



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLAS DE HIDALGO

INSTITUTO EN INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA



MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

**ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL MAGMATISMO FÉLSICO EN EL CAMPO VOLCÁNICO MICHOACÁN-
GUANAJUATO. REGIÓN TZIRATE.**

TESIS

**PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRIA EN
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACION DEL TERRITORIO**

AUTOR: Pérez Orozco Juan Daniel

ASESOR: Dr. en Geología Estructural Víctor Hugo Garduño Monroy

COASESOR: Dr. en Vulcanología Giovanni Sosa Ceballos

Morelia, Michoacán. Febrero 2015

Una Fábula. "Un caracol quería volverse águila. Salió de su concha, trato muchas veces de lanzarse al aire, y cada vez fracaso. Entonces decidió volverse a su concha. Pero ya no cabía, pues habían empezado a crecerle alas". (Mariana Frenk-Weistheim. 1970)

"Un volcán no ha sido hecho con el propósito de asustar al pueblo supersticioso para que se convierta a la piedad y a la devoción, ni tampoco para hundir a ciudades predestinadas. Un volcán debería considerarse como un respiradero del horno subterráneo para prevenir las innecesarias elevaciones de la tierra y los fatales resultados de los terremotos" (Hutton, Theory of the Earth, 1975).

INDICE

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

INTRODUCCIÓN..... 1

OBJETIVO 2

LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO 3

ANTECEDENTES 5

METODOLOGIA 8

GEOLOGIA REGIONAL..... 12

 Faja Volcánica Transmexicana 12

 Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato 13

RESULTADOS..... 16

 GEOLOGIA DEL AREA DE ESTUDIO..... 16

 Secciones Geológicas 22

 Columna Compuesta 25

 GEOLOGIA ESTRUCTURAL 27

 PETROGRAFÍA 38

 Grupos de Lava 38

 GEOQUÍMICA 42

 Elementos Mayores 44

 Elementos Traza..... 46

 Tierras raras..... 49

DUSCUSIÓN 51

 ORIGEN DE LOS MAGMAS EN EL CVMG Y EN LA REGIÓN TZIRATE..... 51

 PROCESOS DE EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DE LAS LAVAS DACÍTICAS DE LA
REGIÓN TZIRATE 52

 Cristalización Fraccionada 52

 Mezcla de Magmas..... 53

 Asimilación 55

 TRANSTENSIÓN IZQUIERDA EN LA REGIÓN TZIRATE..... 58

 Modelo de Riedel 59

Segmentos Estructurales	61
RELACIÓN PROCESOS DE EVOLUCIÓN MAGMÁTICA CON EL RÉGIMEN DE ESFUERZOS	62
EVENTOS DE ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y FALLAMIENTO	69
CONCLUSIONES	71
CONSIDERACIONES FINALES	72
BIBLIOGRAFIA	74
ANEXO -A	80
ANEXO - B	82

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización del Área de Estudio.....	4
Figura 2. Metodología de la zona de estudio.....	11
Figura 3. Mapa de la vista de la parte central de la FVTM y orientación de los esfuerzos.....	15
Figura 4. Distribución de muestras en la Región Tzirate.....	17
Figura 5. Mapa geológico de la Región del Tzirate.....	18
Figura 6. Secciones Geológicas de la región Tzirate.....	23
Figura 7. Columna Compuesta de la Región Tzirate.....	25
Figura 8. Estación Mesoestructural 1..	29
Figura 9. Fallamiento normal de la Estación Mesoestructural 1..	29
Figura 10. Estación Mesoestructural 2.Plano de Falla.....	30
Figura 11. Estación Mesoestructural 2..	31
Figura 12. Estación Mesoestructural 3..	32
Figura 13. Estación Mesoestructural 3. Plano de Falla.....	32
Figura 14. Estación Mesoestructural 4.	33
Figura 15. Estación Mesoestructural 5..	34
Figura 16. Mapa Estructural de la region Tzirate.	35
Figura 17. Diagrama rosa de direcciones de alineaciones de conos.	36
Figura 18. Diagrama rosa de direcciones de colapso de estructuras volcánicas.....	36
Figura 19. Grupo de lava 1..	39
Figura 20. Grupo de lava 2.	40
Figura 21. Grupo de lava 3..	41
Figura 22. Grupo de lava 4..	41
Figura 23. Diagrama Total Alkali-Silica (Le bas et al, 1986)..	44
Figura 24. Diagramas de elementos mayores en función del SiO ₂ ,	45
Figura 25. Diagramas de elementos traza en función del SiO ₂	47
Figura 26. Diagramas multielementos de elementos traza y REE.....	49
Figura 27. Campo de esfuerzos resultante del fallamiento principal ENE-OSO.....	59
Figura 28. Block Diagrama de la región Tzirate..	66
Figura 29. Histograma mostrando el número de edades como función de la edad de erupción de lavas del CVMG.	70
Figura 30. Anexo A-A-1.....	80
Figura 31. Anexo A- A-2.....	81
Figura 32. Anexo B. Imágenes de láminas delgadas de las lavas del grupo 2.....	82

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mis padres Griselda y Juan De Dios el esfuerzo que siempre han hecho para que, tanto yo como mis hermanos, tuviésemos al alcance de nuestra mano todos los recursos posibles para estudiar, alimentar y motivar a los sucesos de la vida. Junto con el cariño que me han mostrado representan la llave que explica este trabajo, y aquí incluyo a mis hermanos Juan Adrián y Juan José.

En segundo lugar debo mencionar y agradecer la fatigosa labor realizada por mis directores de tesis en orientarme y guiarme sobre los temas geológicos específicos de este trabajo, Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy y Dr. Giovanni Sosa Ceballos en la tarea de coasesor. Gracias a ambos por sus sabios consejos, tiempo, paciencia y enseñanzas cuyo único fin era lograr que entre todos aportáramos nuestro granito de arena para formar un engranaje llegando a concluir esta tesis. También hago aquí mención a los sinodales, Dr. Pedro Corona Chávez por su divergencia de criterio, por su sabias críticas que hacen reflexionar sobre este trabajo, Dr. José Luis Macías Nava por su apoyo, visión y aprendizaje de la vulcanología, Dr. Mihail Ostroumoov por su constante accesoria, enseñanzas y excelentes comentarios acerca de la mineralogía. A todos por su disposición de enseñar.

Agradezco al Consejo de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por su apoyo económico para la realización de este proyecto de tesis por medio del programa de becas nacionales a través de la convocatoria con número 290733 (convocatoria becas nacionales 2011-2012 cuarto periodo).

En cuarto lugar, agradezco al Instituto de Geofísica de la Unidad Michoacán de la UNAM, por proporcionarme un espacio de trabajo, material y apoyo en el trabajo de laboratorio, poniendo a mi disposición todas las herramientas para realizar el trabajo de análisis de muestras para este trabajo de tesis.

Y en quinto lugar. Mil gracias a mis compañeros de estudios y amigos, sufridores de becas y demás rendimientos administrativos, por su apoyo y ánimos en conjunción con el sentido del humor y disfrute de la vida para siempre salir adelante. Gracias a todos por escucharme y enseñarme. Les deseo un feliz, próspero futuro y apoyo en el camino que tomen en su vida.

RESUMEN

En este trabajo se presentan la evolución espacio temporal del magmatismo dacítico en la Región Tzirate y su relación con el fallamiento del Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA). Esta región se encuentra dentro de la parte central del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), este magmatismo no ha sido reportado previamente ni estudiado ampliamente en comparación con el magmatismo del CVMG mayormente andesítico -basáltico. En la zona las proporciones de los tipos de lavas (dacita>andesita<andesita basáltica) mantienen una relación inversa a lo que ha sido estimado para todo el CVMG.

Petrográficamente las rocas se dividieron en diferentes grupos por las proporciones y características texturales de fenocristales de biotita y anfíbol. Grupo 1. Conformado por magmas que contienen fenocristales de biotita y anfíbol sin texturas de reacción. Grupo 2. Se distingue por magmas que contienen poblaciones de fenocristales y microcristales de biotita y anfíbol sin texturas de reacción, con xenocristales de biotita. Grupo 3. Formado por magmas que contienen escasos microcristales de biotita y anfíbol sin texturas de reacción, pero presentan xenocristales de biotita. Grupo 4. Este grupo se distingue por presentar poblaciones de cristales de olivino y piroxenos.

El contenido de sílice varía de 55 % a 69 % en peso con enriquecimientos en elementos LILE (Elementos de radio iónico grande) y con las típicas anomalías negativas de Nb, Pb, Ta y Ti que denotan una afinidad calcoalcalina asociada a magmas que provienen de zona de subducción.

Con la cartografía apoyada de dataciones y resultados de química se generó el mapa geológico y estructural del área. Se determinó que el vulcanismo en el área comenzó aproximadamente en el Plioceno superior con el emplazamiento de flujos de lava andesítica y flujos piroclásticos seguido de lavas dacíticas y andesíticas en el Pleistoceno temprano-medio. Continuando en el Pleistoceno tardío – Holoceno con lavas andesíticas - basálticas características del CVMG.

En la región el fallamiento es de tipo normal de dirección ENE-OSO con una componente lateral izquierda perteneciente al SFMA. Este fallamiento provoca una zona en transtensión desarrollando una zona de tipo “pull apart” y estructuras de graben en dirección NE. Estas estructuras están fuertemente relacionadas al magmatismo dacítico que se alinea en la misma dirección.

Palabras Clave: Magmatismo dacítico; Transtensión; Campo Volcánico Michoacán Guanajuato; Sistema de Fallas Morelia Acambay.

INTRODUCCIÓN

El proceso de generación de magmas en zonas de subducción es mediante el abatimiento del punto de fusión de la cuña del manto, dicha fusión es posible gracias a la deshidratación de la corteza oceánica subducida. Estos magmas en su ascenso hacia la superficie sufren diversos procesos magmáticos (cristalización fraccionada, asimilación de la corteza, y mezcla) que pueden modificar su composición y enmascarar las características propias de su origen. Estos procesos magmáticos dan lugar a una gran diversidad de rocas en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Dentro de la FVTM ocurre un segmento de vulcanismo monogenético conocido como el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). El CVMG está compuesto en su mayoría por pequeños centros eruptivos, caracterizados por un magmatismo máfico-intermedio. Algo notable es la escasez de magmatismo félsico (dacítico - riolítico) reportado en este campo volcánico a pesar de que el espesor promedio de la corteza, que en esta porción de la FVTM es de aproximadamente 35-40km (L. Ferrari et al., 2012).

El magmatismo félsico en el CVMG manifiesta un problema petrológico debido a la contemporaneidad que existe con el magmatismo monogenético máfico-intermedio. El origen de magmas félsicos en arcos volcánicos es un tema actualmente en investigación que comprende varios procesos magmáticos. Los procesos petrogenéticos que se han propuesto para magmas félsicos son; 1) Cristalización fraccionada de magmas basáltico- andesíticos (Lopez-Escobar. 1984). 2) Mezcla de magmas de composición riolítica y basáltica. (Gerlach and Grove. 1982). 3) asimilación cortical (Grant, 1984) 4) Fusión parcial y asimilación de la corteza inferior (e.g., Grant, 1984; Annen et al., 2006) y 5) La formación de gradientes composicionales en respuesta a proceso de convección y difusión en la cámara magmática. (Hildreth, 1981).

El control estructural es un factor importante en el emplazamiento del vulcanismo. Las estructuras tectónicas y el régimen de esfuerzos tienen influencia en el magmatismo, pero no ha sido completamente entendido de dónde, cómo y por qué, el emplazamiento de centros volcánicos es controlado por los procesos de deformación. En la región Tzirate ocurre un fallamiento importante que corta a rocas del CVMG, se presentan alineaciones de conos volcánicos andesítico-basálticos y centros volcánicos dacíticos, representando un control estructural para esta área.

El magmatismo félsico en la región Tzirate, representa un problema petrológico y de geología estructural. Este magmatismo no ha sido ampliamente estudiado dentro del CVMG, ocurre dentro

del magmatismo andesítico basáltico en el CVMG, ocurre en las mismas direcciones que los alineamientos de conos volcánicos de este campo volcánico y representa un volumen importante de lavas dacíticas, además es contemporáneo a la actividad volcánica y de fallamiento del CVMG. En este contexto el origen y evolución del magmatismo félsico demanda una serie de interrogantes que expliquen: ¿cuáles son los procesos magmáticos que pueden generar magmas dacíticos en esta región?, ¿qué régimen de esfuerzos guarda actualmente el fallamiento y si este varía temporalmente?, ¿es el régimen de esfuerzos el responsable de producir magmas dacíticos y qué relación guarda con los procesos magmáticos?

OBJETIVO

El objetivo principal de este trabajo es investigar los procesos petrogenéticos evolutivos que dan origen al magmatismo félsico en la Región Tzirate dentro del CVMG y su relación con el fallamiento ENE-OSO del SFMA. En los procesos magmáticos que dan origen al vulcanismo en superficie y por tanto en la formación de volcanes, se constituyen en la apertura de espacios o fallas y fracturas en una respuesta al campo de esfuerzos que actúa durante el tiempo en una tectónica activa como la producida por la subducción de la placa de Cocos en la placa norteamericana. Las fallas y fracturas aparecen en patrones geométricos y marcan la distribución del magmatismo en superficie. Por lo tanto, es necesario plantearse una serie de objetivos específicos que permitan explicar la relación fallamiento-magmatismo félsico. Determinar el régimen de esfuerzos del fallamiento principal y su variación temporal para observar zonas en compresión y extensión que generen el fallamiento. Determinar la petrogénesis y química de las rocas dacíticas de la Región Tzirate para estudiar que procesos petrogenéticos estuvieron involucrados, así como comparar con datos del granito Huacana para observar procesos de asimilación.

Para lograr estos objetivos se desarrolló una serie de metas, 1) Realizar el mapa geológico de la Región Tzirate definiendo cambios composicionales de los eventos volcánicos. 2) Realizar el mapa estructural para determinar la deformación local. 3) Obtener datos de muestras de edad Ar/Ar de rocas dacíticas que permiten identificar su evolución temporal en el emplazamiento en superficie.

LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) se encuentra ubicado en el sector central de la FVTM. La distancia desde la trinchera es de entre 200 km y 130 km (Fig. 1). El CVMG es una de las regiones de vulcanismo monogenético más extensas del mundo, principalmente entre los estados de Michoacán y Guanajuato. El volcanismo es relacionado a la subducción de la Placa de Cocos (13 Ma), que subduce debajo de la Placa de Norteamérica con una tasa de aprox. 5.5cm/año, con un ángulo de 14° en donde a profundidad de entre 25 km y 100 km cambia su ángulo a 31° (Pardo y Suarez, 1995).

Las estructuras volcánicas de la Región Tzirate están ubicadas en la parte centro-este del CVMG (Fig.2) en el estado de Michoacán entre las ciudades de Quiroga, Pátzcuaro y Morelia. Se encuentra limitada por cuencas lacustres, al SO por el Lago de Pátzcuaro y al NE por el Lago de Cuitzeo. El cerro Tzirate se encuentra formando una zona serrana dentro de una región de colinas y lomas, hacia las partes bajas forman planicies, pie de monte y zonas de malpaís. En la región la altitud máxima corresponde al cerro Tzirate con 3200 msnm y una altitud mínima de 2040 msnm en el Lago de Pátzcuaro. Los conos y domos en la región Tzirate se encuentran en un promedio de elevación de 2700 msnm. Las principales vías de acceso a la zona de estudio, son la carretera de la ciudad de Morelia a Teremendo en la parte norte y la carretera de la ciudad de Pátzcuaro a Quiroga en la parte sur.

