular el volumen de la erupción (volumen total de la erupción / superficie de la caldera; km<sup>3</sup>/ km<sup>2</sup>; Bachmann *et al.*, 2007).

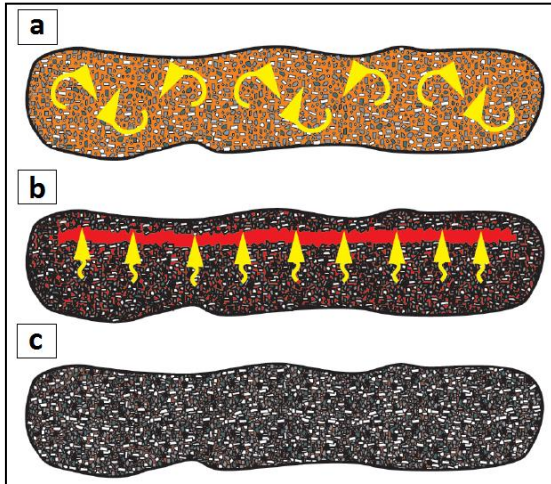
#### 2.4 NUEVOS MODELOS Y CONCEPTOS DE LAS CÁMARAS MAGMÁTICAS SILÍCICAS

El suministro de energía en un sistema magmático silícico se lleva a cabo a través de la entrada de magma máfico del manto en la corteza (de Silva *et al.*, 2006; Annen *et al.*, 2006; Mills *et al.*, 2013). Una vez que el flujo magmático entra a una cámara magmática o reservorio surgen varios procesos que pueden generar magmas silícicos. Varios autores proponen modelos aplicados a sistemas magmáticos silícicos (Mills *et al.*, 2013) donde describen su formación y características.

Las grandes erupciones volcánicas explosivas muestran una conexión de lo que sucede con los cuerpos magmáticos que se encuentran entre los 5 - 15 km de la corteza. En un reservorio, el comportamiento del magma es afectado por el porcentaje de partículas sólidas (cristales) presentes, además de factores como la presión, temperatura y composición química. La cantidad de cristales en los cuerpos magmáticos puede variar en porcentaje (Bachmann y Bergantz, 2008). Una cámara magmática se puede formar cuando el magma eruptible almacenado tiene una fracción en cristales < 50%, mismo que puede fluir. En cambio, un *mush* es una esponja magmática que contienen una fracción en cristales > 50% (Bachmann y Bergantz, 2008). Este *mush* forma un marco cristalino rígido que contiene líquido intersticial que puede ser móvil (Hildreth, 2004).

En el modelo de evolución de un reservorio magmático (*mush*) propuesto por Bachmann y Bergantz, 2008) un magma almacenado que contiene una fracción menor en cristales (< 45% vol. de cristales),

las corrientes de convección en la cámara magmática distribuyen de manera homogénea los cristales. Con la ausencia de convección y una fracción intermedia en cristales (~ 45 - 60% vol. de cristales) ocurre separación líquido-cristal de manera eficiente. En cambio, un magma con una fracción mayor en cristales (~ 65% vol. de cristales) se vuelve viscoso. Por lo tanto, la separación de los cristales del líquido ocurre solo por compactación, aunque la separación líquido-cristal es muy lenta (escala de tiempo geológico) en estos sistemas (Figura 7).

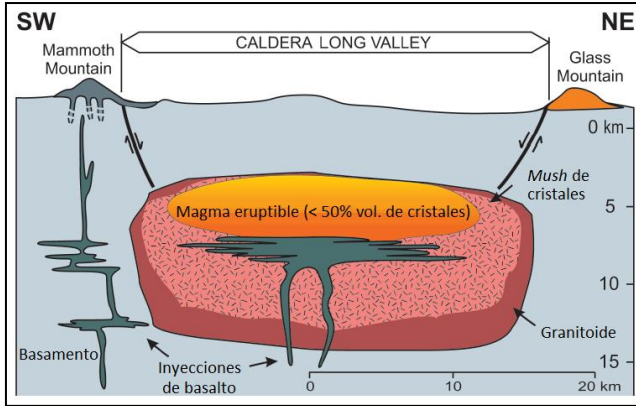


**Figura 7.** Esquema de la evolución de un reservorio magmático (*mush*): a) Etapa de baja cristalinidad (< 45% vol. de cristales): los cristales están en suspensión por las corrientes de convección. b) Etapa de intermedia cristalinidad (~ 45 - 60% vol. de cristales): la ausencia de la convección y la alta permeabilidad favorecen la separación líquido-cristal. c) Etapa de alta cristalinidad (> 60% vol. de cristales): hay una alta viscosidad del fundido que es extraído por compactación (Tomado de Bachmann y Bergantz, 2008).

Actualmente, el modelo de Bachmann y Bergantz (2008) explica varios de los procesos dinámicos del magma y la extracción del líquido intersticial que ocurren en el *mush* de cristales. Este modelo se describe a continuación.

#### 2.4.1 MODELO DEL MUSH

El modelo del “*mush*” (Figura 8) de Bachmann y Bergantz (2008) se caracteriza por una fracción de cristales (~ 45 - 65% vol. de cristales) donde existe una eficiente separación de cristales y líquido intersticial. Bachmann y Bergantz (2008) señalan que los cuerpos de *mush* tienen bajo *ratio aspect* (ancho/longitud) que limita la distancia en la que el líquido tiene que viajar hacia arriba. Estos *mush* sobreviven en la corteza superior durante > 100 000 años que es el tiempo suficiente para que se produzca la extracción del líquido. En los grandes sistemas magmáticos se forma una capa riolítica rica en líquido (en miles de años) encima de *mush*. Por lo tanto, la extracción del líquido intersticial y/o la agitación de la capa riolítica por las corrientes de convección lentas puede producir gradientes continuos en la composición y en la fracción de cristales.



**Figura 8.** Diagrama esquemático de la caldera de Long Valley, California, donde se observa el magma eruptible (< 50% vol. de cristales) y el *mush* de cristales (Tomado de Bachmann y Bergantz, 2008).

Las ignimbritas clasificadas de acuerdo con su composición química y con base al modelo del *mush* de Bachmann y Bergantz (2008), presentan las siguientes características:

- Grupo 1. Son ignimbritas que presentan una zonificación gradacional debido a la erupción de depósitos tempranos y tardíos. Estas erupciones inician con fundidos riolíticos pobres en cristales, los cuales forman la base de los depósitos y finalizan con depósitos ricos en cristales y menos diferenciados. Estos son productos comunes en supererupciones.
- Grupo 2. Son ignimbritas que no tienen gradación composicional y se subdividen en riolitas pobres en cristales y en dacitas ricas en cristales (45% vol. de cristales y 65 - 70% de SiO<sub>2</sub>). Estas últimas, son consideradas como la erupción del *mush* por sus grandes volúmenes y por su alto contenido de cristales
- Grupo 3. Son ignimbritas de erupciones más pequeñas (10 - 100 km<sup>3</sup>). Entre los depósitos tempranos y tardíos se muestran brechas. Estas erupciones comienzan con riolitas pobres en cristales y cambian abruptamente a ricas en cristales con composiciones menos diferenciados.

Según Bachmann y Bergantz (2008) el origen de los grupos 1 y 3 se debe a la mezcla de magmas en la cámara magmática y puede llevar a la zonificación química. La composición diversa de estas ignimbritas en los depósitos tempranos y tardíos se debe al fraccionamiento líquido-cristal (diferenciación *in situ*) en el reservorio magmático. La transición abrupta del grupo 3 ocurre cuando la cima del *mush* rico en cristales bajo la capa riolítica es golpeada durante una erupción lo que lleva a depósitos de pobres a ricos en cristales. Los autores señalan que el grupo 1 y 3 representarían la etapa de madurez del *mush*, mientras que el grupo 2 representa una etapa inmadura o de reactivación del *mush*. Este último grupo de ignimbritas se forman por la erupción del *mush* sin una capa riolítica. Según Bachmann y Bergantz (2008) la ausencia de zonación en estas ignimbritas requirió de la agitación magmática para mantener los cristales en una suspensión homogénea (sin



capa riolítica) o la re-digestión de la capa riolítica borrando el estado de extracción. Las riolitas homogéneas pobres en cristales se formarían por la agitación convectiva, debido al calor proveniente de la entrada de nuevos magmas a la cámara magmática.

Bachmann y Bergantz (2008) explican como un *mush* de cristales y los factores desencadenantes pueden generar una erupción. Los desencadenantes pueden ser internos y externos. Los primeros son los mecanismos de sobrepresurización, tales como: líquido saturado en gases y burbujas y la entrada de nuevo magma. Los segundos se refieren a los esfuerzos tectónicos que actúan sobre las cámaras magmáticas. Los autores mencionan que la entrada de magma puede rejuvenecer el *mush* rico en cristales, el caso contrario sin el suministro de magma se vuelve muy viscoso y no fluye, por lo tanto, no entraría en erupción. Los pulsos de magma pueden añadir calor y gases que resulta en una refusión de la red cristalina. Con la adición del nuevo magma a la cámara magmática y el líquido proveniente de la refusión conlleva a un mayor volumen y a una sobrepresurización (saturación de gases) esto puede superar los esfuerzos de las rocas huésped y así desencadenar una erupción.

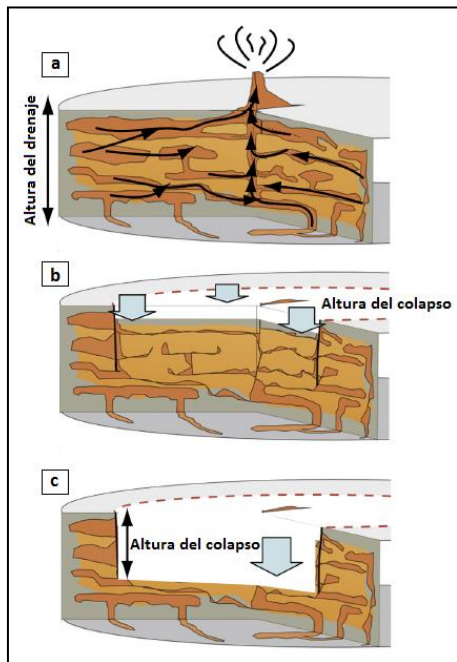
#### **2.4.2 MODELO DE UN RESERVORIO MAGMÁTICO COMPLEJO Y LA FORMACIÓN DE UNA CALDERA DE COLAPSO**

Nuevos modelos han sido desarrollados para explicar los eventos de erupción del magma provenientes de reservorios magmáticos complejos. Las nuevas consideraciones sobre los sistemas magmáticos silícicos muestran que grandes volúmenes de fundido se pueden acumular rápidamente en varios lentes de magma que intervienen para la generación de erupciones de material ignimbrítico asociado a las calderas de colapso (Cashman y Giordano, 2014).

El modelo de Cashman y Giordano (2014) describe un reservorio magmático complejo (Figura 9) compuesto de *sills* o lentes de fundido (alimentados por diques) distribuidos principalmente en una disposición lateral y vertical. Los lentes pueden ser conectados formando un solo cuerpo magmático. La extracción del fundido acumulado de los lentes provoca el debilitamiento de la estructura cristalina (*mush*), aunado a factores externos (geometría y espesor del reservorio y las propiedades mecánicas de las rocas del techo) da lugar a la formación de una caldera de colapso.

Cashman y Giordano (2014) explican en su modelo que no se requiere largos períodos de tiempo para la acumulación de un gran volumen de magma eruptible. Esta acumulación se debe a la entrada de nuevo magma (y fases volátiles) en forma de diques o por la conexión rápida de lentes de magma aislados. Con altos volúmenes de magma se puede generar una sobrepresión magmática que

representa un desencadenador interno y en adición el desencadenador externo como las fallas generadas por la inestabilidad de las rocas de techo permitirán dar origen a una erupción. Otro mecanismo al que le atribuyen a una rápida extracción de magma es la compactación del reservorio originado por esfuerzos tectónicos. Cabe señalar que, la extracción del magma eruptible forma una caldera de colapso. Los productos eruptivos que generan estas estructuras volcánicas son depósitos ignimbríticos ricos en cristales y ceniza como los *Monotonous Intermediates* (Hildreth, 1981) y depósitos ignimbríticos pobres en cristales. Estos depósitos *Monotonous Intermediates* evidencian la evacuación total de magma del reservorio, mientras que los depósitos ignimbríticos pobres en cristales son la evidencia de la evacuación de solo una parte del magma acumulado (volumen crítico) como se representa en el modelo de Cashman y Giordano (2014).



**Figura 9.** Diagrama esquemático de un reservorio complejo y la formación de una caldera de colapso. a) Extracción del magma de los lentes que conforman el reservorio (profundidad de drenaje) y su migración en forma lateral y vertical. b) El colapso se da por la extracción del magma que debilita el marco cristalino. La altura del colapso es menor que la profundidad de drenaje (en erupciones pobres en cristales). c) El *mush* de cristales es evacuado completamente. La altura de colapso es igual a la altura de drenaje (en erupciones de *Monotonous Intermediates*; Tomado de Cashman y Giordano, 2014).

## CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

### 3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO - REGIONAL

La provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS) está constituida por rocas volcánicas y plutónicas de edades que van del Cretácico tardío al Mioceno medio, y se encuentran distribuidas desde los estados de Jalisco hasta Oaxaca (de Cserna y Fries, 1981; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999, 2007, 2017; Ferrari *et al.*, 2014). De acuerdo con su distribución y sus características petrológicas se distinguen dos cinturones semi-paralelos a la margen continental actual (Morán-Zenteno *et al.*, 1999, 2017). Uno de los cinturones está conformado por una cadena de batolitos e intrusivos de composición predominantemente silícica. Estas rocas se distribuyen a lo largo de una franja cercana a la línea de la costa del Pacífico y son expuestos debido a un rápido levantamiento desde el Oligoceno (Morán-Zenteno *et al.*, 1996). El otro cinturón corresponde a centros volcánicos aislados de edades del Eoceno al Oligoceno que varían en composición de andesitas a riolitas (Morán-Zenteno *et al.*, 1999, 2007; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Ferrari *et al.*, 2014). Estos centros volcánicos abarcan una extensión de 600 km. (Morán-Zenteno *et al.*, 2004) y se encuentran entre la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y el cinturón de batolitos. Tanto, el segmento de rocas volcánicas como el segmento de batolitos fueron originados durante la subducción de la placa de Farallón a lo largo del margen continental del Pacífico (Ratschbacher *et al.*, 1991; Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 1999, 2005).

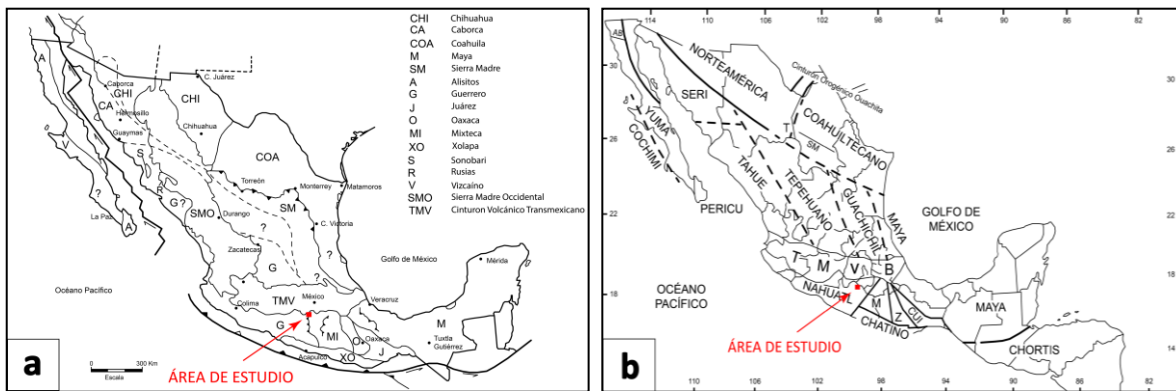
Varios autores sugieren que el truncamiento continental (Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996) y el patrón de migración del magmatismo hacia el SE, se debe al desplazamiento del Bloque Chortis (Keppie y Morán-Zenteno, 2005). Mientras que, la extinción del magmatismo de la SMS durante el Eoceno-Oligoceno, lo asocian con un cambio de ángulo de la placa que se subduce (Ratschbacher *et al.*, 1991; Morán-Zenteno *et al.*, 1996, 1999). Revisiones posteriores han contribuido a generar nuevas hipótesis (Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Keppie *et al.* 2009). La reaparición del magmatismo durante el Mioceno tardío da lugar a la FVTM, definida como un arco magmático con una orientación preferencial E - W y una posición oblicua con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Uno de los centros volcánicos de la SMS más ampliamente estudiado es el de Tilzapotla, el cual es caracterizado por la presencia de una caldera de colapso que se encuentra contenida en la

estructura cómica-elíptica (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Esta estructura cómica contiene también el plutón de Coxcatlán, y cuya formación parece estar conectada a los episodios magmáticos que dieron origen a la caldera de Tilzapotla (Martiny *et al.*, 2013).

### 3.2 GEOLOGÍA DEL BASAMENTO

El área de estudio se encuentra en la Plataforma Guerrero-Morelos definida como una provincia geológica de la cual se desconoce la naturaleza de su basamento (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). La Plataforma Guerrero-Morelos cubre los terrenos Mixteca y Guerrero de Campa y Coney (1983; Figura 10a); siendo los terrenos Mixteco y Náhuatl en las divisiones de Sedlock *et al.* (1993; Figura 10b). El límite entre los terrenos Mixteca y Guerrero varía considerablemente debido al hecho de que ambos terrenos son delimitados por fallas y ha sido objeto de debate por varios autores (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Centeno-García *et al.*, 2008).



**Figura 10.** a) División de terrenos tectonoestratigráficos modificado de Campa y Coney (1983). b) División de terrenos tectonoestratigráficos modificado de Sedlock *et al.* (1993). En ambos mapas se muestra el área de estudio.

Algunos autores consideran el límite tectónico entre el Terreno Mixteca y el Terreno Guerrero es considerado como una falla laramídica caracterizada como una cabalgadura y es denominada Falla Teloapan-Pachivia (Campa-Uranga *et al.*, 1983; Mendoza y Suastegui, 2000; Cerca *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008). Esta falla es considerada por otros autores como una estructura cortical que no representa un límite tectónico importante (Lang *et al.*, 1996; Cabral-Cano *et al.*, 2000). En cambio, Sedlock *et al.* (1993) consideran que la Falla Papalutla es el límite tectónico entre los terrenos Mixteco y Náhuatl. Estos autores sugieren que el límite tectónico entre ambos terrenos no se encuentra expuesto, o bien podría estar cubierto por la Plataforma Guerrero-Morelos.

Existen trabajos que proporcionan información sobre el basamento no expuesto de la Plataforma Guerrero-Morelos. Algunos de estos trabajos son realizados por Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (1997) y Elías-Herrera *et al.* (1998) en los que mencionan la presencia de xenolitos metapelíticos en área de Pepechuca que sugieren la presencia de una corteza Pre-Mesozoica debajo del Terreno Guerrero. En un estudio reciente, Ortega-Gutiérrez *et al.* (2012) realizan un análisis petrológico de xenolitos contenidos en el cuerpo trondhjémítico Miocénico de Chalcatzingo (Gómez-Tuena *et al.*, 2008). Los autores reconocen xenolitos aluminosos polimetamórficos de alta temperatura y de naturaleza profunda, que probablemente derivan de una corteza Proterozoica. Además, mencionan que dichos xenolitos muestran similitudes petrológicas con los xenolitos encontrados en Pepechuca (Terreno Guerrero) y en Puente Negro (Terreno Mixteca). Lo que apoya la idea de la Falla Papalutla como el límite tectónico entre los terrenos Mixteca y Guerrero.

El estudio geocronológico realizado en el plutón de Coxcatlán, Martiny *et al.* (2013) reporta datos de zircones heredados de 167 y 164 Ma. obtenidas por U-Pb, que interpretan como edades consistentes con las unidades del basamento en la región (Elías-Herrera *et al.*, 2000; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005, 2007) o por la asimilación de corteza sedimentaria. Por otra parte, González-Torres (2013) en el Campo Volcánico de Huautla (CVH) obtienen edades de zircones heredados de 141 y 134 Ma. por U-Pb mediante LA-MC-ICP-MS. El autor menciona que dichas edades son parecidas a la edad reportada por Elías-Herrera (2009) de 142 Ma. obtenida por U-Pb en el esquisto Tejupilco y a las edades reportadas por Talavera-Mendoza *et al.* (2007) de 131 Ma. para el esquisto de Taxco y 141 Ma. para la Roca Verde de Taxco el Viejo. Otras edades se reportan en Campa e Iriondo (2004) de 137 y 130 Ma. para el esquisto Taxco y 135 y 132 Ma. para la Roca Verde de Taxco el Viejo. Posteriormente, Campa *et al.* (2012) obtienen edades por U-Pb en zircón único mediante SHRIMP-RG de 137.1 y 135.6 Ma. para estas unidades. Esto lleva a algunos autores mencionar que las rocas del basamento no expuesto de la Plataforma Guerrero-Morelos este conformado en parte por el Terreno Guerrero.

### **3.2.1 TERRENO GUERRERO**

El Terreno Guerrero es uno de los terrenos más extensos en México (Campa y Coney, 1983), que parcialmente se encuentra cubierto por las rocas volcánicas de la FVTM. El segmento norte del terreno está cubierto por las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental y en el segmento sur, el basamento se encuentra ampliamente expuesto (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). Hacia el Este, está en contacto con el Terreno Mixteca (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

El Terreno Guerrero está constituido principalmente por secuencias vulcano-sedimentarias correspondientes a edades que van del Triásico tardío al Cretácico inferior. Estas secuencias presentan una afinidad tectono-magmática distinta de otras regiones vecinas, ya que cuenta con una estratigrafía, petrología y características geoquímicas e isotópicas particulares (Mendoza y Suastegui, 2000). Cabe señalar, que el origen y evolución de su basamento sigue siendo objeto de controversia (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini, 2009). Trabajos recientes confirman que el conjunto metamórfico del Tejupilco forma parte del basamento pre-Cretácico del Terreno Guerrero. En Elías-Herrera *et al.* (2000) reportan edades de zircones detríticos que indican edades entre Triásico temprano y el Jurásico tardío para el Esquisto de Tejupilco. Por su parte, Martini (2008) realiza un estudio estratigráfico, estructural y geocronológico en el que reporta edades de U-Pb en zircones de las unidades de Tzitzio y Tejupilco que sugieren que la sedimentación y deformación ocurrió entre el Triásico y Jurásico inferior.

El Terreno Guerrero se ha considerado como un terreno compuesto (Campa y Coney, 1983; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008) conformado por varios subterrenos según las divisiones realizadas por diferentes autores (Campa y Coney, 1983; Mendoza y Suastegui, 2000; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008). En este capítulo, solo se considerarán los subterrenos de Taxco-Taxco el Viejo, Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo que forman la parte sur del Terreno Guerrero y conforman la provincia geológica de la SMS.

### **3.2.2 TERRENO MIXTECA**

El Terreno Mixteca limita hacia el Norte con las rocas volcánicas de la FVTM (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2012), hacia el Sur por el sistema de fallas laterales con una componente izquierda llamada Chacalapa (zona de cizalla) con el Terreno Xolapa (Tolson, 2005). Hacia el Este, está en contacto con el Terreno Oaxaca (Zapoteco; Sedlock *et al.*, 1993) por falla lateral con una componente derecha transpresiva conocida como Falla de Caltepec (Ortega-Gutiérrez, 1992; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera *et al.*, 2007) y al Oeste con la Plataforma Guerrero-Morelos por medio de la Falla Papalutla interpretada como una cabalgadura (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

El basamento del Terreno Mixteca está conformado por las rocas polimetamórficas Paleozoicas del denominado Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978, 1981; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999, 2012; Campa y Coney, 1983). De acuerdo con su estratigrafía, el Complejo Acatlán está conformado por el Grupo Petlalcingo y Grupo Piaxtla que van desde edades del Ordovícico al Carbonífero (Ortega-

Gutiérrez, 1975; Nance *et al.*, 2007). Se caracterizan por presentar deformación extrema, metamorfismo de bajo a alto grado que van desde facies de esquistos verdes hasta facies de eclogita (alta presión) y migmatización. El Grupo Petlalcingo está constituido por rocas metasedimentarias como pizarras, filitas, esquistos (biotita, anfibolítico y cuarzofeldespático), gneises, cuarcitas y migmatitas. El Grupo Piaxtla se conforma por rocas eclogitizadas de origen oceánico y continental compuestas por protolitos máfico-ultramáfico, granítico, sedimentario y psammo-pelítico, además de rocas miloníticas (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999, 2012; Elías-Herrera *et al.*, 2007). La diversidad de nuevos datos paleontológicos y geocronológicos de las unidades del Complejo Acatlán obtenidas por varios autores (Keppie *et al.* 2004; Sánchez-Zavala *et al.*, 2004; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005) han llevado a modificar la tectonoestratigrafía del complejo (Nance *et al.*, 2007). Estas modificaciones han sido objeto de controversia debido a la historia estratigrafía y tectonotermal del Complejo Acatlán que proporciona un registro de la colisión de Laurentia-Gondwana. Algunas interpretaciones señalan que dicho complejo conserva vestigios del cierre de océano Iapetus (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Otras en cambio, sugieren que el Complejo Acatlán es vestigio que coincide con el océano Rhéico (Keppie y Ramos, 1999; Keppie, 2004).

El Complejo Acatlán es sobreyacido discordantemente por la cobertura de sedimentos marinos someros pertenecientes a la Formación Patlanoaya de edad del Mississípico inferior (Osageano) y las rocas sedimentarias continentales (capas rojas) de la Formación Matzitzí de edad del Pérmico temprano (Leonardiano). Estas formaciones presentan contenido fósil, no están metamorfizadas y se encuentran moderadamente plegadas (Weber, 1997; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). A estas formaciones le sobreyacen discordante sucesiones continentales y marinas del Jurásico inferior-medio, así como rocas carbonatadas y rocas clásticas del Jurásico superior y Cretácico. Sobre estas unidades se encuentran discordantemente secuencias continentales, volcánicas y cuerpos intrusivos del Terciario (Sedlock *et al.*, 1993). Las secuencias cretácicas que conforman la Plataforma Guerrero-Morelos son parte de la cubierta sedimentaria del Terreno Mixteca.

### **3.2.3 PLATAFORMA GUERRERO - MORELOS**

La provincia geológica en la que se encuentra ubicada el área del presente estudio es la denominada Plataforma Guerrero-Morelos (Fries, 1960; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992) que se extiende hacia los estados de Guerrero, Morelos y Puebla. Dicha provincia corresponde a la parte central de la SMS y limita hacia el Norte con la FVTM, al Sur con el Terreno Xolapa, hacia el Este con el Terreno Mixteca y al Oeste con el Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983).

La Plataforma Guerrero-Morelos se caracteriza por su gran exposición de rocas carbonatadas de edad cretácica formadas en un ambiente de plataforma somera, además de depósitos terrígenos post-turonianos (Hernández-Romano, 1997) y de rocas volcánicas intercaladas. La naturaleza de su basamento pre-Cretácico aún se desconoce y es objeto de debate para varios autores (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). De acuerdo con su estratigrafía, hacia la base se encuentra el Esquisto de Taxco de 137.1 Ma. y la Roca Verde de Taxco el Viejo de 135.6 Ma. (Campa *et al.*, 2012). Estas unidades son las más antiguas que afloran al oeste de dicha plataforma y han sido consideradas como parte del Terreno Guerrero por sus características litológicas. Aunque, se han reportado la presencia de xenolitos en las áreas de Chalcatzingo (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2012) y Pepechuca (Elías-Herrera *et al.*, 1998) de edades Proterozoica y Pre-Mesozoica, respectivamente.

Las secuencias cretácicas están conformadas por la Formación Zicapa (de Cserna *et al.*, 1980) formada por depósitos de gran espesor de capas rojas que incluyen conglomerados con intercalaciones de basaltos y algunas calizas (Hernández-Romano, 1997; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; Cerca-Martínez, 2004, Cerca *et al.*, 2007). Hacia el Oeste, la Formación Zicapa está ausente (Hernández-Romano, 1997) y se presenta la Anhidrita Huitzuco (de Cserna *et al.* 1980) constituida por depósitos evaporíticos formados en un ambiente de *sabkha*, es decir, en un ambiente marino somero (de Cserna *et al.*, 1980; Hernández-Romano, 1997; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; Cerca-Martínez, 2004, Cerca *et al.*, 2007). Al occidente de la anhidrita se encuentra la Formación Acahuizotla que se compone de calizas arcillosas y limolitas calcáreas (Fries, 1960; de Cserna, 1965; de Cserna *et al.*, 1980; Hernández-Romano, 1997; Cerca-Martínez, 2004, Cerca *et al.*, 2007). A esta formación se sobreponen la Formación Morelos considerada una sucesión plegada de calizas y dolomitas del Albiano-Cenomaniano. Estas rocas caracterizan la Plataforma Guerrero-Morelos por sus amplias exposiciones que alcanzan espesores de hasta ~ 1000 m, además de su contenido fósil (Fries, 1960). A estas calizas le sobreyace la Formación Cuautla (Fries, 1960), la cual ha sido interpretada como la unidad que corresponde al cambio gradual de rocas carbonatas a siliciclásticas (Cerca-Martínez, 2004). Con base al estudio bio-estratigráfico realizado por Hernández-Romano (1997) esta unidad es considerada como la transición de un ambiente marino a continental durante el Cenomaniano-Turoniano. Sobre la Formación Cuautla se encuentra la Formación Mexcala (Turoniano-Maastrichtiano) de un espesor de hasta ~1200 m constituida por capas interestratificadas de lutitas, limonitas, areniscas, lentes de conglomerados y capas de caliza,



además de presentar plegamiento. Su litología caracteriza a un *flysch* (Fries, 1960; de Cserna, 1965; Ontiveros, 1973; de Cserna y Fries, 1981). Recientemente, en un análisis sedimentológico de la Formación Mexcala en la región norte de la cuenca Taxco-Atlixac, Ocampo-Díaz y Guerrero-Suastegui (2018) diferencian facies características de abanicos submarinos relacionadas a transporte por flujos de masas por gravedad y a episodios de crecidas asociados a periodos de tormenta. Asimismo, interpretan que el relleno de la cuenca de tipo antifosa (*foredeep*) se efectuó por tres fases de sedimentación asociadas con procesos de colisión entre los terrenos Guerrero y Mixteca durante el Cenomaniano temprano al Turoniano tardío.

A las rocas cretácicas que conforman la Plataforma Guerrero-Morelos, le sobreyacen en discordancia las secuencias de rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo del Maastrichtiano y depósitos fluviales (capas rojas) del Grupo Balsas (Fries, 1960; de Cserna, 1965; Monter-Ramírez, 2004; Morán-Zenteno *et al.* 2007) del Paleógeno-Eoceno. Estas unidades presentan poca deformación y son cubiertas por rocas volcánicas de composición riolítica-andesítica (ignimbrita Tilzapotla, Formación Tepoztlán, Formación Buenavista, Formación Zempoala) y además se manifiestan cuerpos intrusivos. Dichas unidades volcánicas y plutónicas forman parte de la actividad magmática desarrollada en el Paleógeno.

Las estructuras que originó pliegues y fallas con orientaciones N - S y NE - SW en la Plataforma Guerrero-Morelos se relaciona con la deformación (acortamiento) provocado por el evento compresional laramídico ocurrido durante el Cretácico tardío al Terciario temprano (de Cserna, 1965; Hernández-Romano, 1997; Cerca *et al.*, 2007)

### **3.3 MAGMATISMO SILÍCICO PALEÓGENO DEL SECTOR NORTE - CENTRAL DE LA SIERRA MADRE DEL SUR**

Uno de los mayores pulsos de actividad volcánica silícica en la provincia de la SMS corresponde al segmento discontinuo de rocas volcánicas, que se extiende 600 km con una orientación NW - SE desde Michoacán hasta Oaxaca (Morán-Zenteno *et al.*, 1999). La actividad volcánica del Eoceno tardío y Oligoceno temprano que abarca los estados de Guerrero, Morelos y occidente de Oaxaca (Morán-Zenteno *et al.*, 2007, 2017). Para las regiones de Guerrero y Morelos se desarrollaron centros silícicos (Figura 11) asociados a estructuras de caldera de colapso y domos riolíticos que incluyen a: Huautla (González-Torres *et al.*, 2009, 2013), Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004), Taxco (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Hernández-Vargas *et al.* 2017), Las Paredes (Ramírez-Pérez, 2011),

La Goleta (Díaz-Bravo, 2008, Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011), San Vicente, Valle de Bravo, La Muñeca (Chapela-Lara, 2008) y Nanchititla (González-Cervantes, 2007). Para el noroeste de Oaxaca, se encuentran volcanes compuestos y centros monogenéticos de composiciones intermedias (Martiny *et al.*, 2000).

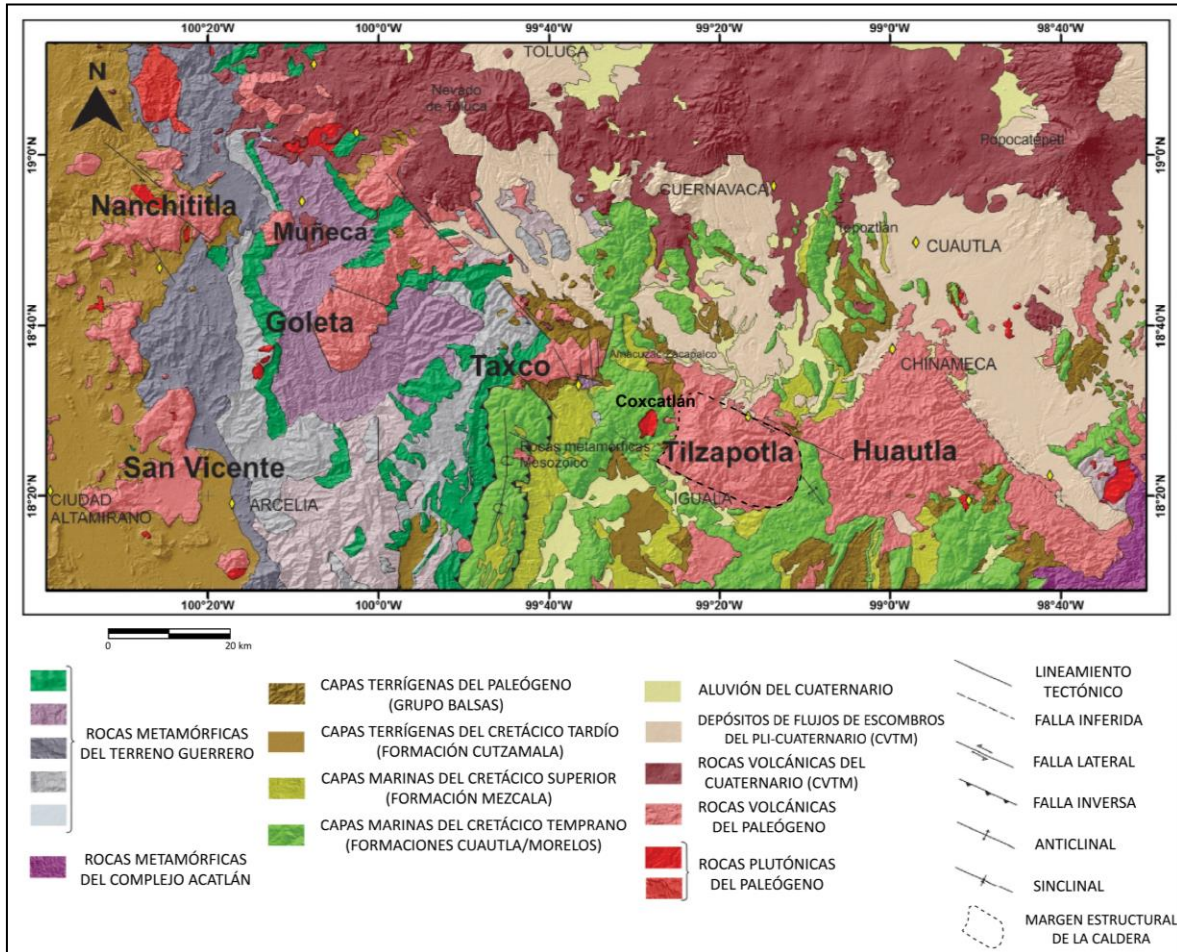
Por otra parte, los centros volcánicos de la parte norte de la SMS se les relacionan a regímenes de deformación dadas por fallas laterales izquierdas con tendencias N - S y NW - SE (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004, 2007, Cerca *et al.*, 2007), asociadas a la deformación de la Orogenia Laramide durante el Maastrichtiano-Paleoceno (González-Partida *et al.*, 2003).

En un estudio petrogenético, Mori *et al.* (2012) interpretan las sucesiones volcánicas de Eoceno tardío-Oligoceno temprano del sector norte-centro del SMS como una expresión superficial de una maduración termomecánica progresiva de la corteza, conducida por calor sostenido y la entrada de un alto flujo de magma proveniente del manto (*mantle power input*). Dichos autores sugieren que este proceso contribuyó al desarrollo de la gran actividad magmática en el Eoceno para las regiones desde Michoacán hasta Puebla. Hacia la parte noroeste de Oaxaca, la actividad magmática fue restringida debido a las características litológicas de la corteza inferior relacionadas a un basamento antiguo y refractario que evitó la maduración térmica de la corteza y limitó la evolución magmática para esa región.

Tilzapotla es una de las áreas más estudiadas por sus características petrológicas, geoquímicas, isotópicas y estructurales relacionadas al vulcanismo silíceo del Terciario. El centro volcánico de Tilzapotla se caracteriza por la presencia de una caldera de colapso contenida dentro de una estructura cómica de forma elíptica (52 x 30 km) con una orientación NW - SE (Figura 11). Esta estructura es asociada a un gran volumen de ignimbritas silíceas denominada ignimbrita Tilzapotla de 34.3 Ma. Esta unidad fue generada durante el colapso de la misma caldera, asimismo se han reconocido facies de intra-caldera, extra-caldera, post-caldera y de resurgencia (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Cabe mencionar, que el evento explosivo que generó estas ignimbritas es uno de los más grandes reportados en México.

Otras estructuras asociadas a la caldera de Tilzapotla es la expresión de cuerpos intrusivos como el plutón de Coxcatlán, ubicado hacia el occidente de la estructura volcánica y el cual es el objeto central del presente estudio (Figura 11). El plutón de Coxcatlán presenta una composición granítica y se define dentro un rango de edades de 39.5 - 35.2 Ma. (Martiny *et al.*, 2013). Otras exposiciones

ígneas es el plutón de Chautle de composición máfica y de edad de 34.3 Ma., así como el intrusivo de Buenavista de 36.8 - 33.7 Ma. (Martiny *et al.*, 2013).



**Figura 11.** Mapa geológico de los campos volcánicos silíceos-intermedios del Paleógeno de la parte centro-norte de la Sierra Madre del Sur (Modificado de González-Torres *et al.*, 2013; Morán-Zenteno *et al.*, 2017).

## CAPÍTULO 4. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA CERCANA AL PLUTÓN DE COXCATLÁN

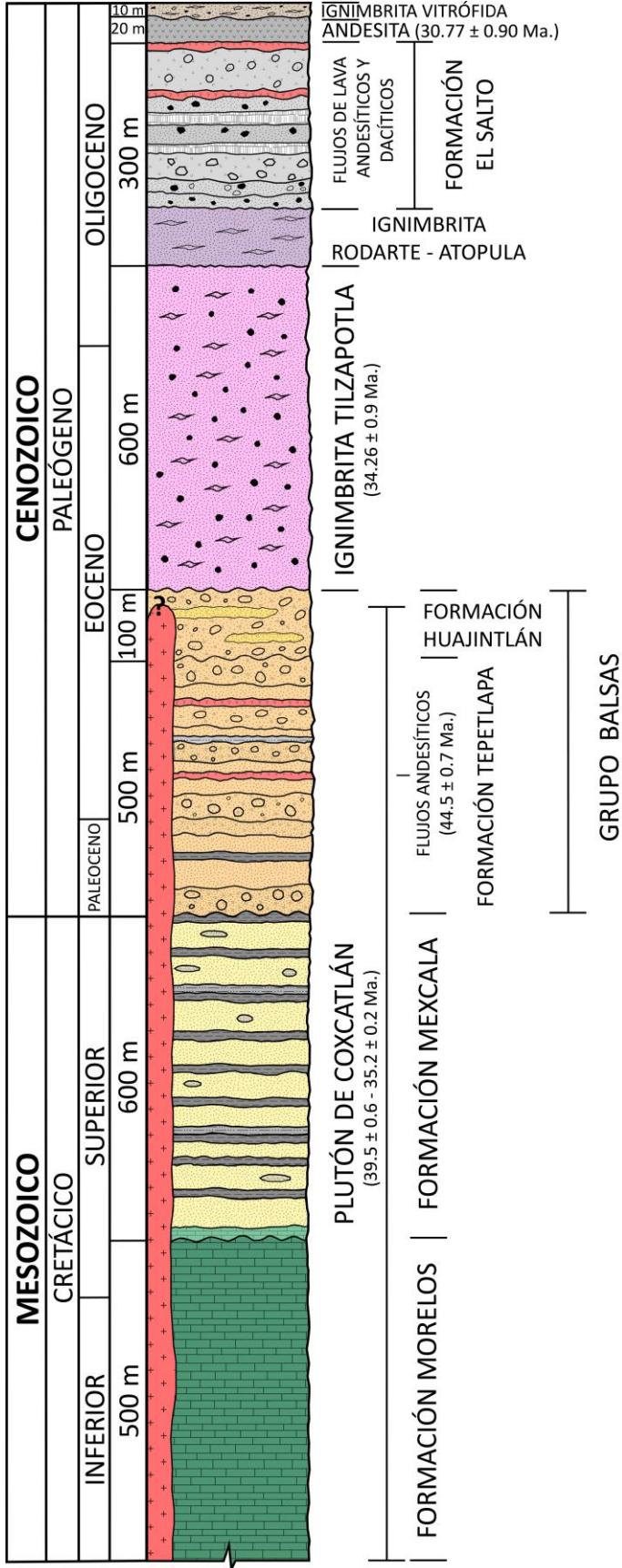
La estratigrafía del área de estudio está constituida principalmente por unidades volcano-sedimentarias y secuencias marinas del Mesozoico y por sucesiones continentales y magmáticas del Cenozoico. Las características y relaciones estratigráficas de cada unidad son descritas a continuación y se pueden observar en la columna estratigráfica (Figura 12). La distribución litológica y estructuras geológicas de las unidades se representan en el mapa geológico del área (Figura 13).

### 4.1 TAXCO - TAXCO EL VIEJO

Los conjuntos de Taxco y Taxco Viejo (Esquisto Taxco y Roca Verde de Taxco Viejo; Fries, 1960) se exponen aisladamente y representan las unidades más antiguas que afloran relativamente cerca al área de estudio. Dichas unidades forman el basamento sobre el cual se depositaron las unidades del Cretácico y Paleógeno (Fries, 1960). El basamento ha sido interpretado como parte del Terreno Guerrero por sus características estratigráficas, geoquímicas e isotópicas parecidas (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008; Campa-Uranga *et al.*, 2012). El conjunto de Taxco está constituido por metavolcanoclásticos (filitas), metalavas y metaignimbritas que presentan una foliación plegada y micropliegues de tipo *kink band* y *chevron*. La unidad de Taxco El Viejo está formado principalmente por metaignimbritas y metalavas que se caracterizan con una foliación anastomasada y rodean porfiroclastos de cuarzo; también presenta metavolcanoclásticos (filitas) con una foliación mínima y micropliegues *kink band* (Campa-Uranga *et al.*, 2012). Estos conjuntos presentan un metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes (de Cserna y Fries, 1981). En sectores relativamente cerca al área de estudio, estos conjuntos se encuentran discordantemente subyaciendo a las calizas de la Formación Morelos.

### 4.2 FORMACIÓN MORELOS

La Formación Morelos fue definida por Fries (1960) como una sucesión de calizas y dolomías interestratificadas con pedernal en forma de lentes y nódulos. Se distribuye en los estados de Morelos, Guerrero y México. Su espesor alcanza hasta ~ 1000 m y contiene una abundante fauna fósil de foraminíferos bentónicos (milionidos), bivalvos (*actionelas* y *toucaees*), nerineas, gasterópodos correspondientes al Albiano-Cenomaniano (Fries, 1960; de Cerna y Fries, 1981; Hernández-Romano, 1997). De acuerdo con sus características litológicas y faunísticas, la Formación Morelos se desarrolló en un ambiente marino somero que prevaleció durante el Cretácico inferior y se ha caracterizado por sus grandes extensiones de calizas (Hernández-Romano, 1997).



**Figura 12.** Columna estratigráfica representativa de las unidades correspondientes al área de estudio. Además, se incluyen columnas litológicas pertenecientes al Grupo Balsas e ignimbrita Tilzapotla (Modificado de Morán-Zenteno *et al.* 2007; Martiny *et al.* 2013; Hernández-Vargas *et al.* 2017).

En el área de estudio, la Formación Morelos consiste principalmente en calizas que se clasifican por sus características texturales como *wackestone* de acuerdo con la clasificación de Dunham (1962). Esta unidad alcanza un espesor de hasta ~ 400 m que suele presentarse en estratos que varían de 2 a 50 cm y en otros horizontes varían de gruesos a masivos. Su color varía de gris a gris oscuro que se intemperiza a gris claro a rojizo. Algunos estratos contienen pedernal de 2 a 5 cm y vetillas de calcita; también presentan signos de intensa karsticidad. La estratificación tiene una orientación de NW - SE y NE - SW y es generalmente afectada por la deformación (Fries, 1960; de Cserna, 1965; Ontiveros-Tarango, 1973; de Cserna y Fries, 1981). Hacia la parte sureste del plutón sobre la carretera de Buenavista de Cuellar-Coxcatlán, las calizas se encuentran intrusionadas por una roca hipabisal de composición andesítica (Martiny *et al.* 2013). En las inmediaciones de la zona de estudio, la Formación Morelos subyace discordante a la Formación Mexcala del Cretácico superior.

#### **4.3 FORMACIÓN MEXCALA**

Fries (1960) propuso el nombre de Formación Mexcala a la sucesión clástica constituida por capas interestratificadas de areniscas, lutitas, limonitas y aislados lentes de caliza. Su espesor llega alcanzar hasta ~ 600 m en la región de Taxco (de Cserna y Fries, 1981) y es considerada como una de las unidades más extensas que aflora en el Estado de Guerrero. Su contenido fósil está representado por foraminíferos planctónicos, moluscos y equinodermos (Hernández-Romano, 1997), los cuales establecen una edad del Turoniano-Maastrichtiano (Hernández-Romano *et al.* 1997; Guerrero-Suastegui, 2004). Algunos autores (Fries, 1965; de Cserna y Fries, 1981; Hernández-Romano, 1999; Martini, 2008) interpretan a la Formación Mexcala como un depósito de anfósia que se asocia al levantamiento generado durante el evento Laramídico. La Formación Mexcala es una de las unidades que aflora en las cercanías al área de estudio y se encuentra sobreyaciendo por contacto discordante a la Formación Morelos y subyace discordantemente a los depósitos fluviales del Grupo Balsas del Eoceno-Paleoceno.

#### **4.4 GRUPO BALSAS**

El Grupo Balsas fue descrito por Fries (1960) como depósitos fluviales constituidos por conglomerados de caliza y volcánico, evaporitas, areniscas, lutitas, limolitas, flujos piroclásticos y flujos de lavas interestratificadas. El Grupo Balsas se caracteriza por su gran volumen del conglomerado de caliza denominado “conglomerado rojo” por la coloración rojiza que presenta. Se encuentra ampliamente distribuido hacia el Norte del Estado de Guerrero y el Estado de Morelos. Su espesor comprende ~ 2500 m, aunque es variable para las diferentes áreas en las que se expone.

Posteriormente, de Cserna y Fries (1981) llaman Formación Balsas a las rocas correspondientes del Grupo Balsas.

En estudios posteriores, Morán-Zenteno *et al.* (2007) describen la estratigrafía y realizan la geocronología del Grupo Balsas para el área de Amacuzac-Zacapulco, estados de Morelos y Guerrero. Este sector se encuentra hacia la parte noreste del área de estudio, donde los autores definen dos unidades: la Formación Tepetlapa y la Formación Huajintlán. Estas unidades son separadas por discordancia angular y por dos ignimbritas de edades de  $38.5 \pm 0.7$  y  $35.1 \pm 0.4$  Ma., que fueron obtenidas por  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotita y sanidino, respectivamente. La Formación Tepetlapa consiste en conglomerados que gradúan a arenisca, los conglomerados forman lentes y la sucesión cuenta con intercalaciones de andesita y basalto. Para la andesita, los autores (Morán-Zenteno *et al.*, 2007) obtienen una edad de  $44.5 \pm 0.7$  Ma. por el método de  $^{40}\text{K}$ - $^{39}\text{Ar}$  en roca total. La Formación Huajintlán está conformada por conglomerado de grano grueso con lentes de arenisca conglomerática y correspondería a facies próximas. Las formaciones Tepetlapa y Huajintlán son unidades que muestran indicios texturales y de facies que indican un ambiente de abanico aluvial (Morán-Zenteno *et al.*, 2007). Su depósito se relaciona temporalmente con el emplazamiento del plutón de Coxcatlán y con el levantamiento y construcción del domo estructural que contiene a la caldera de Tilzapotla y el plutón de Coxcatlán (Morán-Zenteno *et al.*, 2007; Martiny *et al.*, 2013). Hacia el Noreste del cuerpo plutónico, la Formación Tepetlapa y la Formación Huajintlán se encuentran discordantemente subyaciendo la ignimbrita Tilzapotla.

#### 4.5 PLUTÓN DE COXCATLÁN

El plutón de Coxcatlán fue descrito por Fries (1960) como una roca masiva principalmente de composición granítica que se extiende por un área de  $\sim 20$  km<sup>2</sup> en el poblado de Coxcatlán, municipio de Buenavista de Cuellar, Estado de Guerrero. Este cuerpo plutónico llega aflorar  $\sim 500$  m de largo y  $\sim 60$  m de ancho sobre la carretera del poblado de Coxcatlán hacia Tlamacazapa y se ha observado otros afloramientos que alcanzan  $\sim 250$  m de largo y  $\sim 30$  m de ancho sobre el río principal del plutón. Por sus relaciones de corte, el plutón se encuentra intruyendo las calizas de la Formación Morelos. Asimismo, se ha observado diversos diques estar cortando al plutón.

En un estudio geocronológico, Martiny *et al.* (2013) reportan edades del plutón para la facies de grano grueso de  $35.75 \pm 0.28$ , facies de grano fino de  $36.01 \pm 0.36$  y enclave magmático de  $36.75 \pm 0.26$  Ma. obtenidas por U-Pb en zircón. Estas edades son interpretadas como el emplazamiento de

diferentes pulsos de magma y la intrusión de magma máfico. Dichos autores mencionan que las edades del plutón se traslapan parcialmente con las edades de la ignimbrita Tilzapotla ( $36.6 \pm 0.4$  a  $33.3 \pm 0.5$  Ma) y con las edades de la formación de la caldera y del domo estructural. Esto lo interpretarían como el desarrollo de un gran sistema magmático genéticamente relacionado con un complejo volcánico-plutónico para la región Coxcatlán-Tilzapotla. Asimismo, Martiny *et al.* (2013) obtienen edades de enfriamiento de  $36.28 \pm 0.23$  a  $35.76 \pm 0.13$  Ma. de  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotita para la facies de grano grueso del plutón. Estos autores interpretan que las edades de  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  son concordantes con las edades de U-Pb, lo que sugiere un emplazamiento somero y una rápida cristalización del plutón de Coxcatlán.

