



**UNIVERSIDAD MICHOACANA
DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO**



**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA Y MINERALOGÍA**

**ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL COMPLEJO VOLCÁNICO CERRO PRIETO,
BAJA CALIFORNIA NORTE**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS**

**CON ESPECIALIDAD EN
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

PRESENTA

FIS. LAURA GARCÍA SÁNCHEZ

ASESOR

DR. EN GEOLOGÍA JOSÉ LUIS MACÍAS VÁZQUEZ

Con cariño

Para mis padres, mis hermanos y mi niño.

Para todo el grupo de vulcanología.

Agradecimientos

Muchas gracias a mi familia por el apoyo y el infinito cariño que me han brindado durante toda la vida. Gracias por estar a mi lado siempre.

Agradezco mucho a mi asesor, el Dr. José Luis Macías, por dirigir esta tesis y por la confianza que puso en mí para realizarla. Gracias por brindarme su apoyo, su tiempo, su conocimiento y por interesarse en mi formación académica.

Quiero agradecer al Dr. Giovanni Sosa por todo el tiempo que se sentó a mi lado a revisar este trabajo, por el conocimiento que compartió conmigo y por toda paciencia que me tuvo.

Gracias a mis sinodales, la Dra. Isabel Israde, el Dr. Giovanni Sosa, el Dr. Pedro Corona, el Dr. Víctor Hugo Garduño y el Dr. Mikhail Ostrooumov, por tomarse el tiempo de revisar este trabajo y darme su opinión para mejorar el escrito final.

Mil gracias a mis amigos y compañeros de todo, Eli, Gaby, Susan, Sil, Antonio, Denis, Memo, Giovanni, Faby y Felipe, por la inmensa colaboración y por todos los consejos que recibí de ellos para la realización de esta tesis.

Agradezco nuevamente a los Drs. José Luis Macías y Víctor Hugo Garduño, a Eli y a Denis, así como al Dr. José Luis Arce y al Dr. Ricardo Saucedo por su compañía durante mi trabajo de campo.

Gracias a la geog. Fabiola Mendiola, a la M.C.G. Gabriela Solís, al Ing. Carlos Linares, al Ing. Francisco Solorio y a la Sra. Victoria Luque por su apoyo en el uso de los distintos laboratorios que necesité para la realización de esta investigación. También quiero agradecer al geog. Guillermo Cisneros por facilitarme las herramientas SIG para la elaboración del mapa geológico, al Dr. Paul Layer por realizar los fechamientos y al laboratorio de ACTLABS por realizar los análisis químicos.

Muchas gracias al IIM de la UMSNH por abrirme sus puertas y brindarme el apoyo necesario para realizar la maestría en Geociencias y Planificación del Territorio, así como al Instituto de Geofísica de la UNAM- Unidad Michoacán, por darme acceso a un espacio de trabajo y por proporcionarme el material requerido para la realización de esta tesis.

Quiero agradecer a CONACYT por la beca que me fue proporcionada durante mi estancia en la maestría, así como a la Coordinación General de Estudios de Posgrado de la UMSNH por el apoyo económico que me brindó para la finalización de la tesis.

Agradezco a la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos de la CFE, principalmente al Ing. Víctor Santiago Rocha, ya que a través del proyecto DEX-DGL-CP-20-11 fue financiado este trabajo.

Índice

Lista de figuras

Lista de tablas

Resumen

Abstract

Capítulo 1. Introducción	1
1.1. Trabajos previos	1
1.2. Planteamiento e importancia del trabajo	2
1.3. Objetivos	3
Capítulo 2. Área de estudio	4
Capítulo 3. Metodología	6
3.1. Trabajo de gabinete	6
3.1.1. Modelo de Elevación Digital (MED) y modelo de anáglifos	6
3.1.2. Mapa fotogeológico	7
3.2. Trabajo de campo	8
3.3. Trabajo de laboratorio	8
3.3.1. Preparación de muestras y métodos analíticos	9
Capítulo 4. Marco Geo-tectónico	13
4.1. Ambiente tectónico	13
4.2. Geología regional	16
4.3. Estratigrafía del subsuelo del Complejo Volcánico Cerro Prieto	17
4.3.1. Basamento	17
4.3.2. Lutitas y Areniscas	17
4.3.2.1. Unidad Lutita Gris	17
4.3.2.2. Unidad Lutita Café	18
4.3.2.3. Lodolitas	19

4.3.2.4. Sedimentos clásticos no consolidados	19
4.3.3. Volcán Cerro Prieto	20
Capítulo 5. Geomorfología del Complejo Volcánico Cerro Prieto	21
Capítulo 6. Estratigrafía del Complejo Volcánico Cerro Prieto	23
6.1. Relaciones estratigráficas y distribución de unidades	23
6.2. Fechamientos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	26
6.3. Complejo Volcánico Cerro Prieto (CVCP)	27
6.3.1. Lava Brechada Dacítica Cerro Prieto (LBCP)	27
6.3.2. Depósito Epiclástico (DEi)	27
6.3.3. Lava Dacítica Cerro Prieto (LDCP)	29
6.3.4. Dique Dacítico Cerro Prieto (DCP)	29
6.3.5. Depósito de Caída Cerro Prieto (DCCP)	30
6.3.6. Domos de Lava Dacítica Cerro Prieto (DDCP)	32
6.3.7. Depósito de Flujo de escombros (DFe)	33
Capítulo 7. Depósitos de caída: Granulometría, componentes y morfología de partículas	35
7.1. Granulometría	35
7.2. Componentes	37
7.3. Morfología de partículas	41
Capítulo 8. Petrografía	48
8.1. Lava Brechada Dacítica Cerro Prieto (LBCP)	48
8.2. Lava Dacítica Cerro Prieto (LDCP)	49
8.3. Dique Dacítico Cerro Prieto (DCP)	50
8.4. Domos Dacíticos Cerro Prieto (DDCP)	51
Capítulo 9. Química de vidrio y minerales	53
9.1. Vidrio	53
9.2. Plagioclasas	54
9.3. Piroxenos	55

9.4. Óxidos de Fe-Ti	57
Capítulo 10. Geoquímica	58
10.1. Elementos mayores	58
10.2. Elementos traza y Tierras raras	61
10.3. Isótopos de Sr, Nd y Pb	64
Capítulo 11. Termometría	68
Capítulo 12. Discusión	70
12.1. Granulometría, componentes y morfología de partículas	70
12.2. Elementos mayores y Elementos traza	73
12.3. Isótopos de Sr, Nd y Pb	75
12.4. Condiciones pre-eruptivas de los magmas	77
12.5. Evolución volcánica del Complejo Volcánico Cerro Prieto	78
Capítulo 13. Conclusiones	82
Referencias	84
Anexos	89

Lista de figuras

- Figura 1. Localización del Complejo Volcánico Cerro Prieto (CVCP).
- Figura 2. Modelo digital de elevación del terreno del CVCP.
- Figura 3. Mapa tectónico regional del CVCP.
- Figura 4. Mapa tectónico local del Campo Geotérmico Cerro Prieto (CGCP).
- Figura 5. Mapa geológico regional de la parte norte de Baja California Norte.
- Figura 6. Afloramiento de subarcosa que podría corresponder a la unidad Lutita Café.
- Figura 7. Sedimentos semi y no consolidados expuestos en la base del CVCP.
- Figura 8. Vista panorámica del CVCP.
- Figura 9. Vista en planta del CVCP.
- Figura 10. Mapa geológico del CVCP, en el que se observan las unidades volcánicas que lo conforman.
- Figura 11. Columna estratigráfica compuesta de las unidades volcánicas que constituyen el CVCP.
- Figura 12. Sección estratigráfica #1113 que muestra un afloramiento de lava de la unidad Lava Brechada Cerro Prieto (LBCP).
- Figura 13. Sección estratigráfica #1123 que muestra a la unidad Depósito Epiclástico (DEi).
- Figura 14. Sección estratigráfica #1111 que muestra un flujo de lava en bloques perteneciente a la unidad Lava Dacítica Cerro Prieto (LDCP).
- Figura 15. Afloramiento del dique de la unidad Dique Dacítico Cerro Prieto (DCP), en la sección estratigráfica #1102.
- Figura 16. Unidad Depósito de Caída Cerro Prieto (DCCP) en la sección estratigráfica #1110.
- Figura 17. Sección estratigráfica #1106, en la que se muestra la unidad DCCP, el flujo de escombros y el suelo actual.
- Figura 18. Columna estratigráfica de la sección estratigráfica #1106, perteneciente a la unidad DCCP.
- Figura 19. Imágenes de la unidad Domo Dacítico Cerro Prieto (DDCP).
- Figura 20. Depósito de Flujo de Escombros (DFe).
- Figura 21. Histogramas de distribución de tamaños pertenecientes a las muestras CP-1106A, B, C y D colectados en la sección estratigráfica #1106.
- Figura 22. Diagrama de Walker (1971) para las muestras de caída de la unidad DCCP.
- Figura 23. Líticos accidentales rojos pertenecientes a la muestra CP-1106A.
- Figura 24. Líticos accidentales rojos pertenecientes a la muestra CP-1106B.
- Figura 25. Líticos accidentales rojos pertenecientes a la muestra CP-1106C.
- Figura 26. Líticos accidentales rojos pertenecientes a la muestra CP-1106D.
- Figura 27. Imágenes obtenidas bajo el MEB de líticos accidentales y cristales aislados pertenecientes a la muestra CP-1106.
- Figura 28. Fotomicrografías de la unidad LBCP.

Figura 29. Fotomicrografías de la unidad LDCP.

Figura 30. Fotomicrografías de la unidad DCP.

Figura 31. Microfotografías de la unidad DDCP.

Figura 32. Diagrama de TAS para las muestras de vidrio del CVCP.

Figura 33. Imágenes de electrones retrodispersados tomadas con microsonda electrónica de cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y óxido.

Figura 34. Histograma de frecuencia composicional para las plagioclasas del CVCP.

Figura 35. Imágenes de electrones retrodispersados tomadas con microsonda electrónica de cristales de Ortopiroxeno, óxido y plagioclasa.

Figura 36. Histograma de frecuencia de #Mg para los ortopiroxenos del CVCP.

Figura 37. Imágenes de electrones retrodispersados tomadas con microsonda electrónica de cristales de ortopiroxeno y óxido.

Figura 38. Diagramas álcalis vs. sílice, TAS y AFM para las muestras del CVCP.

Figura 39. Diagramas tipo Harker de elementos mayores para las muestras del CVCP.

Figura 40. Diagramas de multielementos con valores normalizados con el manto primitivo y de REE normalizados con condrita.

Figura 41. Diagramas tipo Harker para algunos elementos traza de las muestras del CVCP.

Figura 42. Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las muestras del CVCP.

Figura 43. Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las muestras del CVCP, CGSS y Salton Buttes.

Figura 44. Diagramas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras del CVCP y del Campo Geotérmico Salto Sea (CGSS).

Figura 45. Diagrama que muestra la relación entre la temperatura (T) y fugacidad del oxígeno ($\text{Log}_{10}f\text{O}_2$) con respecto a diferentes curvas Buffer.

Figura 46. Tipos de actividad hidrovulcánica relacionadas con la formación del cono Cerro Prieto.

Figura 47. Diagrama que muestra el porcentaje de líticos accidentales y cristales presentes en los cuatro depósitos de caída de la sección estratigráfica #1106.

Figura 48. Modelo propuesto para la generación de los magmas dacíticos que formaron el CVCP.

Figura 49. Diagrama que muestra la evolución volcánica del CVCP.

Figura 50. Imágenes que muestran evidencias de la posible formación de peperitas blocosas.

Figura 51. Espectro de un mineral amorfo encontrado en un lítico accidental rojo perteneciente a la unidad DCCP.

Figura 52. Difractograma de un mineral de sílice, en el que se observa que éste presenta estructura amorfa y que corresponde a cristobalita.

Figura 53. Espectro de un cristal de cuarzo en un lítico accidental gris perteneciente a la muestra CP-1106A.

Figura 54. Espectro de un cristal de plagioclasa encontrado en un lítico accidental rojo perteneciente a la muestra CP-1106D.

Lista de tablas

Tabla 1. Edades de las muestras analizadas con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Tabla 2. Tipos de actividad hidrovulcánica relacionadas con la formación del cono Cerro Prieto.

Tabla 3. Síntesis de las descripciones correspondientes a las 41 secciones estratigráficas levantadas en las salidas de campo.

Tabla 4. Síntesis petrográfica de todas las secciones delgadas realizadas, correspondientes a las distintas unidades volcánicas que conforman al CVCP.

Tabla 5. Composición química del vidrio de las unidades LBCP, LDCP y DDP

Tabla 6. Composición química de los cristales de plagioclasa de las unidades LBCP, LDCP, DDP y DDCP.

Tabla 7. Composición química de los cristales de piroxeno de las unidades LBCP, LDCP, DDP y DDCP.

Tabla 8. Composición química de los cristales de óxido de Fe-Ti de las unidades LBCP, LDCP, DDP y DDCP.

Tabla 9. Concentraciones de elementos mayores de las muestras del CVCP.

Tabla 10. Concentraciones de elementos traza de las muestras del CVCP.

Tabla 11. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las muestras del CVCP.

Tabla 12. Composición química de los óxidos de Fe-Ti de las unidades DCP, LBCP y DDCP para calcular temperaturas pre-eruptivas.

Tabla 13. Temperatura y fugacidad del oxígeno calculados para las unidades LBCP, DCP y DDCP, a partir del modelo de Ghiorso y Evans (2008).

Resumen

El Complejo Volcánico Cerro Prieto (CVCP) se ubica a ~30 km al SE de Mexicali y al oeste del Campo Geotérmico Cerro Prieto (CGCP) en Baja California Norte. El CVCP es parte del sistema tectónico transtensivo que comprende el Sistema de Fallas de San Andrés al NO, la provincia tectónica “*Salton Trough*” con el Campo Geotérmico de “*Salton Sea*” en Estados Unidos y el “*pull-apart*” de Cerro de Cerro Prieto en México y la Dorsal del Pacífico Oriental al SE.

En este trabajo se reconocieron siete unidades estratigráficas. Fechamientos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de dos de las unidades indican que el CVCP se formó hace ~ 77 mil años con la extrusión de una lava basal. El vulcanismo continuó con la emisión de domos y un dique que fueron destruidos por una explosión freática que emplazó un depósito de caída y excavó un cráter de 300 m de diámetro y 40 m de espesor. La actividad migró ~ 650 m al SO con la emisión de tres domos de lava y un flujo de lava fisural. El CVCP ha estado expuesto a la remoción de material volcánico por lluvias, lo que ha generado flujos de escombros e hiperconcentrados en la planicie circundante.

El estudio petrográfico y geoquímico indica que el CVCP emitió lavas caldinalinas de composición dacítica (65.6-68.9 wt. % SiO_2), por lo general, de textura afanítica con fenocristales de plg + opx + ox de Fe-Ti + qz. La composición química de las plg varía de $\text{An}_{31}\text{Ab}_{50}\text{Or}_{0.5}$ a $\text{An}_{49}\text{Ab}_{65}\text{Or}_3$ y la de los opx varía de $\text{En}_{44}\text{Fs}_{30}\text{Wo}_3$ a $\text{En}_{58}\text{Fs}_{50}\text{Wo}_4$, con un valor de #Mg entre 36 y 39. En cuanto a los óxidos de Fe-Ti, es más predominante la titanomagnetita. La composición química de los óxidos de Fe-Ti en equilibrio indica que la temperatura preeruptiva del magma fue de $931\text{ }^\circ\text{C} \pm 13\text{ }^\circ\text{C}$. Todas las rocas tienen concentraciones homogéneas de elementos traza y tierra raras, lo que sugiere una fuente homogénea del manto para los magmas del CVCP. El enriquecimiento en elementos incompatibles con picos negativos en Nb y Ta y positivo en Pb sugieren una fuente del manto asociada a un ambiente de subducción. Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704570-0.704599), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512672-0.512691), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.8255-18.8373), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.6142 a 15.6285) y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.5946-38.6406) obtenidas para las rocas del CVCP varían poco, lo que corrobora una fuente de magma homogénea, en la que la mezcla de magmas o asimilación de la corteza superior no tuvieron gran impacto. En cambio, estos magmas pudieron haberse formado por la fusión parcial de una corteza inferior caliente.

Palabras clave: Complejo volcánico, estratigrafía, petrografía, geoquímica, isotopía.

Abstract

The Cerro Prieto Volcanic Complex (CPVC) is located ~ 30 km SE of Mexicali and west of the Cerro Prieto Geothermal Field (CPGF), Baja California Norte. It sits on a pull-apart basin that belongs to the transtensional tectonic system that includes the San Andres Fault System and the Salton Trough basin to the NW and the Eastern Pacific Dorsal to the SE.

In this work seven stratigraphic units were recognized. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of two of these units suggested that volcanic activity of the complex was initiated ~ 77,000 years ago with the extrusion of a basal. The activity continued with the emission of domes and a dyke that were destroyed by a phreatic explosion that emplaced a fall deposit and excavated a 300 m wide and 40 m deep crater. The activity migrated ~ 650 m to the SW with the emission of three lava domes and a final fissure lava flow. CPVC has been subjected to remobilization of volcanic material by water generating debris and hyperconcentrated flows in the surrounding terrain.

Petrographic and geochemical analyses indicates that the CPVC erupted calc-alkaline magmas of dacitic composition (65.6-68.9 wt. % SiO_2), generally, of afanitic texture with phenocrysts of plg + opx + Ti-Fe ox + qtz. The composition of plagioclase varies from $\text{An}_{31}\text{Ab}_{50}\text{Or}_{0.5}$ to $\text{An}_{49}\text{Ab}_{65}\text{Or}_3$ and orthopyroxene from $\text{En}_{44}\text{Fs}_{30}\text{Wo}_3$ to $\text{En}_{58}\text{Fs}_{50}\text{Wo}_4$, with #Mg values between 36 and 39. As for the Fe-Ti oxides, titanomagnetite predominates over ilmenite. The chemical composition of Fe-Ti oxides in equilibrium indicates that the preruptive temperature of the magma was ~ $931^\circ\text{C} \pm 13^\circ\text{C}$. All rocks have homogeneous trace and rare earth elements concentrations suggesting a homogeneous mantle source for the magmas of CPVC. Enrichments in incompatible elements with negative spikes in Nb and Ta and positive in Pb suggest a magma source associated with a subduction environment. The isotopic ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704570 - 0.704599), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512672 - 0.512691), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.8255 - 18.8373), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.6142 - 15.6285) and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.5946 - 38.6406) obtained for rocks of CPVC show minimal variations, which corroborates a homogeneous magma source, where mixing or upper crust assimilation had a little impact. Instead, these magmas may have formed by partial melting of a hot lower crust.

Keywords: Volcanic complex, stratigraphy, petrography, geochemistry, isotopy.

Capítulo 1.

Introducción

1.1. Trabajos previos

Tanto los estudios geoquímicos de elementos mayores y traza, como los isotópicos, petrológicos y mineralógicos son una herramienta útil en la comprensión de la evolución magmática de estructuras volcánicas, debido a que proporcionan información acerca de las condiciones pre-eruptivas de los magmas, así como de los procesos petrológicos que sufren durante el ascenso, diferenciación y emplazamiento de las rocas magmáticas. Estos estudios, en combinación con los cartográficos y estratigráficos son de gran importancia en la reconstrucción de la historia magmática y geológica de una estructura volcánica a través del tiempo.

Hasta el momento en el CVCP no se había realizado ningún estudio petrológico y geoquímico detallado que ayudara a definir su evolución espacio-temporal y magmática. Anteriormente solo se habían realizado varios estudios regionales enfocados al CGCP. Algunos de estos estudios tuvieron enfoques sísmicos, gravimétricos, magnéticos (Lippmann, 1982 y autores ahí mencionados), así como estudios estructurales (Vonder Haar y Howard, 1981) para determinar la forma del basamento. De acuerdo con estos estudios se planteó que el CGCP había sido afectado por un sistema de fallas lateral derecho con dirección NO-SE, paralelo a la Falla Cerro Prieto, asociado con varias fallas normales NE-SO. Puente y De la Peña (1979), realizaron un estudio geológico del CGCP, en el cual describen y correlacionan, de manera general, las unidades estratigráficas que lo componen, a las cuales llamaron Unidad litológica A (sedimentos continentales semi y no consolidados del cuaternario), Unidad litológica B (sedimentos deltaicos consolidados del Terciario) y Unidad litológica C (rocas metamórficas y graníticas del Paleozoico-Mesozoico). También se realizaron estudios hidrológicos (Mercado, 1970; Lippmann et al., 1991) e hidrotermales (Elders et al., 1984) para construir modelos de la circulación de los fluidos geotérmicos y transferencia de masa y calor dentro del campo geotérmico, respectivamente. Estudios isotópicos de deuterio y cloruro en las salmueras del reservorio determinaron que los fluidos geotérmicos dentro del CGCP son una mezcla de aguas del Río Colorado con salmueras de origen marino (Lippmann et al., 1982 y autores ahí mencionados). Por su parte, la Comisión Federal de Electricidad

(CFE) ha realizado estudios geofísicos en el Valle de Méxicali para localizar nuevas áreas geotérmicas (Lippmann et al., 1982), además de estudios geológico-productivos enfocados a la exploración y explotación en el Campo Geotérmico (Aguilar, 2008, 2010). Así mismo, en 1966 patrocinó un estudio geoquímico de las aguas termales y fumarolas dentro del campo geotérmico (Lippmann et al., 1982). Herzig (1990), estudió la petrografía y geoquímica de los recortes de un pozo dentro del campo geotérmico proponiendo que la fuente magmática del CVCP correspondía a un plutón gabrónico, que anteriormente fue inferido por medio de estudios magnetométricos (Goldstein et al., 1984) de afinidad oceánica, que sufrió cristalización fraccionada y adición de corteza granítica o sedimentaria con alteración hidrotermal. Sin embargo, en este estudio se ha propuesto que la fuente magmática del CVCP se originó por subducción de placas y que el magma no sufrió asimilación cortical durante su ascenso a la superficie, como se verá en capítulos posteriores.

Hasta 2011 no existía ningún estudio petrológico y geoquímico específico para determinar la evolución geológica y magmática del volcán Cerro Prieto. En este año se realizó un convenio de colaboración UNAM-CFE para llevar a cabo el primer estudio de esta índole (Macías et al., 2011) y se continuó con este trabajo para detallar la base geológica y la hipótesis de evolución geológica, así como la correlación con los tipos de erupciones que estuvieron involucradas (Barberi et al., 1992; Godchaux et al., 1992; Martí y Mallarach, 1987; Muffler et al., 1971). Sin embargo, recientemente y en forma contemporánea a la realización de este trabajo, Schmidt et al. (2013) realizaron un estudio de las cuencas Wagner en el Mar de Cortes y en las Cuencas Salton Through y Cerro Prieto, en donde fecharon nuevamente al CVCP y realizaron la química de rocas e isotopía.

1.2. Planteamiento e importancia del problema

Hasta el momento, el Complejo Volcánico Cerro Prieto ha sido muy poco estudiado. A pesar de su importancia dentro del CGCP, no se contaba con una cartografía y estratigrafía detallada que ayudará a determinar la cronología absoluta de los eventos eruptivos, el tipo de estructura volcánica y la relación y distribución de sus depósitos. Tampoco se había presentado un estudio petrológico, geoquímico y de química de minerales que proporcionara un modelo de evolución magmática, por lo que se considera importante realizar el primer estudio completo, abordando estos temas.

1.3. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es realizar el primer estudio cartográfico, estratigráfico, petrológico, geoquímico y mineralógico detallado del CVCP que ayude a definir el tipo de estructura volcánica y su evolución espacio-temporal. Para lo cual se deben cumplir los siguientes objetivos secundarios:

- Revisar y actualizar la cartografía y estratigrafía detallada del volcán, a partir de secciones estratigráficas con la ayuda de fechamientos radiométricos ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).
- Realizar estudios petrológicos y geoquímicos de las diferentes fases eruptivas del volcán.
- Llevar a cabo estudios granulométricos, de componentes y en el microscopio electrónico de barrido de los materiales piroclásticos
- Definir los tipos de erupciones que intervinieron durante el emplazamiento del volcán.
- Definir las posibles fuentes de origen del magma.
- Definir las condiciones pre-eruptivas del magma (profundidad de la cámara magmática y temperatura)
- Proponer un modelo magmático conceptual del volcán.

Capítulo 2.

Área de estudio

El CVCP está ubicado en el valle de Mexicali, en el extremo norte del Estado de Baja California Norte, aproximadamente a 30 km al sureste de la Ciudad de Mexicali (Fig. 1). Desde un punto de vista geológico, el complejo se encuentra en la porción sur de la provincia de la Cuenca de Salton ("*Salton Trough*"), considerada como una de las provincias con mayores recursos geotérmicos en el mundo (Sarychikhina et al., 2007).

Localmente, el CVCP se encuentra en el sector oeste del CGCP, que es el principal productor de energía geotérmica de México y el tercer campo geotérmico más grande del mundo (Aguilar, 2010). Actualmente consiste de 353 pozos perforados, con una capacidad instalada de 720 MW desde el año 2000 (Aguilar, 2010) y está a cargo de la CFE desde 1973.

El complejo volcánico posee una altura de 210 m.s.n.m. y una altura relativa de 190 metros sobre el terreno circundante. Está asentado sobre un basamento metasedimentario del Pérmico-Jurásico, tonalitas del Jurásico-Cretácico y granitos y granodioritas del Cretácico inferior (Lira 2005 y autores ahí mencionados), cubierto por sedimentos continentales consolidados del Terciario y sedimentos continentales semi y sin consolidar del Cuaternario (Puente y De la Peña, 1979).

La principal vía de acceso al CVCP es por la carretera federal no. 5 que va de Mexicali a San Felipe, entroncando con la carretera federal 2D que va a San Luis Río Colorado. Esta última pasa por los ejidos Michoacán de Ocampo y Pátzcuaro y posteriormente por el CGCP. Para llegar al CVCP se debe tomar la carretera No. 2 y un poco antes de llegar al Ejido Pátzcuaro se toma una desviación de terracería al SO sobre la margen izquierda del canal de agua Felipe Carrillo.



Figura 1. Localización del Complejo Volcánico Cerro Prieto (CVCP) en la parte NE de la Península de Baja California, al SE de la ciudad de Mexicali. En la figura se puede observar el Campo Volcánico Pinacate (CVP), el Campo Volcánico San Quintín (CVSQ), el Complejo Volcánico Tres Vírgenes (CVTV), el Campo Geotérmico “Salton Sea” (CGSS) y los domos riolíticos cuaternarios “Salton Buttes” (SB). Además se observan las fallas transformante San Benito y Taxco-Abrejos, que estuvieron activas hace 12 a 4.5 M.a., y la Dorsal del Pacífico Este que continua hacia el NW como el sistema de fallas dextral Golfo de California-San Andrés (Rasgos estructurales tomados de Paz-Moreno y Demant, 1999; Schmitt y Hulen, 2008).

Capítulo 3.

Metodología

La metodología consistió de cinco etapas principales, que son trabajo de gabinete, trabajo de campo, trabajo de laboratorio, análisis e interpretación de resultados y redacción del presente trabajo. Cada una de estas etapas se describen a continuación.

3.1. Trabajo de gabinete

Esta parte del trabajo consistió en la búsqueda y recopilación de información bibliográfica y publicaciones relacionados con la vulcanología, estratigrafía general, geología estructural, geotermia y geoquímica de la zona de estudio y de regiones aledañas. Además se obtuvieron la carta geológico-minera (MEXICALI I11-12) del Servicio Geológico Minero (SGM) en formato digital, la carta topográfica impresa (I11D76) a escala 1:50 000 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) e imágenes de satélite y ortofotos del área estudiada con la finalidad de realizar la cartografía geológica a escala 1:20 000 de la zona de estudio.

Durante esta etapa se creó un Modelo Digital de Elevación del terreno, un modelo de anáglifos y un mapa fotogeológico, como se describe a continuación.

3.1.1. Modelo de Elevación Digital (MED) y modelo de anáglifos

El modelo de elevación (Fig. 2) fue generado a partir de curvas topográficas con separación de 10 m entre ellas (información proporcionada por CFE), las cuales fueron importadas al programa ArcMap 9.3. El MDE es muy útil porque proporciona información altitudinal del terreno, de manera digital. El MDE fue exportado de ArcMap 9.3 al programa ILWIS 3.3 para generar un modelo de anáglifos. Este modelo es útil porque permite apreciar (en 3D) de manera más nítida y fácil los rasgos superficiales del terreno. De la misma manera fueron creados anáglifos para las imágenes de satélite y las ortofotos para observar rasgos tridimensionales de texturas, color, vegetación, etc. Tanto el MDE como el modelo de anáglifos

son muy prácticos porque pueden ser utilizados en gabinete y en campo para el vaciado de la información.

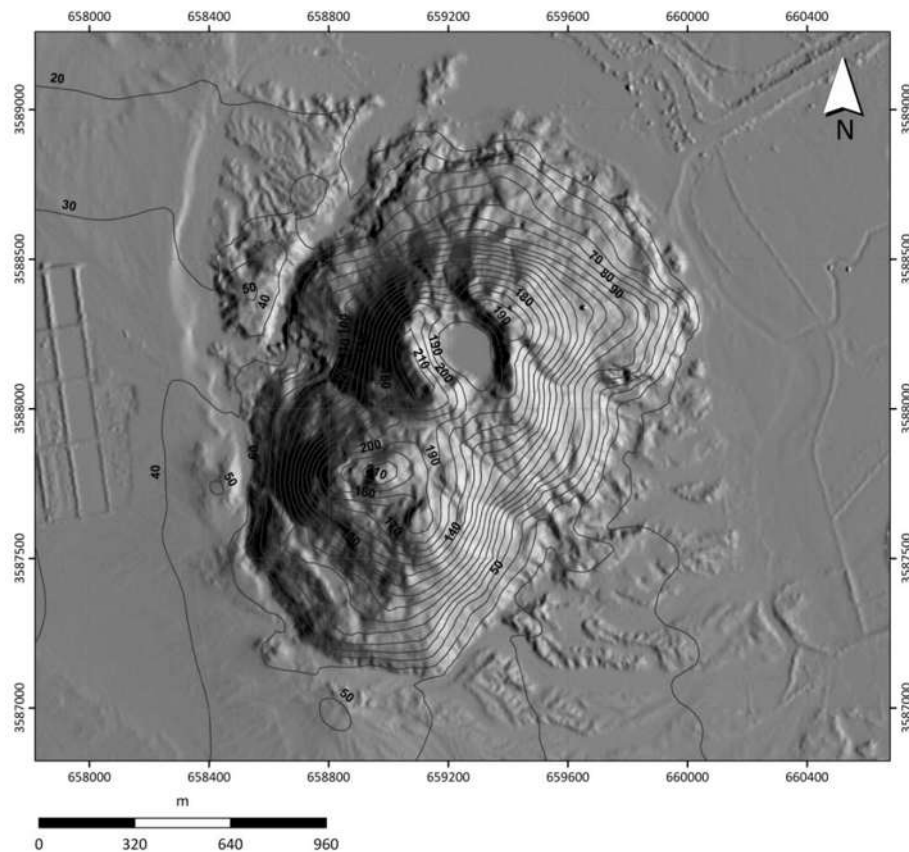


Figura 2. Modelo digital de elevación del terreno del CVCP, en donde las curvas de nivel tienen una separación de 10 metros.

3.1.2. Mapa fotogeológico

El mapa fotogeológico preliminar para el trabajo de campo fue realizado mediante la sobreposición del MDE y los modelos de anáglifos, la cual se hizo en ArcMap 9.3. Con la finalidad de delimitar las principales estructuras del complejo volcánico y la distribución de sus depósitos se utilizaron criterios geomorfológicos como la pendiente, longitud, altitud, drenaje, dirección de emplazamiento, posición de las curvas de nivel, etc. Sin embargo, en algunos casos no pudo reconocerse con precisión el tipo de estructuras o depósitos volcánicos o el contacto entre ellos, lo que se comprobó durante las salidas de campo y de esta manera se corroboró o modificó la fotointerpretación. Antes de la primera salida a campo se identificaron ocho unidades volcánicas y sedimentarias que sumaron once después de la

segunda salida a campo. En este mapa también se incluye información como vías de comunicación, cuerpos de agua, etc.

3.2. Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió de dos salidas al área de estudio, en las cuales se verificó el mapa fotogeológico realizado previamente. Durante las salidas se modificaron y precisaron estructuras volcánicas que no eran reconocibles en los modelos, así como sus límites, contactos y la disposición de sus depósitos.

Cada estructura volcánica y depósito asociado fueron observados y descritos a detalle. De la misma manera se hizo un levantamiento detallado de 41 secciones estratigráficas considerando las características más importantes de cada afloramiento como color, espesor, estructura, textura, gradación, variaciones laterales, dimensiones de los líticos y bloques más grandes encontrados en los depósitos, entre otras.

Se colectaron 22 muestras de roca y sedimentos necesarias para realizar los distintos análisis de laboratorio como son petrografía, petrología, mineralogía, química, sedimentología y fechamientos por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Para los análisis petrográficos, petrológicos, mineralógicos, químicos e isotópicos se tomaron muestras lo más frescas posible para obtener buenos resultados.

Durante esta etapa se definió el tipo de estructura volcánica y se planteó una hipótesis cronológica de eventos volcánicos en el tiempo.

3.3. Trabajo de laboratorio

Esta fase consistió en la preparación de las muestras para los análisis de laboratorio mencionados anteriormente y que se describen a continuación.

3.3.1 Preparación de muestras y métodos analíticos

Análisis petrográfico. Para este análisis se realizaron 22 secciones delgadas en el Laboratorio de preparación de muestras del Instituto de Geofísica de la UNAM, campus Morelia. Para realizarlas fue necesario cortar las muestras de lava en cubos de 2.6 cm por 4.6 cm con una cortadora “*BUEHLER Powerfeed Trim Saw 10 in*”. Las superficies cortadas fueron pulidas con abrasivos de carburo de sílice y alúmina con un tamaño de grano de 400, 600 y 5 μm y, posteriormente pegadas en portaobjetos de vidrio y cortadas en láminas de aproximadamente un mm de espesor, mediante una cortadora de precisión “*Struers Accutom-50*”. Finalmente, las muestras fueron desvastadas con los mismos abrasivos de carburo de sílice y alúmina hasta que quedaron secciones delgadas listas para ser observadas y descritas con los microscopios petrográficos “*OLYMPUS BX60*” y “*ZEISS Axio Scope.A1*”. Entre los elementos principales descritos se encuentra la textura, abundancia, tamaño y forma de los minerales presentes, vesicularidad, alteración secundaria, cantidad de vidrio en la matriz, etc.

Análisis granulométrico. Para el análisis granulométrico se prepararon las muestras provenientes de cuatro depósitos de caída encontrados en los flancos del volcán, en el Laboratorio de preparación de muestras del Instituto de Geofísica de la UNAM, campus Morelia. El primer paso consistió en pesar cada una de las muestras en una balanza analítica y posteriormente fueron tamizadas en seco y a mano, empleando una serie de tamices con tamaño de malla desde -6ϕ (63 mm) hasta $> 4\phi$ (0.032 mm), a intervalos de 1ϕ . Las fracciones de material que quedaron en cada tamiz fueron pesadas nuevamente y normalizadas al 100% para obtener el porcentaje en peso. Finalmente, se realizaron histogramas de frecuencia (% en peso individual vs. ϕ) en una hoja de Excel para obtener la distribución granulométrica de cada muestra. Este análisis se hizo con la previa capacitación de la geog. Fabiola Mendiola Linares.

Análisis de componentes. De cada muestra tamizada fueron tomadas las fracciones -4ϕ a 2ϕ y lavadas con agua destilada tipo 2-grado analítico producida con un sistema de purificación de agua “*MILLI-RO-PLUS-10*”. Después se contaron más de 500 partículas en las partes finas de la muestra y menor a 500 puntos en las fracciones más gruesas debido a que se encontraban en menor cantidad. El conteo de las fracciones gruesas se hizo a simple vista, pero en las fracciones pequeñas fue necesario el uso de un microscopio estereoscópico “*LEICA MZ 12₅*”.

Para contar las partículas fueron colocadas en un vidrio de reloj y separadas los distintos tipos existentes, ya fuese a simple vista o con el microscopio estereoscópico. El total de partículas representó el 100% y la cantidad de cada tipo de partículas fue multiplicada por 100 y dividida entre el total de partículas para obtener el porcentaje de cada una de ellas.

Análisis geoquímico. Para realizar el análisis químico de elementos mayores, trazas e isotópicos, se seleccionaron 10 muestras de lava (sin alteración) representativas de cada estructura volcánica, las cuales fueron lavadas y puestas a secar a no más de 65 °C en un horno “*SHEL LAB*” durante 24 horas. De cada muestra se obtuvieron fragmentos pequeños mediante una trituradora de mandíbulas y pulverizadas con un mortero de acero “*HERZOG*”, el cual consta de dos anillos internos que ejercen presión sobre la roca pulverizándola. Este procedimiento se realizó en el Taller de trituración y molienda del Instituto de Geofísica de la UNAM, campus Morelia.

Una parte de las muestras pulverizadas fueron enviadas a los laboratorios de *ACTLABS* en Ontario, Canadá (www.actlabs.com) para el análisis cuantitativo de elementos mayores y traza mediante los métodos de Activación de Neutrones (*IINA*, *Instrumental Neutron Activation Analysis*, por sus siglas en inglés) y Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (*ICP-MS*). Mientras que la otra parte fue procesada en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (*LUGIS*) en el Instituto de Geofísica de la UNAM, para obtener relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, bajo la supervisión de la M.C.G. Gabriela Solís y cuyo procedimiento se encuentra explicado en Castro (2013).

Análisis morfológico de partículas. Para este análisis se seleccionaron 25 partículas finas provenientes de dos depósitos de caída distintos, para determinar si estos eran líticos juveniles o accidentales. Cada muestra fue previamente recubierta con una película delgada de cobre, debido a su buena conductividad y, posteriormente fue pegada a un portaobjetos con una cinta de carbono. Una vez hecho lo anterior, las tres muestras fueron colocadas dentro del microscopio electrónico de barrido *JEOL-JSM-640* del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la UMSNH, con el apoyo del Ing. Francisco Solorio, para obtener imágenes de su morfología y textura superficial.

Análisis químico por Microsonda Electrónica. Para realizar este análisis fueron pulidas seis secciones delgadas con abrasivos líquidos de diamante y alúmina de 3 y 1 μm , en el Taller de preparación de secciones pulidas del Instituto de Geofísica de la UNAM, campus Morelia. Posteriormente fueron

cubiertas con una película delgada de carbono en el Instituto de Geología de la UNAM. En total se realizaron 65 análisis cuantitativos en óxidos, plagioclasas, ortopiroxenos y vidrio en la microsonda electrónica de barrido *JEOL JXA-8900R* del Instituto de Geofísica de la UNAM, con el apoyo del Ing. Carlos Linares López.

Los análisis se hicieron utilizando espectrómetros de longitud de onda de energía dispersiva de rayos X (*WDS*) con un voltaje de aceleración de 20 ekv y una corriente de 2.0×10^{-8} A. En el caso de las plagioclasas y piroxenos, se utilizó un diámetro de haz de 1 μm y un tiempo de conteo de 40 seg. para todos los elementos, excepto para el K y el Na que se midieron con 10 seg. Para la medición del vidrio se utilizó el mismo voltaje de aceleración, pero una corriente de 1.5×10^{-8} A. El diámetro del haz fue de 5 a 10 μm , dependiendo de la existencia de microcristales alrededor. Todos los elementos tuvieron un tiempo de conteo de 40 seg., excepto el K y el Na que también se midieron con un tiempo de 10 seg.

Cálculo de los componentes ideales de los minerales de plagioclasa , ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti.

Para calcular el número de cationes en cada mineral de plagioclasa y ortopiroxeno analizado con la microsonda electrónica se llevó a cabo la siguiente metodología: El porcentaje en peso (wt. %) de cada óxido obtenido con el análisis de microsonda se dividió entre el peso molecular del óxido correspondiente para obtener la *proporción molecular de óxido*. Luego, cada proporción molecular fue multiplicada por el número de átomos de oxígeno asociado a cada uno de los elementos u óxidos en cuestión. Por ejemplo, para el SiO_2 la proporción molecular fue multiplicada por dos, para el Al_2O_3 se multiplicó por tres y de la misma forma se hizo para los demás elementos. De esta manera se obtuvo la *proporción atómica de oxígenos de cada molécula* para cada elemento. Todas las proporciones atómicas fueron sumadas para obtener un total T. Posteriormente, fue dividido el número de oxígenos requeridos en la fórmula de la plagioclasa, del ortopiroxeno y de los óxidos entre el total (T), es decir, para la plagioclasa se utilizaron 31 oxígenos y para el ortopiroxeno y los óxidos se utilizaron seis oxígenos, obteniendo $(31/T)$ y $(6/T)$, correspondientemente. Luego se obtuvo el *número de aniones* en base a 31 y seis oxígenos al multiplicar la proporción atómica de oxígenos por $(31/T)$ y $(6/T)$, dependiendo de la fase mineral. Finalmente, se obtuvo el *número de cationes* para cada elemento, al dividir el número de aniones entre el número de átomos de oxígeno de cada óxido, por ejemplo, para el SiO_2 se dividió el número de aniones entre 2, para el Al_2O_3 se dividió el número de aniones entre 3, etc.

Para calcular los componentes ideales de los minerales de plagioclasa se utilizaron las siguientes ecuaciones:

$$An = Ca / Ca + Na + K$$

$$Ab = Na / Ca + Na + K$$

$$Or = K / Ca + Na + K$$

En donde, An = anortita, Ab = albita, Or = ortoclasa son los componentes ideales. Ca, Na y K son los cationes de calcio, sodio y potasio, correspondientemente.

Para calcular los componentes ideales de los minerales de ortopiroxeno se utilizaron las siguientes ecuaciones:

$$En = Mg / Ca + Mg + Mn + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Na$$

$$Fs = Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mn / Ca + Mg + Mn + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Na$$

$$Wo = Ca / Ca + Mg + Mn + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Na$$

En donde, En = enstatita, Fs = ferrosilita, Wo = wollastanita son los componentes ideales. Mg, Ca, Mn, Fe⁺², Fe⁺³ y Na son los cationes de magnesio, calcio, manganeso, hierro y sodio, correspondientemente.

Para calcular los componentes ideales de los óxidos de Fe-Ti se utilizó la hoja de cálculo *ILMAT*, la cual e basa en el mismo procedimiento.

Fechaientos radiométricos con el método ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar. Para conocer la edad absoluta del CVCP, se empleó el método de ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Stratton et al., 2000) en cuatro muestras de roca de distintas unidades del complejo volcánico. Para realizar los fechamientos, las muestras fueron irradiadas en la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario y, posteriormente procesadas por el Dr. Paul Layer en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Fairbanks, Alaska (anexo A).

4.1. Ambiente tectónico

El CVCP se localiza en la planicie deltaica del Río Colorado, dentro de provincia tectónica “*Salton Trough*”, que abarca desde el Campo Geotérmico “*Salton Sea*” en la porción sur del estado de California, E. U., hasta el Golfo de California, México. Actualmente “*Salton Sea*” y el Golfo de California se encuentran separados por el delta del Río Colorado (Dorsey, 2010).