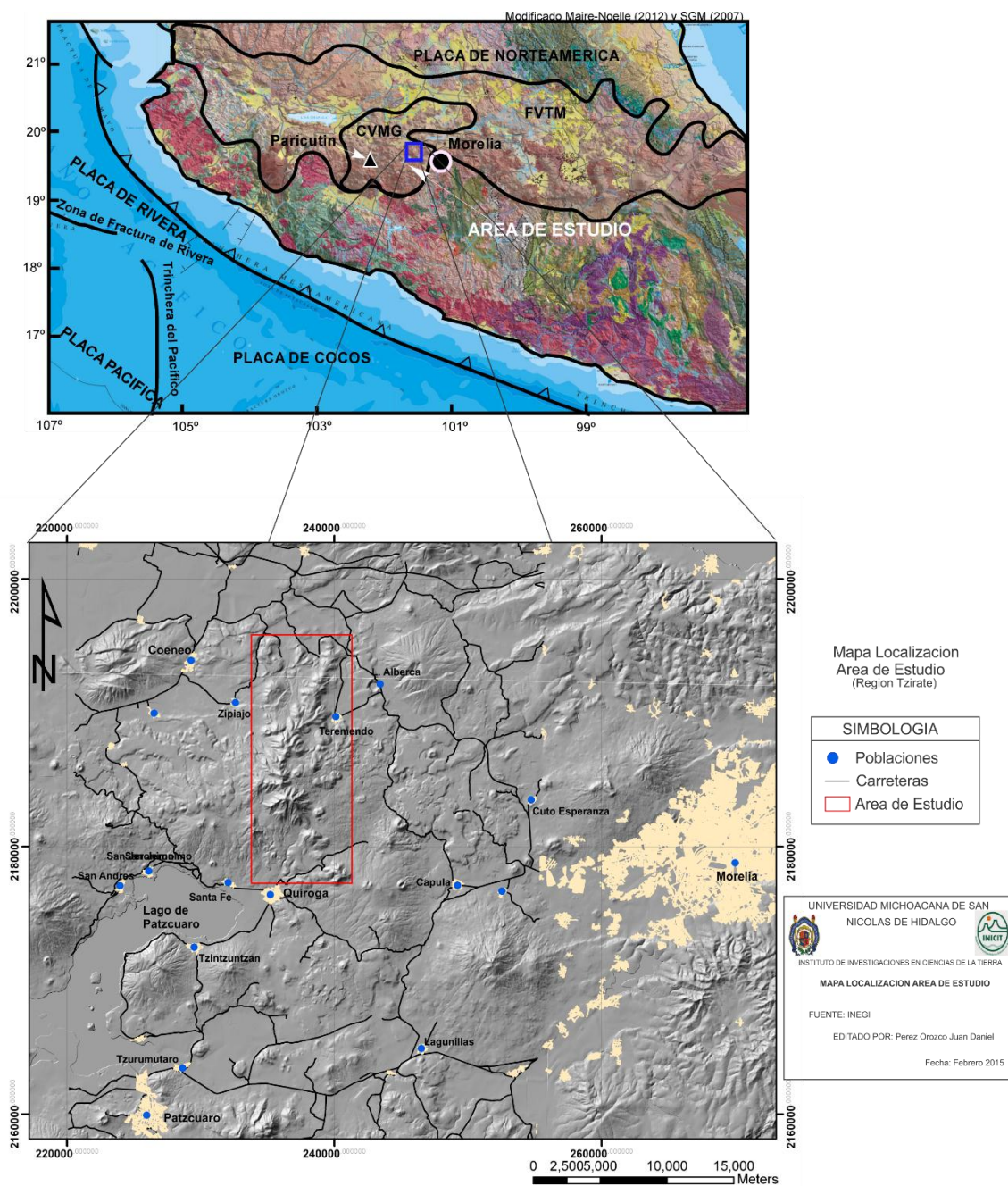


Figura 1. Localización del Área de Estudio. Se muestra la ubicación del CVMG en la parte central de la FVTM, con las placas en subducción. Como referencia e presenta el Lago de Pátzcuaro, al norte del lago se encuentra la Región Tzirate.

ANTECEDENTES

El CVMG es descrito como un campo con más de 1000 conos volcánicos y de una edad aproximadamente de 2.8 Ma, distribuidos a lo largo de 40000km² compuesta en su mayoría por conos de ceniza, este campo también está formado por conos de lava, domos de lava, maares, anillos de toba, volcanes en escudo y flujos de lava (Hasenaka y Carmichael, 1985). Hasenaka y Carmichael (1987) definen tres asociaciones petrológicas para el CVMG, rocas calcialcalinas típicas de arco magmático, rocas alcalinas ricas en K₂O con alto en MgO y rocas alcalinas ricas en TiO₂ con bajo MgO. Mencionan que las diferencias composiciones no son resultado de una línea de evolución a partir de un mismo líquido primitivo, sino que deben representar procesos petrogenéticos distintos.

Los primeros estudios petrológicos del CVMG estuvieron relacionados con la caracterización y evolución del Volcán Parícutín (1943-1952). Wilcox (1954) estableció la variabilidad composicional de los productos volcánicos. McBirney (1987) concluye que la evolución magmática del Parícutín no estuvo controlada por un simple proceso de cristalización fraccionada, si no que requería de una asimilación proveniente del basamento cortical.

La investigación de Luhr y Carmichael (1985) en el volcán Jorullo arroja más datos e investigaciones petrológicas en el CVMG. Mencionan que las variaciones de elementos mayores podrían ser explicadas en un proceso de cristalización fraccionada con o sin asimilación cortical, como en el Parícutín. Sin embargo, las concentraciones de elementos traza son enriquecidos anómalamente y concluyen que tuvo que ocurrir otro proceso petrológico de forma conjunta con la cristalización fraccionada, pero no definen cual otro proceso actuó.

Verma y Hasenaka (2004) estudiaron isótopos Sr-Nd-Pb, elementos mayores y traza de rocas volcánicas alcalinas y subalcalinas del CVMG. Proponen que los magmas básicos fueron generados en un manto heterogéneo, pero las rocas intermedias y ácidas pueden contener una componente de la corteza. Estudios con isótopos de Os (Lassiter y Luhr, 2001) confirman la participación de la corteza continental, y también buena parte de las rocas muestran características de subducción evidentes (altos valores en las relaciones LILE/HFSE), con bajos valores isotópicos de Os propios del manto.

Ownby (2011) reporta una traza de dacitas en lavas dentro de la región Tancitaro-Nueva Italia en el CVMG. Propone que para el origen de lavas dacíticas se necesita la fusión parcial (<20 %) de un protolito basáltico en el manto superior y una participación de la corteza. Rowe (2011) menciona que los procesos de cristalización fraccionada y asimilación de la corteza pueden ser muy importantes en la formación de rocas dentro del CVMG. Sin embargo, la relación del fallamiento con el magmatismo para el origen de las rocas en este campo volcánico no ha sido ampliamente estudiada.

Diferentes estudios del fallamiento en la FVTM manifiestan una estrecha relación espacio-temporal entre el fallamiento y el vulcanismo (Gómez-Tuena 2005). En la FVTM la oblicuidad del arco con respecto a la trinchera genera diversas ideas y modelos sobre la alineación de volcanes en esta provincia. Alaniz-Álvarez (1998) propone que las fallas paralelas al arco son las que tienen más extensión, y producen que los magmas asciendan rápidamente formando centros volcánicos. Mientras que fallas transversales al arco, con menor extensión generan un atrapamiento de magmas y desarrollan la formación de estratovolcanes (Gómez-Tuena, 1999; Suter, 1999).

La parte central de la FVTM, a la que pertenece el CVMG, contiene para el Cuaternario un fallamiento activo perteneciente al Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990). El SFMA es una franja de aproximadamente de 30 km de ancho con fallas de dirección OSO-ENE, responsable de depresiones tectónicas (Zacapu, Cuitzeo, Morelia y Acambay). El movimiento de las fallas comienza con una componente lateral (Suter et al, 1992), para luego volverse más extensionales (Suter, 1995). La distribución del fallamiento y estudios de sismicidad evidencian que existe una extensión de la corteza y que es tectónicamente activa sujeta a un estado de esfuerzo crítico (Suter, 2001).

Ego (2002) determina el estado de esfuerzo con el análisis de actividad sísmica y mecanismos focales en la parte central de la FVTM de fallas activas E-O. Las fallas surgen en una zona en transtensión izquierda y confirma una zona en extensión con desplazamiento lateral izquierdo durante el Cuaternario. Determina una orientación de σ_3 hacia el NO-SE y σ_2 hacia el NE-SO. Szykaruk (2004) reporta tres sistemas de fallas en la parte central de la FVTM por estudios de configuración topográfica y morfológica. El sistema NNO-SSE del sistema Taxco-Querétaro, el sistema NE-SO, y el sistema E-O del SFMA representadas por fallas normales que cortan al CVMG, activas desde el Mioceno hasta el Holoceno (Garduño-Monroy et al., 2009).

La relación del magmatismo con los mecanismos de deformación en la FVTM ha sido motivo de discusión (Gómez-Tuena, 2005). Hasenaka y Carmichael (1985) definen alineaciones de conos cineríticos de dirección NE y E-O para el CVMG y mencionan que para la formación de conos representa una tasa de abastecimiento de magma baja, donde el fallamiento ocurre y facilita el ascenso rápido de magma, no permitiendo la formación de cámaras magmáticas someras de larga duración para un magmatismo más evolucionado. Pasquare (1991) realiza un mapa geológico dentro del CVMG mencionando que durante el Mioceno tardío y hasta el Cuaternario fue caracterizado por el desarrollo de un ciclo de deformación de una zona de cizalla izquierda. Con tres diferentes pulsos tectónicos, el último durante el Pleistoceno-Holoceno de fallas E- W con una extensión oblicua con dirección al NO.

Estudios que relacionan el fallamiento con el magmatismo son encontrados en la zona al sur de los Andes (Marret, 1992; Lopez-Escobar, 1995). Marret (1992) explica que un cambio en la compresión principal en sentido vertical a horizontal controla la profundidad y la geometría de la intrusión. Por lo que, con una compresión litostática en sentido horizontal favorece la formación de intrusiones máficas en la corteza inferior provocando anatexis, y por lo tanto formando magmas más silíceos. Una tensión horizontal litostática favorece intrusiones máficas hacia superficie que ascienden por la corteza formando magmas máficos. López-Escobar (1995) analiza las relaciones tectono - magmáticas en el sur de los Andes y encuentra que los magmas riolíticos viscosos parecen ser facilitados en configuraciones de extensión horizontal con un mayor tiempo de residencia en la corteza. Mientras el ascenso de actividad volcánica menos viscosa, basáltico-andesítico fueron controlados por fallas subverticales con movimiento lateral con menos tiempo de residencia en la corteza. Esto sugiere que la composición de rocas volcánicas y su distribución son controladas por la actividad específica de los tipos de fallas (Petrinovic, 2006).

Galland (2007) Menciona la influencia que tiene el campo de esfuerzos en el magmatismo. Principalmente en configuraciones extensionales, por fracturas o fallas que proveen caminos de menor resistencia para que el magma ascienda. En configuraciones compresionales, donde el mínimo de extensión es vertical favorece el desarrollo de fallas de bajo ángulo, esto puede significar a un transporte lateral del magma y la formación de magmas más desarrollados. (Galland et al., 2007; Galland et al. 2003).

METODOLOGIA

El trabajo se resume en una serie de pasos en la figura 2. Inicia con el reconocimiento de la geología local, recopilación de información bibliográfica sobre trabajos realizados regionalmente y localmente para obtener los antecedentes y definir la zona de estudio. El área de estudio se definió y limitó con cartas topográficas, modelo digital de elevación, e imágenes LIDAR, y datos proporcionados por INEGI.

Se analizaron los parámetros geomorfológicos en el modelo digital de elevación para realizar una interpretación visual y espacial del área de estudio definiendo límites (polígonos en un Sistema de Información Geográfica (SIG) que correspondieran a unidades de roca y unidades geomorfológicas de productos volcánicos. Las características geomorfológicas del terreno, forma y geometría de estructuras volcánicas (e.g., domo volcánico, centro eruptivo, cono, flujo de lava) y con las relaciones de las características del drenaje se agruparon en diferentes unidades los depósitos que tuvieran similares características geomorfológicas definiendo una edad relativa a las unidades resultando en un mapeo de las principales unidades geológicas. Este tipo de mapeo es importante porque se tiene la ubicación geográfica de los límites de las unidades geológicas y determinan las unidades volcánicas más jóvenes que preservan su morfología original. Las unidades más antiguas van perdiendo su morfología y adquieren un tipo de drenaje diferente con la erosión que van sufriendo en el tiempo, obteniendo un mapa geológico preliminar

Dentro del análisis espacial se identificaron lineamientos en las curvas de nivel y diferencias de elevación que representen fallas, así como la geometría y forma de colapso sobre estructuras volcánicas. Se realizó la interpretación sobre alineamientos en el relieve formando un mapa de estructuras mayores o mapa estructural. También se edificaron lineamientos de conos volcánicos, formando líneas que contengan en la misma dirección al menos 3 estructuras volcánicas, obteniendo un mapa estructural preliminar.

Con la información generada en SIG del mapa estructural preliminar de estructuras mayores. El trabajo de geología estructural fue realizado a lo largo de transectos de falla de dirección ENE-ONO, se seleccionaron zonas de interés para realizar la toma de datos de estructuras en campo para identificar y corroborar el sentido de desplazamiento del plano de falla caracterizando el tipo de falla. En las zonas de interés se realizaron estaciones mesoestructurales, la determinación de la orientación de los planos de falla y fracturas fue realizada mediante el uso de una brújula para geología. Los planos de falla fueron inspeccionados para encontrar estrías de falla e indicadores cinemáticos, se tomaron datos de rumbo de fallas, fracturas y echado de al menos 10 datos para obtener una buena interpretación, y datos pitch si se encontraban en el plano de falla. Los datos fueron tomados en cada estación mesoestructural para su análisis estructural mediante la construcción de diagramas rosa y proyección estereográfica. El análisis permitió definir principales tendencias de dirección de fallas y la orientación de los tensores del fallamiento para determinar el campo de esfuerzos, generando un mapa estructural de la Región Tzirate.

Para la obtención de los tensores (σ_1 , σ_2 y σ_3) se realizó mediante el método de los ejes PBT de Sperner (1993), usando el software Wintensor. Es un análisis cinemático que construye tres ejes de esfuerzo teóricos para cada dato de falla con deslizamiento, la compresión es relacionada al eje P, la extensión es relacionada al eje T y un eje neutral que es B que coincide para sigma 1 con P y sigma 3 con T. El análisis numérico calcula los tensores de esfuerzo para un conjunto de datos de falla con una componente de desplazamiento considerando que todas las fallas son neoformadas, el método asume que la orientación de un plano de falla depende del campo de esfuerzos que esté actuando. Por esta razón, el eje P es construido con una distancia angular definida del respectivo plano de falla, el ángulo de fractura se considera es igual a 30° recomendado por Sperner et al. (1993) y es aplicado uniformemente a todas las fallas. El software realiza una interpretación de los datos de fallas de rumbo, inclinación e indicadores cinemáticos por estación estructural, generando una interpretación de la dirección de los sigmas en forma de datos (Dip/Dip direction). El software Wintensor requiere datos de estrías de falla para dar una mejor interpretación de la dirección de los sigmas.

Con la información generada en SIG de los mapas preliminares se identificaron y seleccionaron las diferentes unidades de eventos volcánicos de interés para el muestreo, así como zonas favorables para realizar los caminamientos y campañas de campo para observar cambios litológicos para corroborar las relaciones estratigráficas de los polígonos de las unidades geomorfológicas. Las campañas de campo y muestreo se enfocaron en unidades geológicas con características morfológicas de composiciones félsicas (domos de lava), realizando descripciones de muestra de mano identificando su textura y mineralogía, como también la caracterización de algunos depósitos volcánicos como depósitos de ignimbritas, depósitos asociados a colapsos como lahares y avalanchas. Las unidades fueron posteriormente corroboradas composicionalmente con los resultados de geoquímica, obteniendo el mapa geológico de la Region Tzirate.

Se recolectaron 54 muestras de roca, para las cuales se prepararon láminas delgadas en el taller de laminación del Instituto de Geofísica de la UNAM, Unidad Michoacán. Se realizó un análisis petrográfico con el objeto de obtener las características texturales de fenocristales de cada lámina delgada, y formar grupos de muestras con su posición geográfica que tengan similares características texturales de fenocristales. La descripción de las muestras se enfocó en identificar texturas de desequilibrio en los cristales (bordes de reacción, zoneamiento, bahías, bordes de crecimiento y texturas tipo tamiz), las cuales dan indicios de procesos magmáticos que estuvieron involucrados en la evolución de los magmas.

De las 54 muestras de roca, se seleccionaron 20 muestras más estratégicas por composición, textura y localización, tratando de cubrir de la mejor manera los depósitos de lava con características félsicas (domo de lava) y algunos depósitos de lava de conos de lava y ceniza para su análisis químico. La Trituración y pulverización de muestras de roca se llevó a cabo en el taller de Trituración del Instituto de Geofísica de la UNAM, Unidad Michoacán. Las muestras fueron pulverizadas hasta alcanzar un tamaño de grano de aproximadamente 60 micras en un pulverizador HERZOG. Los elementos mayores y traza se analizaron por medio de ICP-MS en el laboratorio comercial Actlabs.

Una parte importante del presente trabajo fue aportar datos de edades de rocas dacíticas que comprueben la probable contemporaneidad con el magmatismo andesítico-basáltico del CVMG. Dos muestras de roca total fueron analizadas mediante el método Ar-Ar para obtener su edad en el laboratorio de la Universidad de Alaska en Fairbanks. Las muestras de roca fueron escogidas en función de la posición geográfica abarcando la distribución del magmatismo dacítico en la región Tzirate.

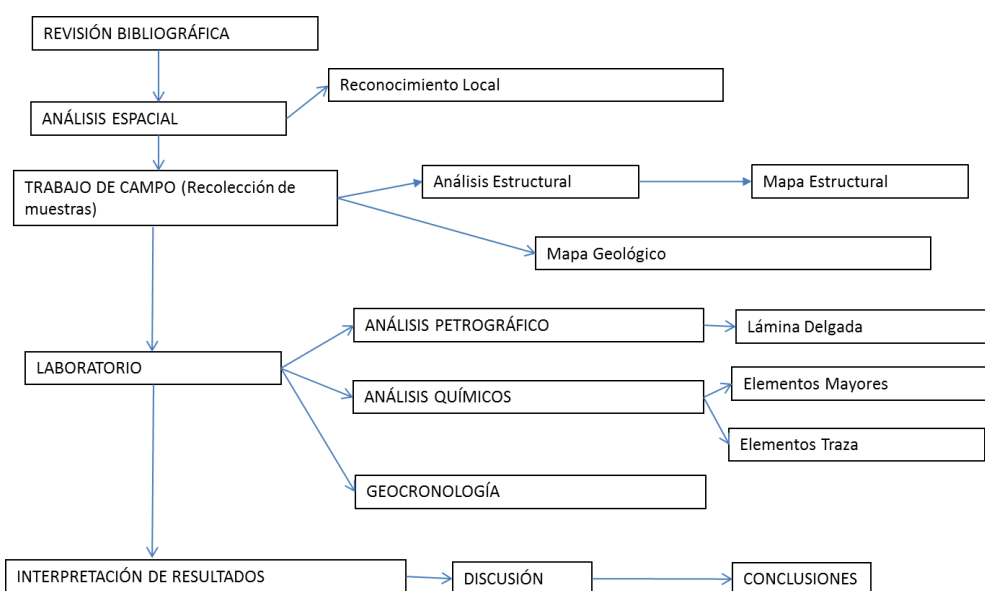


Figura 2. Metodología de la zona de estudio.