En este trabajo se realizó la cartografía, en la cual se definieron detalladamente los contactos entre el plutón de Coxcatlán y la Formación Morelos (Figura 13). El contacto norte-noreste del plutón se caracteriza por mostrar metamorfismo de contacto formando mármol, el cual tiene un espesor promedio de ~ 20 m. Este mármol presenta brechamiento y está asociado a un *skarn*, aunque no se observaron minerales producto de metasomatismo característico de un metamorfismo de contacto, pero en Martiny *et al.* (2013) reportan la presencia de granate (espesartina), wollastonita, vesubianita y esmectita para el cuerpo de mármol. Asimismo, se han detectado zonas mineralizadas en la parte suroeste y centro del plutón, producto del emplazamiento del cuerpo ígneo en la caliza. La mineralización se relaciona a sulfuros de Fe, así como Au y Ag, lo que sugiere un origen asociado a yacimientos hidrotermales de baja a media temperatura (Carrizales-Aguilar, 1997; Ávila-Lugo *et al.*, 2004). En la parte noreste, solo una pequeña zona se exponen brechas conformadas por fragmentos angulosos de diferente tamaño de caliza, los cuales encuentran inmersos en una matriz recrystalizada. Estas brechas pueden ser resultado del emplazamiento del plutón. El contacto oeste presenta principalmente características de recrystalización. También, se observó un *roof pendant* de caliza en la parte centro-oriental del plutón sobre la terracería rumbo a socavones mineros antiguos. El *roof pendant* tiene dimensiones de ~ 6 m de espesor y sus contactos presentan una marcada marmolización.

#### 4.6 IGNIMBRITA TILZAPOTLA

Fries (1960) describe a la Riolita Tilzapotla como una brecha tobácea (flujos piroclásticos riolíticos-riodacíticos; de Cserna and Fries, 1981) que aflora en las cercanías de la región de Tilzapotla, Estado de Morelos y se extiende hacia la región de Taxco, Estado de Guerrero. El autor menciona un espesor de ~ 250 m para esta unidad. En un estudio posterior, Morán-Zenteno *et al.* (2004) renombran de



manera informal a esta unidad como ignimbrita Tilzapotla y la describen como una sucesión de tobas formadas por flujos piroclásticos.

La ignimbrita Tilzapotla consiste en una secuencia masiva de composición dacítica que se caracteriza por el contenido rico en cristales de cuarzo, plagioclasa, sanidino y biotita (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Esta ignimbrita representa una manifestación magmática asociada al colapso de la caldera Tilzapotla. Por esta razón, la distribución y características estratigráficas de la ignimbrita Tilzapotla son divididas por Morán-Zenteno *et al.* (2004) en facies de intracaldera y extracaldera. Las facies intracaldera consisten en secuencias masivas de composición dacítica de moderadamente a densamente soldada que incluye flujos piroclásticos y su espesor se estima de ~ 600 m. Estas facies se caracterizan como tobas ricas en cristales con una matriz criptocristalina a microcristalina que contiene cuarzo, plagioclasa, esferulitas, óxidos (Ti - Fe) y zircón. Además, contiene fenocristales (4 mm; 15 - 50% vol.) de cuarzo, plagioclasa, sanidino y biotita. Los fragmentos líticos poseen una textura criptocristalina, y en minoría se encuentran fragmentos de lavas porfídicas y subvolcánicas. La edad para estas facies es de  $35.1 \pm 1.0$  y  $34.1 \pm 1.4$  por  $^{40}\text{K}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotita y  $34.26 \pm 0.09$  por  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en sanidino (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Las facies intracaldera subyacen concordantes a las ignimbritas post-colapso (García-Rodríguez, 2016).

Las facies extracaldera son secuencias que no tienen una distribución muy amplia debido a la remoción por erosión. Sin embargo, los afloramientos distales se exponen 36 km hacia el Este y Sur del margen de la caldera y los afloramientos proximales se presentan a 8 km hacia el Sur del poblado de Amacuzac al Norte de Buenavista. En el área de Amacuzac, contienen fragmentos de caliza, volcánicos y subvolcánicos que se encuentran inmersos en una matriz de ceniza pumicítica. Morán-Zenteno *et al.* (2004) determinan edades de  $34.3 \pm 1.5$  y  $34.7 \pm 0.9$  Ma. por  $^{40}\text{K}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotita para las facies extracaldera. En Martiny *et al.* (2013) reportan edades para estas unidades de  $34.32 \pm 0.2$  y  $34.23 \pm 0.2$  por U-Pb en zircón. Otros estudios de la sucesión ignimbrítica extracaldera fueron realizados por Flores-Huerta (2012) quien indica que está formada por tres flujos piroclásticos de acuerdo con sus variaciones verticales. El primer flujo contiene fragmentos de pómez ricos en cristales. El segundo flujo se caracteriza por ser rico en fenocristales de plagioclasas inmersos en una matriz pumicítica. El tercer flujo está conformado por fragmentos de pómez tamaño lapilli rico en cristales. A dichos flujos les sobreyacen dos lavas dacíticas; una con característica de autobrecha y la otra presenta bandeamiento de flujo. Las secuencias extracaldera que se exponen hacia la parte noreste del área de estudio se encuentran discordantemente sobre la Formación Balsas. Otras de

las unidades reconocidas por Morán-Zenteno *et al.* (2004) corresponden a las unidades post-colapso y de resurgencia, ambas sobreyacen la ignimbrita Tilzapotla. El estudio reciente de García-Rodríguez (2016) de las sucesiones de colapso y post-colapso de la caldera de Tilzapotla se basó en dos secciones geológicas: Norte de Huitzucu y Camino al Zapote, las cuales permitieron reconocer nueve unidades litológicas representativas de la formación El Salto por sus características estratigráficas y petrográficas.

#### **4.7 IGNIMBRITA RODARTE - ATOPULA**

La ignimbrita Rodarte-Atopula son unidades post-colapso que se encuentran en la parte sur de la caldera de Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Esta unidad se describe en Martiny *et al.* (2013) como dos ignimbritas que se distinguen por su contenido de pómez pobre en cristales (Rodarte) y rica en cristales (Atopula). Recientemente, en el estudio de García-Rodríguez (2016) reconoce una facies en la ignimbrita Rodarte-Atopula que se caracteriza como una ignimbrita densamente soldada con un alto contenido de pómez rica en cristales y se distingue por la presencia de autoclastos (sección Norte de Huitzucu). Otras unidades de colapso son descritas por Morán-Zenteno *et al.* (2004) como formación Gallego y formación Las Mesas. La primera consiste en secuencias de ignimbritas reomórficas densamente soldadas, flujos vitrofídicos, flujos de lava de composición dacítica que contiene fenocristales de plagioclasa, sanidino, biotita y cuarzo. Está unidad se encuentra por encima de las ignimbritas Rodarte y Atopula. La segunda unidad está formada por secuencias de capas de conglomerado y depósitos de flujo de escombros. Las unidades post-colapso se encuentran intrusionadas por múltiples diques y domos hipabisales asociados al magmatismo de resurgencia. Los estudios petrogenéticos de Mori *et al.* (2013) en las secuencias post-colapso (ignimbrita Rodarte y formación Gallego) sugieren que evolucionaron por proceso de cristalización fraccionada a baja presión que indica que dichas sucesiones volcánicas derivaron de magmas que se emplazaron a niveles de la corteza media superior, mismo que favoreció una corteza termomecánicamente madura para dar lugar a la formación de estas sucesiones ignimbríticas.

#### **4.8 FORMACIÓN EL SALTO**

La formación El Salto es una unidad que representa el magmatismo de resurgencia en la caldera de Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Su distribución abarca ampliamente el norte de la caldera y es ausente hacia el sector centro-sur. La formación El Salto consiste en una secuencia constituida por la intercalación de ignimbritas, oleadas piroclásticas, flujos de escombros con derrames lávicos,

autobrechas, vitrífidos y depósitos volcánicos, también incluye domos y cuerpos hipabisales (Camino a El Zapotle; García-Rodríguez, 2016). Las rocas hipabisales se caracterizan por presentar pseudoestratificación y se conforman por diques alimentadores y cuellos volcánicos de composición que varía desde andesita a riolita (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Las edades para esta unidad incluyen  $34.4 \pm 1.4$  y  $32.75 \pm 0.1$  Ma., determinadas por los métodos  $^{40}\text{K}-^{39}\text{Ar}$  y  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa, respectivamente (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Esta formación sobreyace concordante a la ignimbrita Tilzapotla y/o a las unidades post-colapso, asimismo es intruida por cuerpos hipabisales y subvolcánicos de composición andesíticos y dacíticos.

#### 4.9 ANDESITA HIPABISAL

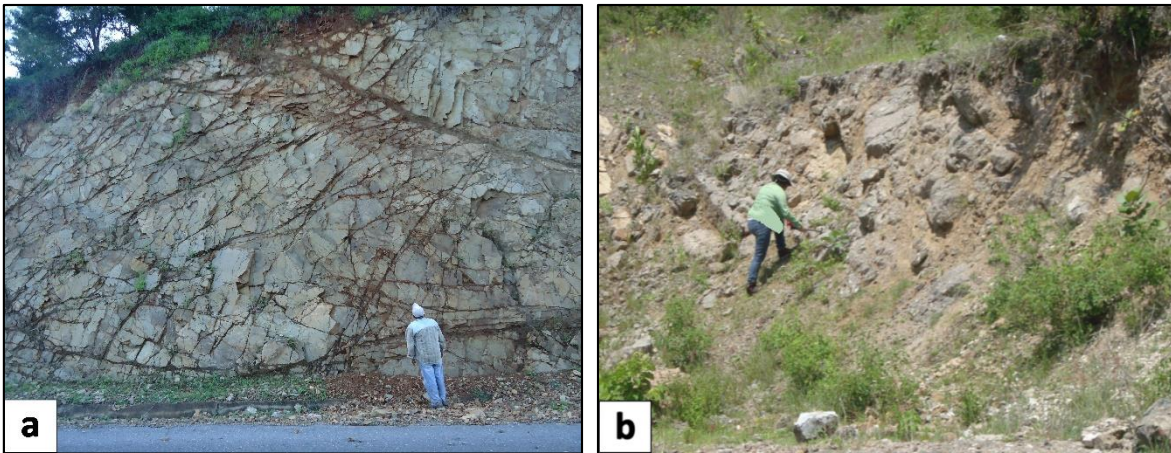
Esta unidad consiste en una roca hipabisal de composición andesítica de acuerdo al estudio petrográfico de Zuñiga-Lagunes (2012) y al análisis geoquímico realizado por Martiny *et al.* (2013). Se extiende una distancia de ~ 1.4 km sobre la carretera entre poblado de Venta Negra y Coxcatlán y aflora ~ 20 m de ancho. Dicho cuerpo presenta una estructura de diaclasamiento subvertical, tiene un color de gris oscuro que se intemperiza de marrón a rojizo (Fotografía 4a). También, se observa con una textura porfídica debido a la presencia de minerales de plagioclasa (< 2 - 5 mm; ~ 10 % vol. de la roca) en un matriz afanítica. El estudio geocronológico de Martiny *et al.* (2013) reporta una edad de  $30.77 \pm 0.90$  Ma. por  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa para esta andesita. Por sus relaciones de corte, esta unidad intrusióna a las calizas de la Formación Morelos, aunque no se pudo observar con claridad se considera que también intrusióna a la unidad de la ignimbrita vitrífida.

#### 4.10 IGNIMBRITA VITRÓFIDA

Esta unidad fue anteriormente reconocida por Zuñiga-Lagunes (2012) como un vitrífido que presenta una textura fluidal y fenocristales de plagioclasa en una matriz de color negro que intemperiza a marrón. Martiny *et al.* (2013) realizan un análisis geoquímico que señala una composición de vitrífido dacítico para esta unidad.

En el presente trabajo, se cartografió esta unidad y se describe como una ignimbrita masiva moderadamente soldada que presenta una textura reomórfica. La unidad se expone 200 m sobre la carretera entre los poblados de Venta Negra y Coxcatlán con un espesor de ~ 10 m (Fotografía 4b). Aparentemente, se encuentra intrusionada por el cuerpo hipabisal andesítico. Esta unidad ignimbrítica se caracteriza por el contenido de pómez (clastos juveniles), es pobre en cristales y presenta fragmentos líticos. Los clastos de pómez se encuentran ligeramente alargados, mantienen

un color de amarillo claro a beige debido al intemperismo y alcanzan un tamaño que varía de 0.5 mm a > 5 cm. Los cristales observables corresponden a cuarzo, plagioclasa y biotita. Los fragmentos líticos observables más abundantes son principalmente andesíticos. Estos fragmentos tienen una textura afanítica con una forma subangular a subredondeada y sus tamaños varían de < 0.5 - 2 mm. Otros fragmentos líticos presentes son de composición granítica tienen una forma subangular y de tamaño de ~ 2 cm. Los componentes mineralógicos se encuentran inmersos en una matriz vítrea de color gris oscuro en roca fresca. Sobre las unidades antes descritas se encuentran discordantemente los depósitos recientes conformados por depósitos de talud.



**Fotografía 4.** a) Cuerpo hipabisal andesítico. b) Ignimbrita vitrófida. Estas unidades afloran sobre la carretera Venta Negra-Coxcatlán.

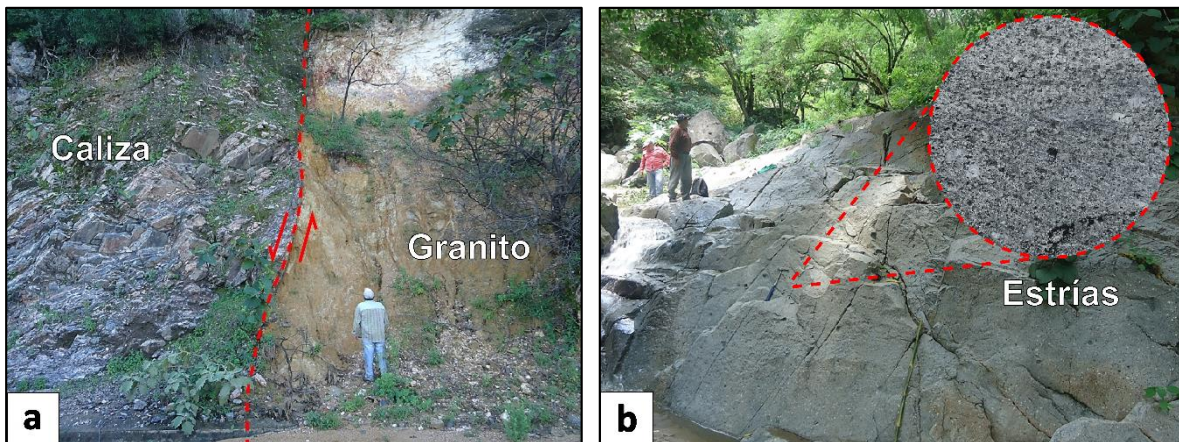
#### 4.11 ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

Las principales estructuras que afectan al plutón de Coxcatlán se consideran asociadas a deformación frágil con base a sus características y relaciones observadas en campo. Por lo cual, se menciona algunas estructuras que afectan a ciertas unidades litológicas de la zona de estudio.

La Formación Morelos es una de las unidades que se ve afectada por diversas fallas y lineamientos que se encuentran al Norte y Oeste del intrusivo. Algunas de estas estructuras son de grandes dimensiones y fueron tomadas de la carta geológico-minera Iguala E14A78 del Servicio Geológico Mexicano (Ávila-Lugo y Cardoso-Vázquez, 2004). Los lineamientos son: Los Limones, San Miguel, Los Sabinos con orientación NE - SW, además de la Falla Coxcatlán de orientación NW - SE y el Anticlinorio Coxcatlán (Figura 13). Una zona de brecha se encuentra sobre la carretera entre los poblados de Venta Negra y Coxcatlán, fue reconocida por Zuñiga-Lagunes, (2012). Esta brecha

probablemente es asociada a la Falla de Coxcatlán, mantiene dimensiones de ~ 70 m de largo con un espesor de ~ 5 m. Presenta fragmentos de caliza angulosos y de tamaño variable (~ 1 - 40 cm). Los fragmentos están inmersos en una matriz deleznable de color entre beige a rojizo debido al intemperismo.

Otras de las estructuras geológicas importantes es la falla que afectan al plutón de Coxcatlán, fue anteriormente reconocida en el estudio de Zuñiga-Lagunes (2012). Dicha falla sirve de cauce de río principal Las Anonas. Esta falla geológica limita el contacto entre las calizas y el plutón en la parte noroeste del área de estudio (Fotografía 5a). Además, es una estructura representativa debido a que corta todo el plutón en su parte central, tiene una orientación N - S y se caracteriza como lateral con una componente izquierda. Sus dimensiones van de ~ 5.6 km de largo y ~ 15 m de ancho, aunque en algunas zonas puede variar este ancho. Sobre el río, en el granito se observaron algunas estrías subhorizontales con orientación NW - SE y una inclinación hacia el SE y un pitch de entre 20 - 30° (Fotografía 5b).



**Fotografía 5.** a) Contacto por falla de las calizas de la Formación Morelos y las rocas graníticas al Norte del plutón. La falla se caracteriza como lateral de componente izquierda, tiene una orientación N - S y se encuentra cortando la parte central del plutón. b) Afloramiento donde se observa las estrías que indican el movimiento lateral izquierdo de dicha falla.

PETROLOGÍA Y CONDICIONES DE CRISTALIZACIÓN DEL PLUTÓN DE COXCATLÁN, ESTADO DE GUERRERO

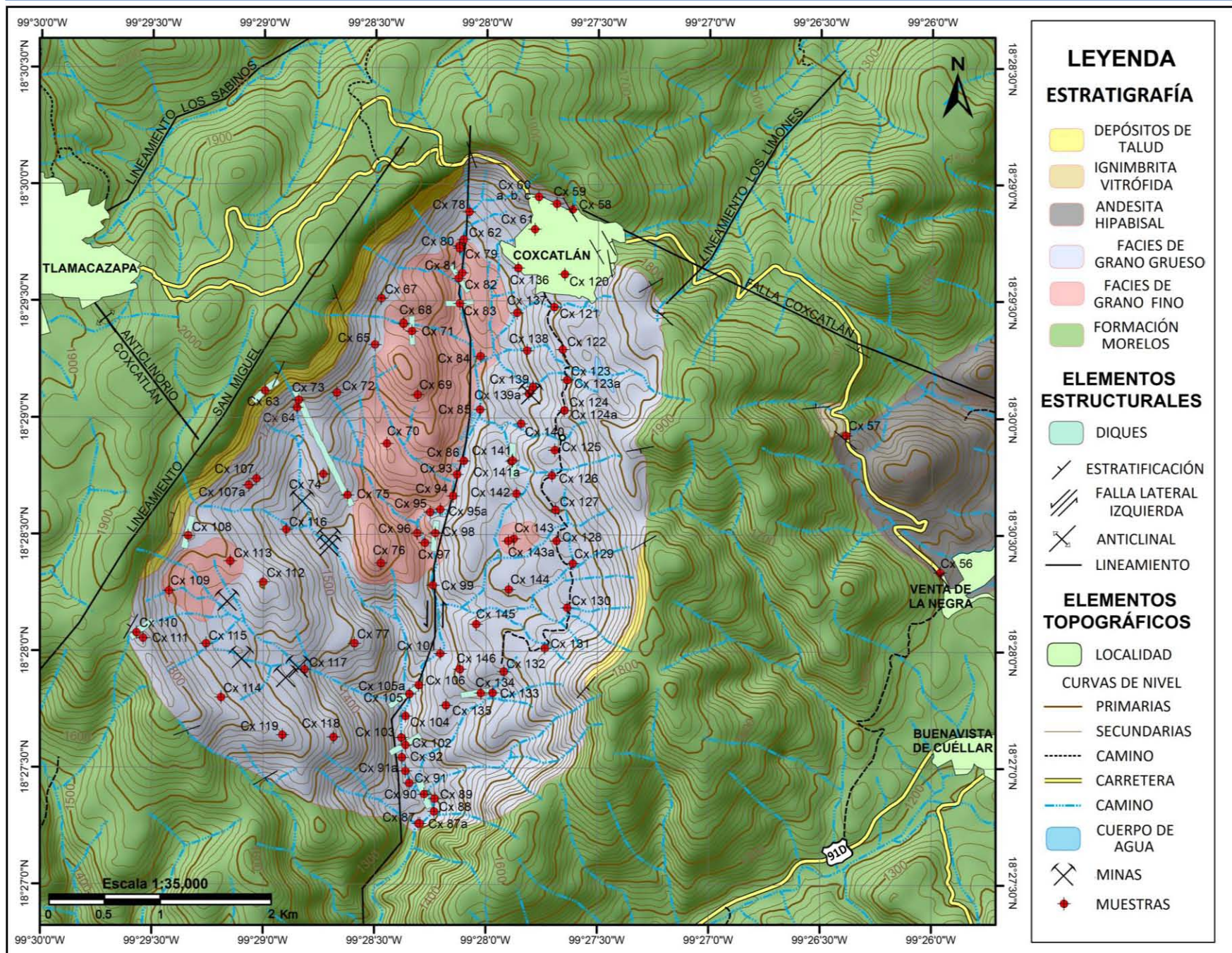


Figura 13. Mapa geológico del área de estudio donde se observa la distribución litológica y estructuras geológicas. El contacto del sector noroeste de la andesita hipabisal y algunas estructuras geológicas (Falla Coxcatlán y lineamientos) fueron tomados de la carta geológico-minera Iguala E14A78 del Servicio Geológico Mexicano como complemento para este trabajo.

## CAPITULO 5. PETROGRAFÍA

Los plutones comúnmente presentan diferencias composicionales que pueden ser definidas por su química y por sus variaciones mineralógicas y texturales (Glazner *et al.*, 2004). Esto es atribuible al “emplazamiento de varios pulsos de magma que pueden no relacionarse entre sí” (Coleman *et al.*, 2004). De acuerdo con Llambías (2001) las variaciones o heterogeneidades pueden ser reconocidas por sus características petrográficas y ser definidas como facies por su composición mineralógica.

La presencia de enclaves y diques contenidos en los plutones se interpretarían como la evidencia de la entrada de pulsos de magma máfico a la cámara magmática y son considerados cogenéticos por su similitud geoquímica y mineralógica, diferenciándose por su abundancia modal (Llambías, 2001; Barbarin, 2005). Los enclaves se forman por la inyección de magma máfico que se disrupa en *blobs* o bien, se forman por el desmembramiento de diques máficos que ocurre cuando el plutón aún se encuentra en estado *suprasolidus* (Didier y Barbarin, 1991; Barbarin, 2005).

### 5.1 OBSERVACIONES DE CAMPO SOBRE LAS RELACIONES DE LAS FACIES FÉLSICAS, ENCLAVES Y DIQUES

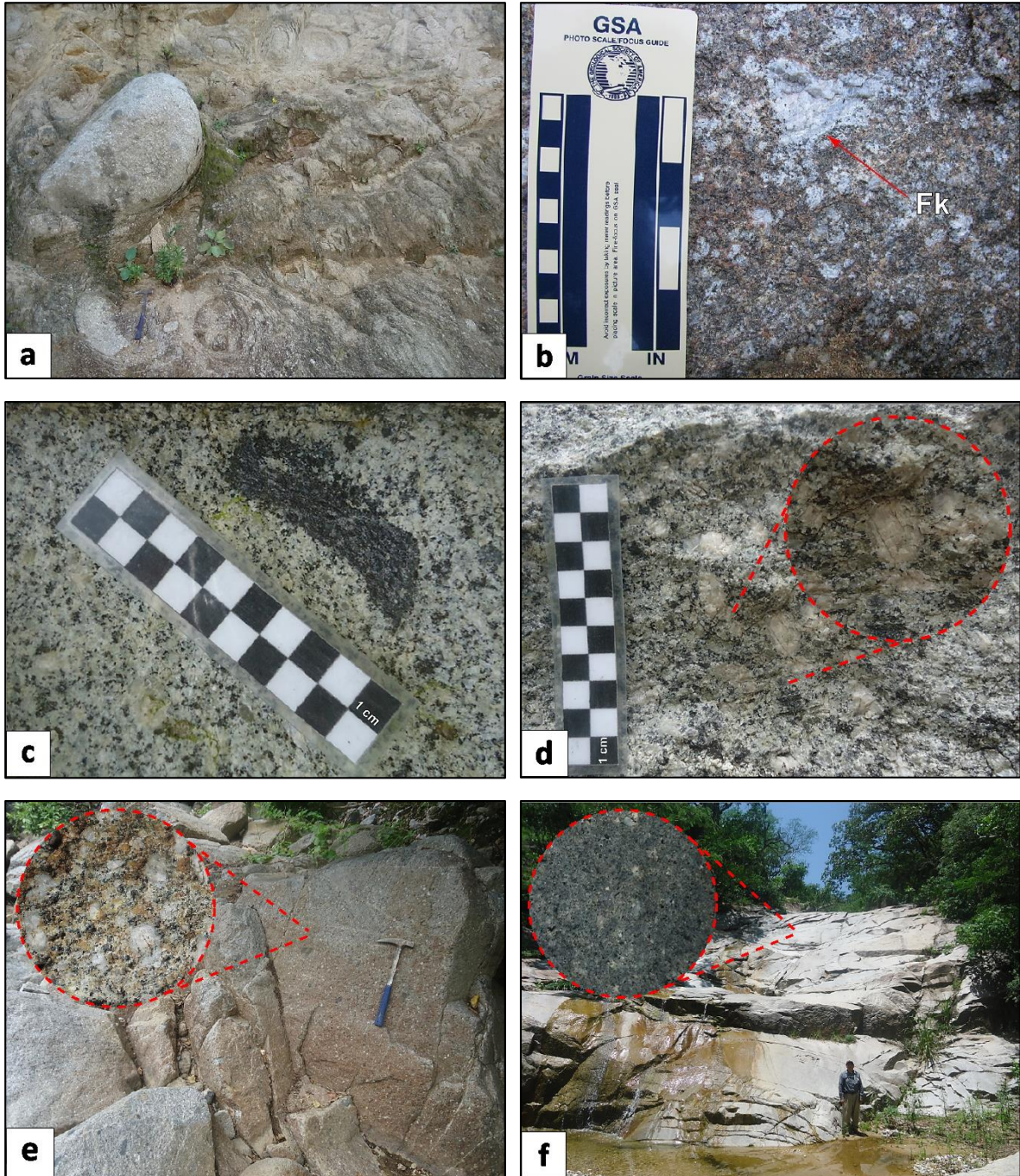
El plutón de Coxcatlán presenta una forma semielíptica con dimensiones de 5 km de largo y 4 km de ancho (Fries, 1960; Cserna y Fries, 1981). Su color varía de gris claro a gris más oscuro en roca fresca que se intemperiza de marrón a rojizo. También, presenta intemperismo esferoidal que se puede observar en los afloramientos sobre la carretera del poblado de Coxcatlán hacia Tlamacazapa en la parte norte del plutón (Fotografía 6a). La textura varía de porfídica, al interior del plutón a fanerítica al exterior de plutón y suelen distinguirse megacristales de feldespato potásico (~ 1 - 5 cm), los cuales predominan hacia la periferia del cuerpo plutónico (Fotografía 6b). Asimismo, se llegaron a observar xenolitos que presentan una foliación marcada (Fotografía 6c). Un rasgo particular es la presencia de la textura rapakivi (Fotografía 6d) caracterizada como megacristales de ortoclasa de color rosado rodeados por plagioclasa, los cuales alcanzan un tamaño de 1 - 1.2 cm. Las fases minerales del plutón en muestra de mano consiste principalmente en cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, hornblenda y biotita, además de minerales opacos como pirita y galena. Cabe mencionar, que el área de estudio es reconocida por la formación de yacimientos minerales y una de las particularidades que presenta es el color gris verdoso de la roca debido a las alteraciones de cloritización y propilitización (Carrizales-Aguilar *et al.*, 1997). Con base a las observaciones de campo, por su extensión y por las características texturales y mineralógicas se diferenciaron dos

tipos de litología (facies); una de grano grueso (Fotografía 6e) y otra de grano fino (Fotografía 6f), las cuales son descritas con mayor detalle en la petrografía a escala microscópica.

Se reconocieron una diversidad de enclaves magmáticos que se encuentran ampliamente distribuidos en todo el plutón y se caracterizan principalmente por su contenido rico en máficos. Algunos enclaves permanecen aislados entre la roca granítica y son frecuentemente contenidos en la facies de grano grueso. En general, los enclaves tienen formas ovoides a irregulares y tamaños entre ~ 2 - 40 cm (Fotografía 7a, b, c). Su color es de gris oscuro a negro (enclaves intermedios), otros poseen un color de gris claro (enclaves félsicos), como se muestra en la Fotografía 7d. La textura de ambos enclaves es generalmente afanítica. Otra variedad de enclaves puede mostrar una composición homogénea o heterogénea, ya que exhiben características peculiares de “doble enclave” (Martiny *et al.*, 2013) y zonas de transición (Fotografía 7e). Otros en cambio evidencian una mezcla incompleta de magmas o *mingling* (Fotografía 7f).

Por sus relaciones de cortes, se reconocieron algunos diques ubicados en los sectores sur, este, oeste y centro (río principal) del plutón. Estos diques poseen una geometría tabular y contactos netos con la roca granítica. Generalmente, presentan una textura afanítica a porfídica, tiene un color gris oscuro a gris claro y su espesor varía de ~ 20 cm - 5 m. Por sus características texturales y mineralógicas se clasificaron como gabro y andesita. Los diques andesíticos son los que afloran con mayor frecuencia en el plutón (Fotografía 8a). También se observaron diques aplíticos, los cuales se localizan en la parte norte del plutón sobre la carretera rumbo al poblado de Tlamacazapa. Estas aplitas son de menor tamaño (~ 20 cm de espesor), tienen un color blanco que se intemperiza a rojizo y presentan signos de alteración (Fotografía 8b).





**Fotografía 6.** a) Afloramiento donde se observa el intemperismo esferoidal característico del plutón. b) Megacrystal de feldespato potásico de tamaño de ~ 3.5 cm, contenido en la roca. c) Xenolito que presenta foliación y se encuentra dentro de la litología. d) Textura rapakivi, un rasgo característico del cuerpo plutónico. En el círculo se puede observar como cristales de feldespato potásico rodeados de plagioclasa. e) Afloramiento del sector sur correspondiente a la facies de grano grueso. En el círculo se puede observar su textura y tamaño de grano fanerítico. f) Afloramiento de ~ 250 m de largo y ~ 30 m de ancho de la facies de grano fino ubicado sobre el río principal en el parte central del cuerpo plutónico. En el círculo se puede observar su textura y tamaño de grano menor en comparación a la otra facies.



**Fotografía 7.** a, b, c) Enclaves magmáticos que presentan formas ovoides a irregulares y tamaños de entre ~ 2 - 40 cm. d) Enclaves intermedio y félsico. e) Enclave que muestra una composición heterogénea, ya que exhiben características peculiares de “doble enclave” y zonas de transición. f) Enclave que presenta signos una mezcla incompleta o *mingling*, debido a los contrastes texturales y composicionales.

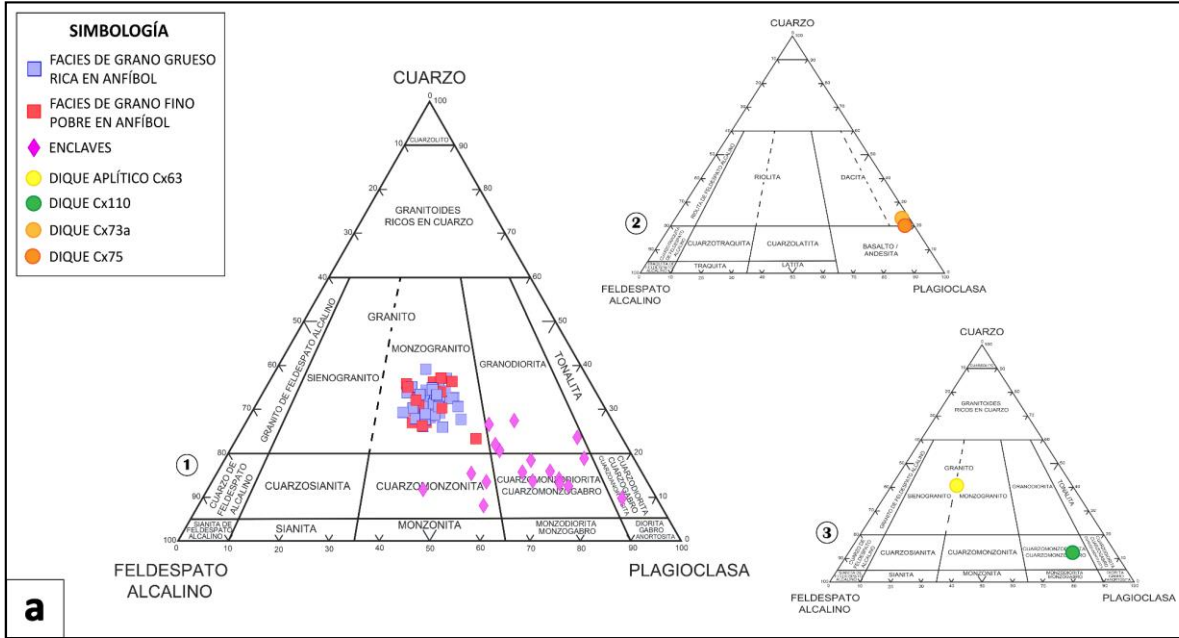


**Fotografía 8.** a) Dique andesítico que aflora en la parte oeste del plutón. b) Diques aplíticos que se encuentran aflorando al Norte del cuerpo plutónico en la carretera Coxcatlán-Tlamacazapa.

## 5.2 DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

El estudio petrográfico fue realizado en 48 secciones delgadas de ejemplares correspondientes al plutón de Coxcatlán, asimismo se reanalizaron 42 láminas delgadas del estudio realizado por Zuñiga-Lagunes (2012). En el presente trabajo, fueron reconocidas la facies de grano grueso, facies de grano fino, enclaves intermedios y félsicos, así como diques de distinta composición mineralógica. En este capítulo, se describen detalladamente las características petrográficas de cada una de las facies, basándose en un análisis mineralógico, textural y por la abundancia relativa modal (% vol.) de los componentes minerales. Con base a esta información, dichas particularidades serán mencionadas enseguida. Las abreviaturas mineralógicas utilizadas son las propuestas por Whitney y Evans (2010).

Los datos cuantitativos modales de los componentes minerales pertenecen a 86 secciones delgadas del plutón de Coxcatlán. Los conteos se realizaron típicamente de 1000 puntos, aunque estos variaron de entre 300 a 1400 puntos por sección delgada y los datos se muestran en la Tabla A1 y A2 (Anexo A). De acuerdo al diagrama de Streckeisen (1976), las facies más representativas han sido clasificadas en su mayoría como monzogranito. Los enclaves se clasifican como cuarzodiorita, cuarzomonzodiorita, cuarzomonzonita y granodiorita (Figura 14). En cuanto a los diques solo se realizó el conteo de cuatro láminas delgadas, las cuales se clasifican como dacita (Cx73a, Cx75), monzogranito (Cx63) y cuarzomonzodiorita (Cx110). El dique aplítico se grafica dentro del campo de monzogranito de acuerdo con su composición modal de minerales. Otros diques se clasificaron como gabro y andesita por sus características petrográficas. En estas últimas muestras no se realizó el conteo debido a que no presentaban un buen estado de conservación.



**Figura 14.** a) Diagrama de clasificación modal de Streckeisen (1976) para las rocas del plutón de Coxcatlán. 1) Facies félsicas y enclaves magmáticos. 2) Diques intermedios. 3) Diques félsicos.

Las facies de grano grueso y grano fino se distinguen por su variedad textural y mineralógica e incluyen cantidades variables de minerales máficos. Contienen enclaves (intermedios y félsicos), además de xenolitos de rocas metamórficas que fueron reconocidos bajo el microscopio. También, se reconocen numerosos rasgos de desequilibrio, sobre todo en las zonas de transición entre los enclaves máficos y facies félsicas. Estas facies son descritas en los párrafos siguientes. Cabe mencionar que, las alteraciones que afectan al cuerpo plutónico son principalmente la propilítica (clorita + epidota) caracterizada por su color verdoso debido a la alteración de minerales ferromagnesianos (biotita y anfíbol) y la sericítica que se genera por la alteración de feldespatos, principalmente de plagioclasas.

### 5.3 FACIES DE GRANO GRUESO RICA EN ANFIBOL

La facies de grano grueso forma la parte más extensa del margen del plutón y su distribución abarca el norte y sur del cuerpo (ver Figura 13). Esta facies de composición monzogranítica se caracteriza por la presencia de biotita y anfíbol, y se distingue de la facies de grano fino por su relativa alta abundancia de este último ferromagnesiano. En dicha facies, se pueden observar variaciones texturales internas. Los enclaves y xenolitos son relativamente abundantes en esta facies.

La facies de grano grueso presenta una textura que varía desde segmentos hipidiomórficos a alotriomórficos equigranulares a segmentos porfídicos (Fotografía 9a, b). Los fenocristales y microfenocristales alcanzan un tamaño de grano que varía de entre 0.2 - 8 mm. En las porciones porfídicas, algunos megacristales de feldespato potásico llegan a tener un tamaño de 1 - 1.2 cm. Un rasgo muy característico reportado por primera vez en este trabajo es la presencia de la textura rapakivi, caracterizada por megacristales de ortoclasa rodeados por cristales de plagioclasa (Fotografía 9c).

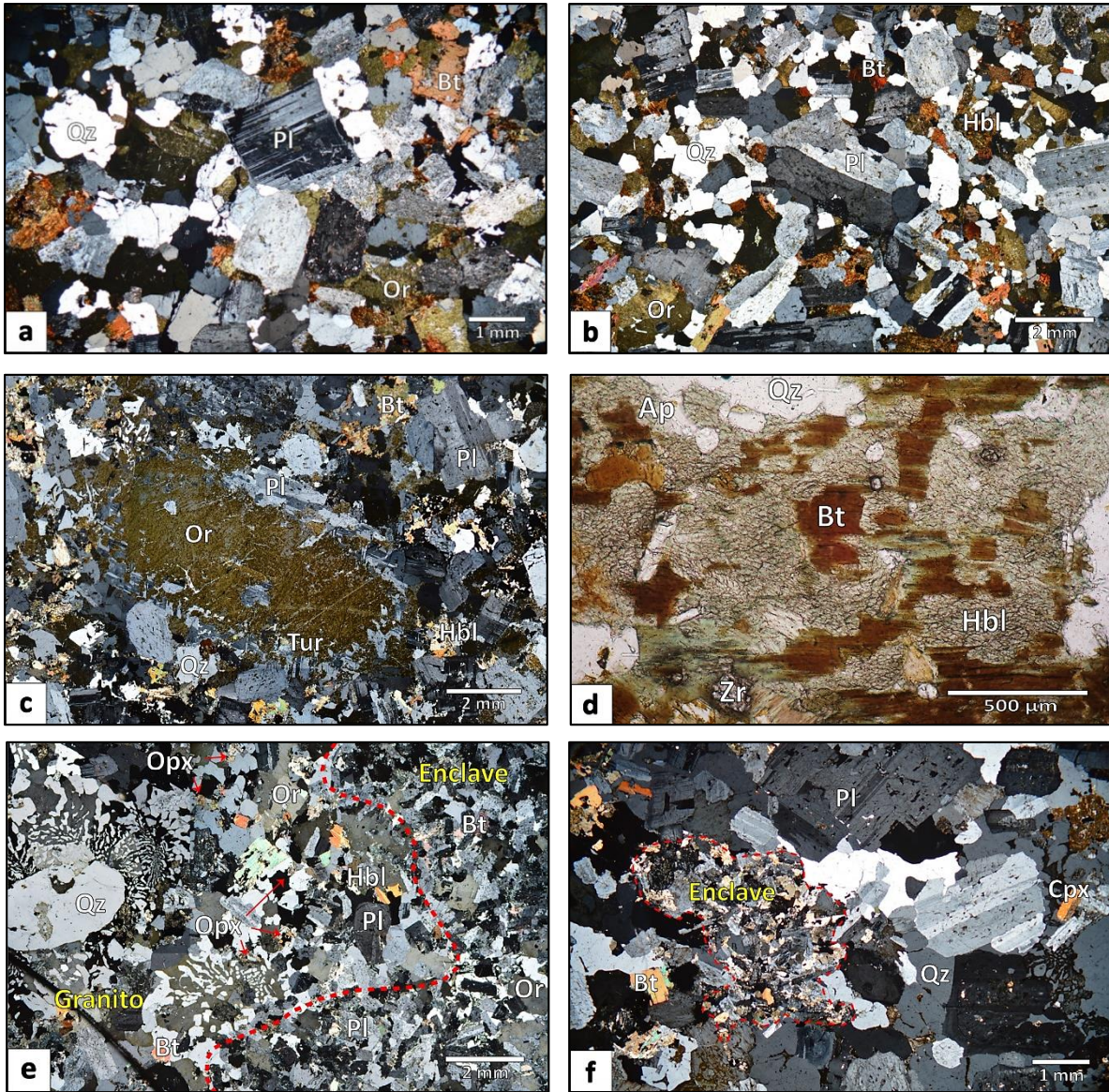
La mineralogía de la facies de grano grueso está constituida por: Qz + Fk + Pl + Bt + Hbl + Px ± Tur + Ap + Zrn + Opq (óxidos de Fe -Ti). La porción félsica de la facies está constituida por cuarzo (~ 29% vol. de la roca) y ocurre como cristales anhedrales aislados o bien forma mosaicos microgranulares. También, el cuarzo se encuentra intercreciendo con el feldespato y la plagioclasa que forman una textura micrográfica y/o mirmequítica, respectivamente. El feldespato potásico dominante es la ortoclasa, la cual constituye un ~ 30% vol. de la roca. Los megacristales de ortoclasa en su mayoría presentan bordes irregulares. Los fenocristales de ortoclasa se observan una forma anhedral y textura perítica y en ocasiones con macla de Carlsbad. Además, suele presentar alteración a sericita. Tanto los megacristales como los fenocristales de ortoclasa exhiben inclusiones de cuarzo, plagioclasa, biotita y opacos. La plagioclasa también es abundante, representa el ~ 31% vol. de la roca. En general, se encuentra como fenocristales y microfenocristales subhedrales a anhedrales. Los fenocristales presentan una textura antipertítica, raramente una textura de tamiz y de *chessboard*. La mayoría de las plagioclasas desarrollan maclas tipo albita, Carlsbad, albita-Carlsbad y ocasionalmente, de periclina. Algunas plagioclasas presentan zoneamiento, y otras se han observado con grados variables de sericitización.

La biotita aparece como el ferromagnesiano más abundante con el ~ 8% vol. de la roca. Este mineral se observa con colores que varían de marrón a verde en luz paralela, en algunos casos de color rojizo; este último color lo adquiere por un alto contenido en hierro (Fe). Su forma es tabular con desarrollo anhedral y muestra alteración parcial o totalmente a clorita. El cuarzo, ortoclasa, zircón, apatito y minerales opacos son inclusiones comunes en la biotita. El anfíbol se observa con dos colores en luz paralela: el primero de café a marrón en un corte basal y el segundo de un color verde amarillo en un corte longitudinal. Los cristales de hornblenda se observan con una abundancia de ~ 3% vol. de la roca. Generalmente, la hornblenda ocurre de forma subhedral a anhedral y maclas tipo lamelar y simple. Una de las características peculiares de algunos cristales de hornblenda es la

presencia de texturas de desequilibrio al observarse reemplazados parcialmente por cristales de biotita (Fotografía 9d). En ocasiones, la hornblenda se observa alterada a clorita. El piroxeno predomina en ~ 1% vol. de la roca y se observa principalmente como microfenocristal, aunque en ocasiones se presenta como inclusiones de ortopiroxeno y clinopiroxeno en las zonas cercanas a los enclaves intermedios (Fotografía 9e).

Los minerales accesorios menores representan menos del 1% vol. de la roca y se constituyen por  $Tur + Zrn + Ap \pm Aln$ , los cuales se encuentran principalmente como inclusiones excepto la turmalina que suele aparecer al microscopio en tamaños mayores. La turmalina se observa como cristales de color verde azulado a café en luz paralela en forma de racimos cónicos de prismas delgados, alargados y euhedrales; en su gran mayoría agregados radiales. También llega a presentarse como un mosaico de cristales hexagonales de contactos rectos a irregulares. El zircón y apatito aparecen comúnmente como inclusión en cuarzo y biotita. La allanita se observa como cristales xenomórficos de color café y algunas veces zonados. La allanita se encuentra frecuentemente rodeada por la epidota y la clinozoisita. Los minerales opacos representan menos del 1% vol. de la roca, están representados por magnetita, ilmenita, titanomagnetita y otros (probables piritita y galena) y se encuentran por lo general como inclusiones en otros minerales. La  $Cal \pm Czo + Chl$  son minerales secundarios muy comunes que ocupan una abundancia de ~ 2% vol. de la roca.

Constantemente, se observaron microenclaves (2 - 4 mm) inmersos en esta facies (Fotografía 9f). Estos poseen formas irregulares y se caracterizan por ser ricos en ferromagnesianos. Suelen mostrar una textura microgranular constituida por cristales de  $Pl \pm Or + Bt + Hbl$ . Estas y otras particularidades serán especificadas en la sección de enclaves.



**Fotografía 9.** a) Facies de grano grueso que presenta una textura que varía de segmentos hipidiomórficos a alotriomórficos equigranulares. b) Facies de grano grueso con textura de segmentos porfídicos. c) Megacrystal de ortoclasa (teñido) rodeado por cristales de plagioclasa, rasgo característico de la textura rapakivi. d) Cristal de hornblenda que exhibe un rasgo de desequilibrio al observarse reemplazada por biotita. e) Cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno distribuidos y cercanamente al contacto entre la roca huésped y el enclave. Hacia la izquierda se observa un fenocristal de cuarzo con textura micrográfica. f) Microenclave con textura microgranular inmerso en la facies de grano grueso. Imágenes tomadas en nícoles cruzados, excepto la Fotografía 9d en nícoles paralelos.

#### 5.4 FACIES DE GRANO FINO POBRE EN ANFIBOL

La facies de grano fino conforma una pequeña parte que se distribuye principalmente en el centro del cuerpo plutónico. Esta facies tiene una composición monzogranítica y en comparación con la facies de grano grueso se diferencia por su bajo contenido de anfíbol y por sus rasgos texturales. También llega a contener algunos microenclaves, pero no se observan con mucha frecuencia.

La facies de grano fino presenta una textura generalmente hipidiomórfica a alotriomórfica inequigranular con una notoria textura porfídica (Fotografía 10a, b). Los fenocristales y microfenocristales poseen un tamaño de grano que varía en general de 0.1 - 8 mm. Los megacristales alcanzan un tamaño de ~ 1 cm y están representado por cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (ortoclasa). Este último tipo de megacristal llega a aparecer rodeado por cristales de plagioclasa característica de la textura rapakivi, un rasgo que no se ha sido reportado anteriormente en este plutón ni dentro de la región (Fotografía 10c).

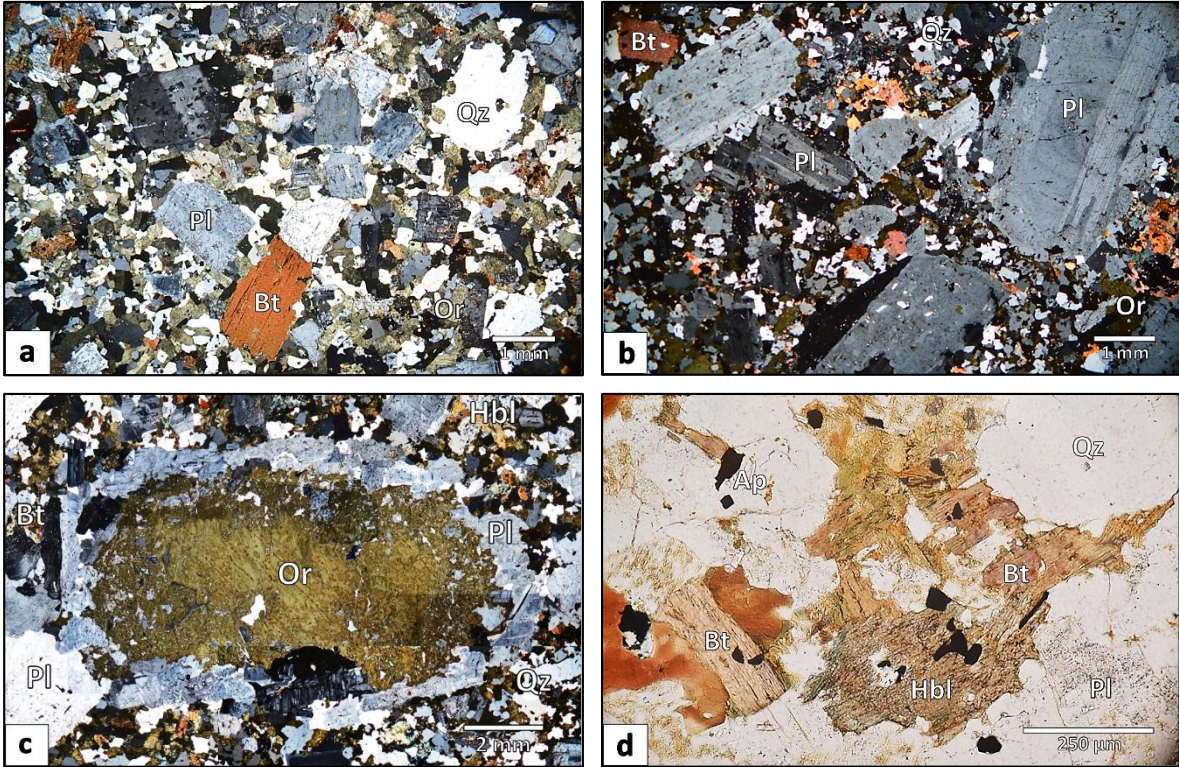
La composición mineralógica de la facies de grano fino es generalmente similar a la de la facies de grano grueso. La mineralogía está esencialmente constituida por:  $Qz + Fk + Pl + Bt + Hbl \pm Tur + Ap + Zrn + Opq$ . El cuarzo es uno de los componentes félsicos que se encuentra en una abundancia de ~ 29% vol. de la roca. Generalmente, se observa como fenocristales anhedrales y microfenocristales que conforman la matriz. Los fenocristales suelen aparecer redondeados y ligeramente alargados, algunos tienen contactos muy irregulares incluso desarrollan golfos de disolución. El feldespato potásico (ortoclasa) está presente con una abundancia del ~ 34% vol. de la roca. Ocurre como fenocristales anhedrales que suelen mostrar una textura peritítica y desarrollo de macla tipo Carlsbad, así como texturas de disolución (golfos). Otros en cambio, muestran desarrollo de texturas simpletíticas. En algunas zonas se observan microfenocristales de ortoclasa que forman mosaicos equigranulares. Esporádicamente, se encuentran megacristales de ortoclasa con textura rapakivi. La plagioclasa aparece en una abundancia de ~ 31% vol. de la roca, suele aparecer como fenocristales subhedrales a anhedrales, ocasionalmente con textura antiperitítica y raramente una textura de tamiz y de *chessboard*. También suele apreciarse con zoneamiento y maclas de albita, Carlsbad, albita-Carlsbad y con menos frecuencia la macla periclina. Muchos de los cristales de plagioclasa muestran alteración a sericita.

