



Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Facultad de Ingeniería

Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

**GEOLOGÍA Y PETROGÉNESIS DE LOS DOMOS RIOLÍTICOS
EMPLAZADOS SOBRE LA MARGEN SUR DEL ANILLO DE LA
CALDERA LA PRIMAVERA, JALISCO, MÉXICO**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

GEOL. ANDRÉS LIBARDO SANDOVAL VELÁSQUEZ

Becario CONACYT No. 789252

Asesor:

Dr. Ricardo Saucedo Girón

Co-Asesor

Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz

San Luis Potosí, S. L. P.

Julio de 2018



15 de marzo de 2018

**GEOL. ANDRÉS LIBARDO SANDOVAL VELÁSQUEZ
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. Ricardo Saucedo Girón y Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz** Asesor y Co-asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 15 de marzo del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

**"GEOLOGÍA Y PETROGÉNESIS DE LOS DOMOS RIOLÍTICOS
EMPLAZADOS SOBRE LA MÁRGEN SUR DEL ANILLO DE LA
CALDERA LA PRIMAVERA, JALISCO, MÉXICO"**

RESUMEN

INTRODUCCIÓN.

1. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DE LA CALDERA LA PRIMAVERA.
 2. CARTOGRAFÍA, GEOLOGÍA Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LOS DOMOS EL CULEBREDO, EL TULE E IXTAHUATONTE.
 3. PETROLOGÍA DE LOS DOMOS UBICADOS SOBRE LA MARGEN SUR DEL ANILLO DE LA CALDERA LA PRIMAVERA.
 4. DISCUSIÓN DE RESULTADOS
- CONCLUSIONES.
REFERENCIAS.
ANEXOS.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

ATENTAMENTE



M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ
DIRECTOR.
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION

Copia. Archivo
*etn.

**Este trabajo fue financiado por parte del proyecto:
P15. Exploración geotérmica del complejo volcánico de Cerritos Colorados, Jal.:
Estudios de vulcanología, estratigrafía, geoquímica y petrología experimental
(CEMIE-GEO).**

AGRADECIMIENTOS

Primeramente, agradezco a Dios y a mi familia, en especial a mi madrecita Elsa Velásquez, mi padre Seudiel Sandoval, mi hermano Maycol Sandoval, mi abuelita Ana Cepeda, mi madrina María Gordillo y al compadrino Sait por su apoyo incondicional, porque siempre encuentro en ellos fortaleza para seguir adelante y su gran cariño me motivan a superarme día a día. Agradezco enormemente a mi pareja Laura Paola Calderón por su cariño, paciencia, compañía y soporte durante estos dos años, y donde hemos construido esta pequeña familia con nuestras Simona y Lupita.

Agradezco a mis asesores el Dr. Ricardo Saucedo Girón y el Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo, por transmitirme su conocimiento, por su acompañamiento y por acogernos como parte de su familia desde que llegamos a la UASLP. También a mis evaluadores el Dr Margarito Tristán y el Dr. Miguel Morales, por sus consejos y ayuda en la realización de la tesis.

A la comunidad del Instituto de Geofísica de la UNAM (campus Morelia), en especial al Dr Jose Luis Macías y al Dr Giovanni Sosa Ceballos, por su gran apoyo durante este proyecto, por su amabilidad, asesoría y por aceptarme en su grupo de trabajo. También quiero agradecer a Fabiola Mendiola y a Susana Osorio por su recibimiento y gran ayuda durante mi corta estancia en Morelia, a la Dr Noemi Salazar por su acompañamiento en el análisis de Microsonda Electrónica. A Msc. Guillermo Cisneros por su ayuda con el material cartográfico que sirvió como base para el trabajo de campo. Por último, al Dr. Juan Manuel Sánchez del Instituto Politécnico Nacional (IPN), por su asesoría y acompañamiento en las salidas de campo.

Quiero agradecer a todas las personas que trabajan en el Instituto de Geología de la UASLP. Al Ingeniero Erasmo Mata Martínez, Técnico Académico del Instituto de Geología, por su ayuda y consejos la elaboración de láminas delgadas. Al Dr Jose Ramón por su acompañamiento, asesoría y recibimiento durante nuestro ingreso a la maestría y al Dr. Alfredo Aguillón por su constante ayuda en estos dos años y por hacernos sentir bienvenidos. A Betzy, Juan Carlos, don Efrén y Jesica por hacer de nuestra estancia una enriquecedora experiencia.

A Ulises Salinas por su amistad incondicional desde nuestra llegada a San Luis Potosí, por sus consejos y buenos momentos compartidos, por lo que siempre tendrá unos hermanos en Colombia. A la Dr Valentina por ofrecernos su amistad desde el principio y a quien estaremos eternamente agradecidos. También a mis amigos en Colombia, en especial a Huguito Jiménez por considerarme su mejor amigo y constantemente acompañarnos a pesar de la distancia. A Sebastián Eslava, Manolito Gomez, David Valentín, Sergio Herrera, Heiner Bello, Stefanía Agudelo, Álvaro Suarez (el primo), Eliana Blanco y Alejandra Cutiva porque siempre me han dado sus buenos deseos de seguir adelante y de cumplir mis sueños.

CONTENIDO

RESUMEN.....	viii
ABSTRACT	ix
INTRODUCCIÓN	1
Objetivo general	2
Objetivos específicos	2
Hipótesis	2
Metodología.....	2
Trabajo de Gabinete	2
Trabajo de Campo	3
Trabajo de Laboratorio	3
Antecedentes	6
Formación de la Caldera La Primavera.....	6
Evolución química de la Caldera La Primavera	7
Marco Teórico.....	8
Petrogénesis de riolitas alcalinas	8
Mecanismos de formación de calderas	10
Volcanismo Resurgente	12
Domos volcánicos y su clasificación	14
Caracterización de domos y flujos riolíticos	16
1. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DE LA CALDERA LA PRIMAVERA	20
2. CARTOGRAFÍA, GEOLOGÍA Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LOS DOMOS EL CULEBREADO, EL TULE E IXTAHUATONTE.....	24
2.1. Relaciones Estratigráficas	25
2.2. Tipos texturales de lavas	27
2.3. Domo Culebreado A (CA).....	28
2.4. Domo Culebreado B (CB)	29
2.5. Domo El Tule (ET)	29
2.6. Domo Ixtahuatonte (Ix)	30
3. PETROLOGÍA DE LOS DOMOS UBICADOS SOBRE LA MARGEN SUR DEL ANILLO DE LA CALDERA LA PRIMAVERA	40
3.1. Petrografía.....	40
3.1.1. Descripción de minerales.....	41
3.1.2. Análisis modal	46
3.2. Geoquímica de roca total.....	50
3.2.1. Elementos mayores	52

3.2.2. Elementos Traza	54
3.2.3. Ambiente Tectónico	60
3.2.4. Otras unidades sin y pos-caldera de la Caldera La Primavera	61
3.2.5. Otros casos de estudio	63
3.3. Química mineral.....	66
3.3.1. Fayalita	69
4.3.2. Clinopiroxenos	70
4.3.3. Sanidinos	71
4.3.4. Ilmenita y magnetita	71
4. DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	79
4.1. Clasificación de domos y características estructurales.....	79
4.2. Origen de los tipos texturales	79
4.3. Fenómeno de diapirismo.....	82
4.4. Petrogénesis.....	82
4.4.1. Temperatura y fugacidad de oxígeno	85
4.4.2. Cristalización fraccionada	88
4.4.3. Relación con otras unidades de la Caldera La Primavera.....	88
4.4.4. Ambientes de <i>rift</i> vs ambientes de subducción.....	89
CONCLUSIONES	94
REFERENCIAS	96
ANEXOS	100

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Fotografías que muestran el procedimiento para la medición de densidades de las muestras haciendo uso del equipo Teraplus KT-20	3
Figura 2. Fotografía del equipo de Microsonda Electrónica de Barrido (EPMA) modelo JEOL JXA-8900R del Instituto de Geofísica de la UNAM (Campus Morelia).....	5
Figura 3. Mapa geológico de la Caldera La Primavera, modificado de Mahood y Halliday, (1998)....	7
Figura 4. Diagrama que ejemplifica las características entre rifts activos vs. rifts pasivos, tomada de Wilson (1989).....	10
Figura 5. Principales tipos de colapso de calderas (tomado de Aguirre-Díaz, 2008).....	11
Figura 6. Diferentes modelos de colapso de acuerdo a Lipman (1997).....	12
Figura 7. Descripción gráfica para los mecanismos de resurgencia de una caldera, tomado de Marsh (1984).....	13
Figura 8. Tipos de domos volcánicos con base en la viscosidad de la lava que los formó (tomado de Blake, 1990).....	14
Figura 9. Tipos de domos volcánicos definidos por Lyman et al. (2004) a partir de flujos experimentales (fila superior de imágenes) en comparación con flujos naturales (fila inferior de imágenes).....	15
Figura 10. Modelo y evolución de emplazamiento de un flujo de lava riolítico con desarrollo de estratigrafía. Tomado de Fink y Pollard (1983)	17
Figura 11. Diagramas esquemáticos para los diapiros de pómez con grandes vesículas y la propagación de fracturas asociadas. Modificado de Fink y Pollard, (1983).....	18
Figura 12. Tipos de lava de composición riolítica documentados en la región de Lipiari (Islas Eolias) por Shields et al. (2016) con base en diferencias texturales.....	19
Figura 13. Divisiones del Cinturón Volcánico Transmexicano. (Tomado de Gómez-Tuena <i>et al.</i> , 2005).....	22
Figura 14. Ubicación de los principales rasgos geológicos asociados a los graben de Tepic – Zacoalco (RTZ), Chapala (LCh), y Colima (RC), el bloque de Jalisco y la Caldera de La Primavera (LP; polígono de color amarillo). Tomado de Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora (1998).....	22
Figura 15. Mapa Geológico del área de estudio donde se muestran los domos estudiados, nótese la división de los domos Culebreado A (CA) y Culebreado B (CB), así como la nueva cartografía propuesta para el domo El Tule (ET).....	24
Figura 16. Modelo de emplazamiento para los cuatro domos estudiados, teniendo en cuenta su posición estratigráfica referente a la Ignimbrita Tala y los depósitos lacustres.....	25
Figura 17. Posición estratigráfica de los domos Culebreado A (CA), Culebreado B (CB), El Tule (ET) e Ixtahuatonte (Ix), respecto a las unidades Ignimbrita Tala y depósitos lacustres, teniendo en cuenta las edades de cada domo propuestas por Mahood y Drake (1982).	26
Figura 18. Tipos de lava identificados en la zona de estudio.....	28
Figura 19. Fotografías de campo de las lavas y depósitos piroclásticos que hacen parte del domo CA.	31
Figura 20. Histogramas de frecuencia para el análisis de datos de: A) densidad y B) vesicularidad para las muestras de lava obtenidas del domo CA.	32
Figura 21. Fotografías de campo de las lavas del domo CB y depósitos piroclásticos que las sobreyacen.	33
Figura 22. Histogramas de frecuencia para el análisis de datos de: A) densidad y B) vesicularidad para las muestras de lava obtenidas del domo CB.	34
Figura 23. Fotografías de campo de las lavas que conforman el domo ET.....	35
Figura 24. Histogramas de frecuencia para el análisis de datos de: A) densidad y B) vesicularidad para las muestras de lava obtenidas del domo ET.	37

Figura 25. Intrusión de lava de menor densidad, nótese cómo la lava que intruye ha asimilado parte de la lava encajonante así como los pliegues en ambos tipos de lava, estos han sido resaltados con líneas rojas.	37
Figura 26. Fotografías de campo de las lavas y depósitos piroclásticos del domo Ix	38
Figura 27. Histogramas de frecuencia para el análisis de datos de: A) densidad y B) vesicularidad para las muestras de lava obtenidas de la unidad Ix.	39
Figura 28. Fotomicrografías de fenocristales de cuarzo identificados en los domos (imágenes en XPL).	41
Figura 29. Fotomicrografías de fenocristales de sanidino identificados en los domos (imágenes en XPL)	42
Figura 30. Fotomicrografías de fenocristales de cpx identificados en los domos.	43
Figura 31. Fotomicrografías de fenocristales de fayalita identificados en los domos.	44
Figura 32. Fotomicrografías de cristales de circón y rutilo identificados en los domos.	45
Figura 33. Fotomicrografías de cristales de minerales opacos identificados en los domos.	46
Figura 34. Fotomicrografías de la mesostásis, esferulitas y xenolitos identificados en las lavas de los domos.	47
Figura 35. Diagrama de clasificación QAP para rocas volcánicas. Las muestras de los domos CA, CB, ET e Ix se clasifican como riolitas alcalinas con ausencia de plagioclasa. Tomado de Streckeisen (1976).	49
Figura 36. Diagramas tipo Harker para elementos mayores.	53
Figura 37. Diagramas para clasificación de rocas con respecto a su contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) y Al_2O_3	54
Figura 38. Diagramas spider multielemental y para REE.	56
Figura 39. Diagramas spider multielemental normalizados a N-MORB según Sun y Macdonough (1989) y digramas spider para REE, datos normalizados a condrita según Sun y Mcdonough (1989).	57
Figura 40. Matriz de correlación que muestra la interdependencia entre elementos LILE con elementos mayores y REE.	58
Figura 41. Matriz de correlación que muestra la interdependencia entre elementos HFSE con elementos mayores y REE	59
Figura 42. Matriz de correlación que muestra la interdependencia entre REE con elementos mayores	60
Figura 43. Diagramas para discriminación tectónica de granitos.	61
Figura 44. Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), para la clasificación de rocas de los ambientes de rift y subducción, seleccionados.	63
Figura 45. Diagramas spider multielemental realizados con base en la información geoquímica de las riolitas de los ambientes de rift y de subducción seleccionados.	65
Figura 46. Diagramas spider de REE con base en la información geoquímica de las riolitas de los ambientes de rift y subducción seleccionados. Cada diagrama representa el rango de variación de los valores de concentración para cada elemento.	66
Figura 47. Fotomicrografías tomadas a partir de una señal de electrones retrodispersados de algunos cristales de fayalita, clinopiroxeno y sanidino, analizados en microsonda electrónica (EPMA) para muestras de del domo CA.	68
Figura 48. Fotomicrografías tomadas a partir de una señal de electrones retrodispersados de algunos cristales de fayalita, clinopiroxeno y sanidino, analizados en microsonda electrónica (EPMA) para muestras del domo CB	69
Figura 49. Fotomicrografías tomadas a partir de una señal de electrones retrodispersados de algunos cristales de fayalita, clinopiroxeno y sanidino, analizados en microsonda electrónica (EPMA) para muestras de la unidad ET.	70

Figura 50. Diagrama de composición de olivinos, tomado de Mills y Rose (1991).	73
Figura 51. Diagrama de composición para piroxenos, tomado de Morimoto (1989).....	75
Figura 52. Diagrama para la clasificación de feldespatos, tomado de Smith (1974)	77
Figura 53. Diagrama esquemático que muestra el patrón de fracturas formados en la superficie de un flujo riolítico debido a la intrusión de un dique, tomado de Fink (1983).	80
Figura 54. Coeficientes de partición D para minerales en rocas ácidas, tomado de Ersoy y Helvacı (2010).....	86
Figura 55. Curvas que representan las reacciones de reducción-oxidación para minerales en el sistema O-Si-Fe, tomado de Best (2003)	87
Figura 56. Mineralogía para la serie basalto-riolita en zonas de <i>rift</i> continental, caso de estudio Boina (Etiopía), tomado de Wilson (1989).	90
Figura 57. Diagramas de rango que representan la mediana y la desviación estándar de los datos para elementos LILE en muestras de riolitas de ambientes de rift (cuadros rojos) y subducción (cuadros azules)	91
Figura 58. Diagramas de rango que representan la mediana y la desviación estándar de los datos para elementos HFSE en muestras de riolitas de ambientes de <i>rift</i> (cuadros rojos) y subducción (cuadros azules)	92
Figura 59. Diagramas de rango que representan la mediana y desviación estándar de los datos para relaciones de REE en muestras de riolitas de ambientes de rift (cuadros rojos) y subducción (cuadros azules).....	93

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Datos de densidad y vesicularidad calculados para muestras de lava del domo Culebreado A (CA).....	32
Tabla 2. Datos de densidad y vesicularidad calculados para muestras de lava del domo Culebreado B (CB).....	34
Tabla 3. Datos de densidad y vesicularidad calculados para muestras de lava del domo El Tule (ET).....	36
Tabla 4. Datos de densidad y vesicularidad calculados para muestras de lava del domo Ixtahuatonte (Ix).....	39
Tabla 5. Tabla que representa la moda para cada mineral con base en un conteo de 100 puntos para cada muestra. El tipo textural corresponde a los tipos de lava descritos en la sección 2.1.....	48
Tabla 6. Resumen de la petrografía de los domos definidos para el área de estudio, teniendo en cuenta las edades registradas por Mahood (1980a).....	49
Tabla 7. Tabla que representa la mediana de cada elemento mayor para los domos CA, CB, ET, Ix. Las medianas se trabajaron en unidades de porcentaje (wt%).....	53
Tabla 8. Tabla que representa la mediana y desviación estándar para algunos elementos traza y relaciones de REE. Las medianas se trabajaron en unidades de ppm.	55
Tabla 9. Tabla que representa la mediana de cada elemento mayor para unidades sin y post-caldera. Las medianas se trabajaron en unidades de porcentaje (wt%).....	62
Tabla 10. Tabla que representa la mediana y desviación estándar para algunos elementos traza y relaciones de REE, para otras unidades sin y post-caldera de la Caldera La Primavera. Las medianas se trabajaron en unidades de ppm.	62
Tabla 11. Tabla que representa la mediana de algunos elementos traza y relaciones de REE para datos geoquímicos de riolitas formadas en zonas de <i>rift</i> (casillas de color rojo) y ambientes de subducción (casillas de color azul) seleccionados así como las medianas calculadas para los domos de la Caldera La Primavera (Culebreado, Tule e Ixtahuatonte; casilla amarilla).....	64
Tabla 12. Análisis de microsonda electrónica (EPMA) para fayalitas.	72
Tabla 13. Tabla que representa la mediana de los óxidos analizados en microsonda electrónica (EPMA) para los olivinos de los domos Culebreado A, Culebreado B y El Tule. Las medianas están en unidades de porcentaje (%).	73
Tabla 14. Análisis de microsonda electrónica (EPMA) para clinopiroxenos.....	74
Tabla 15. Tabla que representa la mediana de los óxidos analizados en microsonda electrónica (EPMA) para los cpx de los domos Culebreado A, Culebreado B y El Tule. Las medianas están en unidades de porcentaje (%).	75
Tabla 16. Análisis de microsonda electrónica (EPMA) para sanidinos.	76
Tabla 17. Tabla que representa la mediana de los óxidos analizados en microsonda electrónica (EPMA) para los sanidinos de los domos Culebreado A, Culebreado B y El Tule. Las medianas están en unidades de porcentaje (%).	77
Tabla 18. Análisis de microsonda electrónica (EPMA) para ilmenitas y magnetitas.	78

ÍNDICE DE ECUACIONES

Ecuación 1. Coeficiente de partición.....	51
--	----

RESUMEN

Los domos Culebreado A (CA), Culebreado B (CB), El Tule (ET) e Ixtahuatonte (Ix) son cuerpos de lava que hacen parte de la historia evolutiva de la Caldera La Primavera. Estos domos se clasifican como domos coulee o endógenos en forma de plato, ubicados en la parte sur del anillo de la caldera con una distribución lineal NE – SW a W y se piensa que su formación estuvo controlada por erupciones fisurales desarrolladas a través de zonas de debilidad relacionadas a la falla responsable del colapso del techo de la cámara magmática. Se determinó que los domos CA y CB ocupan un volumen de 0.370 km³, ET de 0.534 km³ e Ix de 0.729 km³. Temporalmente los domos son más jóvenes que la Ignimbrita Tala, los depósitos lacustres y la característica pómez gigante, y son más antiguos que las lavas del arco sur, que en teoría estarían fuera de la caldera. Sus lavas fueron clasificadas en cuatro tipos teniendo en cuenta diferencias texturales asociadas a cambios en la distribución de volátiles, características de densidad y vesicularidad: lava tipo I, obsidiana no vesicular, lava tipo II, obsidiana altamente vesicular, lava tipo III, lava gris poco vesicular y lava tipo IV, lava gris altamente vesicular. Estas diferencias texturales son determinantes para el desarrollo de diapiros de lavas de mayor temperatura (baja densidad y alta vesicularidad) desde el interior del domo.

Con base en la petrografía, geoquímica de roca total y química mineral, las lavas de los cuatro domos se clasificaron como riolitas peraluminosas sobresaturadas en SiO₂ con altos índices de diferenciación magmática. Mineralógicamente constan de cristales de sanidino, cuarzo, hedenbergitas, fayalita, circón, rutilo, ilmenita y magnetita, todos en equilibrio con la mesostásis; esto se sustenta con los datos obtenidos de temperatura y fugacidad de oxígeno los cuales son consistentes con un estado de oxidación favorable para el equilibrio de la reacción QFM (Cuarzo-Fayalita-Magnetita). Asimismo, se determinó que las lavas de los cuatro domos provienen de la misma fuente magmática, sin embargo, las lavas que conforman el domo ET presentan un menor grado de diferenciación respecto a CA, CB, e Ix, lo cual es consistente con la idea de que las unidades más recientes de la Caldera La Primavera son más diferenciadas respecto a las más antiguas. La homogeneidad en cuanto al tipo, contenido y composición de fenocristales, la ausencia de xenocristales y texturas de desequilibrio descarta la idea de una mezcla de magmas durante la evolución magmática, mientras que las altas relaciones Rb/Sr, las marcadas anomalías negativas de Ba, Sr, P, Ti y Eu, y la ausencia de importantes cambios en la relación de elementos incompatibles, evidencian a la cristalización fraccionada como el principal proceso de diferenciación.

La relación mineralógica y patrones de elementos traza identificados en las lavas presenta claras similitudes con las riolitas formadas en ambientes de *rift* continental; al relacionar estos análisis con estudios isotópicos previamente realizados en otros trabajos, se infiere que estas riolitas provienen de la cristalización fraccionada de magmas derivados del manto, asociados a un régimen extensivo o de *rift* con bajos niveles de contaminación cortical.

Palabras clave: Domos riolíticos, Caldera La Primavera, diferenciación magmática, cristalización fraccionada, *rift* continental.

ABSTRACT

The domes Culebreado A (CA), Culebreado B (CB), El Tule (ET) and Ixtahuatonte (Ix) are bodies of lava that are part of the evolutionary history of Caldera La Primavera. These domes are classified as coulee domes or endogenous plate-shaped domes, located in the southern part of the caldera ring with a linear distribution NE-SW to W and it is thought that their formation was controlled by fissural eruptions developed through areas of weakness related to failure responsible for the collapse of the roof of the magma chamber. It was determined that the CA and CB domes occupy a volume of 0.370 km³, ET of 0.534 km³ and Ix of 0.729 km³. Temporally the domes are younger than the Ignimbrita Tala, the lacustrine deposits and the characteristic giant pumice, and are older than the lavas of the southern arch, which in theory would be outside the caldera. Their lavas were classified into four types considering textural differences associated with changes in the distribution of volatiles, density characteristics and vesicularity: type I lava, non-vesicular obsidian, type II lava, highly vesicular obsidian, type III lava, little gray lava vesicular and lava type IV, highly vesicular gray lava. These textural differences are determinant for the development of diapirs of higher temperature lavas (low density and high vesicularity) from inside the dome.

Based on petrography, whole-rock geochemistry and mineral chemistry, the lavas of the four domes were classified as peraluminous rhyolites supersaturated in SiO₂ with high rates of magmatic differentiation. Mineralogically they consist of sanidino, quartz, hedenbergite, fayalite, zircon, rutile, ilmenite and magnetite, all in balance with groundmass; this is supported by the data obtained from temperature and oxygen fugacity which are consistent with a favorable oxidation state for the equilibrium of the QFM reaction (Quartz-Fayalite-Magnetite). Also, it was determined that the lavas of the four domes come from the same magmatic source, however, the lavas that make up the ET dome have a lower degree of differentiation with respect to CA, CB, and Ix, which is consistent with the idea that the most recent units of the Caldera La Primavera are more differentiated from the older ones. The homogeneity regarding the type, content and composition of phenocrysts, the absence of xenocrysts and textures of imbalance, discards the idea of magma mixing during the magmatic evolution, while the high Rb / Sr ratios, the marked negative anomalies of Ba, Sr, P, Ti and Eu, and the absence of important changes in the relation of incompatible elements, show fractional crystallization as the main process of differentiation.

The mineralogical relationship and patterns of trace elements identified in the lavas show clear similarities with the rhyolites formed in continental rift environments; by relating these analyzes with isotopic studies previously carried out in other studies, it is inferred that these rhyolites come from the fractional crystallization of mantle-derived magmas, associated with a rift regime with low levels of cortical contamination.

Keywords: Rhyolite domes, Caldera La Primavera, magmatic differentiation, fractional crystallization, continental *rift*.

INTRODUCCIÓN

Es conocido que el desarrollo de grandes calderas se caracteriza por una etapa inicial de abultamiento regional conocido como tumescencia, seguido por la erupción, la formación de la caldera, y por una resurgencia gradual asociado a vulcanismo a lo largo del anillo del colapso (Marsh, 1984; Smith y Bailey, 1968). Muchas veces el origen de los domos resurgentes producto de este vulcanismo se asocia a ciertos procesos que se desarrollan en una cámara magmática tras la formación de una caldera, provocando lo que se conoce como vulcanismo resurgente o resurgencia de calderas. De acuerdo con Marsh (1984) estos eventos de resurgencia se han relacionado a distintos mecanismos que pueden tener implicaciones petrogenéticas en los magmas postcaldera y se refleja en la formación de domos comúnmente alimentados por complejos de diques que se disponen en forma circular o radialmente dentro o fuera de la estructura (Acocella y Neri, 2009).

La resurgencia asociada a la erupción de anillos de domos es un rasgo identificado en La Caldera La Primavera, una estructura circular de ~11 km de diámetro que pertenece al complejo volcánico La Primavera, el cual se ha definido como un centro riolítico ubicado en el Estado de Jalisco al occidente de la ciudad de Guadalajara que evidencia actividad del tipo explosivo y efusivo en un lapso entre los 145 – 30 ka (Mahood, 1980; Mahood, 1981a,b; Mahood y Drake, 1982), formando parte de lo que sería la porción occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM; Demant, 1978; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). La unidad que dispara la formación de la caldera corresponde a la Ignimbrita Tala, un depósito ignimbrítico de casi 20 km³ en volumen datado de hace 95 ka (Mahood, 1981a). Posteriormente, se evidencia la reactivación de la actividad magmática la cual está representada por la formación y resurgencia de domos en el centro y a lo largo del posible anillo de colapso de la caldera. Un ejemplo son los domos El Culebreado, El Tule e Ixtahuatonte, cuerpos de lava post-caldera emplazados sobre la margen sur del anillo de la Caldera La Primavera.

Cabe resaltar que los trabajos previos realizados en este complejo volcánico se han concentrado principalmente en el estudio de la Ignimbrita Tala y sobre el mecanismo de formación de la caldera, dejando de lado el proceso de resurgencia y los domos asociados a ésta. Por tanto, el presente proyecto de investigación profundiza sobre el fenómeno de resurgencia y la actividad post-caldera, tomando como base la caracterización litológica y química de los domos El Culebreado, El Tule e Ixtahuatonte, y propone un modelo petrogenético con base en la caracterización petrográfica y geoquímica de sus magmas. Por tanto, este trabajo presenta una cartografía geológica de mayor detalle de los domos describiendo algunos de sus rasgos morfoestructurales, así como sus relaciones estratigráficas en relación con las unidades que afloran en los alrededores. También expone las propiedades físicas de las lavas que componen los domos (densidad y vesicularidad), que ayudan a caracterizar texturalmente las rocas y algunas estructuras asociadas a su mecanismo de emplazamiento. Por último, herramientas como la geoquímica de roca total y química mineral se convierten en recursos indispensables para definir la petrogénesis de

estos domos y favorece la interpretación de las similitudes y diferencias que existen respecto a otras unidades más antiguas (Ignimbrita Tala, Domos Centrales) y más jóvenes (volcán San Miguel, Planillas y domos Tajo-Coli) asociados a la historia evolutiva de la caldera, sin dejar de lado la relación de estos magmas con la complejidad tectónica de la porción occidental del CVTM.

Objetivo general

Establecer un modelo evolutivo y petrogenético de los domos ubicados en la margen sur del anillo de la Caldera La Primavera con el fin de determinar su origen y la relación con el entorno tectónico en el que se emplazaron.

Objetivos específicos

- Realizar la cartografía geológica (1:10000) de la zona de estudio.
- Definir las relaciones estratigráficas entre los domos y las unidades adyacentes.
- Determinar las características de densidad y vesicularidad de las lavas que forman los domos.
- Realizar el estudio petrológico y geoquímico de los domos para caracterizar y analizar el origen del magma que los formó.

Hipótesis

A partir de los resultados del análisis petrológico de los domos CA, CB, ET e Ix, se espera comprobar que estos cuerpos de lava, localizados en la margen sur del anillo de la Caldera La Primavera, se desarrollaron como consecuencia de un vulcanismo riolítico resurgente (sobre el anillo asociado al colapso del techo de la cámara magmática). Lo que implicaría que los magmas que originaron estos domos son el producto de la diferenciación de los mismos que originaron la caldera, por tanto, su composición química y mineralógica presenta algunas variaciones respecto a los magmas que generaron las unidades sin y post-caldera. Asimismo, con base en su firma química se comprobará que el régimen tectónico que ejerce mayor control en la generación de estos magmas corresponde a un ambiente de *rift*, dada la cercanía de la caldera a los sistemas de *rift* de Tepic-Zacoalco y Chapala.

Metodología

Trabajo de Gabinete

El trabajo de gabinete consistió en la recopilación de material bibliográfico de los estudios desarrollados en el Complejo Volcánico de La Primavera (CVLP) y del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), así como del estado del arte de temas de domos volcánicos y su relación con los mecanismos de vulcanismo resurgente. De igual forma, se realizó un análisis geomorfológico de la zona de estudio mediante el tratamiento de imágenes satelitales y modelos digitales del terreno. Para ello, se utilizaron softwares como *ENVI* y *ArcGIS* que permitan resaltar los rasgos geomorfológicos más importantes del área, y con ello generar mapas preliminares de tipo geológico, identificando áreas de interés,

estructuras geológicas y unidades morfológicas, como preparación para el trabajo de campo. La redacción de tesis y del manuscrito final inició desde el primer momento en que se define el tema de investigación.

Trabajo de Campo

Levantamiento de Columnas: Se levantaron de forma sistemática secciones estratigráficas, para describir la textura de las lavas que componen los domos, sus relaciones estratigráficas y sus estructuras de acuerdo con la metodología propuesta por McPhie *et al.* (1993).

Cartografía: Se realizó una cartografía geológica-estructural del área de estudio y se recolectó muestras para análisis petrográfico y geoquímico. La cartografía a detalle se llevó a cabo utilizando un mapa topográfico base a escala 1:10000, modelos digitales del terreno (MDT) e imágenes satelitales para finalmente ser presentada de manera digital utilizando *ArcGIS*.

Trabajo de Laboratorio

Cuantificación de propiedades físicas: Se analizaron propiedades de la roca como densidad y vesicularidad. Para la medición de la densidad se hizo uso del equipo Teraplus KT-20 cuyo funcionamiento se basa en el principio de Arquímedes; para este procedimiento se requiere calibrar el equipo (Figura 1A) acoplando una muestra cuyo tamaño no supere el diámetro de un puño, para luego realizar la medición (Figura 1B). Este procedimiento se repite cuando la muestra se encuentra sumergida en agua (Figura 1C), para finalmente obtener el dato de densidad en unidades de g/cm^3 (Figura 1D). La medición de la vesicularidad se basó en la metodología de Houghton y Wilson (1989), con base en los datos calculados de masa, densidad y volumen de las muestras.

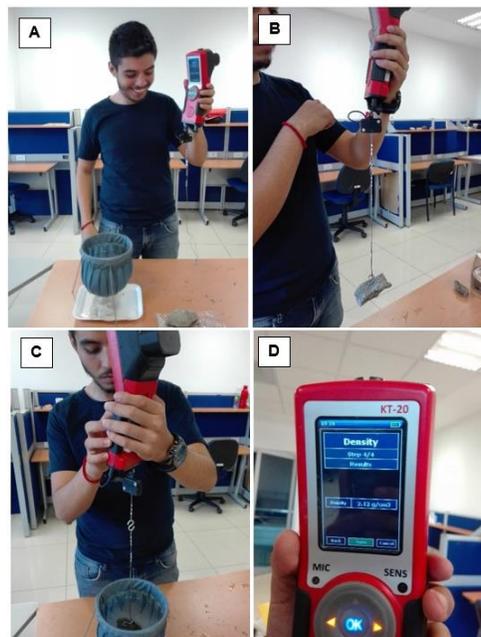


Figura 1. Fotografías que muestran el procedimiento para la medición de densidades de las muestras haciendo uso del equipo Teraplus KT-20. A) Calibración del equipo, realizando una medición de densidad sin la muestra, B) se coloca la muestra en el equipo para su medición, C) nuevamente se realiza la medición de densidad cuando la muestra se sumerge en agua y, D) el equipo arroja el dato de densidad en g/cm^3 .

Petrografía: La generación de láminas delgadas se desarrolló en los laboratorios de preparación de muestras del área Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería de la UASLP y del Instituto de Geología de la UASLP. Para el análisis petrográfico un total de 53 láminas delgadas fueron realizadas; las muestras se cortaron utilizando una cortadora *Hillquist* modelo RF 14-16, para luego ser pulidas y pegadas a los portaobjetos, por último, se pulieron las muestras haciendo uso de una laminadora (marca *Hillquist*).

Las láminas fueron descritas identificando el tipo de fenocristales y su proporción mediante un análisis modal de 100 puntos para cada una. El análisis petrográfico se hizo con base en la metodología de Castro (1989) que consiste en un estudio mineralógico teniendo en cuenta parámetros como: patrón textural, texturas generales y específicas, grado de cristalinidad, tamaño y forma de cristales, composición y clasificación.

Geoquímica de roca total: La información geoquímica presentada en este estudio incluye análisis de elementos mayores y traza de 21 muestras de lavas, recolectadas durante el trabajo de campo sobre los domos. Las muestras fueron enviadas a *Activation Labs* en Ontario, Canadá. Los contenidos de elementos mayores se analizaron mediante el método de *Fusion Inductively coupled plasma-Mass (FUS – ICP)*. Las concentraciones de elementos traza fueron obtenidas mediante los métodos *FUS - ICP*, *Total Digestion-Inductively Coupled Plasma (TD-ICP)* e *Instrumental Neutron Activation Analysis (INAA)*. La visualización y tratamiento de los datos se realizó mediante los programas *Igpet 2017* (Carr y Gazel, 2017) y *STATISTICA 10* (StatSoft, Inc. 2011) haciendo uso de herramientas como matrices de correlación. La norma CIPW fue calculada utilizando el programa *IgRoCS* (Verma y Rivera-Gómez, 2013).

En este apartado se revisaron las similitudes y posibles diferencias geoquímicas que existen entre los domos, mediante el uso de diagramas de clasificación con base en elementos mayores como el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), diagramas tipo Harcker, diagrama de discriminación alcalino/subalcalino (Irvine y Baragar, 1971) y el diagrama de Índice de peralcalinidad (PI) vs Índice de Saturación de Aluminio (ASI) para la clasificación de rocas silíceas en metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas (Hutchinson *et al.*, 2018).

Para el análisis de elementos traza, se utilizaron los diagramas multielementales y de REE normalizados a N-MORB y condritas según Sun y McDonough (1989), así como los diagramas de discriminación de ambiente tectónico de Pearce *et al.* (1984). También se tuvo en cuenta diagramas de rango con base a medidas de tendencia central (mediana) y de dispersión (desviación estándar). Estos diagramas fueron construidos para comparar con datos geoquímicos de otras unidades de la Caldera La Primavera: unidades sin-caldera, es decir, la Ignimbrita Tala (Salinas-Ocampo *et al.*, 2016), y unidades post-caldera como los denominados Domos Centrales, volcán San Miguel (Cruz-Lara, 2015), volcán Planillas (Rivera-Olguín, 2016) y domos Tajo-Coli (Gómez-Álvarez, 2015).

Finalmente, se llevó a cabo un análisis comparativo entre los datos geoquímicos de los domos Culebredo, Tule e Ixtahuatonte y datos de rocas riolíticas registrados en la bibliografía, tanto en zonas de rift continental como en zonas de subducción; esto con el objetivo de analizar las posibles semejanzas y diferencias con rocas formadas en estos tipos de ambientes tectónicos.

Química Mineral: La química mineral se realizó en una Microsonda Electrónica (EPMA) modelo JEOL JXA-8900R ubicada en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM (Campus Morelia), con el objetivo de obtener la composición de olivinos, piroxenos y feldespatos (Figura 2). Para su calibración se utilizaron muestras de composición conocida: olivino (SiO_2 : 40.97 wt%; FeO : 8.33 wt%; MgO : 50.70 wt%), diópsido (SiO_2 : 53.88 wt%; Al_2O_3 : 0.76 wt%; FeO : 2.50 wt%; MgO : 17.10 wt%; CaO : 25.42 wt%; TiO_2 : 0.34%) y labradorita (SiO_2 : 55.47 wt%; Al_2O_3 : 28.30 wt%; Na_2O : 5.21 wt%; K_2O : 0.42 wt%; CaO : 10.60 wt%). El cálculo de fórmulas estructurales, así como la determinación de parámetros como temperatura y fugacidad de oxígeno ($f\text{O}_2$) se hizo con base en la metodología de Lepage (2003). Para la clasificación de sanidinos se utilizó el diagrama de Smith (1974), para los piroxenos el diagrama de Morimoto (1989) y para los olivinos el diagrama propuesto por Mills y Rose (1991).



Figura 2. Fotografía del equipo de Microsonda Electrónica de Barrido (EPMA) modelo JEOL JXA-8900R del Instituto de Geofísica de la UNAM (Campus Morelia).

Antecedentes

Formación de la Caldera La Primavera

Es importante definir la historia de la Caldera La Primavera con el fin de contextualizar de forma temporal y espacial los domos que fueron estudiados. La caldera se ha interpretado como un complejo volcánico ubicado en el Estado de Jalisco al occidente de la ciudad de Guadalajara; es considerado como un centro riolítico compuesto por potentes depósitos piroclásticos, domos y sedimentos lacustres con edades de 145 hasta 30 ka (Mahood, 1981a, b; Mahood y Halliday, 1988).

La caldera se establece una estructura circular de ~11 km de diámetro que se formó hace 95 ka como consecuencia de la expulsión de casi 20 km³ de material piroclástico, denominado como Ignimbrita Tala (Mahood, 1981a; b), lo que provocaría el colapso del techo de la cámara magmática y la formación de un lago caldérico. Posteriormente, se daría una la reactivación del vulcanismo asociado al desarrollo de domos en la zona central y el anillo NE y Sur de la caldera. Algunos autores han separado su evolución en cuatro fases principales (Figura 3; Mahood, 1981a; b): la primera corresponde a las erupciones pre - caldera, que corresponden a las unidades más antiguas del centro volcánico (>95 ka); en segundo lugar, se tiene la erupción de la Ignimbrita Tala (95 ka), que conllevaría al colapso del bloque caldérico y al desarrollo de un lago donde se depositarían sedimentos lacustres y de origen volcánico. Los depósitos incluye un horizonte índice compuesto de grandes bloques de pómez que se asocian a vulcanismo resurgente debido a la erupción de domos en el centro, NE y S de la caldera; estos domos pertenecen al denominado “Antiguo Anillo de Domos” (Mahood, 1981a; b), compuesto por los domos: domo Cerro Alto, domo Mesa El Nejahuete, domo Cerro El Tule - El Madrón, domo Pinar de La Venta, domo Arroyo La Cuartilla, domo Mesa La Lobera, domo Cerro El Chapulín, domo Dos Coyotes y domo Arroyo Las Pilas.

La tercera fase se asocia a la formación de un nuevo anillo de domos, denominado como “Anillo de Domos Jóvenes”, emplazados sobre el anillo sur de la caldera con edades entre 96.8 y 75 ka: domo Arroyo Ixtahuatonte, domo La Cuesta, domo Cerro El Culebreado, domo La Puerta y domo Arroyo Las Animas. La cuarta y última fase se asocia al levantamiento de la caldera, posiblemente consecuencia de una nueva inyección de magma en la cámara; esto generaría el drenado del lago, y finalizaría hace 60,000 años con una erupción que formaría el “Arco de Lavas Sur”, cuyas edades varían entre los 60 y 25 ka (a excepción del Cerro San Miguel que tiene edades entre 82 y 92 ka): Flujo Llano Grande, volcán Planillas, domo Arroyo Colorado, domo El Tajo y domo El Colli.

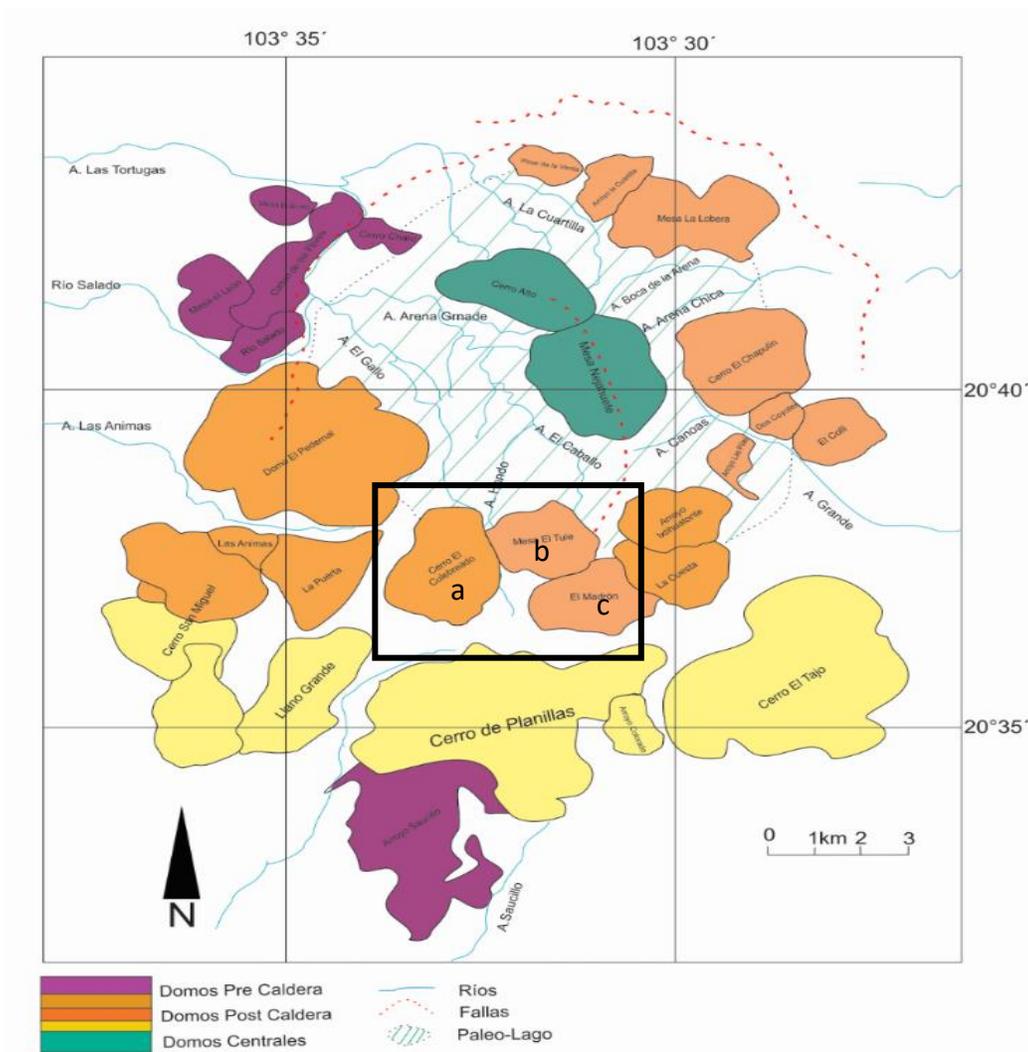


Figura 3. Mapa geológico de la Caldera La Primavera, modificado de Mahood y Halliday, (1998). Color Morado: lavas precaldera; Patrón de líneas diagonales: sedimentos lacustres de caldera; Color Verde: domos centrales de 95 Ka; Color Naranja Claro: Domos antiguos de 95 Ka; Color Naranja: Domos jóvenes de 75 Ka; Color Amarillo: lavas de 60 a 30 Ka. El cuadro negro señala los domos objeto de estudio, ubicados en la parte sur de la caldera: a) El Culebreado, b) El Tule y c) El Madrón.

Evolución química de la Caldera La Primavera

Es importante tener en cuenta las diferencias geoquímicas para diferenciar las unidades volcánicas de la caldera, lo cual resultaría en una aproximación a su dinámica y evolución desde un punto de vista petrogenético. Mahood (1981a, b) definen las unidades eruptivas presentes en la Caldera La Primavera como riolitas ricas en sílice, generalmente afíricas, con fenocristales de sanidino, cuarzo, ferrohedenbergita, fayalita, ilmenita y/o titanomagnetita en proporciones menores al 15% con respecto a la mesostásis. De acuerdo con lo discutido por esta autora, después de la erupción del “Antiguo Anillo de Domos”, las lavas se vuelven progresivamente más silíceas y menos peralcalinas, es decir, el contenido

de óxidos como FeO, TiO₂, MgO y MnO decrece con respecto a la Ignimbrita Tala. No obstante, se reporta homogeneidad en estos atributos para las unidades eruptivas pertenecientes al “Anillo de Domos Jóvenes” y al “Arco de Lavas Sur”, cuya interpretación se basa en la idea de que dichas lavas provienen de una única cámara magmática unificada. La idea radica en el hecho de que, si cada unidad correspondiera a un evento de fusión y generación de magma independiente, entonces se tendría un amplio rango composicional y diferentes arreglos de fenocristales dependiendo de parámetros como la temperatura, el contenido de volátiles, y el grado de fusión de la fuente (Mahood, 1977). Es así como dicha cámara no se ha interpretado como una cámara zonada estática, sino como un sistema magmático que evolucionó químicamente con el paso del tiempo (Mahood, 1981b).

Mahood (1977) sugiere que, en la evolución de la caldera, las lavas más recientes son pobres en fenocristales y más diferenciadas con relación a las unidades más antiguas, lo que reflejaría altos niveles de diferenciación magmática; los primeros magmas en hacer erupción se caracterizaron por ser menos silíceos y con mayor concentración de elementos compatibles con minerales máficos. La visión de un proceso de fusión parcial indica que las lavas post-caldera se empobrecen en estos elementos, en la medida en que aumenta el contenido de sílice y corresponden a magmas enriquecidos en elementos como Rb o Cs y empobrecidas en Fe, Mg y Ti. Los mecanismos de diferenciación propuestos incluyen un control estructural en el transporte de elementos traza del fundido para las partes profundas de la cámara, así como el transporte de estos elementos como complejos volátiles hacia las zonas más someras (Mahood, 1981b).

Marco Teórico

Petrogénesis de riolitas alcalinas

Las riolitas como las descritas por Mahood (1981a, b) se definen como rocas volcánicas con altos contenidos de sílice, que ocurren en diversos ambientes tectónicos al igual que los basaltos, siendo más comunes en ambientes continentales, por ejemplo, zonas de límites convergentes colisionales y no colisionales, zonas de *rift* y en zonas afectadas por plumas del manto (Raymond, 2002). De acuerdo con Raymond (2002) y Gill (2010), las riolitas pueden presentarse como pórfidos de cuarzo y feldespato (generalmente sanidino), lavas vítreas o como productos piroclásticos, incluyendo algunos otros minerales como biotita, plagioclasa, anortoclasa y magnetita, asimismo se pueden encontrar minerales raros como es el caso de la fayalita, augita, pigeonita, hiperstena, hornblenda, riebeckita, acmita, ilmenita, circón, esfena, apatito, granate, cordierita, andalusita y silimanita. Generalmente los riolitas vítreas forman domos en provincias silíceas como las calderas. Texturalmente las riolitas pueden ser holohialinas a holocristalinas formando productos efusivos y/o explosivos dependiendo de las características de los magmas (temperatura y viscosidad). De acuerdo con Raymond (2002), los contenidos de sílice de las riolitas presentan valores de SiO₂ superiores al 69%, mientras que el contenido de Al₂O₃, varía entre 10-17%. Aquellas riolitas con bajos contenidos de aluminio se consideran como peralcalinas, caracterizadas

por acmita normativa, mientras que las riolitas con alto contenido de aluminio, se definen como peraluminosas con altas cantidades de corindón normativo (Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Raymon, 2002; Gill, 2010). Las riolitas exhiben enriquecimiento de LREE con respecto a HREE con pronunciadas anomalías de Eu, asociadas a la cristalización fraccionada de plagioclasa (Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Raymon, 2002). El origen de los magmas riolíticos se puede atribuir a seis procesos (Raymon, 2002): anatexis de rocas del manto, cristalización fraccionada de magmas basálticos, anatexis de rocas de la corteza, asimilación con cristalización fraccionada, y mezcla de magmas combinada con cristalización fraccionada.

Para este trabajo y considerando el régimen tectónico del área de estudio, se profundizará en la petrogénesis de riolitas producto del magmatismo en zonas de *rift* continental, por lo tanto, existen dos escenarios por los cuales se pueden formar un *rift* continental y son definidos como *riffts* activos y *riffts* pasivos (Wilson, 1989; Figura 4): los *riffts* activos son aquellos donde plumas provenientes de la astenósfera causan el adelgazamiento y levantamiento de la corteza, controlando la formación del *rift*, en este ambiente el volcanismo y el levantamiento puede preceder la formación del *rift* (Wilson, 1989). Por otra parte, en los *riffts* pasivos el levantamiento de los flancos se desarrolla debido a estrés diferencial en la litósfera y al desarrollo de celdas de convección, todo esto ocurre después de la formación del *rift* (Bailey, 1983; Wilson, 1989). En este orden de ideas, los magmas que se forman en estos ambientes se caracterizan por tener una naturaleza alcalina, enriquecimiento en volátiles y elementos LILE, por lo que se asocia a fuentes enriquecidas del manto (Bailey, 1983; Wilson, 1989). La fuente enriquecida en estos elementos posiblemente se asocie a la antigua litósfera subcontinental, no obstante, en los segmentos de *rift* más activos es posible involucrar fuentes tipo MORB del manto astenosférico; en general, las lavas más diferenciadas pueden ser productos de la cristalización fraccionada de magmas basálticos con cierta relación espacial y temporal, así como procesos de fusión parcial, sin descartar distintos grados de contaminación cortical (Wilson, 1989).

En cuanto al contenido de elementos traza, es preciso mencionar que, en este tipo de magmas, las rocas más básicas tienen bajas concentraciones de elementos compatibles como Ni, asociada a la cristalización de olivinos, por tanto, el magma residual va a concentrar elementos más incompatibles. Por ejemplo, rocas del *rift* africano con contenidos variables de sílice, mantienen constante la relación de algunos elementos traza incompatibles (Weaver *et al.*, 1972; Wilson, 1989): Nb/Zr, Ce/Zr, La/Zr y Rb/Zr. Esta premisa es de gran importancia al momento de estudiar la petrogénesis de las rocas, ya que, si dichas relaciones se mantienen constantes desde los miembros más básicos hasta los más ácidos, entonces los procesos de contaminación de la corteza habrían tenido un reducido efecto en la formación de dichas rocas, evidenciando que la cristalización fraccionada es el proceso dominante en la evolución del magma (Wilson, 1989). Si por el contrario las relaciones son cambiantes quiere decir que otras fuentes están involucradas en la petrogénesis de las rocas.

