



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES UNIDAD MORELIA

Origen y evolución de la Caldera de la Reforma, Baja California Sur: Estudio vulcanológico,
petrológico, geoquímico e isotópico

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

Laura García Sánchez

Director de tesis

Dr. José Luis Macías Vázquez
Instituto de Geofísica Unidad Michoacán

Comité tutor

Dr. José Luis Arce Saldaña
Instituto de Geología
Dr. Giovanni Sosa Ceballos
Instituto de Geofísica Unidad Michoacán

Morelia, Michoacán, diciembre de 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

CÓDIGO DE ÉTICA

“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”.



Laura García Sánchez

Con cariño

A todas las personas que estuvieron conmigo y me apoyaron, personal y académicamente, durante la realización de este trabajo

AGRADECIMIENTOS

A mi asesor, el Dr. José Luis Macías por dirigir mi trabajo de doctorado, por su apoyo, tiempo, conocimiento y confianza hacia mí para lograrlo.

A mis sinodales, los Dres. José Luis Arce, Juan Manuel Espíndola, Antonio Pola y Denis Avellán por revisar este trabajo y enriquecerlo con sus comentarios.

Al Dr. Giovanni Sosa por todo su apoyo y por sus consejos para la realización de este trabajo.

A Susana Osorio, por su compañerismo y gran amistad durante el arduo trabajo de campo y durante la redacción de este trabajo.

A mi familia, por el amor y el apoyo que me brindan todo el tiempo y por siempre alentarme a seguir adelante.

A mis amigos y compañeros del Grupo de Peligros y Riesgos, por su inmensa colaboración en la realización de este trabajo.

A los técnicos de laboratorio, Mtros. Gaby Reyes, Silvestre Melchor, Fabiola Mendiola y Felipe Tenorio, Dra. Noemí Salazar e Ing. Carlos Linares, por su apoyo en el uso de los equipos necesarios para la realización de este trabajo. Al Mtro. Guillermo Cisneros por facilitarme las herramientas SIG para la elaboración del mapa geológico.

A la ENES Campus Morelia y al Instituto de Geofísica Unidad Michoacán por abrirme las puertas y brindarme un óptimo espacio de trabajo.

A CONACYT por la beca que me proporcionó para la realización del doctorado y al Proyecto P15 (Exploración geotérmica de los complejos volcánicos Cerritos Colorados, Acoculco y Aguajito-Reforma: Estudio de vulcanología, geoquímica y petrología experimental) de CeMIE Geo por su financiamiento para el trabajo de campo y análisis de laboratorio.

ÍNDICE

Índice de figuras

Índice de tablas

Anexos

Resumen

Abstract

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Localización de la zona de estudio	3
1.2. Trabajos previos	5
1.3. Importancia del estudio del complejo caldérico La Reforma	7
1.4. Objetivos	8
Capítulo 2. METODOLOGÍA	9
2.1. Trabajo de gabinete	9
2.2 Trabajo de campo	9
2.3. Trabajo de laboratorio y técnicas analíticas	10
2.3.1. Análisis petrográfico	10
2.3.2. Análisis de inclusiones de vidrio por espectroscopía FTIR	10
2.3.3. Análisis de óxidos de Fe-Ti por microsonda electrónica de barrido	11
2.3.4. Análisis por difracción de rayos X	12
2.3.5. Análisis geoquímico en roca total e isotópico de Sr, Nd y Pb	12
2.3.6. Fechamientos radiométricos por ^{40}Ar - ^{39}Ar y U-Pb	13
Capítulo 3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	14
Capítulo 4. MORFOLOGÍA	19
Capítulo 5. ESTRATIGRAFÍA	22

5.1. Basamento	26
5.1.1. Batolito Peninsular, BP (97.8 Ma)	26
5.1.2. Formación Salto, FS (40–20 Ma) y Grupo Comondú, GC (19.2 Ma)	27
5.2. Secuencia <i>pre</i> -Caldera (5.3–1.36 Ma)	30
5.3. Secuencia <i>syn</i> -Caldera	38
5.3.1. Ignimbrita Los Balcones, ILB (1.35 Ma)	38
5.3.2. Ignimbrita La Reforma, IRF (1.29 Ma)	40
5.3.3. Ignimbrita Punta Arena, IPA (0.96 Ma)	43
5.4. Secuencia <i>post</i> -Caldera	45
5.4.1. Lavas Mesa el Yaqui, MY (1.18 Ma)	46
5.4.2. Diques y lavas Cerro la Reforma, CR	47
5.4.3. Depósitos volcanosedimentarios Arroyo Grande, AG	47
5.4.4. Lavas Mesa el Yaqui Superior, MYS	49
5.4.5. Estructuras volcánicas Cueva del Diablo, CD (0.28 Ma)	50
5.5. Secuencias <i>extra</i> -Caldera	54
5.5.1. Ignimbrita Aguajito, IAJ (1.1 Ma)	54
5.5.2. Estructuras volcánicas el Calvario, EC (0.46 Ma)	55
Capítulo 6. PETROGRAFÍA	57
6.1. Basamento	57
6.2. Secuencia <i>pre</i> -Caldera	59
6.3. Secuencia <i>syn</i> -Caldera	62
6.4. Secuencia <i>post</i> -Caldera	63
6.5. Secuencia <i>extra</i> -Caldera	66
Capítulo 7. GEOQUÍMICA	68
7.1. Elementos mayores	68
7.2. Elementos traza	70
7.3. Isótopos de Sr, Nd y Pb	73

Capítulo 8. PARÁMETROS <i>PRE</i>-ERUPTIVOS	75
8.1. Análisis de óxidos de Fe-Ti por microsonda electrónica de barrido	75
8.2. Análisis de inclusiones de vidrio por espectroscopía FTIR	81
Capítulo 9. DISCUSIÓN	85
9.1. Ambiente <i>pre</i> -Caldera (Plioceno tardío-Pleistoceno temprano)	85
9.2. Evolución volcánica del complejo caldérico La Reforma	86
9.3. Origen de los magmas del complejo caldérico La Reforma	95
9.4. Temperatura y profundidad de las cámaras magmáticas	103
Conclusiones	105
Referencias	107
Anexos	125

Índice de Figuras

- Figura 1. Localización de la zona de estudio.
- Figura 2. Vista panorámica de las calderas La Reforma y El Aguajito y del complejo volcánico Tres Vírgenes.
- Figura 3. Esquema de la preparación de inclusiones de vidrio.
- Figura 4. Fotografías de los instrumentos del Laboratorio de Microanálisis del IGUM.
- Figura 5. Diagrama de la evolución tectónica del Golfo de California.
- Figura 6. Mapa geológico regional de la zona de estudio.
- Figura 7. Imagen satelital de La Reforma, mostrando las principales morfologías de la caldera.
- Figura 8. Localización de las secciones estratigráficas levantadas en la zona de estudio.
- Figura 9. Correlación de las principales columnas estratigráficas.
- Figura 10. Mapa geológico del complejo caldérico La Reforma.
- Figura 11. Afloramientos de rocas intrusivas pertenecientes al Batolito Peninsular (Basamento).
- Figura 12. Afloramientos de la Formación Salto y Grupo Comondú (Basamento).
- Figura 13. Afloramientos de las formaciones sedimentarias de la cuenca de Santa Rosalía (*pre*-Caldera).
- Figura 14. Afloramientos de las formaciones sedimentarias de la cuenca de Santa Rosalía (*pre*-Caldera).
- Figura 15. Afloramientos de las formaciones sedimentarias de la cuenca de Santa Rosalía (*pre*-Caldera).
- Figura 16. Afloramiento de domos y lavas submarinas Punta Candeleros (*pre*-Caldera).
- Figura 17. Afloramientos de la ignimbrita Los Balcones (*syn*-Caldera).
- Figura 18. Afloramientos de la ignimbrita La Reforma (*syn*-Caldera).
- Figura 19. Afloramientos de la ignimbrita Punta Arena (*syn*-Caldera).
- Figura 20. Afloramientos de depósitos de *lag breccia* pertenecientes a la ignimbrita Punta Arena.
- Figura 21. Afloramientos de las lavas Mesa el Yaqui (*post*-Caldera).
- Figura 22. Afloramientos de diques y lavas Cerro la Reforma (*post*-Caldera).
- Figura 23. Afloramientos de los depósitos volcanosedimentarios Arroyo Grande (*post*-Caldera).
- Figura 24. Afloramientos de las lavas Mesa el Yaqui Superior (*post*-Caldera).
- Figura 25. Vistas panorámicas de los estratoconos Punta Gorda y Punta el Gato (*post*-Caldera).
- Figura 26. Vistas panorámicas de los domos Morro de las Palmas, Cueva del Diablo, Mina de Plomo y de los conos de escoria Punta Prieta (*post*-Caldera).
- Figura 27. Vista panorámica del cañón el Álamo y de la ignimbrita El Aguajito (*extra*-Caldera).
- Figura 28. Vista panorámica de las estructuras volcánicas El Calvario (*extra*-Caldera).
- Figura 29. Fotomicrografías de las rocas del Batolito Peninsular, Formación Salto y Grupo Comondú.
- Figura 30. Fotomicrografías de la Secuencia *pre*-Caldera (formaciones Boleo e Infierno).
- Figura 31. Fotomicrografías de la Secuencia *pre*-Caldera (ignimbritas submarinas y lava almohadillada).
- Figura 32. Fotomicrografías de la Secuencia *syn*-Caldera
- Figura 33. Fotomicrografías de la Secuencia *post*-Caldera

Figura 34. Fotomicrografías de la secuencia *extra*-Caldera

Figura 35. Diagrama TAS para las rocas del complejo caldérico La Reforma.

Figura 36. Diagramas Harker de elementos mayores.

Figura 37. Diagrama multielementos con valores normalizados a Manto Primitivo y Condrita.

Figura 38. Correlación isotópica de Nd-Sr para las muestras del complejo caldérico La Reforma.

Figura 39. Correlaciones isotópicas de Pb-Pb para las muestras del complejo caldérico La Reforma.

Figura 40. Imágenes de electrones retrodispersados de óxidos de Fe-Ti.

Figura 41. Gráfica de la relación $\log(\text{Mg}/\text{Mn})$ y de $\log_{10}(f\text{O}_2)$ vs T para los óxidos de Fe-Ti.

Figura 42. Gráfica de $a\text{TiO}_2$ vs T para los óxidos de Fe-Ti.

Figura 43. Fotomicrografías de inclusiones de vidrio en cristales de piroxeno.

Figura 44. Espectros FTIR de inclusiones de vidrio.

Figura 45. Modelo conceptual de la evolución volcánica del complejo caldérico La Reforma.

Figura 46. Ubicación de los bordes caldéricos y distribución de las ignimbritas Los Balcones, La Reforma y Punta Arena.

Figura 47. Difractograma de rayos X de la ignimbrita Punta Arena.

Figura 48. Diagrama esquemático de la evolución de lavas de arco a lavas de rift y del vulcanismo calcoalcalino del complejo caldérico La Reforma.

Figura 49. Diagrama de Sr/Y vs Y para las muestras del complejo caldérico La Reforma.

Figura 50. Diagrama de Nb/Th vs Ta/U para las muestras del complejo caldérico La Reforma.

Figura a1. Espectros de dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenidas para el complejo caldérico La Reforma.

Figura b1. Fotomicrografías de las rocas del Batolito Peninsular.

Figura b2. Fotomicrografías de la Formación Salto y Grupo Comondú.

Figura b3. Fotomicrografías de las lavas y domos submarinos Punta Candeleros.

Figura b4. Fotomicrografías de las ignimbritas La Reforma y Punta Arena.

Figura b5. Fotomicrografías de las lavas Mesa el Yaqui y de los diques y lavas de Cerro La Reforma.

Figura b6. Fotografías de pómez Arroyo Grande, lavas Mesa el Yaqui Superior, lava del estratocono Punta Gorda y lava del domo Morro de las Palmas.

Índice de Tablas

Tabla 1. Edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de las rocas del complejo caldérico La Reforma.

Tabla 2. Edades U-Pb en circones de muestras del complejo caldérico La Reforma.

Tabla 3. Análisis de elementos mayores y traza de las rocas del complejo caldérico La Reforma.

Tabla 4. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las rocas del complejo caldérico La Reforma.

Tabla 5. Composición química de óxidos de Fe-Ti para el cálculo de la temperatura *pre*-eruptiva.

Tabla 6. T, $f\text{O}_2$ y $a\text{TiO}_2$ calculados para las ignimbritas Los Balcones, La Reforma y Punta Arena.

Tabla 7. Datos de espectroscopía FTIR de inclusiones de vidrio de la ignimbrita La Reforma.

Anexos

A. Edades radiométricas del complejo caldérico La Reforma.

B. Petrografía del complejo caldérico La Reforma.

C. Geoquímica de elementos mayores, traza e isótopos.

D. Composición química de los óxidos de Fe-Ti y temperaturas *pre*-eruptivas.

E. Datos de espectroscopía FTIR.

Resumen

La caldera La Reforma (posteriormente considerada complejo caldérico) se localiza ~10 km al noreste del campo geotérmico Tres Vírgenes, al noreste del estado de Baja California Sur. A pesar de su cercanía con el campo geotérmico Tres Vírgenes y del interés geotérmico de las calderas en México, el complejo caldérico permaneció sin ser estudiado por mucho tiempo. Esta falta de información generó la necesidad de realizar un estudio detallado del complejo caldérico con la producción del primer mapa geológico detallado con información estratigráfica, fechamientos radiométricos y datos geoquímicos, isotópicos y petrológicos. Este estudio no solo tiene como propósito proveer nueva información en la prospección geotérmica futura de la región, sino también contribuir al conocimiento de la historia y dinámica eruptiva de calderas solapadas y anidadas en México, como es el caso del complejo caldérico La Reforma.

La elaboración del presente estudio requirió de cuatro etapas principales: trabajo de gabinete, trabajo de campo, trabajo de laboratorio e interpretación de resultados. La recopilación de información bibliográfica y cartográfica, así como la obtención del DEM, ortofotografías e imágenes satelitales ayudaron a la realización del mapa geológico que se presenta en este estudio. El trabajo de campo consistió de seis campañas, durante las cuales se visitaron 312 sitios que cubren el área estudio. Durante esta etapa se hizo una caracterización detallada de cada depósito, permitiendo correlacionar las distintas unidades estratigráficas y realizar una columna estratigráfica general del complejo caldérico. El trabajo de laboratorio consistió en la preparación de muestras y realización del análisis petrográfico, análisis químico de óxidos de Fe-Ti, análisis de inclusiones de vidrio en piroxeno, análisis de difracción de rayos X, análisis geoquímico e isotópico, así como fechamientos radiométricos de ^{40}Ar - ^{39}Ar y U-Pb en circones.

La interpretación de los resultados obtenidos durante los trabajos de campo y laboratorio permitieron establecer un modelo conceptual evolutivo del complejo caldérico. En primer lugar, se construyó una columna general estratigráfica de la zona de estudio, la cual está conformada por el basamento (97.8–19.2 Ma); secuencia *pre*-Caldera (2.5–1.36 Ma);

secuencia *syn*-Caldera, constituida por tres ignimbritas, asociadas a tres eventos formadores de las calderas Los Balcones (1.35 Ma), La Reforma (1.29 Ma) y Punta Arena (0.96 Ma), que en conjunto forman el complejo caldérico La Reforma; secuencia *post*-Caldera (1.18–0.28 Ma) formada por flujos de lava, domos, estratoconos y conos de escoria emplazados después de los eventos formadores de caldera; y secuencia *extra*-Caldera (1.1–0.46 Ma), formada por un depósito ignimbrítico asociado a la caldera El Aguajito y por dos conos de escoria, un flujo de lava u un cono freático. Después del último evento formador de caldera ocurrió el resurgimiento del bloque central, que clasifica al complejo caldérico de tipo resurgente, y cuya morfología sugiere que último colapso caldérico fue de tipo pistón. De acuerdo a su génesis, las tres calderas (Los Balcones, La Reforma y Punta Arena) se pueden clasificar como calderas de sobrepresión (*overpressure calderas*) y por sus mecanismos de colapso como calderas sobrelapadas (*overlapping caldera*) y anidadas (*nested caldera*). La geoquímica de los productos volcánicos del complejo caldérico sugiere que estos fueron formados a partir de magmas calco-alcalinios, adakitas y magmas adakíticos. Estos magmas están asociados a la fusión parcial de un manto previamente metasomatizado tanto por fluidos hidratados provenientes del *slab* deshidratado como por la fusión del *slab* por la formación de adakitas. Las temperaturas *pre*-eruptivas estimadas a partir del análisis de óxidos de Fe-Ti fueron de 859 ± 7 °C para Los Balcones, de 900 ± 5 °C para La Reforma y de 891 ± 7 °C para Punta Arena. La profundidad de la cámara magmática solo pudo ser obtenida para La Reforma, a partir del análisis de inclusiones de vidrio en ~ 3 km.

Abstract

La Reforma caldera (later considered caldera complex) is located ~10 km northeast of the Tres Vírgenes geothermal field, northeast of the state of Baja California Sur. Despite its proximity to the Tres Vírgenes geothermal field and the geothermal interest of the calderas in Mexico, the caldera complex remained without being studied for a long time. This lack of information generated the need to carry out a detailed study of the caldera complex with the production of the first detailed geological map with stratigraphic information, radiometric dating, and geochemical, isotopic and petrological data. The purpose of this study is not only to provide new information in the future geothermal prospecting of the region, but also to contribute to the knowledge of the history and eruptive dynamics of overlapping and nested calderas in Mexico, as is the case of the La Reforma caldera complex.

The preparation of the present study required four main stages: cabinet work, field work, laboratory work, and analysis and interpretation of results. The compilation of bibliographic and cartographic information, as well as the obtaining of the DEM, orthophotographs and satellite images helped to carry out the geological map presented in this study. The field work consisted of six campaigns, during which 312 sites that cover the study were visited. During this stage, a detailed characterization of each deposit was made, allowing to correlate the different stratigraphic units and carried out a general stratigraphic column of the caldera complex. The laboratory work consisted of the preparation of samples and in the petrographic, chemistry of Fe-Ti oxides, glass inclusions in pyroxene, X-ray diffraction, geochemical and isotopic analyzes, as well as radiometric dating of ^{40}Ar - ^{39}Ar and U-Pb in zircons.

The interpretation of the results obtained during the field and laboratory work allowed establishing an evolutionary conceptual model of the caldera complex. First, a general stratigraphic column of the study area was built, which is made up of the basement (97.8–19.2 Ma); pre-Caldera sequence (2.5–1.36 Ma); syn-Caldera sequence, consisting of three ignimbrites, associated with three events forming the Los Balcones (1.35 Ma), La Reforma (1.29 Ma) and Punta Arena (0.96 Ma) calderas, which together form the La Reforma caldera

complex; post-Caldera sequence (1.18–0.28 Ma) formed by lava flows, domes, stratocones and cinder cones built after the caldera-forming events; and extra-Caldera sequence (1.1–0.46 Ma), formed by a ignimbritic deposit associated with the El Aguajito caldera and by two cinder cones, one lava flow and one phreatic cone. After the last caldera-forming event, the resurgence of the central block occurred, which classifies the caldera complex as a resurgent type. According to their genesis, the three calderas (Los Balcones, La Reforma, and Punta Arena) can be classified as overpressure calderas and according to their collapse mechanisms as overlapping and nested calderas. The geochemistry of the volcanic products of the caldera complex suggests that they were formed from calc-alkaline, adakite and adakitic magmas. These magmas are associated with the partial melting of a previously metasomatized mantle both for hydrated fluids coming from the dehydrated slab and for the fusion of the slab for the formation of adakites. The pre-eruptive temperatures of magmas estimated from Fe-Ti oxides analysis yielded 859 ± 7 °C for Los Balcones, 900 ± 5 °C for La Reforma, and 891 ± 7 °C for Punta Arena. The depth of the magmatic chamber could only be obtained for La Reforma caldera, from the analysis of glass inclusions in ~ 3 km.

Capítulo 1 INTRODUCCIÓN

Las calderas de colapso son grandes depresiones volcánicas, más o menos circulares en forma (Lipman, 1984; Lipman et al., 1984), debido a la subsidencia subvertical del techo de una cámara magmática durante la extracción del magma del reservorio (Lipman, 1997; Martí et al., 2008), ya sea a través de una gran erupción volcánica, por la migración lateral del magma (Martí et al., 2008) o por el flujo de magma subsuperficial a lo largo de diques o *sills* (Branney y Acocella, 2015). Las erupciones formadoras de calderas representan la culminación de procesos geológicos longevos que envuelven la generación de magma, su ascenso, diferenciación y finalmente su erupción en la superficie terrestre (Martí et al., 2008, Martí et al., 2009). Las calderas silícicas están relacionadas con erupciones explosivas de gran volumen que duran solo horas o días (Branney y Acocella, 2015). Estas erupciones explosivas evacúan volúmenes de ignimbrita que van de pocos kilómetros cúbicos (Lipman, 1997) hasta $\geq 1000 \text{ km}^3$ durante las llamadas súper-erupciones (Miller y Wark, 2008). Aunque estas erupciones no han sido presenciadas, son potencialmente destructivas (Willcock et al., 2013) y representan uno de los eventos geológicos más catastróficos que han afectado la superficie de la Tierra (Lipman, 1984; Martí, 2009).

Aunque en la actualidad las calderas de colapso son de gran interés, estas fueron estudiadas desde el siglo XIX en el volcán Kilauea, Hawaii (Dutton, 1884). Su relación con la actividad piroclástica se estableció por primera vez durante la erupción catastrófica de Krakatau en Indonesia, hace poco más de 100 años (Lipman, 1984). Los trabajos pioneros en el reconocimiento de estas estructuras y sus productos incluyen los de Crater Lake, Oregón (Diller y Patton, 1902); los de calderas erosionadas (*cauldrons*), que fueron interpretadas como bloques hundidos por actividad ígnea en Glen Coe, Escocia (Clough et al., 1909); el de las calderas erosionadas del campo volcánico San Juan, Colorado (Burbank, 1933); el reconocimiento de ignimbritas resultantes de erupciones piroclásticas (Marshall, 1935); el estudio de grandes calderas en Indonesia (Van Bemmelen, 1939 en Lipman et al., 1984) y sur de Japón (Matumoto, 1943 en Lipman et al., 1984); el reconocimiento de calderas

resurgentes (*resurgent cauldrons*) por Smith y Bailey (1968), quienes establecen seis etapas de formación para este tipo de estructuras.

Los primeros enfoques para clasificar las calderas se basaban en el estilo de erupción y la composición del magma, por ejemplo, tipo Krakatoa, tipo Valles, tipo Katmai (Williams, 1941; Macdonald, 1972; Williams y McBirney, 1979 en Lipman, 1997). Sin embargo, la diversidad de las calderas puede considerarse como un continuo de características y procesos que conlleva a clasificarlas en tipos de calderas, como cima (Williams, 1941), clásicas (Bailey, 1976), graben (Aguirre-Díaz, 2008; Aguirre-Díaz et al., 2008), sobrelapadas (*overlapping*) y anidadas (*nested*) (Martí et al., 1994; Martí et al., 1997; Martí y Gudmundsson, 2000; Geyer y Martí, 2009); y en tipos de subsidencia, las cuales son principalmente pistón (*piston* o *plate*), por partes (*piecemeal*) y trampa (*trap-door*) (Lipman, 1997). En un trabajo reciente, Martí et al. (2009), basándose en trabajo de campo y modelación, propusieron una clasificación genética de las calderas: las generadas por sobrepresión (*overpressure calderas*) y las generadas por descompresión (*underpressure calderas*) de la cámara magmática.

De acuerdo a varios estudios de modelación numérica (por ejemplo, Gudmundsson, 1988, 2007; Gudmundsson et al., 1997), las calderas de colapso se forman como resultado del crecimiento de cámaras magmáticas superficiales asociadas. El exceso de presión magmática en una cámara superficial genera esfuerzos de tensión en la superficie que a su vez forma fracturas de anillo mixtas de extensión y corte. Una vez que las fracturas de anillo se han iniciado en la superficie, se propagan a mayores profundidades, hacia el límite de la cámara magmática asociada y se transforman en fracturas por cizallamiento, es decir, en fallas de deslizamiento. Cuando la falla de anillo no se desliza, las erupciones caldéricas son normalmente pequeñas. Sin embargo, casi todas las grandes erupciones explosivas están asociadas con el deslizamiento de las fallas de anillo. Durante el deslizamiento, la tensión vertical en parte de la cámara subyacente disminuye repentinamente. Esto puede conducir a un crecimiento de burbujas en esta parte de la cámara magmática, siempre y cuando el magma sea rico en gases. Este crecimiento de burbujas puede generar un exceso de presión de fluido lo suficientemente alta como para expulsar a una gran fracción del magma de la cámara durante una erupción explosiva (Gudmundsson, 1998).

Smith y Bailey (1968) establecieron siete etapas durante la formación de las calderas resurgentes, como es el caso de La Reforma, y su duración aproximada: 1) Tumescencia regional (abombamiento de un área más grande que la circunscrita por las fracturas anulares de una caldera) y formación de fracturas anulares ($<4 \times 10^5$ años); 2) Erupción formadora de la caldera (<10 años); 3) Colapso caldérico (<10 años); 4) Vulcanismo *pre-resurgente* y 5) Levantamiento del bloque central o resurgencia central ($<10^5$ años); 6) Vulcanismo a través de las fracturas anulares (8×10^5 años) y 7) Actividad termal final (10^5 años). Los mecanismos propuestos para la resurgencia del bloque central en este tipo de calderas son tres (Marsh, 1984): 1) Rebote viscoso del magma; 2) Detumescencia regional (relajamiento de la corteza originalmente inflada) y 3) Presión contra la base del bloque caldérico colapsado, la cuál puede ser debida a vesiculación latente, convección magmática o adición de un nuevo magma.

En la actualidad, el conocimiento que se tiene sobre las calderas es amplio, debido a su potencial destructivo o por los recursos minerales y geotérmicos que proporcionan (Lipman, 1992; Guillo-Frottier et al., 2000); sin embargo, muchos aspectos importantes sobre su dinámica y estructura son aún inciertos, lo que ha generado múltiples estudios sobre ellas (por ejemplo, Martí y Gudmundsson, 2000; Cole et al., 2005; Geyer et al., 2006; Gudmundsson, 2007; Acocella, 2007; Geyer y Martí, 2009; Folch y Martí, 2004, 2009; Cashman y Giordano, 2014; Simmons et al., 2016). En este sentido, el presente trabajo contribuye a mejorar el conocimiento de la dinámica eruptiva de calderas solapadas, anidadas y resurgentes, como es el caso del complejo caldérico La Reforma.

1.1. Localización de la zona de estudio

La Reforma se ubica al noreste del estado de Baja California Sur (Fig. 1A), aproximadamente a 35 km al noroeste del poblado de Santa Rosalía y aproximadamente a 10 km al noreste del campo geotérmico Tres Vírgenes (Fig. 1B). En la región, además de la caldera La Reforma (Fig. 2A), se encuentra la caldera El Aguajito y el complejo volcánico Tres Vírgenes (Fig. 2B), que juntos representan una manifestación del vulcanismo Cuaternario de la parte central de Baja California (Demant, 1984; Garduño-Monroy et al., 1993).



Figura 2. **A** Vista panorámica de la caldera La Reforma, vista desde la cima de la caldera El Aguajito (Fotografía tomada hacia el sureste). La línea punteada marca el límite de la caldera. **B** Vista panorámica de la caldera El Aguajito y del complejo volcánico Tres Vírgenes, vista desde la cima de la caldera La Reforma (Fotografía tomada hacia este).

1.2. Trabajos previos

Las primeras aportaciones económicas de la geología de la región fueron proporcionadas por Wilson (1948), Wilson y Veyta (1949), Wilson y Rocha (1955), Ortlieb (1978) y Ortlieb y Colleta (1984), debido a los depósitos de cobre y manganeso en rocas sedimentarias plio-pleistocénicas de la cuenca de Santa Rosalía, que hoy en día siguen explotándose. Debido a esta importancia económica Wilson y Rocha (1955) proporcionaron un mapa geológico del área de Santa Rosalía que no incluye las dos calderas El Aguajito y La Reforma ubicadas al noroeste. Schmidt (1975) publicó el primer mapa geológico de la “Sierra de La Reforma”, interpretándola como un sistema complejo de bloques tectónicos elevados. Uno de estos bloques formado por rocas intrusivas fue fechado en 91.2 ± 2.1 Ma por el autor, mientras que cuerpos ígneos jóvenes fueron fechados en 1.09 ± 0.45 Ma (K-Ar). Posteriormente, Demant y Ortlieb (1981) reconocieron a La Reforma como una caldera resurgente y Demant (1984) presentó un mapa geológico regional de Santa Rosalía con una caracterización mineral y petrológica que incluía la caldera de La Reforma. Más tarde, Garduño et al. (1993)

reportaron una edad de emplazamiento de la caldera entre 1.6 y 1.4 Ma. Después de estas contribuciones, La Reforma permaneció sin estudiarse, mientras que nuevos estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos se enfocaron en el campo geotérmico Tres Vírgenes (Vargas-Ledezma y Garduño-Monroy, 1988; Garduño-Monroy y López-Hernández, 1988) y en otras áreas de prospección como El Aguajito (Garduño-Monroy et al., 1993). Varios estudios recientes realizados en el complejo volcánico Tres Vírgenes (Capra et al, 1998; Schmitt et al., 2006, 2010), han actualizado los conocimientos sobre su geología y evolución (Macías et al., 2012; Macías et al., 2013; Avellán et al., 2018, 2019a). A pesar de todos estos nuevos estudios, La Reforma continuó sin ser estudiada, principalmente, porque es un área de difícil acceso. Solo Hook et al. (2005) presentó un mapeo de detección remota de la sección noreste de La Reforma, para estimar el contenido de SiO₂ de las rocas expuestas en la superficie. Mientras que Schmitt et al. (2006) hicieron dataciones de U-Pb en circones en muestras de ignimbrita de las calderas La Reforma (1.38 ± 0.03 Ma) y El Aguajito (1.17 ± 0.07 Ma) que aportaron conocimiento sobre las edades de estos eventos, dentro de la evolución de los centros volcánicos Cuaternarios al noroeste de Santa Rosalía.

Por lo tanto, la mayor parte del trabajo que se ha realizado en la zona de estudio ha estado enfocado en a las rocas sedimentarias plio-pleistocénicas de la región, debido a su importancia económica, y a la exploración el complejo volcánico Tres Vírgenes, debido a su importancia geotérmica. La Reforma fue poco estudiada, siendo considerada primeramente como una sierra formada por bloques elevados de 91.2 Ma, cubiertos por cuerpos ígneos con edades de 1.09 Ma. Posteriormente fue reconocida como una caldera resurgente (Demant y Ortlieb, 1981) emplazada entre 1.6 y 1.4 Ma (Garduño et al., 1993). Sin embargo, los nuevos estudios radiométricos (Schmitt et al., 2006) sugieren que la caldera se formó hace 1.38 Ma.

1.3. Importancia del estudio del complejo caldérico La Reforma

En la actualidad, las calderas de colapso representan objetos de interés en la vulcanología, debido a que tienen un gran potencial destructivo, que a su vez genera impactos atmosféricos significativos; además de su asociación con depósitos de oro y fuentes geotérmicas (Martí et al., 2008). Debido al interés geotérmico varias de las calderas de México han sido bien estudiadas, como son La Primavera (por ejemplo, Mahood, 1980; Mahood y Drake, 1982; Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1992; Verma et al., 2012), Los Humeros (por ejemplo, Ferriz y Mahood, 1984; Campos-Enríquez y Arredondo-Fragoso, 1992; Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014; Carrasco-Núñez et al., 2017) y Acoculco (por ejemplo, López-Hernández et al., 2009; Canet et al. 2010; Sosa-Ceballos et al., 2018; Avellán et al., 2019b; Avellán et al., 2020), localizadas en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Sin embargo, por mucho tiempo La Reforma no fue objetos de gran interés, a pesar de su cercanía con el campo geotérmico Tres Vírgenes, que es uno de los principales productores de energía geotérmica del país. Tal falta de información puso de manifiesto la necesidad de realizar un trabajo completo que produjera el primer mapa geológico detallado con información estratigráfica apoyada con nuevos fechamientos radiométricos y datos geoquímicos y petrológicos. Este estudio no solo tiene como propósito proveer nueva información en la prospección geotérmica futura de la región, sino también contribuir al conocimiento de la historia y dinámica eruptiva de las calderas en México.

Una parte importante para lograr esta finalidad, fue la implementación de una metodología bien conocida, desde las descripciones en campo, el muestreo, y la preparación de muestras para los análisis realizados posteriormente. Es importante recalcar, que un estudio de campo detallado como el que se presenta en este trabajo es fundamental, debido a que es la base para todos los estudios geológicos. Ya que los depósitos asociados a la caldera se encuentran muy bien expuestos en la zona de estudio, la caldera La Reforma representa un caso único para estudiar los procesos de formación y evolución de calderas solapadas y anidadas en México y en el mundo.

1.4. Objetivos

General:

Estudio de la evolución espacio-temporal de la caldera La Reforma, con base en los análisis cartográfico, estratigráfico, petrográfico, geoquímico, isotópico y petrológico.

Específicos:

- * Realizar la cartografía detallada de la caldera.
- * Definir la estratigrafía compuesta de la caldera, a través de la correlación de las principales secciones estratigráficas y de fechamientos radiométricos.
- * Establecer las características petrográficas de las diferentes rocas asociadas a la caldera.
- * Definir el origen de los magmas de la caldera, a través del estudio geoquímico e isotópico de los diferentes productos volcánicos.
- * Determinar las condiciones *pre*-eruptivas de presión (profundidad) y temperatura de la cámara magmática, mediante el análisis petrológico.
- * Definir el tipo de caldera y los mecanismos de colapso caldérico, en base al trabajo cartográfico y estratigráfico.
- * Proponer un modelo evolutivo conceptual de la formación de la caldera.

La metodología consistió de cuatro etapas principales: trabajo de gabinete, trabajo de campo, trabajo de laboratorio e interpretación de resultados. Cada una de las cuales se describe a continuación.

2.1. Trabajo de gabinete

Esta etapa de trabajo consistió de la búsqueda y recopilación de información bibliográfica y cartográfica de la zona de estudio, proporcionadas por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) y por el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI). Así mismo, de INEGI se obtuvo el Modelo Digital de Elevación de la zona de estudio, a escala 1:20,000 y con resolución de 15 m, a partir del cual se creó el modelo de sombras, utilizando el *software* ArcMap 10.2. Adicionalmente se obtuvieron ortofotografías de la zona de estudio, con escala de 1:20,000 y con 2.5 m de resolución (proporcionadas por INEGI) e imágenes pancromáticas y multiespectrales SPOT 6-7 (*Satellite Pour l'Observation de la Terre*), con resoluciones de 1.5 m y 6 m, respectivamente. Estas imágenes junto con el DEM sirvieron para realizar un mapa geológico preliminar a las salidas de campo, en el cual se trazaron líneas y polígonos que representaron estructuras geológicas inferidas como fallas y edificios volcánicos. Estas estructuras fueron corroboradas y/o modificadas en cada campaña de campo hasta obtener el mapa geológico que se presenta en este trabajo.

2.2. Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió de seis campañas realizadas en noviembre de 2014, abril de 2015, abril de 2016, octubre de 2016, mayo de 2017 y octubre de 2018. Durante este trabajo de campo se verificó, modificó y precisó el mapa geológico, hasta obtener la versión final que se presenta en este trabajo. Durante las seis campañas, se visitaron 312 sitios, en los cuales se realizaron descripciones detalladas de cada afloramiento, tomando en cuenta su espesor, color, alteración, composición, estructuras, textura, gradación (basada en Fisher y Schmincke, 1984), grado de selección (basado en Folk, 1980), componentes y mineralogía.

El tamaño de los componentes se hizo utilizando el máximo diámetro en mm, tomando en cuenta que la ceniza fina va 0.016 a 0.062 mm, la ceniza gruesa va de 0.062 a 2 mm, el lapilli va 2 a 64 mm y los bloques y bombas son mayores a 64 mm (basado en Schmid, 1981), mientras que su forma fu clasificada en muy redondeados, redondeados, subredondeados, subangulosos, angulosos y muy angulosos (basado en Powers, 1953). La caracterización de cada depósito permitió correlacionar las distintas unidades estratigráficas del área de estudio, permitiendo construir una columna estratigráfica general de La Reforma.

Durante esta etapa fueron colectadas 457 muestras de rocas sedimentarias, volcánicas (pómez, escoria, lava, ignimbrita) e intrusivas, para la realización de análisis petrográficos, geoquímicos, isotópicos, química mineral y fechamientos radiométricos con los métodos de ^{40}Ar - ^{39}Ar y U-Pb en circones.

2.3. Trabajo de laboratorio y técnicas analíticas

2.3.1. Análisis petrográfico

Para este análisis se prepararon secciones delgadas de roca en el Laboratorio de Petrografía del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM) de la UNAM. Las muestras fueron cortadas con los equipos *BUEHLER Powerfeed Trim Saw 10 in* y *Struers Accutom-50*. Posteriormente fueron pegadas a portaobjetos de vidrio con resina Loctite (curado por luz UV y/o visible) y rebajadas con abrasivos de carburo de sílice y alúmina de 240, 400, 600 y 5 μm . Finalmente fueron pulidas con abrasivos líquidos de diamante y alúmina de 3 y 1 μm , usando la pulidora *BUEHLER MetaServ 250*. La descripción petrográfica se realizó con los microscopios petrográficos *OLYMPUS BX60* y *ZEISS Axio Scope.A1*, localizados en las instalaciones del IGUM.

2.3.2. Análisis de inclusiones de vidrio por espectroscopía FTIR

Para este análisis se trituraron muestras de pómez con una trituradora de quijadas. De la muestra ya triturada se separaron los cristales de piroxeno por decantación con agua. Cada cristal fue encapsulado en una gota de resina *epoxy* (Fig. 3A) y rebajado con lijas de 600, 800, 1000 y 3000 μm hasta dejarlo expuesto por ambos lados (Fig. 3B). Posteriormente, las

inclusiones de vidrio fueron rebajadas hasta quedar expuestas por un lado (Fig. 3C). Cada inclusión expuesta fue pulida con líquidos abrasivos de diamante y alúmina de 3 a 1 μm para permitir que la radiación infrarroja pasara sin obstáculos. Las inclusiones fueron preparadas en los laboratorios de Análisis de Partículas y Separación de Minerales y de Petrografía del IGUM.

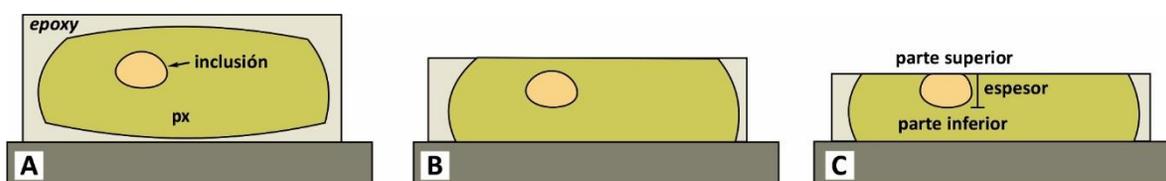


Figura 3. A Esquema de un cristal de piroxeno (px) encapsulado en resina epoxy. B Esquema del piroxeno expuesto por ambos lados. C Esquema de una inclusión de vidrio expuesta de un lado (Modificado de Befus et al., 2012).

El cálculo de la concentración de H_2O disuelto en las inclusiones de vidrio se realizó con espectroscopía de Transmisión de Infrarrojo por Transformada de Fourier (*Fourier Transform Infrared*, FTIR). Los espectros FTIR se obtuvieron en las regiones del infrarrojo medio ($400\text{--}4000\text{ cm}^{-1}$) usando el microscopio *NICOLET CONTINUUM FT-IR* y el espectrómetro *NICOLET iS50* (Fig. 4A). La medición del espesor de las inclusiones, necesario para el análisis FTIR, se hizo con el microscopio DXR Raman (Fig. 4B), enfocando la parte superior e inferior de la inclusión y registrando la distancia entre ambas partes (Fig. 3C). Los tres equipos son de *Thermo SCIENTIFIC*, localizados en el Laboratorio de Microanálisis del IGUM.

2.3.3. Análisis de óxidos de Fe-Ti por microsonda electrónica de barrido

La separación de los óxidos de Fe-Ti se hizo mediante un imán, después de que las muestras fueron trituradas con una trituradora de quijadas. Posteriormente, los óxidos fueron montados en portaobjetos con resina Loctite, rebajados con lijas de 600 y 800 μm y pulidos con abrasivos líquidos de diamante y alúmina de 3–1 μm . Las inclusiones fueron preparadas en el Laboratorio de Petrografía del IGUM. El análisis composicional de los óxidos de Fe-Ti se realizó utilizando las microsondas electrónicas *JEOL JXA-8230* del Laboratorio de Microanálisis del IGUM (Fig. 4C) y *JEOL JXA-8900R* del Instituto de Geofísica de la UNAM en la Ciudad de México. Los análisis cuantitativos se hicieron utilizando espectrómetros de

longitud de onda de energía dispersiva de rayos X (WDS) con un voltaje de aceleración de 20 kV, una corriente de 2.0×10^{-8} A y un diámetro de haz $10 \mu\text{m}$.

2.3.4. Análisis por difracción de rayos X

Este análisis se realizó en una muestra pulverizada de ignimbrita alterada, utilizando el difractómetro *D2 PHASER* de *BRUKER*, localizado en el Laboratorio de Microanálisis del IGUM (Fig. 4D). Los análisis se hicieron en un rango de medición (2θ) de 5 a 70° , con un voltaje de 30 kV, una corriente de 10 mA y una apertura de haz de 0.2 mm.

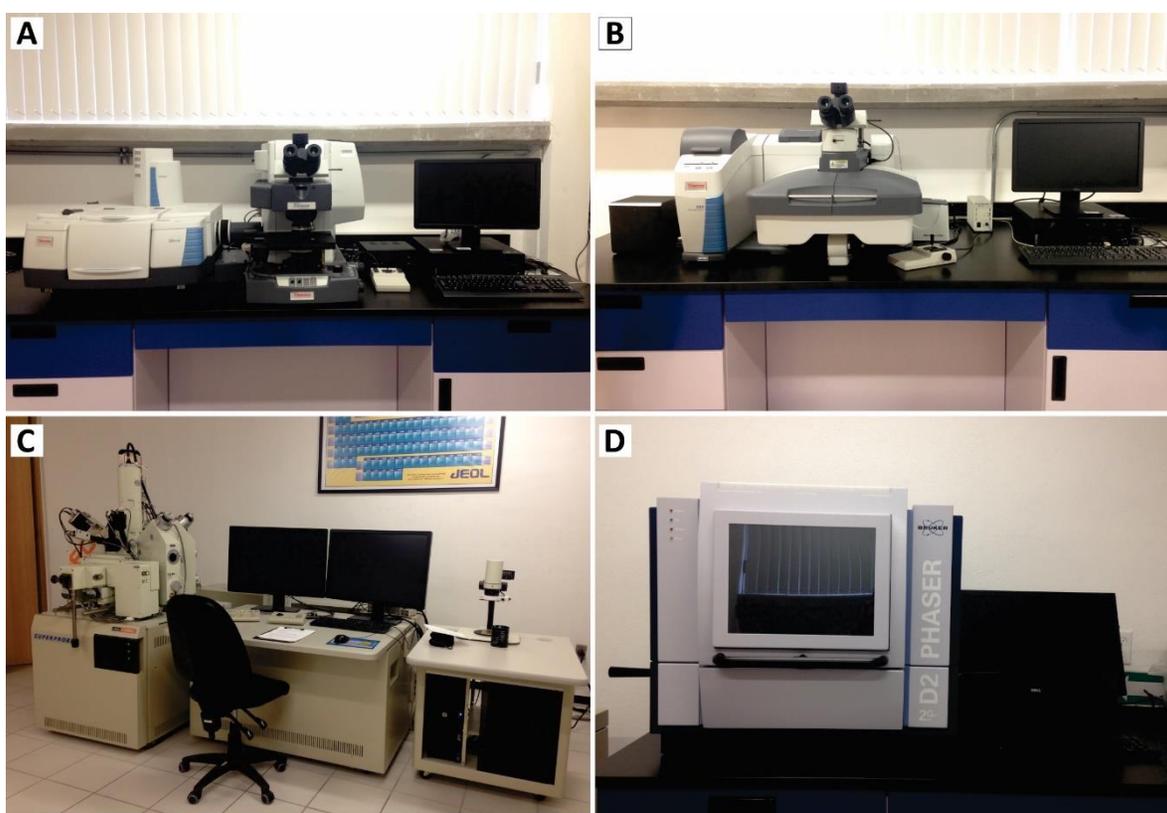


Figura 4. A Microscopio *NICOLET CONTINUUM FT-IR* y espectrómetro *NICOLET iS50*. B Microscopio *DXR Raman*. C Microsonda *JEOL JXA-8230*. D. Difractómetro *D2 PHASER*. Todos ellos localizados en las instalaciones del IGUM.

2.3.5. Análisis geoquímico en roca total e isotópico de Sr, Nd y Pb

Para los análisis geoquímicos de roca total fueron colectadas muestras de lava, escoria, pómez, ignimbrita y roca intrusiva, las cuales fueron pulverizadas usando la máquina pulverizadora *HERZOG* con un mortero de tungsteno, localizada en el Laboratorio de Análisis

de Partículas y Separación de Minerales IGUM. Las muestras fueron analizadas en los laboratorios de Actlabs (*Activation Laboratories*) en Ancaster, Canadá, usando Espectroscopía de Masa por Plasma Inductivamente Acoplado (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, ICP-MS) e *Instrumental Neutron Activation Analysis* (INAA). Las precisiones analíticas se especifican en la página <http://www.actlabs.com>.

Los análisis isotópicos de Sr, N y Pb se realizaron con el espectrómetro de masas con fuente iónica térmica *TRITON PLUS* de *THERMO SCIENTIFIC*, localizado en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geofísica y en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Texas en Austin. Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 90 relaciones isotópicas. Las relaciones isotópicas de Sr y Nd fueron corregidas por fraccionamiento de masas por normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. El blanco total durante la ejecución de las muestras fue de 250 pg para el Pb. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb, Nd y Sr se corrigieron con los valores estándar como sigue: NBS 987(Sr), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710252 \pm 13$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, n =74); La Jolla (Nd), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511847 \pm 3$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, n =22); NBS 981 (Pb): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.89 \pm 0.11\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.44 \pm 0.17\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.53 \pm 0.23\%$ ($\pm 1\sigma_{\text{rel}}$, n =8).

2.3.6. Fechamientos radiométricos por ^{40}Ar - ^{39}Ar y U-Pb

Para los fechamientos por ^{40}Ar - ^{39}Ar fueron colectadas muestras de lava, pómez e ignimbrita, que cubren el área de estudio (Tablas 1 y 2; Fig. a1, Anexo A). Estos fechamientos fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Alaska, Fairbanks, siguiendo las técnicas descritas en Layer et al. (2000). Para las dataciones por U-Pb en circones fueron colectadas muestras de roca intrusiva e ignimbrita. Estas dataciones fueron realizadas en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM, Juriquilla. Las precisiones analíticas se especifican en la página <http://www.geociencias.unam.mx>.

Capítulo 3

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Durante el Mioceno temprano al Mioceno medio (24–12 Ma), la actividad tectónica y magmática de la región del Golfo de California estuvo gobernada por la subducción oblicua de la placa Farallón por debajo de la placa Norteamericana, a lo largo del margen occidental de Baja California (Atwater, 1989; Conly et al., 2005; Fig. 5). Entre 14 y 12 Ma, la apertura del Proto-Golfo siguió a la terminación de la subducción (Oskin y Stock, 2003; Conly et al., 2005), como resultado del movimiento transformante y de extensión entre las placas del Pacífico y Norteamericana (Atwater, 1970). El desarrollo del Proto-Golfo condujo la formación de cuencas de *rift* continental de primer orden con tendencia NW-SE como resultado de una extensión con tendencia WSW a ENE, como es el caso de la cuenca de Santa Rosalía (Conly et al., 2005). Esta cuenca acogió la sedimentación de las formaciones plio-pleistocénicas de El Boleo, El Infierno y Tirabuzón (Wilson, 1948; Wilson y Rocha, 1955; Colleta y Angelier, 1981; Demant, 1984; Lira-Beltrán, 2019) que forman parte del basamento regional de la zona de estudio (Fig. 6). La extensión del Proto-Golfo cesó entre 5.5 y 3.3 Ma (Lonsdale, 1989; Conly et al., 2005), cuando se completó la transferencia de la Península de Baja California a la placa del Pacífico y la expansión del fondo marino del golfo moderno comenzó a lo largo de fallas transformantes conectadas por pequeñas crestas de extensión (Dorsey et al., 2001). Estos movimientos desarrollaron varias cuencas *pull-apart* paralelas y orientadas a la tendencia general del golfo (Alarcón, Pescadero, Farallón, Carmen y Guaymas) en donde la corteza oceánica está presente, así como cuencas incipientes (Delfín y Salton Trough) en donde no hay expansión oceánica (Lonsdale, 1989; Conly et al., 2005). A partir de ~3.5 Ma esta zona de falla evolucionó a un sistema moderno de fallas transformantes orientadas ~20° más al oeste que la tendencia del golfo, y se cree que la mayor parte del movimiento de la placa Pacífico-Norteamericana desde hace 3.5 Ma ha ocurrido en fallas transformantes y centros de expansión en el golfo profundo (Lonsdale, 1989; Dorsey et al., 2001).

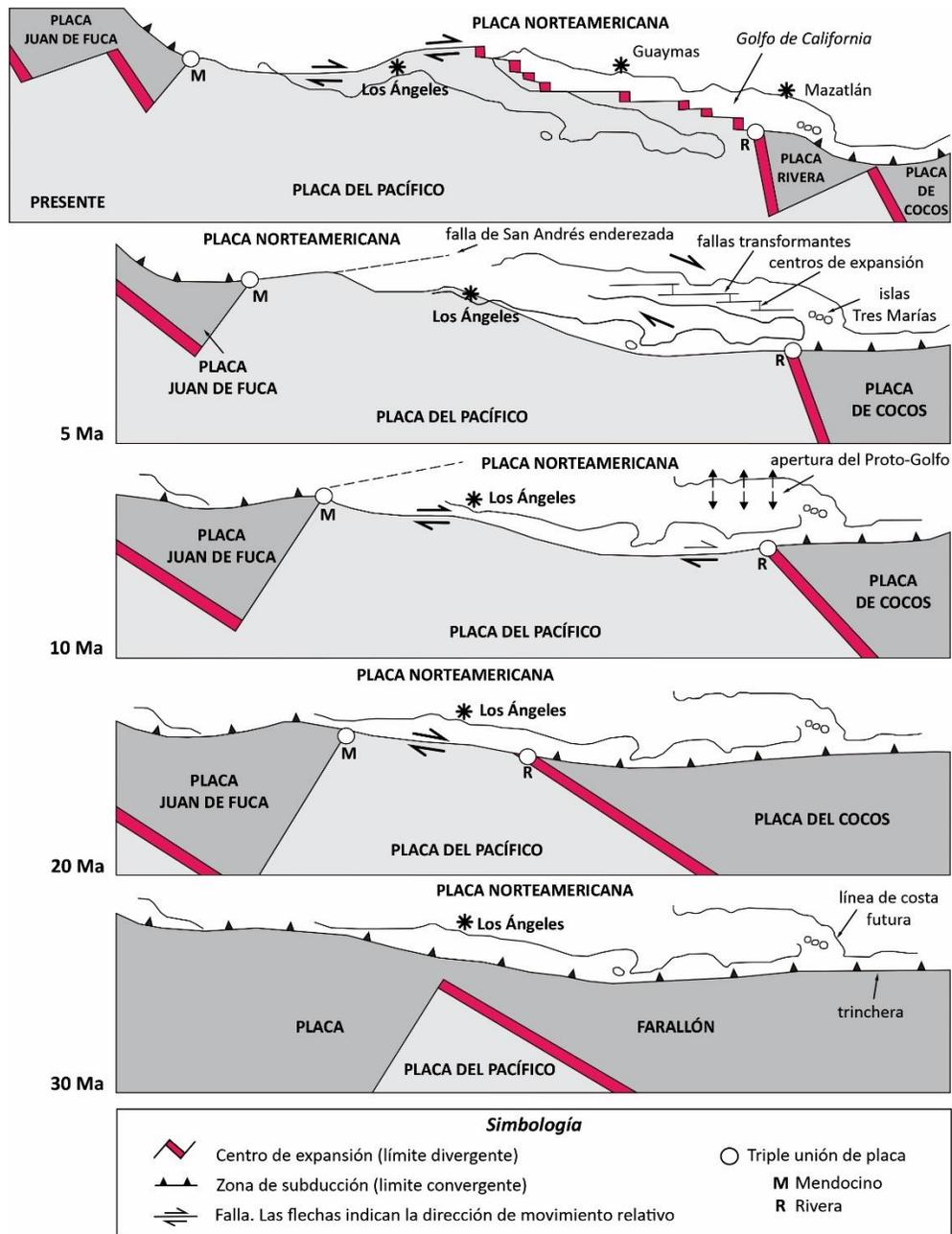


Figura 5. Diagrama secuencial mostrando la evolución de la tectónica de placas que explica la evolución de la apertura del Golfo de California (modificado de Irwin, 1990).

La tectónica activa del Golfo expuso las rocas del basamento más antiguo de la zona que corresponde a las rocas cretácicas de la Cordillera Batolítica Peninsular o Batolito Peninsular expuestas cerca de 800 km a lo largo de la Península de Baja California (Kimbrough et al., 2001). Estas rocas están divididas longitudinalmente en las zonas este y oeste con edades y composiciones químicas propias (Gastil et al., 1975).

En la zona oeste afloran las intrusiones de mayor edad (140–100 Ma), que ocurren como plutones pequeños, con composiciones que van de gabro a cuarzo-gabros, cuarzo-dioritas, tonalitas y leucogranodioritas (Kimbrough et al., 2001; Kimbrough et al., 2015). Las intrusiones más jóvenes (~98–92 Ma) afloran en la zona este con una composición que va de tonalita a granodiorita de bajo-K, emplazado como pequeñas intrusiones aisladas (suite La Posta; Kimbrough et al., 2001). De acuerdo a Wilson y Veytia (1949), las rocas del Batolito Peninsular en su porción este comprende una composición mineral de cuarzo, ortoclasa, andesina, biotita, magnetita y esfena. Cerca del cañón el Azufre, en el área de Tres Vírgenes, estas rocas fueron cortadas a una profundidad de 1129 m por debajo de la superficie en el pozo de exploración geotérmica LV-2, perforado por la CFE (Garduño-Monroy et al., 1993). Estas rocas son de color blanco rosado a gris verdoso y presentan una composición granodiorítica (Avellán et al., 2018, 2019a).

Sobreyaciendo inconformemente al Batolito Peninsular se encuentra El Grupo Comondú oligocénico-miocénico (Wilson y Veytia, 1949; Fig. 6), formado por rocas sedimentarias y volcánicas. Estas rocas fueron descritas originalmente por Heim (1922) cerca del pueblo de Comondú, de donde toman su nombre. Su origen está ligado a la subducción de la placa de Guadalupe-Farallón por debajo de la placa Norteamericana, ocurrida entre 24 y 12 Ma (Sawlan y Smith, 1984; Pallares et al., 2007; Calmus et al., 2003, 2011). Estas rocas se depositaron en una cuenca de arco volcánico formada a lo largo del margen NW de México (Umhoefer et al., 2001). De acuerdo a Umhoefer et al. (2001), en la costa cerca del pueblo de Loreto, esta secuencia de rocas se puede dividir en tres unidades: 1) Unidad inferior (~30–19 Ma), formada de areniscas y conglomerados fluviales con depósitos eólicos locales y numerosas tobas félsicas y flujos de lava basálticos; 2) Unidad media (~19–15 Ma), compuesta por >750 m de espesor de brechas andesíticas masivas depositadas como flujos de escombros proximales intercalados con flujos de lavas andesíticas y 3) Unidad superior (~15–12 Ma), formada enteramente por >600 m de flujos de lava andesítica depositados a pocos kilómetros al oeste de la costa de Loreto. Su espesor incrementa rápidamente hacia el interior de la Península, aflorando en la sierra de La Giganta con espesores de hasta 1300

m (Heim, 1922). En el área de Tres Vírgenes se ha encontrado con espesores de hasta ~350 m (Garduño-Monroy et al., 1993; Avellán et al., 2018).

Por encima del Grupo Comondú sobreyacen discordantemente las formaciones sedimentarias de la cuenca de Santa Rosalía (Wilson y Veytia, 1949; Lira-Beltrán 2019; Fig. 6), descritas por primera vez por Wilson (1948) como El Boleo (Plioceno Temprano), La Gloria (Plioceno medio), Infierno (Plioceno Tardío) y Santa Rosalía (Pleistoceno). Esta última fue clasificada después como terrazas marinas (Ortlieb, 1981). De acuerdo con Ortlieb y Colleta (1984), la Formación El Boleo (50–250 m de espesor) está compuesta por un conglomerado continental con depósitos de talud, un horizonte de caliza y lentes de yeso, sobreyacidas por tobas volcánicas intercaladas con conglomerados o areniscas. La Formación La Gloria, posteriormente llamada Tirabuzón por Carreño (1981), tiene un espesor promedio de 60 m y está formado por areniscas marinas fosilíferas con *pectens*, *ostreas* y equinodermos, que cambian lateralmente hacia el SW de conglomerados litorales a deltaicos y, posteriormente continentales. La Formación Infierno (25–10 m de espesor) consiste principalmente de areniscas marinas muy fosilíferas con *pectens* y *ostreas*, que cambian lateralmente hacia el SW y hacia arriba a un conglomerado continental. Las terrazas marinas, tiene un máximo espesor de 15 m y consiste de arenas y conglomerados fosilíferos, poco consolidados, de facies litoral, pasando a brechas y conglomerados continentales.

Finalmente, sobre el basamento sedimentario se construyeron las calderas La Reforma y El Aguajito y el complejo volcánico Tres Vírgenes (Fig. 6). Estas estructuras volcánicas han tenido lugar en la prolongación noroeste de la cuenca de Santa Rosalía que es cortada por una segunda depresión con orientación NE-SW (Garduño-Monroy et al., 1993). De acuerdo a Garduño-Monroy et al. (1993) existen dos sistemas de fallas principales asociados a estas dos depresiones. La falla más predominante perteneciente al primer sistema de fallas, que es la Falla San Ignacio, posteriormente llamada falla Bonfil (Avellán et al., 2018), la cual muestra un desplazamiento lateral derecho, mientras que la segunda mayor estructura es la falla Cimarrón con tendencia NNE-SSW, que corta a la Caldera El Aguajito (Fig. 1) y que parece estar relacionada con su formación (Osorio-Ocampo, comunicación personal). Por otro lado, García-Sánchez et al. (2019) identificaron varias fallas con dirección NW-SE y NE-SW que se

encuentran cortando a la caldera La Reforma (Fig. 1) y que pudieran estar relacionadas con su formación. Estas fallas parecen estar vinculadas con otras fallas con desplazamiento lateral derecho, como Mezquital, Campamento y Reforma (Avellán et al., 2018).

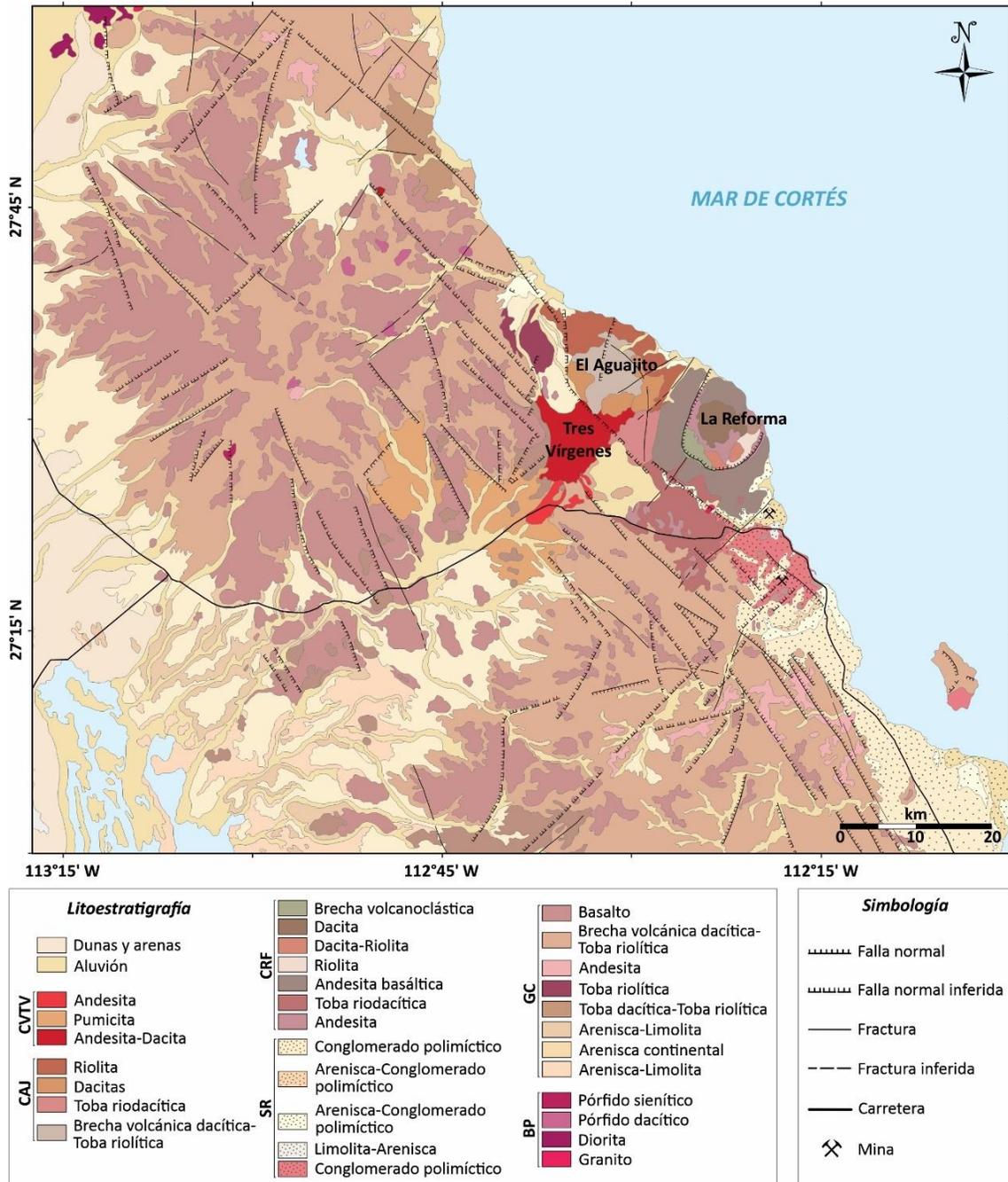


Figura 6. Mapa geológico regional de la zona de estudio, en el que se muestra la distribución del basamento ígneo y sedimentario de la caldera La Reforma. Las claves corresponden al Batolito Peninsular, BP; Grupo Comondú, GC; formaciones sedimentarias de la cuenca de Santa Rosalía, SR; caldera La Reforma, CRF; caldera El Aguajito, CAJ; complejo volcánico Tres Vírgenes, CVTV (Modificado de la Carta Geológico-Minera G12-1, Romero-Rojas et al., 1997).