GEOLOGIA REGIONAL

Faja Volcánica Transmexicana

La FVTM es uno de los rasgos más importantes de la geología Mexicana, está relacionada con un arco volcánico por la subducción de la placa de Rivera y Cocos por debajo de la placa de Norteamérica con dirección oblicua en un ángulo aproximado de 14° (Pardo y Suárez, 1995). Desarrolla una cadena volcánica que atraviesa la Republica Mexicana de forma irregular de este a oeste con una longitud aproximada de 1000 km y anchos que van desde 20 a 200 km. Está conformada por más de 8000 centros volcánicos (estratovolcanes, volcanes tipo escudo, campos volcánicos monogenéticos y calderas). La FVTM se divide en tres sectores con características estructurales diferentes (Demant 1978). Uno de ellos se encuentra en el sector central al que corresponde el CVMG, definido desde los rifts Tepic Zacoalco-Chapala hasta el sistema de fallas San Miguel Allende (Nieto Samaniego, 2005).

Existen muchas hipótesis acerca de la evolución temporal y de las características geoquímicas que dan origen a esta provincia geológica. Estudios isotópicos recientes han investigado la temporalidad del vulcanismo continental, indicando que la FVTM inicio hacia el Mioceno temprano-medio (Ferrari et al. 2003; Gómez-Tuena et al. 2005). El origen está ligado a un modelo de subducción, es el modelo más reconocido por las características calcoalcalinas de las rocas volcánicas y la geometría de las placas que subducen. La parte central y este de la FVTM son oblicuas (20°) a la zona de subducción, marcando un caso único en arcos relacionados a subducción (Marques y De Ignacio, 2002). Esta peculiaridad, y una considerable cantidad de magmas alcalinos (relacionados a isla oceánica y MORB) han causado debate acerca de las razones de la formación y localización de este arco, así como la relación entre el fallamiento intra-arco y el vulcanismo. (Pardo y Suarez. 1995, Ferrari. 1999, Suter, 2001, Chelsey, 2002, Szykaruk, 2004).

Nuevos datos geoquímicos y petrológicos de rocas volcánicas máficas en el oeste de la FVTM (Diaz-Bravo, 2014) refuerzan la idea de un manto heterogéneo que ha sido ligeramente enriquecido por agentes químicos derivados de subducción, en donde la subducción tiene una importante modificación en la fuente. La fuente de magmas de arco probablemente no sea la fusión de una peridotita con altos contenidos de agua, sino de una litología diferente rica en piroxenita que es creada entre la cuña del manto por fluidos magmáticos ricos en sílice derivados la corteza subducida.

La formación de estas piroxenitas secundarias da una información adicional dentro de la fusión y del régimen tectónico en el oeste de México, y en el arco en general.

El origen de magmas de arco en México no cambia la composición del manto heterogéneo, sino el mecanismo por el cual el magma es procesado y transformado por la zona de subducción, en donde el flujo de la subducción puede resultar en transformaciones litológicas en la cuña del manto. Esto provee una explicación alternativa para la génesis en márgenes convergentes. (Díaz-Bravo, 2014).

Hacia el Plioceno tardío-Cuaternario, el magmatismo se ha manifestado con la formación de numerosos campos volcánicos monogenéticos de composición andesítico – basálticos. Entre ellos el CVMG, uno de los cuatro campos volcánicos reconocidos en la parte central de la FVTM. Se encuentra conformando una actividad reciente con la formación del estratovolcán Tancítaro (Hasenaka, 1994; Ownby, 2007), volcán Jorullo (Luhr and Carmichael, 1985) y del Cono volcánico del Parícutín (Wilcox, 1954, MacBirney, 1987).

La parte central de la FVTM refleja la interacción entre tres sistemas regionales de fallas. Del más antiguo al más joven son: El sistema de fallas Taxco-Querétaro con dirección NNW-SSE a NO-SE (Demant, 1978). El sistema con dirección NE-SW (Israde, A. y Garduño-Monroy, 1999). Y el sistema de dirección E-W correspondiente al Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA), que consiste de una franja transtensiva, asociado a la formación de depresiones lacustres (Chapala, Cuitzeo, Maravatio, Acambay) (Szykaruk, 2004, Garduño-Monroy, 2009).

Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato

El CVMG esta sobreyaciendo al terreno tectonoestratigráfico Guerrero (Campa y Coney, 1983). Este terreno está compuesto por configuraciones volcánicas y sedimentarias de un arco de islas y de piso oceánico, entre los que se encuentran esquistos verdes metamorfoseados de edad del Mesozoico conformando un basamento pre-volcánico. También está constituido por rocas intrusivas graníticas, estas rocas afloran en la parte sur de este campo volcánico, al sur de la ciudad de Uruapan y al norte de La Huacana, este cuerpo es reportado con una edad del Oligoceno temprano y es llamado como batolito Huacana (Clark et al., 1982) intrusionados y cubiertos por rocas ígneas mayormente del Cenozoico.

El espesor de la corteza en este campo, en la parte central de la FVTM, ha sido determinado por estudios de anomalías gravimétricas y se calcula un espesor de aproximadamente 35-40km (L.

Ferrari et al., 2012. Mazzarini et al., 2010). La mayoría de la actividad volcánica en el CVMG se da a una distancia de 200 y 400 km de la trinchera en subducción (Hasenaka and Carmichael, 1985).

El área que cubre el vulcanismo del CVMG es de aproximadamente de 40000 Km^2 . El vulcanismo comienza hacia 2.8 Ma y la actividad continua hasta el presente. En este campo volcánico se encuentran más de 1000 centros volcánicos, entre ellos conos monogenéticos, conos de escoria, domos de lava, maars y volcanes en escudo (Hasenaka, 1994). Los estratovolcanes (*e.j.*, Tancítaro, Patamban) son muy escasos en el CVMG.

Los productos volcánicos del CVMG tienen una afinidad calcolcalina típica de arco volcánico, también presenta rocas alcalinas de alto K y rocas alcalinas de alto Ti (Hasenaka and Carmichael, 1987). Las proporciones de lava eruptadas estimadas dan una relación de andesita > andesita basáltica > basalto > dacita y riolita (Hasenaka, 1994; Ownby, 2011).

Los procesos petrogenéticos responsables de dichas asociaciones magmáticas todavía no han sido bien definidas. Sin embargo, se ha documentado que los magmas pueden ser derivados de un manto heterogéneo con la participación de procesos magmáticos conjuntos, como cristalización fraccionada y asimilación cortical (Ownby, 2011) o asimilación de un basamento granito por evidencias de xenolitos (Corona-Chávez, 2006. McBirney, 1987. Luhr y Carmichael, 1985).

Estructuralmente, en el CVMG se pueden reconocer tres sistemas de fallas. El más antiguo con una tendencia NO-SE y N-S, por extensión regional de la provincia Basin and Range provocando desplazamiento de algunas depresiones lacustres como Cuitzeo. Fallas con tendencia NE-SO son asociadas a alineamiento de conos volcánicos en el CVMG. Por último, fallas con tendencia E-O del SFMA sísmicamente activas (Garduño-Monroy et al., 2009). Tendiendo actividad desde el Mioceno Tardío al Pleistoceno temprano, primero con movimiento lateral izquierdo y después reactivadas con movimiento normal en el Plioceno temprano. En el área de Morelia se asocian con un movimiento rotacional de fallas lítricas con bloques que basculan hacia el norte. (Garduño-Monroy et al., 2009).

La formación de depresiones lacustres orientadas E-O (Chapala, Cuitzeo, Acambay) son desplazadas y modificadas por la reactivación de las fallas NNO-SSE como estructuras con desplazamiento lateral derecho (Szykaruk, 2004, Garduño-Monroy et al., 2009). Las depresiones lacustres son limitadas por fallas normales del SFMA en la parte central de la FVTM, estas fallas tienen dirección ENE-OSO cerca del área de Morelia.

Las fallas del SFMA tienden a desarrollar crestas de presión y cortes, o brincos en la alineación de las fallas, generando estructuras “en echelon” y estructuras tipo pull apart evidenciando una componente lateral izquierda (Ego, 2002). Se desarrollan sistemas en échelon laterales derechas como la falla Venta de Bravo, fallas Pastores y falla Tenango, en las depresiones del centro y al este de la parte central de la FVTM (Suter, 1992). Así como la formación de estructuras en graben y medios graben indicando también que existe una componente extensional.

Con estudios estructurales en la parte central de la FVTM y con el análisis de microsismos usando mecanismos focales, se confirma que el campo de esfuerzos en la parte Central de la FVTM se comporta en transtensión izquierda desde el Cuaternario. Con un esfuerzo en extensión (σ_3) que está orientado en sentido hacia el NO-SE y un esfuerzo en compresión (σ_1 o σ_2) orientado en con un sentido hacia el NE-SO. (Ego et al, 2002). (Fig. 3).

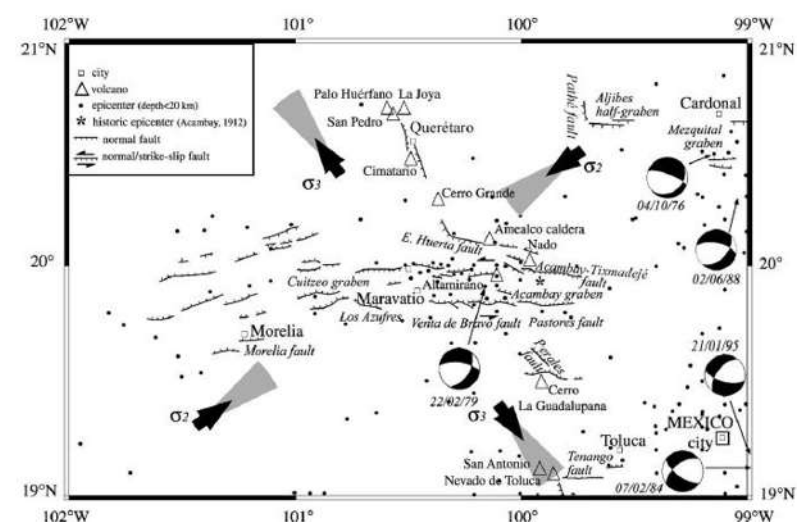


Figura 3. Mapa de la vista de la parte central de la FVTM, indicando la orientación de los esfuerzos en la zona (Ego et al, 2002). En el cual se evidencia un campo de esfuerzos en transtensión.

RESULTADOS
GEOLOGIA DEL AREA DE ESTUDIO

Las rocas del basamento cubiertas por la actividad del CVMG consisten en granito, granodiorita y cuarzomonzonita que afloran en la parte sur de Uruapan y al norte de La Huacana. La edad de este intrusivo conocido como batolito La Huacana se ha reportado del Oligoceno Temprano (Clark et al, 1982; Schaaf et al., 1995). El granito Huacana muestra un textura granular con 37% plg, 29% feldespatos, 22% cuarzo, 5% augita, 2% biotita café, 5% mica verde y café secundaria, y menos cantidades de ortopiroxeno, titanomagnetita, ilmenita y zircón (Luhr et al, 1985). Estas rocas del basamento han sido reportadas como xenolitos en las lavas del Parícutín (Wilcox, 1954; McBirney, 1987), Volcán Jorullo. (Luhr and Carmichael, 1985) y al sur de la región Tzirate en la lava Arócutin (Corona-Chávez. 2006).

En el Mioceno tardío fueron depositadas lavas andesíticas y basálticas son expuestas entre Morelia y Cuitzeo, con algunos domos andesíticos erosionados también son presentes, estos flujos de lava son conocidos como andesitas y basaltos de Tarimbaro (Pasquare, et al. 1991). Para el Plioceno tardío se depositan ignimbritas formando mesas, estas afloran al suroeste del Lago de Cuitzeo y al norte de la Región Tzirate. La ignimbrita está compuesta por dos unidades, la unidad inferior por flujos de ceniza y delgadas capas de caída y la unidad superior compuesta por fragmentos de ceniza rosas con fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa, algunos piroxenos, escasos líticos, y fragmentos de pómez de más de 1cm. (Pasquare, et al. 1991). Varios centros volcánicos son formados para el Plioceno tardío – Holoceno, ellos constituyen el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Hasenaka and Carmichael, 1985), los centros volcánicos son predominantemente de composición andesítica afectados por fallas de dirección este- noreste con un rango de edad de 2.9 a 1.4 Ma (Pasquare, et al. 1991) al actual.

Las unidades litológicas del área de estudio fueron agrupadas y asignadas estratigráficamente con respecto a dos resultados de fechamientos de Ar/Ar y al análisis geomorfológico de imágenes de modelos digitales de elevación (Fig. 4), después corroboradas con los resultados de geoquímica. El mapa se dividió en 7 unidades geológicas (Fig. 5) que se representan diferentes eventos magmáticos composicionales y son representados en la columna compuesta (Fig. 6). El área se caracteriza por presentar una serie de domos félsicos, definiéndose como un complejo dómico. Los domos se encuentran alineados en una dirección NE-SO y NO-SE en una geometría semicircular en forma de media luna. También se presentan en la parte este y sur del mapa geológico conos de lava y ceniza, volcanes en escudo, representando un vulcanismo de carácter monogenético máfico-intermedio propio de CVMG.

Muestra	Coordenadas		Localizacion	Edad Ar/Ar
EZ-19	240521	2178656.3	Domo C. Azul	0.990Ma
EZ-27	236858	2183400	DomoTzirate	0.930Ma

Tabla 1. Resultado de fechamientos Ar/Ar de muestras de la Región Tzirate.

La unidad más antigua (U1) del Plioceno superior con una edad de 2.8 Ma (Pasquaré, 1991) aflora al N-NO de la región, formando planicies y mesas (Fig. 5). Está constituida por capas de ignimbritas y lavas andesíticas erosionadas. Las capas están basculadas hacia el sur, y están cortadas por fallas ENE-OSO. Las capas de ignimbritas son correlacionables con depósitos al SSW del lago de Cuitzeo (Pasquaré, 1991) y están conformando el basamento por debajo de la actividad de la Región del Tzirate.

Para el Pleistoceno temprano lo conforman tres eventos magmáticos (U2, U3, y U4) (Fig. 5). El evento U2 formado por un magmatismo andesítico-basáltico hacia el sur del área y un magmatismo dacítico hacia el norte del área relacionado a fallamiento, se encuentra sobreyaciendo a la unidad U1. La unidad U2a está representada por el emplazamiento de un cono de lava. Son rocas color gris, de textura afanítica con abundantes fenocristales de plagioclasa, escasos piroxenos (ortopiroxeno) y esporádicos cristales de anfíbol.

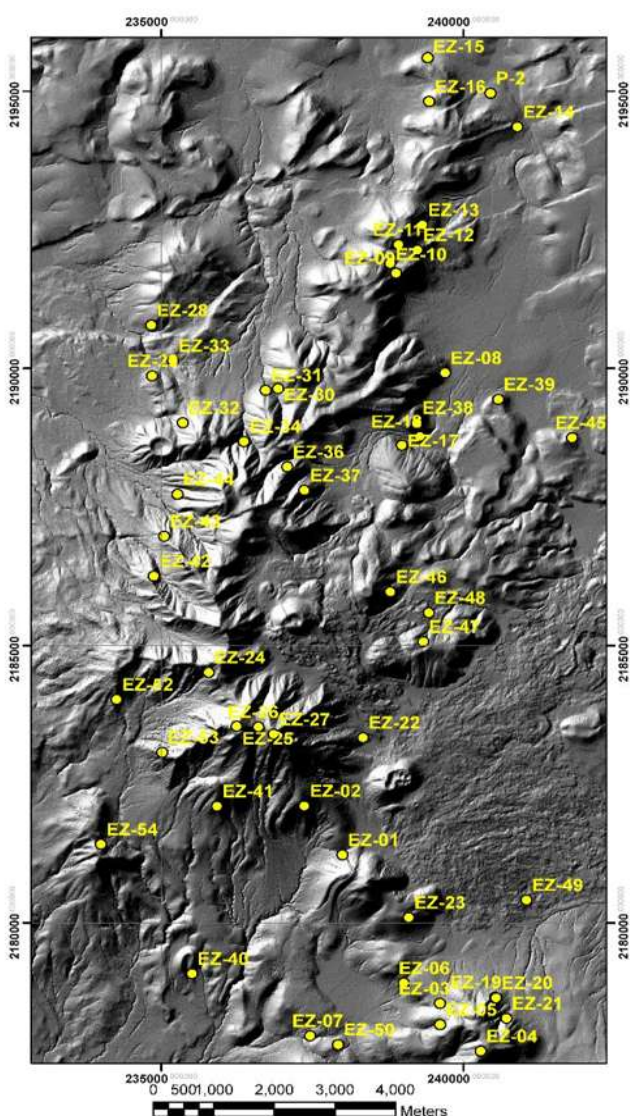


Figura 4. Distribución de muestras en la Región Tzirate. 54 muestras en total de roca fresca, tomadas principalmente de rocas con características félsicas.