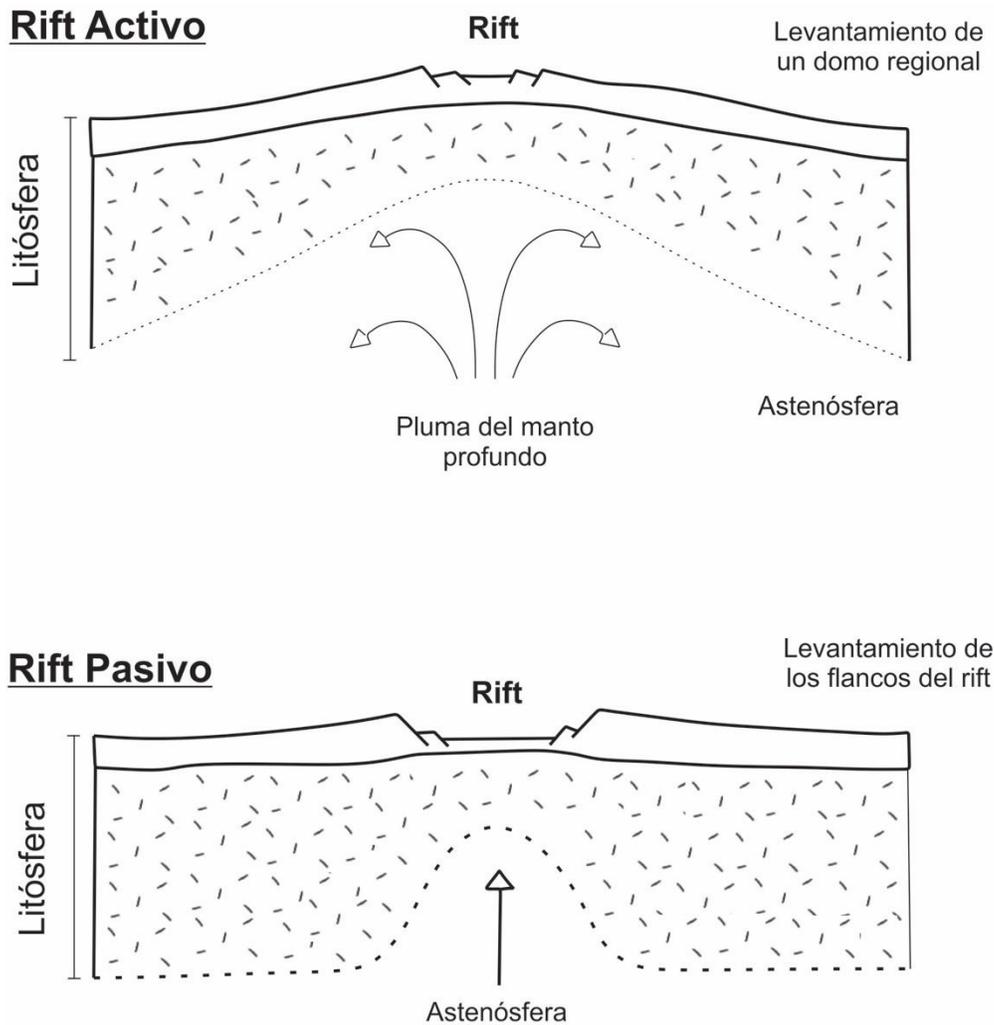


Figura 4. Diagrama que ejemplifica las características entre *rifts* activos vs. *rifts* pasivos, tomada de Wilson (1989).

Mecanismos de formación de calderas

En este trabajo es importante definir los mecanismos que permiten el desarrollo de calderas ya que en la evolución de estas estructuras comúnmente ocurre el emplazamiento de domos riolíticos y flujos de obsidiana; este es el caso de los domos Culebredo, El Tule e Ixtahutonte. Las calderas se definen como grandes estructuras volcánicas formadas por el colapso del techo de un reservorio magmático superficial (Lipman, 2000), estas se encuentran asociadas a erupciones donde un gran volumen de magma es expulsado, generando enormes depresiones cuya forma varía dependiendo de los factores involucrados en la formación de la caldera (Aguirre-Díaz, 2008). Estos factores pueden ser internos o externos: los factores internos se asocian directamente a la cámara magmática (e.g., reología del magma, cambios de presión, composición del magma), y los factores externos se relacionan al régimen tectónico que afecta la provincia volcánica.

De acuerdo con Lipman (2000) las calderas pueden clasificarse con base en su tamaño. Las calderas pequeñas (diámetro < 5 km) se forman por erupciones de lavas, generalmente de composición basáltica y andesítica; y las calderas grandes (75 km) se asocian a grandes erupciones de ignimbritas. El estilo de colapso de las calderas también puede clasificarse esta vez en tres categorías (Aguirre-Díaz, 2008): calderas tipo cumbre, calderas clásicas y calderas tipo graben (Figura 5). Las calderas tipo cima (Figura 5A) son aquellas que se forman encima de los grandes volcanes y se caracterizan por volúmenes piroclásticos relativamente pequeños asociados a erupciones plinianas y depósitos de ignimbritas. Las calderas clásicas se extienden por varios kilómetros y sus formas pueden variar de semi – circular a irregular; se relacionan a erupciones que expulsan volúmenes grandes de material piroclástico de caída (pómez) e ignimbritas (Figura 5B). Por último, las calderas tipo graben son estructuras de colapso asociadas a grandes volúmenes de ignimbritas (generalmente los depósitos de caída son ausentes), en este caso, la erupción se desarrolla a lo largo de las fallas principales del graben causando el colapso de la estructura (Figura 5C).

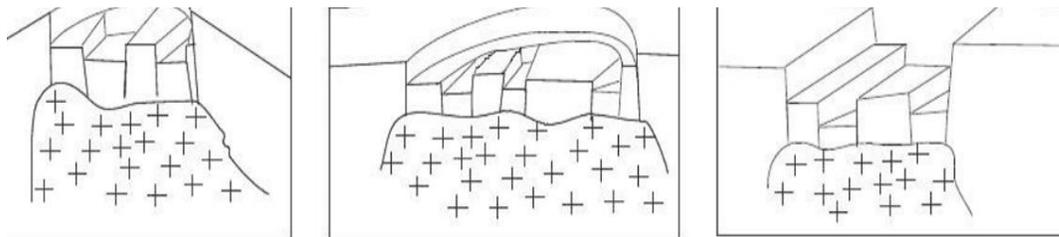


Figura 5. Principales tipos de colapso de calderas. A) Tipo Cima, B) Caldera Clásica y, C) Tipo Graben (tomada de Aguirre-Díaz, 2008).

Lipman (1997) reconoce cinco diferentes estilos de colapso en la formación de calderas con base en su estilo eruptivo, y están asociados a distintos procesos de subsidencia, siendo: tipo pistón, por hundimiento, entrampada, en dominó y tipo embudo (Figura 6). En las calderas tipo pistón (Figura 6A) el colapso ocurre por la caída de un único bloque de corteza, se generan a partir de la expulsión de enormes volúmenes de magma provenientes de cámaras magmáticas poco profundas y de grandes dimensiones. Frecuentemente son estructuras donde el diámetro de la caldera supera su espesor (diámetros superiores a 10 km) y es caracterizada por episodios de resurgencia. Las calderas formadas por hundimiento (Figura 6B) se pueden inferir a partir de la inclinación de los depósitos piroclásticos hacia el interior de la caldera, así como por la ausencia de fallas de gran desplazamiento que la limiten. Las calderas en dominó (Figura 6C) ocurren cuando el colapso se produce como piezas rotas de la corteza en la parte superior de la cámara magmática (Aguirre-Díaz, 2008); esto ocurre por la interacción con aberturas estructurales pre-volcánicas o fracturamiento intrincado en el piso de la caldera durante una erupción. Es de esperarse que estas estructuras se formen en sitios donde se generen continuos colapsos producto de sucesivas erupciones, por tanto, las calderas sufren recurrentes procesos de subsidencia durante decenas o cientos de miles de años. Las calderas en forma de embudo (Figura 6D) pueden formarse por un intenso hundimiento, subsidencia debido a fracturamiento intrincado del techo de

la cámara, o a una continua subsidencia relacionada a sucesivas erupciones; las pequeñas calderas (<4 km de diámetro) presentan esta geometría ya que el proceso dominante durante el colapso se asocia a la caída de la pared interna sobre el conducto principal, dicho proceso es causado por erupciones explosivas que se desarrollan a través del conducto y no se asocian a un anillo de colapso o a un bloque hundido coherente. Finalmente, las calderas entrampadas (Figura 6E) se generan cuando un flanco de la caldera colapsa mientras el otro no lo hace (Aguirre-Díaz, 2008); es decir, un colapso incompleto (Lipman, 1997). La subsidencia parcial del techo de la cámara se puede relacionar a erupciones pequeñas, influencias tectónicas, y/o debido a que la cámara magmática es asimétrica.

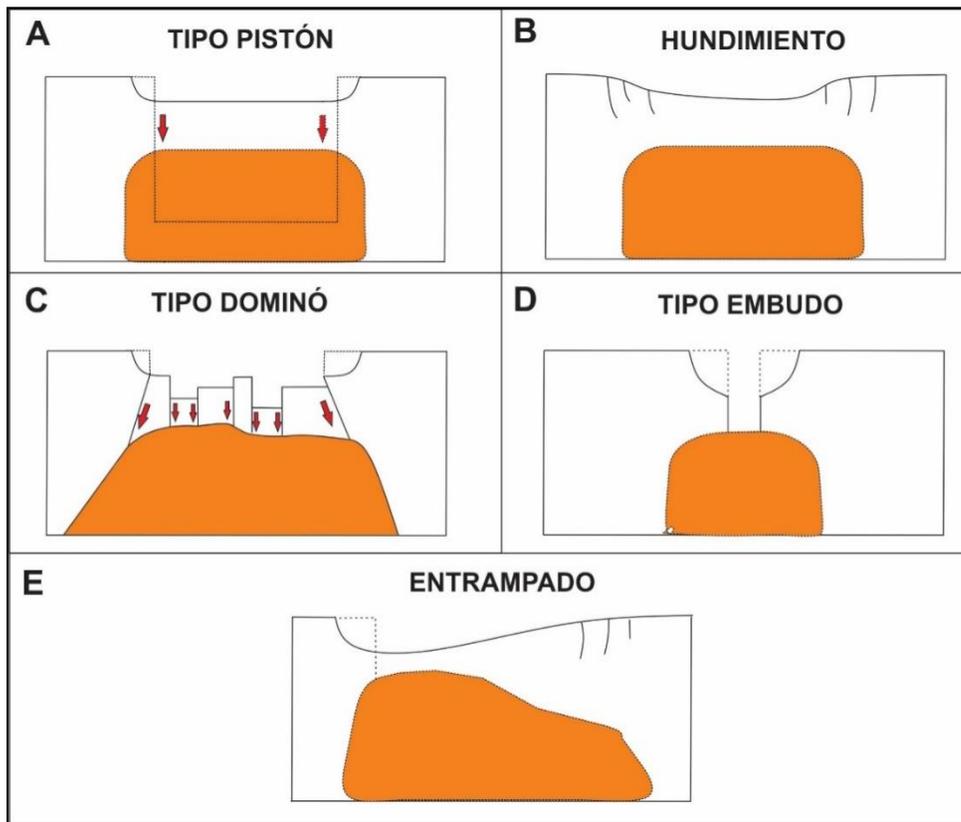


Figura 6. Diferentes modelos de colapso de acuerdo con Lipman (1997). A) Tipo Pistón, B) Hundimiento, C) En Dominó, D) Tipo embudo y E) Entrampado.

Volcanismo Resurgente

Es frecuente que una vez formada una caldera (e.g., Caldera La Primavera), el vulcanismo reaparezca con el paso del tiempo. El desarrollo de calderas grandes se caracteriza porque seguida a su formación se da una resurgencia gradual del bloque caldérico y vulcanismo a lo largo del anillo del colapso (Marsh, 1984; Smith y Bailey, 1968). El complejo de domos consecuencia de este vulcanismo se conoce como domos resurgentes y se asocia a ciertos procesos que se desarrollan en una cámara magmática tras la formación de una caldera. La resurgencia de una caldera puede relacionarse a tres tipos de mecanismos (Figura 7; Marsh, 1984): 1) rebote magmático, 2) detumescencia regional y, 3) presión en la base de la caldera

debido a vesiculación magmática y a convección o adición de nuevo magma; este último mecanismo puede asociarse a formación de domos post – caldera comúnmente alimentados por complejos de diques que se disponen en forma circular o radialmente dentro o fuera de la estructura (Acocella y Neri, 2009). El rebote hidrostático del magma ocurre cuando una erupción es lo suficientemente grande para vaciar la cámara magmática y generar un desequilibrio en el gradiente de presión de la parte superior de la cámara (Figura 7B; Marsh, 1984), de esta forma, el flujo de magma desde las zonas más profundas es casi inmediato con el fin de compensar dicho desequilibrio después de la formación de la caldera. La detumescencia regional es otro mecanismo que puede ocurrir tras la formación de una caldera puesto que la corteza de material que colapsa puede ejercer presión sobre el magma restante ubicado bajo la superficie, empujándolo hacia la base, alrededor o incluso a través de dicha corteza; como consecuencia, se puede dar el levantamiento de la caldera y vulcanismo asociado (Figura 7C). El tercer mecanismo se relaciona con la presión en la base de la caldera debido a la inyección de nuevo magma, así como de procesos de vesiculación que generan un levantamiento de la caldera y en nuevo vulcanismo (Figura 7D). Es así como el entendimiento de los mecanismos de resurgencia puede proveer información de la profundidad, el tamaño y el comportamiento de las cámaras magmáticas superficiales y su interacción con la roca encajonante (Marsh, 1984).

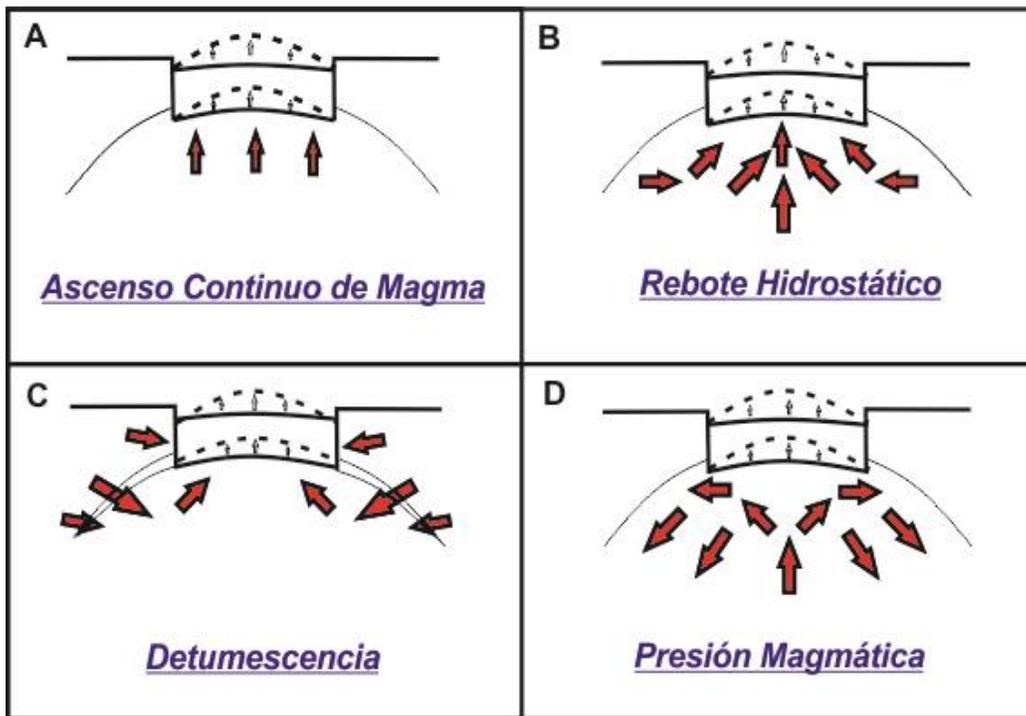


Figura 7. Descripción gráfica para los mecanismos de resurgencia de una caldera, tomado de Marsh (1984). A) Resurgencia debido al ascenso continuo de magma, B) debido a rebote hidrostático, C) detumescencia, o D) por presión en la base del bloque dada una nueva inyección de magma.

Domos volcánicos y su clasificación

Como se mencionó anteriormente, la resurgencia de una caldera frecuentemente se caracteriza por la aparición de domos hacia el centro y bordes del anillo de colapso. Estos domos son definidos como un tipo de flujo de lava que se enfría rápidamente sobre una superficie y generalmente presentan un alto contenido de sílice (Fink y Anderson, 2000). De acuerdo con Blake (1990) los domos volcánicos pueden clasificarse en cuatro categorías con base en su morfología la cual está directamente relacionada con las propiedades físicas de la lava. Estas categorías son: 1) tapones levantados, asociados a material magmático de alta viscosidad cuyo radio es equivalente al radio de la fisura y cuya altura es mayor al radio (Figura 8A); 2) domos Peleeanos típicos del Monte Pelee en Martinica, caracterizados por espinas de roca y riscos que se alzan desde un anillo de escombros volcánicos (*talus*), y su radio es mayor al de la fisura (Figura 8B); 3) domo de lava bajo que presentan superficies poco rugosas y formas redondeadas, su origen se asocia a lavas poco viscosas formando flujos con radios más grandes que los domos Peleeanos (Figura 8C) y, 4) *coulee*, que presenta una forma transicional entre los domos de lava bajos y flujos de lava elongados, que se asocian a lavas de baja viscosidad (Figura 8D).

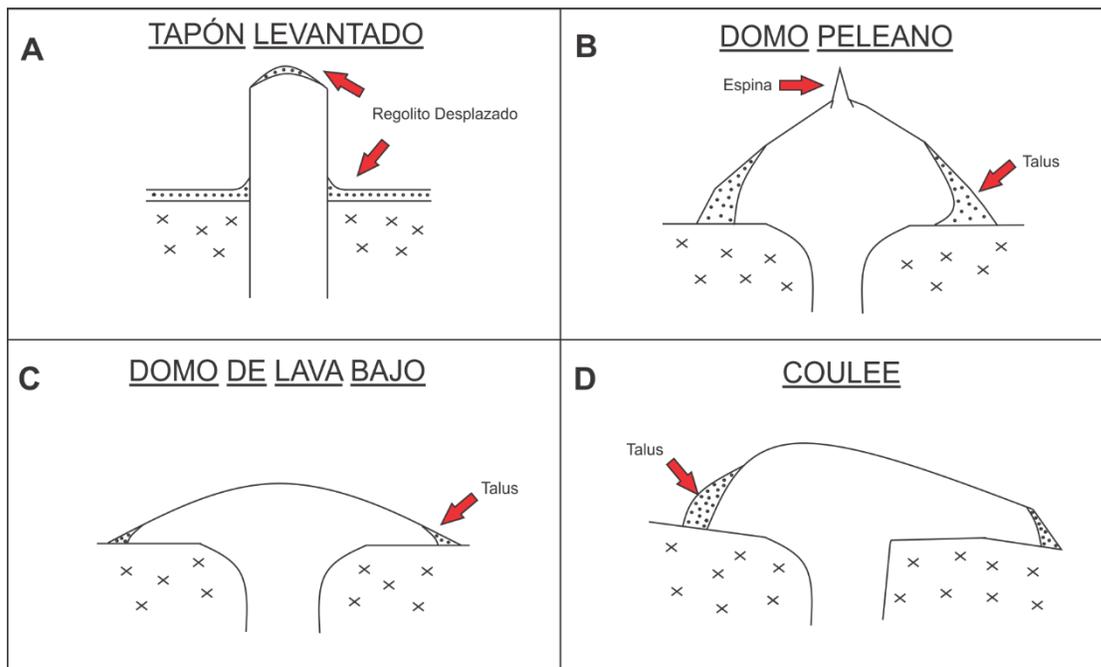


Figura 8. Tipos de domos volcánicos con base en la viscosidad de la lava que los formó (tomado de Blake, 1990). A) Domo tipo tapón levantado debido a su alta viscosidad, B) domo Peleeano caracterizado por la formación de una espina en su superficie, C) domo de lava bajo formado por lavas menos viscosas y D) domo tipo *Coulee*, transición entre tapones levantados y domos de lava bajos.

Por otra parte, Fink y Anderson (2000) y Lyman *et al.* (2004) define que los domos también pueden clasificarse en diferentes categorías con base en: morfología, textura superficial y

estilo eruptivo. De esta forma, se determinan cuatro tipos de morfologías (Figura 9): domos espinados o *Peleeanos*, domos lobulados, domos endógenos o en forma de plato y los domos sin corteza. Los domos espinados o *Peleeanos* presentan morfologías circulares desde una vista de planta, consta de superficies lisas generalmente interrumpidas por espinas verticales de gran altitud, y son domos típicos del Monte Pelee (Figura 9A); los domos lobulados son de menor inclinación, y como su nombre lo dice, presentan morfologías lobulares que emergen desde la fisura formando superficies más irregulares, generalmente cubiertas por pequeños bloques, estos domos pueden encontrarse en los Montes Santa Helena y Pinatubo (Figura 9B). Los domos en forma de plato constan de una corteza compuesta por bloques disectados por fracturas poco profundas y numerosas crestas superficiales; por ejemplo, los domos del Monte Merapi (Figura 8C). Finalmente, están los domos sin corteza caracterizados por una morfología elongada (Figura 9D), los cuales, como su nombre lo dice, no alcanzan a formar una corteza debido a que su tasa de avance es muy alta impidiendo la formación de ésta (Lyman *et al.*, 2004).

Otro tipo de domo son los llamados criptodomo y se diferencian de los anteriores ya que son acumulaciones de lava que nunca llegaron a la superficie, es decir, la lava se apila bajo la superficie y lentamente se enfría y endurece, por lo que tiende a deformar la topografía permitiendo el desarrollo de montículos (Fink y Anderson, 2000).

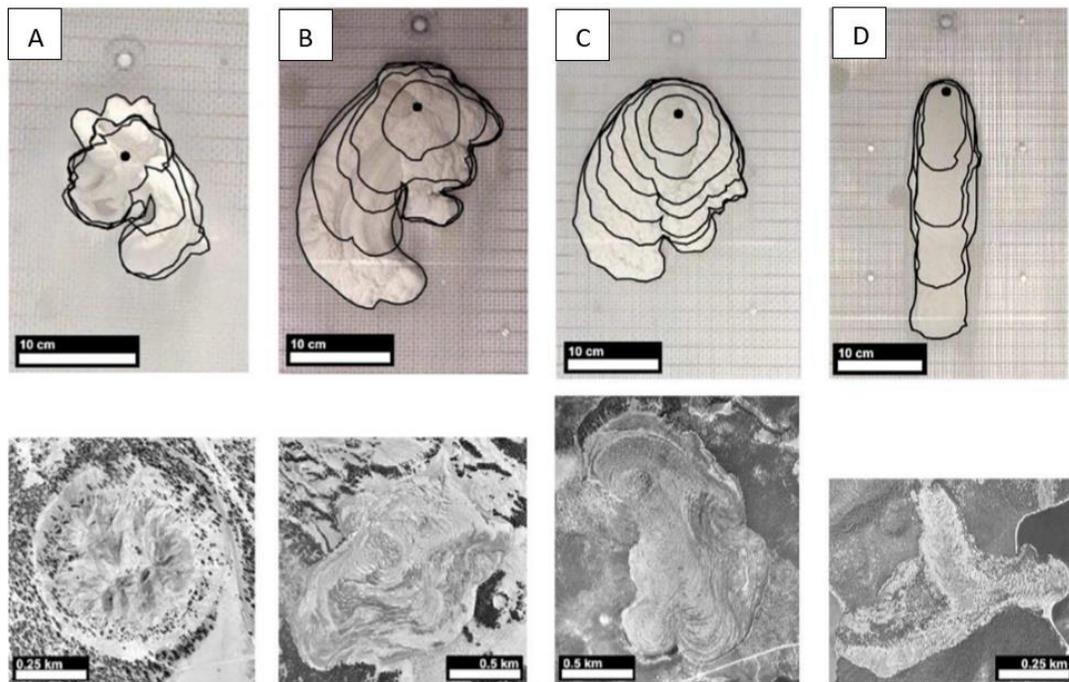


Figura 9. Tipos de domos volcánicos definidos por Lyman *et al.* (2004) a partir de flujos experimentales (fila superior de imágenes) en comparación con flujos naturales (fila inferior de imágenes): A) Domo espinado o Peleeano, caso de estudio en Wilson Butte, CA; B) domo lobulado, caso de estudio en Rock Mesa, OR; C) domo endógeno o en forma de plato, caso de estudio Big Obsidian Flow, CA; y D) domo sin corteza, caso de estudio Inter-Lake Flow, OR.

Caracterización de domos y flujos riolíticos

Con la intención de clasificar los domos, así como de entender los procesos de formación e interpretar las variaciones texturales que presentan sus lavas, a continuación, se describen antecedentes que servirán para caracterizarlos.

Algunos trabajos (Fink; 1983), Fink y Pollard; 1983, Fink y Manley; 1987, Bonnichsen y Kauffman; 1987; Shields *et al.*, 2016) han caracterizado a los domos riolíticos como geoformas complejas, y aunque sean químicamente homogéneos, muestran una heterogeneidad textural asociada a la deformación de las lavas durante su emplazamiento. En primera medida, se desea citar los estudios de domos silícicos emplazados en Medicine Lake Highland Volcano (California). A partir del análisis textural de estos cuerpos de lava, Fink y Pollard (1983) proponen que la generación de un domo riolítico rico en obsidiana puede estar conformado hasta por cinco unidades texturalmente diferentes en su color, gravedad específica y grado de vesiculación, siendo: 1) depósitos piroclásticos compuestos por pómez, 2) unidad de flujo compuesta por pómez con grandes vesículas, 3) obsidiana no vesicular, 4) unidad de flujo compuesta de pómez finamente vesicular y, 5) riolita cristalina. De acuerdo con este modelo, la heterogeneidad textural de este tipo de flujos se debe a tres procesos de deformación (Figura 10): compresión durante el avance de la lava, fracturamiento debido al enfriamiento del flujo, y procesos de diapirismo asociado a la presencia de capas de lava con textura y densidad similar a la pómez en el núcleo del flujo (Figura 11). Al tener un flujo riolítico que asciende por la corteza, se da el proceso de exolución de volátiles debido al decremento de presión, favoreciendo la concentración de los gases en la cima del cuerpo magmático y el desarrollo de erupciones explosivas iniciales que generan productos piroclásticos formadores de la capa 1 (Figura 10B). De esta manera, el magma restante llega a la superficie y extruye como lava rica en volátiles (vesiculares), con textura de pómez, formando la capa 2 que se caracteriza por grandes vesículas (Figura 10C). El proceso de transición entre partículas de pómez y un flujo de lava continuo se da cuando la presión de gas en las vesículas es incapaz de superar el “*tensile strength*” del magma, por tanto, la dinámica de flujo es capaz de distorsionar y aplastar las burbujas contenidas en la lava; una vez ocurre esto, la unidad de obsidiana no vesicular es extruida de forma transicional, emplazándose sobre la pómez con grandes vesículas (Figura 10D). Se debe tener en cuenta que los volátiles constantemente se van a acumular en la cima de la capa de obsidiana, dando paso a la formación de un caparazón finamente vesicular o capa 4 que aísla el interior del flujo (Figura 10E); esta última capa se diferencia por tener vesículas más pequeñas y menos distorsionadas en comparación a la capa vesicular inferior o capa 2, esto es, debido a que es una delgada capa formada por lava de menor temperatura y mayor viscosidad. Finalmente, el magma que permanece en el conducto tiende a formar riolitas cristalinas (Figura 10F) ya que es expulsado como una lava de menor temperatura y mayor viscosidad, apilándose y tapando el punto de emisión en vez de fluir. Al final del ciclo eruptivo, la riolita cristalina forma un domo cuya superficie puede generar pómez finamente vesicular. En general, el movimiento y enfriamiento de los flujos causa que la

superficie de estos se fracture a manera de bloques, formando brechas tanto basales como superficiales (Fink y Pollard, 1983).

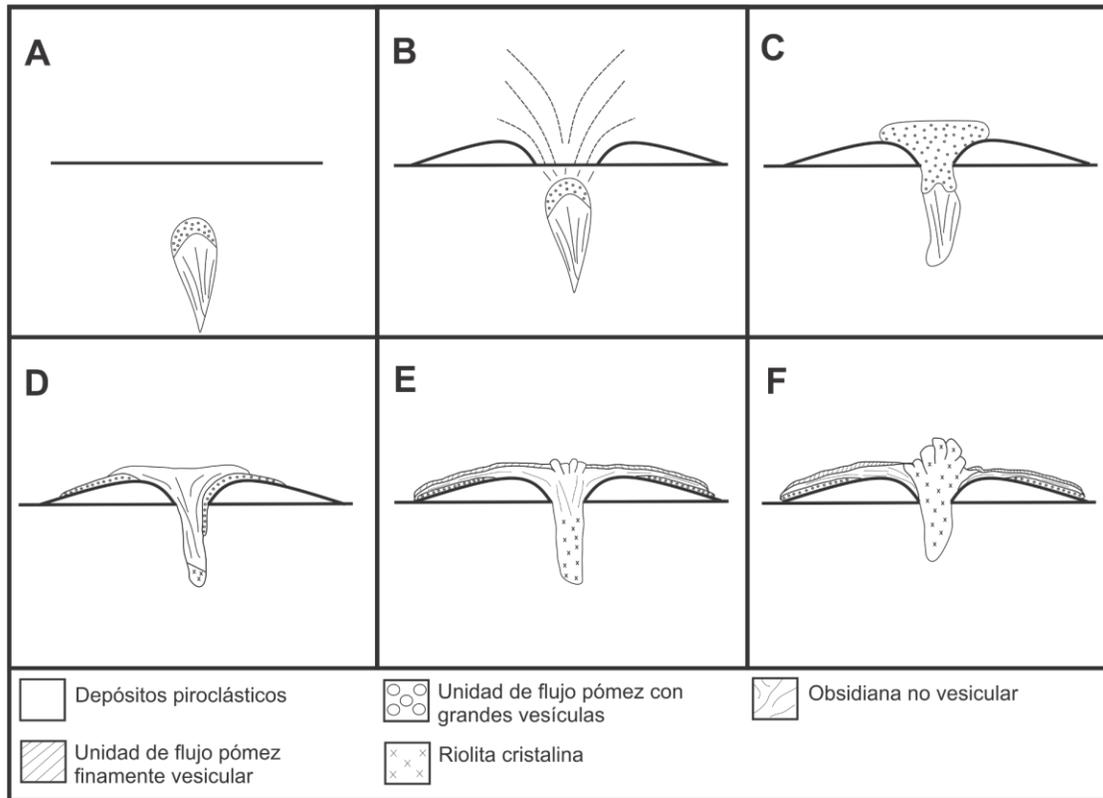


Figura 10. Modelo y evolución de emplazamiento de un flujo de lava riolítico con desarrollo de estratigrafía. Tomado de Fink y Pollard (1983). A) Ascenso de magma riolítico a través de la corteza, B) el magma llega a superficie y genera una erupción explosiva debido a la exolución de volátiles generando una capa de depósitos piroclásticos, C) erupción de lava con formación de grandes vesículas debido a la concentración de volátiles cubriendo a los piroclastos D) erupción de obsidiana poco vesicular, E) formación de una capa finamente vesicular en la superficie de la capa de obsidiana debido a la continua exolución de gases, y F) erupción de la riolita cristalina.

Uno de los fenómenos más interesantes durante el emplazamiento de un flujo de lava riolítico corresponde a los fenómenos diapíricos relacionados con diferencias de densidad, estos han sido documentados por Fink y Pollard (1983) y Fink y Manley (1987). De acuerdo a estos autores, el diapirismo se genera cuando la unidad de flujo compuesta por pómez con grandes vesículas (densidad menor que las capas que la sobreyacen), sufre inestabilidad gravitacional, por lo que asciende desde el interior del flujo hacia la superficie (Figura 11A), siempre y cuando la tasa de ascenso de la pómez sea lo suficientemente alta relativo al movimiento de empuje del flujo y a la tasa de enfriamiento (esto ocurre especialmente en las partes más distales del flujo). Estos fenómenos generan fracturamiento de la superficie del flujo (Figura 11B, 11C) debido al ascenso de grupos de domos, dando paso al desarrollo de anticlinales cuyo núcleo está formado por la unidad de pómez con grandes vesículas rodeado por bandas de obsidiana y pómez finamente vesicular (Figura 11D).

Los trabajos de Shields *et al.* (2016) también documentan una clara variación textural en lavas riolíticas en Lipiari, Islas Eolias en un flujo de obsidiana que se explica mediante un

modelo de desgasificación el cual propone que las diferencias texturales se desarrollan como consecuencia de variaciones en el contenido de volátiles, la deformación del flujo durante su emplazamiento y de las características reológicas del magma (e.g., viscosidad, vesicularidad, contenido de agua y contenido de microlitos). El estudio resultaría en la diferenciación de cuatro tipos de lavas basado en descripciones macro y microscópicas, análisis de densidad, vesicularidad, contenido de volátiles, tomografía de rayos X y propiedades magnéticas. El primer tipo de lava o “Tipo 1” corresponde a una lava vítrea, negra, pobremente vesicular, de alta densidad con posible desarrollo de textura esferulítica (Figura 12A) y de bandas de flujo, consecuencia de la variabilidad en la concentración de fenocristales, microlitos e incluso debido a la deformación de vesículas; estas bandas definen puntos donde el esfuerzo se concentra y puede darse el desarrollo de texturas asociadas al colapso de burbujas. La lava Tipo 2 u “Obsidiana espumosa”, es una lava vesicular y vítrea caracterizada por presentar bandeamiento, el cual es definido por variaciones en el contenido de vesículas, microlitos y esferulitas, y comúnmente se desarrolla en la charnela de los pliegues del flujo asociado a micropliegues y fracturas de extensión (Figura 12C). La lava Tipo 3 o “lava pumácea” es altamente vesicular, de baja densidad, desprovista de texturas de flujo, y pueden aflorar en las proximidades o en contacto con los otros tipos de lava (Figura 12D). La Lava Tipo 4 o “Lava cizallada” es de vesicularidad baja a media con vesículas altamente deformadas, presenta bandeamiento con alternancia de bandas difusas de obsidiana negra (Figura 12B).

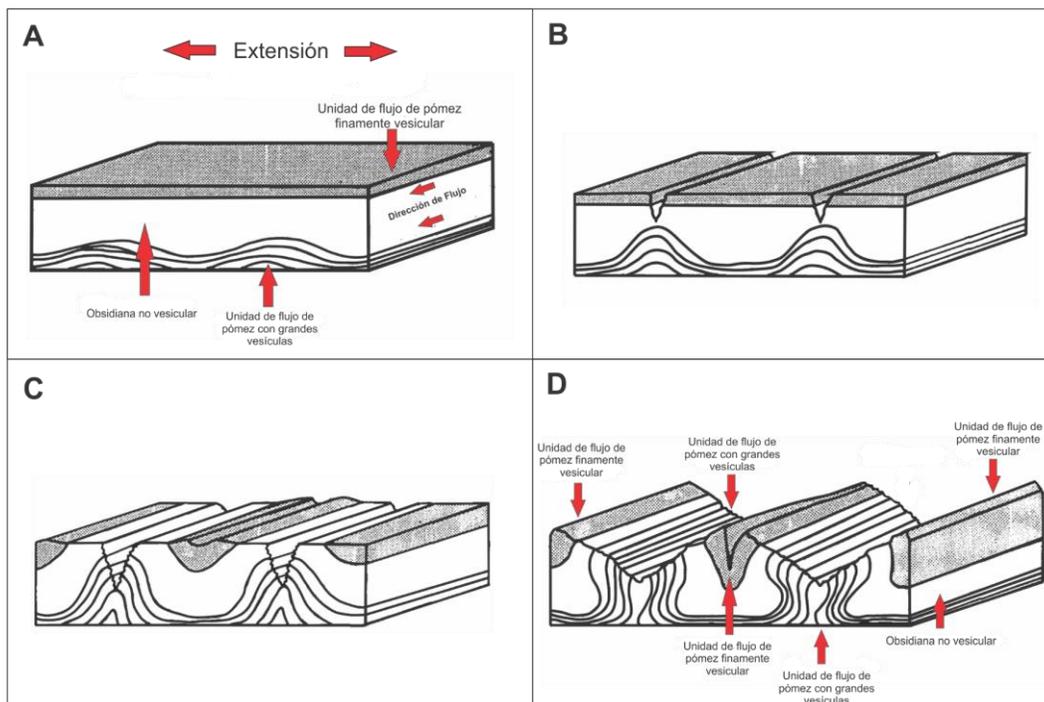


Figura 11. Diagramas esquemáticos para los diapiros de pómez con grandes vesículas y la propagación de fracturas asociadas. Modificado de Fink y Pollard, (1983). A) Una vez emplazadas las capas descritas en la Figura 4, inicia el ascenso de la lava formada por grandes vesículas dada su baja densidad, B) en consecuencia hay fracturamiento de la superficie debido al estrés generado por la unidad que asciende, C) generando plegamiento de las capas, D) por último la unidad con textura de pómez provista de grandes vesículas aflora en superficie adyacente a la obsidiana no vesicular y la unidad finamente vesicular.

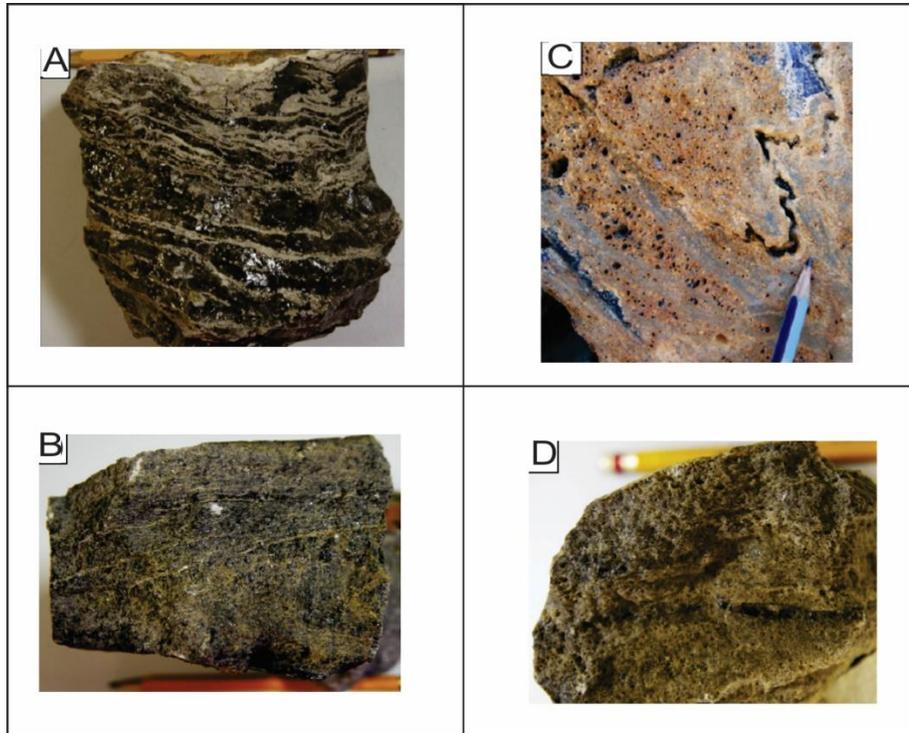


Figura 12. Tipos de lava de composición riolítica documentados en la región de Lipiari (Islas Eolias) por Shields *et al.* (2016) con base en diferencias texturales: a) Lava completamente vítrea de alta densidad, b) “lava cizallada”, c) “obsidiana espumosa”, y d) lava con textura de pómez altamente vesicular.

1. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DE LA CALDERA LA PRIMAVERA

La Caldera La Primavera forma parte del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) definido como un arco magmático continental que se extiende E – W a través del centro de México y contiene alrededor de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). El cinturón se extiende desde el Pacífico en Nayarit y Jalisco hasta el Golfo de México en Veracruz, y su origen se atribuye a la subducción de la placa de Cocos y Rivera bajo la placa de Norteamérica (Demant, 1978). La provincia se extiende por cerca de 1000 km con un ancho variable entre los 80 y 230 km (Gómez-Tuena *et al.*, 2005), y su orientación oblicua con respecto a la Trinchera Mesoamericana ha centrado el interés en la comunidad científica (Figura 13).

De acuerdo con lo discutido por Klitgord y Mammerickx (1982), han existido por lo menos tres reorganizaciones de la placa oceánica en esta región durante los últimos 25 Ma: la antigua placa de Farallón evolucionó a la placa de Guadalupe que posteriormente se segmentaría para formar la placa de Rivera y Cocos; durante dicho proceso la posición de los centros de expansión migró en dirección este (12.5 a 11 Ma) hacia los montes marinos del Matemático. Finalmente, entre 6.3 a 3.5 Ma, los centros se moverían a su actual posición en el *East Pacific Rise* (EPR) (Klitgord y Mammerickx, 1982). De esta forma, la región contiene varios segmentos de centros de expansión y trincheras abandonadas, otros antiguos límites de placas (causados por reorganizaciones de las mismas), y las actuales zonas de expansión, subducción y fallas transformantes (Klitgord y Mammerickx, 1982).

Otros estudios han intentado explicar la orientación anómala del CVTM mediante la premisa de una geometría compleja (asociada a cambios en el ángulo de subducción) de la placa de Rivera y Cocos que subducen bajo la placa norteamericana en la zona centro y sur de México (Pardo y Suárez, 1995). Según lo discutido por estos autores, el cambio lateral del ángulo de subducción de las placas se evidencia a más de 30 km de profundidad (una vez la placa oceánica se desacopla de la placa continental). La placa de Cocos subduce en un ángulo casi subhorizontal hacia la zona central de México mientras que, hacia la zona occidental y oriental, la placa de Rivera y la placa de Cocos subducen a un ángulo mayor, respectivamente. Con base en estos cambios en el ángulo de subducción, se definen cuatro regiones en la parte sur de México (Pardo y Suárez, 1995): 1) la región de Jalisco, bajo la cual subduce la placa de Rivera a un ángulo cercano a los 34° y cuyo límite es la subducción del graben El Gordo; 2) la región de Michoacán, es la posible transición entre la zona de subducción de la placa de Rivera y la subducción subhorizontal de la placa de Cocos; el graben el Gordo posiblemente marque el desacople entre la placa de Rivera y de Cocos; 3) la región Guerrero – Oaxaca, donde la subducción de la placa de Cocos es subhorizontal; y 4) la región del sur de Oaxaca, marcada como una zona de transición entre la subducción subhorizontal de la placa de Cocos bajo Guerrero y la subducción inclinada de la misma placa bajo la placa Caribe. Estos cambios en el ángulo de subducción posiblemente sean acomodados por fallas de desgarre formadas sobre la placa subducida, no obstante, se ha propuesto que suaves contorsiones de la placa asociados a procesos de deformación dúctil acomodan dichos cambios, por lo que estas diferencias en la geometría de subducción de

las placas de Rivera y Cocos tendrían una fuerte incidencia en la disposición del CVTM. En oposición a esta hipótesis, se ha encontrado evidencia de altas relaciones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ registrados en los graben de Colima y Río Ameca, lo que implicaría aporte de He desde el manto asociado a una ventana entre la placa de Rivera y de Cocos, es decir, un fenómeno de permeabilidad de la corteza subducida (Taran *et al.*, 2013), que sólo podría explicarse por una posible falla de desgarre que separe las ya mencionadas placas

La historia geológica del CVTM se puede dividir en cuatro etapas (Gómez-Tuena *et al.*, 2005): 1) Emplazamiento de un arco de composición intermedia para el Mioceno medio – tardío; 2) etapa de formación de rocas de composición máfica para el Mioceno tardío; 3) etapa silícica a bimodal para el Mioceno tardío y Plioceno temprano; y 4) etapa de emplazamiento de un arco de composición variable desde el Plioceno tardío.

Como es conocido, el CVTM se divide en tres porciones a partir de límites geológicos y tectónicos (Demant, 1978; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). La porción occidental se extiende desde la costa de Nayarit hasta el punto triple entre los graben de Colima, Tepic y Chapala (en esta zona se ubica la Caldera La Primavera; Figura 14); la porción central desde el punto triple hasta el sistema de fallas de Taxco - San Miguel de Allende; y la parte oriental, entre dichos sistemas de fallas hasta el Golfo de México. Es la parte occidental del CVTM la que se caracteriza por presentar tres sistemas de fallas que se interceptan a 50 km al SW de la Caldera de la Primavera formando un punto triple (Demant, 1978; Campos-Enríquez y Alatorre - Zamora, 1998); estos sistemas tienen orientaciones N-S, E-W y NW-SE, y corresponden a los graben de Colima, Chapala y Tepic-Zacoalco, respectivamente (Luhr *et al.*, 1985; Campos-Enríquez y Alatorre - Zamora, 1998; Figura 14). Hoy en día, se piensa que tanto los graben de Colima como el de Tepic- Zacoalco posiblemente limiten el Bloque de Jalisco, el cual se ha definido como una microplaca que se está desacoplando de la placa de Norteamérica en dirección SW como consecuencia del salto del EPS (*East Pacific Rise*) hacia el oriente (Luhr *et al.*, 1985; Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora, 1998).

En relación con la geología regional, la superficie sobre la cual se emplaza la Caldera de la Primavera está formada por sucesiones volcánicas de la Sierra Madre Occidental (SMOc) y volcanes más jóvenes del CVTM (Clough, 1981). Las rocas de la SMOc que afloran en cercanías de la caldera consisten en basaltos, andesitas y riolitas, siendo estas últimas las de mayor abundancia. Los cerros de riolitas de carácter porfirítico son muy comunes, expuestas a lo largo del cañón del río Grande de Santiago, y son distinguibles por su avanzado estado de erosión y desarrollo de perlitas (Clough, 1981); dentro de los afloramientos más importantes están los cerros de San Francisco, Chicharrón y El Tepopope. Por otra parte, los volcanes del CVMT que rodean La Primavera se reconocen debido a preservada morfología.

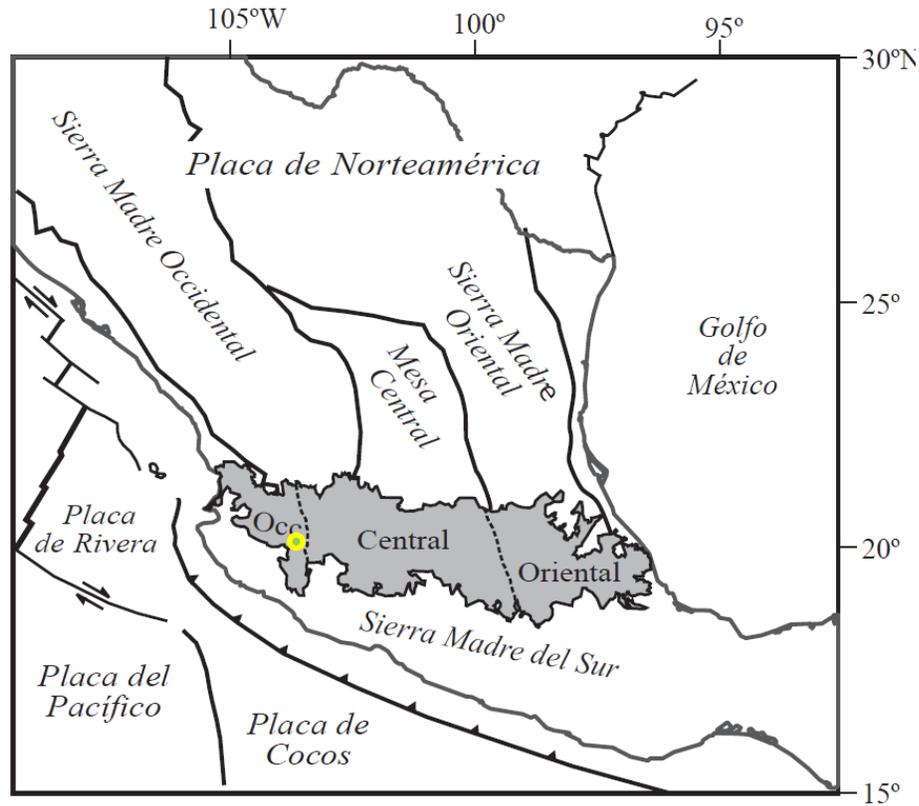


Figura 13. Divisiones del Cinturón Volcánico Transmexicano. El círculo amarillo representa la posición de la Caldera La Primavera, Jalisco, México (Tomado de Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

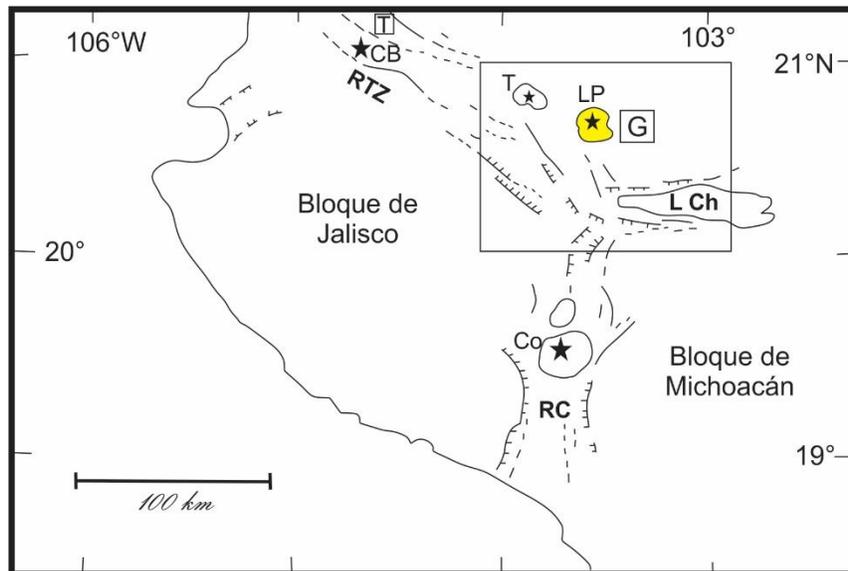


Figura 14. Ubicación de los principales rasgos geológicos asociados a los graben de Tepic – Zacoalco (RTZ), Chapala (LCh), y Colima (RC), el bloque de Jalisco y la Caldera de La Primavera (LP; polígono de color amarillo). CO: Volcán de Colima, CB: Volcán Ceboruco, T: Tepic, G: Guadalajara. Tomado de Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora (1998).

Las principales estructuras volcánicas corresponden a estratovolcanes andesíticos, volcanes en escudo monogenéticos de composición andesítica-basáltica, conos de andesita basáltica y agrupaciones de domos riolíticos que se alinean ESE – WNW con respecto a las principales líneas de falla desde el Lago de Chapala y que se extienden hacia el NW en Tequila (Clough, 1981; JICA, 1986; Gutiérrez – Negrín *et al.*, 2002). La Caldera La Primavera se reconoce como el centro volcánico más joven en esta sección del CVTM (Clough, 1981, Mahood, 1981a; b; Mahood y Halliday, 1988).

Gran parte de la información geológica de las unidades pre - sin y post – caldera identificadas en La Primavera ha sido registrada a partir de pozos de perforación (JICA, 1986; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2002; Molina *et al.*, 2006). Con base en la información aportada por los pozos, se encontró que la unidad más antigua corresponde a un intrusivo de composición granítica datado de 7.3 Ma, del Mioceno tardío (JICA, 1986; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2002; Molina *et al.*, 2006). Encima de este cuerpo se identificó un paquete compuesto por andesitas, algunos basaltos, depósitos piroclásticos y delgadas capas de riolitas que en conjunto alcanzan un espesor cercano a los 2300 m con edades entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano por lo que posiblemente formen el basamento del CVTM (JICA, 1986; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992; Molina *et al.*, 2006). Encima de esta unidad se ubica la Ignimbrita Tala datada en 95 ka (Mahood y Drake, 1982), finalmente se encuentran unidades con edades menores a los 95 ka que consiste en depósitos piroclásticos, sedimentos lacustres y domos riolíticos que hacen parte de la evolución post-caldera de este centro riolítico.

2. CARTOGRAFÍA, GEOLOGÍA Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LOS DOMOS EL CULEBREADO, EL TULE E IXTAHUATONTE.

En relación con lo propuesto por Mahood (1980), y a partir del trabajo de campo se ha podido detallar la cartografía de los domos formados sobre el anillo sur de la Caldera La Primavera. En este trabajo, se proponen cuatro domos (Figura 15): domo Culebreado A (CA), domo Culebreado B (CB), domo El Tule (ET) y domo Ixtahuatonte (Ix).