Capítulo 4 MORFOLOGÍA

En la figura 7 se observa que la caldera La Reforma se encuentra limitada al N-NE por el límite de costa del Mar de Cortés, al sur por los cañones el Yaqui y el Carrizo, al noroeste por el cañón el Álamo y al sureste por el cañón Lucifer. La Reforma presenta un cráter topográfico semicircular de aproximadamente 11 x 9 km de diámetro. Los bordes del cráter presentan una elevación máxima de 640 metros sobre el nivel del mar (msnm), en su porción oeste y mínima de 100 msnm, en su porción sureste.

La parte central es la parte más alta de la caldera, ocupada por una estructura abombada conocida como cerro la Reforma, con una elevación máxima de ~1,300 msnm. En el flanco noreste de este abombamiento yacen tres conos de escoria conocidos como Punta Prieta, con una altura de hasta 370 msnm. En el flanco noroeste se encuentran los domos Morro de las Palmas con una altura de hasta 700 msnm; en el flanco norte se encuentran los estratoconos Punta Gorda y Punta el Gato, con elevaciones de hasta 660 y 520 msnm, respectivamente. Asociados a estos estratoconos se encuentran varios flujos de lava con frentes limitados en la costa del Mar de Cortés. En el flanco sureste se encuentran los domos Mina de Plomo con una elevación de 670 msnm. En el flanco suroeste aparecen dos abanicos volcanosedimentarios (Arroyo Grande) con su ápice apuntando hacia cerro la Reforma. El abanico más grande tiene ~3 km de largo y 4 km de ancho y el abanico más pequeño tiene ~2 km de largo y 3 km de ancho. Ambos presentan un espesor de ~40 m cerca de su ápice, mientras que en las partes más alejadas presentan un espesor de algunos metros.

En el borde sur, oeste y noroeste de la caldera se encuentran al menos tres mesetas de lava llamadas Mesa el Yaqui, Mesa el Ranchito y Mesa de Enmedio, respectivamente. Al exterior del borde, en la parte sur y sureste, ocurren cuatro morfologías volcánicas alineadas en dirección NE-SW: el cráter la Herradura, con 560 x 430 m de diámetro y una altura 370 msnm; el cono de escoria el Salto con una altura de 300 msnm y un cráter erosionado; el flujo de lava las Palapas, con una altura de 300 msnm, que se extiende por ~1.5 km hacia el sureste;

y el cono de escoria Cerro Colorado, con cráter de 300 m de diámetro y una altura de 430 msnm.

En los flancos norte y este de la caldera ocurren por lo menos seis terrazas levantadas con una elevación máxima de ~130 msnm. Estas terrazas cubren los flujos de lava de los estratoconos Punta Gorda y Punta el Gato y de las lavas Mesa el Yaqui.

Las principales barrancas que drenan la parte interna de la caldera son los cañones El Tule y Las Palmas. El Tule alcanza una profundidad de 300 m río arriba y 100 m río abajo, y drena por ~6 km la parte sureste de la caldera hacia el Mar de Cortés. Las Palapas alcanza una profundidad de 200 m río arriba y 20 m río abajo, y drena por ~5 km la parte noroeste. Al exterior de la caldera, en la sección noroeste, se encuentra el cañón el Álamo que separa a La Reforma de la caldera El Aguajito. Este cañón tiene una profundidad de ~170 m río arriba y 35 m río abajo, y drena a la caldera por ~8 km hacia el Mar de Cortés.

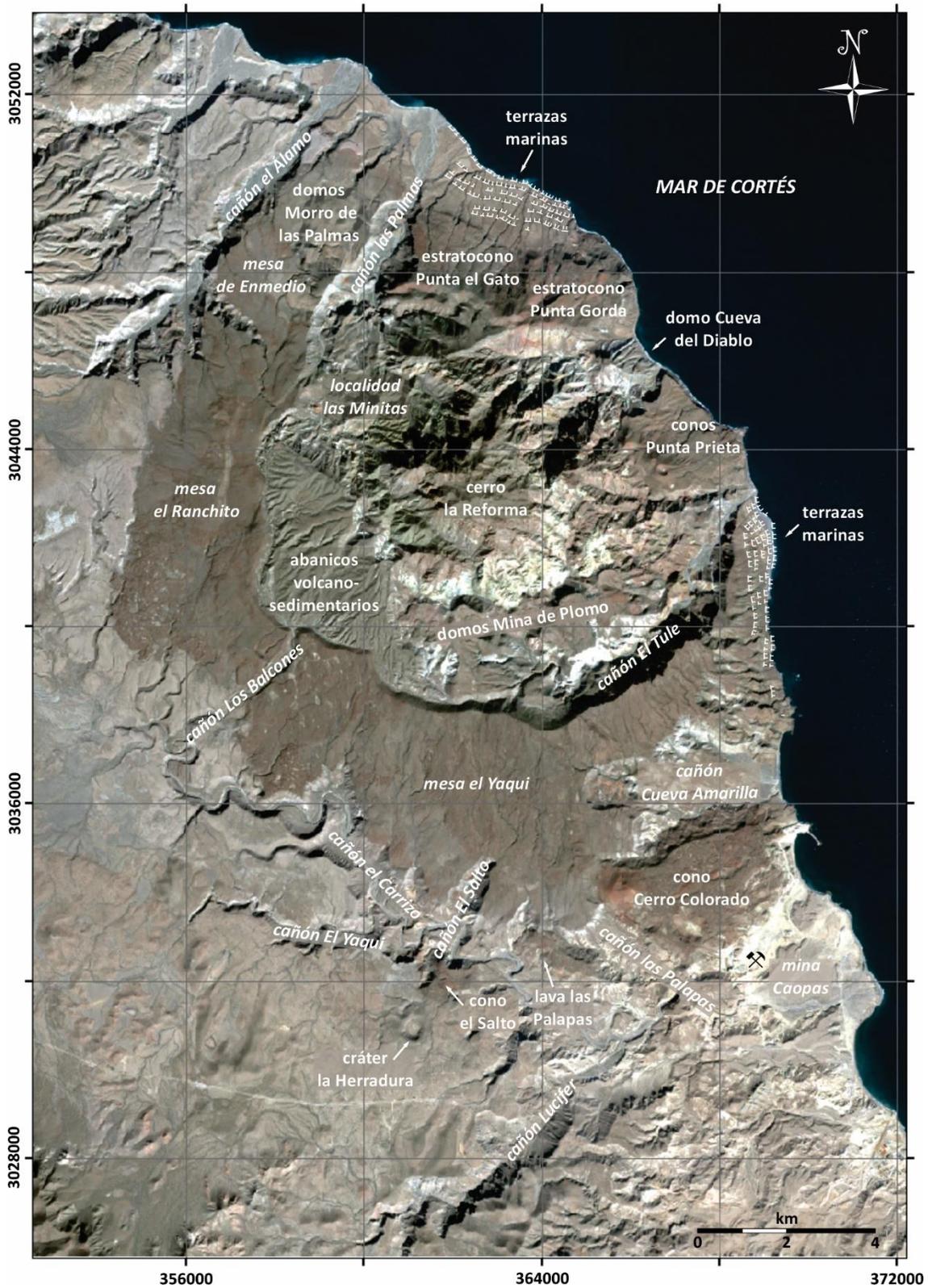
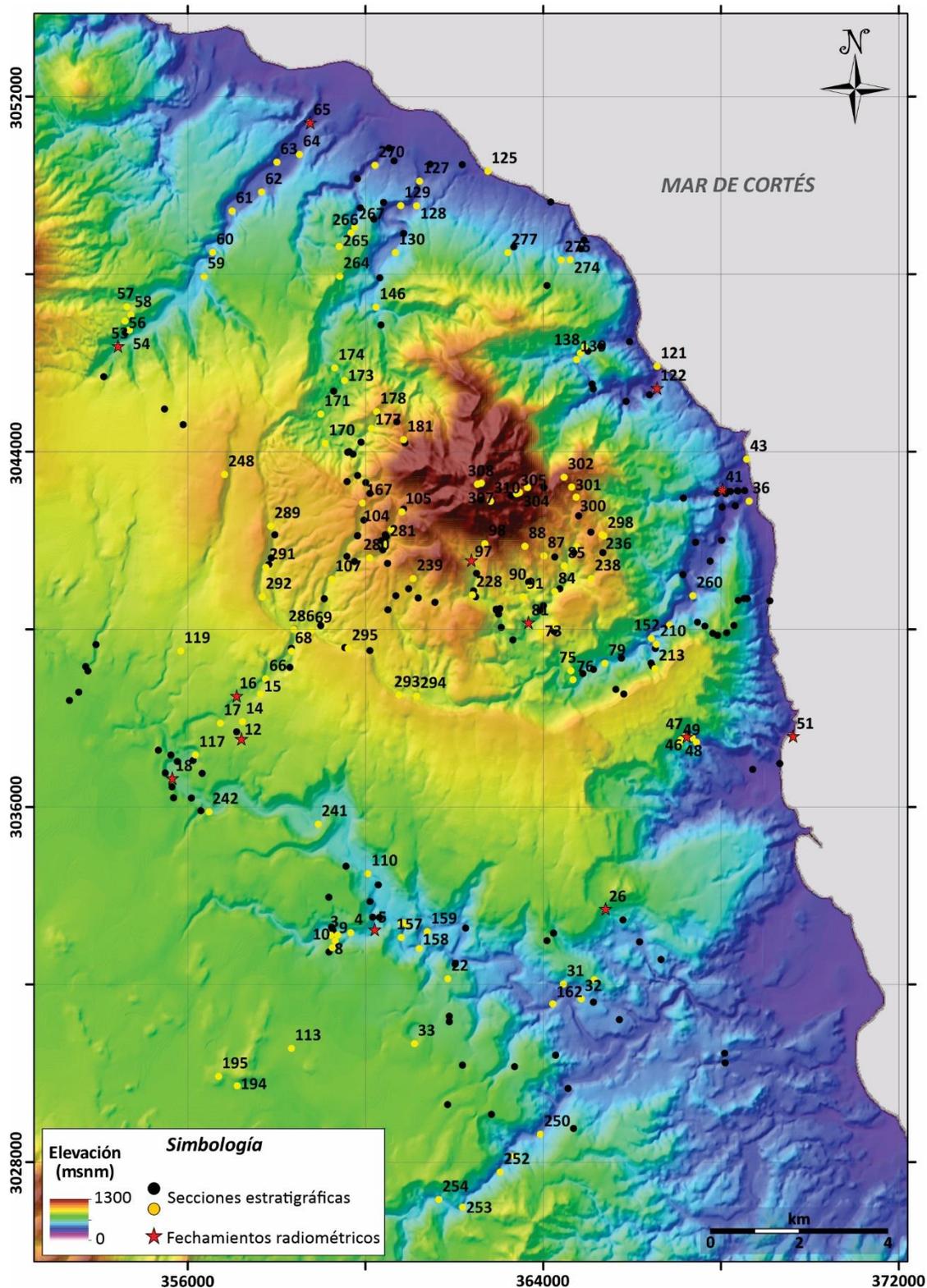


Figura 7. Imagen satelital multispectral de la caldera La Reforma, que muestra la localización de las principales morfologías de la caldera, así como los principales cañones descritos en el texto.

Capítulo 5 ESTRATIGRAFÍA

Con base en la cartografía geológica, en el levantamiento estratigráfico de 312 secciones (Fig. 8), en la correlación estratigráfica de las columnas compuestas, elaboradas a partir de varios afloramientos en los principales cañones de la zona (Fig. 9) y en el fechamiento radiométrico de 14 muestras con los métodos de ^{40}Ar - ^{39}Ar y de U-Pb en circones (Tablas 1 y 2, Anexo A), se presentó el primer mapa geológico de la caldera La Reforma (García-Sánchez et al., 2019). Otros estudios recientes aportaron nuevos datos sobre las formaciones volcanosedimentarias (Lira-Beltrán et al., 2020; Ocampo-Díaz et al., 2020) y secuencias volcánicas y volcanoclásticas del Plioceno-Pleistoceno temprano (Osorio-Ocampo et al., 2019). Con base en estos trabajos se presenta el mapa geológico y la estratigrafía revisada de la zona de estudio en donde se define a la caldera La Reforma como el complejo caldérico La Reforma y cuya estratigrafía fue dividida en cinco secuencias: 1) Basamento, formado por rocas cretácicas intrusivas del Batolito Peninsular (Cretácico), y rocas volcánicas y sedimentarias continentales de la Formación Salto y Grupo Comondú (Oligoceno-Mioceno); 2) Secuencia *pre*-Caldera (Plioceno-Pleistoceno), constituida por rocas sedimentarias marinas intercaladas con depósitos volcánicos submarinos; 3) Secuencia *syn*-Caldera (Pleistoceno), formada por depósitos ignimbríticos asociados a eventos formadores de caldera; 4) Secuencia *post*-Caldera (Pleistoceno), formada por flujos de lava, domos, estratoconos y conos de escoria; 5) Secuencia *extra*-Caldera (Pleistoceno), formado por conos de escoria, flujos de lava, un cráter freático y depósitos ignimbríticos. La distribución de estos depósitos se muestra en el mapa geológico de la figura 10, y su descripción se presenta a continuación.



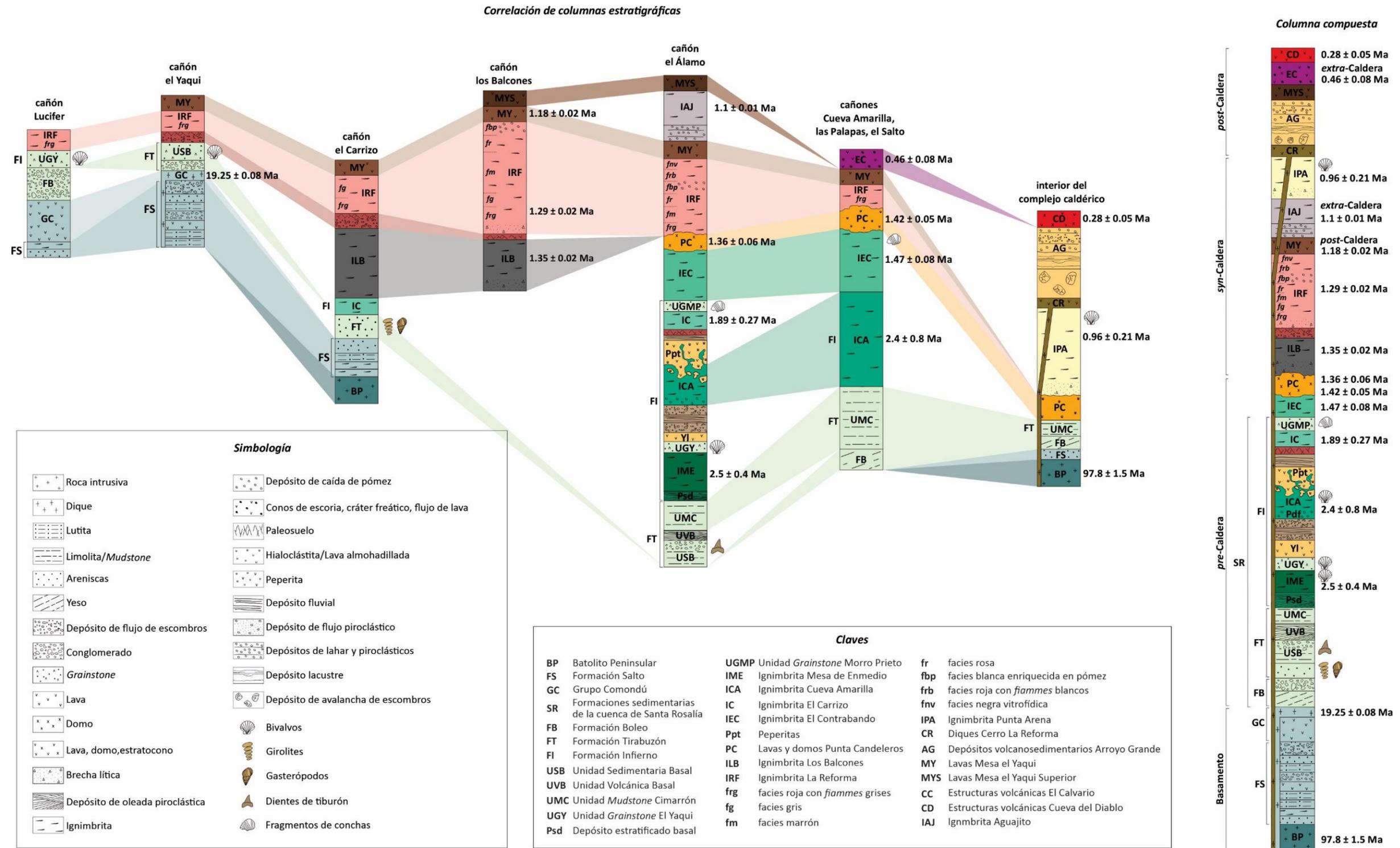


Figura 9. Correlación de columnas estratigráficas elaboradas a partir de la combinación de varios afloramientos a lo largo de los principales cañones dentro y fuera del complejo caldérico (ubicación de los cañones en la figura 7). A la derecha de la imagen se encuentra la columna compuesta del complejo caldérico, elaborado a partir de la correlación de columnas estratigráficas (sin escala). Las edades radiométricas de las ignimbritas Mesa de Enmedio y Aguajito fueron tomadas de Osorio-Ocampo et al. (2019).

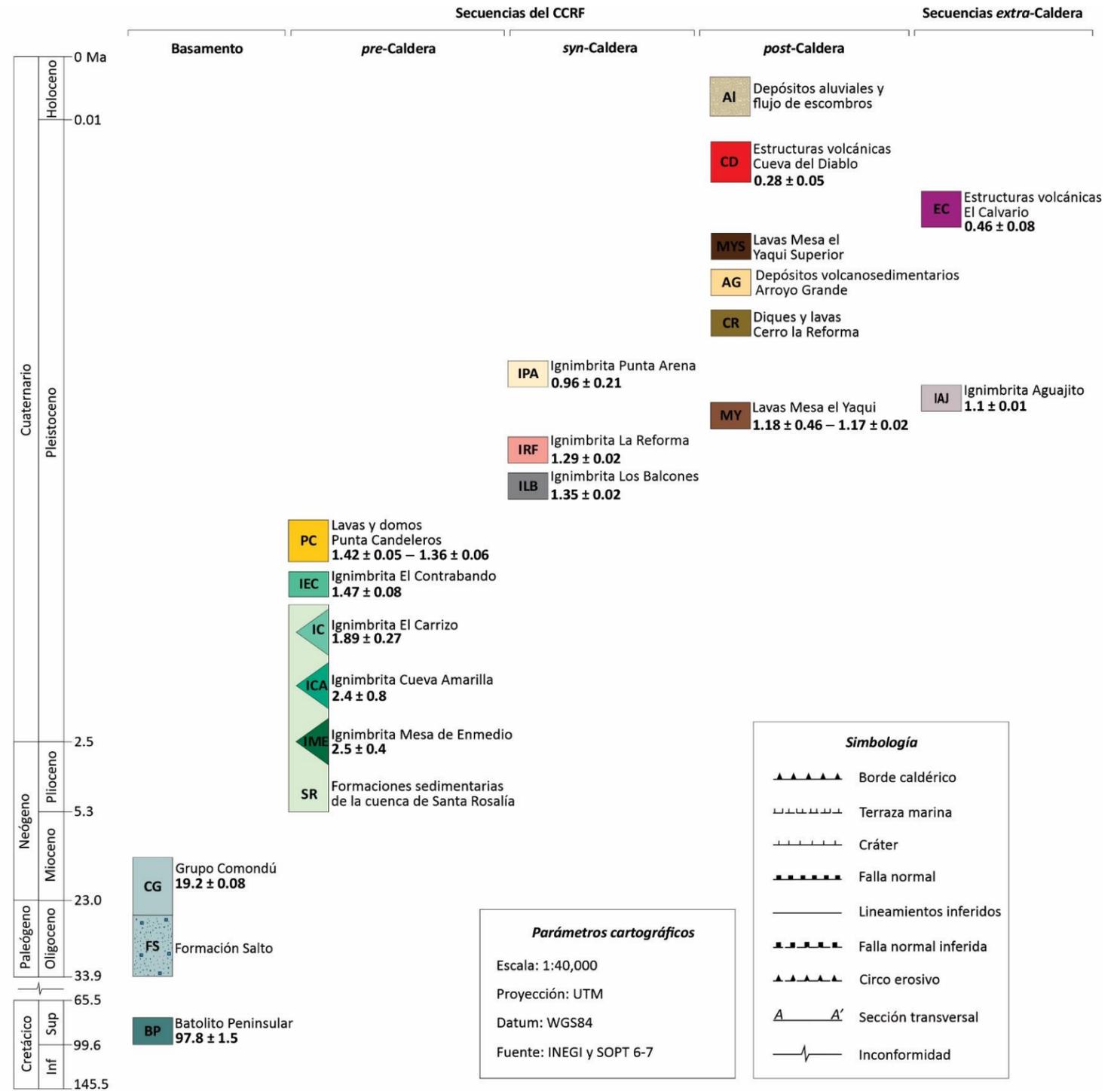
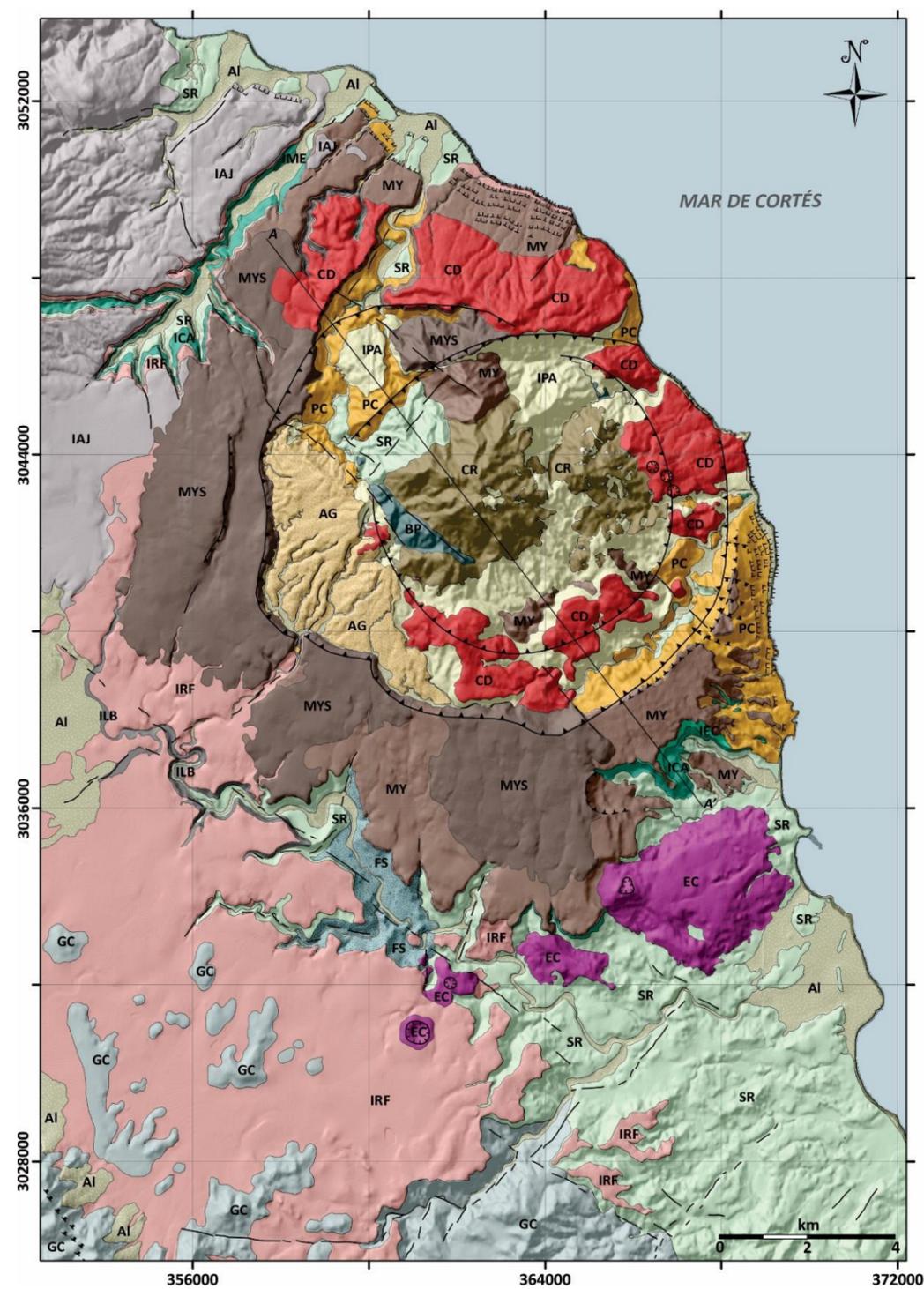


Figura 10. Mapa geológico del complejo caldérico La Reforma (CCRF), en el cual se muestra la distribución de las rocas pertenecientes al basamento y a las secuencias *pre*-, *syn*-, *post*- y *extra*-Caldera, reconocidas en la zona de estudio. La edad de las rocas está reportada en millones de años (Ma). La edad radiométrica de las ignimbritas Mesa de Enmedio y Aguajito fueron tomadas de Osorio-Ocampo et al. (2019). La ignimbrita El Carrizo (localizada en el cañón el Álamo) no es cartografiable, por lo que no se encuentra en el mapa. La sección geológica transversal (A-A') se localiza en la figura 45.

5.1. Basamento

El basamento comprende las rocas del Batolito Peninsular, descrito por primera vez dentro del complejo caldérico La Reforma por Schmidt (1975); a las rocas volcánicas y volcanosedimentarias de la Formación Salto, descritas primeramente por McFall (1968), en la bahía Concepción, aproximadamente a 100 al sureste del complejo caldérico; y a las rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Grupo Comondú, descritas originalmente por Heim (1922), cerca del pueblo de Comondú, aproximadamente a 150 km al sur del complejo caldérico.

5.1.1. Batolito Peninsular, BP (97.8 Ma)

Estas rocas se encuentran aflorando dentro y fuera del complejo caldérico. Dentro se les puede encontrar, principalmente, en el flanco occidental del Cerro la Reforma con un espesor ≥ 50 m (secciones 104, 139). Estas rocas son de composición diorítica y granodiorítica, de color rosa que alteran a color café claro (Fig. 11A). Presentan una textura fanerítica con fenocristales de feldespato-K, plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita. Son intrusionadas por diques aplíticos blancos y negros con cristales de plagioclasa, anfíbol y biotita (sección 104). Al exterior de la caldera, están expuestas en el cañón el Carrizo (sección 156; Fig. 11B), con un espesor de ~ 8 m y con la misma composición mineralógica que dentro de la caldera. En el Carrizo presenta enclaves subredondeados a subangulosos, faneríticos con cristales de feldespato-K, cuarzo y biotita (Fig. 11C).

Una muestra de estas rocas dentro del complejo caldérico (sección 97) fue fechada con el método U-Pb en circones y arrojó una edad de 97.8 ± 1.5 Ma (Tabla 2, Anexo A). Por esta edad se correlaciona con las rocas de composición cuarzo-monzonita fechadas en 91.2 ± 2 Ma mediante K-Ar por Schmidt (1975), dentro del complejo caldérico y al xenolito de composición granodiorítica encontrado en un depósito de caída de escoria al sur del volcán la Virgen, fechado en 99.1 ± 0.8 Ma mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar por Macías et al. (2012). De acuerdo a estas edades y a su posición geográfica estas rocas al interior de la caldera pertenecen a la suite La Posta de la zona este del Batolito Peninsular (Kimbrough et al., 2001).

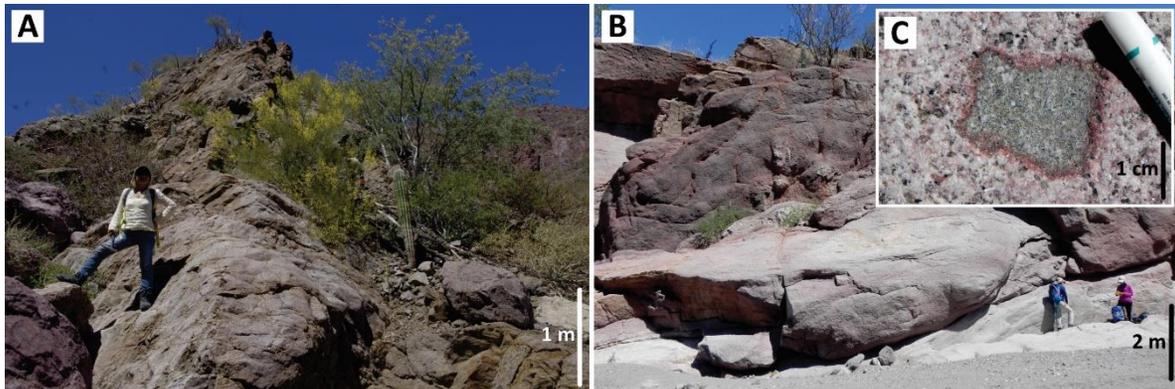


Figura 11. **A** Afloramientos de rocas intrusivas pertenecientes al Batolito Peninsular dentro del complejo caldérico (sección 104). **B** Afloramiento de las rocas batolíticas en el cañón el Carrizo (sección 156). **C** Detalle de enclave encontrado en las rocas batolíticas en el cañón el Carrizo.

5.1.2. Formación Salto, FS (40–20 Ma) y Grupo Comondú, GC (19.2 Ma)

En la zona de estudio estas rocas están expuestas fuera del complejo caldérico, principalmente a lo largo de los cañones el Yaqui y el Carrizo (por ejemplo, secciones 3–5, 110, 155–159). Consisten de más de 30 m de espesor de la intercalación de areniscas y lutitas rojizas, compuestas de cristales subangulares a subredondeados de cuarzo, plagioclasa y feldespato-K (Fig. 12A); areniscas verdes con estratificación cruzada formadas de cristales redondeados de cuarzo, feldespato, mica y piroxeno; conglomerados polimícticos continentales de color rojo (Fig. 12B); flujos de lava andesítica con cristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe-Ti (Fig. 12C); depósitos de flujo de escombros formados por clastos subangulares a subredondeados de lava, soportados por una matriz roja de arena gruesa; e ignimbritas de color rosa claro formadas por pómez blanca y diversos líticos, incluyendo graníticos, embebidos en una matriz soldada (Fig. 12D). Dentro de la caldera, en la parte central (sección 105), se observan areniscas blancas formadas por cristales de plagioclasa, feldespato, cuarzo y líticos grises cubriendo a las rocas del Batolito Peninsular. De acuerdo a las características de estas rocas y a los trabajos previos realizados en la zona de estudio (por ejemplo, Wilson y Veytia, 1949; Garduño-Monroy et al., 1993), fueron primeramente correlacionadas con el Grupo Comondú. Sin embargo, recientemente Ocampo-Díaz et al. (2020) estudiaron detenidamente esta secuencia de rocas en los cañones el Yaqui y el Carrizo y obtuvieron edades de 20 a 40 Ma con el método U-Pb en circones. Debido a estas y otras características de las rocas estos autores concluyeron que se trata de la Formación Salto

(McFall, 1968), relacionada con la primera sucesión sedimentaria ligada a la subducción de la placa Farallón, por lo que corresponderían a rocas *pre*-Grupo Comondú.

En la sección 5 del cañón el Yaqui, las areniscas y lutitas rojas están intrusionadas por un dique de composición andesítica (Fig. 12E), fechado en 19.25 ± 0.08 Ma con el método ^{40}Ar - ^{39}Ar (Tabla 1, Anexo A). Este dique presenta textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos de Fe-Ti. Presenta además xenolitos faneríticos subredondeados pertenecientes al Batolito Peninsular, formados por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato-K y biotita (Fig. 12E). A lo largo del cañón Lucifer (secciones 250–254) afloran areniscas de color naranja, compuestas por bloques rojizos subredondeados de hasta 50 cm de diámetro, soportados por una matriz de líticos rojos y amarillos y cristales subangulares de plagioclasa, anfíbol y biotita. Se encuentran sobreyacidas por depósitos de flujo piroclástico de color beige (Fig. 12F), formadas por bloques subangulosos a subredondeados de lava rojiza y gris, soportados por una matriz de ceniza fina. Estas ignimbritas podrían corresponder a la unidad Santa Lucia descrita por Avellán et al. (2018, 2019a) y fechada por los mismos autores en 21.59 ± 0.29 Ma, con el método de U-Pb en circones. Cubriendo a las areniscas y a las ignimbritas se encuentran ~80 m de espesor de flujos de lavas en bloques masivos y en entablatura, de composición andesítica, de color gris rojizo, con textura afanítica a porfirítica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol (Fig. 12F), y pocas lavas de composición dacítica con fenocristales de biotita, clinopiroxeno y xenolitos del Batolito Peninsular. Al sur del complejo caldérico, en las secciones 113, 194 y 195, se observan lavas de composición andesítica con morfología de domo, cubiertas parcialmente por la ignimbrita La Reforma, con textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Tanto las lavas del cañón Lucifer, como las del sur del complejo caldérico podrían estar relacionadas con las lavas de composición basáltica y andesítica, enriquecidas en hornblenda, descritas por Wilson y Veytia (1949) y con las andesitas Santa Lucía descritas por Garduño-Monroy et al. (1993) en el pozo geotérmico LV-2 de la CFE, al sur del complejo volcánico Tres Vírgenes.

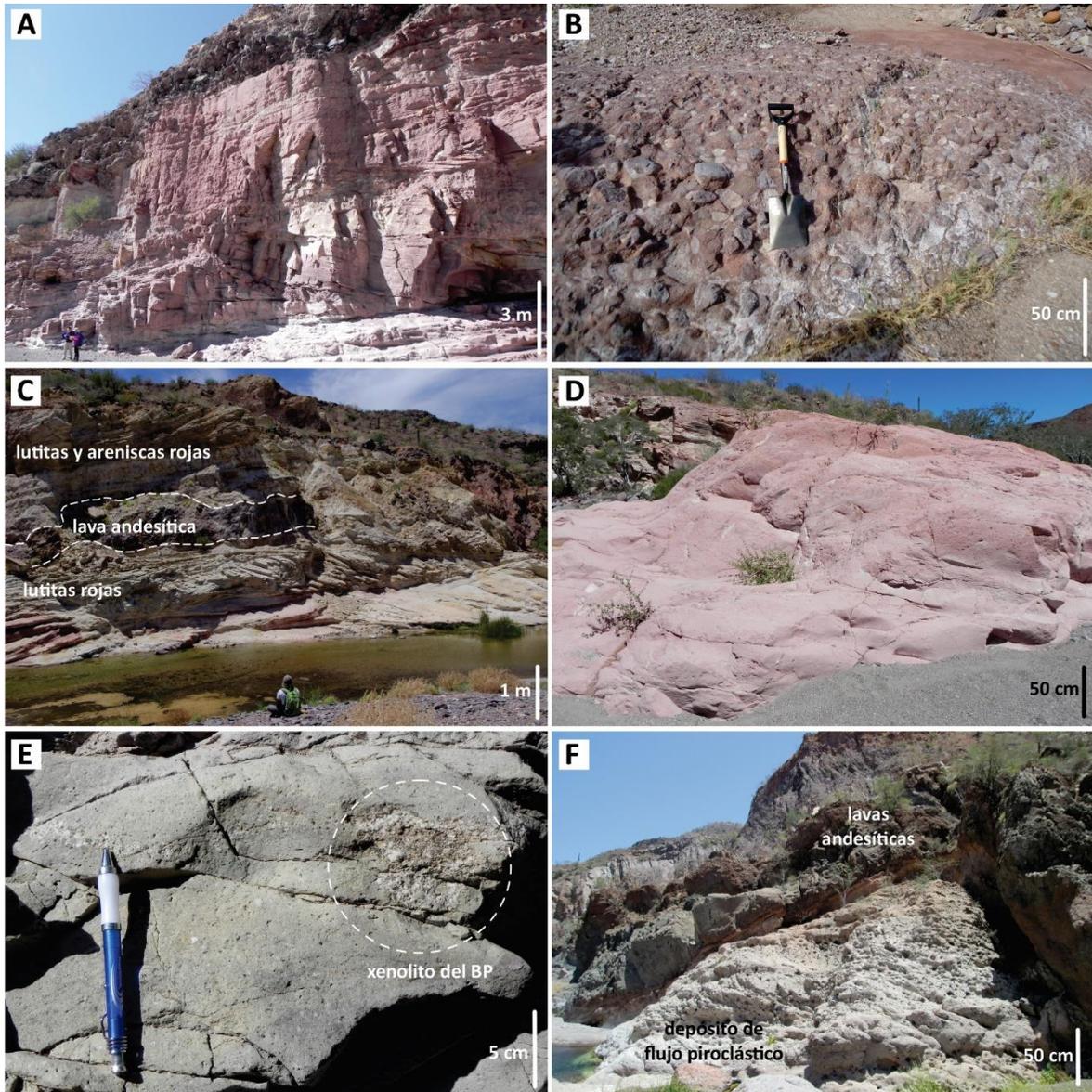


Figura 12. **A** Depósito de areniscas rojizas con estratificación cruzada, en el cañón el Carrizo (sección 155). **B** Conglomerado polymíctico continental rojizo, en el cañón el Yaqui (sección 4). **C** Intercalación de lutitas y areniscas rojas con lavas andesíticas, en el cañón el Carrizo (sección 110). **D** Ignimbrita de color rosa claro, en el cañón el Carrizo (sección 157). **E** Dique andesítico con xenolitos del Batolito Peninsular (BP), en el cañón el Yaqui (sección 5). **F** Depósito de flujo piroclástico de color beige, cubierto por flujos de lava de composición andesítica, aflorando al fondo del cañón Lucifer (sección 253).

5.2. Secuencia *pre*-Caldera (5.3–1.36 Ma)

Esta secuencia está constituida por las formaciones pliocénicas sedimentarias de la cuenca de Santa Rosalía (Boleo, Tirabuzón e Infierno) y por ignimbritas y lavas submarinas y domos expuestos, principalmente dentro del complejo caldérico. Las formaciones sedimentarias de la cuenca de Santa Rosalía fueron muy bien descritas por varios autores (Wilson, 1948; Wilson y Veytia, 1949; Wilson y Rocha, 1955; Ortlieb, 1981; Ortlieb y Colleta, 1984) al sureste del complejo caldérico, incluyendo las rocas expuestas en el poblado de Santa Rosalía. Sin embargo, durante este trabajo se encontró que en las zonas proximales al complejo caldérico, estas rocas sedimentarias están intercaladas con tres depósitos de ignimbrita, los cuales corresponden a Mesa de Enmedio (IME) de 2.5 ± 0.4 Ma (U-Pb en circones; Osorio-Ocampo et al., 2019), Cueva Amarilla (ICA) de 2.4 ± 0.8 Ma (U-Pb en circones; Tabla 2, Anexo A; sección 47) y El Carrizo (IC) de 1.89 ± 0.27 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar ; Tabla 1, Anexo A; sección 53). Sobreyaciendo a las formaciones sedimentarias se encuentra la ignimbrita El Contrabando (IEC) de 1.47 ± 0.08 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar ; Tabla 1, Anexo A; sección 26) y una serie de flujos de lava submarinas y domos con edades de 1.42 ± 0.05 Ma y 1.36 ± 0.06 Ma, correspondientemente (^{40}Ar - ^{39}Ar ; Tabla 1, Anexo A; secciones 51 y 65).

La intercalación de sedimentos marinos con productos volcánicos se observa muy bien en el cañón el Álamo (secciones 53–64; Fig. 13A), al oeste del complejo caldérico. La estratigrafía en este cañón ha sido descrita con detalle por Osorio-Ocampo et al. (2019). De acuerdo con estos autores, la secuencia estratigráfica comienza con capas sedimentarias fosilíferas (Unidad Sedimentaria Basal, USB) con presencia de dientes de tiburón bien preservados, seguidas de una capa de tefra fina (Unidad Volcánica Basal, UVB) y depósitos de *mudstone* (Unidad *Mudstone* Cimarrón, UMC) estratificados en la base y masivos en la cima (Fig. 13B). Toda esta secuencia corresponde a la Formación Tirabuzón, de acuerdo a Lira-Beltrán (2019). Esta secuencia está cubierta por la unidad IME (2.5 Ma), de ~ 5 m de espesor, de color blanco a amarillo claro, estratificada en la base (Psd) y masiva en la cima, formada por bloques de pómez (≤ 1.5 m de longitud) soportados por una matriz deleznable de ceniza fina (Fig. 13C). En contacto con esta ignimbrita se encuentra un depósito de *grainstone* (Unidad *Grainstone* Yaqui, UGY) formado por abundantes fósiles de bivalvos (Fig. 13D). Sobreyaciendo se

encuentra un flujo de lava masivo (YI) (Fig. 13E), de al menos 9 m de espesor, de color gris oscuro a amarillo cuando está alterado, con textura porfirítica con cristales de plagioclasa y piroxeno. Cubriendo a la lava se encuentran varios depósitos masivos de flujo de escombros y depósitos fluviales con estratificación paralela. Continuando la secuencia se encuentra una capa de caída de pómez fibrosa (Pfd), de 20-50 cm de espesor, con cristales de plagioclasa, cuarzo y piroxeno (Fig. 14A). Siguiendo se encuentra un depósito de espesor variable (2–15 m) de la unidad ICA (2.4 Ma), de color verde, enriquecida en la base por pómez gris claro y en la cima por escoria negra, ambas con facies de hialoclastita (Fig. 14A, B). Cubriendo la unidad ICA se encuentra un flujo de lava negro con textura porfirítica con cristales de plagioclasa y clinopiroxeno, que se sumerge dentro de la ignimbrita formando una peperita (Ppt) con bloques individuales de lava rodeados por la matriz de ceniza (Fig. 14C). Sobreyaciendo se encuentra un depósito fluvial (Fd) estratificado con fragmentos de pómez, escoria, conchas y líticos seguido de un paleosuelo rojizo (Fig. 14D). Le sigue la unidad IC (1.89 Ma) formada por pómez gris y amarillo, así como líticos y cristales sueltos de plagioclasa y piroxeno, soportados por una matriz roja muy soldada (Fig. 14D). Cubriendo a esta ignimbrita se encuentra un depósito de *grainstone* (Unidad *Grainstone* Morro Prieto, UGMP; Fig. 14E) formado por fragmentos de bivalvos, equinodermos y fragmentos volcánicos (Fig. 14F). De acuerdo a Lira-Beltrán (2019), la secuencia que comienza con la unidad IME y termina con la unidad UGMP corresponde a la Formación Infierno.

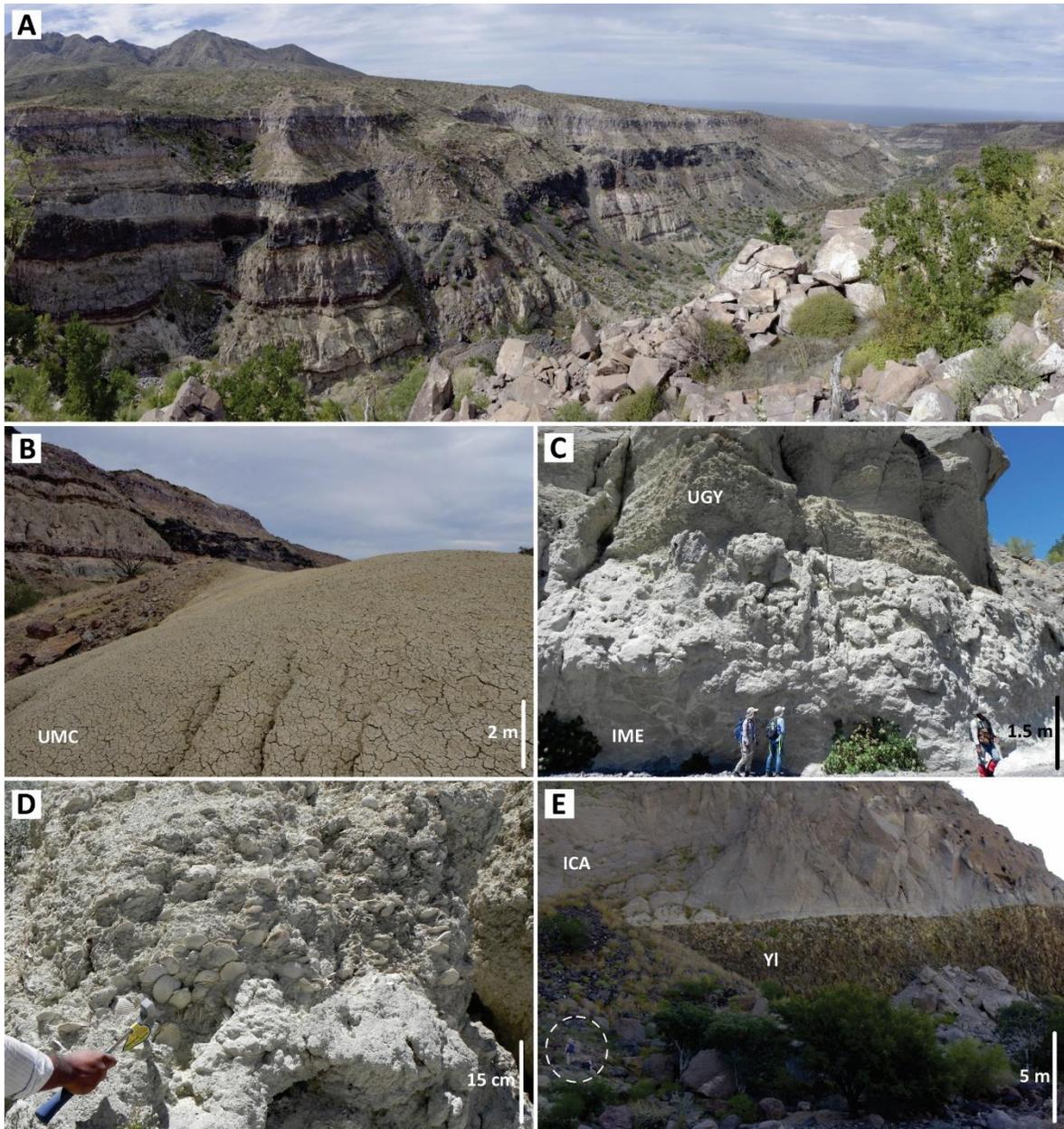


Figura 13. **A** Vista panorámica del cañón el Álamo, en la que se observa la intercalación de sedimentos marinos con productos volcánicos *pre*-Caldera (Fotografía tomada hacia el noroeste). **B** Depósito de *mudstone* (Unidad *Mudstone* Cimarrón, UMC) (sección 53). **C** Ignimbrita Mesa de Enmedio (IME) formada por bloques de pómez ≤ 1.5 m de longitud, sobreyacida por la Unidad *Grainstone* Yaqui (UGY) (sección 63). **D** Detalle de la UGY formado por fósiles de bivalvos. **E** Lava gris oscuro que altera a amarillo (YI), sobreyacida por la ignimbrita Cueva Amarilla (ICA) (sección 59).

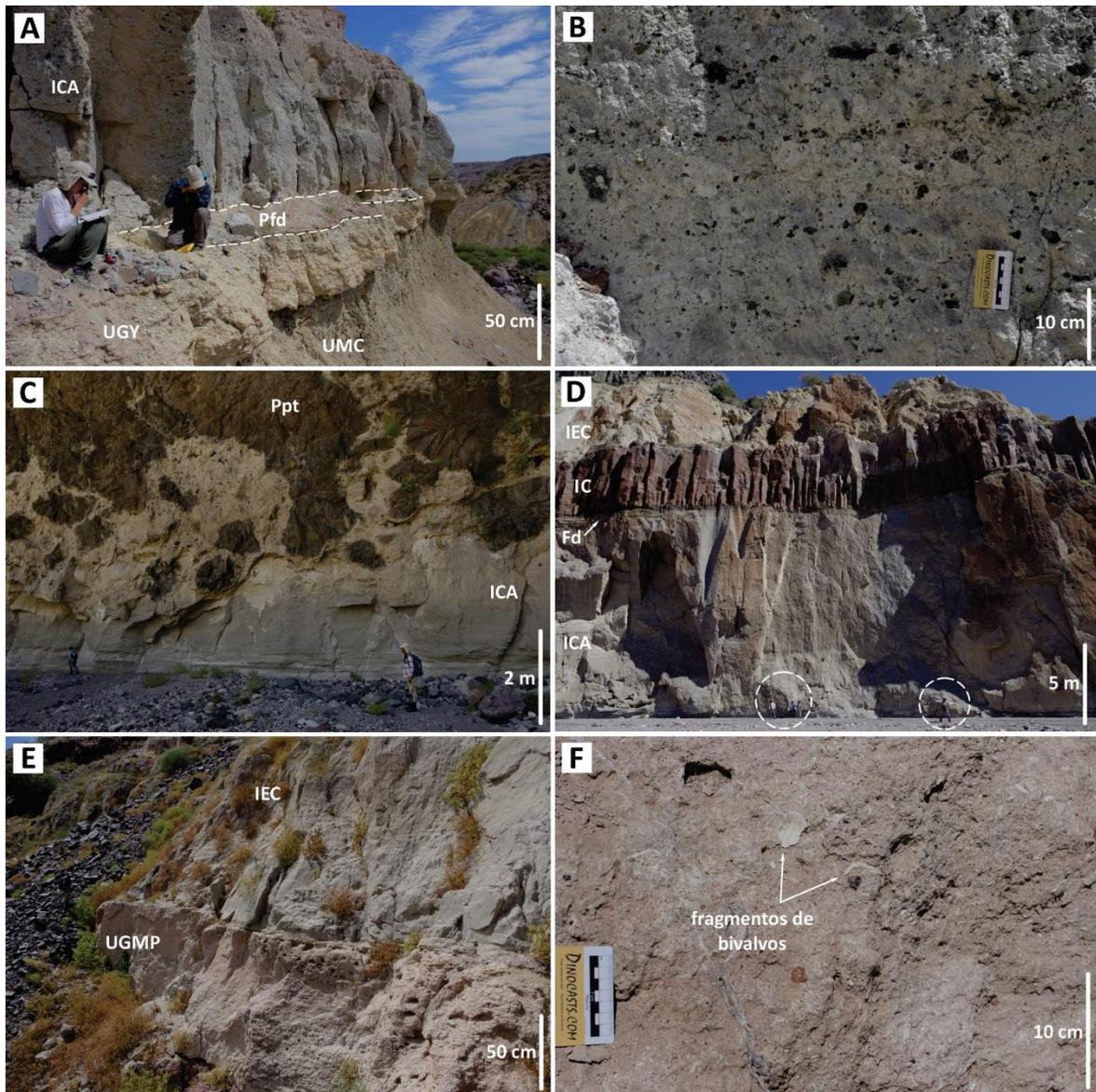


Figura 14. **A** Unidad *Mudstone* Cimarrón (UMC), sobreyacida por un depósito de caída de pómez (Pfd) y por la ignimbrita Cueva Amarilla (ICA) (sección 53). **B** Detalle de la ICA formada por pómez gris claro y escoria negra. **C** Flujo de lava formando una peperita en la unidad ICA (sección 60). **D** Secuencia estratigráfica en la que se observa a la unidad ICA cubierta por un depósito fluvial (Fd), seguido de la ignimbrita El Carrizo (IC) y de la ignimbrita El Contrabando (IEC). **E** Unidad *Grainstone* Morro Prieto (UGMP), sobreyacida por la unidad IEC (sección 53). **F** Detalle de la UGMP formada por fragmentos de bivalvos, equinodermos y fragmentos volcánicos (sección 53).

Otros afloramientos de estas rocas ocurren en zonas proximales y dentro del complejo caldérico. Dentro del complejo caldérico, en la localidad de las Minutas (por ejemplo, secciones 177, 181) se observan depósitos de limolita gris, alterando a amarillo, estratificados y algunas veces plegados (Fig. 15A) o como capas espesas (>10 m) de yesos rojos. Fuera del complejo caldérico, en los cañones Cueva Amarilla (sección 44; Fig. 15B), las Palapas (sección 32), el Tule (sección 210) y las Palmas (sección 130) afloran depósitos de limolita de color amarillo, constituida por cristales de plagioclasa, anfíbol, mica, cuarzo, óxidos y fragmentos de yeso, por lo que parecen corresponder a la unidad UMC del cañón el Álamo. En la sección 3 del cañón el Yaqui, las rocas sedimentarias aparecen como un conglomerado polimíctico amarillo, cubierto por areniscas blancas con bivalvos, ambos cortados por una falla inversa N75/68SE (Fig. 15C). Ambos depósitos pueden ser correlacionados con la unidad USB del cañón el Álamo. En el cañón el Carrizo (secciones 241, 242), los sedimentos aparecen como areniscas fosilíferas estratificadas (Fig. 15D), de color amarillo claro y espesor variable (hasta 8 m), con *girolites* y gasterópodos (Fig. 15E), que podrían corresponder a la base de la Formación Tirabuzón, de acuerdo a su contenido fósil (Colleta y Angelier, 1981; Ortlieb y Colleta, 1984; Lira-Beltrán, 2019). En la vecindad de la mina Caopas (sección 32), las limolitas amarillas están sobreyaciendo a ≥ 15 m de capas estratificadas de yeso gris a ocre (Fig. 15F) con lentes de yeso tabular translucido y a capas masivas de yeso rojo con estructura acicular. Estas capas espesas de yeso se correlacionan con la Formación Boleo, de acuerdo a las descripciones de Ortlieb y Colleta (1984).

En el cañón el Álamo (por ejemplo, sección 53), sobreyaciendo a las formaciones sedimentarias de la cuenca de Santa Rosalía se encuentra un depósito de la unidad IEC de espesor variable (3–5 m), formada por capas parcialmente removilizadas y estratificadas (Fig. 14D, E), constituidas por pómez gris y amarilla, soportados por una matriz amarilla de ceniza fina con cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Esta ignimbrita también aflora en el cañón Cueva Amarilla (secciones 44–49; Fig. 15G), con un espesor potente de hasta 30 m. En este cañón se encuentra sobreyaciendo a la unidad ICA y a depósitos de limolitas de color beige, correspondientes a la UMC del cañón el Álamo.

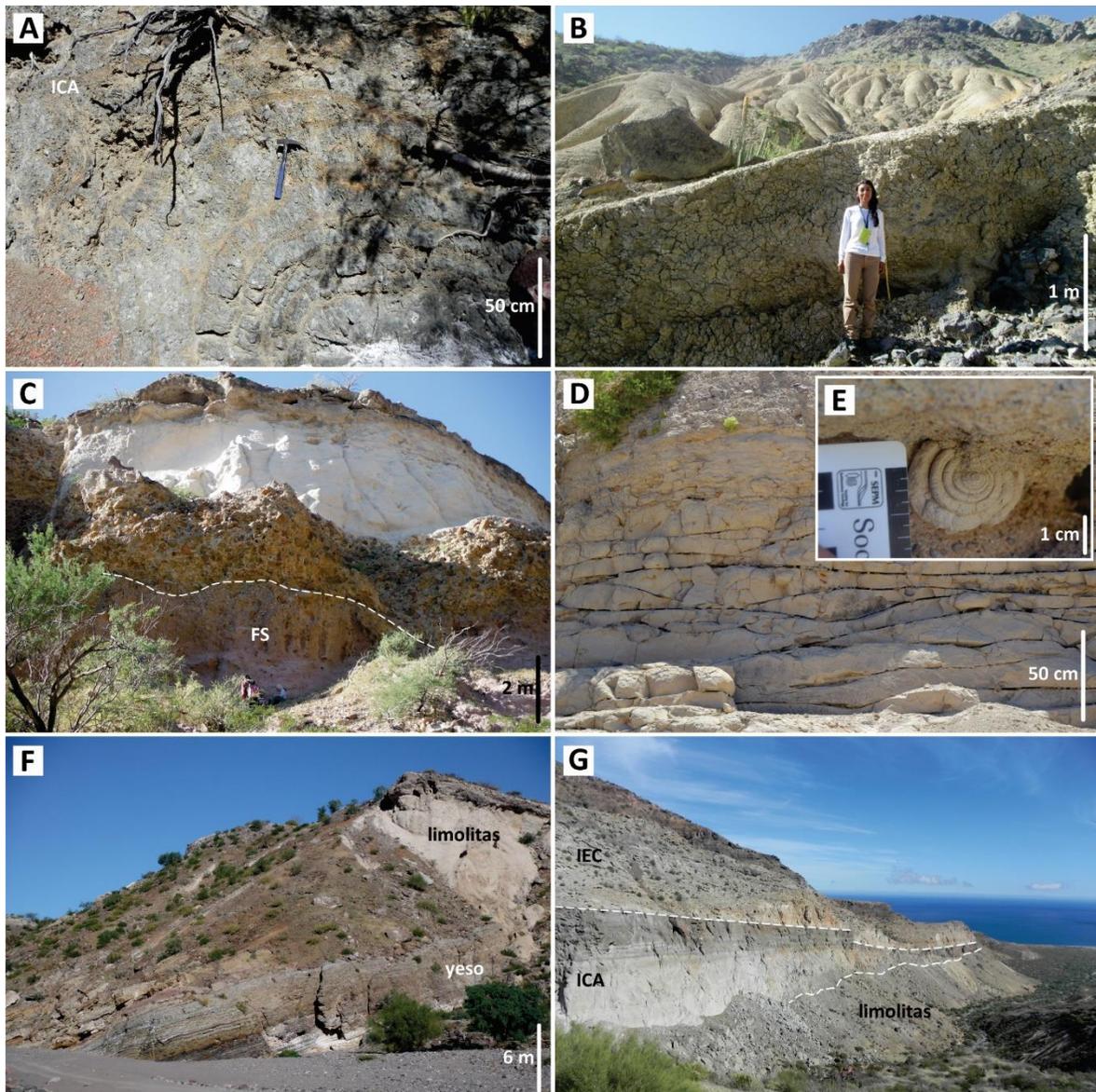


Figura 15. **A** Localidad de Las Minitas (sección 177), en donde afloran limolitas grises plegadas, pertenecientes a las formaciones sedimentarias de Santa Rosalía. **B** Depósitos de limolita beige en el cañón Cueva Amarilla (sección 44). **C** Afloramiento de conglomerados polymícticos y areniscas fosilíferas, sobreyaciendo a la Formación Salto (FS), en el cañón el Yaqui (sección 3). **D** Afloramiento de areniscas fosilíferas estratificadas, con presencia de gasterópodos y *girolites*, en el cañón el Carrizo (sección 241). **E** Detalle de una impresión de gasterópodo. **F** Vecindad de la mina Caopas (sección 32) en donde afloran capas de yeso, cubiertas por depósitos de limolitas masivas de color beige. **G** Vista panorámica del cañón Cueva Amarilla (secciones 44–49), en donde se observan depósitos de limolita cubiertos por de la ignimbrita Cueva Amarilla (ICA) y la ignimbrita Contrabando (IEC) (Fotografía tomada hacia el este).

En la cima de la secuencia *pre*-Caldera se encuentran una serie de flujos de lava submarinos y domos subaéreos denominados Punta Candeleros. Las lavas presentan estructura masiva, a veces bandeadas, estructura de entablatura, estructura en almohadilla (1.42 Ma) y facies de hialoclastita. Los domos (1.36 Ma) presentan estructura interna columnar. Estos depósitos se encuentran a lo largo de la costa (por ejemplo, secciones 51, 302), en los cañones el Tule (por ejemplo, secciones 36, 79), Cueva Amarilla (sección 45), las Palmas (sección 146), el Álamo (sección 65) y en la localidad de Las Minitas (por ejemplo, sección 178). Las lavas con estructura masiva y de entablatura son de color gris claro a oscuro, que alteran a rojo, con textura porfírica con cristales de plagioclasa y clinopiroxeno. En algunas secciones (por ejemplo, sección 36) las lavas con estructura masiva presentan una superficie brechada (Fig. 16A). Las lavas bandeadas son generalmente rojas por alteración y porfíricas con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Las lavas con estructura en almohadilla son de color negro verdoso y afaníticas (Fig. 16B). Las lavas con facies de hialoclastita están formadas por bloques redondeados de color gris a verde oscuro, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, incrustados en una masa vítrea con esferulitas, vesículas y fracturas rellenas de sílice amorfa (Fig. 16C). Los domos presentan mayoritariamente estructura interna columnar (por ejemplo, en el cañón el Álamo; Fig. 16D, E), aunque también se les puede encontrar con estructura de disyunción laminar por meteorización (Fig. 16F). Estos son de color gris verdoso y rojizo por alteración, con pocos cristales de plagioclasa y piroxeno y en algunos casos xenolitos de cuarzo.