La abundancia de la biotita es del ~ 6% vol. de la roca y representa el mineral ferromagnesiano más abundante. Su color marrón a verde en nícoles paralelos y tiene una forma anhedral. Con frecuencia



está cloritizada, además se observa con inclusiones generalmente de zircón y minerales opacos. La hornblenda es muy escasa en esta facies, llega a alcanzar una abundancia de ~ 1% vol. de la roca. Los cristales de hornblenda tienen una forma anhedral, su color varía de café a marrón en luz paralela y a veces exhibe un crucero en dos direcciones. La hornblenda también ocurre frecuentemente como prismas hipidiomórficos de color café a verde amarillo en luz paralela y posee maclas simple y/o lamelar. Presenta alteración a clorita y actinolita y es común observarla asociada a la biotita. En cambio, algunos otros cristales de hornblenda exhiben texturas de desequilibrio al poseer el rasgo propio de encontrarse reemplazados parcialmente a biotita (Fotografía 10d).

La turmalina, apatito, zircón y allanita forman los minerales accesorios menores que constituyen en conjunto hasta el 1% vol. de la roca. La turmalina suele aparecer en tamaños mayores que el resto de los accesorios menores. Tiene normalmente una forma acicular prismática de color azulado a café. El apatito ocurre de forma prismática elongada de color verde en luz paralela y con bordes redondeados. El zircón se exhibe como cristales euhedrales a subhedrales. Regularmente, el apatito y zircón se observan como inclusiones en cuarzo y biotita. La allanita aparece como cristales anhedrales de color café y de tamaño de entre 0.1 - 0.5 mm. La abundancia de los minerales opacos es menor al 1% vol. de la roca. Este grupo de minerales se encuentra constituido por magnetita e ilmenita y probablemente sulfuros de Fe y Pb (galena, pirita), los cuales se observan como inclusiones. Los minerales secundarios incluyen: Czo + Chl ± Cal, estos se encuentran con una abundancia ~ 2% vol. de roca.



**Fotografía 10.** a) Facies de grano fino con una textura variable de segmentos hipidiomórficos a alotriomórficos inequigranulares. b) Facies de grano fino que exhibe una textura porfídica. c) Megacrystal de ortoclase (teñido) rodeado por cristales de plagioclase, característica particular de la textura rapakivi. d) Cristales de hornblenda que evidencian rasgos de desequilibrio al mostrarse reemplazada parcialmente por cristales de biotita, en nícoles paralelos. Las imágenes se observan en luz polarizada, a excepción de la Fotografía 10d en luz paralela.

## 5.5 ENCLAVES MAGMÁTICOS

Los enclaves microgranulares observados en el plutón de Coxcatlán se caracterizan principalmente por su mayor contenido de minerales ferromagnesianos que las facies mayores. Las formas de estos enclaves magmáticos son normalmente elipsoidales, redondeadas e irregulares y de tamaños variables (< 2 mm a 45 cm). Los contactos son transicionales, se llegan a observar de forma irregular y con rasgos de desequilibrio. De acuerdo con su composición textural y mineralógica se distinguen principalmente como intermedios y félsicos. Los enclaves intermedios poseen texturas porfídicas y equigranulares con tendencia a grano fino a diferencia de los enclaves félsicos que poseen un tamaño de grano medio. Estos dos tipos de enclaves serán descritos a continuación.

Los enclaves intermedios son los más predominantes y mineralógicamente similares entre sí, aunque con una variabilidad en su abundancia de ferromagnesianos. De estos enclaves fue posible reconocer por lo menos tres tipos. El primero es un enclave (Cx124a) que ha sido clasificado como

cuarzomonzodiorita, de acuerdo con su abundancia modal de sus componentes mineralógicos. Presenta en general una textura equigranular, comúnmente hipidiomórfica a alotriomórfica con variaciones a textura porfídica. El tamaño de grano varía típicamente de 0.1 - 6 mm. Se encuentra constituido por Pl + Qz + Fk + Px + Hbl  $\pm$  Bt + Ap + Zr + Opq, los cuales representan la mineralogía principal. En este tipo de enclave (Cx124a) se destaca un rasgo muy particular al observarse dividido en dos zonas: la primera corresponde particularmente a la parte central del enclave, en el que se observa con texturas holocristalina, poikilítica e intergranular. En su mayoría, los cristales de plagioclasa, feldespato potásico (ortoclasa) y cuarzo presentan un aspecto moteado debido a las inclusiones de piroxeno y hornblenda. En tanto, los intersticios están ocupados por cristales pequeños de piroxenos. Cabe mencionar que en la zona del enclave el ferromagnesiano dominante es el piroxeno (~ 19% vol. de la roca), el cual aparece en sus variedades de ortopiroxeno y clinopiroxeno. La hornblenda está presente en un ~ 7% vol. de la roca. La segunda se trata de la zona de transición periférica entre el enclave y la roca huésped. Esta transición representa una zona de mezcla incompleta de magmas que alcanza 2 cm de espesor y se caracteriza por poseer texturas equigranular y porfídica con rasgos de desequilibrio. Los cristales de cuarzo, plagioclasa y ortoclasa conforman los fenocristales y microfenocristales que se encuentran envueltos en una matriz microgranular de plagioclasas. Esta transición se distingue por la disminución de minerales ferromagnesianos a medida que se acercan a la roca huésped. Aunque, se llegan observar escasos minerales de clinopiroxeno con texturas de desequilibrio al reemplazarse a hornblenda. En cambio, los cristales de biotita llegan a ser abundantes en esta zona cuando eran relativamente escasos en la zona del enclave (Fotografía 11a).

En general, la plagioclasa se presenta como cristales subhedrales a anhedrales con zoneamiento y maclas (albita, Carlsbad y albita-Carlsbad). Algunas plagioclasas muestran inclusiones de clinopiroxeno y/o hornblenda. La plagioclasa se encuentra con una abundancia del ~ 42% vol. de la roca. La ortoclasa se presenta generalmente en forma anhedral y con textura peritítica, constituye el ~15% vol. de la roca. El cuarzo es común observarlo como xenomorfo e intersticialmente entre los minerales y llega a ocupar el ~ 9% vol. de la roca. En la zona de transición del enclave se observa el cuarzo como xenocristal o antecristal (6 mm) rodeado por cristales de piroxeno (probable augita), formando así una corona de reacción (Fotografía 11b). El piroxeno se observa como cristales xenomorfos en sus variedades de ortopiroxeno y clinopiroxeno, y algunos otros aparecen como inclusiones en otros minerales. La hornblenda tiene una forma anhedral y su color varía de café a

marrón en luz paralela. Otros cristales exhiben un color verde amarillo con forma de cristales prismáticos que presentan maclas simple y/o lamelar. La biotita representa el ~ 2% vol. de roca. La hornblenda y biotita se observan regularmente alteradas a clorita. El zircón es el mineral accesorio que ocupa menos del 1% vol. de la roca.

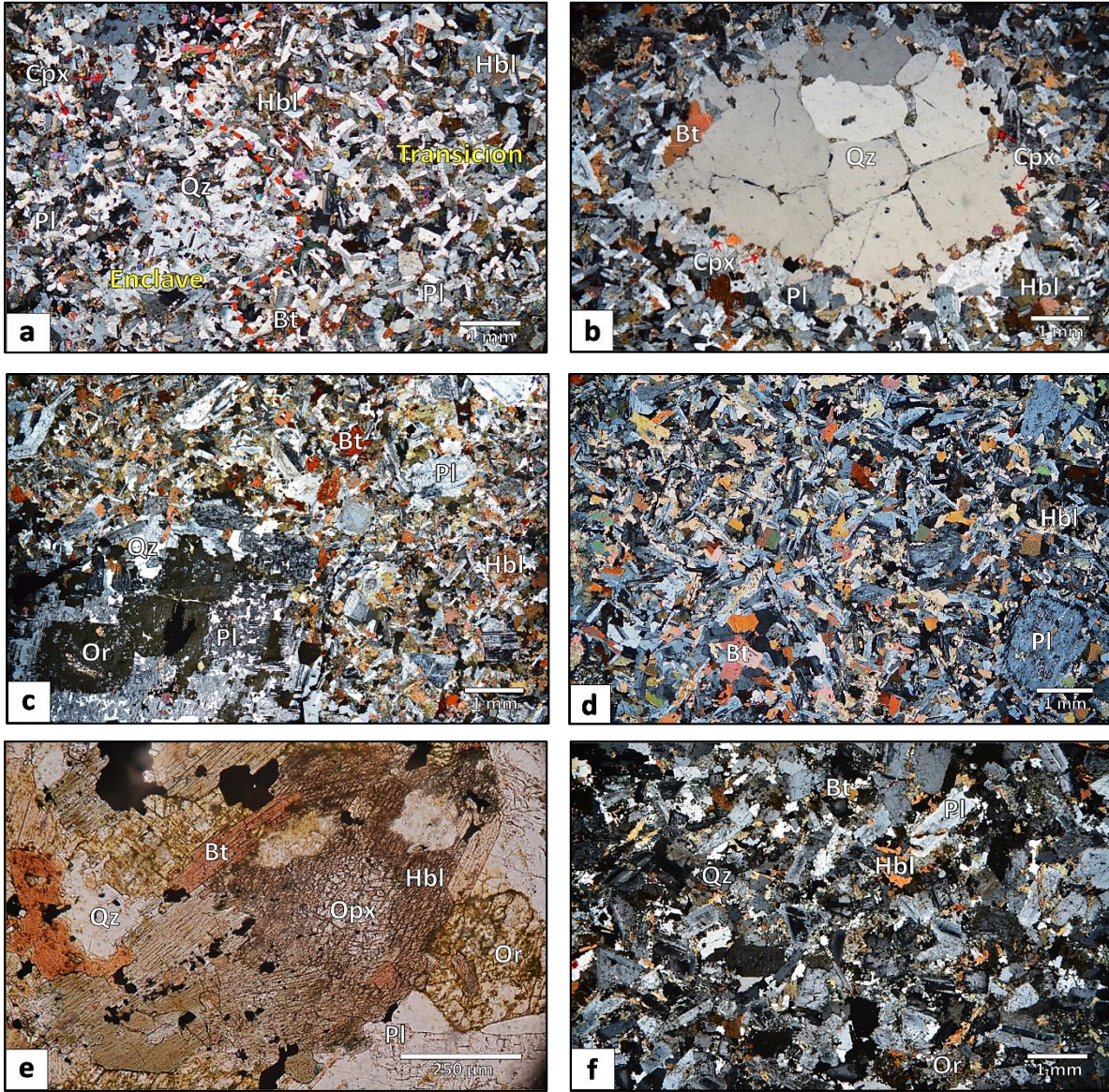
El segundo es un enclave (Cx60b) clasificado como cuarzomonzonita según sus componentes mineralógicos modales. Este enclave fue extraído completamente de la roca huésped y tiene dimensiones de 30 x 20 cm. Microscópicamente, posee una textura inequigranular alotriomórfica con tendencia a una textura porfídica. El tamaño de los cristales varía de entre 1 - 5 mm. La mineralogía se encuentra constituida por Pl + Or + Qz + Bt + Hbl + Px + Zr + Opq. Este enclave se distingue por un mayor contenido de ortoclasa y biotita; este último corresponde al ferromagnesiano de mayor abundancia presentándose en un ~12% vol. de la roca. La plagioclasa (~ 33% vol. de la roca) ocurre como fenocristales y microfenocristales subhedrales a anhedrales con desarrollo de maclas (albita, Carlsbad, albita-Carlsbad, a veces periclina) y zoneamiento. Los fenocristales de plagioclasa llegan a mostrar una textura antipertítica y numerosas inclusiones, así como también suelen presentar alteración a sericita. La ortoclasa ocupa el ~ 35% vol. de la roca. Presenta una forma subhedral con textura pertítica y en ocasiones, se observa con macla de Carlsbad. Algunos otros cristales de ortoclasa y cuarzo forman dominios de mosaicos equigranulares y texturas micrográficas. Asimismo, se llegaron observar características peculiares de este enclave en la muestra Cox 34 del estudio de Zuñiga-Lagunes (2012) como son fenocristales de ortoclasa con textura rapakivi (Fotografía 11c). El cuarzo (~ 9% vol. de la roca) ocurre como cristales anhedrales y también aparece entre los intersticios de los minerales. Algunos cuarzos se encuentran esporádicamente como xenocristales o antecristales con la peculiaridad de estar rodeado por piroxenos (ortopiroxenos y clinopiroxenos) formando una corona de reacción. La biotita se observa de forma anhedral de color marrón a verde en nícoles paralelos y con inclusiones de cuarzo, zircón y minerales opacos. La hornblenda constituye el ~ 5% vol. de la roca. Este mineral llega ocurrir como microfenocristales anhedrales de color café a marrón en luz paralela. Los cristales de biotita y hornblenda tienden a mostrar alteración parcial a totalmente a clorita. El piroxeno representa el ~ 4% vol. de la roca y se observa en su mayoría como cristales xenomorfos que aparecen principalmente rodeando xenocristales o antecristales de cuarzo. El zircón es el mineral accesorio menor y junto con los minerales opacos se encuentran con menos del 1% vol. de la roca. Estos

minerales aparecen principalmente como inclusiones en cristales de biotita. Los minerales secundarios forman menos del 1% vol. de la roca y los conforman la Cal + Ep + Chl.

El tercero (Cx107) es un enclave que resalta por su excelente estado de conservación y de acuerdo con los datos cuantitativos modales se clasifica como una cuarzodiorita. Este enclave exhibe una textura alotriomórfica inequigranular con variaciones a textura porfídica (Fotografía 11d). Los cristales generalmente alcanzan un tamaño de entre 1 - 2 mm. Los componentes mineralógicos corresponden a Pl + Qz + Or + Bt + Hbl + Px + Zr + Opx. El enclave se distingue por un alto contenido de hornblenda y biotita con 23% y 18% vol. de la roca, respectivamente. Se han observado comúnmente texturas de desequilibrio donde el piroxeno es reemplazado por la hornblenda y está a su vez es reemplazada por la biotita (Fotografía 11e). En relación a sus componentes félsicos la plagioclasa es relativamente más abundante que la ortoclasa y el cuarzo. La plagioclasa constituye el ~ 49% vol. de la roca. Aparece de forma subhedral a anhedral, presenta zoneamiento y se observa con maclas de albita, Carlsbad y albita-Carlsbad. El cuarzo ocupa el ~ 6% vol. de la roca. Ocurre de forma anhedral y rellenando intersticios, mientras que algunos otros cristales presentan desarrollo de texturas de intercrecimiento (simpletitas). La ortoclasa es relativamente escasa (~ 4% vol. de la roca) y se observa como fenocristales anhedrales con textura perfitica. La biotita aparece como cristales anhedrales de color marrón en luz paralela y tienden a mostrar alteración parcial a clorita. La hornblenda presenta formas anhedrales y su color varía de café a verde en nicoles paralelos y comúnmente, es alterada a clorita. Se ha observado algunos cristales de hornblenda formando aglomeraciones. El piroxeno ocurre como cristales anhedrales, algunos presentan un crucero bien desarrollado. Se exhibe en sus variedades de ortopiroxeno y clinopiroxeno; siendo el primero el más abundante. Algunos cristales de ortopiroxeno presentan texturas de desequilibrio al presentar reacciones a hornblenda en sus bordes. El zircón es el mineral accesorio que ocupa menos del 1% vol. de la roca y frecuentemente aparece como inclusión en otros minerales.

Los enclaves félsicos son menos frecuentes y se han sido observados generalmente en la parte sur-suroeste de plutón. Su presencia se denota por contrastes de color y textura con respecto a la roca huésped. Dichos enclaves (Cx60c y Cx119ac) se clasifican como granodioríticos según su composición mineralógica modal. Presentan una textura equigranular comúnmente hipidiomórfica a alotriomórfica con textura porfídica en parte. El tamaño de grano varía de grano medio a grano grueso (Fotografía 11f). La asociación mineralógica está constituida por Pl + Or + Qz + Bt + Hbl + Px + Zr. Estos enclaves resaltan por su relativo alto contenido de minerales máficos correspondientes

a biotita (~ 13% vol. de la roca) y a hornblenda (~ 10% vol. de la roca) en las muestras Cx60c y Cx119ac, respectivamente. En la muestra Cx60c se observan aglomeraciones de piroxenos que se disponen a lo largo del contacto entre de la roca granítica y el enclave. Se han observado xenocristales o antecristales de cuarzo con la característica similar a los enclaves antes mencionados, al estar rodeado por cúmulos de piroxenos formando una corona de reacción. La plagioclasa aparece el ~ 50% vol. de la roca en la muestra Cx60c y el ~ 45% vol. de la roca en la muestra Cx119ac. Ocurre con formas subhedrales a anhedrales, presenta zoneamiento y desarrollo de maclas (albita, Carlsbad, albita-Carlsbad). También suele estar parcialmente alterada a sericita. La ortoclasa constituye el ~ 17% y el ~ 22% vol. de la roca en las muestras Cx60c y Cx119ac, respectivamente. Se observa como cristales anhedrales con textura perfitica y macla de tipo Carlsbad. Algunos cristales de ortoclasa en contacto con el cuarzo forman texturas micrográficas. En algunas zonas, la ortoclasa llega a formar mosaicos microgranulares. El cuarzo llega a presentarse en una abundancia del ~ 15% vol. de la roca en la muestra Cx60c y el ~ 17 % vol. de la roca en la muestra Cx119c. Este mineral ocurre en formas anhedrales y se observa entre los intersticios de los minerales. La biotita es abundante en la muestra Cx60c y suele aparecer como cristales planares de forma anhedral que presentan un color marrón a verde en luz paralela. Comúnmente, está alterada y posee inclusiones de zircón y minerales opacos. La hornblenda es más abundante en Cx119ac y se observa mayormente como cristales anhedrales, mientras que algunos otros llegan ocurrir de forma prismática con maclas tipo simple o lamelar. El piroxeno representa menos del 1% vol. de la roca. Tiene una forma anhedral y se encuentra como ortopiroxeno y clinopiroxeno. Algunos cristales de piroxeno presentan también texturas de desequilibrio al observarse reemplazados por hornblenda. Los minerales accesorios menores ocupan menos del 1% vol. de la roca. Estos incluyen al Tur + Apa + Zr. La turmalina presenta un color verde azulado a café en nícoles paralelos. Se encuentra en forma de agregados radiales y es uno de los minerales de mayor tamaño en comparación de los demás minerales accesorios menores. Los minerales opacos los constituyen la magnetita e ilmenita. La clorita y epidota constituyen los minerales secundarios y representan ~ 2% vol. de la roca.



**Fotografía 11.** a) Enclave diorítico en nícoles cruzados que presenta dos zonas: Enclave y Transición. La zona del enclave presenta texturas: holocristalina, poikilitica e intergranular, y se distingue por un alto contenido de piroxeno que ocurre entre los intersticios y como inclusión. La zona de transición exhibe texturas microgranular y porfídica. Esta zona se caracteriza por el incremento de ferromagnesianos y por la presencia de texturas de desequilibrio, observable en nícoles cruzados. b) Xenocristal o antecristal de cuarzo rodeado por pequeños cristales de piroxeno, formando así una corona de reacción, en luz polarizada. c) Megacristal de ortoclasa teñido que presenta la textura rapakivi, se encuentra inmerso en una matriz porfídica y microgranular constituida por Pl, Qz, Bt y Hbl, imagen en nícoles cruzados. d) Enclave diorítico que exhibe una textura aliothomórfica inequigranular con variantes porfídicos y un alto contenido de Bt y Hbl, en luz polarizada. e) Cristal de ortopiroxeno que evidencia un rasgo de desequilibrio al mostrarse reemplazado por cristales de hornblenda y estos a su vez son reemplazados por cristales de biotita, en nícoles paralelos. f) Enclave félsico con textura equigranular de tamaño de grano medio con un alto contenido de Hbl, en luz polarizada.

## 5.6 XENOLITOS

Los xenolitos fueron reconocidos por sus características texturales y paragénesis minerales, que permitió identificar petrográficamente su origen metamórfico e ígneo. Comúnmente, se encuentran en la facies de grano grueso rico en anfíbol. Estos xenolitos alcanzan un tamaño de ~ 2 - 2.5 cm y tienden a mostrar una forma irregular. De acuerdo con sus características se han identificado tres tipos: fragmento metapelítico, esquisto de biotita y granito, los cuales se describen a continuación.

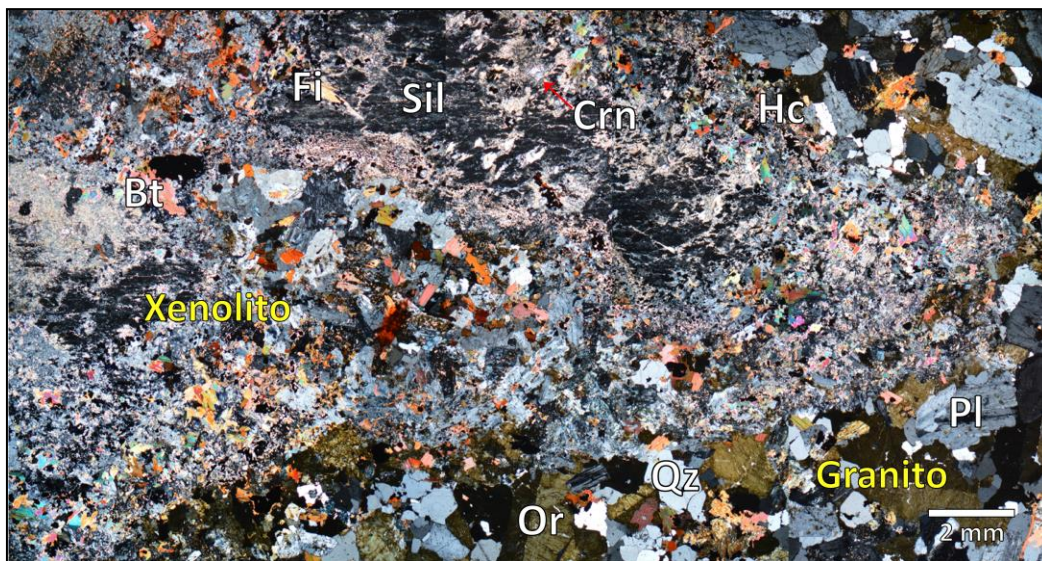
El fragmento metapelítico presenta una textura xenoblástica y se distingue por su paragénesis constituida de Sil + Hc + Crn + Bt. Estos últimos minerales rodean al fenocristal de sillimanita (Fotografía 12). Generalmente, el tamaño de los cristales varía de entre 0.1 - 0.5 mm. La sillimanita se observa como un cristal xenoblástico e incoloro de tamaño de 1 cm y muestra un crucero bien desarrollado en una dirección. También, la sillimanita ocurre en su variedad de fibrolita que presenta un color ligeramente amarillo en nícoles paralelos y ocurre en cristales aciculares con tamaño que varía de 0.1 - 0.2 mm. La espinela (probable hercinita) aparece en cristales de color verde en nícoles paralelos y con forma subhedral a anhedral. La hercinita se encuentra alrededor de la sillimanita y también rodea algunos cristales de corundo. Se ha llegado a observar cristales de sericita entre los espacios de la hercinita. El corundo ocurre como cristales anhedrales de color ligeramente azulado en luz paralela y es reconocible por su alto relieve. Algunos cristales de corundo también se encuentran inmersos en la sillimanita. La biotita tiene una forma anhedral y su color varía de marrón a café en luz paralela. También, la biotita forma aglomeraciones que se distribuyen alrededor de la sillimanita. En fases menores se encuentra el zafirino como cristales anhedrales de color azul claro en luz paralela y son muy escasos. La turmalina ocurre como un mosaico de cristales hexagonales subhedrales de color verde azulado a café en nícoles paralelos. El rutilo es un mineral anhedral de color café oscuro con un alto relieve y se encuentra en contacto con minerales de biotita y corundo. La clorita es el mineral secundario que aparece de forma acicular. Presenta colores de interferencia de azul a café anómalos y comúnmente es producto de alteración de la sillimanita. Cabe mencionar que, la paragénesis que presenta este xenolito es parecido a las restitas metasedimentarias del Complejo Xolapa reportadas por Pérez-Gutiérrez *et al.* (2009).

El esquisto de biotita se distingue de la roca huésped por su fábrica y por su asociación mineralógica conformada principalmente por Bt + Qz + Fk + Pl + Zr + Czo. Se caracteriza por el desarrollo de foliación esquistosa continua de biotita inmerso con bandas de agregados de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. El espesor entre los dominios de clivaje alcanza entre 200 - 500  $\mu\text{m}$ , aunque

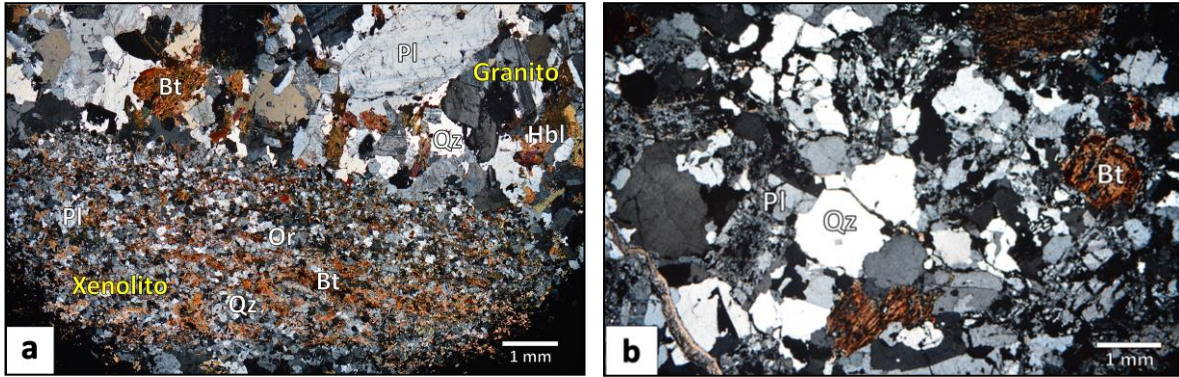


en algunas zonas es aún más pequeña que no se producen microlitones (Fotografía 13a). El cuarzo aparece como cristales subhedrales a anhedrales de grano fino. Presenta una textura microgranular formando mosaicos poligonales de contacto rectos a interlobados. La ortoclasa ocurre como cristales anhedrales con textura perítica, y algunos otros muestran un maclado tipo Carlsbad. Sus contactos llegan mostrarse generalmente interlobados. La plagioclasa se observa de forma euhedral a anhedral y conserva bien sus maclas de tipo albita, Carlsbad y periclina, además presentan zoneamiento. El zircón aparece como mineral accesorio, mientras que la clinozoisita ocurre como mineral secundario en forma de agregados radiales.

En el área de Tilzapotla, se obtuvo de la ignimbrita homónima un xenolito de composición granítica que no conserva un buen estado de preservación. Este granito exhibe una textura inequigranular alotriomórfica y se conforma principalmente por Pl + Or + Qz + Bt + Zr (Fotografía 13b). El cuarzo constituye el ~ 23% vol. de la roca. Ocurre como cristales anhedrales que generalmente muestran contactos irregulares hasta desarrollar golfos de disolución. La ortoclasa está presente en un ~ 31% vol. de la roca. Se observa como cristales anhedrales y con forma prismática anhedral, ambos comúnmente rotos o fracturados. La plagioclasa es el mineral más abundante y representa el ~ 36% vol. de la roca. Ocurre de forma anhedral y presenta maclas de tipo albita y Carlsbad. Algunos cristales de plagioclasa poseen fracturas rellenas de calcita. La biotita ocupa el ~ 9% vol. de la roca. Aparece como fenocristales anhedrales de color café a rojizo, en luz polarizada y evidencia fuertes signos de oxidación. El zircón es el mineral accesorio que aparece con menos del 1% vol. de la roca y ocurre principalmente como inclusión.



**Fotografía 12.** Xenolito reconocido como fragmento metapelítico. Imagen tomada en nicoles cruzados.



**Fotografía 13.** a) Xenolito perteneciente a un esquistos de biotita. b) Xenolito de composición granítica. Imágenes tomadas en luz polarizada.

## 5.7 DIQUES

El plutón de Coxcatlán se encuentra cortado por diques máficos, intermedios y félsicos que se encuentran distribuidos en todo el cuerpo plutónico. Los diques intermedios aparecen con mayor frecuencia en comparación a los diques máficos y félsicos. Estos diques adoptan espesores variables desde unos cuantos centímetros a metros (~ 20 cm - 5 m). Presentan texturas y mineralogías diversas y se han reconocido diferentes tipos de diques, tales como: gabro, dacita, andesita, diorita y aplita, los cuales serán descritos en los siguientes párrafos.

El dique gabroico está representado por la muestra Cx83, el cual no conserva un buen estado de preservación. Este dique se observa con una textura inequigranular alotriomórfica (Fotografía 14a). Su mineralogía está compuesta principalmente por Px + Pl. El piroxeno representa el ~ 45% vol. de la roca. Ocurre como cristales subhedrales a anhedrales y como cristales prismáticos de tamaño de 1 - 3 mm. El piroxeno aparece en sus variedades de ortopiroxeno y clinopiroxeno. La plagioclasa en su mayoría se encuentra sericitizada, pero se logra apreciar la macla de albita y en ocasiones textura antipertítica. Además, presenta inclusiones de piroxeno y comúnmente, es reemplazada por clorita. La turmalina aparece como mineral producto del metasomatismo que ha sufrido la roca y ocurre como cristales anhedrales de color verde azulado en luz polarizada. La Cal + Chl + Ep + Czo son minerales secundarios que se disponen entre los intersticios de los minerales y/o rellenan fracturas.

Los diques dacíticos corresponden a las muestras Cx73a y Cx75, los cuales tienen un buen estado de conservación. Estos diques presentan una textura porfídica, además de texturas hipocristalina e hipidiomórfica que los caracterizan (Fotografía 14b). La mineralogía de los fenocristales se encuentra constituida de Pl + Qz + Or + Hbl ± Bt. La matriz constituye el ~ 57% vol. de la roca y posee

una textura traquítica formada de microlitos de plagioclasa y vidrio intersticial. Con respecto a los minerales ferromagnesianos, el anfíbol (hornblenda) es el más abundante y representa el ~ 9% vol. de la roca. La plagioclasa es la fase félsica más abundante y representa ~ 26% vol. de la roca. Ocurre como fenocristales euhedrales a subhedrales, la mayoría con zonación y maclas de albita, Carlsbad, albita-Carlsbad. En cambio, otras plagioclasas presentan una textura tamiz y exhiben un núcleo alterado. El cuarzo es el mineral que se encuentra en un ~ 7% vol. de la roca. Generalmente tiene una forma anhedral, aunque se ha observado con forma redondeada. La ortoclasa es escasa (~ 1% vol. de la roca) y se observa como fenocristales con textura pertítica. La hornblenda se encuentra como fenocristales seriados y con forma de prismas alargados (< 2 - 4 mm) de color café a verde en luz paralela. Estos cristales comúnmente presentan macla de tipo simple y/o lamelar. En otros casos, el anfíbol tiene una forma subhedral con bajo pleocroísmo y un crucero en dos direcciones.

El dique andesítico está representado por la muestra Cx134, se observa con texturas porfídica y glomeroporfídica (Fotografía 14c). La asociación mineralógica está conformada por Pl + Qz + Ort + Hbl ± Bt, que se encuentran tanto en la fracción de los fenocristales como de microfenocristales. La matriz es criptocristalina, aunque en otras zonas se observa microlitos de plagioclasa. En su mayoría, los fenocristales y microfenocristales son anhedrales, están fracturados y además presentan signos de cloritización. Las plagioclasas constituyen la mayor parte de la fracción de los fenocristales. El cuarzo aparece generalmente de forma anhedral, pero se observan algunos xenocristales o antecristales subredondeados. El cuarzo anhedral tienen contactos irregulares y desarrollan golfos de disolución rellenos de la matriz microlítica. Además, poseen inclusiones de apatito y zircón. La ortoclasa aparece como microfenocristales con textura pertítica y esporádicamente se observan con texturas simpletíticas, también llegan a mostrar parcialmente alteración a sericita. La hornblenda llega ocurrir como microfenocristales de color café a marrón en nícoles paralelos y de formas subhedrales a anhedrales con macla simple. La biotita es muy escasa y generalmente se observa de forma anhedral. El piroxeno incluye ortopiroxeno y clinopiroxeno que ocurren como microfenocristales subhedrales a anhedrales, mientras que algunos otros se observan como cristales prismáticos con desarrollo de macla simple. El zircón y el apatito son los minerales accesorios que se encuentran comúnmente como inclusiones en biotita y cuarzo. La calcita es un mineral secundario que ocurre principalmente rellenando fracturas o huecos en los minerales.

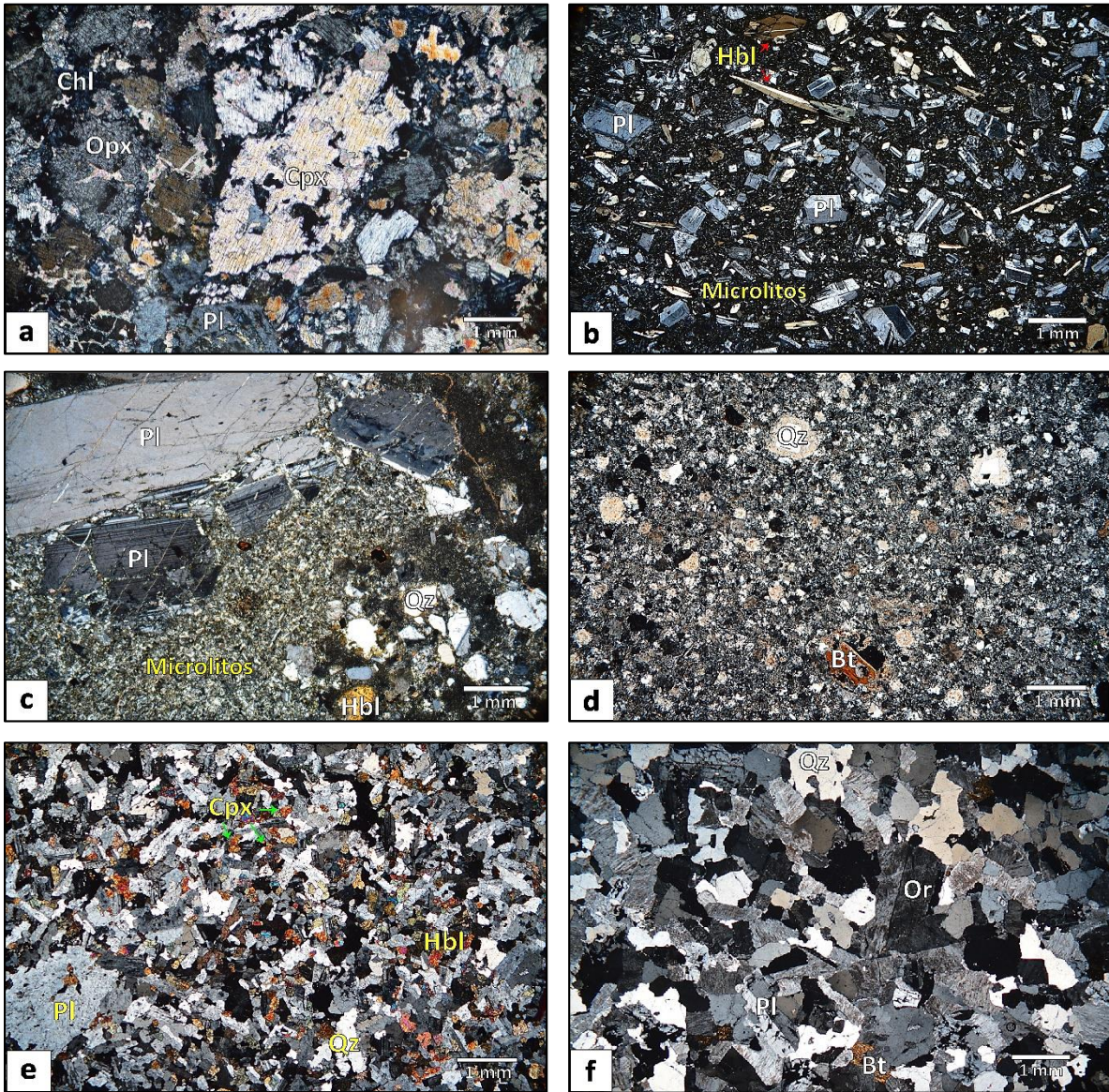
La muestra Cx82 corresponde a un dique que presenta una mayor abundancia de minerales félsicos y signos de silicificación. Este dique posee texturas esferulítica y glomeroporfídica, así como una

textura alotriomórfica (Fotografía 14d). Los minerales de la fracción de fenocristales son Qz + Pl + Or + Bt. La matriz es vítrea y con rasgos de desvitrificación. Algunos de los fenocristales fueron reemplazados por sílice secundario. El cuarzo se observa como fenocristales subhedrales rodeados por una película de sílice y algunos otros se encuentran formando mosaicos poligonales de contactos semirectos a irregulares. También se observan segmentos con cuarzo que presenta una textura esferulítica debido a la desvitrificación. Los cristales de plagioclasa y de ortoclasa se encuentran generalmente con formas subhedrales y anhedrales. La biotita es escasa (~ 3% vol. de la roca) y se presenta de forma anhedral con tamaños que varían de 0.3 - 0.5 mm. Su color es café a marrón en luz paralela. La hornblenda se observa en un corte basal con forma de cristales hexagonales. Tiene un color café a marrón en luz paralela y se presenta escasamente.

Otra litología observada en los diques intermedios-félsicos es de composición diorítica, la cual corresponde a la muestra Cx110. Este dique presenta una textura equigranular y usualmente alotriomórfica con variaciones de textura porfídica (Fotografía 14e). El tamaño de los cristales varía de grano fino a grueso. Su mineralogía está conformada por Pl + Qz + Or + Px + Hbl + Bt. El piroxeno es el mineral que representa el ~ 18% vol. de la roca y es el que predomina de los demás ferromagnesianos. La matriz está formada por plagioclasa y piroxeno con textura intergranular. El cuarzo ocupa el ~ 9% vol. de la roca. Ocurre como microfenocristales anhedrales y algunos otros cristales se disponen entre los intersticios de los minerales de plagioclasa y ortoclasa. El cuarzo se observa con inclusiones de piroxeno, apatito y zircón. La plagioclasa es la fase félsica más abundante y constituye el ~ 51% vol. de la roca. Aparece como cristales subhedrales a anhedrales y presenta zoneamiento. Algunas plagioclasas se observan con alteración parcial a sericita. La ortoclasa (~ 10% vol. de la roca) se observa como microfenocristales con textura perfitica y regularmente se observa con macla de Carlsbad. El piroxeno ocurre como pequeños cristales xenomorfos (< 0.1 - 0.5 mm) que se encuentran entre los espacios de los cristales de plagioclasa. Se presenta en sus variedades de ortopiroxeno y clinopiroxeno. La biotita representa menos del 1 % vol. de la roca y suele aparecer como cristales laminares de forma anhedral que comúnmente se alteran a clorita. La hornblenda tiene una abundancia de ~ 7% vol. de la roca. Presenta una forma anhedral y un color café a verde amarillo en nícoles paralelos. Además, se encuentra parcialmente alterada a clorita. El apatito es el mineral accesorio de mayor abundancia y ocupa el ~ 4% vol. de la roca. Se observa como cristales alargados de tamaño que varían de 0.1 - 0.5 mm y con bordes regularmente redondeados. Suele aparecer principalmente como inclusiones y se distribuye ampliamente en toda la roca. El zircón y

los minerales opacos constituyen menos del 1% vol. de la roca. Los minerales secundarios los conforman principalmente la Chl + Ep + Czo.

El dique aplítico corresponde a la muestra Cx63, se observa con una textura alotriomórfica inequigranular (Fotografía 14f). Los cristales alcanzan un tamaño de grano varía de 0.5 - 2 mm. La asociación mineralógica está constituida por Qz + Or + Pl + Bt + Zr ± Opq, los cuales conforman los fenocristales y microfenocristales. El cuarzo se encuentra en una abundancia de ~ 40% vol. de la roca. Se llega a observar como cristales anhedral con contactos que suelen ser irregulares incluso desarrollan golfos de disolución. Algunos cristales de cuarzo presentan una textura mirmequítica. La ortoclasa es la fase de mayor abundancia que constituye el ~ 38% vol. de la roca. Ocurre de forma anhedral con textura perítica y ocasionalmente, presenta la macla de Carlsbad. La plagioclasa representa el ~ 20% vol. de la roca. Aparece como cristales de forma anhedral con desarrollo de macla de albita-Carlsbad, mientras que otros cristales se observan con una textura mirmequítica. La plagioclasa suele mostrar signos de alteración parcial a sericita. La biotita es el mineral ferromagnesiano que ocupa el ~ 2% vol. de la roca. Presenta una forma anhedral y su color varía de marrón a verde en luz paralela. Regularmente, la biotita se observa con alteración parcial a clorita. El zircón es el mineral accesorio que aparece con menos del 1% vol. de la roca. Los minerales opacos también se encuentran con menos del 1% vol. de la roca y los constituyen la magnetita e ilmenita y posiblemente sulfuros de Fe.



**Fotografía 14.** a) Dique gabroico que presenta una textura alotriomórfica inequigranular con segmentos porfídicos, constituidos principalmente por fenocristales de Px. b) Dique andesítico bien preservado que exhibe una textura porfídica, donde los fenocristales y microfenocristales de Pl y Hbl se encuentran inmersos en una matriz microlítica. c) Dique andesítico con textura porfídica, constituido por cristales de Pl, Qz y Bt que se encuentran envueltos en una matriz microlítica y criptocristalina. d) Dique que muestra texturas porfídica y esferulítica, presenta un mayor contenido de minerales félsicos con signos de silicificación. e) Dique que exhibe texturas microgranular y porfídica, se distingue por un alto contenido de Px. f) Dique aplítico que muestra una textura alotriomórfica inequigranular y se conforma principalmente por fenocristales y microfenocristales de Qz, Or y Pl. Fotografías tomadas en nícoles cruzados.

## CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA

El análisis geoquímico e isotópico de las muestras estudiadas fue realizado mediante distintas técnicas analíticas (fluorescencia de rayos X e ICP-MS). Se seleccionaron las muestras más representativas de las diferentes facies litológicas, considerándose las que presentaban menor alteración. Los datos de los análisis se utilizaron para distinguir las variaciones y comportamientos geoquímicos de los elementos mayores, traza e isotópicos entre las distintas facies del plutón de Coxcatlán y la ignimbrita Tilzapotla. Estas tendencias se presentan en los diferentes diagramas para reconocer los detalles de la evolución magmática del plutón de Coxcatlán y de la ignimbrita Tilzapotla, así como también de los probables componentes involucrados.

Los resultados de elementos mayores y trazas fueron obtenidos de 22 muestras correspondientes a cinco de la facies de grano grueso (Cx59, Cx74, Cx116, Cx117, Cx120), seis de la facies de grano fino (Cx67, Cx68, Cx76, Cx94, Cx109, Cx143), cinco de enclaves (Cx60b s/crist, Cx60 c/crist, Cx124a, Cx60c, Cx119a), cuatro de diques (Cx63, Cx73a, Cx83, Cx110) y dos de la ignimbrita Tilzapotla (Tz736-1, Tz737-1) como se presentan en la Tabla 1. Los datos isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd fueron obtenidos de seis muestras pertenecientes a cada facies (Cx76, Cx120, Cx143, Cx124a, Cx63, Tz736-1), los datos se pueden observar en la Tabla 2.

Algunos datos de elementos mayores y traza de las facies de grano grueso (Bv21, Cox7, COXCA) reportados por Morán-Zenteno *et al.* (2004), Martiny *et al.*, (2013) y González-Torres (2013), así como de la facies de grano fino (Cox26) y enclave magmático (Cox32) de Martiny *et al.*, (2013) se utilizaron para este trabajo. También, se emplearon los datos isotópicos de ignimbritas de Morán-Zenteno *et al.* (2004) como complemento y algunos otros (Morán-Zenteno *et al.*, 2007, 2017) como referencia para el presente estudio. Los elementos mayores fueron recalculados al 100% con base anhidra y para los diagramas el fierro total fue recalculado como FeO\* (mediante  $Fe_2O_3 * 0.8998$ ) para cada muestra. Los datos de los elementos traza se normalizaron según los valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989) y con valores de condrita de McDonough y Sun (1995) para lo diagramas presentados en las Figuras 17 y 18. Los valores isotópicos de cada facies han sido recalculados para obtener las relaciones isotópicas iniciales de Sr y Nd (Faure, 1986).

**PETROLOGÍA Y CONDICIONES DE CRISTALIZACIÓN DEL PLUTÓN DE COXCATLÁN, ESTADO DE GUERRERO**

**Tabla 1.** Composición química de roca total de las muestras representativas del plutón de Coxcatlán y de la ignimbrita Tilzapotla.

FACIES	PLUTÓN DE COXCATLÁN																						IGNIMBRITA TILZAPOTLA					
	GRANO GRUESO											GRANO FINO					ENCLAVES				DIQUES				IGNIMBRITA			
	COORDENADAS		Cx59	Cx74	Cx116	Cx117	Cx120	Bv21 <sup>1</sup>	Cox7 <sup>2</sup>	COXA <sup>3</sup>	Cx67	Cx68	Cx76	Cx94	Cx109	Cx143	Cox26 <sup>2</sup>	Cx60b s/crist	Cx60b c/crist	Cx124a	Cx60c	Cx119a	Cox32 <sup>2</sup>	Cx63	Cx73a	Cx83	Cx110	Tz736-1
ELEMENTOS MAYORES (wt. %)																												
SiO <sub>2</sub>	56.259	69.584	69.231	69.627	68.496	66.32	68.95	66.02	70.193	69.929	70.48	71.367	70.03	69.798	70.97	58.919	59.545	57.799	60.401	61.649	53.20	77.475	61.67	43.14	60.46	68.636	67.409	
TiO <sub>2</sub>	1.077	0.453	0.474	0.448	0.512	0.64	0.52	0.57	0.395	0.345	0.38	0.316	0.44	0.405	0.32	0.91	0.873	1.106	1.132	0.934	1.11	0.114	0.54	1.015	0.768	0.428	0.488	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.282	14.59	14.587	14.56	14.825	15.53	15.15	14.91	14.56	14.876	14.412	14.305	14.462	14.606	14.78	15.616	15.725	16.177	16.258	16.412	17.15	12.155	17.39	12.62	15.19	14.67	15.464	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.13	3.68	3.846	3.707	4.091	4.76	4.15	4.77	3.403	3.003	3.155	2.599	3.499	3.382	2.44	7.242	6.909	8.439	7.161	7.116	9.32	1.052	4.79	12.53	5.26	3.862	4.285	
MnO	0.144	0.07	0.058	0.133	0.074	0.09	0.07	0.07	0.06	0.057	0.076	0.052	0.058	0.079	0.03	0.128	0.119	0.161	0.146	0.140	0.15	0.011	0.067	0.239	0.059	0.054	0.067	
MgO	3.493	0.931	0.951	0.958	1.134	1.39	1.27	1.41	0.857	0.71	0.762	0.667	0.875	0.851	0.78	2.927	2.76	2.866	1.839	1.716	4.36	0.108	2.115	5.602	1.18	0.965	0.584	
CaO	6.367	2.466	2.479	2.316	2.841	3.44	2.87	3.44	2.131	1.692	2.048	1.8	2.521	2.304	1.78	5.123	4.979	6.328	4.174	4.465	7.62	0.494	6.25	13.29	7.812	2.163	2.654	
Na <sub>2</sub> O	3.463	3.518	3.52	3.275	3.423	3.54	3.34	3.51	3.52	3.06	3.435	3.178	3.383	3.445	3.36	3.282	3.307	4.153	4.356	3.533	3.26	2.529	3.156	1.998	3.485	2.921	3.552	
K <sub>2</sub> O	3.196	4.056	4.052	4.192	3.892	3.38	3.52	3.42	4.079	4.861	4.498	4.313	4.056	4.17	4.38	4.555	4.49	2.217	2.294	2.989	2.52	5.669	1.794	2.616	5.367	4.427	4.042	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.229	0.123	0.132	0.123	0.133	0.11	0.14	0.16	0.141	0.136	0.133	0.134	0.125	0.149	0.14	0.199	0.193	0.265	0.349	0.256	0.20	0.014	0.148	0.157	0.266	0.097	0.109	
Px <sup>c</sup>	1.36	0.53	0.67	0.66	0.58	1.17	0.35	1.41	0.66	1.33	0.62	1.27	0.55	0.81	0.76	1.1	1.1	0.490	1.89	0.79	0.84	0.38	2.06	6.78	0.19	1.94	1.16	
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.37	100.35	99.69	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.75	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.73	100.00	99.98	99.99	100.04	100.16	99.81	
ELEMENTOS TRAZA (ppm)																												
Cs	9.216	9.003		11.089		11.070		11.534		13.204		10.513		11.664		9.257		8.044		7.018		9.179		1.775				
Tl	1.086	1.019		1.378		1.378		1.364		1.281		1.140		1.241		1.200		0.642		1.055		1.755		1.775				
Rb	175.031	175.824		181.918		139.230		187.084		198.387		194.324		171.536		179.566		92.095		110.332		322.724		33.854				
Ba	521.194	524.471		511.498		611.400		501.674		514.608		501.591		528.211		703.295		720.450		357.479		33.854		8.842				
W	1.483	1.962		2.737		0.000		1.976		2.779		1.676		2.845		1.609		2.142		3.424		0.842						
Th	14.281	14.612		13.540		8.810		18.709		14.490		17.740		12.023		7.214		8.847		13.458		45.938						
U	5.971	4.705		4.246		2.910		5.710		8.053		5.097		5.165		3.107		4.053		6.585		9.209						
Nb	11.738	12.159		11.336		12.060		12.027		11.606		12.564		11.700		10.016		17.067		16.175		8.058						
Ta	1.128	1.198		1.066		1.310		1.428		1.310		1.333		1.497		0.833		1.310		1.272		1.385						
La	29.257	32.819		27.521		26.960		31.979		28.608		32.474		25.335		24.457		32.776		35.974		45.069						
Ce	60.441	66.214		57.408		58.190		64.055		59.222		65.014		51.490		51.071		72.006		69.006		84.957						
Pb	15.477	14.007		19.433		15.170		20.891		22.926		17.030		21.325		18.580		14.224		27.224		20.142						
Pr	7.658	8.377		7.331		7.331		8.099		7.444		8.256		6.440		6.944		9.722		9.094		9.026						
Mo	1.401	0.751		0.850		0.000		1.230		0.882		1.591		1.098		3.980		1.155		2.628		0.440						
Sr	171.678	178.934		201.635		238.770		161.230		146.914		173.404		164.320		281.447		257.911		268.500		21.497						
P	503.259	548.301		531.607		0.000		594.205		533.253		525.476		618.680		822.434		1147.812		1082.049		41.445						
Nd	29.083	31.388		28.317		30.840		30.222		27.843		30.852		24.297		27.599		39.808		33.905		28.260						
Sm	6.702	7.112		6.663		7.030		6.875		6.401		7.096		5.623		6.556		10.071		7.469		4.921						
Zr	202.544	168.018		199.613		25.270		171.416		165.401		158.620		164.290		160.276		220.718		74.648		74.528						
Hf	5.898	5.023		6.039		0.850		5.246		4.987		4.980		4.821		4.306		5.837		2.748		3.409						
Eu	0.883	0.946		0.943		1.030		0.881		0.803		0.902		0.847		1.153		1.291		1.062		0.201						
Sn	5.568	5.476		6.507		0.040		8.257		8.911		7.250		9.016		4.937		7.462		9.438		8.665						
Sb	0.598	0.702		1.578		0.000		1.644		1.233		1.037		1.414		4.870		1.461		1.751		1.195						
Ti	2609.039	2815.510		2950.702		0.000		2455.932		2201.304		2600.086		2382.905		5062.501		6200.994		5228.813		816.799						
Gd	6.553	6.911		6.510		6.870		6.771		6.484		7.053		5.485		6.353		10.026		7.314		4.158						
Tb	1.094	1.155		1.085		1.180		1.144		1.104		1.199		0.922		1.047		1.675		1.220		0.686						
Dy	6.961	7.315		6.928		6.610		7.360		7.238		7.770		5.862		6.589		10.703		7.804		4.102						
Li	52.218	48.604		37.997		0.000		59.490		70.790		51.669		60.693		47.424		42.054		54.756		22.126						
Y	41.679	45.765		41.549		39.720		49.637		48.067		50.409		35.738		38.955		60.666		46.164		24.417						
Ho	1.412	1.489		1.411		1.310		1.524		1.514		1.605		1.193		1.328		2.132		1.600		0.842						
Er	4.101	4.300		4.074		3.980		4.407		4.469		4.716		3.433		3.797		6.036		4.681		2.580						
Yb	4.286	4.386		4.243		3.800		4.402		4.629		4.879		3.637		3.823		6.125		5.058		3.053						
Lu	0.637	0.645		0.627		0.550		0.652		0.684		0.721		0.538		0.559		0.904		0.739		0.461						

<sup>1</sup> Datos de elementos mayores de Morán-Zenteno *et al.* (2004)

<sup>2</sup> Datos de elementos mayores y elementos traza de Martiny *et al.* (2013)

<sup>3</sup> Datos de elementos mayores y elementos traza de González-Torres (2013)

El análisis de elementos mayores y de elementos traza se llevaron a cabo en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología y en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), Centro de Geociencias, UNAM.