“*Salton Trough*” es parte de un régimen transformante entre la Dorsal del Pacífico Oriental al sureste y el sistema de fallas de San Andrés al noroeste (Fig. 1; Elders et al., 1984), con actividad reciente, sismicidad y actividad geotérmica (Puente y de la Peña, 1979). De acuerdo a Dorsey (2010) y autores ahí mencionados, el primer sistema transformante se formó hace ~25-30 Ma en el margen continental de las costas del sur de California y posteriormente se movió hacia el interior, hasta conseguir su posición actual. Desde hace ~6 Ma. el movimiento se ha centrado a lo largo del Golfo de California y “*Salton Trough*” deformando, dilatando y rompiendo la corteza, lo que ha ocasionado la formación de centros de desprendimiento oceánicos profundos hacia el sur y menos profundos hacia el norte. Estos centros forman cuencas que han sido rellenadas por sedimentos provenientes del antiguo y actual Río Colorado desde hace 5-6 Ma (Hulen y Pulka, 2001; Schmitt y Vazquez, 2006). De hecho, los primeros sedimentos del Río Colorado llegaron a “*Salton Trough*” hace 5.3 Ma. Después, entre 1.1 y 1.3 Ma hubo una reorganización tectónica que inició la zona moderna de fallas Jacinto-Elsinore e inició el levantamiento y erosión de las cuencas cenozoicas de la porción oeste de “*Salton Trough*” (Dorsey, 2010). La subsidencia continuó en los centros de desprendimiento y formó una cuenca sedimentaria con una profundidad de 10-12 km, en donde los sedimentos del Río Colorado han sido intrusionados por “*sills*” máficos (Schmitt y Vazquez, 2006).

Localmente, el CVCP se encuentra emplazado sobre la falla Cerro Prieto con dirección NO-SE, la cual junto con la falla Imperial dan lugar a la formación de una cuenca tipo “*pull-apart*” que ha sido rellenada por 5-6 km de sedimentos terciarios y recientes provenientes del Río Colorado (Suárez-Vidal, et al., 2008)

y por abanicos aluviales de la Sierra Cucapá (Aguilar, 2008). Estos sedimentos sobreyacen a un basamento granítico expuesto en la Sierra Cucapá, la cual limita al valle de Mexicali el Oeste (Aguilar, 2008; Elders et al., 1984).

De acuerdo a datos de reflexión sísmica (Dorsey, 2010), existe una cuenca al sur del volcán denominada Altar (Fig. 3) con sedimentos del Plioceno-Pleistoceno, la cual tiene una profundidad promedio de 4 km y que se profundiza hacia el SO a través de la falla Cerro Prieto, donde no se conoce su profundidad total, sin embargo, estos sedimentos se han identificado a 5-7 km de profundidad. Según la tasa de acumulación sedimentaria, a estas profundidades la edad de los sedimentos es de 2.0-3.5 Ma. Como se ha mencionado, la cuenca de Cerro Prieto ha sido rellenada por 5-6 km de sedimentos Terciarios, que concuerdan con los espesores encontrados en la cuenca Altar. Debido a su cercanía las edades de los sedimentos de Altar podrían corresponder a los sedimentos de la cuenca de Cerro Prieto.

Localmente la cuenca tectónica de Cerro Prieto está limitada por la falla Michoacán que corre paralela a la falla Cerro Prieto y fallas extensionales menores con dirección NE-SO como la falla Morelia y el sistema de fallas H que presenta un echado hacia el SE y es producto de los esfuerzos de tipo dextral entre las Fallas Cerro Prieto e Imperial (Aguilar, 2008). Las fallas normales S, con dirección N-S, y L, con dirección variable de NE-SO a NO-SE, también han sido identificadas dentro de la cuenca (Fig. 4; Lippmann et al., 1997 y autores ahí mencionados). El trazo de la falla Cerro Prieto solo es visible en la parte sur de la cuenca “*pull apart*”, mientras que la parte norte ha sido detectada mediante mecanismos focales y métodos geofísicos. De acuerdo a estos estudios se ha calculado que la falla Cerro Prieto se extiende 34 km al NO de su último afloramiento reconocido (Aguilar, 2008). De acuerdo al estudio realizado por la UNAM-CFE en 2011, la falla Cerro Prieto pasa por debajo del CVCP, esto de acuerdo a los indicadores cinemáticos encontrados en una serie de sedimentos epiclásticos localizados en el flanco NE del complejo volcánico (correspondiente a la unidad DEi que se describe en el capítulo 6). Estos sedimentos se encuentran afectados por una falla lateral con orientación N80E-80SE, que a su vez corta a otra falla con orientación N65O-73 SE. Dichos fallamientos son coherentes con el marco tectónico del área.

De acuerdo a Aguilar (2008), tanto la falla Michoacán como la falla Cerro Prieto forman un pilar que se acuña al Sur. En este bloque levantado se aloja el sector NO del campo geotérmico, mientras que en otros sectores, el campo queda ubicado en los bloques caídos del pilar, dándole una configuración de fosa al subsuelo del campo geotérmico. Puente y De la Peña (1979) sugirieron la misma topografía de

acuerdo a sus estudios de refracción sísmica. Según Lira (2005), se han formado fallas lítricas con direcciones NO-SE y NE-SO que afectaron los sedimentos terciarios que rellenaron la cuenca.

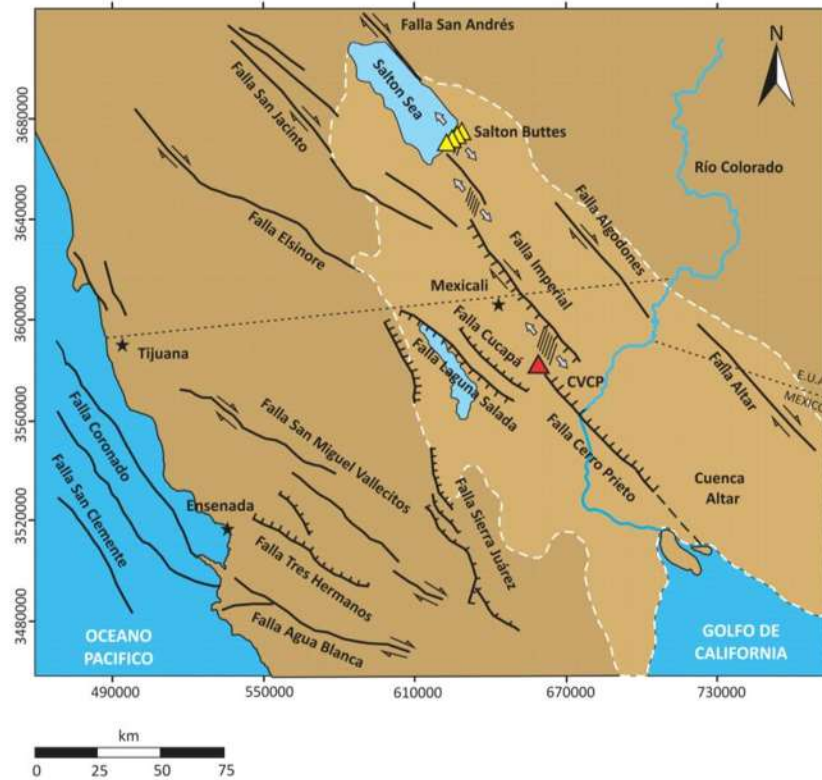


Figura 3. Mapa tectónico regional, en el que se observa la ubicación del CVCP (en rojo) y las principales fallas NO-SE del Sistema de Fallas de San Andrés (Elsinore, Imperial, Cucapá, Laguna Salada y Cerro Prieto), con movimiento lateral derecho y desplazamientos normales. También se puede observar la localización del Campo Geotérmico *Salton Sea* y los domos riolíticos *Salton Buttes* (en amarillo) (Rasgos estructurales obtenidos de Schmitt y Hullen, 2008; Schmitt et al. 2013; Suárez-Vidal et al., 2008; Corral et al., 2003).

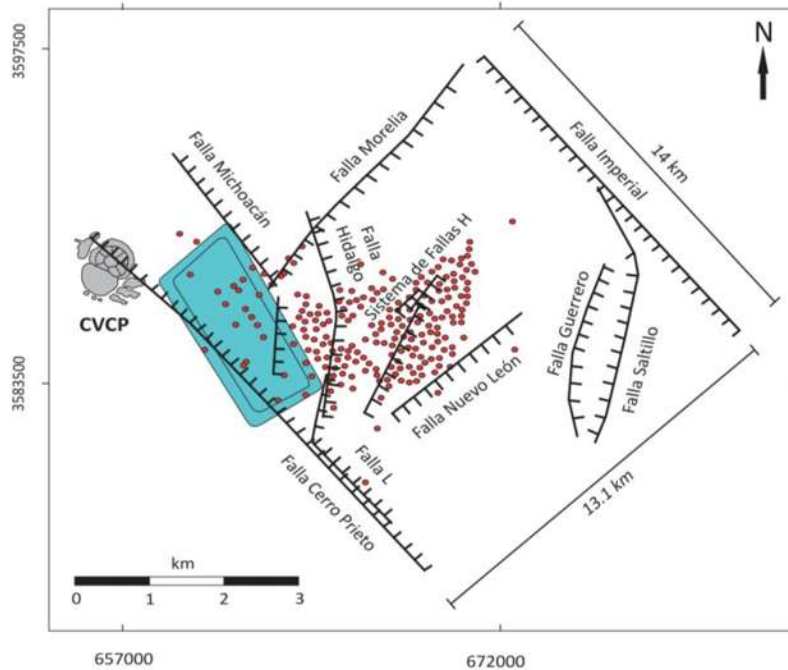


Figura 4. Mapa tectónico local del CGCP, en el que se muestran las fallas principales Cerro Prieto, Imperial y Michoacán con dirección NO-SE, así como la falla Morelia con dirección NE-SO y fallas menores con direcciones variables. Los círculos rojos representan la ubicación de algunos de los pozos geotérmicos (Rasgos estructurales tomados de Aguilar, 2008; Lira, 2005; Suárez-Vidal et al., 2008).

4.2. Geología regional

El basamento de la zona de estudio está formado por rocas metamórficas de edad Pérmico-Jurásico, constituidas por metasedimentos cuyo protolito son calizas, areniscas y conglomerados, además de rocas metamórficas de contacto de alto grado como mármol, gneis cuarzo-feldespáticos, esquistos de cuarzo-mica, mármoles, anfibolitas y cuarcitas de edad Pérmico-Jurásico, que afloran en la parte norte de la Sierra Cucapá y al norte de la Sierra el Mayor. Estas rocas fueron intrusionadas por tonalitas del Jurásico-Cretácico y por granitos y granodioritas del Triásico-Cretácico, que afloran en su mayor parte en la Sierra Cucapá y en la parte sur de la Sierra El Mayor (Fig. 5; Lira, 2005; Camacho-Hernández, 2009).

Sobreyaciendo al basamento se encuentran andesitas y dacitas del Mioceno, que se encuentran aflorando sólo en el sector norte de la Sierra Cucapá. A su vez, sobreyaciendo estas unidades de cobertura se encuentran areniscas, limolitas y conglomerados polimícticos del Plioceno que afloran en la Sierra el Mayor. Las rocas y depósitos más recientes de la zona pertenecen al Cuaternario y

corresponden a areniscas, conglomerados polimícticos, limos, depósitos palustres, lacustres y eólicos que se encuentran aflorando en la zona aledaña a las Sierras Cucapá y el Mayor. Al Cuaternario también pertenecen las rocas del Volcán Cerro Prieto que se describen en la sección 4.3.3. (Fig. 5; Terán et al., 2003).

4.3. Estratigrafía del subsuelo del Complejo Volcánico Cerro Prieto

De acuerdo a la información obtenida con la perforación de los pozos exploratorios y con el análisis mineralógico realizado a las muestras colectadas, se conoce la geología y estratigrafía del subsuelo del área de estudio (Lira, 2005), que se describe a continuación.

4.3.1. Basamento

Está constituido por tres tipos roca, el más antiguo está representado por rocas metamórficas del Paleozoico-Mesozoico, seguido por rocas graníticas del Cretácico, que se han identificado a profundidades de 1478 m y 2792 m en algunas partes del campo geotérmico, y finalmente por un intrusivo gabroico, probablemente del Terciario superior-Plioceno, que se estima a profundidades de entre 5 y 6 km, de acuerdo a estudios gravimétricos y magnéticos (Goldstein et al., 1984; Puente y de la Peña, 1979) y se cree que es la fuente de calor del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto.

4.3.2. Lutitas y Areniscas

4.3.2.1. Unidad Lutita Gris

Está constituida por lutitas y lutitas limolíticas de color gris a negro, intercaladas con areniscas de cuarzo de grano fino a medio, que descansan directamente sobre el basamento granítico y metamórfico (Aguilar, 2008). Tanto las lutitas como las areniscas están parcialmente metamorfizadas y presentan fracturas causadas por eventos tectónicos ocurridos en la región (Puente y de la Peña, 1979). Esta unidad posee un espesor de entre 2000 y 2500 m y ha sido considerada la zona productora del yacimiento geotérmico, debido a que las areniscas son permeables y porosas por lo que alojan a los fluidos geotérmicos, que fluyen por las zonas de fracturas (Izquierdo et al., 2006).

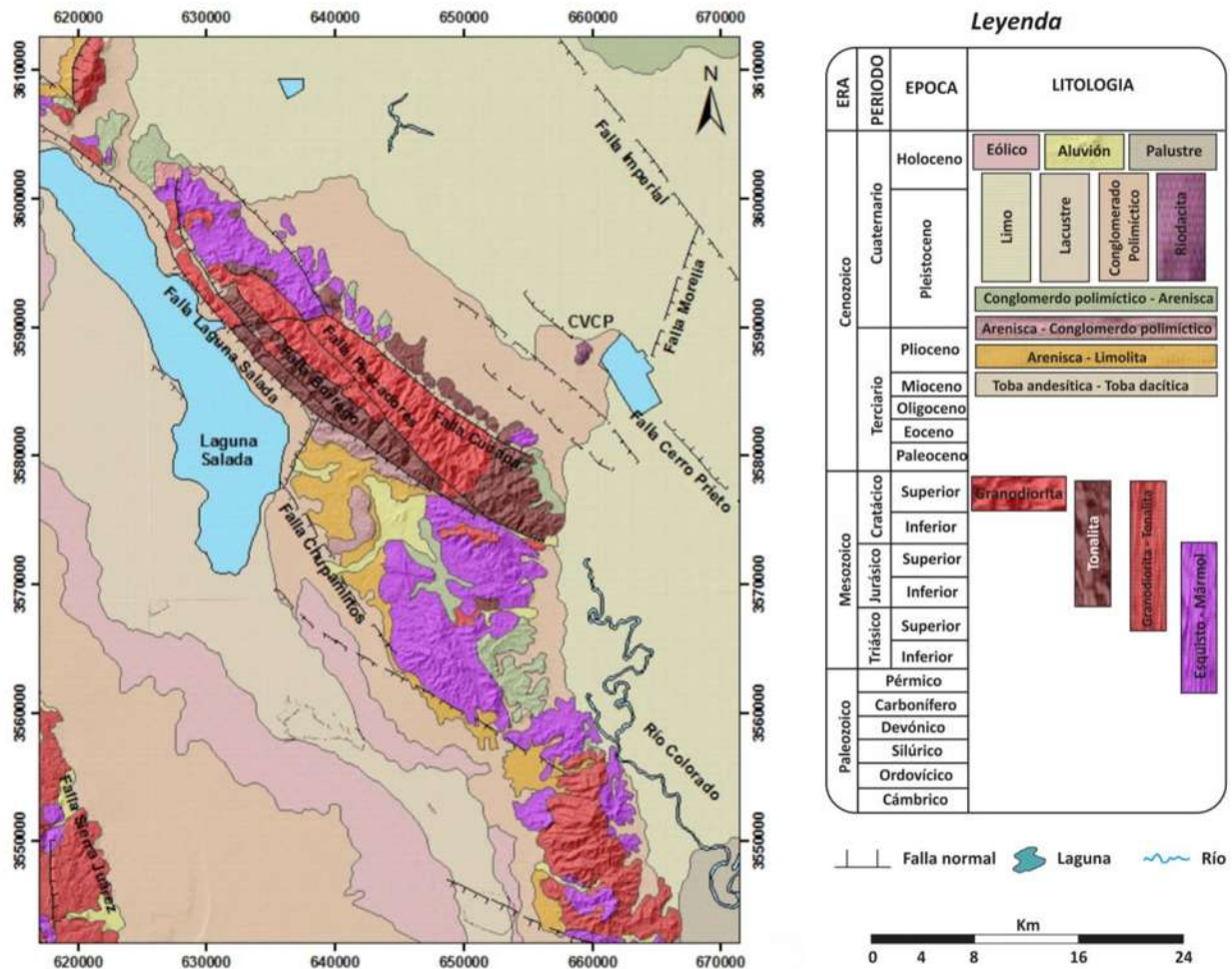


Figura 5. Mapa geológico regional del norte de Baja California Norte, en donde se puede observar a la Sierra Cucapá constituida por rocas intrusivas y metamórficas del Mesozoico, al Complejo Volcánico Cerro Prieto del Cuaternario y a los sedimentos cuaternarios no consolidados depositados por el Río Colorado. También se observan las principales fallas tectónicas encontradas en los alrededores del complejo volcánico (Modificado de Terán et al., 2003).

4.3.2.2. Unidad Lutita Café

Está conformada por lutitas y lutitas limolíticas de color café, presentando intercalaciones de areniscas muy permeables de color café claro, cementadas principalmente por carbonatos y sílice. Su espesor va desde unos metros hasta 500 m.

Un afloramiento encontrado al NE del CVCP (sección estratigráfica #1124) compuesto por capas de subarcosa podría corresponder a esta unidad (Fig. 6).



Figura 6. Afloramiento de subarcosa de color gris oscuro a verdoso que podría corresponder a la unidad Lutita Café. En general presenta estratificación cruzada con textura nodular. Está constituido por fragmentos de cuarzo, feldespato y rocas, cementados por calcita.

4.3.2.3. Lodolitas

Se encuentran sobre las unidades lutita gris y lutita café. Se localizan principalmente en la parte centro oriental del CGCP. Presentan un color café con intercalaciones de arenas y gravas consolidadas.

4.3.2.4. Sedimentos clásticos no consolidados

Sobreyacen a las otras unidades y están compuestos por arcillas, limos, arenas y escasas gravas del Cuaternario (del Pleistoceno al Reciente), producto del material depositado por el río Colorado y abanicos aluviales de la Sierra Cucapá (Fig. 7). Su espesor va desde los 400 m a los 2500 m, siendo su base más somera en la porción oeste del CGCP y más profunda en el sector oriental. Esta unidad, al estar semi o no consolidada, debe comportarse plásticamente bajo esfuerzos tectónicos, por lo tanto, las fracturas generadas son rápidamente selladas por las arcillas y arenas, impidiendo el ascenso de fluidos calientes (Puente y de la Peña, 1979).



Figura 7. Afloramiento compuesto por sedimentos semi y no consolidados, expuesto en la base del CVCP. El depósito está constituido por cristales de cuarzo redondeado, de tamaño de arena gruesa y clastos angulosos de roca y granito de la Sierra Cucapá.

4.3.3. Volcán Cerro Prieto

Está constituido por rocas volcánicas dacíticas del Cuaternario (Fig. 8). Los flujos de lava y domos en bloques tienen un color gris claro a gris medio, que alteran a color rojo. En muestra de mano presenta textura afanítica con pocos fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y cuarzo, pero en algunos casos se les puede encontrar con texturas porfíricas de grano fino con la misma composición mineralógica. La estratigrafía del volcán se describe detalladamente en el capítulo 6.



Figura 8. Vista panorámica del CVCP en el cual se puede observar que está compuesto por varias estructuras volcánicas. En su cima se pueden observar las antenas de estaciones repetidoras y de telecomunicaciones

Geomorfología del Complejo Volcánico Cerro Prieto

La base del CVCP está compuesta por uno o varios flujos de lava brechada, a partir de la cual se levanta un cono de lava en la porción NE, al que se le ha nombrado cono Cerro Prieto. En la porción SO del complejo volcánico se encuentran expuestos tres domos de lava, tipo “*Couleé*”, debido a que presentan derrames de lava, y un flujo de lava fisural, que en conjunto se han llamado domos Cerro Prieto (Fig. 9A).

Los tres domos denominados Domo 1, Domo 2 y Domo 3 tienen elevaciones de 190, 200 y 210 m.s.n.m., respectivamente. El cono tiene una elevación de 210 m.s.n.m. y 190 m con respecto a la topografía circundante y presenta un cráter de 387 m en su diámetro mayor, 337 m en su diámetro inferior y aproximadamente 40 m de profundidad. Los flancos del Cono y del Domo 2 tienen pendientes de $\sim 46^\circ$, mientras que los Domos 1 y 3 tienen pendientes de $\sim 22^\circ$. Las paredes internas NE y SO del cráter tienen pendientes de 46° , pero las paredes NO y SE presentan pendientes de 20° . Tanto los domos como el cono presentan drenaje radial, mientras que el cráter presenta drenaje anular y la formación de dos abanicos aluviales (Fig. 9B). En la base del complejo volcánico se encuentran varios depósitos volcanoclásticos alargados con drenaje dendrítico.

En la base del CVCP, los flujos de lava brechada se encuentran intercalados con sedimentos epiclásticos, los cuales están buzando hacia la base del cono Cerro Prieto, mientras que los depósitos volcanoclásticos se encuentran depositados de manera horizontal. Dicho buzamiento se debe, posiblemente, a que los flujos de lava que formaron al cono ejercieron peso sobre los sedimentos que no se encontraban consolidados, provocando su buzamiento.

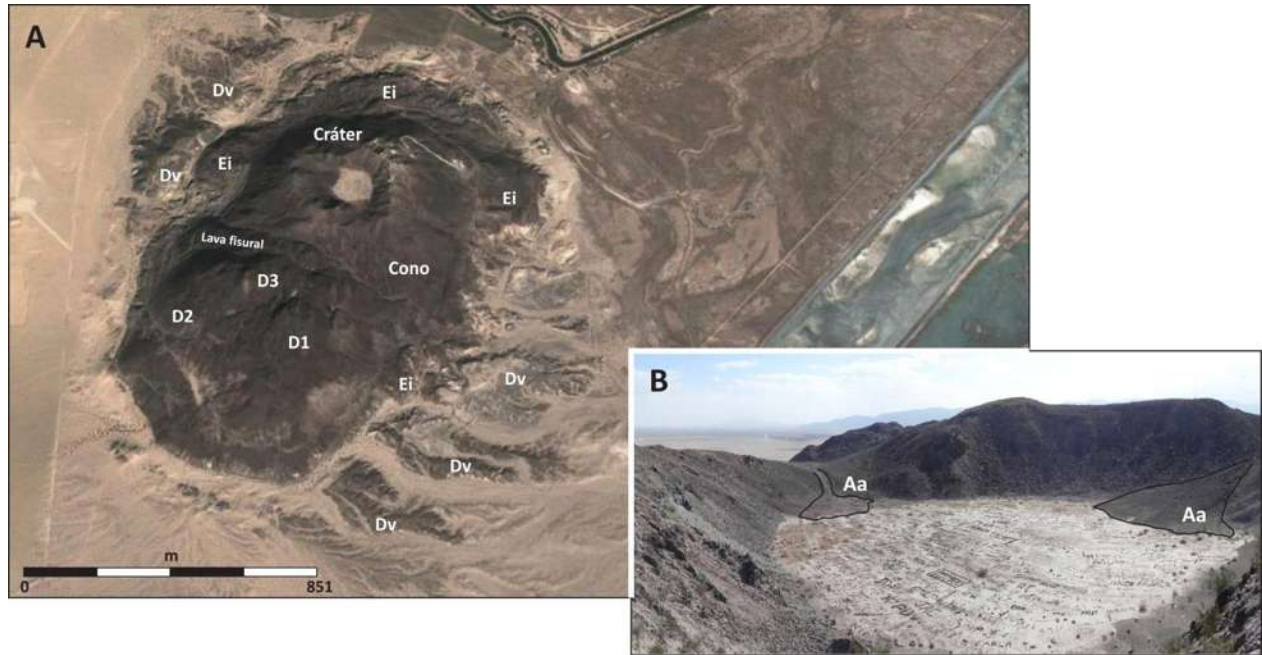


Figura 9. A) Vista en planta del CVCP, en la que se aprecia el cono con su cráter, los domos (D1, D2, D3), los depósitos volcanoclásticos (Dv) y los sedimentos epiclásticos (Ei). B) Acercamiento del cráter en el que se observan dos abanicos aluviales (Aa).

Estratigrafía del Complejo Volcánico Cerro Prieto

6.1. Relaciones estratigráficas y distribución de unidades

Antes de este trabajo, el volcán Cerro Prieto era considerado como una sola estructura volcánica, de edad Cuaternario y no se conocía su edad absoluta, pues ésta fue calculada por medios geofísicos (De Boer, 1979). Sin embargo, durante el trabajo de gabinete y de campo realizado durante el convenio de colaboración UNAM-CFE y posteriormente durante este estudio se reconocieron varias estructuras y depósitos volcánicos que permitieron clasificar a Cerro Prieto como un complejo volcánico. Con este fin se levantaron 41 estaciones estratigráficas detalladas, en las cuales se clasificaron los distintos depósitos de acuerdo a sus características como color, espesor, litología, soporte entre clastos, estructura interna, textura, entre otros.

Se reconocieron siete unidades volcánicas que incluyen flujos de lava, depósitos de caída y depósitos de lahar, además de una unidad sedimentaria que pertenece a los sedimentos clásticos semi y no consolidados provenientes del Río Colorado, que fue descrita en el capítulo 4. La distribución de estos depósitos se puede observar en el mapa geológico de la figura 10.

De acuerdo a las 41 estaciones estratigráficas detalladas levantadas se construyó una columna estratigráfica compuesta (Fig. 11), que está conformada de su base a la cima por ocho depósitos que son: 1) sedimentos semi y no consolidados provenientes del Río Colorado, 2) Lava Brechada Dacítica Cerro Prieto (LBCP), 3) Depósito Epiclástico (DEi), 4) Lava Dacítica Cerro Prieto (LDCP), 5) Dique Dacítico Cerro Prieto (DCP), 6) Depósito de Caída Cerro Prieto (DCCP), 7) Domos de Lava Dacítica Cerro Prieto (DDCP), que está conformado por tres domos de lava y un flujo de lava fisural y 8) Depósito de Flujos de escombros (DFe).

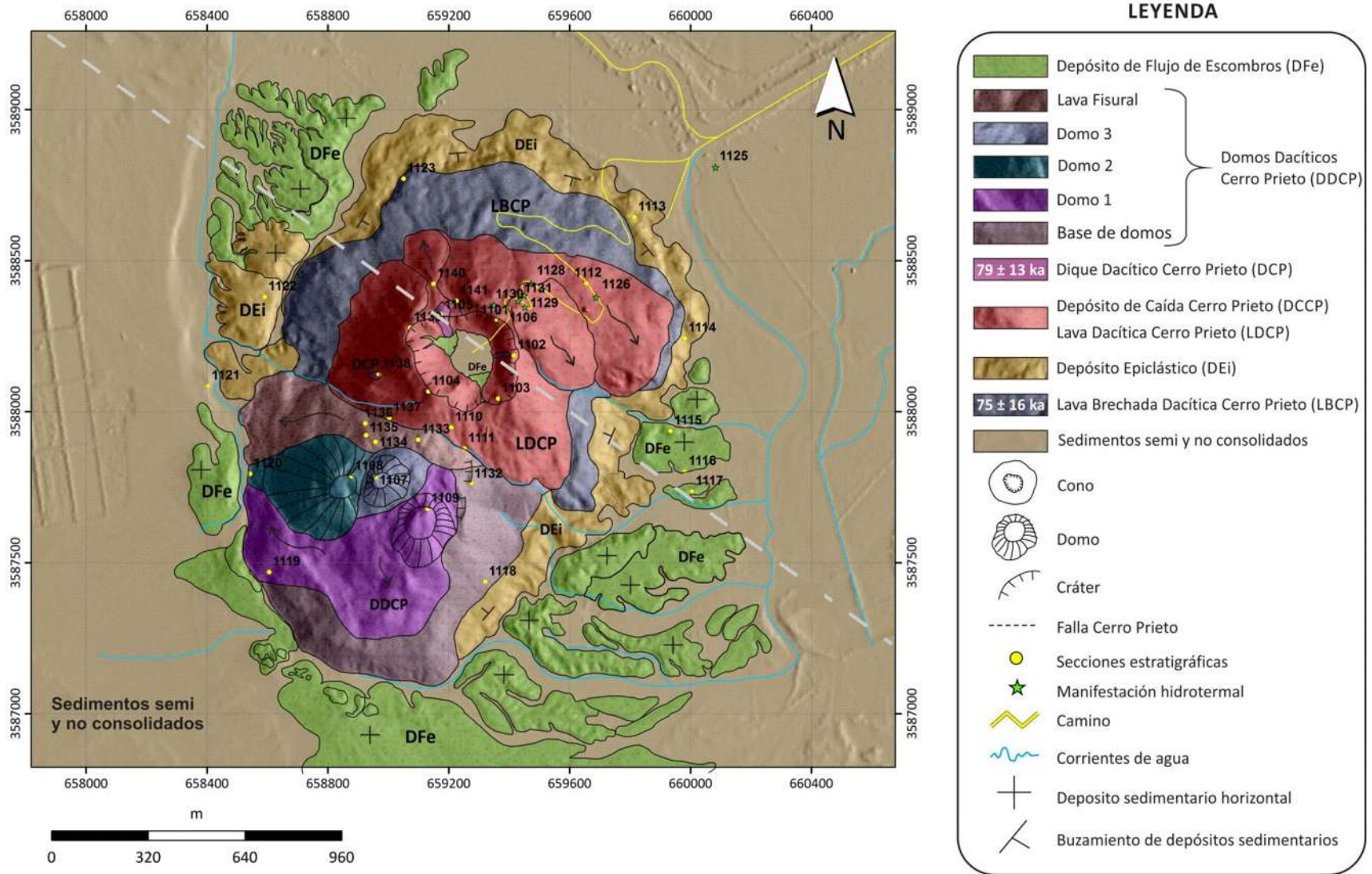


Figura 10. Mapa geológico del Complejo Volcánico Cerro Prieto que muestra las unidades volcánicas que lo conforman, así como la distribución de sus depósitos. También se pueden observar las secciones estratigráficas levantadas durante el trabajo de campo (puntos amarillos).

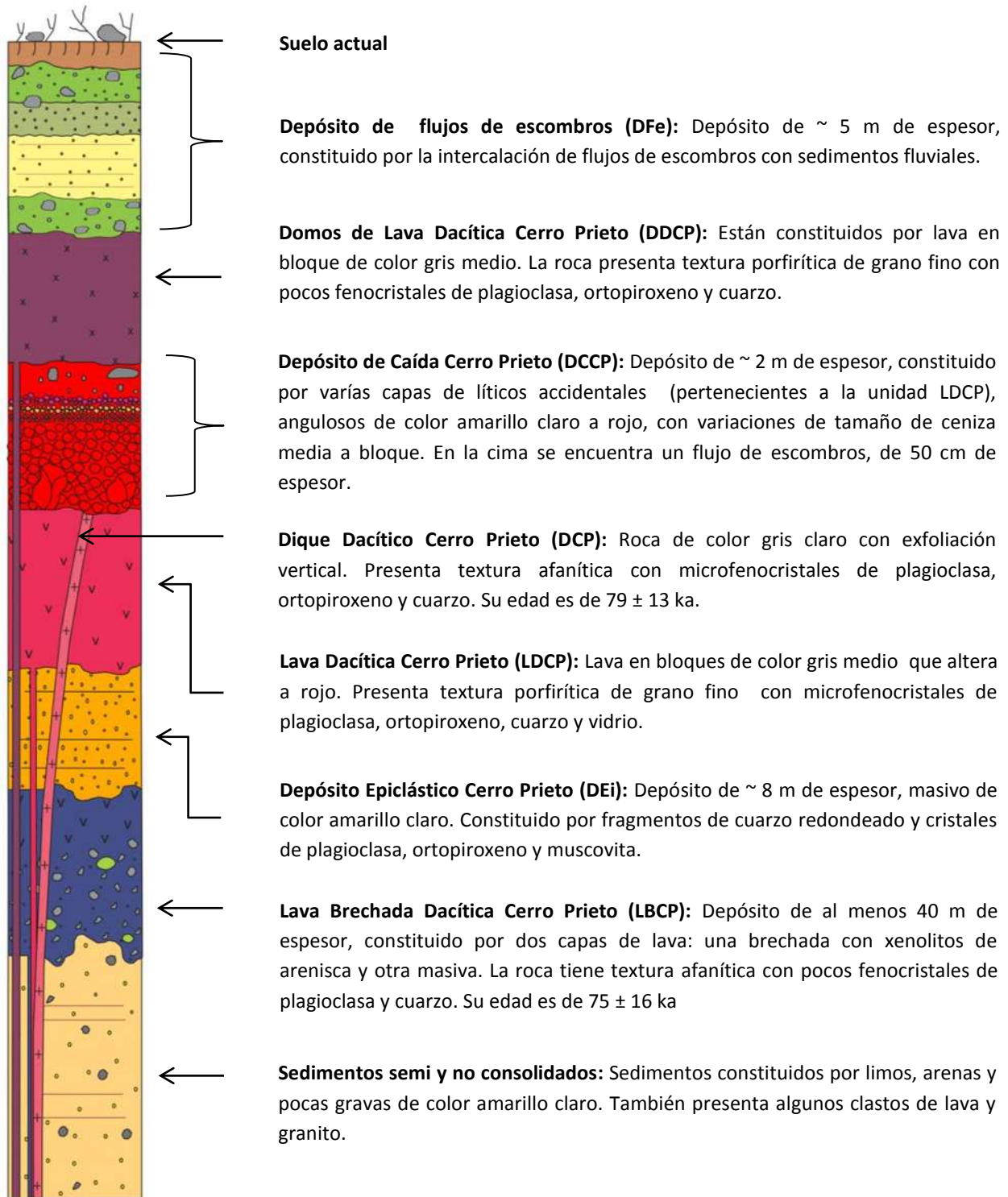


Figura 11. Columna estratigráfica compuesta que describe la cronología de las unidades volcánicas que constituyen el CVCP.

6.2. Fechamientos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Antes de este estudio, las únicas edades existentes del CVCP eran las propuestas por Reed et al. (1984), quien basándose en un promedio de edades K-Ar propuso una edad de 100 ka, y la de De Boer (1979), quien calculó el polo magnético de un dique riódacítico encontrando que éste se acerca a los polos Starno y Gothenburg, por lo que sugirió que el vulcanismo inició hace 110,000 años y continuó hasta hace 10,000 años. Sin embargo, esta medida de la edad no es absoluta, por lo que fue necesario realizar fechamientos que determinaron con mayor precisión la edad del complejo volcánico.

Para este trabajo se realizaron cuatro fechamientos radiométricos con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de cuatro unidades distintas (ver metodología en anexo A). De tal forma se prepararon cuatro muestras de lava pertenecientes a las unidades Lava Brechada Dacítica Cerro Prieto (LBCP), Lava Dacítica Cerro Prieto (LDCP), Dique Dacítico Cerro Prieto (DCP) y Domos de Lava Dacítica Cerro Prieto (DDCP), las cuales se eligieron debido a que cubren toda el área de estudio. Desafortunadamente, debido a las concentraciones de argón sólo fue posible obtener dos edades confiables de las cuatro muestras seleccionadas que fueron las unidades LBCP y DCP (tabla 1).

Tabla 1. Edades de las muestras analizadas con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. El análisis fue realizado por el Dr. Paul Layer en la Universidad de Alaska, Fairbanks, E.U.

Unidad	No. de muestra	% Rad.	Edad Integrada (Ka)	Edad de la meseta (Ka)	Información de la meseta	Edad de isócrona (Ka)	Información de la isocrona
LBCP	CP-1113	3.1	122 ± 26	75 ± 16	4 fracciones 72% ^{39}Ar liberado MSWD = 0.43	40 ± 25	8 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 302 \pm 3$ MSWD = 0.79
DCP	CP-1105	2.5	71 ± 21	79 ± 13	0% ^{39}Ar liberado MSWD = 0.82	100 ± 25	8 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 291 \pm 3$ MSWD = 0.40

Como se puede apreciar en la tabla anterior y en la columna estratigráfica de la figura 11, la unidad LBCP se encuentra estratigráficamente por debajo de la unidad DCP, pero su edad resulta ser más joven. Esto se debe a que las edades de ambas unidades son muy cercanas y por lo tanto sus edades se traslapan, lo que se puede corroborar con la incertidumbre de cada muestra. Por lo tanto se puede decir que la edad absoluta del CVCP es de aproximadamente 77 Ka ± 14.5 Ka.

Recientemente, Schmitt et al. (2013) reportaron una edad de 73 ± 7 ka para el CVCP que fue obtenida al promediar la edad de un xenocristal de circón detrítico extraído de una muestra de lava de la unidad LBCP (68.4 ± 5.5 ka) y la edad de un circón perteneciente a un xenolito sedimentario encontrado en la misma unidad (78 ± 6.2 ka), las cuales fueron calculadas mediante el método de (U-Th)/He. Sin embargo, estos fechamientos no se hicieron directamente en roca, sino en xenocristales, por lo que podría representar un error en la edad reportada, a pesar de que concuerda con las edades obtenidas en este trabajo.

6.3. Complejo Volcánico Cerro Prieto (CVCP)

A continuación se presenta la descripción, en orden cronológico, de cada una de las unidades estratigráficas mostradas en la columna compuesta de la figura 11.

6.3.1. Lava Brechada Dacítica Cerro Prieto (LBCP)

Es la lava más antigua, pues conforma la base del complejo volcánico. Se encuentra expuesta en la parte norte, en las secciones estratigráficas #1113, 1114, 1122 y 1123 (Fig. 10; tabla 3; anexo B). Posee un espesor de al menos 40 m y está constituida por dos capas de lava: una basal brechada y deleznable de color gris oscuro, que presenta xenolitos redondeados de arenisca con epidota, y una capa superior masiva de color gris claro (Fig. 12). En muestra de mano, ambas capas presentan una textura afanítica con pocos fenocristales de plagioclasa y cuarzo en una matriz vítrea. De acuerdo a los fechamientos radiométricos realizados esta unidad tiene una edad de 75 ± 16 ka.

6.3.2. Depósito Epiclástico (DEi)

Se encuentra expuesto alrededor del volcán, entre la lava brechada de la unidad LBCP y la lava del cono (LDCP), aunque en algunos lugares se le encuentra intercalado con la lava brechada (Fig. 13). El depósito tiene un espesor de aproximadamente ocho m y es masivo de color amarillo claro, compuesto por fragmentos de cuarzo redondeado de tamaño de arena gruesa y cristales de plagioclasa, piroxeno y muscovita. También se pueden encontrar algunos clastos de arenisca, granito y lava con tamaños de grava y formas angulosas. Se le puede observar en las secciones estratigráficas #1113, 1122 y 1123 (Fig.10; tabla 3, anexo B).

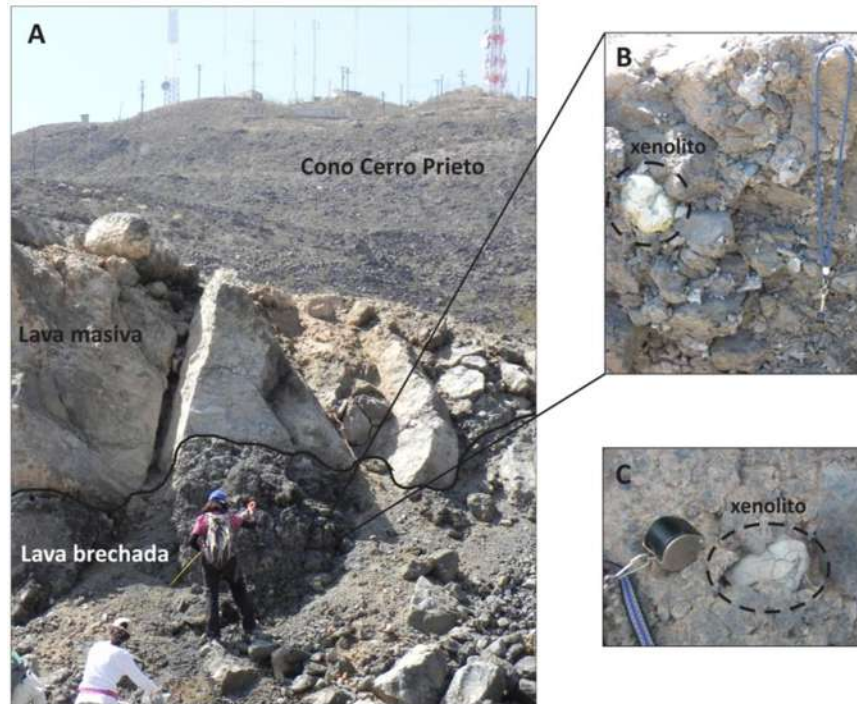


Figura 12. A) Sección estratigráfica #1113 que muestra un afloramiento de lava de la unidad LBCP. En la base la lava es brechada y deleznable, mientras que en la cima es masiva y sólida. En B) y C) se muestran xenolitos de arenisca con epidota encontrado en la base brechada del afloramiento en las secciones estratigráficas #1113 y #1122.



Figura 13. Sección estratigráfica #1123 que muestra a la unidad DEi sobreyaciendo a la unidad LBCP. El contacto entre ambas unidades es irregular. Por encima de las dos unidades se formó el Cono Cerro Prieto (LDCP).

6.3.3. Lava Dacítica Cerro Prieto (LDCP)

Está expuesta al norte del CVCP, sobreyaciendo a la lava brechada (LBCP), en las secciones estratigráficas #1101, 1103, 1104, 1111, 1112 y 1140 (Fig.10; tabla 3; anexo B). Está constituida por varios flujos de lava en bloques que conforman el cono del volcán. Es de color gris claro que altera a color rojo (Fig. 14) y presenta diaclasas en dirección NO-SE 53° y N-S. Tiene textura porfirítica de grano fino con ~ 20 % de fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno, además de vidrio alterado, en una matriz vítrea.



Figura 14. A) Sección estratigráfica #1111, en la que se observa un flujo de lava en bloques de color gris medio que altera a color rojo, perteneciente a la unidad LDCP, la cual constituye el Cono Cerro Prieto. B) Acercamiento de la misma lava en la sección estratigráfica #1101.

6.3.4. Dique Dacítico Cerro Prieto (DCP)

Este dique se encuentra intrusionando a las unidades anteriores y está expuesto en varias partes alrededor del cráter. Hacia el norte del cráter se le encuentra en la sección estratigráfica #1105, al este en la sección #1102 y al oeste en las secciones #1138 y 1139 (Fig. 10, tabla 3; anexo B). La roca es de color gris claro y se altera a rojo y presenta exfoliación vertical con dirección N40O y N55O y una inclinación de 47-67 al SO (Fig. 15). Se observan fracturas radiales por enfriamiento y zonas de brechamiento. En muestra de mano, la roca tiene una textura afanítica con pocos fenocristales de

plagioclasa, ortopiroxeno y cuarzo. La roca de esta unidad tiene una edad de 79 ± 13 ka, de acuerdo a los fechamientos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.



Figura 15. Afloramiento del dique de la unidad (DCP) en la sección estratigráfica #1102. Se puede observar que éste es de color gris claro y presenta exfoliación vertical.

6.3.5. Depósito de Caída Cerro Prieto (DCCP)

Este depósito cubre las lavas de las unidades LDCP y DDCP y se encuentra expuesto en algunos lugares sobre los flancos y cráter del cono Cerro Prieto, en las secciones estratigráficas #1106, 1110, 1140 y 1141 (Figs. 10 y 16; tabla 3, anexo B).

La unidad DCCP se encuentra completa en la sección estratigráfica #1106, la cual está constituida por cuatro depósitos de caída, nombrados de la base a la cima como depósito #1106A, 1106B, 1106C y 1106D (Fig. 17), a los que sobryace un depósito de flujo de escombros y el suelo actual. La sección #1106 se describe en la figura 18.