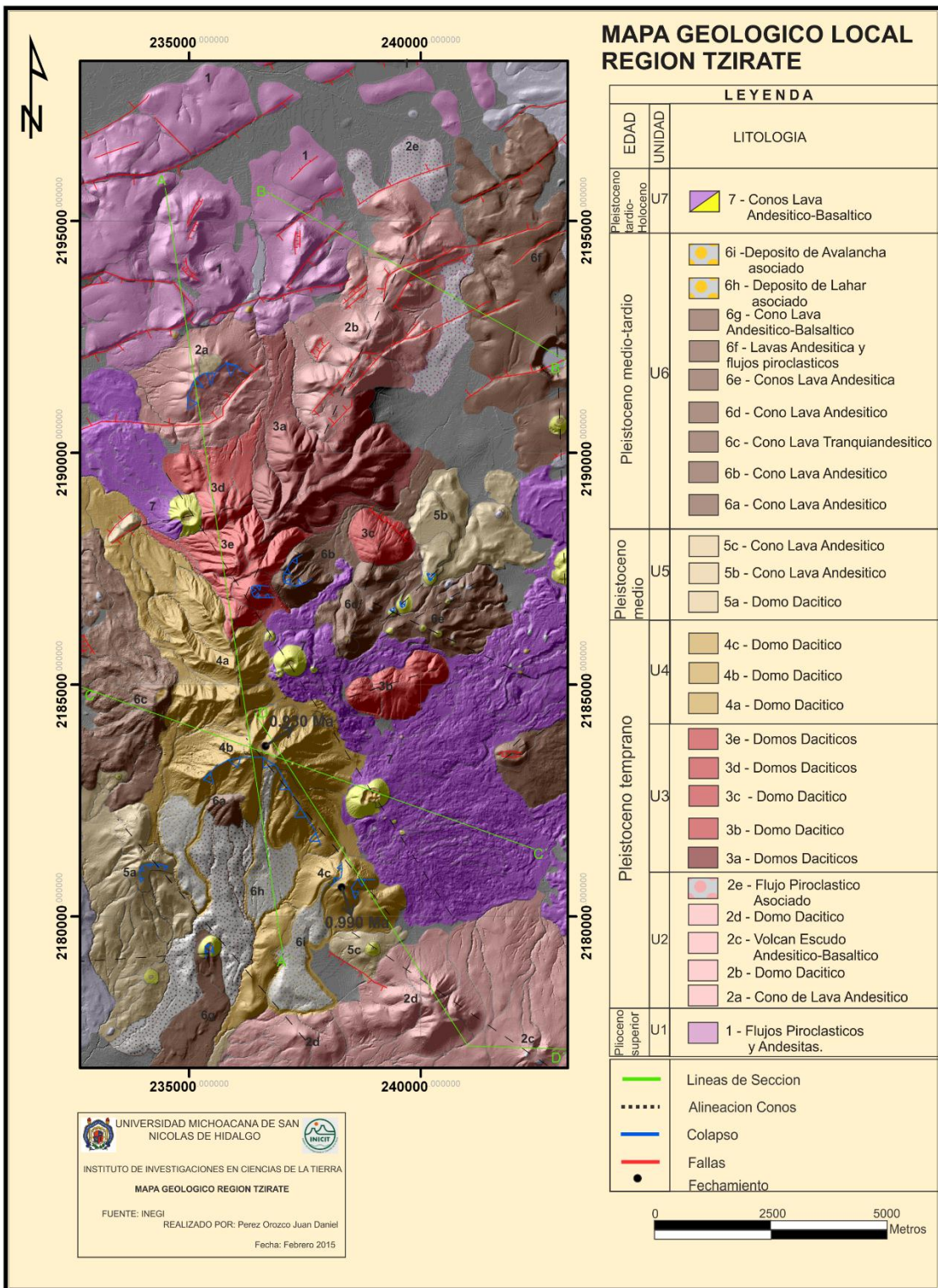


Figura 5. Mapa geológico de la Región del Tzirate en donde se representan las 7 unidades litológicas.

En la parte norte, las rocas del evento U2 se encuentran intensamente falladas formando graben y horst (U2b), indicando que existe un fuerte control estructural. Al sur se presentan algunos domos y un volcán en escudo con estructura de graben mostrando una estructura de colapso. La unidad U2b (Fig. 5) está compuesta de un domo formado por rocas afaníticas de color gris a gris verde claro. Su mineralogía está compuesta por abundantes cristales de plagioclasa, escaso anfíbol y piroxeno, y algunos cristales pequeños de cuarzo.

La unidad U2e representa un depósito de un flujo piroclástico asociado a U2b (Anexo A, Fig. a) y b)). Está caracterizado por una altura de 3 m y compuesto por tres capas con contacto horizontal. La primer capa (a) es de 2 m de espesor, contiene fragmentos de pómez de tamaño de 1cm hasta 20cm, los fragmentos son subangulares alargados de color gris claro con tonalidades amarillentas. Contiene clastos de andesita, dacita, dacita alterada, de tamaño de 1-2cm subangulares a subredondeados de color gris a verde y gris claro, envueltos con una matriz del tamaño de arenas finas color café a gris claro con algunos cristales de cuarzo y plagioclasas. Le sobreyace una capa (b) de 50 cm de espesor caracterizada como un depósito de lahar. Presenta clastos de dacita gris a verde, dacita alterada de color rojo y escasos clastos de andesita gris claro, de tamaño menores de 1-2 cm subredondeados y fragmentos de pómez de 2-4 cm subredondeados. Los clastos están envueltos en una matriz fina de tamaño de las arcillas, la matriz contiene pequeños poros indicando la presencia de agua que estuvo presente en la formación del depósito, así como la presencia de pedazos de tronco de árbol que fueron arrastrados. Cubriendo a la capa (b) se encuentra una capa (c) de 50 cm formada por un flujo piroclástico de líticos y ceniza. Contiene clastos de dacita, cuarzo, dacita alterada color rojo y andesita, de tamaño menor de 1cm subredondeados envueltos en una matriz fina del tamaño de arenas finas y arcillas color gris oscuro.

Hacia el SE del área de trabajo, se encuentra un volcán en escudo formado por flujos de lava de la unidad U2c, y domos de lava U2d formados por rocas de textura fanerítica a afanítica de color gris claro a verde. Presenta abundantes cristales de plagioclasa, moderados cristales de anfíbol y biotita, escasos cristales de piroxenos, y trazas de cristales de cuarzo. La unidad U2d, el domo más al sur, está compuesto por rocas afaníticas con coloraciones rojas debido a alteración, puede ser lixiviación o hidrotermal, con la misma mineralogía que U2c y con una matriz fina rojiza.

El evento U3 contiene un magmatismo dacítico hacia el centro del área alineado en dirección NE-SO y algunos domo aislados, se encuentra sobreyaciendo hacia el sur de la unidad U2b, representado por las unidades de domos (U3a, U3b, U3c, U3d y U3d). La unidad U3a está formada por domos y flujos de lava. Cuenta con rocas faneríticas de color gris a rojo que se encuentran con un alto grado de alteración. Presentan abundantes fenocristales de plagioclasa, de biotita, anfíbol, escasos cristales de piroxeno, esporádicos cristales de cuarzo y óxidos de Fe. Los cristales están orientados, indicando sentido en flujo de las lavas, y están contenidos en una matriz fina color gris.

Los domos de la unidad U3b y U3b, posiblemente correspondan a los domos más félsicos en la región. Rocas de textura fanerítica de color gris claro, con fenocristales de plagioclasa, biotita, anfíbol y cuarzo. Estos domos se encuentran hacia el este de la parte central del área aislados de la alineación de domos y lavas de las unidades (U2b, U3a, U3e, U4a, U4b, U4c, U5c y U2d), que se

alinean en una geometría en forma de media luna, se encuentran en la parte este del mapa geológico y son posiblemente las unidades con menores rasos de alteración.

Hacia el sur de la unidad U3a y siguiendo la alineación NE-SO, se encuentran sobreyaciendo domos y lavas de la unidad U3e, siguiendo una posible migración hacia el sur del magmatismo. Son rocas de color de textura fanerítica gris claro, presentando alteración a color rojo. Con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, escasos cristales de cuarzo y óxidos de Fe. Los cristales se encuentran alineados debido a flujo de lava, con en una matriz fina rojiza. La unidad U3d, lo conforman dos domos de lava. Caracterizado por rocas de textura fanerítica de color gris claro a verde claro. Presenta abundantes fenocristales de plagioclasa, de biotita y anfíbol, escasos piroxenos, y esporádicos cristales de cuarzo, contenidos en una matriz fina color gris claro. Esta unidad presenta un depósito asociado (Anexo A, Fig. b) y c)). El depósito es un flujo piroclástico que tiene aproximadamente 3m de espesor. Está formado de varias capas horizontales de 2-4 cm de espesor. Está compuesto por cristales de cuarzo, plagioclasa, micas y líticos de lava subredondeados color gris, contenidos en matriz fina

El evento U4 hacia la parte central y al sur del área tiene un magmatismo dacítico alineado en dirección NO-SE sobreyaciendo a la unidad U3e, además de que en la misma alineación se encuentra un magmatismo andesítico basáltico posterior. Contiene a las unidades U4a, U4b, U4c, U4d y U4e. Los domos y lavas del cerro Tzirate constituyen las unidades U4a y U4b. Son rocas de textura afanítica, de color gris a gris claro, a veces presentes con un color rosa claro debido a alteración supergénica. Presentan fenocristales abundantes de plagioclasas, en menor proporción cristales de anfíbol y escasos cristales de biotita, en algunas muestras se observan cristales escasos de cuarzo, los cristales están contenidos en una matriz fina color gris a verde claro. Al S-SE se encuentra sobreyaciendo un domo de lava de la unidad (U4c). El domo se encuentra fallado formando un estructura de graben. La roca presenta textura porfídica a afanítica color gris a verde claro, con fenocristales de plagioclasa, abundantes cristales de anfíbol y biotita, y escasos cristales de cuarzo.

La unidad U4d, es un depósito asociado a la unidad U4b (Anexo A. Fig. e) y f)). Tiene un espesor de 6 m y está compuesto por tres capas. Una capa (a), formada por una caída de ceniza de partículas finas, con 1m de espesor y coloraciones rojizas por alteración, Sobreyaciendo se encuentra un lahar, capa (b), de 4 m de espesor formado por clastos redondeados a subredondeados de 5cm, 50cm y 1m. Los clastos son de dacita con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. También presenta clastos de andesita color gris y andesita alterada, con cristales de plagioclasa, anfíbol y piroxenos. La matriz está formada por arenas finas y contiene poros. En la parte superior se encuentra una capa alterada de ceniza (c) de 1 m de espesor. Finalizando con una capa (d) de suelo de apex. 15cm

La unidad U4e representa un depósito asociado a la unidad U4c (Anexo A. Fig. g y h). El depósito está conformado por un depósito de avalancha de 4m de espesor, compuesto por clastos subangulares de dacita y basalto andesítico de 2 a 3m de diámetro. Los clastos presentan textura de rompecabezas y están mezclados con clastos de tamaño de 4cm hasta 40cm subredondeados y sin

textura de rompecabezas, contenidos en una matriz del tamaño de las arenas finas y arcillas color marrón.

De acuerdo con las relaciones morfológicas y de dos edades de lavas, se considera que para el Pleistoceno medio se hace menos evidente el emplazamiento de lavas color gris claro a gris verde claro de textura fanerítica, presentando alteración a color rojo, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, escasos cristales de cuarzo, solo se presentes en un domo y lavas de la unidad U5a dentro del evento U5 que contiene un magmatismo andesítico y en menor proporción dacítico, se encuentra en la parte central hacia el este y al sur del área. La unidad U5a al suroeste y sobreyaciendo a la unidad U4b, son rocas de textura afanítica de color gris a gris verde claro. Con abundantes fenocristales de plagioclasa, escasos cristales de anfíbol, piroxeno y cuarzo. Este domo presenta una estructura de colapso con un depósito de lahar asociado.

Saliendo de la alineación de media luna, hacia la parte central y al este del área se encuentran alineados en dirección NE-SO conos de lava de la unidad U5b sobreyaciendo a U3e formados por rocas de textura afanítica de color gris a verde claro, contienen abundantes fenocristales de plagioclasa, en menor proporción cristales de anfíbol, biotita, y escasos cristales de piroxeno y cuarzo. Dentro de la alineación de centros volcánicos en media luna en dirección SE, al sur del domo Tzirate, se encuentra la unidad U5c de un cono de ceniza y lavas erosionados. Son rocas afaníticas de color gris oscuro con cristales de piroxeno (clinopiroxeno y ortopiroxeno) y escasos cristales de anfíbol y olivino.

De acuerdo a las relaciones morfológicas y de los dos edades de lavas, se considera que para el Pleistoceno tardío ocurre el evento U6 predominantemente con un magmatismo andesítico en la parte central este y sur del área con el emplazamiento de las unidades (U6a, U6b, U6c, U6d, U6e, U6f y U6g) de conos de lava, formado por rocas afaníticas de color gris claro a oscuro, con abundantes fenocristales de plagioclasa y cristales de piroxeno (ortopiroxeno). Solo presentando escasos cristales de anfíbol en U6b y U6e. Algunos conos de lava como U6b sobreyaciendo a U3e y cubierto por U7 presentan estructuras de colapso. En este tiempo también se forman conos de ceniza y lava de composición andesítica basáltica de las unidades U6f y U6g. La unidad U6f está representada por flujos de lava andesítica y flujos piroclásticos asociados con la estructura volcánica de Maar de Teremendo.

Por las relaciones morfológicas de los depósitos de lavas, el Pleistoceno tardío- Holoceno está representado por el evento U7 de un magmatismo andesítico-basáltico cubriendo a las unidades anteriores, caracterizado por emplazamiento de conos de lava y ceniza (Fig. 5). Son rocas afaníticas de color gris oscuro con abundantes vesículas, compuestas por abundantes fenocristales de plagioclasa y en menor proporción cristales de piroxeno (ortopiroxeno y clinopiroxeno).

La deformación que producen las fallas sobre los depósitos volcánicos es más evidente en la parte norte de la región Tzirate, en donde se encuentra cortando al vulcanismo dacítico. Hacia el sur del área, las fallas no son observadas, solo se presentan alineaciones de estructuras volcánicas que forman la geometría de media luna. Las características estructurales del área son ampliadas en el capítulo de geología estructural.

Secciones Geológicas

Se realizaron cuatro secciones geológicas en la región Tzirate con el fin de representar las relaciones evolutivas de las diferentes unidades geológicas, y como los eventos de magmatismo dacítico son contemporáneos con los eventos de magmatismo andesítico-basáltico. (Fig. 6). La actividad volcánica de la región Tzirate se encuentra cubriendo a un depósito de ignimbritas correlacionables con la ignimbrita Cuitzeo, con una extensión que llega hasta la zona del emplazamiento del domo Tzirate. Este depósito puede ser caracterizado como el basamento más próximo en el área. La altura mínima de los depósitos es de 2000 m.s.n.m., correspondientes a los depósitos de ignimbritas (U1) representando el basamento en la sección. La altura máxima es de 3200 m.s.n.m. del domo Tzirate U4b.

La sección A-A' (Fig. 6a) de orientación NNO-SSE, atraviesa de norte a sur el emplazamiento de domos félsicos. Los eventos posteriores al emplazamiento del basamento son la erupción de un cono de lava andesítica U2a que se encuentra fallado y colapsado. Posteriormente se da el emplazamiento de una serie de domos dacíticos U3e, U3d y U4a, finalizando con el domo Tzirate U4b y una estructura de colapso. En las erupciones de los domos dacíticos se observa una migración del magmatismo de norte a sur.

En la sección B-B' (Fig. 6 b) en la parte norte de la región Tzirate de dirección NO-SE. Muestra el basamento ignimbrítico cortado por fallas normales, cubriendo el basamento por actividad de los domos dacíticos U2b que se encuentran fallados, en el que el fallamiento normal corta los depósitos y lo sigue deformando produciendo una estructura de graben en el domo. Posteriormente se da actividad monogenética del maar de Teremendo con lavas y productos piroclásticos U6f.

La sección C-C' (Fig. 6 c) en la parte sur de la región Tzirate de dirección ONO-ESE. Se observa una relación cercana del magmatismo félsico y máfico, en donde ocurre el emplazamiento del domo dacítico U4b cubriendo el basamento, después la erupción de un cono de lava traquiandesítico U6c, intrusionando las lavas dacíticas de domo Tzirate en su lado oeste. Por último el emplazamiento de un cono de ceniza y lava basáltico-andesítico (U7).

En la sección D-D' (Fig. 6 e). De dirección NO-SE y O-E. Esta sección presenta en la misma alineación la formación de domos dacíticos, un volcán escudo y un cono de ceniza y lava, representando la relación cercana de magmatismo dacítico con el magmatismo andesítico basáltico. El primer evento lo conforma la erupción del volcán en escudo andesítico – basáltico U2c y el emplazamiento de un domo dacítico U2d. Posteriormente ocurre la erupción del domo dacítico del Tzirate U4b, y de un domo dacítico U4c. El domo dacítico U4c está afectado por el fallamiento y presenta la formación de una estructura tipo graben con un depósito de colapso. El último evento es la erupción de un cono de ceniza y lava U5c, en la misma alineación con la formación de los otros centros volcánicos de un magmatismo félsico.