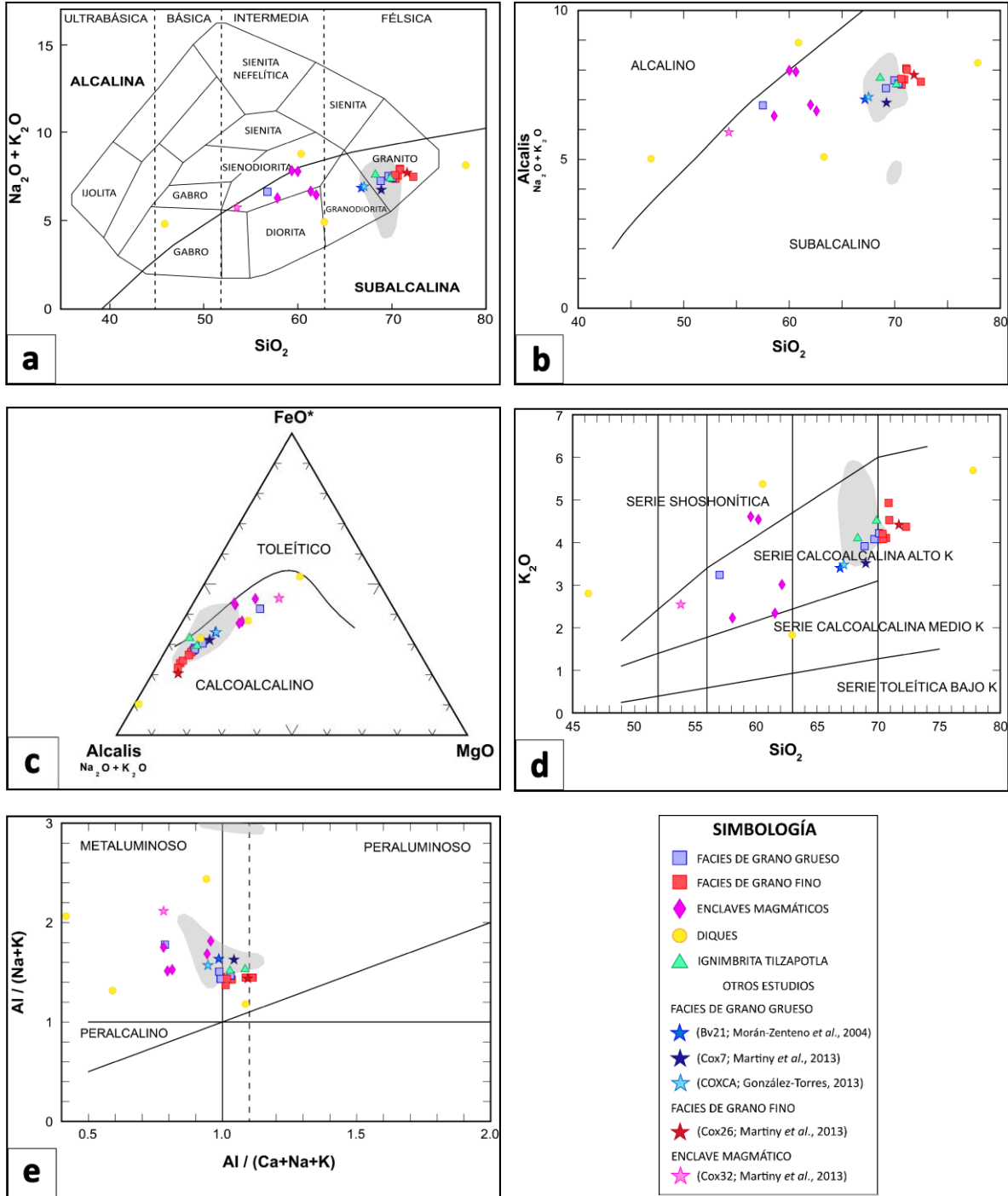


## 6.1 ELEMENTOS MAYORES

Las muestras de las facies y enclaves del plutón de Coxcatlán se observan con diferentes grados de diferenciación con un contenido de  $\text{SiO}_2$  que varía de 46.28 a 77.77% wt. (recalculado al 100% sin PxC) y es ligeramente mayor en la facies de grano fino (70.3 - 72.2% wt. de  $\text{SiO}_2$ ) en comparación a las otras facies. La mayoría de los ejemplares de las facies de grano grueso y de grano fino en el diagrama de sílice contra álcalis de Cox *et al.* (1979) se clasifican principalmente como granito (Figura 15a). Esta composición coincide con el análisis modal realizado correspondiente a una clasificación monzogranítica (ver capítulo de petrografía y Figura 14). Mientras que, las muestras reportadas por otros autores (Morán-Zenteno *et al.*, 2004, Martiny *et al.*, 2013; González-Torres, 2013) caen dentro del campo de granodiorita, aunque no se grafican muy alejadas del límite del campo los granitos. Los enclaves se encuentran dentro de los campos de sienodiorita y diorita. Las muestras de los diques se observan con una distribución composicional heterogénea (Figura 15a), clasificándose como gabro, granodiorita, sienodiorita y solo una muestra (Cx63) se distingue por su alto contenido de  $\text{SiO}_2$  (77.77% wt.) que de acuerdo con su petrografía corresponde a una aplita.

En el diagrama de diferenciación magmática (Irvine y Baragar, 1971) el mayor grupo de muestras analizadas en este trabajo se encuentra dentro de la serie subalcalina, a excepción de dos diques donde algunos caen ligeramente en la serie alcalina (Figura 15b). Al utilizar el diagrama AFM (Álcalis -  $\text{FeO}^*$  -  $\text{MgO}$ ) de Irvine y Baragar (1971), el grupo de muestras se encuentra dentro del campo calcoalcalino mostrando un patrón con un enriquecimiento progresivo de álcalis al disminuir el contenido de  $\text{FeO}$  y  $\text{MgO}$  (Figura 15c). El diagrama de Percillo y Taylor (1976) divide las rocas subalcalinas de acuerdo con la relación de  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  donde el mayor número de muestras caen en el campo de la serie calcoalcalina de alto potasio. Algunas otras muestras se grafican en la serie calcoalcalina de medio potasio, en la serie shoshonítica y solo una muestra (Cx83) se distingue por su bajo contenido de  $\text{SiO}_2$  (46.2% wt.; Figura 15d). Las muestras que caen dentro del campo shoshonítico y la muestra Cx83 con un alto LOI (6.78% wt.) podría deberse a procesos relacionados al metasomatismo que hayan sufrido las rocas.

De acuerdo al diagrama de Shand o índice de saturación de alúmina (Maniar y Piccoli, 1989), las rocas analizadas se encuentran clasificadas entre los campos metaluminoso (subsaturado en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) y ligeramente peraluminoso (saturado en el contenido en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Sin embargo, las muestras correspondientes a los enclaves, diques y algunas de las facies de grano grueso son meramente metaluminosos como se muestra en la Figura 15e.

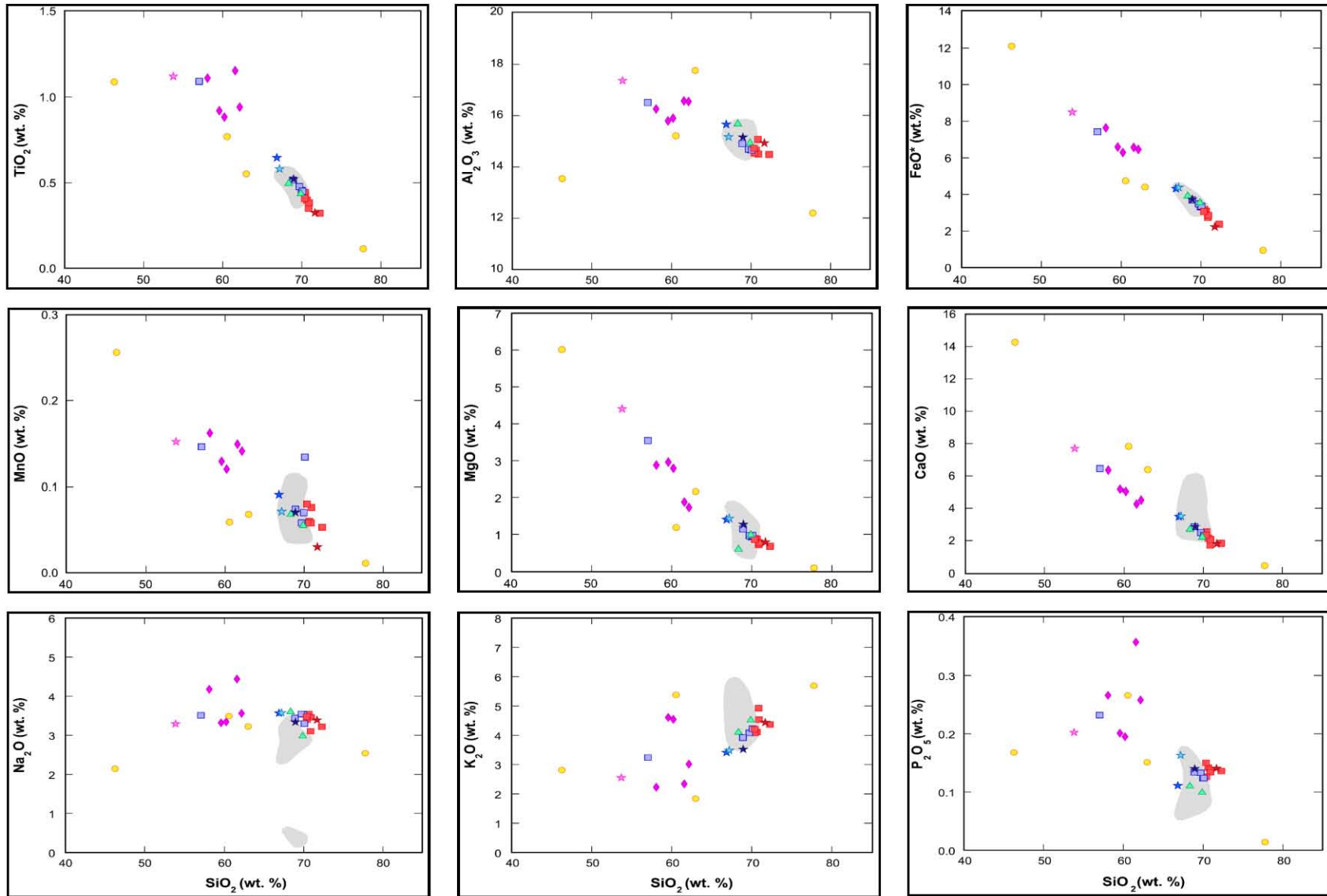


**Figura 15.** a) Diagrama de clasificación geoquímica para rocas plutónicas de Cox *et al.* (1979). b) Diagrama de clasificación de series magmáticas de Irving y Baragar (1971). c) Diagrama AFM (Álcalis - FeO\* - MgO) de Irvine y Baragar (1971). d) Diagrama de clasificación de rocas subalcalinas de acuerdo con la relación SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O de Perecillo y Taylor (1976). e) Diagrama de Shand o índice de saturación de alúmina de Maniar y Piccoli, 1989). Los campos sombreados (gris) representan los datos de la ignimbrita Tilzapotla obtenidos por Morán-Zenteno *et al.* (2004), los cuales se emplearon para fines comparativos.

Los diagramas de variación de elementos mayores (Harker, 1909) fueron construidos utilizando el  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciación. En los diversos diagramas, las facies de grano grueso tienden generalmente a presentar un menor contenido de  $\text{SiO}_2$  en comparación de la facies de grano fino y de la ignimbrita Tilzapotla. Los enclaves presentan normalmente una composición menos evolucionada y los diques presentan diferentes niveles respecto a la concentración de  $\text{SiO}_2$ . Las muestras en general presentan tendencias de correlación negativas en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  al incrementar el contenido de  $\text{SiO}_2$  (Figura 16). En los diferentes diagramas se observa el descenso del  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$  y  $\text{MgO}$ , lo que podría atribuir al fraccionamiento de piroxenos y óxidos de Fe-Ti. La disminución del  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}$  sugiere el fraccionamiento de fases minerales de hornblenda y plagioclasa. En el diagrama de  $\text{Na}_2\text{O}$  se observa una tendencia positiva especialmente de los ejemplares de los enclaves, así como de una muestra de la facies de grano grueso. Luego se observa una inflexión hacia un empobrecimiento de  $\text{Na}_2\text{O}$  que particularmente tienden a mostrar las muestras de las facies de grano grueso y grano fino. Esto puede sugerir la cristalización de minerales de plagioclasa sódica (Wilson, 1989). En el diagrama de  $\text{K}_2\text{O}$ , las rocas analizadas presentan un patrón positivo no bien definido, ya que se observa primero una dispersión a medida que aumenta la concentración de  $\text{SiO}_2$ . Las muestras en relación al  $\text{P}_2\text{O}_5$  también presentan un comportamiento no bien definido y se vuelve negativo al aumentar el contenido de  $\text{SiO}_2$ , lo que podría sugerir el fraccionamiento de cristales de apatito.

Los comportamientos rectilíneos de las muestras en algunos diagramas no son típicos de cristalización fraccionada por que no muestran la mayoría inflexiones, lo que sugiere que también podría ser una mezcla de magmas que generó estos lineamientos. De tal modo que, conviene tomar en cuenta solo el comportamiento de las facies félsicas que podrían estar asociado al proceso de cristalización fraccionada. Asimismo, en los diagramas de tierras raras se puede observar que las muestras de los enclaves presentan mayor abundancia con respecto a las facies félsicas como se menciona más adelante.

Cabe mencionar que, el campo (color gris) de las muestras de la ignimbrita Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004) se utilizaron para fines comparativos y los cuales se ajustan generalmente a las muestras de la facies de grano grueso y a las ignimbritas analizadas del presente trabajo.

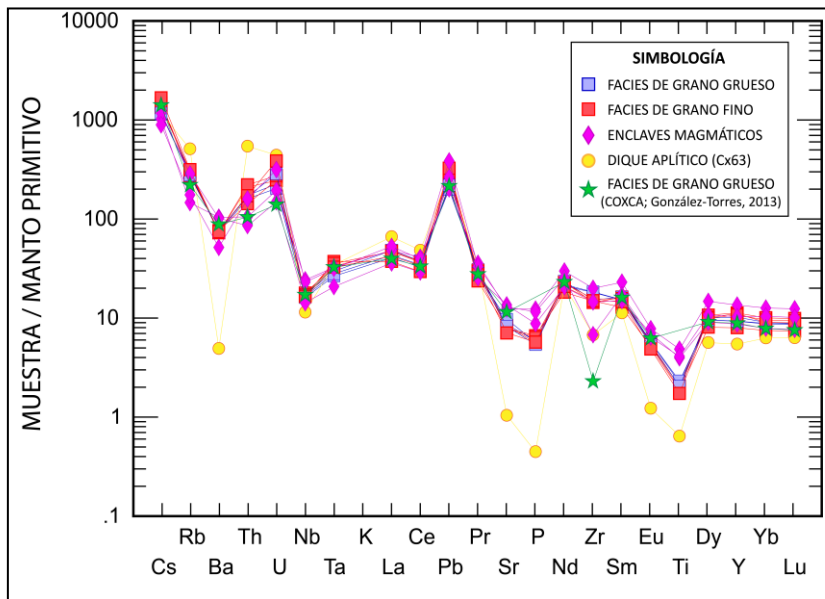


SIMBOLOGÍA		OTROS ESTUDIOS	
■ FACIES DE GRANO GRUESO	● DIQUES	★ (BV21; Morán-Zenteno <i>et al.</i> , 2004)	★ (Cox26; Martiny <i>et al.</i> , 2013)
■ FACIES DE GRANO FINO	▲ IGNIMBRITA TILZAPOTLA	★ (Cox7; Martiny <i>et al.</i> , 2013)	★ (COXCA; González-Torres, 2013)
◆ ENCLAVES MAGMÁTICOS			★ (Cox32; Martiny <i>et al.</i> , 2013)

**Figura 16.** Diagramas de variación de elementos mayores en relación al SiO<sub>2</sub> para las facies de grano grueso, grano fino, enclaves y diques del plutón de Coxcatlán. Los datos de Morán-Zenteno *et al.* (2004) y González-Torres (2013) pertenecientes a la facies de grano grueso se utilizaron como complemento para este estudio. El campo sombreado (color gris) representa el rango de datos de la ignimbrita Tilzapotla reportados por Morán-Zenteno *et al.* (2004), los cuales se utilizaron para efectos comparativos.

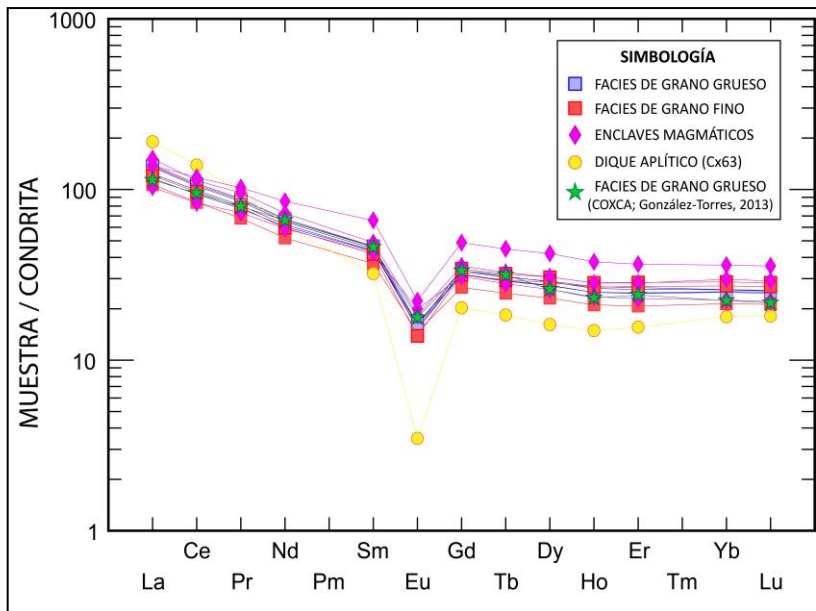
## 6.2 ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS

En el diagrama multielemental, los patrones de los elementos traza de las muestras del plutón de Coxcatlán se muestran con un enriquecimiento de elementos litófilos de alto radio iónico (LILE; *Large Ion Lithophile Elements*) con relación a los elementos de alto potencial iónico (HFSE; *High Field Strength Elements*), una característica típica de magmas relacionados a ambientes de subducción (Wilson, 1989). Los elementos de Rb, Th, U y Pb presentan patrones positivos, esto se debe posiblemente a que suelen concentrarse en rocas más diferenciadas por su naturaleza incompatible (Pearce, 1983; Rollinson, 1993). Las anomalías negativas de Ba y Sr se podrían asociar al fraccionamiento de feldespatos (Gill, 2010). Asimismo, se observan patrones con marcadas anomalías negativas de Nb y Ta que sugieren la retención de estos elementos en la fuente durante la fusión parcial (Wilson, 1989) posiblemente debido a su naturaleza inmóvil e insoluble. También resaltan las anomalías negativas de Zr, P y Ti, los cuales se les asocian con la presencia de zircón, apatito y óxidos de Fe-Ti (titanomagnetita e ilmenita) en la fuente (Pearce, 1983). Esta tendencia sobresale en la muestra del dique aplítico (Cx63) ya que presenta valores muy bajos en estos elementos (Ba, Zr, P y Ti). En general, la variabilidad de los patrones es característica típica de rocas de arco magmáticos con la influencia de fluidos acuosos procedente de la deshidratación de los sedimentos subducidos por la placa en descenso hacia el manto (Pearce, 1982, 1983; Rollinson, 1993; Figura 17).



**Figura 17.** Diagrama multielemental de elementos traza normalizados a valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989) para las rocas pertenecientes al plutón de Coxcatlán.

En el diagrama de tierras raras (REE; *Rare Earth Elements*; Figura 18), las muestras se caracterizan por presentar un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE; *Light Rare Earth Elements*) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE; *High Rare Earth Elements*), donde las relaciones de  $(La/Yb)_N$  oscilan de entre 4.1 - 10.0 y el rango de  $(Sm/Yb)_N$  varía de 1.5 - 1.8. Este comportamiento es característico del magmatismo asociado a zonas de subducción (Pearce, 1983). Los patrones obtenidos poseen forma de gaviota (Mori *et al.* 2012; Glazner *et al.*, 2008, 2015) distintiva por la anomalía negativa de Eu con valores de  $Eu/Eu^*$  de entre 0.3 y 0.5 (calculándose mediante  $Eu/Eu^* = Eu_N / (\sqrt{Sm_N \cdot Gd_N})$ ) y es significativa especialmente en la muestra del dique aplítico (Cx63). Dicha anomalía sugiere el fraccionamiento de feldespatos o bien durante la fusión parcial somera del manto, el feldespato queda como residuo sólido en la fuente (Wilson, 1989; Gill, 2010). Las HREE presentan un patrón plano que posiblemente indicaría la ausencia de granate en la fuente, por lo que no intervinieron fases minerales de alta presión o sugiere una fuente poco profunda (Rollinson, 1993). Es importante mencionar que algunos patrones de enclaves tienen valores de REE mayores o iguales a los de las facies félsicas. Esto podría significar que las facies félsicas no son derivados por cristalización fraccionada de los magmas que formaron los enclaves, lo cual tiene implicaciones para la interpretación de la consanguinidad de estos dos magmas.



**Figura 18.** Diagrama de elementos de tierras raras (REE) normalizadas con valores de condrita de McDonough y Sun (1995) para las rocas del plutón de Coxcatlán.

El diagrama propuesto por Whalen *et al.* (1987) se utilizó para clasificar las muestras de plutón de Coxcatlán, las cuales caen en el campo de los granitos tipo I y S. Chappell y White (1974) distinguen entre ambos tipos de granitos: el tipo I es el granito que se deriva de la fusión parcial de las rocas

corticales metaígneas. El tipo S tiene una composición más peraluminosa y se produce por la anatexis de un protolito metamórfico de origen sedimentario (Chappell y White, 1974; Gill, 2010). Las muestras analizadas corresponderían al granito tipo I, por sus características químicas y su mineralogía máfica conformada por hornblenda y biotita (Figura 19).

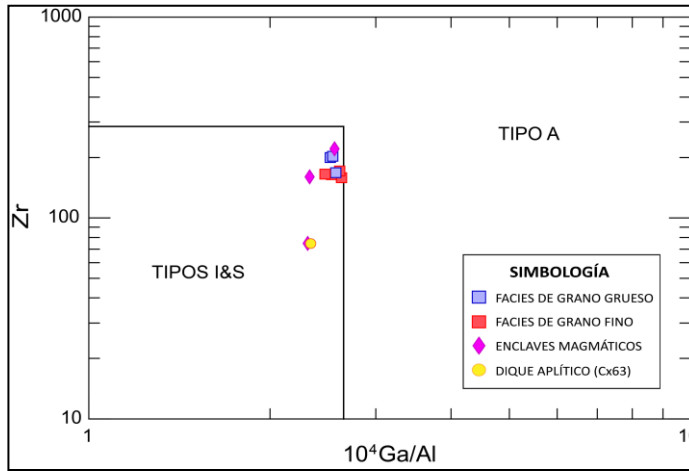


Figura 19. Diagrama de discriminación de tipos de granitos según Whalen *et al.* (1987).

### 6.3 ISÓTOPOS DE Sr Y Nd

Las muestras de las facies de grano grueso, grano fino y enclave (Cx124a) presentan relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  que varían de 0.704955 a 0.705669. El dique aplítico (Cx63) presenta valores menos radiogénicos de Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.703830$ ) y la ignimbrita Tilzapotla posee una relación isotópica de 0.705198 (valor no muy alejado al publicado anteriormente para esta unidad; Tz25-98, Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Las firmas isotópicas de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$  se encuentran entre 0.512542 y 0.512575 con valores de  $\epsilon\text{Nd}_i$  de -0.95 a -0.32. La ignimbrita tiene la relación isotópica ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.512529$  y  $\epsilon\text{Nd}_i = -1.20$ ) más baja en comparación a las demás muestras. Estos datos se pueden observar en la Tabla 2.

Tabla 2. Datos de las relaciones isotópicas de Sr y Nd de las muestras representativas del plutón de Coxcatlán.

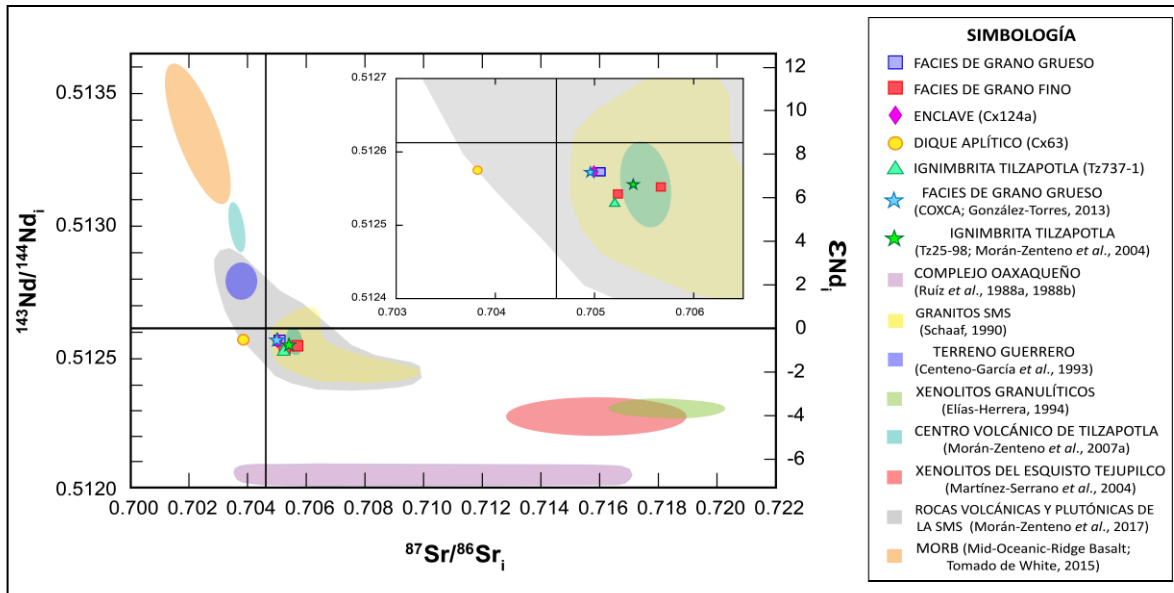
LITOLOGÍA	FACIES	MUESTRAS	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$1\sigma_{\text{abs}}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	$1\sigma_{\text{abs}}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	$\epsilon\text{Nd}_i$	$\epsilon\text{Nd}_i$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)
PLUTÓN DE COXCATLÁN (MONZOGRANITO)	GRANO GRUESO	Cx120	177.77	197.31	0.706412	±33	2.607	0.705060	6.48	30.09	0.512604	±19	0.130	0.512573	-0.66	-0.35	0.85
	GRANO FINO	Cx76	194.43	144.07	0.707261	±34	3.905	0.705237	5.93	26.89	0.512574	±14	0.133	0.512542	-1.25	-0.95	0.93
	GRANO FINO	Cx143	173.80	163.33	0.707265	±31	3.079	0.705669	5.55	25.84	0.512583	±18	0.130	0.512552	-1.07	-0.76	0.88
ENCLAVE MAGMÁTICO	ENCLAVE	Cx124a	93.63	261.06	0.705531	±29	1.038	0.704993	9.91	41.37	0.512608	±18	0.145	0.512573	-0.59	-0.34	1.00
DIQUE	APLITA	Cx63	323.78	22.67	0.725286	±31	41.397	0.703830	4.33	26.80	0.512598	±14	0.098	0.512575	-0.78	-0.32	0.63
IGNIMBRITA TILZAPOTLA	IGNIMBRITA	Tz736-1	180.00	172.10	0.706767	±30	3.026	0.705198	7.46	37.69	0.512558	±14	0.120	0.512529	-1.56	-1.20	0.83
		Tz25-98 <sup>1</sup>	197.00	227.00	0.706688	±5	2.511	0.705386	5.99	27.85	0.512586	±3	0.130	0.512555	-1.01	-0.70	0.88

Los datos isotópicos de <sup>1</sup>Morán-Zenteno *et al.* (2004) y <sup>2</sup>González-Torres (2013) fueron recalculados para las relaciones iniciales.

Para el cálculo de las relaciones iniciales de Sr y Nd en las facies félsicas, el enclave magmático y el dique aplítico del plutón de Coxcatlán y para la ignimbrita Tilzapotla se utilizó la edad de 36.5 Ma.

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd fueron medidas en el espectrómetro de masas Thermo Scientific Modelo Triton Plus y las Rb y Sm en el espectrómetro Finnigan MAT 262 del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). Se analizaron 60 mediciones para Sr, 70 para Nd y 30 para Rb y Sm por cada muestra. Las relaciones isotópicas se corrigieron por fraccionamiento de masa y se normalizaron con  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  y  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Los valores utilizados del LUGIS son del estándar NBS 987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710247 \pm 13$  ( $\pm 1\sigma$ , n= 44) y del estándar La Jolla  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511846 \pm 6$  ( $\pm 1\sigma$ , n= 28). El  $1\text{sd} = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$  son valores que se refieren a los errores de medición en los dos últimos dígitos.

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd correspondientes a las rocas del plutón de Coxcatlán se graficaron en el diagrama de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  vs  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$  (Figura 20). Como referencia se incluyen los campos de datos isotópicos de otros autores (Ruiz *et al.*, 1988; Shaaf, 1990; Centeno-García *et al.*, 1993; Elías-Herrera, 1994, Martínez-Serrano *et al.*, 2004; Morán-Zenteno *et al.*, 2007, 2017) para efectos comparativos y de identificación de la componente cortical involucrada. La distribución de las muestras presenta un comportamiento no bien definido, pero se observa en los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  que las muestras más radiogénicas corresponden a la facies de grano fino y a la ignimbrita Tilzapotla en comparación a la facies de grano grueso y enclave (Cx124a). Asimismo, el dique aplítico (Cx63) es menos radiogénico. Las composiciones isotópicas de Sr podrían sugerir que los magmas se contaminaron por componentes de la corteza continental durante su evolución. Las barras de error ( $1\sigma$ ) no se presentan en las muestras del diagrama, pero se puede observar en la Figura 21a,b.



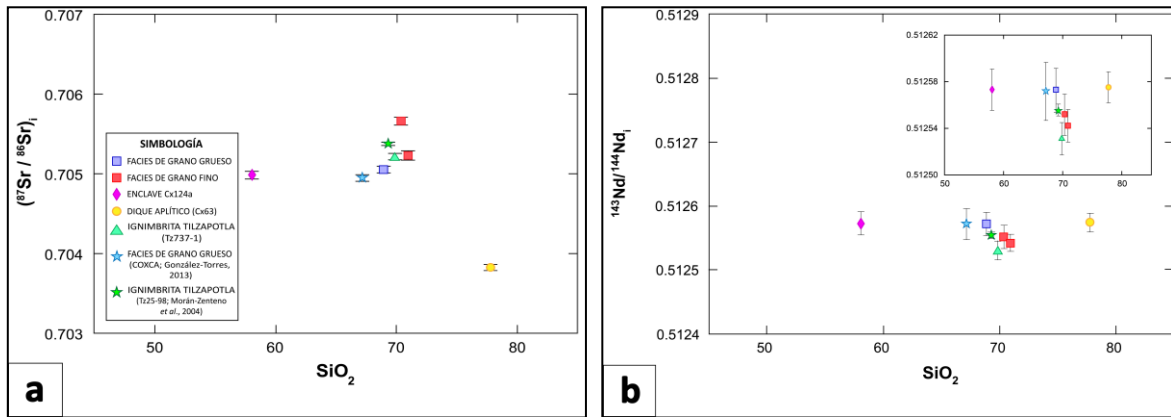
**Figura 20.** Diagrama de las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  vs  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ , donde se graficaron las muestras correspondientes del plutón de Coxcatlán. Como referencia se incluyen los campos de datos isotópicos reportados y compilación de datos de trabajos realizados por diversos autores (Ruiz *et al.*, 1988; Centeno-García *et al.*, 1993; Elías-Herrera, 1994, Martínez-Serrano *et al.*, 2004; Morán-Zenteno *et al.*, 2007, 2017).

En el diagrama de la relación isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  contra el índice de diferenciación ( $\text{SiO}_2$ ; Figura 21a), las muestras analizadas de las facies de grano grueso, grano fino e ignimbrita Tilzapotla tienden a distribuirse hacia un enriquecimiento y se observan con valores ligeramente diferentes en relación al contenido de  $\text{SiO}_2$ . En cuanto, al enclave Cx124a posee un valor más radiogénico y es menos evolucionado a medida que aumenta el  $\text{SiO}_2$  en comparación al dique aplítico (Cx63) que tiene un



mayor contenido de SiO<sub>2</sub> y es menos radiogénico en Sr. Las bajas relaciones iniciales de la aplita pueden deberse al efecto de incertidumbre en las concentraciones de Rb y su efecto en el cálculo de las relaciones iniciales.

En el diagrama de <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd<sub>i</sub> contra el SiO<sub>2</sub> (Figura 21b) se observan las muestras de facies de grano grueso, grano fino e ignimbrita Tilzapotla con una tendencia subvertical y con ligeras variaciones isotópicas de Nd para valores muy similares en el contenido de SiO<sub>2</sub>. El dique aplítico (Cx63) y el enclave (Cx24a) presentan valores isotópicos de <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd<sub>i</sub> parecidos, pero se diferencian por su contenido de SiO<sub>2</sub>. La ligera variación en las relaciones isotópicas, especialmente de <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd<sub>i</sub> no parece ser significativa si se toma en cuenta los errores analíticos.



**Figura 21.** a) Diagrama de SiO<sub>2</sub> vs <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub>. b) Diagrama de la relación SiO<sub>2</sub> vs εNd<sub>i</sub>. Las líneas negras en las muestras representan las barras de error de 1σ.

## CAPÍTULO 7. QUÍMICA MINERAL Y TERMOBAROMETRÍA

El estudio de la química mineral fue realizado con el propósito de reconocer la variabilidad mineralógica, los componentes de las series de solución sólida, los rasgos de desequilibrio, zonamiento mineral y para obtener valores para el cálculo de geotermómetro y geobarómetro. Los minerales analizados para el plutón de Coxcatlán fueron plagioclasas, anfíboles y feldespatos potásicos. En el caso de la ignimbrita Tilzapotla solo fueron analizadas las plagioclasas.

Los análisis puntuales realizados en el núcleo, núcleo-borde y borde corresponden a 198 en plagioclasas, 14 en feldespatos potásicos y 30 en anfíboles de las diferentes facies del plutón. Estos resultados se muestran en las Tablas B1-B4 y C1-C2 (Anexo B-C). Los análisis químicos cuantitativos fueron corregidos de acuerdo a las fórmulas estructurales, con el fin de obtener las proporciones atómicas de los elementos constituyentes de cada mineral.

Para determinar las fórmulas químicas de los minerales se calculan las proporciones catiónicas y oxígenos, considerando los sitios que ocupan en la estructura. En este caso en posiciones octaédricas y en posiciones tetraédricas, además de tomar en cuenta la sustitución de algunos elementos. El orden de la asignación de los sitios estructurales para los distintos minerales se indica en la Tabla 3.

**Tabla 3.** Fórmula y asignación de sitios estructurales para los distintos minerales.

MINERAL	FÓRMULA	ASIGNACIÓN DE SITIOS
FELDESPATO (Fk, Pl)	$A_1T_4O_8$	T = Si, Al A = Na, K, Ca, Fe
ANFÍBOL	$A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH)_3$	T = Si, Al C = Al, Ti, Fe <sup>+3</sup> , Mg, Mn, Fe <sup>+2</sup> B = Fe <sup>+2</sup> , Na, Ca A = Na, Ca, K OH = F, Cl, OH

El feldespato potásico y la plagioclasa fueron obtenidos mediante la fórmula estructural:  $A_1T_4O_8$ , la cual se calculó sobre la base de 8 O y 5 cationes de acuerdo con lo sugerido en Deer *et al.* (1992). Para el anfíbol se empleó la fórmula estructural  $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$ , calculada sobre la base de 23 O y 13 cationes según la metodología definida por Holland y Blundy (1994). La nomenclatura utilizada para los anfíboles es la propuesta por Leake *et al.*, (1997).

Para la realización de los diferentes cálculos de las fórmulas estructurales, geotermometría y geobarometría se usaron hojas de cálculo de Excel y el programa HB-PLAG. Este programa fue utilizado para realizar el cálculo de las temperaturas de las composiciones de hornblenda y plagioclasa en coexistencia (Holland y Blundy, 1994), el cual se encuentra disponible en <https://critmag.wordpress.com/resources/downloads/>

## 7.1 PLAGIOCLASAS

Los cristales de plagioclasa de las facies de grano grueso, grano fino y enclave se distinguen principalmente en tres poblaciones como: megacristales (1 - 1.2 cm), fenocristales (2 - 8 mm) y microfenocristales (0.1 - 2 mm). Los megacristales y algunos fenocristales se disponen aisladamente. Otra población de fenocristales se observa formando una corona alrededor de los megacristales de ortoclasa (textura rapakivi) y los microfenocristales poseen un arreglo intergranular.

La variabilidad composicional de la plagioclasa para las poblaciones pertenecientes a las diferentes facies (grano grueso, grano fino y enclave) y de la ignimbrita Tilzapotla fue observada a través del análisis puntual en los núcleos, bordes y zonas intermedias (núcleo-borde) de los cristales. El tipo de plagioclasa se determinó mediante el empleo del diagrama de clasificación química del grupo de feldespatos (Deer *et al.*, 1992). Este diagrama está basado en el sistema ternario de albita (Ab; NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>), anortita (An; CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>) y feldespato potásico (Or; KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) donde se observa la distribución de los datos en un rango constante como se describe a continuación.

La plagioclasa en la facies de grano grueso tiene en general una composición de tipo oligoclasa-andesina (An<sub>15-43</sub>) con algunos puntos que caen en el campo de la albita (Figura 22a). La composición de oligoclasa-andesina corresponden principalmente a los nucleos y núcleos-bordes de los megacristales, fenocristales y microfenocristales, mientras que la composición albítica corresponde principalmente a los bordes de los microfenocristales.

La composición de los cristales de plagioclasa de la facies de grano fino varía de oligoclasa a andesina (An<sub>17-34</sub>). Esta variabilidad es muy clara al observar el núcleo y núcleo-borde de los microfenocristales con mayor contenido de anortita en comparación de los fenocristales. Los bordes de los cristales de ambas poblaciones que se clasifican como oligoclasa (Figura 22b).

Los fenocristales de plagioclasas de la parte central del enclave Cx124a se encuentran en el rango composicional de oligoclasa-bytownita (An<sub>19-79</sub>). Estos cristales presentan una composición más

cálcica en los puntos de núcleo y núcleo-borde. En cambio, los microfenocristales del enclave tienen una composición de oligoclasa-andesina ( $An_{28-29}$ ) y los microfenocristales de la zona de transición presentan una composición hacia lo sódico que oscilan en un rango de oligoclasa-andesina ( $An_{25-41}$ ), como se muestra en la Figura 22c.

Los fenocristales de plagioclasa que se encuentran alrededor de los megacristales de ortoclasa (textura rapakivi) de la facies de grano grueso y grano fino tienen una composición de albita-oligoclasa ( $An_{2-34}$ ) y oligoclasa-andesina ( $An_{28-31}$ ), respectivamente. Estos fenocristales presentan una composición hacia la albita en los puntos acordes al núcleo y borde de los cristales a diferencia de los puntos núcleo-borde que se encuentran clasificados como oligoclasa. En los megacristales de ortoclasa de las dos facies, los puntos analizados desde el núcleo al borde se encuentran hacia el campo de la ortoclasa (Figura 22d).

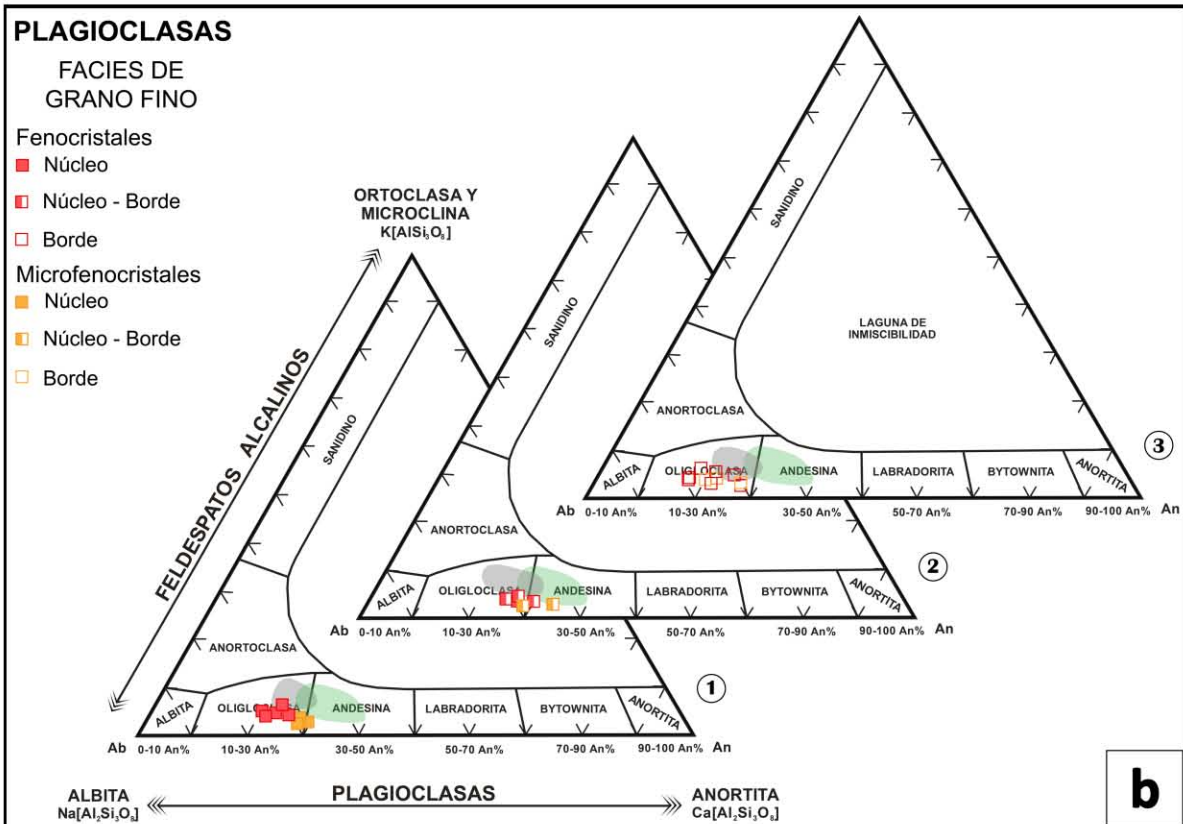
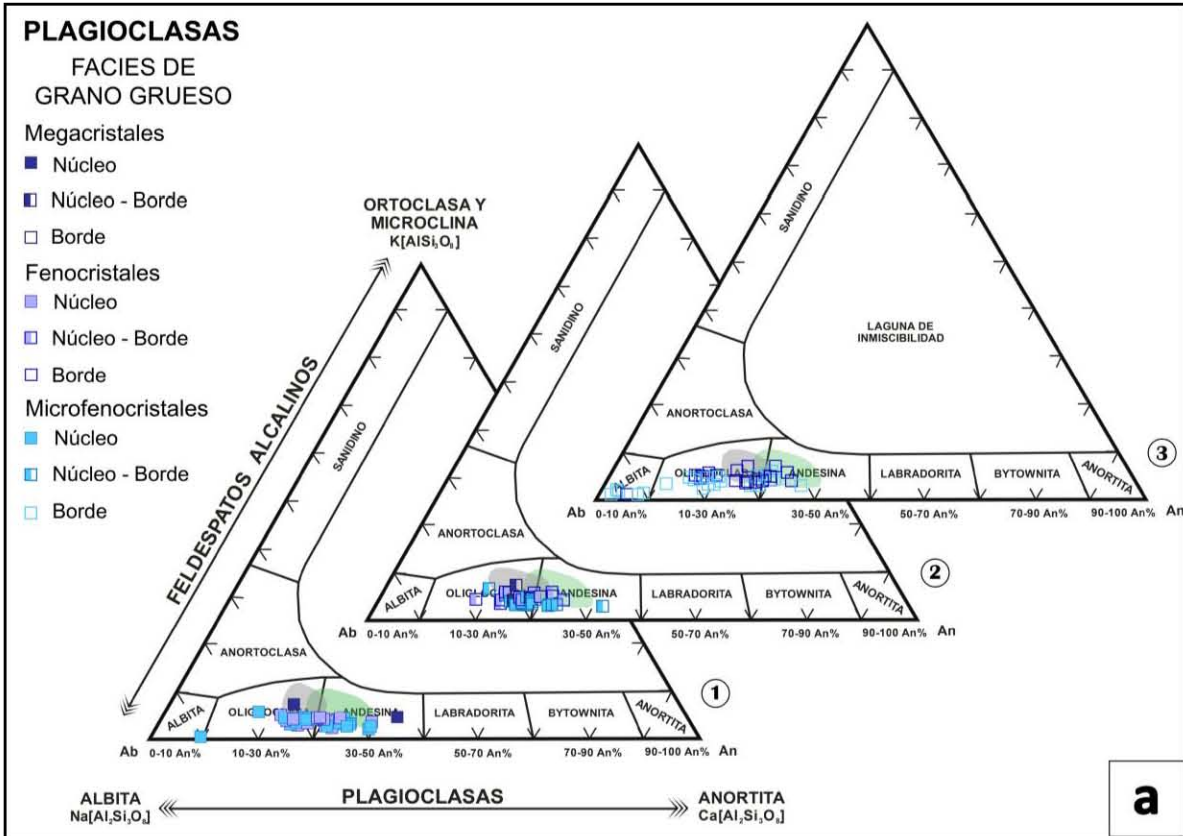
Los cristales de plagioclasa de la ignimbrita Tilzapotla analizados se encuentran en el rango composicional de oligoclasa ( $An_{20-26}$ ). Los fenocristales y microfenocristales muestran desde el núcleo hacia el borde una constancia composicional hacia lo sódico, lo cual se utilizó para efectos comparativos.

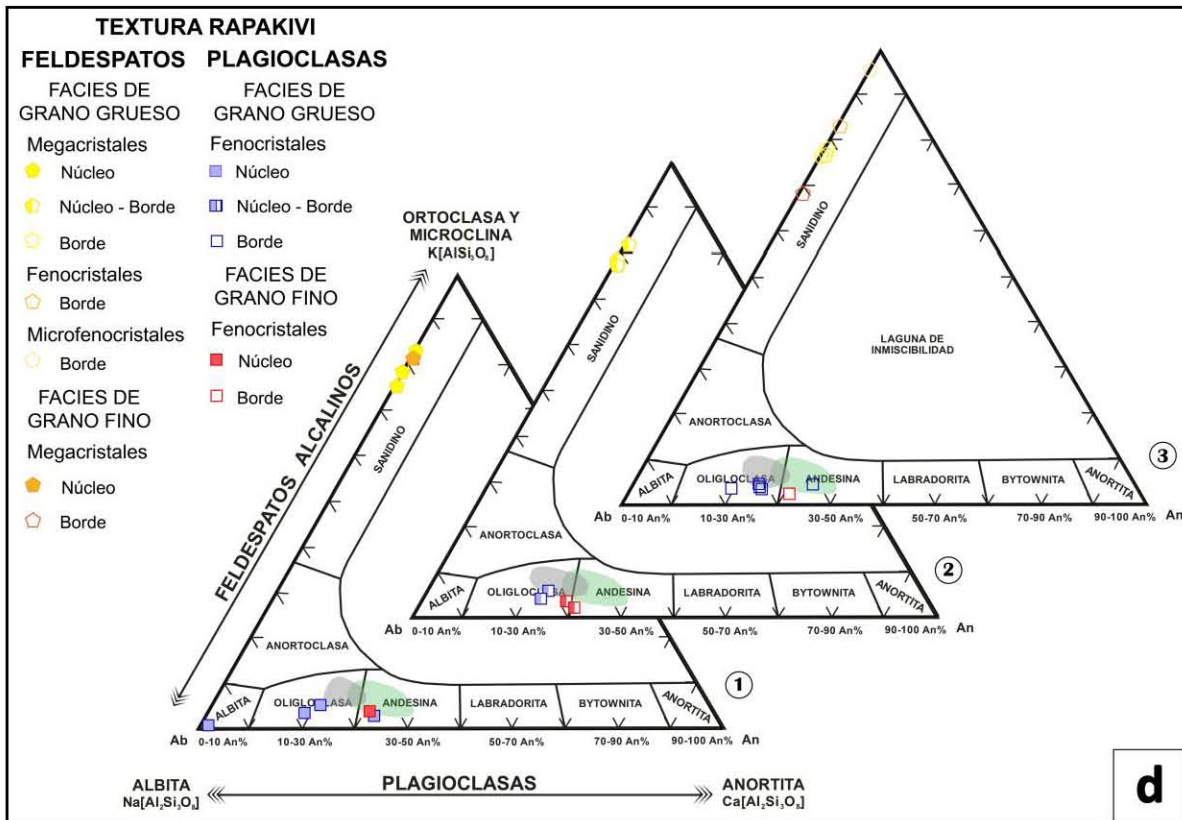
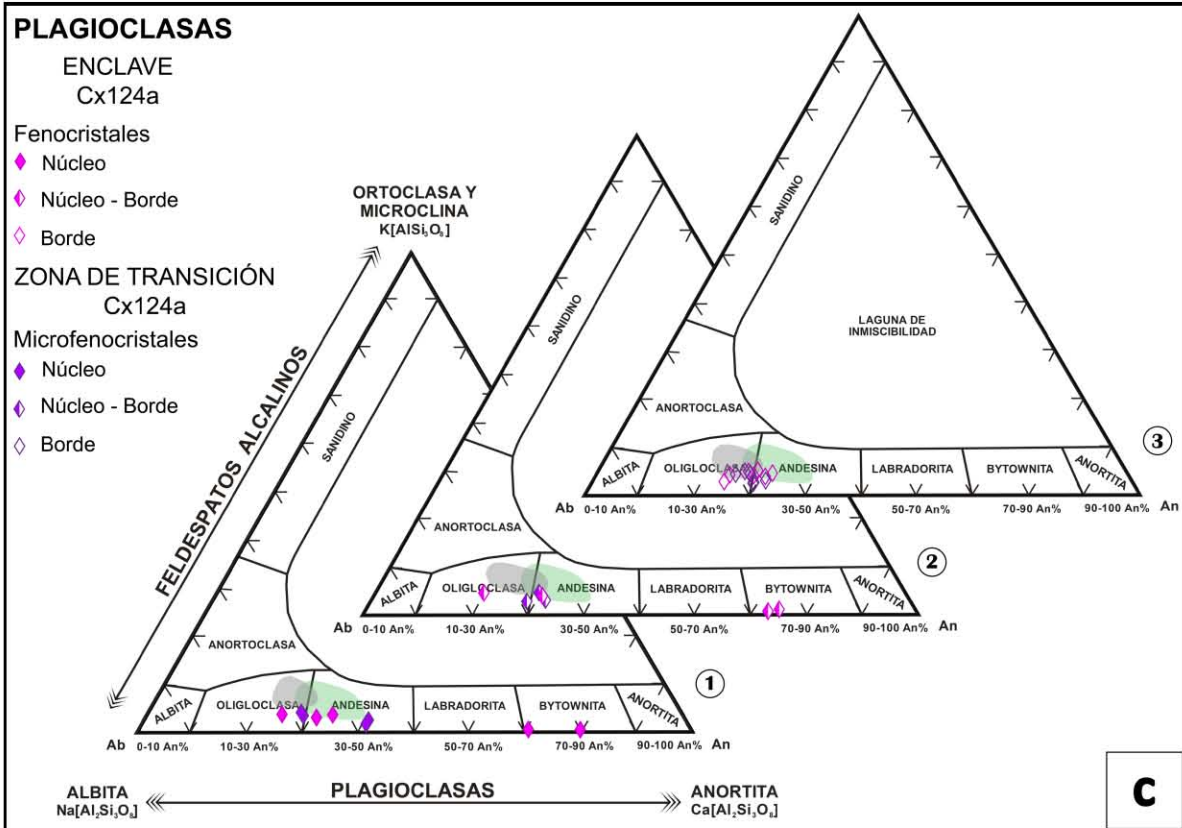
El rango composicional de los análisis puntuales del núcleo, núcleo-borde y borde de los cristales de plagioclasa de las diferentes facies, se resumen en la Tabla 4.