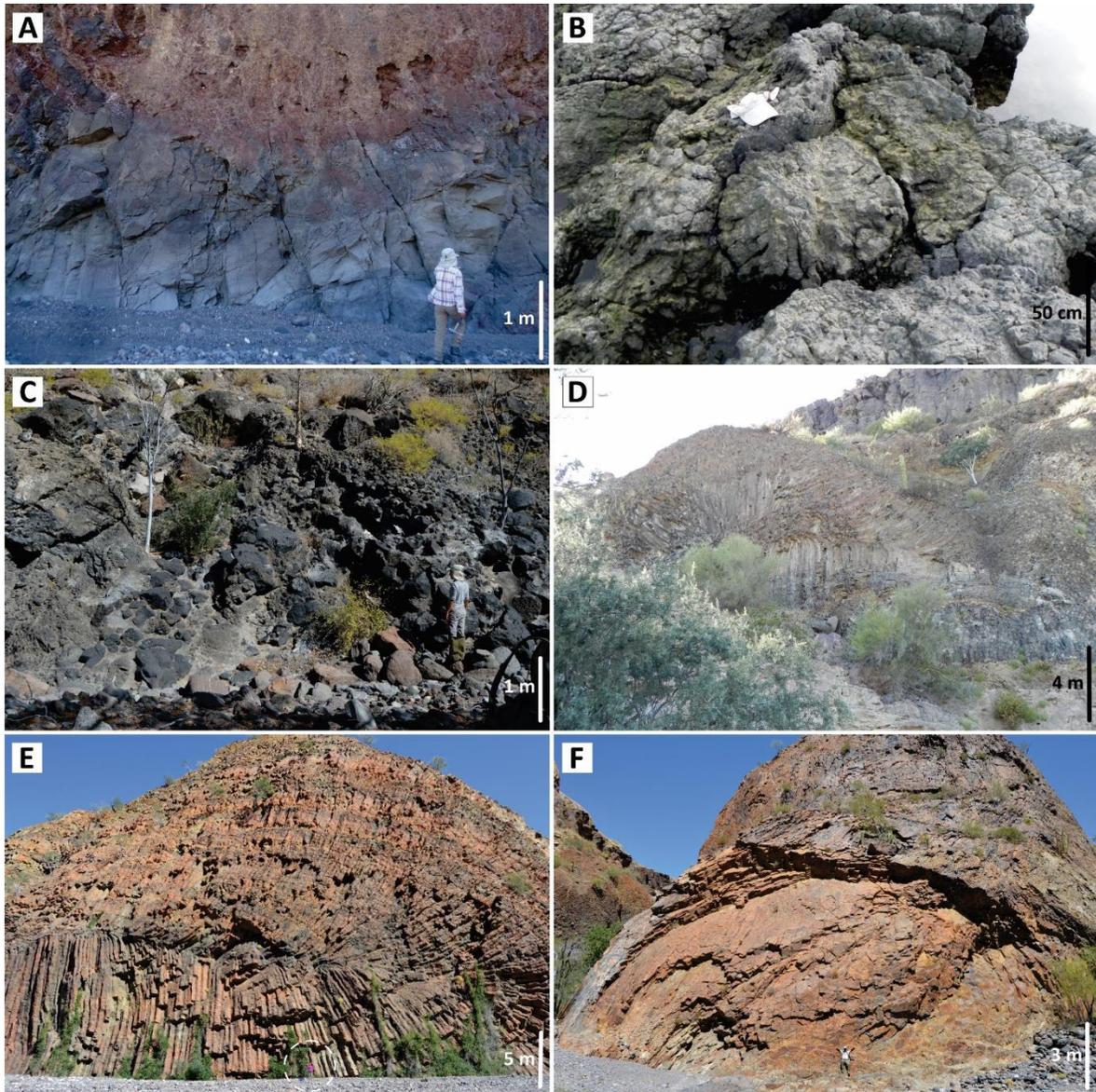


Figura 16. **A** Secuencia de lavas con estructura masiva y brechada, en la desembocadura del cañón el Tule (sección 36). **B** Lavas con estructura en almohadilla que afloran en la desembocadura del cañón Cueva Amarilla (sección 51). **C** Lavas con facies de hialoclastita que afloran por debajo de los domos Morro de las Palmas (sección 270). **D-E** Domos con estructura interna columnar, localizados en la desembocadura de los cañones el Álamo (sección 65) y el Tule (sección 260), respectivamente. **D** Domo con estructura de disyunción laminar, localizado en el cañón el Tule (sección 260).

5.3. Secuencia *syn*-Caldera

Esta secuencia está formada solo por depósitos ignimbríticos asociados a erupciones formadoras de caldera. Estas ignimbritas son Los Balcones, La Reforma y Punta Arena, asociadas a la formación de tres calderas homónimas. Los depósitos se describen a continuación.

5.3.1. Ignimbrita Los Balcones, ILB (1.35 Ma)

Esta ignimbrita se extiende desde las paredes del complejo caldérico hasta una distancia mínima expuesta de 4 km al oeste (Fig. 10). Aflora en la localidad de las Minitas con un espesor de ~ 3 m (sección 146; Fig. 17A) y en los cañones el Carrizo con un espesor de al menos 20 m (sección 18; Fig. 17B), en los Balcones, en donde se encuentra en el piso del cañón (por ejemplo, sección 68) y en las Palmas con un espesor de ~ 5 m (sección 127–129; Fig. 17C). La unidad ILB cubre un área expuesta de ~ 2.1 km² y tiene un volumen mínimo expuesto de ~ 0.03 km³. Estos valores son mínimos debido a que la mayor parte de la ignimbrita está cubierta por depósitos más recientes. Una muestra de esta ignimbrita (sección 18) arrojó una edad de 1.35 ± 0.02 Ma con el método de ⁴⁰Ar-³⁹Ar (Tabla 1, Anexo A). Esta edad representa la más antigua asociada al complejo caldérico.

La unidad ILB se caracteriza por contener pómez grises y amarillas (≤ 20 cm), además de líticos (≤ 6 cm) de lava gris masiva vesiculada y roja escoracea, todos ellos soportados por una matriz moderadamente soldada, enriquecida en plagioclasa y piroxeno (Fig. 17D). Sin embargo, en el cañón las Palmas (sección 129) presenta *fiammes* gris oscuro de hasta 15 cm de longitud (Fig. 17E). Dentro del complejo caldérico, la ignimbrita se encuentra expuesta en las paredes norte-occidentales de los bordes caldéricos externos (por ejemplo, secciones 69, 286). En estas paredes, la parte basal de la ignimbrita se encuentra enriquecida en bloques líticos grises y rojos, con pómez gris, soportados por una matriz roja muy soldada, asociados a depósitos proximales de *co*-ignimbrita, también conocida como *lag breccia* (Fig. 17F). Capas de esta ignimbrita también afloran debajo de los estratoconos el Gato y Punta Gorda (sección 274), por debajo del complejo de domos Morro de las Palmas (sección 267) y como depósitos aislados en la cima del Cerro la Reforma (por ejemplo, sección 307, 312).

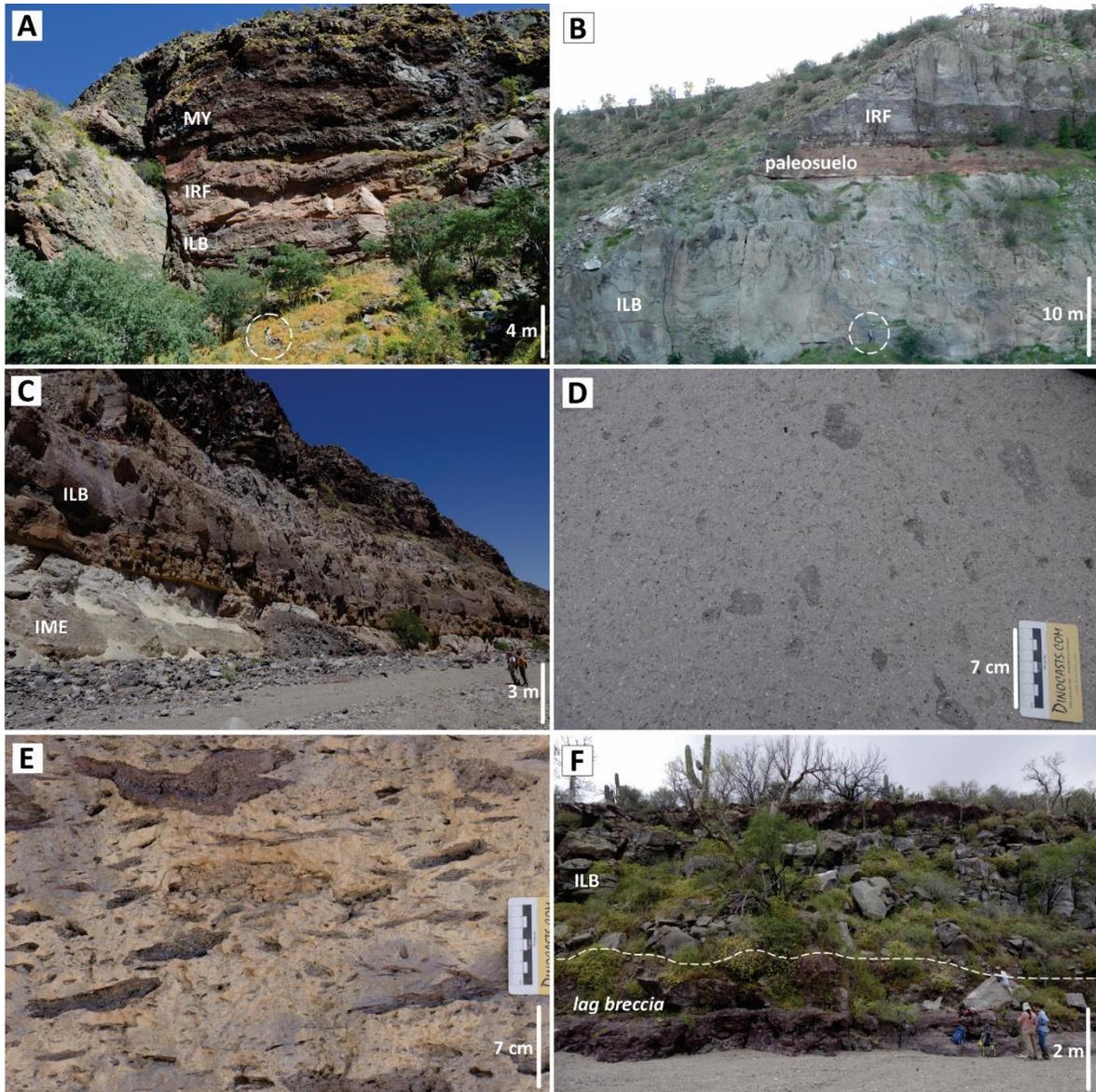


Figura 17. **A** Localidad de las Minitas (sección 146), en donde se observa a la ignimbrita Los Balcones (ILB) sobreyacida por la Ignimbrita La Reforma (IRF) y por las lavas Mesa el Yaqui (MY). **B** Cañón el Carrizo (sección 18) en donde la ignimbrita se observa masiva y de espesor considerable. En esta sección la unidad ILB está separada de la unidad IRF por un paleosuelo rojo de origen volcanoclástico. **C** Cañón las Palmas (sección 129), en donde aflora la unidad ILB, sobreyaciendo a la ignimbrita Mesa de En medio (IME). **D-E** Detalle de la unidad ILB, en donde se le puede observar formada mayoritariamente por pómez gris (sección 68) o por *fiammes* gris (sección 129), ambas soportadas por una matriz enriquecida en plagioclasa. **F** Parte basal de la unidad ILB, enriquecida en bloques líticos grises y rojos, asociada a un depósito de *lag breccia*, en la parte interna del borde caldérico.

5.3.2. Ignimbrita La Reforma, IRF (1.29 Ma)

Esta ignimbrita ha sido el depósito que varios autores (Demant, 1981; Demant, 1984; Garduño-Monroy et al., 1993; Schmitt et al. (2006) han asociado a la caldera La Reforma, debido a que es el depósito de mayor extensión. Esta ignimbrita se extiende desde las paredes del complejo caldérico hasta una distancia mínima expuesta de 9 km al sur (Figs. 10, 18A), con un espesor de ~15 m en algunas secciones (por ejemplo, secciones 18, 53). Otros afloramientos ocurren al occidente de la caldera El Aguajito, por lo que es posible que esta ignimbrita haya tenido una distribución radial. Actualmente cubre un área expuesta de ~ 128 km² y tiene un volumen mínimo expuesto de ~ 8 km³. Schmitt et al. (2006) obtuvo una edad para esta ignimbrita de 1.38 ± 0.03 Ma con el método U-Pb en circones.

La ignimbrita está expuesta principalmente fuera del complejo caldérico, formando una mesa de ignimbrita hacia el sur, y a lo largo de los principales cañones alrededor del complejo caldérico, como el Carrizo, el Yaqui, el Álamo y las Palmas. En el cañón el Carrizo (sección 18) se encuentra separada de la unidad ILB por un paleosuelo rojo formado a partir de un depósito de caída de escoria (Fig. 17B). Ocurre también por debajo del complejo de domos Morro de las Palmas (por ejemplo, sección 266) y de los estratoconos Punta el Gato y Punta Gorda (sección 274). En el interior del complejo caldérico solo se han encontrado pequeños afloramientos aislados en las secciones 167, 173 y 239. En la pared interna sur del complejo caldérico (sección 293) se observa a la ignimbrita con una base enriquecida en líticos subangulosos de tamaño de bloque y pocas *fiammes* gris oscuro, embebidos en una matriz de ceniza muy soldada asociados a depósitos de *lag breccia* (Fig. 18B).

Una columna compuesta de esta ignimbrita reconstruida a partir de varias secciones estratigráficas (Fig. 9) está formada por siete facies litoestratigráficas con diferentes grados de soldamiento y características distintivas, las cuales, de la base a la cima son: facies roja con *fiammes* grises (frg) de ~5 m de espesor, formada por *fiammes* gris oscuro (8–30 cm de longitud) y líticos angulosos a subredondeados de lava de color blanco, verde, gris y amarillo, soportados por una matriz muy soldada con fenocristales de plagioclasa y piroxeno (Fig. 18C); facies gris (fg), de espesor variable (15–20 m), formada por pómez gris y pocas *fiammes* gris

oscuro (5 cm de longitud) y líticos de lava roja, amarilla, verde y de escoria roja, soportados por una matriz muy soldada con fenocristales plagioclasa y piroxeno (Fig. 18D). Una muestra de esta facies (sección 16) arrojó una edad de 1.29 ± 0.02 Ma con el método ^{40}Ar - ^{39}Ar (Tabla 1, Anexo A); facies marrón (fm) de ≤ 10 m de espesor, formada por *fiammes* grises, soportados por una matriz moderadamente soldada y porosa con fenocristales de plagioclasa (Fig. 18E); facies rosa (fr) de ≤ 10 m de espesor, formada por poca pómez gris oscuro (10–20 cm de longitud) embebidos en una matriz no soldada, deleznable, con líticos de lava rojos, verdes y grises (Fig. 18F); facies blanca enriquecida en pómez (fbp), la cual corresponde a un depósito masivo de caída de pómez. Este presenta 2 m de espesor y consiste de pómez blanca a amarillo claro, con pocos cristales de plagioclasa y piroxeno. En algunas zonas del cañón el Álamo (sección 53) el depósito se encuentra parcialmente removilizado y estratificado (Fig. 18F); facies roja con *fiammes* blancas (frb) de hasta 1 m de espesor, formadas mayoritariamente por *fiammes* blancas (2–10 cm de longitud) soportados por una matriz muy soldada enriquecida en plagioclasa (Fig. 18G); facies negra vitrofídica (fnv) de 25 cm de espesor, formada de *fiammes* gris claro (10 cm de longitud), soportadas por una matriz muy soldada y vítrea, con pocos líticos rojos (Fig. 18H).

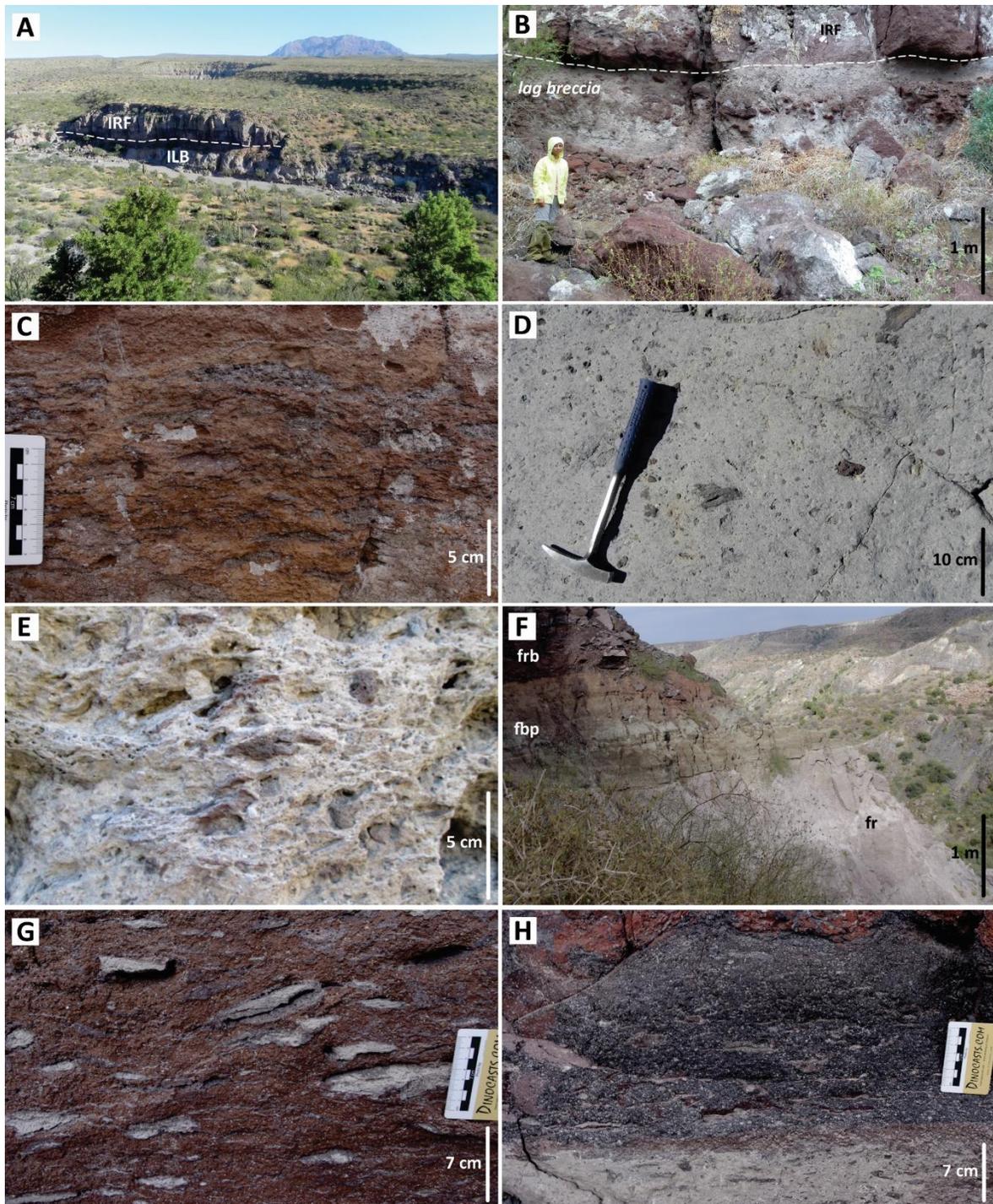


Figura 18. A Vista panorámica del cañón el Carrizo en donde se observa a la ignimbrita La Reforma (IRF) distribuida al sur del complejo cladérico y sobreyaciendo a la ignimbrita Los Balcones (ILB). Al fondo se observa la loma Cerro la Reforma (Fotografía tomada hacia el norte). B Parte basal de la unidad IRF, enriquecida en bloques subangulosos, soportados por una matriz de ceniza muy soldada, asociada a un depósito de *lag breccia*, en la parte interna del borde caldérico. C–H Detalle de las diferentes facies que conforman a la IRF en los cañones el Carrizo, los Balcones y el Álamo (por ejemplo, secciones 8, 15, 53). Las claves corresponden a: facies rosa, fr; facies blanca enriquecida en pómez, fbp; facies roja con *fiammes* blancos, frb.

5.3.3. Ignimbrita Punta Arena, IPA (0.96 Ma)

Esta ignimbrita se encuentra confinada dentro de los bordes caldéricos (Figs. 10, 19A) con un espesor variable de ~ 400 a 700 msnm (por ejemplo, secciones 75, 98). Cubre un área mínima expuesta de ~ 28 km² y tiene un volumen mínimo de ~ 4 km³.

Esta ignimbrita está formada por varias unidades de flujo piroclástico de color amarillo y verde por alteración hidrotermal (por ejemplo, secciones 84, 281; Fig. 19B), formados por *fiammes* deleznales (5–20 cm de longitud) y líticos sedimentarios y de lava roja, gris y de escoria roja, soportados por una matriz deleznable de ceniza fina a media (Fig. 19C). A lo largo del cañón el Tule (por ejemplo, secciones 75 y 76) y por debajo del domo cueva del Diablo (sección 121) y de los conos de escoria Punta Prieta (sección 122), la ignimbrita presenta poca alteración (Fig. 19A, D). En estas últimas secciones más alejadas del centro de la caldera, se observa parcialmente removilizada y de color blanco (Fig. 19A), formada por pómez blanca y gris claro (3–10 cm de diámetro) y líticos de lava roja y gris, todos ellos embebidos en una matriz endurecida, pero no soldada (Fig. 19E). En las secciones 122 y 228 la ignimbrita contiene fragmentos de bivalvos (Fig. 19F). Una muestra de la pómez blanca tomada en la sección 122 arrojó una edad de 0.96 ± 0.21 Ma con el método de ⁴⁰Ar-³⁹Ar (Tabla 1, Anexo A).

En algunas secciones (85, 137, 170, 238, 280, 286) la ignimbrita presenta una base formada principalmente por bloques de lava rojiza, gris, anaranjada y bloques de la ignimbrita La Reforma (≤ 1 m de longitud), con formas subangulares a angulares y pocos fragmentos de pómez amarilla. Estos elementos están soportados por una matriz de ceniza endurecida de color amarillo, asociados a depósitos de *lag breccia* (Fig. 20).

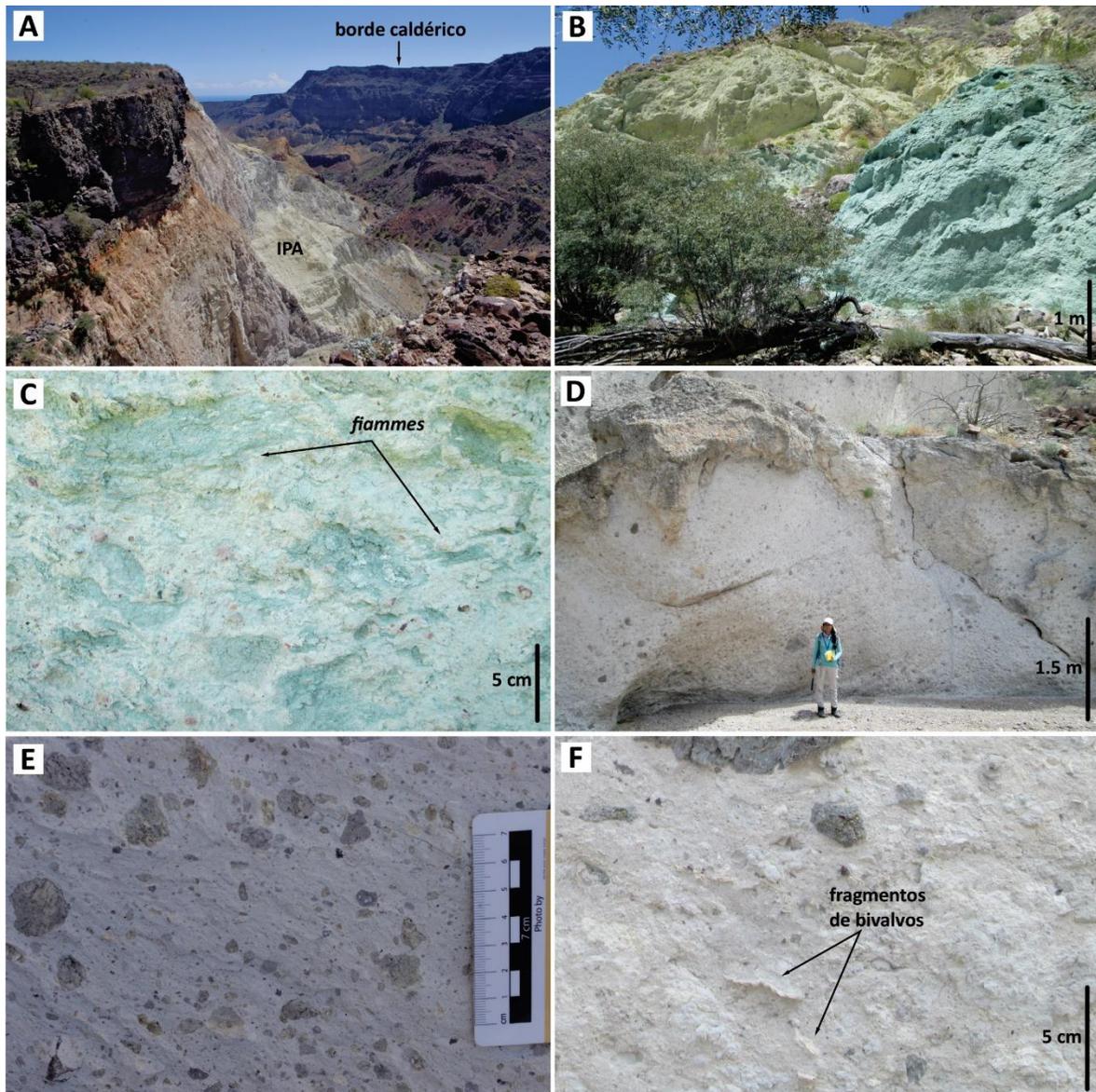


Figura 19. **A** Vista panorámica del cañón el Tule, en donde se observa a la ignimbrita Punta Arena contenida dentro del borde caldérico La Reforma (Fotografía tomada hacia el este). **B** Interior del complejo caldérico (sección 84) en donde se observa a la ignimbrita Punta Arena (IPA) de color verde y amarillo por alteración hidrotermal. **C** Detalle de la unidad IPA en donde se pueden observar *fiammes* verdes por alteración, embebidas en una matriz deleznable. **D** Unidad IPA, por debajo de los conos Punta Prieta (sección 122), en donde se le observa poco alterada. **E** Detalle de la unidad IPA (sección 76) poco alterada, formada por pómez blanca y gris, embebidas en una matriz endurecida. **F** Detalle de la unidad IPA (sección 122), en la que se observa conteniendo fragmentos de bivalvos.

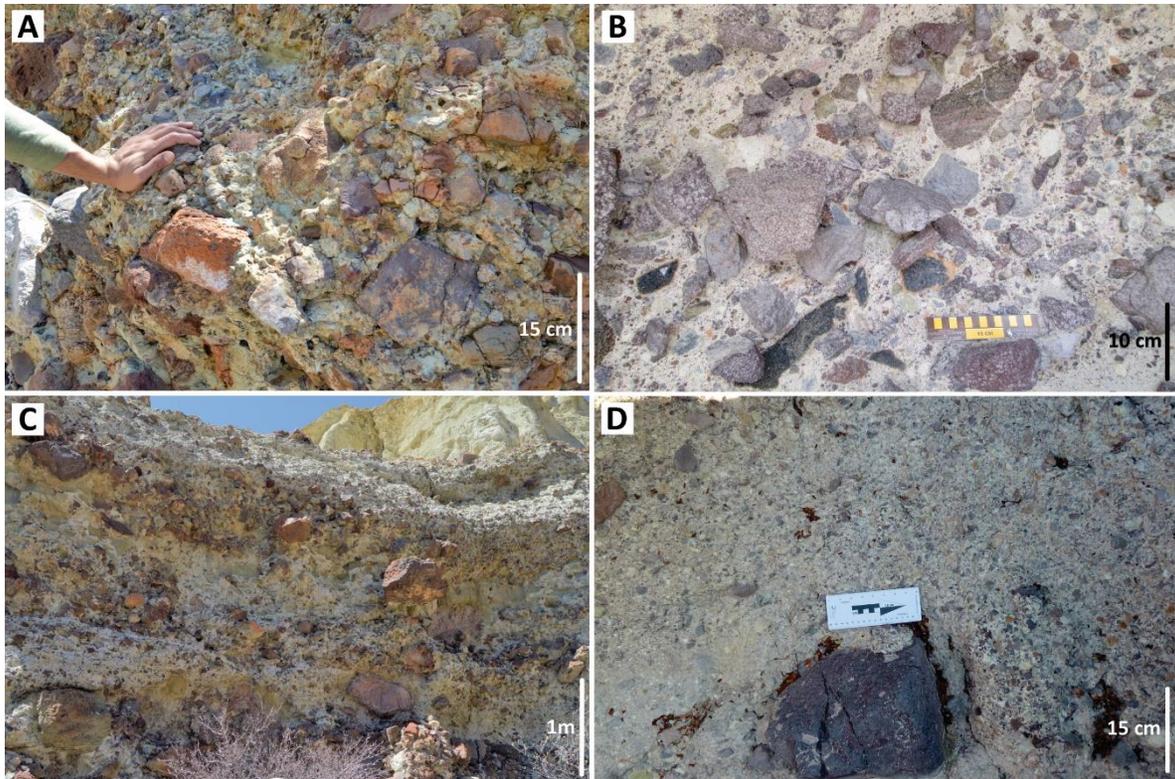


Figura 20. A–D Depósitos de *lag breccia* en las secciones 85, 137, 238 y 280, respectivamente. El depósito está formado en su mayoría por bloques angulosos a subangulosos de lava, ignimbrita soldada y poca pómez amarilla, soportados por una matriz amarilla de ceniza endurecida.

5.4. Secuencia *post*-Caldera

Esta secuencia está formada por depósitos volcanosedimentarios, flujos de lava, estratoconos, domos y conos de escoria, construidos después de cada erupción formadora de caldera. Esta secuencia comprende a los flujos de lava Mesa el Yaqui, ocurridos después de la segunda erupción formadora de caldera, por lo que se le considera *post*-Caldera La Reforma. Estos se encuentran principalmente cubriendo las partes externas de los bordes caldéricos. Dentro de los depósitos *post*-Caldera Punta Arena, se encuentran los diques y lavas Cerro la Reforma que intrusionan a la ignimbrita Punta Arena; depósitos volcanosedimentarios Arroyo Grande, formados por erosión del cerro la Reforma; flujos de lava Mesa el Yaqui Superior, que solo cubren las partes externas de los bordes caldéricos; y estructuras volcánicas Cueva del Diablo, correspondientes a estratoconos, domos y conos de escoria, que en su mayoría se encuentran dentro del complejo caldérico.

5.4.1. Lavas Mesa el Yaqui, MY (1.18 Ma)

La unidad MY está formada por una serie de lavas que cubren las partes externas de los bordes caldéricos (por ejemplo, secciones 12, 53), pero también se pueden encontrar capas de lava y diques asociados dentro del complejo caldérico (por ejemplo, sección 81). Las lavas son gris oscuro que altera a rojo, presentan estructura en bloques, de entablatura o interna columnar (Fig. 21). Presentan texturas que van de afaníticas a porfiríticas con fenocristales de plagioclasa, olivino, piroxeno y óxidos de Fe-Ti. Estas lavas fueron fechadas en 1.09 ± 0.11 con el método de K-Ar por Schmidt (1975). Una muestra de estas lavas tomada en la sección 12 fue fechada en 1.18 ± 0.46 Ma, mientras que un dique asociado a estas lavas en la sección 81 fue fechado en 1.17 ± 0.02 Ma, ambos con el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ (Tabla 1, Anexo A).

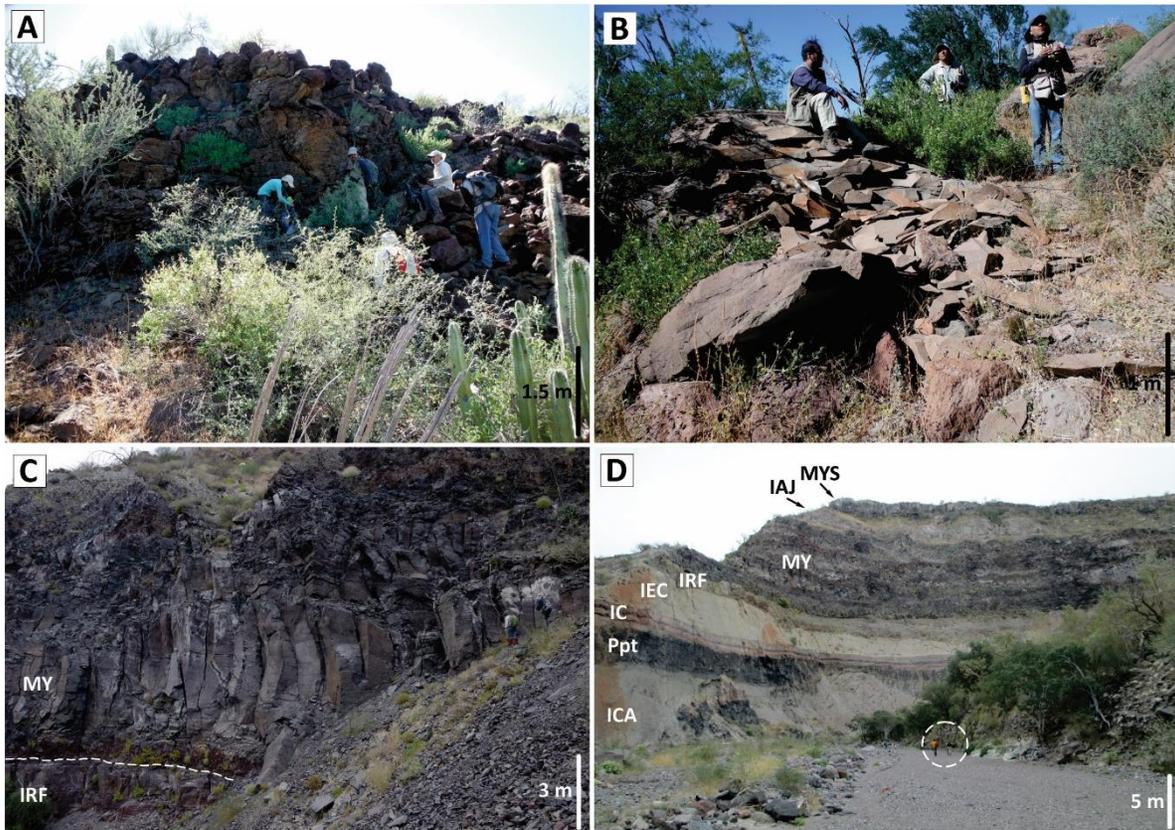


Figura 21. A-B Afloramientos de lava pertenecientes a Mesa el Yaqui con estructura en bloques (sección 12) y en entablatura (sección 15), respectivamente. C Lavas mesa el Yaqui (MY) sobreyaciendo a la ignimbrita La Reforma (IRF), en el cañón el Álamo (sección 53). D Cañón el Álamo, en donde se observa a las lavas Mesa el Yaqui (MY), sobreyacidas por la ignimbrita Aguajito (IAJ) y por las lavas Mesa el Yaqui Superior (MYS).

5.4.2. Diques y lavas Cerro la Reforma, CR

Estos diques y lavas se encuentran localizados en la parte central del complejo caldérico, formando parte del cerro la Reforma, de donde toman su nombre. Los diques se encuentran intrusionando a la ignimbrita Punta Arena (por ejemplo, secciones 298, 301, 303, 310) en diferentes direcciones, N90, N84, N138, N266 (Fig. 22A-D). En la cima de la loma Cerro la Reforma se observan capas masivas de lavas (por ejemplo, secciones 300, 302, 304, 305, 308, 312; Fig. 22E). Tanto los diques como las lavas son de color gris claro a rojizos por alteración, presentan textura afanítica a porfirítica con cristales de plagioclasa y clinopiroxeno, con ocurrencia de xenolitos angulosos sedimentarios y de ignimbrita roja soldada, probablemente pertenecientes a la ignimbrita La Reforma. No se tiene una edad absoluta de estos diques o lavas, sin embargo, parecen haber ocurrido casi inmediatamente después de la formación de la ignimbrita Punta Arena, por lo que podrían tener ~ 0.9 Ma.

5.4.3. Depósitos volcanosedimentarios Arroyo Grande, AG

Estos depósitos se originaron por erosión de la loma Cerro la Reforma y rellenan la parte interna suroeste del complejo caldérico. Los depósitos forman dos prominentes abanicos volcanosedimentarios que sobreyacen directamente a la ignimbrita Punta Arena, por lo que pudieran tener una edad aproximada a la ignimbrita (~ 0.9 Ma). Esta sucesión comienza con un depósito de avalancha de escombros (sección 289) de al menos 3 m de espesor, de color café rojizo, formada principalmente por bloques rotos de granito, arenisca, lava gris y rojiza, y de la ignimbrita Punta Arena, soportados por una matriz de arena gruesa (Fig. 23A). Sobreyaciendo se encuentran varios depósitos lacustres de color café claro (secciones 291, 292, 294 y 295) con estratificación cruzada, diapiros y flamas (Fig. 23B). Estos depósitos están formados por bloques subangulosos a redondeados de lava, granito y de las ignimbritas IRF e IPA, embebidos en una matriz de arena fina a media. Sobreyaciendo se encuentran varios depósitos de flujos de escombros intercalados con siete depósitos piroclásticos (por ejemplo, sección 107; Fig. 23C). En general, los depósitos de flujo de escombros e hiperconcentrados presentan estratificación paralela (Fig. 23D). Estos depósitos consisten en guijarros y bloques subredondeados a redondeados de lava, granito e ignimbrita Punta Arena, soportados por

una matriz de arena gruesa. Los depósitos piroclásticos corresponden a tres depósitos de caída y cuatro depósitos de oleada piroclástica. Los depósitos de caída tienen espesores variables (1–2 m), formados por pómez poco fibrosa y blanca con pocos cristales de plagioclasa y piroxeno, además de líticos perlíticos y de lava gris rojiza (Fig. 23E). Los depósitos de oleada (30–50 cm de espesor) son masivos, de color blanco a rosa y están formados por líticos de lava gris y roja, pómez fina y lapilli acrecional (Fig. 23F), embebidos en una matriz de ceniza fina a media.

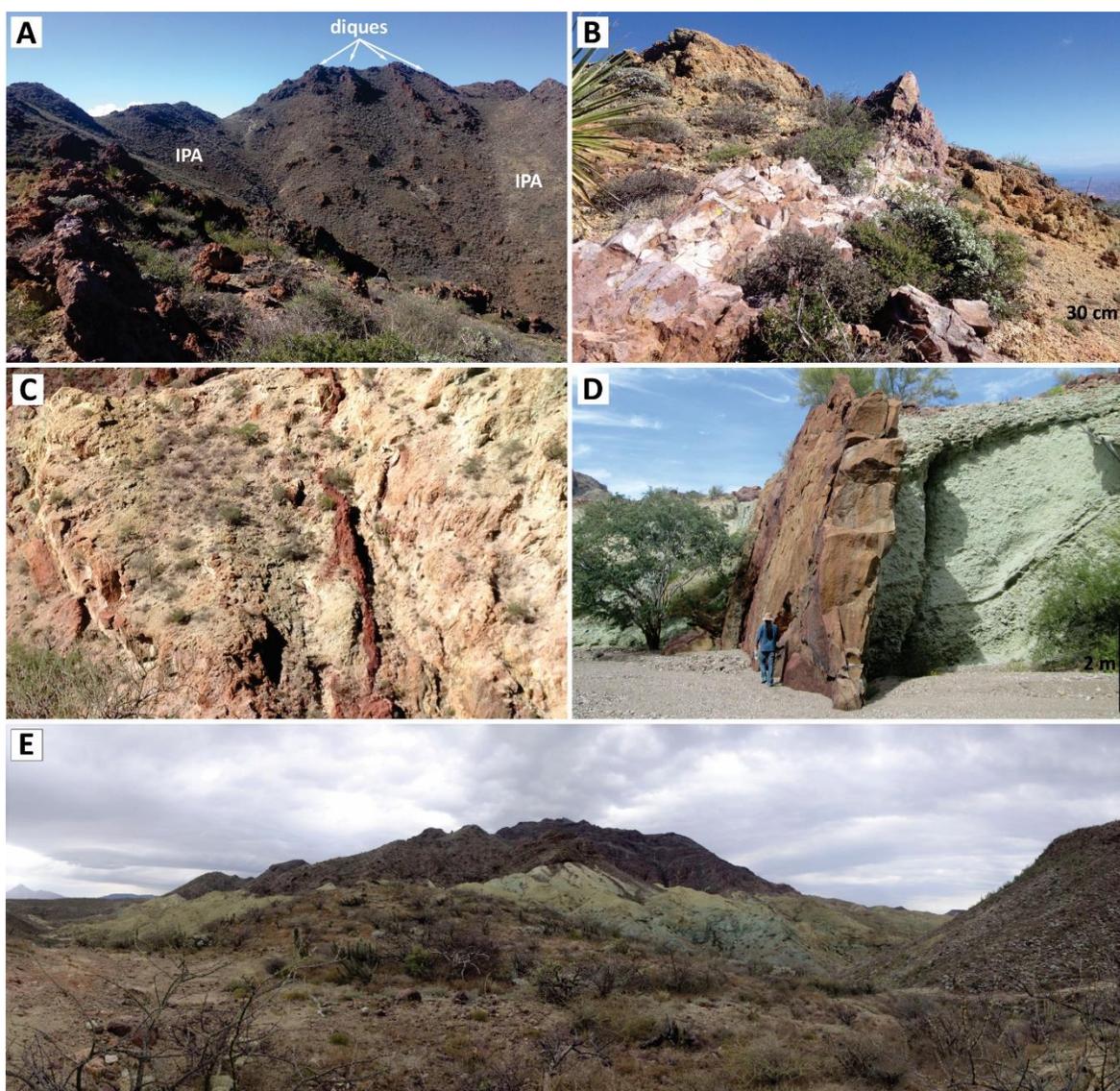


Figura 22. A-D Ignimbrita Punta Arena (IPA) intrusionada por diques en varias direcciones (N90, N84, N138, N266). E Vista panorámica de la loma Cerro la Reforma, en la que se observan capas de lava cubriendo a la ignimbrita Punta Arena (Fotografía tomada hacia el noreste).

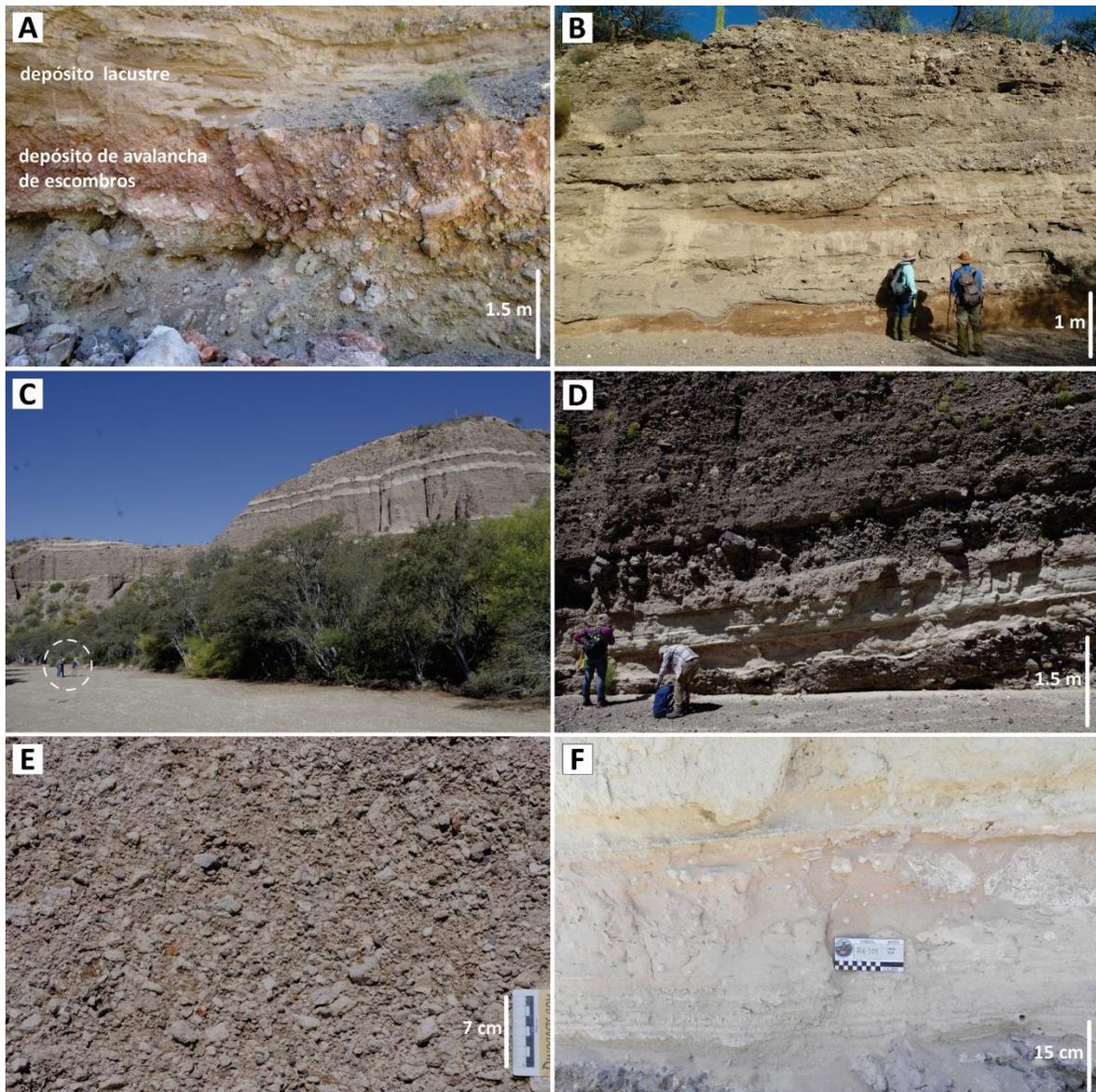


Figura 23. **A** Depósito de avalancha de escombros (sección 289), formada por bloques rotos, soportados por poca matriz de arena gruesa. **B** Depósito lacustre con estratificación cruzada (sección 292). **C** Sucesión de depósitos de flujo de escombros intercalados con depósitos piroclásticos de caída y oleada. **D** Detalle de los flujos de escombros con estratificación paralela. En la base se observa un depósito de oleada piroclástica. **E** Detalle de los depósitos de caída. **F** Detalle de los depósitos de oleada piroclástica con lapilli acrecional.

5.4.4. Lavas Mesa el Yaqui Superior, MYS

La unidad MYS corresponde a una serie de lavas que cubren las partes externas de los bordes caldéricos (por ejemplo, secciones 119, 248). Al sur, estas sobreyacen a las lavas Mesa el Yaqui y al oeste a la ignimbrita Aguajito (Fig. 21D). Los flujos de lava presentan estructura en bloques vesiculados, de color gris oscuro que altera a rojo (Fig. 24A), con textura porfirítica con cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y glomerocristales de clinopiroxeno. En algunos

lugares alrededor de los bordes caldéricos, las lavas forman lóbulos de hasta 40 m de altura (Fig. 24B, C).

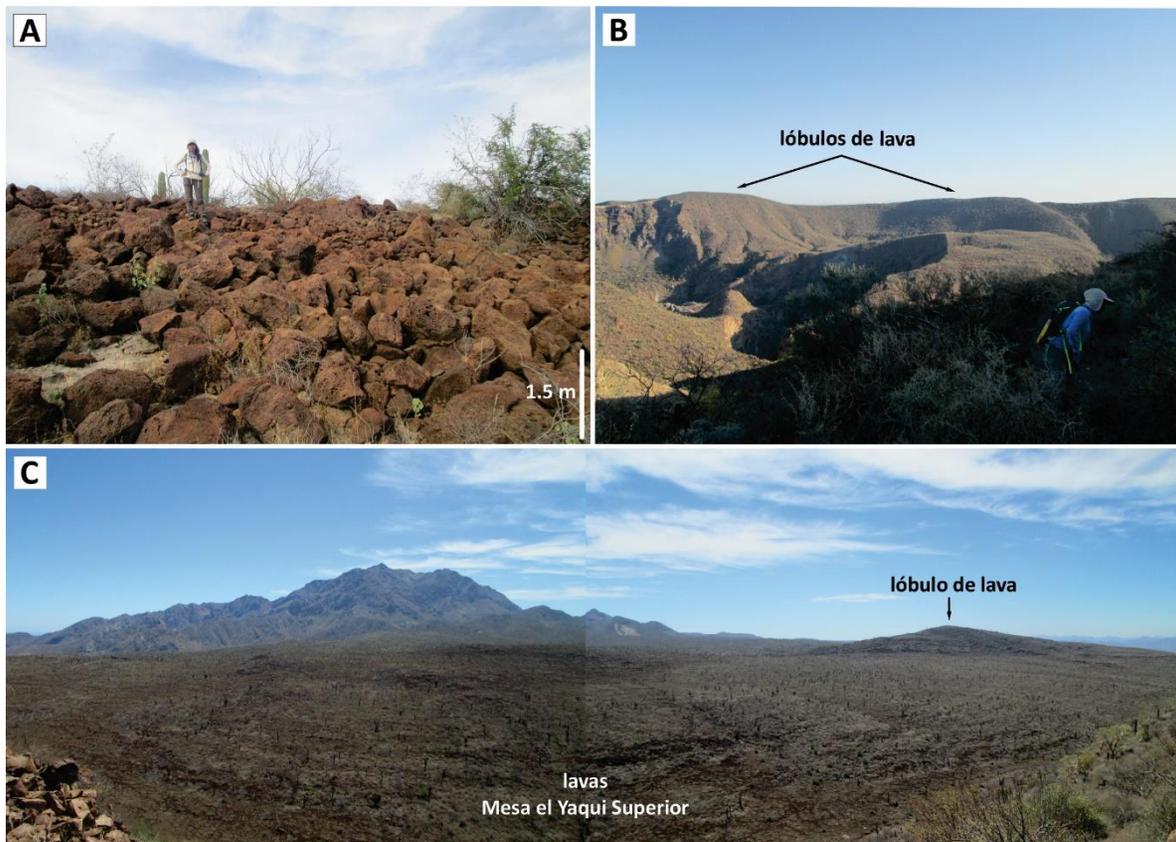


Figura 24. A Afloramiento de las lavas con estructura en bloques vesiculados de color rojizo por alteración (sección 119). B Lóbulos de lava alrededor del borde caldérico externo (Fotografía tomada hacia el sur). C Vista panorámica de las lavas Mesa el Yaqui Superior. Al fondo se observa la loma Cerro la Reforma y a la derecha se observa un lóbulo de lava sobre el borde caldérico (Fotografía tomada hacia el sureste).

5.4.5. Estructuras volcánicas Cueva del Diablo, CD (0.28 Ma)

Cueva del Diablo está conformado por estratoconos (Punta Gorda y Punta el Gato), domos (Morro de las Palmas, Cueva del Diablo y Mina de Plomo) y conos cineríticos (Punta prieta) que fueron construidas después del tercer evento formador de caldera, que produjo la ignimbrita Punta Arena. A excepción de los estratoconos y de los domos Morro de Las Palmas, las demás estructuras volcánicas fueron emplazadas a través de una estructura circular interna del complejo caldérico (Figs. 7, 10).

Los estratoconos se localizan sobre la parte norte de los bordes caldéricos (por ejemplo, secciones 275, 277; Fig. 25A, B) y se encuentran sobreyaciendo a las lavas Mesa el Yaqui y a

las ignimbritas Los Balcones, La Reforma y Punta Arena. Las lavas de Punta Gorda son de color gris oscuro que altera a rojo, con estructura masiva o columnar (Fig. 25C) y porfiríticas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Las lavas de Punta el Gato son de color gris oscuro a café por alteración, con estructura en bloques (Fig. 25D) y porfiríticas con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y xenolitos.

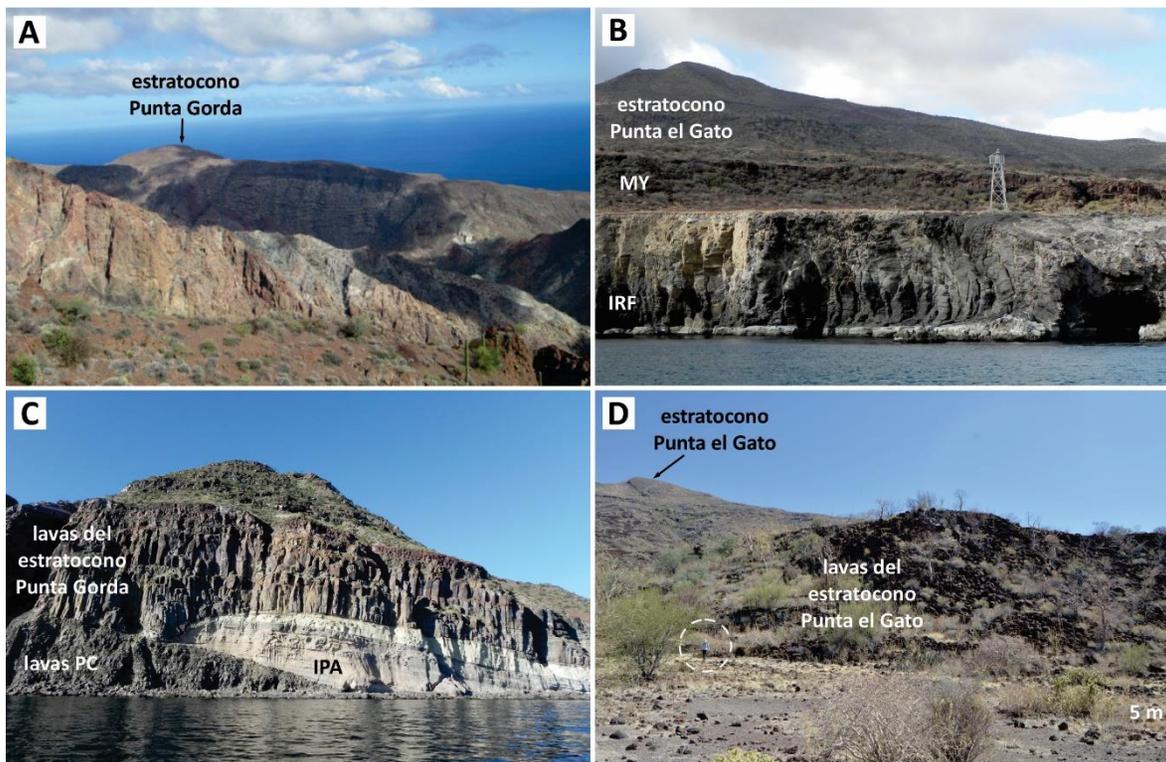


Figura 25. **A** Vista panorámica del estratocono Punta Gorda, localizado en la parte N-NO del borde caldérico La Reforma (Fotografía tomada hacia el noreste). **B** Vista panorámica del estratocono Punta El Gato, localizado en la parte N-NO del borde caldérico La Reforma, sobreyaciendo a las lavas Mesa el Yaqui (MY) y la ignimbrita La Reforma (IRF) (Fotografía tomada hacia el sur). **C** Frente de lava con estructura interna columnar del estratocono Punta Gorda, sobreyaciendo a la ignimbrita Punta Arena (IPA) y a las lavas submarinas Punta Candeleros (PC). **D** Frente de lava con estructura en bloques del estratocono Punta El Gato. Al fondo se observa el estratocono Punta el Gato.

Los domos Morro de Las Palmas (por ejemplo, secciones 264, 265) están expuestos al noroeste de los bordes caldéricos. El domo Cueva del Diablo (por ejemplo, sección 121) se encuentra sobre la parte noreste de la borde caldérico interno. Los domos Mina de Plomo (por ejemplo, secciones 73, 74) se encuentran construidos sobre las partes sur y sureste del borde caldérico interno. Los conos de escoria Punta Prieta (secciones 41, 43) están expuestos sobre la parte noreste del borde caldérico interno.

Los domos Morro de las Palmas (Fig. 26A) está formado por varios domos de lava bandeada, con estructura en bloques, de color gris claro, mayoritariamente afaníticos, aunque en ocasiones se puede reconocer plagioclasa. El domo Cueva del Diablo está formado por lavas con estructura columnar, con textura vitrofídica y porfirítica, con fenocristales de plagioclasa y cuarzo (Fig. 26B). En la sección 121, este domo exhibe al menos 15 diques asociados (6–9 m de ancho), intrusionando a la ignimbrita Punta Arena, en dos direcciones principales, N3-N12 y N65-N177 (Fig. 26C). Los domos Mina de Plomo (Fig. 26D) están formados por lavas en bloques de color gris oscuro que altera a café, porfiríticas con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe-Ti. En algunas secciones estratigráficas (por ejemplo, secciones 238, 239) se observan diques asociados a estos domos en varias direcciones (N140, 340, 350, 310), intrusionando a la ignimbrita Punta Arena. Los conos de escoria Punta Prieta (Fig. 26E) presentan flujos de lava asociados que se extienden hacia el noreste, hasta la línea de costa, formando acantilados verticales (Fig. 26F). El interior de los flujos de lava es masivo o con estructura columnar, de color gris oscuro, con textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol. La parte exterior de los flujos de lava presentan una estructura en bloques vesiculados, de color rojo, con textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno, olivino y anfíbol. Una muestra de la lava masiva en la sección 41 fue fechada en 0.28 ± 0.05 Ma con el método ^{40}Ar - ^{39}Ar (Tabla 1, Anexo A).

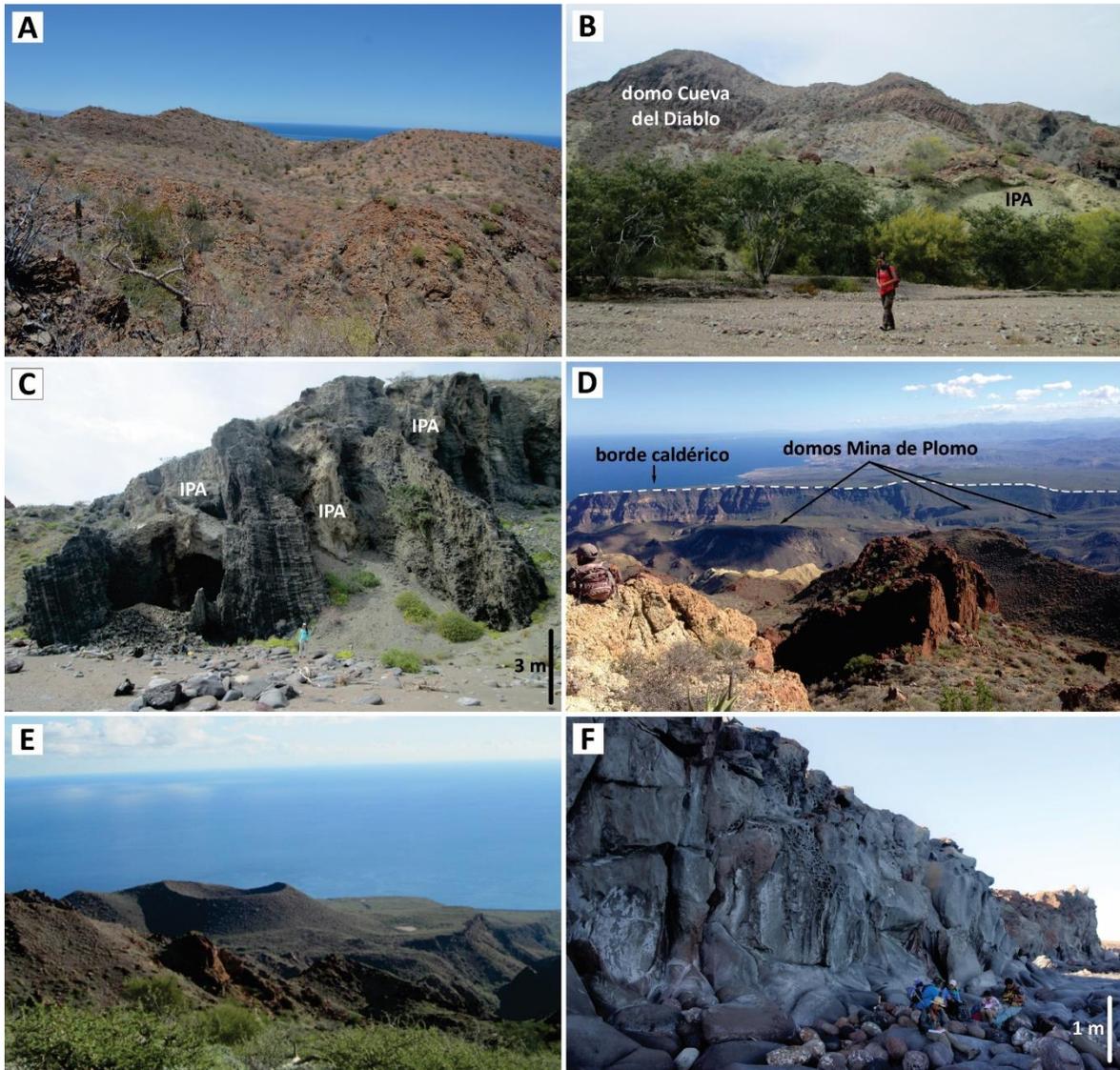


Figura 26. **A** Vista panorámica de los domos Morro de Las Palmas, formados por lavas en bloques, bandeadas y rojizas por alteración (sección 265) (Fotografía tomada hacia el noroeste). **B** Domo Cueva del Diablo, formado por lavas con estructura columnar, sobreyaciendo a la ignimbrita Punta Arena (IPA). **C** Diques asociados al domo Cueva del Diablo, intrusionando a la ignimbrita Punta Arena (sección 121). **D** Vista panorámica de los domos Mina de Plomo, sobreyaciendo a la ignimbrita Punta Arena. Al fondo se observa el borde caldérico externo (Fotografía tomada hacia el sureste). **E** Vista panorámica de los conos de escoria Punta Prieta (Vista tomada hacia el este). **F** Frente de lava masiva, de color gris oscuro, formando acantilados en la costa.

5.5. Secuencias *extra*-Caldera

Esta secuencia corresponde a productos volcánicos que no están asociados al sistema magmático del complejo caldérico La Reforma, pero forman parte del área de estudio. Esta secuencia está formada por la ignimbrita Aguajito, la cual se encuentra expuesta al este del complejo caldérico, principalmente en el cañón el Álamo (Fig. 10) y por cuatro estructuras volcánicas denominadas el Calvario, ubicadas al sureste del complejo caldérico (Figs. 7, 10).

5.5.1. Ignimbrita Aguajito, IAJ (1.1 Ma)

La ignimbrita Aguajito se encuentra expuesta a lo largo del cañón el Álamo, sobreyaciendo a una sucesión de depósitos fluviales, flujos de escombros, depósitos piroclásticos y lavas brechadas (Fig. 27A) que Osorio-Ocampo (2019) identificaron como depósitos *pre*-Aguajito. Esta ignimbrita está asociada a la caldera El Aguajito y fue fechada en 1.17 ± 0.07 Ma por Schmitt et al. (2006) y en 1.1 ± 0.01 Ma por Osorio-Ocampo et al. (2019). En la sección 53 del cañón el Álamo, la ignimbrita sobreyace a los depósitos *pre*-Aguajito y los productos volcánicos de la caldera La Reforma (Fig. 28A). La unidad IAJ está constituida por un depósito basal de caída de pómez, seguido de un depósito de flujo piroclástico masivo con pómez bandeada, que en la parte superior presenta pipas de desgasificación y se vuelve muy soldado en la cima, presentando *fiammes* (Fig. 27B).