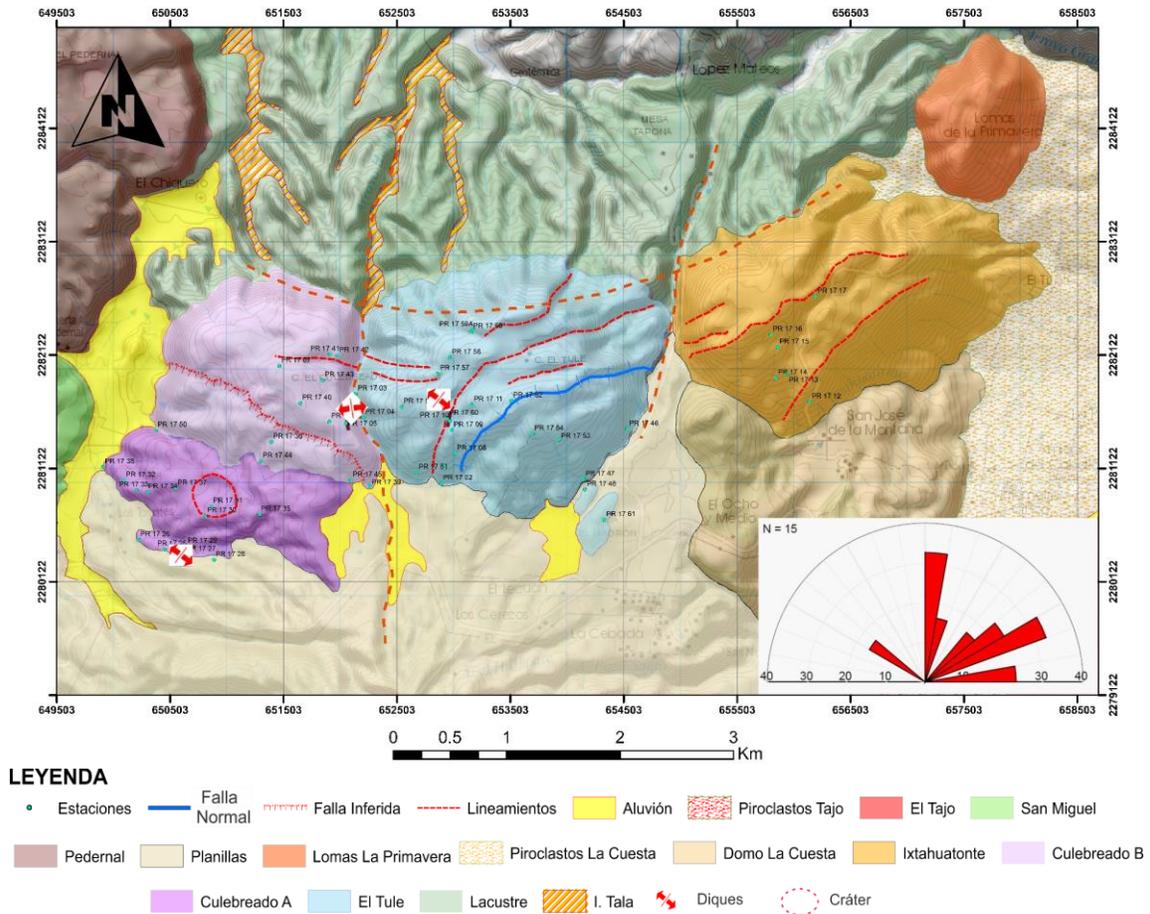


Figura 15. Mapa Geológico del área de estudio donde se muestran los domos estudiados, nótese la división de los domos Culebreado A (CA) y Culebreado B (CB), así como la nueva cartografía propuesta para el domo El Tule (ET). En la parte inferior derecha del mapa se aprecia un diagrama de rosas para los principales lineamientos identificados en la zona de estudio; se identificaron 15 lineamientos clasificados en tres familias, la primera se orienta N-S, la segunda y la más importante con dirección NE-SW y la tercera con orientaciones E-W.

Hacia el norte de los domos se identificó la Ignimbrita Tala y los depósitos lacustres formados en la caldera (Figura 15), al sur se ubica el volcán Planillas y al SE el domo El Tajo. En dirección W se encuentra el domo Pedernal y el volcán San Miguel, al E el domo Lomas La Primavera y depósitos piroclásticos del domo La Cuesta. En los domos CB, ET e Ix, se identificaron diques de obsidiana, una falla normal con direcciones N-S y NE-SW y tres familias de lineamientos donde la principal orientación corresponde a NE-SW,

paralelos a la dirección de elongación de los domos y por tanto al anillo sur de la caldera (Figura 16).

2.1. Relaciones Estratigráficas

La unidad más antigua es la Ignimbrita Tala sobreyacida por los depósitos lacustres. Las lavas que conforman los domos CA, CB, ET e IX se emplazan intruyendo a estas dos unidades (Figuras 16 y 17A).

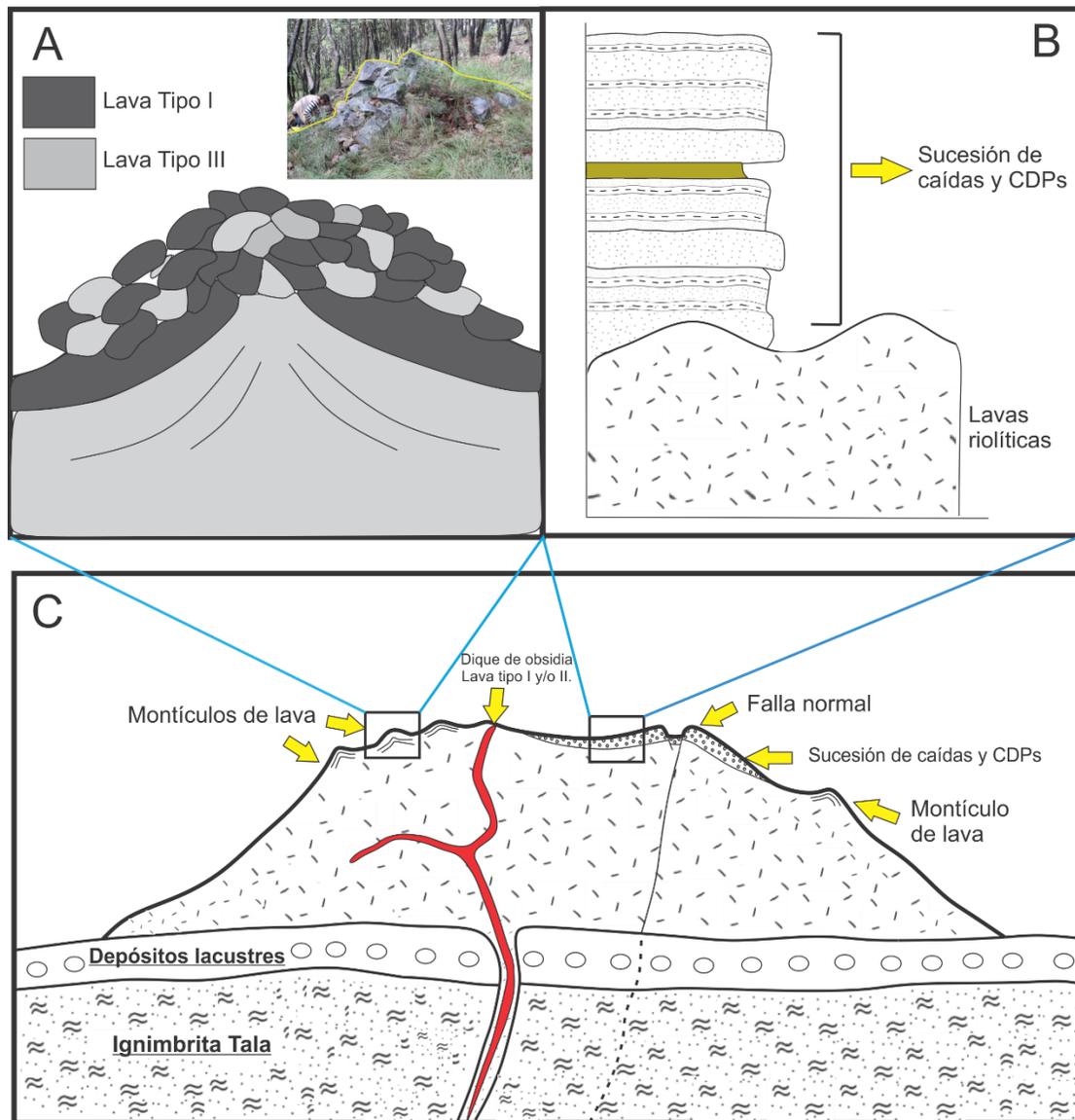
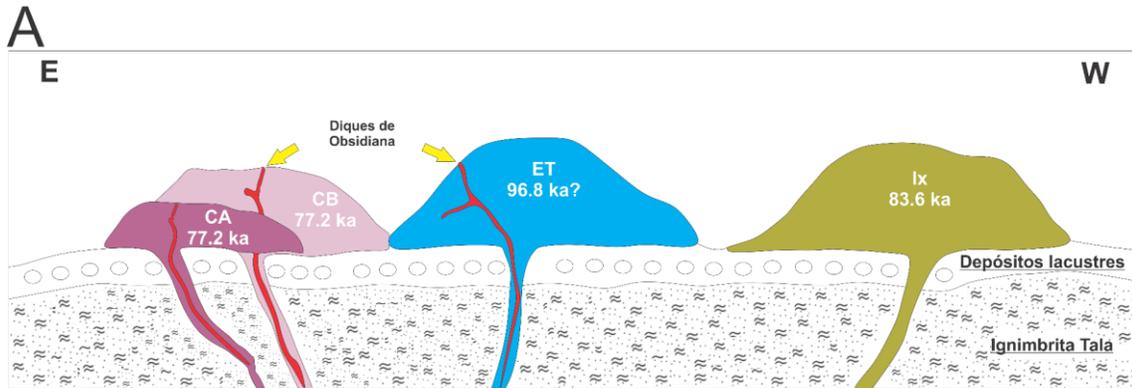


Figura 16. Modelo de emplazamiento para los cuatro domos estudiados, teniendo en cuenta su posición estratigráfica referente a la Ignimbrita Tala y los depósitos lacustres. A) Diagrama que representa los montículos de lava formados en la cima de cada domo, formados por bloques de lavas tipo I y III; B) sucesión de depósitos piroclásticos compuestos por caídas y CDPs cubriendo los domos, la capa amarilla corresponde a un horizonte de suelo registrado en los cuatro domos, por lo que marcaría un hiato en la sucesión; C) modelo generalizados del emplazamiento de los domos y sus características, nótese la presencia de diques de obsidiana, montículos y depósitos piroclásticos que pueden estar afectados por fallas normales desarrolladas sobre el domo.



B

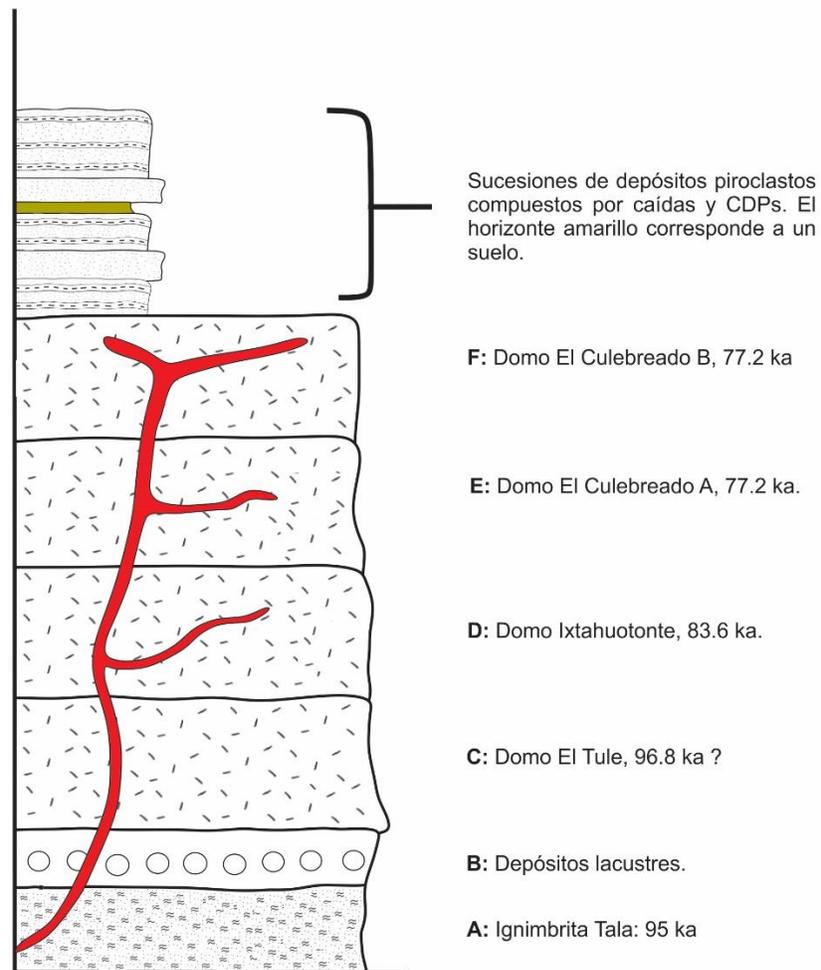


Figura 17. Posición estratigráfica de los domos Culebreado A (CA), Culebreado B (CB), El Tule (ET) e Ixtahuatonte (Ix), respecto a las unidades Ignimbrita Tala y depósitos lacustres, teniendo en cuenta las edades de cada domo propuestas por Mahood y Drake (1982). A) Diagrama que representa la relación espacial de los domos en un corte E-W. B) Columna estratigráfica compuesta que exhibe la cronología de los domos, las franjas rojas corresponden a los diques de obsidiana encontrados en cada domo.

De acuerdo a Mahood y Drake (1982), el domo ET es el más antiguo de los cuatro con edades entre 96.8 y 108.4 ka? lo cual es controversial debido a que este domo se emplaza sobre la Ignimbrita cuya edad es de 95 ka, en edad sigue el domo IX con edad de 83.6 ka y por último los domos CA y CB con edades cercanas a 77.2 ka. Como generalidad, en la cima de los cuatro domos se registraron montículos de lava (Figuras 16A y 16C) y diques de obsidiana. Finalmente, cubriendo de manera concordante y/o erosiva a las lavas de los domos se presenta una sucesión de depósitos piroclásticos compuesta por caídas y depósitos de corrientes de densidad piroclástica (CDPs) que no se asocian a la formación de los domos, sino que deben provenir de otros centros eruptivos (Figura 17B). En esta sucesión se identificó un horizonte de suelo, presente en la cima de todos los domos y marca un hiato en el tiempo por lo que se puede tomar como horizonte guía.

2.2. Tipos texturales de lavas

Las lavas de los domos se caracterizan por exhibir una superficie fracturada, asociada al emplazamiento de lavas de textura porfírica pobres en cristales, de los cuales se identificó cuarzo, feldespato, piroxenos, olivinos y minerales opacos embebidos en una mesostásis vítrea. Con base en su textura y estructura, se han definido cuatro tipos texturales (no necesariamente referidos como diferentes cuerpos de lava) de acuerdo a lo observado en los domos (Figura 18).

La lava tipo I (Figura 18A) consiste completamente por obsidiana negra no-vesicular con desarrollo de pequeñas esferulitas de feldespato, ocasionalmente con cristales de cuarzo y/o feldespato a simple vista. Esta lava se presenta en diques que cortan los domos, así como en capas intercaladas con lavas más claras y con mayor contenido de cristales, también se puede encontrar en afloramientos formando bandas de flujo, laminación y/o bandas asociadas a meteorización diferencial. La lava tipo II (Figura 18B) corresponde a obsidiana de color negro, altamente vesicular por lo que su contenido de cristales es muy bajo; se pueden diferenciar a simple vista algunos cristales de feldespato y desarrollo de esferulitas. Este tipo de lava sólo se encuentra formando diques. La lava tipo III (Figura 18C) es la más común de encontrar en los domos, corresponde a una lava de color gris claro de textura porfírica, los cristales son de feldespato, cuarzo y piroxeno embebidos en una mesostásis vítrea. Esta mesostásis puede evidenciar textura a manera de fibras frecuentemente con desarrollo de esferulitas, presencia de líticos de color rojo debido a la oxidación, muy fracturada y ocasionalmente con desarrollo de foliación, bandeamiento y/o laminación con texturas de flujo; y puede estar intercalada con capas de obsidiana. La lava tipo IV (Figura 18D) es una lava de color gris claro de textura porfírica altamente vesicular, sin embargo, el contenido de cristales es muy bajo en comparación a la lava tipo III.

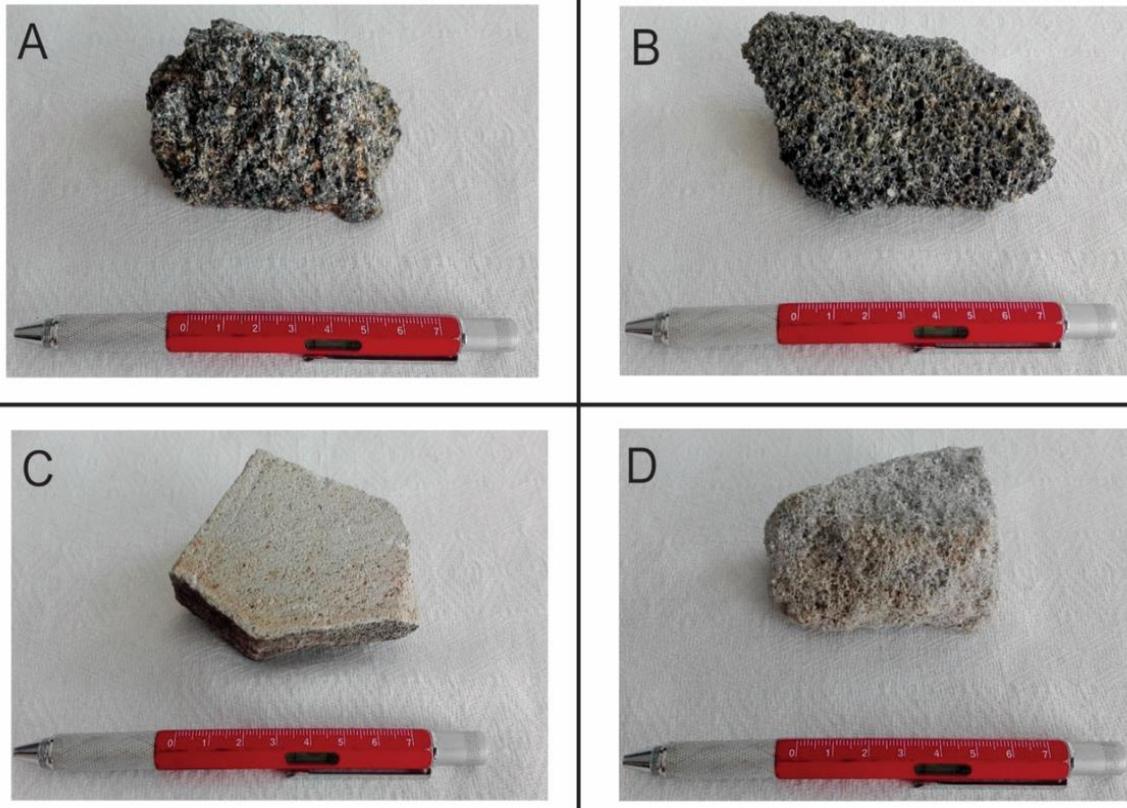


Figura 18. Tipos de lava identificados en la zona de estudio: A) lava tipo I, obsidiana no vesicular, B) lava tipo II, obsidiana vesicular, C) lava tipo III, lava gris poco vesicular y, D) lava tipo IV, lava gris vesicular.

2.3. Domo Culebreado A (CA)

El domo El Culebreado fue dividido en dos: Culebreado A (CA) y Culebreado B (CB; Figura 15). Los domos CA y CB cubren un área aproximada de 2,786 km² lo que corresponde a un volumen de 0.370 km³. Estos datos fueron obtenidos a partir de la delimitación a detalle del contacto entre lavas de los domos y los depósitos piroclásticos emplazados al sur del domo CA, donde se encontró que estos depósitos cubren una mayor área de la que se había considerado (Mahood, 1981a, b).

El domo CA es clasificado como domo *coulee* o endógeno en forma de plato (teniendo en cuenta que su morfología ha sido modificada por el drenaje) el cual está compuesto por lavas de tipo I, III y IV. Las lavas tipo I están conformadas por obsidiana provistas de estructuras de flujo, foliación (Figura 19C) y/o desarrollo de texturas esferulíticas. Los tipos III y IV están representados en campo por lavas intensamente fracturadas formando bloques (Figuras 19A y 19B). Estas lavas comúnmente se encuentran asociadas con montículos que afloran en las zonas más altas del domo (Figura 19D).

Se identificaron diques que cortan CA, compuestos por lavas con textura vítrea, bajo contenido de fenocristales (lava tipo I) y dispuestos en dirección NE – SW (Figura 19E).

Estos diques exhiben morfología tabular con texturas esferulíticas y una mineralogía similar a las lavas que cortan. También se encontró una sucesión de depósitos piroclásticos sobreyaciendo las lavas, éstos compuestos por caídas y CDPs (Figuras 19F, 19G y 19H).

Las diferencias petrofísicas de las lavas de CA determinan tres familias de densidades, correlacionables con los tipos texturales de lava documentados en este trabajo. Las tipo IV presentan valores entre 1.1 a 1.2 g/cm³; las tipo III varían de 1.4 a 1.9 g/cm³ y las más densas tienen valores entre 2.2 y 2.3 g/cm³ que pertenecen a lavas de tipo I (Figura 20A y Tabla 1). Igualmente, se establecieron tres familias de vesicularidades. Las lavas tipo I exhiben valores entre 5 y 15%, las tipo III con vesicularidades entre 20 y 45% y las tipo IV con valores de más del 55% (Figura 20B).

2.4. Domo Culebreado B (CB)

El domo CB también se clasifica como *coulee* y/o endógeno en forma de plato presenta lavas tipo I y tipo III, fuertemente fracturadas (Figura 21A y 21B), que pueden presentar foliación, bandas de flujo y texturas esferulíticas. Estos dos tipos de lavas se encuentran asociadas a montículos de lava encontrados en CB (Figura 21E y 21F). Se identificó un dique de obsidiana que corta las lavas de CB con características de lava tipo I (Figura 21C y 21D), provista de una mineralogía similar y desarrollo de texturas esferulíticas; este tiene una orientación N-S (Figura 15). En la cima del domo se identificó depósitos piroclásticos de caída y CDPS cubriendo las lavas (Figuras 21G y 21H).

Las densidades calculadas determinan dos familias de densidades, correlacionables con los tipos texturales de lava. Las lavas tipo III presentan valores entre 1.7 a 2.3 g/cm³ y aquellas de mayor densidad tienen valores entre 2.1 y 2.3 g/cm³ que pertenecen a lavas descritas texturalmente como tipo I (Figura 22A y Tabla 2). También se establecieron dos familias de vesicularidades (Figura 22B). Las lavas tipo I exhiben valores entre 6 y 12%, y las tipo III con valores entre 22 y 28%.

2.5. Domo El Tule (ET)

ET es igualmente clasificado como los anteriores domos (*coulee* y endógeno en forma de plato) y se compone de lavas fracturadas, masivas en su mayoría (Figura 23A y 23B) incluyendo lavas tipo I, II, III, y algunas tipo IV. Estas lavas pueden estar intercaladas formando laminación y/o bandeamiento con texturas de flujo, así como texturas esferulíticas por devitrificación y algunos reemplazamientos de sílice secundarios (Figura 23C, 23D). Se estableció la presencia de diques (Figura 23E) conformados por lavas tipo II (Figura 23F) y con orientaciones NE – SW. Asimismo, se identificaron montículos de lava en las zonas más altas del domo (Figura 23G). ET ocupa un área calculada de 4.402 km² y un volumen total de 0.534 km³.

Se determinaron tres familias de densidades para las lavas de ET. La primera familia comprende valores entre 1.0 y 1.4 g/cm³, e incluye lavas tipo II y IV. La segunda familia

corresponde a lavas de tipo III con densidades que varían de 1.4 a 2.2 g/cm³. La tercera indica lavas más densas con valores entre 2.2 y 2.8 g/cm³ descritas texturalmente como tipo I (Figura 24A y Tabla 3). De igual forma, se establecieron tres familias de vesicularidades (Figura 24B). La primera familia corresponde a lavas tipo I con valores entre 5 y 15%, el segundo a las lavas tipo III con vesicularidades entre 15 y 45% y la tercera a lavas tipo II y IV con valores entre el 40 y 55%.

Se registraron depósitos piroclásticos compuestos de capas de caídas y CDPs sobreyaciendo de forma discordante estas lavas, de igual manera la presencia de una falla normal (Figura 23H) cortando tanto las lavas como los depósitos sobre estas. También se identificó un fenómeno de intrusión o posible diapirismo entre lavas (Figura 25): una lava encajonante descrita como lava tipo III con una densidad medida de 1.2 g/cm³ y una vesicularidad de 52.4%, y un segundo tipo de lava también descrita como tipo III que está intrusionando la anterior, en este caso la densidad medida fue de 2.1 g/cm³ y una vesicularidad del 18.0%.

2.6. Domo Ixtahuatonte (Ix)

Ix presenta una morfología elongada como la descrita en los domos tipo *coulee* (endógeno en forma de plato) y está compuesto en su totalidad de lavas intensamente fracturadas (Figura 26A y 26B). Estas pueden ser masivas, foliadas (Figura 26C), bandeadas y/o laminadas con texturas de flujo. En las partes altas del domo se identificaron montículos de lavas (Figura 26D y 26E). Ix tiende a alinearse NE E – SW con las unidades ET y CA y presenta un área y volumen medidos de 4.424 km² y 0.729 km³, respectivamente.

Con base en los datos de densidad se determinaron dos familias de densidades, todas ellas clasificadas como lavas tipo III. La primera familia comprende valores entre 1.6 y 1.9 g/cm³ y la segunda familia a densidades que varían de 2.1 a 2.4 g/cm³ (Figura 27A y Tabla 4). De igual forma, se establecieron dos familias de vesicularidades (Figura 27B): la primera corresponde a valores entre 5 y 15%, y la segunda a vesicularidades entre 25 y 35%.

Se identificaron depósitos piroclásticos descritos como depósitos de caídas con alternancia de CDPs (Figura 26F) cubriendo las lavas de Ix y un depósito de avalancha (Figura 26G). Este depósito se caracteriza por exhibir lavas de diferentes tipos texturales sin un orden establecido y emplazados de forma caótica, así como estructuras propias de las avalanchas como bloques intensamente fracturados con una gran variación en los tamaños y algunos bloques dispuestos en forma de rompecabezas (Figura 26H).

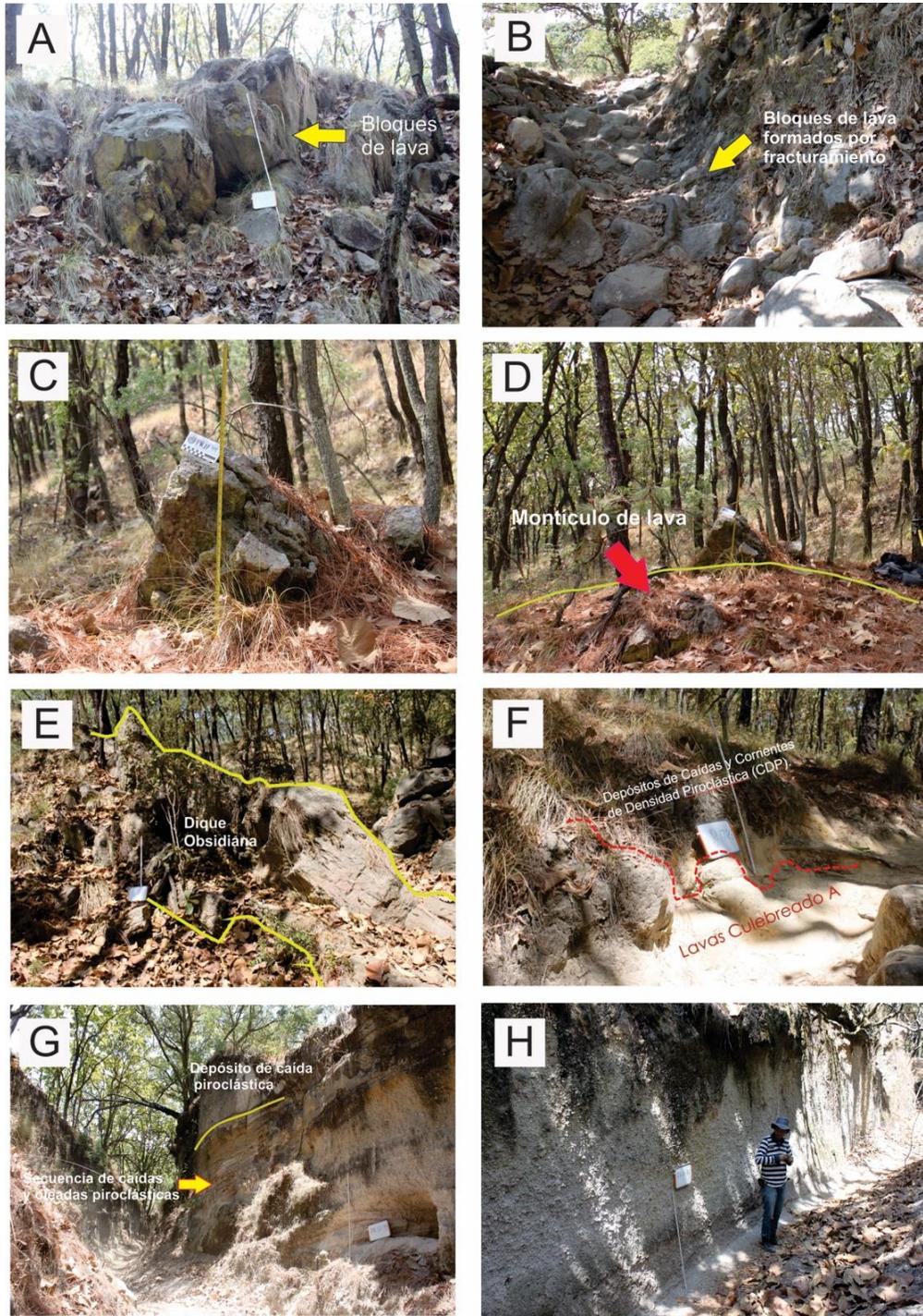


Figura 19. Fotografías de campo de las lavas y depósitos piroclásticos que hacen parte del domo CA. A) Afloramiento de lavas masivas fracturadas color gris, encontradas hacia la parte sur de la unidad; B) afloramiento de bloques fracturados de lavas de color gris definidas como lavas tipo III, hacia la zona NW de la unidad. C) Afloramiento de lavas provistas de foliación y fracturamiento; D) montículo de lava formado en la superficie del domo formado por lavas tipo I y III; E) dique de obsidiana formado por lavas tipo I (obsidiana) con orientación N 60° E; F) contacto entre lavas de la unidad CA y depósitos piroclásticos formados por depósitos de caída y CDPs; G) afloramiento de depósitos piroclásticos, formados por caídas y oleadas piroclásticas de posible origen freatomagmático; H) afloramiento de depósito de caída piroclástica con un espesor cercano a los 3m y formado por fragmentos de pómez de más de 15 cm de diámetro.

Tabla 1. Datos de densidad y vesicularidad calculados para muestras de lava del domo Culebreado A (CA).

Muestra	Unidad	Tipo de lava	Estructura	Densidad g/cm ³	Vesicularidad (%)
PR - 17 - 25A	CA	I	Montículo de lava	2.21	11.6
PR - 17 - 25B	CA	III	Montículo de lava	1.83	26.8
PR - 17 - 27A	CA	III	Cuerpo del domo	1.89	24.4
PR - 17 - 29	CA	I	Dique	2.27	9.20
PR - 17 - 31A	CA	III	Cuerpo del domo	1.85	26.0
PR - 17 - 31B	CA	IV	Cuerpo del domo	1.12	55.2
PR - 17 - 34A	CA	III	Cuerpo del domo	1.81	27.6
PR - 17 - 37	CA	III	Cuerpo del domo	1.45	42.0
PR - 17 - 38	CA	III	Cuerpo del domo	1.66	33.6
PR - 17 - 50	CA	I	Cuerpo del domo	2.25	10.0

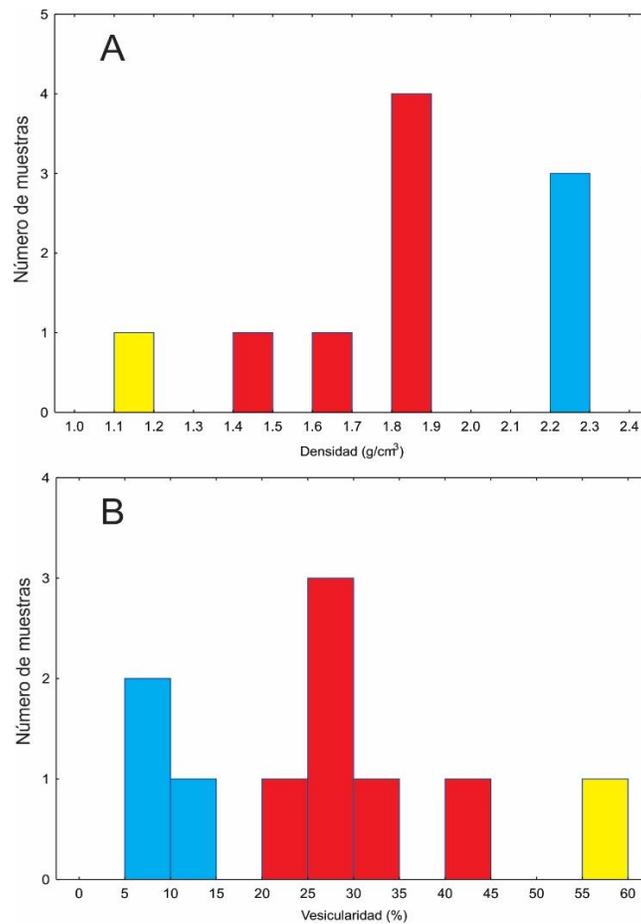


Figura 20. Histogramas de frecuencia para el análisis de datos de: A) densidad y B) vesicularidad para las muestras de lava obtenidas del domo CA. Lavas tipo I: barras azules; lavas tipo III: barras rojas; lavas tipo IV: barras amarillas.

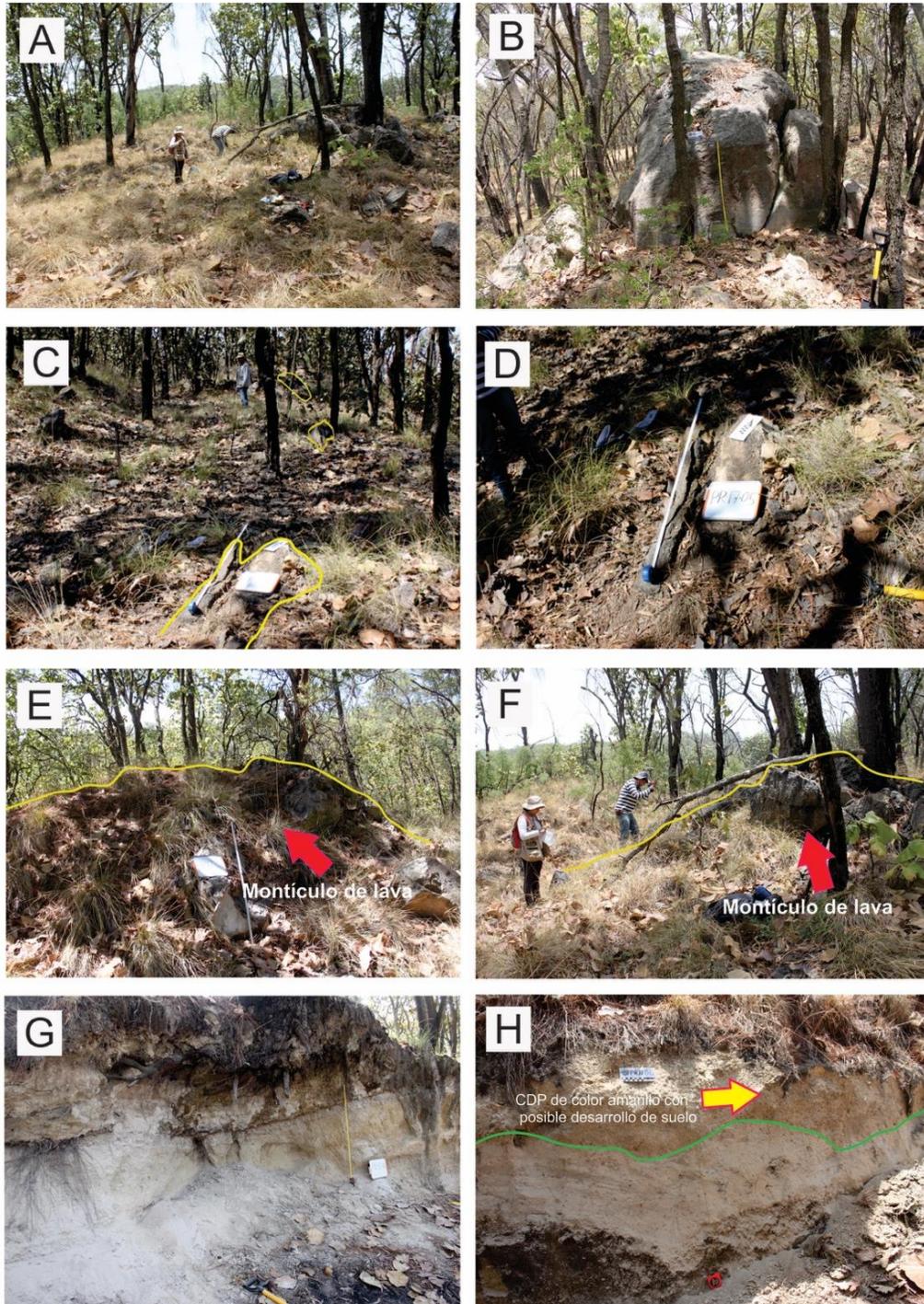


Figura 21. Fotografías de campo de las lavas del domo CB y depósitos piroclásticos que las sobyacen. A) afloramiento de lavas de color gris claro fracturadas a manera de bloques dispuestos de forma aleatoria; B) también se identificaron afloramientos de bloques de lava de litofacies masiva, que pueden llegar a los 2 m de diámetro, con desarrollo de texturas esferulíticas, C) afloramiento de dique de obsidiana formado por lavas tipo I con orientación N 05° W, nótese la discontinuidad del cuerpo aunque mantiene la orientación; D) acercamiento al dique de obsidiana, cortando lavas más cristalinas descritas como lavas tipo III; E) y F) montículos de lava formados por bloques de lavas tipo I y III en la cima de la unidad; G) afloramiento de depósitos piroclásticos, formado por intercalaciones de caídas y CDPs de espesores inferiores a 1.50 m; H) afloramiento capa guía descrita como CDP de color amarillo con desarrollo de suelo.

Tabla 2. Datos de densidad y vesicularidad calculados para muestras de lava del domo Culebreado B (CB).

Muestra	Unidad	Tipo de lava	Estructura	Densidad g/cm ³	Vesicularidad (%)
PR - 17 - 05A	CB	I	Dique	2.30	8.00
PR - 17 - 05B	CB	III	Cuerpo del domo	1.99	20.40
PR - 17 - 36A	CB	III	Cuerpo del domo	1.93	22.80
PR - 17 - 39A	CB	I	Cuerpo del domo	2.2	12.00
PR - 17 - 41	CB	III	Montículo de lava	1.91	23.60
PR - 17 - 44	CB	III	Cuerpo del domo	1.87	25.20
PR - 17 - 42A	CB	I	Montículo de lava	2.23	10.80
PR - 17 - 42B	CB	I	Cuerpo del domo	2.21	11.60

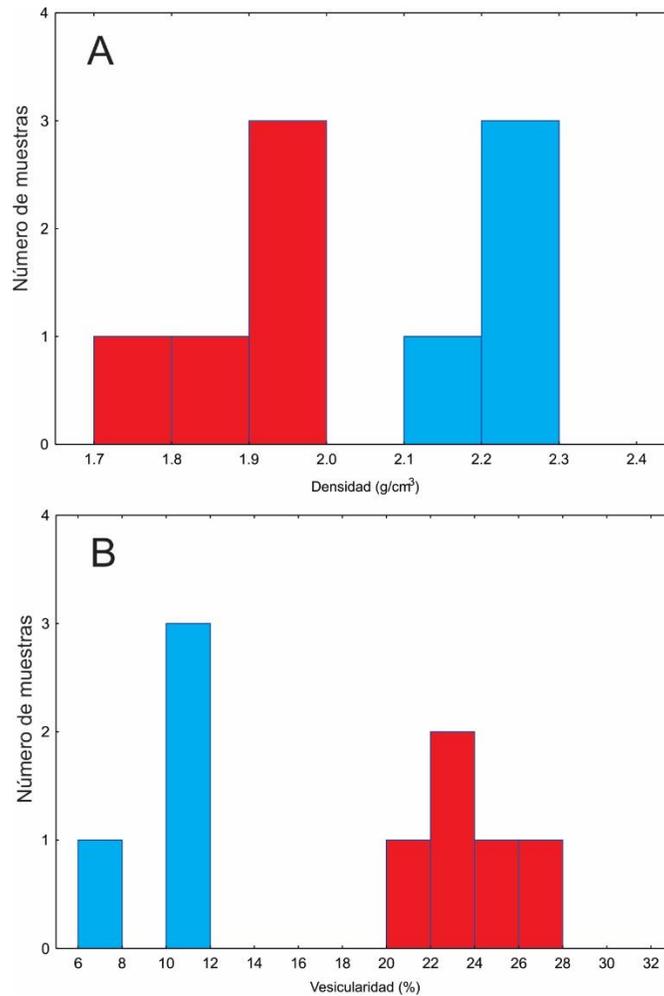


Figura 22. Histogramas de frecuencia para el análisis de datos de: A) densidad y B) vesicularidad para las muestras de lava obtenidas del domo CB. Lavas tipo I: barras azules; lavas tipo III: barras rojas.

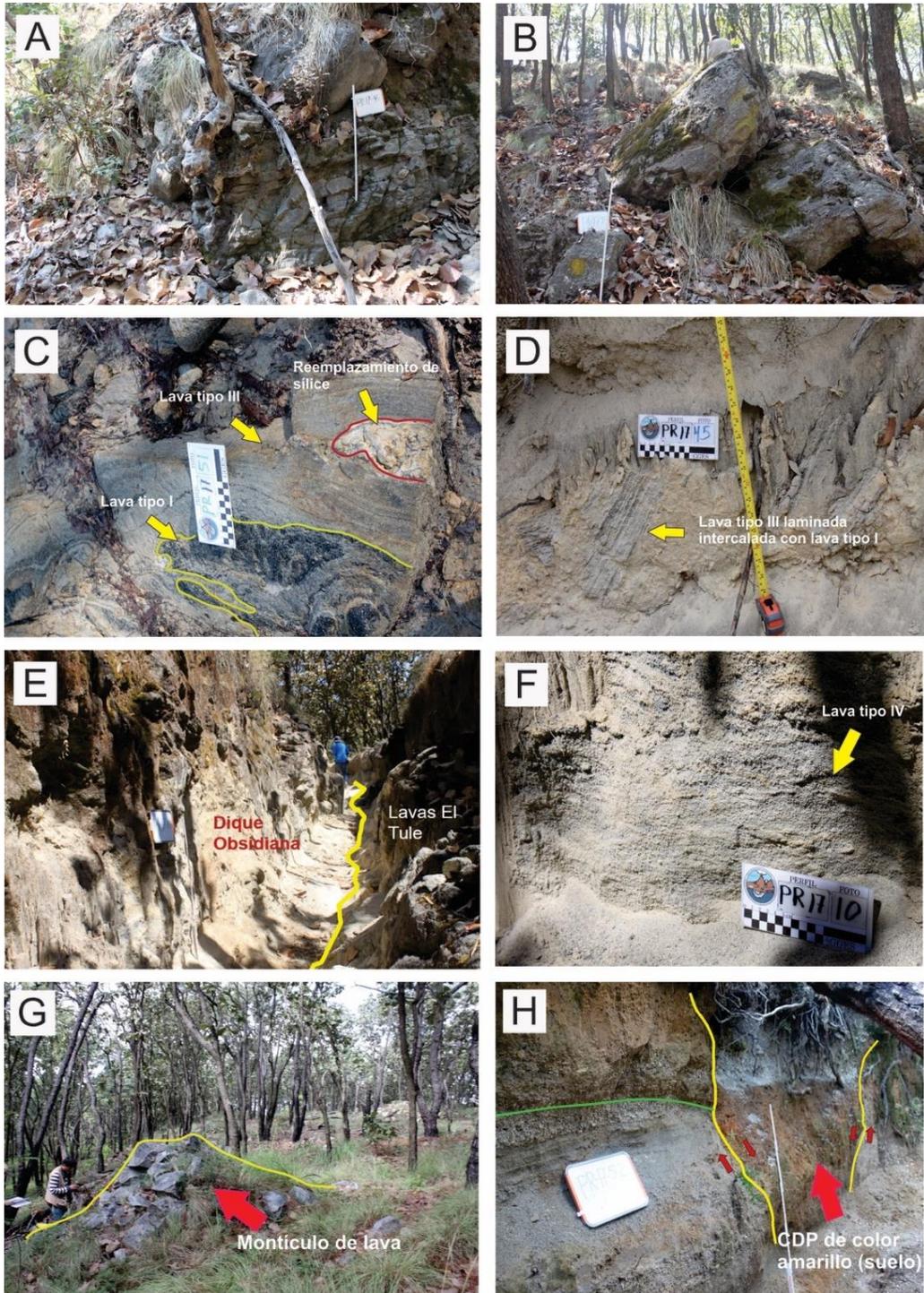


Figura 23. Fotografías de campo de las lavas que conforman el domo ET. A y B) Afloramiento de lavas intensamente fracturadas, con desarrollo de bloques de hasta 3 m de diámetro; C) afloramiento de lavas con cambios texturales, nótese la alternancia de lavas tipo I y tipo III, así como el desarrollo de laminación con texturas de flujo; D) laminación de lava tipo III intercalada con láminas de lavas tipo I más vítreas, nótese la avanzada alteración de la lava; E) afloramiento de dique de obsidiana formado por lavas tipo IV con orientación N 32° E; F) acercamiento al dique de obsidiana, nótese el avanzado proceso de alteración a óxidos G) Montículos de lava identificados en las partes altas de la unidad, estos montículos se forman de bloques de lavas clasificadas como tipo III y tipo I; H) bloque caído como consecuencia de fallamiento normal afectando los depósitos piroclásticos que sobreyacen las lavas que componen el domo.

Tabla 3. Datos de densidad y vesicularidad calculados para muestras de lava del domo El Tule (ET).

Muestra	Unidad	Tipo de lava	Estructura	Densidad g/cm³	Vesicularidad (%)
PR - 17 - 01A	ET	III	Cuerpo del domo	1.62	35.20
PR - 17 - 02	ET	I	Cuerpo del domo	2.24	10.40
PR - 17 - 03A	ET	III	Cuerpo del domo	2.12	15.20
PR - 17 - 03B	ET	I	Cuerpo del domo	2.26	9.60
PR - 17 - 03C	ET	I	Cuerpo del domo	2.13	14.80
PR - 17 - 08A	ET	II	Cuerpo del domo	1.17	53.20
PR - 17 - 08B	ET	III	Cuerpo del domo	1.83	26.80
PR - 17 - 08C	ET	I	Cuerpo del domo	2.22	11.20
PR - 17 - 10A	ET	II	Dique	1.47	41.20
PR - 17 - 10B	ET	III	Cuerpo del domo	1.62	35.20
PR - 17 - 11A	ET	I	Cuerpo del domo	2.33	6.80
PR - 17 - 11B	ET	I	Cuerpo del domo	2.67	6.80
PR - 17 - 46	ET	II	Cuerpo del domo	1.16	53.60
PR - 17 - 47	ET	III	Cuerpo del domo	1.82	27.20
PR - 17 - 48	ET	I	Cuerpo del domo	2.18	12.80
PR - 17 - 51A	ET	III	Cuerpo del domo	2.12	15.20
PR - 17 - 51B	ET	III	Cuerpo del domo	2.04	18.40
PR - 17 - 51C	ET	III	Cuerpo del domo	2.01	19.60
PR - 17 - 53	ET	III	Cuerpo del domo	1.85	26.00
PR - 17 - 56A	ET	III	Cuerpo del domo	1.70	32.00
PR - 17 - 56B	ET	I	Cuerpo del domo	2.19	12.40
PR - 17 - 57	ET	III	Cuerpo del domo	2.07	17.20
PR - 17 - 58A	ET	I	Montículo de lava	2.25	10.00
PR - 17 - 58B	ET	III	Montículo de lava	1.40	44.00
PR - 17 - 59A	ET	IV	Cuerpo del domo	1.19	52.40
PR - 17 - 59B	ET	III	Cuerpo del domo	2.05	18.00
PR - 17 - 60A	ET	I	Cuerpo del domo	2.20	12.00
PR - 17 - 60B	ET	I	Cuerpo del domo	2.27	9.20
PR - 17 - 61A	ET	III	Montículo de lava	1.81	27.60
PR - 17 - 61B	ET	I	Montículo de lava	2.14	14.40

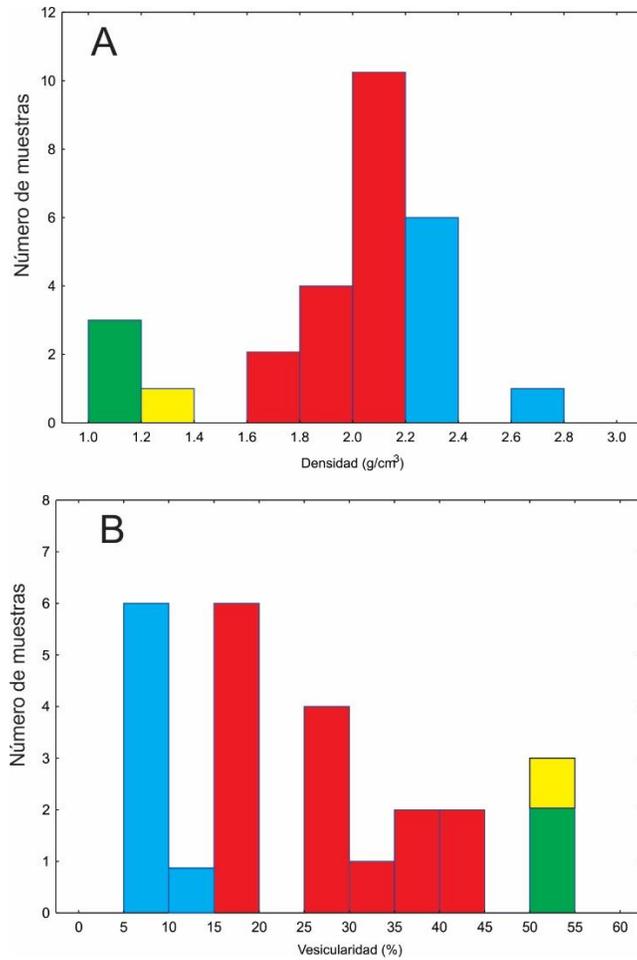


Figura 24. Histogramas de frecuencia para el análisis de datos de: A) densidad y B) vesicularidad para las muestras de lava obtenidas del domo ET. Lavas tipo I: barras azules; lavas tipo II: barras verdes; lavas tipo III: barras rojas; lavas tipo IV: barras amarillas.