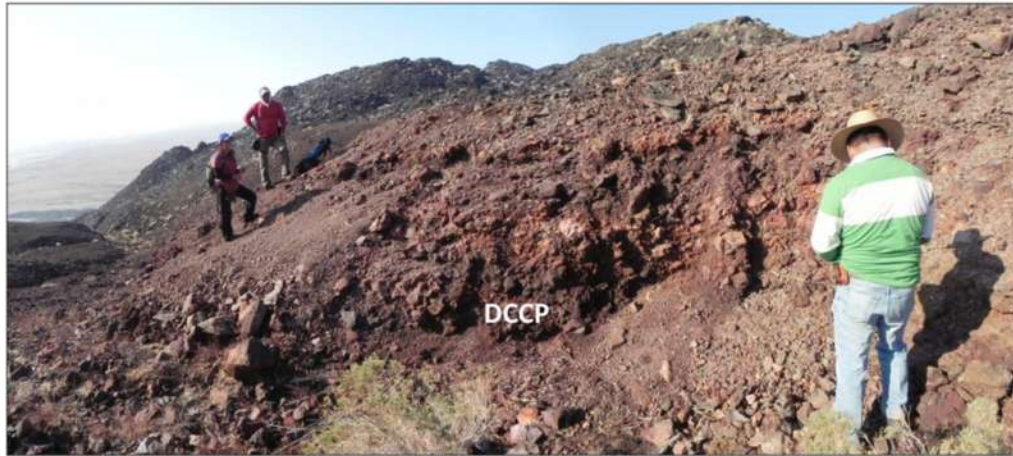


Figura 16. Unidad DCCP en la sección estratigráfica #1110, en la que sólo se encuentra el depósito de caída basal (#1106A) constituido por clastos angulosos y bloques con fracturas de hidratación termal, soportados grano a grano.

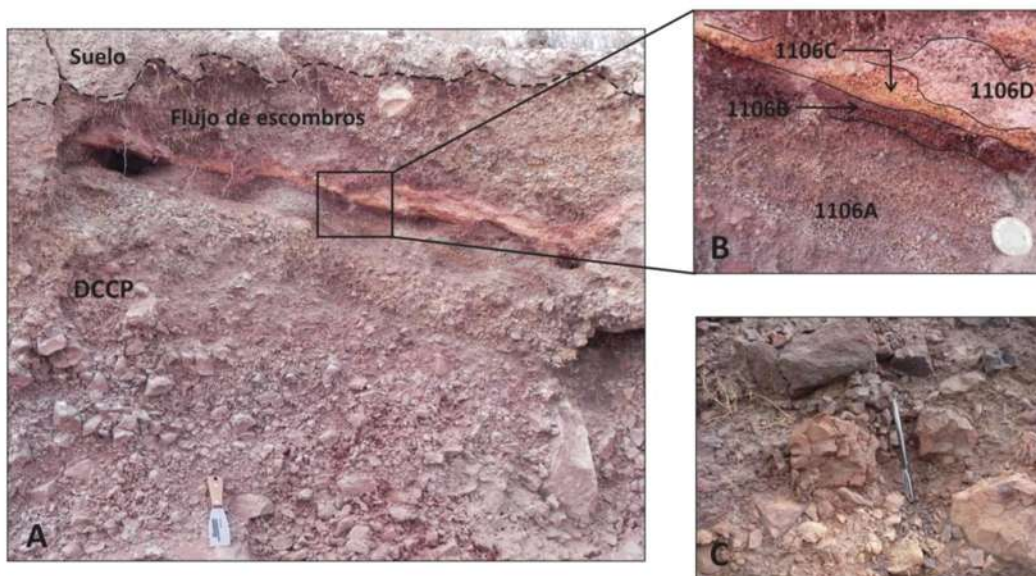


Figura 17. A) Sección estratigráfica #1106, en la que se muestra la unidad DCCP, el flujo de escombros y el suelo actual. B) Acercamiento de la unidad DCCP, en el que se observa los cuatro depósitos de caída, 1106A, 1106B, 1106C y 1106D, que varían su color rojo a amarillo y su tamaño de ceniza media a lapilli grueso. C) Bloques con fracturas de hidratación termal encontrados en la capa basal de la sección estratigráfica #1110.

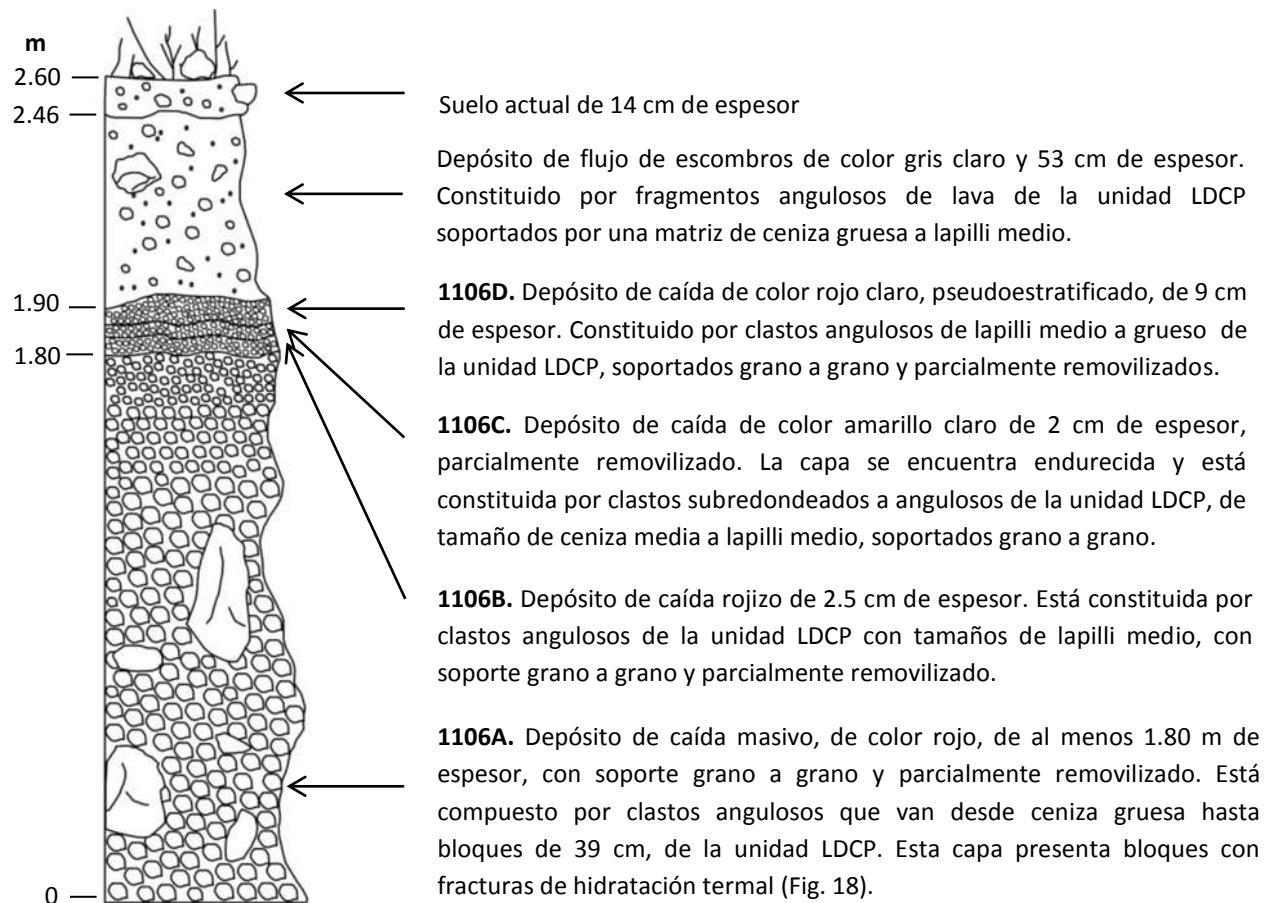


Figura 18. Columna estratigráfica de la sección estratigráfica #1106, en donde se observa la secuencia de los cuatro depósitos de caída (1106A, 1106B, 1106C y 1106D), que conforman la unidad DCCP, el flujo de escombros y el suelo actual.

6.3.6. Domos de Lava Dacítica Cerro Prieto (DDCP)

Esta unidad se encuentra sobreyaciendo a la unidad LDCP y está constituida por tres domos de lava y un flujo de lava fisural que afloran al SO del cono Cerro Prieto. Los domos, que se han nombrado Domo1, Domo 2 y Domo 3 tienen alturas de 190, 200 y 210 m.s.n.m., respectivamente, mientras que el flujo de lava fisural no formó ningún domo y simplemente se derramó por las pendientes de los domos ya formados.

Esta unidad se puede observar en las secciones estratigráficas #1107, 1108, 1109, 1118, 1119, 1120, 1132, 1133, 1134, 1135 y 1136 (Fig. 10; tabla 3; anexo B). Tanto los domos como el flujo de lava fisural consisten de bloques de color gris claro-medio que altera a rojo. Son poco vesiculares y presentan grietas

de enfriamiento y esferulitas (Fig. 19). En muestra de mano, la roca presenta textura porfirítica de grano fino con aproximadamente 15 % de fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y glomerocristales de plagioclasa y ortopiroxeno.



Figura 19. Imágenes de la unidad DDCP, en las que se muestran A) Domo Dacítico 1, B) Domo Dacítico 2, C) Domo Dacítico 3, con una altura de 30 m y D) flujo de Lava Fisural. Las cuatro estructuras están compuestas por lavas en bloque.

6.3.7. Depósito de Flujo de escombros (DFe)

Es el depósito más reciente de la zona de estudio, se encuentra expuesto principalmente en las partes bajas del CVCP, en las porciones NO y SE. En las secciones estratigráficas #1115, 1116 y 1117 (Fig. 10; tabla 3; anexo B) este depósito tiene un espesor aproximado de 5 m y está constituido por la intercalación de flujos de escombros, flujos hiperconcentrados y sedimentos fluviales (Fig. 20).

Los depósitos de flujos de escombros son masivos y heterolitológicos, constituidos por clastos angulosos a subredondeados de color negro y rojo, soportados por una matriz de arena media de color amarillo claro. Los depósitos de flujos hiperconcentrados son masivos de color café claro y están constituidos por

clastos angulosos a subredondeados del tamaño de lapilli grueso, soportados por una matriz de arena fina compuesta por cristales de cuarzo y líticos rojos y grises. Los sedimentos fluviales son masivos de color amarillo claro, constituido por cristales de redondeados de cuarzo y líticos rojos y grises de tamaño de arena fina (Figs. 20B y 20C).

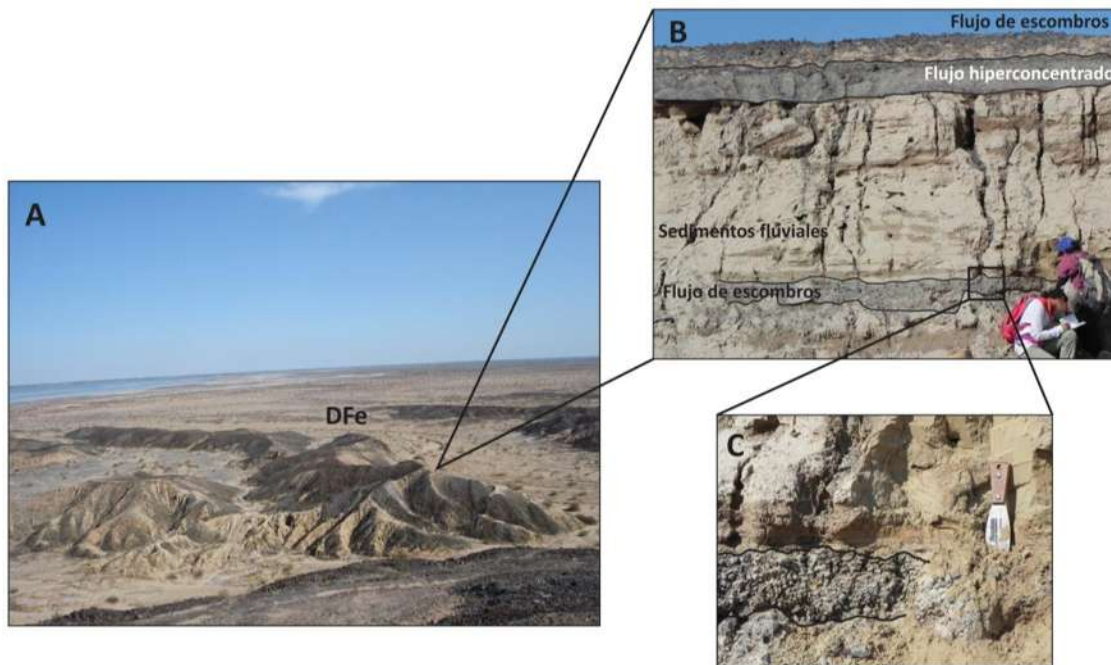


Figura 20. A) Vista hacia al SE del complejo volcánico, en la que se observa un depósito de Flujo de Escombros (DFe). B) Intercalación de los depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados de color gris oscuro con depósitos fluviales de color amarillo claro (sección estratigráfica #1117). C) Acercamiento del depósito de flujo de escombros, en el que se puede observar que está constituido por clastos angulosos soportados por una matriz fina.

Depósitos de caída: Granulometría, componentes y morfología de partículas

El análisis granulométrico, mediante tamizado seco, se realizó en las muestras de los cuatro depósitos piroclásticos encontrados en la unidad DCCP, en la sección estratigráfica #1106 (Fig. 18), las cuales fueron nombradas como CP-1106A, CP-1106B, CP-1106C y CP-1106D (Fig. 21). Los resultados fueron analizados e interpretados a través de histogramas de frecuencia del porcentaje en peso vs. el diámetro de grano (ϕ). El análisis de componentes se realizó en las fracciones -4ϕ a 2ϕ de los cuatro depósitos, mientras que el análisis morfológico mediante el microscopio electrónico de barrido (MEB) se efectuó en 25 partículas de las fracciones 0ϕ a 3ϕ de los mismos depósitos.

7.1. Granulometría

De acuerdo con los histogramas de frecuencia (Fig. 21), los depósitos de caída poseen un tamaño de partícula entre limos-arcillas ($> 4\phi$) y lapilli grueso (-3ϕ). Las muestras CP-1106A, CP-1106B y CP-1106D presentan una selección pobre ($\sigma\phi = 1.11$ y $\sigma\phi = 1.06$ y $\sigma\phi = 1.32$, respectivamente), mientras que la muestra CP-1106C está moderadamente seleccionada ($\sigma\phi = 0.82$) (Nichols, 2009). Las cuatro muestras presentan curvas unimodales con anomalías hacia las partes finas. Este tipo de distribución unimodal es típico de un depósito de caída, ya que los flujos u oleadas piroclásticas o depósitos de lahar presentarían curvas polimodales bien marcadas.

Con los mismos datos de porcentaje en peso y tamaño de grano (ϕ) obtenidos de los histogramas de frecuencia, se calcularon las medianas del diámetro de grano ($Md\phi$; parámetro propuesto por Inman, 1952), para graficarlo contra su clasificación ($\sigma\phi$) en el diagrama de Walker (1971) y de esta manera determinar el campo dentro del cual caen los depósitos piroclásticos y su origen.

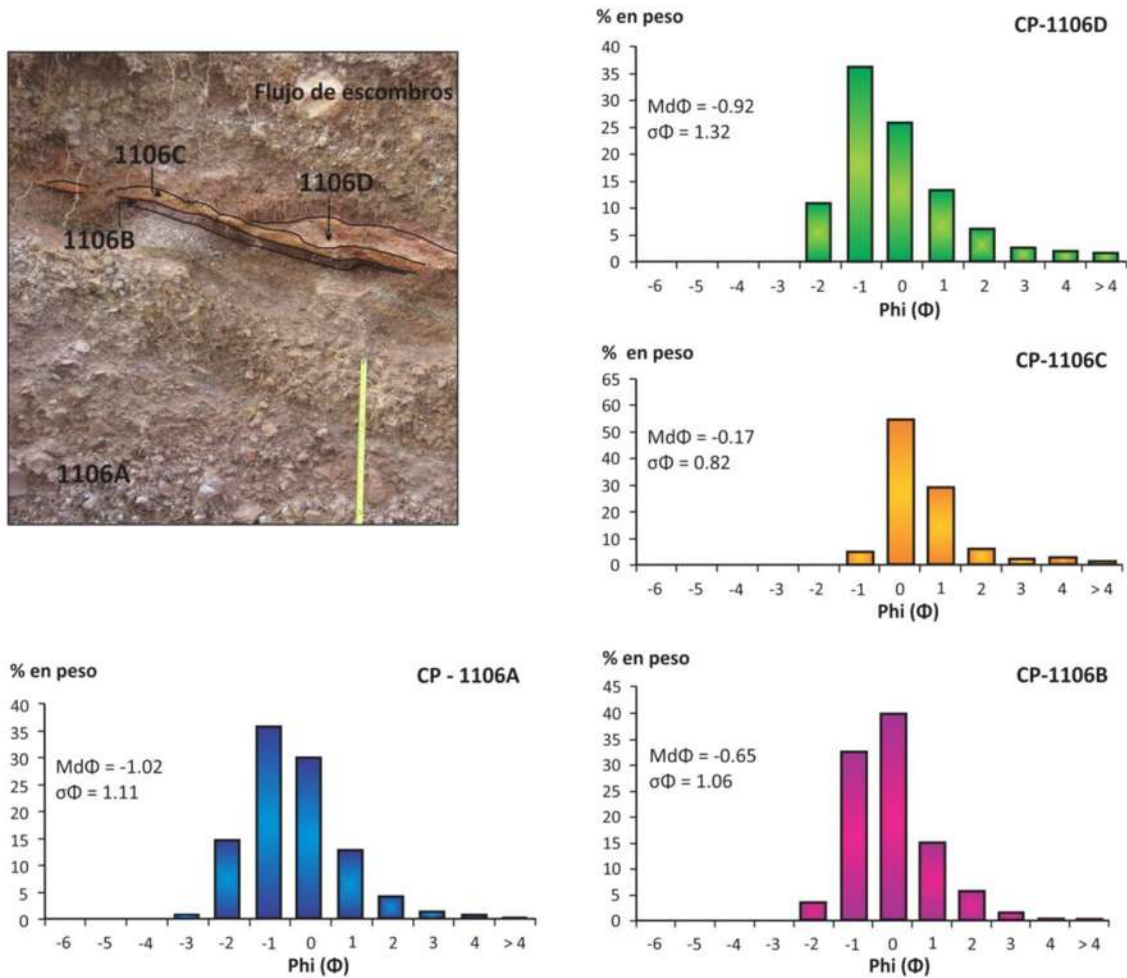


Figura 21. Histogramas de distribución de tamaños de las muestras CP-1106A, CP-1106B, CP-1106C y CP-1106D pertenecientes a los depósitos de caída 1106A, 1106B, 1106C y 1106D, correspondientemente, colectados en la sección #1106. El depósito 1106A posee un tamaño de partícula entre limos-arcillas y lapilli grueso, los depósitos 1106B y 1106D poseen un tamaño de partícula entre limos-arcillas y lapilli medio, mientras que el depósito 1106C tiene un tamaño de partícula entre limos-arcillas y lapilli fino. También se puede observar la mediana del diámetro de grano ($Md\phi$) y el grado de selección ($\sigma\phi$).

Los cuatro depósitos piroclásticos caen dentro del campo de los depósitos de caída (Fig. 22), lo que concuerda con los histogramas de frecuencia. Además se puede observar que la mediana del diámetro varía entre -1ϕ y 0ϕ y que todas las muestras presentan una selección de moderada a pobre, pues su grado de selección varía entre 0.8ϕ y 1.3ϕ . Por lo tanto, por su aspecto de campo, su distribución unimodal y demás parámetros granulométricos, los depósitos de esta unidad corresponden a depósitos de caída.

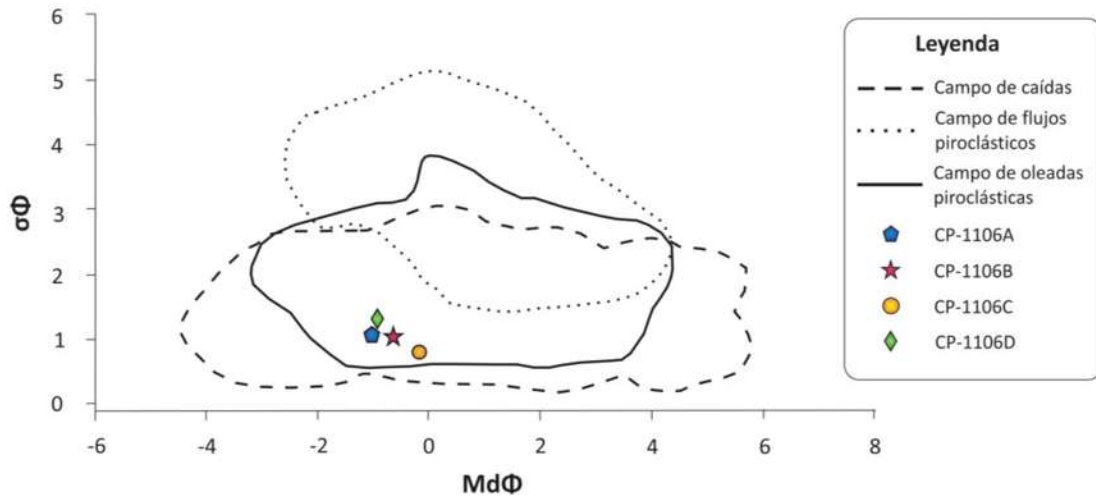


Figura 22. Diagrama de Walker (1971), en el cual se grafican los parámetros $Md\phi$ y $\sigma\phi$ de las cuatro muestras de caída tomadas en la sección #1106. Se puede observar que las cuatro muestras caen en el campo de los depósitos de caída.

7.2. Componentes

El análisis de componentes se realizó por medio del conteo de más de 500 partículas en las fracciones -4ϕ a 2ϕ de las cuatro muestras de los depósitos de caída. Todos los componentes constituyentes de la unidad DDCP son cristales aislados y líticos accidentales, los cuales fueron separados en dos grupos: líticos accidentales rojos y líticos accidentales grises. Los cristales aislados no son juveniles, más bien fueron separados de los líticos accidentales durante la explosión que los generó. A continuación se describen los cuatro depósitos.

Depósito de caída 1106A. Los componentes de éste depósito tienen tamaños que van desde -4ϕ hasta 4ϕ (Fig. 23). Las fracciones -4ϕ y -3ϕ están formadas totalmente por líticos rojos, muy angulosos, con porosidad y costras de sílice amorfo en su superficie, debidas a la alteración hidrotermal. Algunos de los líticos presentan microfracturas. La fracción -2ϕ está constituida por líticos rojos (97 %), que van de angulosos a subredondeados (en menor cantidad) y líticos grises (3 %), de formas subangulosas y subredondeadas. Ambos grupos presentan porosidad y costras de sílice amorfa en su superficie (anexo C). La fracción -1ϕ está constituida por líticos rojos (99 %) que van de angulosos a subredondeados y líticos grises (1 %) subangulosos y subredondeados. Ambos presentan porosidad, pero los líticos grises se encuentran más alterados que los líticos rojos y sólo los líticos rojos presentan costra de sílice amorfa. En la fracción 0ϕ hay líticos rojos (95 %) y líticos grises (5 %). Ambos presentan formas subangulosas y

subredondeadas con porosidad en su superficie. La fracción 1ϕ está constituida por líticas de color rojo a rosa (los más alterados; 98 %), líticas grises (1.5 %) y cristales aislados y rotos. Todos los líticos son porosos y presentan de formas angulosas y subangulosas mayoritariamente, sin embargo, se les encuentra en menor cantidad con formas subredondeadas. Escasos líticos presentan costra de sílice en su superficie. Los cristales aislados están formados por plagioclasas (0.4 %), a las cuales se les encuentra translucidas y opacas (alteradas) y ortopiroxenos oxidados (0.1 %). La fracción 2ϕ está formada por líticos rojos (92 %), líticas grises (2.5 %) y cristales aislados y rotos. Los líticos rojos son porosos, angulosos y subangulosos y pocos tienen costra de sílice amorfa. Los líticos grises son porosos, subredondeados y más alterados que los rojos. Los cristales aislados son de plagioclasas de color opaco (4 %), ortopiroxeno oxidado (1 %), cuarzo translucido (0.3 %) y óxido (0.2 %). En la fracción 3ϕ no se distinguen líticas grises, sólo se observan líticos rojos (67 %) subangulosos y subredondeados y porosos, además de cristales aislados y rotos, constituidos por plagioclasa translúcida y opaca (20 %), ortopiroxeno oxidado (10 %) y óxido (3 %). La fracción 4ϕ está constituida por líticos rojos (60 %) con formas subangulosas y subredondeadas y cristales aislados de plagioclasa translúcida y opaca (40 %), ortopiroxeno oxidado (15 %) y óxido (5 %).



Figura 23. Líticos accidentales rojos de la muestra CP-1106A, pertenecientes al depósito de caída 1106A. A) Líticos de tamaño -4ϕ , B) Líticos de tamaño -3ϕ , C) Líticos de tamaño -2ϕ y D) Líticos de tamaño -1ϕ .

Depósito de caída 1106B. Los componentes de éste depósito tienen tamaños que van desde -2ϕ hasta 3ϕ (Fig. 24). La fracción -2ϕ está constituida totalmente por líticos de color rojo, aunque los más alterados toman un color rosa. Todos son de formas angulosas y subangulosas. La fracción -1ϕ está formada totalmente por líticos rojos y subangulosos, con una costra de oxidación fina y de color anaranjado. Algunos se encuentran muy alterados tomando un color rosa, los cuales están más porosos que los rojos. Pocos líticos presentan una costra de sílice amorfa. La fracción 0ϕ está formada totalmente por líticos de color rojo con costra fina anaranjada y líticos más alterados de color rosa, aunque los primeros son más predominantes. Todos son de formas angulosas y subangulosas y presentan porosidad. Casi no se les observa con costra de sílice morfa. La fracción 1ϕ está constituida por líticos rojos con la misma costra fina de color anaranjado (98.5 %) y cristales aislados y rotos. Los líticos son angulosos y subangulosos, además de porosos. Los más alterados toman un color rosa y se encuentran más porosos. Escasos líticos presentan costra de sílice amorfa. En cuanto a los cristales sólo se distinguen plagioclasa (1 %) y cuarzo (0.5 %) opacos. La fracción 2ϕ está constituida por líticos angulosos y subangulosos de color rojo con costras anaranjadas (85 %) y rosas cuando están más alterados. También se observan cristales aislados y rotos de plagioclasa translúcidas y opacas (10 %) y ortopiroxeno oxidado (5 %). La fracción 3ϕ está constituida por líticos rojos con costra anaranjada (75 %) y cristales aislados y rotos. Los líticos son angulosos y sugangulosos y en menor cantidad subredondeados. Todos los líticos presentan porosidad y los más alterados tienen un color rosa. Los cristales están constituidos por plagioclasa (20 %) y ortopiroxeno oxidado (5 %).



Figura 24. Líticos accidentales rojos de la muestra CP-1106B, pertenecientes al depósito de caída 1106B. A) Líticos de tamaño -2ϕ , B) líticos de tamaño -1ϕ y C) Líticos de tamaño 0ϕ .

Depósito de caída 1106C. Los componentes de éste depósito tienen tamaños que van desde 0ϕ hasta 3ϕ (Fig. 25). La fracción 0ϕ está compuesta totalmente por líticos rojos con formas que van de angulosas a subredondeadas, con una costra fina de oxidación de color amarillo. Los más alterados son de color rosa con la misma costra y son los más predominantes. Todos los líticos presentan porosidad y muy pocos tienen costra de sílice amorfo. La fracción 1ϕ está constituida por líticos rojos (95 %) con costra fina amarilla y cristales aislados. Los líticos son angulosos, subangulosos y subredondeados y los más alterados son de color rosa y presentan mayor porosidad que los menos alterados. En ésta fracción sólo se distinguen cristales aislados y rotos de plagioclasa (5 %) de color opaco. La fracción 2ϕ está constituida por líticos rojos con costra fina de color amarillo (80 %) y cristales aislados. Los líticos presentan formas angulosas y subangulosas y pocos subredondeados. Los más alterados presentan color rosa y son más porosos que el resto. Los cristales están constituidos por plagioclasa de color opaco (15 %) y ortopiroxeno oxidado (5 %). En la fracción 3ϕ sólo se distinguen líticos rojos con la misma costra fina de color amarillo de formas angulosas a subredondeadas. Posiblemente hayan cristales aislados, pero la costra de alteración no permite distinguirlos de los líticos.

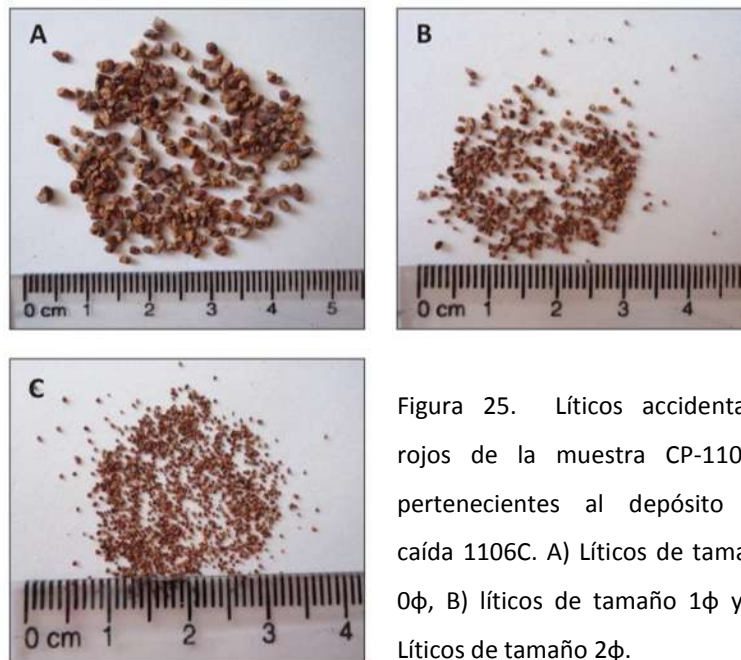


Figura 25. Líticos accidentales rojos de la muestra CP-1106C, pertenecientes al depósito de caída 1106C. A) Líticos de tamaño 0ϕ , B) Líticos de tamaño 1ϕ y C) Líticos de tamaño 2ϕ .

Depósito de caída CP-1106D. Los componentes de éste depósito tienen tamaños que van desde -2ϕ hasta 3ϕ (Fig. 26). Las fracciones -2ϕ y -1ϕ están constituidas totalmente por agregados de líticos de color rojo-anaranjado de formas subangulosas y subredondeados. Los líticos presentan porosidad. La

fracción 0 ϕ está constituida por agregados de líticos y pocos líticos sueltos (99.8 %) de color rojo-anaranjado y de formas angulosas y subangulosas y cristales rotos y aislados de plagioclasa (0.2 %) opacos con una costra fina de óxido de color rojo. La fracción 1 ϕ está constituida por líticos sueltos y pocos agregados de líticos (99 %), todos de color rojo-anaranjado con formas subangulosas y subredondeadas, además de cristales de plagioclasa (1 %) de color opaco con costras finas de color rojo. La fracción 2 ϕ está formada por líticos sueltos de color rojo-anaranjado (93 %) con formas angulosas, subangulosas y subredondeadas, además de cristales de plagioclasa (2 %) y ortopiroxeno (5 %), ambos rotos y con costra de color rojo. La fracción 3 ϕ está formada por líticos sueltos de color rojo-anaranjado (79.5 %) con formas que van de angulosas a subredondeadas, y cristales de plagioclasa (15 %), ortopiroxeno (5 %) y óxido (0.5 %), todos presentan costra de color rojo.

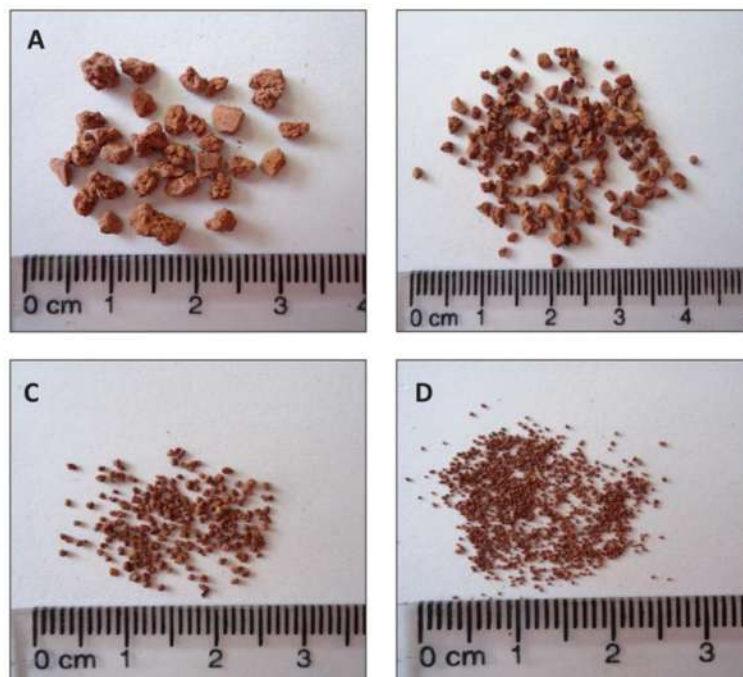


Figura 26. Líticos accidentales rojos de la muestra CP-1106D, pertenecientes al depósito de caída 1106D. A) Líticos de tamaño -2 ϕ , B) líticos de tamaño -1 ϕ , C) Líticos de tamaño 0 ϕ y D) Líticos de tamaño 1 ϕ .

7.3. Morfología de partículas

Como se vio en la sección anterior, los componentes de los cuatro depósitos de caída son líticos accidentales rojos y grises y, en menor cantidad, cristales de plagioclasa, ortopiroxeno, óxido y cuarzo, que aparecen en las fracciones más finas. Sin embargo, las características morfológicas y texturales de

los líticos y cristales se observaron mejor mediante imágenes de MEB, debido a la escala micrométrica en la que se puede trabajar.

El análisis mostró que los componentes finos pueden encontrarse con superficies angulosas (Figs. 27E, 27G, 27O, 27Q, 27R y 27S), subangulosas (Figs. 27K, 27L, 27M, 27Ñ y 27P) y subredondeadas (Figs. 27A-D, 27F, 27H, 27I y 27N) (Stow, 2005). Todos los líticos presentan baja esfericidad (0.79-0.6; Stow, 2005), además de porosidad y, en algunos casos, costras de sílice amorfa (Fig. 27A, anexo C) y descamación (Figs. 27I y 27s), debidas a la alteración. Los componentes angulosos en ocasiones presentan formas de bloques ("*blocky shapes*") y paredes planares (Figs. 27E, 27G, 27S y 27Q). Es común encontrar texturas de agregados de arcillas como productos de alteración (Figs. 27a, 27e, 27k, 27m, 27ñ, 27p, 27r y 27s), sin embargo en los cristales menos alterados aún es posible ver la matriz microlítica con ausencia de arcillas (Figs. 27b, 27h y 27i).

Este análisis también mostró que los cristales aislados de plagioclasa presentan fisuras ("*cracks*") y fracturas escalonadas ("*stepped fractures*") y concoidales ("*Dish-shaped fractures*") (Figs. 27J y 27j; Heiken y Wohletz, 1992), y que sólo los líticos accidentales grises presentan cristales de cuarzo (Figs. 27H, 27h, 27I y 27i; anexo C), mientras que en los accidentales rojos solo es posible percibir cristales de plagioclasa (Figs. 27O y 27o; anexo C).

De acuerdo al análisis de componentes y al análisis morfológico realizado con el MEB hay total ausencia de líticos juveniles en los depósitos de caída de la unidad DCCP, siendo todos los componentes accidentales.

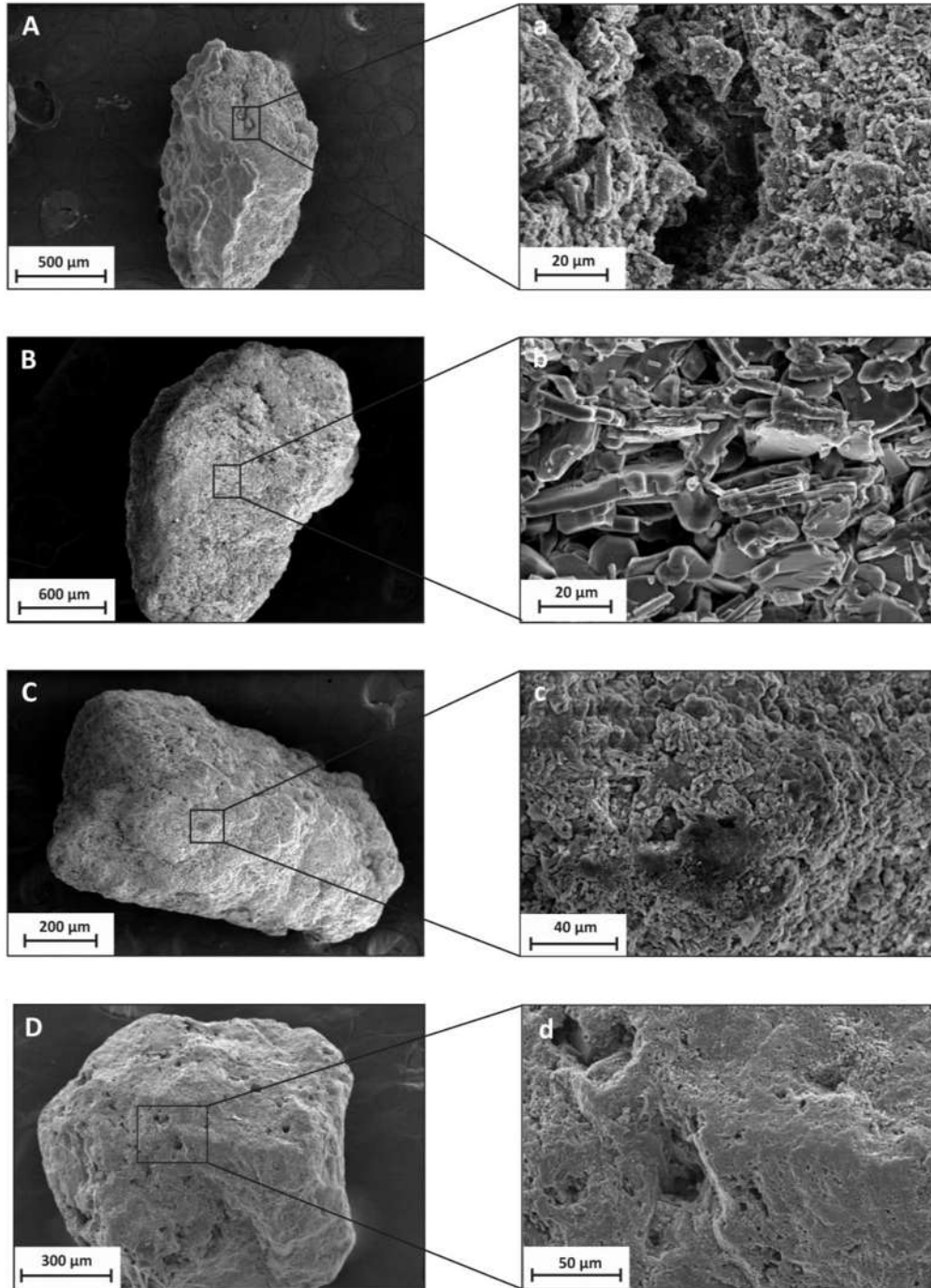


Figura 27. Imágenes obtenidas bajo el MEB de líticos accidentales pertenecientes a la muestra CP-1106A. A, B, C y D) Líticos subredondeados y porosos. El lítico de la imagen A) presenta costra de sílice amorfo. Las imágenes a, b, c y d) son acercamientos de los líticos A, B, C y D, correspondientemente, en los que se observa matriz microlítica, porosidad y alteración. En el caso de a) se observa textura de agregados de arcillas.

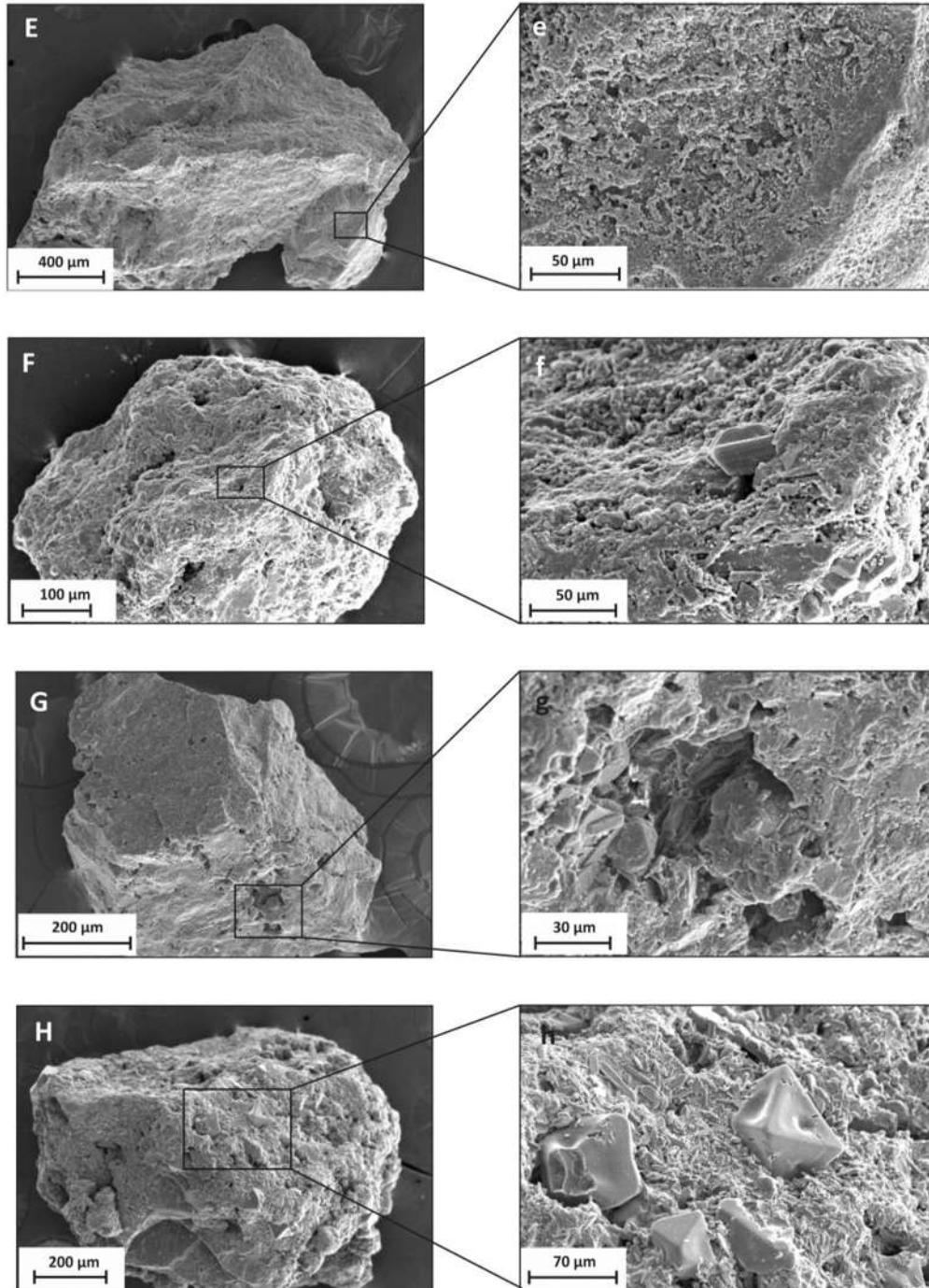


Figura 27. Continuación. Líticos accidentales pertenecientes a la muestra CP-1106A. E) Lítico anguloso con forma de bloque y poroso. F) Lítico subredondeado y poroso. G) Lítico anguloso con paredes planares y poroso. H) Lítico subredondeado y poroso con presencia de cristales de cuarzo. Las imágenes e, f, g y h) son acercamientos de los líticos E, F, G y H, correspondientemente, en los que se observa matriz porosa, alterada y textura de agregados de arcillas. En el caso de h) se observan cristales de cuarzo.