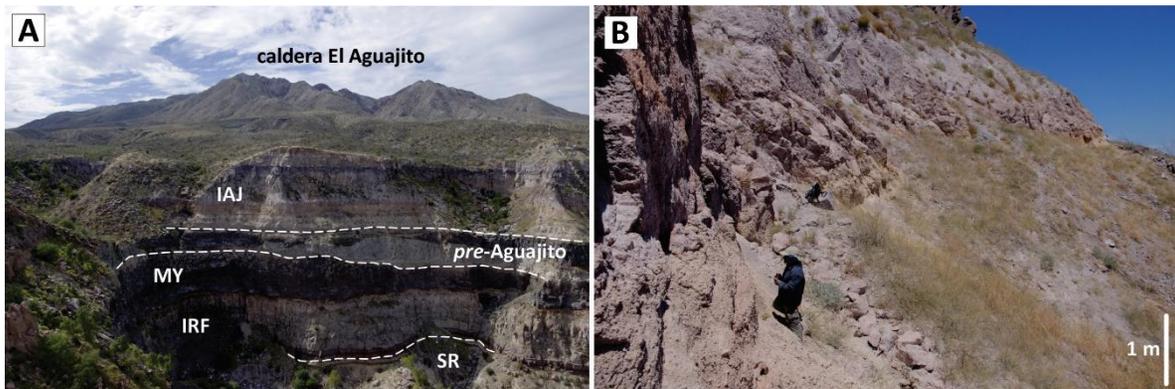


Figura 27. **A** Vista panorámica del cañón el Álamo (al fondo la caldera El Aguajito), en donde se observa a la ignimbrita Aguajito (IAJ) sobreyaciendo a una sucesión volcanosedimentaria *pre*-Aguajito, a las lavas Mesa el Yaqui (MY) y a la ignimbrita Reforma (IRF). En la base del cañón afloran las formaciones sedimentarias de la cuenca de Santa Rosalía (SR) (Fotografía tomada hacia el noroeste). **B** Detalle de la ignimbrita. En la base se observa un depósito de flujo piroclástico de color café claro que se vuelve soldado hacia la cima, cambiando de color a rosa claro.

5.5.2. Estructuras volcánicas el Calvario, EC (0.46 Ma)

El Calvario está constituido por los conos de escoria Cerro Colorado y el Salto, el flujo de lava las Palapas y el cráter freático la Herradura, alineados en dirección NE-SW (Figs. 7, 10). El cono de escoria Cerro Colorado se levanta entre los cañones Las Palapas y Cueva Amarilla (sección 26; Fig. 28A). Se encuentra formado por una secuencia de depósitos de caída de escoria gris-rojiza que varían en tamaño desde lapilli fino a medio, con estratos enriquecidos en bloques y bombas ≤ 30 cm de diámetro (Fig. 28B). Los fragmentos de escoria tienen textura porfirítica con pocos fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno. En la base del cono se encuentran varios flujos de lava en bloques en la superficie y masiva en el interior, de color gris oscuro que altera a rojizo, con textura porfirítica con cristales de plagioclasa, piroxeno y olivino. Una roca colectada en la sección 26 fue fechada en 0.46 ± 0.08 Ma por el método de ^{40}Ar - ^{39}Ar (Tabla 1, Anexo A).

El cono de escoria el Salto está expuesto al sureste del cañón de el Salto (por ejemplo, sección 22; Fig. 28C). Consiste de una sucesión de depósitos de caída de escoria roja, de tamaño lapilli grueso a bloque fino. La escoria es mayoritariamente afanítica, pero se pueden reconocer algunos cristales de plagioclasa, piroxeno y olivino. Su base está formada por un flujo de lava en bloques de color gris oscuro, con pocos fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino.

El flujo de lava las Palapas está ubicado al suroeste del cañón las Palapas (por ejemplo, sección 31; Fig. 28D). Está formado de lavas internamente masivas y en bloques en la superficie, ambos con textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino.

El cráter freático la Herradura se encuentra al sur del cañón el Salto (sección 33). Presenta un cráter de 400 m de ancho con pendientes suaves (Fig. 28E), formadas de depósitos de brechas con abundantes bloques angulares de la ignimbrita Reforma (facies marrón), líticos grises angulares y fragmentos de escoria negra de hasta 30 cm de longitud, soportados por una matriz blanca de arena gruesa.

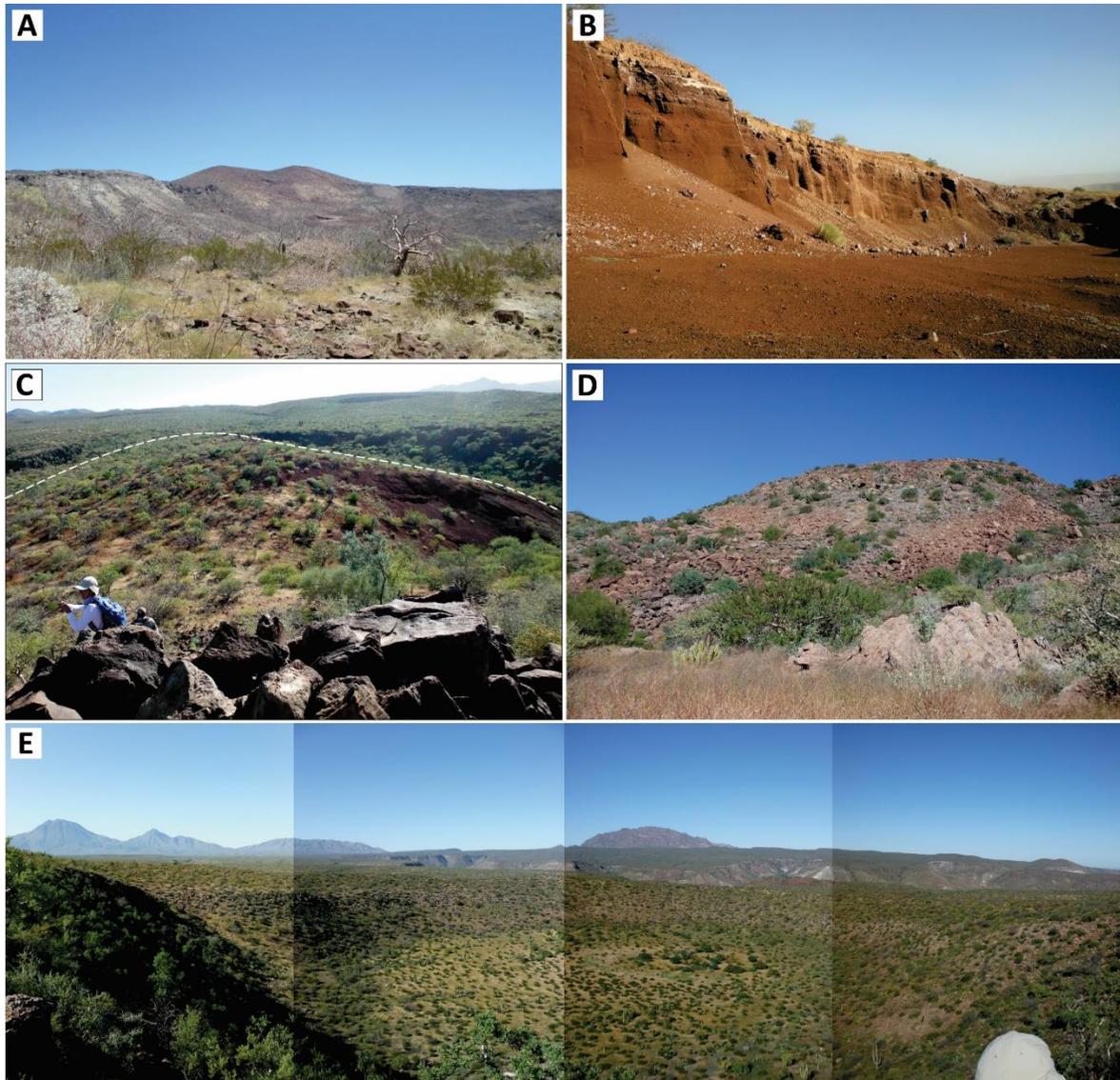


Figura 28. **A** Vista panorámica del cono de escoria Cerro Colorado (Fotografía tomada hacia el norte). **B** Acercamiento de los depósitos de caída de escoria de Cerro Colorado. **C** Vista panorámica del cono de escoria El Salto (Fotografía tomada hacia el sureste). **D** Vista panorámica de flujo de lava las Palapas (Fotografía tomada hacia el noreste). **E** Vista panorámica del cráter freático la Herradura (Fotografía tomada hacia el noroeste).

Capítulo 6 PETROGRAFÍA

La caracterización petrográfica permitió realizar una descripción textural y mineralógica de los distintos depósitos asociados al complejo calderico La Reforma. Esto fue utilidad en el reconocimiento de las asociaciones mineralógicas de los depósitos, que no pudieron ser reconocidas en las descripciones macroscópicas de muestras de mano durante las descripciones estratigráficas, previamente realizadas. Fue de utilidad en la selección de muestras no alteradas para análisis geoquímicos, petrológicos y dataciones radiométricas. Asimismo, el reconocimiento de las asociaciones mineralógicas permitió determinar algunas condiciones de formación y posibles procesos evolutivos de las rocas, que apoyaron en la interpretación del origen de los magmas asociados.

Entre los elementos principales descritos se encuentra la textura, abundancia, tamaño y forma de los minerales presentes, vesicularidad y alteración secundaria. El análisis modal se realizó a través de una estimación óptica, determinando la cantidad de fenocristales (>0.3 mm) y microfenocristales (0.03-0.3 mm) (Wilcox, 1954), así como el porcentaje de matriz sedimentaria o ígnea. En este capítulo se presenta la descripción de 24 láminas delgadas, correspondientes a cada una de las unidades litoestratigráficas del complejo calderico, sin embargo, en el Anexo B se pueden consultar más descripciones microscópicas de estas unidades.

6.1. Basamento

Del basamento se presenta una lámina delgada correspondiente a las rocas del Batolito Peninsular, expuesto al interior del complejo calderico La Reforma (sección 97), una lámina perteneciente a una arenisca roja de la Formación Salto (sección 4) y una lámina perteneciente al dique andesítico con xenolitos intrusivos del Grupo Comondú (sección 5).

La roca del Batolito Peninsular presenta textura holocristalina (compuesta enteramente por cristales), inequigranular (los cristales no tienen el mismo tamaño), formada por fenocristales subhedrales a anhedrales de plagioclasa y feldespatos-K (53%),

microfenocristales y fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol (28%) y pocos fenocristales subhedrales de biotita (19%) (Fig. 29A, B).

La arenisca de la Formación Salto está formada principalmente por fragmentos subangulosos a subredondeados de plagioclasa (26%), óxidos rojos (26%), óxidos negros (9%), fragmentos líticos (5%) subangulosos rojos y grises, cristales reemplazados por calcita (4%) y fragmentos subredondeados de cuarzo (4%), todos ellos soportados por una matriz de calcita alterada (26%) (Fig. 29C).

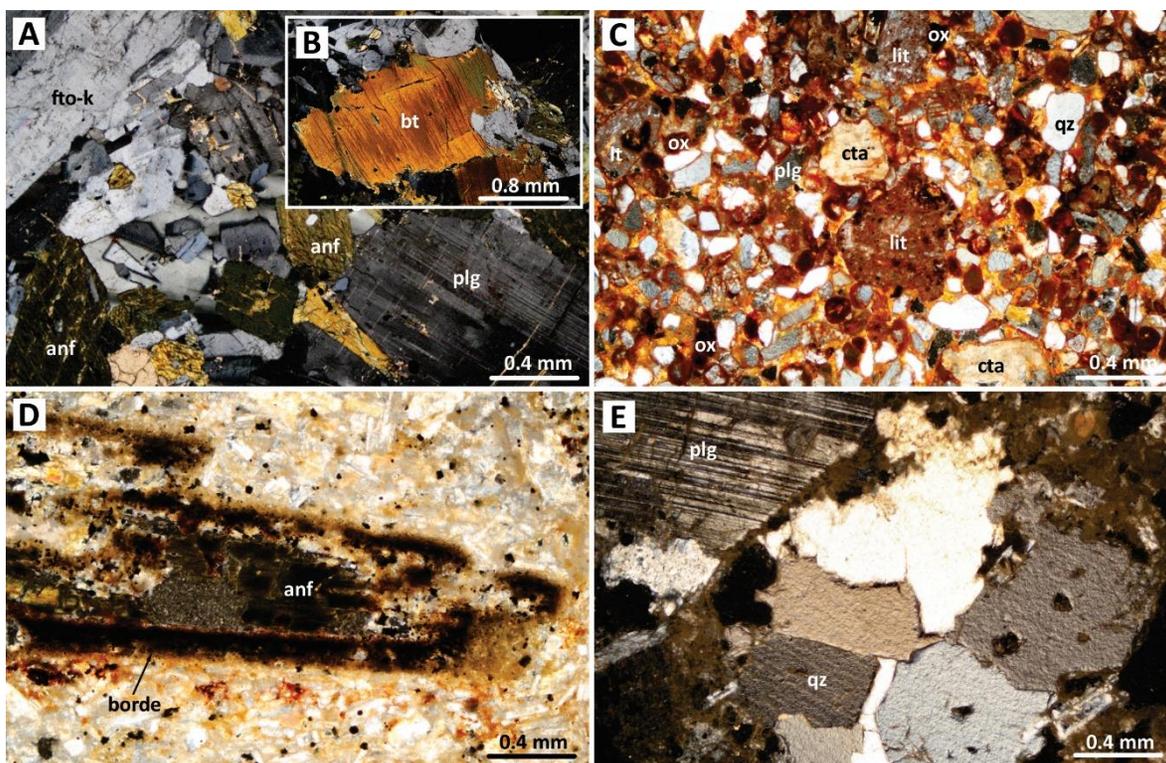


Figura 29. Fotomicrografías de las rocas del basamento. **A** Roca intrusiva formada por feldespato-K (fto-K) plagioclasa (plg), anfíbol (anf) y biotita (bt). **B** Detalle de una biotita subhedral. **C** Arenisca feldespática, formada por fragmentos de plagioclasa, cuarzo (qz), óxidos rojos y negros (ox), cristales reemplazados por calcita (cta) y líticos (lit), soportados por una matriz de calcita alterada de color rojo. **D** Dique con xenolitos intrusivos, en donde se observa un fenocristal de anfíbol con bordes negros de opacita, embebidos en una matriz microlítica de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. **E** Detalle del xenolito intrusivo formado principalmente por plagioclasa y cuarzo anhedral. Todas fotomicrografías fueron tomadas con luz polarizada.

El dique con xenolitos del Grupo Comondú, presenta textura inequigranular, hipocristalina (compuesta por cristales y vidrio) y porfídica (compuesta por fenocristales rodeados de cristales más pequeño y vidrio), formado por fenocristales anhedrales de anfíbol con bordes de opacita (23%) (Fig. 29D) y xenocristales subhedrales de plagioclasa con bordes

reabsorbidos (21%), embebidos en una matriz pilotaxítica (los cristales se presentan orientados en todas direcciones) (56%) compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. El xenolito presenta una textura holocristalina, equigranular (los cristales tienen el mismo tamaño), formada por fenocristales anhedrales de cuarzo (38%) y fenocristales subhedrales de plagioclasa (33%) y biotita (29%) (Fig. 29E).

6.2. Secuencia *pre*-Caldera

De esta secuencia se presenta una lámina delgada de la Formación Boleo (sección 162), una lámina de la Formación Infierno (sección 53), cuatro láminas correspondientes a las ignimbritas submarinas Mesa de Enmedio (sección 63), Cueva Amarilla (sección 53), El Carrizo (sección 53) y El Contrabando (sección 53), y una lámina de las lavas almohadilladas Punta Candeleros (sección 51).

La muestra de la Formación Boleo está conformada enteramente por la intercalación de capas de yeso poroso (Fig. 30A) y capas de anhidrita (Fig. 30B), mientras que la muestra de la Formación Infierno corresponde a una arenisca de pectínidos, formado por fragmentos y espículas de equinodermos, bivalvos, restos de algas y/o esponjas, foraminíferos y ostrácodos (70 %), soportados por una matriz de arenas finas (30%) (Fig. 30C).

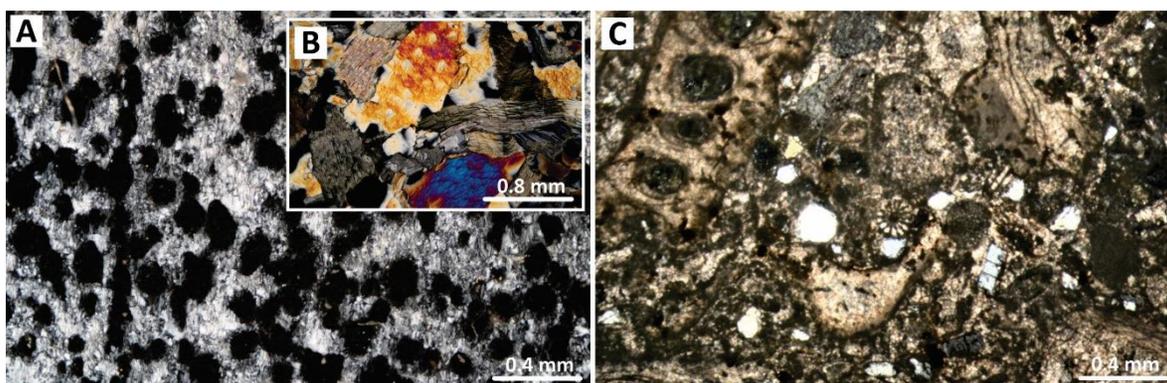


Figura 30. Fotomicrografías de la secuencia *pre*-Caldera. **A-B** Formación Boleo, formado por la intercalación de capas de yeso con capas de anhidrita. **C** Formación Infierno formada por una de arenisca de pectínidos.

De la ignimbrita Mesa de Enmedio se describió una muestra de pómez formada por fenocristales subhedrales y fracturados de plagioclasa (18%), embebidos en una matriz reemplazada por calcita (56%), con presencia de vesículas irregulares y ligeramente alargadas (26%) (Fig. 31A).

La ignimbrita Cueva Amarilla está formada por fragmentos de pómez blanca y pómez gris, soportados por una matriz de ceniza no soldada, con cristaloclastos de plagioclasa euhedral a anhedral fracturada (24%) y clinopiroxeno anhedral (2%). La pómez blanca presenta fenocristales de plagioclasa (11%) euhedral a subhedral, fenocristales subhedrales de clinopiroxeno (3%) y microfenocristales de óxido de Fe-Ti (2%), embebidos en una matriz holohialina (compuesta solo por vidrio) (84%), con vesículas alargadas con estructura fluidal (Fig. 31B). La pómez gris oscuro está formada por fenocristales subhedrales de óxido de Fe-Ti (6%), fenocristales subhedrales de clinopiroxeno (4%) y fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (2%) embebidos en una matriz holohialina vesiculada (88%), con vesículas redondas rellenas de calcita y cuarzo (Fig. 31C).

La ignimbrita El Carrizo está formada por fragmentos subangulosos de pómez (29%) con fenocristales euhedrales de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, embebidos en una matriz microlítica de la misma mineralogía, líticos subredondeados con matriz microlítica de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti (8%) y cristaloclastos euhedrales a subhedrales de plagioclasa (7%) y clinopiroxeno (7%), todos ellos soportados por una matriz roja de ceniza poco soldada (49%) (Fig. 31D).

De la ignimbrita El Contrabando se describió una muestra de pómez formada de pocos fenocristales euhedrales de clinopiroxeno (4%), embebidos en una matriz holohialina (41%), con presencia de vesículas (55%), algunas de las cuales están rellenas por calcita (Fig. 31E).

La lava almohadillada presenta textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formada por pocos fenocristales subhedrales de ortopiroxeno (4%) y olivino (3%), embebidos en una matriz pilotaxítica (47%) de vidrio y microfenocristales euhedrales de plagioclasa (Fig. 31F).

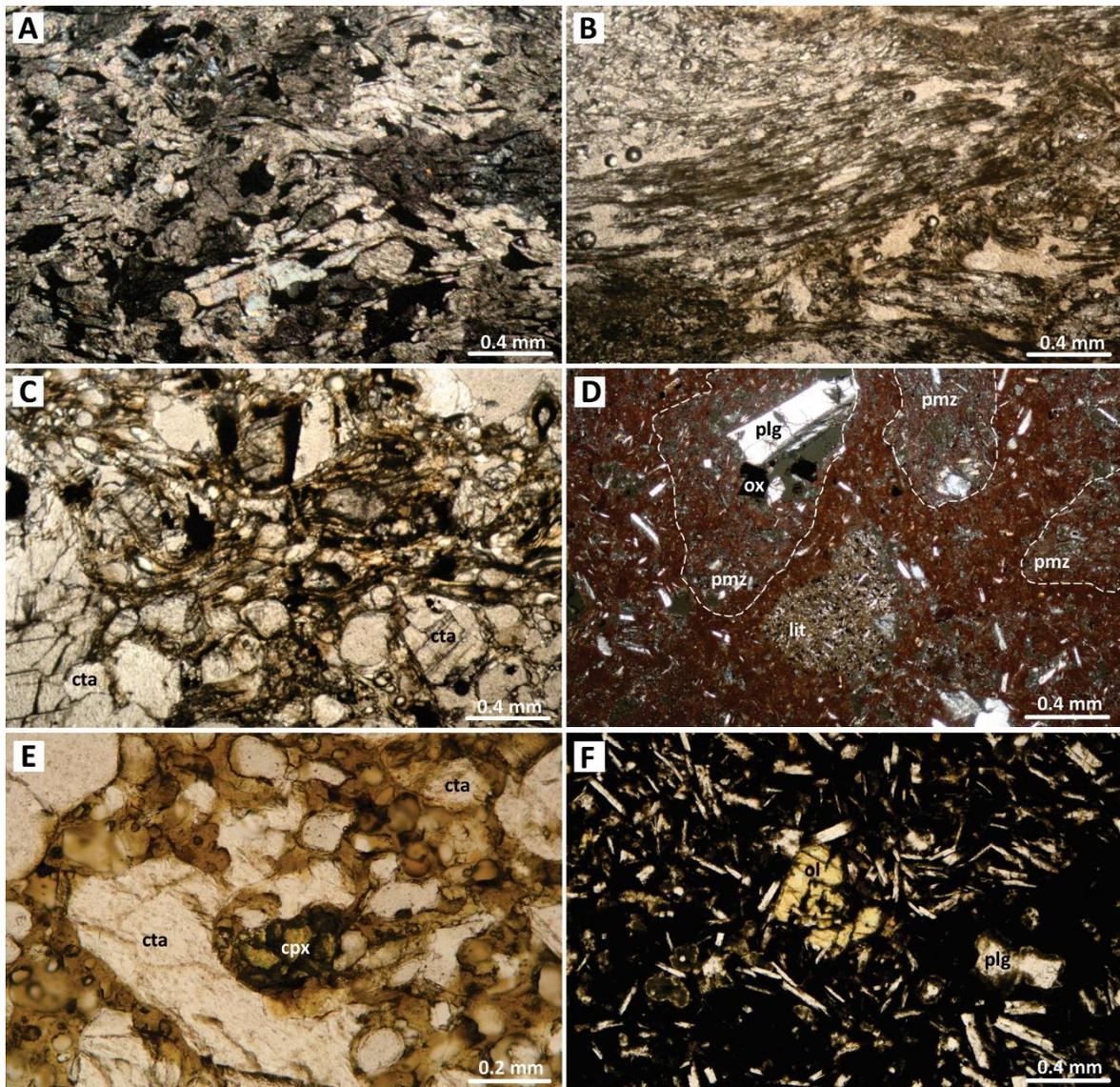


Figura 31. Fotomicrografías de la secuencia *pre*-Caldera. **A** Pómez de la ignimbrita Mesa de Enmedio, en la que se observa una matriz vesiculada, reemplazada por calcita. **B-C** Pómez blanca y gris, correspondientemente, pertenecientes a la ignimbrita Cueva Amarilla. La pómez blanca presenta vesículas alargadas, mientras que la gris presenta vesículas redondeadas rellenas por calcita (cta). **D** Ignimbrita El Carrizo formada por líticos (lit) y fragmentos de pómez (pmz) con plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, soportados por una matriz mediamente soldada. **E** Pómez de la ignimbrita El Contrabando formada por pocos clinopiroxenos (cpx) embebidos en una matriz holohialina con vesículas rellenas de calcita. **F** Lava almohadillada, en la que se observan cristales de olivino (ol), embebidos en una matriz de plagioclasa (plg) y vidrio. Las fotomicrografías A, D y F fueron tomadas con luz polarizada, el resto con luz paralela.

6.3. Secuencia *syn*-Caldera

De esta secuencia se presentan tres láminas delgadas pertenecientes a las ignimbritas Los Balcones (sección 117), La Reforma (facies roja con *fiammes* gris oscuro; sección 8) y Punta Arena (sección 76).

La ignimbrita Los Balcones está formada por fragmentos subangulosos de pómez (34%) y cristaloclastos euhedrales a subhedrales de plagioclasa fracturada (14%), clinopiroxeno (6%), óxido de Fe-Ti (3%), ortopiroxeno (2%) y líticos subredondeados con textura microlítica (6%), soportados por una matriz de ceniza poco soldada (35%). A su vez, los fragmentos de pómez están formados por fenocristales euhedrales de clinopiroxeno (18%) y óxido de Fe-Ti (15%), embebidos en una matriz microlítica de plagioclasa (67%) (Fig. 32A).

La facies foja con *fiammes* gris oscuro de la ignimbrita La Reforma está formada principalmente por *fiammes* y *shards* (44%) con formas de cúspide (*cusplate X-Y*) y laminar (*platy*) principalmente, líticos (7%) y pocos cristaloclastos euhedrales de plagioclasa (3%), ortopiroxeno (1%), clinopiroxeno (0.5%) y óxidos de Fe-Ti (0.5%), soportados por una matriz de ceniza muy soldada (44%) (Fig. 32B).

La Ignimbrita Punta Arena está formada por fragmentos subredondeados de pómez vesiculada (10%), líticos subangulosos y angulosos sedimentarios y de lava (7%), y cristaloclastos anhedrales de piroxeno (5%) y subhedrales de plagioclasa (4%), soportados por una matriz endurecida de ceniza (74%) (Fig. 32C). La ignimbrita alterada presenta una matriz enrojecida (Fig. 32D).

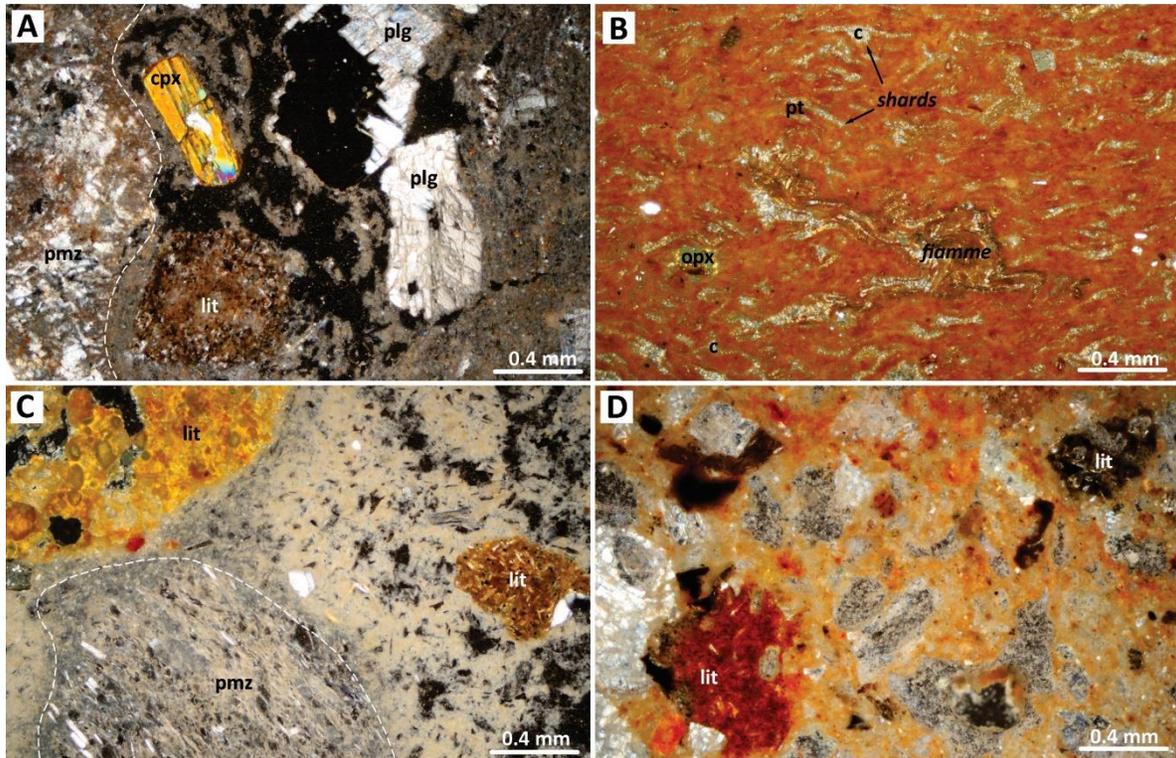


Figura 32. Fotomicrografías de la secuencia *syn*-Caldera. **A** Ignimbrita Los Balcones, formada por fragmentos de pómez y cristaloclastos de plagioclasa (plg), clinopiroxeno y de líticos (lit) con textura microcristalina. **B** Facies roja con *fiammes* grises de la ignimbrita La Reforma, formada por *fiammes* y *shards* con forma de cúspide (c) y laminar (pt). **C** Ignimbrita Punta Arena, formada por líticos y fragmentos de pómez soportados por una matriz endurecida. **D** Ignimbrita Punta Arena formada por líticos soportados por una matriz rojiza por alteración. Todas las fotomicrografías fueron tomadas con luz polarizada.

6.4. Secuencia *post*-Caldera

De esta secuencia se presenta una lámina de las lavas Mesa el Yaqui (sección 53), de los diques Cerro la Reforma (sección 305), de la pómez de los depósitos volcanosedimentarios Arroyo Grande (sección 107), de las lavas Mesa el Yaqui Superior (sección 14), del estratocono Punta el Gato (sección 277), de los domos Mina de Plomo (sección 73), del domo Cueva del Diablo (sección 121) y de los conos de escoria Punta Prieta (sección 41).

La lava Mesa el Yaqui presenta textura inequigranular, hipocristalina y porfídica. Está formada por fenocristales euhedrales de plagioclasa (19 %) y microfenocristales olivino (1%), embebidos en una matriz pilotaxítica (80%) de vidrio y microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti (Fig. 33A).

El dique Cerro la Reforma presenta una textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formada por fenocristales subhedrales de plagioclasa (20%), ortopiroxeno (10%), óxido de Fe-Ti (7%) y clinopiroxeno (2%), embebidos en una matriz pilotaxítica (61%) de vidrio y microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti (Fig. 33B).

La pómez de Arroyo Grande presenta xenocristales subhedrales de plagioclasa con bordes reabsorbidos (18%) y xenolitos subangulosos microcristalinos de color café y negros afrícos (6%), embebidos en una matriz vítrea (65%) con vesículas alargadas (10%) (Fig. 33C, D).

Las lavas Mesa el Yaqui Superior presentan textura inequigranular, hipocristalina y porfídica. Está formada por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa fracturadas (32%), ortopiroxeno (14%) y clinopiroxeno (8%), embebidos en una matriz pilotaxítica (46%) de la misma mineralogía (Fig. 33E).

La lava del estratocono Punta el Gato presenta textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formadas por fenocristales subhedrales de plagioclasa (8%) y clinopiroxeno (5%), embebidos en una matriz holohialina bandeada (75%), con xenolitos líticos (12%) (Fig. 33F).

La lava de los domos Mina de Plomo presenta textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formada por fenocristales euhedrales de plagioclasa (23%), microfenocristales euhedrales a subhedrales de óxido de Fe-Ti (10%), ortopiroxeno (8%) y clinopiroxeno (7%), embebidos en una matriz traquítica (los cristales se encuentran orientados en una dirección) (52%) de vidrio y microlitos de plagioclasa (Fig. 33G).

El domo Cueva del Diablo presenta textura inequigranular e hipocristalina, formada por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (18%), microfenocristales de óxido de Fe-Ti (6%) y fenocristales de ortopiroxeno (4%), clinopiroxeno (4%), embebidos en una matriz holohialina (68%) (Fig. 33H).

Tanto la lava basal como los fragmentos de escoria de los conos Punta Prieta presentan textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formada por fenocristales subhedrales de piroxeno (25%) y anfíbol con bordes de opacita (13%), embebidos en una matriz traquítica (62%) de vidrio y microlitos de plagioclasa y piroxeno (Fig. 33I, J).

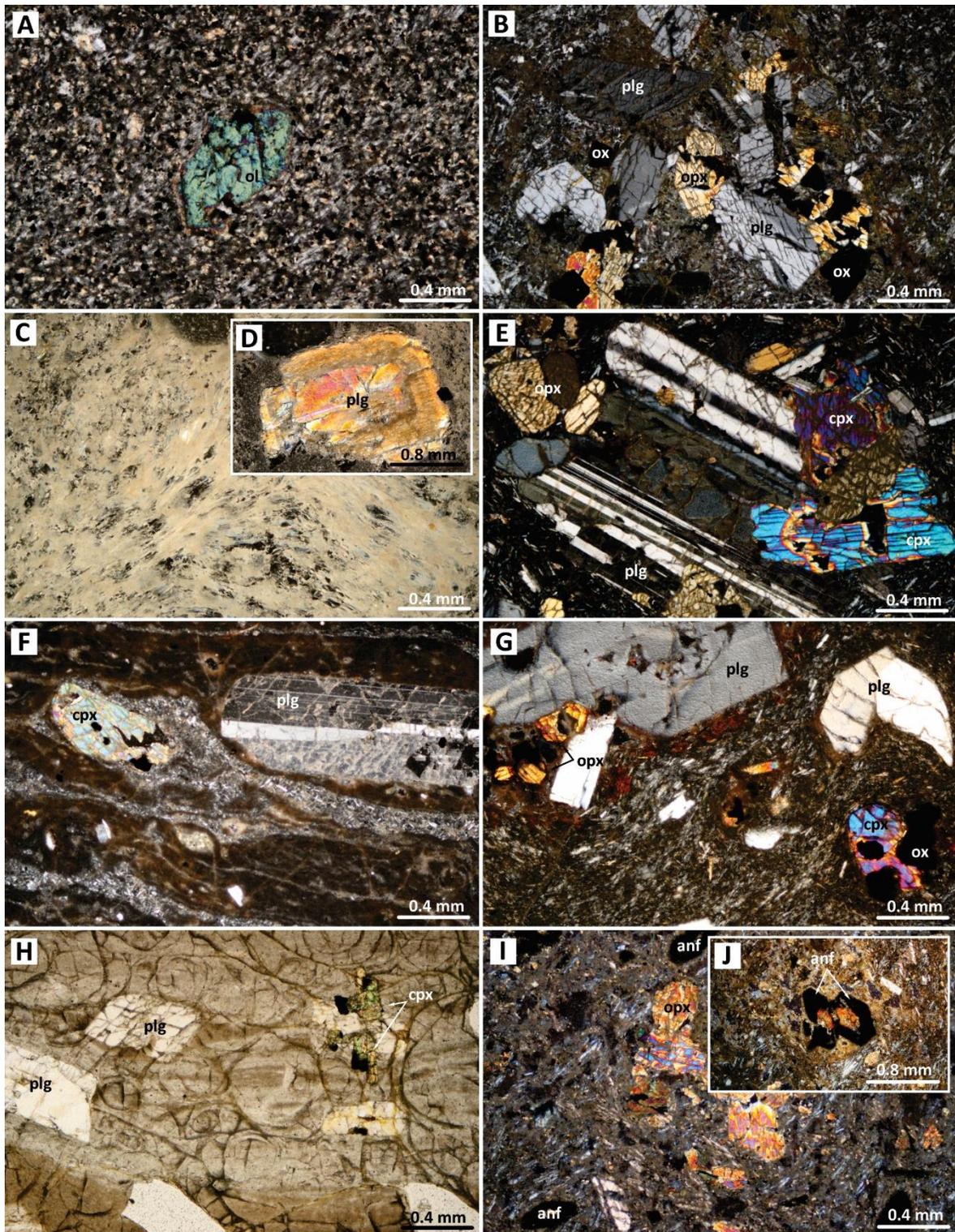


Figura 33. Fotomicrografías de la secuencia *post*-Caldera. **A** Lava Mesa el Yaqui, en la que se observa un microfenocrystal de olivino (ol), embebido en una matriz microlítica de plagioclasa y óxido de Fe-Ti. **B** Dique Cerro la Reforma formado por fenocristales plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx) y óxidos de Fe-Ti (ox), embebidos en una matriz microlítica. **C** Pómez Arroyo Grande formada por una matriz con presencia de vesículas alagadas. **D** Detalle de un xenocrystal de plagioclasa (plg) con borde reabsorbido, encontrado en la pómez Arroyo Grande. **E** Lava Mesa el Yaqui Superior, formada por fenocristales de

plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno (cpx). Todas las microfotografías fueron tomadas con luz polarizada. **F** Lava del estratocono Punta el Gato formada por plagioclasa (plg) y clinopiroxeno (cpx), embebidos en una matriz bandeada. **G** La lava del domo Mina de Plomo está formada por plagioclasa, ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti (ox), embebidos en una matriz traquítica. **H** Dique de Cueva del Diablo formado por plagioclasa y clinopiroxeno, embebidos en una matriz holohialina. **I** Lava basal de los conos de escoria Punta Prieta, formada por piroxeno (px) y anfíboles (anf) con bordes de opacita. **J** Detalle de un fragmento de escoria formado por anfíboles con bordes de opacita. La fotomicrografía H fue tomada con luz paralela, el resto con en luz polarizada.

6.5. Secuencia *extra*-Caldera

De esta secuencia se presenta la descripción de una muestra del cono de escoria Cerro Colorado (sección 26), del flujo de lava las Palapas (sección 31) y del cono de escoria el Salto (sección 22). Todos estos pertenecientes a las estructuras volcánicas El Calvario.

La lava del cono Cerro Colorado presenta textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formadas por xenocristales de olivino y plagioclasa con textura tamiz (25%), microfenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (6%) y olivino (3%), embebidos en una matriz pilotaxítica (66%) de vidrio y microlitos de plagioclasa y olivino (Fig. 34A, B).

Flujo de lava las Palapas presenta textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formadas por xenocristales de plagioclasa con textura tamiz (7%) y microfenocristales euhedrales de olivino con bordes criptocristalinos (4%), embebidos en una matriz traquítica (89%) de vidrio microlitos de plagioclasa y olivino (Fig. 34C).

La lava del cono El Salto presenta textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formada por microfenocristales euhedrales de plagioclasa (11%) y olivino (9%), embebidos en una matriz pilotaxítica (80%) de vidrio y microlitos de plagioclasa (Fig. 34D).

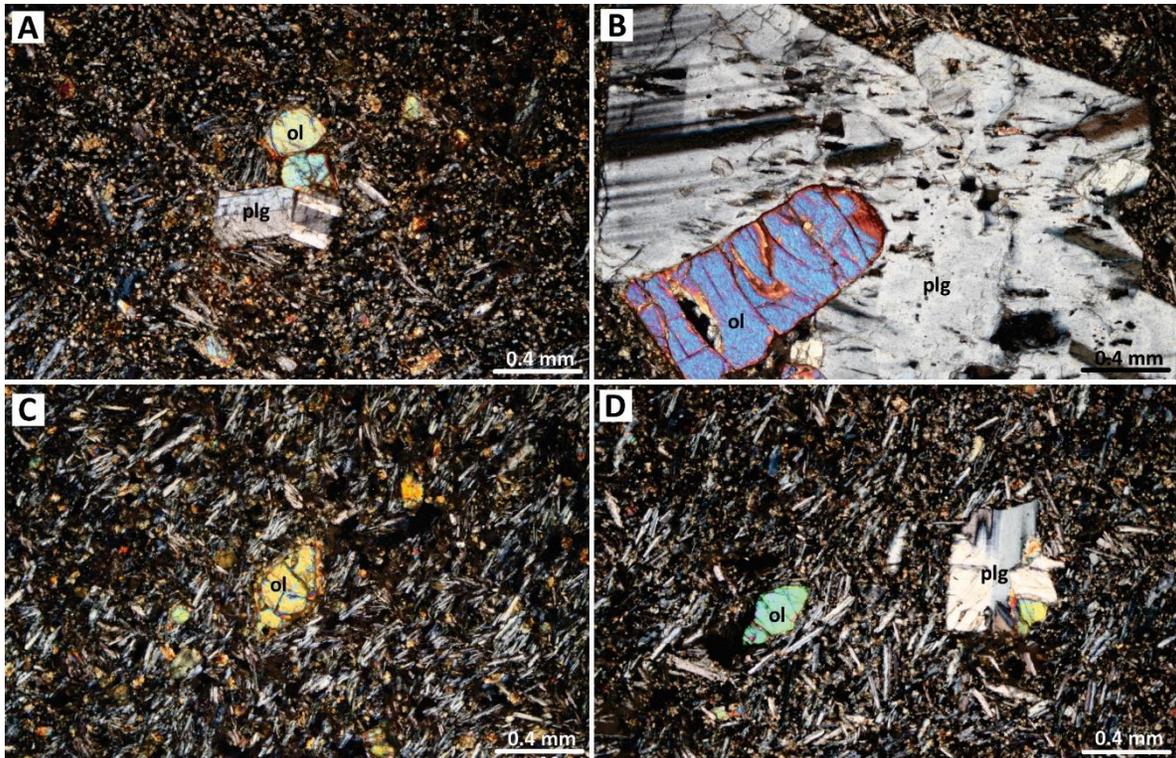


Figura 34. Fotomicrografías de la secuencia *extra*-Caldera. **A-B** Cono de escoria Cerro Colorado. **C** Flujo de lava las Palapas. **D** Cono de escoria el Salto. Se observa que todas las estructuras están formadas principalmente por plagioclasa (plg) y olivino (ol), y pocos xenocristales de plagioclasa con textura tamiz (B). Todas las fotomicrografías fueron tomadas con luz polarizada.

El estudio geoquímico permitió determinar el origen de los magmas del complejo caldérico La Reforma, los cuales estuvieron influenciados por la transición entre un régimen de subducción y la apertura del Golfo de California. Este estudio se hizo mediante los análisis de elementos mayores y traza y análisis isotópicos de Nd, Sr y Pb. El análisis químico de elementos mayores y traza se realizó en 53 muestras (Tabla 3, Anexo C), mientras que los análisis isotópicos fueron realizados en 11 muestras seleccionadas de la columna estratigráfica (Tabla 4, Anexo C). Las muestras colectadas para ambos análisis fueron aquellas que cubren las secuencias estratigráficas del complejo caldérico La Reforma, es decir muestras pertenecientes al basamento (Batolito Peninsular y Grupo Comondú) y a las secuencias *pre-*, *syn-*, *post-* y *extra-*Caldera. Para estos análisis se seleccionaron muestras de mano lo suficientemente frescas y que no presentaran vesículas o vetillas rellenas con minerales secundarios. Posteriormente, para asegurar que estas muestras no estuvieran alteradas se realizó un análisis petrográfico previamente a cada muestra.

7.1. Elementos mayores

Los elementos mayores son aquellos que se encuentran en proporciones mayores a 0.1% en peso y debido a su abundancia y variabilidad son de gran utilidad en la clasificación química de rocas ígneas, a partir del diagrama TAS (LeBas et al., 1986), y en el reconocimiento de procesos geológicamente relacionados, a partir de diagramas de variación o Harker (Rollinson, 1993). El análisis de todas las muestras en el diagrama TAS muestra una tendencia subalcalina con diferentes grados de variación geoquímica, que van de andesitas basálticas a riolitas, con algunas muestras que caen en el campo de las traqui-andesitas basálticas y las traqui-dacitas (Fig. 35). En los diagramas Harker se aprecian algunas tendencias en el comportamiento de los elementos con respecto al sílice (Fig. 36). Para el CaO, MgO, Fe₂O₃, Al₂O₃, P₂O₅ y TiO₂ se observan tendencias negativas bien marcadas, mientras que el K₂O tiene una tendencia positiva. El MnO presenta una ligera tendencia negativa y el Na₂O presenta una tendencia negativa solo para las rocas más contenido de sílice.

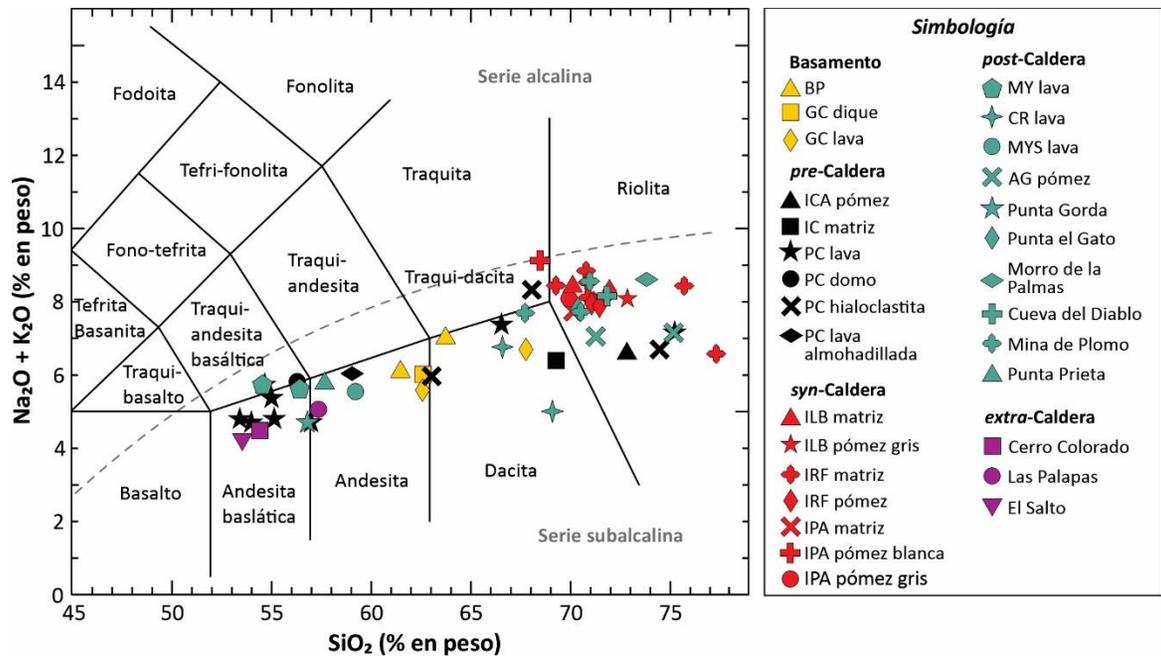


Figura 35. Diagrama TAS (Álcalis vs Sílice; LeBas et al., 1986) para las rocas del complejo caldérico La Reforma. Las claves corresponden a: Batolito Peninsular, BP; Grupo Comondú, GC; Ignimbrita Cueva Amarilla, ICA; Ignimbrita El Carrizo, IC; Punta Candeleros, PC; Ignimbrita Los Balcones, ILB; Ignimbrita La Reforma, IRF; Ignimbrita Punta Arena, IPA; Mesa el Yaqui, MY; Cerro la Reforma, CR; Arroyo Grande, AG; Mesa el Yaqui Superior, MYS.

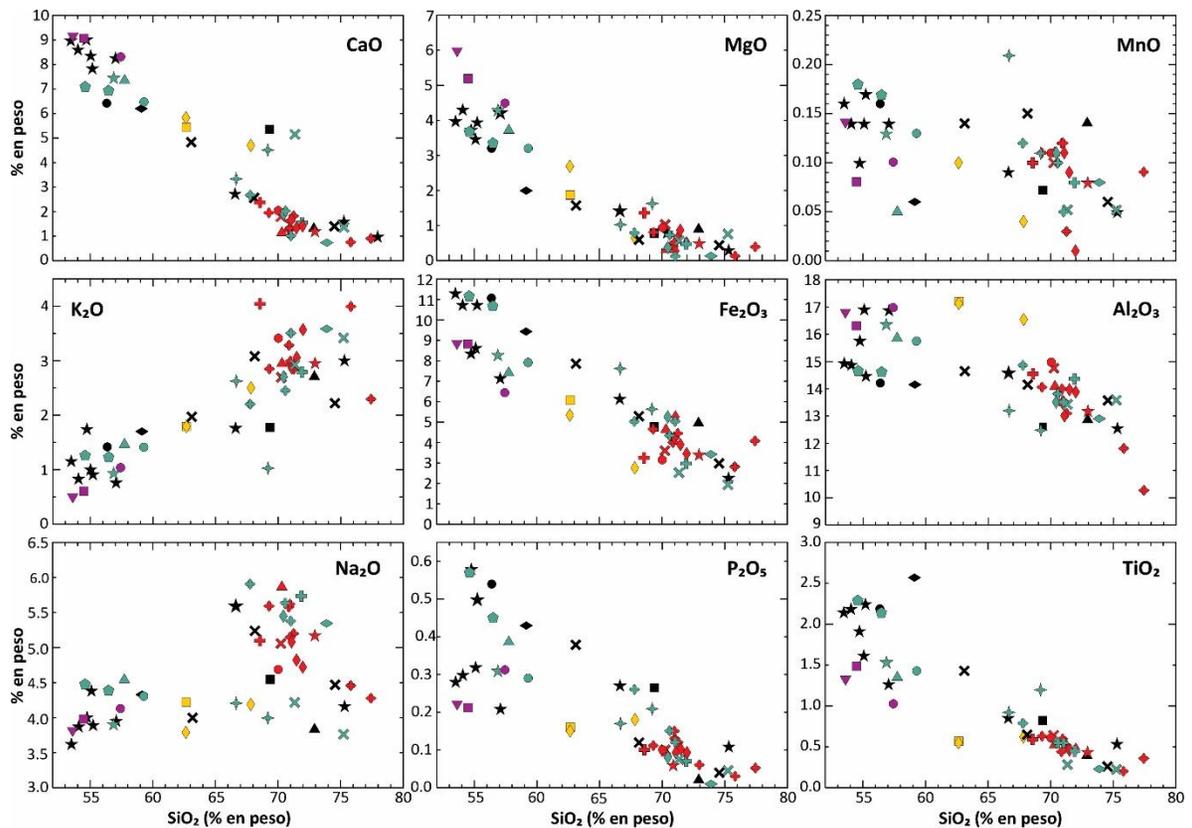


Figura 36. Diagramas Harker de elementos mayores para las rocas del complejo caldérico La Reforma. La simbología se presenta en la figura 35.

7.2. Elementos traza

Los elementos traza son aquellos que se presentan en concentraciones menores a 0.1% en peso (<1000 partes por millón, ppm), y son más útiles en la interpretación de procesos petrológicos que los elementos mayores. Cuando se funden las rocas del manto terrestre, los elementos muestran una preferencia ya sea por la fase fundida o por la fase sólida (mineral). Los elementos que prefieren la fase mineral son descritos como compatibles, mientras que los elementos cuya preferencia es el fundido son descritos como incompatibles, es decir, ellos son incompatibles en la estructura mineral (Rollinson, 1993). Los elementos traza incompatibles pueden subdividirse, de acuerdo a su relación carga/radio (potencial iónico), en elementos de alto potencial iónico (HFSE, *high field strength elements*), como el Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta, y bajo potencial iónico (LFSE, *low field strength elements*), mejor conocidos como LILE (*large ion lithophile elements*), como el Cs, Rb, K y Ba, además del Sr, Eu divalente y Pb divalente (tienen radio iónico y carga casi idéntica) (Rollinson, 1993).

Los elementos de las tierras raras (REE, *Rare Earth Elements*) son los elementos traza más útiles y tienen importantes aplicaciones en petrología ígnea, sedimentaria y metamórfica. Las REE comprenden los metales con números atómicos 57 al 71 (La al Lu). Las REE se pueden subdividir en tres grupos, de acuerdo a su número atómico en Tierras Raras Ligeras (LREE, *light rare earths*), como el La o Ce, Tierras Raras Pesadas (HREE, *heavy rare earths*), como Yb e Y, y Tierras Raras Medias (MREE, *middle rare earths*), del Sm al Ho (Rollinson, 1993). La utilidad de las REE en la interpretación petrogenética radica en que, a pesar de que el valor del coeficiente de distribución ($D = \text{concentración del elemento en la fase sólida} / \text{concentración del elemento en el líquido}$) en un mineral puede variar en un rango amplio en función de la temperatura, presión y composición, en general, la forma del patrón de distribución de las REE para un mineral es consistente (Hanson, 1978). De este modo, la presencia de cierto mineral tendrá un efecto característico en el patrón de REE de un líquido, lo cual permite la identificación del mineral que ha quedado en la fase residual durante la fusión parcial o durante la cristalización fraccionada (Hernández-Bernal et al., 1997).

De acuerdo a las concentraciones de elementos traza en las rocas del complejo caldérico La Reforma, se reconocieron cuatro grupos con tendencias diferentes en los diagramas multielementos (Fig. 37). El grupo 1 corresponde a rocas del Grupo Comondú (muestras RF-5A, 113, 253), las cuales presentan un enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE y una anomalía ligera a nula de Eu (Fig. 37A). Presentan un enriquecimiento de LILE con respecto a los HFSE, con un patrón decreciente hacia las HFSE (Fig. 37B). Todas las muestras presentan una anomalía negativa muy marcada en Nb, anomalías negativas ligeras en P y Ti, y anomalías positivas marcadas en Ba, K y Sr (Fig. 37B). Se observa que estas rocas son muy similares a otras las lavas calco-alcalinas típicas de arco de Baja California (Calmus et al., 2011). El grupo 2 corresponde a una roca de la secuencia *pre*-Caldera (muestra RF-174A), la cual presenta un enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE, con ausencia de anomalía negativa de Eu (Fig. 37C). Presenta un enriquecimiento de LILE con respecto a los HFSE, con un patrón notablemente decreciente hacia las HFSE (Fig. 37D). La muestra presenta una anomalía negativa ligera en Nb y anomalías positivas de Ba, K y Sr (Fig. 37D). Se observa que esta lava es muy similar a las adakitas de Baja California (Calmus et al., 2011). El grupo 3 corresponde a las secuencias *pre*-, *syn*- y *post*-Caldera (muestras RF-8, 9A, 10, 16A, 17B, 18, 36A, 53D, 53F, 53L, 53N, 66B, 73B, 76, 88, 91, 107K, 107F, 121, 122A, 122B, 127, 128A, 151, 152A, 146C, 178, 232, 264, 277), las cuales presentan un enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE, con una anomalía negativa muy notable en Eu (Fig. 37E). Presentan un enriquecimiento de LILE con respecto a los HFSE, que termina con un patrón plano hacia las HFSE (Fig. 37F). Todas las muestras presentan anomalías negativas muy marcadas de Nb, Sr, P y Ti y positivas de K y Zr, con un patrón plano hacia los elementos pesados (Fig. 37F). El grupo 4 corresponde a las secuencias *pre*-, *syn*- y *post*-Caldera (muestras RF-12, 22, 26I, 41A, 51, 53Ñ, 59, 65, 98, 119, 125, 171B, 171C, 213, 257, 275) que presentan un enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE, con ausencia de anomalía negativa de Eu (Fig. 37G). Se observa un enriquecimiento de LILE con respecto a los HFSE, con un patrón ligeramente decreciente hacia las HFSE (Fig. 37H). Las rocas presentan una anomalía negativa en Nb y positiva en Ba, K y Sr (Fig. 37H).

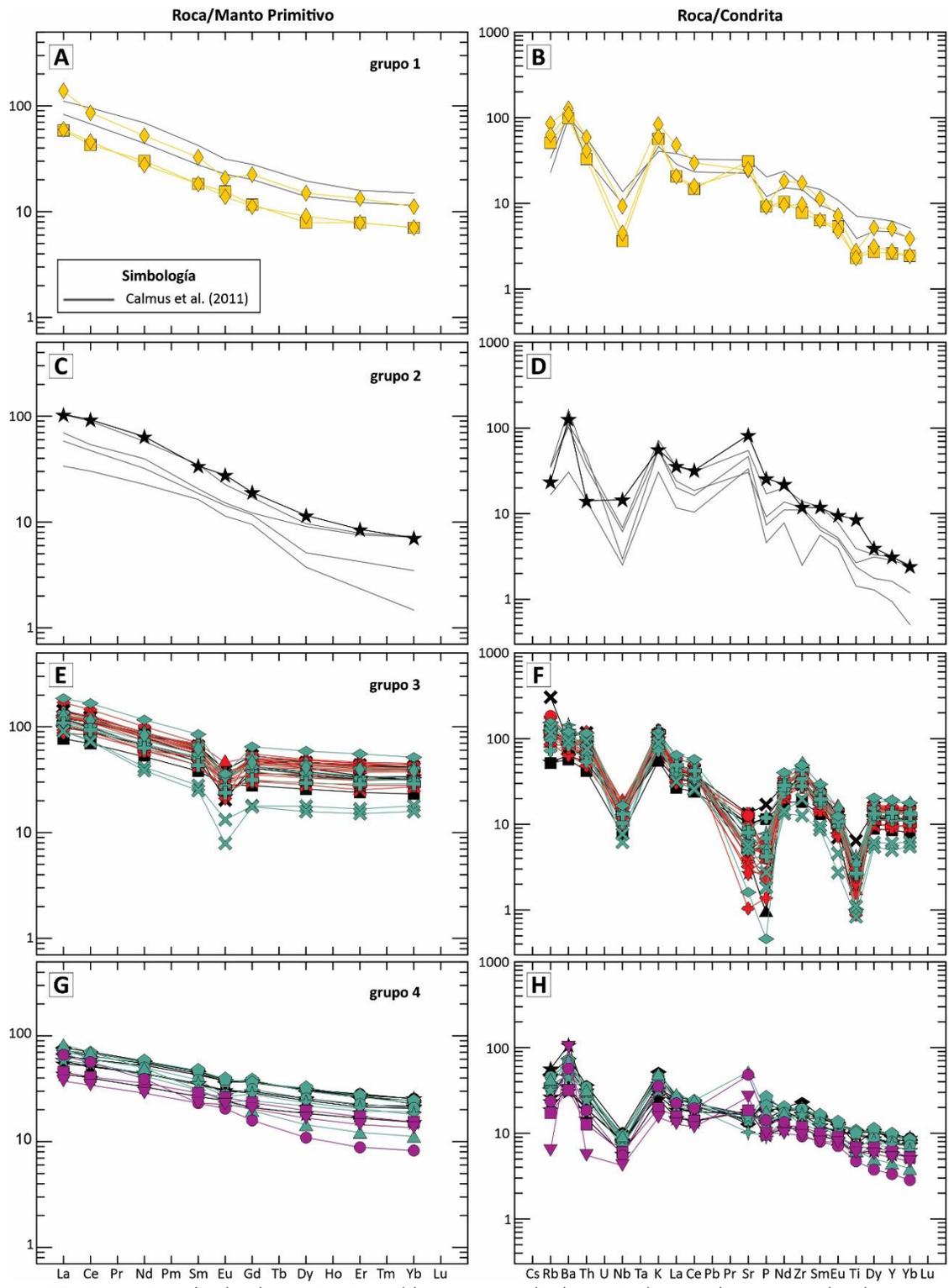


Figura 37. Concentración de elementos traza (diagramas multielementos) con valores normalizados a Manto Primitivo y Condrita (Sun y McDonough, 1989) para las rocas del complejo caldérico La Reforma, en los que se observan cuatro grupos con tendencias diferentes. Las rocas de los grupos 1 y 2 se comparan con lavas calco-alcalinas “regulares” y adakitas de Baja California, correspondientemente (Calmus et al., 2011). La simbología de las rocas del complejo caldérico La Reforma se presenta en la figura 35.

7.3. Isótopos de Sr, Nd y Pb

Las relaciones isotópicas han sido usadas en estudios petrogenéticos para identificar procesos de generación y evolución de magmas (Best, 2003). Las relaciones isotópicas en un magma son características de la fuente desde la cual fue extraído, y estas relaciones permanecen sin cambios durante los eventos de fraccionamiento posteriores. Esto se debe a que la diferencia de masa entre cualquier par de isótopos radiogénicos utilizados en geoquímica es tan pequeña que no puede fraccionarse mediante procesos controlados por el equilibrio cristal-líquido. Así, durante la fusión parcial, un magma tendrá el mismo carácter isotópico que su región de origen (Rollinson, 1993).

Las muestras del complejo caldérico La Reforma corresponden a rocas de las secuencias *pre-syn-*, *post-* y *extra-Caldera*, las cuales presentan firmas isotópicas heterogéneas, con relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que van de 0.703460 a 0.705481 y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que varían de 0.512906 a 0.512973 (Tabla 4, Anexo C; Fig. 38). En el mismo diagrama se observa que las rocas *pre-*, *post-* y *extra-Caldera* presentan valores inferiores al MORB y a las adakitas de Baja California (Aguillón-Robles et al., 2001), pero son similares a las rocas calco-alcalinas y adakíticas de Tres Vírgenes (Sosa- Ceballos et al., 2019), cayendo entre los campos de bajo Rb/Sr y alto Sm/Nd, mientras que las rocas *syn-Caldera* se acercan a los campos de alto Rb/Sr y alto Sm/Nd.

Para los isótopos de Pb, se observan correlaciones lineales de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con variaciones de 18.6495 a 18.8203, de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con variaciones de 15.5700 a 15.5969 y de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con variaciones de 38.3913 a 38.5577 (Tabla 4, Anexo C; Fig. 39A, B). En la figura 39C se observa que las rocas de La Reforma son más radiogénicas que las adakitas de Baja California, pero son similares a las rocas de Tres Vírgenes, excepto por las rocas *syn-Caldera* que se acercan a los campos de Manto Enriquecido.

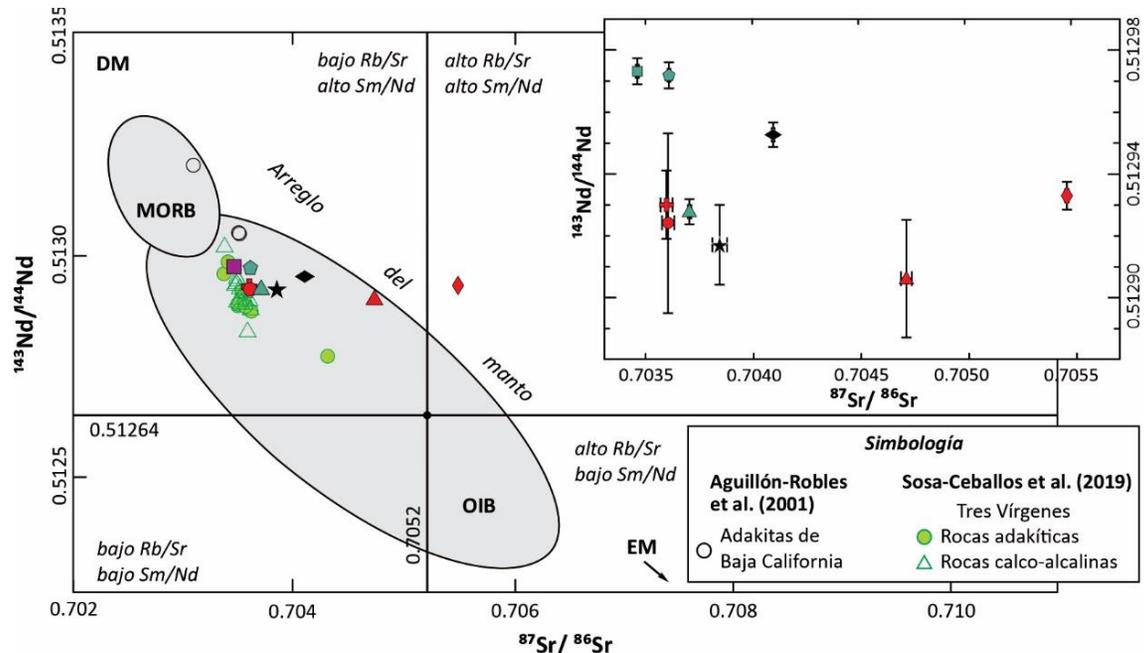


Figura 38. Correlación isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las rocas del complejo caldérico La Reforma (CCRF), en donde se muestra la incertidumbre asignada a cada muestra (figura superior derecha). Se presenta una comparación entre las rocas del CCRF y rocas del complejo volcánico Tres Vírgenes (Sosa-Ceballos et al., 2019) y otras rocas de Baja California (Castillo, 2008). La simbología para el CCRF se presenta en la figura 35. Componentes del manto (Zindler y Hart, 1986): Manto Empobrecido, DM (*Depleted Mantle*); Manto Enriquecido, EMI y EMII (*Enriched Mantle*); MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalt*); OIB (*Ocean-Island Basalt*); PREMA (*PREvalent MANTle*). La simbología de las rocas del complejo caldérico La Reforma se presenta en la figura 35.