**Tabla 4.** Composiciones de acuerdo al contenido de anortita (An) de los cristales de plagioclasa de las facies de grano grueso, grano fino, enclave Cx124a y de la ignimbrita Tilzapotla, esta última fue utilizada para fines comparativos.

LITOLOGÍA	FACIES	ZONA	MEGACRISTALES	FENOCRISTALES	MICROFENOCRISTALES
MONZOGRANITO	GRANO GRUESO	Núcleo al Borde	$An_{26-43}$	$An_{5-38}$	$An_{2-41}$
MONZOGRANITO	GRANO FINO	Núcleo al Borde	-	$An_{17-29}$	$An_{20-34}$
CUARZOMONZODIORITA	ENCLAVE Cx124a	Núcleo al Borde	-	$An_{19-79}$	$An_{28-29}$
	ENCLAVE Cx124a ZONA DE TRANSICIÓN	Núcleo al Borde	-	-	$An_{25-41}$
MONZOGRANITO	PLAGIOCLASA DE LA TEXTURA RAPAKIVI (GRANO GRUESO)	Núcleo al Borde	-	$An_{2-34}$	-
	PLAGIOCLASA DE LA TEXTURA RAPAKIVI (GRANO FINO)	Núcleo al Borde	-	$An_{28-31}$	-
IGNIMBRITA	TILZAPOTLA	Núcleo al Borde	-	$An_{20-27}$	$An_{23-24}$

**Abajo: Figura 22.** Diagramas triangulares Ab - An - Or donde se representa la clasificación de plagioclasas de acuerdo con los análisis puntuales en: 1) Núcleo, 2) Núcleo-Borde y 3) Borde de los cristales. Las muestras corresponden: a) Facies de grano grueso. b) Facies de grano fino. c) Enclave Cx124a. d) Plagioclasas que conforman la textura rapakivi. Estas muestras fueron comparadas con las muestras de la ignimbrita Tilzapotla obtenidas en este en trabajo (sombreado gris) y por el estudio de Flores-Huerta (2012; sombreado verde).





### 7.1.1 PERFILES COMPOSICIONALES DE LAS PLAGIOCLASAS

Los megacrystalos, fenocrystalos y microfenocrystalos de plagioclasa regularmente ocurren con textura de exsolución (antipertítica), pero existe otra población en la que los cristales se encuentran generalmente limpios. En estos últimos se realizó el análisis puntual como se muestra en las fotografías e imágenes de barrido de electrones retrodispersado (BSE; *Back-Scattered Electrons*) que se encuentran en el Anexo D. La característica evidente en estos cristales es la zonación composicional. Esta zonación observada en el microscopio petrográfico se ha podido identificar también en la microsonda por los mínimos cambios graduales en los perfiles composicionales de cristales únicos representativos en las gráficas de la relación distancia (mm) del núcleo al borde del cristal y el contenido de anortita (%). Las diferencias en las tendencias pudieran asociarse generalmente a una zonación normal, inversa y oscilatorio. La zonación normal consiste en un núcleo rico en Ca hacia un borde rico en Na. Es decir, existe una disminución en el contenido de anortita desde el centro al borde del cristal, el caso contrario en la zonación inversa (Mackenzie *et al.*, 1996). En cambio, una zonación oscilatoria responde a bandas concéntricas que presentan una variabilidad composicional desde el núcleo hacia la periferia del cristal (Castro-Dorado, 2015).

Los perfiles composicionales (Figura 23a) de los cristales de plagioclasa de la facies de grano grueso se observan en general con una tendencia de decrecimiento del núcleo al borde con respecto al contenido de anortita, aunque en otros perfiles se observan variaciones insignificantes en términos del error analítico de la microsonda. La tendencia del megacristal Cx114-2 sobresale por su alto contenido de anortita en el núcleo y se puede observar variaciones hacia el borde, en comparación al megacristal (Cx120-4) que tiende a ser lineal. El fenocristal (Cx116-4) presenta una tendencia lineal al disminuir en el contenido de anortita del núcleo al borde. El fenocristal zonado (Cx116-2) varía en su comportamiento de lineal a escalonado y los microfenocrystalos (Cx120-5 y Cx116-5) muestra una tendencia en forma de escalones pronunciados.

En la facies de grano fino, los fenocrystalos y microfenocrystalos de plagioclasa difieren con respecto al contenido de anortita, observándose una mayor concentración en un punto intermedio (núcleo-borde) de los cristales. El fenocristal (Cx76-4) tiene un comportamiento ligeramente de salto (ascenso y descenso) con respecto a su concentración de anortita del núcleo al borde. Las tendencias del fenocristal zonado (Cx76-2) y microfenocristal zonado (Cx76-3) se observan escalonados en un rango relativamente mínimo en relación a su contenido de anortita (Figura 23b).

Las variaciones en los perfiles composicionales del enclave Cx124a, generalmente tienden a disminuir en el contenido de anortita hacia la periferia de los cristales. La tendencia del fenocristal Cx124a-4 se destaca por una mayor concentración de anortita en su núcleo en comparación a los demás cristales. El fenocristal Cx124a-6 tiende a decrecer su concentración en anortita hacia el borde, mientras que el microfenocristal Cx124a-4a mantiene una tendencia relativamente uniforme. El microfenocristal zonado (Cx124a-7) de la zona de transición (mencionada en la sección petrográfica) muestra un mayor contenido de anortita en el núcleo que tiende a empobrecerse hacia el borde del cristal. Estos cristales (Cx124a-6, Cx124a-4a y Cx124a-7) muestran variaciones poco significativas en relación al contenido de anortita, si se considera el error analítico. Esto se pueden observar en la Figura 23c.

La plagioclasa que rodea a los megacristales de ortoclasa (textura rapakivi) manifiesta un comportamiento composicional contrastante entre los fenocristales de las facies de grano grueso y facies de grano fino. El fenocristal Cx144-5b presenta una tendencia lineal hacia el borde del cristal mostrando un enriquecimiento con respecto al contenido de anortita. El fenocristal Cx76-7 muestra una tendencia al disminuir la concentración de anortita hacia los puntos intermedios y luego ligeramente aumenta hacia el borde del cristal. En ambos cristales, las variaciones son mínimas en la concentración de anortita (Figura 23d).

Los perfiles de composición de los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa correspondientes de la ignimbrita Tilzapotla (Tz737-4, Tz737-3, Tz737-6) poseen tendencias muy similares al presentar comportamientos de ascenso y descenso. Este comportamiento se puede observar dentro de un intervalo relativamente pequeño con respecto a la concentración de anortita que difiere de las del rango de las facies félsicas y enclave magmático analizados.



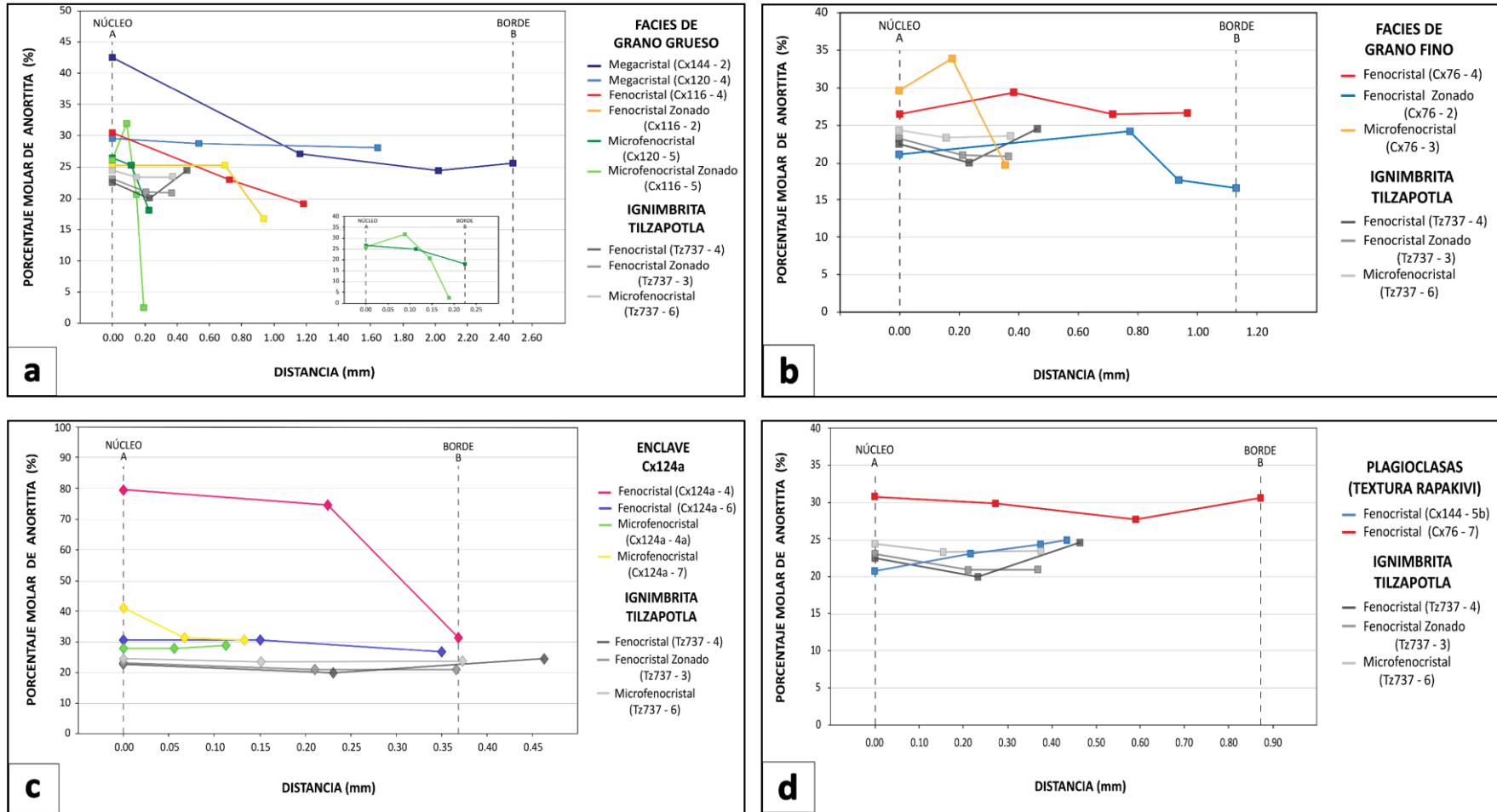


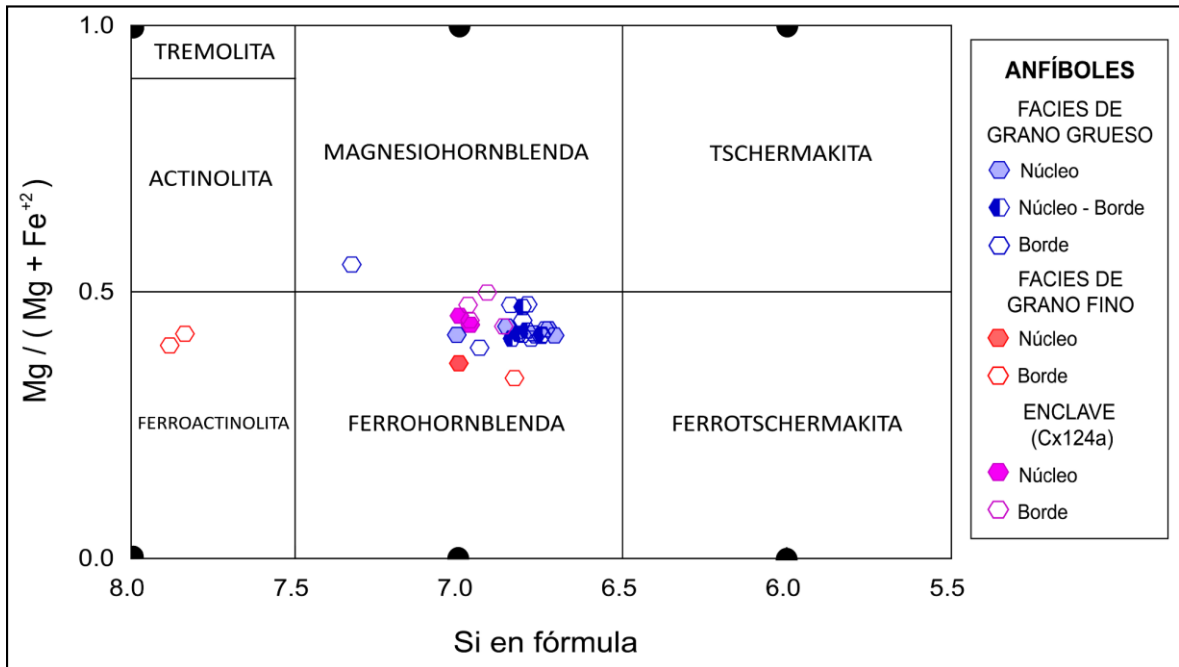
Figura 23. Perfiles composicionales de cristales de plagioclasa correspondientes a: a) Facies de grano grueso. b) Facies de grano fino. c) Enclave Cx124a. d) Plagioclases de la textura rapakivi. Dichas muestras fueron comparadas con las muestras de la ignimbrita Tilzapotla obtenidas en este estudio (líneas grises).

## 7.2 ANFÍBOLES

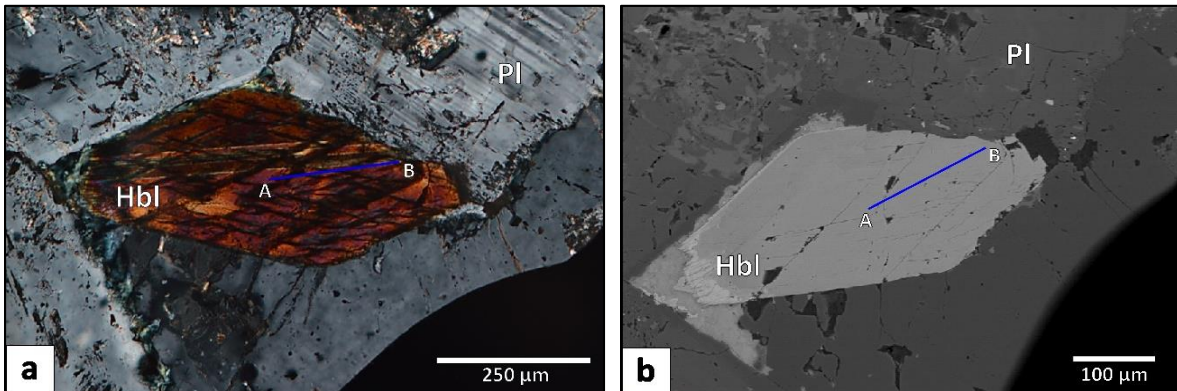
Los cristales de anfíbol son dominantes en los enclaves, mientras que en la facies de grano grueso se encuentran en una menor abundancia y en la facies de grano fino son escasos. En general, el anfíbol ocurre como microfenocristales (0.1 - 2 mm) de formas subhedrales a anhedrales. Otros se observan con forma prismática hipidiomórfica a alotriomórfica. Se presentan con un pleocreoismo que varía de verde a amarillo en luz paralela. Para el análisis químico mineral de la microsonda se eligieron cristales limpios sin rasgos de desequilibrio. Algunos cristales de anfíbol se encuentran reemplazando cristales de piroxeno, por esta razón fueron excluidos para su análisis.

Para la determinación del tipo de anfíbol dada la aplicación de la fórmula estructural y la nomenclatura utilizada de Leake *et al.* (1997), los anfíboles de las distintas facies pertenecen al grupo cálcico. Dicha clasificación se basa en el grupo composicional que tiene como parámetros  $Ca_B \geq 1.50$ ;  $(Na + K)_A < 0.50$ ,  $Ca_A < 0.50$ . Por tanto, estos anfíboles presentan una composición bastante homogénea, con la relación  $Mg/(Mg + Fe^{+2})$  que varía entre 0.338 y 0.551 (c.p.f.u; cationes por unidad de fórmula). La variación en el contenido de Si en fórmula es de 6.7 a 7.8. El grupo más numeroso de los anfíboles analizados se clasifican como ferrohornblenda y una minoría como magnesiohornblenda y ferroactinolita (Figura 24). Considerando que estos últimos pertenecen a bordes de algunos cristales, que podrían indicar una tendencia de alteración o al desequilibrio.

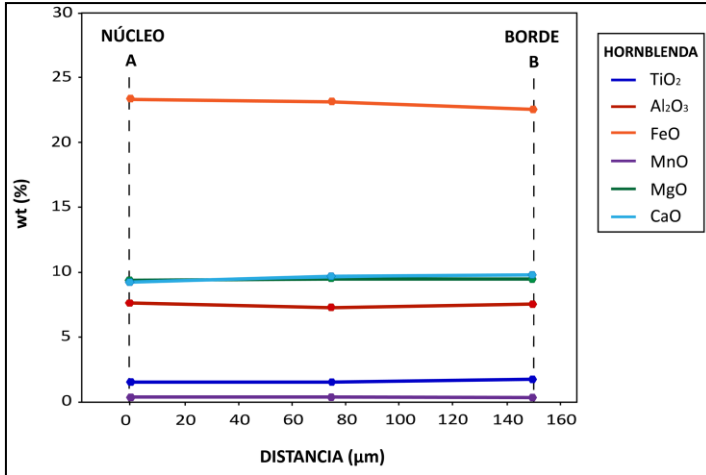
Generalmente, los cristales de hornblenda (Fotografía 15a, b) presentan una variación composicional en la que se observa el núcleo con un mayor contenido de Fe. En el perfil composicional de la hornblenda se observan las tendencias de los elementos de  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , FeO, MnO, MgO y CaO relativamente uniformes, aunque se llega a observar una ligera disminución de Fe en la tendencia a medida que se acerca al borde del cristal (Figura 25). En general, las tendencias sugieren que los cristales de anfíbol no muestran indicios de zoneamiento.



**Figura 24.** Diagrama de clasificación de anfíboles según Leake *et al.* (1997), donde se observan las muestras analizadas (facies de grano grueso, facies de grano fino y enclave Cx124a) clasificándose en su mayoría como ferrohornblenda de acuerdo con los parámetros  $Ca_B \geq 1.50$ ;  $(Na + K)_A < 0.50$ ;  $Ca_A < 0.50$  correspondientes al grupo cálcico.



**Fotografía 15.** a) Cristal de hornblenda que muestra un cruce en dos direcciones bien desarrollado, en núcleos cruzados. b) Imagen de barrido de electrones retrodispersado (BSE; *Back-Scattered Electrons*) del cristal de hornblenda a escala de 100 µm. En ambas imágenes, la línea azul marca el transecto del cristal en que se analizan los puntos A-B en la microsonda electrónica.



**Figura 25.** Perfil composicional del anfíbol (hornblenda) correspondiente a la facies de grano grueso, en el cual se observa una composición relativamente uniforme desde el núcleo hacia el borde del cristal.

### 7.3 TERMÓMETRO HORNBLENDA - PLAGIOCLASA Y BARÓMETRO DE Al EN HORNBLENDA

Los resultados de los análisis de microsonda electrónica obtenidos de la paragénesis en equilibrio de minerales de hornblenda y plagioclasa de las muestras correspondientes a las facies de grano grueso, grano fino y enclave Cx124a, fueron utilizados para determinar la presión y la temperatura. Estos parámetros nos permitirán estimar las condiciones de emplazamiento del plutón de Coxcatlán.

La evaluación termodinámica de rocas graníticas se llevó a cabo mediante la asociación de minerales de hornblenda y plagioclasa como fases sólidas que se encuentran en equilibrio mineral (Anderson, 1996, 2008). Los criterios utilizados para evaluar dicho equilibrio fueron con base a las observaciones petrográficas de ambos minerales que al estar en contacto físico no deben presentar evidencia de reacción entre ellos y ni signos de zoneamiento mineral (Anderson, 2008). Dadas estas condiciones se puede emplear el geotermómetro hornblenda-plagioclasa, el cual se basa en una calibración a partir de la temperatura de rocas metamórficas ya conocida (Spear, 1981; Anderson, 1996). Para las rocas que cubren con el rango composicional de la plagioclasa se puede utilizar el geotermómetro que se basa en las variaciones de Al<sup>IV</sup> en hornblenda, el cual es propuesto por Nabelek y Lindsley (1985). Posteriormente, las calibraciones experimentales y empíricas para este geotermómetro se formularon por Holland y Blundy (1994). En el caso del geobarómetro, su formulación empírica inicial se basa en el Al en hornblenda (Hammarstrom y Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987) y su calibración se fundamenta en las presiones estimadas de la barometría de rocas metamórficas de contacto de datos experimentales de Johnson y Rutherford (1989) y Schmidt (1992). Esta calibración carecía de correcciones por efectos de la temperatura (Anderson *et al.*,

2008), la cual posteriormente fue incluida por Anderson y Smith (1995) como una recalibración para el geobarómetro.

El método termobarométrico del presente estudio se realizó a partir de cálculos matemáticos al aplicar el geotermómetro de hornblenda-plagioclasa (Holland y Blundy, 1994) y el geobarómetro de Al en hornblenda (Anderson y Smith, 1995). Para calcular la temperatura, se utilizó el termómetro B propuesto por Holland y Blundy (1994) para el sistema hornblenda-plagioclasa, el cual se puede aplicar en rocas ígneas saturadas y subsaturadas en sílice (6.0 - 7.7 c.p.f.u.) y solo debe usarse en un rango de temperatura de entre 500 - 900°C y bajo las restricciones composicionales de plagioclasa ( $X_{An} > 0.1 - < 0.9$ ) y anfíboles ( $X_{Na}^{M4} > 0.03$ ,  $Al^V < 1.8$  c.p.f.u.). Este termómetro se basa en la reacción edenita + albita = richterita + anortita ( $NaCa_2Mg_5(AlSi_3)Si_4O_{22}(OH)_2 + NaAlSi_3O_8 = Na(CaNa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + CaAl_2Si_2O_8$ ) que consiste en el intercambio de moléculas de los miembros finales de estos minerales. Este termómetro se aplica mediante la siguiente ecuación:

$$T_B = \frac{78.44 + Y_{ab-an} - 3.6X_{Na}^{M4} - (66.8 - 2.92P) \cdot X_{Al}^{M4} + 78.5X_{Al}^{T1} + 9.4 X_{Na}^A}{0.0721 - R \cdot \ln \left( \frac{27 \cdot X_{Na}^{M4} \cdot X_{Si}^{T1} \cdot X_{an}^{plag}}{64 \cdot X_{Ca}^{M4} \cdot X_{Al}^{T1} \cdot X_{ab}^{plag}} \right)}$$

Donde:

$Y_{ab-an}$  término dado por  $X_{ab} > 0.5 \rightarrow Y_{ab-an} = 3.0$  kJ

$Y_{ab-an} = 12.0 (2X_{ab} - 1) + 3.0$  kJ.

$X_i^\Phi$  = fracción molar del componente  $i$  en la fase o sitio cristalográfico  $\Phi$

T = temperatura (°K)

P = presión (kbar)

Para obtener la profundidad de emplazamiento, se utilizó el método del contenido de Al total en hornblenda (Hammarstron y Zen, 1986). Este método demuestra un aumento de Al relativamente lineal que se correlaciona con la presión durante la cristalización de un plutón (Schmidt, 1992). Es decir, la variación en el contenido de Al en el anfíbol se encuentra directamente relacionado a la profundidad de emplazamiento del plutón. Por lo tanto, se aplicó el geobarómetro de Al en hornblenda propuesto por Anderson y Smith (1995), el cual utiliza una corrección por temperatura dada por la calibración empírica de datos experimentales de Johnson y Rutherford (1989) y Schmidt (1992), además de incorporar el factor de fugacidad del oxígeno ( $fO_2$ ). Este barómetro se expresa de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$P = 4.76 \cdot Al - 3.01 - (T - 675 / 85) \cdot [0.530 \cdot Al + 0.005294 (T - 675)]$$

Donde:

P = presión (kbar)

T = temperatura (°C)

Con los datos de las presiones obtenidas nos permitirán determinar la profundidad de emplazamiento del plutón de Coxcatlán, mediante la fórmula:

$$P = \rho \cdot g \cdot h \quad \rightarrow \quad h = P / \rho \cdot g$$

Donde:

P = presión (Pa; kg / ms<sup>2</sup>)

h = profundidad (km)

g = gravedad (9.8 m / s<sup>2</sup>)

$\rho$  = densidad promedio (2.7 g / cm<sup>3</sup>)

De acuerdo con los cálculos realizados de los bordes de cristales de hornblenda-plagioclasa en coexistencia, se obtienen resultados de las distintas facies. Los resultados negativos fueron descartados para ser considerados dentro de los parámetros (temperatura y presión) debido a que superan las condiciones del barómetro.

El rango de temperatura de la facies de grano grueso varía de entre 583.6 a 827.0°C y los valores de la presión oscilan de 0.6 a 2.3 kbar. Para la facies de grano fino no se obtuvieron datos termobarométricos de bordes de los cristales debido a que no se encontró una asociación mineral ideal de hornblenda y plagioclasa. Para el enclave Cx124a, el termómetro indica temperaturas de entre 790 y 792°C y el barómetro da valores de presiones de 0.7 a 1.0 kbar. Las presiones del enclave muestran valores más o menos similares a las de la facies de grano grueso, aunque esta última llegan a ser valores ligeramente mayores.

En general, las estimaciones termobarométricas para las distintas facies comprenden un intervalo de temperatura de 584 a 827°C, pero la mayoría se ubica entre 740 a 830°C y un rango de presión de 0.6 a 2.3 kbar que típicamente varía de entre 1 - 2 kbar. Estos datos sugieren una profundidad de emplazamiento del plutón de Coxcatlán de entre 2.3 a 9.0 km por corrección de temperatura, aunque la mayoría se sitúa entre 2 - 4 km. Estos datos se pueden observar en la Tabla 5.

**Tabla 5.** Estimaciones termobarométricas de las muestras de facies de grano grueso y enclave Cx124a. La temperatura se obtuvo del termómetro de Holland y Blundy (1994). La presión y profundidad sin y con corrección por temperatura fueron calculadas de acuerdo con Schmidt (1992) y Anderson y Smith (1996), respectivamente.

FACIES	GRANO GRUESO					ENCLAVE Cx124a	
COORDENADAS	99°28'53.91"O 18°28'31.25"N	99°28'41.04"O 18°27'37.89"N			99°27'39.01"O 18°29'2.05"N		
MUESTRA	Cx-116-10	Cx118-2	Cx118-5	Cx118-6	Cx118-9	Cx124a-5	Cx124a-7
TERMOMETRÍA (°C)							
TERMOMETRO Hbl-PI HOLLAND Y BLUNDY (1994)	741.1	827.0	757.8	804.4	583.6	792.0	790.0
BAROMETRÍA DE Al <sub>TOTAL</sub> EN HORNBLENDA (kbar)							
BARÓMETRO SCHMIDT (1992)	2.55	3.36	3.54	3.17	0.75	2.74	2.40
BARÓMETRO ANDERSON Y SMITH (1996)	1.80	0.61	2.38	1.04	0.68	1.00	0.72
PROFUNDIDAD (km)							
SCHMIDT (1992) sin corrección por T	9.63	12.71	13.39	11.96	2.82	10.36	9.02
ANDERSON Y SMITH (1996) con corrección por T	6.74	2.30	9.00	3.92	2.55	3.72	2.72

## CAPÍTULO 8. DISCUSIÓN

Las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas que presenta el plutón de Coxcatlán permiten hacer inferencias sobre los mecanismos y contrastes que ocurrieron durante su formación y sobre la procedencia de los magmas que le dieron origen. Las implicaciones que tienen los datos obtenidos se discuten a continuación.

### 8.1 IMPLICACIONES DE LOS RESULTADOS DEL ANÁLISIS PETROGRÁFICO

El análisis mineralógico, las relaciones texturales y la abundancia relativa modal de las fases minerales del plutón de Coxcatlán permitieron definir las diferentes facies plutónicas que pueden eventualmente estar relacionados con diferentes lotes (*batches*) de magma durante su construcción. Se identificaron dos facies monzograníticas que constituyen la mayor parte del plutón, una de grano grueso y la otra de grano fino. La facies de grano grueso se distingue por la presencia de biotita y anfíbol, este último ferromagnesiano tiene una abundancia relativamente alta (~ 3% vol.). En comparación con lo anterior, la facies de grano fino también tiene biotita y un bajo contenido de anfíbol (~ 1% vol.). Además de estas facies, se reconocieron enclaves intermedios y félsicos. Así como diques de distinta composición que representan un volumen relativamente bajo en el plutón y son probablemente conductos alimentadores.

La presencia de rasgos de desequilibrio magmático en la diferentes facies sugiere que durante la construcción del plutón se desarrollaron estos rasgos como consecuencia de dos procesos principales. Uno es el desequilibrio en fases minerales originalmente cristalizadas que se desarrolló debido a los cambios en las condiciones P-T y otras variables (X; composición química y  $f_{H_2O}$ ; fugacidad del agua) en la cámara magmática o durante el ascenso del magma. Un ejemplo de esto son las texturas pertítica, antipertítica y mirmequítica observadas en feldespatos. Las texturas de exsolución presentes en los cristales de plagioclasa y feldespato postásico (ortoclasa) indican un proceso de desmezcla de soluciones sólidas, las cuales se habían formaron como una sola fase a una alta temperatura y dejan de ser estables a bajas temperaturas por periodos prolongados de tiempo (al enfriarse el magma). De tal modo, que dichas soluciones sólidas tienden a desmezclarse en dos fases distintas (Castro-Dorado, 2015).

El otro proceso que generó rasgos de desequilibrio es por la mezcla incompleta (*mingling*) de lotes de magma de diferente composición y temperatura. Por ejemplo, la presencia de bordes de piroxeno (augita) reemplazados por hornblenda en los enclaves dioríticos, así como bordes de



hornblenda reemplazados por biotita que frecuentemente ocurren entre los límites de los enclaves dioríticos y la facies de grano grueso. Esto pueden ocurrir en respuesta a los cambios de presión ( $P_{H_2O}$ ) y temperatura generadas durante el proceso de intrusión y cristalización que favorece el conjunto anhidro al conjunto hidratado (Castro-Dorado, 2015; Gill, 2010). Si, el enfriamiento fue lo suficientemente lento, el piroxeno podría haberse transformado completamente a anfíbol o este último a biotita. Esto se ha interpretado que los cristales de piroxeno y anfíbol que muestran reemplazamiento son la evidencia de una reacción incompleta que sugiere la interacción con otro magma, debido a que estos minerales no cristalizaron por completo y fueron reemplazados por nuevos minerales alrededor de ellos.

Otros ejemplos de desequilibrio probablemente asociados a la mezcla incompleta son la textura ocelar en cristales de cuarzo bordeados por piroxeno y la textura rapakivi. Algunos de los enclaves que exhiben una textura ocelar caracterizada por xenocristales o antecristales de cuarzo rodeados por piroxenos (Hibbard, 1991; Barbarin, 2005; Castro-Dorado, 2015). Esta textura ocurre con la disolución del cuarzo (cristales redondeados u ovoides) y la precipitación de los minerales máficos. Castro-Dorado (2015) señala que dicha textura se da como una reacción local que hace incrementar la actividad de  $SiO_2$  en el entorno inmediato al cristal y provoca la sobresaturación local en ciertas fases minerales. Según Har y Rusu (2000) la cristalización de piroxenos resulta del intercambio de cationes de  $SiO_2$  del xenocristal o antecristal de cuarzo y de Fe, Mg, Ca, K y Na del magma máfico que desarrolla una corona de difusión. Con relación a la disposición de los piroxenos, Luhr *et al.* (1995) y Har y Rusu (2000) mencionan que se debe al tiempo de coexistencia de cristales de cuarzo y el magma máfico, así como de la tasa de enfriamiento. A un largo tiempo de reacción de ambos componentes, los piroxenos tienen un arreglo radial. En el caso contrario, a un corto tiempo se disponen tangencialmente en el borde del xenocristal o antecristal. También se observó en la petrografía, el arreglo radial de piroxenos que se disponían a lo largo del contacto entre la facies félsicas y enclave magmático del plutón que sugieren estar asociados a un proceso de mezcla inhomogénea.

Uno de los rasgos que exhibe el plutón de Coxcatlán es la textura rapakivi y su origen ha sido muy discutido por varios autores (Hibbard, 1991, Eklund y Shebanov, 1999, Rämö y Haapala, 2005; Gill, 2010; Wang *et al.*, 2011, 2015). Según Hibbard (1991) la textura rapakivi ocurre cuando un magma más evolucionado cristaliza megacristales de feldespato potásico que interaccionan con magma máfico caliente que esta subsaturado con respecto al feldespato. Esto conlleva a la reabsorción del

feldespato potásico que por ende se redondea y debido al enfriamiento rápido del magma máfico cristaliza plagioclasa (oligoclasa), la cual se desarrolla alrededor del feldespato. Gill (2010) menciona que dicha textura podría formarse o indicar cambios en las condiciones termodinámicas asociada a la despresurización súbita del magma durante la cristalización que favorece la exsolución o debido a cambios cotécticos de la plagioclasa-feldespato potásico con la caída de la presión ( $P_{H_2O}$ ) durante el ascenso del magma. Actualmente, estudios experimentales favorecen estar relacionado a cambios en la composición del magma por procesos de mezcla de magmas (Wang *et al.* 2011; Castro-Dorado, 2015) y mezcla incompleta (Rämö y Haapala, 2005). Otros trabajos, la relacionan a la descompresión subsotérmica del magma en ascenso (Eklund y Shebanov, 1999). Ahora bien, el hecho de encontrar la textura rapakivi en las facies félsicas del plutón indica la presencia de desequilibrio magmático. La formación de esta textura se podría asociar a la mezcla de magmas o mezcla inhomogénea (*mingling*) que sugiere la llegada de lotes de magma de composición félsica y máfica. Esto podría explicar que los megacristales de feldespato potásico que ya estaban formados en un magma félsico se desestabilizaron por la llegada de un magma máfico caliente, lo que permitió a su vez cambiar la composición del magma enriqueciéndose probablemente con elementos de Al, Mg, Fe, Ca, entre otros; que aunado a los cambios P-T favoreció la cristalización de plagioclasa alrededor de los megacristales de feldespato. Un signo de mezcla de magmas que se esperaría encontrar es la formación de plagioclasa cálcica alrededor del feldespato. Sin embargo, el análisis de microsonda realizado en las plagioclasas de la textura rapakivi de las facies félsicas no mostraron diferencias composicionales significativas con respecto al contenido de anortita, pero se encontró una plagioclasa (bytownita) en la zona del enclave (Cx124a) analizado. Esto podría evidenciar la interacción de un magma máfico, aunque se necesitarían más análisis en plagioclasas para confirmar esto. Otra posible explicación sobre la formación de la textura rapakivi, es que se podría relacionar a la fugacidad del agua y por la descompresión del magma (Castro-Dorado, 2015) que bajo estas condiciones se desestabiliza el feldespato potásico ya formado y se produciría una sobresaturación en fases minerales, en este caso sobresaturado con respecto a la plagioclasa. Por lo tanto, la pérdida del agua disuelta en el magma daría como consecuencia una cristalización de la plagioclasa que se desarrollaría alrededor del feldespato potásico. Si esto sucediera así, se podría esperar encontrar evidencias de reacciones peritéticas en los minerales, como el reemplazamiento de minerales (píroxeno reemplazado por hornblenda), coronas de reacción y/o mezcla de poblaciones minerales. Aunque, también hace falta datos para confirmar la formación de esta textura bajo estas condiciones.

Otro rasgo común, es el zoneamiento composicional en las diversas poblaciones de plagioclasa de las facies del plutón implica un desequilibrio en el magma. De acuerdo con varios autores (Annen *et al.*, 2006; Bachmann y Bergantz, 2008; Castro-Dorado, 2015) el zoneamiento registra cambios en las condiciones de cristalización y/o cambios en la composición durante el proceso de consolidación del magma, como resultado de recarga o repetidas mezclas de lotes de magma. Los cambios composicionales en las plagioclasas pueden ser preservadas y desarrollar un zoneamiento normal, inverso u oscilatorio. El zoneamiento normal se forma en un régimen donde la temperatura desciende en el sistema y la composición de la plagioclasa en equilibrio con el fundido se vuelve más rico en Na (Winter, 2001; Castro-Dorado, 2015). Esto se refleja en las capas de la plagioclasa donde el núcleo es más rico en anortita y en el borde más rico en albita. El zoneamiento inverso es lo opuesto al zoneamiento normal, en el centro más rico en albita y en la periferia del cristal más rico en anortita (Mackenzie *et al.*, 1996; Winter, 2001; Castro-Dorado, 2015). El zoneamiento oscilatorio se genera en respuesta a gradientes de composición en la interfase cristal-líquido. Es decir, la formación de capas cristalinas que difieren en composición implica un proceso que se detiene y se reinicia nuevamente, esto reflejaría la disolución y recrecimiento de las capas que se enfrían y cristalizan durante la evolución del magma (Castro-Dorado, 2015). Bajo estas condiciones el cristal registraría los fenómenos ocurridos durante una incorporación de un nuevo magma al sistema magmático.

En el caso de las plagioclasas analizadas de las distintas facies del plutón, se consideró que las variaciones composicionales que reflejan los procesos magmáticos es ~ 10% mol. de An (%). Los perfiles de composición de plagioclasa de la facies de grano grueso (megacristales,  $An_{24-43}$ ; fenocristales,  $An_{17-30}$  y microfenocristales,  $An_{2-32}$ ) sugieren un zoneamiento de tipo normal y oscilatorio. En la facies de grano fino, las variaciones composicionales de las plagioclasas (fenocristales,  $An_{17-25}$  y microfenocristales,  $An_{20-34}$ ) se encuentran en un rango mínimo con respecto al contenido de anortita, por lo que no hay cambios composicionales importantes si se considera el error analítico de la microsonda. En las plagioclasas de la zona del enclave Cx124a (fenocristales,  $An_{19-79}$  y microfenocristales,  $An_{28-29}$ ) y de la zona de transición (microfenocristales,  $An_{25-41}$ ); solo el enclave registra una variación que se destaca por su mayor contenido de anortita, lo que sugiere un zoneamiento normal. En los cristales de plagioclasa que rodean los megacristales de ortoclasa (textura rapakivi) de la facies de grano grueso (fenocristal,  $An_{21-25}$ ) y de las facies de grano fino (fenocristal,  $An_{28-31}$ ) no reflejan grandes cambios composicionales debido a sus diferencias

relativamente pequeñas en el contenido de anortita. En cuanto a los perfiles composicionales de plagioclasa de la ignimbrita Tilzapotla (fenocristales,  $An_{20-27}$  y microfenocristales,  $An_{23-24}$ ) difieren de las facies félsicas y del enclave magmático por su comportamiento que se observa en un mínimo intervalo con respecto al contenido de anortita, por lo que tampoco muestran cambios de forma notable considerándose el error analítico. En general, los patrones de zoneamiento más evidentes fueron observados solo en algunos fenocristales de plagioclasa de las facies félsicas y del enclave magmático. En cambio, en la mayoría de las diversas poblaciones de plagioclasas de las diferentes facies reflejan una mínima variabilidad composicional en el contenido de anortita. Esto parece indicar que no hubo grandes cambios en la composición del magma que influyera composicionalmente en los cristales de plagioclasa.

## 8.2 IMPLICACIONES DE LOS GEOQUÍMICOS

La geoquímica del plutón de Coxcatlán revela que está formado principalmente por rocas que presentan una afinidad calcoalcalina (Figura 15c) con una variación entre metaluminosa y ligeramente peraluminosa (Figura 15e). Este conjunto de rocas se clasifica como un granito tipo I por la relación de  $10^4 Ga/Al$  vs Zr, así como por sus características químicas e isotópicas ( $57 - 72\%$  wt.  $SiO_2$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.704 - 0.705$ ) y su mineralogía máfica de hornblenda y biotita.

Los patrones de variación de elementos mayores indica una diferencia entre las facies graníticas y la ignimbrita Tilzapotla en relación al contenido de  $SiO_2$ . Los enclaves son menos evolucionados y los diques se distinguen por su variabilidad en cuanto al  $SiO_2$  (Figura 16). La disminución de las concentraciones de FeO, MgO, CaO y  $Al_2O_3$  con el aumento de  $SiO_2$  de las diferentes facies del plutón se podría atribuir al fraccionamiento de hornblenda y plagioclasa como fases minerales que concuerda a las observadas en la petrografía.

Las características geoquímicas de las facies (grano grueso y grano fino), enclaves y dique aplítico (Cx63) mostraron un enriquecimiento sistemático de elementos LILE y LREE respecto a HFSE y HREE, además de pronunciadas anomalías positivas de Pb y anomalías negativas de Nb y Ta. El comportamiento de estos patrones es indicativo de rocas de arco magmáticos que se formaron a partir magmas generados en ambientes de subducción (Pearce, 1983). El patrón de Pb puede deberse a la participación de la corteza superior. Los contenidos empobrecidos de Ba, Sr y la pronunciada anomalía negativa de Eu sugiere el fraccionamiento de feldespatos y plagioclasa. Asimismo, el empobrecimiento de Zr, P y Ti podría significar el fraccionamiento de zircón, apatito y

óxidos Fe-Ti (ilmenita y titanomagnetita). Las tendencias planas de HREE indicarían la ausencia de granate en la fuente. Esto podría interpretarse que los procesos de fraccionamiento no ocurrieron a profundidad, debido a que no intervinieron fases minerales de alta presión sino más bien estuvo dominado por fases de feldespato y plagioclasa debido al empobrecimiento de Ca, Ba, Sr y Eu.

En cuanto al comportamiento de los elementos mayores en los diagramas de variación en combinación con los valores de las REE sugiere que los magmas félsicos del plutón no son derivados de los magmas intermedios de los enclaves, aunque estos se encuentran en estado de *mingling*. Es decir, que los magmas que dieron origen a los enclaves no son los magmas parentales de las facies félsicas. Esto a pesar de que ambos grupos de rocas tienen relaciones isotópicas similares. Por lo tanto, no se pueden considerar los enclaves y las facies félsicas como parte de un sistema de variación por cristalización fraccionada.

En el caso de los patrones de REE del dique aplítico (Cx63) resaltan por un mayor empobrecimiento de elementos de Ba, Sr, Eu, P, Ti y HREE, así como también es notoria su composición rica en sílice (77.77% wt. de SiO<sub>2</sub>) y su alta relación Rb/Sr. Esto sugiere una roca muy diferenciada resultado de un mayor grado de cristalización fraccionada. La relación alta de Rb/Sr se debe al comportamiento de los elementos donde el Sr tiende a concentrarse en la plagioclasa y el Rb permanece en la fase líquida por su naturaleza incompatible. De tal modo, que la relación aumenta en el líquido residual con el curso de la cristalización progresiva del magma (Faure, 1986). Por lo tanto, el dique aplítico se han interpretado como el líquido residual que sugiere un magma muy evolucionado acorde a su origen más tardío de la consolidación del magma (Bachamann y Bergantz, 2009; Gill, 2010; Castro-Dorado, 2015). Por otro lado, al comparar los patrones de REE de las diferentes facies del plutón con las rocas menos evolucionadas (andesitas) a más diferenciadas (dacitas y riolitas) del área de Tilzapotla de los estudios previamente realizados por Mori *et al.* (2012) parecen tener un comportamiento parecido a excepción de la anomalía negativa de Ce en las rocas menos diferenciadas de Tilzapotla que indica que actuaron procesos de intemperismo (García-Rodríguez, 2016). En dichos estudios Mori *et al.* (2012) interpretan que las rocas de Tilzapotla están relacionadas a procesos de cristalización fraccionada de piroxeno y plagioclasa y a la asimilación de la corteza media-superior rica en Rb.

Con los datos disponibles de las relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$  de las facies félsicas del plutón de Coxcatlán y de la ignimbrita Tilzapotla en general tienden a mostrar un comportamiento relativamente homogéneo, aunque con muy ligeras variaciones isotópicas para los valores de

diferenciación en relación al SiO<sub>2</sub>. El enclave Cx124a y el dique aplítico (Cx63) muestran valores isotópicos parecidos en <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd<sub>i</sub>, aunque se diferencian con respecto al SiO<sub>2</sub> (Figura 21a, b). Esto se interpreta que los magmas del plutón de Coxcatlán y de la ignimbrita Tilzapotla provienen de una fuente relativamente similar con pequeñas variaciones isotópicas y representarían diferentes *batches* de magma emplazados de forma contemporánea. Las facies graníticas se interpretan que evolucionaron por cristalización fraccionada como el proceso dominante y mínimos efectos de asimilación cortical. Esta asimilación está representada por los xenolitos metapelíticos encontrados en el cuerpo plutónico (Fotografía 12 y 13a).

### 8.3 IMPLICACIONES DE LOS RESULTADOS TERMOBAROMÉTRICOS

Los resultados termobarométricos indican un intervalo de temperatura entre valores típicos de 584 a 827°C y presiones de entre 1 a 2 kbar. Estos datos sugieren un emplazamiento relativamente somero de 2 a 9 km para el plutón de Coxcatlán. Aunque, es evidente que los valores de las presiones y temperaturas obtenidas de las fases minerales de hornblenda-plagioclasa no reflejan un sistema en equilibrio sino más bien múltiples subsistemas en equilibrio en diferentes condiciones dentro la cámara magmática. O bien, esta variabilidad de datos podría estar asociado a la paragénesis de minerales de hornblenda y plagioclasa que no reunían las condiciones del *presumible* equilibrio mineral o los minerales fueron afectados por la alteración hidrotermal.

En su mayoría, los datos termobarométricos de este estudio son razonables con las relaciones de campo observadas en el plutón de Coxcatlán. Esto debido a las abundantes rocas volcánicas del Eoceno, rocas sedimentarias del Cretácico y la escasa exposición de plutones en la región indica que el nivel cortical expuesto es en general somero. Esto se puede inferir a partir del ancho restringido (~ 20 m) del mármol y a la ausencia de la zona de granate conformada por la asociación mineral de grosularia + dióxido de silicio + wollastonita (Best, 2003) que indica una zona de alta temperatura de metamorfismo de contacto. En este estudio no se confirmó la presencia de estos minerales típicos de la aureola de contacto entre el plutón y las calizas de la Formación Morelos que evidenciaran el emplazamiento del plutón desde una mayor profundidad. Por otra parte, las relaciones estratigráficas sugieren que el emplazamiento debió haber sido de entre ~ 1 - 3 km de profundidad, ya que se estima un espesor máximo de ~ 3800 m dado por las formaciones Morelos y Mexcala y el Grupo Balsas (Fries, 1960; Hernández-Romano *et al.* 1997; Cerca *et al.*, 2007; Morán-Zenteno *et al.* 2007). Aunque, el espesor se pudo haber incrementado por plegamiento y fallamiento inverso. El

emplazamiento ocurrió por lo menos hace 30 Ma. después del acortamiento orogénico y seguramente, ya había sido removido la parte de la columna que cubría al plutón.

#### 8.4 IMPLICACIONES RESPECTO A LA CONEXIÓN VOLCÁNICA - PLUTÓNICA

La actividad magmática que dio origen a las diferentes facies (39.5 - 35.2 Ma. por U-Pb en zircón; Martiny *et al.* 2013) del plutón de Coxcatlán es parte de los eventos relacionados a los sistemas magmáticos silíceos del sector centro-norte de la SMS. La posición y edad del plutón soportan la idea de la migración del magmatismo silíceo regional que decrece del Oeste al Este para el sector de Michoacán a Puebla (Morán-Zenteno *et al.*, 2017). El plutón de Coxcatlán se encuentra dentro del domo estructural regional en el área de Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Este domo sugiere una zona del subsuelo donde se acumuló magma silíceo que puede haber construido un batolito regional. Asimismo, la formación del plutón parece estar relacionado a las ignimbritas de los centros volcánicos de Taxco y Tilzapotla.

La contemporaneidad de la ignimbrita de Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Martiny *et al.* 2012) y de la ignimbrita San Gregorio (Hernández-Vargas *et al.* 2017) con el plutón de Coxcatlán, confirma que los procesos de la acumulación del magma en la región dieron resultados diferentes. En el caso de los centros volcánicos de Taxco y Tilzapotla se acumularon volúmenes críticos de magma eruptible que dieron como resultado episodios magmáticos de entre 36 - 34.3 Ma. En el caso del plutón no se desarrolló un centro eruptivo significativo porque nunca se superó el volumen crítico del magma eruptible y generará una sobrepresión magmática que permitiera originar una erupción, más bien dio lugar a la formación del cuerpo plutónico.