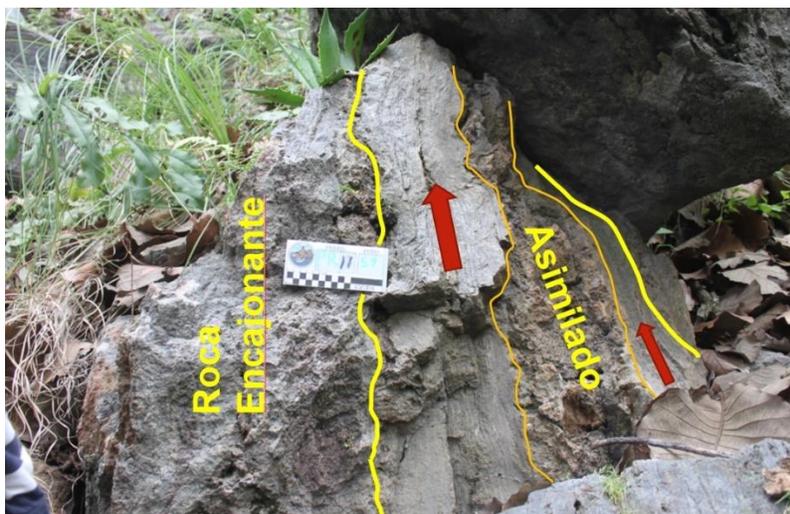


Figura 25. Intrusión de lava de menor densidad, nótese cómo la lava que intruye ha asimilado parte de la lava encajonante, así como los pliegues en ambos tipos de lava, estos han sido resaltados con líneas rojas. Flechas indican la dirección en flujo, y las líneas amarillas el margen del dique.

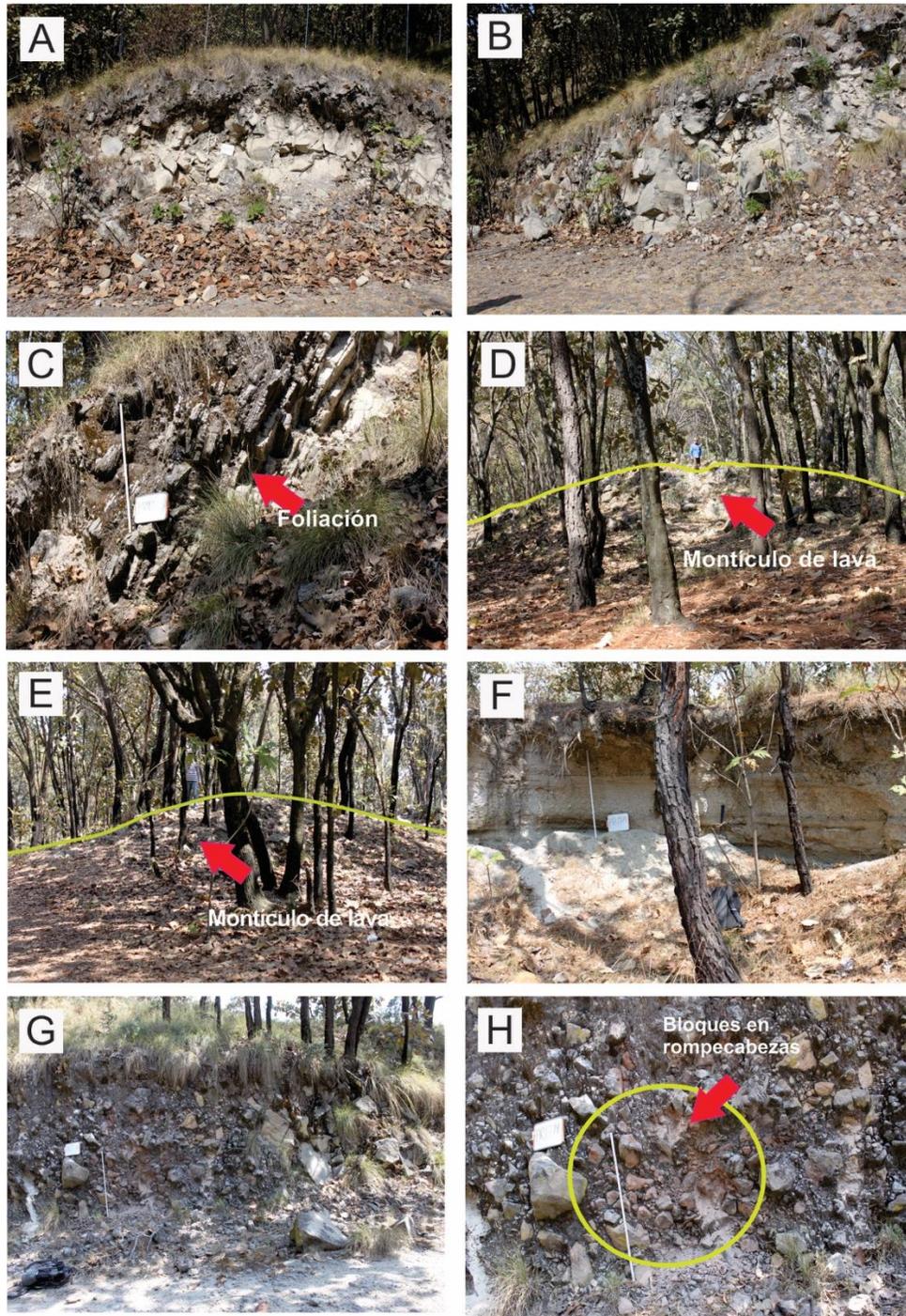


Figura 26. Fotografías de campo de las lavas y depósitos piroclásticos que hacen parte del domo IX. A y B) Afloramiento de lavas fracturadas de litofacies masiva que componen la unidad; C) afloramiento de lavas con desarrollo de foliación; D y E) montículos de lava identificados en las zonas altas del domo formados por lavas tipo III y tipo I; F) secuencia depósitos piroclásticos con un espesor no mayor a 2m, compuestos por depósitos de caída y CDPs, estos depósitos sobreyacen las lavas que componen el domo; G) depósito de posible avalancha formado por fragmentos de lava con diámetros variables y dispuestos de forma caótica, H) nótese el desarrollo de estructuras de bloques en rompecabezas.

Tabla 4. Datos de densidad y vesicularidad calculados para muestras de lava del domo Ixtahuatonte (Ix).

Muestra	Unidad	Estructura	Densidad g/cm ³	Vesicularidad (%)
PR - 17 - 13A	Ix	Cuerpo del domo	1.63	34.80
PR - 17 - 12B	Ix	Cuerpo del domo	1.81	27.60
PR - 17 - 17	Ix	Cuerpo del domo	2.34	6.40
PR - 17 - 13B	Ix	Cuerpo del domo	1.75	30.00
PR - 17 - 14D	Ix	Cuerpo del domo	1.67	33.20
PR - 17 - 12A	Ix	Cuerpo del domo	2.14	14.40

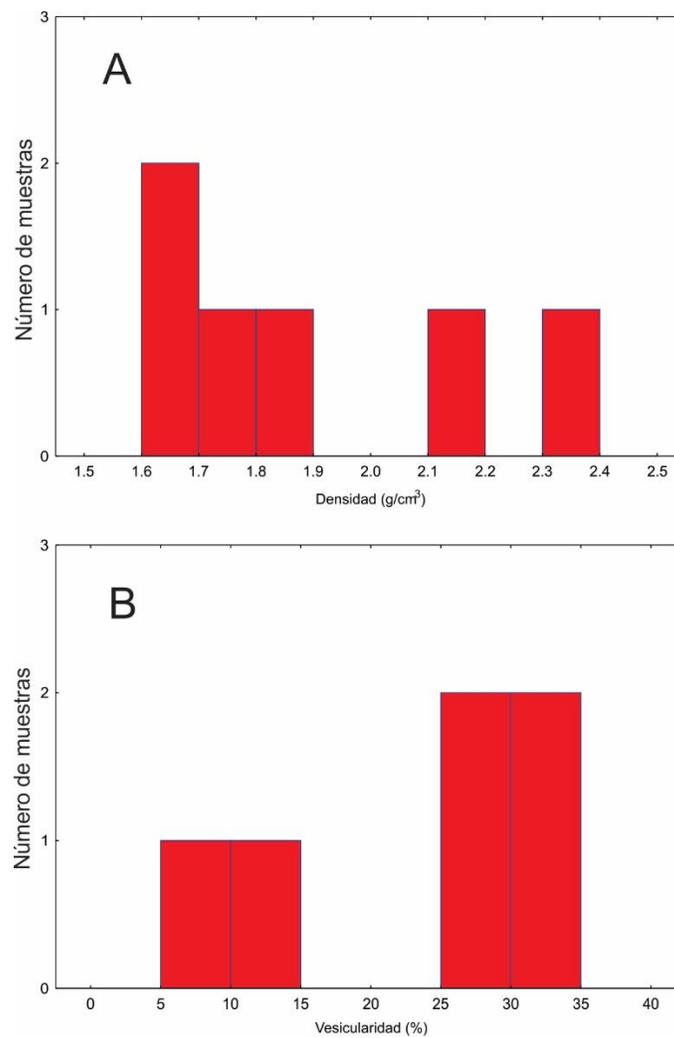


Figura 27. Histogramas de frecuencia para el análisis de datos de: A) densidad y B) vesicularidad para las muestras de lava obtenidas de la unidad Ix. Lavas tipo III: barras rojas.

3. PETROLOGÍA DE LOS DOMOS UBICADOS SOBRE LA MARGEN SUR DEL ANILLO DE LA CALDERA LA PRIMAVERA

3.1. Petrografía

Introducción

La petrografía es una rama de la petrología que se ocupa de la descripción y clasificación de las rocas mediante la observación microscópica de secciones delgadas teniendo en cuenta características como la composición mineral y la textura (Barker, 2014). Este tipo de análisis permite establecer propiedades en los cristales y la relación que existen entre ellos, lo que ayuda a determinar la composición de la roca y una aproximación a su origen. Del gran conjunto de minerales conocidos sólo un grupo reducido son denominados petrográficos (Kerr, 1977; Nesse y Schultze, 2004; Barker, 2014), desempeñan un papel fundamental en la formación de las rocas, los principales son: silicatos, carbonatos, sulfatos, sulfuros, cloruros, fosfatos, óxidos e hidróxidos. Los minerales presentes en una roca, se diferencian en primarios, accesorios y secundarios (Kerr, 1977; Nesse y Schultze, 2004; Barker, 2014); los primarios incluyen a los minerales esenciales que dan nombre a la roca y son comunes de encontrar. Los minerales accesorios son aquellos cuya presencia no es tan indispensable para la clasificación de la roca y su concentración es demasiado baja en relación con los primarios, por último, los minerales secundarios son aquellos que se originan por la transformación o alteración de los minerales primarios. Para el estudio petrográfico se requiere, en primer lugar, de una descripción macroscópica que brinde información sobre el aspecto, textura, color, dureza, tamaño de grano o granularidad de la roca (Barker, 2014). Después de las observaciones macroscópicas, se realiza la descripción microscópica, que consiste en determinar la composición mineralógica y los rasgos texturales, obteniendo información sobre el posible origen de la roca; también se determina la forma y color de los cristales, tipo u origen de cada mineral (primarios o secundarios), la textura, la relación entre los minerales, así como la matriz o mesostásis en este caso.

A continuación, se hará una descripción general de los minerales primarios, accesorios y secundarios identificados en las lavas de los domos CA, CB, ET e Ix, teniendo en cuenta las asociaciones minerales y la relación con la mesostásis. Posteriormente, se dará a conocer los resultados del análisis modal para cada domo.

Resultados:

Los domos se componen de lavas con textura microporfirítica, grado de cristalinidad hipohialina, con fenocristales de cuarzo, sanidino, clinopiroxeno, cristales de olivino y algunos minerales accesorios como circón, rutilo y minerales opacos. El contenido de fenocristales puede variar entre el 10 y 20%, y estos se encuentran embebidos en una mesostásis vítrea cuya textura puede ser masiva, foliada y/o con texturas de flujo. La

mesostásis no es estrictamente material vítreo, sino que puede contener microlitos identificados como cristales de sanidino (en su mayoría) y cuarzo. Se identificaron fragmentos líticos dentro de la mesostásis que pueden ser de composición riolítica, andesítica e inclusive fragmentos de granitos con desarrollo de texturas gráficas. Las lavas han sufrido procesos de oxidación, donde se reconocen óxidos como hematita desarrollada sobre los minerales ferromagnesianos y a partir de la mesostásis. También se reconocen procesos de devitrificación asociados al desarrollo de esferulitas formadas por feldespato y cuarzo.

3.1.1. Descripción de minerales

Cuarzo: Presenta formas subhedrales y/o anhedrales con tamaños variables menores a los 2 mm, generalmente los cristales subhedrales exhiben hábitos bipiramidales (Figura 28) con fracturas concoideas bien desarrolladas. Inclusiones de vidrio, pequeños cristales de clinopiroxenos y rutilo. Los bordes de absorción son comunes, aunque los cristales no exhiben texturas de desequilibrio con respecto a la mesostásis.

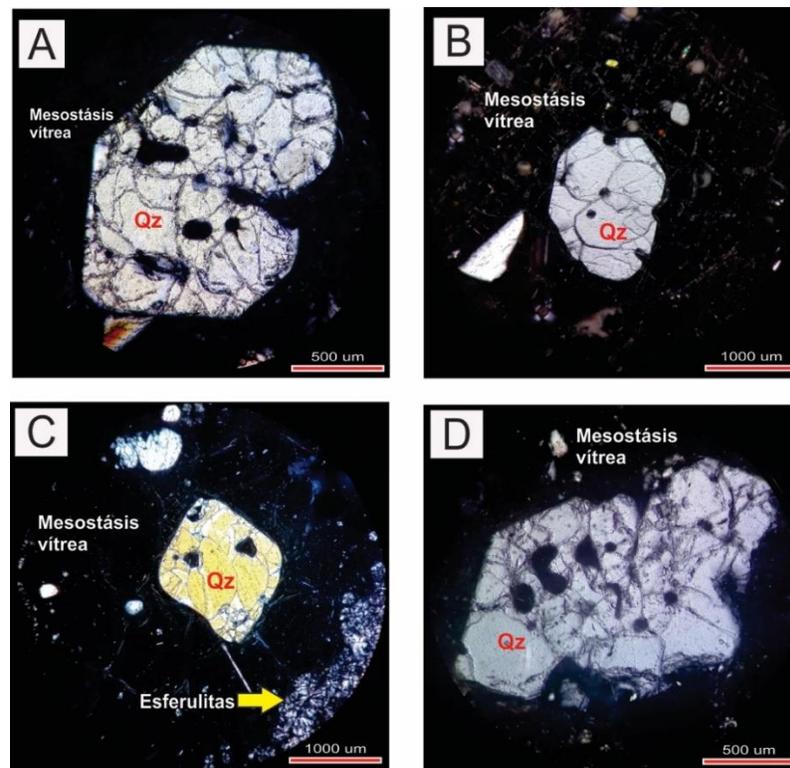


Figura 28. Fotomicrografías de fenocristales de cuarzo identificados en los domos (imágenes en XPL): A) cristal del domo CA, nótese la intenso desarrollo de fracturas, así como de bordes de reabsorción e inclusiones de vidrio; B) cristal de cuarzo del domo CB con bordes de reabsorción e inclusiones de vidrio, los microlitos observados en la mesostásis también son cristales de cuarzo y algunos sanidinos; C) cristal de cuarzo del domo ET, obsérvese la forma bipiramidal del cristal con desarrollo de fracturas e inclusiones de vidrio, hacia la parte inferior derecha de la fotografía se observa el desarrollo de esferulitas en la mesostásis; y D) cristal de cuarzo del domo Ix con bordes de reabsorción e inclusiones de vidrio. Convenciones: Qz, cuarzo.

Sanidino: El sanidino se presenta como cristales traslúcidos generalmente límpidos, con tamaños menores a 2 mm. La forma varía de subhedrales a anhedrales con maclas tipo

Carlsbad y Albita – Carlsbad (Figura 29). Texturas perfiticas, inclusiones de vidrio y bordes de reabsorción son comunes (Figura 29B y 29E). Dos planos de exfoliación que se cortan a un ángulo de 90° son comunes en algunos cristales y es muy frecuente encontrar cristales fracturados con cierto desarrollo de óxidos rellenando las discontinuidades.

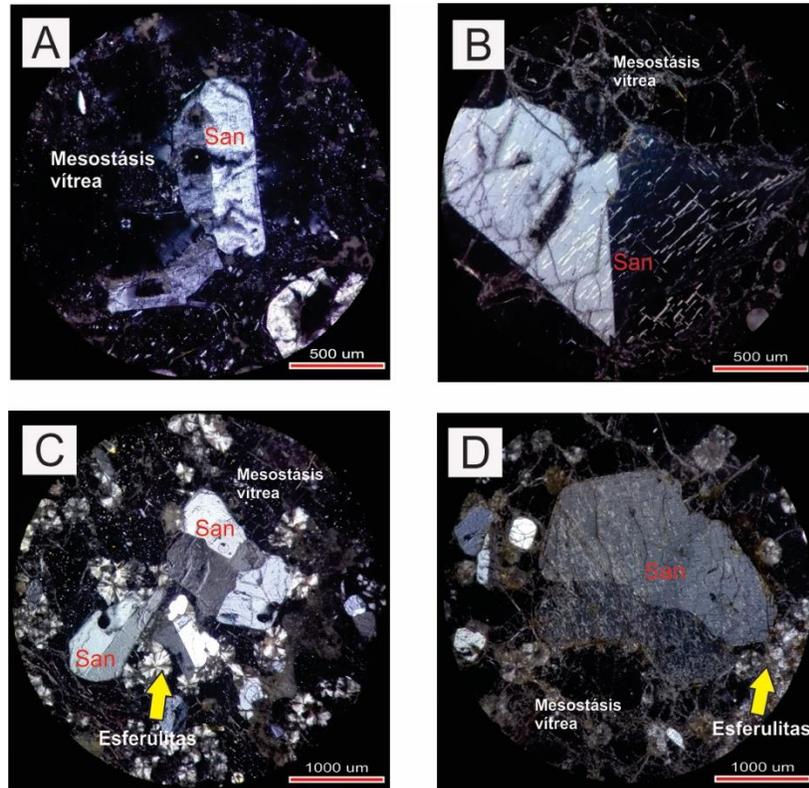


Figura 29. Fotomicrografías de fenocristales de sanidino identificados en los domos (imágenes en XPL): A) cristal de sanidino del domo CA con forma subhedral, desarrollo de maclas tipo Carlsbad e inclusiones de vidrio; B) cristal de sanidino del domo CB, forma subhedral, macla tipo Carlsbad y textura perfitica; C) cristales de sanidino del domo ET con formas anhedral, maclas tipo *Carlsbad* y bordes de reabsorción, nótese el desarrollo de esferulitas en la mesostásis; y D) cristal de sanidino del domo IX, fracturado, algunas inclusiones de vidrio y textura perfitica, desarrollo de esferulitas hacia la parte inferior derecha de la fotografía. Convenciones: San, sanidino.

Clinopiroxeno (Augita y/o hedenbergita): Se presenta en cristales prismáticos alargados cuyo eje mayor puede llegar a medir más de 500 micras. La forma es subhedral a anhedral de color verde oscuro con ligero pleocroísmo a tonos de amarillo y/o verde claro (Figura 30A y 30B), los cristales pueden estar maclados (Figura 30C). Los cristales exhiben dos direcciones de exfoliación que se cortan a 90°, sin embargo, pueden estar fuertemente fracturados. Extinción oblicua entre los 40 y 45°. Alteran a minerales opacos sobrepuestos (óxidos), formando coronas (Figuras 30A, 30B y 30F), o rellenando fracturas y planos de clivaje de los cristales.

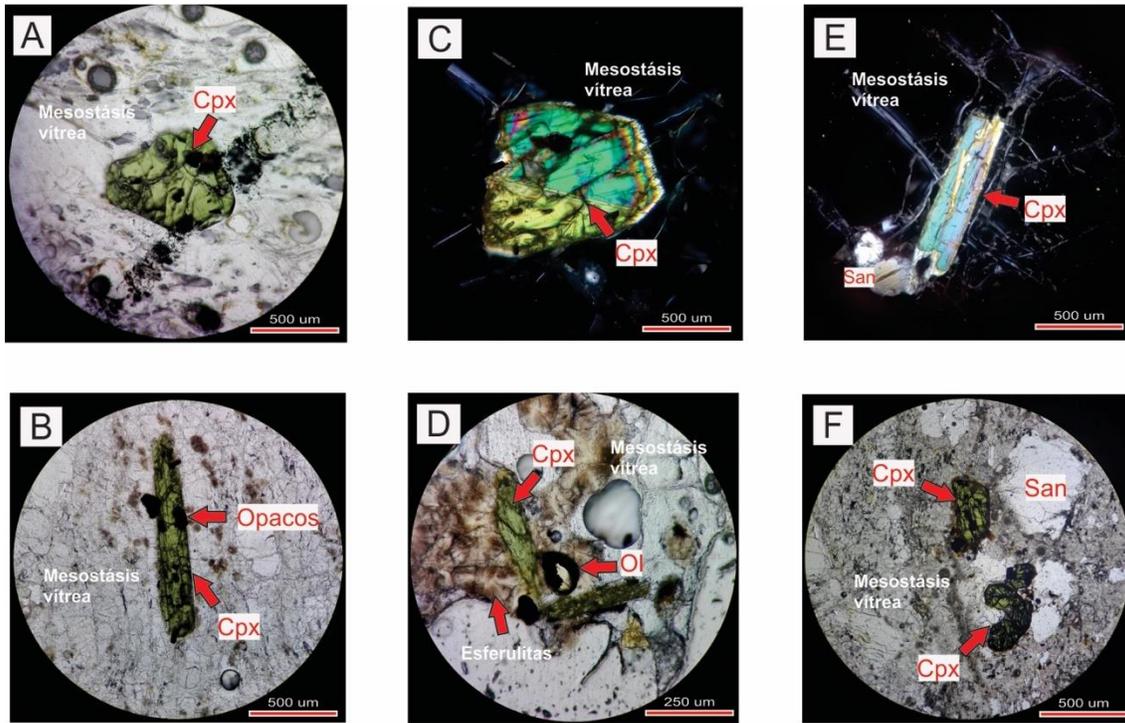


Figura 30. Fotomicrografías de fenocristales de cpx identificados en los domos. A) cristal de cpx del domo CA, imagen en PPL, de color verde oscuro, forma anhedral e intenso fracturamiento, B) cristal de cpx del domo CB, imagen en PPL, nótese su forma alargada y desarrollo de minerales opacos; C) cristal maclado de cpx con desarrollo de algunas fracturas y birrefringencias azules y verdes de segundo orden, domo CB, imagen en XPL; D) cristal de cpx alargado desarrollado en una mesostásis con presencia de esferulitas, nótese la presencia de olivino, domo ET, imagen en PPL; E) imagen en XPL de un cristal de cpx alargado de forma subhedral y birrefringencia azul y amarillo de segundo orden, domo ET; F) cristales de cpx del domo Ix, imagen en PPL. Nótese en común el color verde oscuro, alto relieve y superposición de minerales opacos. Convenciones: Cpx, clinopiroxeno; San, Sanidino; Ol, olivino.

Olivino (Fayalita): Se presenta en pequeños cristales anhedrales con diámetros menores a 500 micras en su eje mayor, de colores verde oliva, ámbar y/o verde claro – amarillo, no pleocroícos y de alto relieve (Figura 31A, 31C y 31E). Los cristales pueden presentar fracturamiento, provistos de extinción paralela y birrefringencias de colores azules, verdes y amarillos de tercer orden. Presencia de minerales opacos originados por procesos de alteración y se disponen como coronas (Figura 31A, 31E y 31F) o rellenando fracturas.

Circón: Los circones se presentan como cristales translúcidos euhedrales, no pleocroícos y tamaño menor 100 micras. Generalmente, se encuentran en paragénesis con los clinopiroxenos y cristales de rutilo (Figura 32A, 32B y 32C). Puede presentar fracturas y aunque se registran pequeñas inclusiones, estas son difíciles de distinguir.

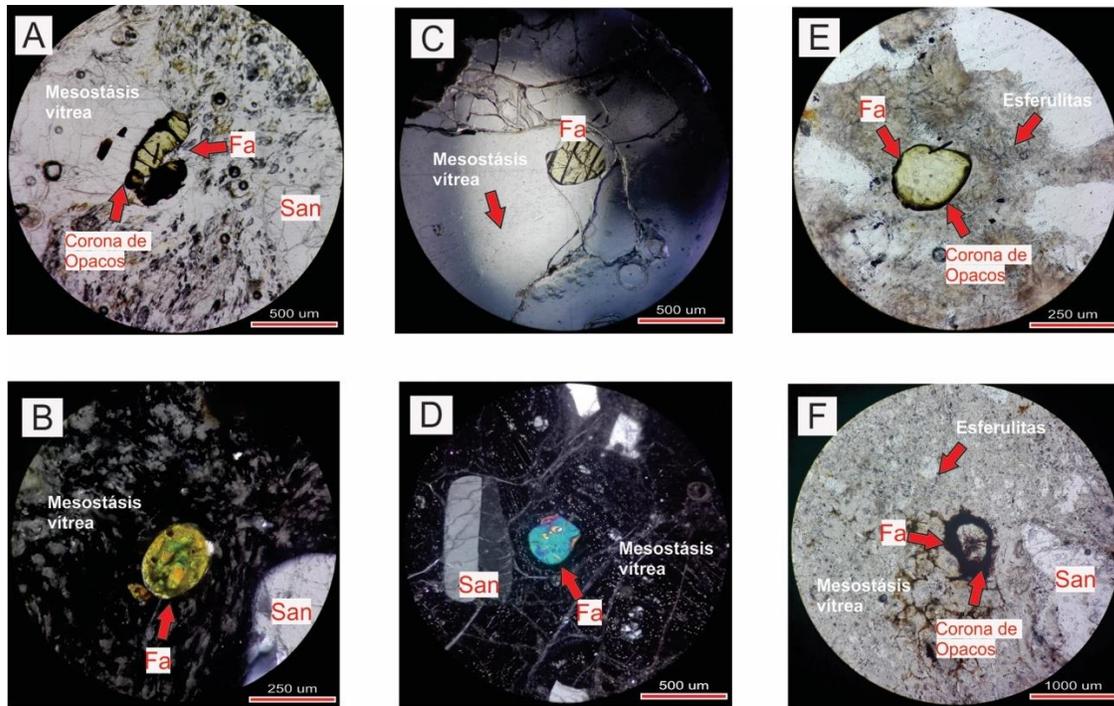


Figura 31. Fotomicrografías de fenocristales de fayalita identificados en los domos. A) Cristal de fayalita anhedral con alteración a minerales opacos formando una corona y rellenando fracturas, domo CA, imagen en PPL; B) cristal de olivino de forma anhedral, con desarrollo de fracturas y birrefringencias de color verde y amarillo de segundo orden, domo CA, imagen en XPL; C) cristal de fayalita anhedral identificado en el dique de obsidiana que corta el domo CB, imagen en PPL; D) cristal de fayalita con birrefringencia de color azul y amarillo de segundo orden del domo CB; E) cristal de fayalita con desarrollo de corona formada por minerales opacos, nótese el desarrollo de esferulitas de color marrón, domo ET, imagen en PPL; F) cristal de fayalita con desarrollo de corona de opacos y alteración a hematita, domo IX, imagen en PPL. Convenciones: Fa, fayalita; San, Sanidino.

Rutilo: El rutilo se presenta como cristales prismáticos alargados, subhedrales de color naranja oscuro con fuerte pleocroísmo a tonos oscuros, alto relieve y tamaños menores a 100 micrómetros (Figura 32A). Pueden estar fracturados, no maclados y no se distinguen inclusiones. Se encuentra asociado a cristales de circón y clinopiroxeno (Figura 32A y 32B), no obstante, puede encontrarse aislado en equilibrio con la mesostásis.

Opacos: Los minerales opacos se presentan como cristales prismáticos, alargados (Figuras 33A y 33B), con tamaños menores a 100 micrómetros en su eje mayor. En luz reflejada se evidencian con un ligero tono de azul lo que podría indicar la presencia de ilmenita. Asimismo, se observan cristales con hábitos hexagonales (Figuras 33E y 33F) con tamaños inferiores a 100 micras clasificados como magnetitas.

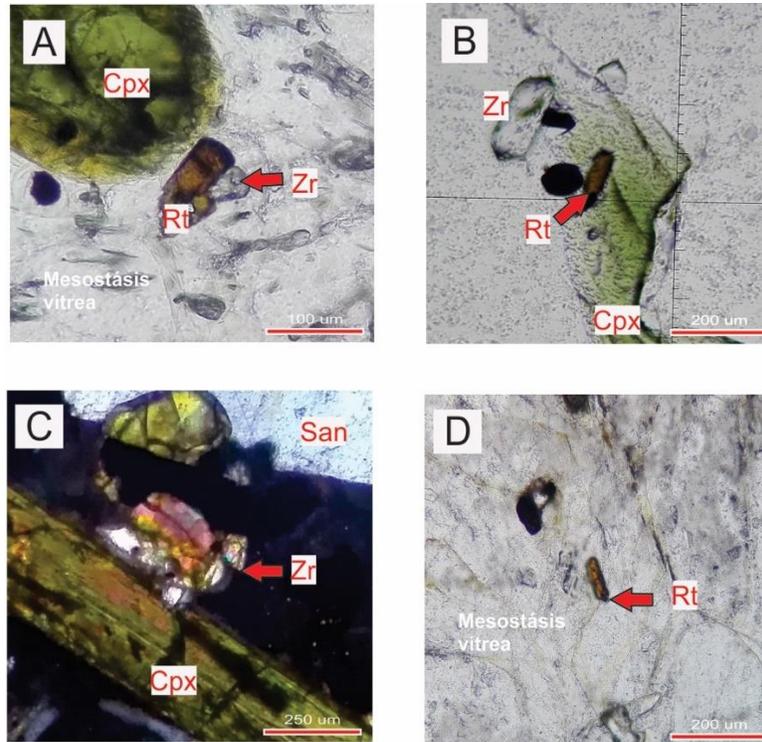


Figura 32. Fotomicrografías de cristales de circón y rutilo identificados en los domos. A) cristal de rutilo y circón en contacto, cristales de forma subhedral. Domo CA, imagen en PPL; B) cristal de rutilo y circón de forma euhedral y cristal de cpx. Domo CB, imagen en PPL; C) pequeño cristal de circón con birrefringencia de tercer orden. Domo CB, imagen en XPL; D) cristal de rutilo subhedral prismático. Domo ET, imagen en PPL. Convenciones: Cpx, clinopiroxeno; Zr, circón; Rt, rutilo; San, Sanidino.

Mesostásis: La mesostásis consta de vidrio volcánico que en volumen abarca más del 75% del volumen total de la roca. Se evidencia como un material translúcido no pleocroico, con múltiples fracturas asemejando una textura perlítica (Figura 34A, 34C y 34G). Presenta desarrollo de óxidos como alteración, y formación de esferulitas compuestas de feldespato y cuarzo como consecuencia de procesos de devitrificación. Las esferulitas se presentan como estructuras radiales de colores marrón a amarillo oscuro (Figura 34A) y en tonos de gris de primer orden con extinción radial (Figura 34B).

Los cambios texturales de la mesostásis se deben a cambios en el contenido de microlitos y a la presencia de texturas de flujo (Figuras 34C y 34G), Uno de los aspectos más importantes es la presencia de líticos embebidos por la mesostásis. Los líticos fueron identificados como fragmentos de andesita (Figuras 34I y 34J), fragmentos de riolitas (Figuras 34K y 34L), y escasos fragmentos de granitos con desarrollo de textura gráfica (Figura 34H).

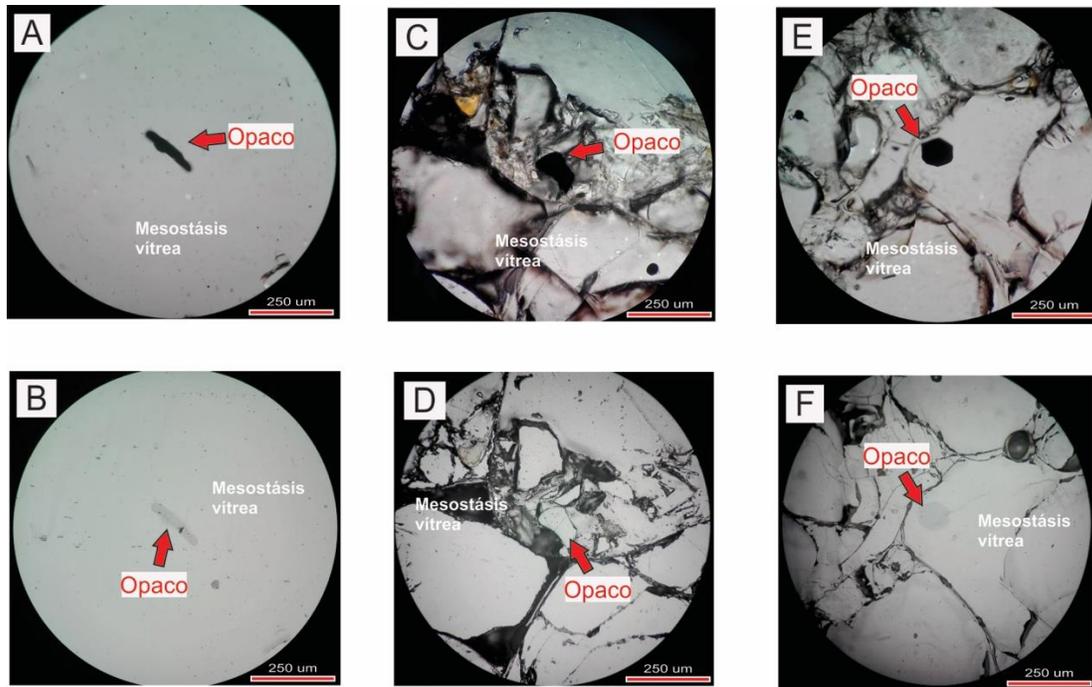


Figura 33. Fotomicrografías de cristales de minerales opacos identificados en los domos. A) Posible cristal de ilmenita identificado en muestra perteneciente al dique de obsidiana que corta el domo CB, caracterizado por una forma subhedral, alargada prismática, imagen en PPL; B) mismo cristal de ilmenita pero bajo luz reflejada; C) posible cristal de magnetita de forma anhedral, embebido en mesostásis vítrea con fracturas, reconocido en muestra del dique de obsidiana que corta el domo ET; D) cristal de magnetita de la microfotografía C bajo luz reflejada; E) cristal de magnetita con forma euhedral en mesostásis vítrea, Domo ET, imagen en PPL e F) imagen usando luz reflejada.

3.1.2. Análisis modal

De acuerdo con el análisis modal (Tabla 5), las lavas se clasifican como riolitas de feldespato alcalino (Figura 35) donde la moda de mayor valor corresponde a la mesostásis, equivalente a porcentajes superiores al 70% en todas las muestras analizadas. En algunos casos, las modas para minerales como la fayalita, circón, rutilo y opacos es igual a 0 debido a que son escasos, sin embargo, esto no implica que no fueran identificados en las láminas analizadas. La Tabla 6 corresponde a un resumen de la petrografía de cada una de los domos con base en el análisis modal, teniendo en cuenta las edades registradas por Mahood (1980a).

3.1.2.1. Domo Culebreado A (CA)

Compuesto por lavas de textura microporfírica, cuyo contenido de fenocristales no supera el 20%. De acuerdo con el análisis modal (Tabla 5), para las lavas tipo III se tiene sanidino con un porcentaje de 11.04% del total de puntos contados para las muestras, cuarzo representado por 5.85%, cpx 0.01%, fayalita 0%, y la mesostásis con un porcentaje de 82.1%. Para las lavas tipo I, el sanidino tiene un porcentaje de 7% de los puntos contados, 6% para cuarzo, 1% de cpx y 86% correspondiente a la mesostásis. Se registró un alto contenido de microlitos en la mesostásis, ya que varía entre un 5 y 10% en relación con el

porcentaje del vidrio volcánico (esto basado en análisis de campos visuales); los microlitos corresponden a cristales de cuarzo y sanidino. El desarrollo de esferulitas es escaso, aunque la alteración de cpx y fayalita a óxidos es frecuente en las muestras.

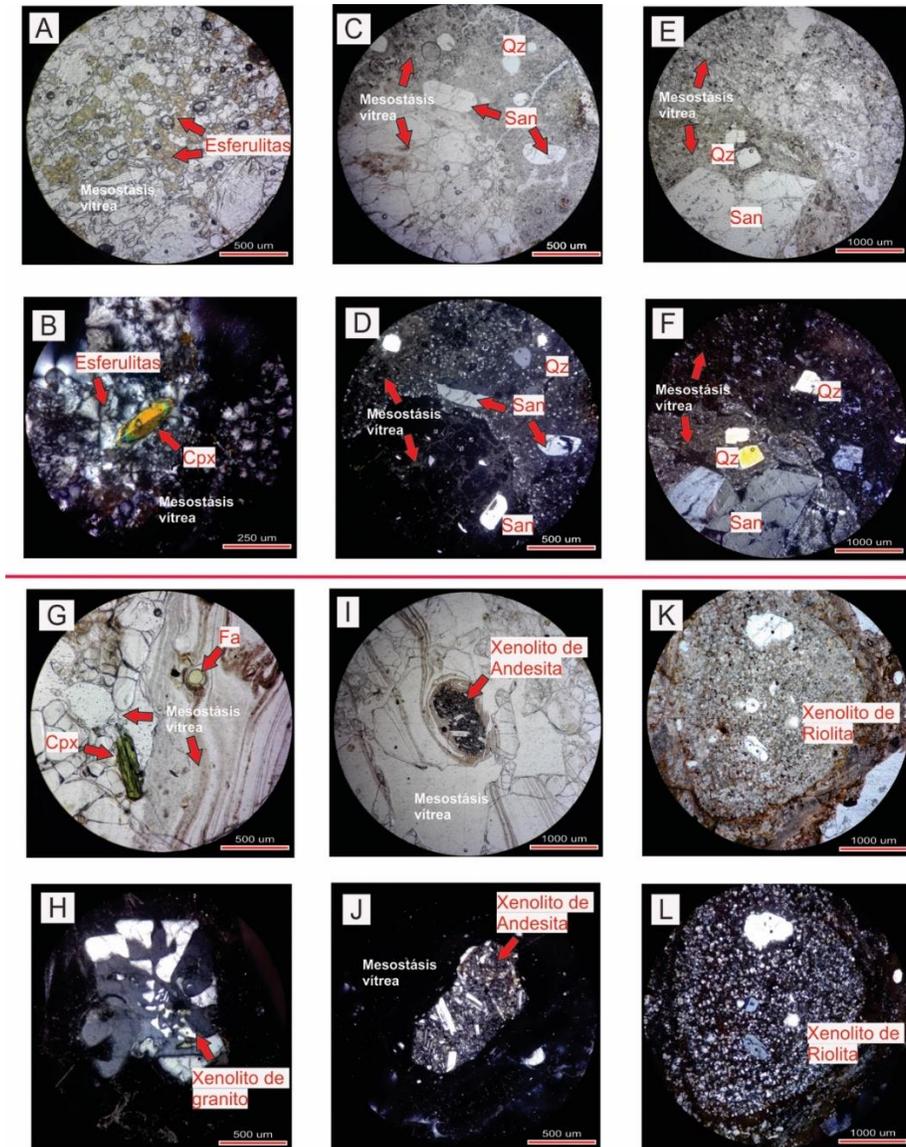


Figura 34. Fotomicrografías de la mesostásis, esferulitas y xenolitos identificados en las lavas de los domos. A) Mesostásis vítrea con desarrollo de esferulitas, las cuales se observan en colores marrones y amarillos en PPL. Domo ET; B) esferulitas fotografiadas en XPL, nótese colores de interferencia como grises y blancos de primer orden. Domo ET; C) lava con cambios texturales a nivel microscópico, hacia el cuadrante inferior izquierdo se aprecia una mesostásis límpida, a diferencia de la mesostásis del cuadrante superior derecho, esta diferencia se asocia a cambios en la concentración de microlitos observándose de mejor manera en D) imagen en XPL, aunque el tipo de fenocristales no cambia. Domo ET; E) cambio textural evidenciado en lavas del domo IX, imagen en PPL, debido a cambios en la concentración de microlitos imagen en PPL y F) en XPL, sin embargo se aprecian fenocristales de cuarzo y sanidino más grandes hacia la parte inferior izquierdo; G) texturas de flujo evidenciada en lavas del domo ET, nótese el cambio textural ya que hacia la parte derecha de la fotografía se encuentra una mesostásis masiva y fracturada, imagen en PPL; H) fragmento de granito con desarrollo de textura gráfica entre cuarzo y feldespato, y bordes de absorción, considerado como lítico identificado en lavas del domo CB, imagen en XPL; I) xenolito de andesita y mesostásis con textura de flujo que rodea el lítico, nótese en J) la presencia de microlitos de plagioclasa en el lítico, lava del domo ET; K) lítico de riolita oxidado, con fenocristales de cuarzo y sanidino, identificado en lavas del domo ET, imagen en PPL y L) en XPL. Convenciones: Cpx, clinopiroxeno; Fa, fayalita; San, Sanidino; Qz, cuarzo.

Tabla 5. Tabla que representa la moda para cada mineral con base en un conteo de 100 puntos para cada muestra. El tipo textural corresponde a los tipos de lava descritos en la sección 2.1.

Unidad	Tipo textural	San	Qz	CPX	Fa	Circ	Rut	Opacos	Mesostasis	Total
CA	III	16	7	1	0	0	0	0	76	100
CA	III	15	8	0	0	0	0	0	77	100
CA	III	5	3	1	0	0	0	0	91	100
CA	III	7	7	2	0	0	0	0	84	100
CA	III	14	3	1	0	0	0	0	81	100
CA	III	9	7	1	0	0	0	0	82	100
CA	I	7	6	1	0	0	0	0	86	100
CB	III	10	6	1	0	0	0	1	81	100
CB	III	13	6	3	1	0	0	0	77	100
CB	III	13	10	0	1	0	0	0	76	100
CB	III	7	11	2	0	1	0	0	80	100
CB	III	6	14	1	1	1	0	0	77	100
CB	I	5	6	0	0	0	0	0	89	100
CB	I	3	5	0	1	0	0	0	91	100
ET	III	19	10	6	2	0	0	0	63	100
ET	III	10	6	4	2	0	0	1	77	100
ET	III	12	8	5	1	0	0	0	74	100
ET	III	7	10	3	1	0	0	0	79	100
ET	III	12	7	2	1	0	0	1	77	100
ET	III	12	6	2	0	0	0	0	80	100
ET	III	16	6	2	0	0	0	0	76	100
ET	III	9	2	2	0	0	0	0	87	100
ET	III	11	4	1	0	0	0	0	85	100
ET	III	15	5	0	0	0	1	1	78	100
ET	III	9	5	1	1	0	0	0	84	100
ET	III	13	1	0	0	0	0	1	85	100
ET	III	11	4	1	0	1	0	0	83	100
ET	III	8	3	2	1	0	0	0	86	100
ET	II	8	7	2	0	0	0	0	84	100
ET	II	9	5	1	0	0	0	0	85	100
ET	II	15	8	0	1	0	0	0	76	100
ET	II	7	2	1	1	0	0	0	89	100
Ix	III	8	7	2	1	0	0	1	81	100
Ix	III	10	12	2	0	0	0	0	75	100
Ix	III	14	9	2	0	0	1	0	73	100
Ix	III	14	10	1	0	0	0	0	74	100
Ix	III	15	3	2	0	0	0	2	77	100

Tabla 6. Resumen de la petrografía de los domos definidos para el área de estudio, teniendo en cuenta las edades registradas por Mahood (1980).

Unidad	Edad en ka basado en Mahood (1980a)	% en Fenocristales	Fenocristales
Culebreado A	77.2	≤ 20	San > Qz > Cpx >> Ol >> circón = rutilo ≥ opacos
Culebreado B	77.2	22 a 10	Qz ≥ San > Cpx > Ol >> circón = rutilo > opacos
El Tule	96.8 - 108.4	25 a 15	San > Qz > Cpx >> Ol >> circón = rutilo ≤ opacos
Ixtahuatonte	71.3 - 83.6	≤ 24	San > Qz > Cpx >> Ol >> circón = rutilo ≤ opacos

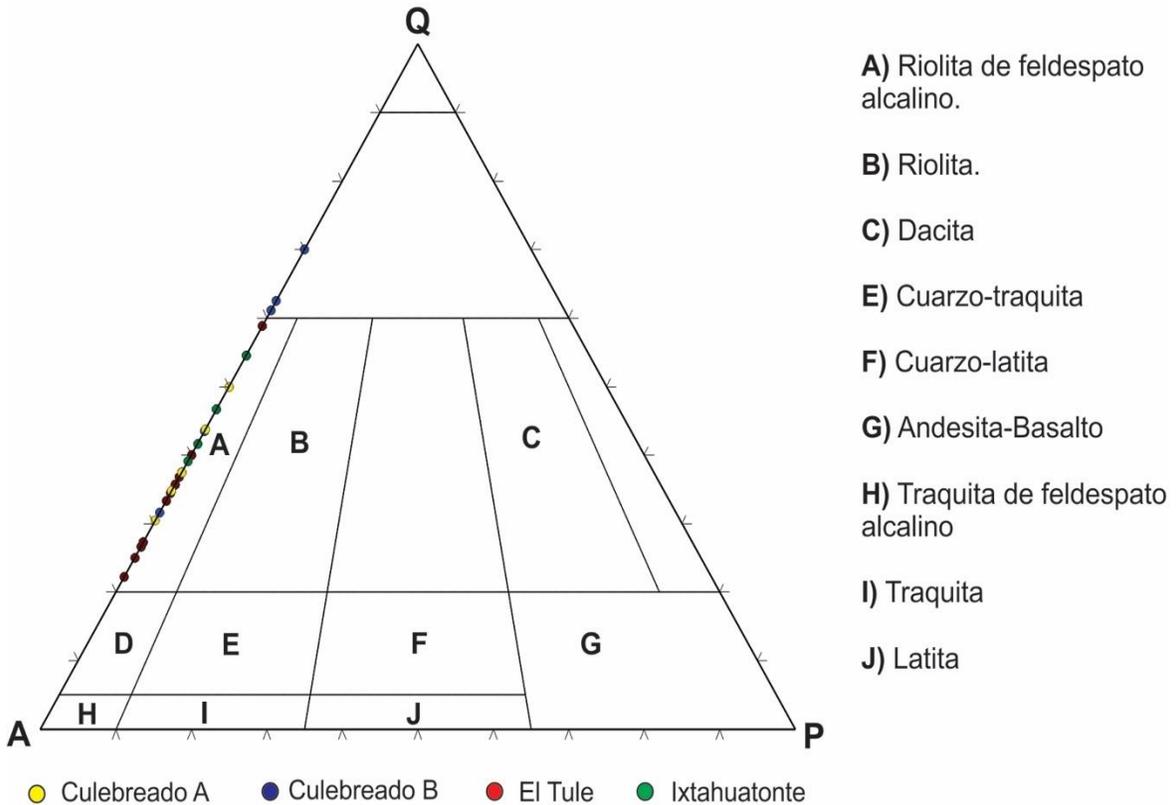


Figura 35. Diagrama de clasificación QAP para rocas volcánicas. Las muestras de los domos CA, CB, ET e Ix se clasifican como riolitas alcalinas con ausencia de plagioclasa. Tomado de Streckeisen (1976).

3.1.2.2. Domo Culebreado B (CB)

El análisis modal de las lavas tipo III indica que el contenido de sanidino y cuarzo es del 9.8 y 9.4%, respectivamente, para el cpx del 6%, fayalita 4%, minerales opacos del 0.2%, y para la mesostásis se calculó un total de 78.2% de los puntos contados. El análisis modal de las lavas tipo I indica porcentajes de 4% para sanidino, 5.5% para el cuarzo, 0.5% para fayalita y 91% para la mesostásis. El contenido de microlitos puede llegar al 3% relativo al vidrio volcánico (porcentaje basado en campos visuales), y se compone por cristales de cuarzo y algunos cristales de sanidino; generalmente presentan alteración a óxidos, y el desarrollo de esferulitas no es común. Se han reconocido líticos de lo que serían fragmentos de posibles granitos que exhiben cristales de cuarzo y feldespatos formando textura gráfica, así como la presencia de líticos de riolitas.

3.1.2.3. Domo El Tule (ET)

El contenido de fenocristales en las lavas tipo III es del 20%, el fenocristal más importante es el sanidino con un porcentaje de 11.7%, seguido por el cuarzo con 5.5%, cpx 2.2%, fayalita 0.6%, 0.07% para circón y rutilo, la mesostásis comprende un total de 79.5% de los puntos contados (Tabla 5). El análisis modal de las lavas tipo II, exhiben un porcentaje de 9.7% para cristales de sanidino, 5.4% para el cuarzo, 1.0% para cpx 0.5% para fayalita y 83.3% correspondiente a la mesostásis. Los procesos de devitrificación asociados al desarrollo de esferulitas son frecuentes en las muestras. Son comunes los líticos de andesita provistos de coronas de reacción, así como líticos de riolitas.

3.1.2.4. Domo Ixtahuatonte (Ix)

En las lavas tipo III, el sanidino está representado por un 12.20%, cuarzo 8.20%, cpx 1.8%, fayalita 0.2%, circón y rutilo 0% y la mesostásis por 76% de los puntos contados. El contenido de microlitos en la mesostásis varía entre un 1 y 10%, (campos visuales), respecto al vidrio volcánico, e igualmente constan de cuarzo y sanidino.

3.2. Geoquímica de roca total

Introducción

En el caso de las rocas ígneas, la geoquímica facilita el entendimiento del origen y evolución de los magmas que las formaron, su dinámica y una aproximación a su forma de emplazamiento en la superficie (Best, 2003). Es por ello, que se han desarrollado un conjunto de metodologías encaminadas a precisar el contenido de un amplio rango de

elementos a partir de una muestra de roca, así como en el manejo estadístico de los datos químicos que ha permitido separar las rocas en diferentes ambientes, donde inevitablemente se conjugan condiciones físicas y geológicas específicas. Los análisis químicos de las rocas se concentran en cuatro tipos de información geoquímica (Rollinson, 1993): elementos mayores, elementos traza, isótopos radiogénicos e isótopos estables. En este estudio sólo se tendrá en cuenta tanto los elementos mayores como elementos traza.

Los elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) son los más abundantes y por tanto predominan en cualquier análisis geoquímico (Rollinson, 1993; Best, 2003), generalmente se expresan como óxidos, y sus concentraciones son representadas como porcentajes en peso (wt%); se dice que un elemento es considerado como elemento mayor cuando su concentración es mayor a 0.1 wt% (Best, 2003). La importancia de los elementos mayores radica en tres aplicaciones principales (Rollinson, 1993): 1) la clasificación de rocas (especialmente en la petrología ígnea); 2) para la construcción de diagramas de variación bivariados o trivariados, que permitan analizar la interrelación entre los elementos, y de esta forma inferir posibles procesos geoquímicos en la formación de la roca y 3) como punto de comparación con composiciones de rocas determinadas experimentalmente, cuyas condiciones de formación son previamente establecidas, lo que permite hacer inferencias acerca de la evolución del magma que las formó. También se pueden utilizar junto con los elementos traza para la identificación de ambientes tectónicos en los que se originaron las rocas objeto de estudio.

Los elementos traza son definidos como elementos presentes en una roca cuya concentración es menor a 0.1 wt.% o menor a 1000 ppm (Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Best, 2003), por tanto, su concentración tiende a expresarse en unidades de partes por millón (ppm). En algunos casos, los elementos traza pueden llegar a formar minerales, sin embargo, su comportamiento usualmente se asocia a sustitución de elementos mayores en los minerales formadores de roca (Rollinson, 1993), dependiendo de su radio iónico y número de valencia. El análisis de elementos traza es una poderosa herramienta para la caracterización geoquímica de un grupo de rocas, ya que pueden actuar como indicadores petrogenéticos de los procesos magmáticos que las formaron (Rollinson, 1993; Best, 2003). Al respecto, uno de los conceptos más importantes al momento de trabajar con este tipo de elementos es su compatibilidad. Un elemento compatible se define como aquel que prefiere la fase mineral durante el proceso de cristalización de un magma, mientras que un elemento incompatible tiende a concentrarse en la fase fundida (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). La relación de concentración de un elemento entre estas dos fases se denomina como coeficiente de partición (Rollinson, 1993; Best, 2003), definido por la ecuación 1:

Ecuación 1. Coeficiente de partición:

$$D_{\text{fundido - cristal}} = \frac{\text{Concentración en el mineral}}{\text{Concentración en el fundido}}$$

donde D es el coeficiente de partición. En este sentido, los elementos son compatibles con una fase mineral si $D > 1$, por el contrario, los elementos son incompatibles si $D < 1$. Otra forma de clasificar los elementos traza es por la relación valencia/radio iónico, esta relación se define como la carga electrostática por unidad de área del catión y se conoce como

potencial iónico (Rollinson, 1993). Aquellos cationes pequeños con una valencia grande son definidos como HFSE (*High Field Strength Elements*) y por lo general presentan un potencial iónico > 2 , mientras que aquellos cationes grandes con una valencia pequeña se conocen como LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) con un potencial iónico < 2 (Rollinson, 1993; Best, 2003).