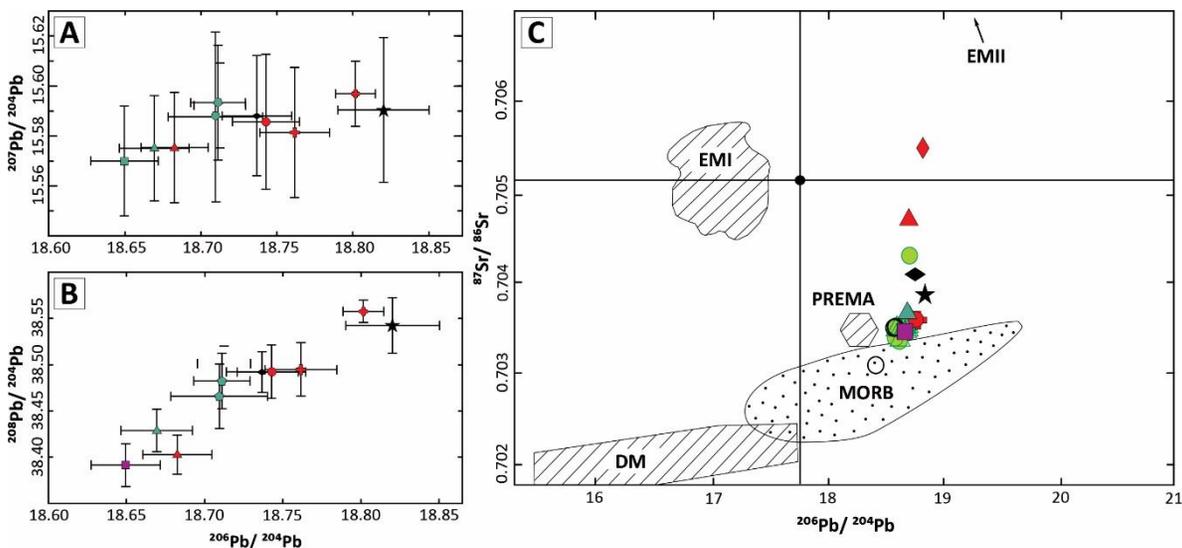


Figura 39. A-B) Correlaciones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras CCRF, en donde se muestra incertidumbre asignada a cada muestra. **C-D)** Correlaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras del CCRF, comparadas con las obtenidas para el CVTV (Sosa-Ceballos, et al., 2019) y otras rocas de Baja California (Aguillón-Robles et al., 2001). La simbología de las rocas del complejo caldérico La Reforma se presenta en la figura 35. Los componentes del manto se presentan en la figura 38.

Capítulo 8

PARÁMETROS *PRE*-ERUPTIVOS

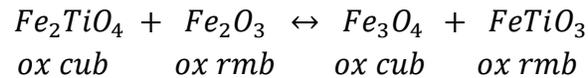
Las estimaciones de los parámetros *pre*-eruptivos ayudaron a determinar la temperatura y profundidad de las cámaras magmáticas, antes de las erupciones formadoras de las tres calderas del complejo caldérico La Reforma. Para el cálculo de la temperatura *pre*-eruptiva se utilizó el geotermómetro de Ghiorso y Evans (2008) que se aplica al par de óxidos de Fe-Ti (titanomagnetita-ilmenita) coexistentes (en equilibrio) en el magma y el cual se encuentra disponible en la red (melts.ofm-research.org). Este geotermómetro fue utilizado debido a que además de la temperatura y la fugacidad del oxígeno, calcula la actividad del Titanio, herramienta útil para confirmar el equilibrio entre los óxidos de Fe-Ti. Por otro lado, al estar basado en la composición química de las titanomagnetitas e ilmenitas, puede ser ampliamente utilizado en cualquier producto volcánico que presente estas fases minerales. La estimación de la profundidad de la cámara magmática se hizo a través del análisis de inclusiones de vidrio alojadas en cristales de piroxeno. El análisis se realizó mediante espectroscopía FTIR, que es una técnica analítica utilizada para medir los contenidos de H₂O en las inclusiones de vidrio, útil en la estimación de la profundidad.

La temperatura *pre*-eruptiva fue obtenida para los tres magmas asociados a las tres calderas (Los Balcones, La Reforma y Punta Arena) que conforman el complejo caldérico La Reforma, sin embargo, la profundidad de la cámara magmática solo pudo ser obtenida para la caldera La Reforma, ya que las inclusiones de vidrio de las otras dos calderas se encontraron recristalizadas.

8.1. Análisis de óxidos de Fe-Ti por microsonda electrónica de barrido

Un método muy utilizado para estimar la temperatura de un magma es por medio de un geotermómetro, que consiste en una serie de reacciones químicas entre cristales y el fundido de una cámara magmática (por ejemplo, Ridolfi et al., 2009; Putirka, 2005; Putirka et al., 2003). Uno de los geotermómetros más usados para conocer la temperatura (T) y el estado de oxidación o fugacidad del oxígeno (fO_2) del magma se basa en la determinación de la

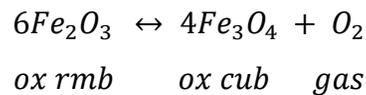
composición química de los pares de óxidos de Fe-Ti coexistentes en el sistema FeO-Fe₂O₃-TiO₂. Dos series mayores de soluciones sólidas ocurren en este sistema: romboédrico (rmb), ilmenita-hematita (FeTiO₃-Fe₂O₃) y cúbico (cub), ulvöespinela-magnetita (Fe₂TiO₄-Fe₃O₄) (Buddington y Lindsley, 1964). El geotermómetro de Ghiorso y Evans (2008), utilizado en ese trabajo, involucra dos reacciones en el sistema FeO-Fe₂O₃-TiO₂ para calcular la T y la fO₂, a una presión (P) específica. La T es estimada a partir de los pares de óxidos de Fe-Ti:



en donde

$$0 = \Delta G^0 + RT \ln \left(\frac{a_{Fe_3O_4}^{cub} a_{FeTiO_3}^{rmb}}{a_{Fe_2TiO_4}^{cub} a_{Fe_2O_3}^{rmb}} \right)$$

La fO₂ es calculada a partir de la reacción de oxidación:



en donde

$$0 = \Delta G^0 + RT \ln \left[\frac{f_{O_2} (a_{Fe_3O_4}^{cub})^4}{(a_{Fe_2O_3}^{rmb})^6} \right]$$

En ambos casos ΔG^0 es el cambio de la Energía Libre de la reacción en el estado estándar, R es la constante universal de los gases y a es la actividad. Como ambas soluciones sólidas son fuertemente dependientes de la T y la fO₂, la determinación de la composición química de los pares en equilibrio de óxidos de Fe-Ti pertenecientes a los dos sistemas de soluciones sólidas ayudará a determinar los valores de T y fO₂ en los cuales se equilibraron (Best, 2003).

En el presente trabajo se hizo el análisis de composición química de cristales sueltos y en lámina delgada de óxidos de Fe-Ti pertenecientes a muestras de pómez de las tres ignimbritas asociadas al colapso de las tres calderas (secciones 127, 17, 122), mediante

microsonda electrónica (Fig. 40). Para la Ignimbrita Los Balcones fueron analizados 29 óxidos de la pómez gris (muestra 127), de los cuales 25 son titanomagnetitas y cuatro son ilmenitas (Ilm_1, Ilm_2, Ilm_3, Ilm_4) (Tabla 5, Anexo D). De la pómez amarilla no se analizaron óxidos debido a presentaba mucha alteración. De la ignimbrita La Reforma fueron analizados 49 óxidos de la pómez de la facies blanca enriquecida en pómez (fbp) (muestra 17B), de los cuales 45 son titanomagnetitas y cuatro son ilmenitas (Ilm_1, Ilm_2, Ilm_3, Ilm_4) (Tabla 5, Anexo D). De la ignimbrita Punta Arena se analizaron 24 óxidos de la pómez blanca (muestra 122A), de los cuales 23 son titanomagnetitas y uno es ilmenita (Ilm_1), mientras que de la pómez gris se analizaron 25 óxidos (muestra 122B), los cuales resultaron ser todos titanomagnetitas) (Tabla 5, Anexo D). En los tres casos se tomaron solos los cristales con mediciones en el borde para realizar los cálculos de T y fO_2 , debido a que el borde es la parte que se encuentra más cercana al contacto entre el óxido y el vidrio magmático.

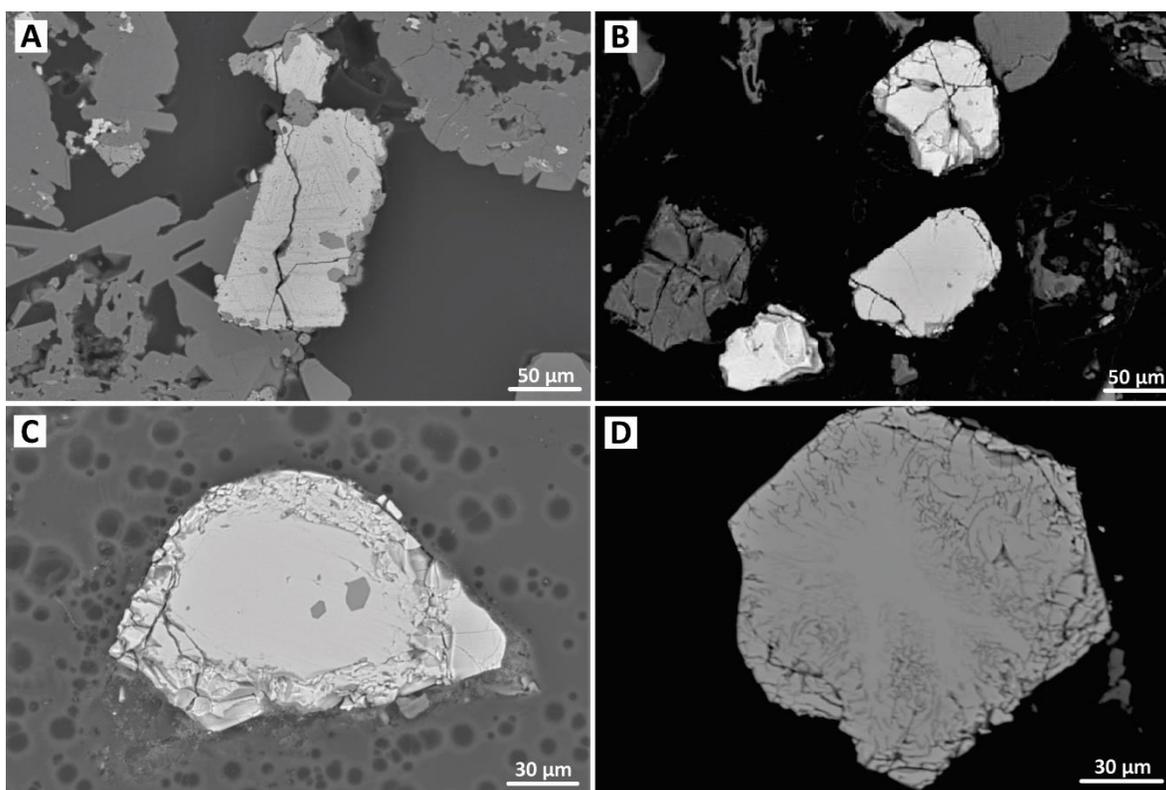
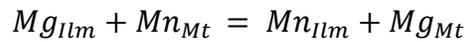


Figura 40. Imágenes de electrones retrodispersados tomadas con microsonda electrónica de barrido, en las que se muestra óxidos de Fe-Ti pertenecientes a las tres ignimbritas. **A** Ignimbrita Los Balcones, **B** Ignimbrita Reforma, **C** Pómez blanca de la ignimbrita Punta Arena, **D** Pómez gris de la ignimbrita Punta Arena.

Para los tres casos en los que se encontraron ilmenitas y titanomagnetitas fue realizado el *test* de equilibrio de Bacon y Hirschmann (1988), el cual se basa en el fraccionamiento del Mg y Mn entre ilmenitas y titanomagnetitas para determinar el equilibrio entre los dos pares de óxidos coexistentes en un magma, debido a que estos elementos están presentes en cantidades medibles en ambos óxidos. De este modo, la reacción de intercambio:



proporciona el coeficiente de distribución:

$$K_D = \left(\frac{Mg}{Mn} \right)_{Mt} / \left(\frac{Mg}{Mn} \right)_{Ilm}$$

Una gráfica de $\log(Mg/Mn)_{Mt}$ vs $\log(Mg/Mn)_{Ilm}$ para varios pares de óxidos de Fe-Ti produce un arreglo simple de puntos, si las fases están equilibradas. El fraccionamiento no depende de la composición de la roca, temperatura o presión, por lo que el arreglo de puntos debe ser lineal. Bacon y Hirschmann (1988) aplicaron este método a 213 óxidos de Fe-Ti, determinando que la ecuación para el mejor arreglo lineal es:

$$\log(Mg/Mn)_{Mt} = 0.9317 \log(Mg/Mn)_{Ilm} - 0.0909 \quad \text{para cada } r = 0.990$$

Para el equilibrio la pendiente es 0.9317 y el intercepto es -0.0909, para el límite de error superior la pendiente es 0.9430 y el intercepto es -0.0124 y para el límite de error inferior la pendiente es 0.9213 y el intercepto es -0.1696. De este modo, los puntos que caen dentro de los dos límites de errores corresponden a pares de óxidos de Fe-Ti que se encuentran en equilibrio.

Para el caso de Los Balcones, solo se tomó la Ilm_2 para realizar el *test* de Bacon y Hirschmann (1988) debido a que fue la única con medición en el borde. Para La Reforma se tomaron las cuatro ilmenitas porque todas tuvieron medición en el borde y para Punta Arena se tomó la única ilmenita que se encontró y que además tuvo medición en el borde. En la figura 41A se muestra una gráfica de $\log(Mg/Mn)_{Mt}$ vs $\log(Mg/Mn)_{Ilm}$ para los óxidos de Fe-Ti de las tres ignimbritas, mientras que en la figura 41B se observan solo las titanomagnetitas que se encontraron en equilibrio con cada ilmenita, después de aplicar el *test* de equilibrio.

A partir de los pares de óxido de Fe-Ti encontrados en equilibrio con el *test* de Bacon y Hirschmann (1988) fueron calculadas la T y la fO_2 (Tabla 6, Anexo D), utilizando el geotermómetro de Ghiorso y Evans (2008), las cuales se representan en la figura 41C de $\log_{10}(fO_2)$ vs T.

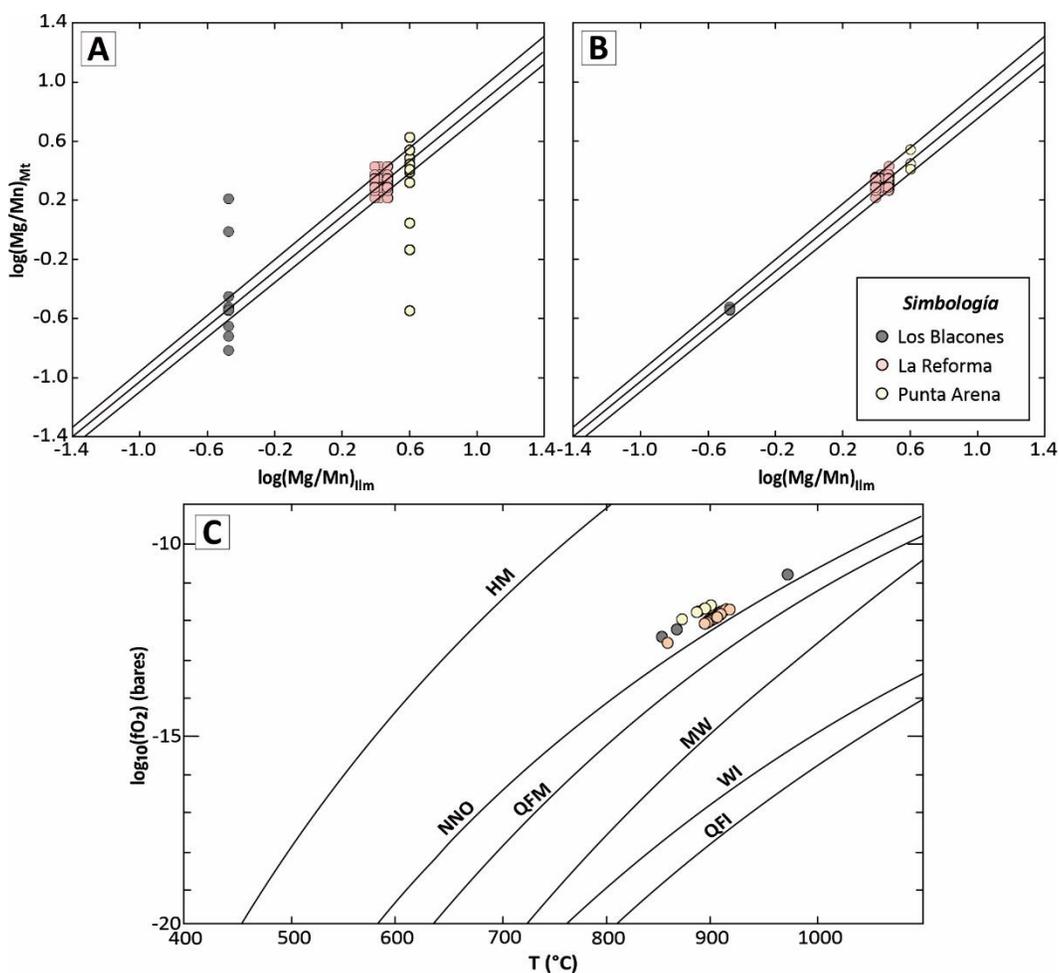


Figura 41. **A** Gráfica de $\log(Mg/Mn)_{Mt}$ vs $\log(Mg/Mn)_{Ilm}$ para todos los pares de óxidos de Fe-Ti de las tres ignimbritas. **B** Gráfica de $\log(Mg/Mn)_{Mt}$ vs $\log(Mg/Mn)_{Ilm}$ en la que se muestra sólo los pares de óxidos de Fe-Ti que se encontraron en equilibrio (dentro de los límites de error superior e inferior) al aplicar el *test* de equilibrio (Modificado de Bacon y Hirschmann, 1988). **C** Diagrama de $\log_{10}(fO_2)$ vs T calculados con el geotermómetro de Ghiorso y Evans (2008), a partir de los pares de óxidos de Fe-Ti encontrados en equilibrio con el *test* de Bacon y Hirschmann (1988). Las curvas *buffer* (Hematite-Magnetite, HM; Nickel-Nickel Oxide, NNO; Quartz-Fayalite-Magnetite, QFM; Magnetite-Wüstite, MW; Wüstite-Iron, WI; Quartz-Fayalite-Iron, QFI) representan las reacciones minerales de óxido-reducción en el sistema O-Si-Fe (Modificado de Eugster y Wones, 1962). En cada reacción *buffer*, el lado derecho es estable por debajo de la curva correspondiente.

En la tabla 6 (Anexo D), además de la T y la fO_2 , se presenta la actividad del titanio (a_{TiO_2}) calculada con el mismo geotermómetro de Ghiorso y Evans (2008). La estimación de a_{TiO_2} sirve como segundo *test* de equilibrio después de calcular la T y la fO_2 con cualquier geotermómetro. Ghiorso y Gualda (2013) desarrollaron este método para evaluar el posible desequilibrio de los pares de óxidos utilizados en el cálculo de la temperatura en distintas rocas volcánicas (por ejemplo, Volcán Shiveluch, Dirksen et al., 2006). Estos autores estimaron la a_{TiO_2} a partir de la ecuación simplificada:

$$a_{TiO_2} = X_{TiO_2}^{liquido} \gamma_{TiO_2}^{liquido} \exp\left(\frac{\Delta G^0}{RT}\right)$$

En donde $X_{TiO_2}^{liquido}$ denota la fracción molar y $\gamma_{TiO_2}^{liquido}$ el coeficiente de actividad del TiO_2 en el líquido. De acuerdo a esta ecuación, si T decrece, el cociente $\Delta G^0/RT$ incrementa positivamente porque es una relación inversa de T, por lo tanto, la a_{TiO_2} también se incrementa con el decremento de T. De esta manera, en una gráfica de a_{TiO_2} vs T se debe obtener una tendencia negativa que es consistente con cristalización bajo condiciones de equilibrio termodinámico entre los pares de óxidos o, en su caso, una tendencia constante si la composición del fundido coexistente con los óxidos no varía apreciablemente con cada erupción. Por lo tanto, una tendencia positiva representa una discrepancia que sugiere que los óxidos de Fe-Ti no están equilibrados con el fundido coexistente.

En la figura 42 se muestran las gráficas de a_{TiO_2} vs T para las tres ignimbritas, en donde se observan las pendientes formadas a partir de los pares de óxidos encontrados en equilibrio con el *test* de Bacon y Hirschmann (1988) (Fig. 42A, C, E), comparadas con las gráficas de a_{TiO_2} vs T sin los puntos que discrepan de la tendencia negativa o constante (Fig. 42B, D, F). Los valores de T, con sus correspondientes valores de fO_2 , que quedan después de depurar las gráficas son los que finalmente se tomaron para calcular la T de las tres ignimbritas, pues se asegura el equilibrio con los dos *test*. De esta manera, para la ignimbrita Los Balcones se obtuvo una temperatura promedio de $T_{prom} = 859 \pm 7 \text{ } ^\circ\text{C}$ y una $fO_{2\ prom} = -12 \pm -0.1$. Para la ignimbrita La Reforma se obtuvo una temperatura de $T_{prom} = 900 \pm 5 \text{ } ^\circ\text{C}$ y una $fO_{2\ prom} = -12$

± -0.1 . Para la ignimbrita Punta Arena se obtuvo una temperatura de $T_{prom} = 891 \pm 7 \text{ }^\circ\text{C}$ y una $fO_2_{prom} = -12 \pm -0.1$.

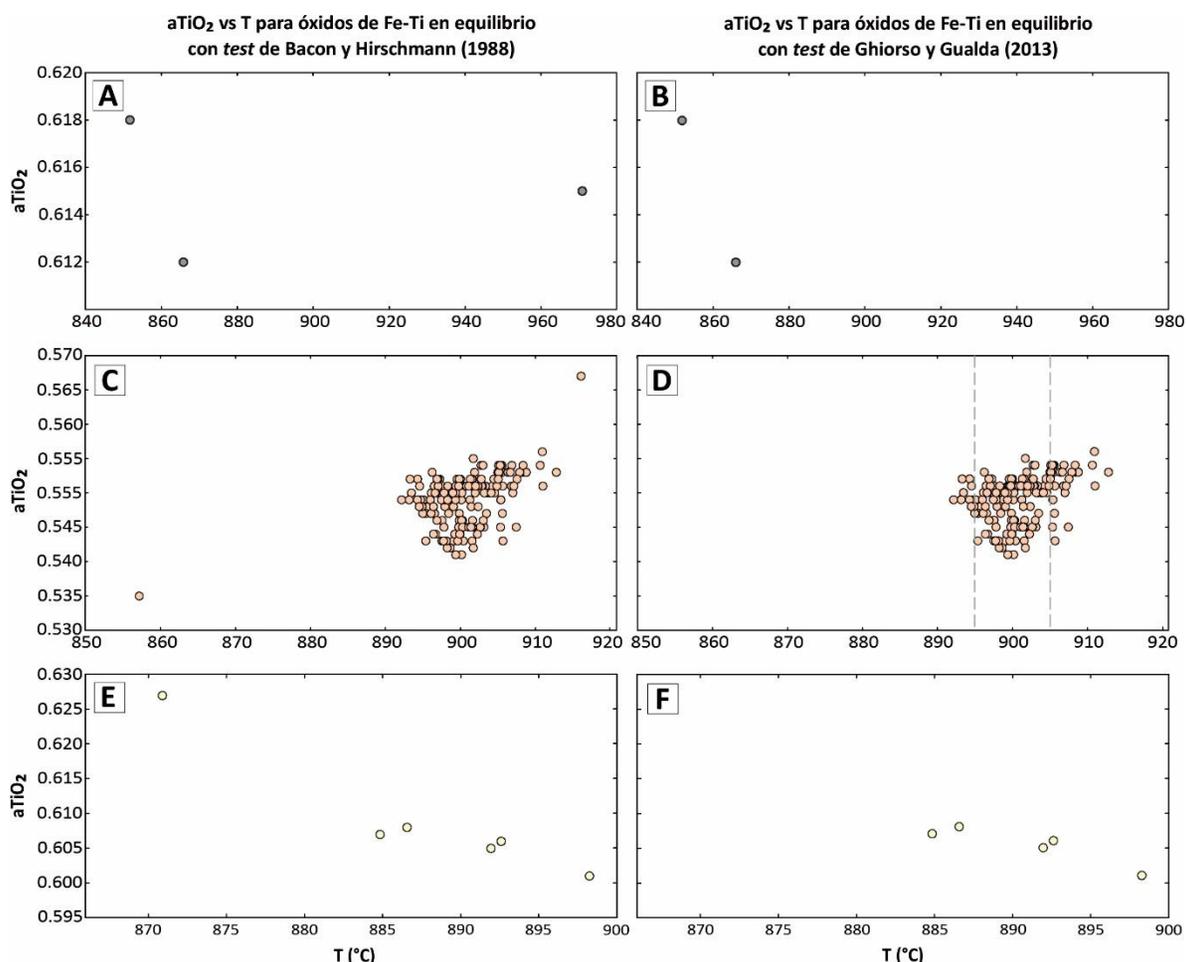


Figura 42. Gráfica de a_{TiO_2} vs T para las ilmenitas encontradas en equilibrio con las titanomagnetitas pertenecientes a las ignimbritas Los Balcones, Reforma y Punta Arena. Las gráficas de la izquierda corresponden a los pares de óxidos encontrados en equilibrio con el *test* de Bacon y Hirschmann (1988), mientras que las de la derecha corresponden solo a los pares de óxidos en equilibrio después del *test* de Ghiorso y Gualda (2013). Para la ignimbrita La Reforma se tomaron los valores de temperatura entre 895 y 905 $^\circ\text{C}$ para promediar la temperatura. La simbología se presenta en la figura 41.

8.2. Análisis de inclusiones de vidrio por espectroscopía FTIR

Un método para calcular la profundidad de la cámara magmática es a través de la medición del contenido de agua en inclusiones de vidrio alojadas en cristales, por ejemplo, de olivino (Luhr, 2001), lo cual ayuda a estimar la profundidad de la cámara magmática (Best, 2003). Una técnica analítica utilizada para medir los contenidos de H_2O y CO_2 (especies volátiles más abundantes en sistemas magmáticos) en vidrios volcánicos es la espectroscopía FTIR (von Aulock et al., 2014). Esta técnica está basada en la frecuencia a la cual los enlaces químicos

vibran cuando un sujeto de interés es sometido a radiación electromagnética. Como los enlaces químicos de los elementos (por ejemplo, Si, O, H, C y N) absorben radiación a longitudes de onda específicas, la espectroscopía FTIR puede ser usada para medir tanto cualitativa como cuantitativamente estos elementos (Wysoczanski y Tani, 2006). En FTIR, todas las longitudes de onda del área espectral son creadas por un interferómetro de Michelson y el interferograma producido es transformado en un espectro por medio de la transformada de Fourier (von Aulock et al., 2014), de aquí el nombre de la técnica.

Los cristales de cuarzo u olivino son ideales para llevar a cabo esta técnica, debido a que no presentan clivaje, a través del cual las inclusiones de vidrio permanecen conectadas con el exterior y sin duda se desgasifican durante el ascenso del magma y la posterior erupción (Luhr, 2001). Sin embargo, ninguna de las pómez de las tres ignimbritas (Los Balcones, La Reforma y Punta Arena) presentaron estos minerales, por lo que fueron utilizados cristales de piroxeno que se encuentran en abundancia. En este caso se puso total cuidado en que las inclusiones de vidrio no se encontraran demasiado cerca de los clivajes o sobre ellos.

Los cristales de clinopiroxeno pertenecen a fragmentos de pómez de la facies blanca enriquecida en pómez (fbp) de la ignimbrita La Reforma (muestra 17B), asociada a la caldera La Reforma. Las otras dos ignimbritas presentaron inclusiones de vidrio recristalizadas, por lo que no fueron útiles para hacer el cálculo del contenido de agua. De la ignimbrita La Reforma fueron preparadas 42 inclusiones de vidrio (Fig. 43), de las cuales sólo 22 fueron favorables para el cálculo del contenido de agua, debido a que el resto no contenían agua o estaban recristalizadas.

La concentración de agua total disuelta (% en peso) en las inclusiones fue calcula mediante la ley modificada de Beer-Lambert:

$$C_{H_2O\ total} = \frac{AM}{\rho d \epsilon} f$$

en donde A es la absorbancia, M es el peso molecular del agua (18.02 g/mol para el H₂O), ρ es la densidad del vidrio (g/l), d es el espesor de la inclusión (cm), ε es la absorción molar [l/(cm*mol)] y f es un factor de conversión adimensional (10² pata H₂O; Befus et al., 2012).

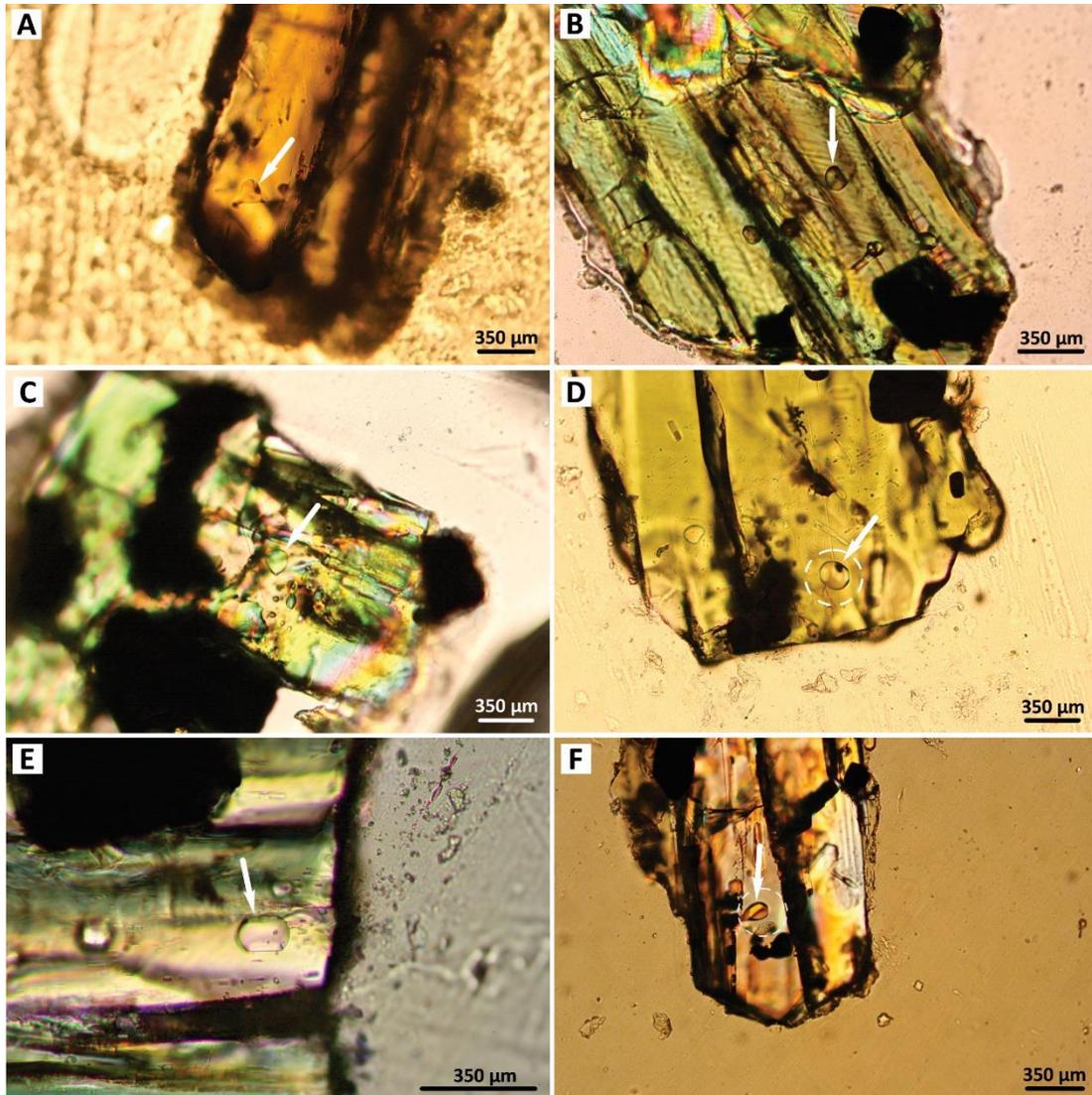


Figura 43. Fotomicrografías de inclusiones de vidrio alojadas en cristales de piroxeno, pertenecientes a pómez de la facies blanca enriquecida en pómez de la ignimbrita La Reforma. **A** Cristal RF17-1, **B** Cristal RF17-10, **C** Cristal RF17-17, **D** Cristal RF17-33, **E** Cristal RF17-36, **F** Cristal RF-37. La lista de los cristales se muestra en el Anexo E. Todas las fotomicrografías se presentan en luz polarizada.

La densidad del vidrio fue considerada como de 2355 g/l (Befus et al., 2012) y la absorción molar en 80 l/cm²*mol (Ihinger et al., 1994). Los espesores de las inclusiones fueron medidas ópticamente usando el microscopio *DXR Raman* (consultar sección 2.3.3), mientras que la absorbancia fue tomada como el valor de la altura del pico en 3,550 cm⁻¹, correspondiente a la vibración o pico de estiramiento OH (OH+H₂O_{mol} = H₂O_{total}) fundamental (Stolper, 1982) en el espectro infrarrojo, obtenido mediante espectroscopía FTIR (Fig. 44).

Aplicando la ecuación se obtuvo un rango principal de $C_{H_2O\ total}$ de entre 0.8 y 3.0% en peso para la ignimbrita (Tabla 7, Anexo E). Estos valores concentración de agua total disuelta corresponden a presiones de entre 200 y 800 bares, es decir a profundidades de cámara magmática de entre 1 y 3 km, respectivamente (Best, 2003).

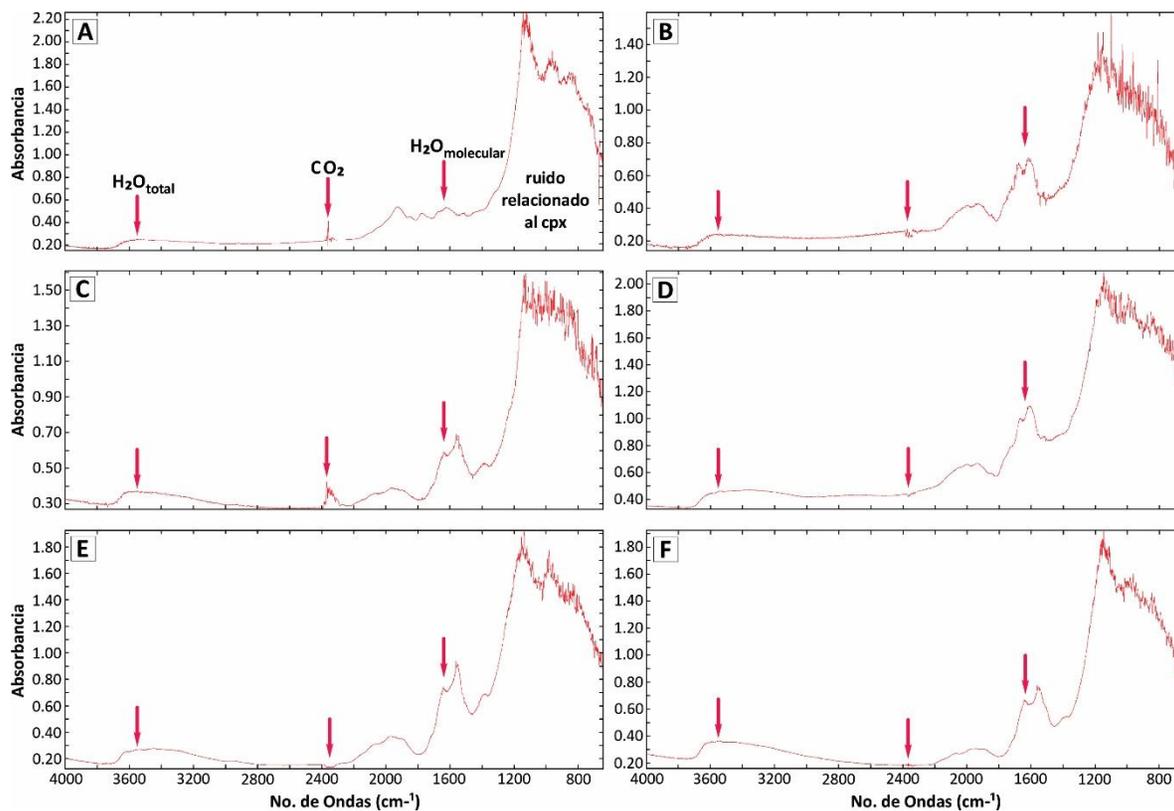


Figura 44. Espectros FTIR de algunas de las inclusiones de vidrio alojadas en piroxeno: **A** Cristal RF17-1 Inc_1, **B** Cristal RF17-8 Inc_1, **C** Cristal RF17-20 Inc_1, **D** Cristal RF17-31 Inc1, **E** Cristal RF17-35 Inc_1, **F** Cristal RF17-37 Inc_1. La ubicación de los picos correspondientes al H_2O_{total} , al CO_2 , al $H_2O_{molecular}$ y al ruido relacionado al piroxeno (px) se indica con las flechas negras, como en el espectro A. Valores de picos tomados de Befus et al. (2012).

El mapeo y registro estratigráfico indica que el basamento de la zona de estudio está conformado por rocas batolíticas cretácicas (Fig. 11), seguidas de rocas volcánicas y volcanosedimentarias oligo-miocénicas de la Formación Salto y el Grupo Comondú (Fig. 12). Sobre este basamento fueron emplazadas secuencias sedimentarias marinas plio-pleistocénicas de la cuenca de Santa Rosalía. La actividad volcánica de la zona fue intensa, con el emplazamiento de ignimbritas y lavas submarinas que interrumpieron en varias ocasiones la sedimentación marina. La actividad explosiva y efusiva continuó con la construcción del complejo caldérico La Reforma y el posterior vulcanismo *post*-Caldera. A partir de los análisis petrográfico, geoquímico, isotópico y petrológico fue posible establecer un modelo conceptual evolutivo del complejo caldérico La Reforma (Fig. 45). Este modelo muestra que el complejo caldérico es una combinación de tres calderas sobrelapadas y anidadas, originadas por sobrepresión en las cámaras magmáticas, establecidas a una profundidad de ~3 km y con temperaturas variables de 859 a 900 °C. Por otro lado, el análisis geoquímico reveló que los productos volcánicos del complejo caldérico se formaron por magmas calco-alcinos, adakitas y magmas adakíticos, relacionados a la fusión del manto previamente metasomatizado tanto por fluidos hidratados provenientes del *slab* deshidratado como por la fusión de *slab* por la formación de adakitas.

9.1. Ambiente *pre*-Caldera (Plioceno tardío-Pleistoceno temprano)

El nuevo mapa geológico del complejo caldérico La Reforma y la correlación de las unidades estratigráficas señalan que en el Plioceno tardío el área de estudio estaba dominada por un ambiente marino poco profundo del Golfo de California. En ese momento, las rocas expuestas en la costa eran probablemente las rocas de la Formación Salto, Grupo Comondú (Fig. 12) y basalto la Esperanza. Este último expuesto al sur del complejo volcánico Tres Vírgenes (Avellán et al., 2019a). El registro fósil encontrado en la zona de estudio sugiere que antes de la formación del complejo caldérico, la sedimentación marina en el área era de tipo lagunar (Wilson y Rocha, 1955), en donde los bivalvos y moluscos coexistían en abundancia,

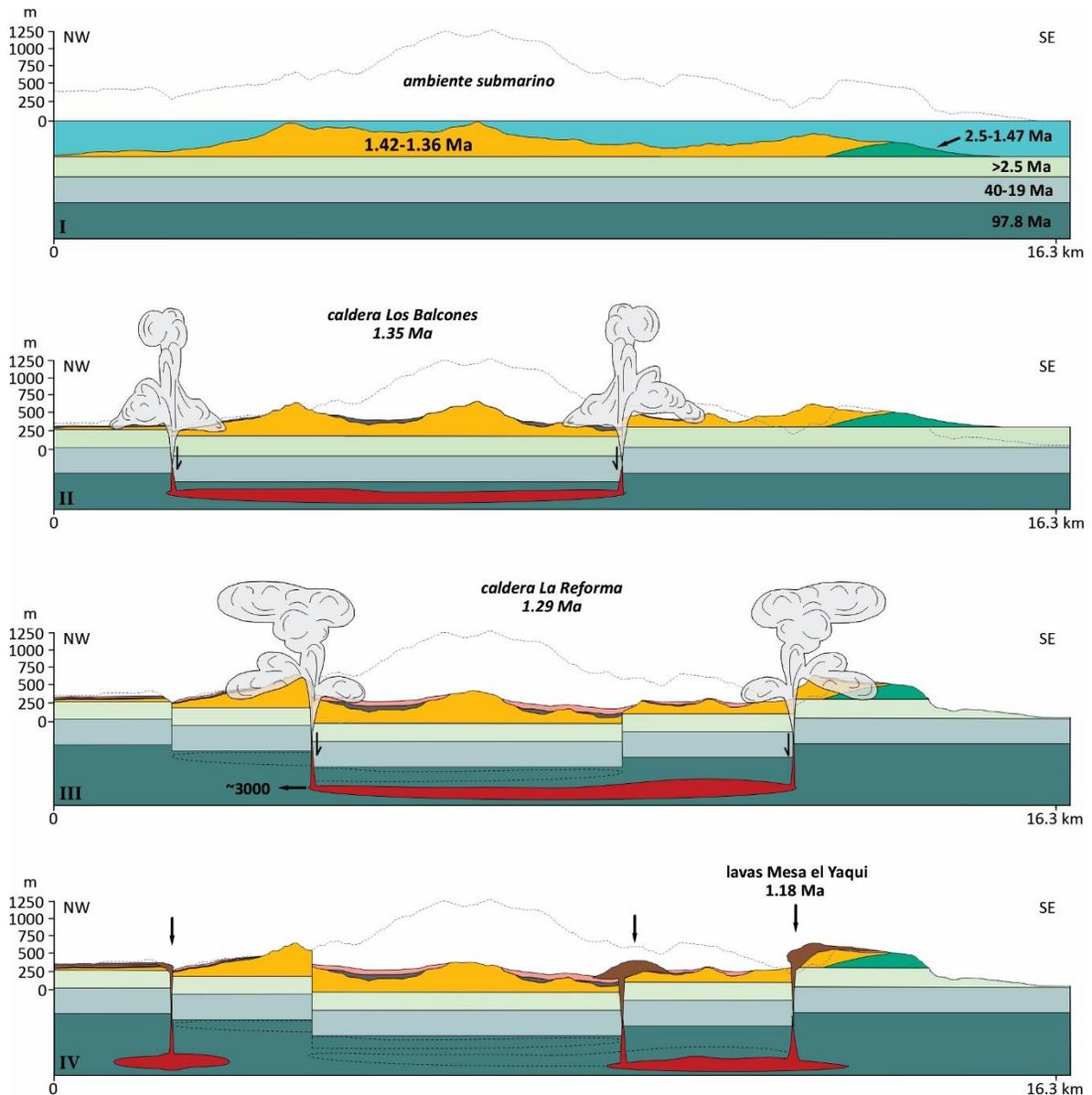
en contraste con el ambiente más profundo de la cuenca de Santa Rosalía al sureste. La sedimentación en esta región fue bruscamente interrumpida por erupciones explosivas y efusivas que ocurrieron en ambientes submarinos durante el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano. Esta actividad explosiva originó cuatro corrientes piroclásticas de densidad (*Pyroclastic Density Currents, PDC's*), que emplazaron las ignimbritas Mesa de Enmedio (2.5 Ma), Cueva Amarilla (2.4 MA), El Carrizo (1.89 Ma) y El Contrabando (1.47 Ma) (Figs. 13, 14), de las cuales su procedencia es incierta porque su distribución no permite localizar las fuentes de erupción. Además, hoy en día estas ignimbritas están cubiertas por depósitos más recientes que no permiten reconocer su distribución real. En el Pleistoceno temprano, entre 1.42 y 1.4 Ma, la sedimentación marina fue nuevamente interrumpida por vulcanismo submarino efusivo que emplazó lavas almohadilladas, lavas con facies de hialoclastita y lavas con estructura columnar (Punta Candeleros) (Fig. 16).

9.2. Evolución volcánica del complejo caldérico La Reforma

La morfología peculiar del complejo caldérico, con un cráter semicircular, una protuberancia central y una ignimbrita rojiza asociada (facies frg y fg), hizo que los primeros autores que lo estudiaron lo interpretaran como una caldera resurgente (Demant y Ortlieb, 1981; Demant, 1984). De acuerdo a Demant (1984), procesos de mezcla jugarían un rol importante en el desarrollo de esta caldera, debido a que la erupción que la formó fue seguida por erupciones de composición básica.

El mapa geológico detallado (Fig. 10), la correlación de las unidades estratigráficas (Fig. 9) y el fechamiento radiométrico de roca total con el método de ^{40}Ar - ^{39}Ar y de U-Pb en circones (Tablas 1 y 2, Anexo A), permitieron reconocer tres depósitos ignimbríticos que se distribuyen alrededor de los bordes caldéricos. Esto sugiere que La Reforma no es el resultado de un solo colapso caldérico, sino el resultado de tres episodios formadores de caldera que ocurrieron en un lapso de tiempo de ~ 400 ka. Los tres colapsos caldéricos emplazaron a las ignimbritas Los Balones (1.35 Ma), La Reforma (1.29 Ma) y Punta arena (0.96 Ma) con brechas líticas asociadas (Figs. 17F, 18B, 20) y separadas por paleosuelos u otros depósitos volcánicos o volcanoclásticos (Fig. 17B). Por lo tanto, La Reforma no es una

sola caldera como fue interpretada por los autores previos (Demant y Ortlieb, 1981; Demant, 1984), sino un complejo formado por la sobreposición de tres calderas (Los Balcones, La Reforma y Punta Arena) como fue propuesto en este trabajo y por García-Sánchez et al. (2019).



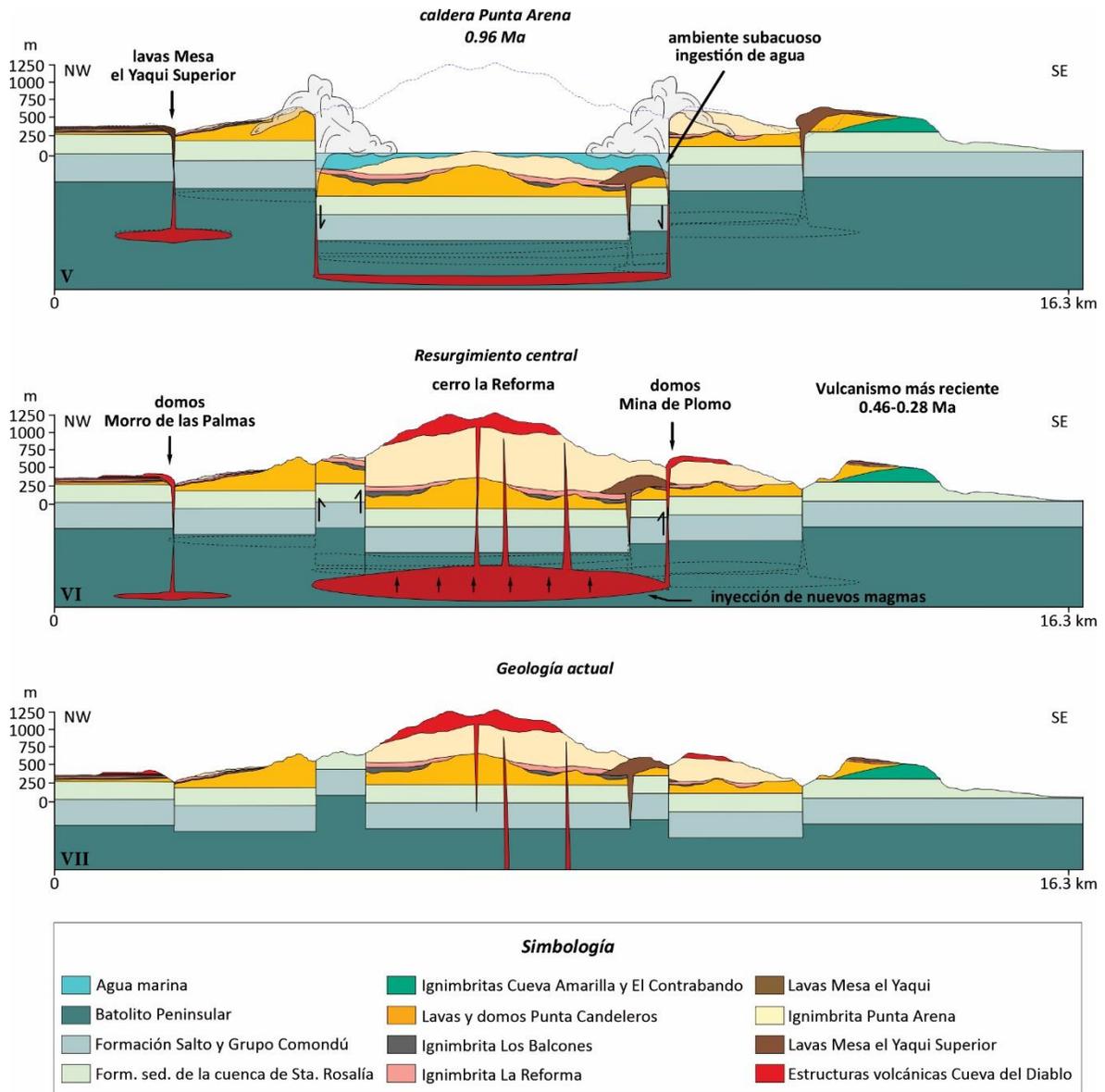


Figura 45. Continuación.

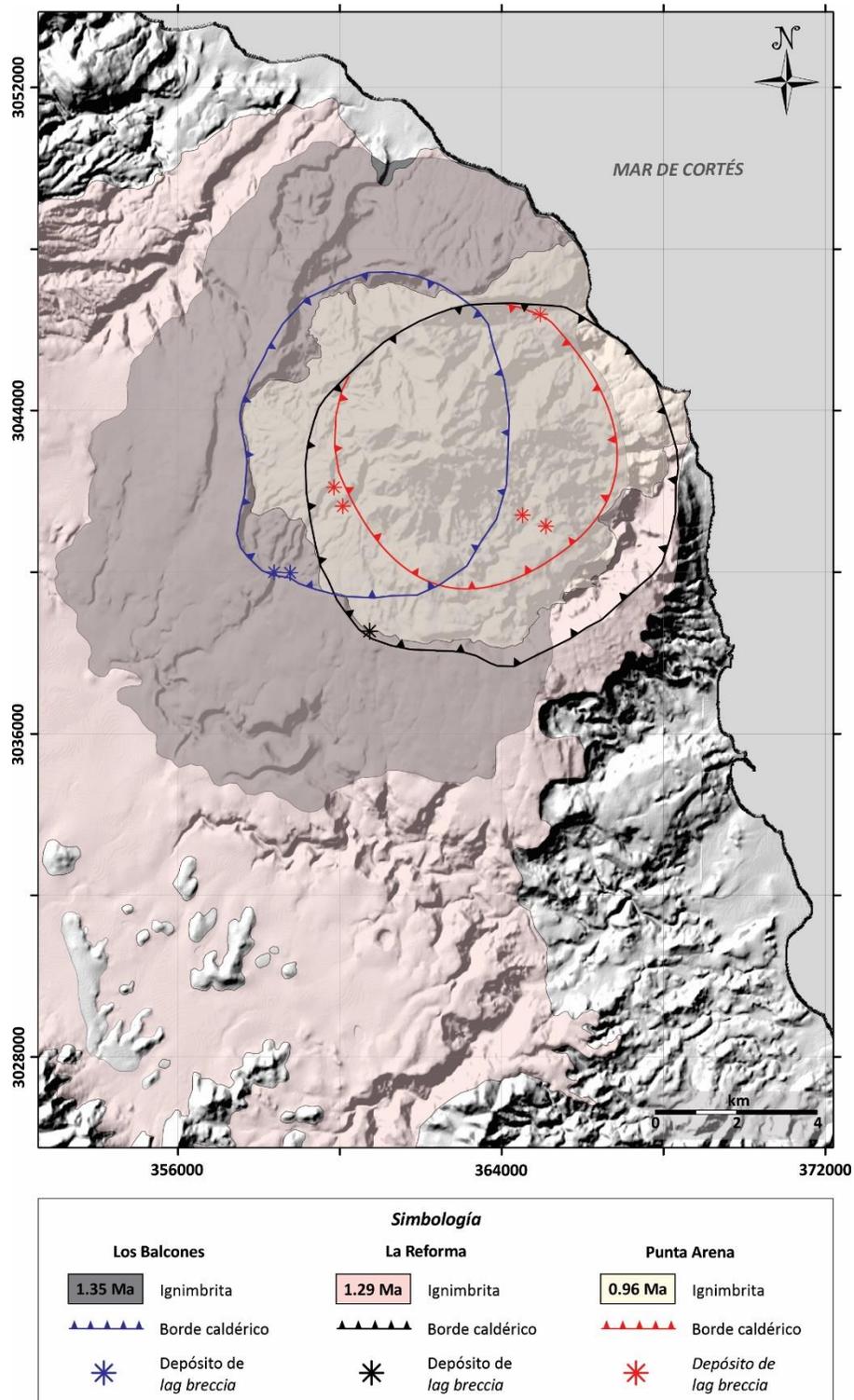


Figura 46. Modelo de sombras del complejo caldérico La Reforma, en donde se observa la distribución inferida de las ignimbritas Los Balcones (ILB), La Reforma (IRF) y Punta Arena (IPA) eruptadas durante los tres episodios formadores de caldera. Los bordes caldéricos de las tres calderas fueron marcados de acuerdo a características morfológicas, distribución de depósitos asociados de *lag breccia* y a la distribución del vulcanismo *post-Caldera*, mientras que la distribución de las calderas fue interpretada a partir de las secciones estratigráficas en las que afloran, sin embargo, la distribución real podría ser más grande.

El primer episodio eruptivo ocurrió hace 1.35 Ma con la formación de la caldera Los Balcones que provocó la deposición de la ignimbrita Los Balcones (Figs. 17, 45). Después de un tiempo de extracción continua del magma, el techo de la cámara magmática falló mecánicamente, se desintegró y colapsó produciendo una depresión y un cráter caldérico. Al momento del colapso, la extracción continua de PDC's incorporó grandes líticos del sustrato local que por su peso cayeron hacia el fondo formando depósitos de brecha lítica interpretados como brechas proximales de *co-ignimbrita (lag breccia)* (Druitt y Sparks, 1982; Walker 1985). Estas brechas se encuentran en zonas proximales a las fisuras de la caldera (Walker, 1985) como se observó en dos sitios para la ignimbrita Los Balcones (Figs. 17F, 46). Por lo tanto, de acuerdo con la distribución espacial de esta ignimbrita y de los depósitos de *lag breccia* se propone que las paredes occidentales del complejo caldérico corresponden a los restos dejados por esta primera erupción caldérica. La distribución total de la ignimbrita es difícil de estimar porque la mayoría de estos depósitos han sido cubiertos por depósitos más jóvenes, pero ocurre por lo menos a unos 3–5 km del borde caldérico (Fig. 46). En la parte oriental no se observa la estructura caldérica ni sus depósitos ignimbríticos asociados debido a que fueron destruidos o cubiertos por depósitos más jóvenes. Sin embargo, en la cima de la loma Cerro la Reforma se observan depósitos aislados de la ignimbrita (por ejemplo, secciones 307, 312) que fueron levantados por el resurgimiento central. Es difícil estimar la forma y tamaño de esta primera caldera, pero al proyectar los restos de la ignimbrita expuesta, de los depósitos de *lag breccia* y la forma del borde caldérico remanente, la caldera podría tener una forma elíptica de $\sim 8 \times 6.5$ km (Fig. 46).

Después del primer episodio caldérico parece que la actividad volcánica fue escasa, sin embargo, ocurrió la formación de conos de escoria que dispersaron capas de ceniza por encima de la ignimbrita Los Balcones y por encima de estos se formaron paleosuelos de color rojo (Fig. 17B). La formación de estos paleosuelos indica que para este tiempo la zona estaba expuesta en un ambiente subaéreo. Después de ~ 60 ka, hace 1.29 Ma, otro magma de composición riolítica había evolucionado al interior de una nueva cámara magmática ubicada a ~ 3 km de profundidad, de acuerdo a la información obtenida con el análisis de inclusiones de vidrio. La erupción dispersó PDC's que emplazaron a la ignimbrita La Reforma (Fig. 18),

promoviendo el colapso del techo de la cámara magmática y formando la caldera La Reforma, cuyo borde caldérico se sobrepuso al borde caldérico de la caldera Los Balcones (Figs. 45, 46). Este tipo de calderas sobrelapadas (*overlapping calderas*) han sido descritas en otras partes del mundo, por ejemplo, en Las Cañadas, Tenerife, en Islas Canarias, como resultado de múltiples colapsos verticales (Martí et al., 1994; Martí et al., 1997; Martí y Gudmundsson, 2000). Estos autores proponen que este tipo de colapsos son producidos por la “migración” de una nueva cámara magmática a una nueva ubicación dentro de la corteza, debido a modificaciones en el campo de esfuerzos (tensión local) causado por el vaciado de la antigua cámara magmática. Dichos procesos dificultan el suministro de magma a la antigua cámara magmática y fomentan la inyección de diques hacia los lados de la antigua cámara para formar nuevos depósitos. Otros ejemplos como Santorini en Grecia y San Juan Colorado en Colorado incluyen calderas en áreas continentales de extensión regional y calderas en áreas asociadas a límites de placas convergentes (Martí y Gudmundsson, 2000 y referencias ahí citadas).

La ignimbrita La Reforma, producto de esta erupción es el depósito con mayor dispersión del complejo caldérico La Reforma por lo que era la más conocida y asociada al colapso único de la caldera por autores previos (Schmidt, 1975; Demant y Ortlieb, 1981; Demant, 1984). La distribución de la ignimbrita alrededor del borde caldérico circular de ~9 km de diámetro (Fig. 46) y la ocurrencia del depósito de *lag breccia* en una sección (sección 293; Figs. 18B, 46) sugiere que esta ignimbrita fue emitida a partir de este borde en todas direcciones alrededor. Esta ignimbrita presenta facies diferentes, con diferentes grados de soldamiento, terminando con una ignimbrita vitrofídica muy soldada. Estos cambios de facies sugieren que el proceso de agradación de la ignimbrita cambió con el tiempo.

Alrededor de 1.18 Ma, la actividad volcánica se centró en los bordes caldéricos de Los Balcones y La Reforma, con la emisión de lavas andesíticas basálticas (lavas Mesa el Yaqui) que se dispersaron hasta 4 km de distancia (Figs. 10, 21). Estos magmas ascendieron a través de las fallas de anillo profundas, cuya composición no estaba ligada a las cámaras magmáticas riolíticas asociadas a las calderas (Fig. 45).

Después de ~300 ka, un tercer magma entró en erupción hace 0.96 Ma, provocando la dispersión de PDC's y brechas líticas al momento del colapso del techo de la cámara magmática que formó la caldera Punta Arena. La mayor parte de esta ignimbrita fue emplazada y contenida dentro de los bordes de las dos calderas previas (Fig. 19). Sin embargo, algunos PDC's pudieron superar el límite norte y occidental de la caldera La Reforma (Fig. 46).

La formación de la caldera Punta Arena dentro de la caldera La Reforma se conoce como caldera anidada (*nested caldera*), la cual se forma por colapsos sucesivos dentro de una sola caldera (por ejemplo, Lipman, 1997). Estas calderas están controladas por varios factores como el volumen de magma emitido, las dimensiones de las estructuras caldéricas anteriores y el tamaño y ubicación del nuevo reservorio magmático (Geyer y Martí, 2009; Acocella et al., 2001). Algunos ejemplos de estas calderas son Campi Flegrei (Orsi et al., 1996; Acocella, 2007), Latera (Nappi et al., 1991) y Cerro Panizos (Ort, 1993).

La ignimbrita Punta Arena relleno la depresión formada por las dos calderas anteriores, siendo poco volumen de la ignimbrita el que pudo superar los bordes de las calderas previas. Esto no es muy frecuente, pero no es raro, puesto que en algunas calderas los depósitos ignimbríticos están confinados dentro de bordes caldéricos externos, como en Campi Flegrei (Acocella, 2007). Varias evidencias indican que inmediatamente después del colapso de Punta Arena, el agua marina invadió la depresión caldérica: 1) presencia de arcillas de heulandita y clinoptilolita en la ignimbrita Punta Arena (obtenidas a través del análisis de difracción de rayos X; Fig. 47), formadas por la interacción del magma con agua o sedimentos marinos (Hay e Iijima, 1968; Pérez et al., 1997; Keith et al., 1983), 2) en algunas zonas internas del complejo caldérico se observa la presencia de fósiles de bivalvos en la ignimbrita (Fig. 19E), lo que sugiere un ambiente marino poco profundo, y 3) presencia de oleadas piroclásticas húmedas (con lapilli acrecional) en la parte suroeste de la loma Cerro la Reforma (depósitos volcanosedimentarios Arroyo Grande; Fig. 23F). Según algunos autores (por ejemplo, Kano, 2003; Yuasa y Kano, 2003) en entornos subacuáticos, la presión del agua suprime la vesiculación explosiva del magma y genera el colapso inmediato de la columna eruptiva por la ingestión de agua, lo que resulta en la acumulación masiva de pómez dentro

del centro de erupción. Este puede ser el caso de la ignimbrita Punta Arena, en donde la presencia de agua marina pudo haber suprimido su explosividad y dispersión, forzándola a permanecer dentro de los bordes caldéricos.