Los rasgos espaciales, petrográficos y geoquímicos del plutón de Coxcatlán y las ignimbritas de Taxco y Tilzapotla sugieren estar genéticamente relacionadas. La proximidad espacial de estos tres sistemas es directamente observable con las rocas volcánicas y plutónicas expuestas en la región. En cuanto a los rasgos petrológicos de las facies graníticas del plutón de Coxcatlán y las ignimbritas de Taxco y Tilzapotla contienen fases minerales similares, aunque con diferentes abundancias relativas modales. La asociación mineral del plutón de Coxcatlán consta de Pl + Or + Qz + Bt ± Hbl ± Px, considerándose la plagioclasa (~ 31% vol. de la roca) como la fase mineral dominante. La mineralogía de la ignimbrita Tilzapotla está constituida por Qz + Pl + Sa + Bt, aunque la plagioclasa no es la fase que domina pero representa una de las fracciones de mayor abundancia como fenocristales (~ 38% vol. de la roca). La ignimbrita San Gregorio se constituye por Sa + Qz + Pl + Bt

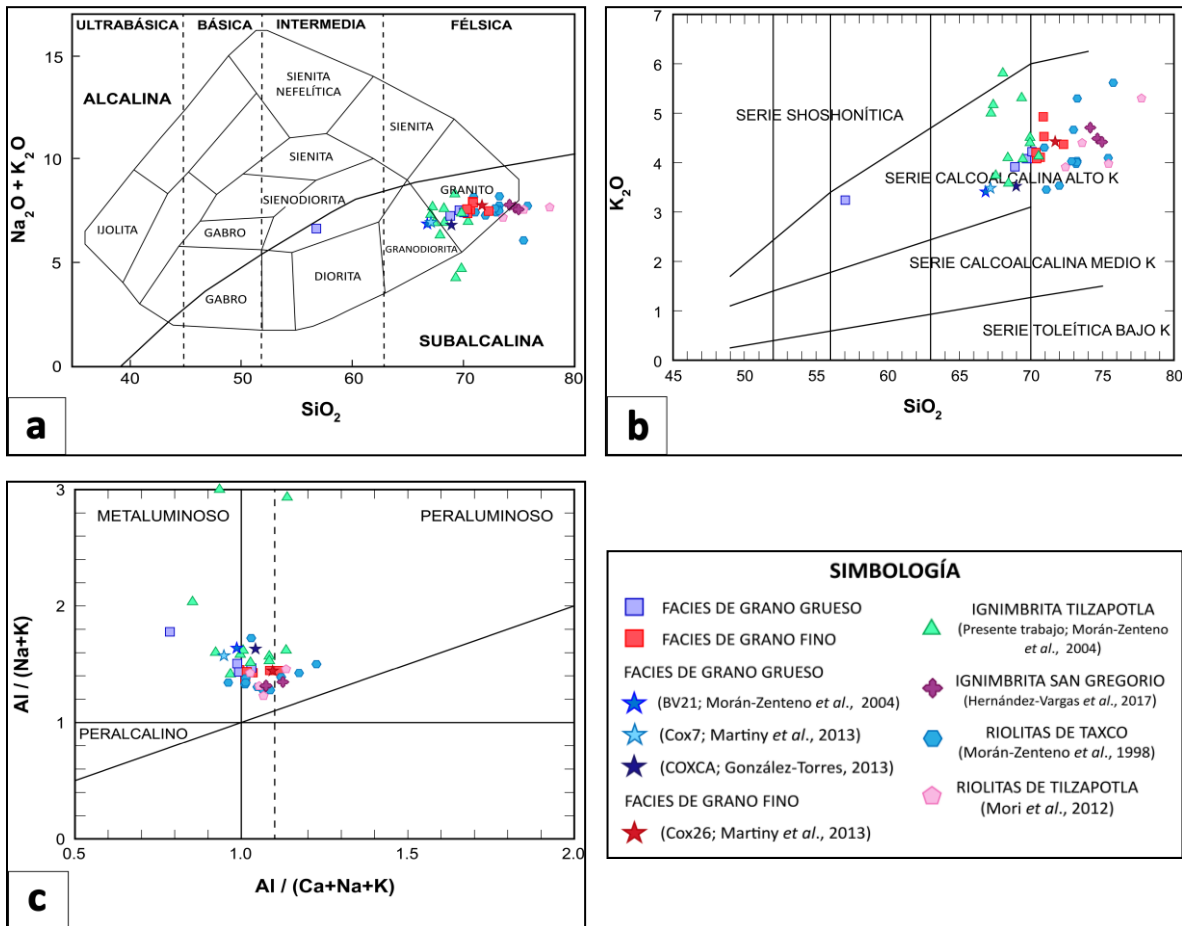
(Hernández-Vargas *et al.*, 2017) y el sanidino es la fase mineral más abundante (~ 25% vol. de la roca). Una de las inferencias de este estudio es que la ignimbrita Tilzapotla y la ignimbrita San Gregorio podrían representar del líquido eruptible del *mush* debido a que ambas son ricas en cristales. Esta inferencia se basa en el modelo del *mush* de cristales (Hildreth, 2004; Bachmann y Bergantz, 2008) donde grandes volúmenes de magma eruptible se acumulan en una capa o lente sobre el *mush*. La extracción de ese magma eruptible debilita el *mush* y se forma una caldera de colapso que provoca la erupción de material ignimbrítico rico en cristales (Martiny *et al.*, 2013).

En relación con la composición geoquímica de los elementos mayores y trazas de los magmas de las tres regiones nos sugieren que el granito de Coxcatlán no puede representar el residuo de las ignimbritas de Taxco y Tilzapotla sino más bien de un magma de composición similar, ya que no existe una diferencia significativa en el comportamiento de los elementos. Los elementos mayores de las facies graníticas del plutón, ignimbrita Tilzapotla e ignimbrita San Gregorio (74.15 - 74.65% wt. de SiO<sub>2</sub>; Hernández-Vargas *et al.* 2017) tienden a distribuirse hacia un enriquecimiento en relación al contenido de SiO<sub>2</sub>. Las riolitas de Taxco (67.8 - 75.6 % wt. de SiO<sub>2</sub>; Morán-Zenteno *et al.* 1998; Hernández-Vargas *et al.* 2017) y las riolitas de Tilzapotla (72.42 - 77.73% wt. de SiO<sub>2</sub>; Mori *et al.* 2012) también muestran un patrón muy evolucionado (Figura 26a), se podría esperar que ambas riolitas podrían estar asociadas a las fracciones del líquido intersticial extraídas del *mush* por su mayor evolución. Esto basándose en modelos de evolución de un *mush* silíceo dominado por sólidos (> 50% vol. de cristales; Bachmann y Bergantz, 2008) donde el líquido intersticial se extrae del residuo rico en cristales por compactación, es decir, por la deformación de *mush* (Hildreth, 2004).

En el diagrama de clasificación de rocas subalcalinas de Percillo y Taylor (1976), las muestras del plutón de Coxcatlán, Taxco y Tilzapotla presentan un alto contenido de K<sub>2</sub>O (Figura 26b). El enriquecimiento de K<sub>2</sub>O en el plutón podría reflejar por las fases minerales de feldespato potásico y plagioclasas con texturas de exsolución. En la ignimbrita San Gregorio, el alto contenido de K<sub>2</sub>O se atribuye a las fases abundantes de cristales de sanidino (~ 25% vol. de la roca). Mientras que, en la ignimbrita Tilzapotla no hay gran abundancia de sanidino (~ 15% vol. de la roca) pero muy probablemente el K<sub>2</sub>O se encuentra en el líquido eruptible representado por la ceniza pumicítica. Con respecto al diagrama del índice de saturación de aluminio de Maniar y Piccoli (1989), las rocas de Taxco, Tilzapotla y Coxcatlán tienden a mostrar un carácter entre lo metaluminoso y peraluminoso (Figura 26c).



Los elementos traza y tierras raras de las facies graníticas del plutón de Coxcatlán con las riolitas Taxco y Tilzapotla muestran un comportamiento parecido, como se observa en la Figura 27a, b. Los isótopos de la relación de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  muestran que las riolitas de Taxco tienen valores radiogénicos más altos (0.705201 - 0.706287 de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ; Morán-Zenteno *et al.*, 1998) que las muestras de Coxcatlán y Tilzapotla (Figura 28). Esto podría sugerir que las rocas de Taxco y Tilzapotla se formaron a partir de magmas de una fuente heterogénea y hayan sufrido procesos de diferenciación que involucran la cristalización fraccionada y mínimos grados de asimilación cortical.



**Figura 26.** Datos geoquímicos de elementos mayores recopilados y reportados en trabajos realizados por Morán-Zenteno *et al.* (1998, 2004), Mori *et al.* (2012), González-Torres (2013) y Hernández-Vargas *et al.* (2017) donde se observan los diferentes comportamientos de las muestras en: a) Diagrama de clasificación geoquímica para rocas plutónicas de Cox *et al.* (1979). b) Diagrama de clasificación de rocas subalcalinas de acuerdo con la relación  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  de Percillo y Taylor (1976). c) Diagrama de Shand o índice de saturación de alúmina de Maniar y Piccoli (1989).

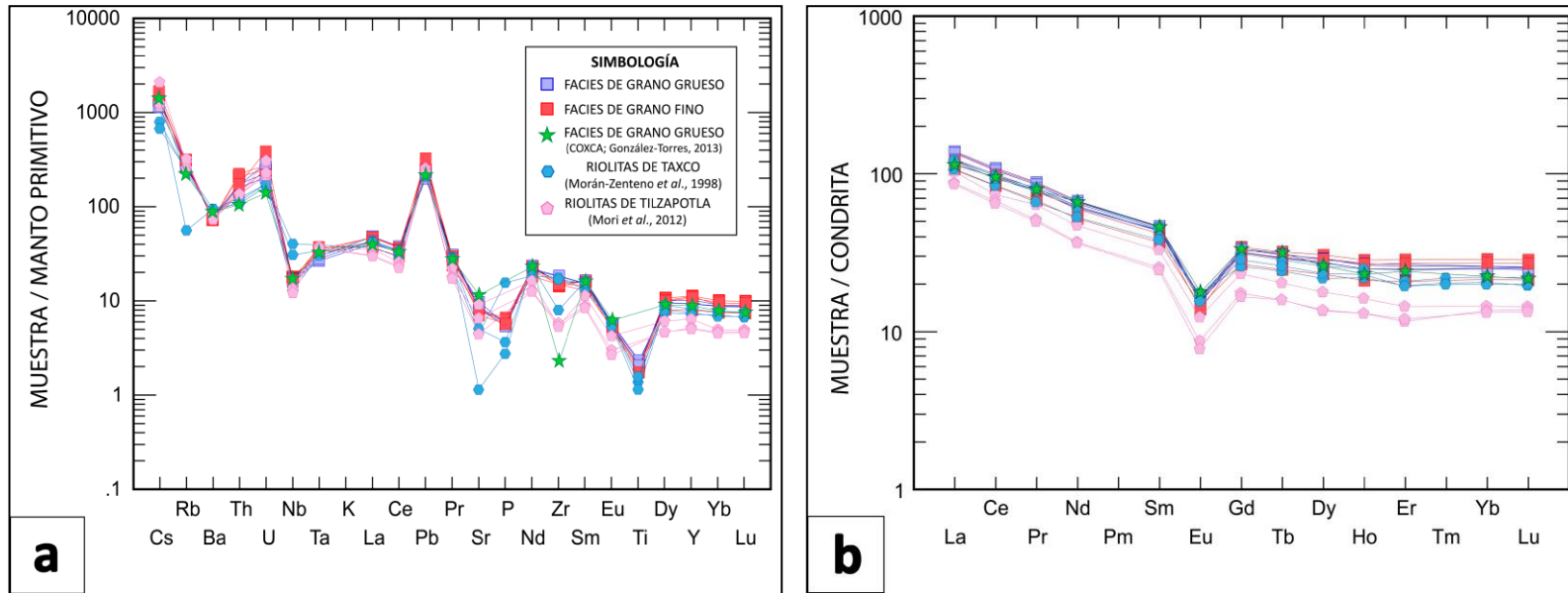


Figura 27. Las variaciones geoquímicas de las rocas plutónicas de Coxcatlán y las rocas riolíticas de Tilzapotla (Mori *et al.* 2012) y Taxco (Morán-Zenteno *et al.* 1998) presentan una similitud en sus patrones como se puede observar en: a) Diagrama multielemental de elementos traza normalizados a valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989). b) Diagrama de tierras raras (REE) normalizados a valores de condrita de McDonough y Sun (1985) que sugiere que plutón de Coxcatlán es un magma muy similar al de Taxco y Tilzapotla.

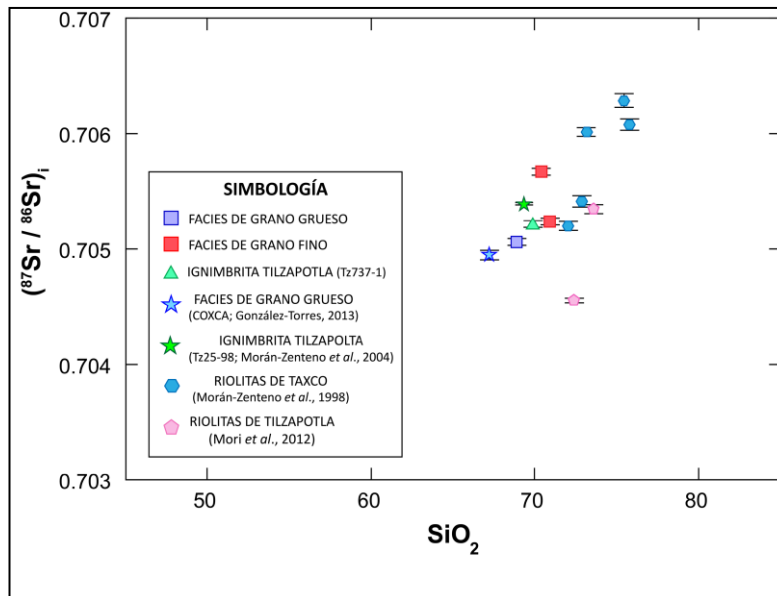


Figura 28. Diagrama de las relaciones isotópicas de  $\text{SiO}_2$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  que muestra el comportamiento de las rocas del plutón de Coxcatlán y donde se incluyen los datos isotópicos de muestras reportadas de estudios realizados por Morán-Zenteno *et al.* (1998) y Mori *et al.* (2012). Las líneas negras representan las barras de error de  $1\sigma$ .

## CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES

- El plutón de Coxcatlán se caracteriza como un cuerpo ígneo heterogéneo que refleja el crecimiento gradual por la inyección de diferentes *batches* magmáticos, los cuales fueron reconocidos por distintas facies. Por su extensión y por las características texturales y mineralógicas se destacan: la facies de grano grueso y la facies de grano fino, que individualmente se distinguen por su contenido de ferromagnesianos, principalmente por su abundancia relativa de anfíbol y contenido de SiO<sub>2</sub>.
- La presencia de enclaves magmáticos sugiere que los magmas que los formaron son de una composición menos evolucionada respecto a la roca huésped. Esto se interpreta como la evidencia de la inyección de *batches* de magma que se emplazaron mientras que el plutón se encontraba en estado *suprasolidus*. La relación de intrusión mutua entre las facies graníticas y los enclaves indican un proceso de mezcla inhomogénea o *mingling*. Los diques de máficos e intermedios reportados en el área representan un volumen relativamente bajo en el plutón y son la evidencia de posibles conductos alimentadores.
- El análisis cuantitativo modal obtenido de los componentes minerales de la facies de grano grueso y de las facies de grano fino definen uniformemente una composición monzogranítica. La diversidad composicional de los enclaves magmáticos corresponde a cuarzodiorita, cuarzomonzodiorita, cuarzomonzonita y granodiorita. Los diques se clasificaron como gabro, dacita, andesita, diorita y aplita de acuerdo a su composición modal y a su petrografía.
- Las características petrográficas de las facies de grano grueso, grano fino y enclaves magmáticos muestran evidencias que indican que se llevaron a cabo procesos de mezcla de magmas y mezcla incompleta (*mingling*). Estas evidencias implican texturas de desequilibrio como el reemplazamiento de minerales, texturas de exsolución y ocelar, así como la presencia de la textura rapakivi. Esta última como una de las características reportada por primera vez para el plutón. Otros rasgos son el zoneamiento de las plagioclasas, aunque es mínima la variación composicional y las zonas de transición entre la roca granítica y enclaves magmáticos. Las condiciones que reflejan estos numerosos rasgos podrían estar relacionados con la inyección de magmas de composición máfica o menos evolucionado. El

reconocimiento de xenolitos metamórficos como el fragmento metapelítico y el esquistos de biotita contenidos en las rocas graníticas sugiere asimilación cortical.

- Los resultados termobarométricos obtenidos a partir del geotermómetro de la paragénesis de minerales de hornblenda y plagioclasa (Holland y Blundy, 1994) y del geobarómetro de Al en hornblenda (Anderson y Smith, 1995) indican un intervalo de temperaturas entre 584 a 827°C y una presión que varía de 1 a 2 kbar. Estas estimaciones señalan una profundidad de 2 a 9 km que indican un emplazamiento relativamente somero para el plutón de Coxcatlán.
- Las características geoquímicas de las facies de grano grueso, grano fino y dique (Cx63), excepto el enclave (Cx124a) revelan rocas evolucionadas. Este grupo de rocas presentan una afinidad calcoalcalina de alto K con una variación entre metaluminoso y ligeramente peraluminoso que implica la presencia de material metapelítico en el plutón. La relación  $10^4\text{Ga}/\text{Al}$  vs Zr, las fases minerales máficas y las características geoquímicas e isotópicas muestran que las facies de grano grueso y de grano fino pertenece a un granito tipo I. El enriquecimiento de elementos LILE y LREE con respecto a HFSE y HREE, los patrones positivos de Rb, Th, U y Pb y las pronunciadas anomalías negativas de Nb y Ta muestran un comportamiento indicativo de rocas que se formaron a partir magmas generados en ambientes de subducción. Las anomalías negativas de Ba, Sr y Eu se atribuyen al fraccionamiento de feldespatos y plagioclasa. Los patrones de REE observados sugieren que los magmas que dieron origen a las facies félsicas no son derivados por cristalización fraccionada de los magmas intermedios que generaron los enclaves magmáticos.
- Las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$  de las facies de grano grueso, grano fino e ignimbrita Tilzapotla (Tz737-1) mostraron en general un comportamiento relativamente homogéneo, aunque con mínimas variaciones isotópicas. El enclave (Cx124a) y dique aplítico (Cx63) mostraron valores isotópicos parecidos especialmente en  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$  y se diferencian por su contenido de  $\text{SiO}_2$ . Esto sugiere que los magmas del plutón de Coxcatlán y de la ignimbrita Tilzapotla provienen de una fuente ligeramente heterogénea y representarían diferentes *batches* de magma emplazados contemporáneamente. La evolución de las facies graníticas se interpreta que estuvo dominado por la cristalización

fraccionada con mínimos grados de asimilación cortical, la cual es representada por los xenolitos metapelíticos encontrados en el plutón de Coxcatlán.

- Las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas muestran que el plutón de Coxcatlán no representa el residuo dejado atrás por la extracción de la fracción líquida del cual podría haber derivado la ignimbrita Tilzapotla, debido al hecho de que ambas unidades no mostraron rasgos texturales ni composicionales complementarios que evidencien una conexión volcánica-plutónica. Aunque, dichas unidades sí forman parte de un sistema de magma silíceo acumulado en la corteza superior de la región.
- Una de las inferencias realizadas en este estudio es probablemente que la ignimbrita Tilzapotla y la ignimbrita San Gregorio representen la fracción líquida del *mush* debido a que ambas ignimbritas presentan una naturaleza rica en cristales. Mientras que, las riolitas de Taxco y de Tilzapotla son rocas evolucionadas que representarían fundidos intersticiales extraídos del *mush* de cristales.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14.
- Anderson, J.L., 1996, Status of thermobarometry in granitic batholiths: *Earth Sciences*, 87, 125-138.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995, The effects of temperature and  $f_{O_2}$  on the Al-in-hornblende barometer: *American Mineralogists*, 80, 549-559.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden J.L., Mazdab, F., 2008, Thermometers and thermobarometers in granitic systems: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 121-142.
- Annen, C., 2009, From plutons to chambers: thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust: *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 409-416.
- Annen, C., 2011, Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism-volcanism relationship: *Earth and Planetary Science Letters*, 500, 3-10.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, S.J., 2006, Genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones: *Journal Petrology*, 47(3), 505-539.
- Annen, C., Blundy, J.D., Leuthold, J., Sparks, R.S.J., 2015, Construction and evolution of igneous bodies: towards an integrated perspective of crustal magmatism: *Lithos*, 230, 206-221.
- Ávila-Lugo, F., Cardoso-Vázquez, E.A., 2004, Carta Geológico-Minera Iguala E14A78, escala 1:50 000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Bachman, O., Bergantz, G., 2008, The magma reservoirs that feed supereruptions: *Elements*, 4, 17-21.
- Bachman, O., Bergantz, G.W., 2009, Rhyolites and their source *mushes* across tectonic settings: *Journal of Petrology*, 49(12), 2277-2285.
- Bachmann, O., Miller, C.F., de Silva, S.L., 2007b, The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 1-23.
- Barbarin, B., 1990, Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California: *Journal of Geophysical Research*, 95(B11), 17, 747-17, 756.
- Barbarin, B., 2005, Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts: *Lithos*, 80, 155-177.
- Barker, A., 2014, A key for identification of Rock-forming minerals in this section: London, CRC Press, 170 pp.
- Barth, A.P., Fellen, A.D.G., Yager, S.L., Douglas, S.R., Wooden, J.L., Riggs, N.R. and Walker, J.D., 2015, Petrogenetic connections between ash-flow tuffs and a granodioritic to granitic intrusive suite in the Sierra Nevada arc, California: *Geosphere*, 8(2), 250-264.
- Bartley, J.M., Coleman, D.S., Glazner, A.F., Yoshinobu, A., Law, R.D., 2006, Rethinking the assembly and evolution of plutons: field tests and perspective, *Field Forum Report*, 32-33 pp.

- Benammi, M., Centeno-García, E., Martínez-Hernández, E., Morales-Gámez, M., Tolson, G., y Urrutia-Fucugauchi, J., 2005, Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 429-435.
- Best, M.G., 2003, *Igneous and metamorphic petrology*: Oxford, Blackwell publishing, 729 pp.
- Blundy, J.D., Holland, T.J.B., 1990, Calcic amphibole equilibria and a new amphibol-plagioclase geothermometer: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.
- Bustamante-García, J., Ramírez-Espinosa, J., Miranda-Huerta, A., 2003, Carta Geológico-Minera Taxco E14-A68, escala 1:50 000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Cabral-Cano, E., Lang, H. and Harrison, C., 2000, Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: Implications for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 443-457.
- Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., Torres-de León, R., Iriondo, A. Premo, W.R., 2012, Caracterización geológica de los ensambles metamórficos de Taxco y Taxco el Viejo, Guerrero, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 369-385.
- Carrizales-Aguilar, A., 1997, Informe de la visita de reconocimiento a los lotes mineros Cristo Rey, Arroyo 1 y Arroyo 2, ubicados en el ejido Tlamacazapa municipio de Buenavista de Cuellar, Estado de Guerrero: Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico 120374, 22 pp.
- Cashman, K.V., Giordano, G., 2014, Calderas and magma reservoirs: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 288, 28-45.
- Castro-Dorado, A., 2015, *Petrografía de rocas ígneas y metamórficas*: Madrid, Paraninfo, 260 pp.
- Cebriá, J.M. y López-Ruiz, J.M., 1994, Modelización geoquímica de los procesos de diferenciación por cristalización: *Estudios Geológicos*, 50(5-6), 309-422.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo, A., 2003, Geologic and tectonic evolution of the western Guerrero terrane a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico: *Geologic transects across Cordilleran Mexico*, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, 201-228.
- Centeno-García E., Guerrero-Suastegui M., Talvera-Mendonza O., 2008, The Guerrero composite terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone: *Geological Society of America Special Paper*, 436, 279-308.
- Cerca-Martínez, M., 2004, *Deformación y magmatismo Cretácico tardío-Terciario temprano en la zona de la Plataforma Guerrero-Morelos*: Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus UNAM Juriquilla, Querétaro, tesis de doctoral, 175 pp.
- 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, TC3007, 1-34.
- Chapela-Lara, M., 2008, *Estratigrafía, petrología y evolución del centro volcánico La Muñeca, Tejupilco, estado de México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 91 pp.
- Chappell, B.J., White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Cole, J.W., Milner, D.M., Spinks, K.D., 2005, Calderas and caldera structures: a review: *Earth Science Reviews*, 69, 1-26.
- Coleman, D.S., Gray, W., Glazner, A.F., 2004, Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California: *Geology*, 32(5), 433-436.
- Coleman, D.S., Bartley, J.M., Glazner, A.F., Pardue, M.J., 2012, Is chemical zonation in plutonic rocks driven by changes in source magma composition or shallow-crustal differentiation? *Geosphere*, 8(6), 1568-1587.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979, *The interpretation of igneous rocks*: Oxford, Chapman & Hall, 446 pp.
- de Cserna, Z., 1965, Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 62, 76 pp.
- de Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., Palacios-Nieto, M., 1980, Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla, Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, D.F., 33 pp.
- de Cserna, Z. y Fries, C., 1981, Hoja Taxco 14Q-h (7), Geología de los Estados de Guerrero, México y Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México serie 1:100 000, 1 mapa con texto.
- Deer, W.A., Howie, H.A., Zussman, J., 1986, *An introduction to rock forming minerals*, 17<sup>th</sup>, Longman Ltd, 528 pp.
- De Paolo, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189-202.
- de Silva, S., 2008, Arc magmatism, calderas and supervolcanes: *Geology*, 36(8), 671-672.
- de Silva, S. and Gosnold, W.D., 2007, Episodic construction of batholiths: insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare up: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 320-335.
- de Silva, S., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J.G., Salas, G. and Jiménez, N., 2006, Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective: *Geological Society, London, Special Publications*, 269, 47-63.
- Díaz-Bravo, B.A., 2008, *Estratigrafía, petrología y estilo eruptivo del centro volcánico silíceo de La Goleta-Sultepec estados de México y Guerrero*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis de maestría, 86 pp.



- Díaz-Bravo, B.A., Morán-Zenteno, D.J., 2011, The exhumed Eocene Sultepec-Goleta volcanic center of southern Mexico: record of partial collapse and ignimbritic volcanism fed by wide pyroclastic dike complexes: *Bulletin of Volcanology*, 73(7), 917-932.
- Didier, J., Barbarin, B., 1991, *Enclaves and granite petrology, developments in petrology*: Amsterdam, Elsevier Science, 626 pp.
- Eklund, O., Shebanov, A.D., 1999, The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression: *Precambrian Research*, 95, 129-146.
- Elías-Herrera, 2004, *Geología pre-Cenozoica de la región de Tejupilco, Estado de México, y sus implicaciones tectónicas*: Universidad nacional Autónoma de México, México D.F, Instituto de Geología, tesis doctoral, 201 pp.
- Elías-Herrera, M. and Ortega-Gutiérrez, 1997, Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug-Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico?: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 101-109.
- Elías-Herrera, M. and Ortega-Gutiérrez, F., 2002, The Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlan Complexes, southern Mexico and regional tectonic implications: *Tectonics*, 21, 1-19.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, Lozano-Santa Cruz, R., 1998, Evidence for Pre-Mesozoic sialic crust in the southern Guerrero terrane: geochemistry of the Pepechuca high-grade gneiss xenoliths, *Actas INAGEQ, Instituto Nacional de Geoquímica*, 169-181.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000, Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: *Journal of South American Science*, 13, 355-375.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2007, The Caltepec fault zone: exposed roots of a long-lived tectonic boundary between two continental terranes of southern México: *Geological Society of America Special Paper*, 422, 317-342.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Sánchez-Zavala, J.L., Solari, L., 2009, Geocronología U-Pb del Esquisto Tejupilco: implicaciones tectónicas Pre-albianas para el Terreno Guerrero, Sur de México, Simposio: El origen y evolución geológica del Terreno Guerrero y sus conexiones regionales, Universidad Autónoma de Guerrero-Universidad Autónoma de México, Taxco, Gro. 16-20 de febrero, 8 p.
- Farfán-Panamá, J.L., González-Partida, E., 2010, Edad de la Mineralización del Distrito Minero de Taxco, Estado de Guerrero, México por medio del método Ar/Ar: *Actas INAGEQ, Número especial dedicado al XX Congreso Nacional de Geoquímica*, 16 (1).
- Faure, G., 1986, *Principles of Isotope Geology*: New York, John Wiley, 345 pp.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Applegate, S.P. and Espinosa-Arrubarrena, L., 1978, Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pacífica de México: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 9, 113-125.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico. From the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: *Geology*, 27, 303-306.

- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005b, Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, 284-306.
- 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*, 522-523, 122-149.
- 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 along the evolving Caribbean-North America-Farallon triple boundary: *Tectonics*, 33(9), 1738-1765.
- Flores-Huerta, D., 2012, Litofacies, emplazamiento y procedencia de la ignimbrita Tilzapotla en el sector Tilzapotla-Santa Fe Tepetlapa, Estado de Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 61 pp.
- Fries, C. Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 60, 236 pp.
- Fries, C., Jr., 1966, Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), Geología de la hoja Cuernavaca, Estado de Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta geológica de México, serie 1:100 000, 1 mapa con texto.
- García-Rodríguez, H.M., 2016, Estratigrafía volcánica de los eventos pos-colapso de la caldera de Tilzapotla (Guerrero-Morelos), y las implicaciones en su historia geológica: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 77 pp.
- Geyer, A., Folch, A., Martí, J., 2006, Relations between caldera collapse and magma chamber withdrawal: An experimental approach: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157, 375-386.
- Gill, R., 2010, *Igneous rocks and processes: a practical guide*: Oxford, Wiley-Blackwell, 428 pp.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcanica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII(3), 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N.E., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Iriondo, A., 2008, The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications of the construction of a modern continental arc: *Geology*, 36(36), 471-474.
- González-Cervantes, N., 2007, Evolución del centro silíceo de la Sierra de Nanchititla, Estado de México y Michoacán: Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, tesis de maestría, 96 pp.
- González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Jones, D., 2003, Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics: *Journal of Geochemical Exploration*, 80(1), 25-40.
- González-Torres, E.A., 2013, Estratigrafía, geocronología y petrogénesis del campo volcánico de Huautla, Estados de Morelos, Puebla y Guerrero, y sus implicaciones en el origen del magmatismo silíceo de la Sierra Madre del Sur: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 259 pp.

- González-Torres, E.A., Morán-Zenteno, D.J., Mori, L., Díaz-Bravo, B., Martiny, B.M., Solé, J., 2013, Geochronology and magmatic evolution of the Huautla volcanic field: last stages of the extinct Sierra Madre del Sur igneous province of southern Mexico: *International Geology Review*, 55(9), 1145-1161.
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W. and Taylor, R.Z., 2004, Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?: *GSA Today*, 14(4-5), 4-11.
- Glazner, A.F., Coleman, D.S., Mills, R.D., 2015, The volcanic-plutonic connection in Nemeth, K. (ed.), *Advances in Volcanology*, Berlin, Heidelberg, Springer, 1-22.
- Guereschi, A.B., Martino, R.D., 2002, Geotermobarometría de la paragénesis cuarzo-plagioclasa-biotita-granate-sillimanita en gneises del sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57, 365-375.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E-an., 1986, Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer: *American Mineralogists* 71, 1297-1313
- Har, N., 2005, Reaction coronas around quartz xenocrysts in the basaltic andesite from Detunata (Apuseni Mountains, Romania): *Geologica Carpathica*, 56(4), 369-378.
- Har, N., Rusu, A.M., 2000, Diffusion coronas around quartz xenocrysts in basaltic andesite from căpuș (Cionca Hill, Gilău Mountains-Romania): *Geología*, XLV (1), 35-45.
- Harker, A., 1909, *The natural history of igneous rocks*, Methuen, London.
- Hawkins, D.P., Wiebe, R.A., 2004, Discrete stoping events in granite plutons: a signature of eruptions from silicic magma chambers?: *Geological Society of America*, 32(12), 1021-1024.
- Hernández-Pineda, G.A., 2009, Caracterización geoquímica del intrusivo de Acapulco (Estado de Guerrero): petrogénesis e implicaciones tectónicas: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 79 pp.
- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., Barceló-Duarte, J., 1997, Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico: *Cretaceous Research*, 18, 661-686.
- Hernández-Vargas, J.J., 2015, Estratigrafía y litofacies de la sucesión ignimbrítica del sector Cerro El Huixteco-Acamixtla, Campo Volcánico de Taxco, Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 85 pp.
- Hernández-Vargas, J.J., Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Pérez-Gutiérrez, López-Martínez, M., 2017,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and revised stratigraphy of the late Eocene Taxco volcanic field, southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 40-56.
- Herrmann, U., Nelson, B.K., Ratschbacher, L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa Complex (southern Mexico): *Tectonics*, 13, 455-474.
- Hibbard, M.J., 1995, *Petrography to petrogenesis*: New Jersey, Prentice Hall, 608 pp.
- Hildreth, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism: *Journal of Geophysical Research*, 86(B11), 10153-10192.

- Hildreth, W., 2004, Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136 (3-4), 169-198.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons: *American Mineralogists*, 72, 231-239.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Johnson, M.C., Rutherford M.J., 1989a, Experimental calibration of an aluminium-in-hornblende geobarometer applicable to calcalkaline rocks, *Geology*, 17, 837-841
- Keppie, J.D., 2004, Terranes of Mexico revisited: 1.3 billion year odyssey: *International Geology Review*, 46, 765-794.
- Keppie, J. D. and Ramos, V.S., 1999, Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic Oceans during the Paleozoic, *in* Ramos, V. S. and Keppie, J. D., eds., *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*: Boulder, CO, Geological Society of America Special Paper, 336, 267-276.
- Keppie, L.D., Morán-Zenteno, D.J., 2005, Tectonic implications of alternative Cenozoic Reconstructions of Southern Mexico and Chortis Block: *International Geology Review*, 46, 473-491.
- Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B. and González-Torres, E., 2009, Synchronous 29-19 Ma arc hiatus, exhumation and subduction of forearc in southwestern Mexico, *in* James, K.H., Lorente, M.A., y Pindell, J.L., eds., *The origin and evolution of the Caribbean plate*: Geological Society of London Publications, 328, 167-177.
- Kerr, P.F., 1972, *Mineralogía óptica*: Madrid, Ediciones del Castillo, 433 pp.
- Lang, H., Barros, J., Cabral-Cano, E., Draper, G., Harrison, C., Jansma, P., Johnson, C., 1996, Terrane deletion in northern Guerrero State: *Geofísica Internacional*, 35, 349-359.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names: *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- Luhr, F.J., Pier, G.J., Aranda-Gómez, J.J., 1995, Crustal contamination in early Basin and Range hawaiites of the Los Encinos Volcanic Field, central Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118, 321-339.
- Lipman, P.W., 1984, The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths: *Journal of Geophysical Research*, 89 (B10), 8801-8841.
- Lipman, P.W., 1997, Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry: *Bull Volcano*, 59, 198-218.

- Lipman, P.W., 2007, Incremental assembly and prolonged consolidation of cordilleran magma chambers: evidencia from the Southern Rocky Mountain volcanic field: *Geosphere*, 3(1), 42-70.
- Llambías, E.J., 2001, *Geología de cuerpos ígneos: Argentina*, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 232 pp.
- Lipman, P.W., Bachmann, O., 2015, Ignimbrites to batholiths: integrating perspectives from geological, geophysical, and geochronological data: *Geosphere*, 11(3), 1-39.
- Lozano, R., Bernal, J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace elements analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 329-344.
- Mackenzie, W.S., Donalson, C.H., Guilford, C., 1996, *Atlas de rocas ígneas y sus texturas*: Barcelona, Masson Publishing Ltp, 149 pp.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids: *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635-643.
- Martí, J., Folch, A., Neri, A., Macedonio, G., 2000, Pressure evolution during explosive caldera-forming eruptions: *Earth and Planetary Science Letters*, 175, 275-287.
- Martínez-Dopico, C.I., López-De Luchi, M.G., Wemmer, K., Rapalini, A.E., 2013, Composición química de biotita y hornblenda y edades de enfriamiento como indicadores de las condiciones de emplazamiento del Complejo Plutónico La Esperanza (Pérmico Superior), Macizo Norpatagónico: *Revista de la asociación Geológica Argentina*, 70(1), 3-15.
- Martínez-Serrano, R. G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernadez-Bernal, M., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras J.J., Macías J.L., 2004, Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary volcanism of Nevado de Toluca, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138, 77-110.
- Martínez-Serrano, R.G., Solís-Pichardo, G., Flores-Márquez, 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: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 1-20.
- Martini, M., 2008, *Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario Temprano*: Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, tesis doctoral, 256 pp.
- Martiny, B. M., 2008, *Estratigrafía y geoquímica de las rocas magmáticas del paleógeno en el occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis doctoral, 160 pp.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R.G., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., Ayuso, R.A., 2000a, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca Southern Mexico: *Tectonophysics* 318, 71-98.

- Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., López-Martínez, M., de Silva, S.L., Flores-Huerta, D., Zúñiga-Lagunes, Luna-González, L., 2013, Caldera formation and progressive batholith construction: geochronological petrographic and stratigraphic constraints from the Coxcatlán-Tilzapotla area, Sierra Madre del Sur, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(2), 247-267.
- McDonough, W.F. and Sun, S.-s., 1995, The composition of the Earth: *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- McNulty, B.A., Tong, W., Tobisch, O.T., 2015, Assembly of a dike-fed magma chamber: the Jackass Lake pluton, central Sierra Nevada, California: *Geological Society of America Bulletin*, 108(8), 926-940.
- Menand, T., 2011, Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review: *Tectonophysics*, 500, 11-19.
- Mendoza, O.T., Suastegui, M.G., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implication for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: *Journal of South American Earth Science*, 13, 297-324.
- Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno, M., Valencia, V.A., Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., Díaz-Salgado, C., 2003, Major and trace element geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Laramide plutonic rocks associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 205-217.
- Miller, J.S., Matzel, J.E.P., Miller, C.F., Burgess, S.D., Miller, R.B., 2007, Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 282-299.
- Mills, R.D., Coleman, D.S., 2013, Temporal and chemical connections between plutons and ignimbrites from the Mount Princeton magmatic center: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, 961-980.
- Monter-Ramírez, A., 2004, Estratigrafía, sedimentología y relaciones tectónicas de la Formación Balsas en la región de Amacuzac, Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 55 pp.
- Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chávez, P., Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 51-65.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition on the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513-535.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., Iriondo, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 136, 97-119.

- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2007a, The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern Mexico, advances and problems of interpretation: Geological Society of America, Special Paper, 422, 71-91.
- Morán-Zenteno, D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., 2007b, Stratigraphy of the Balsas Group in Amacuzac area, southern México, relationship with Eocene volcanism and deformation of Tilzapotla-Taxco sector: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(1), 68-80.
- Morán-Zenteno, Martiny, B.M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., González-Torres, E., 2018, Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico, in Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F. (ed(s).), Tectonic Systems of Mexico: Origin and evolution: Mexico, Earth-Science Reviews, 85-114.
- Mori, L., 2007, Origen y magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano: Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, tesis doctoral, 130 pp.
- Mori, L., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., González-Torres, E.A., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B., Roberge, J., 2012, Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the late Eocene-early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico: International Geology Review, 54(13), 1475-1496.
- Nabelek, C.R., Lindsley, D.H., 1985, Tetrahedral Al in amphibole: a potential thermometer for some mafic rocks: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 17, 673.
- Nance, D.R., Miller, B.V., Keppie, D.J., Murphy, J.B., Dostal, J., 2007, Vestige of the Rheic Ocean in North America: The Acatlán Complex of southern México: Geological Society of America, Special paper, 423, 437-452.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del sur, México, inferred from the geometry and age of major structures: Geological Society of America, 118(1-2), 238-252.
- Ocampo-Díaz, Y. E., Guerrero-Suastegui, M., 2018, Abanicos arenosos de aguas profundas estructuralmente confinados: Formación Mezcala del Cretácico superior, Cuenca Taxco-Atlixac, norte del Estado de Guerrero, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 35 (1), 54-78.
- Ontiveros-Tarango, G., 1973, Estudio estratigráfico de la porción noroccidental de la Cuenca Morelos-Guerrero: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 25(4-6), 190-234.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1975, The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south México: Leeds, University of Leeds, tesis doctoral, 166 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca baja, estados de Puebla y Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: Revista, 2(2), 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: Geofísica Internacional, 20, 177-202.

- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D.J., Alaniz-Alvaréz, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana 5ª Edición: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, serie 1:2 000 000, mapa con texto explicativo, 74.
- 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., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Mori, L., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., Solari, L., 2012, Petrology of high-grade crustal xenoliths in the Chalcatzingo Miocene subvolcanic field, southern Mexico: buried basement of the Guerrero-Morelos Platform and tectonostratigraphic implication: *International Geology Review*, 54(1), 1597-1634.
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in Thorpe, R.S. (ed.), *Orogenic andesites and related rocks*: Chichester, England, John Wiley and Sons, 8, 525-548.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere, in magma genesis at active continental margins, en Hawkesworth, C.J. and Nantwich, M.J. (ed.), *Continental basalts and mantle xenoliths*: Shiva Publications, 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983.
- Ramírez-Pérez, E., 2011, Estratigrafía, geocronología y evolución del centro volcánico Paleógeno de la Sierra de las Paredes, en la región de Sultepec-Texcaltitlán-San Simón de Guerrero, Estado de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis de maestría, 84 pp.
- Rämö, O.T., Haapala, I., 2005, Chapter 12 Rapakivi granites, in Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö, O.T. (ed(s).), *Precambrian Geology of Finland key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*: Helsinki, Elsevier, 14, 533-562.
- Ratschbacher, L., Riller, R., Meschede, M., Herrmann, U. y Wolfgang, F., 1991, Second look at suspect terranes in the southern Mexico: *Geology*, 19, 1233-1236.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010, Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45-66.
- Rivera-Carranza, E., De la Teja-Segura, M.A., Miranda-Huerta, A., Lemus-Bustos, O., Montolinea-García, O., León-Ayala, V., Moctezuma-Salgado, M.D., 1998, Carta Geológico-Minera Cuernavaca E14-5, escala 1:250 000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Rollison, R. H., 1993, *Using chemical data: evaluation, presentation, interpretation*: Longman Scientific and Technical, England, 351 pp.
- Ruiz, J., Patchett, P.J. and Arculus, R.J., 1988a, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths-evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 36-43.



- Ruiz, J., Patchett, P.J. and Ortega-Gutiérrez, F., 1988b, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274-281.
- Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, D. J., Jenner, G., Belousova, E., Macías-Romo, C., 2004, Ordovician and Mesoproterozoic zircons from the Tecamate Formation and Esperanza Granitoids, Acatlán Complex, southern Mexico: local provenance in the Acatlán and Oaxacan complexes: *International Geology Review*, 46, 1005-1021
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico, geochronological evidence: *Tectonics*, 14(5), 1339-1350.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: *Journal of Petrology*, 46, 1243-1282.
- Schmidt, M., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- Spear, F.S., 1981b, An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite: *American Journal of Science*, 281, 697-734.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America, Special Paper*, 278, 153 pp.
- Sun, S.-s. and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in Saunders, A.D. and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the ocean basins: Geological Society of London Special Publications*, 42, 313-345.
- Talavera-Mendoza, O., 2000, Melanges in southern Mexico: Geochemistry and metamorphism of the Las Ollas Complex (Guerrero terrane): *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4, 1309-1320.
- Talavera, O., Ramírez, J., Guerrero, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc: *Geofísica Internacional*, 34, 3-22.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005, U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 682-699.
- Talavera-Mendoza, O., Ruíz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Centeno-García, E., 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico), New insights for the tectonic evolution of southwestern north America during the late Mesozoic: *Geological Society of America Bulletin*, 119, 1052-1065.
- Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E., Cristopolini, E.A., Vujovich, G.I., Martino, R.D., 2009, Condiciones físicas de formación de gabros y migmatitas derivadas de rocas máficas en el centro de la Sierra de Valle Fértil, San Juan: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(3), 487-503.

- Tolson, G., 2005, La falla Chacalapa en el sur de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LVII (1), 111-122.
- Vernon, R.H., 2004. A practical guide to rock microstructure: Cambridge University Press, 594 pp.
- Vernon, R.H., Etheridge, M.A., Wall, V.J., 1988, Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow: *Lithos*, 22, 1-11.
- Wang, X., Wang, T., Castro, A., Pedreira, R., Lu, X., Xiao, Q., 2011, Triassic granitoids of the Quiling orogen, central China: Genetic relationship of enclaves and rapakivi-textured rocks: *Lithos*, 126, 369-387.
- Wang, X., Wang, T., Castro, A., 2015, Proterozoic rapakivi granites from the North Qaidam orogen, NW China: Implications for basement attribution: *Gondwana Research*, 28(4), 1516-1529.
- Weber, R., 1997, How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 225-243.
- Whale, J.B., Curie, K.L., Chappell, B.W., 1987, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), 407-419.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Williams, H., Turner F.J., Gilbert C.M., 1968, *Petrografía: introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas*: México, Continental, 200 pp.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*, Springer 2007, New York, 466 pp.
- Zimmerer, M.J., McIntosh, W.C., 2012, An investigation of caldera-forming magma chambers using the timing of ignimbrite eruptions and pluton emplacement at the Mt. Aetna caldera complex: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 245-246, 128-148.
- Zuñiga-Lagunes, L., 2012, Características petrográficas y estratigráficas de las rocas magmáticas del área de Coxcatlán-Buena Vista de Cuéllar, Estado de Guerrero: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 54 pp.

## ANEXO A. CLASIFICACIÓN MODAL

Tabla A1. Proporciones minerales y su clasificación modal de la facies de grano grueso y facies de grano fino pertenecientes al plutón de Coxcatlán.

PLUTÓN DE COXCATLÁN																														
FACIES DE GRANO GRUESO											FACIES DE GRANO FINO																			
MUESTRAS	COORDENADAS	Qz %	Fk (Or) %	Pl %	Bt %	Hbl %	Px %	Ap %	Tur %	Opq %	Puntos Totales	<sup>1</sup> CLASIFICACIÓN MODAL QAP	MUESTRAS	COORDENADAS	Qz %	Fk (Or) %	Pl %	Bt %	Hbl %	Px %	Ap %	Tur %	Opq %	Puntos Totales	<sup>1</sup> CLASIFICACIÓN MODAL QAP					
Cx59	99°27'41.20" 18°29'54.95"	29.0	28.6	31.1	8.7	2.4				0.2	1000	Monzogranito	Cx67	99°28'28.40" 18°29'30.62"	24.6	34.0	32.8	8.5							1011	Monzogranito				
Cx60a	99°27'46.05" 18°29'56.79"	31.4	27.6	29.9	4.4	5.7			0.2		955	Monzogranito	Cx68	99°28'22.38" 18°29'25.29"	30.6	32.3	33.2	3.6						0.2		1002	Monzogranito			
Cx60c	99°27'46.05" 18°29'56.79"	29.1	30.8	30.9		1.0	1.5				790	Monzogranito	Cx70	99°28'26.83" 18°28'53.37"	31.1	33.8	29.6	5.3						0.2		1000	Monzogranito			
Cx74	99°28'43.99" 18°28'45.55"	31.0	30.4	32.5	5.4	0.7					701	Monzogranito	Cx76	99°28'28.35" 18°28'22.66"	33.1	34.0	25.5	7.4								1000	Monzogranito			
Cx87a	99°28'17.73" 18°27'15.62"	32.8	25.0	30.9	11.2	0.1					1002	Monzogranito	Cx79	99°28'7.43" 18°29'44.08"	27.5	33.1	33.0	6.3						0.1		1000	Monzogranito			
Cx88	99°28'13.92" 18°27'18.76"	29.2	25.9	34.7	8.6	1.0	0.2			0.5	1001	Monzogranito	Cx81a	99°28'6.63" 18°29'37.19"	31.0	34.6	29.6	4.7						0.2		1001	Monzogranito			
Cx107	99°28'43.99" 18°28'45.55"	28.9	32.6	29.2	6.3	3.0					987	Monzogranito	Cx86	99°28'6.05" 18°28'49.00"	29.7	32.8	31.7	5.4						0.4		1000	Monzogranito			
Cx114	99°29'11.42" 18°27'48.02"	27.3	27.6	26.8	16.1	2.0				0.2	1007	Monzogranito	Cx94	99°28'9.03" 18°28'39.95"	27.2	35.2	29.8	6.9				0.6				1043	Monzogranito			
Cx116	99°28'53.91" 18°28'31.25"	28.6	28.2	30.7	10.3	1.9				0.1	667	Monzogranito	Cx96	99°28'18.69" 18°28'30.33"	25.0	37.2	30.8	6.9						0.1		919	Monzogranito			
Cx117	99°28'48.87" 18°27'55.24"	29.0	32.6	33.5	4.4	0.3				0.1	675	Monzogranito	Cx97	99°28'16.53" 18°28'27.92"	28.1	33.9	30.5	6.9			0.4	0.2				1008	Monzogranito			
Cx118	99°28'41.04" 18°27'37.89"	27.8	31.7	31.1	8.2	1.0				0.2	1000	Monzogranito	Cx109	99°29'25.47" 18°28'15.48"	27.2	30.6	34.0	6.8	1.4						0.1		1020	Monzogranito		
Cx119	99°28'54.82" 18°27'38.44"	24.5	31.4	31.6	11.6	0.8		0.1			1011	Monzogranito	Cx113	99°29'8.96" 18°28'23.11"	27.7	32.5	31.6	6.2	1.6				0.1	0.3		1000	Monzogranito			
Cx119a	99°28'54.82" 18°27'38.44"	29.1	29.6	29.2	11.5	0.4					791	Monzogranito	Cx143	99°28'28.47" 18°28'28.47"	28.5	34.2	30.3	6.9	0.1							1000	Monzogranito			
Cx120	99°27'39.04" 18°29'36.93"	30.8	27.4	30.6	9.9	1.0			0.1		1001	Monzogranito	Cox24	99°27'51.38" 18°29'47.86"	29.9	31.6	28.2	10.1		0.2						919	Monzogranito			
Cx121	99°27'41.81" 18°29'28.43"	27.9	31.6	33.2	6.6	0.4				0.3	770	Monzogranito	Cox26	99°27'58.52" 18°29'17.03"	34.6	29.9	31.4	3.8							0.2		1002	Monzogranito		
Cx123	99°27'38.28" 18°29'9.83"	30.1	31.6	29.6	5.0	3.4				0.3	938	Monzogranito	Cox26A	99°27'58.52" 18°29'17.03"	31.4	23.7	31.5	13.2							0.1		970	Monzogranito		
Cx124	99°27'39.01" 18°29'2.05"	28.2	30.4	31.8	8.8	0.6	0.1				1000	Monzogranito	Cox26B	99°27'58.52" 18°29'17.03"	34.8	27.4	31.7	5.8							0.3		1000	Monzogranito		
Cx133	99°27'58.22" 18°27'49.31"	29.7	26.8	31.9	7.4	3.7				0.4	965	Monzogranito	Cox27	99°27'59.36" 18°28'58.03"	34.0	35.8	27.4	2.6							0.1		1002	Monzogranito		
Cx137	99°27'51.87" 18°29'26.91"	26.6	30.7	34.4	5.3	2.9					1061	Monzogranito	Cox28	99°27'59.60" 18°28'58.03"	29.6	33.9	29.0	7.1				0.4				920	Monzogranito			
Cx144	99°27'53.93" 18°28'15.94"	32.0	31.2	30.1	6.2	0.1				0.4	925	Monzogranito	Cox29	99°27'53.21" 18°29'5.40"	30.3	27.6	31.6	9.0	1.4			0.1				1109	Monzogranito			
Cx147	99°19'19.92" 18°30'16.97"	23.4	31.2	36.0	8.8						522	Monzogranito	Cox37B	99°28'4.63" 18°28'54.18"	25.5	32.2	30.7	8.6	2.7						0.2		1014	Monzogranito		
Cox3	99°28'1.63" 18°30'7.00"	30.2	26.3	31.9	7.4	4.1	0.1				1000	Monzogranito	Cox38	99°28'8.99" 18°28'39.85"	28.6	30.7	35.4	5.2							0.1		1017	Monzogranito		
Cox4B'	99°27'59.30" 18°30'6.16"	22.5	33.0	30.8	8.1	4.6				1.0	964	Monzogranito	Cox39	99°28'12.19" 18°28'34.93"	25.0	36.7	33.9	4.2							0.2		1010	Monzogranito		
Cox7B	99°27'36.54" 18°28'18.20"	28.0	28.2	32.6	6.5	3.1	1.5				921	Monzogranito	Cox40	99°28'14.35" 18°28'14.65"	22.0	23.0	44.8	8.0	2.1						0.2		1270	Monzogranito		
Cox8	99°27'36.85" 18°28'20.37"	24.8	34.7	29.8	6.0	4.3					1011	Monzogranito																		
Cox8A'	99°27'36.85" 18°28'20.37"	31.5	32.3	26.0	6.5	3.8					480	Monzogranito																		
Cox8B	99°27'36.85" 18°28'20.37"	26.2	31.8	33.7	4.4	3.6	0.1				980	Monzogranito																		
Cox9A	99°27'38.94" 18°28'22.91"	30.7	34.2	26.1	6.7	2.1					612	Monzogranito																		
Cox9B	99°27'38.94" 18°28'22.91"	35.7	28.5	27.1	8.3						804	Monzogranito																		
Cox10	99°27'40.87" 18°28'28.66"	28.2	35.6	29.5	3.8	2.5					719	Monzogranito																		
Cox11	99°27'42.27" 18°28'44.70"	25.4	34.0	32.5	5.2	3.1					845	Monzogranito																		
Cox13	99°27'38.60" 18°29'2.67"	30.0	28.9	32.7	5.6	2.4				0.1	951	Monzogranito																		
Cox14	99°27'38.54" 18°29'2.60"	26.5	28.6	31.7	6.5	6.0					981	Monzogranito																		
Cox35	99°27'49.23" 18°29'46.60"	25.1	27.1	38.5	7.0	2.1					920	Monzogranito																		

Las abreviaturas mineralógicas utilizadas son las propuestas por Whitney y Evans (2010)

<sup>1</sup> Clasificación modal en el diagrama Streckeisen (1976)

## ANEXO A. CLASIFICACIÓN MODAL

Tabla A2. Proporciones minerales y su clasificación modal de los enclaves magmáticos y diques pertenecientes al plutón de Coxcatlán.