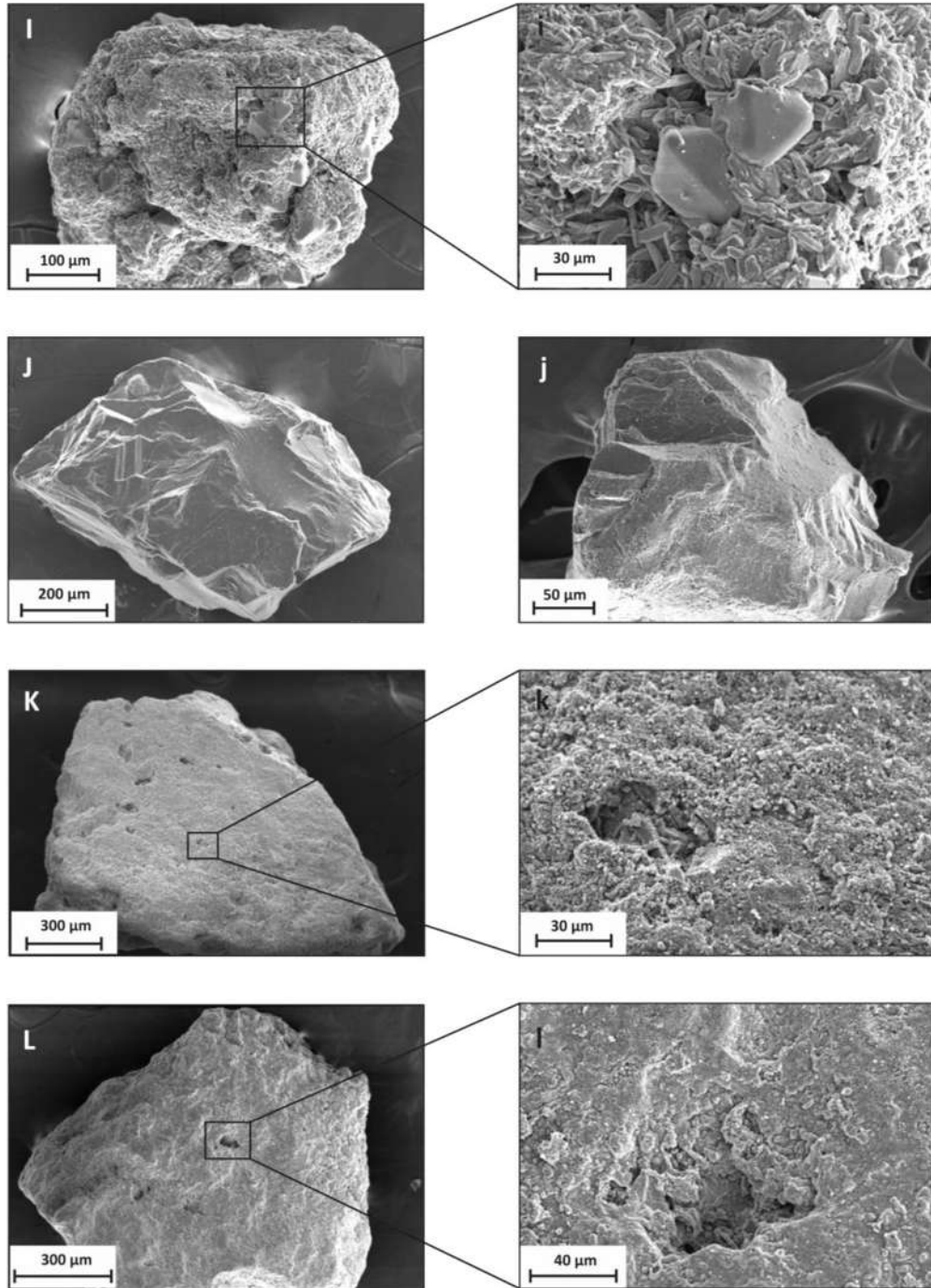


Figura 27. Continuación. Lítico subredondeado y poroso (I) y cristal de plagioclasa fracturada (J) pertenecientes a la muestra CP-1106A. K) y L) Líticos subangulosos y porosos pertenecientes a la muestra CP-1106B. La imagen i) es un acercamiento del lítico I en el que se observan cristales de cuarzo. j) Cristal de plagioclasa fracturada perteneciente a la muestra CP-1106C. Las imágenes k y l) son acercamientos de los líticos K y L, correspondientemente, en los que se observa textura de agregados de arcillas y descamación.

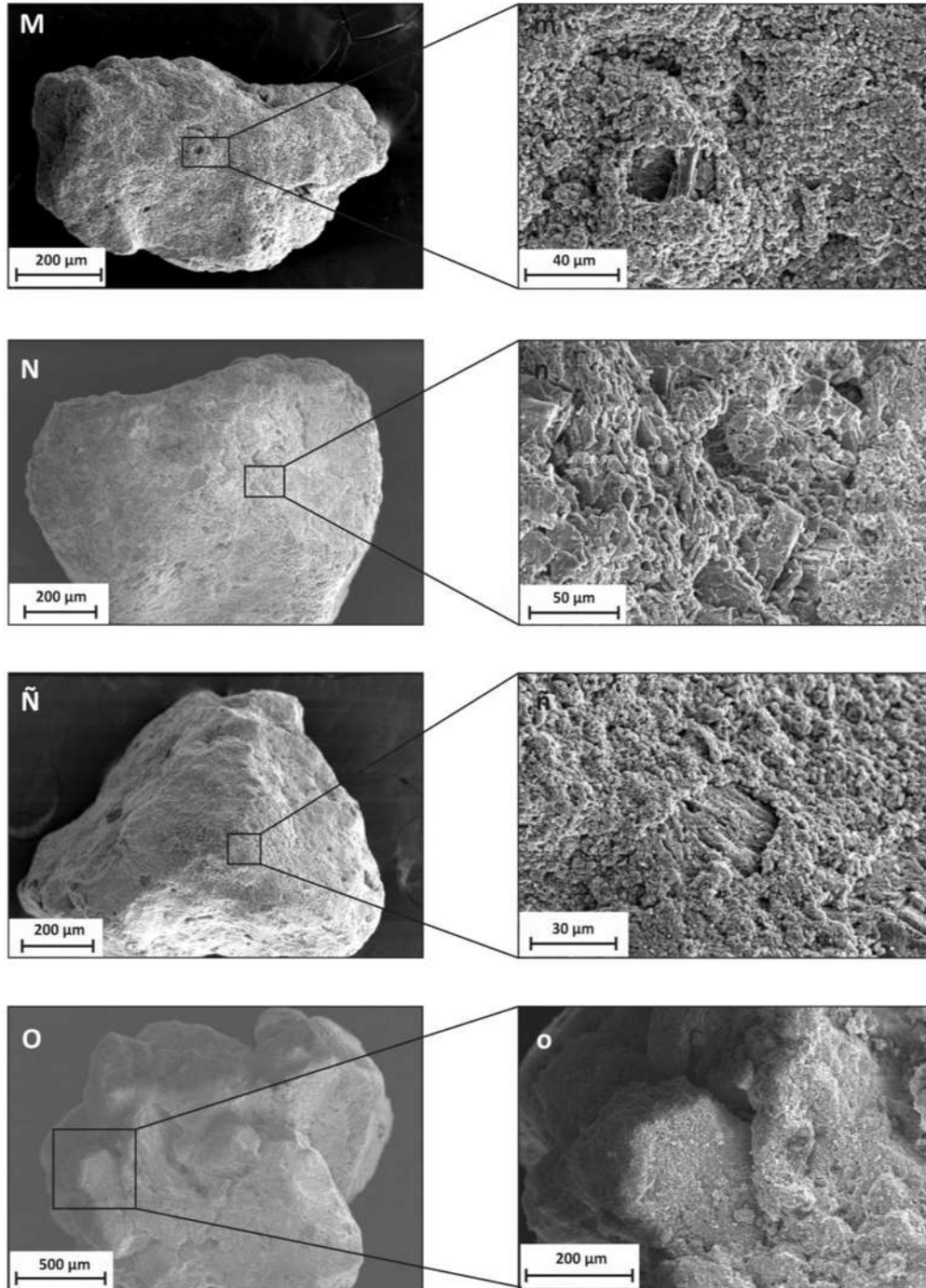


Figura 27. Continuación. M) Lítico subanguloso y poroso perteneciente a la muestra CP-1106B. N) lítico subredondeado y Ñ) Lítico subanguloso y poroso pertenecientes a la muestra CP-1106C. O) Lítico anguloso perteneciente a la muestra CP-1106D. Las imágenes m, n y ñ) son acercamientos de los líticos M, N y Ñ, correspondientemente, en los que se observa alteración y textura de agregados de arcillas. La imagen o) es un acercamiento del lítico O, en el cual se observa un cristal de plagioclasa.

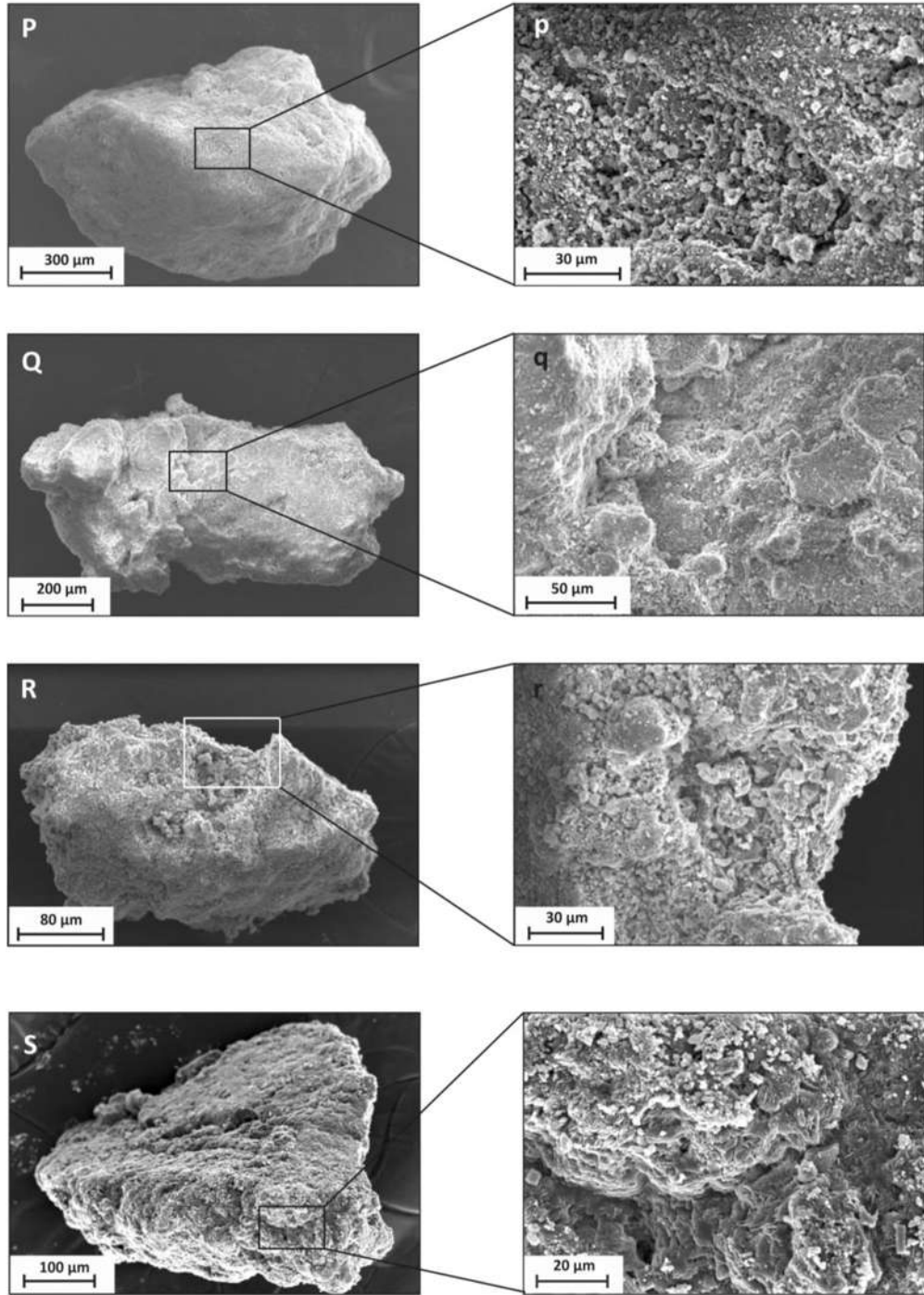


Figura 27. Continuación. P, Q, R y S) Líticos angulosos y porosos pertenecientes a la muestra CP-1106D. Las imágenes p, q, r y s) son acercamientos de los líticos P, Q, R y S, correspondientemente, en los que se observa textura de agregados de arcillas.

Capítulo 8.

Petrografía

Para realizar una descripción de las características texturales y mineralógicas de las distintas rocas del CVCP se hizo un estudio petrográfico. El análisis modal se realizó a través de una estimación óptica, determinando el porcentaje de fenocristales (> 0.3 mm) y microfenocristales (entre 0.3 y 0.03 mm) (Wilcox, 1954), así como el porcentaje de matriz vítrea y microlitos, en cada sección delgada. En total se describieron 17 secciones delgadas de lava pertenecientes a las distintas estructuras volcánicas que conforman el complejo volcánico y una de la roca sedimentaria encontrada en la sección estratigráfica #1124, la cual se asoció a la Unidad Lutita Café. A continuación se da una descripción general de las unidades LBCP, LDCP, DCP y DDCP, debido a que todas tienen la misma asociación mineralógica, sin embargo en el anexo D (tabla 4) se describen todas las secciones delgadas tomadas en cada sección estratigráfica levantada.

8.1. Lava Brechada Dacítica Cerro Prieto (LBCP)

De esta unidad se analizaron dos secciones delgadas, una perteneciente a la capa basal brechada y otra correspondiente a la capa superior masiva, en la sección estratigráfica #1113. Ambas secciones presentan una textura hipocristalina, inequigranular y pilotaxítica, sin embargo la lava brechada basal presenta una matriz mucho más vítrea (70 % vidrio y 21.5 % microlitos; Figs. 28A y 28B) que la lava masiva, la cual tiene una matriz más cristalina.

Las dos secciones presentan cristales de plagioclasa como microlitos, en su mayoría, y microfenocristales y pocos fenocristales (6 %) de forma euhedral-subhedral, algunas con bordes reabsorbidos e inclusiones de ortopiroxeno y óxido. El ortopiroxeno se encuentra como microfenocristal (2 %) de forma subhedral con bordes reabsorbidos e inclusiones de óxido. Los óxidos se encuentran como microfenocristales (0.5 %) de forma subhedral. En general, se observan pocos glomerocristales de plagioclasa con ortopiroxeno y algunas vesículas pequeñas de formas irregulares.

La lava basal del complejo volcánico, presenta una mayor cantidad de vidrio y microlitos mucho más pequeños que todas las demás muestras de lava de las otras estructuras volcánicas del complejo.

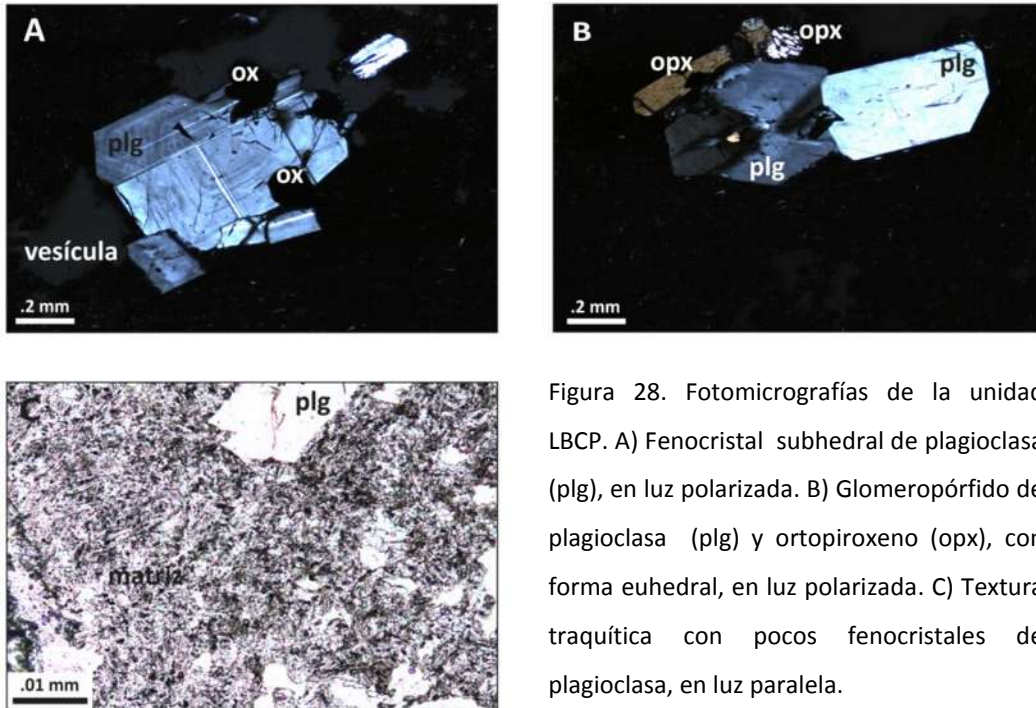


Figura 28. Fotomicrografías de la unidad LBCP. A) Fenocristal subhedral de plagioclasa (plg), en luz polarizada. B) Glomeropórfido de plagioclasa (plg) y ortopiroxeno (opx), con forma euhedral, en luz polarizada. C) Textura traquítica con pocos fenocristales de plagioclasa, en luz paralela.

8.2. Lava Dacítica Cerro Prieto (LDCP)

De esta unidad se analizaron cinco secciones delgadas, pertenecientes a las muestras colectadas en las secciones estratigráficas #1101, 1104, 1111, 1112 y 1140. Las cinco secciones presentan matriz hipocristalina e inequigranular, pero CP-1101 y CP-1140 presentan además una matriz pilotaxítica, mientras que en las secciones #1104 y 1111 tienen matriz traquítica y en la sección #1112 variolítica (arreglo de microlitos en forma de abanico). En los cuatro casos su matriz está compuesta por vidrio (25-50 %) y microlitos (38-60 %).

En todas las secciones se observa la presencia de plagioclasa como microlito, microfenocristal y fenocristal (2.3-7.5 %), de forma euhedral-subhedral, con bordes reabsorbidos e inclusiones de óxido, ortopiroxeno y apatito. El ortopiroxeno se encuentra como microlito de forma alargada con oxidación (Figs. 29C y 29D), microfenocristal y poco fenocristal (1-8 %) con formas que van desde anhedral hasta euhedral. La mayoría presenta bordes de óxido y en algunos casos se les encuentra totalmente reemplazados por estos óxidos. Los óxidos se encuentran, mayoritariamente, como microlitos (2-4.5 %) de formas euhedrales-subhedrales. También se observan glomeropórfidos de plagioclasa y ortopiroxeno,

pocas vesículas pequeñas de formas irregulares, además de epidota como mineral de alteración, rellenando espacios entre los microlitos.

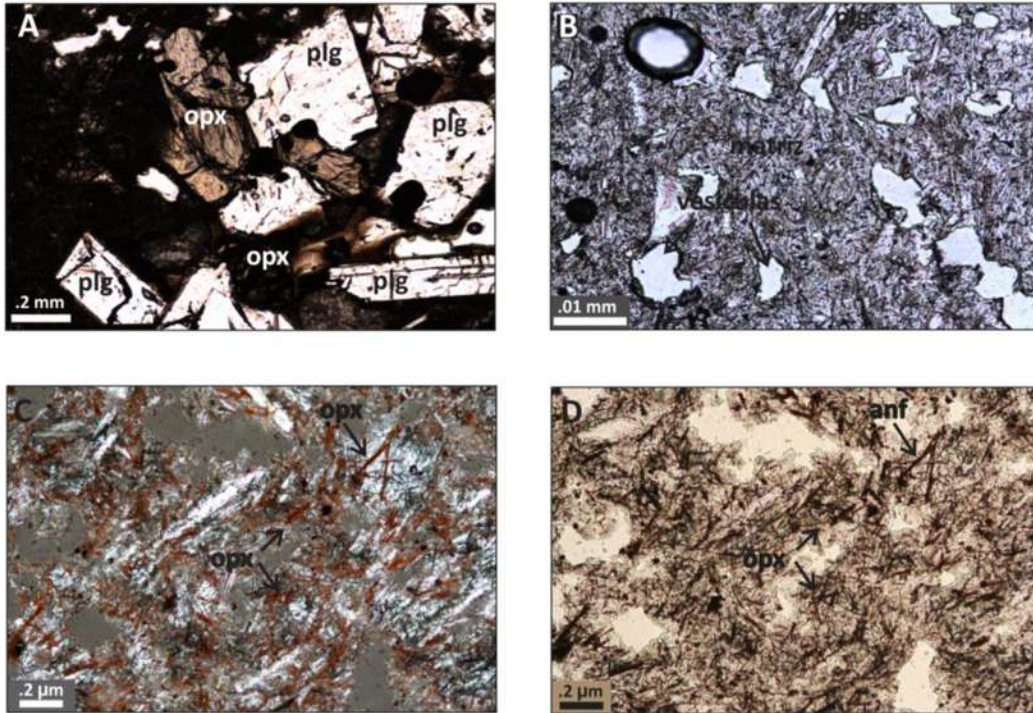


Figura 29. Fotomicrografías que muestran algunas características petrográficas de la unidad LDCP. A) Glomeroporfido de plagioclasa (plg) y ortopiroxeno (opx), con forma subhedrales, en luz paralela. B) Textura microlítica y variolítica, en donde se pueden observar algunos microfenocristales de plagioclasa, en luz polarizada. C) y D) Microlitos oxidados correspondientes a cristales de opx. La microfotografía C) fue tomada con luz polarizada y la D) con luz paralela.

8.3. Dique Dacítico Cerro Prieto (DCP)

De esta unidad se analizaron dos secciones delgadas correspondientes a las secciones estratigráficas #1102 y 1105. Las dos secciones presentan matriz hipocristalina, pero en la sección #1102 tiene matriz pilotaxítica, mientras que en la sección #1105 presenta matriz traquítica. En ambos casos su matriz está compuesta por vidrio (20-40 %) y microlitos (50-67 %).

En las dos secciones se observa la presencia de plagioclasa como microlito, microfenocristal y fenocristal (6.5-10 %) de forma euhedral-subhedral, algunas con bordes reabsorbidos e inclusiones de óxido, ortopiroxeno y apatito. El ortopiroxeno se presenta como microfenocristal y fenocristal (2-2.5 %) de

forma anhedral-subhedral con bordes reabsorbidos e inclusiones de óxido. Los óxidos se encuentran como microlitos, en su mayoría, y microfenocristal (0.5-1 %) de forma subhedral. En general, se observan pocos glomeropórfidos de plagioclasa, ortopiroxeno y óxido, pocas vesículas pequeñas de formas irregulares y epidota como mineral de alteración (Fig. 30).

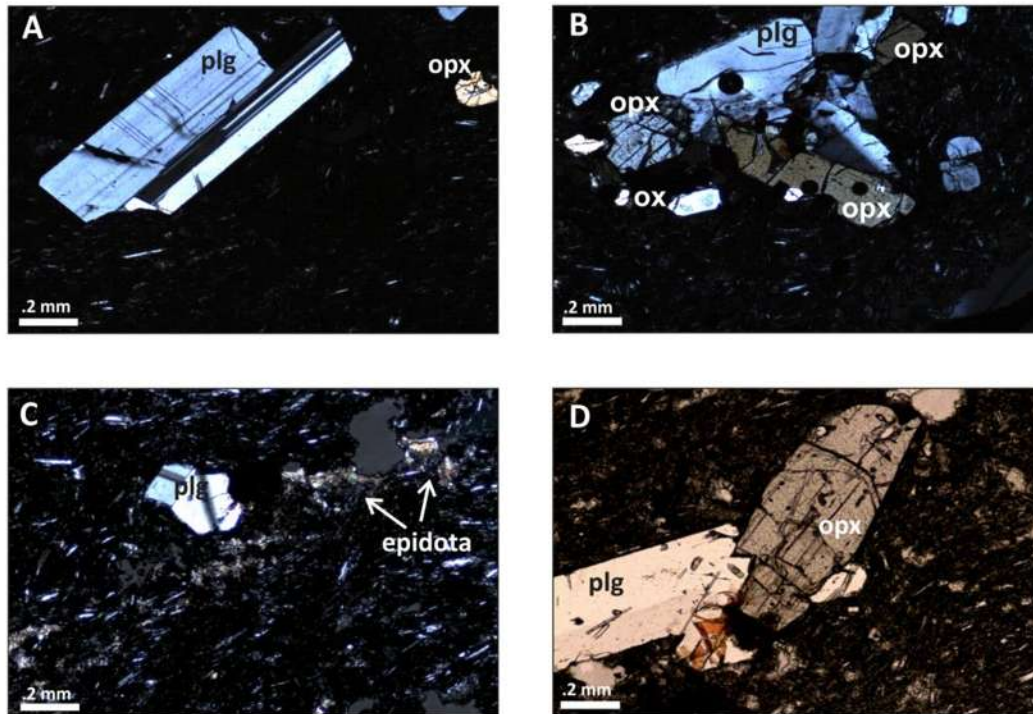


Figura 30. Fotomicrografía de la unidad DCP. A) Plagioclasa (plg) con forma euhedral y maclado polisintético, en luz polarizada. B) Glomeropórfido de plagioclasa y ortopiroxeno (opx), en luz polarizada. C) Textura traquítica y mineral de epidota relleno de espacios entre los microlitos de plagioclasa, en luz polarizada. D) Fenocristales de plagioclasa con inclusiones de apatito y fenocristales de ortopiroxeno, en luz paralela.

8.4. Domos Dacíticos Cerro Prieto (DDCP)

De esta unidad se analizaron ocho secciones delgadas correspondientes a las secciones estratigráficas #1107, 1108, 1109, 1118, 1119, 1132, 1133 y 1136. En todas las secciones, la matriz es hipocristalina e inequigranular, sin embargo en las secciones #1108, 1109, 1118 y 1119 presentan matriz traquítica-pilotaxítica, mientras que en las secciones #1107, 1132 y 1136 presentan una matriz pilotaxítica y la sección #1136 matriz traquítica. En todas las secciones la matriz está compuesta por vidrio (15-30 %) y microlitos (56-73.5 %).

En todas las secciones la plagioclasa aparece como microlito, microfenocristal y fenocristal (9-20 %), de forma euhedral-subhedral, algunas presentan bordes reabsorbidos e inclusiones de óxido y ortopiroxeno. El ortopiroxeno se encuentra como microlito en la matriz , microfenocristal y fenocristal (2-4 %) de forma desde euhedral hasta anhedral con bordes reabsorbidos u oxidados y algunos se encuentran totalmente reemplazados por óxido. Los óxidos se encuentran como microlitos y microfenocristales (1-6 %) de forma subhedral. Se observan pocas vesículas pequeñas de formas irregulares y glomeropórfidos de plagioclasa y ortopiroxeno. En algunas secciones se observa epidota como mineral de alteración (Fig. 31).

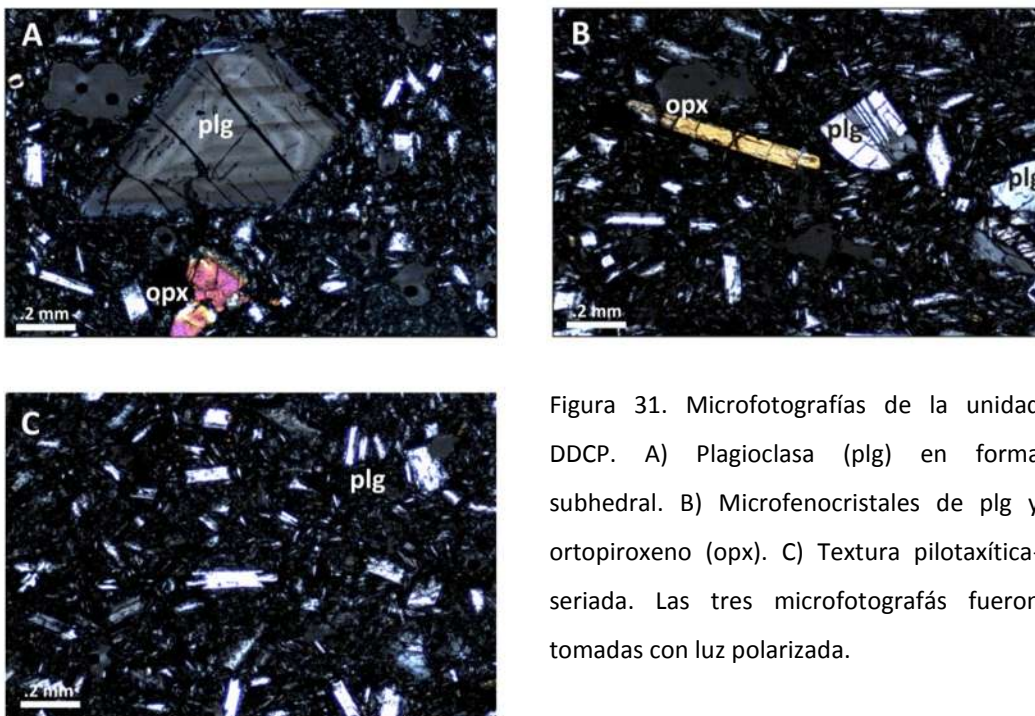


Figura 31. Microfotografías de la unidad DDCP. A) Plagioclasa (plg) en forma subhedral. B) Microfenocristales de plg y ortopiroxeno (opx). C) Textura pilotaxítica-seriada. Las tres microfotografías fueron tomadas con luz polarizada.

El análisis químico de las fases minerales (plagioclasa, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti) y vidrio fueron realizadas en seis secciones delgadas de roca de las unidades LBCP (muestra CP-1113), LDCP (muestras CP-1112 y CP-1140), DCP (muestra CP-1105) y DDCP (muestras CP-1133 y CP-1136) con la microsonda electrónica. Los resultados se muestran a continuación.

9.1. Vidrio

En promedio, el vidrio de las rocas del CVCP es de composición riolítica (Fig. 32). En la unidad LBCP, el contenido en sílice varía de 70.3 a 76.2 % en peso (tabla 5; anexo E).

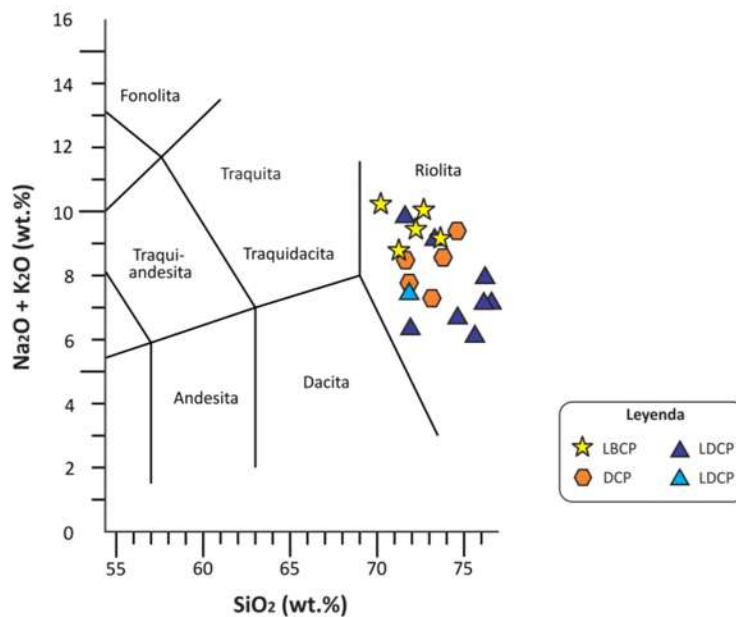


Figura 32. Diagrama de TAS (LeBas et al., 1986) para las muestras de vidrio del CVCP. El triángulo celeste corresponde a la inclusión de vidrio de la unidad LDCP.

9.2. Plagioclasas

La plagioclasa representa la fase mineral más abundante en las rocas del CVCP (Capítulo 8). Los análisis, que se realizaron en distintos puntos en fenocristales de este mineral (Fig. 33), muestran que su composición química presenta poca variación en las diferentes unidades volcánicas. En la unidad LBCP, la muestra CP-1113 tiene una composición química de $An_{(41-49)}Ab_{(50-58)}Or_{(0.5-1)}$. En la unidad LDCP, la muestra CP-1112 tiene una composición de $An_{(43-47)}Ab_{(52-56)}Or_{(0.5-1)}$, y la muestra CP-1140 presenta una composición química de $An_{(31-46)}Ab_{(54-65)}Or_{(0.5-4)}$. La unidad DCP tiene una composición de $An_{(43-46)}Ab_{(53-56)}Or_{(0.6-1)}$ en la muestra CP-1105. En la unidad DDCP, la muestra CP-1133 presentan una composición que varía de $An_{(39-45)}Ab_{(55-60)}Or_{(0.5-2)}$, mientras que en la muestra CP-1136, la composición es de $An_{(42-47)}Ab_{(52-57)}Or_{(0.5-1)}$ (tabla 6; anexo E).

De acuerdo a los resultados obtenidos, las composiciones más frecuentes de las plagioclasas encontradas en las rocas del CVCP varían entre Ab_{54} y Ab_{56} , con un predominio en Ab_{54} (Fig.34).

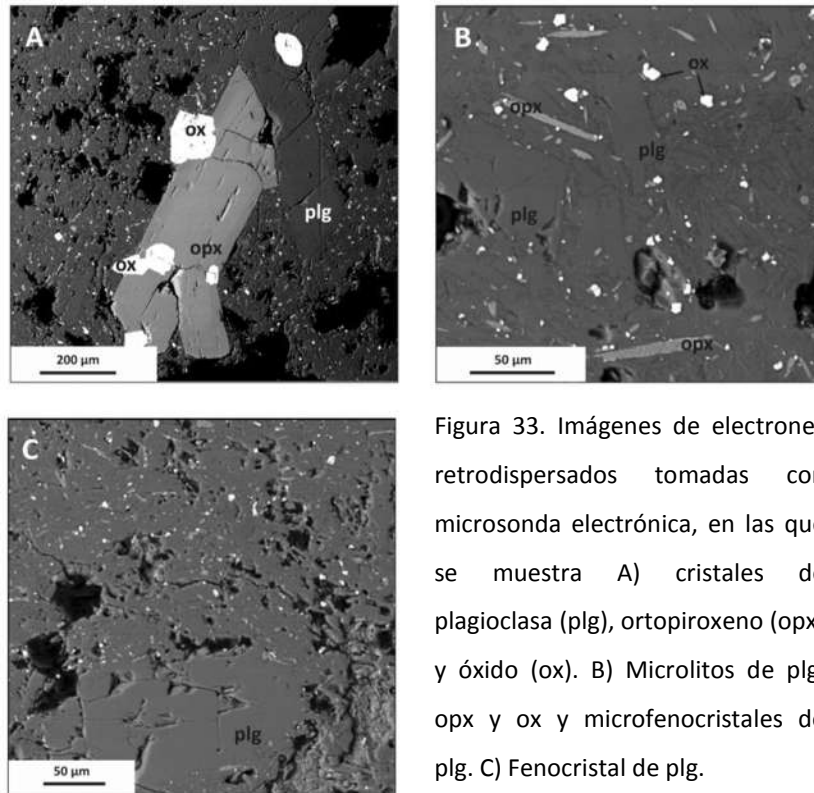


Figura 33. Imágenes de electrones retrodispersados tomadas con microsonda electrónica, en las que se muestra A) cristales de plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx) y óxido (ox). B) Microlitos de plg, opx y ox y microfenocristales de plg. C) Fenocristal de plg.

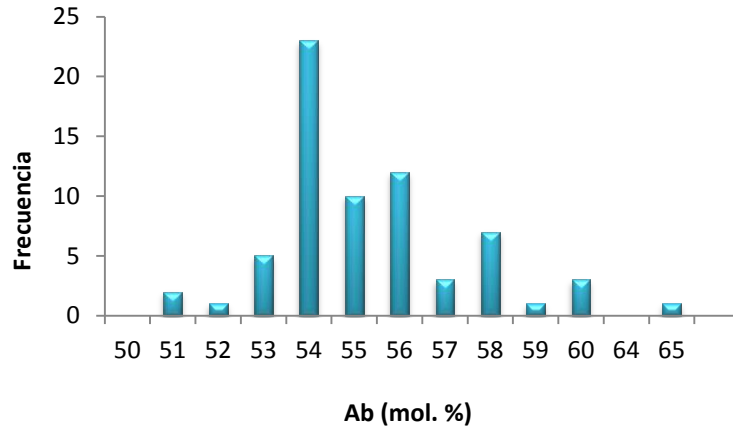


Figura 34. Histograma de frecuencia composicional para las plagioclasas del CVCP, en el cual se observa que la composición química más frecuente es Ab_{54}

9.3. Piroxenos

El piroxeno es la segunda fase mineral más abundante en las rocas del CVCP, siendo todos ortopiroxenos ricos en FeO. Los análisis químicos se realizaron en microfenocristales y fenocristales de ortopiroxeno (Fig. 35) y, de acuerdo a los resultados obtenidos, en la unidad LBCP (muestra CP-1113) los cristales tienen una composición de $En_{(49-57)}Fs_{(40-48)}Wo_{(3-4)}$. En la unidad LDCP, la muestra CP-1112 tiene una composición química de $En_{(47-50)}Fs_{(46-50)}Wo_{(3-4)}$, mientras que en la muestra CP-1140 presentan una composición de $En_{(48)}Fs_{(48-49)}Wo_{(3-4)}$. En la unidad DDP, la muestra CP-1105 presentan una composición química que varía de $En_{(44-58)}Fs_{(39-53)}Wo_{(3-4)}$. En la unidad DDCP la muestra CP-1133 tiene una composición de $En_{(46-53)}Fs_{(43-51)}Wo_{(3-4)}$ y en la muestra CP-1136 la composición es de $En_{(44-47)}Fs_{(50-52)}Wo_{(3-4)}$ (tabla 7; anexo E).

Existe una relación entre la concentración de magnesio (Mg) y la concentración de hierro (Fe) en los olivinos y piroxenos (número de magnesio, $\#Mg = (Mg/Mg+Fe)*100$), la cual, aunque no es sensible al grado de fusión parcial, está muy influenciada por la cristalización fraccionada de un magma (Best and Christiansen, 2001). En general, valores bajos de $\#Mg$ corresponden a magmas félsicos, mientras que valores altos corresponden a magmas máficos. En el caso del CVCP se encontró que el $\#Mg$ calculado en todos los cristales de ortopiroxeno es homogéneo, ya que en la mayoría de los ortopiroxenos tiene un valor entre 36 y 39. Sólo dos cristales presentaron un valor de $\#Mg$ igual a 20 (Fig. 36), por lo podrían deberse a que estos sean xenocristales, a que la medición no fue correcta o a que se midió otra fase mineral.

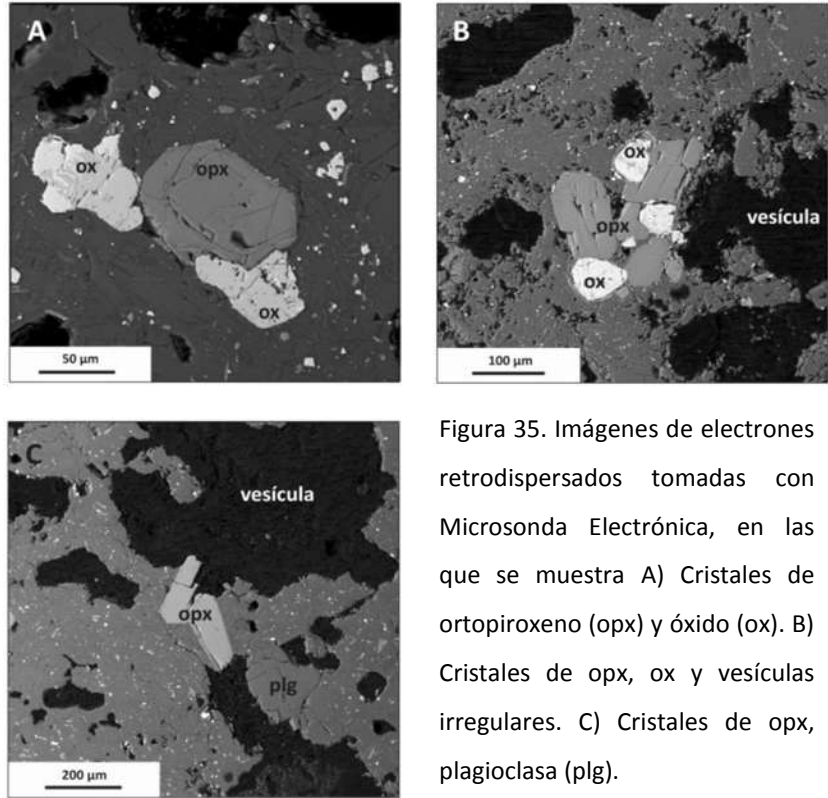


Figura 35. Imágenes de electrones retrodispersados tomadas con Microsonda Electrónica, en las que se muestra A) Cristales de ortopiroxeno (opx) y óxido (ox). B) Cristales de opx, ox y vesículas irregulares. C) Cristales de opx, plagioclasa (plg).

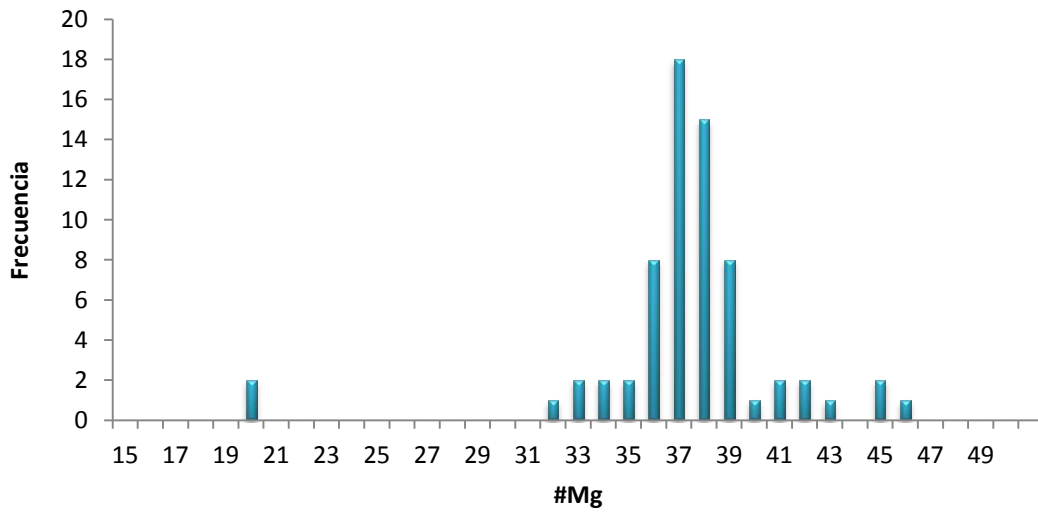


Figura 36. Histograma de frecuencia de $\#Mg = (Mg/Mg+Fe)*100$ para los ortopiroxenos del CVCP, en que se observa que esta relación es homogénea, con valores entre 36 y 39 y sólo dos cristales tienen un $\#Mg = 20$, encontrándose aislados del resto de los cristales.

9.4. Óxidos de Fe-Ti

En este trabajo fueron analizados óxidos de Fe-Ti, específicamente titanomagnetita e ilmenita, la primera de la serie Ulvoespinela-Magnetita y la segunda de la serie Ilmenita-Hematita. Ambos minerales se encuentran presentes en todas las muestras del CVCP como inclusiones, microlitos y microfenocristales (Fig. 37).

Los resultados obtenidos muestran que en las cuatro unidades analizadas, el óxido de Fe-Ti predominante es la titanomagnetita, mientras que la ilmenita se encuentra en cantidades más bajas (tabla 8; anexo E). Utilizando la reformulación mineral de Stormer (1983), se encontró que los óxidos de Fe-Ti, en la unidad LBCP, presentan una composición de $Usp_{(52)}Ilm_{(64)}$ (muestra CP-1113). En la unidad LDCP los óxidos tienen una composición de $Usp_{(50-53)}Ilm_{(89-90)}$ en la muestra CP-1112, pero en la muestra CP-1140 solo se encontraron óxidos de Fe con una composición de $Usp_{(26-30)}$. En la muestra CP-1105 de la unidad DDP, también se encontraron sólo óxidos de Fe con una composición de $Usp_{(50-59)}$. Finalmente, en la unidad DDCP los óxidos de Fe-Ti tienen una composición $Usp_{(35-44)}Ilm_{(83-86)}$ en la muestra CP-1133 y una composición de $Usp_{(48-58)}Ilm_{(90)}$ en la muestra CP-1136.