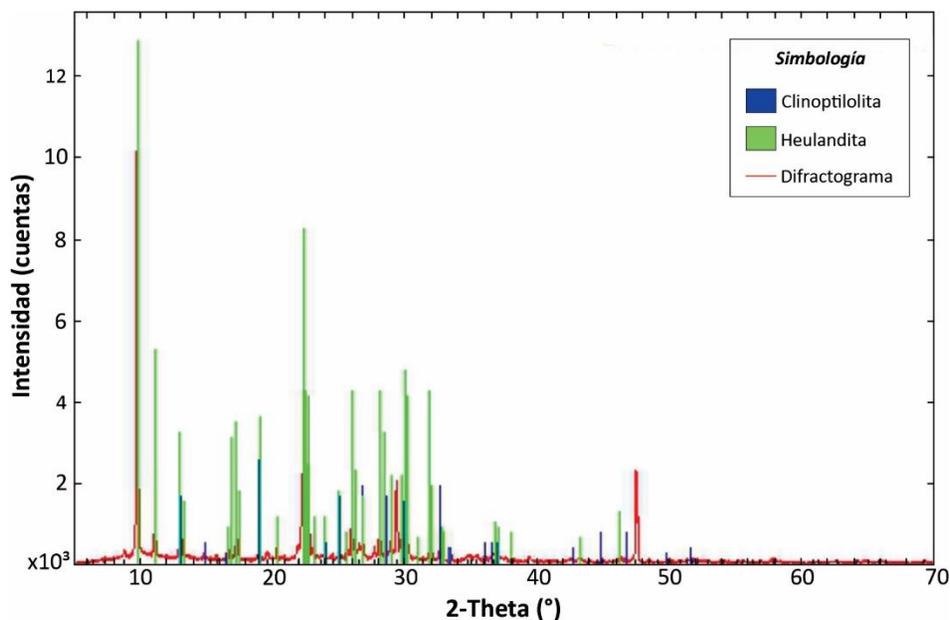


Figura 47. Diffractograma de rayos X, perteneciente a una muestra alterada de la ignimbrita Punta Arena (sección 238), en el que se observa la presencia de las arcillas clinoptilolita y heulandita.

Después de la formación de la caldera Punta Arena, se originó el resurgimiento de la parte central del complejo caldérico (Fig. 45). Este resurgimiento levantó el bloque central, que hoy conocemos como la loma Cerro la Reforma, formado por rocas del basamento cristalino pertenecientes al Batolito Peninsular, fragmentos de rocas de la Formación alto y del Grupo Comondú, fragmentos aislados de las ignimbritas Los Balcones y La Reforma, cubiertos por la ignimbrita Punta Arena. El resurgimiento de la parte central de las calderas es un proceso común en muchas calderas, como Valles, Timber Mountain, Toba y Lake City (Smith y Bailey, 1968; Kennedy et al., 2012; Branney y Acocella, 2015). Smith y Bailey (1968) y Marsh (1984) concluyeron que el resurgimiento de la caldera puede ocurrir por cuatro mecanismos principales: aumento continuo de magma en un sistema magmático, rebote hidrostático, detumescencia y presión magmática. La sucesión estratigráfica del complejo caldérico sugiere que el resurgimiento estuvo influenciado por la inyección y el aumento de nuevos magmas después del tercer colapso caldérico. Estos magmas salieron a la superficie en forma de diques y lavas (diques y lavas Cerro la Reforma) que intrusaron la ignimbrita Punta

Arena (Fig. 22). Los domos Mina de Plomo también pueden estar relacionados con este nuevo magma debido que al igual que los diques y lavas Cerro la Reforma, presentan una composición dacítica y fueron construidos dentro del complejo caldérico (Fig. 26D). Debido a que el bloque resurgente parece un solo bloque levantado, se ha propuesto que fue originado por un movimiento tipo pistón (como se describe en Lipman, 1997).

El rápido resurgimiento del bloque central causó una importante erosión que formó los abanicos volcanosedimentarios Arroyo Grande (Fig. 23), formados por depósitos de avalancha de escombros, lacustres y de flujos de escombros. La presencia de los depósitos lacustres sugiere la formación de pequeños lagos intermontanos comunes en depósitos de avalancha de escombros (Ward y Day, 2006).

Después del resurgimiento central, varios flujos de lava andesítica (lavas Mesa el Yaqui Superior) fueron emitidas nuevamente a través de los bordes caldéricos de Los Balcones y Reforma, formando en algunos sitios alrededor del borde lóbulos de lava (Fig. 24). Dentro de estos bordes caldéricos se produjo una serie de erupciones efusivas que formaron los domos Morro de las Palmas, Cueva del Diablo, Mina de Plomo y los conos de escoria Punta Prieta (0.28 Ma) (Fig. 26). La mayoría de estas estructuras volcánicas fueron construidas sobre una estructura circular de ~6.5 km de diámetro que fue interpretada como el borde caldérico de la caldera Punta Arena (Figs. 10, 45). Esto es soportado por la presencia de depósitos de *lag breccia* asociada al colapso, en sitios alrededor de esta estructura (secciones 85, 137, 238 y 280; Figs. 20, 46). Poco antes y, quizá contemporáneamente, a esta actividad efusiva se construyeron los conos de escoria Cerro Colorado (0.46 Ma) y El Salto, el flujo de la las Palapas y del cárter freático la Herradura (Fig. 27), los cuales fueron extruidos a través de dos fallas con dirección NE-SW localizadas en la parte sureste fuera del complejo caldérico (Fig. 7, 10), por lo que se han considerado parte de la actividad *extra*-Caldera. Estas estructuras parecen estar relacionadas al tectonismo extensional del Golfo de California (Demant, 1984).

La evolución a lo largo del tiempo del complejo caldérico indica que ninguna actividad pliniana precedió a los episodios formadores de la caldera contrario a lo que había propuesto Demant en 1984. Esto sugiere que el complejo caldérico se formó como un tipo de caldera

de sobrepresión (*overpressure calderas*) (Martí et al., 2009). Esto implica que las erupciones que formaron el colapso caldérico comenzaron inmediatamente cuando las fallas de anillo cruzaron la cámara magmática, favoreciendo la descompresión del magma y su fragmentación dentro de la cámara. Contrariamente a las calderas de baja presión (*underpressure calderas*) (Martí et al., 2009), en las cuales la erupción que origina el colapso caldérico comienza con la extracción del magma en forma de erupciones plinianas, priori a la generación de las fallas de anillo, lo que causa una disminución de la presión en la cámara magmática.

9.3. Origen de los magmas del complejo caldérico La Reforma

La historia geológica durante el Neógeno y Cuaternario de la península de Baja California ha sido marcada por un emplazamiento casi continuo de rocas volcánicas con una diversidad geoquímica excepcional (Calmus et al., 2011; Fig. 48A). Esta diversidad geoquímica está muy relacionada con la transición entre un régimen de subducción y la apertura del Golfo de California. En la zona estudio, lavas andesíticas calco-alcálicas típicas de arco dominaron el vulcanismo durante el período de subducción (24-14 Ma), dando origen a las andesitas de la Sierra de Santa Lucía (Sawlan y Smith, 1984; Fig. 48B). Durante la apertura del Proto-Golfo (14-6 Ma), la actividad magmática consistió de basaltos toleíticos (11-6 Ma), basaltos enriquecidos en Nb (12-8.5 Ma) y andesitas magnesianas (<10 Ma) (Sawlan y Smith, 1984; Aguillón-Robles et al., 2001; Calmus et al., 2003; Fig. 48C, D). Después del cese de la extensión del Proto-Golfo (5.5-3-5 Ma), el vulcanismo calco-alcálico continuó durante el Plioceno al Holoceno en la región de la Reforma, Aguajito y Tres Vírgenes (Fig. 48E).

El vulcanismo calco-alcálico *post*-subducción (<12 Ma) ha sido discutido por varios autores (por ejemplo, Aguillón-Robles et al., 2001; Conly et al., 2005; Bellon et al., 2006; Castillo, 2008; Vidal-Solano et al., 2007; Calmus et al., 2011), quienes proponen que estas rocas son causadas por la fusión parcial de una fuente previamente metasomatizada (cuña del mato *pre*-existente) por fluidos hidratados de la placa descendente (*slab*), originada por calor suministrado desde el manto a través de una ventana astenosférica debida a la ruptura del

slab entre 13 y 6 Ma (Pallares et al., 2007; Fig. 48C, D). Este evento fue seguido por un alto régimen termal ligado a la apertura del Golfo de California (Calmus et al., 2008).

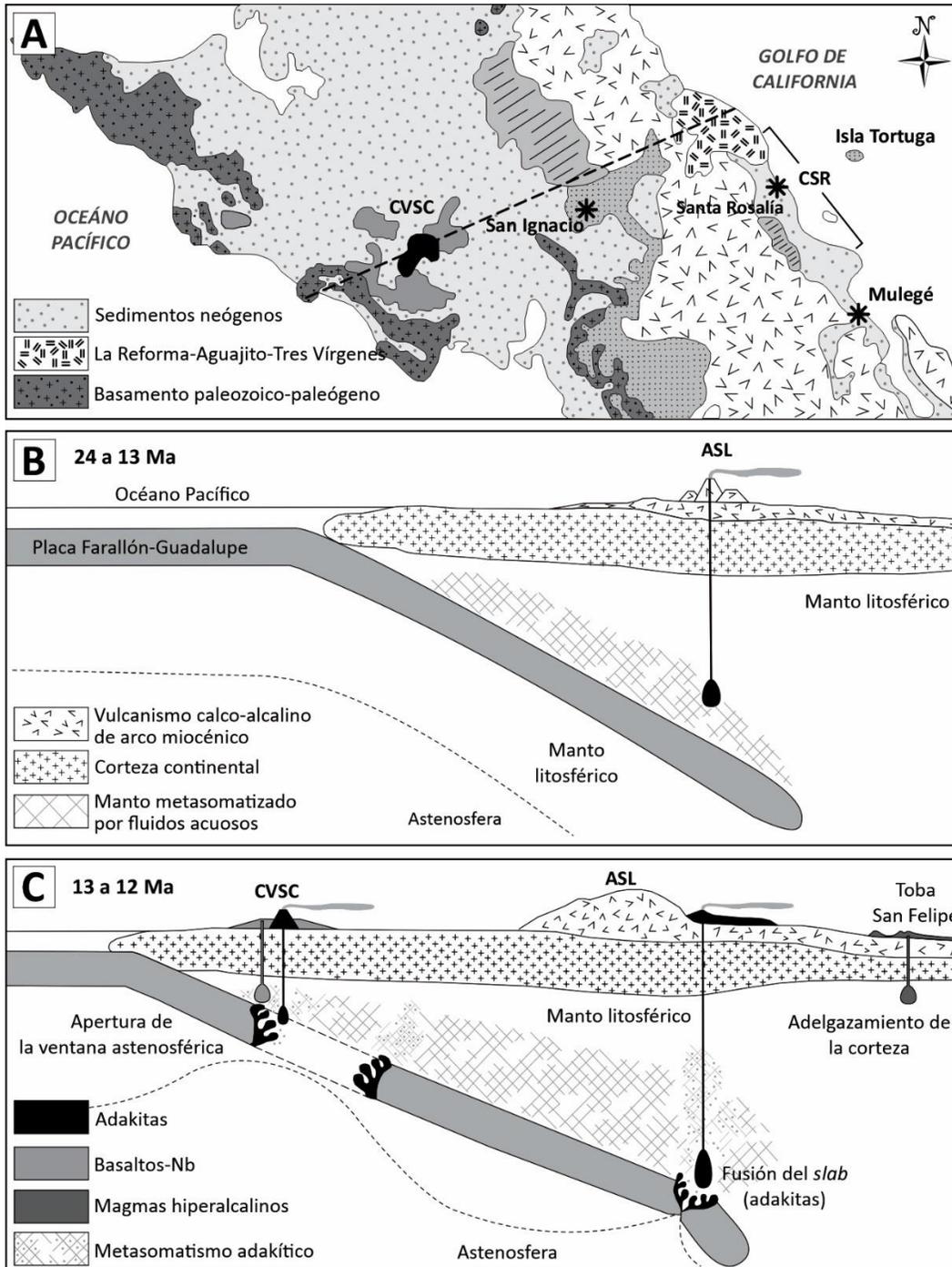


Figura 48. Diagrama esquemático mostrando la evolución de lavas de arco a lavas de rift (24-6 Ma), seguidas del vulcanismo calco-alcalino del complejo caldérico La Reforma (2.5-0.28 Ma), con inferencias sobre la naturaleza del metasomatismo y geodinámica del manto (modificado de Conly et al., 2005). Las claves corresponden a: campo volcánico Santa Clara, CVSC; cuenca de Santa Rosalía, CSR; andesitas Santa Lucía, ASL; complejo caldérico La Reforma, CCRF.

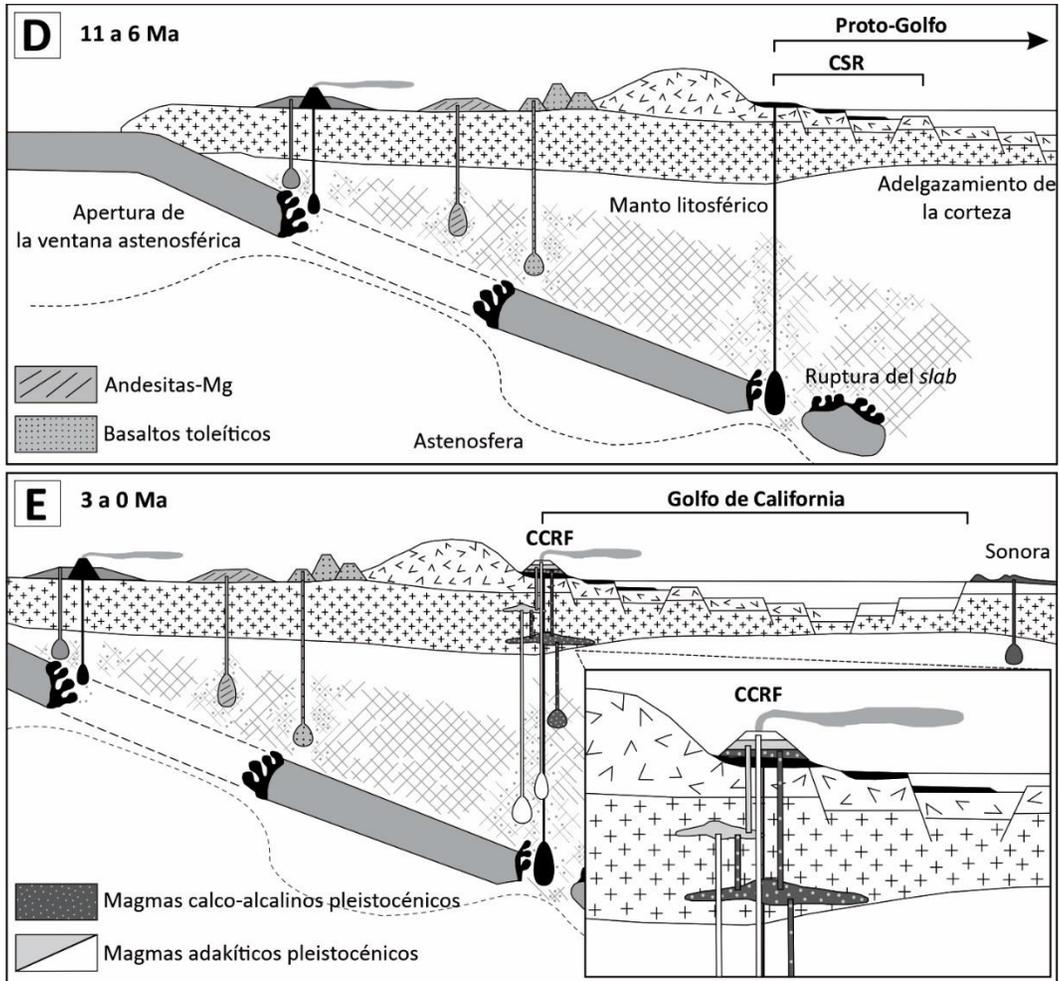


Figura 48. Continuación.

El vulcanismo del complejo caldérico La Reforma es un ejemplo de vulcanismo *post*-subducción (2.5-0.28 Ma), que presenta una firma calco-alkalina con un enriquecimiento de los LILE con respecto a los HFSE y una anomalía negativa de Nb (Fig. 37). Sus rocas presentan variaciones composicionales que van de andesitas basálticas a riolitas, con contenidos de SiO₂ que varían de 53.4% a 77.4% en peso, predominando en la zona de magmatismo subcalino (Fig. 35). En los diagramas Harker (Fig. 36) se observan tendencias mayoritariamente negativas en CaO, MgO, Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂ y P₂O₅ sugiriendo el fraccionamiento de plagioclasa, piroxeno, óxidos de Fe-Ti y apatito (Wilson, 2007), mientras que el incremento de K₂O con respecto al sílice podría estar relacionado con la formación de feldespato potásico en las muestras o al fraccionamiento de los minerales antes mencionados.

Los patrones de elementos traza y REE generados por las rocas del complejo caldérico son diversos, sugiriendo fuentes de magma heterogéneas. Estos patrones permitieron separar las muestras en cuatro grupos principales (Fig. 37). El grupo 1 corresponde a rocas principalmente andesíticas del basamento, pertenecientes al Grupo Comondú (19 Ma), los cuales presentan un enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE (Fig. 37A) y una anomalía negativa de Nb (Fig. 37B), típica de magmas calco-alcalinos. Las anomalías negativas de Nb y Ta son características de magmas generados en una zona de subducción, debido a que estos elementos son insolubles y no son involucrados en los procesos de fusión llevados a cabo durante la subducción (Saunders et al., 1980; Gómez-Tuena et al., 2007). Según Calmus et al. (2011) estas lavas son porfiríticas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y cristales ocasionales de hornblenda, titanomagnetita y ortopiroxeno, lo cual concuerda con el ensamble mineralógico de las muestras de este grupo, encontrado durante el análisis petrográfico (Figs. 29D, b2). En las figuras 37A y 37B se observa un parecido similar a otras rocas calco-alcalinas típicas de arco de Baja California, con edades de 14 a 11 Ma, ligadas a la subducción (Calmus et al., 2011). Durante la subducción, un manto de peridotita que se encontraba por encima del *slab*, que en este tiempo era la placa de Farallón subducida, fue metasomatizado por fluidos hidratados provenientes de la misma placa durante la subducción (Arculus, 1994; Fig. 48B).

El grupo 2 corresponde a una lava de composición traqui-andesita basáltica de la secuencia *pre*-Caldera (muestra RF-174A), la cual muestra un enriquecimiento de LREE y LILE, con respecto a las HREE y HFSE, correspondientemente, y una anomalía negativa de Nb (Fig. 37C, D). En general, muestra relaciones más altas de La/Yb (20.41) y Sr/Y (121.68) que las lavas calco-alcalinas típicas de arco (Tabla 3, Anexo C), con valores bajos de Y (14.3 ppm) e Yb (1.2 ppm) y altos de Sr (1740 ppm). Este comportamiento geoquímico es característico de adakitas (Castillo, 2006), lo cual se puede corroborar en el diagrama de Sr/Y vs Y (Fig. 49), el cual es ampliamente utilizado para discriminar adakitas de rocas de arco (Castillo, 2008). Se ha propuesto que las adakitas son originadas por la fusión parcial del *slab* a lo largo de los bordes de la ventana astenosférica después del cese de la subducción (Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Conly et al., 2005; Pallares et al., 2007; Fig. 48C). El *slab* fue

metamorfizado a eclogita o anfibolita en la zona de generación de magmas de arco, lo que le da a las adakitas su composición característica, ya que sus altas relaciones de Sr/Y y La/Yb se deben a la participación del granate (en la eclogita) y/o anfíbol en su generación (Defant y Drummond, 1990 en Calmus et al., 2011; Castillo, 2006). Esto coincide con el empobrecimiento de Y, Yb y HREE, que se traduce en la incorporación de estos elementos en granate y/o anfíbol (Calmus et al., 2011).

Las adakitas identificadas en Baja California fueron emplazadas entre 13 y 8.7 Ma (Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Conly et al., 2005), representando los productos finales de la subducción (Conly et al., 2005). Esto sugiere que la adakita de La Reforma analizada en este trabajo podría presentar una edad similar y por lo tanto pertenecer al basamento del complejo caldérico y no a la secuencia *pre*-Caldera.

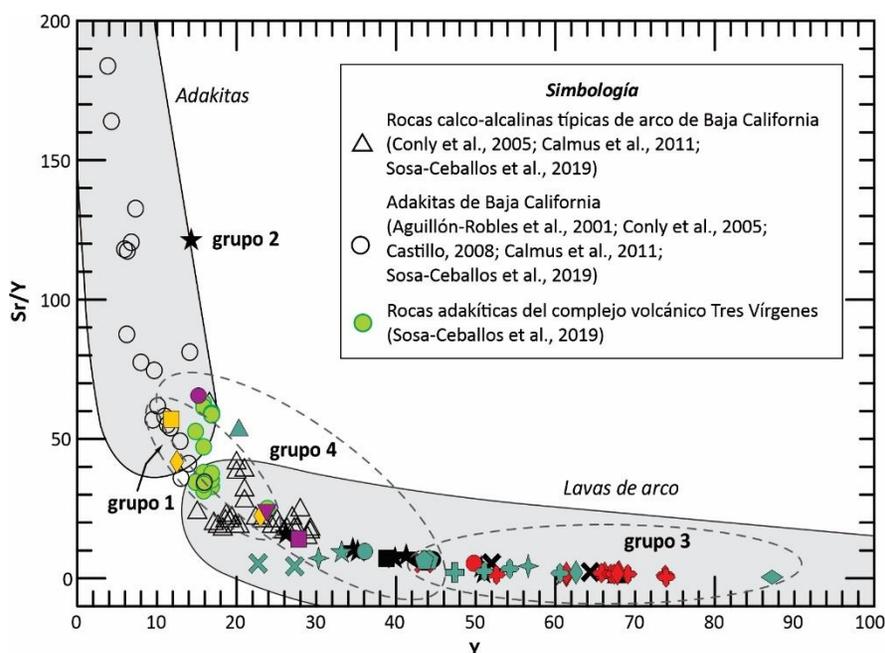


Figura 49. Diagrama de Sr/Y vs Y para las rocas del complejo caldérico La Reforma, comparadas con adakitas, rocas adakíticas y rocas calco-alcalinas de Baja California (Aguillón-Robles et al., 2001; Conly et al., 2005; Castillo, 2008; Calmus et al., 2011; Sosa-Ceballos et al., 2019). Los campos de las adakitas y lavas de arco fueron tomados de Castillo (2006).

El grupo 3 corresponde a magmas dacíticos y riolíticos de las secuencias *pre*-, *syn*- y *post*-Caldera, con un enriquecimiento de LILE con respecto a los HFSE y una anomalía negativa de Nb (Fig. 37F), lo que sugiere que los fundidos originales que evolucionaron en estos magmas fueron extraídos de la cuña del manto previamente metasomatizada por fluidos de

subducción. Como se mencionó anteriormente, la fusión parcial de esta fuente previamente metasomatizada parece haber sido causada por el calor el suministrado desde el manto a través de una ventana astenosférica debida a la ruptura del *slab* descendente. Sin embargo, su composición félsica pudo haber sido originada por la fusión parcial de la corteza inferior debido a la intrusión de estos magmas relacionados a la subducción (Ownby et al., 2011; Fig. 48E). El patrón plano entre el Ho y el Lu (Fig. 37E) sugiere que la fusión parcial ocurrió en una fuente empobrecida en granate (por ejemplo, Sosa-Ceballos, 2006). Si estos magmas se hubieran generado en una fuente rica en granate, como en el caso de las adakititas, las HREE (altamente compatibles en el granate) no serían abundantes en el producto de fusión y por lo tanto estarían más empobrecidas con respecto a las LREE y la condrita con la cual se normalizó las muestras. Por otro lado, las anomalías positivas de Rb, Ba y K (Fig. 37F) pueden deberse a que estos elementos son móviles en fluidos acuosos (Pearce, 1983) y se encuentran concentrados en la corteza continental, por lo que pueden estar indicando algún grado de contaminación cortical durante la fusión parcial de esta (Rollinson, 1993). Esto se puede observar en los diagramas de isótopos (Figs. 38, 39), en donde las rocas de la secuencia *syn*-Caldera, pertenecientes a este grupo, se alejan de los valores del MORB y se acercan a las fuentes de Manto Enriquecido, es decir fuentes enriquecidas en elementos incompatibles como Rb, K y Ba. Sin embargo, la muestra que cae en el campo de alto Rb/Sr y alto Sm/Nd también puede indicar alteración hidrotermal. La anomalía negativa de Eu (Fig. 37E) se puede atribuir a procesos de fraccionamiento de plagioclasa, en donde el Eu^{2+} sustituye al Ca^{2+} de las plagioclasas en un ambiente de baja fugacidad del oxígeno (McLennan y Taylor, 1981; Rollinson, 1993). Esto se ve reflejado en los diagramas Harker (Fig. 36), en donde estas rocas, a diferencia de los otros grupos, presentan un decremento de Na_2O con respecto al SiO_2 , sugiriendo fraccionamiento de plagioclasa. Mientras que en el análisis petrográfico se puede observar que estas rocas presentan pocos cristales de plagioclasa (Por ejemplo, Figs. 33H, b3A, b5E). Las anomalías negativas de Sr, P y Ti (Fig. 37F) pueden deberse al fraccionamiento de plagioclasa, apatito y magnetita-ilmenita, respectivamente, debido a que estos elementos son compatibles con estos minerales (Wilson, 2007), mientras que la anomalía positiva de Zr puede indicar presencia de circón (Rollinson, 1993).

El grupo 4, corresponde a lavas mayoritariamente de composición andesítica basáltica y andesítica de las secuencias *pre-*, *post-* y *extra-*Caldera, con enriquecimiento de LREE y LILE, con respecto a las HREE y HFSE (Fig. 37G, H) y anomalía negativa de Nb (Fig. 37H), similares a las rocas de los grupos anteriores, por lo que también presentan un carácter calco-alcalino. Estas rocas comparten características químicas con las adakitas, como se observa en los diagramas multielementos (Fig. 37G, H), pero presentan un mayor enriquecimiento en LILE y HFSE y relaciones de Sr/Y más bajas (Tabla 3, Anexo C). Además, presentan valores isotópicos inferiores a los valores de las adakitas de Baja California, pero muestran valores similares a las rocas de Tres Vírgenes (Fig. 38). Este tipo de rocas, que no son adakitas puras (no provienen directamente de la fusión del *slab*), pero presentan características similares se denominan rocas adakíticas (Castillo, 2006). La figura 50 muestra un diagrama de Nb/Th vs Ta/U, los cuales son utilizados para ver semejanzas en la fuente magmática, debido a que estos son elementos inmóviles, por lo que es confiable usarlos aun cuando la muestra tuviera algún grado de alteración. En la misma figura se muestra que las rocas de este grupo tienen valores de Nb/Th y Ta/U intermedios entre las rocas de los grupos 1 y 3 y la adakita del grupo 2. Esto podría sugerir que las rocas de este grupo son el resultado de la mezcla de magmas similares a los de los grupos 1, 2 y 3.

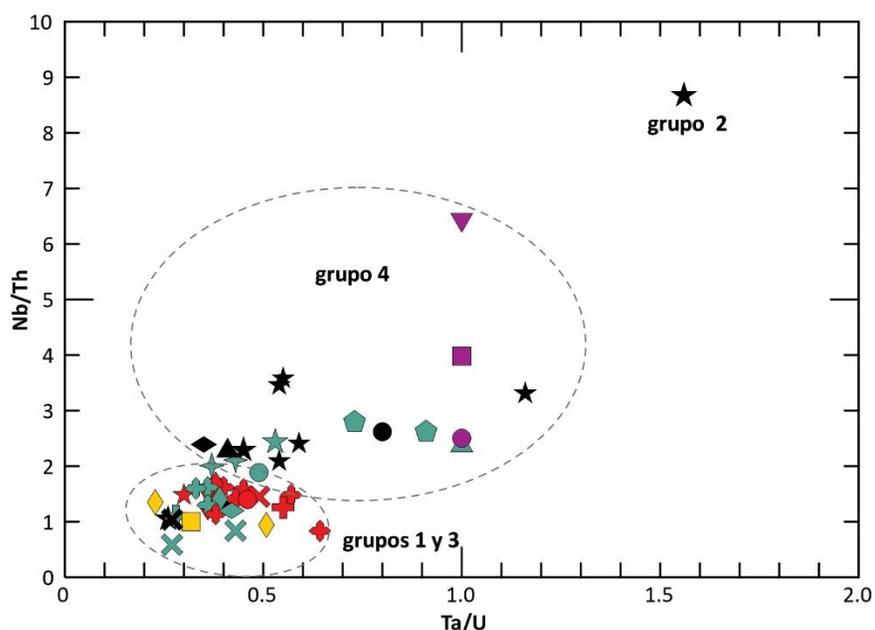


Figura 50. Diagrama de Nb/Th vs Ta/U para las rocas del complejo caldérico La Reforma, en donde se observa que las rocas del grupo 4 presentan composiciones intermedias entre los grupos 1 y 3 y el grupo 2.

En los diagramas multielementos normalizado a condrita (Fig. 37H) se observa que las muestras de este grupo, pertenecientes a los conos de escoria Punta Prieta (RF-41A), Cerro Colorado (RF-26I), el Salto (RF-22) y el flujo de lava las Palapas (RF-257) son las únicas rocas que presentan una anomalía positiva de Sr, similar a las rocas calco-alcálicas del grupo 1 y a la adakita del grupo 2. Asimismo, en la figura 49 se observa que estas cuatro rocas son las más cercanas a los valores de Sr/Y e Y de las rocas calco-alcálicas del grupo 1 y presentan además cristales de olivino y anfíbol (Figs. 33I, 33J, 34), que es característico de rocas calco-alcálicas típicas de arco y rocas adakíticas, correspondientemente (Calmus et al., 2011). Esto podría indicar que las cuatro rocas se originaron por la mezcla de magmas calco-alcálicos formados por la fusión parcial del manto previamente metasomatizado por fluidos hidratados provenientes del *slab* deshidratado (magmas similares al grupo 1) y por la fusión de un manto metasomatizado por la formación de adakitas (magmas similares a las del grupo 2) (Fig. 48E). Las otras muestras de este grupo presentan valores de Sr/Y e Y similares a las rocas del grupo 3 (Fig. 49), además de que al igual que el grupo 3 no presentan anomalía positiva en Sr (Fig. 37H). Por lo tanto, estas rocas podrían ser el resultado de la mezcla de magmas calco-alcálicos similares a los del grupo 3 y magmas provenientes del manto previamente metasomatizado por la formación de adakitas similares a la lava del grupo 2 (Fig. 48E). Esta mezcla pudo haberse dado en la corteza superior, al igual que las rocas adakíticas de Tres Vírgenes (Sosa-Ceballos et al., 2019).

La tendencia en la geoquímica que se encontró en las rocas del complejo caldérico La Reforma no es típica de todas las calderas. La geoquímica de las rocas dependerá del ambiente tectónico en el que éstas sean emplazadas, desde puntos calientes intraplaca hasta *riffts* oceánicos y continentales y arcos volcánicos (Branney y Acocella, 2015). El complejo caldérico La Reforma se emplazó en una zona previamente controlada por un entorno geodinámico de transición entre un régimen de subducción y uno de extensión por la apertura del Golfo de California. Por lo tanto, sus productos están influenciados por magmas provenientes de un manto previamente metasomatizado tanto por fluidos hidratados provenientes del *slab* deshidratado, como por la formación de adakitas por la fusión del *slab*.

9.4. Temperatura y profundidad de las cámaras magmáticas

Las temperaturas *pre*-eruptivas fueron calculadas a partir del equilibrio entre los pares de óxidos de Fe-Ti en las tres ignimbritas (Los Balcones, La Reforma y Punta Arena) asociadas a las tres calderas. Para la caldera Los Balcones se obtuvo una temperatura promedio de 859 ± 7 °C. Esta temperatura relativamente baja en la Ignimbrita Los Balcones pudo haber influido en su dispersión, provocando que esta fuera más viscosa y enriquecida en plagioclasa y piroxeno. Aunque esta ignimbrita se encuentra cubierta por depósitos más jóvenes y no es fácil estimar su distribución real, parece ser que no se dispersó ampliamente. La alta movilidad y la notable habilidad de una ignimbrita para superar obstáculos topográficos depende de que esta sea emplazada con una velocidad de flujo alto (Walker, 1983). Si la ignimbrita Los Balcones fue emitida con una alta viscosidad, su velocidad de flujo se vio reducida y por lo tanto no abarcó una distancia considerable. Por ejemplo, en el Cañón El Álamo aflora solo en la pared oriental, mientras que en la occidental no se le observa (Fig. 46), implicando que esta solo pudiera dispersarse ~ 3 km al oeste de la caldera. Tampoco se le observa en el cañón el Carrizo, al sur, a una distancia mayor de 7 km, lo que sugiere una corta área de dispersión. Por otro lado, su espesor alcanza los 30 m en algunos sitios (por ejemplo sección 18); si consideramos su amplio espesor, con respecto a su corta área de distribución, la podemos clasificar como una ignimbrita de alto *aspecto ratio* (dimensión vertical/dimensión horizontal), las cuales responden pasivamente a la topografía, siguiendo y rellenando valles existentes (Walker, 1983), lo que concuerda con la variabilidad en su espesor, que va de ~ 3 a 30 m, en diferentes sitios (por ejemplo, secciones 18, 68, 127, 146).

Para el caso de la caldera La Reforma se obtuvo una temperatura promedio de 900 ± 5 °C. A diferencia de Los Balcones, esta ignimbrita fue emitida con una mayor temperatura, disminuyendo su viscosidad y permitiendo una mayor velocidad de flujo. Esto permitió que la ignimbrita fluyera radialmente a través de la topografía, alcanzando hasta ~ 16 km al occidente de la caldera. Este tipo de ignimbritas son conocidas como flujos de bajo *aspecto ratio*, en las cuales la topografía existente ejerce un mínimo control (Walker, 1983), permitiendo que viajen radialmente en todas direcciones, independientemente de la topografía.

Para la ignimbrita Punta Arena se obtuvo una temperatura promedio de 891 ± 7 °C. Como se ha mencionado antes, la mayoría de esta ignimbrita fue emplazada dentro de los bordes caldéricos de Los Balcones y La Reforma, debido probablemente a que la ingesta de agua marina suprimió la explosividad del magma, generando el colapso inmediato de la columna eruptiva y la acumulación masiva de la ignimbrita dentro del complejo caldérico. Sin embargo, la temperatura relativamente baja de esta ignimbrita también pudo influir en su escasa dispersión, ya que fue emitida con una alta viscosidad y su velocidad de flujo se vio reducida.

El análisis de inclusiones de vidrio en muestras de la ignimbrita La Reforma permitió obtener una estimación de la profundidad de la cámara magmática de la Caldera La Reforma. El rango de profundidad obtenido varía de 1 a 3 km por lo que se supone que los valores más profundos (~3 km) podrían representar la zona de almacenamiento del magma riolítico antes de la erupción. Esta profundidad podría ser similar a las de las cámaras magmáticas de Los Balcones y Punta Arena.

La profundidad de la cámara magmática obtenida concuerda con las profundidades de cámara magmática obtenidas mediante análisis de modelación numérica realizada por varios autores (por ejemplo, Acocella et al., 2001; Geyer y Martí, 2009), quienes reportan que las condiciones de tensión para la formación de fallas de anillo exigen depósitos someros entre 2.5 y 5 km de profundidad. Aunque la profundidad de la cámara magmática obtenida en este trabajo coincide con las profundidades calculadas mediante modelación numérica, es importante realizar un análisis de inclusiones de vidrio más a fondo, con una mayor cantidad de inclusiones, para obtener una mejor aproximación de la profundidad.

Conclusiones

El complejo caldérico La Reforma se construyó sobre un basamento cristalino perteneciente al Batolito Peninsular (97.8 Ma), rocas volcanosedimentarias de la Formación Salto (20–40 Ma) y del Grupo Comondú (19.2 Ma) y rocas sedimentarias pertenecientes a las formaciones sedimentarias (Boleo, Tirabuzón e Infierno) de la cuenca de Santa Rosalía.

En la vecindad del complejo caldérico, la sedimentación de la cuenca de Santa Rosalía se vio interrumpida en varias ocasiones por actividad explosiva y efusiva que depositó las ignimbritas submarinas Mesa de Enmedio (2.5 Ma), Cueva Amarilla (2.4 Ma), El Carrizo (1.89 Ma) y El Contrabando (1.47), lavas almohadilladas (1.42 Ma), hialoclastitas, lavas y domos columnares (1.36 Ma).

El vulcanismo subaéreo de la zona comenzó con la construcción del complejo caldérico que originó las calderas Los Balcones (1.35 Ma), La Reforma (1.29 Ma) y Punta Arena (0.96 Ma).

Por su génesis, las tres calderas pueden clasificarse como calderas de sobrepresión (*overpressure calderas*) y por sus mecanismos de colapso son una combinación de calderas sobrelapadas y anidadas (*overlapping* y *nested calderas*).

El tercer episodio formador de caldera fue precedido por el resurgimiento del bloque central, conocido actualmente como Cerro la Reforma. Como lo sugiere el levantamiento de este bloque central, el complejo caldérico es de tipo resurgente.

La morfología del bloque resurgido sugiere que, al menos el último colapso caldérico fue de tipo pistón, sin embargo, es necesario realizar más estudios de geología estructural y geofísicos para corroborar esta hipótesis.

El vulcanismo *post*-Caldera que se tienen registrado ocurrió entre 0.46 Ma y 0.28 Ma, con el emplazamiento de lavas, domos, estratoconos y conos de escoria (estructuras Cueva del Diablo) que fueron extruidas alrededor de los bordes caldéricos. Fuera de los bordes caldéricos, el vulcanismo *extra*-Caldera (estructuras volcánicas El Calvario) formó dos conos de escoria, un flujo de lava y un cráter freático emplazados a través de una falla con dirección NE-SW.

Aunque el vulcanismo Pleistocénico *pre-, syn-, post-* y *extra*-Caldera del complejo caldérico La Reforma emplazó varias estructuras volcánicas en un ambiente tectónico en donde la subducción ya no existe, sus productos aún mantienen firmas calco-alcalin. El estudio geoquímico de sus rocas sugiere que éstas fueron formadas a partir de magmas calco-alcalinos regulares (grupos 1 y 3), adakitas (grupo 2) y magmas adakíticos (grupo 4), ligados a la fusión parcial de un manto previamente metasomatizado tanto por fluidos hidratados provenientes del *slab* deshidratado durante la subducción, como por la fusión del mismo *slab* debido a la formación de adakitas.

Para la caldera La Reforma se estimó una temperatura *pre*-eruptiva de 900 ± 5 °C y una profundidad de cámara magmática de ~ 3 km. Para las calderas Los Balcones y Punta Arena no fue posible estimar la profundidad de la cámara magmática. Para la caldera Los Balcones se obtuvo una temperatura promedio de 859 ± 7 °C, mientras que para la caldera Punta Arena se obtuvo una temperatura promedio de 891 ± 7 °C.

Referencias

Acocella, V., 2007. Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science*, v. 85, p. 125–160.

Acocella, V., Cifelli, F., Funicello, R. 2001. Formation of nonintersecting nested calderas: insights from analogue models. *Terra Nova*, v. 13, no. 1, p. 58–63.

Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R.C., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2001. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California? *Geology*, v. 29, p. 531–534.

Aguirre-Díaz, G.J., 2008. Types of collapse calderas. *Collapse Calderas Workshop, Earth and Environmental Science*, v. 3, 5 p.

Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J., Gutiérrez-Palomas, I., 2008. The ignimbrite Flare-Up and Graben Calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico. *Developments in Volcanology*, v. 10, p. 143–180.

Alatorre-Zamora, M.A., Campos-Enriquez, J.O., 1992. La Primavera Caldera (Mexico): structure inferred from gravity and hydrogeological considerations. *Geofísica Internacional*, v. 31, no. 4, p. 371–382.

Arculus, R.J., 1994. Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos*, v. 33, p. 89–208.

Atwater, T., 1970. Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonics Evolution of Western North America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513–3536.

Atwater, T., 1989. Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, in Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*: Boulder, Colorado, Geological Society of America. The Geological Society of America, v. N, p. 21–72.

Avellán, D.R., Macías, J.L., Arce, J.L., Jiménez-Haro, A., Saucedo-Girón, R., Garduño-Monroy, V.H., Sosa-Ceballos, G., Bernal, J.P., López-Loera, H., Cisneros, G., Layer, P.W., García-Sánchez,

L., Reyes-Agustín, G., Santiag-Rocha, V., Rangel, E., 2018. Eruptive chronology and tectonic context of the late Pleistocene Tres Vírgenes volcanic complex, Baja California Sur (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 360, p. 100–125.

Avellán, D.R., Macías, J.L., Arce, J.L., Saucedo-Girón, R., Garduño-Monroy, V.H., Jiménez-Haro, A., Sosa-Ceballos, G., Cisneros, G., Bernal, J.P., Layer, P.W., García-Sánchez, L., Reyes-Agustín, G., Rangel, E., Navarrete, J.A., López-Loer, H., 2019a. Geology of the late Pleistocene Tres Vírgenes Volcanic Complex, Baja California Sur (México). *Journal of Maps*, v. 15, no. 2, 227–237.

Avellán, D.R., Macías, J.L., Layer, P.W., Cisneros, G., Sánchez-Núñez, J.M., Gómez-Vasconcelos, M.G., Pola, A., Sosa-Ceballos, G., García-Tenorio, F., Reyes-Agustín, G., Osorio-Ocampo, S., García-Sánchez, L., Mendiola, F.I., Martí, J., López-Loera, H., Benowitz, J., 2019b. Geology of the late Pliocene-Pleistocene Acoculco caldera complex, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of Maps*, v. 15, no. 2, p. 8–18.

Avellán, D.R., Macías, J.L., Layer, P.W., Sosa-Ceballos, G., Gómez-Vasconcelos, M.G., Cisneros-Máximo, G., Sánchez-Núñez, J.M., Martí, J., García-Tenorio, F., López-Loera, H., Pola, A., Benowitz, J., 2020. Eruptive chronology of the Acoculco caldera complex—A resurgent caldera in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 98 (en prensa).

Bacon, C.R., Hirschmann, M.M., 1988. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, v. 73, p. 57–61.

Bailey, R.A., 1976. Volcanism, Structure, and Geochronology of Long Valley Caldera, Mono County, California. *Journal of Geophysical Research*, v. 81, no. 5, p. 725–744.

Befus, K., Gardner, J., Zinke, R.W., 2012. Analyzing water contents in unexposed glass inclusions in quartz crystals. *American Mineralogist*, v. 97, p. 1898–1904.

Bellon H., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R.C., Bourgois, J., Cotten, J., 2006. La Purísima volcanic field, Baja California Sur (Mexico): Miocene to Quaternary volcanism

related to subduction and opening of an asthenospheric window. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 152, p. 253–272.

Benoit, M., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Burgois, J., Michaud, F., 2002. Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, México: implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window. *Journal of Geology*, v. 110, p. 627–648.

Best, M.G., 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*, Second Edition. Blackwell Science Ltd a Blackwell Publishing Company, 729 p.

Branney, M., Acocella, V., 2015. Calderas. *The Encyclopedia of Volcanoes*, p. 299–315.

Buddington, A.F., Lindsley, D.H., 1964. Iron-Titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, v. 5, part 2, p. 310–357.

Burbank, W.S., 1933. Vein system of the Arrastre Basin and regional geologic structure in the Silverton and Telluride quadrangles, Colorado. *Colorado Scientific Society Proceedings*, v. 13, no. 5, p. 135–214.

Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury, R.C., Bello, H., Benoit, M., Cotton, J., Burgois, J., Michaud, F., 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts. *Lithos* v. 66, p. 77–105.

Calmus, T., Pallares, C., Maury, R.C., Bellon, H., Pérez-Segura, E., Aguillón-Robles, A., Carreno, A.L., Burgois, J., Cotten, J., Benoit, M., 2008. Petrologic diversity of Plio-Quaternary post-subduction volcanism in Baja California: an example from Isla San Esteban (Gulf of California, México). *Bulletin de La Societe Geologique de France*, v. 179, no. 5, p. 465–481.

Calmus, T., Pallares, C., Maury, R.C., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Benoit, M., Michaud, F., 2011. Volcanic Markers of the Post-subduction Evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab Tearing Versus Lithospheric Rupture of the Gulf of California. *Pure and Applied Geophys*, v. 168, p. 1303–1330.

Campos-Enríquez, J.O., Arredondo-Fragoso, J.J., 1992. Gravity study of Los Humeros caldera complex, Mexico: Structure and associated geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 49, p. 69–90.

Canet, C., Arana, L., González-Partida, E., Pi, T., Prol-Ledesma, R.M., Franco, S.I., Villanueva-Estrada, R.E., Camprubí, A., Ramírez-Silva, G., López-Hernández, A., 2010. A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Aocolco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 105, p. 1–10.

Capra, L., Macías, J.L., Espíndola, J.M., Siebe, C., 1998. Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* v. 80, p. 239–266.

Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Hernández, J., Vargas, V., 2017. Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geothermics*, v. 67, p. 1–17.

Carreño, A.L., 1981. Ostrocodos y forámiferos planctónicos de la Loma del Tirabuzón, Santa Rosalía, Baja California Sur, e implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. *Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Revista*, v. 5, no. 1, p. 55–64.

Cashman, K.V., Giordano, G., 2014. Calderas and magma reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 288, p. 28–45.

Castillo, P.R., 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Frontiers*, v. 51, no. 3, p. 257–268.

Castillo, P.R., 2008. Origin of the adakite-high-Nb basalts association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 120, no. 3/4, p. 451–462.

Castillo, P.R., Janney, P.E., Solidum, R., 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 134, p. 33–51.

Clough, C. T., Maufe, H.B., Bailey, E.B., 1909. The cauldron-subsidence of Glen Coe, and the Associated Igneous Phenomena. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, v. 65, p. 611–678.

Cole, J.W., Milner, D.M., Spinks, K.D., 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, v. 69, p. 1–26.

Colleta, B., Angelier, J., 1981. Faulting evolution of the Santa Rosalía basin, Baja California Sur, Mexico, in L. Ortlieb & J. Roldán (eds.), *Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, Field Guides and Papers: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Hermosillo*, p. 265–74.

Conly, A.G., Brenan, J.M., Bellon, H., Scott, S.D., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 142, p. 303–341.

Dávila-Harris, P., Carrasco-Núñez, G., 2014. An unusual syn-eruptive bimodal eruption: The Holocene Cuicuiltic Member at Los Humeros caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 271, p. 24–42.

Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, v. 347, p. 662–665.

Demant, A., 1981. Plio-Quaternary volcanism of the Santa Rosalía area, Baja California, Mexico, in Ortlieb, L., Roldan-Quintana, J. (eds.), *Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona, Field Guides and Papers: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Hermosillo, Mexico*, p. 295–307.

Demant, A., 1984. The Reforma Caldera, Santa Rosalia Area, Baja California. A volcanological, petrographical and Mineralogical study, in Malpica-Cruz, V., Clis-Gutiérrez, S., Guerrero-García, J., Ortlieb, L., (eds.), *Symposium on Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area (Hermosillo): Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.*, p. 21–23.

- Demant, A., Ortlieb, L., 1981. Plio-Pleistocene volcano-tectonic evolution of La Reforma Caldera, Baja California, Mexico (abstract). *Tectonophysics*, v. 71, p. 194.
- Diller, J.S., Patton, H.B., 1902. The geology and petrology of Crater Lake National Park. U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 3, 167 p.
- Dirksen, O., Humphreys, M.C.S., Pletchov, P., Melnik, O., Demyanchuk, Y., Sparks, R.S.J., Mahony, S., 2006. The 2001–2004 dome-forming eruption of Shiveluch volcano, Kamchatka: observation, petrological investigation and numerical modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 155, p. 201–226.
- Dorsey, R.J., Umhoefer, P.J., Ingle, J.C., Mayer, L., 2001. Late Miocene to Pliocene stratigraphic evolution of northeast Carmen Island, Gulf of California: implications for oblique-rifting tectonics. *Sedimentary Geology*, v. 144, p. 97–123.
- Druitt, T.H., Sparks, R.S.J., 1982. A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini volcano, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 13, p. 147–171.
- Dutton, E.C., 1884. Hawaiian volcanoes, in 4th Annual Report. U.S. Geological Survey, Washington, D.C., p. 75–219.
- Eugster, H.P., Wones, D.r., 1962. Stability relations of ferruginous biotite, annite. *Journal of Petrology*, v. 3, part 1, p. 82–125.
- Ferriz, H., Mahood, G.A., 1984. Eruption Rates and Compositional Trends at Loss Humeros Volcanic Center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, no. B10, p. 8511–8524.
- Fisher y Schmincke, 1984. *Pyroclastic Rocks*. Ed. Springer-Verlag, 472 p.
- Folch, A., Martí, j., 2004. Geometrical and mechanical constraints on the formation of ring-fault calderas. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 7037, p. 1–11.
- Folch, A., Martí, J., 2009. Time-dependemt chamber and vent conditions during explosive caldera-forming eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 280, p. 246–253.

Folk, R.L., 1980. Petrology of sedimentary Rocks. Ed. Hemhill Publishing Company, Austin, Texas 78703, 184 p.

García-Sánchez, L., Macías, J.L., Osorio-Ocampo, L.S. Pellicioli, C., Pola, A., Avellán, D.R., Cisneros, G., García, F., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Lira-Beltrán, R.M., Saucedo, R., Sánchez-Núñez, J.M., Arce, J.L., Corona-Chávez, P., Reyes-Agustín, G., Cardona, S., Layer, P.W., Nenowitz, J., Solari, L., Groppelli, G., 2019. Geology of La Reforma caldera complex, Baja California, Mexico. *Journal of Maps*, v. 15, no. 2, p. 487–498.

Garduño-Monroy, V.H., López-Hernández, A., 1988. Estudio Geológico-geotérmico de la Caldera El Aguajito, B.C.S. (Actualización). Comisión Federal de Electricidad, Informe Interno 26/88, 23 p.

Garduño-Monroy, V.H., Vargas-Ledezma, H., Campos-Enriquez, J.O., 1993. Preliminary geologic studies of Sierra El aguajito (Baja California, Mexico): a resurgent-type caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 59, p. 47–58.

Gastil, R.G., 1975. Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California. *Geology*, v. 3, no. 7, p. 361–363.

Geyer, A., Martí, J., 2009. Stress fields controlling the formation of nested and overlapping calderas: Implications for the understanding of caldera unrest. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 181, p. 185–195.

Geyer, A., Folch, A., Martí, J., 2006. Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: An experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 157, p. 375–386.

Ghiorso, M.S., Evans, B.W., 2008. Thermodynamics of Rhombohedral Oxide Solid Solutions and a Revision of the Fe-Ti Two oxide Geothermometer and Oxygen-barometer. *American Journal of Science*, v. 308, p. 957–1039.

Ghiorso, M.S., Gualda, G.A.R., 2013. A method for estimating the activity of titania in magmatic liquids from the compositions of coexisting rhombohedral and cubic iron-titanium oxides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 165, p. 73–81.

Gómez-Tuena, a., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, s.M., Ortega-Gutiérrez, F., 2007. Geochemical evidence for slab melting in the trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, v. 48, p. 537–562.

Gudmundsson, A., 1988. Formation of collapse calderas. *Geology*, v. 16, p. 808–810.

Gudmundsson, A., 1998. Formation and development of normal-fault calderas and the initiation of large explosive eruptions. *Bulletin of Volcanology*, v. 60, p. 160–170.

Gudmundsson, A., 1997. Stress fields generating ring faults in volcanoes. *Geophysical Research Letters*, v. 24, no. 13, p. 1559–1562.

Gudmundsson, A., 2007. Conceptual and numerical models of ring-fault formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 164, p. 142–160.

Guillou-Frottier, L., Burov, E.B., Milési, J.P., 2000. Genetic links between ash-flow calderas and associated ore deposits as revealed by large-scale thermo-mechanical modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 102, p. 339–361.

Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 38, p. 26–43.

Hay, R., Iijima, A., 1968. Nature and origin of palagonite tuffs of The Honolulu Group on Oahu, Hawaii. *Geological Society of America Memoirs*, v. 116, p. 331–376.

Heim, A., 1922. Notes on the Tertiary of southern lower California. *Geological Magazine*, v. 59, no. 12, p. 529–547.

Hernández-Bernal, M.S., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., 1997. Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelos cuantitativos de procesos magmáticos. *GEOS Unión Geofísica Mexicana*, v. 17, no. 1, p. 14–22.

Hook, S.J., Dmochowski, J.E., Howard, K.A., Rowan, L.C., Karlstrom, K.E., Stock, J.M., 2005. Mapping variations in weight percent silica measured from multispectral thermal infrared imagery-Examples from the Hiller Mountains, Nevada, USA and Tres Vírgenes-LaReforma, Baja California Sur, Mexico. *Remote Sensing of Environment*, v. 95, p. 273–289.

Ihinger, P.D., Hering, R.L., McMillan, P.F., 1994. Analytical methods for volatiles in glasses. In M.R. Carroll and J.R. Holloway (Eds.), *Volatiles in Magmas, Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia, v. 30, p. 67–121.

Irwin, W.P., 1990. Geology and plate-tectonic development, in: Wallace, R.E. (Ed.), *The San Andreas Fault System, California: U.S. Geological Survey Professional Paper 1515*, p. 61–80.

Kano, K., 2003. Subaqueous Pumice Eruptions and Their Products: A Review. *Explosive Subaqueous Volcanism. Geophysical Monograph*, v. 140, p. 213–229.

Keith, T.E.C., Thompson, J.M., Mays, R.E., 1983. Selective concentration of cesium in analcime during hydrothermal alteration, Yellowstone National Park, Wyoming. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, p. 795–804.

Kennedy, B., Wilcock, J., Stix, J., 2012. Caldera resurgence during magma replenishment and rejuvenation at Valles and Lake City calderas. *Bulletin of Volcanology*, v. 74, p. 1833–1847.

Kimbrough, D.L., Grove, M., Morton, D.M., 2015. Timing and significance of gabbro emplacement within two distinct plutonic domains of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 127, no. 1/2, p. 19–37.

Kimbrough, D.L., Smith DP, Mahoney JB, Moore TE, Grove M, Gastil RG, Ortega-Rivera A (2001). Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California. *Geological Society of America*, v. 29, no. 6, p. 491–494.

Layer, P.W., 2000. Argon-40/Argon-39 age of the El'gygytgyn impact event, Chukotka, Russia. *Meteoritic and Planetary Science*, v. 35, p. 591–599.

LeBas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745–750.

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*, v. 89, no. B10, p. 8801–8841.

Lipman, P.W., 1992. Ash-flow calderas as structural controls of ore deposits-recent work and future problems. *U.S. Geological Survey Bulletin* v. 2012, p. L1–L2.

Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, v. 59, p. 198–218.

Lipman, P.W., Self, S., Heiken, G., 1984. Introduction to Calderas Special Issue. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, no. B10, p. 8219–8221.

Lira-Beltrán, R.M., 2019. Sucesiones volcano-sedimentarias del Plioceno-Pleistoceno de las sierras El Aguajito y La Reforma, Baja California sur, México [Tesis de doctorado]. Instituto de Geofísica-Unidad Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, 194 p.

Lira-Beltrán, R.M., González-Barba, G., Macías, J.L., Solís-Añorve, A., García-Tenorio, F., García-Sánchez, L., Osorio-Ocampo, S., 2020. Fauna de tiburones y rayas de la Formación Tirabuzón (Plioceno) en el Cañón El Álamo, sierras de La Reforma-El Aguajito, Baja California sur, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 37, no. 1, p. 40–63.

Lonsdale, P., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California, in Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America*. The Geological Society of America, v. N, p. 499–521.

López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzman, H., Quijano-León, J.L., 2009. Hydrothermal activity in the Tulancingo-Acozul Caldera Complex, central Mexico: Exploratory studies. *Geothermics*, v. 38, p. 279–293.

Luhr, J., 2001. Glass inclusions and melt volatile contents at Parícutin Volcano, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 142, p. 261–283.

Macías, J.L., Arce, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Avellán, D.R., García-Sánchez, L., Reyes-Agustín, G., Rangel, E., Saucedo, R., Cisneros, G., Navarrete, J.A., 2012. Estudio estratigráfico

y geología del Complejo Volcánico Tres Vírgenes, B.C.S. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México/Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Proyecto interno DEX-DLG-TV-17-11, 104 p.

Macías, J.L., Jiménez-Salgado, E., 2013. Estudio de Estratigrafía y Geología del complejo volcánico Tres Vírgenes, B.C.S. Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía, v. 26, no. 1, p. 14–23.

Macdonald, G.A., 1972. Volcanoes. Prentice Hall, New Jersey, 510 p.

Mahood, G.A., 1980. Geological evolution of a pleistocene rhyolitic center-Sierra La Primavera, Jalisco, México. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 8, p. 199–230.

Mahood, G.A., Drake, R.E., 1982. K-Ar dating Young rhyolitic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 1232–1241.

Marsh, B.D., 1984. On the Mechanics of Caldera Resurgence. Journal of Geophysical Research, v. 89, no. B10, p. 8245–8251.

Marshall, P., 1935. Acid rocks of Taupo-rotoura volcanic district. Royal Society of New Zealand Transactions and Proceedings, v. 64, p. 323–366.

Martí, J., Ablay, G.J., Redshaw, L.T., Sparks, R.S.J., 1994. Experimental studies of collapse calderas. Journal of Geological Society, London, v. 151, p. 919–929.

Martí, J., Geyer, A., Folch, A., 2009. A genetic classification of collapse calderas base on field studies, and analogue and theoretical modelling. From: Thordarson, T., Self, S., Larsen, G., Rowland, S.K. and Hoskuldsson, A. (eds.) Studies in Volcanology: The legacy of George Walker. Special Publications of IAVCEI, v.2, p. 249–266.

Martí, J., Geyer, A., Folch, A., Gottsmann, J., 2008. A Review on Collapse Caldera Modelling. Developments in Volcanology, v. 10, p. 233–283.

Martí, J., Gudmundsson, A., 2000. The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 103, p. 161–173.

Martí, J., Hurlimann, M., Ablay, G.J., Gudmundsson, A., 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, v. 25, p. 10, p. 879–882.

Matumoto, T., 1943. The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu, Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, v. 19, 57 p.

McFall, C.C., 1968. Reconnaissance geology of the Conception Bay Area, Baja California, Mexico. *Stanford University Publications in Geological Sciences*, v. 10, no. 5, 25 p.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1981. Role of subducted sediments in island-arc magmatism: constraints from REE patterns. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 54, p. 423–430.

Miller, C.F., Wark, D.A., 2008. Supervolcanoes and their explosive supereruptions. *Elements*, v. 4, no. 1, p. 11–15.

Nappi, G., Renzulli, A., Santi, P., 1991. Evidence of incremental growth in the Vulsinian calderas (central Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 47, p. 13–31.

Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Torres-Sánchez, S.A., Augustsson, C., Macías, J.L., Sosa.Ceballos, G., Cisneros-Máximo, G., García-Sánchez, L., Osorio-Ocampo, S., Avellán, D.R., Omma, J., Ortega-Obregón, C., Solari, L.A, González-Barba, G., 2020. Provenance of the El Salto Formation (Early Oligocene to Early Miocene), southern of the La Reforma Caldera, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America Books* (en prensa).

Orsi, G., De Vita, S., Di Vito, M., 1996. The restless, resurgen Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 74, p. 179–214.

Ort, M.H., 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested down-sag-collapse caldera: Cerro Panizos, central Andes Mountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 56, p. 221–252.

Ortlieb, L., 1978. Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias en la parte central de Baja California. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista*, v. 2, no. 2, p. 200–211.

Ortlieb, L., 1981. Sequence of Pleistocene marine terraces in Santa Rosalía area, Baja California Sur, Mexico, in Ortlieb, L., and Roldán, J. (eds.), *Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, Field Guides and Papers*: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Hermosillo, México, p. 229

Ortlieb, L., Colletta, B., 1984. Síntesis cronoestratigráfica sobre el Neogeno y el Cuaternario marino de la Cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur, Mexico, in Malpica-Cruz, V., Celis-Gutiérrez, S., Guerrero-García, J., Ortlieb, L. (eds.), *Symposium on Neotectonics and level variations in the Gulf of California area*: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., p. 21–23.

Oskin, M., Stock, J., 2003. Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfín basin, northern Gulf of California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, no. 10, p. 1173–1190.

Osorio-Ocampo, S., Gracia-Sánchez, L., Lira-Beltrán, R.M., Macías, J.L., Pola, A., Avellán, D.R., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Gropelli, G., Sulpizio, R., García-Tenorio, F., González-Barba, Sosa-Ceballos, G., 2019. Volcanic and marine stratigraphy along the El Álamo Canyon, Santa Rosalía Basin, Baja California Sur, in Pearthree, P.A. (ed.), *Geologic Excursions in Southwestern North America: Geological Society of America Field Guide*, v. 55, p. 187–208.

Ownby, S.E., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., 2011. Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancitaro–Nueva Italia region of the central Mexican arc. *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, no. 1/2, p. 274–294.

Pallares, C., Maury, R.C., Bello, H., Royer, J.Y., Calmus, T., Aguilón-Robles, A., Cotton, J., Benoit, M., Michaud, F., Burgois, J., 2007. Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 161, p. 95–117.

Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in Hawkesworth C.J., and Norry, M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*: Shiva Publishing, Nantwich, p. 230–249.

Pérez, D., Buxó, P., Maza, S., Mirabal, R., Ongay, M., Ruiz, M., 1997. Depósitos de zeolitas. *Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Fundació Folch*, p. 333–341.

Powers, M.C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, v 23, no. 2, p. 117–119.

Putirka, K.D., 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Test of some existing models and new calibrations. *American Mineralogists*, v. 90, p. 336–346.

Putirka, K.D., Mikaelian, H., Ryerson, F., Shaw, H., 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, v. 88, p. 1542–1554.

Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2009. Stability and chemical equilibrium of amphibole in cal-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 140, p. 45–66.

Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Pearson, Prentice Hall, 352 p.