Durante la diferenciación magmática la composición de un magma primitivo cambia debido a procesos como la cristalización fraccionada, asimilación y contaminación cortical (Best, 2003). Estos procesos implican cambios en la composición del magma y se ven reflejados en las concentraciones y relaciones de elementos mayores y traza (teniendo en cuenta características como la relación valencia/radio iónico y la compatibilidad), de ahí la importancia de su análisis en el estudio petrogenético, sin dejar de lado el análisis petrográfico y de química mineral. Es así como la geoquímica representa un área muy importante en el estudio del origen y evolución de las rocas ígneas y es una herramienta fundamental si se quiere determinar, en este caso, la petrogénesis de los domos Culebreado, Tule e Ixtahuatonte. Por tanto, se analizó la composición química de estos cuerpos y se obtuvo las concentraciones de elementos mayores y traza (Anexo 1) con el objetivo de entender los procesos geológicos que dieron paso a su formación, y el contexto tectónico en el que se emplazaron.

3.2.1. Elementos mayores

3.2.1.1. Diagramas Harcker

Los contenidos de SiO_2 varían entre 72 – 78 wt% y de Al_2O_3 entre 11.09 - 12.12 wt%. Las concentraciones de Na_2O son inferiores al 5 wt% (rango de 3.78 a 4.63 wt%), igual ocurre para K_2O (rango de 4.26 a 4.63 wt%). Las lavas del domo ET presentan mayores contenidos de Fe_2O_3 , MnO , y TiO_2 en comparación a CA, CB e Ix (ver Figura 36, Anexo 1). El domo ET tiene concentraciones de Fe_2O_3 de 2.39 ± 0.08 wt%, mientras que para los demás domos los contenidos son inferiores a 2.10 wt%. En el caso del MnO , ET tiene una mediana de 0.057 ± 0.003 %, para CA, CB e Ix las concentraciones no superan el 0.045 wt%. Los contenidos de TiO_2 varían entre 0.100 y 0.1600 siendo los de mayor valor los registrados en ET. Con respecto al MgO las concentraciones son inferiores 0.45 wt%. El CaO , varía entre 0.0 y 0.3% con un leve enriquecimiento para muestras del domo ET, mientras que para P_2O_5 la concentración es inferior a 0.03 wt%. A partir de los diagramas Harcker se determinó que los óxidos Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , K_2O y TiO_2 , tienden a empobrecerse en la medida en que aumenta la concentración de SiO_2 . Por el contrario, óxidos como el Na_2O tienden a aumentar.

3.2.1.2. Clasificación

Con base en los contenidos de SiO_2 y un álcalis calculado entre el 8 y 9 wt% ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), se determinó que las lavas corresponden a riolitas (Figura 37A) con una composición afín a la serie subalcalina (ver Figura 37B). Todas las muestras presentan valores >1 de la

relación $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$, con un promedio de 1.33 ± 0.04 , por lo que las lavas se clasifican como rocas peraluminosas (Best, 2003). Se calculó para todas las muestras el Índice de Peralcalinidad (PI) con valores entre 0.6 y 0.8 y un Índice de Saturación de Aluminio (ASI) entre 1.2 y 1.5, indicando peraluminosidad en las muestras (Hutchinson *et al.*, 2018; Figura 37C).

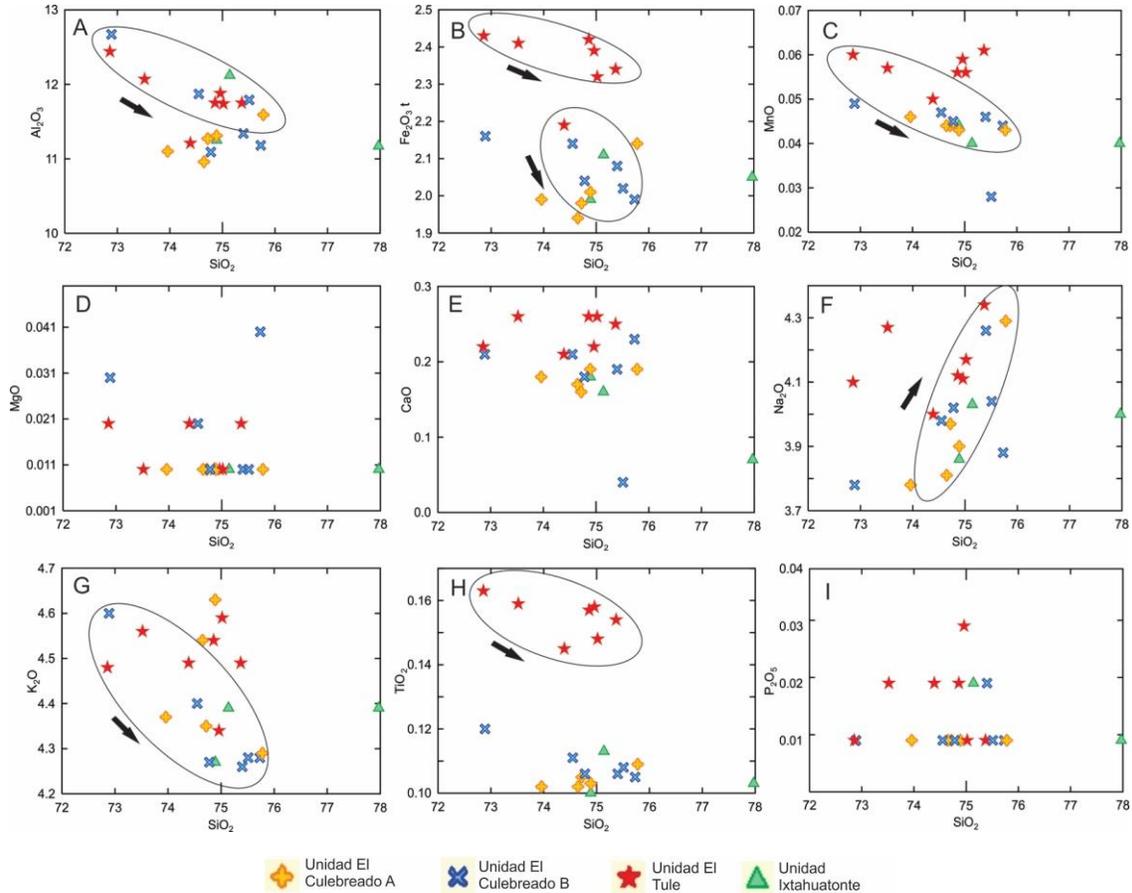


Figura 36. Diagramas tipo Harcker para elementos mayores. A) Al_2O_3 vs SiO_2 , B) Fe_2O_3 t vs SiO_2 , C) MnO vs SiO_2 , D) MgO vs SiO_2 , E) CaO vs SiO_2 , F) Na_2O vs SiO_2 , E) K_2O vs SiO_2 , F) TiO_2 vs SiO_2 y G) P_2O_5 vs SiO_2 .

Tabla 7. Tabla que representa la mediana de cada elemento mayor para los domos CA, CB, ET, Ix. Las medianas se trabajaron en unidades de porcentaje (wt%).

	Culebreado A (CA)	Culebreado B (CB)	El Tule (ET)	Ixtahuatonte (Ix)
SiO_2	73.96 ± 0.65	75.09 ± 1.04	74.86 ± 0.91	75.14 ± 1.71
Al_2O_3	10.96 ± 0.34	11.57 ± 0.59	11.75 ± 0.37	11.25 ± 0.53
Fe_2O_3	1.94 ± 0.08	2.06 ± 0.07	2.39 ± 0.08	2.05 ± 0.06
MnO	0.043 ± 0.001	0.045 ± 0.007	0.057 ± 0.003	0.040 ± 0.002
MgO	0.01 ± 0.00	0.02 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.01
CaO	0.16 ± 0.01	0.20 ± 0.07	0.25 ± 0.02	0.16 ± 0.06
Na_2O	3.78 ± 0.20	4.00 ± 0.16	4.12 ± 0.11	4.00 ± 0.09
K_2O	4.29 ± 0.14	4.28 ± 0.13	4.49 ± 0.08	4.39 ± 0.07
TiO_2	0.102 ± 0.003	0.107 ± 0.006	0.157 ± 0.006	0.103 ± 0.007
P_2O_5	0.01 ± 0.00	0.01 ± 0.00	0.02 ± 0.01	0.01 ± 0.01

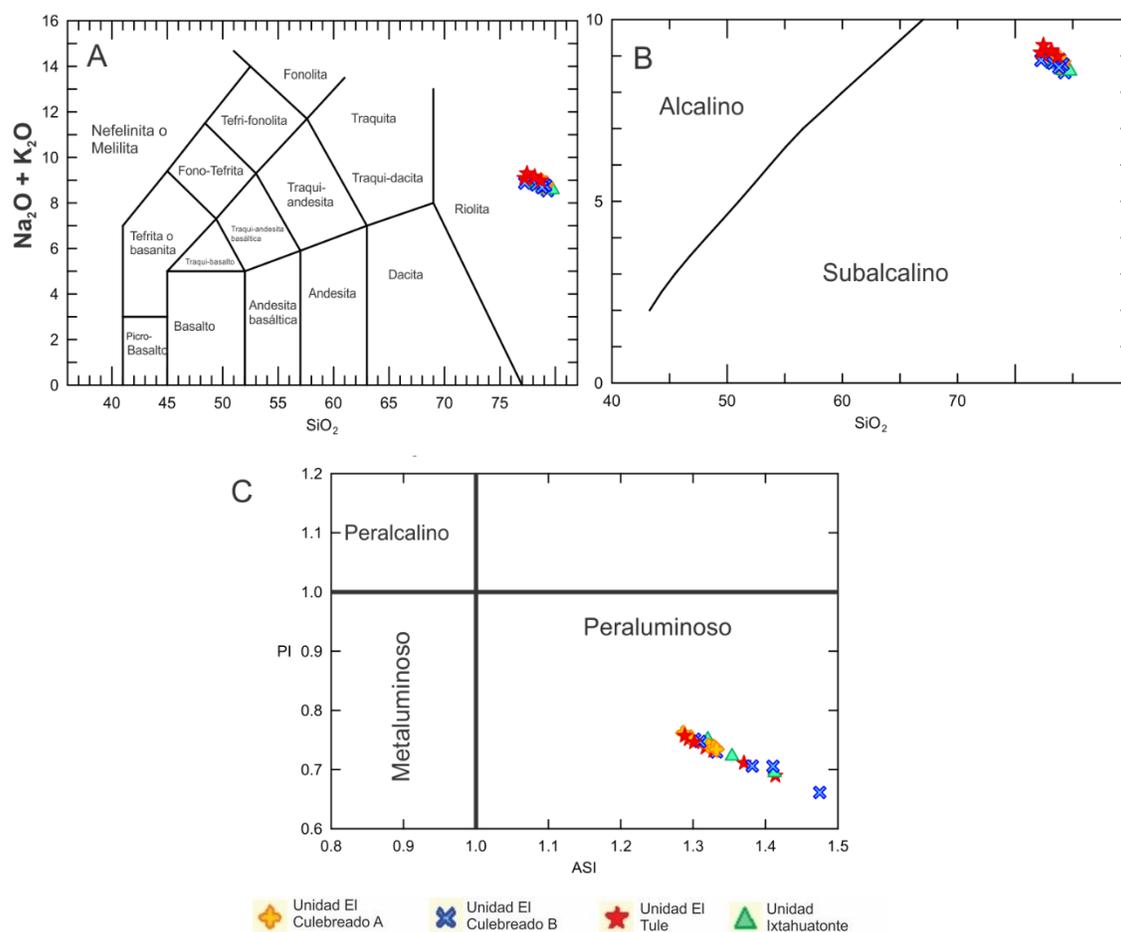


Figura 37. Diagramas para clasificación de rocas con respecto a su contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) y Al_2O_3 . A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), B) Diagrama de discriminación de series alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971); C) Índice de peralcalinidad (PI) vs índice de Saturación de Aluminio (ASI) para la clasificación de rocas silíceas en metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas (Hutchinson *et al.*, 2018). PI es definido como $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ mientras que ASI es definido por la relación molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$.

3.2.2. Elementos Traza

3.2.2.1. Elementos LILE

Para todas las muestras se tiene un enriquecimiento de elementos como Cs, Rb, K y Pb con respecto a valores de N-MORB (Sun y McDonough, 1989; Figura 38A; Figura 39; Tabla 8). El Cs presenta concentraciones de 2.8 ppm para los domos CA, CB e Ix; las lavas de ET presentan una concentración de Cs de 2.4 ± 0.2 ppm, lo que representa un decremento aproximado del 14% relativo a las demás unidades. El Rb presenta concentraciones entre 126 y 146 ppm, la menor concentración corresponde al domo ET con una mediana de 126 ± 6 ppm. Para el Pb se calcularon medianas entre 10 y 14 ppm, donde el valor más bajo corresponde a ET (10.0 ± 1.0 ppm).

En contraste, se encontró anomalías negativas para los elementos Ba y Sr (Figura 38A; Figura 39). En este caso las concentraciones de Ba son menores a los 20 ppm (Tabla 8); los

mayores valores corresponden a las muestras del domo ET (16 ± 3.7 ppm). El Sr se registra con concentraciones menores a los 6 ppm. El análisis estadístico indica importantes correlaciones entre algunos elementos LILE con respecto a elementos mayores y REE (Figura 40). El Cs tiene coeficientes de correlación de Pearson r negativos, entre -0.200 y -0.800, para los óxidos Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , TiO_2 y P_2O_5 igualmente para LREE (La, Ce, Pr, Nd, Sm y Eu), mientras que para algunas HREE (Tb, Dy, Ho, Er, Tm y Yb) se registran coeficientes positivos (0.200 – 0.400). El Rb y el Pb presentan coeficientes negativos para todos los elementos mayores y de REE a excepción del SiO_2 ($r_{\text{Rb}} = 0.436$ y $r_{\text{Pb}} = 0.703$). El Ba indica correlaciones positivas ($r = 0.200 - 0.900$) para todos los elementos mayores siendo SiO_2 el único con un r positivo; respecto a LREE, r tiene valores superiores a 0.600, mientras que para HREE (Dy, Ho, Er, Tm y Yb), los valores de r son positivos y próximos a 0. Por último, Sr exhibe coeficientes negativos o cercanos a 0 tanto para elementos mayores como REE, a excepción de elementos como el MgO, CaO, Tm, Yb y Lu donde r es mayor a 0.200.

Tabla 8. Tabla que representa la mediana y desviación estándar para algunos elementos traza y relaciones de REE. Las medianas se trabajaron en unidades de ppm.

	Culebreado A (CA)	Culebreado B (CB)	El Tule (ET)	Ixtahuatonte (Ix)
Cs	2.8 ± 0.1	2.8 ± 0.2	2.4 ± 0.2	2.8 ± 0.1
Rb	136 ± 3	143 ± 5	126 ± 6	141 ± 9
Ba	5.0 ± 2.3	8.5 ± 2.0	16.0 ± 3.7	7.0 ± 1.5
Th	16.7 ± 0.5	18.0 ± 0.7	17.4 ± 0.6	18.3 ± 0.9
U	5.8 ± 0.2	6.2 ± 0.2	5.6 ± 0.2	6.1 ± 0.3
Nb	37.5 ± 0.9	40.5 ± 3.0	36.0 ± 5.0	35.0 ± 2.9
Sr	1.0 ± 0.1	2.5 ± 1.6	1.0 ± 0.3	1.0 ± 0.1
Pb	12.0 ± 0.4	13.0 ± 1.3	10.0 ± 1.0	14.0 ± 10.8
Zr	432 ± 21	495 ± 35	561 ± 45	435 ± 21
Ta	3.4 ± 0.1	3.7 ± 0.1	3.3 ± 0.1	3.6 ± 0.2
Y	55.9 ± 2.2	58.1 ± 12.6	52.8 ± 3.0	51.6 ± 12.1
Sc	0.6 ± 0.3	0.5 ± 0.4	1.0 ± 0.2	0.8 ± 0.2
Eu/Eu*	0.036 ± 0.002	0.035 ± 0.003	0.047 ± 0.004	0.034 ± 0.002
La_N/Yb_N	10.9 ± 0.1	10.6 ± 0.2	17.0 ± 0.3	11.2 ± 0.3
La_N/Sm_N	5.5 ± 0.1	5.4 ± 0.4	7.1 ± 0.1	5.6 ± 0.5
Gd_N/Yb_N	1.3 ± 0.1	1.3 ± 0.1	1.3 ± 0.3	1.4 ± 0.1
La/Lu	58.6 ± 1.3	57.7 ± 1.1	87.8 ± 2.8	59.3 ± 1.3

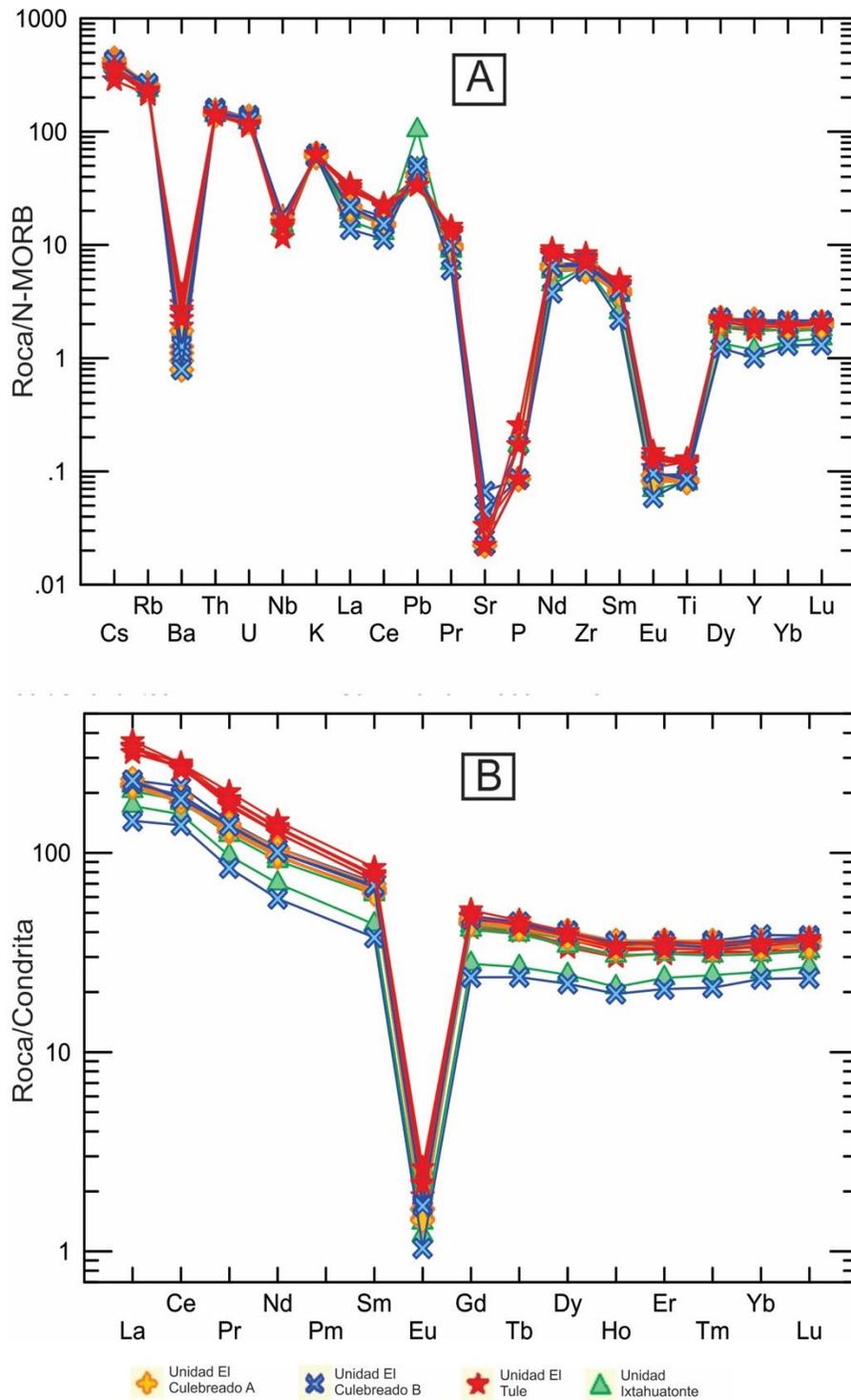


Figura 38. Diagramas spider multielemental y para REE. A) Diagrama spider multielemental, datos normalizados a N-MORB de acuerdo a Sun y McDonough (1989). B) Diagrama spider para REE, datos normalizados a condrita de acuerdo a Sun y McDonough (1989). Nótese como generalidad, marcadas anomalías negativas de Ba, Sr, P, Ti y Eu para todas las unidades, asimismo se distingue enriquecimiento de elementos como el Cs, Rb, Th, U, K y REE ligeras (La, Ce, Pr, Nd, Pm y Sm) con respecto a las REE más pesadas (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

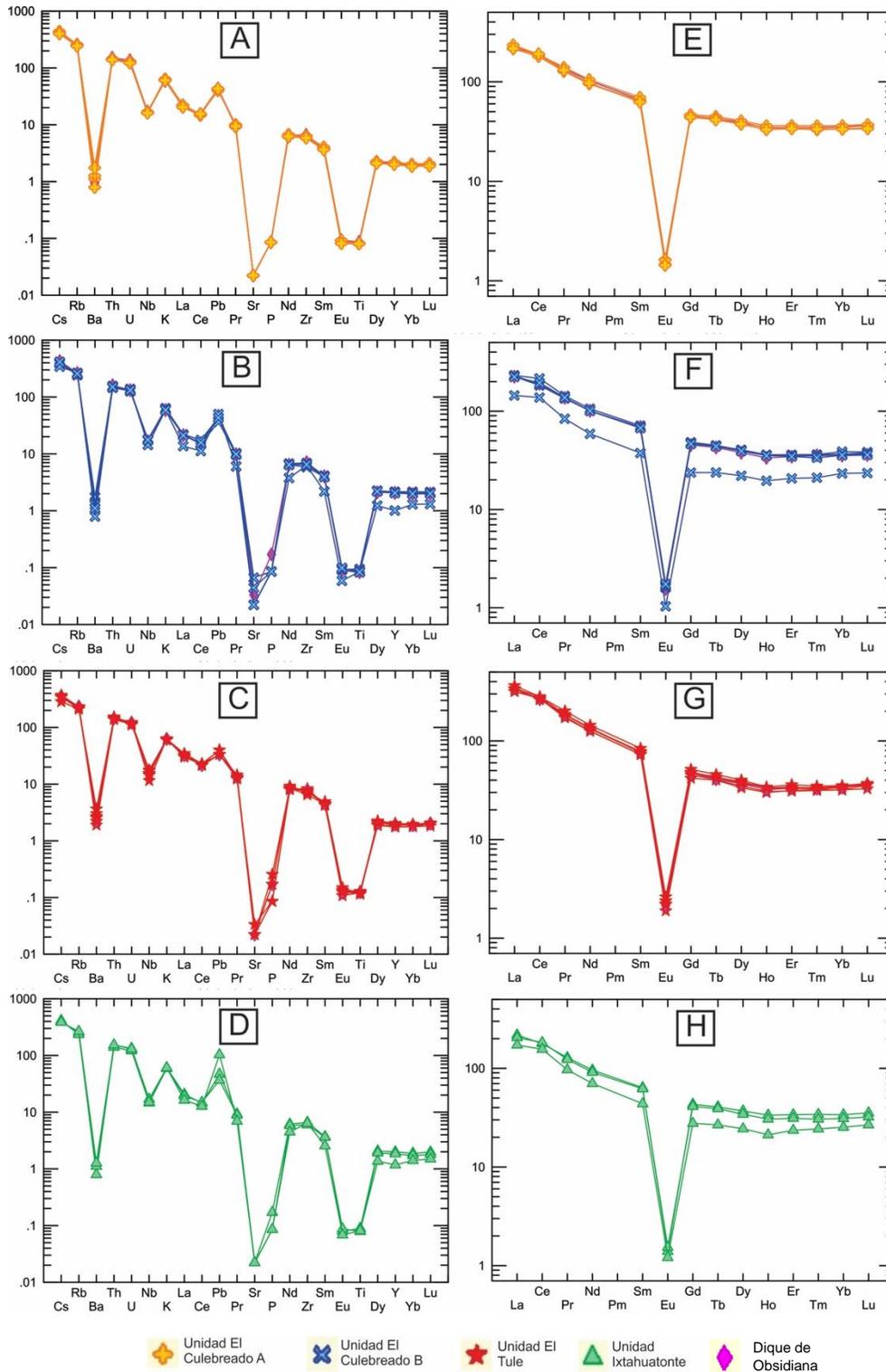


Figura 39. Diagramas spider multielemental normalizados a N-MORB según Sun y Macdonough (1989) y digramas spider para REE, datos normalizados a condrita según Sun y Mcdonough (1989). Los diagramas fueron reproducidos para cada unidad por separado, teniendo en cuenta la geoquímica de los diques de obsidiana. A y E) domo Culebrado A (CA); B y F)) domo Culebrado B (CB); C y G) domo El Tule (ET); D y H) domo Ixtahuatonte (Ix). Nótese que los diagramas para los diques presentan los mismos patrones de anomalías que el resto de muestras.

	Cs	Rb	Ba	Sr	Pb
SiO ₂	0.030	0.436	-0.358	0.054	0.703
Al ₂ O ₃	-0.399	-0.422	0.382	0.144	-0.226
Fe ₂ O ₃	-0.727	-0.779	0.772	-0.019	-0.332
MnO	-0.576	-0.870	0.832	0.098	-0.442
MgO	-0.090	-0.163	0.263	0.861	-0.183
CaO	-0.262	-0.676	0.571	0.236	-0.698
Na ₂ O	-0.474	-0.299	0.363	-0.092	-0.098
K ₂ O	-0.150	-0.352	0.472	-0.063	-0.211
TiO ₂	-0.792	-0.846	0.857	-0.039	-0.405
P ₂ O ₅	-0.371	-0.326	0.266	-0.155	-0.177
La	-0.591	-0.815	0.811	-0.058	-0.541
Ce	-0.663	-0.886	0.866	-0.023	-0.515
Pr	-0.513	-0.793	0.774	-0.030	-0.597
Nd	-0.465	-0.778	0.757	-0.016	-0.616
Sm	-0.206	-0.639	0.611	0.067	-0.691
Eu	-0.500	-0.775	0.821	-0.090	-0.553
Gd	0.114	-0.395	0.337	0.102	-0.688
Tb	0.247	-0.268	0.214	0.125	-0.656
Dy	0.318	-0.174	0.103	0.131	-0.630
Ho	0.337	-0.143	0.056	0.142	-0.617
Er	0.328	-0.159	0.094	0.154	-0.588
Tm	0.325	-0.144	0.105	0.251	-0.545
Yb	0.311	-0.129	0.093	0.256	-0.551
Lu	0.159	-0.274	0.215	0.250	-0.582

$r > 0 =$ -1.000 -0.800 -0.600 -0.400 -0.200 0.000 0.200 0.400 0.600 0.800 1.000

Figura 40. Matriz de correlación que muestra la interdependencia entre elementos LILE con elementos mayores y REE; donde r es el coeficiente correlación (Pearson, 1896).

3.2.2.2. Elementos HFSE

Elementos como el Th, U, Zr, Y y Nb representan anomalías positivas respecto a los valores de N-MORB (Sun y McDonough, 1989; Figura 38A; Figura 39). El Th tiene una mediana calculada entre 16 y 19 ppm para los cuatro domos (Tabla 8). U tiene valores que varían entre 5.6 y 6.1 ppm. El Zr presenta concentraciones que superan los 400 ppm en todas las muestras, teniendo en cuenta que las concentraciones más altas corresponden a las lavas del domo ET. El Y tiene un rango de variación entre 50 y 59 ppm mientras que para el Nb las concentraciones varían entre 35 y 41 ppm. En contraste, Ti presenta valores inferiores a los 7600 ppm lo que representa una anomalía negativa en relación con los valores de N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y los contenidos de Ta varían entre 3 y 4 ppm.

Estadísticamente se establecieron coeficientes de correlación positivos ($r = 0.200 - 0.400$; Pearce, 1896) entre el Th y elementos mayores como el Al₂O₃, Na₂O y P₂O₅ (Figura 41), por el contrario, los valores de r entre Th y REE son negativos a excepción del Yb, Tm y Lu cuyos valores de r son positivos cercanos a 0. El U presenta valores positivos menores a

0.300 en relación a SiO₂, MgO y HREE; la mayoría de coeficientes indican correlaciones negativas siendo los de menor valor aquellos para LREE (-0.300 a -0.800). El Zr manifiesta valores de *r* positivos para elementos mayores (*r*= 0.300 a 0.800), sin tener en cuenta el SiO₂ y MgO, donde la correlación es negativa o cercana a 0; los valores positivos también se registraron para LREE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu) donde *r* es superior a 0.500. Hf indica valores de *r* entre 0.100 y 0.500 respecto a los elementos mayores, omitiendo a MgO, CaO y Na₂O donde *r* tiende a ser negativo (Figura 41). Ta se correlaciona positivamente con SiO₂ y MgO (*r*= 0.100 – 0.300), sin embargo, *r* tiende a 0 en elementos como Al₂O₃, Tm y Yb, y negativo para los demás elementos. El Y tiene correlaciones positivas con MnO, MgO, CaO, K₂O y LREE donde *r* varía entre 0.200 y 0.700, no obstante revela una importante afinidad con HREE (Gd a Lu) ya que los coeficientes tienen valores superiores a 0.900. Para Nb, se observan valores de *r* negativos en casi todos los elementos mayores menos para SiO₂, Al₂O₃ y HREE.

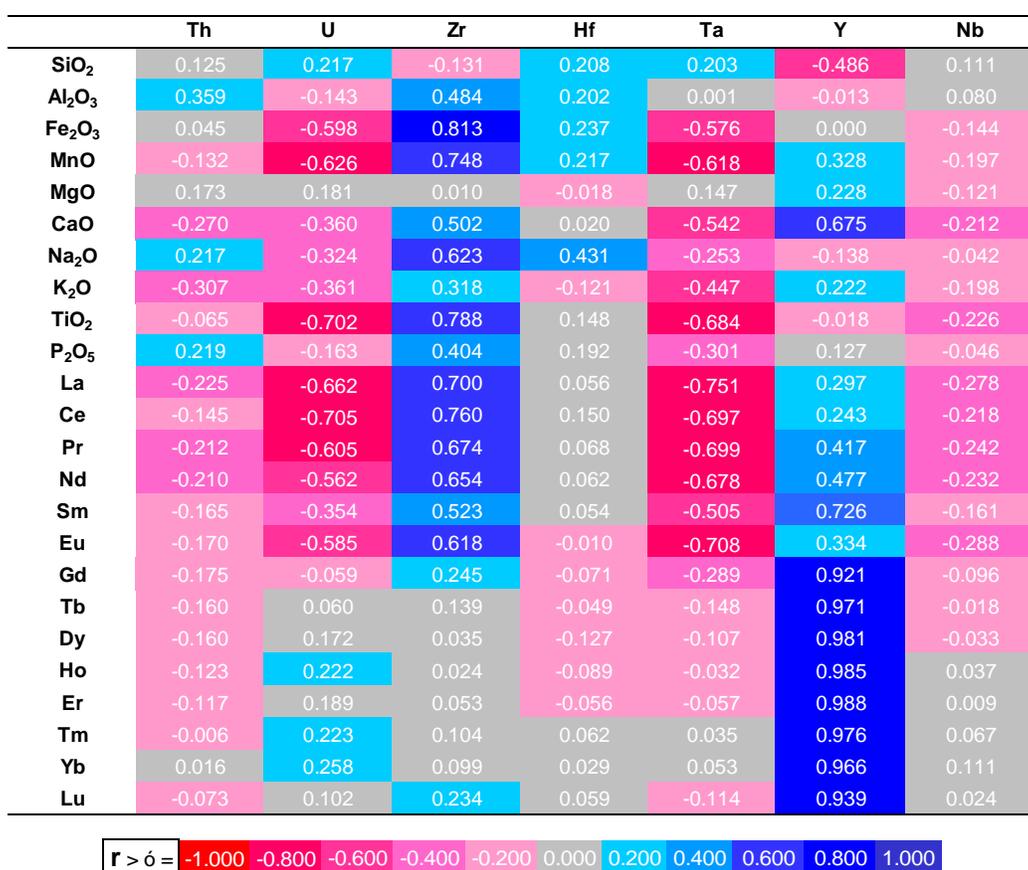


Figura 41. Matriz de correlación que muestra la interdependencia entre elementos HFSE con elementos mayores y REE; *r* es el coeficiente correlación (Pearson, 1896), si *r* < 0 las variables se correlacionan en sentido inverso, si *r* > 0 las variables se correlacionan en sentido directo, si *r* = 0 no hay correlación entre las variables.

3.2.2.3. Elementos de tierras raras (REE)

Se determinó que las REE presentan concentraciones superiores a las determinadas para condrita (Sun y McDonough, 1989; Figuras 38B y 39) excepto por el Eu el cual representa

valores cercanos a 0.058 ppm (concentración en condrita). Las muestras exhiben un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE: La, Ce, Pr, Nd, Pm y Sm) con respecto a las tierras raras más pesadas (HREE: Gd, Tb, Dy Ho, Er, Tm, Yb y Lu).

La mediana calculada a partir de la relación Eu/Eu^* para lavas del domo CA es de 0.036 ± 0.002 , para CB de 0.035 ± 0.003 , ET 0.047 ± 0.004 y para Ix de 0.032 ± 0.002 (Tabla 8). La relación La/Lu varía entre 56 y 57 para las lavas de los domos CA, CB e Ix mientras que para ET los valores pueden llegar a 87. La relación La_N/Yb_N , indica que para ET se tienen valores cercanos a 17.0 ± 0.3 , los cuales son superiores a los calculadas en CA, CB e Ix. Lo mismo ocurre para el cociente La_N/Sm_N , ya que ET tiene valores de 7 mientras que para los demás domos la relación es cercana a 5. En contraste, la relación Gd/Yb toma valores de 1.3 para todas las muestras.

Los coeficientes de correlación de Pearson indican relaciones positivas entre elementos mayores y REE, omitiendo el SiO_2 ya que presenta coeficientes negativos para todas las REE (Figura 42). Óxidos como Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , TiO_2 y P_2O_5 enseñan valores de r superiores a 0.200 respecto a los elementos La a Eu y correlaciones entre 0 y 0.200 para Tb a Yb. MnO presenta rangos de r entre 0.300 y 0.900 para todas las REE, sin embargo los mayores coeficientes (>0.600) corresponden a LREE. CaO exhibe correlaciones positivas superiores a 0.600 respecto a todo el rango de REE; de forma similar ocurre para K_2O , donde los valores de r varían entre 0.200 y 0.600.

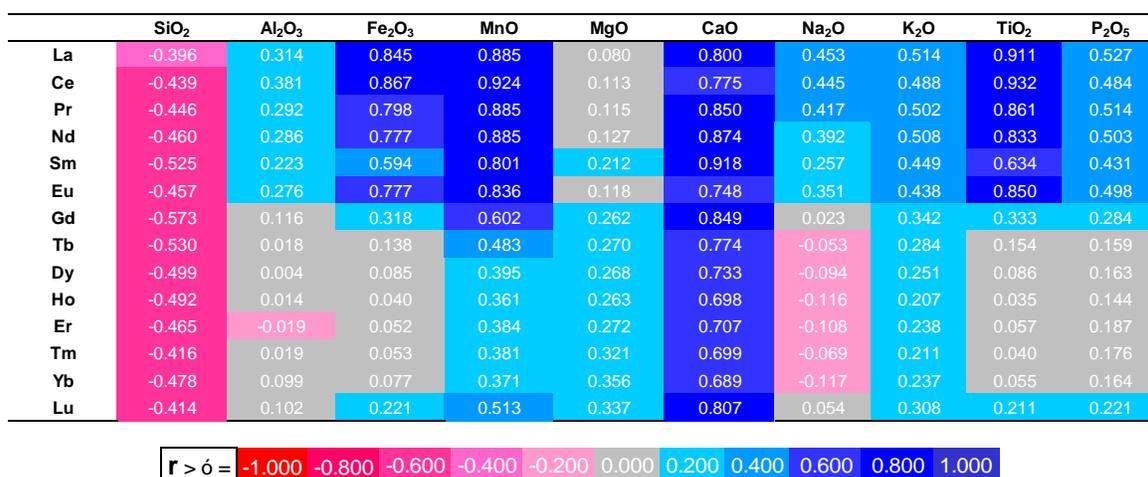


Figura 42. Matriz de correlación que muestra la interdependencia entre REE con elementos mayores, r es el coeficiente de correlación, si $r < 0$ las variables se correlacionan en sentido inverso, si $r > 0$ las variables se correlacionan en sentido directo, si $r = 0$ no hay correlación entre las variables.

3.2.3. Ambiente Tectónico

Para todas las lavas de los domos CA, CB, ET e Ix se determinó que los contenidos de Rb varían entre 120 y 150 ppm, que la concentración de Ta tiene valores entre 3 y 4 ppm mientras que para Yb varía entre 3 y 7 ppm. La suma de los contenidos de Yb + Ta varían en un rango de 7 a 11 ppm. Por tanto, estas rocas presentan rangos composicionales de Rb,

Ta y Yb similares a los granitos intraplaca (WPG) descritos Pearce *et al.* (1984; Figuras 43A y 43B).

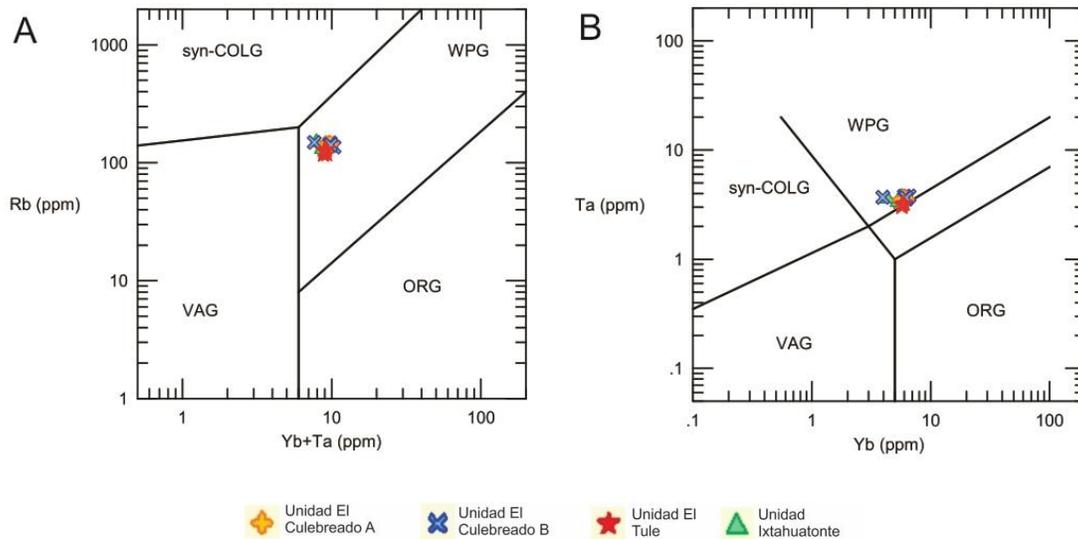


Figura 43. Diagramas para discriminación tectónica de granitos. A) Rb vs Yb+Ta; B) Ta vs Yb. Convenciones: Syn-COLG: Granitos sin-colisionales; WPG: Granitos Intra-placa; VAG: Granitos de Arco Volcánico; ORG: Granito de Ridge Oceánico. Tomado de Pearce *et al.* (1984).

3.2.4. Otras unidades sin y pos-caldera de la Caldera La Primavera

Para unidades como la Ignimbrita Tala (IT), los Domos Centrales (DC) y depósitos del volcán Planillas (VP) se tienen contenidos de SiO₂ de 73 – 74 wt%, respecto a los domos Tajo – Coli (TC) y volcán San Miguel (SM) la concentración de este óxido puede llegar a 77 wt% (Tabla 9). Los contenidos de Al₂O₃ rondan entre 11 y 12 wt% para las cinco unidades, mientras que la concentración de Fe₂O₃ varía entre 1.5 y 2.1 wt%. Los contenidos de MnO son inferiores a 0.050 wt% en todos los casos, principalmente para VP ya que presenta valores cercanos a 0.001 wt% (Tabla 9). CaO tiene concentraciones de 0.2 wt% para todas las unidades. Na₂O y K₂O en un rango entre 3.7 y 4.7 wt%. Los mayores contenidos de TiO₂ se asocian a DC con una mediana de 0.146 + 0.020 wt%, a comparación de IT y SM donde la concentración de TiO₂ ronda 0.090 wt%; para VP y TC las concentraciones se aproximan a 0.070 wt%. La concentración de P₂O₅ se encuentra bajo 0.2 wt% en relación con todas las unidades.

Elementos traza como el Cs presentan concentraciones que varían entre 2 y 5 ppm para todos los casos. El Rb manifiesta contenidos entre 120 y 200 ppm siendo los de menor valor aquellos registrados en la unidad DC (Tabla 10). El Ba tiene concentraciones de 6 a 7 ppm para IT, VP, TC y SM, mientras que para DC pueden llegar a 16 ppm. Th se presenta en un rango entre 10 y 25 ppm y U con concentraciones entre 5 y 9 ppm. Las concentraciones de Nb se aproximan a los 40 ppm y de Sr a los 2.0 ppm en todos los casos. El Pb presenta los mayores contenidos en IT cercanos a los 22 ppm mientras que para las demás unidades las

concentraciones son inferiores a 16 ppm. El Zr exhibe las mayores concentraciones en DC con una mediana de 518 ± 81 ppm. Por su parte, el Ta varía en un rango de 3 a 6 ppm y el Y entre 30 y 70 ppm.

Las relaciones Eu/Eu^* tiene valores inferiores a 0.050, donde las de mayor valor corresponden a DC (Tabla 10). IT, VP, TC y SM presentan valores de 8 - 10 para el cociente La_N/Yb_N mientras que para DC pueden llegar a ser de 20. Igualmente, para la relación La/Lu , los mayores valores hacen referencia a la unidad DC con una mediana de 90.9 ± 2.8 . Para la relación La_N/Sm_N , se tiene medianas entre 4 y 5 para IT, VP, TC y SM mientras que para DC la relación tiene valores cercanos a 7. Gd_N/Yb_N varía en un rango de 1.1 y 1.4 en todos los casos.

Tabla 9. Tabla que representa la mediana de cada elemento mayor para unidades sin y post-caldera. Las medianas se trabajaron en unidades de porcentaje (wt%).

	I. TALA	V. PLANILLAS	D. CENTRALES	D. TAJO-COLI	V. SAN MIGUEL
SiO ₂	73.40 ± 1.39	73.41 ± 1.61	74.79 ± 0.48	76.94 ± 1.41	76.94 ± 1.39
Al ₂ O ₃	11.75 ± 0.67	11.41 ± 0.36	11.19 ± 0.15	11.69 ± 0.27	11.86 ± 1.04
Fe ₂ O ₃	2.06 ± 0.18	1.58 ± 0.04	2.07 ± 0.23	1.85 ± 0.15	1.87 ± 0.28
MnO	0.040 ± 0.003	0.001 ± 0.019	0.047 ± 0.010	0.041 ± 0.035	0.040 ± 0.017
MgO	0.02 ± 0.02	0.02 ± 0.01	0.02 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.02
CaO	0.2 ± 0.1	0.22 ± 0.05	0.25 ± 0.03	0.21 ± 0.08	0.23 ± 0.13
Na ₂ O	3.72 ± 0.44	3.97 ± 0.30	4.09 ± 0.72	4.32 ± 0.12	4.26 ± 0.32
K ₂ O	4.62 ± 0.26	4.44 ± 0.19	4.66 ± 0.11	4.36 ± 0.06	4.52 ± 0.14
TiO ₂	0.092 ± 0.019	0.077 ± 0.003	0.146 ± 0.020	0.078 ± 0.009	0.093 ± 0.091
P ₂ O ₅	0.01 ± 0.00	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.01 ± 0.02	0.01 ± 0.03

Tabla 10. Tabla que representa la mediana y desviación estándar para algunos elementos traza y relaciones de REE, para otras unidades sin y post-caldera de la Caldera La Primavera. Las medianas se trabajaron en unidades de ppm.

	I. Tala (IT)	V. Planillas (VP)	D. Centrales (DC)	D. Tajo-Coli (TJ)	V. San Miguel (SM)
Cs	4.0 ± 1.7	3.2 ± 0.3	2.8 ± 0.4	2.9 ± 0.4	3.1 ± 0.4
Rb	173 ± 44	149 ± 5	131 ± 15	152 ± 6	151 ± 16
Ba	6.0 ± 6.3	7.0 ± 6.1	12.0 ± 5.1	6.0 ± 3.3	6.5 ± 2.0
Th	20.5 ± 4.1	15.9 ± 0.7	16.6 ± 0.5	15.6 ± 1.2	16.1 ± 1.9
U	7.1 ± 1.9	5.8 ± 0.2	5.2 ± 0.3	5.9 ± 0.5	6.1 ± 0.7
Nb	44.3 ± 14.7	37.5 ± 0.14	37.2 ± 3.8	41.4 ± 0.7	42.2 ± 3.9
Sr	1.0 ± 3.6	2.0 ± 1.7	1.0 ± 0.1	2.0 ± 0.9	2.0 ± 2.6
Pb	22.0 ± 3.7	15.0 ± 1.3	12.0 ± 1.0	11.0 ± 12.3	12.0 ± 9.6
Zr	474 ± 23	419 ± 72	518 ± 81	299 ± 12	290 ± 55
Ta	5.2 ± 1.7	4.0 ± 0.3	3.8 ± 0.1	3.7 ± 0.2	3.7 ± 0.5
Y	64.7 ± 21.2	53.0 ± 8.6	53.5 ± 2.7	37.5 ± 12.4	49.5 ± 15.4
Eu/Eu*	0.031 ± 0.008	0.033 ± 0.006	0.046 ± 0.002	0.027 ± 0.006	0.028 ± 0.05
La _N /Yb _N	8.9 ± 3.4	8.5 ± 1.2	16.8 ± 3.3	9.4 ± 0.9	9.6 ± 1.3
La _N /Sm _N	4.5 ± 1.1	4.7 ± 0.2	7.2 ± 1.0	4.9 ± 0.4	5.1 ± 0.3
Gd _N /Yb _N	1.3 ± 0.1	1.2 ± 0.1	1.3 ± 0.1	1.1 ± 0.1	1.1 ± 0.1
La/Lu	46.2 ± 15.9	45.4 ± 2.0	90.9 ± 2.8	53.6 ± 5.1	55.0 ± 8.3

3.2.5. Otros casos de estudio

Debido a la complejidad tectónica del área sobre la cual se desarrolló la Caldera La Primavera, es de esperarse que se preste a controversia el origen de los magmas que dieron paso a su formación. Por esta razón, se realizó una recolección bibliográfica de análisis geoquímicos de riolitas formadas en ambientes tectónicos tipo *rift* y en zonas de subducción, que pudieran ser comparables a las riolitas estudiadas en los domos CA, CB, ET e IX. Los casos de estudio de riolitas de ambientes de *rift* seleccionados son: la localidad de Glass House Mountains, Australia (Shao *et al.*, 2015), el *rift* de Rio Grande, EE.UU (Jacobs *et al.*, 2016; Parker *et al.*, 2017) y el *rift* de Etiopía (Hutchison *et al.*, 2018). Por otra parte, los ambientes de subducción seleccionados son: el volcán Cotopaxi, Cordillera de los Andes, Ecuador (Garrison *et al.*, 2011), Andes del norte y centro de Chile (González *et al.*, 2017), la zona de subducción entre la placa Euroasiática y Afro-Arabiga en Turquía (Dogan-Kulahci *et al.*, 2017), riolitas de la Isla Ponza en la zona de subducción de Italia (Angelo, 2013) y riolitas formadas por la subducción de la placa paleo-Pacífica bajo el cráter de China (Wang *et al.*, 2017).

Las muestras seleccionadas de la bibliografía tanto para ambientes tipo *rift* como para subducción exhiben concentraciones de SiO₂ superiores al 70%. Las muestras de subducción presentan un rango de álcalis (Na₂O + K₂O) entre 6 y 9 wt% mientras que para ambientes de rift tienen una concentración de álcalis que varía entre 7 y 13%. Todas las muestras son clasificadas como riolitas (Figura 44), la mayoría de la serie subalcalina, sin embargo, sólo algunas muestras de las zonas de rift de Rio Grande y Etiopía pueden llegar a clasificarse en la serie alcalina.

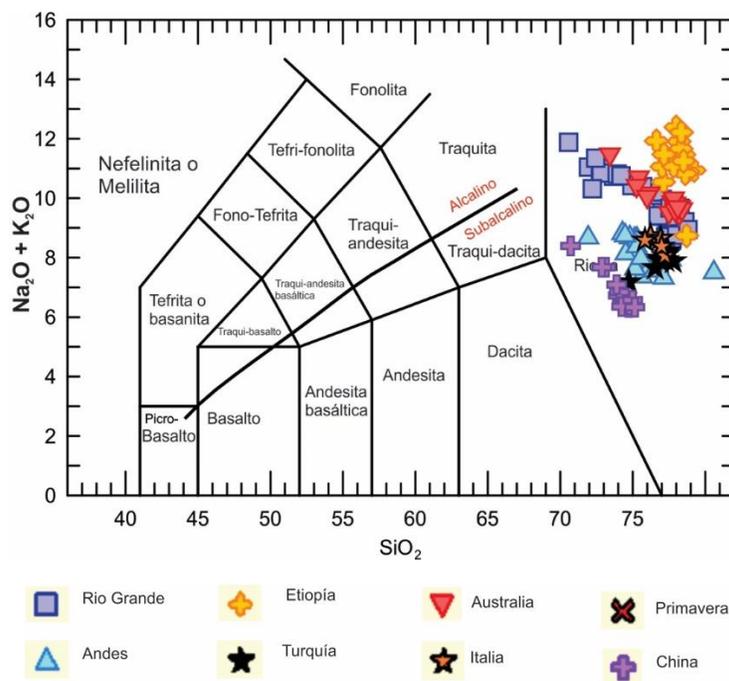


Figura 44. Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), para la clasificación de rocas de los ambientes de *rift* y subducción, seleccionados. La línea de discriminación entre series alcalina y subalcalina es tomada de Irvine y Baragar (1971). La figura muestra menor contenido de álcalis (Na₂O + K₂O) para riolitas de ambientes de subducción.

Tabla 11. Tabla que representa la mediana de algunos elementos traza y relaciones de REE para datos geoquímicos de riolitas formadas en zonas de *rift* (casillas de color rojo) y ambientes de subducción (casillas de color azul) seleccionados así como las medianas calculadas para los domos de la Caldera La Primavera (Culebredo, Tule e Ixtahuatonte; casilla amarilla).