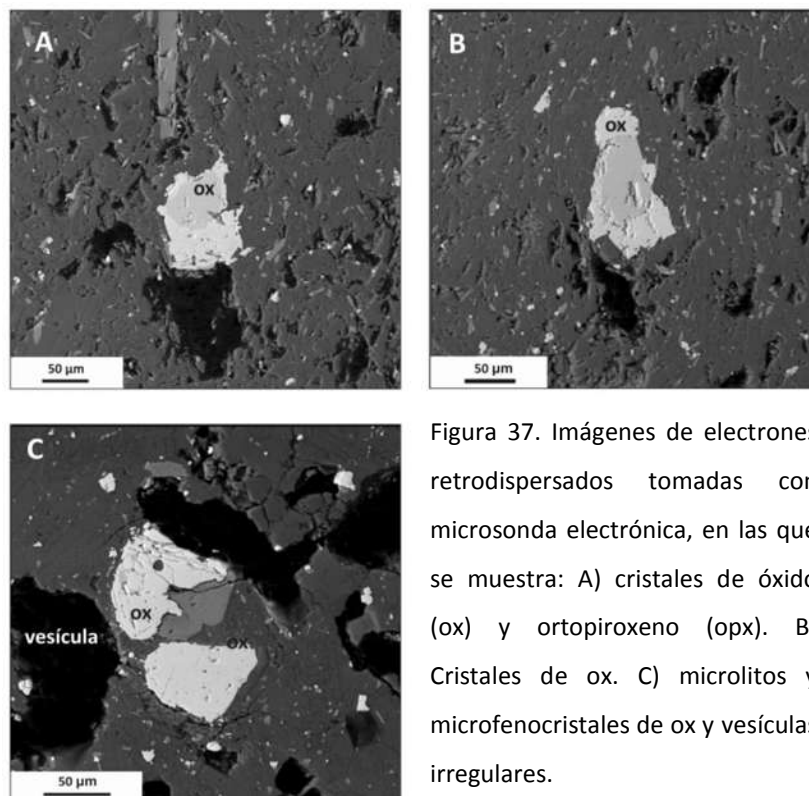


Figura 37. Imágenes de electrones retrodispersados tomadas con microsonda electrónica, en las que se muestra: A) cristales de óxido (ox) y ortopiroxeno (opx). B) Cristales de ox. C) microlitos y microfenocristales de ox y vesículas irregulares.

Capítulo 10.

Geoquímica

Los análisis de elementos mayores y traza se realizaron en nueve muestras de roca, mientras que los análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb se hicieron en ocho muestras, en ambos casos pertenecientes a las unidades LBCP (muestra CP-1113), LDCP (muestras CP-1101, CP-1104 y CP-1112), DCP (muestra CP-1105) y DDCP (muestras CP-1107, CP-1108, CP-1109 y CP-1133). A continuación se presentan los resultados.

10.1. Elementos mayores

Debido a su abundancia y variabilidad, los elementos mayores son de gran utilidad en la clasificación química de rocas ígneas y en el entendimiento de los procesos evolutivos de magmas. Por tal motivo y para determinar con precisión la composición química del CVCP y los procesos evolutivos que intervinieron en su formación, fueron medidas las concentraciones de estos elementos en muestras de roca total (tabla 9; anexo F).

De acuerdo a los resultados obtenidos, las rocas son subalcalinas (calcialcalinas; Figs. 38A y 38B) y tienen una composición dacítica con variaciones de sílice que van de 65.6 a 68.9 % en peso (Fig. 38C). En los diagramas tipo Harker se pueden apreciar algunas tendencias en el comportamiento de los elementos con respecto al sílice. En estos diagramas se observa que las cuatro unidades del CVCP presentan un empobrecimiento de CaO y MgO (Figs. 39A y 39B) y un enriquecimiento en MnO y K₂O (Figs. 39C y 39D), con respecto al incremento de SiO₂. Para el caso del FeO y Al₂O₃ la unidad DDCP exhibe tendencias positivas, mientras que las unidades DCP y LDCP tendencias negativas (Figs. 39E y 39F). El Na₂O y P₂O₅ no muestran tendencias bien definidas (Figs. 39G y 39H), y en el caso del TiO₂ sólo la unidad DDCP presenta una tendencia positiva (Fig. 39I).

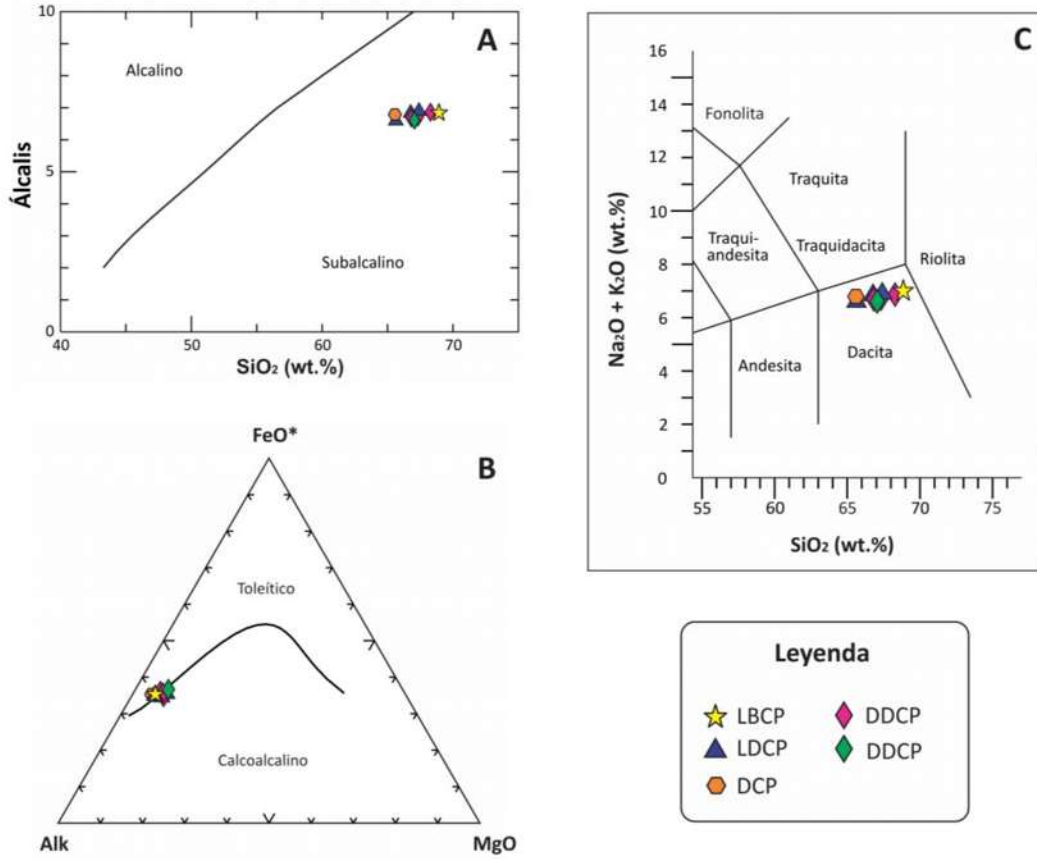


Figura 38. A) Álcalis vs. sílice (Irvin y Baragar, 1971), B) Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) y C) Diagrama AFM (Le Bas et al., 1986). Los rombos color rosa corresponden a muestras tomadas en los domos de la unidad DDCP, mientras que el rombo verde corresponde a muestras tomadas en el flujo de lava fisural.

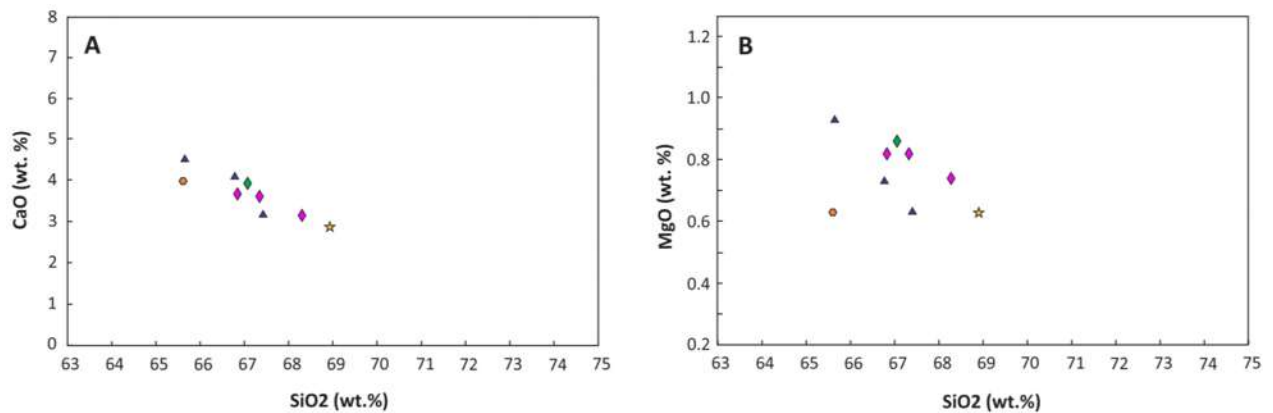


Figura 39. Diagramas tipo Harker de elementos mayores para las muestras del CVCP. A) Calcio, B) Manganeso.

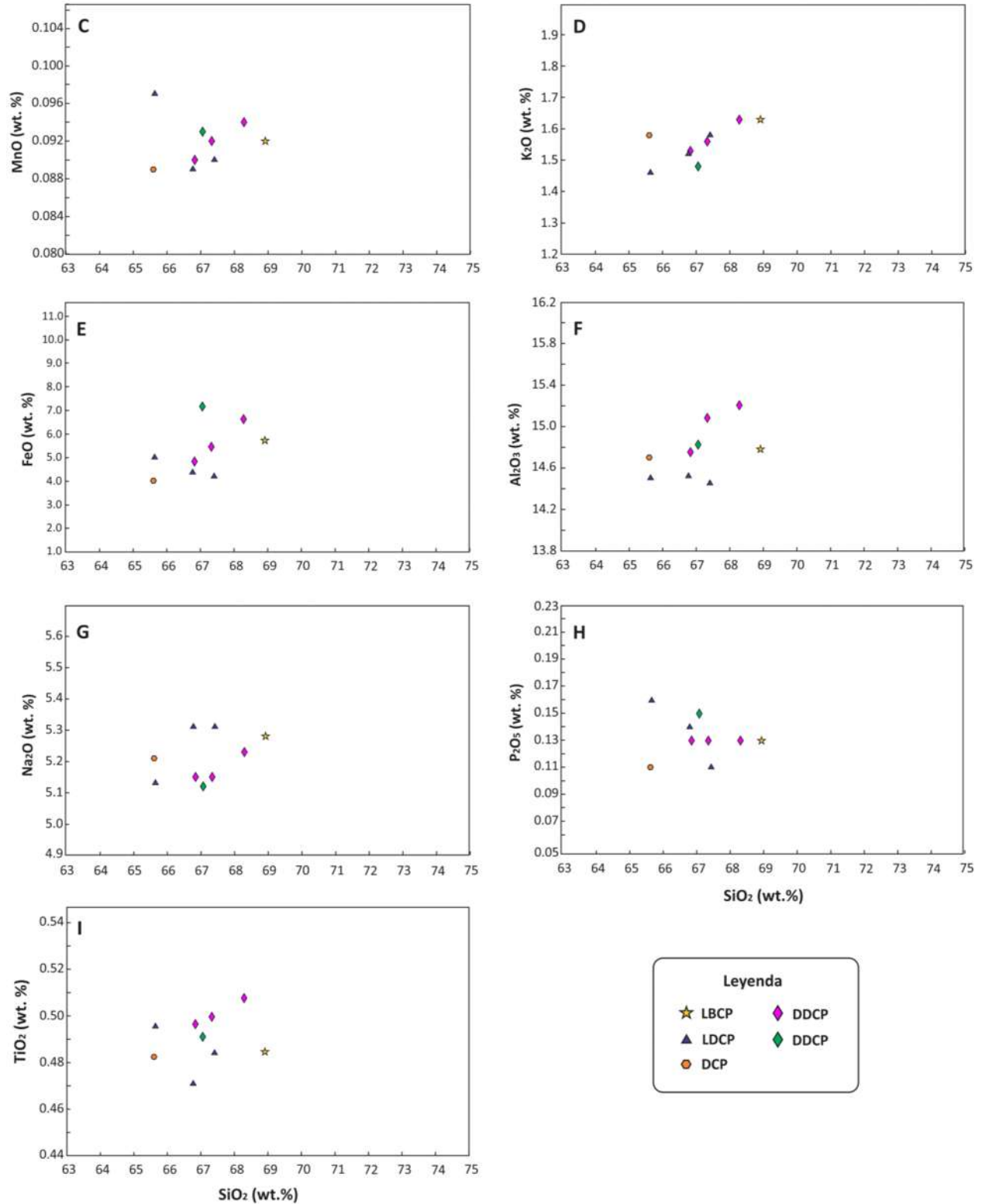


Figura 39. Continuación de los diagramas tipo Harker de elementos mayores. C) Manganeso, D) Potasio, E) Hierro, F) Aluminio, G) Sodio, H) Fósforo, I) Titanio.

10.2. Elementos traza y Tierras raras

Los elementos traza son buenos indicadores petrogenéticos y de procesos magmáticos, debido a su compatibilidad o incompatibilidad con las fases sólidas de un magma. Debido a las propiedades que presentan fueron de gran utilidad en la comprensión de los procesos petrogenéticos que ocurrieron en la fuente del CVCP. Las concentraciones de estos elementos se observan en la tabla 10 (anexo F).

En el diagrama de multielementos (Fig. 40A) se encuentran graficadas las concentraciones de elementos traza obtenidas en este trabajo (nueve muestras) y las obtenidas por Schmitt et al. (2013) para dos muestras de lava del mismo volcán, que de acuerdo a las coordenadas que estos autores reportan, corresponderían a las unidades LBCP y DDCP. En este diagrama se observa que los elementos traza no presentan concentraciones homogéneas para todas las muestras del CVCP.

También se puede observar un enriquecimiento en elementos incompatibles, con picos positivos de Ba, K, Pb, Nd y Zr y picos negativos en Nb, P y Ta. En el diagrama de tierra raras (REE; Fig. 40B) se observa el mismo comportamiento homogéneo para todas las muestras, con un enriquecimiento general en tierras raras ligeras, con valores mayores a 10 y una anomalía negativa de Eu. En ambos diagramas se muestra un comportamiento casi plano desde el disprosio (Dy) hasta el lutecio (Lu).

En los diagramas tipo Harker, para elementos traza, se aprecia una tendencia positiva para el Zr y una tendencia negativa para el Sc (Figs. 41A y 41B). Sin embargo, para otros elementos traza como por ejemplo, Rb, Sr, Sm, Nd y Lu no se observa ninguna tendencia definida (Figs. 41C, 41D, 41F y 41G). A pesar de que en algunos diagramas se observan algunas tendencias generales, se puede notar, que las concentraciones de los elementos traza son homogéneas en todas las muestras del CVCP.

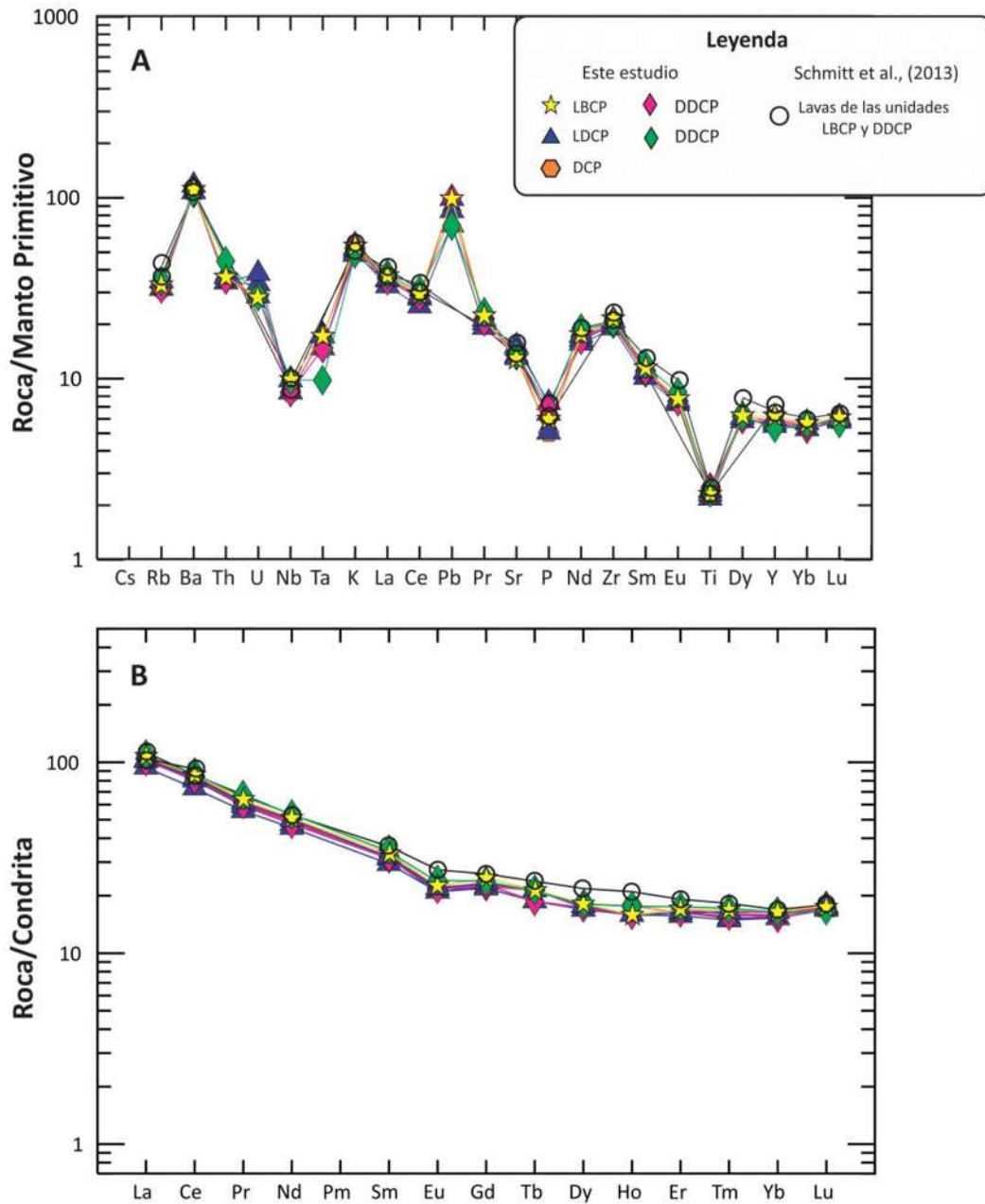


Figura 40. A) Diagrama de multielementos con valores normalizados con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). B) Diagrama de REE normalizados con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). En ambos diagramas se aprecia una homogeneidad química en todas las muestras del CVCP con enriquecimientos de las tierras raras ligeras.

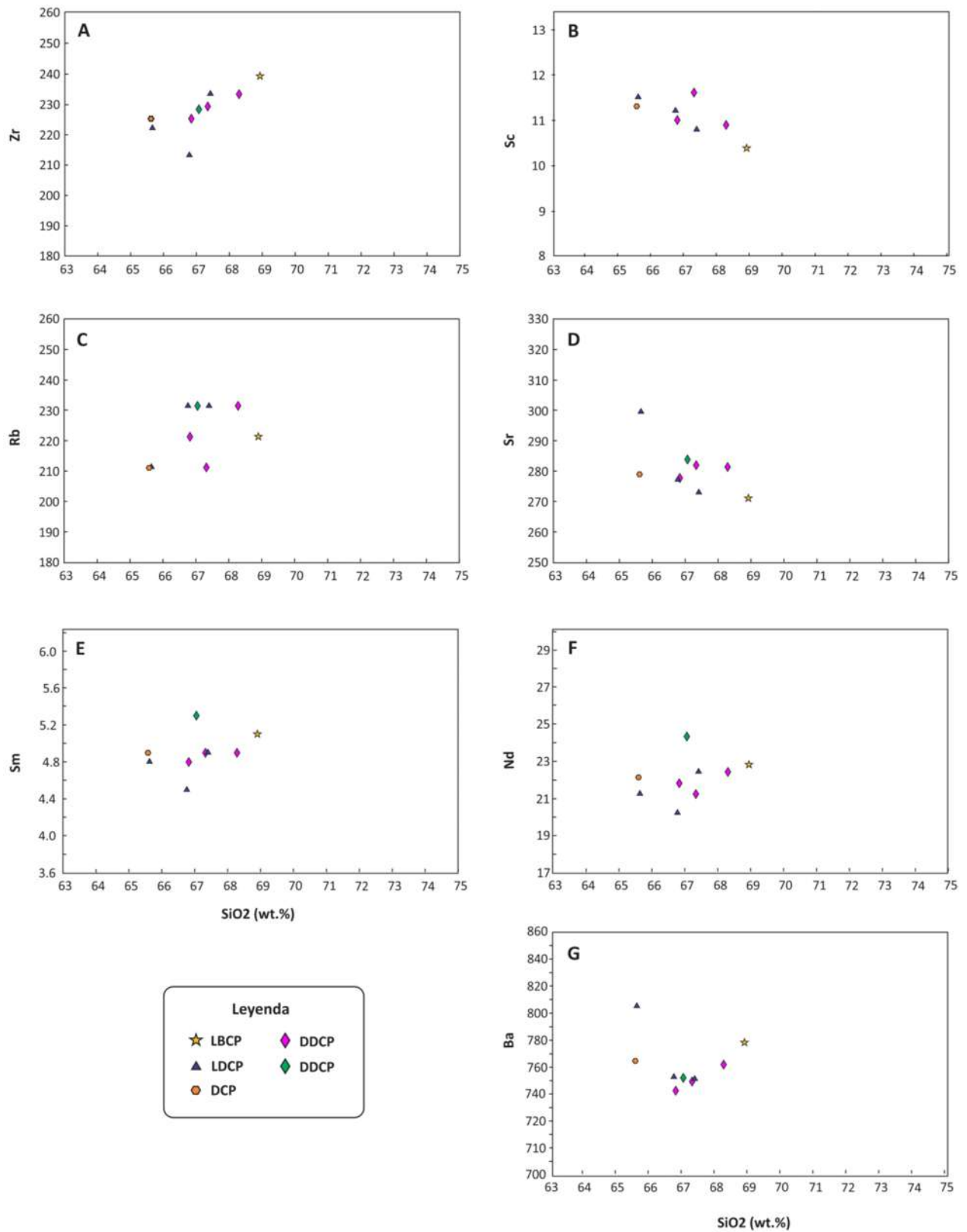


Figura 41. Diagramas tipo Harker para algunos elementos traza de las muestras del CVCP. A) Zirconio, B) Escandio, C) Rubidio, D) Estroncio, E) Samario, F) Neodimio, G) Bario.

10.3. Isótopos de Sr, Nd y Pb

Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb son características de las condiciones de profundidad y temperatura a las cuales se generan los magmas y dan información acerca de procesos petrogenéticos como mezcla y asimilación de magmas. Debido a su importancia y la información que estas pueden proporcionar, fueron de gran utilidad en la comprensión de los procesos magmáticos que intervinieron en la generación del magma que formó al CVCP.

De acuerdo a los resultados obtenidos (tabla 11; anexo F), las muestras del CVCP presentan relaciones isotópicas homogéneas. Sus relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varían de 0.704570 a 0.704599 y las de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.512672 a 0.512691 (Fig. 42), así como valores de ϵNd entre +0.66 y +1.03.

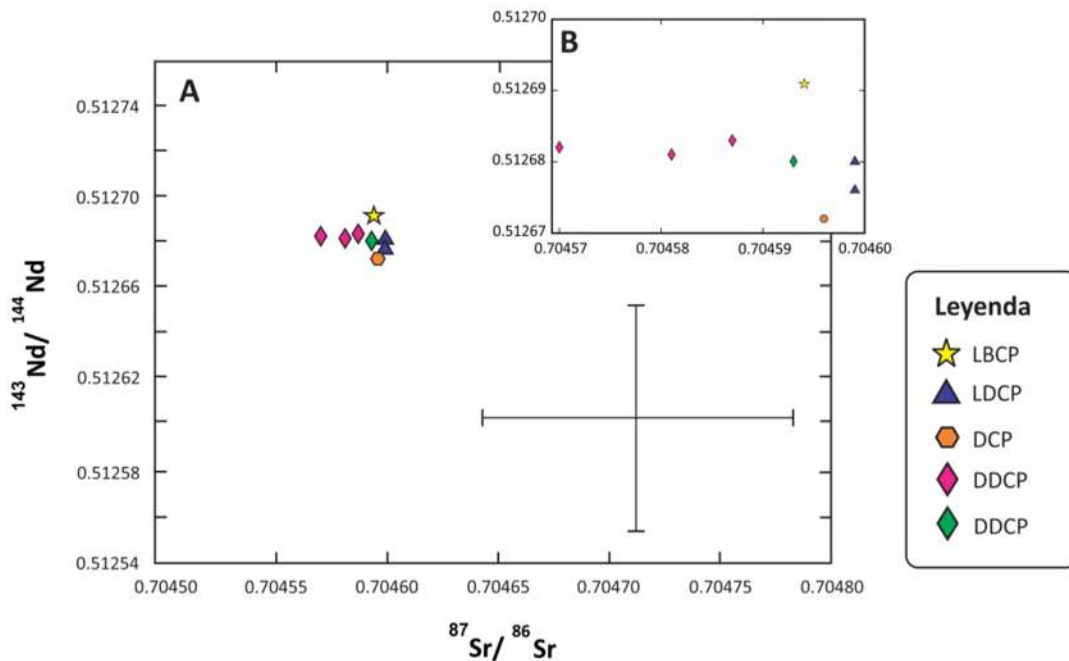


Figura 42. A) Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las muestras del CVCP, en el que se puede apreciar que las relaciones isotópicas son homogéneas en las cuatro unidades. B) Acercamiento de las relaciones isotópicas de Nd-Sr. La cruz representa dos desviaciones estándar para todas las muestras del CVCP.

En el diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 43), se hace una comparación entre los datos obtenidos, en este trabajo, para las lavas dacíticas del CVCP y los obtenidos por Schmitt et al. (2003) para una muestra de lava del CVCP y rocas ígneas obtenidas en cortes de pozos del CGCP, además de datos obtenidos para lavas riolíticas sepultadas superficialmente en el Campo Geotérmico Salton Sea (Schmitt y Hulen, 2008), para una lava riolítica perteneciente a los domos Salton Buttes y para tres xenolitos basáltico, granítico y metasedimentario encontrados en los mismos domos (Herzig y Jacobs, 1994), debido a que todas estas rocas se encuentran dentro de la misma cuenca tectónica. En este mismo diagrama se observa que las ocho muestras de lava pertenecientes al CVCP caen prácticamente en el mismo punto por lo que se encuentran representadas por un mismo símbolo, lo mismo ocurre con las riolitas superficiales del CGSS. Las lavas del CVCP, las de Salton Buttes y el xenolito basáltico caen dentro del cuadrante de bajo Rb/Sr y alto Sm/Nd, siendo las muestras del CVCP las más cercanas al arreglo del manto, mientras que la muestra de lava del CVCP obtenida por Schmitt et al. (2013), las muestras de lava riolítica expuesta en el CGSS, las muestras de los cortes de pozos del CGCP y el xenolito granítico caen dentro del cuadrante de alto Rb/Sr y alto Sm /Nd, lo implica alteración hidrotermal. Por último, el xenolito metasedimentario cae en el cuadrante de alto Rb/Sr y bajo Sm/Nd, como se esperaba. Sólo el xenolito metasedimentario presenta un valor negativo de ϵNd , mientras que el resto presentan un valor positivo.

Observando los dos diagramas de las figuras 42 y 43, y comparando escalas, se aprecia que todas las muestras del CVCP caen en el mismo punto, es decir las relaciones isotópicas de Nd y Sr son homogéneas en las todas las muestras, como se mencionó anteriormente.

En cuanto a las relaciones isotópicas de Pb, se tienen correlaciones lineales de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con variaciones de 18.8255 a 18.8373, de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con variaciones de 15.6142 a 15.6285 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con variaciones de 38.5946 a 38.6406 (tabla 11, anexo F). Sin embargo, al igual que las relaciones de Nd y Sr, están variaciones son muy homogéneas, pues todas caen dentro del mismo intervalo de desviación estándar (Figs. 44A y 44B).

Se realizó una comparación de las relaciones isotópicas de Pb del CVCP y de las lavas riolíticas del CGSS (Schmitt and Hulen, 2008). De acuerdo a los diagramas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figs. 44C y 44D), las riolitas del CGSS presentan relaciones isotópicas mayores que las del CVCP y ocurren de manera más dispersa, conservando una relación lineal positiva.

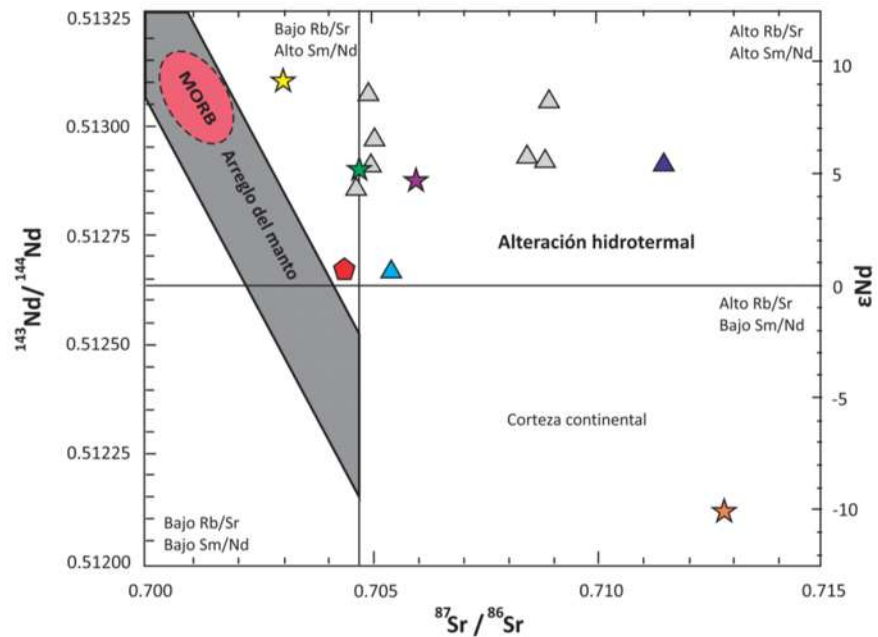


Figura 43. Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las muestras del CVCP, CGSS y Salton Buttes, en el que se puede observar una homogeneidad en las relaciones isotópicas para las muestras del CVCP obtenidas en este trabajo. Con excepción de del xenolito basáltico, la riolita de Salton Buttes y el xenolito metasedimentario, las demás muestras presentan alteración hidrotermal.

Capítulo 11.

Termometría

Un geotermómetro consiste en una serie de reacciones químicas entre cristales y fundido que se utiliza para estimar la temperatura de un magma. Uno de los métodos más usados para conocer la temperatura en un sistema magmático es la determinación de las composiciones de las soluciones sólidas de Fe-Ti coexistentes en el magma, que son ilmenita-hematita ($\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$) y ulvoespinela-magnetita ($\text{Fe}_2\text{TiO}_4\text{-Fe}_3\text{O}_4$; Arce, 2003).

Las composiciones de las soluciones sólidas ulvoespinela-magnetita dependen de la composición de la roca en la que se encuentran, de la temperatura y del estado de oxidación del sistema. Conforme se incrementa la temperatura, la espinela tenderá a una composición más rica en ulvoespinela y más pobre en la componente magnetita. Por otro lado, un incremento en la fugacidad del oxígeno aumentará la proporción de un hierro férrico (Fe^{+3}) en el sistema, por lo que incrementará la componente magnetita en la espinela y una disminución en ulvoespinela. Así que la temperatura y la fugacidad del oxígeno de una roca que contiene ambas soluciones sólidas de Fe-Ti dependerá de la composición química de las dos fases en el momento en que se hayan equilibrado (Arce, 2003 y autores ahí mencionados).

Para determinar la temperatura y fugacidad del oxígeno de los magmas del CVCP se utilizó el modelo termodinámico desarrollado por Ghiorso y Evans (2008), que se encuentra disponible en la red (melts.ofm-research.org), el cual se aplica al par de óxidos magnetita-ilmenita coexistentes en el magma. De esta manera fueron analizados los óxidos de ilmenita y magnetita correspondientes a las unidades LBCP (muestra CP-1113), DCP (muestra CP-1102) y DDCP (muestra CP-1109), debido a que éstas cubren toda el área de estudio al pertenecer una a la base del complejo volcánico, otra a la intrusión del dique y otra a las fases eruptivas finales.

La mayoría de los óxidos resultaron ser titanomagnetitas y en menor cantidad ilmenitas (tabla 12; anexo G), de los cuales sólo se tomaron los pares que se encontraron en equilibrio para determinar la temperatura y fugacidad del oxígeno.

Para las muestras de la unidad LBCP se estimó un intervalo de temperatura que varía de 933 °C a 951 °C y una fugacidad del oxígeno (ΔNNO) de -0.29 a -0.33. Para la unidad DCP el intervalo de temperatura varía de 906 °C a 957 °C y una fugacidad del oxígeno de -0.20 a -0.44. Para la unidad DDCP la temperatura estimada varía de 900 °C a 957 °C y una fugacidad del oxígeno de -16 a -30 (Fig. 45; tabla 13; anexo G).

En los tres casos se obtuvo una temperatura promedio que resultó ser de 939 °C \pm 7 °C para la unidad LBCP, 929 °C \pm 14 °C para la unidad DCP y 925 °C \pm 18 °C para la unidad DDCP.

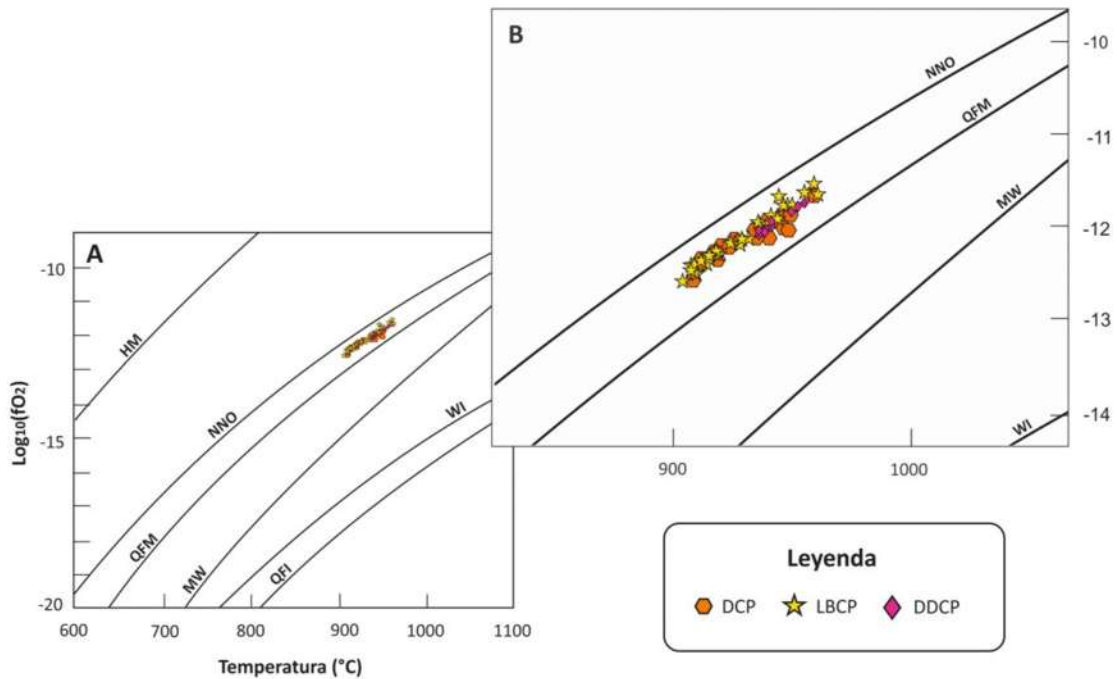


Figura 45. A) Diagrama que muestra la relación entre la temperatura (T) y fugacidad del oxígeno ($\text{Log}_{10}f\text{O}_2$) con respecto a diferentes curvas "Buffer": HM = "Hematite-Magnetite", NNO = "Nickel-Nickel Oxide", QFM = "Quartz-Fayalite-Magnetite", MW = "Magnetite-Wüstite", WI = "Wüstite-Iron", QFI = "Quartz-Fayalite-Iron". B) Acercamiento de las relaciones de temperatura y fugacidad del oxígeno, en el que se puede observar que todas las muestras son ligeramente más reducidas que NNO.

12.1. Granulometría, componentes y morfología de partículas

Existen diferentes tipos de explosiones que pueden dar lugar al tipo de depósitos piroclásticos que fueron encontrados en el CVCP, el cual se encuentra en el extremo noroeste de un campo geotérmico activo. El ambiente geológico en el que se encuentra ubicado el CVCP, es decir, dentro de un campo geotérmico emplazado sobre sedimentos saturados en agua, sugiere que estos depósitos pudieron haberse originado por explosiones freáticas, freatomagmáticas o hidrotermales (Sheridan y Wohletz, 1983; Barberi et al., 1992) las cuales se discuten a continuación.

En el caso de las explosiones freáticas, un cuerpo magmático a profundidad, ya sea estacionado en una cámara magmática o en ascenso hacia la superficie, se encuentra rodeado por rocas encajonantes. El calor que el magma transmite a las rocas circundantes las calienta, así como a los acuíferos o sedimentos superficiales saturados en agua. Este fenómeno vaporiza el agua y desarrolla zonas ricas en vapor que posteriormente son expandidas por el calor magmático. Eventualmente, la sobrepresión del vapor puede causar una explosión violenta que arrastra únicamente material del sustrato, sin clastos juveniles (Sheridan y Wohletz, 1983; Barberi et al., 1992; Martí y Mallarach, 1987), debido a que no hay una interacción directa entre el magma y el agua (Fig. 46; tabla 2). En el caso de una explosión freatomagmática, el magma en ascenso entra en contacto con un cuerpo de agua superficial o profunda, provocando la formación de una película delgada de vapor alrededor del contacto que se va expandiendo. La expansión y sobrepresurización de esta película de vapor genera una explosión violenta que mezcla fracciones de magma enfriados rápidamente (fragmentos juveniles) y fragmentos de rocas antiguas del sustrato, arrastrando todo hacia la superficie (Fig. 46; tabla 2; Sheridan y Wohletz, 1983). En este caso la explosión ocurre a profundidad en donde ocurrió el contacto magma-agua. Las explosiones hidrotermales son aquellas que están confinadas a sistemas hidrotermales-geotermiales (Barberi et al., 1992), debido a que se generan en la parte superior de estos sistemas por explosiones de vapor, por lo tanto son consideradas dentro de la categoría de erupciones freáticas (Sheridan y Wohletz, 1983). En este tipo de erupción la energía que produce la explosión es transferida a la superficie mediante

la circulación de agua meteórica a 250 °C, aunque la energía puede provenir de un cuerpo ígneo profundo. Estos sistemas son inestables porque el agua que está relativamente a baja temperatura y alta densidad se encuentra por encima de agua a alta temperatura con baja densidad y alta energía, por lo que se producen flujos de aguas termales y géisers. El material expulsado por estas erupciones está constituido por clastos del sustrato, vapor y agua (Fig. 46; tabla 2; Muffler et al., 1971).

Los análisis realizados en los depósitos piroclásticos de la unidad DCCP (muestras CP-1106a, b, c y d) asociados a la formación del cráter, se hicieron con la finalidad de conocer su tipo, composición y origen y de esta manera determinar cuál de los tres tipos de erupciones descritas anteriormente originó al cono Cerro Prieto. Por lo tanto, el primer paso fue realizar histogramas de frecuencia (Fig. 21) de los cuatro depósitos asociados, las cuales presentan curvas unimodales que son características de depósitos de caída, como se ha mencionado anteriormente. Los resultados obtenidos en este trabajo muestran que ninguno de los cuatro depósitos piroclásticos estudiados corresponde a oleadas piroclásticas, siendo más bien caídas piroclásticas. El hecho de que los depósitos presenten rango de selección de pobre a moderado puede deberse a su parcial removilización o la cercanía con la fuente.

El análisis de componentes muestra que los cuatro depósitos de caída están constituidos totalmente por líticos accidentales y cristales (Fig. 47). Los líticos accidentales son mayoritariamente de color rojo que se asocian a uno o varios domos que formaban ya parte de una estructura volcánica anterior a la erupción. Sólo en la muestra CP-1106A se observan pocos líticos de color gris provenientes del dique que se encuentra aflorando en algunas zonas alrededor del cráter (Capítulo 6). Su ausencia en los otros tres depósitos de caída se debe, seguramente, a que las explosiones pudieron haber ocurrido a diferentes profundidades. Estas explosiones separaron los cristales de la roca, por lo que se les encuentra en las fracciones más finas de los depósitos. El análisis morfológico mediante el MEB de las partículas finas corroboró que todos los componentes de los cuatro depósitos de caída son líticos accidentales con formas que van desde subredondeadas a redondeadas y hasta angulosas.

Tabla 2. Tipos de actividad hidrovolcánica relacionadas con la formación del cono Cerro Prieto (Barberi et al., 1992; Godchaux et al., 1992; Martí y Mallarach, 1987; Muffler et al., 1971).

Tipo de explosión	Freática	Freatomagmática	Hidrotermal
Causas	-Interacción de calor magmático con acuíferos y sedimentos superficiales.	-Interacción directa de un cuerpo magmático con un cuerpo de agua superficial o profundo.	-Interacción entre un cuerpo ígneo profundo y agua confinada en un sistema hidrotermal.
Material asociado	-Fragmentos de las rocas pre-existentes y del sustrato.	-Fragmentos de las rocas pre-existentes y del sustrato, además de fragmentos juveniles.	-Fragmentos de las rocas pre-existentes y del sustrato.
Tipo de depósitos asociados	-Brechas de explosión constituidas por fragmentos líticos del sustrato o de las rocas pre-existentes de diferentes tamaños. Depósitos piroclásticos de caída (ceniza y bloques).	-Oleadas piroclásticas húmedas y secas, en ocasiones, asociadas a depósitos piroclásticos de caída.	-Oleadas piroclásticas, depósitos piroclásticos de caída, agua y lodo.