Romero-Rojas, S.A., Maraver-Romero, D.A., Ávalos-Zermeño, A., Aparicio-Corder, E., 1997. *Carta Geológico-Minera Santa Rosalía G12-1, Baja California Sur*. Servicio Geológico Minero, escala 1:250,000, una hoja.

Saunders, A.D., Tarney, J., Weaver, S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planetary Science Letters*, v. 46, p. 344–360.

Sawlan, M.G., Smith, J.G., 1984. Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in Northern Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, Virgil A. Jr. (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S.E.P.M.* v. 39, p. 237–251.

Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, v. 9, p. 41–43.

Schmidt, E.K., 1975. Plate tectonics, volcanic petrology, and ore formations in the Santa Rosalia Area, Baja California, Mexico. University of Arizona, Department of Geosciences, Master Thesis, 194 p.

Schmitt, A.K., Stockli, D.F., Hausback, B.P., 2006. Eruption and magma crystallization ages of Las Tres Vírgenes (Baja California) constrained by combined $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ and (U-Th)/He dating of zircon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 158, p. 281–295.

Schmitt, A.K., Stockli, D.F., Niedermann, S., Lovera, O.M., Hausback, B.P., 2010. Eruption ages of Tres Vírgenes volcano (Baja California): A tale of two helium isotopes. *Quaternary Geochronology*, v.5, p. 502–511.

Simmons, J.M., Cas, R.A.F., Druitt, T.H., Folkes, C.B., 2016. Complex variations during a caldera-forming Plinian eruption, including precursor deposits, thick pumice fallout, co-ignimbrite breccias and limatic lag breccias: The 184 ka Lower Pumice 1 eruption sequence, Santorini, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 324, p. 200–219.

Smith, R.L., Bailey, R.A., 1968. Resurgent Cauldrons. *Geological Society of America Memoirs*, v. 116, p. 613–662.

Sosa-Ceballos, G., 2006. El Paleo-Popocatepetl: petrología, geoquímica e isotopía de secuencias pre 23,000 años [Tesis de maestría]. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 125 p.

Sosa-Ceballos, G., Macías, J.L., Avellán, D.R., Salazar-Hermenegildo, N., Boijseauneau-López, M.E., Pérez-Orozco, J.D., 2018. The Acoculco Caldera Complex magmas: Genesis, evolution and relation with the Acoculco geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 358, p. 288–306.

Sosa-Ceballos, G., Macías, J.L., Avellán, D.R., Arce, J.L., Saucedo, r., Boijseauneau-López, M., García-Sánchez, L., Reyes-Agustín, G., Osorio-Ocampo, S., 2019. Genesis of magmas from Tres Vírgenes Volcánic Complex, Baja California Sur, México. *Lithos*, v. 350, p. 350–351.

Stolper, E., 1982. Water in silicate Glasses: An Infrared Spectroscopic Study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 81, p. 1–17.

Sun, S., McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of the oceanic basalts: implications for mantle compositions and process, in Saunders, A., and Norry, M. (eds.), *Magmatism in oceanic basins: Geological Society of London, Spetial Publication*, v. 42, p. 313–345.

Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P., 2001. Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, v. 144, p. 125–147.

Van Bemmelen, R.W., 1939. The volcano-tectonic origin of Lake Toba (north Sumatra). *De Ingenieur in Nederlandshe-Indië*, v. 6, p. 126–140.

Vargas-Ledezma, H., Garduño-Monroy, V.H., 1988. Estudio geológico-geotérmico de la Caldera El Aguajito, B.C.S. Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos, Informe Interno 15/88, 41 p.

Verma, S.P., Arredondo-Parra, U.C., Andaverde, J., Gómez-Arias, E., Guerrero-Martínez, F.J., 2012. Three-dimensional temperature field simulation of a cooling of a magma chamber, La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *International Geology Review*, v. 54, no. 7, p. 833–843.

Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, F.A., Demant, A., López-Martínez, M., 2007. Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central: revaluación de la estratigrafía y

significado del volcanismo terciario. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, no. 1, p. 47–67.

von Aulock, F.W., Kennedy, B.M., Schipper, C.I., Castro, J.M., Martin, D.E., Oze, C., Watkins, J.M., Wallace, P.J., Puskar, L., Bégué, f., Nichols, A.R.L., Tuffen, H., 2014. Advances in Fourier transform spectroscopy of natural glasses: From sample preparation to data analysis. *Lithos*, v. 206–207, p. 52–64.

Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, v. 17, p. 65–88.

Walker, G.P.L., 1985. Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 25, p. 157–171.

Ward, S.N., Day, S., 2006. A particulate kinematic model for large debris avalanches: Interpretation of debris avalanche deposits and landslide seismic signal of Mount St. Helens, May 18th 1980, *Geophysical Journal International*, v. 167, p. 991–1004.

Williams, H., 1941. Calderas and their origin. *Bulletin of the Department of Geology, University of California*, v. 25, p. 239–346.

Williams, H., McBirney, A.R., 1979. *Volcanology*. Freeman and Cooper, San Francisco, California, 397 p.

Wilson, I.F., 1948. Buried topography, initial structures and sedimentation in Santa Rosalia, Baja California, Mexico. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 32, p. 1762–1807.

Wilson, I.F., Rocha, V.S., 1955. *Geology and Mineral Deposits of the Boleo Copper District Baja California, Mexico*. U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 273, 134 p.

Wilson, I.F., Veytia, M., 1949. *Geology and manganese deposits of the Lucifer District Northwest of Santa Rosalia Baja California, Mexico*. U.S. Geological Survey Bulletin 960-F, p. 177–233.

Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis, A global tectonic approach*. Springer, Netherlands, 466 p.

Wilcox, R., 1954. Petrology of Paricutin Volcano, Mexico. U.S. Geological Survey Bulletin 965-C, p. 281–353.

Willcock, M.A.W., Cas, R.A.F., Giordano, G., Morelli, C., 2013. The eruption, pyroclastic flow behavior, and caldera in-filling processes of the extremely large volume (>1290 km³), intra- to extra-caldera Permian Ora (Ignimbrite) Formation, Southern Alps, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 265, p. 102–126.

Wysoczanski, R., Tani, K., 2006. Spectroscopic FTIR imaging of water species in silicic volcanic glasses and melt inclusions: An example from the Izu-Bonin arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 156, p. 302–314.

Yuasa, M., Kano, K., 2003. Submarine Silicic Calderas on the Northern Schichito-Iwojima Ridge, Izu-Ogasawara (Bonin) Arc, Western Pacific. *Geophysical Monograph Series, Explosive Subaqueous Volcanism*, v. 140, p. 231–243.

Zindler, A., Harth, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 14, p. 293–571.

Anexos

Anexo A

Edades radiométricas del complejo caldérico La Reforma

Tabla 1. Edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de las rocas del complejo caldérico La Reforma.

Muestra	Coord. UTM	Material datado	Edad integrada (ka)	%Atm.	Edad de la meseta (ka)	Información de la meseta	Edad de la isocrona (ka)	Información de la isocrona
RF-5a GC (dique)	X 360207 Y 3033210	Roca total	18.27 ± 0.09	55.3	19.25 ± 0.08	Pérdida de Ar, Sin meseta		
Secuencia pre-Caldera								
RF-53F IC (matriz)	X 354423 Y 3046366	Roca total	4.02 ± 0.58	98.4	1.89 ± 0.27	7 fracciones 88.5% ^{39}Ar liberado MSWD = 2.58	1.71 ± 0.64	7 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_i =$ 296.7 ± 4.5 MSWD = 3.05
RF-26D IEC (pómez)	X 365319 Y 3033781	Plagioclasa	1.56 ± 0.08	65.0	1.47 ± 0.08	5 fracciones 79.1% ^{39}Ar liberado MSWD = 0.41	1.40 ± 0.08	8 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_i =$ 310.0 ± 7.1 MSWD = 0.38
RF-51 PC (lava almohad.)	X 369626 Y 3037573	Roca total	1.93 ± 0.05	94.2	1.42 ± 0.05	6 fracciones 69.1% ^{39}Ar liberado MSWD = 1.35	1.31 ± 0.16	6 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_i =$ 297.5 ± 4.3 MSWD = 1.44
RF-65 PC (domo)	X 0358751 Y 3051407	Roca total	1.53 ± 0.06	87.4	1.36 ± 0.06	6 fracciones 68.5% ^{39}Ar liberado MSWD = 0.46	1.37 ± 0.05	9 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 301.4 ± 1.6 MSWD = 0.89
Secuencia syn-Caldera								
RF-18 ILB (matriz)	X 0355645 Y 3036623	Roca total	1.34 ± 0.02	64.7	1.35 ± 0.02	7 fracciones 94.8% ^{39}Ar liberado MSWD = 0.86	1.33 ± 0.02	7 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 298.5 ± 3.4 MSWD = 0.78
RF-16A IRF (Facies Gris)	X 0357090 Y 3038486	Roca total	1.28 ± 0.03	75.9	1.29 ± 0.02	8 fracciones 99.2% ^{39}Ar liberado MSWD = 1.08	1.31 ± 0.02	8 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 294.2 ± 2.1 MSWD = 1.07
RF-122 IPA (pómez blanca)	X 0366559 Y 3045415	Roca total	1.80 ± 0.13	98.1	0.96 ± 0.21	7 fracciones 84.7% ^{39}Ar liberado MSWD = 2.6	0.48 ± 0.20	8 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 297.3 ± 1.1 MSWD = 1.49
Secuencia post-Caldera								
RF-12 MY (lava)	X 0357200 Y 3037510	Roca total	2.68 ± 0.46	97.2	1.18 ± 0.46	7 fracciones 81.7% ^{39}Ar liberado MSWD = 0.62	0.16 ± 0.56	8 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 305.0 ± 1.8 MSWD = 0.45
RF-81 MY (dique)	X 0363662 Y 3040132	Roca total	1.27 ± 0.02	91.8	1.17 ± 0.02	6 fracciones 90.4% ^{39}Ar liberado MSWD = 2.22	1.28 ± 0.04	6 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 289.1 ± 4.3 MSWD = 1.49
RF-41A PP (lava)	X 0368029 Y 3043132	Roca total	0.43 ± 0.08	98.6	0.28 ± 0.05	6 fracciones 93.35% ^{39}Ar liberado MSWD = 0.44	0.23 ± 0.11	6 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 296.6 ± 2.3 MSWD = 0.50
Secuencia extra-Caldera								
RF-26I CC (lava)	X 0365319 Y 3033781	Roca total	0.38 ± 0.08	96.4	0.46 ± 0.08	5 fracciones 83.2% ^{39}Ar liberado MSWD = 0.71	0.50 ± 0.68	5 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 293.9 ± 24.6 MSWD = 0.95

Mean Square Weighted Deviation, MSDW

Grupo Comondú, GC; ignimbrita El Carrizo, EC; ignimbrita El Contrabando IEC; Punta Candeleros, PC; ignimbrita Los Balcones, ILB; ignimbrita La Reforma, IRF; ignimbrita Punta Arena, IPA; Mesa el Yaqui, MY; Cerro Colorado, CC; Punta Prieta, PP

Tabla 2. Edades U-Pb en circones de muestras del complejo caldérico La Reforma.

Muestra (grano)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$	Edad (Ma)	$\pm 2s$	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U
Basamento: Batolito Peninsular, BP (matriz)											
Coord. UTM: X 0362381, Y 3041537											
RF-97_161	86.9	4.9	113.0	14.0	700	270	86.9	4.9	172.8	111.7	0.65
RF-97_151	91.2	5.2	94.4	8.4	170	200	91.2	5.2	126.6	95.5	0.75
RF-97_152	94.6	4.9	99.5	7.5	200	170	94.6	4.9	520.0	510.0	0.98
RF-97_141	96.0	5.1	104.0	12.0	210	240	96.0	5.1	137.3	108.0	0.79
RF-97_142	96.2	5.4	100.0	8.4	140	180	96.2	5.4	159.0	139.0	0.87
RF-97_171	96.8	5.5	103.0	11.0	180	210	96.8	5.5	141.5	94.6	0.67
RF-97_164	97.8	5.9	108.0	11.0	310	220	97.8	5.9	152.7	83.1	0.54
RF-97_163	98.5	5.9	107.0	13.0	300	270	98.5	5.9	90.7	65.8	0.73
RF-97_143	99.3	7.3	108.0	15.0	410	370	99.3	7.3	171.7	113.6	0.66
RF-97_153	99.4	5.1	108.1	10.0	300	200	99.4	5.1	186.6	25.9	0.67
RF-97_147	100.0	5.5	104.0	12.0	200	230	100.0	5.5	167.6	108.9	0.65
Secuencia pre-Caldera: Ignimbrita Cueva Amarilla, ICA (pómez gris)											
Coord. UTM: X 0367168, Y 3037565											
RF-47_222	2.4	0.8	3.5	6.0	2500	3800	2.4	0.8	701.0	135.0	0.19
RF-47_220	101.7	5.0	102.6	5.1	101	110	101.7	5.0	3960.0	2130.0	0.54
RF-47_218	130.0	9.3	128.0	24.0	110	440	130.0	9.3	388.0	114.6	0.30
RF-47_226	131.3	6.6	131.2	8.4	90	130	131.3	6.6	3170.0	464.0	0.15
RF-47_223	132.3	6.7	135.7	7.9	160	130	132.3	6.7	2830.0	265.8	0.09
RF-47_224	145.0	8.1	148.3	11.0	240	170	145.0	8.1	1218.0	116.0	0.10
RF-47_221	176.9	9.6	178.7	8.2	182	110	176.9	8.6	3720.0	588.0	0.16
RF-47_228	527.3	27.0	478.0	20.2	372	92	527.3	27.0	4310.0	140.1	0.03

Precisiones analíticas descritas en <http://www.geociencias.unam.mx>

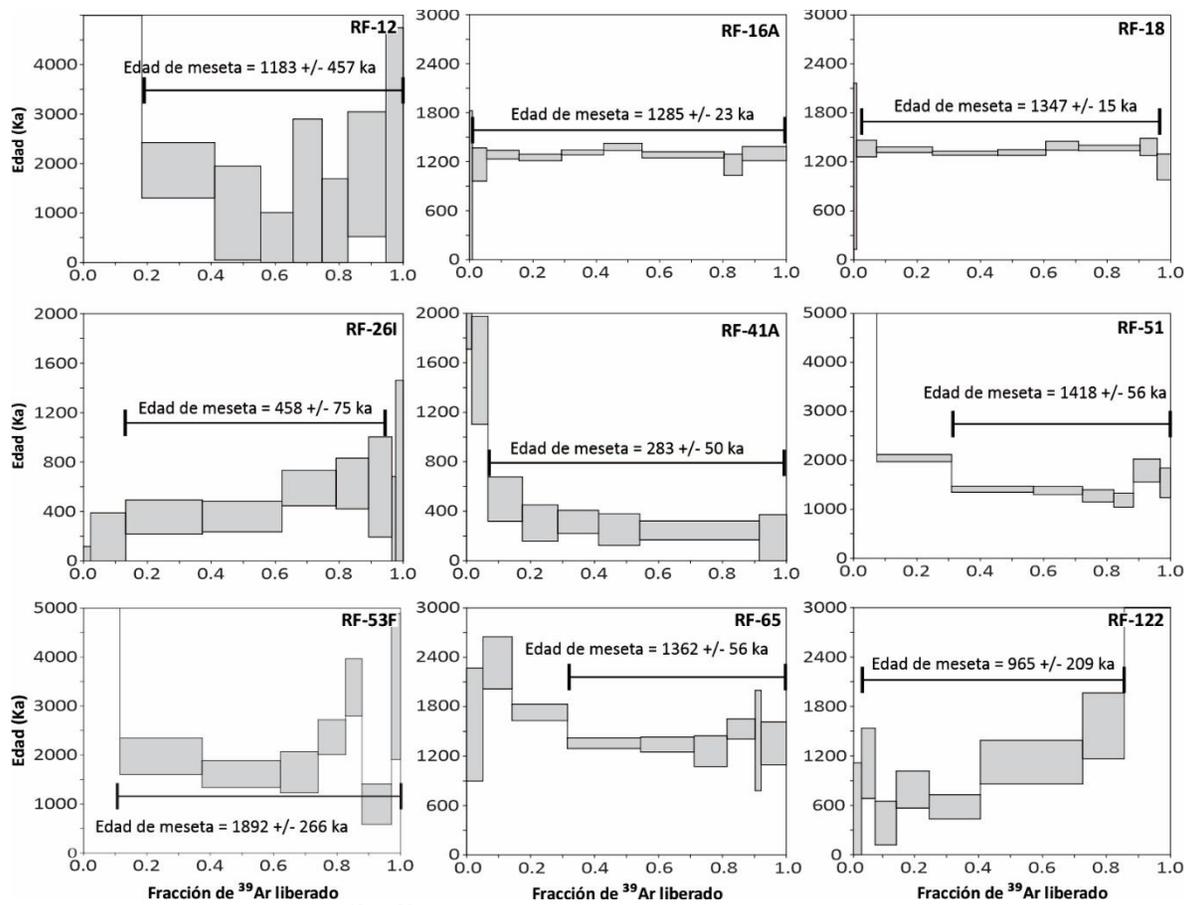


Figura a1. Espectros de edades ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenidas para las rocas del complejo caldérico La Reforma

Anexo B

Petrografía del complejo caldérico La Reforma

B.1. Basamento

Se presenta una lámina delgada de un enclave de las rocas intrusivas (sección 97), y dos láminas delgadas pertenecientes a los diques aplíticos blanco y negro que intrusionan a las rocas batolíticas (sección 97). De la Formación Salto se presenta una lámina de una ignimbrita rosa (sección 157), mientras que del Grupo Comondú se presentan dos láminas de lava andesítica, una expuesta a lo largo del cañón Lucifer (sección 252) y la otra expuesta con morfología de domo al sur del complejo caldérico (sección 113).

El enclave presenta textura holocristalina, equigranular (los cristales tienen el mismo tamaño), formada por fenocristales anhedrales de plagioclasa (52%) microfenocristales y fenocristales subhedrales a anhedrales de anfíbol (28%), fenocristales subhedrales de biotita (19%) y pocos fenocristales subhedrales de muscovita (1%) (Fig. b1A).

Ambos diques aplíticos presentan textura holocristalina e inequigranular. El dique aplítico blanco está compuesto por microfenocristales anhedrales de cuarzo (45%), fenocristales anhedrales de plagioclasa (38%) y fenocristales subhedrales de biotita (17%) (Figs. b1B, C). El dique aplítico negro presenta fenocristales subhedrales a anhedrales de feldespato-K (45%), microfenocristales y pocos fenocristales de anfíbol (40%) (Fig. b1D) y pocos fenocristales anhedrales de plagioclasa con textura tamiz (15%).

La ignimbrita de la Formación Salto está formada por cristaloclastos subhedrales a anhedrales y rotos de plagioclasa (19%), biotita (10%), ortopiroxeno (5%), cuarzo (5%) y líticos (9%) subredondeados a redondeados microlíticos rojos y afaníticos negros y rojos, todos ellos soportados por una matriz rojiza de ceniza no soldada (52%) (Fig. b2A).

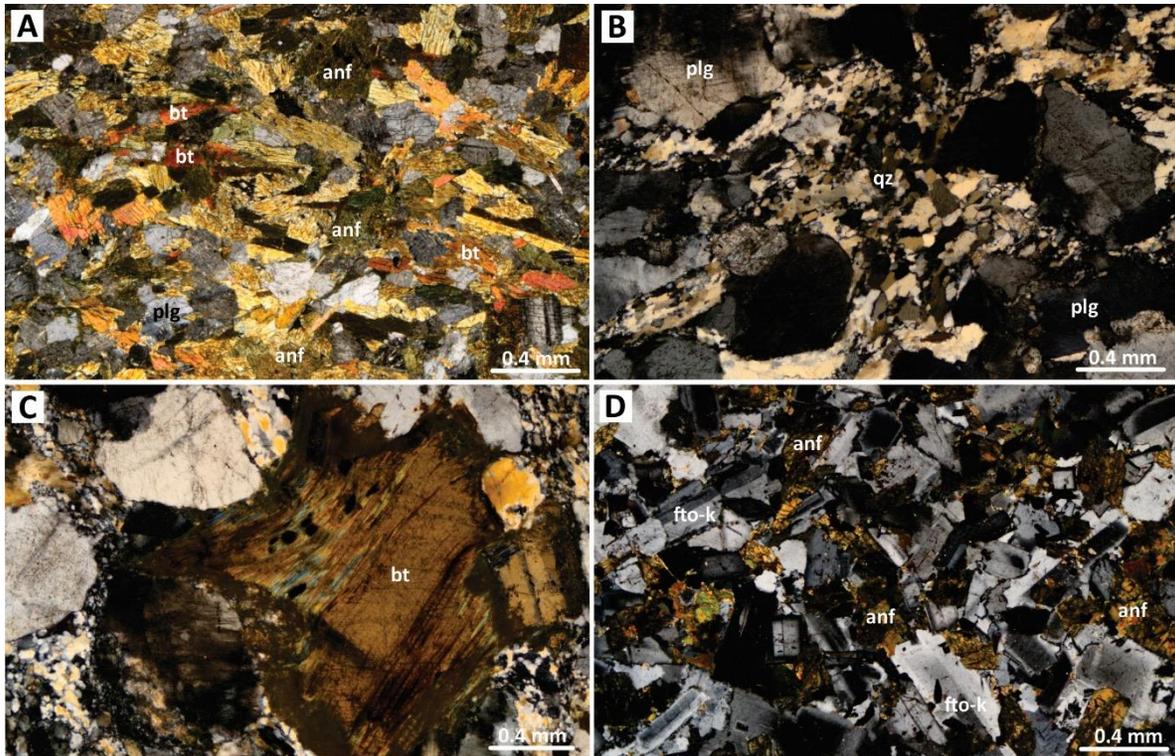


Figura b1. Fotomicrografías del Batolito Peninsular. **A** Enclave formado por anfíbol (anf), plagioclasa (plg) y biotita (bt), formando una textura equigranular. **B** Dique aplítico blanco formado por plagioclasa, cuarzo (qz) y poca biotita. **C** Detalle de una biotita. **D** Dique aplítico negro formado por plagioclasa y anfíbol (anf). **D** Detalle de una plagioclasa con textura tamiz. Todas las fotomicrografías se presentan en luz polarizada.

Las lavas andesíticas del Grupo Comondú presentan textura inequigranular, hipocristalina y porfídica. La lava del cañón Lucifer está formada por microfenocristales y fenocristales euhedrales a subhedrales de clinopiroxeno (9%) y ortopiroxeno (6%), microfenocristales euhedrales de óxido de Fe-Ti (6%) (Fig. b2B) y fenocristales anhedrales de anfíbol reemplazado por opacita y rodeados por bordes criptocristalinos (Fig. b2C), todos ellos embebidos en una matriz traquítica (66%) de vidrio y microlitos de plagioclasa, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. La lava con morfología de domo está formada por microfenocristales y fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (23%), microfenocristales subhedrales de óxido de Fe-Ti (11%), microfenocristales y fenocristales euhedrales a subhedrales de ortopiroxeno (9%) y clinopiroxeno (9%), fenocristales euhedrales a anhedrales de anfíbol con bordes microlíticos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti (12%) (Fig. b2D) y pocos xenocristales euhedrales de plagioclasa con textura tamiz (4%) (Fig. b2E), embebidos en una matriz pilotaxítica (32%) de vidrio y microlitos de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y óxidos de Fe-Ti.

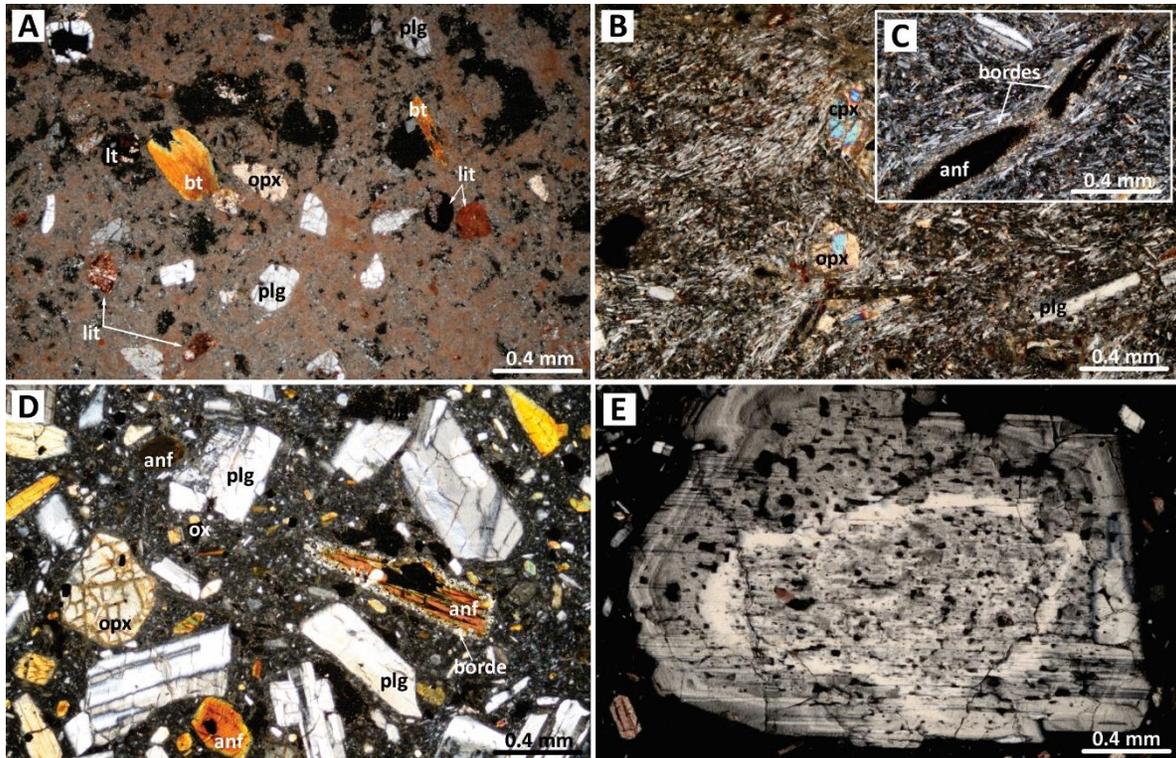


Figura b2. Fotomicrografías de la Formación Salto y Grupo Comondú. **A** Ignimbrita rosada formada por cristaloclastos de plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx), biotita (bt), cuarzo (qz), y líticos afaníticos y porfíricos (lit), soportados por una matriz de ceniza no soldada. **B** Lava expuesta a lo largo del cañón Lucifer formada por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno (cpx) y anfíbol (anf) con bordes criptocristalinos. **C** Detalle de fenocristales de anfíbol reemplazados por opacita y con bordes criptocristalinos. **D** Lava con morfología de domo expuesta al sur del complejo caldérico, formada por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y anfíbol con bordes microcristalinos. **E** Detalle de xenolitos de plagioclasa con textura tamiz. Todas las fotomicrografías se presentan en luz polarizada.

B.3. Secuencia *pre*-Caldera

De esta secuencia se presenta una lámina delgada de una lava con facies de hialoclastita (sección 36), dos láminas de domos con estructura interna columnar (secciones 65, 80) y una lámina de una lava bandeada (sección 173), todos ellos pertenecientes a Punta Candeleros.

La lava con facies hialoclastita presenta textura inequigranular e hipocristalina, formadas por fenocristales euhedrales de plagioclasa (13%), clinopiroxeno (7%), óxidos de Fe-Ti (4%), xenocristales de plagioclasa con textura tamiz (6%) y esferulitas esféricas (3%), embebidos en una matriz holohialina (67%) (Fig. b3A).

Los domos con estructura columnar presentan textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formada por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (15%), clinopiroxeno (9%),

ortopiroxeno (8%) y microfenocristales anhedrales de óxido de Fe-Ti (6%), embebidos en una matriz traquítica (62%) de vidrio y microlitos de plagioclasa (Figs. b3B, C).

La lava bandeada presenta una textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formada por microfenocristales subhedrales de plagioclasa fracturada (9%), microfenocristales anhedrales de óxido de Fe-Ti (6%), ortopiroxeno (5%) y clinopiroxeno (4%), embebidos en una matriz bandeada compuesta por vidrio rojo (44%) y bandas microcristalinas de plagioclasa (32%) (Fig. b3D).

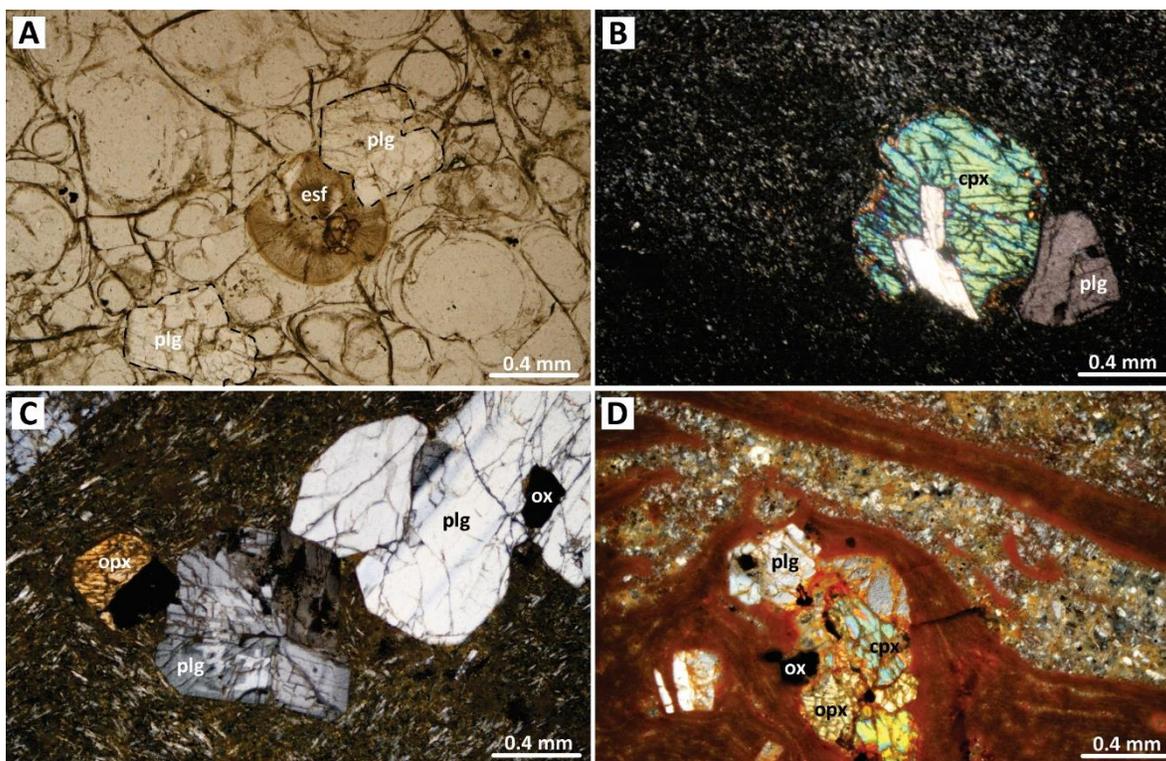


Figura b3. Fotomicrografías de las lavas y domos Punta Candeleros. **A** Lava con facies de hialoclastita, formada por plagioclasa (plg) y esferulitas (esf), embebidos en una matriz holohialina. **B-C** Domos con estructura columnar formados por plagioclasa, clinopiroxeno (cpx), ortopiroxeno (opx) y óxidos de Fe-Ti (ox), embebidos en una matriz microlítica y traquítica. **D** Lava bandeada, formada por plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe-Ti. La fotomicrografía A fue tomada con luz paralela, el resto en luz polarizada.

B.4. Secuencia *syn*-Caldera

De esta secuencia se presenta cinco láminas delgadas perteneciente a la facies gris, facies marrón, facies blanca enriquecida en pómez, facies roja con *fiammes* blancos y facies negra vitrofídica de la ignimbrita La Reforma (secciones 8, 10, 17, 24, 53) y dos láminas pertenecientes a las pómez blanca y gris (sección 122) de la ignimbrita Punta Arena.

La facies gris de la ignimbrita La Reforma (Fig. b4A) está formada por *shards* (33%) principalmente con forma laminar (*platy*), líticos redondeados negros y microlíticos (14%) y cristaloclastos euhedrales

a subhedrales de plagioclasa (12%), clinopiroxeno (4%), óxidos de Fe-Ti (3%) y ortopiroxeno (1%), soportados por una matriz de ceniza soldada (33%), con textura parataxítica (los *shards* se deforman, estiran y compacta en los márgenes de los cristales. La facies marrón (Fig. b4B) está formada por cristaloclastos subhedrales fracturados de plagioclasa (29%), ortopiroxeno (10%), clinopiroxeno (4%) y anhedrales de óxido de Fe-Ti (6%), soportados por una matriz de ceniza mediamente soldada (51%). La facies rosa está formada por fragmentos subredondeados de pómez (26%), líticos subangulares con textura microlítica (10%) y cristaloclastos subhedrales a anhedrales de plagioclasa (8%) y clinopiroxeno (8%), soportados por una matriz de ceniza no soldada (48%) (Fig. b4C). De la facies blanca enriquecida en pómez se describió un fragmento de pómez (Fig. b4D) el cual está formado por fenocristales subhedrales de plagioclasa (17%), ortopiroxeno (10%), clinopiroxeno (4%), embebidos en una matriz de vidrio (48%) con pocas vesículas (21%). La facies roja con *fiammes* blancas (Fig. b4E) está formada por cristaloclastos de plagioclasa (28%), ortopiroxeno alterado a iddingsita (10%), clinopiroxeno (7%) y óxidos de Fe-Ti (2%), soportados por una matriz de ceniza mediamente soldada (53%). La facies negra vitrofídica (Figs. b4F) está formada por cristaloclastos euhedrales a subhedrales y fracturados de plagioclasa (18%), clinopiroxeno (6%), óxido de Fe-Ti (5%) y ortopiroxeno (1%), soportados por una matriz holohialina mediamente soldada (70%).

De la ignimbrita Punta Arena, la pómez blanca está formada por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (8%) y pocos fenocristales de ortopiroxeno (Fig. b4G), mientras que la pómez gris está formada por fenocristales euhedrales a subhedrales de clinopiroxeno (9%), plagioclasa (2%) y ortopiroxeno (1%), embebidos en una matriz vítrea (88%) con vesículas redondeadas (Fig. b4H).

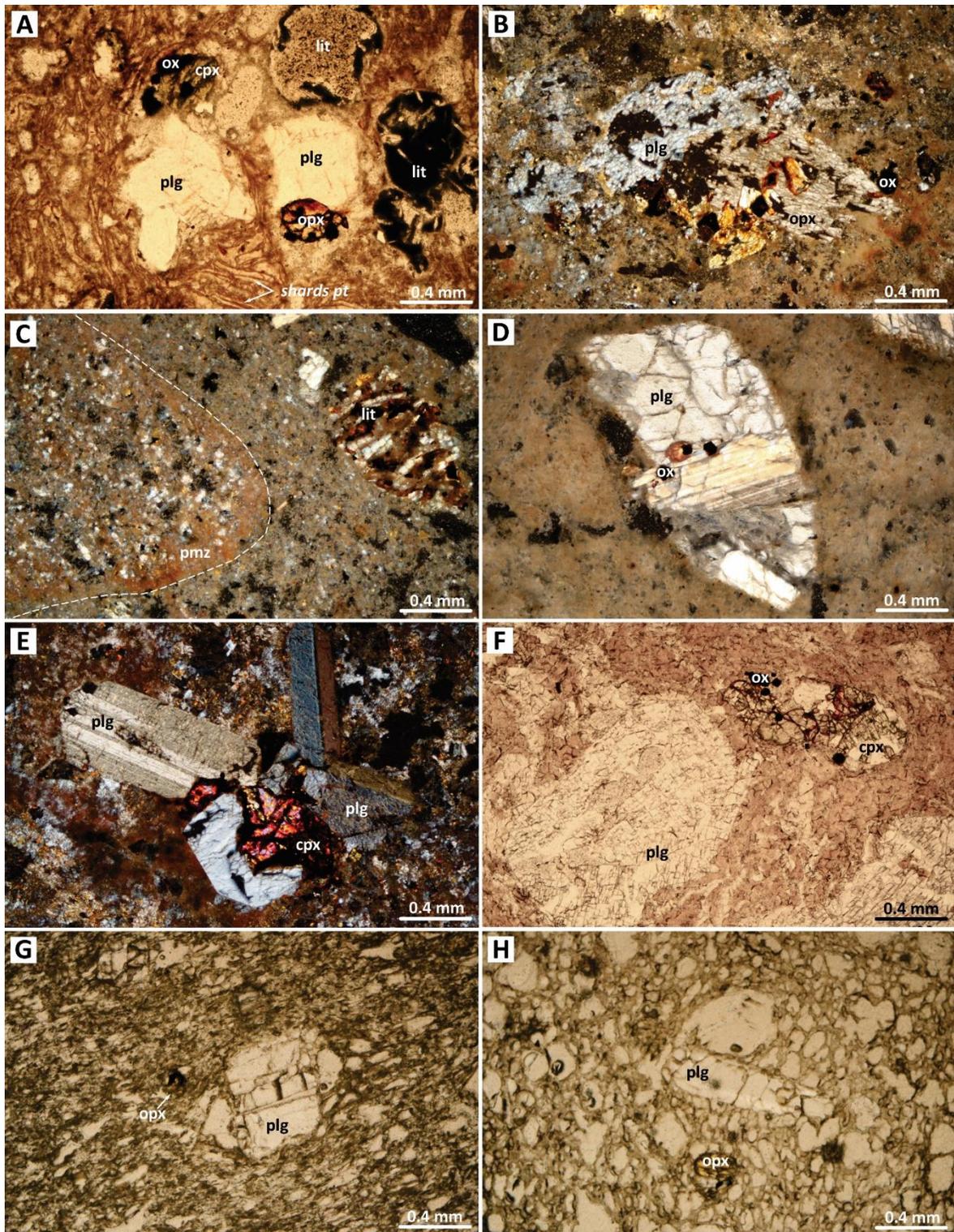


Figura b4. Fotomicrografías de las ignimbritas La Reforma y Punta Candeleros. **A** Facies gris formada por líticos y cristaloclastos de plagioclasa (plg), clinopiroxeno (cpx), ortopiroxeno (opx), óxidos de Fe-Ti (ox) y líticos (lit), soportados por una matriz soldada con *shards* de forma laminar (*platy, pt*). **B** Facies marrón formada por cristaloclastos muy fracturado de plagioclasa y ortopiroxeno en una matriz mediamente soldada. **C** Facies rosa, formada por pómez (pmz) redondeadas y líticos microcristalinos, soportados por una matriz no soldada. **D** Facies blanca enriquecida en pómez, en la que se observa un fragmento de pómez poco vesiculada con un

fenocristal de plagioclasa. **E** Facies roja con *fiammes* blancos formada por cristaloclastos de plagioclasa y clinopiroxeno en una matriz mediamente soldada. **F** Facies negra vitrofídica formada por cristaloclastos de plagioclasa y clinopiroxeno en una matriz vitrofídica. **G-H** Pómez blanca (izquierda) y gris (derecha) de la ignimbrita Punta Arena, formadas por fenocristales de plagioclasa (plg) y microfenocristales de ortopiroxeno (opx), embebidos en una matriz vítrea con vesículas alargadas en una dirección para la pómez blanca y vesículas redondeadas para la pómez gris. Las fotomicrografías A, F, G y H fueron tomadas con luz paralela, el resto con luz polarizada.

B.5. Secuencias *post*-Caldera

De esta secuencia se presenta dos láminas delgadas pertenecientes a las lavas Mesa el Yaqui (sección 12, 278), dos láminas pertenecientes a un dique y a una lava Cerro la Reforma (secciones 301 y 310), una lámina de una pómez Arroyo Grande (sección 107), dos láminas de las lavas Mesa el Yaqui Superior (secciones 119, 248), una lámina del estratocono Punta Gorda (sección 276), y una lámina del domo Morro de las Palmas (sección 264).

Las lavas Mesa el Yaqui presentan textura inequigranular, hipocristalina y porfídica. En la sección 12 la lava está formada por fenocristales euhedrales de plagioclasa (20%), embebidos en una matriz pilotaxítica (80%) de vidrio y microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti (Fig. b5A). En la sección 278 la lava está formada por fenocristales euhedrales de plagioclasa (22%) y microfenocristales anhedrales de piroxeno (14%), embebidos en una matriz pilotaxítica (64%) de vidrio y microlitos de plagioclasa y óxido de Fe-Ti (Fig. b5B).

El dique Cerro la Reforma presenta una textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formada por xenocristales euhedrales de plagioclasa con textura tamiz o bordes reabsorbidos (23%), xenolitos subangulosos sedimentarios (13%), fenocristales euhedrales de plagioclasa (6%) ortopiroxeno (4%) y óxido de Fe-Ti (4%), embebidos en una matriz (50%) con microfenocristales de plagioclasa, cuarzo, piroxeno, óxidos de Fe-Ti y quizá anfíbol (Figs. b5C, D). La lava presenta textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formada por fenocristales euhedrales de plagioclasa (23%) y microfenocristales de ortopiroxeno (6%) y óxido de Fe-Ti (4%), embebidos en una matriz rojiza (67%) de vidrio y pocos microlitos de plagioclasa (Fig. b5E).

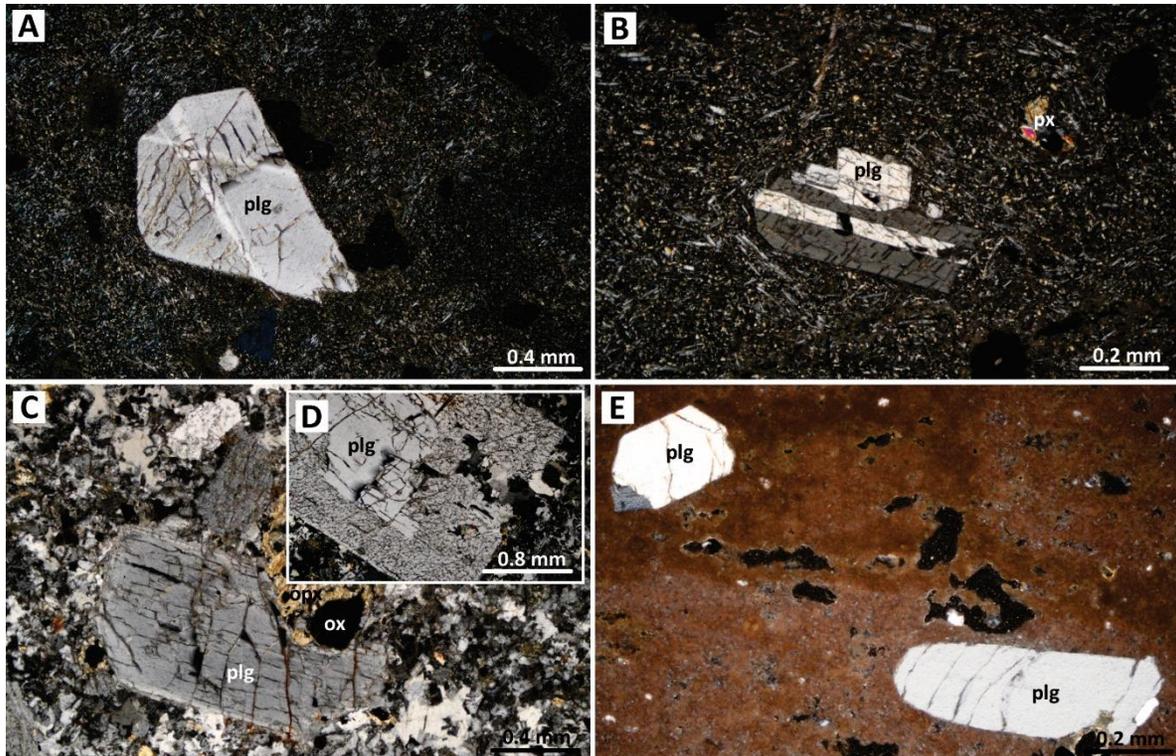


Figura b5. A-B Fotomicrografías de las lavas Mesa el Yaqui, en las que se observan fenocristales de plagioclasa (plg) y pocos microfenocristales de piroxeno (px), embebidos en una matriz microlítica de plagioclasa y óxido de Fe-Ti. Todas las fotomicrografías se presentan en luz polarizada. C Dique Cerro la Reforma formado por plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx) y óxidos de Fe-Ti (ox), embebidos en una matriz microfenocristalina. D Detalle de una plagioclasa con bordes reabsorbidos. E Lava Cerro la Reforma formada principalmente por fenocristales de plagioclasa, embebidos en una matriz rojiza vítrea. Todas las fotomicrografías fueron tomadas con luz polarizada.

La pómez de Arroyo Grande presenta pocos fenocristales euhedrales de plagioclasa (5%) y subhedrales de ortopiroxeno (2%), embebidos en una matriz vítrea (57%) con vesículas grandes y alargadas (36%) (Fig. b6A).

Las lavas Mesa el Yaqui Superior presentan textura inequigranular, hipocristalina y porfídica. En la sección 248 (Fig. b6B), la lava está formada por microfenocristales euhedrales a subhedrales de ortopiroxeno (30%), fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (14%) y fenocristales euhedrales de clinopiroxeno (5%), embebidos en una matriz (36%) de vidrio y microlitos de plagioclasa y vesículas irregulares (15%). En la sección 119 (Fig. b6C), la lava está formada por fenocristales y microfenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa fracturada (28%), algunas con textura tamiz, y fenocristales euhedrales a subhedrales de ortopiroxeno (9%) y clinopiroxeno (6%), todos ellos embebidos en una matriz pilotaxítica (57%) de vidrio y microlitos de plagioclasa.

La lava del estratocono Punta Gorda presentan textura inequigranular, hipocristalina y mayoritariamente afanítica, formada por pocos microfenocristales de plagioclasa (8%) embebidos en una matriz vítrea rojiza (92%) (Fig. b6D).

La lava del domo Morro de las Palmas presentan textura inequigranular, hipocristalina y porfídica, formadas por fenocristales euhedrales de plagioclasa (20%), embebidos en una matriz desvitrificada (80%) (Fig. b6E).

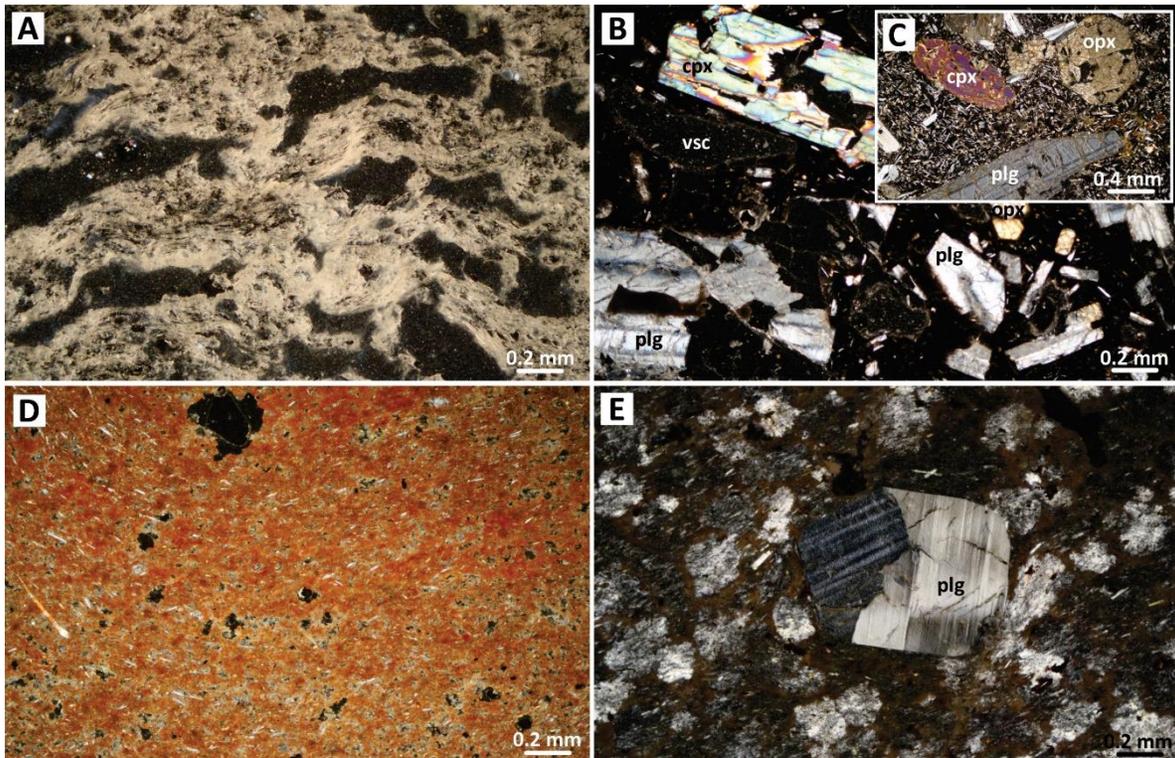


Figura b6. A Matriz de un fragmento de pómez Arroyo Grande con presencia de grandes vesículas alargadas. B-C Lavas Mesa el Yaqui Superior formadas principalmente por microfenocristales y fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx). D Lava del estratocono Punta Gorda formada por pocos microlitos de plagioclasa embebidos en una matriz vítrea rojiza. E Lava del domo Morro de las Palmas formada por plagioclasa embebidos en una matriz desvitrificada. Todas las fotomicrografías fueron tomadas con luz polarizada.

Anexo C

Geoquímica de elementos mayores, traza e isótopos

Tabla 3. Análisis de elementos mayores y traza de las rocas del complejo caldérico La Reforma.

Basamento: Batolito Peninsular y Grupo Comondú					
Muestra	RF-97	RF-156	RF-5A	RF-253	RF-113
	BP (matriz)	BP (matriz)	GC (dique)	GC (lava)	GC (lava)
Coord.	X 0362381	X 0360917	X 0360207	X 0362188	X 0358336
UTM	Y 3041537	Y 3033364	Y 3033210	Y 3026977	Y 3030558
Elementos mayores (% en peso)					
SiO ₂	60.3	60.8	58.9	67.7	61.5
Al ₂ O ₃	16.5	16.2	16.2	16.5	16.8
Fe ₂ O ₃	5.6	4.4	5.7	2.8	5.2
MnO	0.1	0.1	0.003	0.036	0.1
MgO	2.8	2.0	1.8	0.7	2.6
CaO	5.6	4.4	5.1	4.7	5.7
Na ₂ O	4.5	3.9	4.0	4.2	3.7
K ₂ O	1.4	2.7	1.7	2.5	1.8
TiO ₂	0.9	0.8	0.5	0.6	0.5
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
LOI	1.1	3.5	4.9	0.8	1.6
Total	99.1	98.9	98.9	100.6	99.7
Elementos traza (ppm)					
Sc	11.0	10.0	16.0	11.0	11.0
Be	1.0	2.0	1.0	2.0	1.0
V	127.0	92.0	141.0	92.0	98.0
Cr	110.0	60.0	70.0	80.0	50.0
Co	15.0	11.0	43.0	13.0	431.0
Ni	20.0	26.0	22.0	11.0	14.0
Cu	<10	8.0	43.0	43.0	15.0
Zn	60.0	230.0	66.0	85.0	72.0
Cd	<0.5	0.9	<0.5	<0.5	<0.5
S	0.005	0.6	0.009	0.004	0.013
Ga	19.0	10.0	20.0	19.0	19.0
Ge	1.0	0.9	1.5	1.3	1.4
As	<5.0	<0.5	<5.0	<5.0	<5.0
Rb	34.0	65.0	32.0	54.0	40.0
Sr	632.0	383.0	653.0	515.0	523.0
Y	11.9	13.2	11.8	23.0	12.5
Zr	167.0	286.0	87.0	193.0	108.0
Nb	4.6	7.3	2.5	6.6	3.2
Mo	<2.0	3.0	<2.0	<2.0	<0.2
Ag	<0.5	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	<1.0	1.0	1.0	1.0	<1.0
Sb	<0.2	<0.2	0.5	0.2	0.8
Cs	1.2	2.7	2.6	1.3	1.8
Ba	515.0	625.0	691.0	887.0	765.0
La	16.5	16.3	13.9	32.9	14.2
Ce	33.9	35.4	26.2	52.7	28.2
Pr	4.2	4.3	3.4	6.8	3.4
Nd	16.8	16.5	14.1	24.4	12.9
Sm	3.4	3.5	2.8	5.0	2.8
Eu	1.1	0.9	0.9	1.2	0.8
Gd	2.9	2.9	2.4	4.6	2.3
Tb	0.5	0.4	0.4	0.7	0.4
Dy	2.4	2.6	2.0	3.8	2.3
Ho	0.5	0.5	0.4	0.8	0.4
Er	1.2	1.4	1.3	2.2	1.3
Tm	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2

Yb	1.2	1.4	1.2	1.9	1.2
Lu	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2
Hf	2.7	6.8	2.3	4.3	3.1
Ta	0.5	0.6	0.3	0.7	0.6
W	14.4	<0.5	106.0	5.6	266.0
Tl	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
Pb	<5.0	4.0	5.0	8.0	7.0
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	3.3	8.7	2.8	5.0	3.5
U	1.3	2.5	0.8	3.0	1.2
Sr/Y	53.1	29.0	55.3	22.4	41.8
La/Yb	14.3	11.4	11.5	17.1	11.7

Secuencia pre-Caldera

Muestra	RF-53D ICA (matriz)	RF-53F IC (matriz)	RF-125 PC (lava)	RF-36A PC (hialo.)	RF-51 PC (lava almohad.)	RF-59 PC (lava)	RF-65 PC (domo)	Rf-138A PC (lava)
Coord. UTM	X 0354423 Y 3046366	X 0354423 Y 3046366	X 0362758 Y 3050315	X 0368635 Y 3042886	X 0369626 Y 3037573	X 0356370 Y 3047945	X 0358751 Y 3051407	X 0364840 Y 3046222
Elementos mayores (% en peso)								
SiO ₂	66.86	66.35	55.19	65.94	54.75	56.56	56.04	75.20
Al ₂ O ₃	11.78	12.01	16.95	13.69	13.10	16.74	14.13	12.54
Fe ₂ O ₃	4.54	4.49	8.68	5.13	8.74	7.11	11.02	2.30
MnO	0.13	0.07	0.15	0.15	0.06	0.13	0.16	0.05
MgO	0.81	0.69	3.48	0.57	1.84	4.18	3.18	0.30
CaO	1.18	5.05	8.39	2.48	5.74	8.20	6.38	1.61
Na ₂ O	3.51	4.32	4.40	5.07	4.01	3.92	4.37	4.16
K ₂ O	2.48	1.66	1.00	2.98	1.57	0.76	1.41	3.01
TiO ₂	0.36	0.77	1.63	0.63	2.38	1.26	2.18	0.54
P ₂ O ₅	0.02	0.25	0.32	0.12	0.40	0.21	0.54	0.11
LOI	8.40	3.18	0.51	2.52	5.90	1.00	0.36	0.94
Total	100.10	98.80	100.70	99.30	98.50	100.10	99.80	100.80
Elementos traza (ppm)								
Sc	9.0	10.0	24.0	10.0	28.0	23.0	26.0	7.0
Be	3.0	2.0	1.0	3.0	2.0	1.0	2.0	3.0
V	64.0	57.0	191.0	10.0	307.0	185.0	248.0	35.0
Cr	<20.0	<20.0	70.0	30.0	30.0	70.0	40.0	<20.0
Co	13.0	19.0	24.0	4.0	53.0	33.0	30.0	3.0
Ni	1.0	1.0	<20.0	<20.0	6.0	17.0	12.0	5.0
Cu	<1.0	1.0	40.0	20.0	74.0	17.0	16.0	12.0
Zn	118.0	52.0	80.0	90.0	84.0	70.0	96.0	52.0
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
S	0.005	0.163	0.118	0.284	2.76	0.003	0.009	0.019
Ga	24.0	18.0	22.0	21.0	20.0	20.0	22.0	10.0
Ge	2.1	1.3	1.6	1.6	1.4	1.5	1.9	1.2
As	7.0	<5.0	<5.0	6.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0
Rb	88.0	33.0	17.0	77.0	31.0	12.0	31.0	76.0
Sr	85.0	216.0	350.0	142.0	270.0	384.0	288.0	113.0
Y	67.7	38.8	41.3	64.4	42.7	26.2	44.6	51.0
Zr	485.0	204.0	207.0	468.0	260.0	128.0	213.0	343.0
Nb	12.8	5.5	5.6	10.6	7.4	4.1	6.8	8.1
Mo	4.0	<2.0	<2.0	5.0	4.0	<2.0	<2.0	2.0
Ag	1.3	<0.3	<0.5	1.1	<0.3	<0.3	<0.3	0.7
In	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	4.0	1.0	2.0	4.0	25.0	2.0	2.0	3.0
Sb	0.8	0.8	0.2	1.8	0.6	0.9	0.8	0.7
Cs	8.0	4.9	0.5	3.0	1.0	2.0	0.7	1.2
Ba	515.0	398.0	389.0	676.0	520.0	247.0	330.0	572.0
La	28.6	18.3	17.4	33.6	18.3	10.4	17.1	27.9
Ce	67.3	42.5	39.5	76.4	43.2	24.5	42.0	61.0
Pr	8.95	5.58	5.64	10.0	6.1	3.39	5.77	7.81
Nd	38.7	24.4	25.5	41.3	27.0	15.4	26.5	30.8
Sm	10.3	5.84	6.76	10.1	7.07	4.09	7.07	7.21
Eu	2.06	1.64	2.15	2.27	2.13	1.42	2.21	1.28
Gd	9.53	5.72	7.43	11.0	7.77	4.32	7.37	7.57
Tb	1.81	1.05	1.27	1.84	1.31	0.75	1.27	1.33

Dy	11.8	6.55	7.87	11.7	7.64	4.7	7.95	8.69
Ho	2.43	1.38	1.61	2.36	1.56	0.93	1.6	1.82
Er	6.99	3.97	4.56	7.24	4.33	2.76	4.66	5.28
Tm	1.07	0.597	0.655	1.1	0.651	0.416	0.65	0.827
Yb	7.11	3.95	4.34	7.13	4.16	2.62	4.32	5.76
Lu	1.09	0.6	0.644	1.09	0.667	0.404	0.629	0.859
Hf	12.8	5.7	4.4	8.8	5.9	3.6	6.3	8.3
Ta	1.2	0.74	0.56	1.16	0.68	0.57	0.76	0.73
W	121.0	130.0	3.5	3.7	99.3	143.0	91.8	<0.5
Tl	0.13	0.44	<0.05	0.53	0.11	<0.05	<0.005	0.2
Pb	5.0	<0.3	<5.0	11.0	<3.0	<3.0	<3.0	<3.0
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3
Th	5.49	3.58	2.66	7.8	1.26	1.2	2.6	7.54
U	2.9	1.94	1.04	2.86	1.92	0.49	0.95	2.78
Sr/Y	1.26	5.57	8.47	2.20	6.32	14.66	6.46	2.22
La/Yb	4.02	4.63	4.01	4.71	4.40	3.97	3.96	4.84
Muestra	RF-151	RF-152A	RF-171B	RF-171C	RF-174A	RF-178	RF-213	RF-18
	Pc (hialo.)	PC (lava)	ILB					
Coord.	X 0366844	X 0366435	X 0358995	X 0358995	X 0359310	X 0360255	X 0366519	X 0355645
UTM	Y 3040088	Y 3039791	Y 3044844	Y 3044844	Y 3045888	Y 3044899	Y 3039111	Y 3036623
Elementos mayores (% en peso)								
SiO ₂	61.85	64.86	51.71	53.08	52.85	69.09	53.95	69.58
Al ₂ O ₃	14.36	14.19	14.42	14.62	15.23	12.58	14.15	13.92
Fe ₂ O ₃	7.71	5.97	10.91	10.56	8.09	2.77	10.51	4.56
MnO	0.14	0.08	0.16	0.14	0.10	0.05	0.17	0.11
MgO	1.54	1.37	3.83	4.23	3.60	0.41	3.86	0.30
CaO	4.73	2.64	8.66	8.46	8.71	1.28	7.67	1.11
Na ₂ O	3.93	5.44	3.50	3.81	3.87	4.14	3.81	5.80
K ₂ O	1.93	1.71	1.11	0.82	1.69	2.06	0.90	2.97
TiO ₂	1.40	0.83	2.07	2.15	1.86	0.24	2.19	0.51
P ₂ O ₅	0.37	0.26	0.27	0.29	0.56	0.04	0.49	0.09
LOI	2.41	2.01	3.83	1.83	2.76	6.61	1.45	0.62
Total	100.40	99.40	100.50	100.00	99.30	99.30	99.20	99.6
Elementos traza (ppm)								
Sc	19.0	12.0	31.0	32.0	17.0	5.0	27.0	8.0
Be	2.0	2.0	1.0	1.0	1.0	3.0	<1.0	3.0
V	77.0	25.0	327.0	340.0	236.0	11.0	273.0	22.0
Cr	40.0	<20.0	50.0	50.0	70.0	<20.0	60.0	<20.0
Co	12.0	4.0	24.0	26.0	23.0	<1.0	27.0	18.0
Ni	<20.0	7.0	15.0	17.0	44.0	4.0	<20.0	2.0
Cu	10.0	7.0	21.0	19.0	34.0	8.0	20.0	2.0
Zn	130.0	96.0	91.0	88.0	97.0	101.0	90.0	94.0
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
S	0.027	0.007	0.012	0.006	0.03	0.003	0.007	0.003
Ga	23.0	22.0	19.0	19.0	20.0	20.0	21.0	24.0
Ge	1.7	1.4	1.4	1.4	1.3	1.6	1.8	1.9
As	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0
Rb	193.0	34.0	28.0	15.0	15.0	102.0	36.0	72.0
Sr	279.0	212.0	373.0	348.0	1740.0	110.0	302.0	86.0
Y	52.0	50.7	34.6	35.2	14.3	51.8	39.9	66.2
Zr	327.0	338.0	185.0	184.0	134.0	375.0	167.0	441.0
Nb	9.4	10.5	5.7	5.9	10.4	9.5	5.4	10.6
Mo	3.0	4.0	<2.0	<2.0	<2.0	4.0	3.0	2
Ag	0.6	1.0	0.3	<0.3	<0.3	0.8	<0.5	<0.3
In	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Sn	3.0	3.0	1.0	1.0	<1.0	4.0	2.0	3.0
Sb	<0.2	0.3	<0.2	<0.2	0.3	0.3	<0.2	0.9
Cs	12.4	0.3	0.6	0.2	1.4	5.5	9.3	0.8
Ba	645.0	442.0	217.0	237.0	889.0	727.0	245.0	609.0
La	30.1	23.3	13.7	12.9	24.7	34.0	15.3	30.8
Ce	68.3	55.0	31.2	31.6	56.8	74.9	36.5	71.5
Pr	8.92	7.46	4.42	4.52	7.42	9.21	5.25	0.17
Nd	38.8	31.2	20.5	20.6	30.0	36.5	24.5	38.2
Sm	9.38	7.96	5.28	5.42	5.19	8.45	6.53	9.2
Eu	2.07	2.08	1.75	1.77	1.61	1.18	2.17	2.11