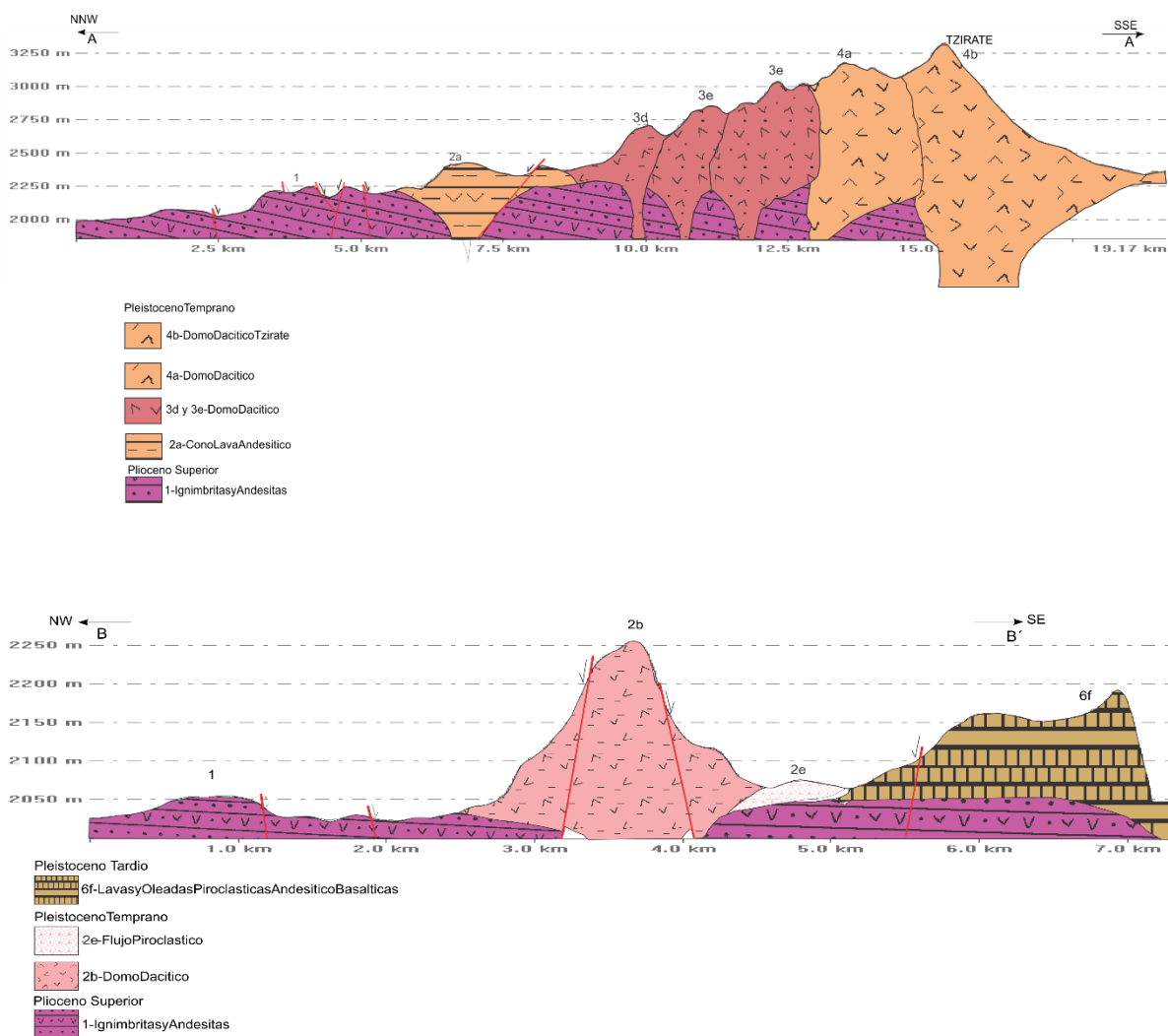


Figura 6. Secciones Geológicas de la región Tzirate. La ubicación de las líneas de sección se muestra en la Fig. 3 Mapa Geológico. A) Sección A-A' y B) Sección B – B'. Mostrando la relación de las unidades y grupos que se realizó en el Mapa Geológico.

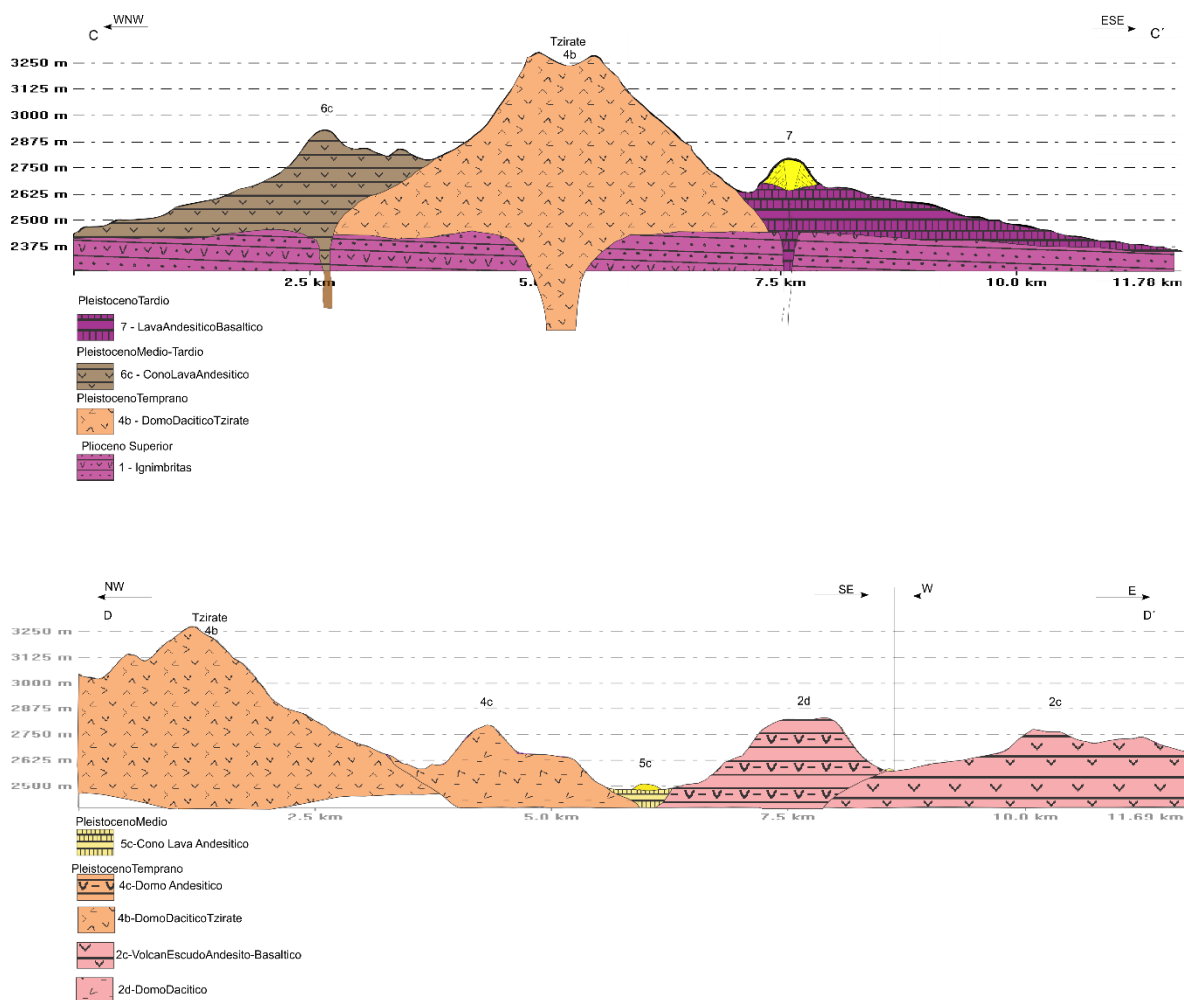


Fig. 6. (Continuación). C) Sección C-C' y D) Sección D - D'.

Columna Compuesta

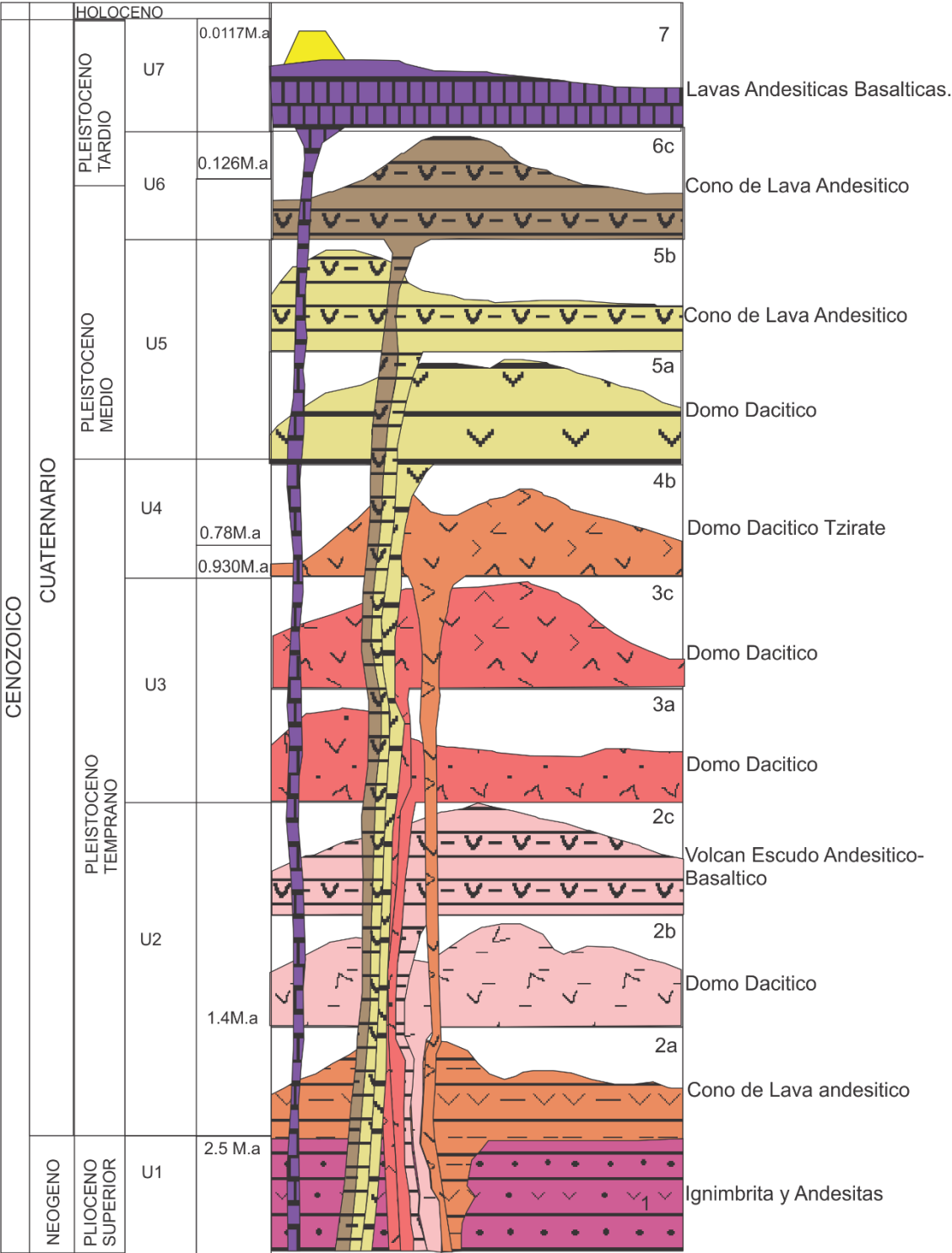


Figura 7. Columna Compuesta de la Región Tzirate. Mostrando sucesión de los eventos volcánicos

En la columna compuesta (Fig. 7) se presentan los posibles eventos de magmatismo en la región. Comienza con el depósito de ignimbritas y lavas andesíticas hacia el Plioceno superior. La actividad

propia de la región Tzirate comienza hacia el Pleistoceno temprano con la formación de conos de lava andesíticos, volcanes en escudo y domos dacíticos. En el Pleistoceno medio ocurren conos de lava andesítico y algunos domos dacíticos. Por último para el Pleistoceno tardío-Holoceno se forman conos de lava andesíticos y conos lava y ceniza andesítico basálticos.

El magmatismo dacítico se encuentra formado por un evento hacia el Pleistoceno temprano, la culminación del evento dacítico se da hacia el Pleistoceno medio. El magmatismo andesítico se encuentra en toda la columna formado por varios eventos haciéndose más abundante hacia el Pleistoceno medio- tardío y Holoceno. En la columna se observa que el magmatismo dacítico es temporalmente contemporáneo con el magmatismo andesítico y en algunas partes se encuentran en la misma alineación con los domos dacíticos, como lo muestran las secciones geológicas.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El volcanismo del CVMG, en la parte central de la FVTM enmascara la posible existencia de un fallamiento anterior al Plioceno (Gómez-Tuena, 2005). Sin embargo existen fallas normales de dirección E-O que cortan el volcanismo del Plioceno del CVMG, estas fallas son parte del Sistema de Fallas Morelia-Acambay y fracturas eruptivas que causan la alineación de estructuras volcánicas en dirección NE-SO (e, j, Connor, 1990).

Hacia el área de Morelia al este de la Región Tzirate. Es evidente un fallamiento normal con dirección ENE-OSO, formando patrones en echelon, sugiriendo que existe una componente lateral izquierda a lo largo de estas estructuras (e,j, Ego 2002). Estas estructuras en echelon se muestran mejor en fallas en la parte suroeste del graben de Cuitzeo (Suter, 2001).

Con el análisis del modelo digital de sombras, se realizó la interpretación sobre lineamientos y diferencias de elevación, refiriéndose a la aproximación de las curvas de nivel formando patrones rectilíneos en el relieve que cortan a las unidades del mapa geológico. De este análisis se obtuvo la presentación de estructuras mayores de fallas geológicas, estructuras de colapso y lineamiento de conos volcánicos en un mapa de estructuras geológicas. (Fig. 16. Mapa Estructural)

El mapa estructural se complementa por datos de fallas mayores y fracturas de estaciones mesoestructurales, del sentido de desplazamiento de fallas definiendo movimientos laterales y normales, de direcciones de lineamientos de conos que representan fracturas eruptivas y de la construcción de diagramas rosa de dirección de colapso, así como de lineamiento de conos para su análisis estructural.

Para el análisis estructural, se realizaron 5 estaciones mesoestructurales (Fig. 8) de datos de fallas y fracturas. Los datos se plasmaron en una red estereográfica para su representación planar y polar, con el fin de obtener una interpretación del campo de esfuerzos que actúa en el área.

Para la obtención de los tensores (σ_1 , σ_2 y σ_3), se utilizó el software Wintensor. Obteniendo la dirección de los sigmas en forma de datos (Dip/Dip direction). El software requiere datos de estrías de falla para dar una mejor interpretación de la dirección de los sigmas. Los datos de estrías en un fallamiento reciente y relacionado al vulcanismo son difíciles de encontrar, además de que es un fallamiento contemporáneo, las fallas pueden ser rellenadas inmediatamente después de su formación por lavas o ser cubiertas por estructuras volcánicas, por lo tanto el desplazamiento en el

plano de falla puede no ser visto. Sin embargo, por ser fallas recientes si puede haber bloques desplazados que indiquen el sentido de desplazamiento así como las características de la geometría regional del fallamiento. Por lo tanto, en campo solo se observó un dato de pitch, el valor fue tomado de las estrías de falla de la estación 5 para minimizar el error y tener mayor certeza en los resultados del software, se introdujeron datos de pitch de estrías entre 60° y 70° que también obedecen a un contexto regional del SFMA en datos de estrías encontrados por Garduño-Monroy (2009), Luca Menella (2001) y Ego (2002).

La estación 1, ubicada en las coordenadas (2193177.5N 238292.41 E) sobre un afloramiento de flujos piroclásticos seguido de un depósito de lahar de la unidad 1. En esta estación se midieron 20 datos de fallas y 28 de fracturas, representados en la proyección estereográfica (Fig. 8 a y b. Estación 1), en color negro las fallas y en color azul las fracturas. En la figura de la estación 1 se observan dos sistemas de fallamiento y fracturamiento, uno NE y otro NO. La mayor concentración polar indica que el fallamiento importante es en dirección NE y el fracturamiento (Fig. 8 b Estación 1) muestra la misma dirección que el fallamiento.

Con el análisis de los tensores, se indica que el esfuerzo mínimo (σ_3) está orientado al NE-SO con (11°/119°N). Las fallas conjugadas muestran que (σ_2) se encuentra en forma horizontal con un (00°/29°N) orientación hacia el NE-SO. El esfuerzo máximo (σ_1) de forma vertical (79°/299°N). La dirección de los sigmas, indica que el campo de esfuerzo corresponde a fallas de tipo extensional (Fig. 8 a Estación 1).

En el sistema de fallas de dirección NE se encuentran fallas de dirección con rangos de N20°O a N50°E y echados de 80°S. Algunas fallas están rellenas por un flujo de pómez fibrosa color gris a gris amarillo en forma de dique (Fig. 9). El flujo contiene cristales de biotita y anfíbol, líticos de andesita del tamaño de mm hasta 1 cm subangulares, en las partes externas de este relleno y en la zona interior solo presente el material de pómez fibrosa.