	Rio Grande	Rift Australia	Rift Etiopía	D. Primavera	Andes	Sub. Turquía	Sub. Italia	Sub. China
Rb	199 ± 80	150 ± 75	119 ± 17	140 ± 10	112 ± 52	176 ± 10	269 ± 84	107 ± 14
Ba	46.4 ± 80.5	4.6 ± 9.7	338 ± 99	9.0 ± 5.0	1014 ± 575	798 ± 34	447 ± 144	1162 ± 59
Th	23.9 ± 8.7	35.4 ± 7.7	21.9 ± 3.6	17.6 ± 0.7	10.4 ± 6.3	26.2 ± 2.2	25.1 ± 3.9	5.0 ± 0.6
U	8.4 ± 2.1	7.8 ± 3.4	5.6 ± 1.0	6.0 ± 0.4	3.4 ± 3.1	7.4 ± 0.4	7.0 ± 1.2	0.8 ± 0.2
Nb	58.0 ± 35.8	267 ± 82	173 ± 33	39.0 ± 3.6	8.4 ± 2.8	12.7 ± 0.7	14.8 ± 4.8	11.3 ± 1.5
Sr	15.5 ± 24.4	2.1 ± 1.0	5.2 ± 3.2	2.0 ± 0.9	195 ± 56	82.7 ± 42.6	139 ± 33	768 ± 90
Pb	33.0 ± 7.9	39.7 ± 15.6	21.1 ± 3.6	13.0 ± 4.4	14.8 ± 6.9	0.6 ± 0.5	19.0 ± 6.8	11.5 ± 1.2
Zr	199 ± 421	1343 ± 482	1099 ± 206	488 ± 50	177 ± 79	76 ± 34	162 ± 64	198 ± 17
Ta	6.8 ± 1.7	14.4 ± 4.9	11.2 ± 2.0	3.6 ± 0.2	0.8 ± 0.5	1.3 ± 0.1	1.5 ± 0.1	0.7 ± 0.4
Y	74.9 ± 40.7	119 ± 62	120.4 ± 25.5	55.9 ± 8.3	13.5 ± 11.6	14.5 ± 1.5	26.8 ± 1.7	7.5 ± 0.2
Eu/Eu*	0.087 ± 0.019	0.127 ± 0.067	1.251 ± 0.066	0.036 ± 0.001	0.450 ± 0.143	0.305 ± 0.067	0.400 ± 0.279	0.676 ± 0.010
La_N/Yb_N	9.61 ± 5.5	5.9 ± 7.5	12.9 ± 12.3	11.0 ± 10.2	30.2 ± 11.4	25.7 ± 2.3	21.9 ± 2.9	72.1 ± 2.0
La_N/Sm_N	5.1 ± 3.6	4.3 ± 1.8	5.6 ± 5.3	5.6 ± 5.3	8.6 ± 2.3	16.1 ± 1.7	9.9 ± 1.1	11.9 ± 0.2
La/Lu	52.0 ± 18.3	37.1 ± 45.1	75.6 ± 3.6	58.9 ± 14.6	121.0 ± 26.1	124 ± 10	121 ± 26	389 ± 15

Las concentraciones de elementos como el Rb, Th y U no tienen mayor variación entre riolitas de *rift* y de subducción (Tabla 11). La mediana de los contenidos de Rb en los dos ambientes varía entre 100 y 200 ppm, exceptuando el caso de estudio de China donde se tienen concentraciones cercanas a 260 ppm. Para el Th los valores varían en un rango entre 5 y 45 ppm y el U manifiesta valores inferiores a los 10 ppm en todos los casos. También se identificaron bajas concentraciones de elementos como el Ba y Sr, esta vez en riolitas de *rift*, ya que las medianas calculadas son inferiores a los 350 ppm y 20 ppm, respectivamente (Tabla 11). En contraste, el Ba se presenta entre 400 y 1200 ppm y el Sr entre los 130 y 800 ppm para riolitas de subducción. Elementos como el Nb, Zr y Ta son más abundantes en zonas de rift; estos elementos presentan medianas superiores a los 39 ppm, 199 ppm y 6 ppm, respectivamente. Por el contrario, los contenidos son inferiores a 15 ppm en relación con el Nb, 180 ppm respecto a Zr y 2 ppm para el Ta en zonas de subducción. Con base en estos valores, se establecieron anomalías negativas de Ba y Sr respecto a valores de N-MORB (Sun y McDonough, 1989; Figuras 45A, 45B, 45C y 45D), asociadas a las bajas concentraciones de estos elementos en riolitas de rift, mientras que para elementos como Nb y Zr se observa anomalías positivas lo cual contrasta con los diagramas para las riolitas de zonas de subducción (Figuras 45E, 45F, 45G y 45H).

Por otra parte, la relación Eu/Eu* es inferior a 0.200 para las zonas de *rift*, a excepción del *rift* de Etiopía, por lo que el Eu forma pronunciadas anomalías negativas respecto a los valores de condrita (Sun y McDonough, 1989; Figura 46B), mientras que para las zonas de subducción la relación es superior a 0.300 (Figura 46C). Las relaciones La_N/Yb_N, La_N/Sm_N y La/Lu, indican enriquecimiento de tierras raras ligeras sobre las más pesadas tanto para rift como para subducción (Figuras 46B y 46C), sin embargo, se tienen medianas significativamente mayores para las riolitas de las zonas de subducción (Tabla 11).

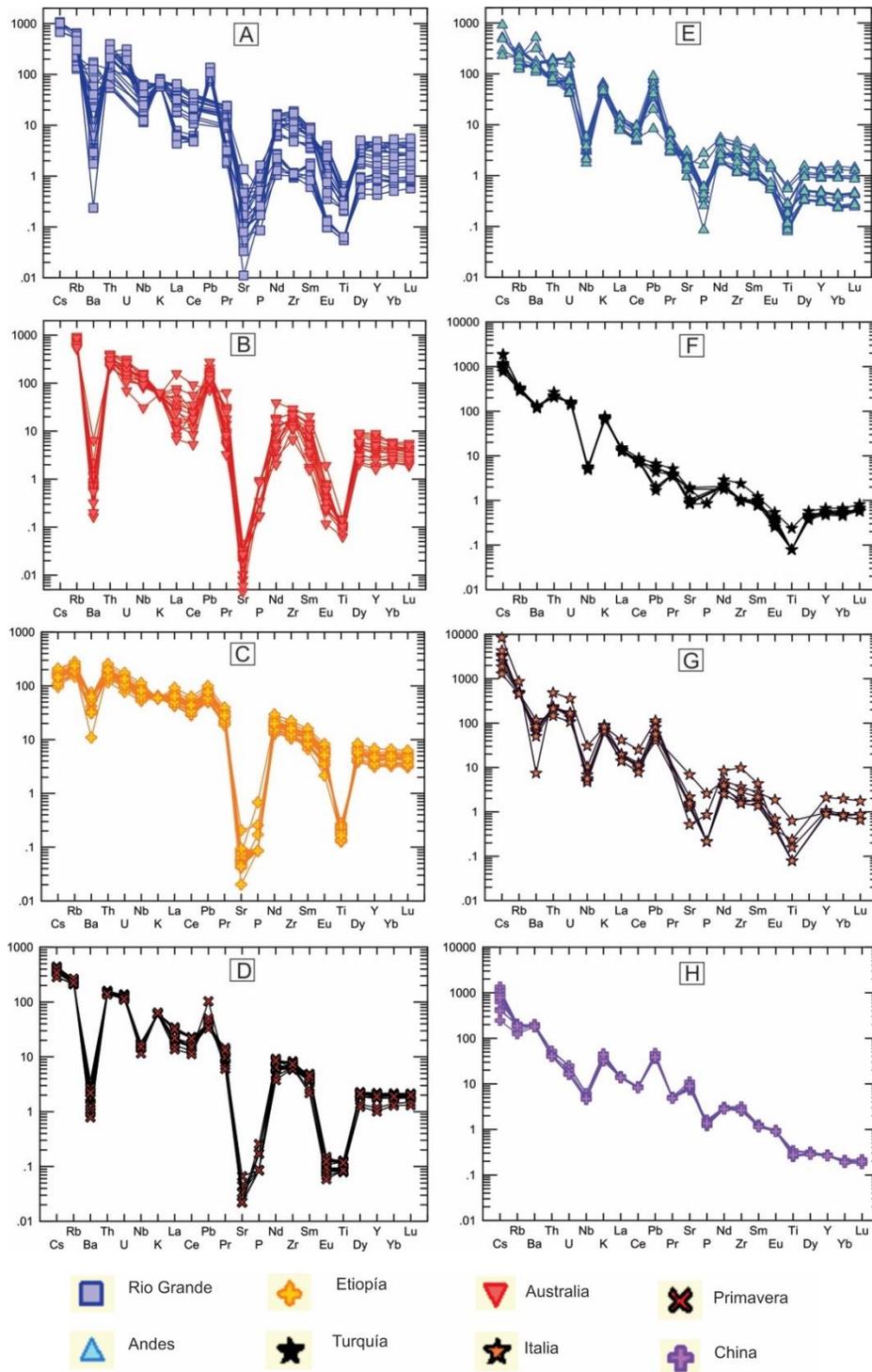


Figura 45. Diagramas spider multielemental realizados con base en la información geoquímica de las riolitas de los ambientes de rift y de subducción seleccionados A) Rift de Rio Grande, B) rift de Australia, C) rift de Etiopía; D) domos de La Primavera, E) Andes, F) Turquía, G) Italia y H) China. Nótese que para las riolitas de los ambientes de rift existen marcadas anomalías negativas de elementos como el Ba, Sr, P, Ti y Eu; para las riolitas de ambientes de subducción no se observan anomalías negativas de Ba o Sr, a excepción de la zona de subducción de Italia donde se aprecia un ligero empobrecimiento, la anomalía de Eu es menos pronunciada, y se observa una anomalía de Nb con valores cercanos a 1. Los datos de los diagramas spider multielementales fueron normalizados a N-MORB de acuerdo a Sun y McDonough (1989).

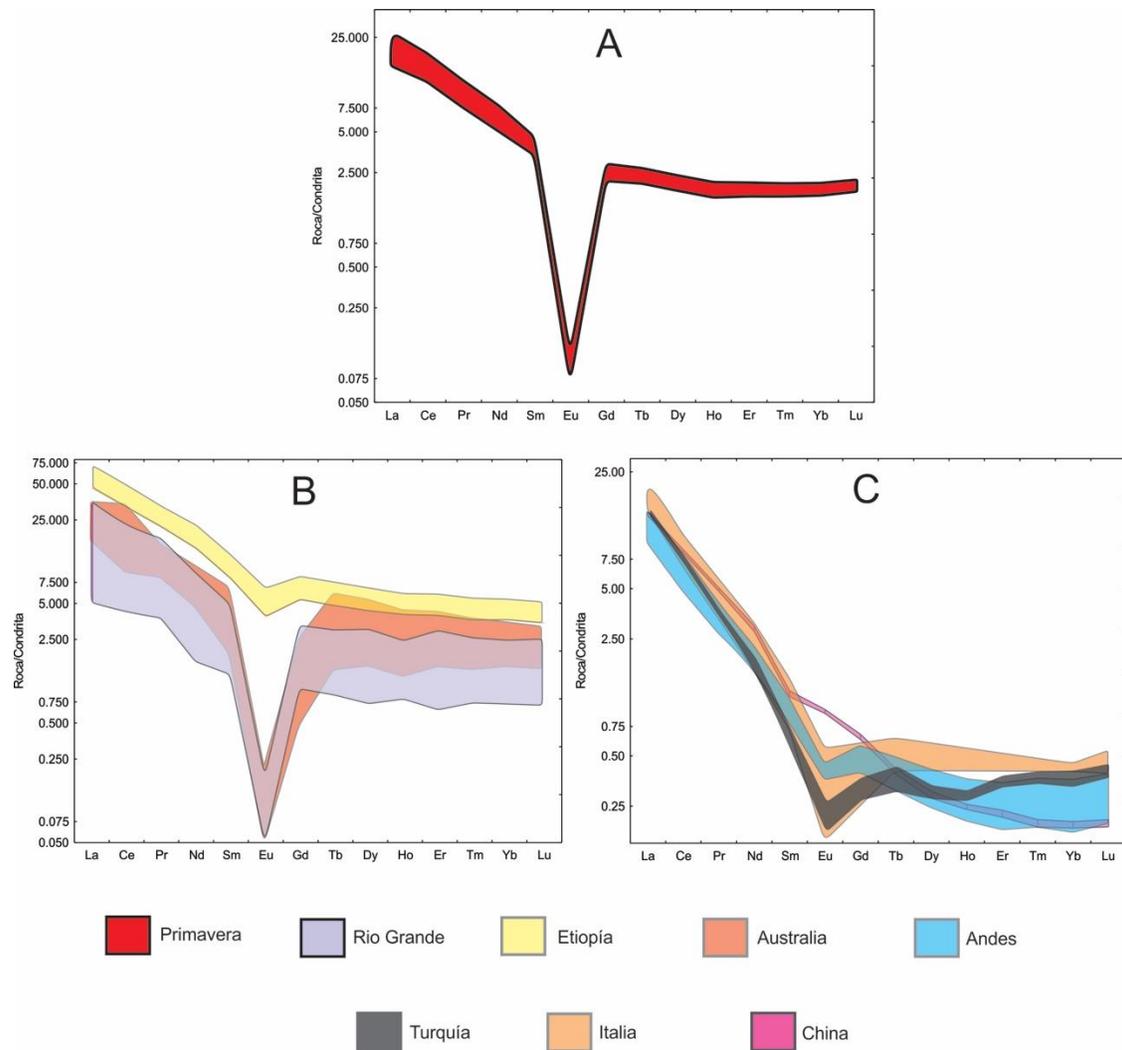


Figura 46. Diagramas spider de REE con base en la información geoquímica de las riolitas de los ambientes de rift y subducción seleccionados. Cada diagrama representa el rango de variación de los valores de concentración para cada elemento. A) Diagrama de REE para las muestras de los domos Culebredo, Tule e Ixtahuatonte; B) diagrama de REE realizado a partir de los datos de REE de los ambientes de rift seleccionados: Rio Grande, Etiopía y Australia, nótese un enriquecimiento de REE ligeras con respecto a las REE más pesadas, asimismo se denota una importante anomalía negativa de Eu; C) diagrama de REE para las muestras de riolita de los ambientes de subducción seleccionados: Andes, Turquía, Italia y China, nótese un marcado enriquecimiento de REE ligeras y anomalías de Eu menos pronunciadas que incluso puede estar ausente; este es el caso para las riolitas de la zona de subducción en China. Los datos de cada diagrama fueron normalizados a condrita de acuerdo a Sun y McDonough (1989).

3.3. Química mineral

Introducción

El análisis de Microsonda Electrónica (EPMA), es una técnica para el análisis químico puntual en muestras sólidas (Reed, 2005). El análisis consiste en la incidencia de un haz de electrones y en la recolección de rayos X (Reed, 2005). Estos rayos son emitidos por los átomos de los elementos químicos que constituyen la muestra. El espectro de rayos X emitido por la muestra consta de líneas espectrales características de cada elemento, favoreciendo la determinación cuantitativa de estos con base en la longitud de onda

registrada para cada línea del espectro (Reed, 2005). Por consiguiente, es de esperarse que la técnica EPMA sea de gran utilidad en la geología, especialmente en el área de la petrología.

Según Reed (2005), dentro de las áreas de uso más comunes de EPMA se encuentran: la petrología descriptiva, ya que la técnica permite la descripción y clasificación petrológica de rocas; la identificación de minerales, a partir de la información composicional obtenida mediante la técnica EPMA; petrología experimental, en el análisis de experimentos petrológicos que permitan determinar la partición y relación de elementos entre las diferentes fases minerales; geotermometría, ya que la técnica permite determinar temperaturas y presiones de formación derivadas de la composición de algunas fases minerales; edad, la datación de minerales mediante la relación Th-U-Pb con mayor resolución espacial, en comparación a los métodos isotópicos; y zonaciones, ya que mediante la alta resolución espacial de la técnica, es posible estudiar a detalle los cambios composicionales en minerales zonados.

Por otra parte, el microscopio electrónico de barrido (SEM) es una técnica que busca obtener imágenes de muestras sólidas en vez de un análisis composicional (Reed, 2005). Las imágenes de alta resolución se obtienen a partir de un barrido del haz de electrones que permite desplegar una imagen en un monitor o una pantalla de televisión, utilizando un detector de electrones (Reed, 2005). En muchas ocasiones este tipo de microscopios tienen acoplado un espectrómetro de rayos X, que permite desarrollar análisis puntuales como en EPMA (Reed, 2005). El SEM también tiene un amplio uso en la geología (Reed, 2005): en la paleontología, el SEM se utiliza en el estudio de la morfología de fósiles y especialmente de microfósiles; en la sedimentología, en la obtención de imágenes de granos de sedimentos individuales y en la determinación de características como la porosidad; mineralogía, en el análisis de la morfología de los cristales; y en petrología debido a la utilidad del SEM para producir imágenes que muestren diferencias en el número atómico principal en muestras de rocas ígneas.

En este trabajo, la técnica EPMA se utiliza en el análisis de química mineral sobre cristales de olivinos, clinopiroxenos y sanidos, en muestras seleccionadas de los domos CA, CB y ET, así como de los diques de obsidiana que cortan cada unidad. Los resultados obtenidos son expuestos en las Tablas 12, 14 y 16.

Resultados

Se tomaron microfotografías de fayalitas, clinopiroxenos y sanidinos analizados para muestras del domo CA (Figura 47). Nótese cómo las fayalitas se aprecian con formas anhedrales, con desarrollo de fracturas y ausencia de coronas de reacción (Figuras 47A y 47B); los clinopiroxenos presentan formas alargadas subhedrales con bordes mejor desarrollados, tampoco presenta coronas de reacción (Figura 47C y 47D); los minerales de color blanco dispuestos sobre las fayalitas y clinopiroxenos corresponden a minerales opacos. Los sanidinos se muestran como cristales alargados, subhedrales e intensamente fracturados; en ocasiones es posible reconocer las maclas tipo *Carlsbad* (Figuras 47E y 47F).

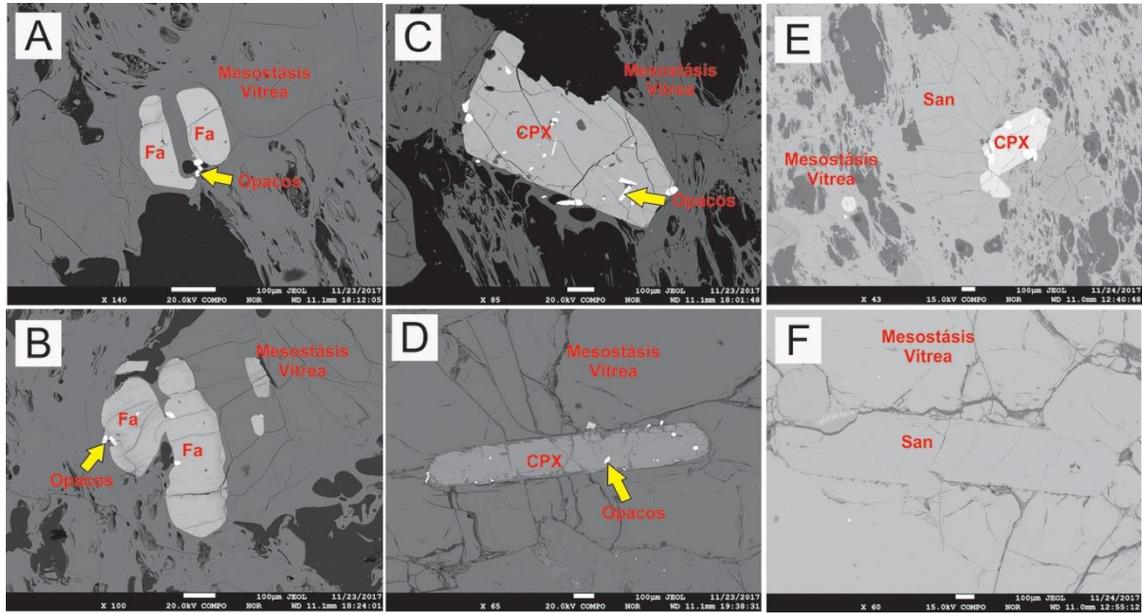


Figura 47. Fotomicrografías tomadas a partir de una señal de electrones retrodispersados de algunos cristales de fayalita, clinopiroxeno y sanidino, analizados en microsonda electrónica (EPMA) para muestras de del domo CA. A y B) Fayalitas con formas anhedrales en equilibrio con la mesostásis; C) y D) CPX identificados como hedenbergitas, no se observan texturas de disequilibrio, el cpx registrado en D es de un dique de obsidiana; E) sanidino subhedral provisto de macla tipo Carlsbad con desarrollo de fracturas; F) sanidino maclado registrado en un dique de obsidiana.

Para las lavas del domo CB también se distinguieron estos tres tipos de minerales (Figura 48). Las fayalitas presentan formas anhedrales, desarrollo de fracturas, ausencia de coronas de reacción y provistos de minerales opacos sobre su superficie (Figuras 48A y 48B). Para las lavas de CB se identificaron cristales de clinopiroxeno euhedrales con bordes bien desarrollados e igualmente provistos de minerales opacos en su superficie (Figuras 48C y 48D), por último, los sanidinos se muestran como cristales alargados subhedrales y desarrollo de fracturas (Figuras 48E y 48F).

Los cristales analizados en muestras del domo ET se observan en las fotomicrografías de la Figura 49. No presentan diferencias importantes con los cristales de los demás domos; fayalitas con formas anhedrales y fracturados provistos de minerales opacos y ausencia de coronas de reacción (Figuras 49A y 49B), clinopiroxenos con formas subhedrales a euhedrales, pueden estar maclados, con inclusiones de vidrio y desarrollo de minerales opacos (Figuras 49C y 49D), mientras que los sanidinos se manifiestan en cristales con formas subhedrales y maclas tipo Carlsbad (Figuras 49E y 49F).

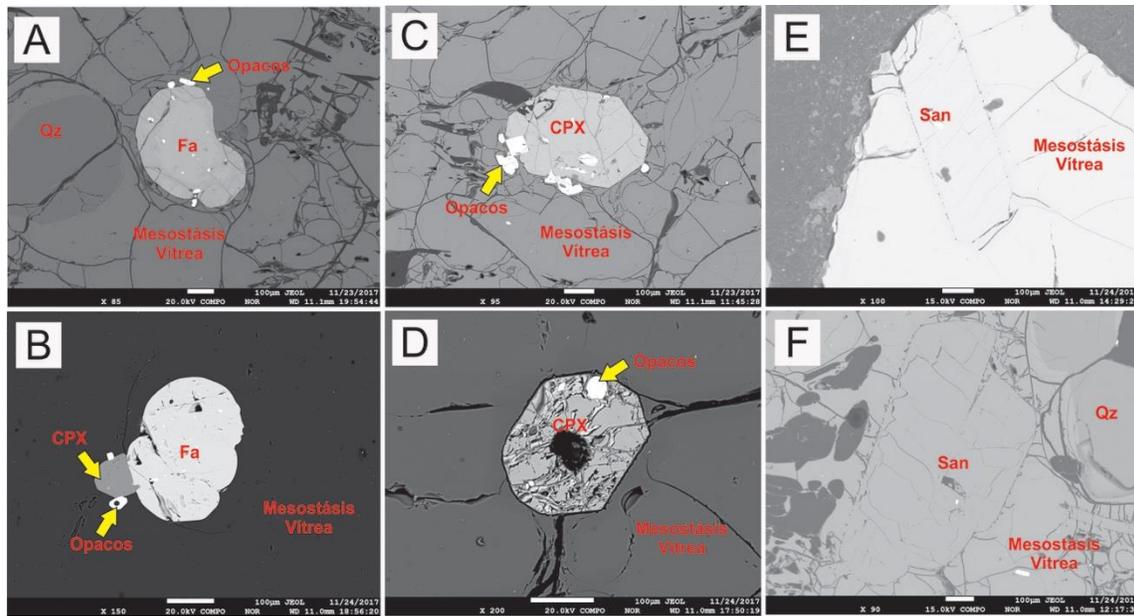


Figura 48. Fotomicrografías tomadas a partir de una señal de electrones retrodispersados de algunos cristales de fayalita, clinopiroxeno y sanidino, analizados en microsonda electrónica (EPMA) para muestras del domo CB. A) Fayalita con forma anhedral, desarrollo de algunas fracturas, ausencia de coronas de reacción y formación de minerales opacos, hacia la parte izquierda se observa un cristal de cuarzo; B) fayalita con forma anhedral, nótese la ausencia de coronas de reacción y se presenta en paragénesis con un cristal de cpx (fayalita tomada de un dique de obsidiana); C) cpx de forma euhedral con bordes bien definidos, cristal fracturado con desarrollo de minerales opacos; D) cpx euhedral con bordes bien desarrollados, cristal formado en un dique de obsidiana; E) sanidino con bordes bien desarrollados, presencia de algunas fracturas, cristal identificado en un dique de obsidiana; F) sanidino de forma subhedral, maclado y con desarrollo de fracturas, hacia la esquina superior derecha se observa un cristal de cuarzo, nótese un tono de gris más oscuro.

3.3.1. Fayalita

Se determinaron las composiciones tanto del centro como del borde de los cristales de fayalita (Tabla 12). Los contenidos de SiO_2 , FeO , MnO , MgO y NiO , fueron calculados en cada caso. Se tiene que las fayalitas presentan un contenido de SiO_2 que varía en cada caso entre 28 y 31%, los mayores porcentajes corresponden al FeO con concentraciones superiores a 55% en todos los cristales analizados, por el contrario los contenidos de MnO son inferiores a 3.3%, el contenido de MgO no supera el 0.5% y los contenidos de NiO se reportan con valores inferiores a 0.1% (Tabla 13). La mayoría de los cristales exhiben un leve enriquecimiento de SiO_2 desde el centro hacia el borde, mientras que los óxidos FeO y MnO tienden a disminuir en concentración. Cabe resaltar que se registraron las mayores concentraciones de MnO y MgO en las fayalitas del domo ET.

Las fórmulas estructurales con base en 3 cationes y 6 oxígenos fueron calculadas para las fayalitas, difiriendo entre los cationes Fe^{2+} y Fe^{3+} . Se recalculó el porcentaje de Tefroíta (Te) con base en el contenido de Mn, Forsterita (Fo) para el contenido de Mg y Fayalita (Fa) para el contenido de Fe. El componente Fa es el más importante, siendo éste superior al 94% en todos los cristales, el componente Te varía entre el 4 y 5% mientras que el componente Fo es el más bajo con porcentajes inferiores al 1% (Tabla 12; Figura 50).

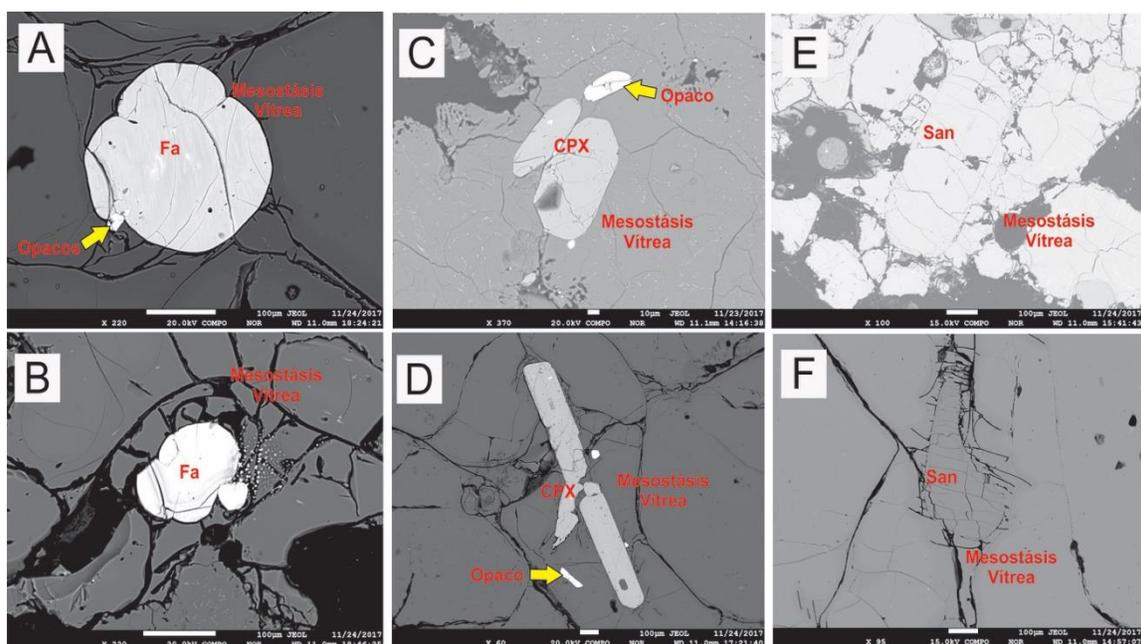


Figura 49. Fotomicrografías tomadas a partir de una señal de electrones retrodispersados de algunos cristales de fayalita, clinopiroxeno y sanidino, analizados en microsonda electrónica (EPMA) para muestras de la unidad ET. A) Fayalita anhedral con desarrollo de minerales opacos y ausencia de coronas de reacción, identificado en un dique de obsidiana; B) fayalita anhedral con desarrollo de fracturas, ausencia de coronas de reacción; C) cpx de forma euhedral con bordes bien desarrollados, no se observan coronas de reacción; D) cpx subhedral, alargado desarrollado en un dique de obsidiana; E) sanidino subhedral, fracturado y con desarrollo de macla tipo Carlsbad; F) sanidino identificado en muestra de dique de obsidiana.

4.3.2. Clinopiroxenos

Al igual que las fayalitas, el centro y borde de los cristales de clinopiroxeno fueron analizados (Tabla 14). En este caso, se tuvo en cuenta óxidos como el SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y NiO . Las composiciones del centro y del borde presentan mínimas variaciones resaltando la homogeneidad composicional y el equilibrio con la mesostásis. Se tienen concentraciones de SiO_2 que varían entre el 42 y 49%, le sigue en proporción el FeO cuyo contenido varía entre el 27 y 31%, el tercer óxido más abundante es el CaO con porcentajes entre 17 y 20%; el MnO presenta contenidos entre 1.1 y 1.6% y para los óxidos restantes el contenido es inferior al 1% (Tabla 15). Aunque las composiciones son similares para los domos, se encontraron leves enriquecimientos en MgO , MnO y TiO_2 en los clinopiroxenos de ET.

Las fórmulas estructurales para los clinopiroxenos fueron calculadas con base en 4 cationes y 6 oxígenos (Tabla 14); también se tuvieron en cuenta los cationes de Fe^{2+} y Fe^{3+} . Por lo tanto, se recalcularon los porcentajes de los componentes Wollastonita (Wo : CaSiO_3) con base en el contenido de Ca , Enstatita (En : MgSiO_3) asociado al contenido de Mg y Ferrosilita (Fs) con base en el contenido de Fe en los piroxenos. En todos los casos, los componentes Wo y Fs son los de mayor importancia; el componente cálcico (Wo) presenta porcentajes entre el 40 y 46% y el componente ferroso (Fs : FeSiO_3) con porcentajes entre el 53 y 59%;

mientras que el componente magnésico (En) no supera el 2.5%. Con base en estos datos, estos minerales son clasificados en su mayoría como augitas y algunas hedenbergitas, todos con concentraciones de FeO superiores a 29% (Figura 51).

4.3.3. Sanidinos

Los cristales de sanidino también fueron analizados tanto en el centro como el borde (Tabla 16). Los óxidos analizados son: SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O y K₂O. En este caso las composiciones desde el centro al borde de los cristales presentan leves incrementos en la concentración de SiO₂ y K₂O, no obstante, son mínimas resaltando la homogeneidad composicional. Se determinó, que los óxidos más abundantes son SiO₂ y Al₂O₃, con porcentajes que varían entre 60 - 67%, y 17 - 20%, respectivamente. En menor proporción se tiene óxidos como el Na₂O y K₂O cuyos porcentajes varían entre 5 y 9%. El CaO es el óxido de menor concentración en los sanidinos, puesto que no supera el 0.2% (Tabla 17). Las mayores concentraciones de CaO y Na₂O se registraron para los sanidinos de ET, así como los menores contenidos de K₂O.

Las fórmulas estructurales se calcularon con base en 5 cationes y 8 oxígenos, para luego determinar los porcentajes de los componentes potásico (Ortoclasa: Or, KAlSi₃O₈), sódico (Albita: Ab, NaAlSi₃O₈) y cálcico (Anortita: An, CaAl₂Si₂O₆). El componente sódico (Ab) es el más abundante con porcentajes entre el 52 y 58%, le sigue el componente potásico (Or) con porcentajes que varían entre 41 y 49%, finalmente, el componente cálcico es el de menor concentración con porcentajes inferiores a 1%. De esta forma, los feldespatos de la son clasificados como sanidinos (Figura 52).

4.3.4. Ilmenita y magnetita

Algunos minerales opacos fueron analizados, estos se clasificaron como ilmenitas y magnetitas. Las composiciones obtenidas son registradas en la Tabla 18. Para las ilmenitas se obtuvo porcentajes de TiO₂ cercanos al 50%, de FeO a 47% y de MnO a 1.5%. Utilizando el programa ILMAT (Lepage, 2003), se calcularon los parámetros de temperatura y fugacidad de oxígeno obteniendo valores de 720°C y -19.95 fO₂ para el domo ET, y valores de 695°C y -20.89 para CB.

Tabla 12. Análisis de microsonda electrónica (EPMA) para fayalitas.

Unidad Muestra	Culebreado A PR - 17 - 34A		Culebreado A PR - 17 - 34A		Culebreado A PR - 17 - 34A		Culebreado A PR - 17 - 29			Culebreado B PR - 17 - 05A		Culebreado B PR - 17 - 05A		Culebreado B PR - 17 - 05A	
	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde
SiO ₂	28.584	28.683	28.556	29.766	28.306	28.549	28.494	30.307	30.280	28.001	28.173	28.291	28.313	28.231	28.033
FeO	66.300	65.719	66.547	59.411	66.418	67.148	66.089	61.500	61.163	65.581	65.678	65.616	66.219	66.402	66.599
MnO	3.053	3.264	3.181	2.864	2.997	3.093	3.157	2.940	2.925	3.183	2.975	3.204	3.067	3.129	3.114
MgO	0.191	0.239	0.208	0.156	0.192	0.178	0.211	0.161	0.178	0.175	0.181	0.195	0.213	0.229	0.18
NiO	-0.022	-0.012	-0.012	-0.024	0.023	0.061	-0.030	0.001	-0.013	-0.010	0.000	-0.013	0.038	0.004	0.013
Total	98.106	97.893	98.480	92.173	97.936	99.029	97.921	94.909	94.533	96.930	97.007	97.293	97.85	97.995	97.939
Fórmula calculada con base en 3 cationes y 4 oxígenos															
Si	0.987	0.992	0.987	1.088	0.987	0.978	0.985	1.076	1.079	0.979	0.984	0.985	0.981	0.976	0.971
Fe ³⁺	0.026	0.016	0.035	0.000	0.035	0.044	0.029	0.000	0.000	0.042	0.000	0.030	0.039	0.048	0.059
Fe ²⁺	1.888	1.884	1.879	1.815	1.879	1.879	1.882	1.827	1.823	1.876	1.823	1.880	1.880	1.873	1.870
Mn	0.089	0.096	0.093	0.089	0.093	0.090	0.092	0.088	0.088	0.094	0.088	0.094	0.090	0.092	0.091
Mg	0.010	0.012	0.011	0.008	0.011	0.009	0.011	0.009	0.009	0.009	0.009	0.010	0.011	0.012	0.009
Te (%)	4.434	4.760	4.593	4.634	4.349	4.437	4.590	4.598	4.597	4.664	4.366	4.689	4.456	4.529	4.501
Fo (%)	0.488	0.613	0.529	0.444	0.490	0.449	0.540	0.443	0.492	0.451	0.468	0.502	0.545	0.583	0.458
Fa (%)	95.077	94.627	94.878	94.921	95.161	95.113	94.870	94.959	94.911	94.884	95.167	94.809	94.999	94.888	95.041

Unidad Muestra	Culebreado B PR - 17 - 41		El Tule PR - 17 - 01A		El Tule PR - 17 - 01A		El Tule PR - 17 - 01A		El Tule PR - 17 - 03.						
	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro
SiO ₂	28.552	28.653	28.464	30.756	30.202	30.190	30.712	30.812	30.681	31.561	28.685	28.886	28.419	28.316	28.137
FeO	67.338	66.565	66.617	59.521	61.548	61.604	60.182	59.383	57.516	56.416	65.279	63.740	65.250	65.826	64.874
MnO	3.076	3.102	3.158	2.873	2.907	2.913	2.814	2.780	2.793	2.705	3.194	3.019	3.220	3.244	3.294
MgO	0.191	0.153	0.184	0.157	0.172	0.187	0.171	0.160	0.306	0.352	0.333	0.366	0.366	0.290	0.348
NiO	0.018	-0.007	0.023	0.005	-0.014	-0.016	-0.004	0.007	-0.006	-0.017	-0.019	0.005	-0.002	0.050	-0.011
Total	99.175	98.466	98.446	93.312	94.815	94.878	93.875	93.142	91.290	91.017	97.472	96.016	97.253	97.726	96.642
Fórmula calculada con base en 3 cationes y 4 oxígenos															
Si	0.976	0.986	0.980	1.109	1.074	1.072	1.101	1.113	1.128	1.161	0.995	1.016	0.988	0.982	0.985
Fe ³⁺	0.048	0.028	0.040	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.023	0.037	0.030
Fe ²⁺	1.877	1.888	1.879	1.795	1.830	1.830	1.804	1.794	1.768	1.735	1.884	1.875	1.875	1.871	1.869
Mn	0.089	0.090	0.092	0.088	0.088	0.088	0.085	0.085	0.087	0.084	0.094	0.090	0.095	0.095	0.098
Mg	0.010	0.008	0.009	0.008	0.009	0.010	0.009	0.009	0.017	0.019	0.017	0.019	0.019	0.015	0.018
Te (%)	4.401	4.490	4.560	4.640	4.544	4.547	4.500	4.506	4.646	4.583	4.681	4.533	4.715	4.719	4.847
Fo (%)	0.481	0.390	0.468	0.446	0.473	0.514	0.481	0.456	0.896	1.050	0.859	0.967	0.943	0.742	0.901
Fa (%)	95.118	95.121	94.972	94.914	94.983	94.939	95.019	95.037	94.458	94.368	94.460	94.499	94.341	94.539	94.252

Unidad Muestra	El Tule PR - 17 - 03A		El Tule PR - 17 - 03A		El Tule PR - 17 - 03A		El Tule PR - 17 - 10A		El Tule PR - 17 - 10A		El Tule PR - 17 - 10A	
	Borde	Centro	Borde	Centro								
SiO ₂	28.808	28.337	28.376	28.327	28.609	28.188	28.503	30.781	30.370	28.134	28.411	
FeO	65.982	66.609	65.426	66.398	65.324	64.829	64.932	57.259	56.901	64.163	64.506	
MnO	3.171	2.842	2.841	3.330	3.172	3.135	3.153	2.794	2.960	3.298	3.119	
MgO	0.305	0.005	0.032	0.355	0.321	0.341	0.339	0.271	0.285	0.303	0.338	
NiO	0.004	-0.024	-0.025	0.025	-0.006	-0.023	0.001	-0.057	-0.022	0.018	-0.035	
Total	98.270	97.769	96.586	98.435	97.420	96.470	96.928	91.048	90.494	95.916	96.339	
Fórmula calculada con base en 3 cationes y 4 oxígenos												
Si	0.992	0.983	0.995	0.975	0.993	0.988	0.995	1.134	1.126	0.993	0.997	
Fe ³⁺	0.016	0.033	0.010	0.051	0.013	0.023	0.011	0.000	0.000	0.015	0.006	
Fe ²⁺	1.884	1.899	1.909	1.859	1.883	1.877	1.884	1.877	1.765	1.878	1.886	
Mn	0.092	0.084	0.084	0.097	0.093	0.093	0.093	0.093	0.093	0.099	0.093	
Mg	0.016	0.000	0.002	0.018	0.017	0.018	0.018	0.018	0.016	0.016	0.018	
Te (%)	4.605	4.142	4.209	4.790	4.649	4.628	4.646	4.672	4.963	4.909	4.627	
Fo (%)	0.780	0.013	0.083	0.899	0.828	0.886	0.879	0.798	0.841	0.794	0.883	
Fa (%)	94.615	95.845	95.707	94.311	94.523	94.486	94.474	94.531	94.196	94.297	94.490	

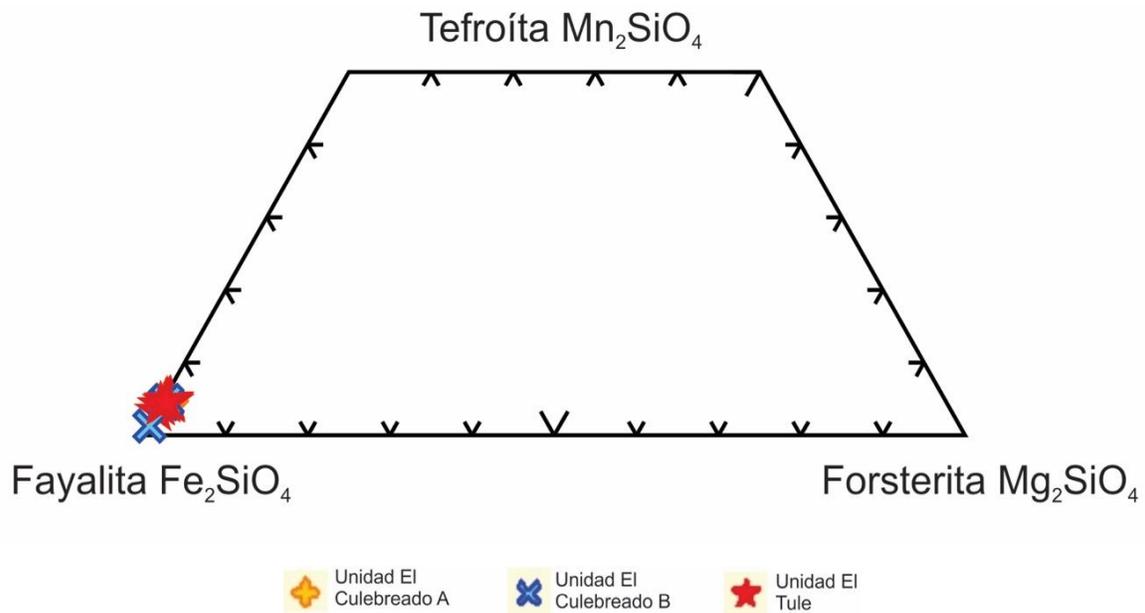


Figura 50. Diagrama de composición de olivinos, tomado de Mills y Rose (1991). Nótese el alto contenido de Fe representado por el componente fayalítico para todas las muestras.

Tabla 13. Tabla que representa la mediana de los óxidos analizados en microsonda electrónica (EPMA) para los olivinos de los domos Culebreado A, Culebreado B y El Tule. Las medianas están en unidades de porcentaje (%).

	Culebreado A	Culebreado B	El Tule
SiO₂	29.099 ± 1.355	29.078 ± 1.820	29.332 ± 1.970
FeO	67.574 ± 1.297	67.602 ± 1.752	67.077 ± 1.915
MnO	3.148 ± 0.078	3.134 ± 0.093	3.253 ± 0.176
MgO	0.196 ± 0.026	0.186 ± 0.019	0.342 ± 0.106
NiO	(-)0.0122 ± 0.032	0.004 ± 0.016	(-)0.002 ± 0.029

Tabla 14. Análisis de microsonda electrónica (EPMA) para clinopiroxenos.

Unidad	Culebreado A		Culebreado A		Culebreado A		Culebreado A		Culebreado A		Culebreado A		Culebreado A		Culebreado B		Culebreado B		
	PR - 17 - 34A		PR - 17 - 34A		PR - 17 - 34A		PR - 17 - 34A		PR - 17 - 29		PR - 17 - 05A		PR - 17 - 05A		PR - 17 - 05A		PR - 17 - 41		PR - 17 - 41
	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro
SiO ₂	47.027	47.224	47.626	47.790	47.279	46.771	46.995	47.563	47.406	46.819	46.496	45.667	46.598	46.564	46.853	46.713	46.692	46.435	47.368
TiO ₂	0.188	0.221	0.228	0.170	0.277	0.187	0.279	0.207	0.164	0.171	0.268	0.184	0.170	0.172	0.297	0.241	0.274	0.212	0.206
Al ₂ O ₃	0.218	0.222	0.196	0.183	0.167	0.227	0.243	0.261	0.200	0.167	0.229	0.164	0.149	0.171	0.185	0.214	0.171	0.203	0.204
FeO	30.089	30.526	30.911	29.523	28.376	29.054	31.649	29.781	30.793	30.319	30.006	29.401	27.809	28.030	29.395	28.408	30.952	29.667	28.565
MnO	1.308	1.260	1.336	1.174	1.324	1.186	1.430	1.249	1.308	1.163	1.222	1.145	1.131	1.184	1.382	1.272	1.469	1.239	1.161
MgO	0.513	0.320	0.490	0.276	0.580	0.261	0.250	0.369	0.235	0.322	0.216	0.301	0.272	0.243	0.309	0.340	0.397	0.234	0.378
CaO	18.905	18.704	19.104	19.086	18.629	18.843	17.348	18.802	18.591	19.056	18.121	18.582	18.782	18.705	17.609	18.249	18.497	18.668	18.963
Na ₂ O	0.618	0.843	0.570	0.812	0.517	0.775	0.753	0.746	0.716	0.674	0.695	0.802	0.627	0.740	0.699	0.680	0.487	0.818	0.647
K ₂ O	-0.009	0.003	0.004	0.021	0.007	0.017	0.021	0.042	0.006	-0.004	-0.007	0.007	-0.003	0.006	0.005	0.007	-0.010	-0.006	0.000
NiO	-0.045	-0.035	-0.023	-0.007	0.004	-0.026	0.013	-0.020	-0.022	0.021	0.013	0.028	0.033	-0.005	-0.006	-0.016	-0.010	-0.009	-0.010
Total	98.812	99.288	100.442	99.028	97.160	97.295	98.981	99.000	99.397	98.708	97.259	96.281	95.568	95.810	96.728	96.108	98.919	97.461	97.482
Fórmula calculada con base en 4 cationes y 6 oxígenos																			
Si	1.961	1.960	1.958	1.986	2.004	1.978	1.967	1.979	1.969	1.957	1.975	1.954	2.007	1.999	1.999	2.001	1.954	1.963	1.999
Ti	0.006	0.007	0.007	0.005	0.009	0.006	0.009	0.006	0.005	0.005	0.009	0.006	0.006	0.006	0.010	0.008	0.009	0.007	0.007
Al	0.011	0.011	0.009	0.009	0.008	0.011	0.012	0.013	0.010	0.008	0.011	0.008	0.008	0.009	0.009	0.011	0.008	0.010	0.010
Fe ³⁺	0.105	0.124	0.107	0.074	0.008	0.083	0.098	0.076	0.099	0.121	0.079	0.138	0.019	0.044	0.030	0.027	0.106	0.118	0.031
Fe ²⁺	0.944	0.935	0.956	0.952	0.998	0.944	1.009	0.960	0.971	0.939	0.987	0.914	0.982	0.962	1.019	0.991	0.977	0.931	0.977
Mn	0.046	0.044	0.047	0.041	0.048	0.042	0.051	0.044	0.046	0.041	0.044	0.042	0.041	0.043	0.050	0.046	0.052	0.044	0.042
Mg	0.032	0.020	0.030	0.017	0.037	0.016	0.016	0.023	0.015	0.020	0.014	0.019	0.017	0.016	0.020	0.022	0.025	0.015	0.024
Ca	0.845	0.832	0.841	0.850	0.846	0.854	0.778	0.838	0.828	0.853	0.825	0.852	0.867	0.860	0.805	0.838	0.829	0.845	0.858
Na	0.050	0.068	0.045	0.065	0.042	0.064	0.061	0.060	0.058	0.055	0.057	0.067	0.052	0.062	0.058	0.056	0.040	0.067	0.053
Wo (%)	43.858	43.522	43.504	44.893	44.798	44.988	40.916	44.177	43.282	44.142	43.308	44.296	45.959	45.709	42.967	44.623	42.808	44.289	45.382
En (%)	1.656	1.036	1.553	0.903	1.941	0.867	0.820	1.206	0.761	1.038	0.718	0.998	0.926	0.826	1.049	1.157	1.278	0.772	1.259
Fs (%)	54.486	55.442	54.943	54.203	53.262	54.145	58.264	54.617	55.957	54.820	55.974	54.706	53.115	53.465	55.984	54.220	55.913	54.938	53.359

Unidad	Culebreado B		El Tule																
	PR - 17 - 41		PR - 17 - 01A		PR - 17 - 01A		PR - 17 - 01A		PR - 17 - 03A		PR - 17 - 10A								
	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	
SiO ₂	47.190	47.191	47.032	46.948	46.591	46.842	46.543	46.647	46.095	42.678	43.587	46.881	46.981	46.909	47.133	47.920	48.858	46.110	46.712
TiO ₂	0.184	0.222	0.376	0.272	0.322	0.289	0.228	0.279	0.269	0.448	0.246	0.276	0.247	0.242	0.255	0.464	0.308	0.291	0.282
Al ₂ O ₃	0.187	0.198	0.218	0.183	0.209	0.212	0.200	0.225	0.215	0.438	0.186	0.222	0.212	0.178	0.225	0.266	0.248	0.198	0.241
FeO	29.304	30.134	29.769	27.945	28.668	28.981	29.170	29.623	28.680	28.008	27.767	29.528	29.307	29.296	29.696	30.101	29.211	29.752	29.855
MnO	1.248	1.311	1.279	1.438	1.375	1.388	1.284	1.287	1.555	1.272	1.224	1.433	1.237	1.415	1.389	1.467	1.487	1.324	1.372
MgO	0.365	0.361	0.736	0.968	0.809	0.640	0.552	0.517	0.736	0.161	0.613	0.683	0.495	0.533	0.508	0.566	0.724	0.331	0.402
CaO	19.065	18.843	18.836	18.510	18.391	18.819	18.472	18.244	18.270	17.453	18.282	18.233	19.132	18.616	18.672	17.333	17.914	18.117	17.672
Na ₂ O	0.635	0.638	0.451	0.447	0.490	0.608	0.531	0.489	0.482	0.562	0.550	0.477	0.473	0.570	0.518	0.553	0.451	0.453	0.447
K ₂ O	0.006	-0.008	0.006	-0.013	-0.006	0.007	0.002	0.003	-0.012	0.035	0.071	0.009	0.015	-0.003	0.006	0.004	0.016	0.005	-0.003
NiO	0.002	-0.015	-0.020	-0.016	-0.010	-0.016	-0.011	-0.011	0.024	-0.007	-0.009	0.019	-0.016	0.023	0.004	-0.011	-0.004	0.013	-0.011
Total	98.186	98.875	98.683	96.682	96.839	97.770	96.971	97.303	96.314	91.048	92.517	97.761	98.083	97.779	98.406	98.663	99.213	96.594	96.969
Fórmula calculada con base en 4 cationes y 6 oxígenos																			
Si	1.980	1.969	1.966	1.996	1.981	1.972	1.979	1.980	1.973	1.939	1.941	1.979	1.976	1.978	1.977	2.007	2.031	1.976	1.993
Ti	0.006	0.007	0.012	0.009	0.010	0.009	0.007	0.009	0.009	0.015	0.008	0.009	0.008	0.008	0.015	0.010	0.010	0.009	0.009
Al	0.009	0.010	0.011	0.009	0.010	0.011	0.010	0.011	0.011	0.023	0.010	0.011	0.011	0.011	0.013	0.012	0.012	0.010	0.012
Fe ³⁺	0.070	0.090	0.071	0.019	0.047	0.077	0.061	0.052	0.066	0.118	0.139	0.052	0.061	0.066	0.061	0.000	0.000	0.057	0.020
Fe ²⁺	0.958	0.962	0.970	0.975	0.972	0.943	0.976	1.000	0.960	0.946	0.895	0.991	0.969	0.968	0.980	1.055	1.016	1.009	1.045
Mn	0.044	0.046	0.045	0.052	0.050	0.049	0.046	0.046	0.056	0.049	0.046	0.051	0.044	0.051	0.049	0.052	0.052	0.048	0.050
Mg	0.023	0.022	0.046	0.061	0.051	0.040	0.035	0.033	0.047	0.011	0.041	0.043	0.031	0.034	0.032	0.035	0.045	0.021	0.026
Ca	0.857	0.842	0.843	0.843	0.838	0.849	0.841	0.830	0.838	0.849	0.872	0.825	0.862	0.841	0.839	0.778	0.798	0.832	0.808
Na	0.052	0.052	0.037	0.037	0.040	0.050	0.044	0.040	0.040	0.049	0.047	0.039	0.039	0.047	0.042	0.045	0.036	0.038	0.037
Wo (%)	44.916	43.958	43.707	44.421	43.900	44.457	43.972	43.350	43.834	44.142	44.800	43.174	44.810	44.088	43.874	41.650	42.937	43.342	42.548
En (%)	1.196	1.172	2.376	3.232	2.687	2.104	1.828	1.709	2.457	0.567	2.090	2.250	1.613	1.756	1.661	1.892	2.414	1.102	1.347
Fs (%)	53.888	54.871	53.917	52.346	53.413	53.439	54.200	54.941	53.709	55.292	53.110	54.576	53.577	54.155	54.465	56.458	54.649	55.556	56.106

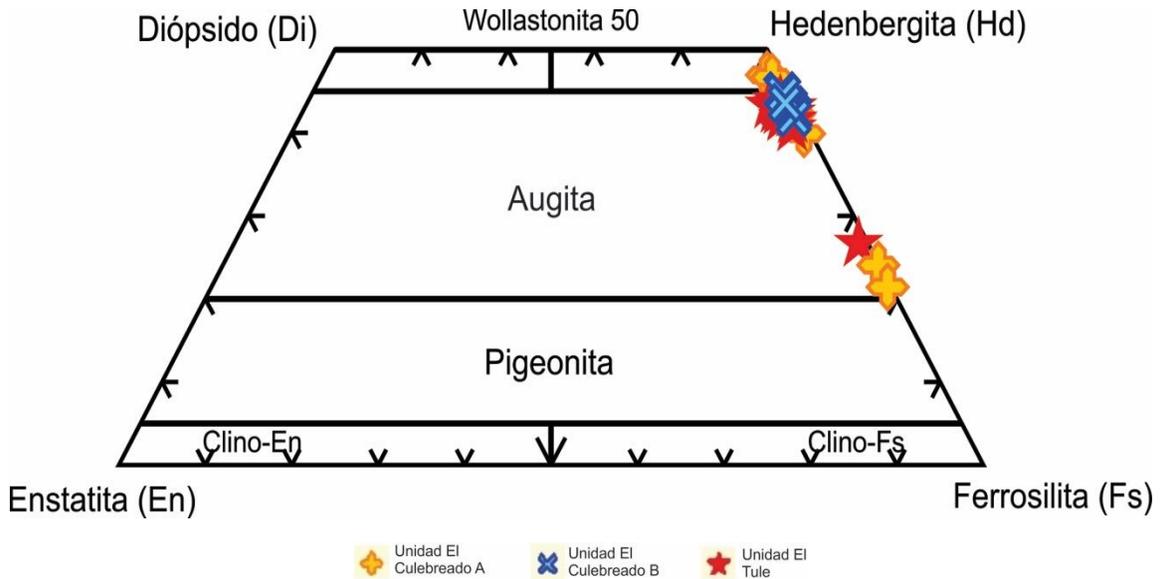


Figura 51. Diagrama de composición para piroxenos, tomado de Morimoto (1989). La mayoría son clasificados como augitas, y algunas hedenbergitas ricas en Fe.