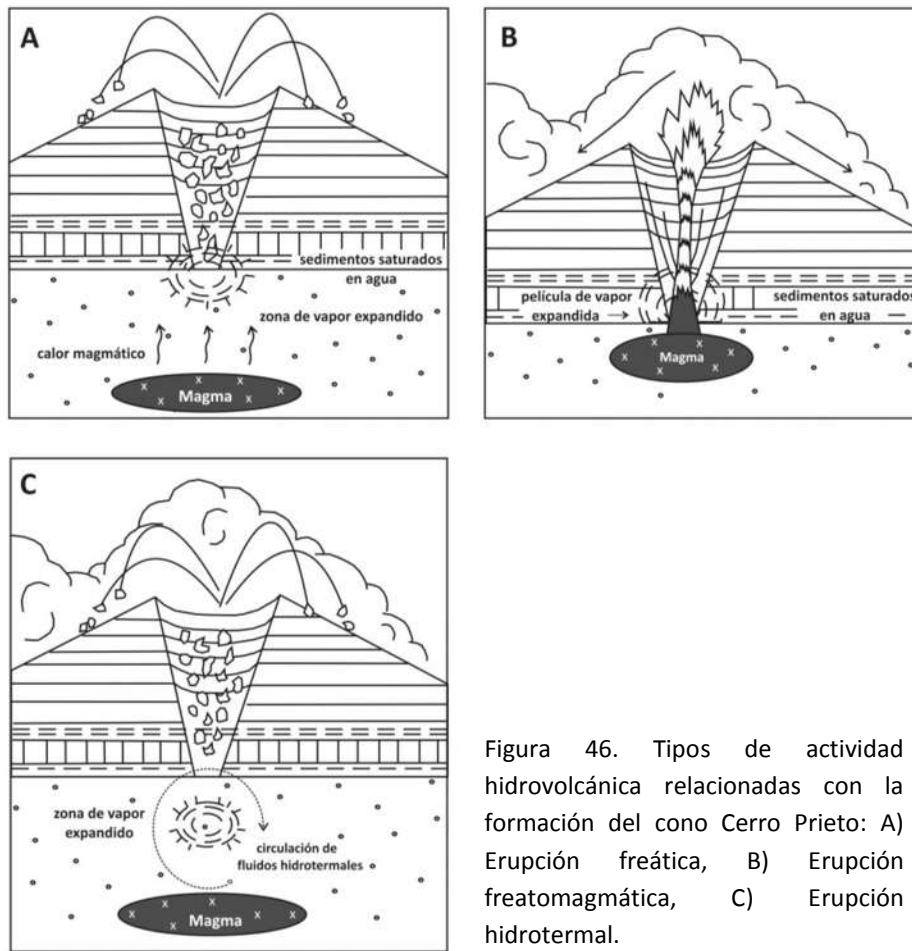


Figura 46. Tipos de actividad hidrovolcánica relacionadas con la formación del cono Cerro Prieto: A) Erupción freática, B) Erupción freatomagmática, C) Erupción hidrotermal.

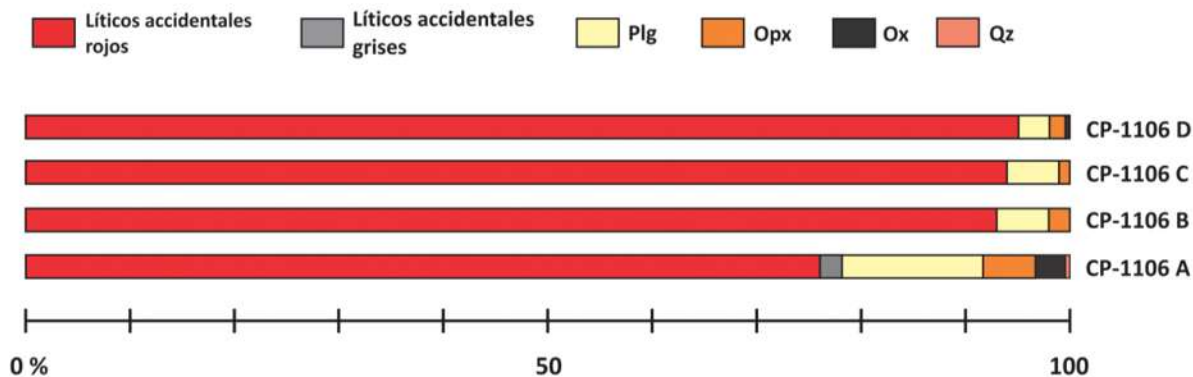


Figura 47. Diagrama que muestra el porcentaje de líticos accidentales y cristales presentes en los cuatro depósitos de caída. Los líticos accidentales son mayoritariamente rojos, provenientes de la estructura pre-existente a la erupción, y en menor cantidad líticos accidentales grises asociados al dique y cristales aislados.

Por lo tanto, de acuerdo con los resultados obtenidos, los cuatro depósitos asociados a la formación del cráter son caídas piroclásticas constituidas totalmente por líticos accidentales. Debido a que no observamos depósitos de oleadas piroclásticas y material juvenil, que deberían de estar acompañadas por abundante material fino y arcilloso, podemos descartar con certeza que no tuvieron lugar explosiones freatomagmáticas y/o hidrotermales para formar el cráter de Cerro Prieto. De esta manera, las evidencias señalan que éste cráter se originó por una explosión rica en vapor de tipo freático.

12.2. Elementos mayores y Elementos traza

En los diagramas tipo Harker (Fig. 39) se observan patrones que pueden deberse a cristalización fraccionada, diferentes grados de fusión parcial o a una fuente heterogénea de magmas. La cristalización puede explicar parcialmente la variación de algunos elementos mayores en los magmas del CVCP. Si se considera al K como un elemento incompatible (lo cual es una buena aproximación dada la paragénesis mineral encontrada en las lavas) entonces la cristalización necesaria para generar una variación entre 1.46 y 1.63 wt. % sería de 11 vol. %. La mayoría de las lavas del CVCP analizadas en este trabajo tienen porcentajes de cristalización menores a 10 vol. %, por lo tanto la restringida variación de los elementos mayores podría ser parcialmente atribuida a cristalización. Sin embargo, si hubiese fuentes heterogéneas las concentraciones de elementos traza e isótopos se habrían visto afectadas y presentarían patrones muy variados. Este escenario no ocurre y, por lo contrario se observan patrones muy similares para todas las muestras analizadas.

Como se ha mencionado, las concentraciones de elementos traza son muy similares para todas las muestras analizadas, e incluso las muestras analizadas por Schmitt et al. (2013) presenta valores muy similares a los obtenidos en este trabajo (Fig. 41), lo que sugiere una fuente de magma homogénea para el CVCP. Los patrones que estos elementos presentan (Fig. 40A), han sido atribuidos a diversos mecanismos de generación de magmas: subducción metasomática combinada con aislamiento térmico del manto debido a la capa gruesa de sedimentos (Lizarralde et al., 2007), fusión del “slab” remanente (Aguñón-Robles et al., 2001), fusión de metabasitas de la corteza inferior (Castillo, 2008), diferentes grados de fusión de peridotita (Robinson et al., 1976), cristalización fraccionada de un magma basáltico (Herzig, 1990; Jerzig y Jacobs, 1994), fusión parcial de un basamento granítico (Reed et al., 1984), asimilación de contaminantes de la corteza continental con fraccionamiento de cristales (Martín-Barajas y Weber, 2003) o fusión parcial de una corteza basáltica alterada hidrotermalmente (Schmitt y Vazquez, 2006). Este último modelo es el más aceptado por Schmitt et al. (2013), ya que consideran que el enriquecimiento de elementos móviles se debe a la adición de fluidos hidrotermales durante la alteración. Sin embargo, el empobrecimiento de HFSE (“High-Field-Strength Elements”) y enriquecimiento de LILE (“Large-Ion Lithophile Elements”) como son K, Ba se pueden explicar también como característicos de un ambiente de subducción. Un punto débil en la interpretación de Schmitt et al. (2013) es el no analizar las anomalías negativas de Nb-Ta y positiva de Pb. Estas anomalías están presentes en los magmas del CVCP y también son un fuerte indicador de ambientes de subducción. El Nb y el Ta son insolubles y no son involucrados en el proceso de fusión llevado a cabo durante la subducción dando lugar a concentraciones bajas en la roca (Gómez-Tuena et al., 2007). El Pb es enriquecido en los ambientes de subducción debido a la incorporación de sedimentos marinos en el proceso (McLennan y Taylor, 1981).

Los patrones de REE también son homogéneos para todas las muestras lo que refuerza la idea de una fuente de magma homogénea (Fig. 40B). La tendencia decreciente de REE ligeras a REE medias, con un patrón casi plano que va del Ho hasta el Lu sugiere que el magma se originó en un manto empobrecido en granate (e.g., Sosa-Ceballos, 2006), ya que si se hubiera generado en un manto rico en granate, las HREE (altamente compatibles en el granate) no se hubieran incorporado abundantemente en el producto de la fusión y por lo tanto estarían más empobrecidas con respecto a las LREE y la condrita con la cual se normalizó las muestras. Las anomalías negativas de Eu se deben a procesos de fraccionamiento de plagioclasas y quizá clinopiroxeno (McLennan y Taylor, 1981). En el caso del CVCP se puede atribuir a un evento profundo de cristalización y fraccionamiento de plagioclasas, esto debido a que el Eu^{+2} sustituye al Ca^{+2} de las plagioclasas en un ambiente de baja fugacidad del oxígeno. Las anomalías de P y

Ti, podrían deberse al fraccionamiento de apatito e ilmenita, correspondientemente. Por lo tanto, a pesar de que en el área de estudio la subducción cesó hace ~ 12 Ma (Michaud et al., 2005), los patrones de elementos traza sugieren que los magmas del CVCP fueron generados por una fuente homogénea del manto asociada a un ambiente de subducción (de la placa de Farallón bajo la placa Norteamericana), lo que hace suponer que aunque en la superficie ésta cesó, el “slab” siguió su trayectoria hacia el manto generando más magmas.

Este escenario propuesto para el CVCP concuerda con los estudios realizados por Aguillón-Robles et al. (2001) en rocas adakíticas y andesitas en la península de Baja California, las cuales presentan edades que van desde ~ 8 Ma hasta 50 ka, lo que implica, de acuerdo a estos autores, que la subducción de la placa Guadalupe-Farallón debajo de la placa Norteamericana no se detuvo en 12 Ma, sino que persistió durante los últimos 4 Ma.

12.3. Isótopos de Sr, Nd y Pb

Sólo la mezcla o asimilación cortical puede añadir masa de diferente composición al sistema, lo que cambiaría la composición isotópica de las muestras dando como resultado un rango amplio en las concentraciones de Sr, Nd y Pb. Pero este no es el caso del CVCP, por el contrario, las concentraciones isotópicas son muy parecidas, lo cual, si no descarta por completo la asimilación cortical y la mezcla de magmas, si minimiza la posibilidad de que hayan sido factores importantes en la evolución de sus magmas. Además, las relaciones isotópicas permanecen sin cambio cuando el magma sufre fraccionamiento y diferentes grados de fusión parcial, debido a que la diferencia de masa entre cualquier par de isótopos pesados es muy pequeña para ser fraccionada, de esta manera el magma mantiene el mismo carácter isotópico que la región donde se generó. Por lo tanto, como las relaciones isotópicas para el CVCP son homogéneas se puede decir que la fuente magmática debió ser homogénea también.

La finalidad de hacer una comparación entre los resultados isotópicos obtenidos para el CVCP en este trabajo y en el de Schmitt et al. (2013) y los obtenidos en otros trabajos para las riolitas de “Salton Buttes” y del CGSS, fue tratar de determinar si tenían alguna relación genética, debido a que todos se encuentran dentro de la misma cuenca tectónica. Sin embargo, la mayoría de los datos obtenidos por los otros autores presentan alteración hidrotermal por lo que no se podría decir nada de ellos, mientras que los que no presentan alteración no parecen seguir algún modelo de mezcla de magmas, asimilación cortical o cristalización fraccionada, como sugiere Schmitt et al. (2013).

Por otro lado, Schmitt y Hulen (2008) indican que las relaciones de Nd en las riolitas del CGSS indican una fuente de manto empobrecido para éstas lavas, proponiendo que éstas pudieron ser originadas a partir de la fusión de una corteza basáltica tipo MORB que fue alterada hidrotermalmente. Sin embargo, consideran que sus datos isotópicos de Pb y Sr son poco fiables para registrar fuentes magmáticas debido a la intensa alteración que estas presentan, lo cual se refleja en el diagrama de ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 43) y en sus relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ más altas que las del CVCP (Figs. 44C y 44D). En su estudio reportan composiciones isotópicas de oxígeno realizadas en circones pertenecientes a éstas riolitas y, de acuerdo a sus resultados, los valores son más bajos que los del manto y corteza continental, lo que impide una fusión parcial de un basamento metasedimentario o granítico como fuente del vulcanismo riolítico en el CGSS. Según estos mismos autores, la presencia de xenolitos basálticos (con valores de $\epsilon\text{Nd} > 0$) en las lavas riolíticas de “*Salton Buttes*”, son indicadores de que éstos magmas riolíticos se formaron a partir de la fusión, a baja presión, de basaltos hidratados y alterados hidrotermalmente, lo que de acuerdo a Schmitt et al. (2013) pudo haber ocurrido en las dacitas de Cerro Prieto. Estos autores además sugieren que la fusión y/o asimilación de corteza continental superior son procesos magmáticos comunes en las cuencas llenadas por sedimentos detríticos continentales como en el caso de la Cuenca Cerro Prieto. Sin embargo, en este estudio se ha encontrado que la mezcla de magmas, contaminación cortical o fusión de la corteza continental superior no tuvieron gran impacto o inclusive pudieron haber estado ausentes en la generación de los magmas dacíticos del CVCP, pues es poco probable que éstos sufrieran el mismo grado de mezcla, contaminación o asimilación cortical de tal manera que obtuvieran la mismas concentraciones de elementos mayores y traza, así como las mismas relaciones isotópicas. Además, el análisis petrográfico mostró la ausencia de cristales con texturas de desequilibrio (textura de tamiz), texturas de disolución o bordes de reacción, que son características de mezcla de magmas (Andrews et al., 2008) lo que puede ayudar a corroborar que éste proceso no participó en la generación de los magmas del CVCP.

En este estudio se propone que las dacitas del CVCP pudieron haber sido originadas por la fusión de la corteza inferior debido a la intrusión de un magma basáltico, en donde adquirieron su composición química (Fig. 48; Annen et al., 2006). Estos magmas ascendieron hacia la corteza superior y posteriormente salieron a la superficie a través de una falla, tomando xenolitos de sedimentos de la corteza superior, pero sin asimilarlos, de tal manera que éstos no pudieron cambiar su composición isotópica. Casos de generación de magmas intermedios a riolíticos por la fusión de la corteza inferior-media se han propuesto en otras zonas volcánicas (Ownby et al., 2011; Reubi y Blundy, 2009).

Ya que la mezcla de magmas podría descartarse en la generación de los magmas del CVCP, también podría descartarse como factor detonante de la erupción que lo formó. Hasta ahora, todos los análisis realizados en las rocas de Cerro Prieto han mostrado que el complejo volcánico proviene de una fuente de magma homogénea que simplemente aprovechó una fisura o fisuras en la corteza para salir a la superficie. De acuerdo a Lira (2005), la cuenca de Cerro Prieto fue afectada por fallas lítricas con direcciones NO-SE y NE-SO, sin embargo la falla Cerro Prieto es una falla normal que se profundiza hacia el sur, según Dorsey (2010), en donde alcanza profundidades de hasta 7 km. Por lo tanto, es probable que en la cuenca de Cerro Prieto esta falla sea profunda y que haya servido como salida para el magma que generó al CVCP.

12.4. Condiciones pre-eruptivas de los magmas

Con los resultados obtenidos mediante el geotermómetro de óxido de Fe-Ti se logró determinar las condiciones pre-eruptivas de temperatura del magma que originó al CVCP hace aproximadamente 77 mil años \pm 14 mil años. De acuerdo a estos resultados se puede observar que la unidad más antigua del complejo volcánico (LBCP) tiene una temperatura de $939^{\circ}\text{C} \pm 7^{\circ}\text{C}$, la siguiente unidad en orden estratigráfico que es el DCP presenta una temperatura de $929^{\circ}\text{C} \pm 14^{\circ}\text{C}$, mientras que la unidad más joven (DDCP) tiene una temperatura de $925^{\circ}\text{C} \pm 18^{\circ}\text{C}$.

Las variaciones en temperatura podría deberse a que el magma que originó la unidad más antigua se encontraba en un nivel un poco más profundo y más caliente del reservorio magmático, para luego ir ascendiendo y enfriándose conforme iba formando las unidades volcánicas más recientes. Sin embargo, la diferencia de temperaturas en las tres unidades es de 10°C o menor, lo que implicaría que los magmas que dieron origen al CVCP estaban en el mismo nivel dentro del reservorio magmático o que salieron casi al mismo tiempo, lo que concordaría con las edades obtenidas para las unidades LBCP y DCP.

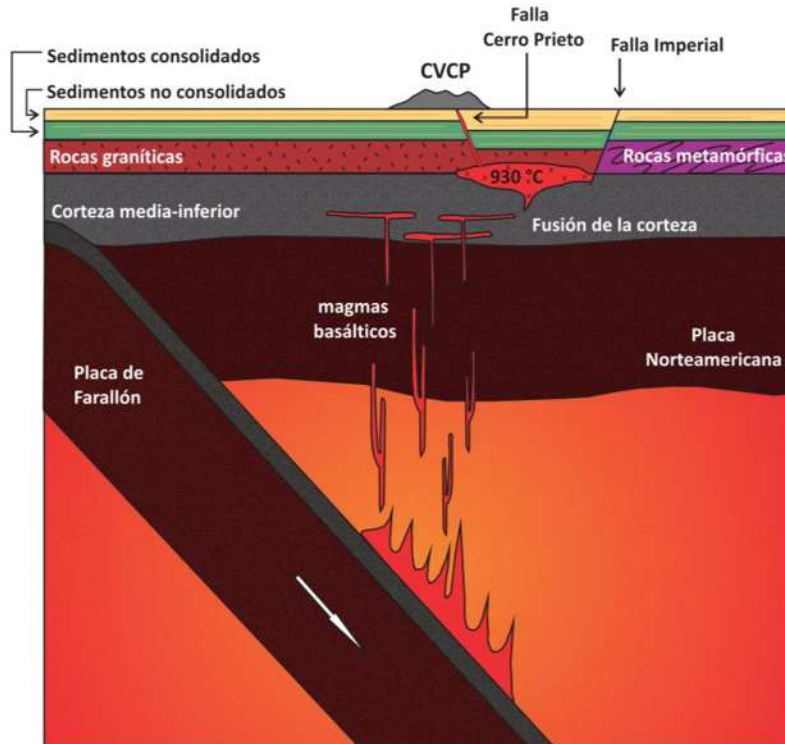


Figura 48. Modelo propuesto para la generación de los magmas dacíticos que formaron el Complejo Volcánico Cerro Prieto (CVCP), en el que observa una fuente de magma asociada a la subducción de la antigua placa de Farallón por debajo de la placa Norteamericana, hace ~12 Ma. La intrusión de magmas basálticos en la corteza inferior provocó su fusión y la generación de magmas dacíticos que posteriormente ascendieron a la corteza superior sin asimilación de ésta. Finalmente, el magma aprovechó la falla Cerro Prieto (FCP) para salir a la superficie y formar el CVCP.

12.5. Evolución volcánica del Complejo Volcánico Cerro Prieto

Como se ha mencionado anteriormente, el Complejo Volcánico Cerro Prieto se encuentra emplazado sobre la falla Cerro Prieto que forma una cuenca “*pull-apart*” con la falla Imperial, como parte de un régimen transformante entre la Dorsal del Pacífico Oriental al sureste y el sistema de fallas de San Andrés al noroeste. Esta cuenca ha sido rellenada por 5-6 km de sedimentos del Terciario y Cuaternario (2-3.5 Ma) provenientes del antiguo y actual Río Colorado, que sobreyacen a un basamento granítico (Fig. 49A). Este basamento granítico fue intrusionado por un magma gabroico que se estima se encuentra entre 5 y 6 km de profundidad.

Las primeras manifestaciones de vulcanismo en la región ocurrieron hace aproximadamente 77 mil años mediante la inyección de un magma dacítico a través de los sedimentos semiconsolidados del Río

Colorado. Este magma salió a la superficie aprovechando la Falla Cerro Prieto con dirección NW-SE, relacionada con las fallas de la cuenca “pull apart” de Cerro Prieto (Macías et al., 2011). Durante su ascenso, el magma logró arrastrar xenolitos de arenisca epidotizada, pertenecientes a las unidades sedimentarias del subsuelo que de acuerdo a pozos perforados en el campo geotérmico deberían de encontrarse a una profundidad de 2-2.5 km. Ya en superficie, el magma dacítico entró en contacto con los sedimentos semi y no consolidados existentes y con los sedimentos que seguían siendo aportados por el Río Colorado (Fig. 49B). El contacto entre el magma dacítico a 931°C con el agua de los sedimentos a temperatura ambiente generó su brechamiento (LBCP) y la formación de vidrio volcánico alterado dando lugar a la formación de peperitas.

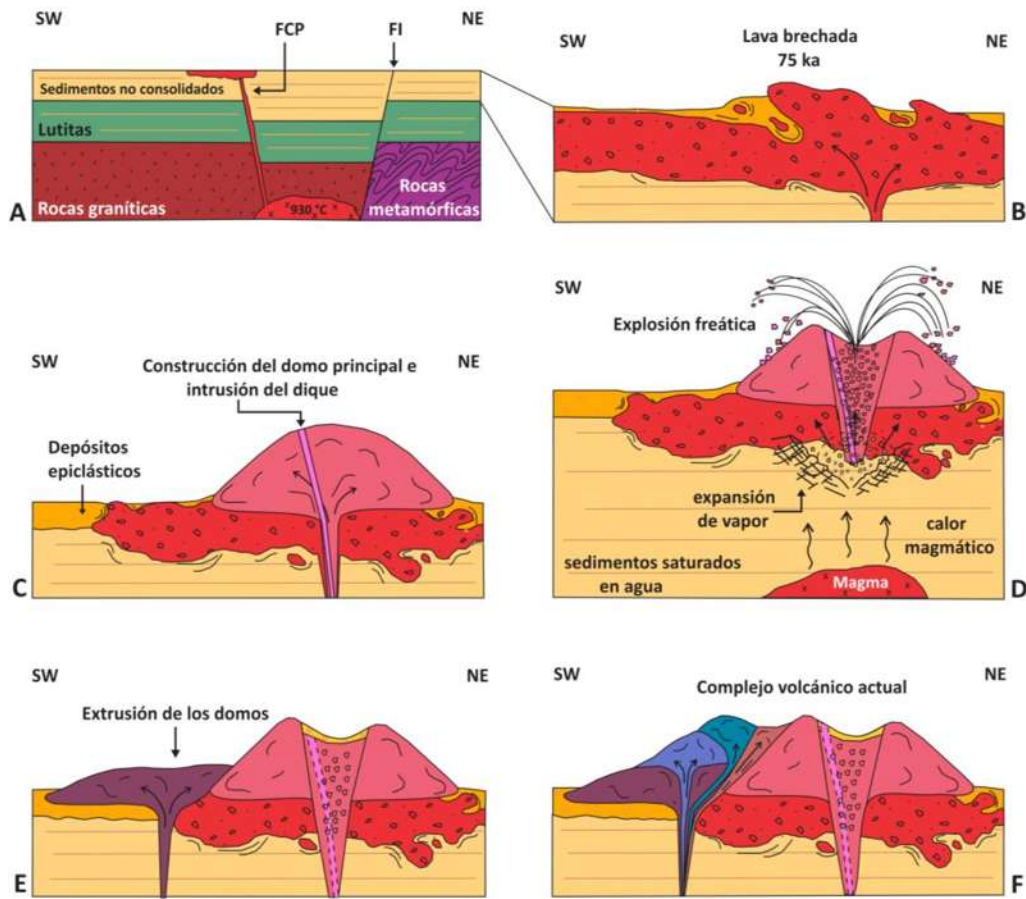


Figura 49. Diagrama que muestra la evolución volcánica del CVCP. A) Generación de los magmas del CVCP en la corteza inferior-media diorítica rica en Hb. B) Brechamiento del magma al entrar en contacto con sedimentos saturados en agua, hace ~ 75 ka. C) Construcción del edificio principal del complejo a partir de uno o varios flujos de lava y la intrusión del dique. D) Explosión freática que generó el cono Cerro Prieto. E) Formación de los domos y flujo de lava fisural a partir de actividad efusiva. F) Complejo volcánico actual.

De acuerdo a Soto y Alvarado (2012) y autores ahí mencionados, una peperita es una brecha volcano-sedimentaria producto de una intrusión volcánica en sedimentos no consolidados saturados en agua. Estos mismos autores mencionan algunas características de las peperitas y evidencias para poderlas reconocer en campo, de las cuales varias se cumplen en el CVCP, por ejemplo, la desintegración del magma al entrar en contacto con los sedimentos no consolidados (Figs. 50A y 50B), contactos discordantes (geometría irregular) entre el magma y los sedimentos huésped (Figs. 50A y 50B), textura de rompecabezas, donde los clastos tienen formas angulares, blocosas e irregulares (Figs. 50C, 50D y 50E), que corresponderían a peperitas blocosas y un enfriamiento parcial o total por un contacto frío con los sedimentos húmedos. Este último punto puede observarse petrográficamente en la sección delgada de la muestra CP-1113 perteneciente a la unidad LBCP (Capítulo 8), en la que el contenido de vidrio de la roca es mayor que en las rocas de las otras unidades volcánicas y los microlitos de la matriz son mucho más pequeños, pues posiblemente no tuvieron el tiempo suficiente para crecer debido al rápido enfriamiento del magma al entrar en contacto con los sedimentos húmedos.

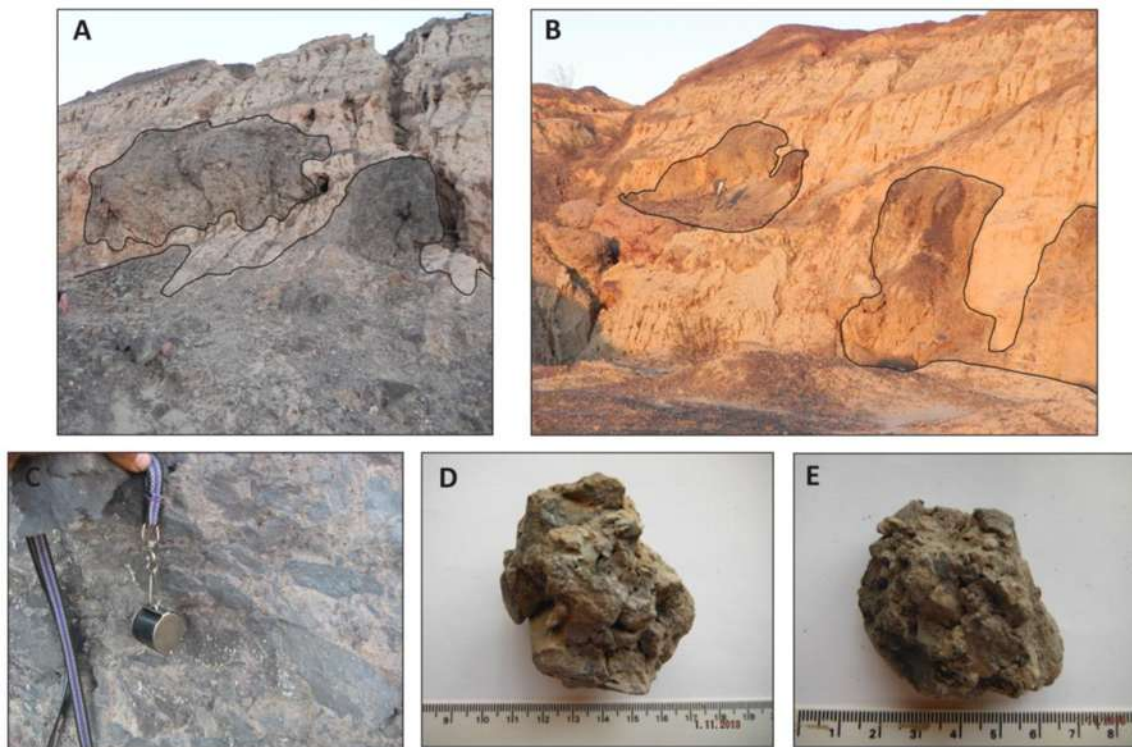


Figura 50. Imágenes que muestran evidencias de la posible formación de peperitas blocosas. A) y B) Imágenes que muestran la fragmentación del magma de la unidad LBCP al entrar en contacto con los sedimentos no consolidados. C) Bloque con textura de rompecabezas con clastos irregulares y angulosos. D) y E) Fragmentos de lava brechada con clastos angulares, blocosos e irregulares.

La emisión de magma continuó hasta que la lava pudo salir libremente a la superficie sin entrar en contacto con sedimentos saturados en agua y formar un flujo de lava masivo (capa superior de la LBCP). La actividad continuó de manera efusiva con la emisión de varios flujos viscosos de lava que se acumularon para formar uno o varios domos (DDCP). Posteriormente, estos domos fueron intrusionados por un dique de composición dacítica en los domos ya extravasados (Fig. 49C).

Después de este evento intrusivo la actividad cambió a una fase explosiva de tipo freático que formó el cono Cerró Prieto. La explosión excavó un cráter de 387 m por 337 m de diámetro y 40 m de profundidad (Fig. 49D). Esta explosión depositó cuatro capas de caída compuestas casi en su totalidad por fragmentos de las lavas y domos pre-existentes, que se encuentran expuestos alrededor del volcán. De acuerdo a estudios de balísticos las velocidades a las que pueden ser eyectados estos fragmentos son del orden de 100 m/s (Mastin, 1991). El depósito de caída basal presenta una acumulación de bloques grandes, de hasta 39 cm, mientras que los depósitos superiores están formados por fragmentos que tienen tamaños de ceniza y lapilli, lo que sugiere que la erupción comenzó con mucha intensidad y luego fue disminuyendo con el tiempo (Mastin, 1991). En el caso de las explosiones freáticas se ha reportado fenómenos premonitores como actividad sísmica, deformación del suelo o algún tipo de cambio en fumarolas y lagos (Barberi et al., 1992). Por lo tanto, antes de la explosión freática del CVCP seguramente se presentaron temblores y anomalías en las fumarolas.

Después de la actividad explosiva que formó el cráter, el vulcanismo continuó de manera efusiva formando tres domos que se encuentran expuestos en la parte sur del complejo volcánico (Figs. 49E y 49F). Las extrusiones de los domos ocurrieron de forma consecutiva, donde cada uno tuvo varias fases de emisión consecutivas de forma endógena. La última emisión volcánica tuvo lugar a través de una fisura que derramó un flujo de lava hacia el NO del complejo volcánico.

Una vez concluida la actividad volcánica inició una fase de removilización del material de los domos y del cráter por lluvias. Estos eventos generaron lahares hacia la planicie entorno al complejo volcánico. Estas inundaciones emplazaron flujos de escombros y flujos hiperconcentrados que se intercalaron con depósitos aluviales formando algunas mesetas semiplanas.

Capítulo 13.

Conclusiones

1. Cerro Prieto es un complejo volcánico (CVCP) que inició su actividad con la emisión de lavas de composición dacítica (65.6 a 68.9 %) hace $\sim 77 \text{ Ka} \pm 14.5 \text{ ka}$, de acuerdo a los fechamientos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.
2. El CVCP está constituido por siete unidades estratigráficas denominadas: Lava Brechada Dacítica Cerro Prieto (LBCP), Depósito Epiclástico (DEi), Lava Dacítica Cerro Prieto (LDCP), Depósito de Caída Cerro Prieto (DCCP), Dique Dacítico Cerro Prieto (DCP), Domos Dacíticos Cerro Prieto (DDCP) y Depósito de Flujos de escombros (DFe).
3. El CVCP tuvo una fase explosiva de tipo freática que excavó un cráter de $\sim 300 \text{ m}$ de diámetro y $\sim 40 \text{ m}$ de profundidad, formando el cono Cerro Prieto.
4. El CVCP está constituido mineralógicamente por microfenocristales y fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno + óxidos de Fe-Ti + cuarzo, embebidos en una matriz microlítica.
5. Las plagioclasas presentan composiciones que varían de $\text{An}_{31}\text{Ab}_{50}\text{Or}_{0.5}$ a $\text{An}_{49}\text{Ab}_{65}\text{Or}_3$, los ortopiroxenos tienen composiciones que varían de $\text{En}_{44}\text{Fs}_{30}\text{Wo}_3$ a $\text{En}_{58}\text{Fs}_{50}\text{Wo}_4$ y los óxidos de Fe-Ti resentan composiciones que varían de $\text{Usp}_{26}\text{Ilm}_{64}$ a $\text{Usp}_{52}\text{Ilm}_{90}$.
6. Aunque Schmitt et al. (2013) han sugerido que los patrones de elementos mayores, traza y tierras raras para el CVCP se deben a la fusión parcial de una corteza basáltica alterada hidrotermalmente, en este trabajo se ha encontrado que la fuente de magma del CVCP está asociada a un ambiente de subducción. Esto hace suponer que, aunque en la superficie la subducción cesó hace $\sim 12 \text{ Ma}$, el slab siguió su trayectoria hacia el manto generando magmas. Lo cual también ha sido sugerido por Aguillón-Robles et al. (2001).

7. Los análisis isotópicos sugieren que los magmas del CVCP se originaron en una fuente homogénea en donde la mezcla de magmas y la contaminación cortical tuvieron poca influencia o inclusive estuvieron ausentes.
8. Para la generación de los magmas dacíticos del CVCP se propone la fusión de una corteza inferior debido a la intrusión de magmas basálticos, en donde el magma adquirió su composición química y posteriormente se instaló en la corteza superior sin asimilar material.
9. Debido a la ausencia de evidencia de mezcla de magmas, recarga del reservorio u otros factores que hubieran podido desatar la erupción y formación del CVCP, se ha propuesto que los magmas que formaron al complejo volcánico simplemente aprovecharon la falla normal Cerro Prieto con dirección NO-SE, la cual puede alcanzar profundidades de hasta 7 km, por lo que pudo servir como salida del magma.
10. La composición química de los óxidos de Fe-Ti en equilibrio indica que la temperatura preruptiva del magma del CVCP fue de $931 \text{ }^{\circ}\text{C} \pm 13 \text{ }^{\circ}\text{C}$.
11. La evolución volcánica del CVCP está caracterizada por la emisión de una lava basal que se brechó al entrar en contacto con sedimentos saturados en agua. La actividad continuó con el emplazamiento de varios domos de lava y un dique que fueron destruidos por una explosión freática que formó el cono Cerro Prieto. La actividad migró al SO con la formación de tres domos y un flujo de lava fisural hacia el SO del complejo volcánico. La remoción del material volcánico por lluvias ha formado flujos de escombros e hiperconcentrados en la planicie circundante.

Referencias

- Aguilar, A. D., 2008. Análisis geológico-productivo enfocado a la exploración de la parte oriental del campo geotérmico de Cerro Prieto, BC. *Geotermia*, 21: 2-11.
- Aguilar, A. D., 2010. Situación actual y alternativas de exploración y explotación en el campo geotérmico de Cerro prieto, BC. *Geotermia*, 23: 33-40.
- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R. O., Cotten, J., Michaud, F., 2001. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, México: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California?. *Geology*, 29: 531-534.
- Andrews, B., Gardner, J., E., Housh, T., B., 2008. Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175: 415-426.
- Annen, C., Blundy J. D., Sparks, S. J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zone. *Journal of Petrology*, 47: 505-539.
- Arce, J. L., 2003. Condiciones pre-eruptivas y evolución de la erupción pliniana Pómez Toluca Superior, volcán Nevado de Toluca. Tesis de doctorado en Ciencias (Vulcanología), UNAM, 136 p.
- Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P., Principe, C., 1992. A review on phreatic eruptions and their precursors. *Journal of Volcanology*, 52: 231-246.
- Best, M. G., Christiansen, E. H., 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, USA, first edition, 458 p.
- Camacho-Hernández, J. M., 2009. Zonas de alteración hidrotermal y condiciones actuales del yacimiento: un enfoque para determinar zonas productoras al oriente del campo geotérmico de Cerro Prieto, BC. *Geotermia*, 22: 35-44.
- Castillo, P. R., 2008. Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, México. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 451-462.
- Castro, E., 2013. Petrogénesis de rocas graníticas de la porción suroccidental del Estado de Michoacán. Tesis de maestría en Geociencias y Plabnificación del Territorio, UMSNH, 220 p.
- Corral, R., Guzmán, J. B., Zamora, E., Ruíz, T., 2003. Carta Geológico-Minera, Ensenada H11-2, Baja California. SGM.
- DeBoer J., 1979. Paleomagnetism of the Quaternary Cerro Prieto, Crater Elegante, and Salton Buttes Volcanic Domes in the Northern part of the Gulf of California Rhombochasm. 2th. Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. October: 17-29.

- Dorsey R. J., 2010. Sedimentation and cristal recycling along an active oblique-rift margin: Salton Trough and northern Gulf of California. *Geology*, 38: 443-446.
- Elders, W. A., Bird, D. K., Williams, A. E., Schiffman, P., 1984. Hydrothermal Flow Regime and Magnetic Heat Source of the Cerro Prieto Geothermal System, Baja California, México. *Geothermics*, 13: 27-47.
- 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*, 308: 957-1039.
- Godchaux, M. M., Bonnicksen, B., Jenks, M., D., 1992. Types of phreatomagmatic volcanoes in the western Snake River Plain, Idaho, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52: 1-125.
- Goldstein, N. E., Wilt, M. J., Corrigan, D. J., 1984. Analysis of the Nuevo León Magnetic Anomaly and its possible relation to the Cerro Prieto magmatic-hydrothermal system. *Geothermics*, 13: 3-11.
- Heiken, G., Wohletz K., 1992. *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley and Los Alamos, California, 246 p.
- Herzig, C. T., 1990. Geochemistry of igneous rocks from the Cerro Prieto geothermal field, northern Baja California , Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42: 261-271.
- Herzig, C. T., Jacobs, D. C., 1994. Cenozoic volcanism and two-stage extension in the Salton trough, surthern California and northern Baja California. *Geological Society of America*, 22: 991-994.
- Hulen, J. B., Pulka, F. S., 2001. Newly-Discovered, ancient extrusive rhyoilite in the Salton Sea Geothermal Field, Imperial Valley, California. 26th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January : 29-31.
- Inman, D. F., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Jurnal of Sedimentary Petrology*, 22: 125-145.
- Irvine, T. N., Baragr, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Izquierdo, G., Aragón A., Portugal, E., Arellano, V. M., De León, J., Álvarez J., 2006. Mineralogía de la zona mineralizada de sílice-epidota (ZMSE) del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, B. C., México. *Geotermia*, 19: 2-12.
- Lanphere, M. A., Dalrymple, G. B., 2000. First-principles calibration of ³⁸Ar tracers: Implications for the ages of ⁴⁰Ar/³⁹Ar fluence monitors. U. S. Geological Survey Professional Paper, 1621: 10 p.
- Layer, P. W., 2000. Argon-40/Argon-39 age of the El'gygytgyn impact event, Chukotka, Russia, *Meteoritic and Planetary Science*, 35:591-599.

- Layer, P. W., Hall, C. M., York, D., 1987. The derivation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step heating. *Geophysics Research Letters*, 14: 757-760.
- 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*, 27: 745-750.
- Lippmann M. J., 1982. Overview of Cerro Prieto Studies. Presentado en el 8th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California. December: 14-16.
- Lippmann, M. J., Truesdell, A. H., Halfman-Dooley, S. E., 1991. A Review of the Hydrogeologic-Geochemical Model for Cerro Prieto. *Geothermics*, 20: 39-52
- Lira, H., 2005. Actualización del modelo geológico conceptual del campo geotérmico de Cerro Prieto, BC. *Geotermia*, 18: 37-46.
- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., Gonzalez-Fernandez, A., Harding, A. J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Paramo, P., Sutherland, F., Umhoefer, P. J., 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448: 466-469.
- Macías, J. L., Arce, J. L., Garduño, V. H., Avellán, D., García, L., Reyes, G., Rangel, E., Saucedo, R., Cisneros, G., Navarrete, A., 2011. Estudio de la evolución volcánica y geoquímica de la estructura volcánica de Cerro Prieto, B.C. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, CFE, Informe DEX-DGL-CP-20-11.
- Martí, J., Mallarach, M., 1987. Erupciones hidromagmáticas en el volcanismo cuaternario de Olot (Girona). *Estudios Geológicos*, 43: 31-40.
- Martín-Barajas, A., Weber, B., 2003. Petrology of plio-pleistocene volcanic rocks in the northern Gulf of California rift system; insights into crustal composition. *Geological Society of America abstracts with programs*, 35: 28-29.
- Mastin, L. G., 1991. The roles of magma and groundwater in the phreatic eruptions at Inyo Craters, Long Valley Caldera, California. *Bulletin of Volcanology*, 53: 579-596.
- McDougall, I., Harrison, T. M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. Oxford University Press, second edition, 269 pp.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R., 1981. Role of subducted sediments in island-arc magmatism: constraints from REE patterns. *Earth and Planetary Science Letters*, 54: 423-430.
- Mercado, S., 1970. High Activity Hydrothermal Zones Detected by Na/K, Cerro prieto, Mexico. *Geothermics*, 2: 1367-1376.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Royer, J. Y., Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-Cormier, F., Bandy, B., Mortera-Gutiérrez, C., Dymant, J., 2005. La zona de falla Tosco-Abrejos: un sistema lateral derecho

- active entre la placa Pacífico y la península de Baja California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, Núm. 1: 53-63.
- Muffler, L. J. P., White, D. E., Truesdell, A. H., 2013. Hydrothermal Explosions Craters in Yellowstone National Park. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 723-740.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, 2nd ed., 419 p.
- Ownby, S. E., Lange, R. A., Hall, C. M., Delgado-Granados, H., 2011. Origin of andesite in the deep crust eruption rates in the Tancítaro-Nueva Italia region of the central Mexican arc. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 274-294.
- Paz Moreno F. A. y Demant, A., 1999. The Recent Isla San Luis volcanic centre: petrology of a rift-related volcanic suite in the northern Gulf of California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93: 31-52.
- Puente I., De la Peña, A., 1979. Geology of the Cerro Prieto Geothermal Field. *Geothermics*, 8: 155-175.
- Reed, M. J., Wright, R., Richards, R. G., 1984. Relationship between volcanism and hydrothermal activity at Cerro Prieto, Mexico. *Transactions, Geothermal Resources Council*, 8: 217-221.
- Robinson, P. T., Elders, W. A., Muffler, L. J. P., 1976.
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Guzman, M., Suárez, F., 2007. Modelación de la subsidencia en el campo geotérmico de Cerro Prieto, BC. *Geotermia*, 20: 27-35.
- Schmitt, A. K., Hulen, J. B., 2008. Buried rhyolites within the active, high-temperature Salton Sea geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178: 708-718.
- Schmitt, A. K., Martín, A. Stockli, D. F., Farley, K. A. y Lovera, O. M., 2013. (U-Th)/He zircon and archaeological ages for a late prehistoric eruption in the Salton Trough (California, USA). *Geology*, 41: 7-10.
- Schmitt, A. K., Vazquez, J. A., 2006. Alteration and remelting of nascent oceanic crust during continental rupture: Evidence from zircon geochemistry of rhyolites and xenoliths from the Salton Trough, California. *Earth and Planetary Science Letters*, 252: 260-274.
- Sheridan, M.F., Wohletz, K.H., 1983. Hydrovolcanism: Basic Considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17: 1-29.
- Sosa-Ceballos, G., 2006. El Paleo-Popocatépetl: petrología, geoquímica e isotopía de secuencias pre 23,000 años. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, UNAM, pp. 125.
- Soto, D., Alvarado, G. E., 2012. Peperitas en Costa Rica. *Revista Geologica de América Central*, 47: 55-68.
- Steiger, R. H., Jaeger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth and Planet Science Letters*, 36: 359-362.

- Stormer, J. C., 1983. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analysis of multi-component iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 68: 586-594.
- Stow, D. A. V., 2005. *Sedimentary Rocks in the Field, a color guide*. Elsevier, United States of America, first edition, 320 p.
- Stratton, J., Sowers, J. M., Lettis, W. R., 2000. *Quaternary Geochronology, Methods and Applications*. American Geophysical Union, Washington, DC., 581 p.
- Suárez-Vidal, F., Mendoza-Rámirez, R., 2008. Shape and Dimensions of the Cerro Prieto Pull Apart Basin, Mexicali, Baja California, Mexico, Base on the Regional Seismic Record and Surface Structures. *International Geology Review*, 50: 636-649.
- Sun, S., McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of the oceanic basalts: implications for mantle compositions and process. In Saunders, A., Norry, M., eds. *Magmatism in oceanic basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42: 313-345.
- Terán, L. A., Peña, J. L., Contrearras, V., García, R., 2003. Carta Geológico-Minera, Mexicali I11-12, Baja California y Sonora. SGM.
- Vidal-Solano, J. R., Demant, A., Moreno, F. A. P., Lapierre, H., Ortega-Rivera, M. A., Lee, J. K. W., 2008. Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico: Geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 691-708.
- Vonder Haar S., Howard J. H., 1981. Intersecting Faults and Sandstone Stratigraphy at the Cerro Prieto Geothermal Field. *Geothermics*, 10: 145-167.
- Walker, G. P. L., 1971. Grain size characteristics of pyroclastic flows. *Journal of Geology*, 79: 696-714.
- Wilcox, R. E., 1954. Petrology of Parícutin Volcano Mexico. *US Geological Survey Bulletin*, 965C: 281-353.
- York, D., Hall, C. M., Yanase, Y., Hanes, J. A., Kenyon, W. J., 1981. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of terrestrial minerals with a continuous laser. *Geophysics Research Letters*, 8: 1136-1138.