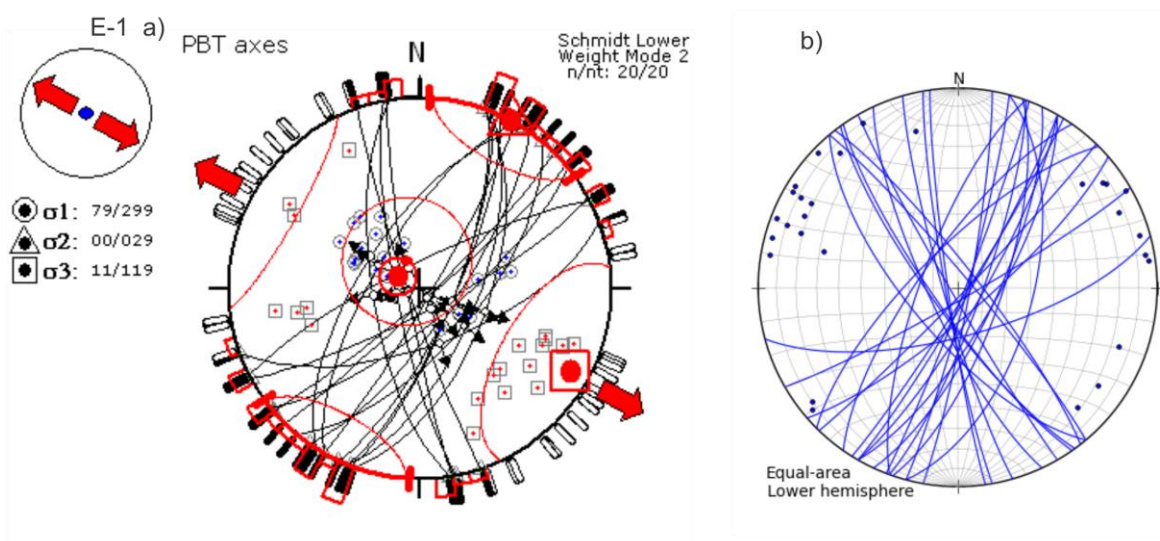


Figura 8. Estación Mesoestructural 1. a) Análisis de fallas y dirección de los tensores y b) Fracturamiento.

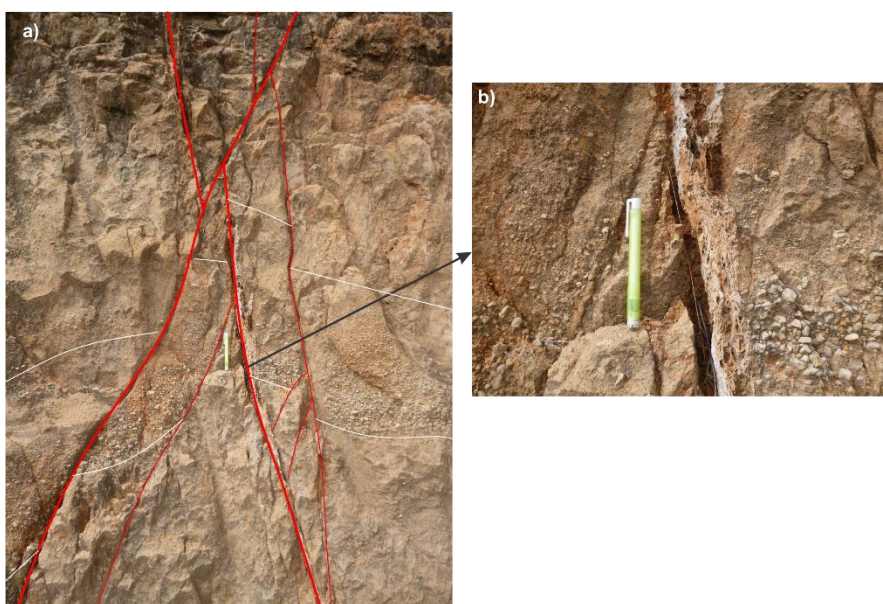


Figura 9. Fallamiento normal de la Estación Mesoestructural 1. a) Se presentan dos sistemas de falla NE y NO. b) el sistema de fallas NE relleno de material de pómez en forma de dique, este es cortado por otro sistema, indicando dos eventos de deformación.

La estación 2, ubicada en las coordenadas (2198466.8N 236867.42 E). Sobre un afloramiento de flujos piroclásticos de la unidad 1. Se midieron 11 datos de fallas y 21 de fracturas. Representados en la proyección estereográfica (Fig. 11 a, b y c .Estación 2), en color negro las fallas y en color azul las fracturas.

Se presentan dos sistemas de fallamiento. Un sistema ENE-OSO y otro NNE y NNO (Fig. 11. a. Estación 2) formando dos grupos en su distribución polar, indicando dos sistemas de fallamiento. Con el análisis de los tensores, el sistema ENE-OSO presenta un esfuerzo mínimo (σ_3) orientado

hacia el NO-SE con ($13^{\circ}/163^{\circ}\text{N}$) de forma horizontal, σ_2 con ($17^{\circ}/257^{\circ}\text{N}$) orientado hacia NE-SO desplazándose de la horizontal hacia la vertical y un esfuerzo principal (σ_1) con ($68^{\circ}/38^{\circ}\text{N}$) que no se encuentra de forma vertical sino que tiene un ligero desplazamiento hacia la horizontal. El esfuerzo está correspondiendo a un campo de esfuerzos de un fallamiento normal con una componente lateral izquierda.

Las fallas ENE-OSO basculan bloques hacia el sur, desplazan bloques de manera lateral izquierda y se encuentran rellenas por material de falla o brecha de falla. Además de que los bloques se encuentran desplazados, se observa que ellos están separados formando una abertura de aproximadamente 10cm. (Fig. 10).



Figura 10. Estación Mesoestructural 2. a) Falla ENE-OSO con bloques desplazados lateralmente y desarrollo de material de falla. b) Plano de falla con abertura y relleno de material de falla, milonita.

Para el sistema NNE y NNO (Fig. 11 b). Con el análisis de los tensores, el esfuerzo mínimo (σ_3) se encuentra con ($07^{\circ}/265^{\circ}\text{N}$) orientado hacia el OSO-ENE de forma horizontal, σ_2 orientado hacia el SSE-NNO con ($00^{\circ}/265^{\circ}\text{N}$) de forma horizontal, y un esfuerzo principal σ_1 con ($83^{\circ}/85^{\circ}\text{N}$) de forma vertical. La dirección de los sigmas que indica que corresponden a un campo de esfuerzos de fallas de tipo normal. En el fracturamiento (Fig. 11 c). La dirección preferencial del fracturamiento es en dirección NW, con una distribución polar en el SO que rota hacia el Sur, probablemente desarrolladas por el sistema de fallamiento ENE-OSO y fracturas generadas por el fallamiento normal.

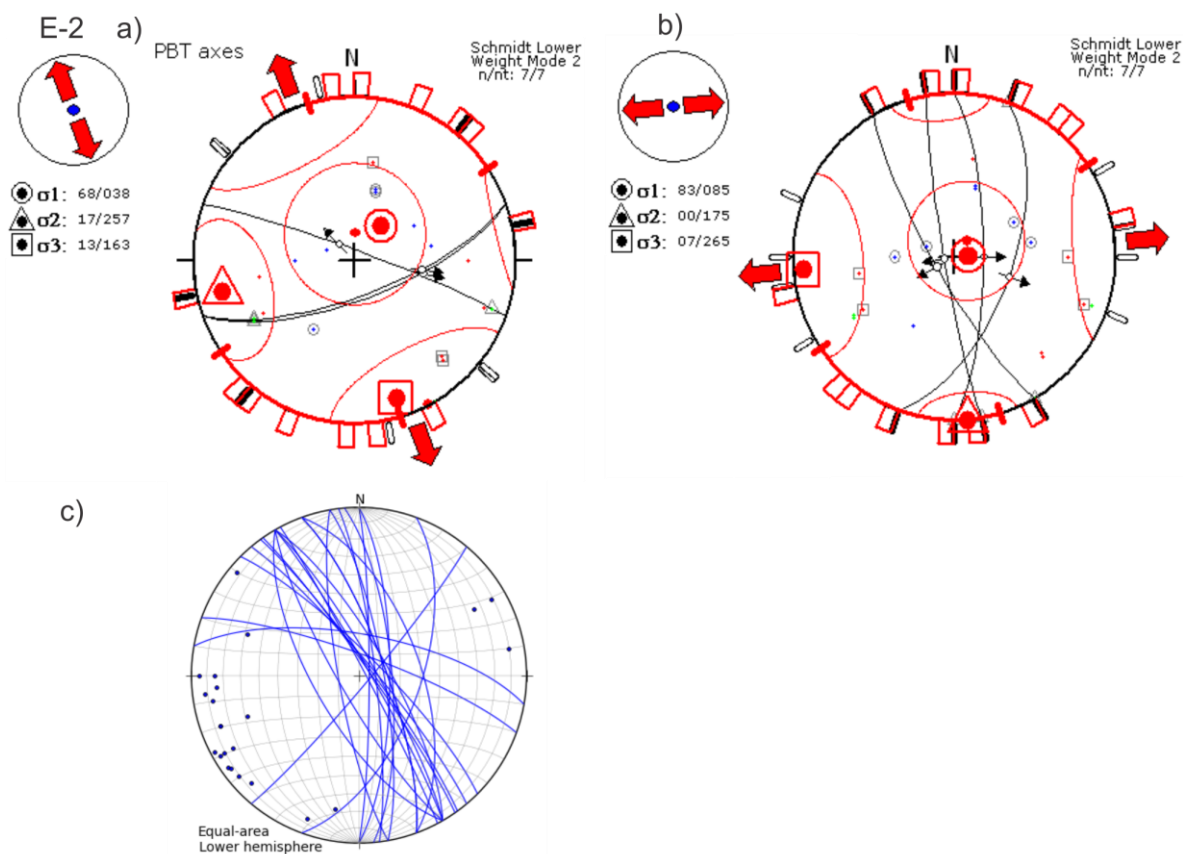


Figura 11. Estación Mesoestructural 2. a) Sistema de fallas ENE-OSO y dirección de los tensores. b) Sistema de fallas NNE y NNO y dirección de los tensores y c) Fracturamiento.

La estación 3, ubicada en las coordenadas (2197997.5N 237772.78E). Sobre un afloramiento de flujos piroclásticos de la unidad 1. Se tomaron 10 datos de fallas y 17 de fracturas, representados en la proyección estereográfica (Fig. 12 Estación 3), en color negro las fallas y en color azul las fracturas. Se observa un solo sistema de fallamiento dirección ENE-OSO (Fig. 12 a. Estación 3). Con el análisis de los tensores, el esfuerzo mínimo (σ_3) se encuentra orientado hacia el NO-SE con ($28^\circ/336^\circ$ N) de forma horizontal, σ_2 de forma horizontal con ($07^\circ/70^\circ$ N) orientado NE-SO teniendo un ligero desplazamiento a la vertical y un esfuerzo principal (σ_1) con ($61^\circ/172^\circ$ N) de forma vertical desplazándose a la horizontal. Este arreglo corresponde a un campo de esfuerzo de fallas normales con una componente lateral izquierda. Algunas fallas muestran una abertura de falla de aprox. 40cm, con un material de falla de brecha sedimentaria, y se encuentran desplazando bloques lateralmente (Fig. 13).

El fracturamiento (Fig. 12 b. Estación 3) se muestra en direcciones NE, NO y algunas E-O. Su distribución polar es dispersa, siendo más importante el grupo en la dirección NE. Las formaciones de fracturas en diferentes direcciones posiblemente se forman como consecuencia del campo de esfuerzos en una componente lateral izquierda.

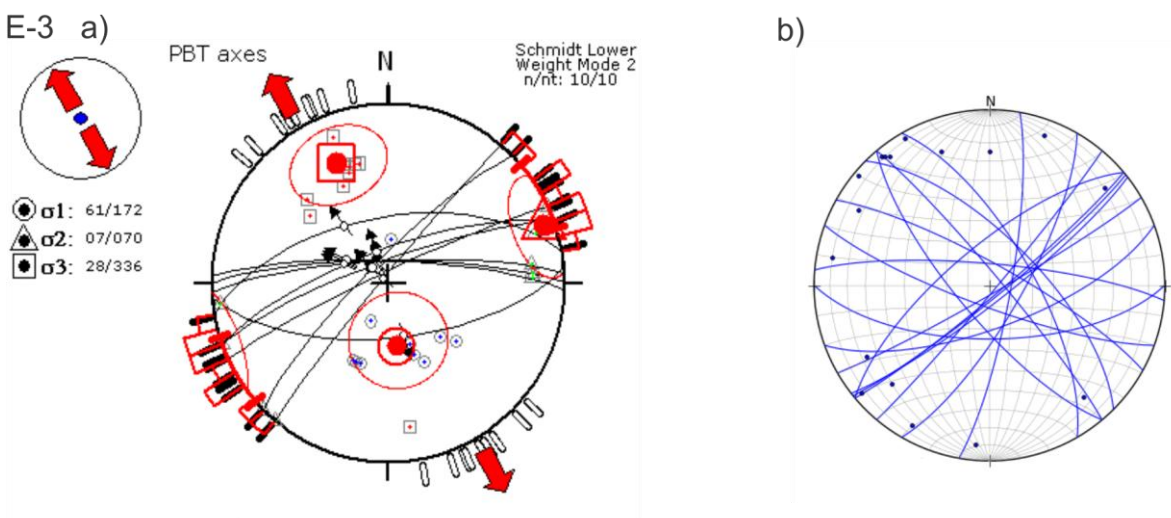


Figura 12. Estación Mesoestructural 3. a) Fallamiento y dirección de los tensores y b) Fracturamiento.



Figura 13. Estación Mesoestructural 3. Falla ENE-OSO con desplazamiento lateral de los bloques y desarrollo de material de falla, Brecha sedimentaria.

La estación 4, ubicada en las coordenadas (2195573.3N 241117.28E). Sobre un afloramiento de lavas andesíticas de la unidad 7. Se tomaron 8 datos de fallas y 16 de fracturas. Representados en la proyección estereográfica (Fig. 14 a y b. Estación 4).

Se observa un solo sistema de fallamiento de dirección ENE-OSO (Fig. 14 a. Estación 4). Con el análisis de los tensores, el esfuerzo mínimo (σ_3) se encuentra orientado hacia el NO-SE con ($17^\circ/149^\circ\text{N}$) de forma horizontal, σ_2 con ($10^\circ/242^\circ\text{N}$) orientado al NE-SO se encuentra desplazándose un poco de la horizontal a la vertical, y el esfuerzo máximo (σ_1) con ($70^\circ/360^\circ\text{N}$) desplazándose un poco de la vertical a la horizontal. Por la dirección de los tensores, el campo de esfuerzos corresponde a un fallamiento de tipo normal con una ligera componente lateral izquierda.

La dirección de fracturamiento (Fig. 14 b. Estación 4) se presenta en dos direcciones, ENE y ONO. La tendencia más importante es NE, probablemente generadas por el campo de esfuerzos del fallamiento ENE-OSO con una componente lateral izquierda.

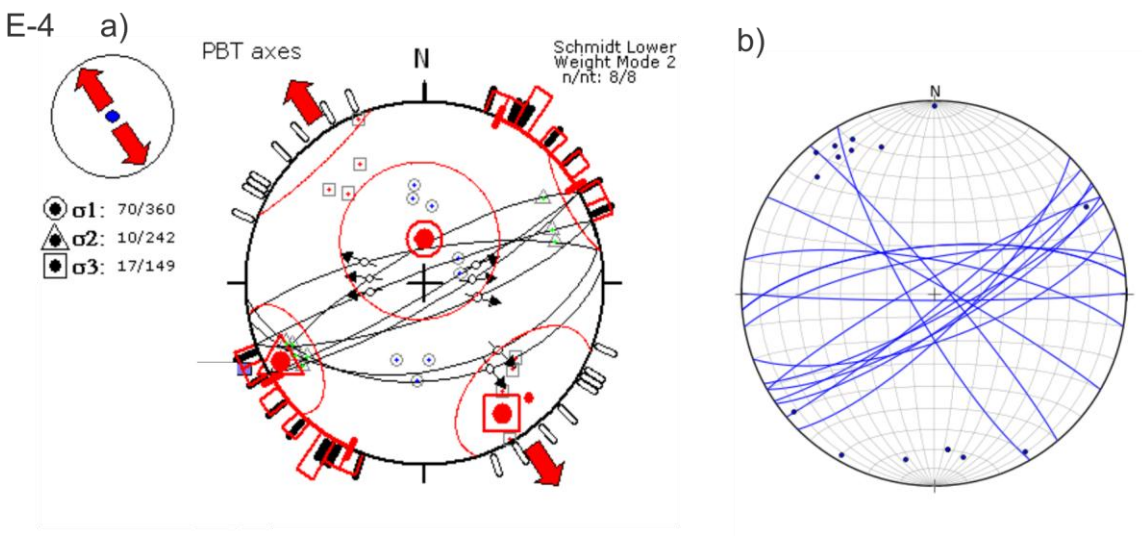


Figura 14. Estación Mesoestructural 4. a) Fallamiento y dirección de los tensores y b) Fracturamiento.

La estación 5 ubicada en las coordenadas (2191958N 243317E). Sobre la estructura volcánica del maar de Teremendo en la unidad 7. Se tomaron 10 datos de fallas. Representados en la protección estereográfica (Fig. 15 a y b Estación 5).