Gd	9.89	8.36	5.92	6.12	3.92	8.63	7.65	9.15
Tb	1.67	1.44	1.04	1.09	0.53	1.51	1.23	1.67
Dy	10.3	9.05	6.24	6.5	2.93	9.53	7.7	10.9
Ho	2.01	1.83	1.26	1.31	0.52	1.94	1.56	2.27
Er	5.73	5.31	3.52	3.68	1.41	5.52	4.5	6.69
Tm	0.848	0.788	0.501	0.541	0.192	0.82	0.618	1.91
Yb	5.34	5.45	3.45	3.66	1.21	5.76	3.85	6.74
Lu	0.82	0.861	0.531	0.539	0.2	0.898	0.61	1.05
Hf	6.2	8.2	4.4	4.4	3.3	9.2	3.7	11.1
Ta	0.95	0.73	0.38	0.38	0.5	0.85	0.52	1.25
W	3.7	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	0.8	10.8	151.0
Tl	2.7	0.06	0.36	0.06	<0.05	0.71	0.38	<0.005
Pb	12.0	<3.0	3.0	<3.0	<3.0	8.0	<5.0	5.0
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	6.91	4.55	1.64	1.64	1.2	9.94	2.22	7.56
U	2.29	1.64	0.71	0.69	0.32	3.14	0.88	2.85
Sr/Y	5.37	4.18	10.78	9.89	121.68	2.12	7.57	1.30
La/Yb	5.64	4.28	3.97	3.52	20.41	5.90	3.97	4.57

Secuencia syn-Caldera

Muestra	RF-127 ILB (pómez)	RF-8 IRF (frg)	RF-16A IRF (fg)	RF-66B IRF (fm)	RF-53L IRF (fr)	RF-9A IRF (fr)	RF-9A IRF (fbp)	RF-17B IRF (fbp)
Coord.	X 0361220	X 0359225	X 0357090	X 0357757	X 0354423	X 0359324	X 0359324	X 0356734
UTM	Y 3050093	Y 3033106	Y 3038486	Y 3038884	Y 3046366	Y 3032974	Y 3032974	Y 3037883

Elementos mayores (% en peso)

SiO ₂	71.33	70.41	69.98	70.01	68.61	70.77	69.81	67.97
Al ₂ O ₃	12.89	13.90	12.86	13.38	13.89	13.38	13.62	13.08
Fe ₂ O ₃	3.33	3.97	4.36	4.18	4.57	4.20	3.77	3.23
MnO	0.08	0.12	0.03	0.11	0.11	0.12	0.09	0.01
MgO	0.49	0.41	0.67	0.50	0.80	0.80	0.85	0.48
CaO	1.18	1.24	1.79	1.31	1.93	1.61	1.30	1.33
Na ₂ O	5.06	5.54	5.11	5.54	5.54	5.13	4.71	4.46
K ₂ O	2.89	3.26	2.79	2.88	2.82	2.98	2.99	3.37
TiO ₂	0.43	0.44	0.51	0.59	0.63	0.54	0.45	0.45
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.12	0.15	0.12	0.13	0.11	0.09
LOI	1.48	0.67	0.52	0.82	0.34	0.70	2.73	6.07
Total	99.2	100.0	98.7	99.5	99.4	100.4	100.4	100.5

Elementos traza (ppm)

Sc	7.0	8.0	9.0	9.0	9.0	9.0	8.0	7.0
Be	3.0	3.0	3.0	2.0	3.0	3.0	3.0	3.0
V	18.0	14.0	19.0	61.0	37.0	17.0	22.0	13.0
Cr	80.0	<20.0	30.0	<20.0	<20.0	<20.0	<20.0	20.0
Co	2.0	31.0	32.0	31.0	24.0	3.0	3.0	33.0
Ni	4.0	3.0	3.0	4.0	3.0	4.0	5.0	3.0
Cu	4.0	5.0	8.0	5.0	4.0	4.0	16.0	5.0
Zn	66.0	104.0	90.0	79.0	74.0	67.0	68.0	68.0
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
S	0.045	0.005	0.003	0.002	0.002	0.003	0.023	0.009
Ga	21.0	23.0	23.0	23.0	23.0	22.0	21.0	21.0
Ge	1.8	1.8	1.7	1.7	1.8	1.5	1.3	1.7
As	<5.0	<5.0	<5.0	20.0	<5.0	8.0	8.0	6.0
Rb	81.0	77.0	76.0	68.0	77.0	74.0	71.0	77.0
Sr	57.0	87.0	103.0	109.0	124.0	101.0	105.0	57.0
Y	60.9	73.8	67.4	67.0	65.8	69.1	61.4	61.4
Zr	504.0	471.0	470.0	433.0	415.0	444.0	443.0	511.0
Nb	13.2	11.7	11.5	10.7	10.5	12.2	13.2	10.3
Mo	<2.0	<2.0	<2.0	<2.0	<2.0	<2.0	<2.0	4.0
Ag	0.4	1.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	0.9	1.0
In	<0.1	0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1	<0.1	<0.1
Sn	1.0	4.0	2.0	12.0	1.0	6.0	10.0	4.0
Sb	0.3	1.0	0.6	1.5	0.8	0.4	0.7	0.8
Cs	1.3	1.5	0.8	1.1	1.3	0.8	1.8	2.5
Ba	611.0	657.0	602.0	632.0	589.0	633.0	682.0	593.0
La	29.1	33.6	31.0	31.0	30.4	33.0	29.1	30.1
Ce	67.3	77.3	70.8	71.7	71.9	74.8	71.0	67.8
Pr	8.47	10.2	9.48	9.39	9.28	9.96	898.0	8.87

Nd	34.8	42.5	41.7	39.3	39.0	41.7	36.7	37.3
Sm	8.58	10.2	9.91	9.82	9.55	9.87	9.1	8.9
Eu	1.73	2.03	2.05	2.05	2.13	1.99	1.88	1.83
Gd	8.56	10.3	10.3	9.81	0.64	10.3	9.44	0.05
Tb	1.57	1.91	1.78	1.74	1.77	1.91	1.68	1.59
Dy	10.1	12.5	11.3	11.5	11.4	11.6	11.0	10.3
Ho	2.05	2.49	2.33	2.3	2.28	2.44	2.2	2.1
Er	6.17	7.6	6.78	7.13	6.82	7.18	6.64	6.35
Tm	0.946	1.13	1.02	1.09	1.05	1.08	0.996	0.964
Yb	6.38	7.58	6.78	7.08	6.74	7.59	6.96	6.58
Lu	0.972	1.15	1.12	1.1	1.04	1.14	1.07	1.08
Hf	13.2	12.2	10.3	11.7	10.5	10.0	10.2	10.4
Ta	1.04	1.42	1.22	1.34	1.27	1.04	1.03	1.17
W	7.0	277.0	184.0	217.0	173.0	<0.5	<0.5	186.0
Tl	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.11	0.19	0.38
Pb	6.0	6.0	<3.0	14.0	<3.0	5.0	12.0	9.0
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	8.81	7.91	7.26	7.43	7.45	7.55	7.92	8.2
U	3.52	2.47	2.69	3.52	2.93	2.63	2.73	3.25
Sr/Y	0.94	1.18	1.53	1.63	1.88	1.46	1.71	0.93
La/Yb	4.56	4.43	4.57	4.38	4.51	4.35	4.18	4.57
Muestra	RF-53N	RF-146C	Rf-10	RF-76	RF-122A	RF-122B		
	IRF (fbp)	IRF (frb)	IRF (fnv)	IPA	IPA (p.	IPA (p. gris)		
				(matriz)	blanca)			
Coord.	X 0354423	X 0360238	X 0359258	X 0364673	X 0366559	X 0366559		
UTM	Y 3046366	Y 3047253	Y 3032826	Y 3038860	Y 3045415	Y 3045415		
Elementos mayores (% en peso)								
SiO ₂	71.32	75.37	72.35	62.44	62.10	67.04		
Al ₂ O ₃	13.02	9.97	11.27	13.11	13.17	14.33		
Fe ₂ O ₃	5.24	3.93	2.68	3.20	2.94	3.02		
MnO	0.11	0.09	<0.001	0.09	0.09	0.10		
MgO	0.28	0.36	0.12	0.92	1.23	0.90		
CaO	1.68	0.85	0.72	1.59	2.15	1.95		
Na ₂ O	5.10	4.16	4.26	4.50	4.62	4.49		
K ₂ O	2.88	2.22	3.81	2.39	3.66	3.26		
TiO ₂	0.55	0.34	0.19	0.57	0.54	0.58		
P ₂ O ₅	0.10	0.05	0.09	0.20	0.09	0.10		
LOI	0.46	1.60	8.05	4.02	8.05	4.97		
Total	100.8	98.9	98.6	100.7	98.6	100.7		
Elementos traza (ppm)								
Sc	.	9.0	3.0	8.0	8.0	8.0		
Be	3.0	2.0	3.0	2.0	2.0	2.0		
V	11.0	20.0	<5.0	26.0	19.0	15.0		
Cr	110.0	20.0	20.0	20.0	<20.0	<20.0		
Co	2.0	<1.0	30.0	2.0	43.0	27.0		
Ni	3.0	2.0	1.0	1.0	2.0	2.0		
Cu	19.0	<1.0	5.0	<1.0	2.0	4.0		
Zn	93.0	106.0	102.0	71.0	64.0	64.0		
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5		
S	0.003	0.003	0.023	0.003	0.011	0.039		
Ga	20.0	19.0	22.0	18.0	19.0	21.0		
Ge	1.3	1.9	1.8	1.9	1.9	1.9		
As	<5.0	5.0	5.0	6.0	<5.0	5.0		
Rb	69.0	54.0	110.0	62.0	73.0	117.0		
Sr	112.0	67.0	22.0	234.0	276.0	266.0		
Y	67.8	52.6	73.9	43.5	43.6	49.8		
Zr	419.0	362.0	497.0	343.0	308.0	337.0		
Nb	10.3	8.8	11.6	8.3	7.2	8.5		
Mo	2.0	<2.0	4.0	<2.0	3.0	4.0		
Ag	0.9	0.4	1.5	0.4	0.7	0.8		
In	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1		
Sn	2.0	3.0	6.0	3.0	2.0	3.0		
Sb	0.2	0.4	1.0	<0.2	1.0	1.2		
Cs	0.8	2.9	4.0	2.6	6.9	9.2		
Ba	679.0	445.0	776.0	587.0	547.0	608.0		
La	31.6	20.8	40.2	24.4	24.3	26.6		

Ce	78.9	51.1	89.1	55.5	54.9	60.2
Pr	9.9	6.58	11.3	6.99	6.94	7.58
Nd	40.6	28.6	47.0	27.9	28.3	30.6
Sm	10.0	7.7	10.8	6.61	6.6	7.62
Eu	2.04	1.79	1.22	1.48	1.56	1.72
Gd	10.1	7.4	11.4	6.28	6.33	7.26
Tb	1.89	1.36	1.98	1.12	1.16	1.31
Dy	11.7	9.04	12.5	7.19	7.59	8.33
Ho	2.35	1.84	2.55	1.48	1.53	1.69
Er	6.97	5.36	7.65	4.2	4.6	5.14
Tm	1.05	0.821	1.16	0.672	0.702	0.824
Yb	6.94	5.3	7.67	4.62	4.76	5.39
Lu	1.1	0.79	1.23	0.712	0.732	0.829
Hf	9.4	9.3	11.1	7.6	8.3	9.5
Ta	0.88	0.77	1.32	0.81	1.04	1.04
W	6.3	1.4	248.0	9.7	293.0	218.0
Tl	0.09	<0.05	0.51	0.26	0.79	2.83
Pb	13.0	5.0	13.0	8.0	4.0	5.0
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	6.57	4.08	10.2	5.74	5.71	6.05
U	2.45	1.39	3.48	1.67	1.89	2.26
Sr/Y	1.65	1.27	0.30	5.38	6.33	5.34
La/Yb	4.55	3.92	5.24	5.28	5.11	4.94

Secuencia post-Caldera

Muestra	RF-12 MY (lava)	RF-53Ñ MY (lava)	RF-88 CR (lava)	RF-98 CR (lava)	RF-107F AG (pómez)	RF-107K AG (pómez)	RF-119 MYS (lava)	RF-73B MdP (domo)
Coord.	X 0357200	X 0354423	X 0363593	X 0362690	X 0359237	X 0359237	X 0355845	X 0363953
UTM	Y 3037510	Y 3046366	Y 3041869	Y 3041921	Y 3041121	Y 3041121	Y 3039510	Y 3039930
Elementos mayores (% en peso)								
SiO ₂	54.40	56.51	64.93	66.90	69.90	65.58	58.64	69.83
Al ₂ O ₃	14.60	14.62	12.86	112.07	12.55	12.27	15.58	13.66
Fe ₂ O ₃	11.14	10.71	7.43	5.44	1.78	2.24	7.83	4.30
MnO	0.18	0.17	0.20	0.11	0.04	0.05	0.13	0.10
MgO	3.67	3.37	1.00	1.59	0.65	0.47	3.16	0.72
CaO	7.08	6.93	3.27	4.37	1.24	4.66	6.40	2.00
Na ₂ O	4.46	4.39	4.10	3.87	3.37	3.70	4.07	5.20
K ₂ O	1.26	1.23	2.56	1.00	3.14	2.66	1.39	2.42
TiO ₂	2.29	2.14	0.90	1.16	0.18	0.24	1.42	0.55
P ₂ O ₅	0.10	0.17	0.17	0.20	0.04	0.06	0.29	0.15
LOI	4.97	2.81	2.81	4.01	6.28	8.04	0.82	1.38
Total	100.7	100.2	100.2	100.7	99.2	100.0	99.7	100.3
Elementos traza (ppm)								
Sc	29.0	26.0	14.0	14.0	3.0	4.0	19.0	9.0
Be	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.0	2.0
V	265.0	266.0	79.0	159.0	10.0	11.0	178.0	20.0
Cr	40.0	30.0	<20.0	50.0	<20.0	<20.0	60.0	<20.0
Co	43.0	37.0	7.0	7.0	2.0	37.0	19.0	3.0
Ni	14.0	14.0	10.0	3.0	<20.0	3.0	20.0	10.0
Cu	37.0	30.0	18.0	2.0	<10.0	4.0	30.0	29.0
Zn	91.0	91.0	91.0	85.0	40.0	46.0	70.0	87.0
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
S	0.019	0.006	0.008	0.028	0.004	0.013	0.024	0.018
Ga	21.0	21.0	18.0	16.0	16.0	17.0	18.0	19.0
Ge	1.7	1.7	4.2	1.4	1.3	1.4	1.2	1.5
As	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0
Rb	22.0	23.0	65.0	22.0	85.0	73.0	29.0	61.0
Sr	342.0	304.0	154.0	217.0	107	119	347	129
Y	43.5	44.2	56.6	30.3	22.7	27.3	36.1	51.1
Zr	215.0	218.0	389.0	180.0	142.0	220.0	216.0	377.0
Nb	6.5	6.6	10.1	5.9	4.4	5.5	5.5	9.3
Mo	<2.0	2.0	4.0	<2.0	2.0	3.0	<2.0	6.0
Ag	<0.3	<0.3	0.4	<0.3	<0.5	0.4	<0.5	0.4
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	4.0	2.0	2.0	2.0	3.0	2.0	2.0	3.0

Sb	0.8	0.8	1.0	<0.2	0.3	1.0	<0.2	0.5
Cs	0.8	0.3	0.6	0.4	3.2	3.0	1.0	1.9
Ba	521.0	344.0	1006.0	344.0	683.0	651.0	469.0	668.0
La	16.6	17.1	24.9	16.2	21.5	21.8	18.0	26.5
Ce	39.1	41.8	56.8	34.6	44.7	45.7	36.5	59.3
Pr	5.74	5.82	7.59	4.58	4.93	5.2	5.25	7.55
Nd	26.0	26.9	32.3	19.4	18.0	19.4	23.4	31.5
Sm	6.99	7.19	7.87	4.69	3.82	4.27	5.86	7.71
Eu	2.16	2.26	1.9	1.38	0.463	0.767	1.62	1.6
Gd	7.83	7.36	8.77	4.99	3.61	3.67	6.44	7.79
Tb	1.25	1.27	1.52	0.88	0.64	0.67	1.07	1.31
Dy	7.64	8.18	9.61	5.52	4.01	4.51	6.52	8.46
Ho	1.54	1.58	1.9	1.09	0.83	0.9	1.25	1.74
Er	4.37	.51	5.62	3.21	2.5	2.77	3.74	5.23
Tm	0.595	0.651	0.815	0.492	0.393	0.453	0.537	0.771
Yb	3.91	4.11	5.61	3.24	2.69	3.05	3.53	5.35
Lu	0.618	0.644	0.884	0.5	0.412	0.456	0.537	0.843
Hf	4.7	6.0	9.0	4.1	3.1	6.0	3.8	9.0
Ta	0.64	0.78	0.74	0.46	0.73	1.01	0.53	0.73
W	153.0	145.0	0.7	3.2	12.7	274.0	7.2	<0.5
Tl	0.07	<0.005	0.1	0.2	0.54	0.21	0.14	0.37
Pb	<3.0	<3.0	4.0	6.0	12.0	7.0	<5.0	8.0
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	0.4
Th	2.27	2.52	5.23	2.8	7.9	6.53	2.93	5.8
U	0.88	0.86	2.01	1.06	2.66	2.37	1.08	2.19
Sr/Y	7.86	6.88	2.72	7.16	4.71	4.36	9.61	2.52
La/Yb	4.25	4.16	4.4	5.00	7.99	7.15	5.10	4.95

Muestra	RF-91 MdP(domo)	RF-232 MdP (domo)	RF-275 PGd (lava)	RF-277 PGt (lava)	RF-264 MP (domo)	RF-121 CD (domo)	RF-41A PP (lava)
Coord.	X 0363545	X 0364278	X 0364406	X 0363207	X 0359426	X 0366564	X 0368029
UTM	Y 3040727	Y 3040077	Y 3048319	Y 3048483	Y 3047948	Y 3045921	Y 3043132

Elementos mayores (% en peso)

SiO ₂	70.16	67.60	56.92	70.25	72.89	70.32	57.70
Al ₂ O ₃	13.35	14.82	16.38	13.47	12.73	14.04	15.90
Fe ₂ O ₃	4.98	5.02	8.31	5.25	3.38	2.90	7.48
MnO	0.05	0.12	0.13	0.11	0.07	0.08	0.05
MgO	0.12	0.79	4.30	0.37	0.13	0.46	3.76
CaO	1.00	2.66	7.47	1.89	0.72	1.52	7.40
Na ₂ O	4.98	5.48	3.78	5.09	4.94	5.23	4.34
K ₂ O	3.46	2.19	0.94	2.69	3.53	2.73	1.49
TiO ₂	0.56	0.79	1.54	0.56	0.22	0.44	1.37
P ₂ O ₅	0.12	0.26	0.31	0.08	0.01	0.07	0.39
LOI	0.76	0.67	0.31	0.67	0.29	1.48	0.67
Total	99.5	100.4	100.4	100.4	98.9	99.3	100.6

Elementos traza (ppm)

Sc	10.0	12.0	23.0	12.0	2.0	7.0	16.0
Be	3.0	2.0	1.0	3.0	4.0	3.0	1.0
V	8.0	33.0	185.0	10.0	<5.0	18.0	185.0
Cr	50.0	40.0	130.0	50.0	60.0	60.0	50.0
Co	2.0	5.0	24.0	2.0	<1.0	2.0	56.0
Ni	<20.0	3.0	42.0	4.0	2.0	2.0	22.0
Cu	20.0	4.0	36.0	17.0	4.0	3.0	40.0
Zn	90.0	75.0	71.0	101.0	131.0	63.0	78.0
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
S	0.02	0.052	0.007	0.018	0.009	0.003	0.056
Ga	20.0	20.0	18.0	21.0	25.0	19.0	21.0
Ge	2.1	1.5	1.4	1.6	1.7	1.6	1.3
As	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0
Rb	78.0	46.0	20.0	68.0	98.0	64.0	27.0
Sr	108	187	321	126	34.0	129.0	1099.0
Y	60.6	54.3	33.2	62.6	87.2	47.4	20.3
Zr	479.0	312.0	181.0	432.0	547.0	369.0	145.0
Nb	9.2	7.4	5.0	9.0	11.8	7.2	6.6
Mo	3.0	3.0	<2.0	4.0	3.0	4.0	<2.0
Ag	1.1	0.6	0.4	1.2	1.6	0.6	<0.3

In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1
Sn	4.0	2.0	<1.0	3.0	5.0	3.0	3.0
Sb	1.0	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.6	0.7
Cs	0.6	0.7	0.7	2.2	2.0	2.3	0.6
Ba	712.0	583.0	309.0	659.0	837.0	648.0	488.0
La	32.3	28.8	13.9	30.0	44.0	25.6	19.6
Ce	73.2	61.6	33.2	70.1	102.0	57.0	42.8
Pr	10.0	8.38	4.52	9.03	13.0	7.21	5.58
Nd	41.3	34.7	20.6	38.1	54.4	29.4	23.1
Sm	10.3	8.4	5.36	9.5	13.0	6.61	4.73
Eu	1.99	2.01	1.55	1.98	2.09	1.38	1.42
Gd	10.6	8.59	5.75	9.42	13.3	6.48	4.03
Tb	1.85	1.49	0.98	1.69	2.36	1.16	0.64
Dy	11.4	9.26	5.93	10.5	15.0	7.46	3.66
Ho	2.32	1.81	1.2	2.22	3.07	1.54	0.72
Er	6.73	5.4	3.39	6.52	9.18	4.74	2.02
Tm	1.02	0.777	0.485	0.996	1.32	0.72	0.303
Yb	6.92	5.27	3.06	6.54	8.75	4.92	1.93
Lu	1.03	0.828	0.472	0.948	1.35	0.737	0.309
Hf	8.3	8.1	5.1	11.1	15.4	9.6	3.5
Ta	1.03	0.59	0.41	0.91	1.22	0.68	0.66
W	4.3	10.1	1.3	3.1	5.6	28.4	207.0
Tl	0.25	<0.05	<0.05	0.05	0.19	0.26	<0.05
Pb	8.0	5.0	<3.0	8.0	10.0	8.0	<3.0
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	7.09	4.57	2.06	6.51	9.84	6.53	2.72
U	2.85	1.66	0.77	2.35	2.9	2.4	0.94
Sr/Y	1.78	3.44	9.67	2.01	0.39	2.72	54.14
La/Yb	4.67	5.46	4.54	4.63	5.03	5.20	10.16

Secuencia extra-Caldera

Muestra	RF-26I	RF-257	RF-22
	CC (lava)	LP (lava)	ES (lava)
Coord.	X 0365402	X 0365150	X 0361855
UTM	Y 3033681	Y 3032103	Y 3032124

Elementos mayores (% en peso)

SiO ₂	54.76	57.42	52.90
Al ₂ O ₃	16.36	16.95	16.53
Fe ₂ O ₃	8.87	6.41	8.66
MnO	0.08	0.10	0.14
MgO	5.20	4.47	5.86
CaO	9.09	8.28	8.97
Na ₂ O	3.85	3.96	3.63
K ₂ O	0.59	1.04	0.46
TiO ₂	1.49	1.02	1.29
P ₂ O ₅	0.21	0.31	0.22
LOI	0.20	0.71	0.47
Total	100.7	100.7	99.1

Elementos traza (ppm)

Sc	27.0	18.0	26.0
Be	1.0	1.0	<1.0
V	232.0	160.0	199.0
Cr	100.0	120.0	50.0
Co	50.0	22.0	29.0
Ni	29.0	29.0	47.0
Cu	29.0	27.0	67.0
Zn	79.0	65.0	69.0
Cd	<0.5	<0.5	<0.5
S	0.01	0.083	0.052
Ga	19.0	19.0	18.0
Ge	1.5	1.4	1.2
As	<5.0	<5.0	<5.0
Rb	11.0	15.0	4.0
Sr	391.0	998.0	558.0
Y	27.8	15.2	23.8
Zr	133.0	103.0	106.0

Nb	4.3	3.9	3.0
Mo	<2.0	<2.0	3.0
Ag	<0.3	<0.3	<0.3
In	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	1.0	<1.0	<1.0
Sb	0.6	<0.2	<0.2
Cs	0.4	0.6	0.1
Ba	223.0	391.0	708.0
La	10.8	15.4	8.84
Ce	25.0	34.0	20.9
Pr	3.55	4.23	2.95
Nd	16.7	18.3	13.4
Sm	4.41	3.54	3.54
Eu	1.52	1.19	1.31
Gd	4.8	3.26	4.2
Tb	0.79	0.52	0.7
Dy	5.0	2.77	4.24
Ho	1.01	0.51	0.86
Er	2.86	1.46	2.4
Tm	0.412	0.218	0.327
Yb	2.59	1.35	2.25
Lu	0.417	0.188	0.342
Hf	2.9	2.8	2.6
Ta	0.46	0.18	0.17
W	172.0	1.2	0.7
Tl	<0.05	<0.05	<0.05
Pb	<3.0	<3.0	<3.0
Bi	<0.1	<0.1	<0.1
Th	1.08	1.57	0.47
U	0.38	0.59	0.22
Sr/Y	14.06	65.66	23.45
La/Yb	4.17	11.41	3.93

< indica por debajo del límite de detección

Batolito Peninsular, BP; Grupo Comondú, GC; ignimbrita Cueva Amarilla, ICA; ignimbrita El Carrizo, IC; Punta Candeleros, PC; ignimbrita Los Balcones, ILB; ignimbrita La Reforma, IRF; facies roja con *fiammes* grises, frg; facies gris, fg; facies marrón, fm; facies rosa, fr; facies blanca enriquecida en pómez, fbp; facies foja con *fiammes* blancas, frb; facies negra vitrofídica, fnv; ignimbrita punta Arena, IPA; Mesa el Yaqui, MY; Cerro la Reforma, CR; Arroyo Grande, AG; Mina de Plomo, MdP; Punta Gorda, PGd; Punta el Gato, PGt; Morro de las Palmas, MP; Cueva del Diablo, CD; Punta Prieta, PP; Cerro Colorado, CC; el Salto, ES; las Palapas, LP

Tabla 4. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las rocas del complejo caldérico La Reforma. Para los isótopos de Sr-Nd, las muestras RF-36, 127, 122A y 122B fueron analizadas en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM, mientras que las muestras RF-51, 17B, 12, 26I y 46C fueron analizadas en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Texas, Austin.

Secuencia	Muestra	Coord. UTM	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1sd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1sd	ϵNd	1 σ	
<i>pre</i> -Caldera	RF-36A	PC (lava)	X 0368635 Y 3042886	0.703847	0.000034	0.512917	0.000013	5.44	0.25
<i>syn</i> -Caldera	RF-127	ILB (matriz)	X 0361220 Y 3050093	0.704727	0.000026	0.512906	0.000019	5.23	0.37
<i>syn</i> -Caldera	RF-122A	IPA (p. blanca)	X 0366559 Y 3045415	0.703597	0.000027	0.51293	0.000011	5.70	0.21
<i>syn</i> -Caldera	RF-122B	IPA (p. gris)	X 0366559 Y 3045415	0.703605	0.000030	0.512924	0.000029	5.58	0.57
			$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2sd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2sd	ϵNd		
<i>pre</i> -Caldera	RF-51	PC (lava almohad.)	X 0369626 Y 3037573	0.704098	0.000006	0.512953	0.000004	6.2	
<i>syn</i> -Caldera	RF-17B	IRF (FP)	X 0356734 Y 3037883	0.705481	0.000007	0.512933	0.000004	5.7	
<i>post</i> -Caldera	RF-12	MY (lava)	X 0357200 Y 3037510	0.703608	0.000005	0.512972	0.000004	6.5	
<i>post</i> -Caldera	RF-41C	PP (escoria)	X 0368029 Y 3043132	0.703705	0.000006	0.512929	0.000004	5.7	
<i>extra</i> -Caldera	RF-26I	CC (lava)	X 0365402 Y 3033681	0.703460	0.000006	0.512973	0.000004	6.5	
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1sd%	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1sd%	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1sd%	
Basamento	RF-156	BP (matriz)	X 0360917 Y 3033364	18.7124	0.017	15.5922	0.017	38.5011	0.019
<i>pre</i> -Caldera	RF-36A	PC (lava)	X 0368635 Y 3042886	18.8203	0.030	15.5904	0.029	38.5424	0.030
<i>pre</i> -Caldera	RF-51	PC (lava almohad.)	X 0369626 Y 3037573	18.7368	0.023	15.5881	0.024	38.4920	0.022
<i>syn</i> -Caldera	RF-127	ILB (matriz)	X 0361220 Y 3050093	18.6825	0.022	15.5754	0.022	38.4027	0.021
<i>syn</i> -Caldera	RF-17B	IRF (FP)	X 0356734 Y 3037883	18.8017	0.013	15.5969	0.013	38.5577	0.012
<i>syn</i> -Caldera	RF-122A	IPA (p. blanca)	X 0366559 Y 3045415	18.7616	0.023	15.5814	0.026	38.4949	0.029
<i>syn</i> -Caldera	RF-122B	IPA (p. gris)	X 0366559 Y 3045415	18.7428	0.022	15.5857	0.027	38.4924	0.029
<i>post</i> -Caldera	RF-12	MY (lava)	X 0357200 Y 3037510	18.7111	0.018	15.5933	0.023	38.4821	0.030
<i>post</i> -Caldera	RF-53N	MY (lava)	X 0354423 Y 3046366	18.7094	0.031	15.5876	0.034	38.4657	0.035
<i>post</i> -Caldera	RF-41C	PP (escoria)	X 0368029 Y 3043132	18.6693	0.023	15.5751	0.021	38.4289	0.023
<i>extra</i> -Caldera	RF-26I	CC (escoria)	X 0365402 Y 3033681	18.6495	0.022	15.5700	0.022	38.3913	0.023

Batolito Peninsular, BP; Punta Candeleros, PC; ignimbrita Los Balcones, ILB; ignimbrita La Reforma, IRF; ignimbrita Punta Arena, IPA; Mesa el Yaqui, MY; Punta Prieta, PP; Cerro Colorado, CC

Anexo D

Composición química de los óxidos de Fe-Ti y temperaturas *pre*-eruptivas

Tabla 5. Composición química de óxidos de Fe-Ti para el cálculo de la temperatura *pre*-eruptiva.

Óxido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	Total	
Los Balcones (pómez gris)										
Muestra RF-127										
Coord. UTM: X 0361220, Y 3050093										
Ilm_1	0.142	43.199	0.010	0.013	46.679	1.333	0.643	0.006	92.013	C
Ilm_2	0.103	43.176	0.030	0.011	49.135	1.284	0.430	0.007	94.162	B
Ilm_3	0.102	51.609	0.005	0.001	39.127	1.187	0.648	0.002	92.675	C
Ilm_4	0.161	44.042	0.004	0.010	46.224	1.398	0.602	0.012	92.409	M
Timt_1	0.066	7.697	0.245	0.018	78.767	1.756	0.378	0.000	88.927	M
Timt_2	0.088	13.460	0.038	0.005	70.473	1.894	0.500	0.035	86.483	C
Timt_3	0.062	5.372	0.162	0.003	81.198	1.544	0.566	0.004	88.905	C
Timt_4	0.180	8.588	0.121	0.019	79.441	1.747	0.491	0.006	90.556	M
Timt_5	0.104	9.105	0.022	0.010	76.903	1.848	0.452	0.001	88.443	C
Timt_6	0.450	3.814	0.583	0.004	68.755	1.763	0.353	0.007	75.707	M
Timt_7	0.160	19.376	0.073	0.006	66.552	1.583	0.365	0.038	88.065	M
Timt_8	0.111	9.000	0.110	0.010	79.115	1.529	0.462	0.074	90.263	C
Timt_9	0.162	8.712	0.148	0.005	76.377	1.832	0.465	0.026	87.665	c
Timt_10	5.842	0.359	1.348	0.007	65.510	0.346	0.562	0.259	74.219	B
Timt_11	0.139	14.124	0.052	0.004	72.049	1.387	0.464	0.014	88.205	M
Timt_12	0.168	4.899	0.089	0.005	80.734	1.749	0.402	0.040	88.006	C
Timt_13	0.064	7.187	0.173	0.013	81.503	1.583	0.372	0.010	90.885	C
Timt_14	0.076	5.982	0.154	0.007	81.487	1.579	0.362	0.002	89.631	M
Timt_15	0.092	13.179	0.163	0.003	72.811	1.435	0.508	0.059	88.132	B
Timt_16	1.822	10.405	0.634	0.000	73.207	1.636	0.591	0.021	88.316	M
Timt_17	0.126	6.096	0.067	0.005	80.380	1.835	0.497	0.031	89.037	C
Timt_18	0.127	15.987	0.171	0.006	74.010	1.203	0.288	0.036	91.756	C
Timt_19	0.079	9.150	0.187	0.002	80.244	1.531	0.478	0.019	91.648	M
Timt_20	0.134	11.276	0.180	0.002	78.125	1.500	0.449	0.051	91.615	B
Timt_21	0.228	14.210	0.021	0.004	71.931	1.812	0.463	0.009	88.652	M
Timt_22	0.077	8.235	0.332	0.006	80.089	1.654	0.489	0.026	90.856	C
Timt_23	0.110	5.201	1.211	0.011	80.703	1.424	0.517	0.021	89.198	M
Timt_24	0.104	12.191	0.140	0.024	76.987	1.513	0.434	0.025	91.418	B
Timt_25	0.317	7.792	0.105	0.000	77.847	2.009	0.593	0.007	88.656	C
Timt_26	1.287	3.530	0.199	0.008	77.605	2.193	0.487	0.036	85.345	B
Timt_27	1.834	6.078	0.795	0.025	79.570	0.894	0.831	0.009	89.968	C
Timt_28	0.565	9.080	0.229	0.007	76.839	0.868	0.844	0.021	88.411	B
Timt_29	0.192	14.360	0.049	0.017	72.463	1.941	0.369	0.036	89.355	C
Timt_30	0.244	11.082	0.054	0.006	75.751	1.962	0.443	0.041	89.489	M
Timt_31	0.100	21.898	0.050	0.004	66.096	1.530	0.332	0.006	89.996	C
Timt_32	0.496	3.530	0.229	0.004	80.224	2.113	0.377	0.011	86.976	M
Timt_33	0.403	3.462	0.167	0.002	81.391	2.051	0.313	0.022	87.767	B
Timt_34	0.125	6.085	0.058	0.006	81.282	1.817	0.418	0.021	89.770	C
Timt_35	0.194	3.513	0.298	0.004	82.228	1.940	0.408	0.006	88.579	M
Timt_36	0.267	5.531	0.069	0.008	77.706	2.085	0.547	0.062	86.151	C
Timt_37	0.327	8.940	0.083	0.011	77.508	1.912	0.553	0.021	89.291	M
Timt_38	0.152	8.695	0.064	0.001	78.695	1.689	0.531	0.025	89.802	C
Timt_39	0.229	4.965	0.079	0.001	80.459	2.175	0.552	0.007	88.453	C
Timt_40	2.077	3.813	1.470	0.010	79.301	1.971	0.496	0.031	89.107	M
Timt_41	0.037	34.214	0.376	0.037	60.562	1.177	0.378	0.014	96.795	C
Timt_42	0.064	10.677	0.554	0.002	76.372	1.679	0.539	0.040	89.843	M
Timt_43	0.198	13.691	1.751	0.004	72.804	1.327	0.253	0.006	90.034	B

La Reforma (pómez)**Muestra RF-17B**

Coord. UTM: X 0356734, Y 3037883

lml_1	0.013	46.726	0.079	0.000	47.243	1.098	2.900	0.000	98.059	B
lml_2	0.037	46.966	0.058	0.000	47.302	0.973	2.883	0.004	98.223	B
llm_3	0.030	46.949	0.074	0.000	46.998	1.023	2.999	0.003	98.076	B
llm_4	0.012	46.969	0.061	0.000	47.260	1.098	2.708	0.000	98.108	B
Timt_1	0.081	15.763	0.921	0.000	76.578	0.757	1.734	0.013	95.847	B
Timt_2	0.081	15.861	0.958	0.000	76.753	0.860	1.697	0.000	96.210	B
Timt_3	0.077	15.682	0.962	0.000	76.980	0.857	1.701	0.000	96.259	B
Timt_4	0.079	15.672	0.978	0.000	76.740	0.787	1.611	0.030	95.897	B
Timt_5	0.049	16.392	1.406	0.010	75.488	0.728	1.955	0.000	96.028	B
Timt_6	0.084	15.888	0.996	0.000	77.259	0.771	1.814	0.033	96.845	B
Timt_7	0.081	15.948	0.991	0.000	76.814	0.793	1.732	0.000	96.359	B
Timt_8	0.096	16.052	0.956	0.000	76.731	0.794	1.670	0.000	96.299	B
Timt_9	0.088	15.857	1.017	0.000	76.366	0.837	1.692	0.014	95.871	B
Timt_10	0.069	15.862	0.977	0.000	76.366	0.797	1.747	0.006	95.824	B
Timt_11	0.087	15.658	0.979	0.000	76.899	0.731	1.679	0.007	96.040	B
Timt_12	0.107	15.906	0.993	0.000	76.946	0.807	1.776	0.004	96.539	B
Timt_13	0.068	15.863	0.984	0.000	76.828	0.860	1.795	0.000	96.398	B
Timt_14	0.563	12.190	1.153	0.085	77.289	0.515	0.848	0.003	92.646	B
Timt_15	0.079	15.952	0.984	0.000	76.803	0.835	1.748	0.005	96.406	B
Timt_16	0.104	15.762	0.984	0.000	76.191	0.828	1.755	0.013	95.637	B
Timt_17	0.070	15.816	0.944	0.000	77.054	0.917	1.714	0.011	96.526	B
Timt_18	0.097	15.630	0.956	0.000	76.670	0.829	1.672	0.023	95.877	B
Timt_19	0.068	15.554	0.921	0.000	76.300	0.810	1.667	0.011	95.331	B
Timt_20	0.068	15.717	0.918	0.000	76.035	0.828	1.657	0.000	95.223	B
Timt_21	0.095	15.633	0.952	0.003	76.778	0.834	1.689	0.000	95.984	B
Timt_22	0.086	15.784	0.974	0.000	77.289	0.864	1.648	0.013	96.658	B
Timt_23	0.069	15.764	0.950	0.000	77.320	0.933	1.771	0.000	96.807	B
Timt_24	0.077	16.071	0.984	0.000	76.600	0.803	1.759	0.000	96.294	B
Timt_25	0.092	15.713	0.969	0.000	77.633	0.808	1.750	0.000	96.965	B
Timt_26	0.108	15.796	0.995	0.033	77.007	0.866	1.734	0.000	96.539	B
Timt_27	0.092	15.749	0.980	0.003	76.945	0.830	1.726	0.009	96.334	B
Timt_28	0.091	15.798	0.943	0.000	77.077	0.763	1.732	0.025	96.429	B
Timt_29	0.108	15.560	0.946	0.000	75.367	0.870	1.756	0.000	94.607	B
Timt_30	0.088	15.690	0.970	0.013	76.842	0.837	1.804	0.000	96.244	B
Timt_31	0.071	15.684	0.988	0.000	76.243	0.781	1.767	0.000	95.534	B
Timt_32	0.093	16.042	1.000	0.000	76.277	0.787	1.814	0.000	96.013	B
Timt_33	0.105	15.820	0.976	0.000	76.997	0.769	1.766	0.000	96.433	B
Timt_34	0.095	15.864	0.997	0.000	77.019	0.777	1.750	0.015	96.517	B
Timt_35	0.070	15.943	1.003	0.000	77.062	0.835	1.707	0.004	96.624	B
Timt_36	0.081	15.706	0.982	0.000	76.251	0.731	1.723	0.000	95.474	B
Timt_37	0.101	15.568	0.957	0.001	76.133	0.890	1.769	0.000	95.419	B
Timt_38	0.087	15.632	0.984	0.001	76.317	0.766	1.710	0.000	95.497	B
Timt_39	0.081	16.031	0.993	0.002	76.793	0.888	1.792	0.027	96.607	B
Timt_40	0.105	15.790	0.967	0.014	76.900	0.791	1.741	0.000	96.398	B
Timt_41	0.075	15.684	0.934	0.008	77.029	0.816	1.729	0.000	96.275	B
Timt_42	0.227	15.923	0.994	0.000	75.636	0.919	1.692	0.000	95.391	B
Timt_43	0.087	15.644	0.984	0.006	76.913	0.824	1.826	0.000	96.284	B
Timt_44	0.089	15.690	0.964	0.000	77.147	0.864	1.690	0.003	96.447	B
Timt_45	0.082	15.496	0.978	0.000	76.930	0.871	1.686	0.000	96.043	B

Punta Arena (pómez blanca)**Muestra RF-122A**

Coord. UTM: X 0366559, Y 3045415

llm_1	0.008	46.087	0.227	0.004	48.544	0.855	3.400	0.029	99.096	B
Timt_1	0.249	12.617	1.826	0.002	75.436	0.815	1.815	0.006	92.787	C
Timt_2	3.091	11.981	1.290	0.020	60.935	0.706	0.706	0.518	0.021	B
	0.068	13.154	2.639	0.025	75.027	0.666	2.689	0.006	94.274	C
Timt_3	0.108	13.221	2.506	0.028	74.178	0.672	2.837	0.030	93.520	M
	0.069	13.463	2.594	0.030	76.315	0.644	2.729	0.027	95.817	B
Timt_4	0.213	13.503	2.022	0.029	73.495	0.865	2.245	0.014	92.358	M
Timt_5	0.161	13.597	2.162	0.010	72.633	0.793	2.358	0.042	91.756	M

	0.103	12.596	2.051	0.012	76.129	0.822	2.385	0.012	94.110	C
Timt_6	0.075	12.670	1.980	0.014	77.613	0.799	2.147	0.006	95.304	M
	0.145	12.534	1.989	0.023	76.797	0.692	2.119	0.019	94.280	B
Timt_7	0.106	13.110	1.891	0.017	77.464	0.826	2.153	0.009	95.558	M
	0.078	13.140	1.900	0.020	75.704	0.811	1.994	0.021	93.668	B
Timt_8	0.098	13.300	2.041	0.026	72.541	0.919	2.129	0.029	91.025	M
	0.119	12.684	1.838	0.022	76.310	0.839	2.193	0.006	93.999	C
Timt_9	0.055	12.796	2.04	0.007	77.152	0.759	2.135	0.001	94.909	M
	0.088	12.835	2.023	0.019	76.674	0.738	2.045	0.040	94.382	B
Timt_10	1.936	14.400	2.322	0.021	69.224	0.833	2.175	0.035	90.876	C
Timt_11	0.103	13.514	2.122	0.013	73.315	0.835	2.251	0.024	92.129	C
Timt_12	0.042	12.765	1.913	0.004	76.456	0.841	1.872	0.057	93.836	C
Timt_13	0.091	13.098	1.849	0.016	77.220	0.803	2.030	0.026	95.081	C
	0.077	12.854	1.940	0.011	77.599	0.791	1.943	0.036	95.179	M
	0.242	20.935	0.775	0.031	70.748	1.058	0.240	0.019	94.048	C
Timt_14	0.274	21.055	0.820	0.017	68.080	1.115	0.222	0.016	91.533	M
	0.159	21.235	0.783	0.012	70.049	0.850	0.241	0.006	93.335	B
	0.061	12.907	1.776	0.025	77.869	0.810	2.104	0.015	95.567	C
Timt_15	0.087	12.595	1.928	0.014	77.286	0.938	2.044	0.012	94.904	M
Timt_16	0.161	12.774	6.973	0.024	74.603	0.810	1.856	0.002	97.199	C
Timt_17	0.101	12.610	1.879	0.001	76.653	0.770	2.216	0.021	94.207	C
	0.089	12.728	2.032	0.016	78.083	0.795	2.191	0.000	95.902	M
	0.060	12.889	1.954	0.033	77.210	0.828	2.034	0.016	94.992	C
Timt_18	0.082	12.906	1.987	0.024	76.003	0.727	2.133	0.043	93.819	M
	0.062	13.097	1.963	0.005	77.135	0.778	2.171	0.007	95.218	B
	0.066	12.600	1.901	0.026	76.847	0.806	2.111	0.021	94.336	C
Timt_19	0.084	12.700	1.970	0.007	77.165	0.801	2.171	0.036	94.862	M
	0.039	12.710	1.995	0.010	77.880	0.844	2.163	0.036	95.605	B
Timt_20	0.124	14.455	1.496	0.021	73.234	0.698	1.460	0.010	91.478	B
Timt_21	0.169	12.969	1.895	0.027	76.783	0.778	2.117	0.032	94.706	M
	0.079	11.687	2.164	0.035	77.105	0.753	2.369	0.007	94.199	C
Timt_22	0.066	11.534	2.186	0.035	77.693	0.721	2.338	0.002	94.571	M
	0.069	11.614	2.213	0.061	76.635	0.703	2.442	0.026	93.711	B
Timt_23	0.093	18.649	0.725	0.022	71.813	1.113	0.957	0.007	93.365	M
	0.112	17.529	1.483	0.018	70.960	1.171	1.301	0.035	92.609	B

Punta Arena (pómez gris)

Muestra RF-122B

Coord. UTM: X 0366559, Y 3045415

Timt_1	1.915	18.858	3.014	0.051	64.544	0.455	2.366	0.016	91.187	M
	0.131	17.170	2.936	0.040	70.552	0.438	2.547	0.020	93.794	B
Timt_2	1.145	19.635	2.833	0.034	65.990	0.542	2.356	0.025	92.510	M
	4.001	20.402	2.559	0.040	60.907	0.650	1.923	0.011	90.471	B
Timt_3	0.143	17.479	2.811	0.074	68.945	0.457	2.364	0.006	92.279	C
	0.635	17.722	2.770	0.067	68.270	0.519	2.315	0.009	92.289	M
	0.291	17.486	2.771	0.062	68.897	0.462	2.206	0.001	92.174	B
	0.228	16.673	3.252	0.414	68.756	0.398	2.718	0.012	92.451	C
Timt_4	0.322	16.350	3.198	0.371	68.512	0.411	2.749	0.019	91.894	M
	0.151	16.451	3.383	0.401	68.830	0.373	2.907	0.005	92.491	B
Timt_5	0.088	19.641	2.563	0.036	68.434	0.525	2.181	0.009	93.459	M
	0.137	19.475	2.666	0.043	66.774	0.491	2.229	0.023	91.838	B
Timt_6	0.065	15.969	3.030	0.379	72.284	0.351	2.649	0.046	94.773	M
	0.197	16.107	3.650	0.377	69.343	0.432	2.555	0.005	92.666	B
	0.274	16.388	2.839	0.567	69.380	0.397	2.550	0.015	92.410	C
Timt_7	0.468	16.948	2.958	0.585	69.253	0.467	2.489	0.005	93.163	M
	0.122	16.399	2.961	0.559	68.426	0.405	2.785	0.051	91.606	B
	0.189	16.585	3.274	0.419	70.014	0.460	2.867	0.004	93.812	C
Timt_8	0.117	15.968	3.147	0.392	71.912	0.435	2.720	0.037	94.728	M
	0.173	16.400	3.303	0.398	70.093	0.394	2.692	0.014	93.439	B
	0.905	18.299	2.946	0.057	67.652	0.486	2.542	0.020	92.86	C
Timt_9	0.127	17.390	2.683	0.037	69.992	0.506	2.231	0.053	92.913	M
	0.266	17.562	2.613	0.050	68.878	0.440	2.051	0.016	91.844	B
Timt_10	0.120	17.947	2.849	0.041	70.622	0.455	2.334	0.022	94.346	C
Timt_11	0.580	18.194	2.847	0.067	67.763	0.565	2.421	0.007	92.430	C

	0.386	18.341	2.812	0.065	67.506	0.548	2.555	0.000	92.213	M
	1.036	18.232	2.944	0.071	66.877	0.564	2.465	0.006	92.195	B
<u>Timt_12</u>	0.132	16.800	2.809	0.039	71.561	0.489	2.540	0.033	94.403	B
	0.965	16.293	3.179	0.356	68.893	0.401	2.781	0.004	92.864	C
Timt_13	0.055	15.552	3.063	0.315	73.783	0.488	2.672	0.019	95.909	M
	0.839	16.326	3.261	0.327	67.614	0.432	2.904	0.033	91.670	B
<u>Timt_14</u>	1.011	19.458	2.714	0.049	66.530	0.576	2.161	0.032	92.467	B
	0.112	16.643	3.063	0.323	69.884	0.436	2.611	0.025	93.097	C
Timt_15	0.492	16.931	2.661	0.326	69.429	0.441	2.254	0.036	92.570	M
	0.141	16.752	3.154	0.352	69.454	0.407	2.751	0.017	93.028	B
	0.141	18.233	2.824	0.046	69.757	0.586	2.419	0.023	93.983	C
Timt_16	0.192	18.386	2.915	0.060	69.154	0.471	2.507	0.027	93.712	M
	0.161	17.958	2.979	0.068	69.763	0.528	2.215	0.015	93.687	B
	0.335	11.912	18.935	0.372	58.231	0.260	0.566	0.030	90.641	C
Timt_17	0.095	15.373	3.086	0.484	74.015	0.351	2.683	0.026	96.113	M
	0.129	16.027	3.224	0.497	70.868	0.477	2.657	0.035	93.84	B
	0.121	17.529	2.893	0.092	70.646	0.510	2.390	0.020	94.201	C
Timt_18	0.275	17.542	2.846	0.083	69.874	0.457	2.430	0.001	93.506	M
	0.415	17.835	2.873	0.098	68.309	0.523	2.475	0.007	92.521	B
<u>Timt_19</u>	0.120	16.747	3.055	0.319	70.458	0.483	2.785	0.007	93.974	M
	1.799	16.751	3.170	0.341	65.351	0.353	2.754	0.015	90.534	B
Timt_20	0.212	16.650	3.259	0.424	69.513	0.409	2.811	0.020	93.298	C
	0.039	15.767	3.145	0.415	73.267	0.336	2.598	0.021	95.588	M
<u>Timt_21</u>	2.314	18.451	3.053	0.040	63.568	0.483	2.446	0.021	90.376	B
	0.148	16.513	3.420	0.428	68.073	0.394	2.965	0.007	91.948	C
Timt_22	0.113	15.924	3.305	0.389	71.152	0.369	2.902	0.022	94.176	M
	0.374	15.940	3.261	0.381	67.497	0.396	3.111	0.001	90.961	B
	0.109	16.062	3.036	0.387	72.093	0.462	2.691	0.041	94.881	C
Timt_23	0.127	15.731	3.104	0.382	74.470	0.408	2.768	0.020	97.010	M
	0.173	16.078	3.150	0.408	71.848	0.403	2.739	0.012	94.787	B
	0.187	16.565	3.341	0.425	69.921	0.421	2.814	0.040	93.634	C
Timt_24	0.095	15.872	2.942	0.425	74.043	0.450	2.555	0.017	96.365	M
	0.170	16.882	3.300	0.448	68.476	0.436	2.834	0.020	92.526	B
	0.050	14.618	3.216	3.332	71.079	0.379	2.697	0.014	95.385	C
Timt_25	0.082	14.411	3.258	3.238	72.060	0.364	2.556	0.016	95.985	M
	0.130	14.467	3.206	3.159	70.545	0.372	2.619	0.045	94.543	B

Ilmenita, Ilm; Titanomagnetita, Timt

Las letras C, M y B corresponden a la medida hecha en el centro, medio o borde del cristal, correspondientemente

Tabla 6. Temperatura (T), fugacidad del oxígeno (fO₂) y actividad del titanio (aTiO₂) calculados para las ignimbritas Los Balcones, La Reforma y Punta Arena.

Óxido	T (°C)	log ₁₀ (fO ₂) (NNO)	aTiO ₂	Óxido	T (°C)	log ₁₀ (fO ₂) (NNO)	aTiO ₂	Óxido	T (°C)	log ₁₀ (fO ₂) (NNO)	aTiO ₂
Los Balcones											
<i>Ilm_2</i>											
Timt_1	970.91	-10.81	0.615								
Timt_14	851.76	-12.45	0.618								
Timt_16	865.88	-12.25	0.612								
La Reforma											
<i>Ilm_1</i>			<i>Ilm_2</i>			<i>Ilm_3</i>					
Timt_1	905.73	-11.82	0.551	Timt_1	900.21	-11.96	0.549	Timt_1	900.50	-11.95	0.543
Timt_2	906.90	-11.81	0.551	Timt_2	901.36	-11.94	0.549	Timt_2	901.65	-11.93	0.543
Timt_3	903.23	-11.86	0.551	Timt_3	897.74	-11.99	0.549	Timt_3	898.03	-11.99	0.543
Timt_4	905.46	-11.83	0.549	Timt_4	899.94	-11.96	0.547	Timt_4	900.23	-11.95	0.541
Timt_6	905.18	-11.83	0.554	Timt_5	916.15	-11.73	0.567	Timt_6	899.95	-11.96	0.546
Timt_7	908.48	-11.78	0.553	Timt_6	899.66	-11.97	0.552	Timt_7	903.21	-11.91	0.545
Timt_8	911.08	-11.75	0.551	Timt_7	902.91	-11.92	0.551	Timt_8	905.77	-11.87	0.543
Timt_9	908.85	-11.78	0.553	Timt_8	905.47	-11.88	0.549	Timt_9	903.57	-11.91	0.547
Timt_10	908.02	-11.79	0.553	Timt_9	903.27	-11.91	0.550	Timt_10	902.76	-11.92	0.545
Timt_11	904.44	-11.84	0.551	Timt_10	902.47	-11.92	0.551	Timt_11	899.22	-11.97	0.543
Timt_12	906.93	-11.81	0.554	Timt_11	898.93	-11.98	0.549	Timt_12	901.69	-11.93	0.546
Timt_13	905.60	-11.82	0.554	Timt_12	901.39	-11.94	0.552	Timt_13	900.37	-11.95	0.546
Timt_15	907.98	-11.79	0.553	Timt_13	900.08	-11.96	0.552	Timt_15	902.72	-11.92	0.545
Timt_16	906.93	-11.81	0.554	Timt_15	902.42	-11.93	0.551	Timt_16	901.68	-11.93	0.545
Timt_17	904.35	-11.84	0.551	Timt_16	901.39	-11.94	0.551	Timt_17	899.14	-11.97	0.543
Timt_18	903.92	-11.85	0.550	Timt_17	898.85	-11.98	0.549	Timt_18	898.72	-11.98	0.542
Timt_19	903.52	-11.85	0.550	Timt_18	898.43	-11.98	0.548	Timt_19	898.32	-11.98	0.542
Timt_20	907.06	-11.80	0.550	Timt_19	898.03	-11.99	0.548	Timt_20	901.81	-11.93	0.542
Timt_21	903.42	-11.86	0.551	Timt_20	901.52	-11.94	0.548	Timt_21	898.22	-11.98	0.543
Timt_22	904.66	-11.84	0.550	Timt_21	897.93	-11.99	0.549	Timt_22	899.45	-11.97	0.541
Timt_23	901.98	-11.88	0.553	Timt_22	899.16	-11.97	0.548	Timt_23	896.80	-12.00	0.544
Timt_24	910.72	-11.75	0.554	Timt_23	896.51	-12.01	0.550	Timt_24	905.42	-11.88	0.545
Timt_25	901.66	-11.88	0.552	Timt_24	905.12	-11.89	0.552	Timt_25	896.49	-12.01	0.544
Timt_26	905.08	-11.83	0.553	Timt_25	896.20	-12.01	0.550	Timt_26	899.86	-11.96	0.545
Timt_27	904.56	-11.84	0.552	Timt_26	899.56	-11.97	0.551	Timt_27	899.34	-11.97	0.544
Timt_28	904.96	-11.83	0.551	Timt_27	899.05	-11.97	0.550	Timt_28	899.74	-11.96	0.543
Timt_29	905.63	-11.82	0.554	Timt_28	899.44	-11.97	0.549	Timt_29	900.40	-11.95	0.545
Timt_30	902.83	-11.86	0.554	Timt_29	900.10	-11.96	0.551	Timt_30	897.64	-11.99	0.546
Timt_31	905.46	-11.83	0.554	Timt_30	897.35	-12.00	0.552	Timt_31	90.23	-11.95	0.546
Timt_32	911.00	-11.75	0.556	Timt_31	899.94	-11.96	0.552	Timt_32	905.69	-11.88	0.547
Timt_33	905.60	-11.82	0.553	Timt_32	905.39	-11.88	0.554	Timt_33	900.37	-11.95	0.545
Timt_34	906.44	-11.81	0.553	Timt_33	900.07	-11.96	0.551	Timt_34	901.20	-11.94	0.545
Timt_35	907.62	-11.80	0.552	Timt_34	900.91	-11.95	0.551	Timt_35	902.36	-11.92	0.544
Timt_36	906.73	-11.81	0.553	Timt_35	902.06	-11.93	0.550	Timt_36	901.49	-11.94	0.545
Timt_37	903.08	-11.86	0.554	Timt_36	901.19	-11.94	0.551	Timt_37	897.89	-11.99	0.545
Timt_38	905.28	-11.83	0.553	Timt_37	897.6	-11.99	0.551	Timt_38	900.05	-11.96	0.544
Timt_39	908.42	-11.78	0.554	Timt_38	899.76	-11.96	0.551	Timt_39	903.15	-11.91	0.546
Timt_40	905.20	-11.83	0.553	Timt_39	902.85	-11.92	0.552	Timt_40	899.98	-11.96	0.544
Timt_41	902.80	-11.86	0.552	Timt_40	899.68	-11.96	0.551	Timt_41	897.61	-11.99	0.543
Timt_42	912.85	-11.72	0.553	Timt_41	897.32	-12.00	0.550	Timt_42	907.52	-11.85	0.545
Timt_43	901.80	-11.88	0.555	Timt_42	907.22	-11.86	0.551	Timt_43	896.63	-12.01	0.547
Timt_44	903.03	-11.86	0.551	Timt_43	896.34	-12.01	0.553	Timt_44	897.84	-11.99	0.543
Timt_45	900.64	-11.89	0.551	Timt_44	897.55	-12.00	0.549	Timt_45	895.48	-12.02	0.543
				Timt_45	895.19	-12.03	0.549				
<i>Ilm_4</i>											
Timt_2	898.37	-12.01	0.549	Timt_18	895.47	-12.06	0.547	Timt_31	896.97	-12.03	0.552
Timt_3	894.79	-12.07	0.549	Timt_19	895.08	-12.06	0.547	Timt_34	897.93	-12.02	0.550
Timt_4	896.97	-12.03	0.546	Timt_20	898.54	-12.01	0.547	Timt_35	899.08	-12.00	0.550
Timt_7	899.92	-11.99	0.550	Timt_21	894.98	-12.06	0.548	Timt_37	894.65	-12.07	0.551
Timt_8	902.46	-11.96	0.548	Timt_22	896.19	-12.05	0.547	Timt_38	896.79	-12.04	0.550
Timt_9	900.28	-11.99	0.550	Timt_23	893.57	-12.08	0.550	Timt_39	899.86	-11.99	0.551
Timt_10	899.48	-12.00	0.551	Timt_24	902.11	-11.96	0.551	Timt_40	896.72	-12.04	0.550

Timt_12	898.41	-12.01	0.551	Timt_25	893.26	-12.09	0.549	Timt_41	894.37	-12.07	0.549
Timt_13	897.11	-12.02	0.552	Timt_26	896.60	-12.04	0.551	Timt_42	904.19	-11.93	0.550
Timt_14	857.31	-12.61	0.535	Timt_27	896.09	-12.05	0.549	Timt_43	893.40	-12.09	0.552
Timt_15	899.44	-12.00	0.550	Timt_28	896.48	-12.04	0.548	Timt_44	894.60	-12.07	0.548
Timt_16	898.41	-12.01	0.551	Timt_29	897.13	-12.03	0.551	Timt_45	892.26	-12.10	0.549
Timt_17	895.89	-12.05	0.548	Timt_30	894.40	-12.07	0.552				

Punta Arena

Ilm_1

Timt_6	886.61	-11.78	0.608
Timt_7	898.29	-11.62	0.601
Timt_9	891.98	-11.71	0.605
Timt_18	892.64	-11.70	0.606
Timt_19	884.88	-11.80	0.607
Timt_22	870.93	-11.99	0.627

Ilmenita, Ilm; Titanomagnetita, Timt
Nickel-Nickel Oxide oxygen buffer, NNO

Anexo E

Datos de espectroscopía FTIR

Tabla 7. Datos de espectroscopía FTIR de inclusiones de vidrio alojadas en cristales de piroxeno, pertenecientes a la facies blanca enriquecida en pómez (fbp) de la ignimbrita La Reforma.

La Reforma					
Coord. UTM: X 0356734, Y 3037883					
Cristal	Inclusión	Db (μm)	D (μm)	3550 cm^{-1}	
				A	C _{H2O} (% en peso)
RF17-1	Inc_1	161	4.8	0.103	2.1
RF17-8	Inc_1	81	4.4	0.068	1.5
	Inc_2	55	4.0	0.079	1.9
RF17-9	Inc_1	108	7.6	0.126	1.6
RF17-10	Inc_1	99	5.6	0.049	0.8
	Inc_2	112	8.0	0.117	1.4
RF17-13	Inc_1	65	5.2	0.046	0.8
RF17-17	Inc_1	151	5.6	0.052	0.9
	Inc_3	60	3.2	0.049	1.5
RF17-18	Inc_1	106	4.2	0.037	0.8
RF17-20	Inc_1	127	8.8	0.076	0.8
RF17-22	Inc_1	55	4.4	0.040	0.9
RF17-29	Inc_1	78	2.8	0.058	2.0
RF17-31	Inc_1	156	7.6	0.109	1.4
	Inc_2	89	4.4	0.015	0.3
RF17-33	Inc_1	199	6.4	0.094	1.4
RF17-35	Inc_1	149	11.0	0.108	0.9
	Inc_1	107	7.2	0.065	0.9
RF17-36	Inc_2	95	2.4	0.083	3.3
	Inc_3	78	5.6	0.113	1.9
RF17-37	Inc_1	93	4.8	0.135	2.7
RF17-40	Inc_1	90	4.8	0.030	0.6

Vibración de estiramiento OH fundamental, 3550 cm^{-1}

Absorbancia, A

Diámetro basal de la inclusión, Db

Espesor de la inclusión, d

Concentración de H₂O total disuelta, C_{H2O}

La concentración de de agua disuelta fue calculada con la ley modificada de Beer-Lambert: $C_{\text{H}_2\text{O}} = (A_m / \rho d \epsilon) f$, en donde el peso molecular del H₂O (M) es 18.02 g/mol, f es un factor de conversión igual a 10², la densidad del vidrio (ρ) fue asumida en 2355 g/l y la absorción molar (ϵ) en 80 l/cm²*mol.