Anexos

Anexo A

Metodología de fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Este método se basa en la desintegración espontánea y natural de un isótopo de potasio, ^{40}K , para producir un isótopo de argón, ^{40}Ar . La abundancia terrestre del isótopo ^{40}K y su tasa de decaimiento relativamente lento, son herramientas útiles en la datación radiométrica, por lo que su determinación es importante.

En este método, la muestra es irradiada con un haz de neutrones para producir $^{39}\text{Ar}_K$ a partir de ^{39}K . Luego, el ^{39}Ar es utilizado para determinar el ^{40}K , en virtud de que la relación $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ es constante. Conociendo ésta relación se puede determinar ($^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$) y así obtener la edad de la muestra mediante la ecuación:

$$t = \ln \left[J \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} + 1 \right]$$

En donde $^{40}\text{Ar}^*$ es el ^{40}Ar radiogénico y J es el parámetro de irradiación (Stratton et al., 2000).

Para el caso de Cerro Prieto, las muestras fueron trituradas, lavadas y tamizadas. De cada muestra se seleccionaron manualmente ya sea, cristales o fragmentos de roca. El mineral de control TCR-2 con una edad de 27.87 Ma (Lanphere y Dalrymple, 2000) fue usado para monitorear el flujo de neutrones y calcular el parámetro de irradiación "J" de todas las muestras. Las muestras y estándares fueron envueltos en cápsulas de aluminio de 2.5 cm de diámetro y 6 cm de alto. Las muestras fueron irradiadas en la posición 5c del reactor de investigación enriquecido en uranio de la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá durante 0.75 MW/hora.

A su regreso del reactor, los granos del mineral de control y las muestras fueron colocados en agujeros de 2 mm de una bandeja de cobre, la cual fue cargada en la línea de extracción al súper ultra-vacío. Los minerales de control fueron fundidos y las muestras calentadas usando un láser de iones de argón de 8 watts, de acuerdo con la técnica descrita por York et al. (1981), Layer et al. (1987) y Layer (2000). Varios agujeros fueron calentados al mismo tiempo para mejorar la señal. La purificación de argón se alcanzó

usando una trampa fría con nitrógeno líquido y un cartucho de metal (SAES Zr-Al) a 400°C durante 20 minutos.

Posteriormente, las muestras fueron analizadas en un espectrómetro de masas VG-3600 controlado por un programa escrito en Visual Basic. Los isótopos de argón fueron corregidos para los blancos del sistema, discriminación de masas y para las muestras irradiadas con las reacciones de interferencia de calcio, potasio y cloro, de acuerdo con los procedimientos descritos por McDougall y Harrison (1999) y usando las constantes de Steiger y Jaeger (1977). Los blancos del sistema fueron 2×10^{-16} mol ^{40}Ar y 2×10^{-18} mol ^{36}Ar , que eran 5 a 50 veces más pequeños que los volúmenes fraccionados. La discriminación de masa fue monitoreada corriendo disparos calibrados de aire y muestras de vidrio de edad cero. Las mediciones fueron hechas durante semanas o meses para corroborar cambios en la discriminación de masa. Se hicieron dos corridas de cada muestra escogiendo la corrida más precisa de cada una para la presentación y discusión de resultados. Se hizo el análisis de las mesetas e isocronas de todas las muestras.

Se considera que una muestra tiene una meseta, si ésta tiene tres o más fracciones contiguas que constituyen el 50% del ^{39}Ar liberado y son significativas al 95% del nivel de confianza (como se indica en la Desviación Media Ponderada al Cuadrado DMPC; $\text{DMPC} < 2.5$). Se considera que una muestra forma una isocrona cuando tiene tres o más fracciones contiguas que forman un arreglo lineal que satisface el 95% del nivel de confianza ($\text{DMPC} \sim 2.5$).

Anexo B

Tabla 3. Síntesis de las descripciones correspondientes a las 41 secciones estratigráficas levantadas en las salidas de campo y que se reportan en el mapa geológico de la figura 10.

Sección estratigráfica	Coordenadas (UTM)	Altura (m.s.n.m)	Tipo de depósito	Tipo de roca	Morfología	Descripción	Muestra
1101	X: 659360 Y: 3588304	200 ± 3	Lava	Dacita	Cono	La lava fresca es de color gris oscuro y la alterada es de color rojizo. Poco vesicular. Presenta diaclasas en dirección NW-SE 53°, las cuales son paralelas a la dirección del cráter. Tiene textura porfirítica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno, además de vidrio alterado.	CP-1101
1102	X: 659416 Y: 3588186	193 ± 3	Lava	Dacita	Dique	Lava con foliación vertical y diaclasas en dirección NE 15°. La lava fresca es de color gris claro con bandeamiento y altera a rojo. Presenta fracturas de enfriamiento radiales por desgasificación. Tiene textura porfirítica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno.	CP-1102
1103	X: 659364 Y: 3588043	181 ± 3	Lava	Dacita	Cono	La lava fresca es de color gris oscuro y la alterada es de color rojizo. Poco vesicular. Presenta diaclasas en dirección N-S. Tiene textura porfirítica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa + vidrio alterado.	
1104	X: 659133 Y: 3588067	220 ± 4	Lava	Dacita	Cono	La lava fresca es de color gris oscuro y la alterada es de color rojizo. Poco vesicular. Tiene textura porfirítica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa + vidrio alterado.	CP-1104
1105	X: 659174 Y: 3588323	192 ± 5	Lava	Dacita	Dique	Lava en bloques con bandeamiento. La lava fresca es de color gris claro y la alterada es de color rojizo. Presenta foliación vertical con diaclasas en dirección NW-SW 68°. Tiene textura porfirítica de grano fino con fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno + cuarzo.	CP-1105
1106	X: 659388 Y: 3588342	3588342	Flujo de escombros			Depósito masivo de color rojo amarillento de 53 cm de espesor. Monolitológico. Constituido por clastos angulosos de tamaño de lapilli grueso a bloque fino soportados por una matriz de ceniza gruesa a lapilli medio. Se encuentra cubierto por el suelo actual, de ~ 14 cm de espesor.	CP-1106

						Depósito pseudoestratificado de color rojo claro de 9 cm de espesor. Mionolitológico y deleznable. Constituido por fragmentos angulosos de tamaño de lapilli medio a lapilli grueso, soportados grano a grano. Se encuentra parcialmente removilizado.	
						Depósito pseudoestratificado de color amarillo de 2 cm de espesor. Monolitológico y endurecido. Constituido por fragmentos subredondeados a angulosos de tamaño de ceniza media a lapilli medio, soportados grano a grano. Se encuentra parcialmente removilizado.	
						Depósito masivo de color rojizo de 2.5 cm de espesor. Monolitológico y deleznable. Constituidos por clastos de tamaño de lapilli medio soportados grano a grano. Se encuentra parcialmente removilizado.	
						Depósito de color rojo de al menos 1.80 m de espesor. Monolitológico y deleznable. Presenta gradación normal con removilización parcial. Constituido por clastos angulosos de tamaño de ceniza gruesa a bloques de hasta 39 cm soportados grano a grano. Algunos bloques presentan fracturas de hidratación termal.	
1107	X: 658959 Y: 3587783	233 ± 5	Lava	Dacita	Domo chipote 2	Lava en bloques de color gris claro que altera rojo. Presenta diaclasas con dirección NE 5°. Tiene textura porfirítica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno + glomerocristales plagioclasa y ortopiroxeno.	CP-1107
1108	X: 658878 Y: 3587786	210 ± 3	Lava	Dacita	Domo "el Chipote 1"	Lava en bloques de color gris claro-medio con corteza rojiza de intemperismo. Presenta grietas de enfriamiento. Su textura es porfirítica de grano fino con pocos fenocristales plagioclasa + glomerocristales de plagioclasa y ortopiroxeno.	CP-1108
1109	X: 659130 Y: 3587678	202 ± 5	Lava	Dacita	Domo "el Chipote 3"	Lava en bloques de color gris claro con textura porfirítica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa + glomerocristales de plagioclasa y ortopiroxeno y vidrio alterado.	CP-1109

1110	X: 659209 Y: 3587948	176 ± 5	Depósito de caída			Depósito masivo de color gris a rojo de intemperismo. Monolítico y deleznable. Constituido por clastos angulosos de tamaño de lapilli grueso a bloque fino, con poca matriz constituida por líticos y cristales de plagioclasa + Ortopiroxeno + cuarzo.	
			Flujo de escombros			Depósito masivo, endurecido. Color rojizo de intemperismo. Espesor de 22 cm. Constituido por bloques redondeados soportados por una matriz de lapilli fino.	
			Depósito de caña 1106A			Depósito masivo de color rojizo de alteración. El espesor varía entre 40 y 150 cm. Monolítico y deleznable. Soporte grano a grano. Constituido por clastos angulosos de tamaño de lapilli fino a bloques (3 - 13 cm). Algunos bloques están fracturados (grietas de deshidratación). Se observan algunos horizontes amarillentos de clastos alterados que fueron traídos del subsuelo.	
1111	X: 659253 Y: 3587878	155 ± 10	Lava	Dacita	Lava del cono	Rampa de lava. Lava de color rojizo de intemperismo. Tienen textura porfírica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno.	CP-1111
1112	X: 659656 Y: 3588425	96 ± 4	Lava	Dacita	Frente de lava del cono	Lava en bloques. Color gris oscuro a negro. Los bloques tienen tamaños de hasta 3 m. Presenta textura porfírica de grano fino con pocos fenocristales plagioclasa + ortopiroxeno + glomerocristales de ortopiroxeno.	CP-1112
1113	X: 659815 Y: 3588644	19 ± 3	Depósito epiclástico			Depósito masivo de color amarillo claro con un espesor de ~ 8 m. Compuesto en su mayoría por fragmentos de cuarzo redondeado de tamaño de arena gruesa y en menor cantidad cristales de plagioclasa, piroxenos y muscovita. Dentro del depósito se encuentran algunos clastos de arenisca vieja, lava y granito con tamaño de grava y formas angulosas.	
			Lava superior masiva	Dacita	Base del volcán	Lava masiva de color gris claro claro. Este punto posee un espesor de 3.10 m. Presenta textura afanítica con pocos fenocristales de plagioclasa + cuarzo.	CP-1113

			Lava basal brechada	Dacita	Base del volcán	<p>Depósito masivo de lava brechada de color gris oscuro. Espesor de al menos 2.5 m en esta sección. Presenta xenolitos redondeados de arenisca con epidota. En la superficie presenta cristales de yeso por precipitación de sales. Textura afanítica con pocos fenoscristales de plagioclasa+ cuarzo en una matriz vítrea.</p>
1114	X: 659981 Y: 3588243	13 ± 7	Depósito lacustre			<p>Deposito con estratificación paralela de color verde claro. Está compuetso por granos finos de cuarzo. Se encuentra afectado por una falla normal con dirección NW 274°. Dentro de la falla se presenta el fenomeno de licuefacción. Subyaciado a este depósito se encuentra la lava brechada de la base y sobreyaciéndolo está la lava de color gris oscuro del cono.</p>
1115	X: 659934 Y: 3587936	21 ± 5	Flujo de escombros			<p>Depósito estratificado. Constituido por la intercalación de lahares y sedimentos fluviales. Los lahares hiperconcentrados son de color café claro constituidos por clastos angulosos a subredondeados de tamaño de lapillo grueso, soportados por una matriz de arena fina constituida por cristales de cuarzo y líticos rojos y grises. Los flujos de escombros son masivos constituidos por clastos angulosos a subredondeados de color negro a rojo, soportados por una matriz de arena media de color amarillo claro. Los depositos fluviales son masivos de color amarillo claro, constituidos por cristales redondeados de cuarzo y líticos rojos y grises de tamaño de arena fina.</p>
1116	X: 659982 Y: 3587802	15 ± 3	Flujo de escombros			<p>Depósito estratificado. Constituido por la intercalación de lahares y sedimentos fluviales.</p>
1117	X: 660005 Y: 3587736	13 ± 3	Flujo de escombros			<p>Depósito heterolitológico. Espesor de 70 cm. Constituido por clastos angulosos a subredondeados soportados por matriz de arena media. Los clastos son de color negro y rojo y la matriz de color amarillo claro.</p>
			Flujo Hiper-concentrado			<p>Depósito masivo de color gris oscuro. Espesor de 60 cm. Soporte de matriz de arena media. Clastos de tamaño de lapilli grueso a bloque fino (5-9 cm). Presenta buena selección. La matriz contienen cristales de Qz, líticos rojos y líticos grises oscuros.</p>

			Sedimento fluvial			Depósito masivo de color amarillo claro. Espesor aproximado de 2.30m. La matriz continen fragmentos de Qz + líticos rojos + líticos negros. Los líticos son subredondeados y tienen tamaños de 0.1-0.5 cm.	
			Flujo de escombros			Depósito compuesto por clastos subangulosos a angulosos soportados por poca matriz fina (transportado por poca agua). Monolitológico. Presenta poros. La mayoría de los clastos tienen tamaños de 1.5 - 2 cm, pero los más grandes tienen dimensiones de 5-8.5 cm.	
			Duna fluvial			Duna conpuesta por una secuencia de varias capas de arena fina con las mismas características que el depósito marino.	
1118	X: 659321 Y: 3587437	69 ± 4	Lava	Dacita	Domo	Lava en bloque de color gris claro. Textura porfírica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno.	CP-1118
1119	X: 658606 Y: 3587469	66 ± 3	Lava	Dacita	Domo	Lava en bloques de color gris claro. Textura porfírica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno + cuarzo (?)	CP-1119
1120	X: 658543 Y: 3587794	43 ± 4	Depósito lacustre			Depósitp lacustre verde de la sección #1114. En esta sección, el depósito es más arcilloso y está intercalado con depósitos marinos. Le sobreyace el depósito epiclástico y por encima de ambos se encuentra la lava del "chipote 1".	
1121	X: 658404 Y: 3588085	38 ± 3	Depósito de inundación			Depósito masivo de color amarillo claro de 3 m de espesor, soportado por una matriz de arena fina.	
1122	X: 658592 Y: 3588380	50 ± 4	Intercalación de sedimentos con lava brechada			Intercalación de lava brechada con sedimentos epiclásticos	
1123	X: 659051 Y: 3588771	35 ± 6	Intercalación de sedimentos con lava brechada			Intercalación de lava brechada con sedimentos epiclásticos. Espesor de almenos 9 m.	

1124	X: 657407 Y: 3590380	8 ± 3	Roca sedimentaria		Roca de color gris oscuro a verdoso. Presenta estratificación cruzada. Textura nodular. Presenta minerales de cuarzo + feldespato + yeso + carbonato.	CP-1124
1125	X: 660083 Y: 3588809	9±3	Sedimentos no consolidados		Depósito de sedimentos no consolidados de color amarillo claro. Con forma elíptica, cuyo eje mayor es de aproximadamente 80 m orientado al N40W. Tienen una depresión de 1 m , ubicada a del lado izquierdo de la entrada a la alberca. En este punto comenzó el hidrotermalismo.	
1126	X: 659688 Y: 35888379	97 ± 3	Lava	Dacita	Manifestación hidrotermal de baja temperatura entre las coladas de lava del cono Cerro Prieto.	
1127	X: 659510 Y: 3588405	143 ± 3	lava	Dacita	Manifestación hidrotermal de baja temperatura que se encuentra en toda la pared de la colada de lava del cono Cerro Prieto.	
1128	X: 659473 Y: 3588425	149±3	Lava	Dacita	Manifestación hidrotermal de baja temperatura en la lava del cono Cerro Prieto	
1129	X: 659450 Y: 3588385	166±3	Depósito de caída		Manifestación hidrotermal de baja temperatura entre el depósito de caída de afloramiento CP-1106 y la lava del cono .	
1130	X: 659452 Y: 3588346	135±3	Lava	Dacita	Manifestación hidrotermal de baja temperatura en la lava del cono Cerro Prieto. Sobre la lava se encuentra un flujo de escombros heterolitológico con matriz fina.	
1131	X: 659430 Y: 3588366	176±3	lava	Dacita	Manifestación hidrotermal de baja temperatura en la lava del cono Cerro Prieto.	
1132	X: 659276 Y: 3587763	164±3	lava	Dacita	Base de los domos Lava en bloque de color gris oscuro que altera a rojo. La roca presenta superficie brechoide, grietas de enfriamiento y estructura fluidal. Su textura es porfírica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa+ ortopiroxeno + glomrocristales de plagioclasa + ortopiroxeno + óxidos, en una matriz vítrea. Este depósito se encuentra sobre lo que parece ser un antiguo cráter en la base de los domos. Se observa que el cráter no es continuo porque se cayó como flujo de escombros.	CP-1132

1133	X: 659099 Y: 3587907	196 ± 3	Lava	Dacita	Colada	flujo de lava en bloques de color gris medio que altera a rojo. Emitida en dirección N85W. Poco vesicular, con grietas de enfriamiento y estructura de flujo. La roca presenta textura porfírica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno + cuarzo(?) + glomerocristales de plagioclasa y ortopiroxeno.	CP-1133
1134	X: 658958 Y: 3587900	186±3	Lava	Dacita	Colada	Lava en bloques de color gris medio que altera a rojo. Presenta textura porfírica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno	
1135	X: 658927 Y: 3587922	173±3	Lava	Dacita	Colada	Lava en bloques de color gris medio alterando a rojo. Poco vesicular y con estructuras de flujo. La roca presenta minerales de plagioclasa + ortopiroxeno + cuarzo (?).	
1136	X: 658924 Y: 3587961	160±4	lava	Dacita	Colada	Lava en bloques de color gris medio. Presenta textura porfírica de grano fino con pocos fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno pero con matriz más vítrea.	CP-1136
1137	X: 659004 Y: 3587979	167 ± 3	Lava	Dacita		Lava de color rojo poco vesiculada, con estructuras de sigmoide y zonas de brechamiento. Esta zona corresponde a la unión entre el cono de lava y los domos.	
1138	X: 658969 Y: 3588124	161 ± 3	Lava	Dacita	Dique	Lava en bloques de color gris claro verdoso a rojo de alteración, de ~ 5 m de grosor. Se encuentra de manera vertical con estructuras de alineación de flujo en dirección N65W y N50W. Se presenta una anomalía magnética con dirección N45W.	
1139	X: 659072 Y: 3588278	202 ± 3	Lava	Dacita	Dique	Lava de color gris claro verdoso con las mismas características de la estación #1138. Presenta minerales de plagioclasa + ortopiroxeno + cuarzo. Parece ser que el dique se ramificó e intrusión al cono.	
1140	X: 659150 Y: 3588423	140 ± 3	Depósito de caída			Depósito masivo, monolítico de al menos 90 cm. De color rojizo por alteración. Soporte grano-grano con poca matriz fina. Los clastos son angulosos de tamaño de lapilli grueso con bloques fracturados (36-56 cm). Subyaciendo se encuentra la lava que conforma al cono.	CP-1140

1141	X: 659226 Y: 3588367	157±4	Lava	Dacita	Lóbulo	Lóbulo de lava de color gris oscuro que altera a rojo. Masiva (no se observa tanto en estructura de bloques) de ~ 10 m. Presenta estructura fluidal con textura porfírica de grano fino con 20% de fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno + glomerocristales de los mismo minerales.
			Depósito de caída (igua a 1106A)		depósito de caída	Tercera capa de caída de aproximadamente 2.80 m de espesor. Los clastos son del tamaño de lapilli (2-3 cm) y bloques fracturados de 30 cm. Los bloques presentan costra amarillenta por alteración hidrotermal. Presenta gradación normal en general.

Anexo C

Espectro de composición química y difractograma de sílice amorfa, obtenidos con Microscopía Electrónica de Barrido y Difracción de Rayos X.

Se realizó un análisis semicuantitativo de la composición química de un mineral amorfo encontrado en la superficie de un lítico accidental rojo perteneciente a la unidad DCCP. Como se puede observar en el espectro (Fig. 51), los picos encontrados corresponden al Si y al O por lo que el mineral corresponde a sílice. El pico de C corresponde a la cinta de carbono que se utilizó para sujetar la muestra. La determinación de la estructura cristalina del mineral se realizó con Difracción de Rayos X, con el cual se encontró que el mineral no presentaba un arreglo cristalino bien definido, sino más bien resultó ser amorfo. Sin embargo, pudo determinarse que éste corresponde a cristobalita (Fig. 52).

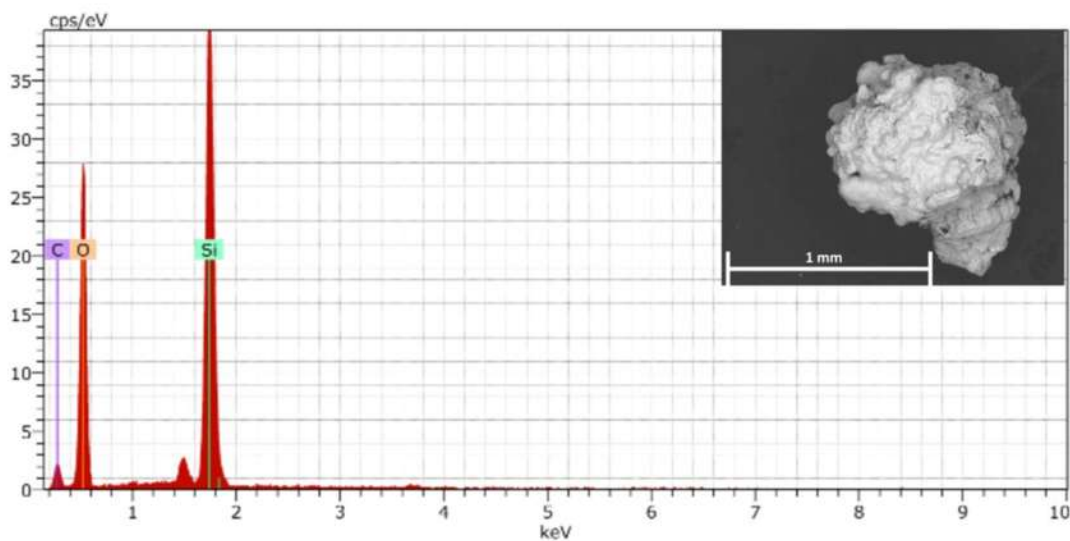


Figura 51. Espectro de un mineral amorfo encontrado en un lítico accidental rojo perteneciente a la unidad DCCP. Los elementos detectados fueron Si y O. El pico de C corresponde a la cinta de carbono con la que fue pegada la muestra.

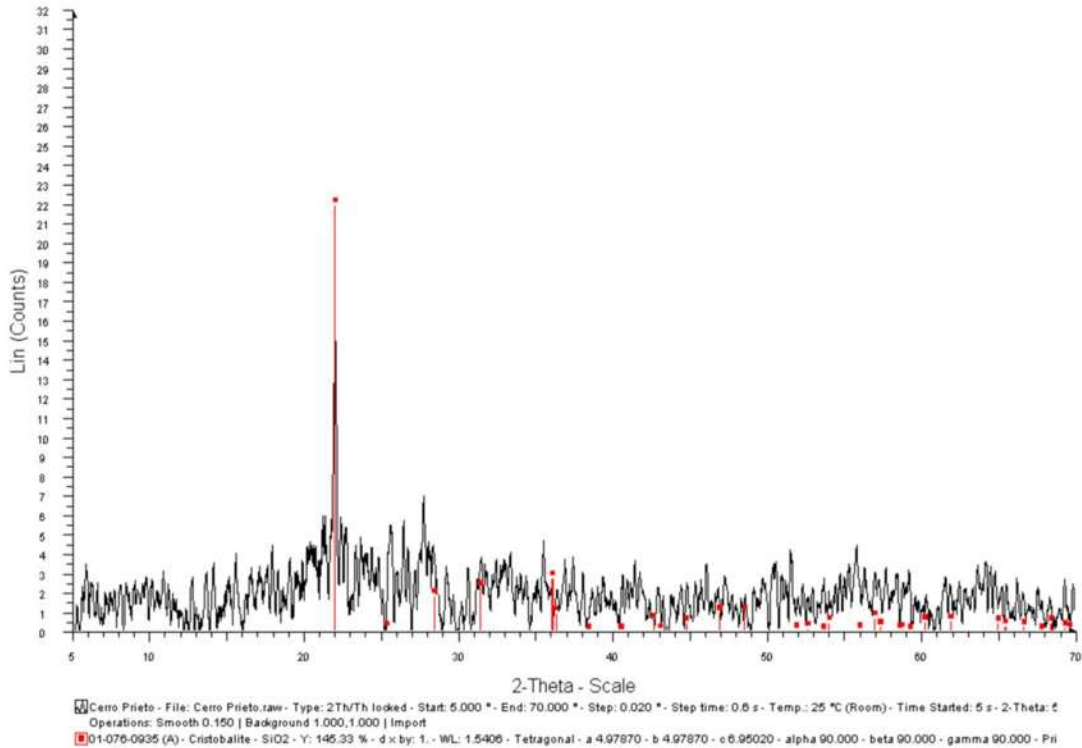


Figura 52. Difractograma de un mineral de sílice, en el que se observa que éste presenta estructura amorfa y que corresponde a cristobalita.

Espectros de composición química de cristales de cuarzo y plagioclasa, obtenidos con el Microscopio Electrónico de Barrido

Se realizó un análisis semicuatitativo de la composición química de un cristal euhedral encontrado en un lítico accidental gris (1φ) perteneciente a la muestra CP-1106A de la unidad DCCP. Como se puede observar en el espectro (Fig. 53) los únicos elementos detectados fueron Si, O y una mínima cantidad de Fe (casi despreciable), por lo que el cristal corresponde a un cuarzo.

El mismo análisis se realizó en otro cristal euhedral encontrado en un lítico accidental rojo (0φ) perteneciente a la muestra CP-1106D de la unidad DCCP. En el espectro (Fig. 54), se observan los únicos elementos detectados fueron O, Si, Al, Ca y una mínima cantidad de Fe (casi despreciable), por lo que el cristal corresponde a una plagioclasa cálcica.

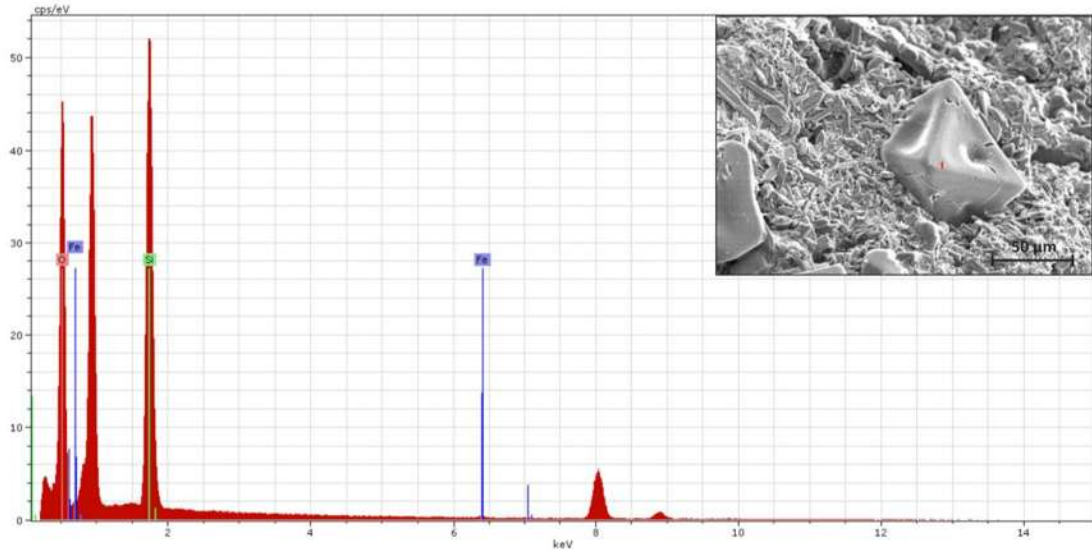


Figura 53. Espectro de un cristal de cuarzo encontrado en un lítico accidental gris perteneciente a la muestra CP-1106A. Los elementos detectados son Si, O y Fe en menor cantidad. Los dos picos latos sin leyenda corresponden al Cu usado para recubrir las muestras y los dos picos menores, también sin leyenda, corresponden al C usado para pegar la muestra al portaobjetos.

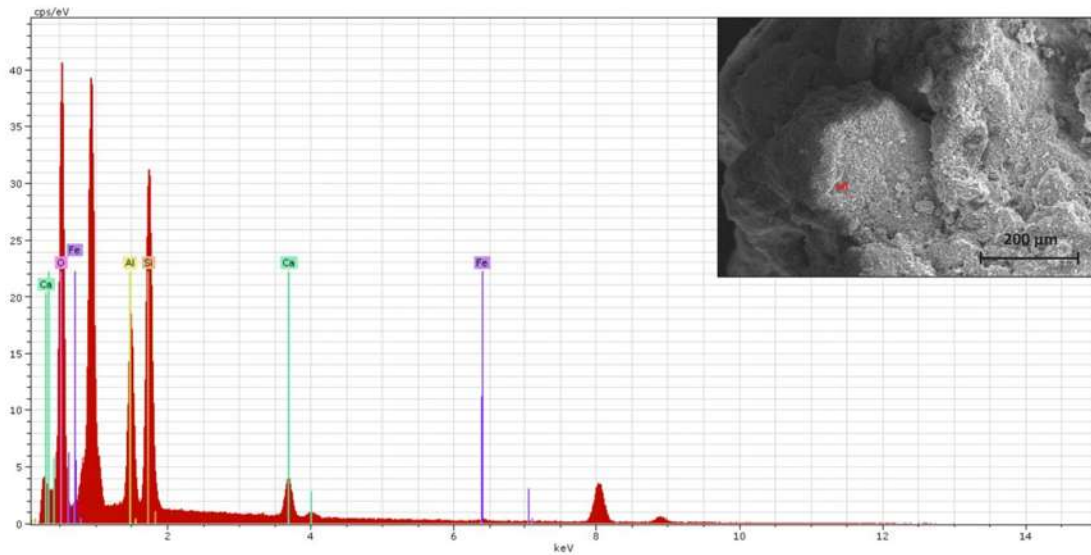


Figura 54. Espectro de un cristal de plagioclasa encontrado en un lítico accidental rojo perteneciente a la muestra CP-1106D. Los elementos detectados son O, Si, Al, Ca y Fe en menor cantidad. Los dos picos latos sin leyenda corresponden al Cu usado para recubrir las muestras y los dos picos menores, también sin leyenda, corresponden al C usado para pegar la muestra al portaobjetos.

Anexo D

Tabla 4. Síntesis petrográfica de todas las secciones delgadas realizadas, correspondientes a las distintas unidades volcánicas que conforman al Complejo Volcánico Cerro Prieto.

Unidad	Muestra	Tipo de roca	Composición	Textura	Matriz	Mineralogía (microfenocristales, fenocristales)	Observaciones
LDCP	CP-1101	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Pilotaxítica	Vidrio (35%) Microlitos de plg + anf + ox (48%)	Plg (7 %) Opx (8 %) Ox (2 %)	Algunos fenocristales de plg presentan bordes reabsorbidos e inclusiones de ox. El opx presenta bordes oxidados. Se observan pocas vesículas pequeñas e irregulares y epidota como mineral de alteración. En la matriz se observan cristales con formas tabulares y alargadas y oxidados, los cuales podrían corresponder a microlitos de anfíbol.
DDP	CP-1102	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Pilotaxítica	Vidrio (40 %) Microlitos de plg + ox (50 %)	Plg (6.5 %) Opx (2.5 %) Ox (1 %)	Cristales de plg con bordes reabsorbidos e inclusiones de ox, opx y apatito. El opx presenta bordes reabsorbidos e inclusiones de ox. Se observan pocas vesículas pequeñas e irregulares.
LDCP	CP-1104	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Traquítica	Vidrio (50 %) Microlitos de plg + ox (38 %)	Plg (7 %) Ox (4.5 %) Opx (0.5 %)	Algunos fenocristales de plg tienen bordes reabsorbidos e inclusiones de ox y opx. El ox se encuentra como microlito de formas irregulares. El opx se encuentra como microfenocristal con bordes oxidados. Hay pocas vesículas pequeñas e irregulares y epidota como mineral de alteración.
DDP	CP-1105	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Traquítica	Vidrio (20 %) Microlitos de plg (67 %)	Plg (10 %) Opx (3 %)	Algunos fenocristales de plg y opx presentan bordes reabsorbidos e inclusiones de ox y apatito... Presencia de pocas vesículas pequeñas e irregulares y epidota como mineral de alteración.
DDCP	CP-1107	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Pilotaxítica	Vidrio (15 %) Microlitos de plg (61.4 %)	Plg (20 %) Opx (2.6 %) Ox (1 %)	Fenocristales de plg con bordes reabsorbidos. El opx presenta bordes reabsorbidos e inclusiones de ox. El ox se encuentra como fenocristal con bordes reabsorbidos.

DDCP	CP-1108	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Pilotaxítica- Traquítica	Vidrio (25 %) Microlitos de plg + ox + opx (56 %)	Plg (9 %) Ox (6 %) Opx (4 %)	Algunos fenocristales de plg presentan bordes reabsorbidos e inclusiones de ox y opx. El opx presenta bordes de oxidación y algunos se encuentran totalmente remplazados por óxido. Se observan pocas vesículas medianas y alargadas. En la matriz se observan cristales con formas tabulares y alargadas y oxidados, los cuales podrían corresponder a microlitos de anfíbol.
DDCP	CP-1109	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Pilotaxítica- Traquítica	Vidrio (30 %) Microlitos de Plg + ox + opx (59.5 %)	Plg (5 %) Ox (3 %) Opx (2.5 %)	La plg muestra un continuo rango de tamaños. Los opx y ox presentan bordes reabsorbidos e inclusiones de ox. Preencia de pocas vesículas pequeñas e irregulares.
LDCP	CP-1111	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Traquítica	Vidrio (25 %) Microlitos de plg + ox (64.4 %)	Plg (5.6 %) Ox (4 %) Opx (1 %)	Algunos fenocristales de plg presentan bordes reabsorbidos e inclusiones de ox. La mayoría de los opx se encuentran totalmente remplazados por óxido. Se observa epidota relleno de espacios entre los microlitos. En la matriz se observan cristales con formas tabulares y alargadas y oxidados, los cuales podrían corresponder a microlitos de anfíbol.
LDCP	CP-1112	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Traquítica- variolítica	Vidrio (35 %) Microlitos de plg (54 %)	Plg (7.5 %) Opx (2.9 %) Ox (0.6 %)	Algunos fenocristales de plg presentan bordes reabsorbidos e inclusiones de apatito. El opx presenta bordes reabsorbidos e inclusiones de ox. Presencia de pocas vesículas pequeñas e irregulares.
LBDP	CP-1113	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Pilotaxítica- variolítica	Vidrio (70 %) Microlitos de plg (21.5 %)	Plg (6 %) Opx (2 %) Ox (0.5 %)	Algunos fenocristales de plg presentan bordes reabsorbidos e inclusiones de opx y ox. El opx presenta bordes reabsorbidos e inclusiones de ox. El ox se encuentra como microfenocristal con bordes reabsorbidos. Presencia de pocas vesículas pequeñas e irregulares.
DDCP	CP-1118	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Pilotaxítica	Vidrio (25 %) Microlitos de plg + ox + opx (62 %)	Plg (7 %) Ox (4 %) Opx (2 %)	Los fenocristales de plg presentan bordes reabsorbidos. Los opx se encuentran como microfenocristales y fenocristales. Se observan pocas vesículas pequeñas y medianas con formas irregulares.

DDCP	CP-1119	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Traquítica-pilotaxítica	Vidrio (30 %) Microlitos de plg + ox + opx (56.5 %)	Plg (7.5 %) Ox (4 %) Opx (2 %)	Algunos fenocristales de plg presentan inclusiones de ox y opx. Algunos cristales de opx presentan bordes reabsorbidos. Se observa presencia de pocas vesículas pequeñas e irregulares y epidota como mineral de alteración.
Lutita café	CP-1124	Sedimentaria	Subarcosa	Clasto terrígena	Matriz (0 %) Cementante de calcita (4 %)	Cuarzo monocristalino (70%) Cuarzo policristalino (5%) Cuarzo criptocristalino (3%) Feldespatos (15 %) Fragmentos de roca (3%)	Los fragmentos de roca están constituidos por limolitas, gneis y volcánicas. Se puede observar una cantidad mínima de epidota, óxidos y muscovita. Los feldespatos están constituidos por plagioclasas y microclina.
DDCP	CP-1132	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Pilotaxítica-Seriada	Vidrio (25 %) Microlitos de plg (68.2 %)	Plg (2.3%) Ox (2.5%) Opx (2 %)	Algunos fenocristales de plg presentan bordes reabsorbidos e inclusiones de ox y opx. El opx presenta bordes oxidados y algunos están totalmente remplazados por óxido. Presencia de pocas vesículas pequeñas e irregulares y epidota como mineral de alteración. En la matriz se observan cristales con formas tabulares y alargadas y oxidados, los cuales podrían corresponder a microlitos de anfíbol.
DDCP	CP-1133	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Pilotaxítica	Vidrio (20 %) Microlitos de plg (73.5 %)	Plg (2 %) Ox (2.5 %) Opx (2 %)	Los cristales de plg presentan bordes reabsorbidos e inclusiones de opx y apatito. El opx presenta bordes reabsorbidos. Presencia de pocas vesículas pequeñas e irregulares y epidota como mineral de alteración.
DDCP	CP-1136	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Traquítica	Vidrio (20 %) Microlitos de Plg + ox (72.6 %)	Plg (2.4 %) Ox (3 %) Opx (2 %)	Fenocristales de plg con bordes reabsorbidos e inclusiones de ox y opx. El opx presenta bordes reabsorbidos e inclusiones de ox. Presencia de pocas vesículas medianas e irregulares y epidota como mineral de alteración.
LDCP	CP-1140	Volcánica	Dacita	Hipocristalina Inequigranular Pilotaxítica	Vidrio (30 %) Microlitos de plg (64.7 %)	Plg (2.3%) Opx (1.5 %) Ox (1.5 %)	Fenocristales de plg con bordes reabsorbidos e inclusiones de ox. El opx presenta bordes de reacción e inclusiones de ox. El ox se encuentra como microfenocristal de forma subhedral-anhedral. Presencia de pocas vesículas pequeñas e irregulares y epidota como mineral de alteración

Anexo E

Tabla 5. Composición química del vidrio de las unidades LBCP, LDCP y DDP.

Unidad	Muestra	SiO ₂ wt. %	TiO ₂ wt. %	Al ₂ O ₃ wt. %	FeO wt. %	MnO wt. %	MgO wt. %	CaO wt. %	Na ₂ O wt. %	K ₂ O wt. %	Cl wt. %	TOTAL
LDCP	CP-1105	71.9	0.1	15.7	1.0	0.0	0.1	3.0	6.8	1.0	0.0	99.5
	CP-1105	73.8	0.1	15.5	0.5	0.0	0.0	2.4	6.5	2.2	0.0	101.0
	CP-1105	71.7	0.1	15.8	0.6	0.0	0.0	2.7	6.2	2.4	0.0	99.4
	CP-1105	74.6	0.1	13.7	0.9	0.0	0.1	1.8	7.1	2.3	0.0	100.6
	CP-1105	73.1	0.1	15.0	0.7	0.0	0.0	2.6	6.2	1.1	0.0	99.0
LDCP	CP-1112	76.2	0.4	11.6	2.4	0.1	0.1	1.3	5.3	2.7	0.2	100.2
	CP-1112	76.2	0.5	11.8	2.5	0.0	0.1	1.1	4.4	2.8	0.2	99.4
	CP-1112	76.6	0.3	14.0	1.9	0.0	0.0	1.8	4.4	2.3	0.1	99.5
	CP-1112	73.3	0.3	14.2	2.1	0.1	0.1	2.0	7.1	2.1	0.1	101.4
	CP-1112	75.6	0.3	13.4	1.4	0.0	0.1	2.2	5.4	0.8	0.1	99.3
	CP-1112	76.1	0.3	13.4	1.4	0.0	0.1	1.2	4.7	2.5	0.1	100.0
	CP-1112	71.6	0.3	15.2	2.0	0.1	0.2	2.4	8.0	1.9	0.1	101.8
	CP-1112	72.0	0.3	15.4	1.7	0.0	0.1	3.1	5.5	0.9	0.1	99.0
CP-1140	71.8	0.1	15.5	0.9	0.0	0.1	2.8	5.8	1.6	0.0	98.9	
LBCP	CP-1113	72.3	0.1	14.4	0.4	0.0	0.0	2.1	7.4	2.0	0.0	98.7
	CP-1113	73.6	0.1	13.4	0.5	0.0	0.0	1.7	7.0	2.2	0.0	98.6
	CP-1113	70.3	0.1	15.6	0.6	0.0	0.0	2.5	8.6	1.7	0.0	99.3
	CP-1113	72.7	0.1	15.0	0.8	0.0	0.1	2.1	8.5	1.6	0.0	100.8
	CP-1113	71.3	0.1	16.8	0.8	0.0	0.0	2.1	6.5	2.3	0.0	100.0

Tabla 6. Composición química de los cristales de plagioclasa de las unidades LBCP, LDCP, DDP y DDCP.