Se observa un solo sistema de fallamiento de dirección ENE-OSO. El fallamiento presenta estrías con un pitch de 60° (Fig. 15 b). Con el análisis de los tensores (Fig. 15. a), el esfuerzo mínimo (σ_3) orientado hacia el NO-SE con ($04^\circ/321^\circ$) de forma horizontal, σ_2 con ($01^\circ/231^\circ$) orientado hacia el NE-SO de forma casi horizontal con un ligero desplazamiento a la vertical y un esfuerzo principal (σ_1) con ($86^\circ/121^\circ$) de forma vertical con un ligero desplazamiento a la horizontal. Este arreglo de los sigmas corresponde a un campo de esfuerzos de falla de tipo normal con un desplazamiento lateral izquierdo.

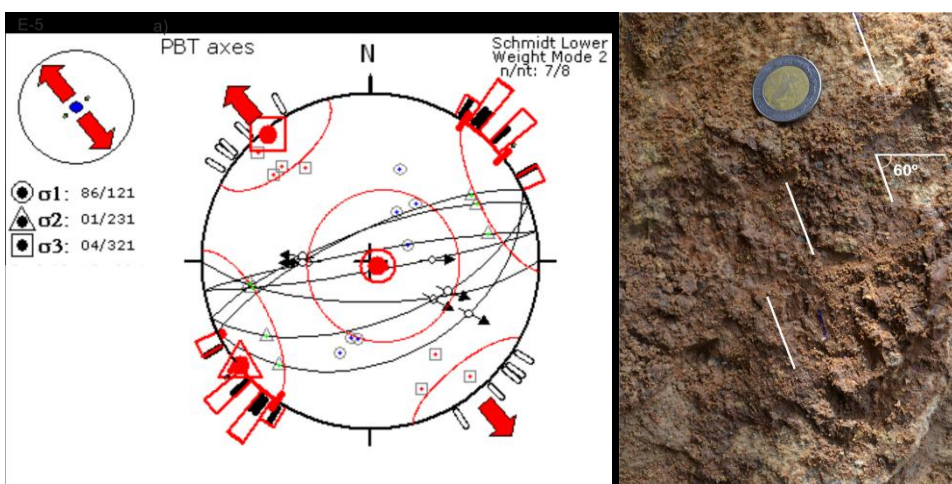


Figura 15. Estación Mesoestructural 5. a) Sistema ENE-OSO y dirección de los tensores, b) Plano de falla con desarrollo de estrías.

En resumen, el análisis estructural muestra tres sistemas de fallas. Un sistema principal ENE-OSO que se encuentra con extensión en dirección NO-SE de sigma 3, de forma horizontal sigma 2 en compresión en dirección NE-SO con un desplazamiento hacia la vertical, y sigma 1 desplazándose de la vertical hacia la horizontal. Por la posición de los sigmas el campo de esfuerzos corresponde a un fallamiento extensional con una componente lateral izquierda.

Los dos sistemas faltantes, lo representan fallas de dirección NE y NO. Por la posición de los sigmas, el campo de esfuerzos corresponde a fallas de tipo normal. Estas pueden estar siendo producidas por el campo de esfuerzos generado por el fallamiento principal. Por lo que, las fallas NE están relacionadas al desarrollo y a la alineación de estructuras de graben.

En la región Tzirate se presenta un intenso fallamiento en la parte norte, estas fallas se encuentran cortando rocas volcánicas desde el Mioceno superior hasta el Pleistoceno medio-tardío y Holoceno (Fig. 5. Mapa Geológico). Hacia al sur de la región el fallamiento no es evidente, el fallamiento se encuentra representado por alineaciones de estructuras volcánicas cubiertas posiblemente por depósitos volcánicos.

Las fallas en la parte norte tienen una dirección preferencial ENE-OSO. Son fallas normales de gran extensión con inclinaciones al norte de $>80^\circ$, algunos segmentos de falla presentan un cambio de inclinación hacia el sur probablemente debido a que sus ángulos de inclinación son casi verticales. Estas fallas forman un bajo estructural en semigraben y graben con basculamiento de bloques hacia el norte.

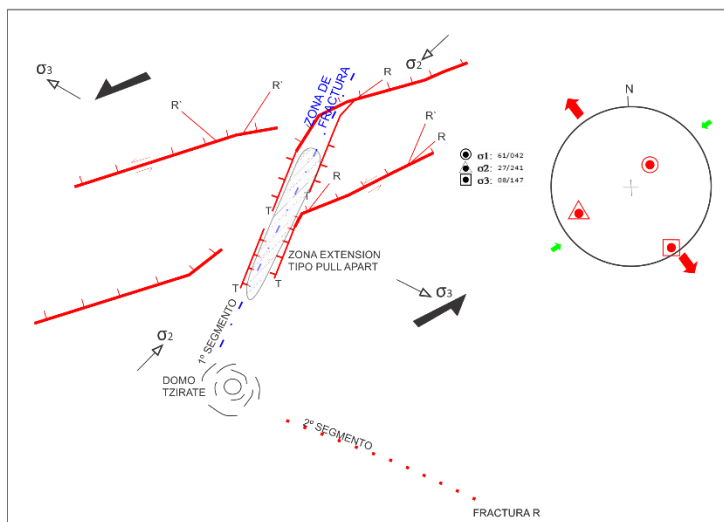
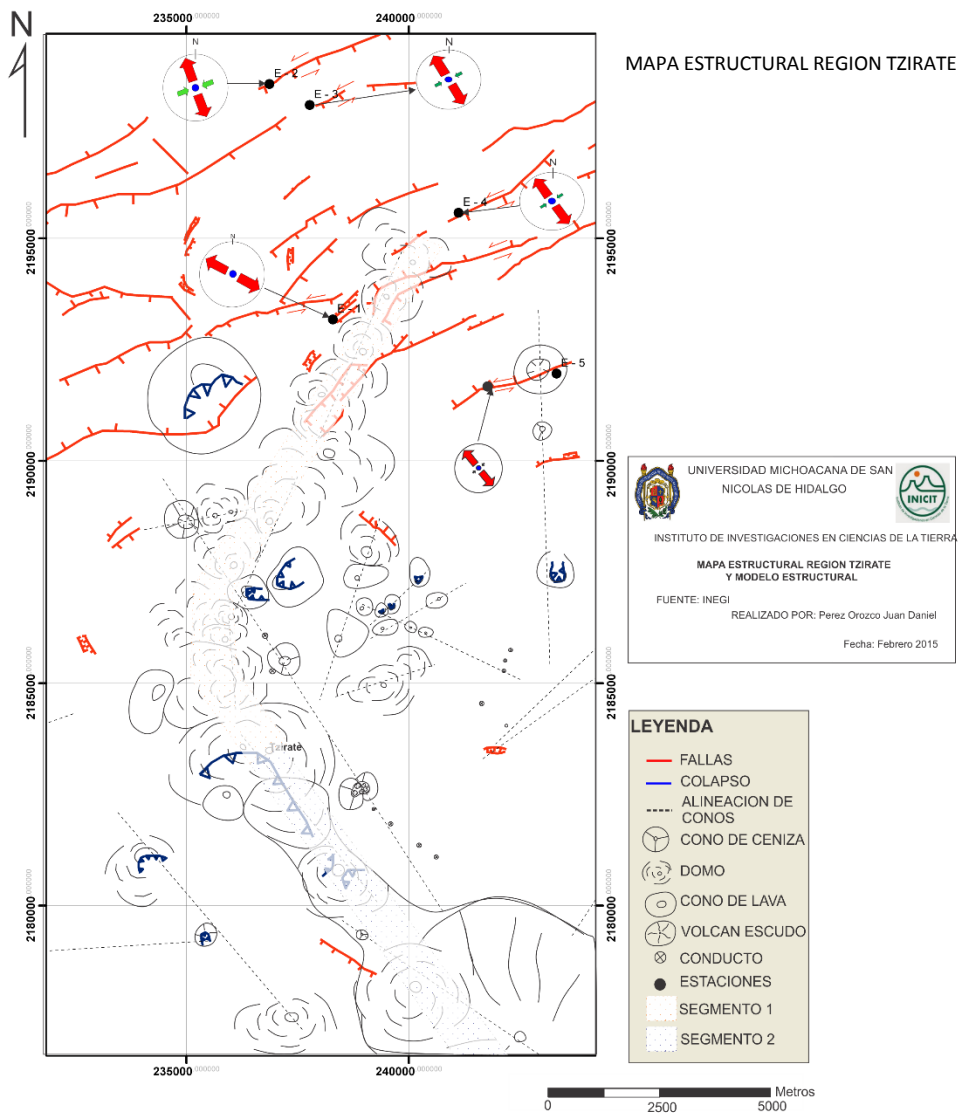


Figura 16. Mapa Estructural. Mostrando las estructuras mayores. Evidenciando el mayor fallamiento al norte de las rocas volcánicas del Plioceno, al sur solo presentándose como alineaciones de estructuras volcánicas del Pleistoceno-Holoceno. Comparado con el modelo estructural de la Región Tzirate.

En la parte norte se presentan también fallas que forman estructuras de graben y horst de dirección NE-SO. La estructura de graben evidencia que existe un esfuerzo en extensión para formar estas estructuras, las fallas que forman a estos graben se encuentran cortando domos dacíticos indicando que el esfuerzo siguió activo aun después del emplazamiento de los domos que se alinean en la misma dirección del graben.

La estructura de graben está asociada con el fallamiento ENE-OSO, la cual se desarrolla desde una ruptura en la alineación de estas fallas curvándolas en dirección NE-SO y desarrollando un graben. La zona de ruptura provoca un salto de falla o zona de relevo con geometría “en echelon” y estructuras con geometría en pull apart.

Las direcciones de alineamientos de estructuras volcánicas fueron medidas en un SIG en el mapa estructural y analizados en una red estereográfica, como domos, volcanes escudo, conos de lava, conos de lava y ceniza se representan en el diagrama rosa (Fig. 17). Se observan 3 direcciones, NE-SO, N-S y NO-SE. El lineamiento más importante es NE-SO, que es la dirección principal de lineamiento de conos del CVMG.

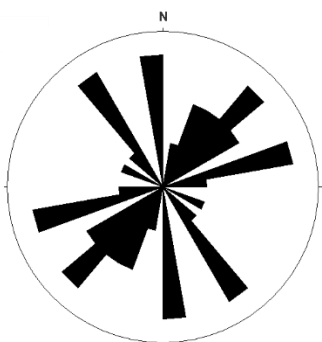


Figura 17. Diagrama rosa de direcciones de alineaciones de conos.

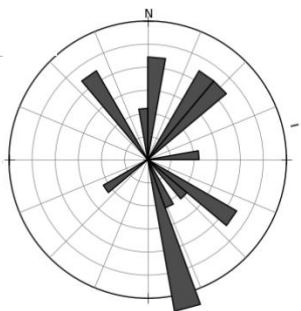


Figura 18. Diagrama rosa de direcciones de colapso de estructuras volcánicas.

Las direcciones de colapso de los aparatos volcánicos fueron medidas en un SIG en el mapa estructural y analizados en una red estereográfica, son representadas en el diagrama rosa (Fig. 18). Se observa una dirección de colapso preferentemente abierta hacia el SE y NO, en algunos casos en dirección NE. Los colapsos importantes o de estructuras volcánicas de mayor proporción son el domo Tzirate 4b en dirección S, en el cono andesítico 2a en dirección SE y el domo dacítico 4c en dirección SE. Algunas estructuras volcánicas tienen colapsos más pequeños en dirección NNE, pudiendo estar asociados a fallas o fracturas que actúan localmente.

De este análisis estructural se desprende que las fallas y fracturas están ligados a un campo de esfuerzos asociado con fallas normales de dirección NE-SO o ENE-OSO, pero donde es clara una componente lateral izquierda. El mapa estructural corrobora esta geometría que es la responsable de una zona en transtensión donde se alojan los domos NE-SO del Tzirate.

PETROGRAFÍA

El análisis petrográfico y la identificación de texturas en cristales proveen información de procesos magmáticos. Estos cristales son sensibles a modificaciones en el sistema volcánico y se registran por cambios en el equilibrio termodinámico en su textura y composición dependiendo del proceso magmático involucrado (Renjit, 2014). Al identificar texturas en cristales se puede examinar cómo fue la interacción del líquido magmático con el cristal que estaba en equilibrio, como fue fluctuando y provocando desequilibrio debido a cambios de temperatura, presión o composición del magma.

En este trabajo se identificaron las características texturales registradas en fenocristales de biotita, anfíbol y plagioclasa. Los fenocristales de las diferentes lavas fueron seleccionados por características texturales similares, organizándolos en diferentes grupos de lava sugiriendo que cada grupo tuvo procesos magmáticos similares que estuvieron involucrados en su formación, lo que permite examinar la evolución magmática de las lavas de la Región Tzirate.

Grupos de Lava

De acuerdo a sus características texturales y abundancias relativas de cristales de biotita y anfíbol, las muestras se pueden reunir en 4 grupos de lava principales. A cada grupo se le dio una distribución de acuerdo a la ubicación geográfica de cada muestra (Fig. 19-22), que contuvieran similares características texturales en los cristales.

Grupo 1. Conformado por magmas que contienen fenocristales de biotita y anfíbol (0.15x0.25 cm, 0.05x0.35 cm) sin texturas de reacción (Fig. 19), existe también una población de cristales de anfíbol (0.01x0.02 cm) con un borde de reacción oscuro grueso (0.03 cm) alrededor del cristal. Las muestras contienen fenocristales de plagioclasas (0.45x0.4 cm) con textura tamiz grande (formada por inclusiones de vidrio >5 micras) en todo el cristal y poblaciones de fenocristales de plagioclasas que tienen un núcleo zonado rodeado con la formación de un borde de disolución.

Grupo 2. Se distingue por magmas que contienen poblaciones de fenocristales (0.2x0.35 cm) y microcristales (0.04x0.17 cm) de biotita y anfíbol sin texturas de reacción, con xenocristales (0.2x0.35 cm) de biotita (Fig. 20 y Anexo B). Las poblaciones de cristales de biotita y anfíbol varían en las lavas pero siempre están presentes xenocristales de biotita rodeados por el crecimiento de otros minerales y xenocristales de biotita corroídos en todo el cristal. Así como fenocristales de biotita sin textura de reacción con los bordes redondeados. También se presenta una población de cristales de anfíbol (0.1x0.45 cm) con desarrollo de un borde de reacción oscuro delgado (30 μ m).

En el grupo 2, existen poblaciones de fenocristales de plagioclasa (0.3x0.4 cm) con un núcleo de textura tamiz fina rodeado zoneamiento, seguido por el desarrollo de textura tamiz fina y un borde zonado alrededor todo el cristal, también contiene fenocristales con la dinámica inversa a la anterior. Contiene poblaciones de fenocristales de plagioclasas con un núcleo zonado rodeado por desarrollo de textura tamiz fina, seguido por un borde zonado alrededor de todo el cristal y fenocristales con un núcleo de textura tamiz fina rodeado por un borde zonado. Existen también poblaciones de fenocristales con un núcleo de textura tamiz grande (formada por inclusiones de vidrio >5 micras) rodeado por un borde zonado.

Las muestras presentan poblaciones menores de fenocristales de plagioclasa con un núcleo de textura tamiz fina con una superficie de reabsorción, rodeados por un crecimiento zonado con un borde de disolución, y fenocristales con textura tamiz grande (formada por inclusiones de vidrio >5 micras) en todo el cristal.

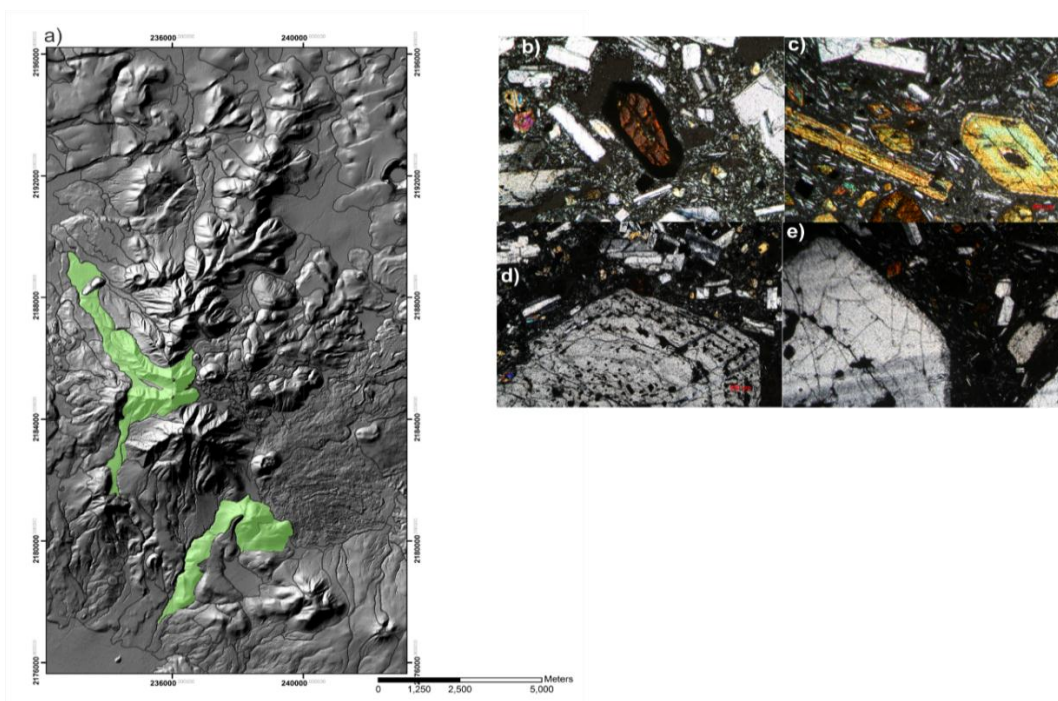


Figura 19. Grupo de lava 1. a) Distribución geográfica de las lavas del grupo 1. b) Fenocristal de anfíbol con borde de reacción oscuro grueso, c) Fenocristales de biotita y anfíbol sin texturas de reacción, d) Fenocristales de plagioclasa con textura tamiz grande en todo el cristal, e) Fenocristales de plagioclasa con un núcleo zonado rodeado por un borde de disolución.