PLUTÓN DE COXCATLÁN																								
		ENCLAVES										DIQUES												
MUESTRAS	COORDENADAS	Qz %	Fk (Or) %	Pl %	Bt %	Hbl %	Px %	Ap %	Tur %	Opq %	Puntos Totales	<sup>1</sup> CLASIFICACIÓN MODAL QAP	MUESTRAS	COORDENADAS	Pl %	Fk (Or) %	Qz %	Bt %	Hbl %	Px %	Matriz %	Opq %	Puntos Totales	<sup>1</sup> CLASIFICACIÓN MODAL QAP
Cx60a Enc	99°27'46.05" 18°29'56.79"	8.5	11.0	48.7	14.6	13.0	3.2			1.0	493	Cuarzomonzodiorita	Cx73a	99°28'50.59" 18°29'4.60"	25.3	0.8	7.8	0.6	8.8		56.6	0.6	1081	Dacita
Cx60b Enc	99°27'46.05" 18°29'56.79"	9.1	35.5	33.5	12.4	4.9	4.0			0.6	1002	Cuarzomonzonita	Cx75	99°28'37.43" 18°28'40.10"	26.0	1.0	6.8	1.1	8.5	0.2	56.4		1033	Dacita
Cx60c Enc	99°27'46.05" 18°29'56.79"	15.0	16.9	50.0	12.9	2.5	0.1	0.8		1.8	906	Cuarzomonzodiorita	MUESTRAS	COORDENADAS	Qz %	Fk (Or) %	Pl %	Bt %	Hbl %	Px %	Ap %	Opq %	Puntos Totales	<sup>1</sup> CLASIFICACIÓN MODAL QAP
Cx87a Enc	99°28'17.73" 18°27'15.62"	9.6	22.9	39.1	23.5	4.8				0.1	1003	Cuarzomonzonita	Cx63	99°28'59.67" 18°29'6.96"	39.7	38.1	19.8	2.3				0.2	1011	<sup>2</sup> Monzogranito
Cx107 Enc	99°28'43.99" 18°28'45.55"	5.6	4.0	48.7	18.1	23.0	0.7				448	Cuarzodiorita	Cx110	99°29'34.17" 18°28'4.72"	51.5	10.0	8.9	0.3	7.3	18.0	3.6	0.3	1270	Cuarzomonzodiorita
Cx119a Enc	99°28'54.82" 18°27'38.44"	21.9	20.6	40.2	5.2	10.1			1.0	1.0	388	Granodiorita												
Cx119ac Enc	99°28'54.82" 18°27'38.44"	17.3	21.7	45.2	4.9	10.0		0.1	0.3	0.5	1274	Granodiorita												
Cx124a Enc	99°27'39.01" 18°29'2.05"	9.0	15.0	42.2	2.2	7.4	19.0		3.8	1.4	915	Cuarzomonzodiorita												
Cox3A Enc	99°28'1.63" 18°30'7.00"	12.9	6.8	49.2	0.7	19.3	8.1	2.2		0.8	1095	Cuarzomonzodiorita												
Cox4B' Enc	99°27'59.30" 18°30'6.16"	19.8	14.1	38.5	22.7	3.9				1.0	410	Granodiorita												
Cox8A' Enc	99°27'36.85" 18°28'20.37"	9.4	11.5	46.0	19.0	13.1	0.2	0.3		0.4	688	Cuarzomonzodiorita												
Cox9A Enc	99°27'38.94" 18°28'22.91"	9.6	11.0	40.2	23.0	14.2	0.8	0.4		0.7	281	Cuarzomonzodiorita												
Cox30 Enc	99°27'49.23" 18°29'46.60"	16.2	19.2	38.6	9.8	12.0	3.2			1.0	1000	Granodiorita												
Cox32 Enc	99°27'49.23" 18°29'46.60"	5.2	22.9	36.9	14.0	9.8	10.2			1.0	1000	Cuarzomonzonita												
Cox34 Enc	99°27'49.23" 18°29'46.60"	11.3	25.1	37.4	14.2	7.2	4.8				1000	Cuarzomonzonita												
Cox37A Enc	99°28'4.63" 18°28'54.18"	10.1	15.3	39.2	14.1	13.3	7.0			1.0	980	Cuarzomonzodiorita												

Las abreviaturas mineralógicas utilizadas son las propuestas por Whitney y Evans (2010).

<sup>1</sup> Clasificación modal en el diagrama Streckeisen (1976).

<sup>2</sup> Dique aplítico que se clasifica como monzogranito de acuerdo al conteo modal de sus componentes minerales.

## ANEXO B. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE PLAGIOCLASAS

**Tabla B1.** Composición química de las plagioclasas de la facies de grano grueso del plutón de Coxcatlán obtenida por la microsonda electrónica (normalizada a 5 cationes y 8 oxígenos).

FACIES	GRANO GRUESO																													
	COORDENADAS																													
	99°28'53.91"O												18°28'31.25"N																	
MUESTRA	Cx116-1 Plg-1	Cx116-1 Plg-2 núcleo - borde	Cx116-1 Plg-3	Cx116-2 Plg-1	Cx116-2 Plg-2 núcleo - borde	Cx116-2 Plg-3	Cx116-3 Plg-1	Cx116-3 Plg-2 núcleo - borde	Cx116-3 Plg-3	Cx116-4 Plg-1	Cx116-4 Plg-2 núcleo - borde	Cx116-4 Plg-3	Cx116-5 Plg-1	Cx116-5 Plg-2 núcleo - borde	Cx116-5 Plg-3	Cx116-5 Plg-4	Cx116-6 Plg-1	Cx116-6 Plg-2 núcleo - borde	Cx116-6 Plg-3	Cx116-6 Plg-1	Cx116-8 Plg-1	Cx116-8 Plg-2 núcleo - borde	Cx116-8 Plg-3	Cx116-8 Plg-4	Cx116-8 Plg-5 núcleo - borde	Cx116-8 Plg-6	Cx116-9 Plg-1	Cx116-9 Plg-2	Cx116-9 Plg-5	
ZONA	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo
SiO <sub>2</sub>	62.384	62.418	61.392	62.602	61.826	65.755	65.924	63.191	61.965	61.605	63.663	65.006	63.103	62.035	62.335	67.398	60.47	63.804	62.649	62.076	63.257	62.475	63.31	62.485	64.814	60.613	63.097	64.058		
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.029	0.023	0.027	0.000	0.027	0.000	0.006	0.000	0.007	0.000	0.013	0.000	0.009	0.000	0.031	0.008	0.000	0.002	0.009	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.007	0.01	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.007	23.823	24.373	24.107	24.069	22.13	22.063	23.65	24.376	24.681	23.208	22.204	23.492	24.155	22.886	19.582	25.403	23.702	24.029	24.405	23.641	24.282	23.766	24.185	22.761	25.601	24.005	23.33		
FeO	0.255	0.295	0.302	0.328	0.285	0.203	0.402	0.279	0.297	0.243	0.263	0.211	0.315	0.263	0.182	0.007	0.332	0.273	0.211	0.311	0.314	0.288	0.258	0.315	0.317	0.284	0.299	0.275		
MgO	0.000	0.001	0.006	0.017	0.006	0.01	0.006	0	0.004	0.005	0.004	0.008	0.006	0.009	0.000	0.000	0.011	0.008	0.003	0.011	0.004	0.000	0.006	0.003	0.000	0.005	0.000	0.000		
CaO	6.022	5.951	6.494	4.535	4.947	3.139	3.131	4.605	5.25	5.459	4.181	3.57	5.024	6.112	4.394	0.552	7.562	5.587	5.826	6.438	5.612	4.727	4.274	4.651	3.581	5.879	4.631	4.09		
Na <sub>2</sub> O	6.988	6.803	6.717	7.041	7.529	8.081	7.878	7.407	7.285	6.602	7.187	7.797	7.347	6.837	8.867	11.43	6.268	6.288	7.202	6.78	7.386	6.965	7.175	6.765	7.736	6.676	7.178	7.208		
K <sub>2</sub> O	0.564	0.972	0.645	0.454	0.79	0.764	0.899	0.632	0.472	0.428	0.901	0.803	0.756	0.532	0.695	0.374	0.611	0.771	0.686	0.517	0.732	0.437	0.478	0.518	0.485	0.384	0.534	0.592		
BaO	0.000	0.04	0.052	0.034	0.000	0.000	0.000	0.049	0.048	0.000	0.035	0.000	0.042	0.012	0.007	0.037	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.007	0.032	0.076	0.02	0.000	0.001	0.004		
SrO	0.035	0.029	0.026	0.027	0.026	0.028	0.029	0.038	0.028	0.03	0.035	0.029	0.026	0.024	0.029	0.032	0.028	0.03	0.033	0.034	0.029	0.024	0.031	0.03	0.025	0.03	0.029	0.025		
<b>TOTAL</b>	<b>100.255</b>	<b>100.332</b>	<b>100.036</b>	<b>99.168</b>	<b>99.505</b>	<b>100.11</b>	<b>100.359</b>	<b>99.851</b>	<b>99.731</b>	<b>99.053</b>	<b>99.484</b>	<b>99.628</b>	<b>100.124</b>	<b>99.979</b>	<b>99.404</b>	<b>99.412</b>	<b>100.716</b>	<b>100.471</b>	<b>100.65</b>	<b>100.574</b>	<b>100.984</b>	<b>99.218</b>	<b>99.33</b>	<b>99.028</b>	<b>99.739</b>	<b>99.474</b>	<b>99.781</b>	<b>99.592</b>		
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL BASADA EN 8 OXÍGENOS</b>																														
SiO <sub>2</sub>	2.7572	2.7618	2.7282	2.7811	2.7549	2.8827	2.8859	2.7936	2.7498	2.7446	2.8200	2.8679	2.7891	2.7493	2.7855	2.9733	2.6773	2.7998	2.7596	2.7383	2.7774	2.7734	2.8029	2.7789	2.8524	2.6979	2.7867	2.8261		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.2505	1.2423	1.2764	1.2621	1.2639	1.1433	1.1382	1.2322	1.2748	1.2959	1.2115	1.1544	1.2237	1.2616	1.2052	1.0181	1.3255	1.2257	1.2474	1.2687	1.2233	1.2703	1.2400	1.2676	1.1805	1.3429	1.2494	1.2130		
FeO	0.0094	0.0109	0.0112	0.0122	0.0106	0.0074	0.0147	0.0103	0.0110	0.0091	0.0097	0.0078	0.0116	0.0097	0.0068	0.0003	0.0123	0.0100	0.0078	0.0115	0.0107	0.0096	0.0117	0.0117	0.0106	0.0110	0.0101			
CaO	0.2851	0.2821	0.3092	0.2158	0.2362	0.1474	0.1468	0.2181	0.2496	0.2606	0.1984	0.1687	0.2379	0.2902	0.2104	0.0261	0.3587	0.2627	0.2749	0.3043	0.2640	0.2248	0.2027	0.2216	0.1688	0.2803	0.2191	0.1933		
Na <sub>2</sub> O	0.5988	0.5836	0.5787	0.6064	0.6504	0.6868	0.6686	0.6348	0.6267	0.5702	0.6172	0.6669	0.6295	0.5874	0.7682	0.9776	0.5380	0.5349	0.6150	0.5798	0.6287	0.5994	0.6158	0.5833	0.6600	0.5761	0.6146	0.6165		
K <sub>2</sub> O	0.0318	0.0549	0.0366	0.0257	0.0449	0.0427	0.0502	0.0356	0.0267	0.0243	0.0509	0.0452	0.0426	0.0301	0.0396	0.0210	0.0345	0.0432	0.0385	0.0291	0.0410	0.0247	0.0270	0.0294	0.0272	0.0218	0.0301	0.0333		
BaO	0.0000	0.0007	0.0009	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0008	0.0000	0.0006	0.0000	0.0007	0.0002	0.0001	0.0006	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0001	0.0006	0.0013	0.0003	0.0000	0.0000	0.0001		
<b>PORCENTAJE MOLAR DE PLAGIOCLASA</b>																														
An (%)	31.139	30.645	33.445	25.453	25.353	16.811	16.963	24.545	27.639	30.471	22.898	19.157	26.140	31.970	20.661	2.546	38.518	31.240	29.610	33.318	28.273	26.480	23.975	26.562	19.722	31.921	25.367	22.928		
Ab (%)	65.389	63.395	62.600	71.513	69.826	78.317	77.237	71.444	69.403	66.685	71.227	75.713	69.176	64.716	75.448	95.400	57.776	63.626	66.239	63.496	67.336	70.605	72.833	69.915	77.098	65.596	71.151	73.121		
Or (%)	3.472	5.960	3.955	3.034	4.821	4.872	5.799	4.011	2.959	2.844	5.875	5.130	4.683	3.313	3.891	2.054	3.706	5.133	4.151	3.186	4.391	2.915	3.193	3.522	3.180	2.483	3.483	3.951		

An = Ca/(Ca+Na+K), Ab = Na/(Ca+Na+K) y Or = K/(Ca+Na+K)

El análisis químico de los minerales se ha realizado mediante una microsonda electrónica de barrido de marca JEOL modelo JXA8900-R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

## ANEXO B. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE PLAGIOCLASAS

**Tabla B1.** Composición química de las plagioclasas de la facies de grano grueso del plutón de Coxcatlán obtenida por la microsonda electrónica (normalizada a 5 cationes y 8 oxígenos).

FACIES	GRANO GRUESO																											
	99°28'53.91"O 18°28'31.25"N								99°28'41.04"O 18°27'37.89"N																			
	COORDENADAS	Cx116-9 Plg-4 núcleo - borde	Cx116-9 Plg-3 borde	Cx116-9a Plg-1 núcleo	Cx116-9a Plg-2 borde	Cx116-10 Plg-1 núcleo	Cx116-10 Plg-2 núcleo - borde	Cx116-10 Plg-3 borde	Cx118-1 Plg-1 núcleo	Cx118-1 Plg-2 núcleo - borde	Cx118-1 Plg-3 borde	Cx118-1 Plg-4 borde	Cx118-2 Plg-3 núcleo	Cx118-2 Plg-2 núcleo - borde	Cx118-2 Plg-1 borde	Cx118-3 Plg-1 núcleo	Cx118-3 Plg-2 núcleo - borde	Cx118-3 Plg-3 borde	Cx118-4 Plg-2 núcleo	Cx118-4 Plg-1 borde	Cx118-4 Plg-3 borde	Cx118-5 Plg-2 núcleo	Cx118-5 Plg-3 núcleo - borde	Cx118-5 Plg-1 borde	Cx118-6 Plg-3 núcleo	Cx118-6 Plg-4 núcleo - borde	Cx118-6 Plg-5 borde	Cx118-6 Plg-1 borde
<b>SiO<sub>2</sub></b>	63.075	66.177	61.975	65.278	62.38	63.044	65.766	61.691	60.531	62.488	67.725	59.036	59.886	60.653	62.369	63.517	62.549	59.277	67.262	62.758	62.809	63.21	64.246	62.441	63.198	62.94	64.23	64.185
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.000	0.007	0.017	0.000	0.000	0.016	0.01	0.000	0.012	0.007	0.012	0.012	0.000	0.011	0.019	0.021	0.003	0.000	0.000	0.011	0.012	0.000	0.005	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	23.706	21.956	24.682	22.305	24.342	23.897	22.112	24.24	24.02	22.494	19.622	25.08	24.499	24.074	24.129	23.32	23.807	24.707	19.665	23.99	24.172	23.891	22.425	23.815	23.605	23.617	22.617	22.355
<b>FeO</b>	0.292	0.21	0.218	0.201	0.23	0.304	0.229	0.283	0.28	0.216	0.027	0.239	0.362	0.369	0.248	0.304	0.299	0.289	0.222	0.303	0.292	0.254	0.225	0.304	0.364	0.263	0.264	0.299
<b>MgO</b>	0.011	0.011	0.014	0.01	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.004	0.000	0.008	0.011	0.009	0.000	0.006	0.002	0.017	0.009	0.016	0.000	0.005	0.000
<b>CaO</b>	4.234	2.786	5.171	3.186	4.864	4.562	3.056	6.428	5.935	4.298	0.439	7.362	6.598	6.274	6.265	5.427	6.307	6.737	0.669	5.901	5.293	5.421	3.337	5.83	4.77	5.045	4.716	4.264
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	7.701	7.971	6.399	7.709	6.929	7.013	8.035	6.683	7.984	9.018	11.565	7.212	7.628	7.83	6.874	7.328	6.835	7.486	11.352	7.057	7.04	7.229	9.46	6.958	7.019	7.127	7.486	7.485
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.564	0.78	0.589	0.86	0.53	0.618	0.692	0.732	0.713	0.875	0.204	0.612	0.551	1.086	0.69	0.75	0.946	0.624	0.313	0.69	0.662	0.566	0.749	0.623	0.666	0.561	1.163	0.974
<b>BaO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.022	0.013	0.000	0.005	0.016	0.023	0.013	0.003	0.025	0.05	0.000	0.021	0.067	0.068	0.04	0.007	0.029	0.047	0.003	0.024	0.000
<b>SrO</b>	0.033	0.023	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.03	0.027	0.026	0.032	0.024	0.025	0.026	0.03	0.032	0.033	0.024	0.028	0.021	0.033	0.028	0.027	0.033	0.029	0.028	0.031	0.028
<b>TOTAL</b>	99.616	99.921	99.092	99.576	99.302	99.484	99.939	100.109	99.515	99.422	99.631	99.593	99.573	100.34	100.631	100.724	100.837	99.155	99.541	100.798	100.387	100.641	100.498	100.042	99.714	99.596	100.536	99.59
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL BASADA EN 8 OXÍGENOS</b>																												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	2.7931	2.9001	2.7562	2.8759	2.7686	2.7916	2.8857	2.7371	2.7157	2.7955	2.9774	2.6551	2.6884	2.7080	2.7503	2.7932	2.7579	2.6740	2.9663	2.7615	2.7679	2.7776	2.8310	2.7654	2.7966	2.7893	2.8276	2.8435
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.2371	1.1339	1.2936	1.1581	1.2732	1.2471	1.1434	1.2675	1.2700	1.1859	1.0166	1.3293	1.2961	1.2667	1.2540	1.2086	1.2371	1.3135	1.0221	1.2441	1.2554	1.2372	1.1646	1.2430	1.2310	1.2334	1.1734	1.1671
<b>FeO</b>	0.0108	0.0077	0.0081	0.0074	0.0085	0.0113	0.0084	0.0105	0.0105	0.0081	0.0010	0.0090	0.0136	0.0138	0.0091	0.0112	0.0110	0.0109	0.0082	0.0111	0.0108	0.0093	0.0083	0.0113	0.0135	0.0097	0.0097	0.0111
<b>CaO</b>	0.2009	0.1308	0.2464	0.1504	0.2313	0.2164	0.1437	0.3055	0.2853	0.2060	0.0207	0.3547	0.3173	0.3001	0.2960	0.2557	0.2979	0.3256	0.0316	0.2782	0.2499	0.2552	0.1575	0.2766	0.2261	0.2395	0.2224	0.2024
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.6611	0.6772	0.5517	0.6584	0.5962	0.6020	0.6835	0.5748	0.6944	0.7821	0.9857	0.6288	0.6639	0.6777	0.5877	0.6248	0.5843	0.6547	0.9706	0.6020	0.6015	0.6158	0.8082	0.5974	0.6022	0.6123	0.6389	0.6429
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.0319	0.0436	0.0334	0.0483	0.0300	0.0349	0.0387	0.0414	0.0408	0.0499	0.0114	0.0351	0.0316	0.0618	0.0388	0.0421	0.0532	0.0359	0.0176	0.0387	0.0372	0.0317	0.0421	0.0352	0.0376	0.0317	0.0653	0.0550
<b>BaO</b>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0004	0.0002	0.0000	0.0001	0.0003	0.0004	0.0002	0.0001	0.0004	0.0009	0.0000	0.0004	0.0012	0.0012	0.0007	0.0001	0.0005	0.0008	0.0001	0.0004	0.0000
<b>PORCENTAJE MOLAR DE PLAGIOCLASA</b>																												
<b>An (%)</b>	22.472	15.359	29.630	17.544	26.971	25.360	16.590	33.146	27.953	19.844	2.031	34.822	31.333	28.864	32.086	27.716	31.850	32.040	3.099	30.272	28.123	28.269	15.632	30.423	26.116	27.109	24.003	22.479
<b>Ab (%)</b>	73.964	79.521	66.352	76.818	69.529	70.549	78.937	62.360	68.048	75.346	96.845	61.731	65.552	65.187	63.707	67.724	62.462	64.426	95.174	65.513	67.689	68.217	80.191	65.706	69.542	69.302	68.949	71.407
<b>Or (%)</b>	3.564	5.120	4.018	5.638	3.499	4.091	4.473	4.494	3.998	4.810	1.124	3.447	3.115	5.949	4.208	4.561	5.688	3.533	1.727	4.215	4.188	3.514	4.177	3.871	4.342	3.589	7.048	6.114

An = Ca/(Ca+Na+K), Ab = Na/(Ca+Na+K) y Or = K/(Ca+Na+K)

El análisis químico de los minerales se ha realizado mediante una microsonda electrónica de barrido de marca JEOL modelo JXA8900-R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

## ANEXO B. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE PLAGIOCLASAS

**Tabla B1.** Composición química de las plagioclasas de la facies de grano grueso del plutón de Coxcatlán obtenida por la microsonda electrónica (normalizada a 5 cationes y 8 oxígenos).

FACIES COORDENADAS	GRANO GRUESO																															
	99°28'41.04"O 18°27'37.89"N										99°27'39.04"O 18°29'36.93"N										99°27'41.81"O 18°29'28.43"N											
	MUESTRA	Cx118-7 Plg-1	Cx118-7 Plg-2	Cx118-7 Plg-4	Cx118-8 Plg-2	Cx118-8 Plg-3	Cx118-8 Plg-4	Cx118-9 Plg-4	Cx118-9 Plg-3	Cx118-9 Plg-2	Cx120-1 Plg-1	Cx120-1 Plg-2	Cx120-1 Plg-3	Cx120-2 Plg-1	Cx120-2 Plg-2	Cx120-2 Plg-3	Cx120-3 Plg-1	Cx120-3 Plg-2	Cx120-3 Plg-3	Cx120-4 Plg-1	Cx120-4 Plg-2	Cx120-4 Plg-3	Cx120-5 Plg-1	Cx120-5 Plg-2	Cx120-5 Plg-3	Cx121-1 Plg-1	Cx121-1 Plg-2	Cx121-1 Plg-3	Cx121-2 Plg-1	Cx121-2 Plg-2		
ZONA	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde		
SiO <sub>2</sub>	61.621	62.581	68.009	62.991	62.354	64.708	64.162	64.542	68.541	63.295	63.088	65.857	62.684	63.951	62.417	62.046	62.715	66.414	62.412	63.323	62.377	62.741	62.708	62.39	61.084	60.582	63.065	59.175	61.452			
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.007	0.000	0.000	0.009	0.005	0.000	0.002	0.000	0.023	0.026	0.000	0.005	0.009	0	0.019	0.015	0.014	0.015	0.005	0	0	0	0	0	0.002	0.013	0.015	0.001			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.457	23.991	20.287	23.622	24.117	22.603	23.129	23.004	20.221	24.121	24.228	22.621	23.698	23.117	24.132	24.74	24.168	21.998	23.654	23.653	24.249	23.819	23.898	22.853	24.559	23.644	23.364	24.498	24.302			
FeO	0.222	0.307	0.054	0.291	0.228	0.219	0.241	0.299	0.196	0.281	0.245	0.223	0.225	0.323	0.307	0.19	0.242	0.132	0.389	0.35	0.284	0.315	0.229	0.209	0.315	0.308	0.343	0.251	0.284			
MgO	0.019	0.004	0.01	0.017	0.011	0.014	0.005	0	0.002	0.009	0.009	0.005	0.006	0.026	0.004	0.011	0.011	0.004	0.01	0	0.004	0.004	0	0.011	0.006	0.003	0.02	0.01	0.004			
CaO	5.729	4.961	1.481	4.705	4.972	3.443	3.916	4.122	0.95	4.423	4.761	3.265	4.277	4.074	4.87	6.677	6.082	2.708	5.794	5.491	5.236	4.812	4.846	3.597	6.236	5.819	5.692	6.752	6.762			
Na <sub>2</sub> O	6.797	7.073	9.499	7.483	6.948	7.992	7.475	7.508	10.173	7.026	7.026	7.967	7.35	6.658	6.746	6.585	6.971	8.354	7.144	6.912	6.873	6.944	7.547	8.697	8.202	7.816	6.943	7.51	6.711			
K <sub>2</sub> O	0.444	0.767	0.216	0.59	0.491	0.505	0.796	0.669	0.179	0.687	0.553	0.723	1.178	1.081	0.649	0.521	0.53	0.729	0.701	0.797	0.773	0.647	0.533	0.392	0.834	1.032	1.168	0.507	0.714			
BaO	0.037	0.065	0.013	0.042	0.03	0.011	0.018	0.036	0.041	0.112	0.048	0.053	0.076	0.082	0.026	0	0.057	0	0.06	0.033	0.034	0	0.008	0	2.696	0.679	0	0.561	0			
SiO	0.026	0.024	0.02	0.027	0.028	0.028	0.027	0.026	0.029	0.028	0.029	0.03	0.037	0.031	0.03	0.024	0.037	0.025	0.035	0.033	0.031	0.027	0.027	0.026	0.037	0.028	0.034	0.027	0.029			
<b>TOTAL</b>	99.352	99.78	99.589	99.768	99.188	99.528	99.769	100.208	100.332	100.005	100.013	100.744	99.536	99.352	99.181	100.813	100.828	100.378	100.214	100.597	99.861	99.309	99.796	98.175	103.969	99.913	100.642	99.306	100.259			
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL BASADA EN 8 OXÍGENOS</b>																																
SiO <sub>2</sub>	2.7435	2.7734	2.9753	2.7892	2.7726	2.8550	2.8301	2.8349	2.9800	2.7899	2.7809	2.8697	2.7869	2.8332	2.7752	2.7295	2.7569	2.8988	2.7652	2.7856	2.7626	2.7862	2.7762	2.8058	2.6840	2.7235	2.7829	2.6757	2.7266			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.2832	1.2530	1.0460	1.2327	1.2638	1.1753	1.2023	1.1908	1.0361	1.2530	1.2586	1.1617	1.2417	1.2069	1.2645	1.2826	1.2520	1.1315	1.2351	1.2263	1.2656	1.2465	1.2469	1.2112	1.2718	1.2527	1.2150	1.3055	1.2707			
FeO	0.0083	0.0114	0.0020	0.0108	0.0085	0.0081	0.0089	0.0110	0.0071	0.0104	0.0090	0.0081	0.0084	0.0120	0.0114	0.0070	0.0089	0.0048	0.0144	0.0129	0.0105	0.0117	0.0085	0.0079	0.0116	0.0116	0.0127	0.0095	0.0105			
CaO	0.2733	0.2355	0.0694	0.2232	0.2368	0.1627	0.1851	0.1940	0.0443	0.2089	0.2248	0.1524	0.2037	0.1934	0.2320	0.3147	0.2864	0.1266	0.2750	0.2588	0.2484	0.2289	0.2298	0.1733	0.2936	0.2803	0.2691	0.3271	0.3214			
Na <sub>2</sub> O	0.5867	0.6077	0.8057	0.6424	0.5989	0.6836	0.6392	0.6393	0.8575	0.6004	0.6004	0.6730	0.6335	0.5718	0.5815	0.5616	0.5941	0.7069	0.6136	0.5895	0.5901	0.5978	0.6477	0.7583	0.6987	0.6812	0.5940	0.6583	0.5773			
K <sub>2</sub> O	0.0252	0.0434	0.0121	0.0333	0.0278	0.0284	0.0448	0.0375	0.0099	0.0386	0.0311	0.0402	0.0668	0.0611	0.0368	0.0292	0.0297	0.0406	0.0396	0.0447	0.0437	0.0366	0.0301	0.0225	0.0467	0.0592	0.0657	0.0292	0.0404			
BaO	0.0006	0.0011	0.0002	0.0007	0.0005	0.0002	0.0003	0.0006	0.0007	0.0019	0.0008	0.0009	0.0013	0.0014	0.0005	0.0000	0.0010	0.0000	0.0010	0.0006	0.0006	0.0000	0.0001	0.0000	0.0464	0.0120	0.0000	0.0099	0.0000			
<b>PORCENTAJE MOLAR DE PLAGIOCLASA</b>																																
An (%)	30.871	26.567	7.825	24.830	27.424	18.604	21.293	22.275	4.854	24.633	26.255	17.608	22.534	23.401	27.282	34.751	31.467	14.486	29.627	28.979	28.160	26.515	25.322	18.165	28.254	27.459	28.972	32.235	34.227			
Ab (%)	66.280	68.543	90.817	71.463	69.351	78.147	73.553	73.421	94.057	70.811	70.114	77.750	70.076	69.206	68.389	62.020	65.268	80.870	66.105	66.013	66.890	69.240	71.362	79.478	67.247	66.743	63.950	64.883	61.470			
Or (%)	2.849	4.891	1.359	3.707	3.225	3.249	5.154	4.304	1.089	4.556	3.631	4.642	7.390	7.393	4.329	3.229	3.265	4.643	4.268	5.008	4.950	4.245	3.316	2.357	4.499	5.798	7.078	2.882	4.303			

An = Ca/(Ca+Na+K), Ab = Na/(Ca+Na+K) y Or = K/(Ca+Na+K)

El análisis químico de los minerales se ha realizado mediante una microsonda electrónica de barrido de marca JEOL modelo JXA8900-R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

## ANEXO B. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE PLAGIOCLASAS

**Tabla B1.** Composición química de las plagioclasas de la facies de grano grueso del plutón de Coxcatlán obtenida por la microsonda electrónica (normalizada a 5 cationes y 8 oxígenos).

FACIES COORDENADAS	GRANO GRUESO																												
	99°27'41.81"O 18°29'28.43"N												99°27'53.93"O 18°28'15.94"N																
	MUESTRA	Cx121-3 Plg-1	Cx121-3 Plg-2	Cx121-3 Plg-3	Cx121-4 Plg-1	Cx121-4 Plg-2	Cx121-4 Plg-3	Cx121-4 Plg-4	Cx121-4 Plg-5	Cx121-4 Plg-6	Cx121-4 Plg-7	Cx121-4 Plg-8	Cx121-4 Plg-9	Cx121-5a Plg-1	Cx121-5a Plg-2	Cx144-1 Plg-1	Cx144-1 Plg-2	Cx144-1 Plg-3	Cx144-1 Plg-4	Cx144-1 Plg-5	Cx144-1 Plg-6	Cx144-2 Plg-1	Cx144-2 Plg-2	Cx144-2 Plg-3	Cx144-2 Plg-4	Cx144-3 Plg-1	Cx144-3 Plg-2	Cx144-3 Plg-3	Cx144-4 Plg-1
ZONA	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde
<b>SiO<sub>2</sub></b>	62.397	62.024	62.181	58.61	59.187	61.146	60.529	62.665	62.965	67.547	62.926	68.322	64.756	64.683	62.836	62.687	67.276	60.202	60.867	63.619	60.241	61.296	62.803	62.077	62.854	64.652	62.261	63.634	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.015	0.013	0.018	0.017	0.001	0.022	0.016	0.005	0.004	0.011	0	0.005	0.003	0.001	0	0.005	0	0	0	0	0.013	0	0.011	0.015	0	0	0.009	0.004	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	24.075	24.116	24.148	26.435	26.014	25.025	24.99	23.857	23.664	20.712	22.036	20.354	22.483	22.773	23.775	24.256	21.985	25.511	25.113	23.344	25.733	24.532	24.197	24.3	23.965	22.351	24.123	23.612	
<b>FeO</b>	0.307	0.34	0.291	0.375	0.379	0.161	0.216	0.275	0.324	0.018	0.215	0.036	0.217	0.227	0.282	0.286	0.07	0.271	0.225	0.194	0.256	0.268	0.304	0.234	0.294	0.275	0.264	0.272	
<b>MgO</b>	0	0.005	0.008	0.006	0.013	0.013	0.001	0.006	0.016	0.012	0.011	0.009	0.002	0.012	0.008	0	0.002	0.011	0	0.006	0	0.027	0.005	0.005	0.018	0.011	0.009	0.013	
<b>CaO</b>	6.343	6.501	5.252	6.815	7.623	6.751	7.557	4.862	4.762	1.655	3.994	1.296	3.41	3.471	3.844	4.11	1.993	5.947	5.976	5.649	8.409	4.83	4.279	4.62	4.292	3.351	5.241	5.9	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6.816	6.642	6.567	5.756	5.672	6.422	6.292	7.143	6.773	9.239	8.722	9.51	7.83	7.771	7.004	6.804	8.617	5.978	6.421	7.663	5.727	6.658	6.882	7.033	7.097	8.206	6.976	7.584	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.741	0.7	0.732	0.324	0.461	0.469	0.445	0.581	0.738	0.099	1.192	0.166	0.539	0.527	0.664	0.575	0.51	0.403	0.503	0.498	0.782	0.726	0.625	0.578	0.648	0.713	0.609	0.808	
<b>BaO</b>	0.253	0.074	0.143	0	0.181	0.025	0.027	0.071	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0	
<b>SrO</b>	0.031	0.027	0.027	0.033	0.04	0.033	0.03	0.033	0.036	0.033	0.022	0.034	0.027	0.026	0.028	0.031	0.025	0.029	0.034	0.025	0.035	0.03	0.034	0.027	0.028	0.028	0.032	0.023	
<b>TOTAL</b>	100.978	100.442	99.367	98.371	99.571	100.067	100.103	99.498	99.282	99.326	99.118	99.732	99.267	99.491	98.442	98.754	100.478	98.352	99.139	100.998	101.197	98.367	99.14	98.889	99.196	99.587	99.524	101.85	
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL BASADA EN 8 OXÍGENOS</b>																													
<b>SiO<sub>2</sub></b>	2.7490	2.7438	2.7665	2.6438	2.6496	2.7111	2.6916	2.7810	2.7958	2.9607	2.8205	2.9808	2.8618	2.8526	2.8041	2.7883	2.9205	2.7034	2.7163	2.7893	2.6590	2.7506	2.7868	2.7676	2.7903	2.8568	2.7648	2.7754	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.2500	1.2573	1.2662	1.4053	1.3724	1.3076	1.3096	1.2477	1.2383	1.0699	1.1640	1.0465	1.1709	1.1836	1.2504	1.2715	1.1247	1.3501	1.3208	1.2062	1.3386	1.2974	1.2654	1.2767	1.2538	1.1639	1.2624	1.2137	
<b>FeO</b>	0.0113	0.0126	0.0108	0.0141	0.0142	0.0060	0.0080	0.0102	0.0120	0.0007	0.0081	0.0013	0.0080	0.0084	0.0105	0.0106	0.0025	0.0102	0.0084	0.0071	0.0094	0.0101	0.0113	0.0087	0.0109	0.0102	0.0098	0.0099	
<b>CaO</b>	0.2994	0.3081	0.2503	0.3293	0.3656	0.3207	0.3600	0.2312	0.2265	0.0777	0.1918	0.0606	0.1614	0.1640	0.1838	0.1959	0.0927	0.2861	0.2857	0.2653	0.3976	0.2322	0.2034	0.2207	0.2041	0.1586	0.2493	0.2757	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.5822	0.5696	0.5664	0.5034	0.4923	0.5520	0.5424	0.6146	0.5830	0.7851	0.7579	0.8044	0.6708	0.6644	0.6060	0.5867	0.7252	0.5204	0.5555	0.6514	0.4901	0.5792	0.5920	0.6079	0.6108	0.7030	0.6006	0.6413	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.0416	0.0395	0.0415	0.0186	0.0263	0.0265	0.0252	0.0329	0.0418	0.0055	0.0682	0.0092	0.0304	0.0296	0.0378	0.0326	0.0282	0.0231	0.0286	0.0279	0.0440	0.0416	0.0354	0.0329	0.0367	0.0402	0.0345	0.0450	
<b>BaO</b>	0.0044	0.0013	0.0025	0.0000	0.0032	0.0004	0.0005	0.0012	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	
<b>PORCENTAJE MOLAR DE PLAGIOCLASA</b>																													
<b>An (%)</b>	32.429	33.590	29.166	38.684	41.348	35.662	38.808	26.310	26.607	8.950	18.843	6.929	18.715	19.112	22.208	24.025	10.954	34.486	32.845	28.092	42.677	27.222	24.484	25.617	23.969	17.591	28.193	28.660	
<b>Ab (%)</b>	63.060	62.104	65.994	59.126	55.674	61.389	58.471	69.947	68.483	90.413	74.462	92.014	77.763	77.433	73.225	71.973	85.708	62.732	63.863	68.959	52.597	67.906	71.258	70.568	71.722	77.953	67.907	66.667	
<b>Or (%)</b>	4.511	4.306	4.840	2.190	2.977	2.950	2.721	3.743	4.910	0.637	6.696	1.057	3.522	3.455	4.568	4.002	3.338	2.783	3.292	2.949	4.725	4.872	4.258	3.816	4.309	4.456	3.901	4.673	

An = Ca/(Ca+Na+K), Ab = Na/(Ca+Na+K) y Or = K/(Ca+Na+K)

El análisis químico de los minerales se ha realizado mediante una microsonda electrónica de barrido de marca JEOL modelo JXA8900-R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.



## ANEXO B. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE PLAGIOCLASAS

**Tabla B1.** Composición química de las plagioclasas de la facies de grano grueso del plutón de Coxcatlán obtenida por la microsonda electrónica (normalizada a 5 cationes y 8 oxígenos).

FACIES	GRANO GRUESO									
	99°27'53.93"O 18°28'15.94"N									
COORDENADAS										
MUESTRA	Cx144-4 Plg-2 núcleo - borde	Cx144-4 Plg-3 núcleo - borde	Cx144-4 Plg-4 borde	Cx144-5b Plg-1 núcleo	Cx144-5b Plg-2 núcleo - borde	Cx144-5b Plg-3 borde	Cx144-5b Plg-4 borde	Cx144-6b Plg-1 núcleo	Cx144-6b Plg-2 núcleo - borde	Cx144-6b Plg-3 borde
ZONA										
SiO <sub>2</sub>	63.071	62.691	62.706	63.809	63.232	62.924	62.931	70.886	63.223	63.269
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.011	0.000	0.01	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.592	23.867	24.202	23.356	23.936	24.349	24.722	19.45	23.879	23.632
FeO	0.216	0.249	0.217	0.238	0.228	0.235	0.254	0.01	0.254	0.234
MgO	0	0.002	0.02	0.01	0.008	0.008	0.015	0.004	0	0
CaO	4.004	4.035	4.203	3.667	4.105	4.19	4.394	0.376	4.015	4.244
Na <sub>2</sub> O	7.178	7.138	7.259	7.191	6.966	6.827	6.968	11.088	7.221	7.058
K <sub>2</sub> O	0.91	0.803	0.605	0.78	0.861	0.544	0.488	0.136	0.614	0.662
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
SrO	0.03	0.036	0.029	0.036	0.03	0.033	0.027	0.029	0.027	0.031
<b>TOTAL</b>	<b>99.011</b>	<b>98.832</b>	<b>99.241</b>	<b>99.097</b>	<b>99.366</b>	<b>99.11</b>	<b>99.8</b>	<b>101.979</b>	<b>99.233</b>	<b>99.13</b>
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL BASADA EN 8 OXÍGENOS</b>										
SiO <sub>2</sub>	2.8054	2.7935	2.7823	2.8281	2.7999	2.7882	2.7731	3.0261	2.8011	2.8070
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.2367	1.2533	1.2655	1.2199	1.2491	1.2715	1.2838	0.9785	1.2468	1.2356
FeO	0.0080	0.0093	0.0081	0.0088	0.0084	0.0087	0.0094	0.0004	0.0094	0.0087
CaO	0.1908	0.1926	0.1998	0.1741	0.1947	0.1989	0.2074	0.0172	0.1906	0.2017
Na <sub>2</sub> O	0.6190	0.6166	0.6244	0.6179	0.5980	0.5865	0.5953	0.9177	0.6202	0.6071
K <sub>2</sub> O	0.0516	0.0456	0.0342	0.0441	0.0486	0.0307	0.0274	0.0074	0.0347	0.0375
BaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
<b>PORCENTAJE MOLAR DE PLAGIOCLASA</b>										
An (%)	22.150	22.532	23.273	20.825	23.145	24.372	24.988	1.825	22.539	23.837
Ab (%)	71.856	72.129	72.738	73.901	71.075	71.861	71.708	97.389	73.357	71.736
Or (%)	5.994	5.339	3.989	5.274	5.780	3.768	3.304	0.786	4.104	4.427

An = Ca/(Ca+Na+K), Ab = Na/(Ca+Na+K) y Or = K/(Ca+Na+K)

El análisis químico de los minerales se ha realizado mediante una microsonda electrónica de barrido de marca JEOL modelo JXA8900-R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

## ANEXO B. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE PLAGIOCLASAS

Tabla B2. Composición química de las plagioclasas de la facies de grano fino del plutón de Coxcatlán obtenida por la microsonda electrónica (normalizada a 5 cationes y 8 oxígenos).

FACIES COORDENADAS	GRANO FINO																													
	99°28'28.35"O												18°28'22.66"N																	
MUESTRA	Cx76-1 Plg-2	Cx76-1 Plg-1	Cx76-1 Plg-3	Cx76-1 Plg-5	Cx76-1 Plg-4	Cx76-2 Plg-1	Cx76-2 Plg-2	Cx76-2 Plg-3	Cx76-2 Plg-4	Cx76-3 Plg-1	Cx76-3 Plg-2	Cx76-3 Plg-3	Cx76-3 Plg-4	Cx76-3 Plg-5	Cx76-3 Plg-6	Cx76-3 Plg-7	Cx76-3 Plg-8	Cx76-4 Plg-1	Cx76-4 Plg-2	Cx76-4 Plg-3	Cx76-4 Plg-4	Cx76-5 Plg-1	Cx76-5 Plg-2	Cx76-5 Plg-3	Cx76-7 Plg-1a	Cx76-7 Plg-2a	Cx76-7 Plg-3a	Cx76-7 Plg-4a		
ZONA	núcleo	borde	borde	núcleo	borde	núcleo	núcleo-borde	borde	borde	núcleo	núcleo-borde	borde	borde	núcleo	borde	núcleo	núcleo-borde	núcleo	núcleo-borde	núcleo-borde	borde	núcleo	núcleo-borde	borde	núcleo	núcleo-borde	núcleo-borde	borde		
SiO <sub>2</sub>	64.517	64.455	65.899	64.264	63.821	64.85	62.983	63.482	66.14	61.746	62.103	62.766	62.569	64.16	61.29	62.572	60.854	62.308	61.298	62.667	61.465	61.596	61.084	62.236	61.557	61.803	62.329	61.86		
TiO <sub>2</sub>	0.009	0.000	0.000	0.003	0.000	0.011	0.000	0.006	0.000	0.001	0.001	0.003	0.007	0.008	0.004	0.014	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.009	0.000	0.000	0.002		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.093	23.172	22.328	23.269	23.636	23.351	23.917	22.422	22.5	24.859	24.769	22.914	23.169	23.561	23.701	24.544	24.099	23.647	23.981	23.519	23.778	23.305	23.837	23.04	24.097	23.873	23.482	23.974		
FeO	0.242	0.256	0.156	0.136	0.175	0.155	0.109	0.07	0.169	0.136	0.072	0.126	0.131	0.076	0.17	0.255	0.23	0.187	0.204	0.183	0.152	0.301	0.241	0.168	0.189	0.221	0.214	0.178		
MgO	0	0.012	0.001	0.003	0.012	0.000	0.000	0.018	0.000	0.006	0.003	0.016	0.000	0.000	0.000	0.006	0.004	0.002	0.008	0.007	0.006	0.000	0.009	0.002	0.000	0.005	0.013	0.006		
CaO	3.509	3.731	2.994	4.19	4.494	3.882	4.343	3.766	3.094	5.18	6.512	4.166	4.64	5.234	5.462	4.96	5.843	5.563	6.092	5.491	5.593	4.876	5.402	4.491	6.268	6.146	5.806	6.318		
Na <sub>2</sub> O	7.301	7.285	7.911	7.461	7.198	7.615	7.112	8.938	8.132	6.601	6.716	8.962	8.746	7.243	8.062	6.944	8.014	8.042	7.647	7.989	8.138	8.308	7.901	8.915	7.462	7.762	7.972	7.627		
K <sub>2</sub> O	0.721	0.8	0.55	0.699	0.717	0.588	0.575	1.079	0.64	0.346	0.449	0.656	0.684	0.606	0.539	0.333	0.43	0.623	0.577	0.589	0.44	1.107	0.767	0.518	0.516	0.332	0.575	0.398		
BaO	0.053	0.053	0.048	0.036	0.039	0.067	0.000	0.063	0.000	0.095	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.024	0.000	0.047	0.046	0.039	0.013	0.055	0.000	0.058	0.001	0.016	0.008	0.018		
SrO	0.03	0.031	0.025	0.03	0.027	0.029	0.035	0.025	0.027	0.039	0.034	0.029	0.026	0.029	0.026	0.033	0.034	0.043	0.047	0.049	0.044	0.031	0.036	0.029	0.051	0.049	0.056	0.048		
<b>TOTAL</b>	99.475	99.795	99.912	100.091	100.119	100.548	99.074	99.869	100.702	99.009	100.659	99.638	99.991	100.917	99.254	99.685	99.522	100.462	99.90	100.533	99.629	99.579	99.279	99.459	100.15	100.207	100.455	100.429		
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL BASADA EN 8 OXÍGENOS</b>																														
SiO <sub>2</sub>	2.8457	2.8382	2.8864	2.8255	2.8079	2.8342	2.7954	2.8203	2.8788	2.7480	2.7324	2.7941	2.7793	2.8041	2.7449	2.7654	2.7227	2.7578	2.7322	2.7686	2.7431	2.7584	2.7385	2.7792	2.7336	2.7419	2.7600	2.7391		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.2004	1.2025	1.1526	1.2057	1.2255	1.2027	1.2510	1.1740	1.1541	1.3038	1.2843	1.2021	1.2129	1.2135	1.2509	1.2784	1.2707	1.2335	1.2597	1.2245	1.2506	1.2299	1.2594	1.2125	1.2611	1.2482	1.2254	1.2510		
FeO	0.0089	0.0094	0.0057	0.0050	0.0064	0.0057	0.0040	0.0026	0.0062	0.0051	0.0026	0.0047	0.0049	0.0028	0.0064	0.0094	0.0086	0.0069	0.0076	0.0068	0.0057	0.0113	0.0090	0.0063	0.0070	0.0082	0.0079	0.0066		
CaO	0.1658	0.1760	0.1405	0.1974	0.2118	0.1818	0.2065	0.1792	0.1443	0.2470	0.3070	0.1987	0.2208	0.2451	0.2621	0.2348	0.2801	0.2638	0.2909	0.2599	0.2674	0.2339	0.2595	0.2149	0.2982	0.2921	0.2754	0.2997		
Na <sub>2</sub> O	0.6243	0.6219	0.6718	0.6360	0.6139	0.6452	0.6119	0.7698	0.6862	0.5695	0.5729	0.7734	0.7532	0.6137	0.7000	0.5950	0.6951	0.6901	0.6608	0.6843	0.7041	0.7213	0.6867	0.7718	0.6424	0.6676	0.6844	0.6547		
K <sub>2</sub> O	0.0406	0.0449	0.0307	0.0392	0.0402	0.0328	0.0326	0.0611	0.0355	0.0196	0.0252	0.0372	0.0388	0.0338	0.0308	0.0188	0.0245	0.0352	0.0328	0.0332	0.0250	0.0632	0.0439	0.0295	0.0292	0.0188	0.0325	0.0225		
BaO	0.0009	0.0009	0.0008	0.0006	0.0007	0.0011	0.0000	0.0011	0.0000	0.0017	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0004	0.0000	0.0008	0.0008	0.0007	0.0002	0.0010	0.0000	0.0010	0.0000	0.0003	0.0001	0.0003		
<b>PORCENTAJE MOLAR DE PLAGIOCLASA</b>																														
An (%)	19.961	20.883	16.666	22.620	24.459	21.141	24.266	17.743	16.660	29.537	33.917	19.684	21.803	27.457	26.396	27.675	28.014	26.671	29.548	26.592	26.833	22.969	26.207	21.144	30.747	29.853	27.757	30.679		
Ab (%)	75.156	73.786	79.689	72.887	70.894	75.046	71.909	76.204	79.237	68.114	63.299	76.626	74.370	68.758	70.503	70.113	69.531	69.772	67.120	70.012	70.653	70.822	69.363	75.953	66.239	68.227	68.969	67.020		
Or (%)	4.883	5.331	3.645	4.493	4.646	3.813	3.825	6.053	4.103	2.349	2.784	3.690	3.827	3.785	3.101	2.212	2.455	3.556	3.332	3.396	2.513	6.209	4.430	2.904	3.014	1.920	3.273	2.301		

An = Ca/(Ca+Na+K), Ab = Na/(Ca+Na+K) y Or = K/(Ca+Na+K)

El análisis químico de los minerales se ha realizado mediante una microsonda electrónica de barrido de marca JEOL modelo JXA8900-R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

## ANEXO B. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE PLAGIOCLASAS

**Tabla B3.** Composición química de las plagioclasas del enclave Cx124a del plutón de Coxcatlán obtenida por la microsonda electrónica (normalizada a 5 cationes y 8 oxígenos).