Tabla 15. Tabla que representa la mediana de los óxidos analizados en microsonda electrónica (EPMA) para los cpx de los domos Culebreado A, Culebreado B y El Tule. Las medianas están en unidades de porcentaje (%).

	Culebreado A	Culebreado B	El Tule
SiO₂	47.592 ± 1.727	47.806 ± 0.522	47.947 ± 0.542
Al₂O₃	0.201 ± 0.034	0.200 ± 0.042	0.220 ± 0.069
FeO	30.716 ± 0.690	30.339 ± 0.664	30.047 ± 0.528
MnO	1.316 ± 0.108	1.271 ± 0.095	1.417 ± 0.086
MgO	0.326 ± 0.120	0.354 ± 0.131	0.571 ± 0.197
CaO	19.132 ± 1.528	19.087 ± 0.407	18.983 ± 0.545
Na₂O	0.691 ± 0.104	0.664 ± 0.112	0.504 ± 0.057
K₂O	0.006 ± 0.014	0.005 ± 0.007	0.004 ± 0.002
TiO₂	0.221 ± 0.038	0.224 ± 0.061	0.285 ± 0.073
NiO	(-)0.018 ± 0.022	(-) 0.006 ± 0.025	(-)0.01 ± 0.014

Tabla 16. Análisis de microsonda electrónica (EPMA) para sanidinos.

Unidad Muestra	Culebreado A PR - 17 - 34A		Culebreado A PR - 17 - 29		Culebreado A PR - 17 - 29		Culebreado A PR - 17 - 29		Culebreado B PR - 17 - 05A							
	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde
SiO ₂	65.110	65.040	65.602	65.822	64.643	66.300	65.458	65.278	65.322	65.426	65.635	65.452	66.460	65.108	62.429	62.592
Al ₂ O ₃	18.448	18.327	18.333	18.694	18.724	19.043	18.558	18.391	18.445	18.101	18.510	18.302	18.718	18.325	17.619	18.089
CaO	0.043	0.034	0.068	0.028	0.224	0.029	0.060	0.007	0.065	0.062	0.031	0.029	0.080	0.053	0.062	0.051
Na ₂ O	6.057	5.928	5.746	5.915	6.102	5.998	5.792	5.842	5.866	5.808	6.011	5.979	5.813	6.021	5.912	5.968
K ₂ O	7.842	7.954	7.941	8.009	7.591	7.749	8.028	8.202	7.926	7.964	7.824	7.979	7.892	7.821	8.224	8.056
Total	97.500	97.283	97.690	98.468	97.284	99.119	97.896	97.720	97.624	97.361	98.011	97.741	98.963	97.328	94.246	94.756
Fórmula calculada con base en 5 cationes y 8 oxígenos																
Si	2.996	3.002	3.022	3.004	2.980	3.006	3.006	3.001	3.007	3.022	3.007	3.007	3.022	3.003	2.967	2.958
Al	1.001	0.997	0.995	1.005	1.017	1.017	1.005	0.997	1.001	0.985	1.000	0.991	1.003	0.996	0.987	1.007
Ca	0.002	0.002	0.003	0.001	0.011	0.001	0.003	0.000	0.003	0.003	0.002	0.001	0.004	0.003	0.003	0.003
Na	0.540	0.531	0.513	0.523	0.545	0.527	0.516	0.521	0.524	0.520	0.534	0.533	0.513	0.538	0.545	0.547
K	0.460	0.468	0.467	0.466	0.446	0.448	0.470	0.481	0.465	0.469	0.457	0.468	0.458	0.460	0.499	0.486
An %	0.211	0.168	0.341	0.138	1.103	0.144	0.299	0.034	0.323	0.309	0.153	0.143	0.400	0.262	0.302	0.249
Ab %	53.885	53.022	52.196	52.811	54.383	53.974	52.145	51.963	52.766	52.407	53.784	53.170	52.606	53.777	52.054	52.829
Or %	45.904	46.810	47.463	47.050	44.514	45.882	47.556	48.003	46.911	47.283	46.063	46.687	46.993	45.962	47.645	46.922

Unidad Muestra	Culebreado B PR - 17 - 05A		Culebreado B PR - 17 - 05A		Culebreado B PR - 17 - 05A		Culebreado B PR - 17 - 41		El Tule PR - 17 - 01A							
	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde
SiO ₂	60.160	60.338	61.325	61.205	65.397	63.743	65.758	65.956	65.131	65.355	65.070	64.257	65.411	64.597	65.316	65.917
Al ₂ O ₃	17.332	16.895	17.338	17.337	18.547	18.949	18.625	18.881	18.438	18.582	18.337	18.081	18.417	18.301	18.643	18.728
CaO	0.044	0.038	0.045	0.026	0.041	0.015	0.040	0.091	0.084	0.072	0.102	0.165	0.078	0.090	0.115	0.053
Na ₂ O	6.053	6.127	5.886	5.989	6.069	5.628	5.931	5.985	5.692	5.672	5.763	5.934	5.870	6.095	6.320	6.418
K ₂ O	8.078	7.884	7.932	7.924	7.827	7.544	7.867	7.653	7.995	7.933	7.926	7.972	7.682	7.767	6.998	7.332
Total	91.667	91.282	92.526	92.481	97.881	95.879	98.221	98.566	97.340	97.614	97.198	96.409	97.458	96.850	97.392	98.448
Fórmula calculada con base en 5 cationes y 8 oxígenos																
Si	2.930	2.951	2.967	2.960	2.998	2.989	3.008	3.007	3.010	3.013	3.010	2.991	3.018	2.991	3.007	3.001
Al	0.995	0.974	0.989	0.988	1.002	1.047	1.004	1.014	1.004	1.010	1.000	0.992	1.001	0.999	1.012	1.005
Ca	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.004	0.004	0.004	0.005	0.008	0.004	0.004	0.006	0.003
Na	0.572	0.581	0.552	0.562	0.540	0.512	0.526	0.529	0.510	0.507	0.517	0.536	0.525	0.547	0.564	0.566
K	0.502	0.492	0.490	0.489	0.458	0.451	0.459	0.445	0.471	0.467	0.468	0.473	0.452	0.459	0.411	0.426
An %	0.213	0.185	0.223	0.128	0.202	0.078	0.199	0.454	0.422	0.364	0.511	0.809	0.393	0.442	0.578	0.260
Ab %	53.132	54.051	52.884	53.391	53.987	53.094	53.291	54.061	51.750	51.887	52.227	52.650	53.521	54.152	57.517	56.940
Or %	46.655	45.763	46.892	46.481	45.812	46.828	46.510	45.485	47.828	47.749	47.262	46.541	46.086	45.406	41.905	42.801

Unidad Muestra	El Tule PR - 17 - 01A		El Tule PR - 17 - 01A		El Tule PR - 17 - 03A		El Tule PR - 17 - 03A		El Tule PR - 17 - 03A		El Tule PR - 17 - 10A		El Tule PR - 17 - 10A		El Tule PR - 17 - 10A	
	Centro	Borde														
SiO ₂	65.513	65.557	66.320	64.970	65.484	65.759	65.621	65.461	65.138	64.867	64.878	64.869	64.813	64.376	64.555	64.829
Al ₂ O ₃	18.757	18.461	18.859	18.435	18.576	18.502	18.408	18.858	18.432	18.277	18.459	18.354	18.337	18.280	18.448	18.357
CaO	0.125	0.079	0.139	0.143	0.097	0.157	0.093	0.112	0.094	0.084	0.099	0.061	0.129	0.098	0.105	0.092
Na ₂ O	6.405	6.334	6.306	6.290	6.447	6.647	6.333	6.406	6.473	6.485	6.535	6.340	6.448	6.457	6.389	6.174
K ₂ O	7.122	7.280	7.434	7.502	7.060	6.722	7.118	7.087	7.233	6.957	7.190	7.352	7.223	7.145	7.295	7.421
Total	97.922	97.711	99.058	97.340	97.664	97.787	97.573	97.924	97.370	96.670	97.161	96.976	96.950	96.356	96.792	96.873
Fórmula calculada con base en 5 cationes y 8 oxígenos																
Si	2.998	3.008	3.003	2.991	3.004	3.011	3.016	2.995	2.995	3.005	2.988	2.997	2.993	2.990	2.986	3.001
Al	1.012	0.998	1.007	1.000	1.004	0.998	0.997	1.017	0.999	0.998	1.002	0.999	0.998	1.001	1.006	1.002
Ca	0.006	0.004	0.007	0.007	0.005	0.008	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.003	0.006	0.005	0.005	0.005
Na	0.568	0.564	0.554	0.561	0.573	0.590	0.564	0.568	0.577	0.582	0.583	0.568	0.577	0.581	0.573	0.554
K	0.416	0.426	0.429	0.441	0.413	0.393	0.417	0.414	0.424	0.411	0.422	0.433	0.426	0.423	0.430	0.438
An %	0.619	0.391	0.681	0.699	0.481	0.778	0.464	0.556	0.460	0.418	0.483	0.301	0.632	0.483	0.516	0.458
Ab %	57.391	56.717	55.933	55.638	57.842	59.579	57.220	57.551	57.364	58.376	57.727	56.551	57.204	57.588	56.806	55.583
Or %	41.990	42.892	43.386	43.663	41.677	39.644	42.316	41.893	42.176	41.206	41.790	43.149	42.163	41.929	42.678	43.959

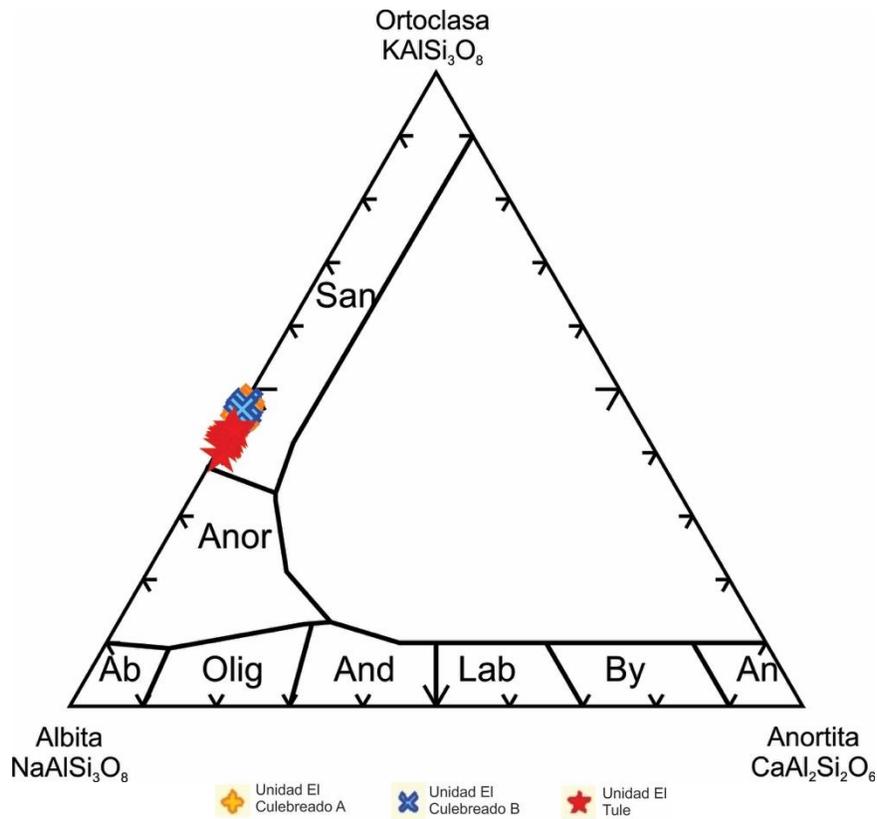


Figura 52. Diagrama para la clasificación de feldspatos, tomado de Smith (1974). Sin excepción todos son clasificados como sanidinos.

Tabla 17. Tabla que representa la mediana de los óxidos analizados en microsonda electrónica (EPMA) para los sanidinos de los domos Culebreado A, Culebreado B y El Tule. Las medianas están en unidades de porcentaje (%).

	Culebreado A	Culebreado B	El Tule
SiO₂	66.892 ± 0.189	66.674 ± 0.430	66.900 ± 0.164
Al₂O₃	18.890 ± 0.173	18.902 ± 0.274	18.944 ± 0.102
CaO	0.049 ± 0.053	0.060 ± 0.038	0.102 ± 0.028
Na₂O	6.03 ± 0.124	6.178 ± 0.268	6.564 ± 0.121
K₂O	8.124 ± 0.156	8.184 ± 0.334	7.438 ± 0.196

Tabla 18. Análisis de microsonda electrónica (EPMA) para ilmenitas y magnetitas.

Unidad	Culebreado B	Culebreado B	EI Tule	EI Tule
Muestra	PR - 17 - 05A	PR - 17 - 41	PR - 17 - 08	PR - 17 - 10A
	Ilmenita	Magnetita	Ilmenita	Magnetita
SiO₂	0.031	-	0.023	10.335
Al₂O₃	-0.016	-	0.013	3.168
TiO₂	50.717	-	50.63	0.308
FeO	47.298	96.717	47.255	79.705
MnO	1.534	3.228	1.518	1.634
MgO	0.036	0.031	0.02	0.008
CaO	0.054	-	0.028	0.023
Na₂O	-0.011	-	-0.039	2.771
K₂O	-0.006	-	0.003	0.649
NiO	-0.008	-0.053	-0.019	0.016
Total	99.629	99.976	99.432	98.617

4. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1. Clasificación de domos y características estructurales

Los cuatro domos (CA, CB, ET, e Ix) se componen de lavas que forman bloques en su superficie, todas exhiben foliación, laminación, bandeamiento asociado a texturas de flujo, y en muchos casos texturas esferulíticas debido a procesos de devitrificación. Morfológicamente exhiben superficies poco rugosas, asociadas a lavas riolíticas de alta viscosidad y con formas elongadas siendo clasificados como domos tipo *coulee* (Blake, 1990). También se pueden clasificar como domos en forma de plato o domos endógenos de acuerdo con lo propuesto por Fink y Anderson, (2000).

Estructuralmente, los domos presentan una distribución lineal con una orientación NE – SW a W, lo que sugiere que su emplazamiento estuvo condicionado por una estructura preexistente. Esta estructura se relacionaría al segmento sur de la falla que dio paso a la formación del anillo de la Caldera La Primavera, y a través de la cual se desarrollaría erupciones asociadas a la formación de los domos post-caldera. De acuerdo con Fink (1983), la presencia de lineamientos (paralelos entre sí) desarrollados sobre los domos, como los observados en el mapa geológico del área de estudio (Figura 15), son la proyección en superficie de los puntos de emisión que habrían formado estos cuerpos mediante erupciones fisúrales. Fink y Pollard (1983) demuestran que la dilatación superficial experimentada por el terreno es consecuencia de la inyección de lava desde la fisura, lo que genera estrés de tensión en la superficie del domo (a cada lado del punto ubicado inmediatamente sobre la fisura) formando dos zonas de fracturas paralelas a este (ver Figura 53). En resumen, la formación de los domos CA, CB, ET e Ix se debe a erupciones de carácter fisural como consecuencia de la intrusión de diques que aprovechan las zonas de debilidad generadas por la falla causante de la formación de la caldera.

Por otra parte, es común la presencia de cuerpos tabulares identificados como diques de obsidiana que cortan las lavas de los domos, estos también se disponen con orientaciones NE-SW y N-S y se interpretan como un evento de intrusión posterior. También se infiere que pudo estar controlado por la tectónica distensiva de la zona, prueba de ello es el paralelismo de estos cuerpos con algunos lineamientos y la presencia de una falla normal (con orientación NE-SW), que corta tanto los domos como los depósitos piroclásticos que los sobreyacen.

4.2. Origen de los tipos texturales

Como se estableció anteriormente, la superficie de cada domo está conformada por bloques de lava dispuestos de forma caótica y que presentan marcados cambios texturales, donde destacan al menos cuatro tipos de lava. En términos estrictamente texturales y considerando que no hay variación en su mineralogía ni en su composición química, la

mayor diferencia radica en el contenido de vesículas y la proporción de fenocristales en relación con la mesostásis.

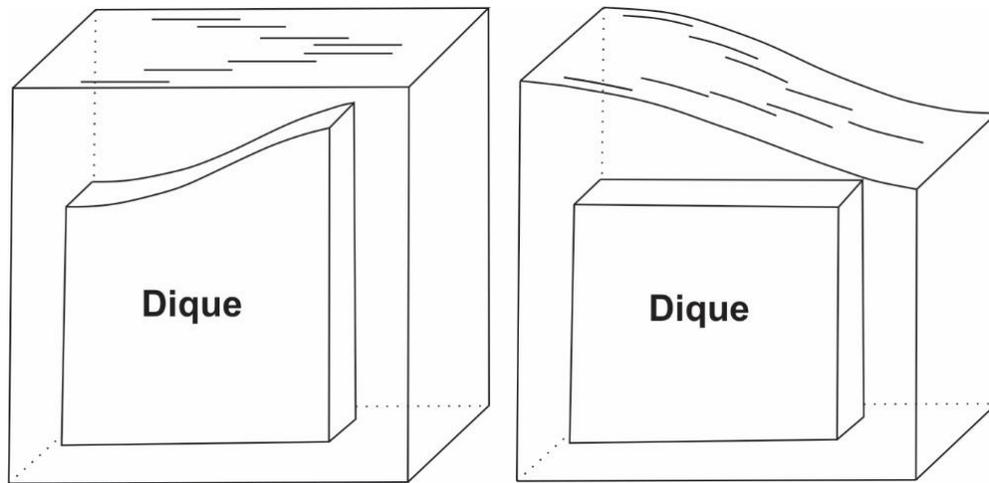


Figura 53. Diagrama esquemático que muestra el patrón de fracturas formados en la superficie de un flujo riolítico debido a la intrusión de un dique, tomado de Fink (1983).

La variación textural en domos riolíticos ha sido registrada en otros casos de estudio, y se relaciona a cambios en el contenido de volátiles. De acuerdo con Fink y Pollard (1983), un domo riolítico puede formar cinco unidades texturales que se desarrollan durante el proceso eruptivo, dichas unidades conforman la estratigrafía del domo y reflejan una variación en el contenido de volátiles en la fuente magmática. A diferencia de los domos silíceos emplazados en Medicine Lake Highland Volcano (Fink y Pollard, 1983), en este trabajo se reconocieron cuatro tipos texturales en la superficie de los domos, y no se reconoció evidencia de depósitos piroclásticos asociados a su formación que pudieran manifestar una variación en el contenido de volátiles en la fuente. No se descarta la posibilidad de que los domos hayan sido formados por diferentes pulsos eruptivos (cercaos en el tiempo) como lo propuesto por estos autores, dada la heterogeneidad textural, la complejidad estructural de CA, CB, ET e Ix, y el fenómeno de diapirismo identificado en estos cuerpos. Se puede decir que las lavas tipo I y III (Figura 18A y 18C) son correlacionables con la obsidiana no vesicular y la lava con textura de pómez finamente vesicular (Fink y Pollard, 1983) respectivamente. En muchos casos la obsidiana no vesicular (lava tipo I) se manifiesta en capas de pocos centímetros en incluso milímetros de espesor, intercaladas con capas de lavas más cristalinas y vesiculares (lavas tipo III) desarrollando texturas de flujo, laminación y/o bandeamiento. La lava tipo II (Figura 18B) u obsidiana vesicular reportada en este estudio no se reconoce en los domos silíceos emplazados en Medicine Lake Highland Volcano y la lava tipo IV (Figura 18D) exhibe similitudes con las lavas provistas de textura tipo pómez de grandes vesículas, sin embargo, no se reconocen como capas, éstas se presentan como pequeños afloramientos dispuestos de forma aleatoria.

El modelo de desgasificación de Shields *et al.* (2016) provee una mejor aproximación a lo observado en los domos CA, CB, ET e Ix, al proponer que las diferencias texturales en este

tipo de lavas son el producto de una fuerte desgasificación (prueba de ello son los bajos contenidos de agua registrados para lavas del flujo Roche Rosse que varían entre 0.08 - 0.25 wt%), la deformación durante su emplazamiento y de las características reológicas del magma (vesicularidad, contenido de agua, contenido de microlitos y viscosidad). Según estos autores, las lavas de obsidiana se forman debido a ciclos de desgasificación asociada a la continua deformación, es decir, una vez los volátiles salen del magma, éste se densifica mediante el colapso de las vesículas debido al estrés producido durante el movimiento de la lava. Esta obsidiana puede llegar a vesicularse de nuevo debido al escape continuo de volátiles, y el ciclo puede repetirse hasta que toda el agua escape, por lo que la porosidad final de la lava se define en la última etapa del ciclo de desgasificación. Los cuatro tipos de lava de Shields *et al.* (2016) marcarían una evolución desde una lava pumácea, que, al experimentar deformación, forma una “lava deformada o cizallada” con vesículas elongadas, deformadas e interconectadas, para finalmente dar paso a la formación de bandas de obsidiana como consecuencia de la densificación. A diferencia de Fink y Pollard (1983), en este modelo tampoco se reconocen fases piroclásticas asociadas a la formación de los domos, por tanto, este tipo de mecanismo puede explicar las diferencias texturales encontradas a nivel superficial. Si bien los contenidos de agua registrados en las lavas de la Caldera La Primavera son mayores en relación al flujo Roche Rosse (H_2O : 0.90 - 2.20 wt%; Mahood, 1981b), la ausencia de minerales como biotita y anfíbol indica que gran parte de esta agua puede ser de origen meteórico (Fink y Manley, 1987), por lo que el origen de los cuatro tipos texturales encontrados en los domos CA, CB, ET e Ix es correlacionable al origen de las lavas descritas por Shields *et al.* (2016). Por ejemplo, la lava tipo I corresponde a la obsidiana descrita en Lipiari como lava de alta densidad y desarrollo de texturas esferulíticas (Figura 12A), teniendo en cuenta que la densidad calculada para este tipo de lavas supera los 2.0 g/cm^3 y su vesicularidad es menor al 10% en todos los casos. La tipo II tiene densidades entre $1.0\text{-}1.5 \text{ g/cm}^3$ y vesicularidades de 40% por lo que exhibe similitudes con las propiedades físicas de la “obsidiana espumosa” (Figura 12C) que se forma en las charnelas de los pliegues del flujo de obsidiana de Lipiari, sin embargo, en los domos de la Caldera La Primavera este tipo de lava sólo se encuentra en diques. La lava tipo III se aproxima a la descripción de la denominada “lava cizallada” por Shields *et al.* (2016; Figura 12B) debido a su bajo contenido de vesículas (vesicularidad entre 15-45%; densidad: $1.4\text{-}2.2 \text{ g/cm}^3$) y a la alternancia con finas capas de obsidiana. Por último, la lava tipo IV, al tener densidades entre $1.0\text{-}1.2 \text{ g/cm}^3$ y vesicularidades superiores a 50%, es correlacionable con la “lava pumácea” (Figura 12D) altamente vesicular encontrada en Lipiari (Shields *et al.*, 2016).

De esta manera, se propone que la heterogeneidad textural de las lavas no se asocia a cambios en la composición del magma sino a cambios en la distribución de volátiles dentro del cuerpo de lava, como consecuencia de un continuo proceso de desgasificación y deformación durante el emplazamiento en superficie lo que responde a cambios en densidad y vesicularidad en las lavas.

4.3. Fenómeno de diapirismo

Un rasgo común en todos los domos estudiados es la presencia de montículos en la cima compuestos por bloques de lavas que contrastan tanto en su densidad como textura, involucrando lavas tipo I y tipo III. Para explicar este fenómeno es necesario citar el modelo propuesto por Fink y Manley (1987) donde propone tres procesos físicos asociados a la formación de estructuras dómicas o montículos en la superficie de un domo riolítico: el primero menciona que la cristalización al interior de un flujo riolítico favorece el escape de los volátiles de origen magmático, el segundo indica que el avance de la lava genera microfracturas por las cuales estos gases pueden ascender y el tercero que el enfriamiento de la superficie del flujo forma una costra (capas de obsidiana o lavas tipo I) a través de la cual los gases ya no pueden atravesar, formando capas de alta vesicularidad al interior del flujo, (correlacionables con las lavas tipo III y tipo IV). Como resultado de las diferencias en densidad entre la costra y las capas interiores del flujo se produce inestabilidad gravitacional al interior del domo (Fink, 1983; Figura 11); la lava menos densa ejerce presión en la base de la costra (formada por obsidiana) deformándola hasta que eventualmente llega a superficie a manera de diapiros, generando estructuras dómicas o montículos en la superficie del cuerpo de lava. En este trabajo se propone que los montículos encontrados en los domos son correlacionables con estas estructuras dómicas, teniendo en cuenta la existencia de bloques de lavas que contrastan en su densidad y vesicularidad (Figura 16) por lo que es posible proponer un modelo de diapirismo en el que las lavas tipo III (con densidades inferiores a 1.9 g/cm^3 y vesicularidades entre el 20 y 30%) formadas al interior del flujo tienden a ascender como diapiros, deformando el caparazón del domo compuesto de lavas tipo I (caracterizadas por densidades superiores a 2.20 g/cm^3 y vesicularidades inferiores al 11%), y emplazándose en superficie, esto como consecuencia de la flotabilidad otorgada por una mayor temperatura y mayor contenido de volátiles que derivan en una baja densidad y alta vesicularidad para las lavas tipo III.

4.4. Petrogénesis

La composición mineralógica de los cuatro domos es similar. La presencia de cristales de sanidino y cuarzo con bordes de reabsorción es común en todas las muestras, indicando un posible desequilibrio entre los cristales y el magma (McPhie, 2003; Gill, 2010). De acuerdo a Gill (2010), esta textura se puede desarrollar debido a tres razones: la primera se relaciona a un descenso en la presión de H_2O en el magma, haciendo que un mineral pueda crecer a expensas de otro, es decir, si se tiene un magma en equilibrio con sanidino y cuarzo que súbitamente baja la presión en H_2O incrementa la solubilidad de SiO_2 , por lo que el cuarzo se vuelve inestable siendo reabsorbido para formar sanidino; esta explicación es poco probable en los domos CA, CB, ET e Ix, ya que tanto cuarzos como sanidinos presentan este tipo de texturas, esto es, ambos minerales sufren un mismo evento de reabsorción. La segunda razón se explica mediante una mezcla con un magma más primitivo y de mayor temperatura que genera la reabsorción de los cristales, sin embargo, se descarta esta posibilidad debido a la homogeneidad en cuanto al tipo, contenido y composición de

fenocristales para los cuatro domos, así como la ausencia de xenocristales y texturas de desequilibrio como bordes de reacción y/o zonaciones inversas en los sanidinos, fayalitas y/o clinopiroxenos. La explicación más plausible se relacionaría con la tercera propuesta, la cual explica la reabsorción mediante un decremento en la presión durante el ascenso de un magma escaso en H₂O (en este caso la presencia de fayalita, clinopiroxenos ricos en Fe y la ausencia de fases hidratadas como biotita y anfíbol indica que también se tratan de magmas secos), lo que genera un aumento en la temperatura; dicho aumento puede llegar a la temperatura del *liquidus* haciendo que los cristales tanto de cuarzo como de feldespatos se vuelvan inestables y sean reabsorbidos por el fundido.

Otra característica importante es el cambio textural de las lavas a nivel microscópico. Es común encontrar en contacto lavas masivas y lavas con texturas de flujo que difieren en el contenido de microlitos. De acuerdo con McPhie (2003), la cristalización de abundantes microlitos se asocia a tasas de enfriamiento lento y sobresaturación del magma, por tanto, la presencia de bandas ricas en microlitos en contacto con bandas pobres en estos, puede explicarse mediante una mezcla de dos magmas de diferente composición. Anteriormente, se mencionó que no existe evidencia de tal mezcla de magmas e igualmente que el proceso de cristalización puede seguir ocurriendo una vez la lava se emplaza en superficie, generando cambios en el contenido de volátiles y en la textura de la lava (Fink, 1983; Fink y Manley, 1987; Shields *et al.*, 2016). De esta forma, se propone que esta tasa de enfriamiento lento puede ser generada por las capas más vítreas superficiales (bandas de lava tipo I) que actúan como aislante y mantienen caliente las bandas más internas del cuerpo de lava, esto favorece el crecimiento de microlitos y el desarrollo de texturas de flujo; es decir, al incrementar tanto la temperatura como el contenido de volátiles al interior de la lava, el límite elástico (*yield strength*) disminuye y se da un comportamiento plástico de las capas internas, haciendo fluir la lava al interior del flujo con mayor facilidad en comparación a las capas superficiales (Fink y Manley, 1987); como resultado se da el contacto entre bandas de lava masivas vítreas y bandas con mayor concentración de microlitos provistas de texturas de flujo.

A partir del análisis de elementos mayores, se encontró que óxidos como el Fe₂O₃, MnO, CaO, Na₂O y K₂O y TiO₂ están levemente enriquecidos en el domo ET respecto a los demás. Estas diferencias composicionales varían en un 10 – 30% e incluso 50% en el caso del TiO₂. El Fe, Mn, Ca y Ti, generalmente son elementos que manifiestan compatibilidad con las primeras etapas de cristalización de un magma (Salminen, 2005), y tienden a concentrarse en rocas máficas. De acuerdo con Hutchison *et al.* (2016), las variaciones de Fe₂O_{3t} (como las observadas en los domos estudiados) reflejan variaciones en el grado de fraccionamiento o de acumulación de cristales de fayalita, piroxeno y óxidos de Fe-Ti durante las últimas etapas de evolución del magma. En el caso del Na₂O y K₂O, estos se comportan como elementos altamente incompatibles hasta avanzadas etapas de diferenciación (Wilson, 1989), por tanto, los menores contenidos para CA, CB, e Ix marcan un mayor fraccionamiento de sanidino en el magma, es decir, un mayor grado de diferenciación donde estos elementos se incorporan a la estructura cristalina del sanidino, disminuyendo su concentración en el fundido residual. Con base en estas evidencias, se puede inferir que las lavas que conforman el domo ET son menos diferenciadas respecto a CA, CB, e Ix, exhibiendo importantes similitudes con los Domos Centrales lo cual sería consistente con

la idea de que las unidades más recientes de la Caldera La Primavera son más diferenciadas respecto a las más antiguas (Mahood, 1981b); ET tiene edades superiores a los 96 ka, mientras que CA, CB, e Ix tienen edades inferiores a los 85 ka.

La norma CIPW indica que los minerales normativos más abundantes son cuarzo (Q), ortoclasa (Or) y albita (Ab) con porcentajes superiores al 25%; la coexistencia de estos y la ausencia de minerales normativos como la nefelina (Ne) y el olivino (Ol) indican que los magmas son clasificados como sobresaturados en SiO₂ (Best, 2003). Asimismo, se tienen otros minerales con porcentajes inferiores al 2% como acmita (Ac), clinopiroxeno representado por diópsido (Di), ortopiroxeno (hiperstena; Hy), apatito (Ap) y algunos óxidos de Fe – Ti como magnetita (Mt) e ilmenita (Ilm). Al correlacionar estos datos con la ausencia de minerales normativos como olivino y escasa formación de anortita, se puede inferir que son lavas muy diferenciadas.

Asimismo, el estudio de elementos traza manifestó que los cuatro domos presentan enriquecimientos en elementos incompatibles como Cs, Rb, Pb, Ta, Nb, Th y U, y anomalías negativas de Ba, Sr, P, Eu y Ti respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989). Con base en los coeficientes de partición para estos elementos en rocas ácidas (Figura 54; Ersoy y Helvacı, 2010) se determinó que el Ba puede reemplazar al K⁺ en las estructuras del feldespato potásico y la biotita (Salminen, 2005), lo que es consistente con coeficientes de partición superiores a 5; en este caso se propone que su concentración se ve disminuida por el fraccionamiento de sanidino, descartando la cristalización de biotita debido a que se trata de un sistema magmático escaso en agua. Las bajas concentraciones de Sr y Eu se explican por el fraccionamiento de sanidino y plagioclasa, prueba de ello son los coeficientes de partición superiores a 2 para estas fases minerales; no se puede descartar la cristalización del apatito y el cpx que también son capaces de retener Eu de acuerdo con los elevados valores de D. El fraccionamiento de apatito también explicaría la anomalía de P ya que es un elemento altamente compatible con este mineral (Salminen, 2005). El Ti por otra parte es un elemento que se lleva de la mano con el Fe durante el proceso de cristalización magmática (Salminen, 2005) y es fuertemente particionado en óxidos de Fe-Ti como la magnetita y principalmente la ilmenita (D= 150), esto es correlacionable con las bajas concentraciones de este elemento y los escasos cristales de minerales opacos encontrados en las lavas.

En el análisis de REE se identificó un enriquecimiento de LREE y una pronunciada anomalía negativa de Eu. Según lo discutido por Rollinson (2003), los patrones de REE son controlados por la química de la fuente y del equilibrio cristales-fundido durante la evolución del sistema magmático. Estos elementos tienden a concentrarse en rocas diferenciadas ya que en los sistemas básicos a intermedios se comportan de forma incompatible y sólo son ligeramente fraccionados. Las LREE se comportan de forma incompatible con casi todos los minerales formadores de roca, mientras que los HREE son menos incompatibles con minerales como la hornblenda y extremadamente compatibles con el granate (Rollinson, 1993; Gill, 2010). Al analizar los coeficientes de partición D en rocas ácidas (Figura 54), se puede inferir que la compatibilidad de estos elementos aumenta con las fases minerales en sistemas félsicos, descartando la presencia de granate en el sistema dado que no se observa una diferencia marcada entre los patrones de LREE y HREE como si sucede en riolitas formadas en zonas de subducción; elementos como el Y también

son altamente compatibles con este mineral, sin embargo, no exhiben fraccionamiento sino que se concentran en las fases más diferenciadas. El enriquecimiento de LREE puede estar controlado por la cristalización de minerales como olivino y cpx debido a que los valores de D aumentan en un orden de magnitud de La a Lu (especialmente en el caso del cpx). Asimismo, en este tipo de líquidos félsicos, fases accesorias como esfena, circón y apatito pueden influenciar en gran medida los patrones de REE (Rollinson, 1993); aunque estos minerales sólo se presenten en pequeñas cantidades, los extremadamente altos valores de D indican que ejercen un enorme control sobre los patrones de REE. Por ejemplo, el enriquecimiento de LREE puede explicarse por la cristalización de circón, esfena y apatito ya que disminuyen la concentración de REE medias y HREE en el sistema, no obstante, en la evolución de la Caldera de la Primavera es normal el decremento en la concentración de LREE desde las unidades más antiguas hasta las más recientes; los valores de D para estos elementos incrementa conforme el magma se va diferenciando e indica un aumento en la compatibilidad (Mahood, 1981b).

Al igual que en los elementos mayores, se encontraron diferencias en cuanto a la concentración de algunos elementos traza analizados en el domo ET correlacionables con los Domo Centrales. Elementos incompatibles como el Cs, Rb, Pb, U, y Ta están ligeramente empobrecidos en las lavas de ET (<10%) mientras que otros como el Ba, Zr y algunos más compatibles como el Sc están enriquecidos. El Sc se comporta de forma inversa en relación al SiO_2 y tiende a concentrarse en fases máficas (Salminen, 2005), por tanto su enriquecimiento en las lavas de ET y el empobrecimiento en elementos incompatibles confirma la idea de que este domo sea menos diferenciado. Las relaciones Eu/Eu^* , La_N/Yb_N , La_N/Sm_N y La/Lu son superiores en ET con diferencias entre el 20 y 40% respecto a CA, CB e IX, esto implica que el enriquecimiento de LREE es mayor para ET y corresponde a lo discutido por Mahood (1981b), donde las lavas más antiguas y menos diferenciadas presentan enriquecimientos en REE respecto a las más jóvenes.

Las diferencias entre ET y los demás domos también fueron identificadas en los análisis de química mineral. Por ejemplo, los porcentajes de MgO y MnO encontrados en las fayalitas y clinopiroxenos de las lavas de ET pueden doblar las concentraciones de los correspondientes minerales en CA y CB, aunque las concentraciones de SiO_2 , Al_2O_3 , FeO y CaO sean similares o ligeramente inferiores. También se encontraron importantes enriquecimientos entre el 10 y 20% de TiO_2 en los clinopiroxenos de ET, lo cual le da un carácter más máfico. Para el caso de los sanidinos, se encontró que el componente cálcico (CaO) es mayor para los cristales en ET en más de un 20% respecto a CA y CB; de forma similar ocurre para el Na_2O , sin embargo, el enriquecimiento no es superior al 5%. Por el contrario, el componente potásico (K_2O) es inferior en un 10% respecto a los demás domos, denotando un carácter menos evolucionado para los feldespatos de ET.

4.4.1. Temperatura y fugacidad de oxígeno

En esta explicación es importante tener en cuenta el concepto de la fugacidad de oxígeno, ya que se define como un índice para determinar las reacciones minerales de reducción-oxidación en el magma, es una herramienta termodinámica que expresa el potencial

químico (o cambios de energía) del oxígeno en un sistema en equilibrio (Best, 2003), depende en gran medida de la temperatura, y en este caso puede explicar las diferencias geoquímicas en ET. Warshaw y Smith (1988) proponen que las variaciones composicionales de los minerales ferromagnesianos presentes en The Bandelier Tuff (clinopiroxenos y fayalitas), responde a cambios en la fugacidad de oxígeno, por ejemplo, al incrementar fO_2 disminuye la relación molar FeO/CaO presente en los minerales. Teniendo presente lo anterior, en las lavas de CA y CB, los clinopiroxenos presentan relaciones molares de FeO/CaO entre 1.20 y 1.24, mientras que para ET las relaciones son inferiores (1.15 – 1.20), lo que es consistente con un incremento en la fugacidad de oxígeno para las lavas de ET en relación a la de los otros domos, y explicaría las diferencias composicionales que existen entre los cristales de este domo y los cristales encontrados en CA y CB.

Rocas Ácidas															
<i>Elementos</i>	Olivino	OPX	CPX	Granate	Anfibol	Biotita	K-Feldespatos	Plagioclasa	Apatito	Magnetita	Esfena	Ilmenita	Circón	Alanita	
LILE	Cs	0.010	0.010	0.010		0.010	2.200	0.110	0.030	0.010					
	Rb	0.035	0.028	0.030	0.009	0.180	4.500	0.610	0.240	0.045				0.029	
	K		0.001	0.037	0.020	0.081	2.500	1.490	0.263	0.045					
	Ba	0.099	0.200	0.400	0.020	0.280	6.400	7.200	0.363						
	Sr	0.014	0.100	0.150	0.050	0.250	0.250	4.500	4.400	0.077		0.740			
	Pb	0.430	0.028	0.320		0.530	0.890	0.120	1.300	0.710		0.560		0.530	
HFSE	Th	0.300	0.160	0.350		0.160	0.310	0.022	0.040					0.427	
	U		0.120	0.002			0.100	0.040	0.050	43.700	0.210			0.063	
	Zr	0.010	0.250	0.600	1.300	0.340	0.190	0.010	0.041	0.500	3.900			0.490	
	Hf		0.200	0.247	3.300	0.520	0.500	0.020	0.039				0.065	2645.000	
	Ti		0.700	0.900	1.200	7.000			0.050				150.000		
	Ta	0.010	0.500	0.350		1.500	1.300	0.001	0.030		1.200	40.000	18.000	40.200	1.900
	Y	0.010	1.000	2.700	35.000	2.460	2.300	0.017	0.510	40.000	0.120			0.270	95.500
	Nb	0.010	0.540	0.800	0.100	1.500	4.600	0.010	0.260	0.100			6.580		0.120
OTHERS	Sc		18.000		15.950	14.000	2.230	0.023	0.010			5.900	60.300		
	Cr					21.000	12.600		0.010			3.000	119.000		
	Ni		4.900	6.200	3.700	9.300	3.330	1.100	1.500	5.100		6.200			
	Co				2.625	37.000	28.500		0.150			26.000	9.000		
	V					4.920									
	W														
	Ga					2.420	3.100	0.450	3.200		2.800		0.220		
	P														
	Zn					10.700	11.400	0.042	0.480		26.600		1.200		
	Cu					0.490	72.400	0.240			3.800		3.200		
	REE	La	0.600	1.500	1.200	0.400	1.500	0.318	0.070	0.393					1.100
Ce		0.400	1.500	1.000	0.700	1.700	0.377	0.020	0.251	16.600				1.190	
Pr		0.400	2.000	2.000	0.700	3.500	0.300	0.025	0.200	18.000					
Nd		0.400	2.500	2.500	0.700	4.000	0.339	0.030	0.189	21.000			0.960		
Sm		0.020	2.500	3.000	3.000	6.000	0.390	0.020	0.137	20.700			0.684		
Eu		0.007	0.900	3.000	2.000	5.000	0.328	3.300	2.110	14.500			0.400		
Gd		0.008	1.200	3.000	12.000	7.500	0.442	0.011	0.120	21.700					
Tb		0.010	2.000	4.000	15.000	8.000	0.393	0.010	0.150				0.360		
Dy		0.009	1.500	3.500	30.000	9.000	0.500	0.040	0.112	16.900			0.370		
Ho		0.008	2.000	3.200	35.000	10.000	0.750	0.014	0.140						
Er		0.011	0.600	2.600	42.800	10.000	0.400	0.006	0.122	14.100				99.800	
Tm		0.015	1.500	2.500	10.000	9.000	0.660	0.014	0.100					150.000	
Yb		0.014	1.500	2.500	50.000	7.000	0.450	0.030	0.132	9.400			0.550	194.000	
Lu		0.016	1.500	3.000	60.000	6.000	0.450	0.020	0.138	7.900			0.740	264.000	

Figura 54. Coeficientes de partición D para minerales en rocas ácidas, tomado de Ersoy y Helvacı (2010). Los números en color azul representan valores de $D < 1$, los números en color rojo indican valores de $D > 1$ y los números rojos resaltados en amarillo indican valores de $D > 10$.

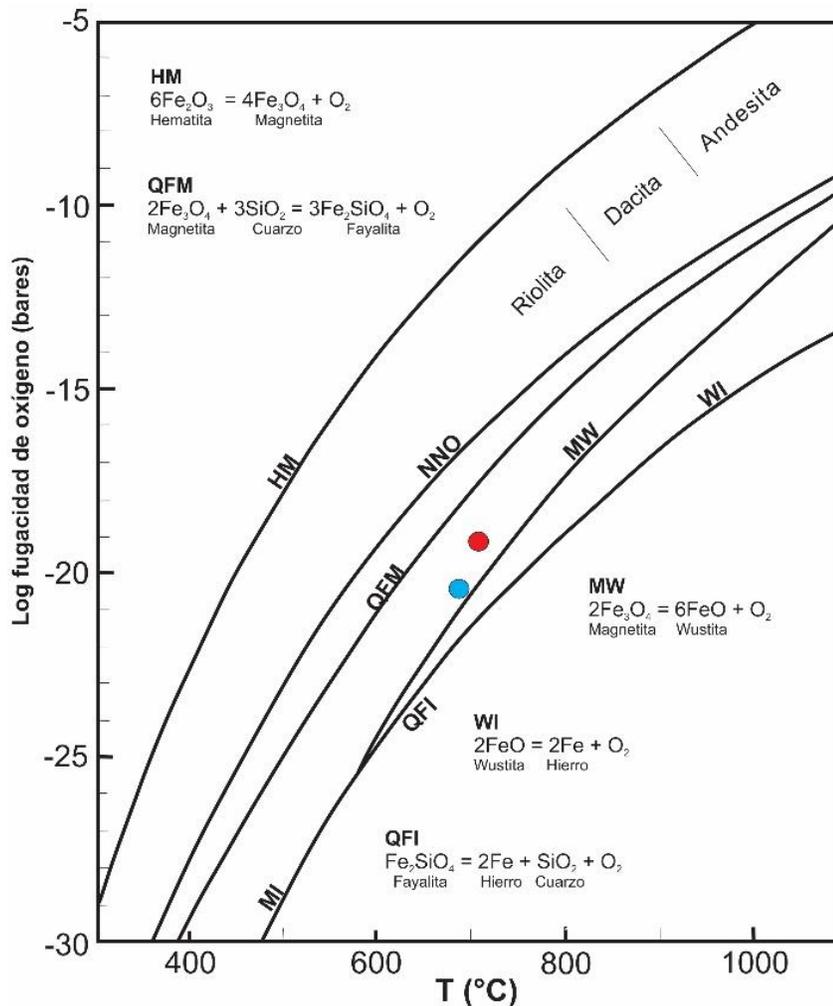


Figura 55. Curvas que representan las reacciones de reducción-oxidación para minerales en el sistema O-Si-Fe, tomado de Best (2003). Cada reacción es estable en el área ubicada bajo la curva; la reacción NNO (Niquel – Óxido de Niquel) no ocurre en magmas naturales, sin embargo, es usado como referencia. El punto rojo indica la temperatura y $f\text{O}_2$ calculada a partir de los minerales magnetita-ilmenita del domo ET y el punto azul a partir del domo CB, lo que corresponde al campo de estabilidad de la reacción QFM.

Con base en la composición de ilmenitas y magnetitas se calcularon temperaturas de 720°C y 695°C, y fugacidades de oxígeno de -19.95 y -20.89, correspondiente al campo de equilibrio de la reacción QFM (Figura 55). Estos valores son inferiores a los calculados previamente en el domo Río Salado de la Caldera La Primavera (850°C, -13.8; Mahood, 1981b), sin embargo valores cercanos a los 700°C y bajas $f\text{O}_2$ han sido registrados para este tipo de sistemas mágnaticos caracterizados por la presencia de fayalita y hedenbergitas en riolitas ricas en SiO_2 (Warshaw y Smith, 1988). Este es el caso de The Bandelier Tuff, una formación riolítica del Pleistoceno que aflora en Valles Caldera, New Mexico. Los datos son consistentes con la idea de que las rocas silíceas como las de la Caldera de la Primavera presentan estados reducidos equivalentes a los MORBs con bajos contenidos de agua (Charmichael y Nicholls, 1967), mientras que para depósitos piroclásticos con fenocristales de hornblenda y/o biotita (magmas con mayores concentraciones de agua) manifiestan

estados más oxidados; es así, que el agua se convierte en un factor importante que controla el estado de oxidación del magma y la asociación mineral que van a cristalizar.

4.4.2. Cristalización fraccionada

Acorde a lo discutido por Mahood (1981b), la cristalización fraccionada es un proceso poco probable al descartar la presencia de minerales con bordes de reabsorción generados por el sobrecalentamiento del magma previo a la erupción de las lavas. Sin embargo, este tipo de texturas de reabsorción son comunes y fueron encontradas en todas las muestras analizadas de los domos (ver apartado de petrografía), además, este sistema volcánico presenta una configuración de elementos traza consistente con un proceso de cristalización fraccionada y es correlacionable con riolitas peralcalinas (Wegert *et al.*, 2013; Shao *et al.*, 2015; Hutchinson *et al.*, 2018). Esto puede justificarse con los resultados obtenidos en las matrices de correlación y las elevadas relaciones Rb/Sr (en un rango entre 60 y 150; Wilson, 1989; Wegert *et al.*, 2013). Por ejemplo, los óxidos Fe_2O_3 , MnO, CaO, TiO_2 presentan importantes correlaciones positivas (>0.500) con elementos como Ba, Zr y LREE; en lavas con bajos contenidos en estos óxidos, van a corresponder con bajas concentraciones de Ba, Zr y LREE, lo cual corresponde a las lavas más diferenciadas en los domos CA, CB, e Ix, por otro lado, si la concentración de estos óxidos aumenta, los contenidos de Ba, Zr y LREE también evidencian un incremento e indica rocas menos evolucionadas como lo registrado en las lavas de ET.

Sumado a los análisis de isótopos realizados por Mahood y Halliday (1988), se interpretó que el origen de las riolitas de la caldera se atribuye a la cristalización fraccionada de un magma basáltico con cierto carácter alcalino (de lo contrario se habrían formado riolitas calcoalcalinas ricas en plagioclasa) derivado del manto con bajos grados de contaminación cortical profunda. Las relaciones de elementos incompatibles como Nb/Zr, Ce/Zr, La/Zr y Rb/Zr tienden a mantenerse constantes en los cuatro domos con ligeras diferencias ($<5\%$) por lo que se infiere que la contaminación por parte de la corteza superficial tampoco es significativa en la petrogénesis de las lavas (Wilson, 1989), y es una importante evidencia de que la cristalización fraccionada es el proceso predominante en la evolución de CA, CB, ET e Ix.

4.4.3. Relación con otras unidades de la Caldera La Primavera

Los domos CA, CB, ET e Ix presentan composiciones similares a las registradas en otras unidades de la Caldera de la Primavera, esto es, contenidos de SiO_2 superiores a 70%, concentraciones de MgO, MnO, CaO y TiO_2 inferiores al 3 wt%, y patrones de elementos traza con enriquecimientos en elementos incompatibles e importantes anomalías negativas de Ba, Sr, P, Ti y Eu respecto a valores de N-MORB. Dentro de las relaciones más importantes se encuentra la correspondencia en cuanto a la concentración de elementos mayores y traza (especialmente de Ba, Zr, U, Rb, Y y REE) entre el domo ET y los Domos Centrales, por lo que su evolución magmática debido ser similar y correspondiente en el tiempo.