Unidad	LBCP									
Muestra	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113
wt. %										
SiO ₂	59.3	58.8	59.4	58.9	58.5	58.6	59.5	58.5	59.1	58.8
Al ₂ O ₃	26.3	26.7	25.9	26.2	26.6	26.5	26	26.4	26	26.4
FeO	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4
CaO	8.7	8.8	8.8	9.1	9.2	9.2	8.7	9.5	9	9.1
Na ₂ O	6.2	6.1	6.1	5.9	5.9	6	6	5.9	6.2	6
K ₂ O	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2
TOTAL	101	100.9	100.7	100.6	100.7	100.8	100.7	100.7	100.8	100.9
Numero de cationes en base a 31 oxígenos										
Si	10.1	10.09	10.2	10.1	10.07	10.08	10.2	10.08	10.1	10.1
Al	5.3	5.4	5.2	5.3	5.3	5.3	5.2	5.3	5.2	5.3
Fe ⁺²	0.04	0.05	0.0	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05
Ca	1.5	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.7	1.6	1.6
Na	2.06	2.03	2.03	1.9	1.9	2.002	1.9	1.9	2.06	2.0
K	0.04	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.04
TOTAL	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.1	19.2	19.2	19.2
Componentes ideales (mol. %)										
An	43.1	44.09	43.8	45.4	46.01	45.6	43.9	46.8	44.2	45.06
Ab	55.6	55.3	54.9	53.3	53.3	53.8	54.8	52.6	55.1	53.7
Or	1.1	0.6	1.1	1.1	0.6	0.5	1.2	0.5	0.5	1.1

Unidad	LBCP									
Muestra	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113
wt. %										
SiO ₂	59.2	59.6	60.6	60.4	57.8	58	57.9	59	60.3	59.4
Al ₂ O ₃	26.6	26.3	26.1	25.7	26.8	26.7	26.6	25.9	25.7	26.3
FeO	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4
CaO	9.3	8.8	8.7	8.3	9.7	10	10	9.2	8.3	9.1
Na ₂ O	5.9	6.1	6.2	6.5	5.7	5.6	5.7	6	6.4	6
K ₂ O	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2
TOTAL	101.5	101.3	102.2	101.5	100.5	100.8	100.7	100.6	101.2	101.4
Número de cationes en base a 31 oxígenos										
Si	10.1	10.1	10.2	10.2	9.9	10.0	10.0	10.1	10.2	10.1
Al	5.3	5.2	5.2	5.1	5.4	5.4	5.4	5.2	5.1	5.2
Fe ⁺²	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
Ca	1.7	1.6	1.5	1.5	1.7	1.8	1.8	1.6	1.5	1.6
Na	1.9	2.02	2.03	2.1	1.9	1.8	1.9	2.005	2.1	1.9
K	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04
TOTAL	19.1	19.1	19.1	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.1	19.2
Componentes ideales (mol. %)										
An	46.2	44.09	43.1	40.8	48.1	49.3	48.9	45.6	41.2	45.06
Ab	53.1	55.3	55.6	57.9	51.2	50.04	50.4	53.8	57.5	53.7
Or	0.5	0.6	1.1	1.1	0.5	0.5	0.5	0.5	1.1	1.1

Unidad	LDCP									
Muestra	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112
wt. %										
SiO ₂	59.4	59.5	59.3	59.2	59	59.4	59.4	59.6	59	
Al ₂ O ₃	26.3	26.4	26.1	26.3	26.3	26.2	26.4	26.1	26.4	
FeO	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	
CaO	9	8.9	8.8	9.1	9.1	8.9	9	8.6	9.1	
Na ₂ O	5.9	6.1	6	5.9	5.9	6.3	6	6.2	5.8	
K ₂ O	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	
TOTAL	101.2	101.3	100.8	101.1	100.9	101.3	101.4	101.1	100.8	
Número de cationes en base a 31 oxígenos										
Si	10.1	10.1	10.1	10.1	10.1	10.1	10.1	10.2	10.1	
Al	5.3	5.3	5.2	5.3	5.3	5.2	5.3	5.2	5.3	
Fe ⁺²	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	
Ca	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.5	1.6	
Na	1.9	2.0	1.9	1.9	1.9	2.09	1.9	2.05	1.9	
K	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.02	
TOTAL	19.1	19.1	19.1	19.1	19.2	19.2	19.2	19.2	19.1	
Componentes ideales (mol %)										
An	45.1	44.3	44.2	45.4	45.4	43.5	44.7	42.8	46.1	
Ab	53.6	55.03	54.5	53.3	53.3	55.8	54.03	55.9	53.2	
Or	1.2	0.5	1.2	1.1	1.1	0.5	1.1	1.1	0.6	

Unidad	LDCP								
Muestra	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112
wt. %									
SiO ₂	59.2	58.1	57.9	59.3	58.6	57.9	57.4	56.2	55.7
Al ₂ O ₃	26.3	25.7	25.6	25.7	26.3	25.4	25.6	24.8	24.9
FeO	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
CaO	9	9.2	9.2	9	9.5	9.2	9.5	9.2	9.4
Na ₂ O	5.9	6.1	6	6.2	5.9	6	5.9	6	6
K ₂ O	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1
BaO	0.0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	100.9	99.5	99.2	100.7	100.9	99.1	98.9	96.8	96.5
Número de cationes en base a 31 oxígenos									
Si	10.1	10.1	10.1	10.2	10.08	10.1	10.09	10.1	10.05
Al	5.3	5.2	5.2	5.2	5.3	5.2	5.3	5.2	5.2
Fe ⁺²	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06
Ca	1.6	1.7	1.7	1.6	1.7	1.7	1.7	1.7	1.8
Na	1.9	2.06	2.03	2.06	1.9	2.03	2.01	2.09	2.1
K	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.02
Ba	0.0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	19.1	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.3	19.3
Componentes ideales (mol. %)									
An	45.4	45.1	45.6	43.9	46.5	45.3	46.8	45.3	46.1
Ab	53.9	54.2	53.8	54.8	52.3	53.5	52.6	53.5	53.2
Or	0.6	0.5	0.5	1.1	1.1	1.1	0.5	1.1	0.5

Unidad	LDCP					
Muestra	CP-1140	CP-1140	CP-1140	CP-1140	CP-1140	CP-1140
wt. %						
SiO ₂	59.6	59.8	57.8	58.3	61.7	61.8
Al ₂ O ₃	24.3	24.4	25.8	25.5	23.7	24.1
FeO	0.6	0.7	0.4	0.4	1	1
CaO	7.6	7.5	9.3	8.9	6.3	6.5
Na ₂ O	6.4	6.5	6	6	7.3	7.2
K ₂ O	0.5	0.5	0.1	0.3	0.6	0.6
TOTAL	99	99.4	99.4	99.4	100.6	101.2
Número de cationes en base a 31 oxígenos						
Si	10.4	10.4	10.1	10.1	10.6	10.5
Al	5.006	5.009	5.3	5.2	4.8	4.8
Fe ⁺²	0.08	0.1	0.05	0.05	0.1	0.1
Ca	1.4	1.4	1.7	1.6	1.1	1.1
Na	2.1	2.1	2.03	2.03	2.4	2.3
K	0.1	0.1	0.02	0.06	0.1	0.1
TOTAL	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2
Componentes ideales (mol. %)						
An	38.4	37.7	45.8	44.2	31.1	32.1
Ab	58.5	59.2	53.5	53.9	65.3	64.3
Or	3.01	3.0	0.5	1.7	3.5	3.5

Unidad		DCP							
Muestra	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105
wt. %									
SiO ₂	59.3	58.7	58.7	58.5	59.6	58.8	59.2	59.5	
Al ₂ O ₃	26.4	25.9	26.6	26.7	26.4	26.6	26.5	26.3	
FeO	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	
CaO	8.8	8.5	9	9	8.7	9.1	8.8	8.5	
Na ₂ O	5.9	6.1	5.9	5.8	6.2	5.8	6.2	6.2	
K ₂ O	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	
TOTAL	101	99.8	100.7	100.6	101.4	100.8	101.3	101.1	
Número de cationes en base a 31 oxígenos									
Si	10.1	10.1	10.09	10.07	10.1	10.1	10.1	10.1	
Al	5.3	5.2	5.3	5.4	5.3	5.3	5.3	5.3	
Fe ⁺²	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	
Ca	1.6	1.5	1.6	1.6	1.5	1.6	1.6	1.5	
Na	1.9	2.05	1.9	1.9	2.05	1.9	2.05	2.05	
K	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	
TOTAL	19.1	19.2	19.1	19.2	19.2	19.1	19.2	19.2	
Componentes ideales (mol. %)									
An	44.6	42.9	45.4	45.6	43.1	46.1	43.4	42.5	
Ab	54.1	55.8	53.9	53.1	55.6	53.2	55.3	56.2	
Or	1.2	1.2	0.6	1.2	1.1	0.6	1.1	1.1	

Unidad		DCP							
Muestra	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105
wt. %									
SiO ₂	59.1	60	59.3	59.4	58.7	59.1	59.8	59.9	57.8
Al ₂ O ₃	26	25.4	25.7	25.9	26.4	26.5	26.4	25.9	26.8
FeO	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4
CaO	9	8.4	8.7	8.4	9.2	8.9	8.7	8.1	8.4
Na ₂ O	6.1	6.4	6.6	6.4	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1
K ₂ O	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
TOTAL	100.7	100.7	100.8	100.7	101	101.1	101.5	100.6	99.7
Número de cationes en base a 31 oxígenos									
Si	10.1	10.3	10.2	10.2	10.09	10.1	10.1	10.2	10.04
Al	5.2	5.1	5.2	5.2	5.3	5.3	5.3	5.2	5.4
Fe ⁺²	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05
Ca	1.6	1.5	1.6	1.5	1.6	1.6	1.5	1.4	1.5
Na	2.03	2.1	2.2	2.1	2.03	2.02	2.01	2.03	2.05
K	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
TOTAL	19.2	19.2	19.3	19.2	19.2	19.2	19.1	19.1	19.2
Componentes ideales (mol. %)									
An	44.3	41.5	41.6	41.5	44.9	44.1	43.5	41.8	42.6
Ab	54.4	57.2	57.2	57.2	53.9	54.7	55.2	56.9	56.1
Or	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2

Unidad	DDCP							
Muestra	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1136	CP-1136	CP-1136	CP-1136
wt. %								
SiO ₂	59.9	60.5	60.5	56.6	60.1	58.6	57.3	56.9
Al ₂ O ₃	25.2	25.1	25.1	25.8	25.6	26.3	25.9	26
FeO	0.6	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5
CaO	7.9	7.8	8.4	9	8.5	9.4	9.2	9.3
Na ₂ O	6.6	6.7	6.4	6.1	6.4	5.7	5.9	5.8
K ₂ O	0.3	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
TOTAL	100.5	100.9	100.9	98	101.1	100.5	98.8	98.7
Número de cationes en base a 31 oxígenos								
Si	10.3	10.3	10.3	10.04	10.2	10.1	10.07	10.02
Al	5.1	5.07	5.06	5.3	5.1	5.3	5.3	5.4
Fe ⁺²	0.08	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07
Ca	1.4	1.4	1.5	1.7	1.5	1.7	1.7	1.7
Na	2.20	2.2	2.1	2.09	2.1	1.9	2.01	1.9
K	0.06	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04
TOTAL	19.2	19.2	19.1	19.3	19.2	19.1	19.2	19.2
Componentes ideales (mol. %)								
An	39.1	38.4	41.7	44.6	42.08	47.3	46.01	46.4
Ab	59.1	59.7	57.6	54.7	57.3	52.01	53.3	52.3
Or	1.7	1.7	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6	1.1

Tabla 7. Composición química de los cristales de piroxeno de las unidades LBSP, LDSP, DDP y DDCP.

Unidad	LBSP								
Muestra	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113
wt. %									
SiO ₂	50	49.8	49.9	47.3	47.4	50.1	50.2	49.9	49.9
TiO ₂	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2
Al ₂ O ₃	0.6	0.6	0.6	0.1	0.1	0.6	0.6	0.6	0.6
FeO	28.5	29.2	28.6	38.5	38.7	29.8	29.7	29.8	29.5
MnO	0.9	0.9	0.9	1.4	1.4	0.9	0.9	0.9	0.9
MgO	17.9	17.6	18.1	9.9	9.8	17.8	17.8	17.6	17.6
CaO	1.7	1.6	1.6	2.1	2.1	1.6	1.6	1.6	1.6
TOTAL	99.8	99.9	99.9	99.5	99.6	101	101	100.6	100.3
Número de cationes en base a 6 oxígenos									
Si	1.9	1.9	1.9	1.8	1.8	1.9	1.9	1.9	1.9
Ti	0.006	0.006	0.006	0.006	0.003	0.006	0.006	0.006	0.006
Al	0.02	0.02	0.02	0.005	0.005	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe ⁺²	0.8	0.8	0.7	1.2	1.2	0.7	0.7	0.7	0.8
Fe ⁺³	0.1	0.09	0.1	0.0	0.0	0.2	0.2	0.1	0.1
Mn	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	1.03	1.01	1.04	0.5	0.5	1.03	1.03	1.01	1.01
Ca	0.07	0.06	0.06	0.08	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06
TOTAL	4.0	4.0	4.0	3.7	3.7	4.0	4.0	4.0	4.0
Componentes ideales									
Wo	3.4	3.2	3.2	4.4	4.4	3.1	3.2	3.2	3.2
En	50.4	49.6	50.7	29.4	29.1	49.4	49.5	49.1	49.3
Fs	46.09	47.1	46.0	66.04	66.3	47.3	47.3	47.6	47.4

Unidad	LBCP									
Muestra	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113
wt. %										
SiO2	49.4	49.7	50.3	50.4	50.9	50.4	50.3	50.5	50.6	50.2
TiO2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2
Al2O3	0.7	0.6	0.9	0.7	0.9	0.6	0.6	0.4	0.6	0.7
FeO	29.2	28.9	28.8	28.6	25.8	28.4	28.8	28.6	27.7	28.9
MnO	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
MgO	17.5	17.9	18.2	18.4	20.7	18.4	18.1	18.3	19	18
CaO	1.6	1.6	1.7	1.8	1.6	1.6	1.6	1.6	1.5	1.8
TOTAL	99.5	99.8	101	101	100.9	100.5	100.5	100.4	100.5	100.7
Número de cationes en base a 6 oxígenos										
Si	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Ti	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.003	0.006	0.006
Al	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03
Fe ⁺²	0.8	0.8	0.6	0.6	0.3	0.6	0.7	0.7	0.6	0.7
Fe ⁺³	0.04	0.1	0.2	0.2	0.4	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	1.01	1.03	1.05	1.06	1.1	1.06	1.04	1.06	1.1	1.04
Ca	4.0	4.0	4.0	4.0	4.1	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0
TOTAL										
Componentes ideales										
Wo	3.2	3.2	3.4	3.5	3.1	3.2	3.2	3.2	3.0	3.6
En	49.4	50.2	50.6	50.9	56.5	51.3	50.6	51.04	52.8	50.1
Fs	47.2	46.5	45.9	45.4	40.3	45.4	46.1	45.7	44.2	46.2

Unidad	LDCP						
Muestra	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112
wt. %							
SiO2	50	50	50.1	49.8	49.9	50.2	49.9
TiO2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Al2O3	0.5	0.7	0.6	0.7	0.7	0.5	0.6
FeO	29.5	28.9	29.8	30.1	30.5	30	29.3
MnO	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
MgO	17.9	17.9	17.6	17.3	17.2	17.6	17.7
CaO	1.7	1.8	1.6	1.7	1.7	1.6	1.6
TOTAL	100.7	100.4	100.8	100.7	101.1	101	100.2
Número de cationes en base a 6 oxígenos							
Si	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Ti	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006
Al	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Fe ⁺²	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
Fe ⁺³	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.08
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	1.03	1.03	1.01	0.9	0.9	1.01	1.02
Ca	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06
TOTAL	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0
Componentes ideales							
Wo	3.4	3.6	3.2	3.4	3.4	3.2	3.2
En	49.7	50.1	49.2	48.4	48.0	49.05	49.7
Fs	46.8	46.2	47.5	48.1	48.5	47.7	47.05

Unidad	LDCP							
Muestra	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1140	CP-1140
wt. %								
SiO ₂	49.8	49.8	49.7	50	49.6	49.6	50.9	50.9
TiO ₂	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Al ₂ O ₃	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.4	0.5	0.5
FeO	29.2	29.4	30	29.5	30.6	30.4	28.7	27.9
MnO	0.9	0.9	0.9	0.9	1	1	0.8	0.8
MgO	17.7	17.5	17.1	17.6	16.6	16.8	16.2	16
CaO	1.6	1.6	1.7	1.6	1.6	1.6	1.5	1.6
TOTAL	100	100	100.2	100.4	100.2	100	98.8	97.9
Número de cationes en base a 6 oxígenos								
Si	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Ti	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.005	0.005
Al	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Fe ⁺²	0.8	0.8	0.9	0.8	0.9	0.9	0.9	0.8
Fe ⁺³	0.06	0.04	0.03	0.09	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Mg	1.02	1.009	0.9	1.01	0.9	0.9	0.9	0.9
Ca	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
TOTAL	4.02	4.01	4.01	4.03	3.9	3.9	3.9	3.9
Componentes ideales								
Wo	3.2	3.2	3.4	3.2	3.2	3.2	3.1	3.4
En	49.8	49.3	48.2	49.4	47.06	47.5	47.8	48.07
Fs	46.9	47.3	48.3	47.3	49.6	49.2	48.9	48.4

Unidad	DCP								
Muestra	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105
wt. %									
SiO ₂	49.2	49.4	51.2	51.3	51.1	51.4	49.5	49.5	50.1
TiO ₂	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
Al ₂ O ₃	0.7	0.6	0.9	1	1	1	0.5	0.5	0.4
FeO	32.2	32	24.6	24.8	26.4	25.8	28.8	28.8	28.8
MnO	1	1	0.7	0.7	0.8	0.7	0.9	0.9	0.9
MgO	15.3	15.7	20.8	20.6	19.5	19.7	18	18	18.3
CaO	1.5	1.4	1.6	1.7	1.6	1.8	1.6	1.7	1.6
TOTAL	100.1	100.3	100.1	100.4	100.7	100.7	99.5	99.6	100.3
Número de cationes en base a 6 oxígenos									
Si	1.9	1.9	2.01	2.02	2.01	2.02	1.9	1.9	1.9
Ti	0.006	0.006	0.009	0.009	0.009	0.009	0.006	0.006	0.006
Al	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.01
Fe ⁺²	0.9	0.8	0.2	0.2	0.3	0.2	0.6	0.6	0.5
Fe ⁺³	0.1	0.1	0.5	0.5	0.5	0.5	0.2	0.2	0.3
Mn	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
Mg	0.9	0.9	1.2	1.2	1.1	1.1	1.05	1.05	1.07
Ca	0.06	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06
TOTAL	4.02	4.04	4.1	4.1	4.1	4.1	4.0	4.0	4.1
Componentes ideales									
Wo	3.09	2.8	3.1	3.3	3.2	3.6	3.2	3.4	3.2
En	43.9	44.7	57.7	57.2	54.5	55.1	50.4	50.3	50.8
Fs	52.9	52.3	39.06	39.3	42.2	41.2	46.3	46.2	45.9

Unidad	DCP									
Muestra	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105
wt. %										
SiO2	49.8	50.4	50.3	49	49.2	49.3	49.2	49.4	49.5	49.9
TiO2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Al2O3	0.6	0.6	0.6	0.7	0.9	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6
FeO	29.3	29	28.8	29.2	28.1	29.8	28.8	29.6	29.4	29.6
MnO	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
MgO	17.9	17.7	17.8	17.8	18.4	17.5	17.7	17.4	17.2	17.5
CaO	1.6	1.5	1.6	1.7	1.7	1.6	1.7	1.7	1.9	1.6
TOTAL	100.3	100.3	100.2	99.5	99.4	100	99.2	99.8	99.8	100.3
Número de cationes en base a 6 oxígenos										
Si	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Ti	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006
Al	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
Fe ⁺²	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6
Fe ⁺³	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	1.05	1.04	1.04	1.04	1.08	1.02	1.04	1.02	1.01	1.02
Ca	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.08	0.06
TOTAL	4.1	4.1	4.1	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0
Componentes ideales										
Wo	3.2	3.04	3.2	3.42	3.42	3.22	3.45	3.43	3.86	3.2
En	49.9	49.9	50.1	49.78	51.47	48.99	49.95	48.9	48.57	49.1
Fs	46.8	46.9	46.5	46.81	45.11	47.79	46.61	47.67	47.58	47.6

Unidad	DDCP						
Muestra	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1133
wt. %							
SiO2	52.3	53	51.1	50.7	49.5	50.8	49.8
TiO2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.5
Al2O3	0.7	0.7	0.6	0.6	0.9	0.4	1.1
FeO	28.4	27.4	29.1	29.2	26.3	26.3	29.0
MnO	0.8	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8
MgO	16.6	16.4	16.6	16.8	18.2	18.8	17.0
CaO	1.8	1.9	1.6	1.6	1.8	1.6	1.6
TOTAL	100.8	100.5	100.0	99.9	97.7	98.8	99.8
Número de cationes en base a 6 oxígenos							
Si	1.9	2.0	1.9	1.9	1.8	1.9	1.9
Ti	0.006	0.006	0.006	0.006	0.009	0.006	0.01
Al	0.02	0.05	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe ⁺²	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
Fe ⁺³	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.9	0.9	0.9	0.9	1.0	1.0	0.9
Ca	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06
TOTAL	3.9	3.9	3.9	3.9	3.9	3.9	3.9
Componentes ideales							
Wo	3.7	4.05	3.3	3.3	3.7	3.2	3.2
En	48.3	48.6	47.9	48.2	52.4	53.4	48.6
Fs	47.9	47.3	48.6	48.5	43.8	43.2	48.0

Unidad	DDCP							
	Muestra	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1136	CP-1136	CP-1136	CP-1136
wt. %								
SiO ₂	49.9	50.4	50.1	50.9	50.7	51.1	50.6	
TiO ₂	0.4	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	
Al ₂ O ₃	1.0	0.5	0.5	0.6	0.6	0.5	0.5	
FeO	28.1	29.1	29.2	29.9	30.0	30.7	30.4	
MnO	0.8	0.9	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	
MgO	17.1	16.6	16.7	16.1	15.7	15.0	15.7	
CaO	1.5	1.6	1.5	1.5	1.7	1.6	1.6	
TOTAL	98.8	99.3	99.0	100.0	99.8	100.0	99.9	
Número de cationes en base a 6 oxígenos								
Si	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	
Ti	0.01	0.006	0.006	0.003	0.006	0.006	0.006	
Al	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Fe ⁺²	0.9	0.8	0.9	0.9	0.8	0.8	0.9	
Fe ⁺³	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
Mg	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8	
Ca	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	
TOTAL	3.9	3.9	3.9	3.9	3.9	3.9	3.9	
Componentes ideales								
Wo	3.1	3.3	3.1	3.1	3.5	3.3	3.3	
En	49.6	47.9	48.1	46.6	45.7	44.1	45.5	
Fs	47.2	48.7	48.7	50.2	50.7	52.4	51.1	

Tabla 8. Composición química de los cristales de óxido de Fe-Ti de las unidades LBCP, LDCP, DDP y DDCP.

Unidad	LBCP								
	Muestra	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113	CP-1113
wt. %									
TiO ₂	15.3	16	16.5	15.5	16.2	17.6	46.8	46.6	34.5
Al ₂ O ₃	1.8	1.9	1.8	1.8	1.8	2	0.1	0.2	1.3
FeO	79.3	78	78.5	80.8	80.4	77.4	50.1	50	61.2
MnO	0.7	0.6	0.6	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7	0.8
MgO	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.9	1.6	1.6	1.4
SiO ₂	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1
TOTAL	97.9	97.3	98.3	99.7	100	98.6	99.3	99.1	99.3
Número de cationes en base a 6 oxígenos									
Ti	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	1.8	1.8	1.4
Al	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.006	0.01	0.08
Fe ⁺²	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	1.6	1.6	1.1
Fe ⁺³	2.7	2.7	2.6	2.7	2.7	2.5	0.4	0.4	1.3
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.1	0.1	0.1
Si	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.0	0.0	0.006
TOTAL	4.2	4.2	4.2	4.2	3.2	4.2	2.0	4.0	4.2

Unidad	LDCP						
	Muestra	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112
wt. %							
TiO2	18	17.2	17.7	17.2	17.9	17.3	
Al2O3	2.1	2.1	2	2	1.4	2	
FeO	76.8	77.6	76.4	73.4	75.1	76.8	
MnO	0.6	0.6	0.5	0.7	0.5	0.6	
MgO	1.4	1.3	1.5	1	1.4	1.2	
SiO2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
TOTAL	99	98.9	98.2	94.4	96.4	98	
Número de cationes en base a 6 oxígenos							
Ti	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	
Al	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
Fe ⁺²	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	
Fe ⁺³	2.5	2.6	2.5	2.5	2.5	2.6	
Mn	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	
Mg	0.1	0.1	0.1	0.09	0.1	0.1	
Si	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	
TOTAL	4.2	4.2	4.2	4.2	3.1	4.2	

Unidad	LDCP						
	Muestra	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1112	CP-1140	CP-1140
wt. %							
TiO2	16.5	16.6	48.6	48.2	9.9	8.3	
Al2O3	2	2	0.2	0.2	1.3	1.7	
FeO	77.5	76.6	49	48.9	80.6	81.4	
MnO	0.6	0.6	0.7	0.7	0.2	0.2	
MgO	1.1	1.2	2	2	0.5	0.7	
SiO2	0.1	0.1	0	0	0	0	
TOTAL	97.8	97.1	100.5	100	92.5	92.3	
Número de iones en base a 6 oxígenos							
Ti	0.7	0.79	1.8	1.8	0.5	0.4	
Al	0.1	0.1	0.01	0.01	0.1	0.1	
Fe ⁺²	0.5	0.5	1.6	1.6	0.3	0.2	
Fe ⁺³	2.6	2.6	0.3	0.4	3.1	3.2	
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	
Mg	0.1	0.1	0.1	0.1	0.05	0.07	
Si	0.006	0.006	0	0	0	0	
TOTAL	3.1	4.2	4.0	4.0	4.1	4.1	

Unidad	DCP									
Muestra	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105	CP-1105
wt. %										
TiO2	14.8	17	16	16.7	19.3	17.4	20.5	17.4	13.9	19.1
Al2O3	1.5	1.4	2	2	2.2	2.4	2	2.3	0.9	1.6
FeO	80.7	78.1	73.2	73.3	70.7	71.7	69.7	69.4	79.4	73.4
MnO	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7
MgO	1.1	1.2	1.2	1.3	1.6	1.4	1.5	1.5	1.8	1.4
SiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	98.8	98.4	93	93.9	94.4	93.5	94.3	91.2	96.7	96.2
Número de cationes en base a 6 oxígenos										
Ti	0.7	0.8	0.7	0.8	0.9	0.8	0.9	0.8	0.6	0.9
Al	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.06	0.1
Fe ⁺²	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.3	0.5
Fe ⁺³	2.8	2.6	2.6	2.6	2.4	2.5	2.3	2.4	2.9	2.4
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Si	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TOTAL	4.2	4.2	4.2	4.2	2.9	4.2	2.9	4.2	4.2	4.2

unidad	DDCP									
Muestra	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1133
wt. %										
TiO2	17.3	16.2	14.9	14.9	27.9	24	11.6	12.1		43.9
Al2O3	2.2	2.5	1.7	1.4	3	2.7	1.5	1.5		0.3
FeO	74.1	74.6	76.2	75.7	57.3	65.4	79.3	78.7		49.3
MnO	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2		0.6
MgO	1	1.1	1.3	1.5	2.9	1.1	0.8	0.2		1.5
SiO2	0	0	0	0	0.1	0.2	0.1	0.1		0
TOTAL	94.9	94.8	94.4	93.8	91.4	93.5	93.5	92.8		95.6
Número de cationes en base a 6 oxígenos										
Ti	0.8	0.7	0.7	0.7	1.2	1.1	0.5	0.6		1.7
Al	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1		0.01
Fe ⁺²	0.5	0.5	0.4	0.4	0.8	0.8	0.3	0.4		1.5
Fe ⁺³	2.5	2.6	2.7	2.7	1.6	1.9	3.0	2.9		0.5
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.005	0.01	0.01		0.02
Mg	0.09	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.08	0.02		0.1
Si	0.0	0.0	0.0	0.0	0.006	0.01	0.007	0.007		0.0
TOTAL	4.2	4.2	4.2	4.2	2.4	4.2	3.3	4.2		4.0

unidad		DDCP							
Muestra	CP-1133	CP-1133	CP-1133	CP-1136	CP-1136	CP-1136	CP-1136	CP-1136	CP-1136
wt. %									
TiO2	43.8	44.4	42.5	16.8	16.6	16.3	16.6	17.6	18.1
Al2O3	0.3	0.4	0.4	1.6	1.6	2	2.1	1.7	1.8
FeO	49.1	47.6	49.7	78	77.7	76.5	74.8	77.1	74.1
MnO	0.6	0.6	0.4	0.6	0.6	0.5	0.5	0.6	0.6
MgO	1.5	2.1	1.8	1.1	1.1	1.5	1.5	1.1	1.1
SiO2	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0.2
TOTAL	95.3	95.1	94.8	98.1	97.6	96.8	95.6	98.1	95.9
Número de cationes en base a 6 oxígenos									
Ti	1.7	1.8	1.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8
Al	0.01	0.02	0.02	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Fe ⁺²	1.5	1.5	1.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5
Fe ⁺³	0.5	0.5	0.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.5
Mn	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
Mg	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Si	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.006	0.0	0.01
TOTAL	4.0	4.1	4.2	4.2	4.2	4.2	4.2	4.2	4.0

Unidad		DDCP						
Muestra	CP-1136	CP-1136	CP-1136	CP-1136	CP-1136	CP-1136	CP-1136	CP-1136
wt. %								
TiO2	48.1	48	19.1	19.2	48.1	48	18.8	18.3
Al2O3	0.0	0.0	0.6	0.6	0.0	0.0	0.6	0.5
FeO	48.7	48.5	72.5	73.5	49.1	48.7	75.4	76.5
MnO	1.0	1.0	0.3	0.7	0.9	0.9	0.7	0.7
MgO	1.5	1.6	0.4	0.8	1.4	1.5	0.8	0.8
SiO2	0.0	0.0	0.2	0.3	0.0	0.0	0.2	0.1
TOTAL	99.3	99.17	93.1	95.1	99.5	99.1	96.5	96.9
Número de cationes en base a 6 oxígenos								
Ti	1.8	1.8	0.9	0.9	1.8	1.8	0.9	0.8
Al	0.0	0.0	0.04	0.04	0.0	0.0	0.04	0.03
Fe ⁺²	1.6	1.6	0.7	0.6	1.6	1.6	0.6	0.5
Fe ⁺³	0.3	0.3	2.4	2.4	0.3	0.3	2.5	2.5
Mn	0.04	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	0.1	0.1	0.03	0.07	0.1	0.1	0.07	0.07
Si	0	0	0.01	0.01	0	0	0.01	0.006
TOTAL	4.0	4.2	4.2	4.2	4.0	4.0	4.2	4.2

Anexo F

Tabla 9. Concentraciones de elementos mayores de las muestras del CVCP.

Unidad Muestra	LDCP CP-1101	LDCP CP-1104	DCP CP-1105	DDCP CP-1107	DDCP CP-1108	DDCP CP-1109	LDCP CP-1112	LBCP CP-1113	DDCP CP-1133
wt. %									
SiO ₂	66.77	65.64	65.6	68.29	66.83	67.33	67.41	68.92	67.06
Al ₂ O ₃	14.52	14.5	14.7	15.2	14.75	15.08	14.45	14.78	14.82
FeO	4.05	4.12	4.02	4.28	4.10	4.16	4.04	4.19	4.33
MnO	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
MgO	0.73	0.93	0.63	0.74	0.82	0.82	0.63	0.63	0.86
CaO	4.08	4.5	3.97	3.14	3.66	3.6	3.16	2.87	3.91
Na ₂ O	5.31	5.13	5.21	5.23	5.15	5.15	5.31	5.28	5.12
K ₂ O	1.52	1.46	1.58	1.63	1.53	1.56	1.58	1.63	1.48
TiO ₂	0.47	0.52	0.49	0.54	0.52	0.52	0.49	0.49	0.51
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.11	0.13	0.13	0.13	0.11	0.13	0.15
LOI	1.77	2.55	1.46	1.19	2.1	1.46	2.11	0.19	2.14
Total	99.92	100.1	98.31	100.9	100.1	100.4	99.83	99.67	100.9

Tabla 10. Concentraciones de elementos traza de las muestras del CVCP.

Unidad Muestra	LDCP CP-1101	LDCP CP-1104	DCP CP-1105	DDCP CP-1107	DDCP CP-1107	DDCP CP-1109	LDCP CP-1112	LBCP CP-1113	DDCP CP-1133
ppm									
V	8	13	10	11	12	12	9	8	10
Cr	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Co	63	21	17	24	18	20	28	24	4
Ni	2	4	2	2	3	<1	2	2	7
Zn	87	84	78	90	84	89	85	83	77
Pb	5	7	<5	7	6	7	6	7	5
Ga	19	18	18	18	18	18	18	18	19
Ge	2	1	1	2	1	2	1	2	2
Rb	22	20	20	22	21	20	22	21	22
Sr	282	319	285	289	283	290	275	272	293
Y	25	26	26	27	26	26	27	28	24
Zr	213	222	225	233	225	229	233	239	228
Nb	6	6	6	6	6	6	7	7	7
Cs	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ba	753	815	767	764	741	749	751	783	752
Hf	5	5	5.1	5.3	5.2	5.3	5.4	5.4	5.5
Ta	0.7	0.66	0.66	0.7	0.66	0.66	0.7	0.7	0.4
Th	2.9	2.9	3	3	3	3	3.1	3.1	3.8
U	0.7	0.8	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Sc	11.2	11.5	11.3	10.9	11	11.6	10.8	10.4	<0.5
La	22.3	24.1	24.8	24.6	24.9	24	24.2	25.5	25.9
Ce	44.7	49.3	51.6	51.4	50.3	50.2	50.8	52.5	53.9
Pr	5.29	5.62	5.9	5.89	5.81	5.73	5.86	6.06	6.36
Nd	21.2	22.2	23.1	23.4	22.8	22.2	23.4	23.8	25.3
Sm	4.5	4.8	4.9	4.9	4.8	4.9	4.9	5.1	5.3
Eu	1.22	1.22	1.26	1.29	1.26	1.26	1.27	1.3	1.4
Gd	4.6	4.5	4.7	4.7	4.6	4.7	4.8	5.1	4.9
Tb	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8
Dy	4.5	4.3	4.6	4.5	4.4	4.4	4.5	4.6	4.6
Ho	0.9	0.9	1	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	1
Er	2.7	2.6	2.7	2.8	2.8	2.7	2.7	2.8	2.9
Tm	0.39	0.38	0.4	0.41	0.41	0.4	0.42	0.43	0.44
Yb	2.6	2.6	2.7	2.7	2.6	2.7	2.8	2.8	2.8
Lu	0.44	0.43	0.44	0.45	0.44	0.44	0.45	0.45	0.42

Tabla 11. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las muestras del CVCP. 1sd = una desviación estándar.

Unidad	Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd	ϵNd	1 σ
LDCP	CP-1101	0.704599	0.000035	0.512676	0.000015	0.74	0.29
DCP	CP-1105	0.704596	0.000034	0.512672	0.000014	0.66	0.27
DDCP	CP-1107	0.704581	0.000038	0.512681	0.000014	0.84	0.27
DDCP	CP-1108	0.704587	0.000033	0.512683	0.000018	0.88	0.35
DDCP	CP-1109	0.704570	0.000036	0.512682	0.000019	0.86	0.37
LDCP	CP-1112	0.704599	0.000040	0.512680	0.000019	0.82	0.37
LBCP	CP-1113	0.704594	0.000032	0.512691	0.000021	1.03	0.41
DDCP	CP-1133	0.704593	0.000032	0.512680	0.000019	0.82	0.37

Unidad	Muestra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 sd%	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 sd%	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 sd%
LDCP	CP-1101	18.8318	0.013	15.6226	0.014	38.6223	0.014
DCP	CP-1105	18.8286	0.028	15.6180	0.040	38.6051	0.053
DDCP	CP-1107	18.8255	0.015	15.6142	0.016	38.5946	0.016
DDCP	CP-1108	18.8373	0.014	15.6285	0.014	38.6406	0.015
DDCP	CP-1109	18.8281	0.014	15.6175	0.013	38.6045	0.014
LDCP	CP-1112	18.8326	0.013	15.6230	0.013	38.6223	0.013
LBCP	CP-1113	18.8301	0.012	15.6171	0.013	38.6038	0.013
DDCP	CP-1133	18.8284	0.001	15.6172	0.009	38.6041	0.009

Anexo G

Tabla 12. Composición química de los óxidos de Fe-Ti de las unidades DCP, LBCP y DDCP para calcular temperaturas pre-eruptivas. Las concentraciones se encuentran en % en peso. Las muestras corresponden a las unidades LBCP, DCP y DDCP, debido a que estas tres unidades cubren el área de estudio.

Unidad	Muestra	FeO wt. %	SiO ₂ wt. %	TiO ₂ wt. %	Al ₂ O ₃ wt. %	SO ₃ wt. %	MgO wt. %	MnO wt. %	NiO wt. %	TOTAL
	CP-1102	78.35	0.01	16.45	1.74	0.00	1.00	0.55	0.00	98.11
	CP-1102	79.60	0.00	15.00	1.31	0.00	0.67	0.55	0.00	97.15
	CP-1102	80.89	0.02	15.02	1.76	0.02	0.94	0.61	0.00	99.29
	CP-1102	50.19	0.00	47.72	0.05	0.01	1.14	0.80	0.00	99.93
	CP-1102	50.29	0.00	47.78	0.04	0.00	1.05	0.74	0.00	99.92
	CP-1102	49.63	0.01	47.96	0.05	0.00	1.42	0.84	0.00	99.93
	CP-1102	48.69	0.00	47.64	0.08	0.02	1.55	0.71	0.00	98.71
	CP-1102	48.46	0.00	47.94	0.08	0.00	1.63	0.74	0.01	98.89
	CP-1102	48.41	0.00	47.85	0.09	0.00	1.65	0.69	0.00	98.71
	CP-1102	75.59	0.00	18.23	1.76	0.00	1.17	0.57	0.00	97.34
DCP	CP-1102	77.82	0.03	16.46	1.55	0.01	0.85	0.62	0.00	97.38
	CP-1102	71.62	0.00	23.01	1.45	0.00	1.31	0.67	0.00	98.09
	CP-1102	78.40	0.00	15.80	1.81	0.00	0.89	0.53	0.00	97.46
	CP-1102	78.83	0.00	16.12	1.70	0.00	1.01	0.62	0.01	98.32
	CP-1102	82.40	0.01	13.22	2.07	0.00	0.95	0.55	0.00	99.21
	CP-1102	79.90	0.01	15.07	1.87	0.00	0.81	0.54	0.00	98.22

	CP-1102	75.11	0.02	19.96	1.65	0.00	1.21	0.71	0.00	98.67
	CP-1102	77.83	0.00	17.29	1.56	0.04	0.99	0.65	0.00	98.38
	CP-1102	49.00	0.00	48.00	0.07	0.00	1.52	0.66	0.00	99.28
	CP-1102	76.51	0.00	16.72	2.06	0.00	1.06	0.59	0.02	97.02
	CP-1102	49.07	0.00	47.79	0.09	0.02	1.63	0.75	0.00	99.38
	CP-1102	82.89	0.00	13.26	2.00	0.00	0.83	0.63	0.00	99-64
LDCP	CP-1109	79.94	0.00	16.13	1.54	0.01	1.12	0.61	0.01	99.39
	CP-1109	79.78	0.00	16.28	1.53	0.02	1.14	0.59	0.00	99.37
	CP-1109	79.28	0.00	15.62	1.26	0.00	0.93	0.60	0.00	97.70
	CP-1109	79.40	0.00	15.87	1.62	0.00	1.23	0.57	0.00	98.71
	CP-1109	81.88	0.01	12.95	1.87	0.00	1.16	0.53	0.00	98.43
	CP-1109	81.41	0.00	13.22	1.41	0.00	0.97	0.65	0.00	97.69
	CP-1109	49.22	0.00	48.03	0.04	0.00	1.71	0.77	0.00	99.80
	CP-1109	49.37	0.00	47.84	0.04	0.02	1.69	0.81	0.00	99.80
	CP-1109	79.70	0.00	15.68	1.61	0.02	1.10	0.59	0.00	98.72
	CP-1109	48.65	0.00	47.82	0.06	0.02	2.02	0.69	0.00	99.28
	CP-1109	49.09	0.00	48.04	0.08	0.00	2.04	0.70	0.00	99.98
	CP-1109	77.20	0.00	17.64	1.81	0.02	1.39	0.51	0.00	98.60
	CP-1109	70.62	0.00	24.16	1.17	0.04	1.32	0.61	0.00	97.95
	CP-1109	77.9	0.00	15.92	1.55	0.00	1.14	0.54	0.00	97.07
	CP-1109	76.25	0.00	18.57	1.88	0.01	1.41	0.54	0.00	98.68
	CP-1109	71.03	0.00	24.17	1.28	0.01	1.62	0.56	0.00	98.71
	CP-1109	78.70	0.00	16.35	1.56	0.00	1.30	0.55	0.00	98.46
	CP-1109	49.15	0.00	46.73	0.05	0.01	2.02	0.64	0.00	98.64
	CP-1109	49.10	0.00	47.44	0.07	0.00	2.01	0.64	0.00	99.29
	CP-1109	48.81	0.00	47.40	0.07	0.00	1.97	0.68	0.00	98.95
CP-1109	77.21	0.00	16.95	1.67	0.00	1.29	0.53	0.00	97.66	
CP-1109	78.98	0.00	16.14	1.50	0.00	1.03	0.67	0.00	98.34	
LBCP	CP-1113	81.54	0.01	13.23	2.16	0.00	0.72	0.55	0.00	98.24
	CP-1113	80.83	0.02	15.40	1.77	0.01	0.75	0.64	0.01	99.46
	CP-1113	78.71	0.00	16.23	1.43	0.00	0.86	0.59	0.00	97.85
	CP-1113	77.73	0.00	16.94	1.50	0.00	0.75	0.64	0.00	97.58
	CP-1113	77.43	0.00	17.43	1.83	0.00	1.03	0.54	0.00	98.27
	CP-1113	76.11	0.01	18.23	1.66	0.00	1.30	0.48	0.00	97.82
	CP-1113	77.17	0.00	17.46	1.82	0.02	1.11	0.60	0.00	98.21
	CP-1113	80.81	0.00	15.29	1.73	0.00	0.74	0.52	0.02	99.13
	CP-1113	48.60	0.00	47.20	0.13	0.00	1.54	0.64	0.02	98.16
	CP-1113	48.75	0.00	47.18	0.11	0.00	1.53	0.64	0.00	98.24
	CP-1113	48.59	0.00	47.22	0.13	0.03	1.52	0.66	0.00	98.17
	CP-1113	79.38	0.02	15.82	1.77	0.00	0.71	0.61	0.01	98.35
	CP-1113	79.02	0.01	15.55	1.49	0.02	0.66	0.54	0.00	97.32
	CP-1113	80.70	0.00	14.34	1.37	0.02	0.62	0.60	0.02	97.71
	CP-1113	81.10	0.00	13.90	1.04	0.00	0.43	0.65	0.00	97.14
	CP-1113	78.84	0.01	15.20	1.86	0.00	0.76	0.46	0.02	97.17
	CP-1113	78.02	0.00	16.71	1.54	0.00	0.73	0.59	0.59	97.62
	CP-1113	78.73	0.03	18.15	1.86	0.04	0.80	0.68	0.00	100.32
	CP-1113	78.62	0.00	16.70	1.71	0.00	0.75	0.62	0.00	98.42
	CP-1113	79.49	0.00	16.58	1.83	0.00	0.77	0.62	0.00	99.31
CP-1113	79.65	0.01	15.78	1.64	0.01	0.73	0.54	0.00	98.40	
CP-1113	78.49	0.00	16.86	1.80	0.01	0.88	0.58	0.00	98.64	
CP-1113	78.79	0.00	16.99	1.89	0.02	0.78	0.57	0.00	99.07	

CP-1113	77.80	0.01	17.99	1.72	0.00	0.68	0.63	0.00	98.85
CP-1113	79.05	0.00	16.03	1.62	0.01	0.67	0.62	0.02	98.05

Tabla 13. Temperatura y fugacidad del oxígeno calculados para las unidades LBCP, DCP y DDCP, a partir del modelo de Ghorso y Evans (2008). La fugacidad del oxígeno se representa de manera relativa a NNO.

Unidad LBCP		Unidad DCP		Unidad DDCP	
T (°C)	Log ₁₀ fO ₂ (ΔNNO)	T (°C)	Log ₁₀ fO ₂ (ΔNNO)	T (°C)	Log ₁₀ fO ₂ (ΔNNO)
933	-0.33	906	-0.35	900	-0.28
933	-0.32	908	-0.22	902	-0.22
935	-0.32	908	-0.26	903	-0.28
935	-0.31	913	-0.20	904	-0.21
937	-0.30	915	-0.30	904	-0.28
937	-0.29	916	-0.27	906	-0.27
947	-0.33	917	-0.23	908	-0.23
949	-0.32	919	-0.25	910	-0.27
951	-0.30	921	-0.21	911	-0.23
		924	-0.24	911	-0.23
		930	-0.39	914	-0.22
		931	-0.30	915	-0.24
		932	-0.26	920	-0.20
		936	-0.24	924	-0.29
		938	-0.44	926	-0.16
		940	-0.31	928	-0.28
		941	-0.27	932	-0.23
		942	-0.40	933	-0.25
		945	-0.23	936	-0.28
		946	-0.38	938	-0.21
		956	-0.33	940	-0.28
		957	-0.30	941	-0.16
				944	-0.23
				944	-0.18
				947	-0.25
				951	-0.21
				956	-0.17
				957	-0.30
				957	-0.30