FACIES COORDENADAS MUESTRA ZONA	ENCLAVE Cx124a 99°27'39.01"O 18°29'2.05"N																														
	Cx124a-2 Plg-3	Cx124a-2 Plg-2	Cx124a-2 Plg-1	Cx124a-3 Plg-1	Cx124a-3 Plg-2	Cx124a-3 Plg-3	Cx124a-4 Plg-1	Cx124a-4 Plg-2	Cx124a-4 Plg-3	Cx124a-4 Plg-4	Cx124a-4 Plg-1a	Cx124a-4 Plg-2a	Cx124a-4 Plg-3a	Cx124a-5 Plg-2	Cx124a-5 Plg-3	Cx124a-5 Plg-1	Cx124a-6 Plg-1	Cx124a-6 Plg-2	Cx124a-6 Plg-3	Cx124a-7 Plg-2	Cx124a-7 Plg-1	Cx124a-7 Plg-3	Cx124a-7 Plg-4	Cx124a-7 Pl-1a	Cx124a-7 Pl-2a	Cx124a-7 Pl-3a	Cx124a-8 Plg-1	Cx124a-8 Plg-2	Cx124a-8 Plg-3		
	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	borde	borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde
<b>SiO<sub>2</sub></b>	63.483	65.09	63.205	50.5	50.59	63.651	49.873	51.184	62.188	63.078	62.495	62.085	62.062	62.148	62.925	60.287	59.754	62.861	60.62	60.189	60.484	63.709	63.795	58.701	61.207	61.382	60.355	62.523	61.901		
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.000	0.000	0.018	0.006	0.000	0.018	0.000	0.021	0.031	0.018	0.02	0.000	0.000	0.013	0.011	0.046	0.013	0.007	0.002	0.021	0.012	0.006	0.000	0.007	0.023	0.000	0.000	0.004	0.003		
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	23.36	22.697	23.535	31.327	31.692	23.562	32.007	31.168	24.056	23.707	23.879	23.778	23.887	24.294	23.785	24	24.404	23.791	23.63	25.825	23.749	23.262	23.352	25.927	24.372	24.195	24.233	24.161	23.884		
<b>FeO</b>	0.294	0.247	0.267	0.248	0.283	0.308	0.31	0.29	0.317	0.279	0.181	0.178	0.217	0.255	0.288	0.537	0.201	0.336	0.272	0.227	0.321	0.347	0.206	0.25	0.204	0.253	0.303	0.291	0.219		
<b>MgO</b>	0	0.004	0.003	0	0.002	0	0.007	0	0.008	0.007	0.014	0.002	0	0.011	0.003	0.014	0.000	0.000	0.000	0.006	0.011	0.017	0.002	0.049	0.006	0.002	0.000	0.000	0.000		
<b>CaO</b>	4.399	3.638	4.268	10.96	11.452	4.258	15.395	14.193	6.216	5.642	5.809	5.814	5.98	6.469	6.043	5.932	6.433	6.032	5.72	7.936	5.878	4.667	5.157	8.334	6.506	6.339	5.645	5.729	5.998		
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	7.258	7.812	7.085	2.526	2.324	7.334	2.134	2.575	7.003	7.258	7.785	7.868	7.843	6.759	7.204	7.839	7.703	7.128	7.995	6.055	8.045	7.33	7.455	6.449	7.508	7.488	7.79	7.082	7.814		
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.564	0.719	0.612	0.072	0.071	0.401	0.083	0.145	0.73	0.828	0.615	0.48	0.428	0.589	0.622	0.692	0.58	0.625	0.84	0.412	0.777	0.667	0.782	0.318	0.536	0.494	0.706	0.749	0.445		
<b>BaO</b>	0.041	0.008	0.037	0.036	0	0.009	0.003	0.02	0.063	0.059	0.054	0.039	0	0	0.012	0.023	0.013	0.029	0.027	0.053	0.018	0.077	0.027	0.038	0.045	0.032	0.031	0.049	0.000		
<b>SiO</b>	0.026	0.028	0.031	0.032	0.028	0.029	0.035	0.021	0.025	0.031	0.059	0.062	0.056	0.036	0.031	0.033	0.028	0.032	0.031	0.033	0.031	0.034	0.026	0.05	0.043	0.04	0.032	0.029	0.057		
<b>TOTAL</b>	99.425	100.243	99.061	95.707	96.442	99.57	99.847	99.617	100.637	100.907	100.911	100.306	100.473	100.574	100.924	99.403	99.129	100.841	99.137	100.757	99.326	100.116	100.802	100.123	100.45	100.225	99.095	100.617	100.321		
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL BASADA EN 8 OXÍGENOS</b>																															
<b>SiO<sub>2</sub></b>	2.8116	2.8542	2.8078	2.3648	2.3529	2.8111	2.2773	2.3330	2.7471	2.7737	2.7540	2.7512	2.7459	2.7421	2.7660	2.7118	2.6924	2.7655	2.7297	2.6621	2.7212	2.8098	2.7995	2.6258	2.7162	2.7262	2.7147	2.7558	2.7437		
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.2193	1.1729	1.2321	1.7289	1.7371	1.2263	1.7224	1.6743	1.2523	1.2286	1.2401	1.2418	1.2455	1.2633	1.2321	1.2722	1.2959	1.2335	1.2540	1.3461	1.2592	1.2091	1.2077	1.3668	1.2746	1.2664	1.2845	1.2550	1.2476		
<b>FeO</b>	0.0109	0.0091	0.0099	0.0097	0.0110	0.0114	0.0118	0.0111	0.0117	0.0103	0.0067	0.0066	0.0080	0.0094	0.0106	0.0202	0.0076	0.0124	0.0102	0.0084	0.0121	0.0128	0.0076	0.0094	0.0076	0.0094	0.0114	0.0107	0.0081		
<b>CaO</b>	0.2087	0.1709	0.2031	0.5498	0.5706	0.2015	0.7531	0.6931	0.2942	0.2658	0.2743	0.2760	0.2835	0.3058	0.2846	0.2859	0.3105	0.2843	0.2759	0.3760	0.2833	0.2205	0.2424	0.3994	0.3093	0.3016	0.2720	0.2705	0.2848		
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.6232	0.6641	0.6102	0.2293	0.2096	0.6279	0.1889	0.2275	0.5997	0.6187	0.6651	0.6760	0.6727	0.5782	0.6139	0.6836	0.6729	0.6080	0.6979	0.5192	0.7017	0.6267	0.6342	0.5593	0.6459	0.6448	0.6793	0.6052	0.6715		
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.0319	0.0402	0.0347	0.0043	0.0042	0.0226	0.0048	0.0084	0.0411	0.0464	0.0346	0.0271	0.0242	0.0332	0.0349	0.0397	0.0333	0.0351	0.0482	0.0232	0.0446	0.0375	0.0438	0.0181	0.0303	0.0280	0.0405	0.0421	0.0252		
<b>BaO</b>	0.0007	0.0001	0.0006	0.0007	0.0000	0.0002	0.0001	0.0004	0.0011	0.0010	0.0009	0.0007	0.0000	0.0000	0.0002	0.0004	0.0002	0.0005	0.0005	0.0009	0.0003	0.0013	0.0005	0.0007	0.0008	0.0006	0.0005	0.0008	0.0000		
<b>PORCENTAJE MOLAR DE PLAGIOCLASA</b>																															
<b>An (%)</b>	24.164	19.527	23.954	70.181	72.748	23.646	79.538	74.600	31.461	28.550	28.159	28.191	28.913	33.343	30.489	28.327	30.542	30.658	26.996	40.941	27.517	24.923	26.340	40.887	31.383	30.956	27.426	29.475	29.020		
<b>Ab (%)</b>	72.147	75.878	71.957	29.270	26.715	73.702	19.951	24.492	64.140	66.462	68.291	69.038	68.623	63.043	65.774	67.739	66.180	65.560	68.283	56.528	68.152	70.836	68.905	57.255	65.538	66.172	68.490	65.936	68.416		
<b>Or (%)</b>	3.689	4.595	4.090	0.549	0.537	2.651	0.511	0.907	4.399	4.989	3.550	2.771	2.464	3.615	3.737	3.934	3.279	3.782	4.720	2.531	4.331	4.241	4.756	1.858	3.078	2.872	4.084	4.588	2.564		

An = Ca/(Ca+Na+K), Ab = Na/(Ca+Na+K) y Or = K/(Ca+Na+K)

El análisis químico de los minerales se ha realizado mediante una microsonda electrónica de barrido de marca JEOL modelo JXA8900-R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

## ANEXO B. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE PLAGIOCLASAS

Tabla B4. Composición química de las plagioclasas de la ignimbrita Tilzapotla obtenida por la microsonda electrónica (normalizada a 5 cationes y 8 oxígenos).

LITOLOGÍA	IGNIMBRITA TILZAPOTLA																		
	COORDENADAS 99°23'16.20"O 18°34'7.80"N																		
MUESTRA	Tz737-1 Plg-1	Tz737-1 Plg-2 núcleo - borde	Tz737-1 Plg-3 borde	Tz737-2 Plg-1 núcleo	Tz737-2 Plg-2 núcleo - borde	Tz737-2 Plg-3 borde	Tz737-3 Plg-1 núcleo	Tz737-3 Plg-2 núcleo - borde	Tz737-3 Plg-3 borde	Tz737-4 Plg-1 núcleo	Tz737-4 Plg-2 núcleo - borde	Tz737-4 Plg-3 borde	Tz737-5 Plg-1 núcleo	Tz737-5 Plg-2 núcleo - borde	Tz737-5 Plg-3 borde	Tz737-6 Plg-1 núcleo	Tz737-6 Plg-2 núcleo - borde	Tz737-6 Plg-3 borde	
ZONA	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	núcleo	núcleo - borde	borde	
SiO <sub>2</sub>	62.8	61.964	62.53	61.959	62.331	62.33	62.372	62.823	63.112	62.399	63.083	61.613	62.113	61.901	62.178	62.031	62.633	63.179	
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.009	0.005	0.000	0.000	0.004	0.014	0.004	0.001	0.001	0.006	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.205	24.724	24.424	24.305	24.523	24.707	24.216	23.994	23.822	24.114	23.742	24.766	23.991	24.157	24.599	24.435	24.132	24.636	
FeO	0.256	0.201	0.233	0.227	0.237	0.259	0.271	0.235	0.273	0.223	0.188	0.22	0.228	0.261	0.223	0.219	0.241	0.22	
MgO	0.01	0.002	0.007	0.002	0.009	0	0	0	0	0.016	0.006	0	0.008	0.007	0.012	0	0.001	0.01	
CaO	4.013	4.478	4.091	4.252	4.346	4.218	3.943	3.508	3.51	3.789	3.388	4.029	4.599	4.948	4.617	4.268	3.968	4.047	
Na <sub>2</sub> O	6.709	6.322	6.514	6.749	6.714	6.615	6.565	6.58	6.594	6.521	6.679	6.279	6.354	6.51	6.453	6.552	6.445	6.699	
K <sub>2</sub> O	1.359	0.902	0.938	1.1	0.942	0.949	1.011	1.09	1.129	0.97	1.2	0.827	1.032	1.04	0.958	1.085	1.131	0.795	
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0	0	0	0	
SrO	0.034	0.028	0.027	0.034	0.032	0.027	0.035	0.031	0.03	0.034	0.033	0.029	0.031	0.027	0.034	0.035	0.034	0.032	
<b>TOTAL</b>	<b>99.386</b>	<b>98.621</b>	<b>98.773</b>	<b>98.633</b>	<b>99.134</b>	<b>99.106</b>	<b>98.417</b>	<b>98.276</b>	<b>98.474</b>	<b>98.067</b>	<b>98.32</b>	<b>97.769</b>	<b>98.356</b>	<b>98.859</b>	<b>99.074</b>	<b>98.625</b>	<b>98.585</b>	<b>99.618</b>	
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL BASADA EN 8 OXÍGENOS</b>																			
SiO <sub>2</sub>	2.7869	2.7647	2.7834	2.7711	2.7706	2.7689	2.7874	2.8063	2.8138	2.7949	2.8168	2.7673	2.7827	2.7665	2.7659	2.7715	2.7938	2.7858	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.2659	1.3000	1.2812	1.2811	1.2846	1.2935	1.2754	1.2631	1.2517	1.2729	1.2494	1.3109	1.2667	1.2724	1.2896	1.2866	1.2686	1.2802	
FeO	0.0095	0.0075	0.0087	0.0085	0.0088	0.0096	0.0101	0.0088	0.0102	0.0084	0.0070	0.0083	0.0085	0.0098	0.0083	0.0082	0.0090	0.0081	
CaO	0.1908	0.2140	0.1951	0.2037	0.2070	0.2007	0.1888	0.1679	0.1677	0.1818	0.1621	0.1939	0.2207	0.2369	0.2200	0.2043	0.1896	0.1912	
Na <sub>2</sub> O	0.5772	0.5468	0.5621	0.5852	0.5786	0.5697	0.5688	0.5698	0.5700	0.5662	0.5782	0.5467	0.5519	0.5641	0.5565	0.5675	0.5573	0.5727	
K <sub>2</sub> O	0.0769	0.0513	0.0533	0.0628	0.0534	0.0538	0.0576	0.0621	0.0642	0.0554	0.0683	0.0474	0.0590	0.0593	0.0544	0.0618	0.0644	0.0447	
BaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	
<b>PORCENTAJE MOLAR DE PLAGIOCLASA</b>																			
An (%)	22.581	26.353	24.071	23.921	24.669	24.355	23.157	20.990	20.909	22.628	20.044	24.603	26.544	27.540	26.481	24.506	23.372	23.644	
Ab (%)	68.314	67.327	69.358	68.710	68.965	69.120	69.773	71.245	71.083	70.474	71.504	69.384	66.364	65.568	66.977	68.077	68.696	70.825	
Or (%)	9.105	6.320	6.571	7.368	6.366	6.524	7.070	7.765	8.008	6.897	8.453	6.013	7.092	6.892	6.542	7.417	7.932	5.530	

An = Ca/(Ca+Na+K), Ab = Na/(Ca+Na+K) y Or = K/(Ca+Na+K)

El análisis químico de los minerales se ha realizado mediante una microsonda electrónica de barrido de marca JEOL modelo JXA8900-R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

## ANEXO C. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE ANFÍBOLES

Tabla C1. Composición química de anfíboles de la facies de grano grueso obtenida por la microsonda electrónica (normalizada a 13 cationes y 23 oxígenos).

FACIES COORDENADAS MUESTRA ZONA	FACIES DE GRANO GRUESO														
	99°28'53.91"O 18°28'31.25"N			99°28'41.04"O 18°27'37.89"N											
	Cx-116-10 Anf-2 núcleo	Cx-116-10 Anf-1 núcleo - borde	Cx-116-10 Anf-3 borde	Cx118-2 Anf-1 núcleo	Cx118-2 Anf-2 núcleo - borde	Cx118-2 Anf-3 borde	Cx118-4 Anf-2 núcleo	Cx118-4 Anf-1 borde	Cx118-4 Anf-3 borde	Cx118-5 Anf-3 núcleo	Cx118-5 Anf-2 núcleo - borde	Cx118-5 Anf-1 borde	Cx118-6 Anf-3 núcleo	Cx118-6 Anf-2 núcleo - borde	Cx118-6 Anf-1 borde
SiO <sub>2</sub>	46.878	45.399	46.151	44.998	45.337	44.492	45.765	45.526	45.351	45.191	44.860	44.951	44.564	45.275	45.688
TiO <sub>2</sub>	1.418	1.542	1.525	1.622	1.585	1.721	1.595	1.639	1.631	1.603	1.650	1.631	1.540	1.661	1.517
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.451	7.117	6.639	7.618	7.227	7.543	7.349	7.334	7.330	7.399	7.492	7.847	7.472	7.491	7.452
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.003	0.011	0.000	0.000	0.010	0.000	0.005	0.004	0.004
FeO	23.009	23.220	23.913	23.277	23.088	22.486	22.346	22.287	23.196	23.410	23.485	23.192	23.127	22.861	21.245
MnO	0.465	0.443	0.526	0.408	0.421	0.391	0.349	0.364	0.455	0.382	0.416	0.405	0.396	0.378	0.396
MgO	9.296	9.138	8.740	9.388	9.410	9.468	9.660	10.060	9.394	9.604	9.500	9.297	9.798	9.555	10.807
CaO	9.558	9.784	9.473	9.276	9.530	9.626	9.407	9.420	9.421	9.495	9.493	9.321	9.497	9.388	9.532
Na <sub>2</sub> O	2.004	2.062	2.096	2.194	2.166	2.321	2.183	2.212	2.177	2.236	2.141	2.317	2.120	2.186	2.383
K <sub>2</sub> O	1.431	1.708	1.571	1.865	1.775	1.837	1.653	1.880	1.745	1.658	1.686	1.752	1.839	1.776	1.829
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>TOTAL</b>	<b>100.511</b>	<b>100.413</b>	<b>100.634</b>	<b>100.646</b>	<b>100.539</b>	<b>99.891</b>	<b>100.310</b>	<b>100.733</b>	<b>100.700</b>	<b>100.978</b>	<b>100.733</b>	<b>100.713</b>	<b>100.358</b>	<b>100.575</b>	<b>100.853</b>
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL BASADA EN 23 OXÍGENOS</b>															
Si	7.007	6.839	6.938	6.766	6.817	6.737	6.855	6.806	6.808	6.772	6.747	6.750	6.728	6.794	6.791
Al <sub>IV</sub>	0.993	1.161	1.062	1.234	1.183	1.263	1.145	1.194	1.192	1.228	1.253	1.250	1.272	1.206	1.209
Al <sub>VI</sub>	0.143	0.102	0.115	0.116	0.098	0.083	0.152	0.098	0.105	0.079	0.075	0.138	0.058	0.118	0.097
Al <sub>TOTAL</sub>	1.136	1.263	1.176	1.350	1.281	1.346	1.297	1.292	1.297	1.307	1.328	1.389	1.330	1.325	1.305
TiO <sub>2</sub>	0.159	0.175	0.172	0.183	0.179	0.196	0.180	0.184	0.184	0.181	0.187	0.184	0.175	0.187	0.170
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	2.876	2.925	3.006	2.927	2.903	2.847	2.799	2.786	2.912	2.933	2.954	2.912	2.920	2.868	2.641
Mn	0.059	0.057	0.067	0.052	0.054	0.050	0.044	0.046	0.058	0.048	0.053	0.052	0.051	0.048	0.050
Mg	2.071	2.052	1.959	2.104	2.109	2.137	2.157	2.242	2.102	2.146	2.130	2.081	2.205	2.137	2.395
Ca	1.531	1.579	1.526	1.494	1.535	1.562	1.510	1.509	1.515	1.524	1.530	1.499	1.536	1.509	1.518
Na	0.420	0.492	0.456	0.516	0.509	0.557	0.476	0.505	0.509	0.560	0.553	0.541	0.565	0.505	0.556
K	0.273	0.328	0.301	0.358	0.340	0.355	0.316	0.358	0.334	0.317	0.323	0.336	0.354	0.340	0.347
Na <sub>C</sub>	0.161	0.110	0.155	0.123	0.122	0.124	0.158	0.136	0.124	0.089	0.072	0.133	0.055	0.131	0.130
Mg/(Mg + Fe <sup>+2</sup> )	0.419	0.412	0.395	0.418	0.421	0.429	0.435	0.446	0.419	0.422	0.419	0.417	0.430	0.427	0.476
<b>FRACCIÓN MOLAR DE PLAGIOCLASA</b>															
An	0.270	0.254	0.166	0.348	0.313	0.289	0.320	0.031	0.303	0.281	0.283	0.156	0.304	0.261	0.240
Ab	0.695	0.705	0.789	0.617	0.656	0.652	0.644	0.952	0.655	0.677	0.682	0.802	0.657	0.695	0.689

El análisis químico de los minerales se ha realizado mediante una microsonda electrónica de barrido de marca JEOL modelo JXA8900-R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

## ANEXO C. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE ANFÍBOLES

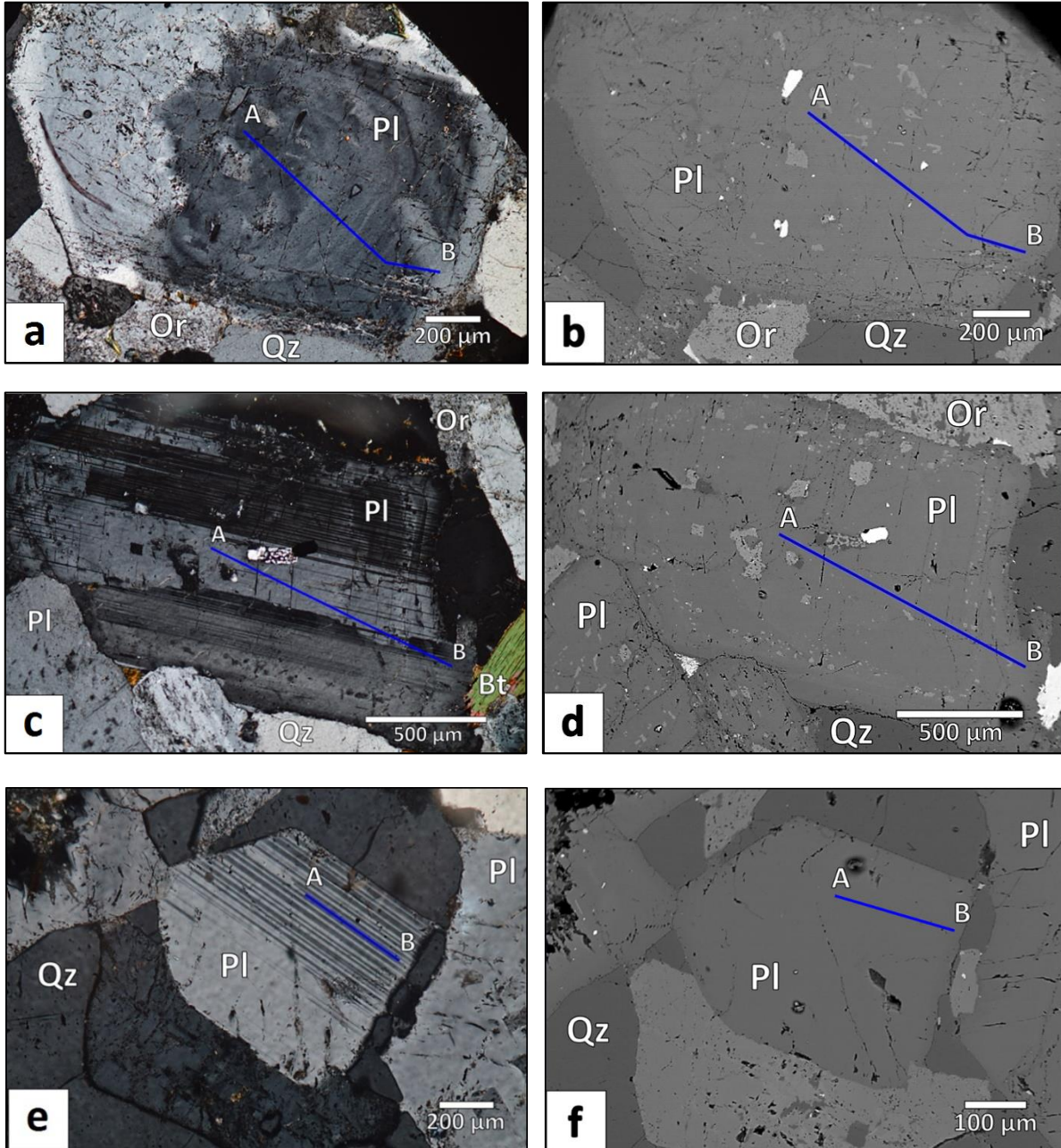
Tabla C2. Composición química de anfíboles de la facies de grano grueso, grano fino y enclave Cx124a obtenida por la microsonda electrónica (normalizada a 13 cationes y 23 oxígenos).

FACIES	FACIES DE GRANO GRUESO					FACIES DE GRANO FINO				ENCLAVE Cx124a					
COORDENADAS	99°28'41.04"O 18°27'37.89"N					99°28'28.35"O 18°28'22.66"N				99°27'39.01"O 18°29'2.05"N					
MUESTRA	Cx118-9-Anf-4	Cx118-9-Anf-2	Cx118-9-Anf-1	Cx118-9-Anf-3	Cx118-9-Anf-5	Cx76-6-Anf-1	Cx76-6-Anf-2	Cx76-6-Anf-3	Cx76-6-Anf-4	Cx124a-5-Anf-2	Cx124a-5-Anf-1	Cx124a-5-Anf-3	Cx124a-7-Anf-2	Cx124a-7-Anf-1	Cx124a-7-Anf-3
ZONA	núcleo	núcleo - borde	borde	borde	borde	núcleo	borde	borde	borde	núcleo	borde	borde	núcleo	borde	borde
SiO <sub>2</sub>	44.448	45.751	50.214	45.103	46.169	46.706	44.981	52.195	52.615	46.813	45.640	46.532	47.246	46.686	47.218
TiO <sub>2</sub>	1.590	1.690	0.556	1.700	1.632	0.971	1.170	0.149	0.122	1.493	1.560	1.561	1.353	1.453	1.572
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.902	7.375	4.624	7.360	7.339	6.403	7.436	1.284	1.784	6.537	6.850	6.776	6.557	6.490	6.944
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.005	0.005	0.000	0.025	0.003	0.012	0.017	28.573	26.874	0.014	0.003	0.005	0.017	0.017	0.013
FeO	22.299	21.108	18.479	23.496	20.995	25.828	25.914	2.979	3.176	22.309	22.356	19.902	21.752	22.031	20.650
MnO	0.352	0.328	0.313	0.426	0.446	1.410	1.374	11.651	10.012	0.367	0.336	0.397	0.392	0.401	0.356
MgO	8.991	10.541	12.696	9.227	10.667	8.373	7.424	1.854	4.076	9.769	9.635	11.083	10.199	9.959	10.494
CaO	9.298	9.792	10.333	9.474	9.542	8.800	9.139	0.512	0.455	9.900	10.083	10.102	9.756	9.824	9.687
Na <sub>2</sub> O	1.941	2.381	1.652	2.253	2.279	1.830	1.953	0.072	0.124	2.078	1.979	1.985	2.018	2.010	2.046
K <sub>2</sub> O	1.828	1.758	1.359	1.763	1.788	1.204	1.585	0.000	0.000	1.553	1.769	1.759	1.580	1.596	1.724
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>TOTAL</b>	<b>99.654</b>	<b>100.729</b>	<b>100.226</b>	<b>100.827</b>	<b>100.860</b>	<b>101.537</b>	<b>100.993</b>	<b>99.269</b>	<b>99.238</b>	<b>100.833</b>	<b>100.211</b>	<b>100.102</b>	<b>100.870</b>	<b>100.467</b>	<b>100.704</b>
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL BASADA EN 23 OXÍGENOS</b>															
Si	6.709	6.805	7.327	6.780	6.843	7.001	6.831	7.836	7.882	6.966	6.864	6.915	6.999	6.967	6.973
Al <sub>IV</sub>	1.291	1.195	0.673	1.220	1.157	0.999	1.169	0.164	0.118	1.034	1.136	1.085	1.001	1.033	1.027
Al <sub>VI</sub>	0.292	0.097	0.122	0.084	0.125	0.132	0.161	0.063	0.196	0.112	0.078	0.102	0.144	0.108	0.181
Al <sub>TOTAL</sub>	1.583	1.293	0.795	1.304	1.282	1.131	1.331	0.227	0.315	1.146	1.214	1.187	1.145	1.141	1.208
TiO <sub>2</sub>	0.180	0.189	0.061	0.192	0.182	0.109	0.134	0.017	0.014	0.167	0.176	0.174	0.151	0.163	0.175
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	2.814	2.625	2.255	2.954	2.602	3.237	3.291	3.587	3.366	2.776	2.812	2.473	2.694	2.749	2.550
Mn	0.045	0.041	0.039	0.054	0.056	0.179	0.177	0.379	0.403	0.046	0.043	0.050	0.049	0.051	0.045
Mg	2.023	2.337	2.762	2.068	2.357	1.871	1.681	2.608	2.236	2.167	2.160	2.456	2.252	2.216	2.310
Ca	1.504	1.560	1.615	1.526	1.515	1.413	1.487	0.298	0.654	1.578	1.625	1.608	1.548	1.571	1.533
Na	0.427	0.537	0.321	0.535	0.492	0.474	0.504	0.101	0.001	0.446	0.471	0.436	0.418	0.438	0.379
K	0.352	0.334	0.253	0.338	0.338	0.230	0.307	0.014	0.024	0.295	0.339	0.333	0.299	0.304	0.325
Na <sub>C</sub>	0.141	0.150	0.146	0.122	0.163	0.057	0.070	0.048	0.131	0.153	0.106	0.136	0.161	0.143	0.207
Mg/(Mg + Fe <sup>+2</sup> )	0.418	0.471	0.551	0.412	0.475	0.366	0.338	0.421	0.399	0.438	0.435	0.498	0.455	0.446	0.475
<b>FRACCIÓN MOLAR DE PLAGIOCLASA</b>															
An	0.213	0.223	0.049	-	-	-	-	-	-	0.333	0.283	0.305	0.409	0.275	0.249
Ab	0.736	0.734	0.941	-	-	-	-	-	-	0.630	0.677	0.658	0.565	0.682	0.708

El análisis químico de los minerales se ha realizado mediante una microsonda electrónica de barrido de marca JEOL modelo JXA8900-R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

## ANEXO D. FOTOGRAFÍAS DE PERFILES COMPOSICIONALES DE PLAGIOCLASAS

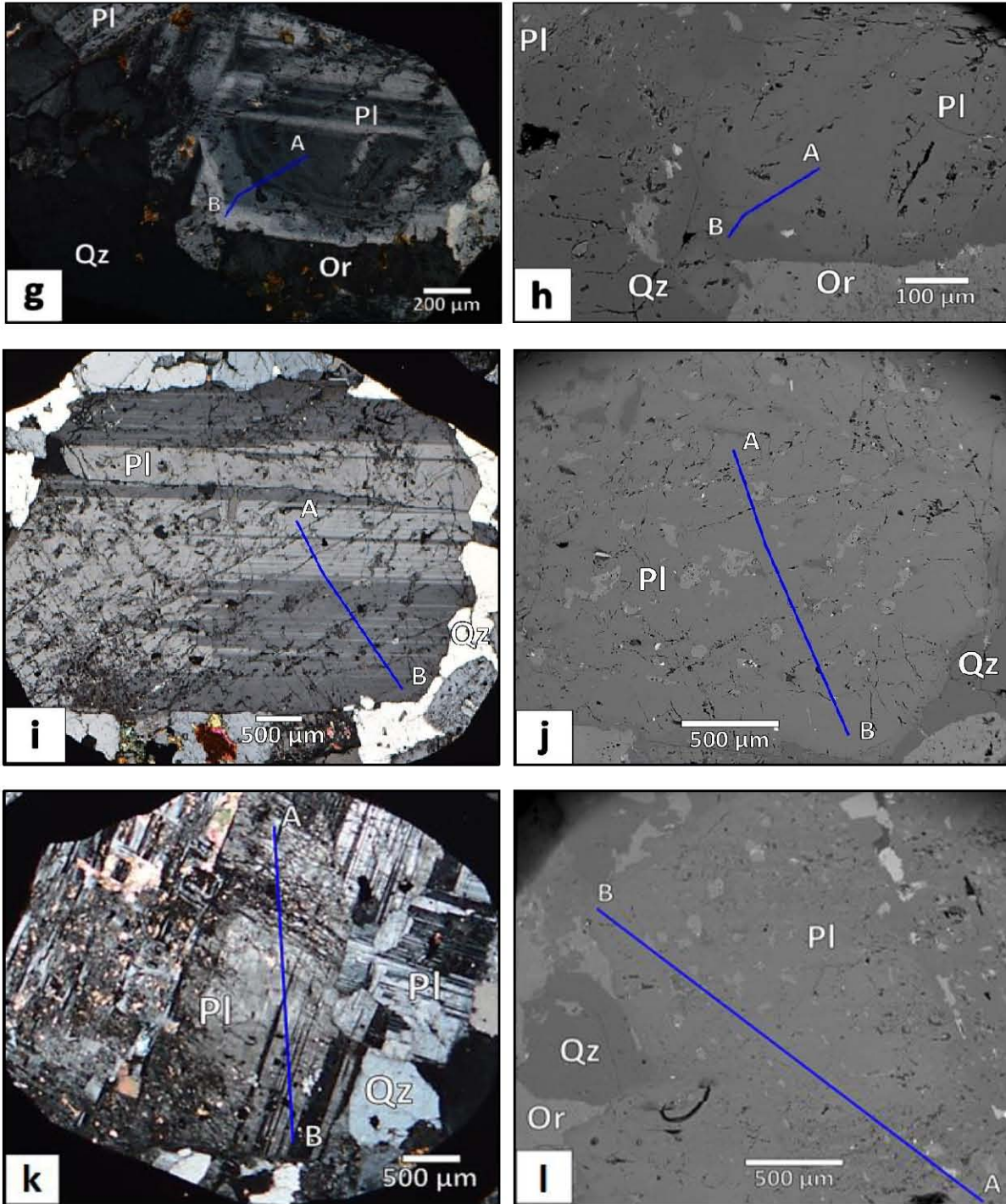
### PERFILES DE CRISTALES DE PLAGIOCLASAS DE LA FACIES DE GRANO GRUESO



Fotografías de cristales de plagioclasa en nícoles cruzados e imágenes de barrido de electrones retrodispersado (BSE; *Back-Scattered Electrons*) de la facies de grano grueso: a - b) Fenocristal zonado Cx116-2. c - d) Fenocristal Cx116-4. e - f) Microfenocristal Cx120-5. En ambas imágenes, la línea azul marca el perfil (transepto A-B) analizado en la microsonda electrónica.

ANEXO D. FOTOGRAFÍAS DE PERFILES COMPOSICIONALES DE PLAGIOCLASAS

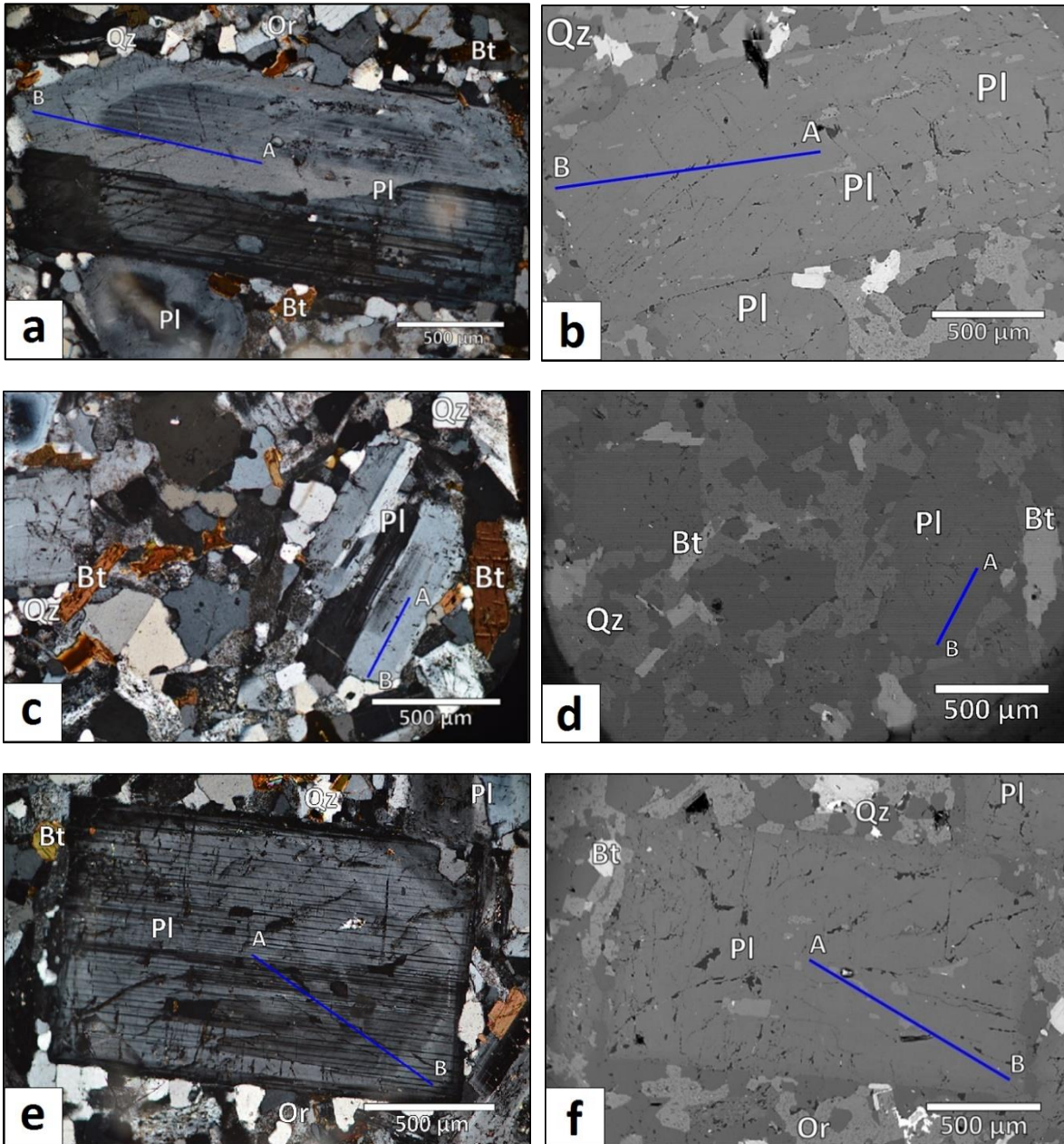
PERFILES DE CRISTALES DE PLAGIOCLASAS DE LA FACIES DE GRANO GRUESO



Fotografías de cristales de plagioclasa en nícoles cruzados e imágenes de barrido de electrones retrodispersado (BSE; *Back-Scattered Electrons*) de la facies de grano grueso: g - h) Microfenocristal zonado Cx116-5. i - j) Megacristal Cx120-4. k - l) Megacristal Cx144-2. En ambas imágenes, la línea azul marca el perfil (transepto A-B) analizado en la microsonda electrónica.

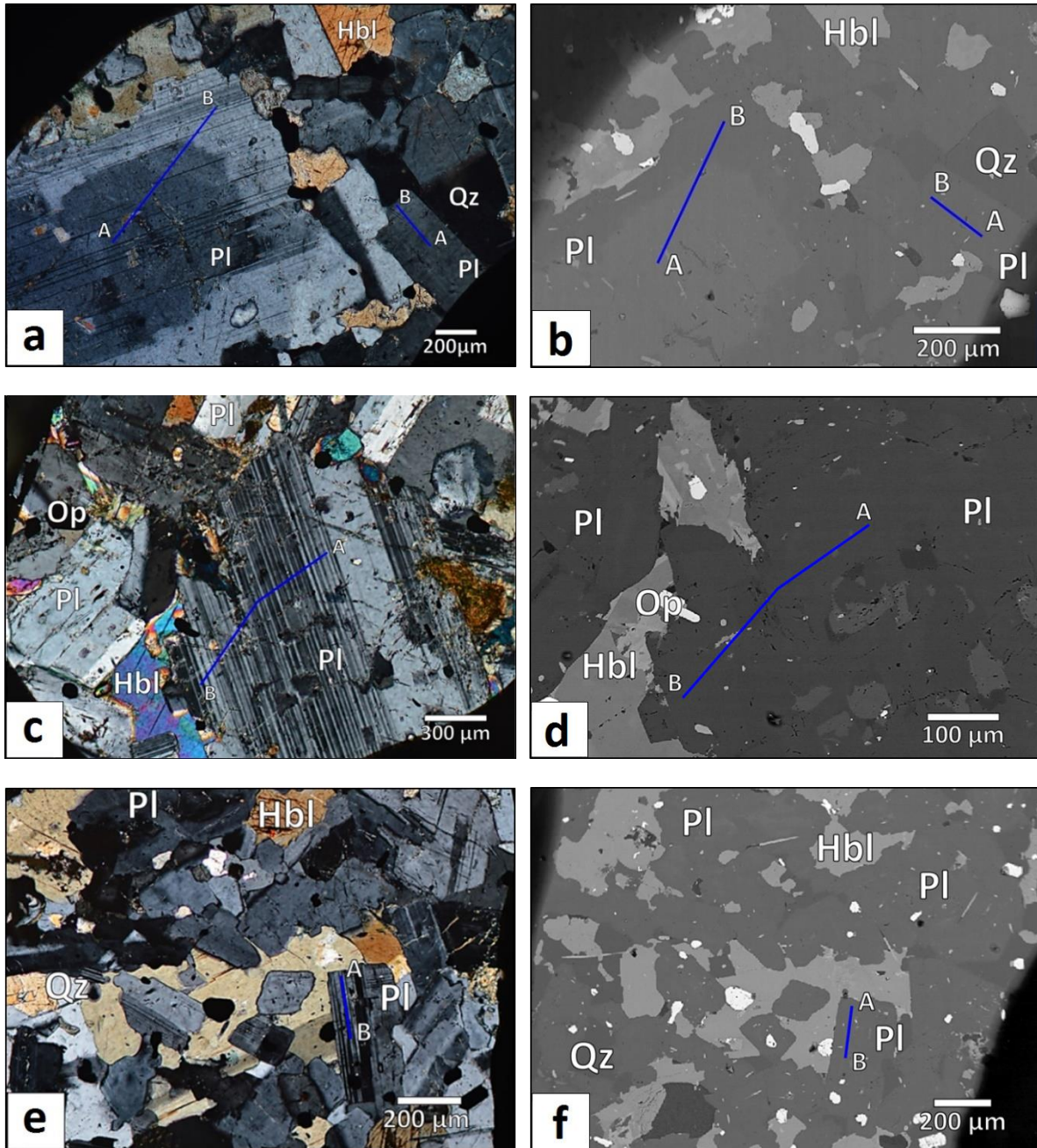


PERFILES DE CRISTALES DE PLAGIOCLASAS DE LA FACIES DE GRANO FINO



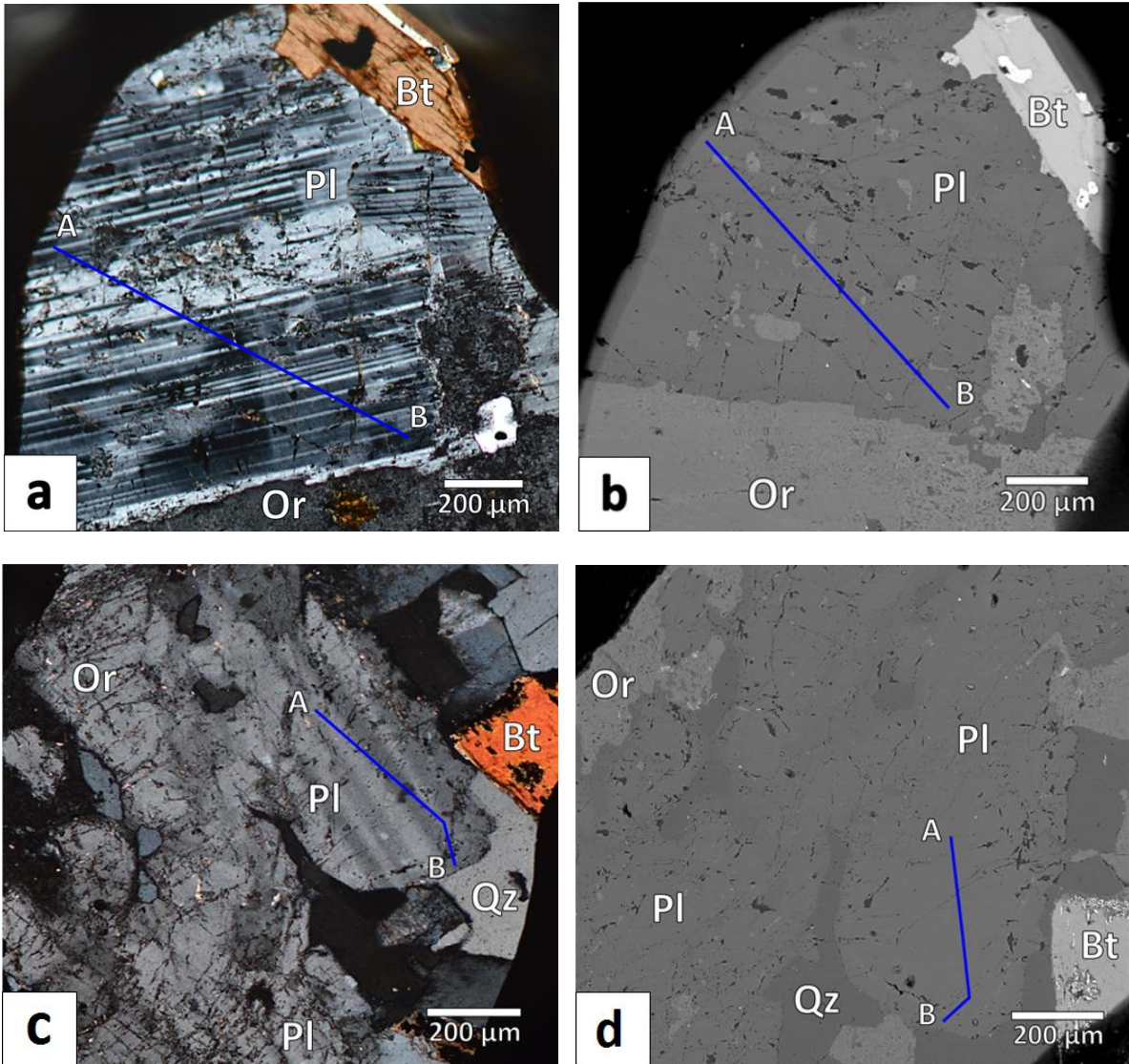
Fotografías de cristales de plagioclasa de nícoles cruzados e imágenes de barrido de electrones retrodispersado (BSE; *Back-Scattered Electrons*) de la facies de grano fino: a - b) Fenocristal zonado Cx76-2. c - d) Microfenocristal Cx76-3. e - f) Fenocristal Cx76-4. En las dos imágenes, la línea azul marca el perfil A-B que se analizó en la microsonda electrónica.

PERFILES DE CRISTALES DE PLAGIOCLASAS DEL ENCLAVE Cx124a



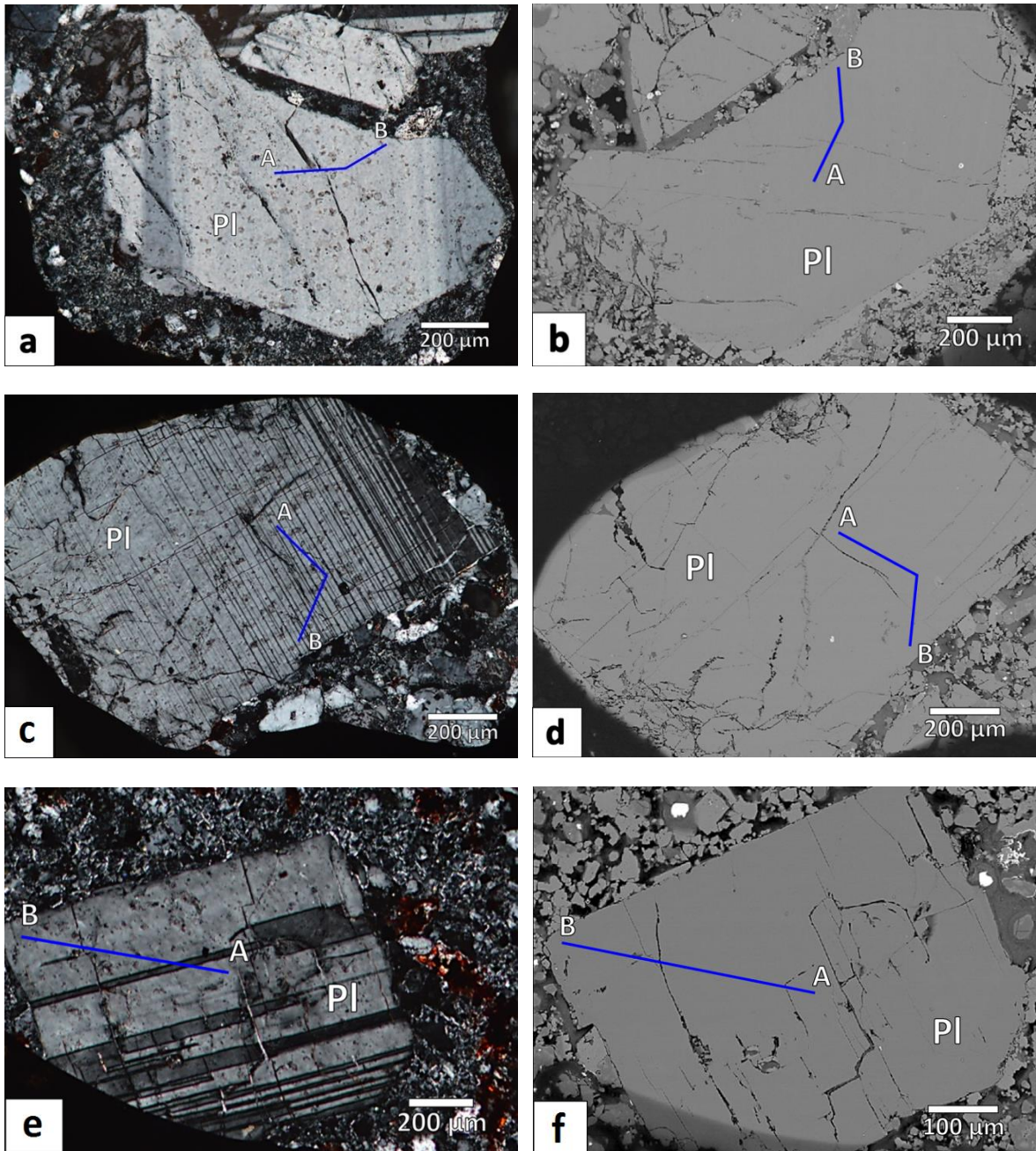
Fotografías de cristales de plagioclasa en luz polarizada e imágenes de barrido de electrones retrodispersado (BSE; *Back-Scattered Electrons*) del enclave Cx124a: a - b) Fenocristal Cx124a-4 y Microfenocristal Cx124a-4<sup>a</sup>. c - d) Fenocristal Cx124a-6. e - f) Microfenocristal Cx124a-7. En ambas imágenes, se marca el perfil A-B representado por la línea azul que fue analizado en la microsonda electrónica.

PERFILES DE CRISTALES DE PLAGIOCLASAS DE LA TEXTURA RAPA KIVI



Fotografías de plagioclasas de la textura rapakivi en luz polarizada e imágenes de barrido de electrones retrodispersado (BSE; *Back-Scattered Electrons*). a y b) Fenocristal Cx144-5b. c y d) Fenocristal Cx76-7. La línea azul marca el transepto A-B analizado en la microsonda electrónica.

PERFILES DE CRISTALES DE PLAGIOCLASAS DE LA IGIMBRITA TILZAPOTLA



Fotografías de cristales de plagioclasa en nícoles cruzados e imágenes de barrido de electrones retrodispersado (BSE; *Back-Scattered Electrons*) de la ignimbrita Tilzapotla: a - b) Fenocristal Tz737-4. c - d) Fenocristal zonado Cx737-3. e - f) Microfenocristal Tz737-6. El transepto A-B (línea azul) marca el perfil analizado en la microsonda electrónica.