La premisa de que las unidades más recientes son más diferenciadas respecto a las más antiguas se cumple de forma parcial. Por ejemplo, la Ignimbrita Tala, siendo la más antigua, manifiesta bajos contenidos de SiO_2 y altas concentraciones de MgO en comparación a las demás, sin embargo, exhibe valores similares al volcán Planillas el cual corresponde a una de las unidades más recientes (60 ka; Mahood y Drake, 1982). En el caso de otros óxidos afines a minerales máficos como Fe_2O_3 , MnO , CaO y TiO_2 , la Ignimbrita parece tener concentraciones similares a las encontradas en las unidades con edades menores a 95 ka incluso inferiores, aparentando ser más diferenciada que el domo ET, es decir, no se encuentra un patrón que indique un claro aumento en el grado de diferenciación conforme las unidades sean más jóvenes.

Respecto a las lavas con edades posteriores a los 95 ka, se observa un aumento en elementos incompatibles como Cs, Rb, Pb, Th, U, Ta y Nb desde las unidades más antiguas (Domos Centrales y domo El Tule) hasta las más recientes (CA, CB, Ix, volcán Planillas y domos Tajo-Coli). Por el contrario, las relaciones La_N/Sm_N , La_N/Yb_N y La/Lu tienden a disminuir, es decir, las concentraciones de LREE decrecen conforme las unidades sean más jóvenes y es consistente con un aumento en la compatibilidad de estos elementos con el tiempo (Mahood, 1981b). Estas relaciones no se cumplen con la Ignimbrita Tala, si bien es la unidad más antigua, puede presentar la mayor concentración de elementos incompatibles y las menores concentraciones de LREE.

4.4.4. Ambientes de *rift* vs ambientes de subducción

La mineralogía identificada CA, CB, ET e Ix es correlacionable con la de riolitas formadas en zonas de *rift* continental (Figura 56). Wilson (1989) indica que la serie basalto – riolita registrada en este tipo de ambientes presentan cuarzo y plagioclasa; esta última varía desde bytownita a labradorita (An_{85-75}) en los miembros más básicos, hasta oligoclasa (An_{17}) en rocas ácidas, y deja de cristalizar en las rocas más diferenciadas coincidiendo con la aparición de feldespato alcalino (anortoclasa-sanidino). Los olivinos son comunes con un rango composicional de Fo_{80} en los miembros básicos hasta fayalita en rocas diferenciadas como traquitas y riolitas. De igual forma, la presencia de clinopiroxenos ricos en Fe y Ca fueron identificados, manifestando un amplio rango de cristalización desde augitas en rocas básicas hasta hedenbergita en riolitas, lo cual es registrado en los domos de la Caldera La Primavera con composiciones de Ca superiores al 19% wt.

Al comparar la concentración de algunos elementos traza de los domos CA, CB, ET e Ix se encontró importantes correlaciones de elementos como Ba, Sr, Ta, Zr, Y, Nb y REE con las riolitas formadas en sistemas de *rift* (Figuras 45, 46, 57, 58 y 59). Al igual que en los domos, se registraron anomalías negativas de Ba y Sr respecto a los valores de N-MORB (Sun y McDonough, 1989); se determinaron concentraciones inferiores a los 400 ppm para el Ba y 20 ppm para el Sr; caso contrario ocurre en los ambientes de subducción donde los contenidos de estos elementos son extremadamente altos (> 400 ppm para el Ba, y > de 50 ppm para el Sr) en relación con las concentraciones encontradas en la Caldera La Primavera. Las concentraciones de Ta, Y y Zr, son elevadas comparadas con aquellas obtenidas para riolitas de zonas de subducción y son comparables con los valores de los

domos. Por otra parte, el Nb tiende a enriquecerse en los domos, aunque presente picos negativos similares a lo registrado en riolitas de zonas de subducción donde los valores normalizados son cercanos a 1; cabe resaltar que esta anomalía es propia de estos ambientes y se atribuye a la interacción entre magmas originados en el manto y fluidos durante la subducción (Wilson, 1989; Garrison *et al.*, 2011; Dogan-Kulahci, 2017).

Para elementos como el Rb, Th y U se observa que las concentraciones entre los ambientes de *rift* y subducción pueden ser correlacionadas entre sí; tratándose de riolitas es de esperarse un enriquecimiento en este tipo de elementos, marcando un alto grado de diferenciación magnética correspondiente a contenidos de SiO₂ superiores al 70%.

	Basalto Transicional	Traqui-Andesita	Traquita	Riolita
Opacos	g	g		
Cpx	Augita			Hedenbergita
Olivino	Fo ₈₀			Fo ₂
Anfibol				
Biotita				
Plagioclasa	An ₇₅			An ₁₇
Feld. Alcalino				Sanidino
Apatito				
Cuarzo				

Figura 56. Mineralogía para la serie basalto-riolita en zonas de *rift* continental, caso de estudio Boina (Etiopía), tomado de Wilson (1989). La letra g corresponde a minerales que crecen en la mesostásis como microlitos.

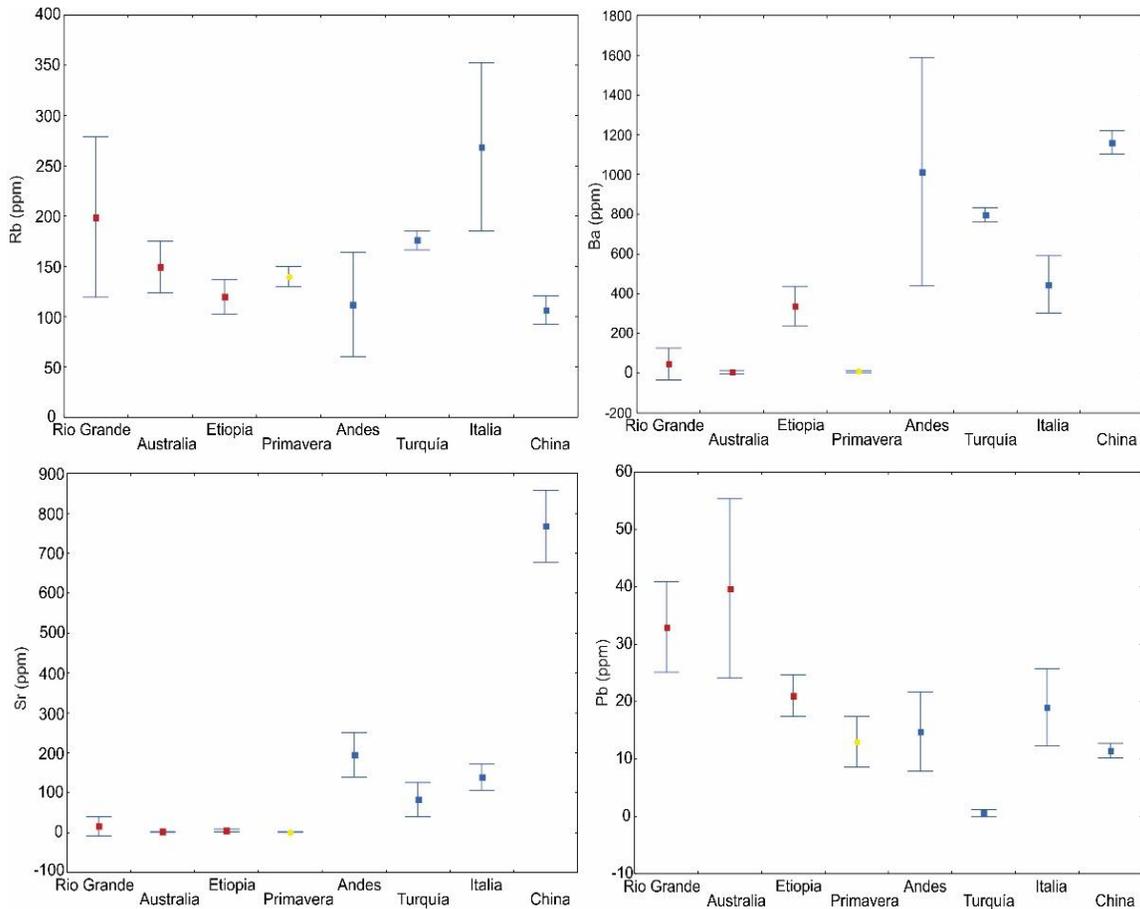


Figura 57. Diagramas de rango que representan la mediana y la desviación estándar de los datos para elementos LILE en muestras de riolitas de ambientes de rift (cuadros rojos) y subducción (cuadros azules). Las medianas y rangos de las muestras de los domos de la Caldera La Primavera (CA, CB, ET e Ix) son representados en los diagramas por convenciones de color amarillo.

Los patrones de REE de los domos son muy similares a los expuestos por las riolitas formadas por *rifting*. Tanto los ambientes de subducción como los de *rift* exhiben enriquecimientos de tierras raras ligeras (LREE) en relación a las tierras raras más pesadas (HREE), sin embargo, las pronunciadas anomalías negativas de Eu y los patrones casi horizontales de HREE obtenidos en los domos guardan una estrecha relación con los datos obtenidos en el *rift* de Rio Grande y el *rift* de Australia donde los valores normalizados de Eu son cercanos a 1, similares a los valores de N-MORB (Figura 46B); las medianas calculadas para la relación Eu/Eu^* de las riolitas de Rio Grande y Australia son menores a 0.15 comparables con la calculada para los domos CA, CB, ET e Ix (no ocurre lo mismo con las muestras del *rift* de Etiopía cuya mediana llega a 1; Figura 59) mientras que los valores en zonas de subducción son superiores a 0.3. De forma similar se registró para las relaciones La_N/Yb_N , La_N/Sm_N , y La/Lu donde los valores calculados en las zonas de *rift* son comparables con los valores para los domos de la Caldera La Primavera. En contraste, los valores para las riolitas de las zonas de subducción difieren en gran medida de los domos estudiados, ya

que fácilmente los valores pueden llegar a doblar o triplicar los registrados en CA, CB, ET e Ix.

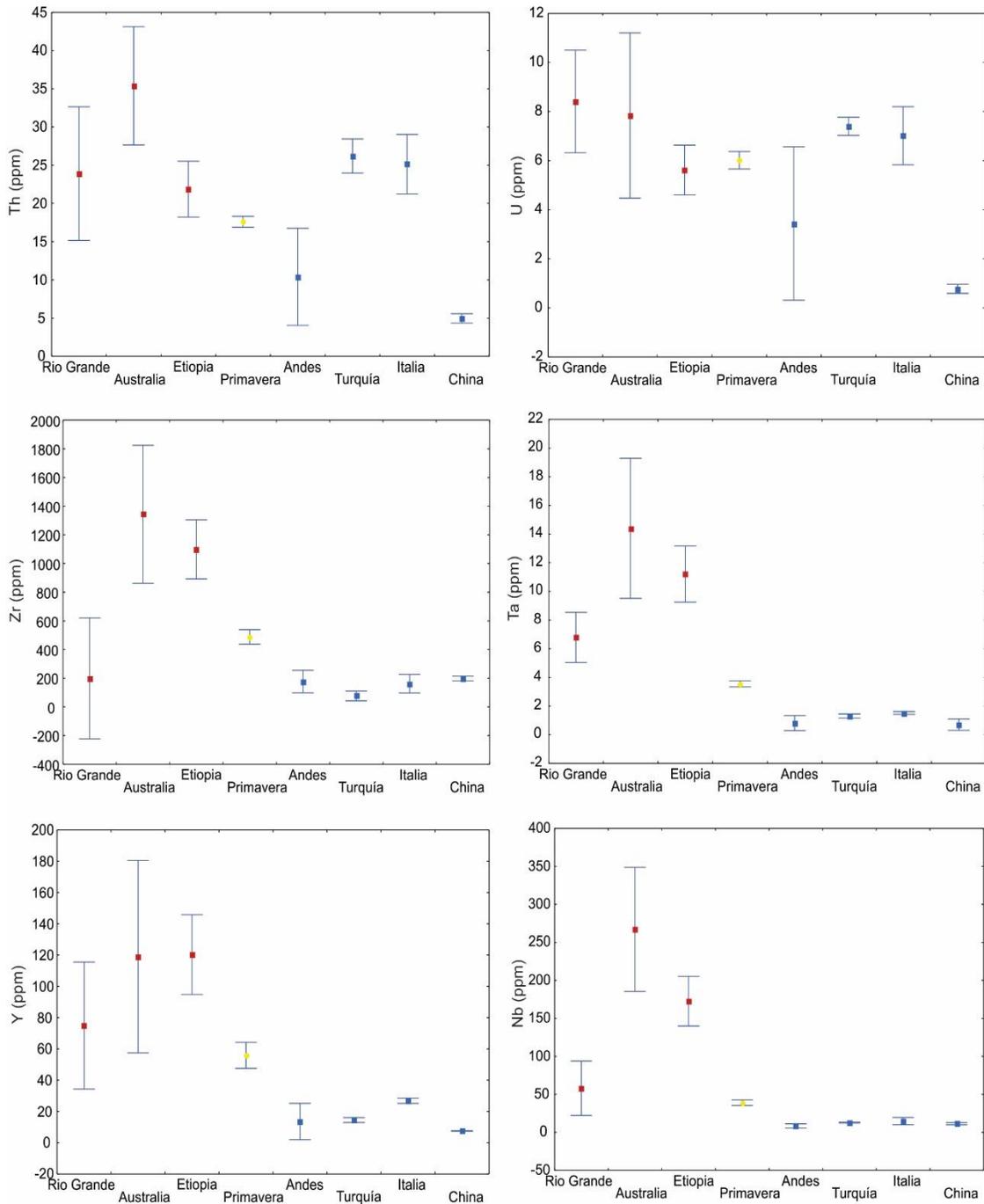


Figura 58. Diagramas de rango que representan la mediana y la desviación estándar de los datos para elementos HFSE en muestras de riolitas de ambientes de *rift* (cuadros rojos) y subducción (cuadros azules). Las medianas y rangos de las muestras de los domos de la Caldera La Primavera (CA, CB, ET e Ix) son representados en los diagramas por convenciones de color amarillo.

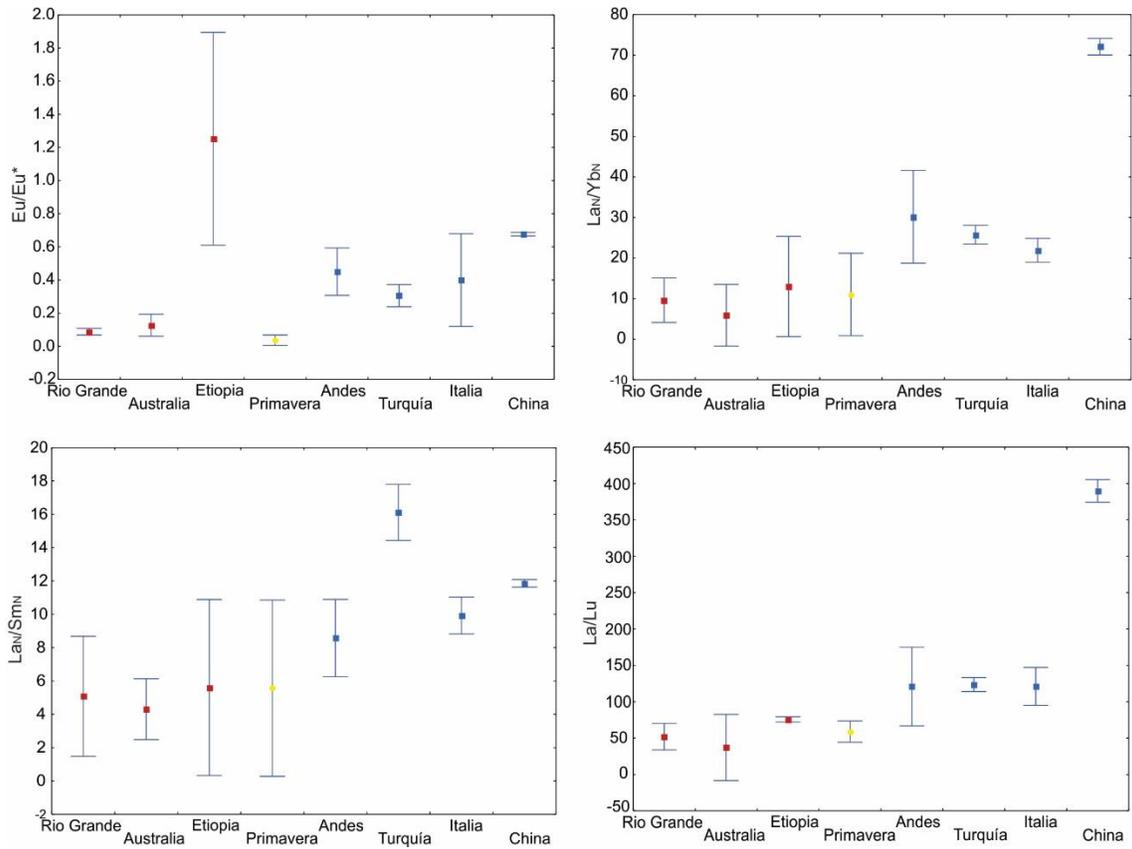


Figura 59. Diagramas de rango que representan la mediana y desviación estándar de los datos para relaciones de REE en muestras de riolitas de ambientes de rift (cuadros rojos) y subducción (cuadros azules). Las medianas y rangos de las muestras de los domos de la Caldera La Primavera (CA, CB, ET e Ix) son representados en color amarillo.

En síntesis, las concentraciones y patrones de elementos traza identificados en las lavas de los domos CA, CB, ET e Ix presentan importantes similitudes con las concentraciones evidenciadas en riolitas de *rift* continental, por lo que el magmatismo está en gran medida controlado por este régimen tectónico, sin embargo evidencias como las ligeras anomalías negativas de Nb y la cercanía de la caldera a la trinchera, no descartan completamente la influencia de la subducción en la génesis del magma responsable de la formación de la Caldera La Primavera.

CONCLUSIONES

Con base en evidencias estratigráficas, estructurales y morfológicas de los domos, se infiere que los domos son más jóvenes que la Ignimbrita Tala y los depósitos lacustres, y que su emplazamiento estuvo condicionado por una estructura preexistente con orientación NE-SW, atribuida al segmento sur de la falla que dio paso a la formación de la caldera; evidencias como la elongación de los domos y la presencia de lineamientos paralelos entre sí sobre estos, son la proyección de los diques que los habrían formado mediante erupciones fisurales aprovechando zonas de debilidad en la corteza generadas por la falla.

La heterogeneidad textural de las lavas a nivel macro y microscópico no se asocia a cambios en la composición del magma sino a cambios en la distribución de volátiles dentro de los domos (y en segunda medida al proceso de devitrificación), esto se ve reflejado en las variaciones en densidad y vesicularidad de las lavas. Estas diferencias petrofísicas son el punto de partida para la generación de diapiros formados por el ascenso de capas de lava menos densas y más calientes desde el interior del flujo, que, al llegar a superficie, generan deformación y favorece el desarrollo de montículos en la cima de los domos.

En cuanto a la composición mineralógica y geoquímica, se estableció que las lavas son riolitas peraluminosas sobresaturadas en SiO_2 con altos índices de diferenciación magmática, estas constan de cristales de sanidino, cuarzo, hedenbergitas, fayalita, circón, rutilo, ilmenita y magnetita en equilibrio con la mesostásis; las diferencias composicionales registradas en los fenocristales de ET (como fayalitas y cpx) respecto a los demás domos, pueden explicarse mediante cambios en la fugacidad de oxígeno, pues se estableció que a mayor valor de fugacidad, mayor es la relación molar FeO/CaO en los minerales ferromagnesianos. Además, los datos de temperatura y fugacidad son consistentes con estados reducidos del magma y bajos contenidos de agua, favorables para que se dé el equilibrio de la reacción QFM.

También se determinó que las lavas de los cuatro domos provienen de la misma fuente magmática, sin embargo, las lavas que conforman el domo ET presentan un menor grado de diferenciación respecto a CA, CB, e Ix, lo cual es consistente con la idea de que las unidades más recientes de la Caldera La Primavera son más diferenciadas respecto a las más antiguas. Sin embargo, se recomienda datar las lavas de estos domos para corroborar la relación temporal entre estos y unidades como la Ignimbrita Tala. Cabe resaltar, que las riolitas presentan elevadas relaciones Rb/Sr y ausencia de importantes cambios en relaciones de elementos incompatibles (Nb/Zr , Ce/Zr , La/Zr y Rb/Zr), evidencias de que la cristalización fraccionada es el principal proceso de diferenciación magmática, caracterizado por bajos niveles de contaminación por parte de la corteza superior. Además, se descarta una posible mezcla de magmas dada la homogeneidad en cuanto al tipo, contenido y composición de fenocristales para los cuatro domos, así como la ausencia de xenocristales, texturas de desequilibrio como bordes de reacción y/o zonaciones inversas en los sanidinos, fayalitas y/o clinopiroxenos.

Finalmente, la mineralogía, los datos de geoquímica de los domos CA, CB, ET e Ix y los estudios isotópicos realizados por Mahood y Halliday (1988), permite inferir que estas riolitas provienen de la extensa cristalización fraccionada de magmas basálticos

posiblemente alcalinos (que explican la presencia de sanidino en el sistema), derivados del manto durante un régimen extensivo o de *rift* continental con un mínimo grado de contaminación cortical, aunque evidencias como las ligeras anomalías negativas de Nb registrada en las lavas y la cercanía de la caldera a la trinchera, no descartan completamente la influencia de la subducción en la génesis del magma responsable de la formación de la Caldera La Primavera.

REFERENCIAS

- Acocella, V., Neri, M., 2009**, Dike propagation in volcanic edifices: Overview and possible developments: *Tectonophysics*, v. 471, p. 67 – 77.
- Aguirre-Diaz, G., 2008**, Types of collapse calderas: *Earth and Environmental Science*, v. 3, p. 12 – 21.
- Angelo, P., 2013**, Petrogenesis of trachyte and rhyolite magmas on Ponza Island (Italy) and its relationship to the Campanian magmatism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 267, p. 15 – 29.
- Baily, D.K., 1983**, The chemical and thermal evolution of rifts: *Tectonophysics*, v. 94, p. 587 – 597.
- Barker, A. J., 2014**, A key for identification of rock-forming minerals in thin section. UK: Taylor and Francis Group, p. 182.
- Best, M. G., 2003**, *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell Publishing, p. 403.
- Blake, S., 1990**, Viscoplastic models of lava domes, in Fink, J.H., ed., *Lava flows and domes: International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interiors Proceedings in Volcanology*: New York, Springer-Verlag, p. 263–278.
- Bonnichsen, B., Kauffman, D., 1987**, Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho: *Geological Society of America Special Papers*, v. 212, p. 119 – 145.
- Brooks, C.K., 1976**, The $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio of basalt analyses: an appeal for a standardized procedure: *Bulletin of Geological Society*, v. 25, p. 117 – 120.
- Campos-Enríquez, J., Alatorre-Zamora, A., 1999**, Shallow crustal structure of the junction of the grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 37, n. 4, p. 263 – 282.
- Carmichael, I.S.E., Nicholls, J., 1967**, Iron-Titanium Oxides and Oxygen Fugacities in Volcanic Rocks: *Journal of Geophysical Research*, v. 72, p. 4665 – 4687.
- Carr, M.J., Gazel, E., 2017**, Iqpet software for modeling igneous processes: examples of application using the open educational version: *Mineralogy and Petrology*, v. 111, p. 283 – 289.
- Castro, A., 1989**, *Petrografía Básica: Texturas, Clasificación y Nomenclatura*. Madrid, España: PARANINFO S.A. p. 139.
- Clough, B.J., 1981**, *The Geology of La Primavera Volcano, Mexico (Tesis de doctorado)*. Universidad de Londres, Londres, p. 559.
- Cruz-Lara, A.U., 2015**, *Evolución del Domo San Miguel, Campo Volcánico La Primavera, Jalisco, México. Estudio de Estratigrafía y Geoquímica*. Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro, Michoacán, p. 90.
- Demant, A., 1978**, Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 2, n. 2, p. 172-187.
- Dogan-Kulahci, G.D., Temel, A., Gourgaud, A., 2017**, Mineralogical and petrological features of the Cemilköy ignimbrite, Cappadocia, Turkey: *Chemie der Erde*, v. 78, p. 103 – 115.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., 2010**, FC-AFC-FCA and mixing modeler: A Microsofts Excel spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing: *Computers & Geosciences*, v. 36, p. 383–390.
- Fink, J., 1983**, Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little glass Mountain, Medicine Lake highland, northern California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 362 - 380.
- Fink, J., Pollard, D., 1983**, Structural evidence for dikes beneath silicic domes, Medicine Lake Highland Volcano: *Geology*, v. 11, p. 458-461.
- Fink, J., Manley, C., 1987**, Origin of pumaceous and glassy textures in rhyolite flows and domes: *Geological Society of America Special Papers*, v. 212, p. 77 – 88.

- Fink, J., Anderson, S., 2000**, Lava Domes and Coulees En: Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Francisco, p. 307 – 319.
- Garrison, J.M., Davidson, J.P., Hall, M., Mothes, P., 2011**, Geochemistry and Petrology of the Most Recent Deposits from Cotopaxi Volcano, Northern Volcanic Zone, Ecuador: Journal of Petrology, v. 52, no. 9, p. 1641 – 1678.
- Gill, R., 2010**, Igneous rocks and processes. Londres, Inglaterra: Wiley-Blackwell, p. 428.
- Gómez-Alvarez, F., 2015**, Análisis Petrológico de los Domo Tajo y Colli e Implicaciones en el Potencial Geotérmico del Complejo Volcánico La Primavera (CVLP), Jalisco. Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro, Michoacán, p. 83.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., Ferrari, L., 2005**, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín De La Sociedad Geológica Mexicana, v. 57, n. 3, p. 227-283.
- González, J., Oliveros, V., Creixell, C., Velásquez, R., Vásquez, P., Lucassen, F., 2017**, The Triassic magmatism and its relation with the Pre-Andean tectonic evolution: Geochemical and petrographic constrains from the High Andes of north central Chile (29°30' – 30°S): Journal of South American Earth Sciences, v. 44, p. 1 – 18.
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A., Ramírez-Silva, G., Martínez-Ménez, M., López-López, C., 2002**, Hydrographic characterization of the La Primavera, Mexico, geothermal field: Geothermal Resources Council Transactions, v. 26, p. 17 – 21.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J., 1989**, A vesicularity index for pyroclastic deposits: Bulletin of Volcanology, v. 51, p. 451 - 462.
- Hutchison, W., Mather, T. A., Pyle, D. M., Boyce, A. J., Gleeson, M. L. M., Yirgu, G., Blundy, J., Fergusson, D., Vye-Brown, C., Millar, I., Sims, K., Finch, A. A., 2018**, The evolution of magma during continental rifting: new constraints from the isotopic and trace element signatures of silicic magmas from Ethiopian volcanoes: Earth and Planetary Science Letters, v. 489, p. 203 – 218.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971**, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.
- Japa International Cooperation Agency, 1986**, La Primavera geothermal development project in United Mexican States. Japan: JICA Library, p. 88.
- Jacobs, E.P., WoldeGabriel, G., Kelley, S.A., Broxton, D., Ridley, J., 2016**, Volcanism and sedimentation along the western margin of the Rio Grande rift between caldera-forming eruptions of the Jemez Mountains volcanic field, north-central New Mexico, USA: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 327, p. 416 – 435.
- Kerr, P., 1977**, Optical Mineralogy. New York, USA: John Wiley and Sons, p. 492.
- Klitgord, K., Mammerickx, J., 1982**, Northern East Pacific Rise' Magnetic Anomaly and Bathymetric Framework: Journal Of Geophysical Research, v. 87, n. B8, p. 6725 – 6750.
- Lebas, M.J., Lemaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986**, A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram: Journal of Petrology, v. 27, n. 3, p. 745 – 750.
- Lepage, L.D., 2003**, ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry: Computer and Geosciences, v. 29, p. 673 – 678.
- Lipman, P.W., 1977**, Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry: Bulletin of Volcanology, v. 59, p. 198 – 218.
- Lipman, P.W., 2000**, Calderas. En: Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Francisco, p. 643 – 662.
- Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F., Carmichael, I., 1985**, Active rifting in south-western Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading ridge jump: Geology, v.13, p. 54 – 57.
- Lyman, A., Koenig, E., Fink, J., 2004**, Predicting yield strengths and effusion rates of lava domes from morphology and underlying topography: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 129, p. 125 – 138.
- Maciel-Flores, R., Rosas-Elguera, J., 1992**, Modelo Geológico y Evaluación del Campo Geotérmico La Primavera, Jal., México: Geofísica Internacional, v.31, n. 4, p. 359- 370.

- Mahood, G.A., 1977**, Preliminary report of the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, v. 1, p. 177 – 190.
- Mahood, G. A., 1980**, Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 8, p. 199 - 230.
- Mahood, G. A., 1981a**, A Summary of the Geology and Petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 10137-10152.
- Mahood, G. A., 1981b**, Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 77, p. 129 - 149.
- Mahood, G. A., Drake, R., 1982**, K-Ar dating young rhyolitic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 12, p.1232-1241.
- Mahood, G. A., Halliday, A., 1988**, Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 100, p. 183 – 191.
- Marsh, B., 1984**, On the Mechanics of caldera resurgence: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 8245 – 8251.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993**, Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Tasmania, Australia: University of Tasmania, p. 196.
- Mills, J.G., Rose, T. P., 1991**, Manganian fayalite [(Fe, Mn)₂SiO₄]: A new occurrence in rhyolitic ash-flow tuff, southwestern Nevada, U.S.A: American Mineralogist, v. 76, p. 288 – 292.
- Molina, A., Honda, M., El Qady, G., Ushijima, K., 2006**, Exploration of the geothermal reservoir of Cerritos Colorados, Jal., Mexico, using 1-D and 2-D inversion of resistivity data: Geotermia, v. 19, n. 1.
- Morimoto, N., 1989**, Nomenclature of pyroxenes: Canadian Mineralogist, v. 27, p. 143 – 156.
- Nesse, W.D., Schultze, D.J., 2004**, Introduction to optical mineralogy. Londres, UK: Oxford University Press, p. 335.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995**, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: Journal of Geophysical Research, v. 100, No. B7, p. 12,375 – 12,373.
- Parker, D.F., White, J.C., Ren, M., Barnes, M., 2017**, Basement control of alkalic flood rhyolite magmatism of the Davis Mountains volcanic field, Trans-Pecos Texas, U.S.A.: Lithos, v. 292 – 293, p. 234 – 249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984**, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, v. 25, p. 956 – 983.
- Pearson, K., 1896**, Mathematical contributions to the theory of evolution, III. Regression, heredity, and panmixia: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. 187, p. 253 – 318.
- Raymond, L.A., 2002**, Petrology: the study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic rocks. Illinois, USA: Waveland Press, Inc, p. 720.
- Reed, S.J.B., 2005**, Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. Cambridge, UK: Cambridge University Press, p. 192.
- Rivera-Olguín, E., 2016**, Historia eruptiva del Volcán Planillas: vulcanismo post caldera en la caldera de La Primavera, Jalisco, México (Tesis de maestría). Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, p. 102.
- Rollinson, H.R., 1993**, Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, England, p. 352.
- Salinas-Ocampo, U., Saucedo-Girón, R., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Macías-Vázquez, J.L., Sánchez-Núñez, J. M., Radilla-Albarrán, U. A., 2016**, Estratigrafía de la Ignimbrita Tala: Caldera La Primavera, Jalisco, México: Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana, v. 36, n. 1, p. 128.
- Salminen, R., 2005**, Geochemical Atlas of Europe. Part 1: Background Information, Methodology and Maps. Espoo: Geological Survey of Finland, Finlandia, p. 526.

- Shao, F., Niu, Y., Regelous, M., Zhu, D., 2015**, Petrogenesis of peralkaline rhyolites in an intra-plate setting: Glass House Mountains, southeast Queensland, Australia: *Lithos*, v. 216 – 217, p. 196 – 210.
- Shields, J., Mader, H., Caricchi, L., Tuffen, H., Mueller, S., Pistone, M., Baumgartner, L., 2016**, Unravelling textural heterogeneity in obsidian: Shear-induced outgassing in the Rocche Rosse flow: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 310, p. 137–158.
- Smith, R.L., Bailey, R.A., 1968**, Resurgent Cauldrons: Geological Society of America, Mem. 116, p. 83 – 104.
- Smith, J.V., 1974**, Felspars minerals I. Crystal structure and physical properties. Springer Verlag Heilderberg, p. 627.
- StatSoft, Inc., 2011**, STATISTICA (data analysis software system), version 10. www.statsoft.com.
- Streckeisen, A., 1976**, To each plutonic Rock its proper name: *Earth Science Rev.* v. 12 p. 1 – 33.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989**, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins: Geological Society of London*, London, v. 42, p. 313 – 345.
- Taran, Y., Morán-Zenteno, D., Inguaggiato, S, Varley, N., Luna-González, L., 2013**, Geochemistry of thermal springs and geodynamics of the convergent Mexican Pacific margin: *Chemical Geology*, v. 339, p. 251 – 262.
- Verma, S.P., Rivera-Gómez, M.A., 2013**, Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks: *Episodes*, v. 36, p. 115 – 124.
- Wang, C., Song, S., Niu, Y., Allen, M.B., Su, L., Wei, C., Zhang, G., Fu, B., 2017**, Long-lived melting of ancient lower crust of the North China Craton in response to paleo-Pacific plate subduction, recorded by adakitic rhyolite: *Lithos*, v. 292 – 293, p. 437 – 451.
- Warshaw, C. M., Smith, R. L., 1988**, Pyroxenes and fayalites in the Bandelier Tuff, New Mexico: Temperatures and comparison with other rhyolites: *American Mineralogist*, v. 73, p. 1025 – 1037.
- Weaver, S. D., Sceal, J. S. C., Gibson, I. L., 1972**, Trace element data relevant to the origin of trachytic and patelleritic lavas in the East African Rift System: *Contrib. Mineral. Petrol.* v. 36, p. 181 – 194.
- Wegert, D., Parker, D., Ren, M., 2013**, The Nathrop Domes, Colorado: geochemistry and petrogenesis of a topaz rhyolite: *Rocky Mountain Geology*, v. 48, no. 1, p. 1 – 14.
- Wilson, M., 1989**, *Igneous petrogenesis*. Netherlands: Springer, p. 466.

ANEXOS

Anexo 1. Análisis de elementos mayores y traza para muestras obtenidas de los domos Culebreado A (CA), Culebreado B (CB), El Tule (ET) e Ixtahuatonte (Ix). El cálculo de FeO se hizo de acuerdo a Brooks (1976) utilizando la fórmula: $FeO = 0.87 (Fe_2O_3)_t$. El Mg# fue calculado usando la fórmula: $Mg\# = (100) \frac{MgO}{FeO+MgO}$. La norma CIPW se calculó utilizando el programa IgRoCS (Verma y Rivera-Gómez, 2013).

Muestra	PR-17- 05A	PR-17- 05B	PR-17- 07	PR-17- 08A	PR-17- 08B	PR-17- 10A	PR-17- 11A	PR-17- 11B	PR-17- 12	PR-17- 16	Límite de
Localidad	CB	CB	CB	ET	ET	ET	ET	ET	Ix	Ix	detección
Tipo de roca	R (dique)	R	R	R	R	R (Dique)	R	R	R	R	
Elementos Mayores (wt%)											
SiO ₂	75.4	75.73	72.89	72.86	75.37	73.52	74.86	74.96	75.14	74.89	0.01
Al ₂ O ₃	11.34	11.18	12.67	12.44	11.75	12.07	11.75	11.88	12.12	11.25	0.01
Fe ₂ O ₃ t	2.08	1.99	2.16	2.43	2.34	2.41	2.42	2.39	2.11	1.99	0.01
FeO	1.81	1.73	1.88	2.11	2.04	2.10	2.11	2.08	1.84	1.73	0.01
MnO	0.046	0.044	0.049	0.06	0.061	0.057	0.056	0.059	0.04	0.044	0.001
MgO	0.01	0.04	0.03	0.02	0.02	0.005	0.01	0.005	0.005	0.005	0.01
CaO	0.19	0.23	0.21	0.22	0.25	0.26	0.26	0.22	0.16	0.18	0.01
Na ₂ O	4.26	3.88	3.78	4.1	4.34	4.27	4.12	4.11	4.03	3.86	0.01
K ₂ O	4.26	4.28	4.6	4.48	4.49	4.56	4.54	4.34	4.39	4.27	0.01
TiO ₂	0.106	0.105	0.12	0.163	0.154	0.159	0.157	0.158	0.113	0.1	0.001
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.005	0.005	0.005	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.001
LOI	1.31	2.63	3.9	2.41	1.03	1.29	1.47	1.47	2.14	2.52	-
TOTAL	99.04	100.1	100.4	99.2	99.81	98.62	99.65	99.62	100.3	99.12	-
Mg#	0.55	2.26	1.57	0.94	0.97	0.24	0.47	0.24	0.27	0.29	-
Norma CIPW											
Q	34.33	36.60	33.20	31.54	32.37	30.89	32.97	33.84	34.50	36.27	-
Or	25.80	25.98	28.21	27.40	26.91	27.73	27.37	26.17	26.48	26.16	-
Ab	35.47	33.72	33.19	35.91	35.94	37.19	35.56	35.49	34.80	33.86	-
An	-	0.46	1.05	1.10	-	0.31	0.16	0.91	0.68	0.79	-
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	1.14	0.47	-	-	-	0.09	0.51	-	-
Ac	1.30	-	-	-	1.15	-	-	-	-	-	-
Di	0.74	0.57	0.00	0.00	1.09	0.79	0.91	0.00	0.00	0.06	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	1.79	1.51	1.95	2.11	1.75	1.62	1.56	2.01	1.80	1.71	-
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	0.31	0.92	1.01	1.13	0.49	1.12	1.11	1.10	0.97	0.93	-
Ilm	0.21	0.20	0.24	0.32	0.30	0.31	0.30	0.31	0.22	0.20	-
Ap	0.05	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05	0.07	0.05	0.02	-
Elementos Trazas (ppm)											
Cs	3	2.7	2.8	2.4	2	2.5	2.5	2	2.8	2.9	0.1
Rb	148	140	136	120	118	130	131	119	141	131	1
Ba	9	9	11	23	19	12	14	16	5	7	2
Sr	3	6	4	2	3	1	2	1	1	1	2
Pb	14	11	13	10	12	10	10	12	14	11	3
Th	19.3	17.6	18.8	18.4	17.6	16.9	17.4	18.2	18.3	16.8	0.05
U	6.2	6.51	6.27	5.6	5.2	5.77	5.72	5.69	6.27	5.69	0.01
Zr	526	433	509	561	616	480	577	578	489	444	1
Hf	14	10.4	12.3	11.9	14	9.5	12.4	12.7	11.7	10.5	0.1
Ta	3.8	3.55	3.8	3.42	3.4	3.04	3.27	3.35	3.69	3.34	0.01
Y	58	58.2	60.5	49.5	49	55.3	54.5	52.8	55.8	51.6	0.5
Nb	39	33.6	40.2	35.3	40	27	40.3	41.3	39.4	34	0.2
Sc	0.5	0.5	0.5	1	0.5	1	0.5	0.5	0.5	0.5	1
Cr	120	100	50	80	80	90	90	100	80	110	20
Ni	2	2	2	2	2	2	1	2	2	3	1
Co	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	1
V	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	5
W	9	7.2	3.9	6.3	6	6.4	6.1	7	5.4	8.5	0.5
Ga	27	24	27	27	27	26	27	28	26	25	1
Zn	108	135	113	101	104	103	101	105	106	99	1
Cu	3	6	3	3	6	3	3	3	3	3	1
La	53.3	53.6	54.9	75.1	75.4	80.6	81.2	80.5	51.6	48.5	0.05
Ce	116	112	132	165	168	160	162	172	109	112	0.05
Pr	13	12.8	13.6	16.3	16.8	17.6	17.7	17.7	12.2	11.7	0.01
Nd	47.2	47.1	49.5	58.5	59	62	63.1	62.9	44.8	42.6	0.05
Sm	10.6	10.4	10.9	11.2	11.1	11.7	11.8	11.9	9.76	9.49	0.01
Eu	0.09	0.093	0.095	0.138	0.11	0.129	0.125	0.139	0.081	0.089	0.005
Gd	9.3	9.66	9.92	9.29	8.6	9.88	9.68	9.72	8.89	8.46	0.01
Tb	1.6	1.65	1.68	1.51	1.5	1.59	1.53	1.58	1.52	1.46	0.01
Dy	9.6	10.3	10.2	8.87	8.5	9.79	9.36	9.5	9.4	8.71	0.01
Ho	1.9	2.04	2.03	1.74	1.7	1.9	1.82	1.9	1.9	1.73	0.01
Er	5.7	5.95	5.97	5.13	5.2	5.6	5.5	5.6	5.61	5.15	0.01
Tm	0.91	0.922	0.923	0.801	0.82	0.826	0.839	0.854	0.87	0.779	0.005
Yb	6	6.22	6.59	5.43	5.4	5.72	5.75	5.94	5.76	5.27	0.01
Lu	0.91	0.961	0.975	0.832	0.91	0.918	0.917	0.917	0.899	0.818	0.002
Be	5	5	6	5	4	5	5	4	5	5	1
Cr	120	100	50	80	80	90	90	100	80	110	20
Cd	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.5
S	0.003	0.016	0.003	0.003	0.006	0.003	0.002	0.0005	0.001	0.002	0.001
Ge	2	1.8	2	1.8	2	1.8	1.9	2	1.9	1.8	0.5
As	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	5
Mo	4	4	3	5	5	6	6	5	4	3	2
Ag	1.4	1.2	1.3	1.8	1.7	1.6	1.4	1.6	1.2	1.1	0.3
In	0.005	0.005	0.1	0.1	0.005	0.1	0.1	0.1	0.005	0.005	0.1
Sn	4	4	4	4	4	3	4	4	4	4	1
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2

Muestra	PR-17- 17	PR-17- 29	PR-17- 34	PR-17- 36	PR-17- 37	PR-17- 38	PR-17- 39	PR-17- 41	PR-17- 43	PR-17- 46	PR-17- 48	Límite de detección
Localidad	Ix	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CB	CB	ET	ET	
Tipo de roca	R	R (Dique)	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Elementos Mayores (wt%)												
SiO ₂	77.97	75.78	74.72	74.89	74.65	73.96	74.78	74.55	75.51	74.39	75.02	0.01
Al ₂ O ₃	11.17	11.59	11.27	11.31	10.96	11.1	11.09	11.87	11.79	11.21	11.74	0.01
Fe ₂ O ₃ t	2.05	2.14	1.98	2.01	1.94	1.99	2.04	2.14	2.02	2.19	2.32	0.01
FeO	1.78	1.86	1.72	1.75	1.69	1.73	1.77	1.86	1.76	1.91	2.02	0.01
MnO	0.04	0.043	0.044	0.043	0.044	0.046	0.045	0.047	0.028	0.05	0.056	0.001
MgO	0.01	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.02	0.005	0.02	0.01	0.01
CaO	0.07	0.19	0.16	0.19	0.17	0.18	0.18	0.21	0.04	0.21	0.26	0.01
Na ₂ O	4	4.29	3.97	3.9	3.81	3.78	4.02	3.98	4.04	4	4.17	0.01
K ₂ O	4.39	4.29	4.35	4.63	4.54	4.37	4.27	4.4	4.28	4.49	4.59	0.01
TiO ₂	0.103	0.109	0.105	0.103	0.102	0.102	0.106	0.111	0.108	0.145	0.148	0.001
P ₂ O ₅	0.005	0.01	0.01	0.005	0.005	0.01	0.01	0.005	0.005	0.02	0.005	0.001
LOI	0.36	0.96	3.1	3.13	3.05	3.79	2.02	2.8	0.68	2.42	2.13	-
TOTAL	100.2	99.41	99.72	100.2	99.29	99.33	98.58	100.1	98.51	99.15	100.4	-
Mg#	0.56	0.27	0.29	0.29	0.30	0.29	0.28	1.06	0.28	1.04	0.49	-
Norma CIPW												
Q	37.26	34.04	35.29	34.64	35.72	35.86	35.45	34.24	35.62	34.21	32.70	-
Or	26.03	25.79	26.65	28.22	27.92	27.07	26.18	26.76	25.89	27.48	27.63	-
Ab	33.12	36.35	34.82	33.42	32.36	33.53	34.51	34.65	34.99	33.82	35.48	-
An	-	-	0.09	-	-	0.43	-	1.04	0.17	-	-	-
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	0.20	0.46	-	-	-
Ac	0.74	0.51	-	0.55	1.05	-	0.68	-	-	1.08	0.41	-
Di	0.28	0.79	0.60	0.84	0.75	0.39	0.76	0.00	0.00	0.84	1.14	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	1.81	1.56	1.41	1.46	1.61	1.56	1.58	1.90	1.71	1.77	1.48	-
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	0.56	0.72	0.92	0.66	0.38	0.94	0.61	0.99	0.93	0.48	0.86	-
Ilm	0.20	0.21	0.21	0.20	0.20	0.20	0.21	0.22	0.21	0.29	0.29	-
Ap	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.05	0.01	-
Elementos Traza (ppm)												
Cs	2.7	2.9	2.9	3.1	2.9	2.8	2.9	2.9	2.4	2.6	2.4	0.1
Rb	149	144	144	145	143	136	144	142	149	130	126	1
Ba	8	6	7	8	11	5	7	8	5	17	14	2
Sr	2	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	2
Pb	31	13	13	12	13	13	13	13	15	10	10	3
Th	18.3	18.1	17.5	17.3	17	16.7	18	17.5	18	17.4	16.6	0.05
U	6.1	6.39	6.15	6.19	6.02	5.76	6.2	6.03	5.92	5.49	5.32	0.01
Zr	474	488	476	465	465	432	482	510	462	515	544	1
Hf	12	11.9	11.5	11.3	10.9	10.7	11.8	11.9	11.4	11	11	0.1
Ta	3.6	3.65	3.65	3.58	3.39	3.52	3.65	3.67	3.69	3.24	3.14	0.01
Y	33	57.8	56.8	61.3	56.3	55.9	57.4	60.4	28.3	57.1	52.8	0.5
Nb	35	39.6	39.2	38.9	37.6	37.5	41.2	42	40.8	33.6	36	0.2
Sc	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	1
Cr	90	130	80	90	90	80	100	100	70	60	80	20
Ni	2	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1
Co	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	1
V	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	5
W	6	9	6.3	6	6	4.9	10.4	6.8	5.7	5	5.7	0.5
Ga	26	25	26	26	25	26	26	26	26	26	25	1
Zn	100	108	104	105	104	105	104	108	93	101	100	1
Cu	3	4	9	3	2	3	3	2	2	3	3	1
La	40.8	52.9	52	55.8	50.9	51.2	52.9	54.9	34.3	86.4	79.8	0.05
Ce	95.5	116	114	115	110	117	119	114	84.3	172	161	0.05
Pr	9.19	12.9	12.4	13.3	12.1	12.5	13.1	13	7.97	19.2	17.5	0.01
Nd	32.8	47.8	44.8	49.3	44.6	45.5	47.1	47.1	27.5	67.4	62.2	0.05
Sm	6.7	10.2	9.96	10.7	9.69	9.57	10.3	10.5	5.75	12.9	12	0.01
Eu	0.07	0.095	0.085	0.095	0.094	0.083	0.101	0.098	0.06	0.152	0.127	0.005
Gd	5.7	9.33	9.2	9.59	9.03	9.08	9.54	9.91	4.88	10.6	9.86	0.01
Tb	1	1.61	1.61	1.68	1.6	1.55	1.64	1.67	0.89	1.71	1.61	0.01
Dy	6.2	9.99	9.69	10.3	9.53	9.54	9.98	10.1	5.6	10.2	9.7	0.01
Ho	1.2	1.95	1.98	2.05	1.88	1.87	2	2.01	1.11	1.93	1.88	0.01
Er	3.9	5.76	5.78	6.01	5.61	5.59	5.73	5.85	3.43	5.96	5.46	0.01
Tm	0.62	0.887	0.873	0.922	0.84	0.851	0.856	0.893	0.537	0.89	0.835	0.005
Yb	4.3	5.99	5.93	6.17	5.72	5.66	6.06	6.21	3.96	5.99	5.78	0.01
Lu	0.68	0.932	0.917	0.946	0.868	0.858	0.913	0.937	0.597	0.943	0.916	0.002
Be	5	6	5	6	5	5	5	5	5	5	5	1
Cr	90	130	80	90	90	80	100	100	70	60	80	20
Cd	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.5
S	0.002	0.003	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.001
Ge	2	1.9	1.8	1.9	1.9	1.8	2	2	1.8	1.9	1.8	0.5
As	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	5
Mo	4	4	4	4	5	4	4	4	3	5	5	2
Ag	1.4	1.4	1.3	1.3	1.3	1.2	1.2	1.3	1.2	1.5	1.6	0.3
In	0.005	0.005	0.1	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.1	0.1	0.1
Sn	4	4	4	4	4	4	4	4	5	3	4	1
Sb	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2

Anexo 2: Tabla de las estaciones realizadas en la zona de estudio con su correspondientes coordenadas y altura.

Estación	Cuadrante	Este	Norte	Altura (msnm)	Estación	Cuadrante	Este	Norte	Altura (msnm)
PR 17 01	13 Q	652920	2281143	2017	PR 17 34	13 Q	650308	2280914	1904
PR 17 02	13 Q	652893	2280990	1985	PR 17 35	13 Q	651289	2280717	1980
PR 17 04	13 Q	652207	2281572	2005	PR 17 36	13 Q	651395	2281356	1986
PR 17 05	13 Q	652052	2281519	2026	PR 17 37	13 Q	650552	2280946	1907
PR 17 06	13 Q	651905	2281537	2024	PR 17 38	13 Q	649911	2281135	1861
PR 17 07	13 Q	651466	2282027	2036	PR 17 39	13 Q	652263	2280965	1906
PR 17 03	13 Q	652139	2281780	1972	PR 17 40	13 Q	651652	2281698	2028
PR 17 08	13 Q	653015	2281253	2036	PR 17 41	13 Q	651912	2282129	2008
PR 17 09	13 Q	652987	2281460	2049	PR 17 42	13 Q	651979	2282118	2002
PR 17 10	13 Q	652969	2281541	2046	PR 17 43	13 Q	651848	2281902	2016
PR 17 11	13 Q	653165	2281685	2073	PR 17 44	13 Q	651303	2281187	1957
PR 17 12	13 Q	656142	2281709	1951	PR 17 45	13 Q	652096	2281019	1981
PR 17 13	13 Q	655942	2281953	1974	PR 17 46	13 Q	654534	2281470	1958
PR 17 14	13 Q	655845	2281921	1978	PR 17 47	13 Q	654148	2281027	1980
PR 17 15	13 Q	655859	2282192	2010	PR 17 48	13 Q	654161	2280936	1972
PR 17 16	13 Q	655801	2282303	2048	PR 17 50	13 Q	650376	2281459	1857
PR 17 17	13 Q	656193	2282639	2010	PR 17 51	13 Q	652677	2281086	1937
PR 17 18	13 Q	658015	2279580	1778	PR 17 52	13 Q	653511	2281719	2081
PR 17 25	13 Q	650453	2280410	1874	PR 17 53	13 Q	653933	2281376	2070
PR 17 26	13 Q	650225	2280492	1884	PR 17 54	13 Q	653698	2281428	2087
PR 17 27	13 Q	650654	2280365	1917	PR 17 55	13 Q	651815	2277610	2159
PR 17 28	13 Q	650888	2280317	1929	PR 17 56	13 Q	652546	2281667	2042
PR 17 29	13 Q	650648	2280365	1915	PR 17 57	13 Q	652866	2281959	2055
PR 17 30	13 Q	650811	2280704	1930	PR 17 58	13 Q	652968	2282100	2071
PR 17 31	13 Q	650407	2280609	1645	PR 17 59	13 Q	653159	2282329	2060
PR 17 32	13 Q	650097	2281018	1867	PR 17 60	13 Q	652946	2281563	2047
PR 17 33	13 Q	650208	2280930	1891	PR 17 61	13 Q	654331	2280669	1987