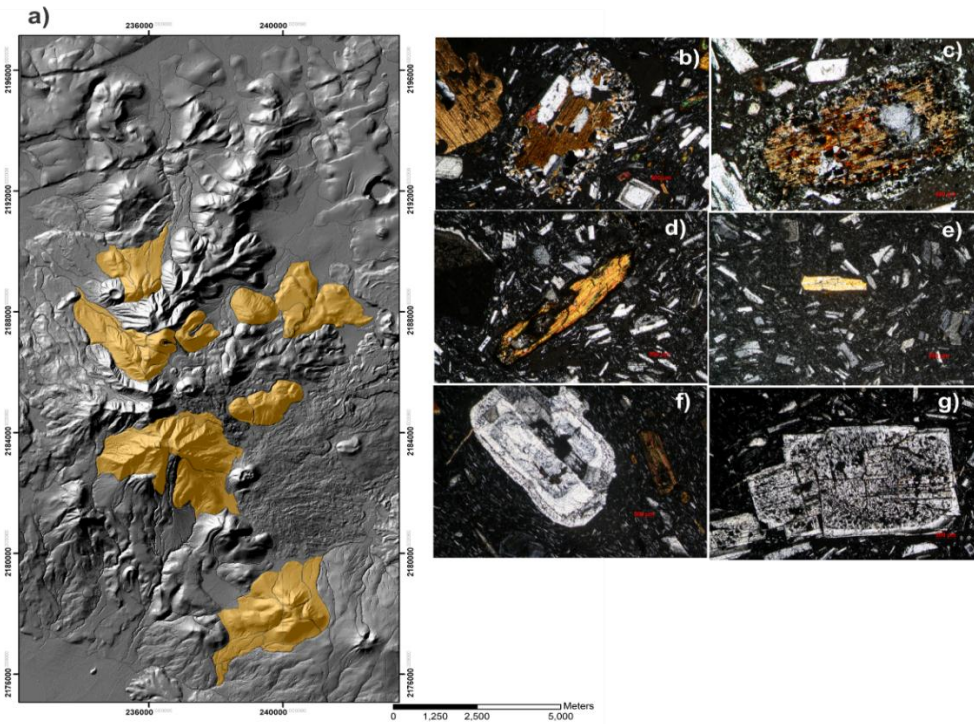


Figura 20. Grupo de lava 2. a) Distribución geográfica de las lavas del grupo 2. b) Xenocristales de biotita rodeados por el crecimiento de otros minerales y fenocristales de biotita sin textura de reacción con bordes redondeados. c) Xenocristales de biotita corroídos en todo el cristal. d) Fenocristales de anfíbol con borde de reacción oscuro delgado. e) Microcristales de biotita y anfíbol sin texturas de reacción. f) Fenocristales de plagioclasa con desarrollo de un borde zonado alrededor de un núcleo de textura tamiz fina, rodeado por un borde de textura tamiz fina y desarrollo de un borde zonado alrededor de todo el cristal. g) Fenocristales con textura tamiz fina en el núcleo rodeado por crecimiento de un borde zonado.

Grupo 3. Formado por magmas que contienen escasos microcristales (0.02x0.03 cm) de biotita y anfíbol sin texturas de reacción, pero presentan xenocristales (0.2x0.35 cm) de biotita (Fig. 21 y Anexo B). Los xenocristales de biotita contienen poblaciones con todo el cristal corroído, algunos reemplazados totalmente por nuevos minerales y una población menor con un borde de crecimiento de nuevos minerales. Algunas lavas contienen poblaciones de cristales de anfíbol (0.03x0.25 cm) con un borde delgado (30 μ m) de reacción oscuro.

Este grupo contiene poblaciones de fenocristales (0.4x0.55 cm) de plagioclasa con un borde de zoneamiento alrededor de un núcleo de textura tamiz fina. Contienen también poblaciones de fenocristales con desarrollo de un borde de textura tamiz grande (formada por inclusiones de vidrio >5 micras) rodeando un núcleo zonado, y alrededor de todo el cristal con crecimiento zonado y lavas con fenocristales de plagioclasa con un borde grueso zonado rodeando un núcleo con textura tamiz fina. Algunas lavas contienen una población menor de fenocristales con textura tamiz grande (formada por inclusiones de vidrio >5 micras) en todo el cristal rodeado por un borde delgado zonado.

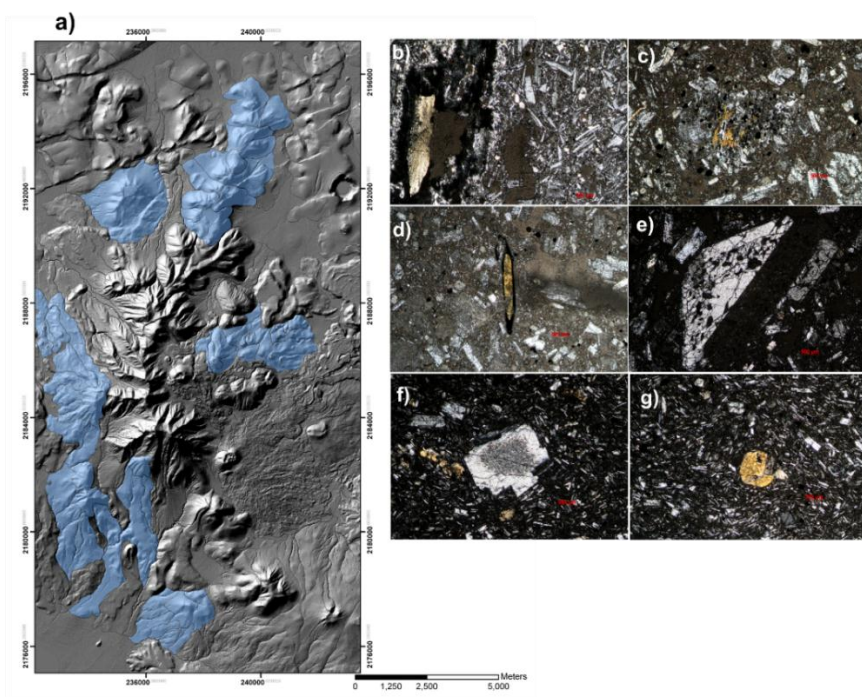


Figura 21. Grupo de lava 3. a) Distribución geográfica de las lavas del grupo 3. b) Xenocrystal de biotita casi totalmente corroído. b) Xenocrystal de biotita reemplazado por nuevos minerales. d) Microcristal de anfíbol con desarrollo de borde de reacción delgado. e) Fenocristales de plagioclasa con desarrollo de un borde de textura tamiz grande rodeando un núcleo zonado, y desarrollo zonado alrededor de todo el cristal. f) Fenocristales de plagioclasa con un borde grueso zonado rodeando un núcleo con textura tamiz fina. g) Poblacion menor de microcristales de piroxeno.

Grupo 4. Este grupo se distingue por presentar poblaciones de cristales de olivino y piroxenos. Las poblaciones de cristales de plagioclasa solo están presentes como microlitos zonados. (Fig. 22).

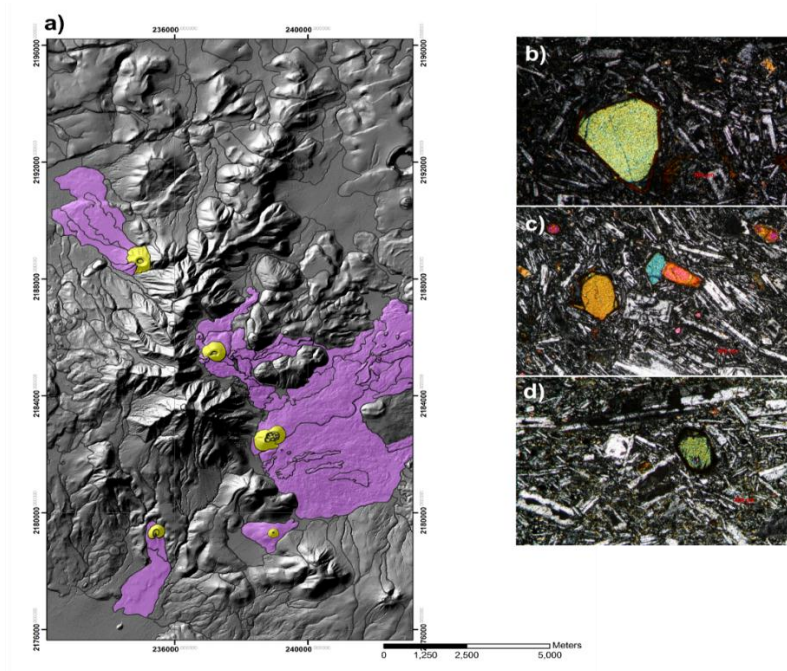


Figura 22. Grupo de lava 4. a) Distribución geográfica de lavas del grupo 4. b), c) y d) Cristales de piroxenos y olivino.

GEOQUÍMICA

Para este estudio se seleccionaron 20 muestras para análisis de elementos mayores y elementos traza (Tabla 2 y 3).

Muestra	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	Total
EZ-04	61.82	17.73	5.71	0.09	2.2	5.56	3.39	2.36	0.656	0.17	123	100.4
EZ-06	54.93	17.61	8.59	0.111	4.03	6.93	3.84	12	141	0.25	0.71	98.29
EZ-23	63.52	16.83	5.15	0.087	1.98	4.77	3.53	2.76	0.591	0.16	145	99.72
EZ-02	62.32	17.23	5.64	0.093	2.5	5.65	3.62	2.09	0.558	0.14	0.57	100.2
EZ-11	62.93	16.96	5.33	0.083	2.25	5.42	3.37	2.63	0.685	0.17	107	100.6
EZ-15	63.22	16.53	5.46	0.084	2.3	5.31	3.56	2.37	0.667	0.2	105	100.2
EZ-27	63.52	17.15	5.34	0.087	2.06	5.08	3.84	192	0.54	0.14	0.75	99.86
EZ-25	62.28	17.53	5.67	0.098	2.08	5.14	4.04	177	0.586	0.13	0.75	98.96
EZ-43	63.99	16.44	4.87	0.079	1.94	4.87	3.7	2.77	0.659	0.2	196	100.7
EZ-52	57.51	17.46	7.36	0.109	3.39	6.55	4.13	192	0.871	0.43	-0.07	99.26
EZ-41	60.94	17.4	5.94	0.092	3.43	5.94	3.49	2	0.634	0.14	102	100.9
EZ-37	62.00	17.73	5.55	0.087	2.52	5.28	3.82	199	0.724	0.19	0.52	100.2
EZ-54	64.95	16	5.38	0.1	1.74	4.41	3.92	2.67	0.681	0.28	0.47	100.8
EZ-53	61.08	17.66	5.86	0.098	2.7	5.62	3.76	186	0.609	0.17	0.89	99.39
EZ-47	65.66	16.03	4.58	0.069	1.8	4.35	3.68	2.63	0.553	0.18	0.23	98.85
EZ-39	61.70	17.43	5.62	0.086	2.57	5.46	3.76	192	0.72	0.23	0.43	99.1
EZ-32	64.18	17.61	4.5	0.07	1.89	4.71	3.84	2.19	0.55	0.14	0.9	100
EZ-48	58.01	17.76	7.18	0.109	3.75	6.88	3.52	166	0.814	0.23	0.62	100.5
EZ-29	63.60	16.23	5.88	0.096	1.6	4.27	3.78	3.1	0.875	0.28	1.11	100.4
EZ-17	69.76	14.78	3.38	0.068	1.15	3.08	3.61	3.12	0.365	0.09	185	99.91

Tabla 2. Resultados de los análisis químicos de elementos mayores. Los datos se muestran en porcentaje en peso.

Muestra	Sc	V	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Tl	Pb	Th	U
-04	12	115	15	9	67	21	14	45	547	117	4.8	666	20	35.2	4.47	17.7	3.4	0.92	2.7	0.42	2.38	0.5	134	0.204	13	0.19	2.6	0.78	0.17	5	3.45	1.1
-06	17	178	38	26	69	19	15	25	630	107	6.2	438	23	33	6.04	25.6	5.37	1.77	4.88	0.76	4.33	0.8	2.3	0.316	2	0.31	2.5	0.51	0.09	<3	156	0.6
-23	10	94	16	13	62	20	16	68	427	162	12	830	27	41	5.48	20.7	3.93	0.94	3.18	0.46	2.52	0.5	134	0.205	15	0.22	3.3	0.45	0.23	7	4.53	1.4
-02	11	112	17	16	65	19	14	34	701	93	3.8	538	17	29.3	3.8	14.1	2.94	0.83	2.22	0.35	2.05	0.4	116	0.168	12	0.18	2.2	0.38	0.17	4	2.65	0.9
-11	11	106	13	11	66	19	14	49	703	120	5.3	668	25	39.6	5.56	21.1	3.89	1.04	3.03	0.44	2.44	0.5	136	0.197	14	0.2	2.7	0.53	0.28	7	3.45	1.2
-15	11	107	14	11	67	20	13	47	673	125	5.6	693	22	40.1	5.1	19.4	3.7	1.04	2.83	0.43	2.41	0.5	136	0.201	13	0.19	3	0.53	0.25	6	3.66	1.3
-27	11	101	13	19	67	20	14	37	662	98	4	560	20	30.7	4.35	16.7	3.08	0.96	2.46	0.38	2.11	0.4	132	0.19	13	0.2	2.3	0.41	0.12	<3	2.86	1.1
-25	11	107	13	20	63	20	14	36	551	85	3.1	601	16	30	3.7	14.2	2.79	0.85	2.3	0.37	2.15	0.4	115	0.167	11	0.17	1.9	0.3	0.15	5	2.17	0.9
-43	10	95	12	9	61	19	15	58	607	129	6	780	27	43.2	5.62	21.2	3.63	0.98	2.87	0.43	2.47	0.5	127	0.193	13	0.18	2.8	0.61	0.59	6	4.34	1.6
-52	13	155	17	22	91	21	15	34	981	127	6.4	707	32	60.4	7.43	27.3	4.85	1.32	3.58	0.5	2.64	0.5	141	0.212	14	0.2	2.9	0.47	0.14	5	2.83	0.9
-41	14	126	45	26	66	19	14	39	501	116	4.1	640	19	33	4.12	15.6	2.91	0.9	2.68	0.4	2.35	0.5	125	0.185	13	0.19	2.6	0.36	0.18	5	2.49	0.8
-37	11	110	16	12	68	20	16	29	715	136	5.9	716	25	42.9	5.87	21.9	4.12	1.14	3.34	0.45	2.52	0.5	143	0.216	14	0.18	2.9	0.61	0.13	5	3.82	1.2
-54	10	93	15	16	75	19	15	71	433	187	8.1	899	33	59.2	7.45	27.7	5.01	1.16	4.21	0.61	3.32	0.7	187	0.283	18	0.27	3.7	0.68	0.25	7	4.73	1.6
-53	12	120	15	16	69	18	13	32	568	83	2.9	563	21	27.1	4.09	16.2	3.19	0.9	2.77	0.43	2.44	0.5	133	0.198	13	0.19	1.8	0.29	0.13	<3	1.85	0.7
-47	10	84	13	16	62	18	14	70	401	154	5.6	878	26	43.9	5.36	19.6	3.51	0.9	2.93	0.45	2.52	0.5	146	0.227	15	0.2	3.3	0.57	0.29	10	4.4	1.5
-39	11	108	15	11	77	20	15	28	730	135	5.8	711	24	42.7	5.64	21.2	3.96	1.06	3.09	0.45	2.45	0.5	135	0.2	14	0.18	3	0.59	0.12	5	3.69	1.2
-32	9	84	14	12	62	20	16	30	465	142	5.9	943	27	45.8	5.66	20.5	3.83	0.91	2.84	0.46	2.32	0.5	13	0.189	12	0.17	3.3	0.61	0.14	9	5.16	1.4
-48	16	152	30	28	78	19	16	25	643	126	5.1	497	17	34.3	4.44	18.2	3.78	1.1	3.08	0.45	2.65	0.5	146	0.211	14	0.2	2.7	0.4	0.08	3	1.99	0.6
-29	11	91	8	16	78	20	16	66	458	182	12	683	30	52.7	6.94	26.1	5.08	1.28	4.22	0.68	4.1	0.8	2.23	0.322	2.1	0.3	3.7	1.01	0.34	4	4.8	1.6
-17	6	55	11	4	49	17	14	70	350	101	5.6	679	21	37.5	4.36	14.8	2.64	0.62	2	0.3	1.74	0.4	1.07	0.177	1.1	0.16	2.6	0.71	0.39	9	5.57	2.1

Tabla 3. Resultados de análisis químico de elementos traza y tierras raras. Los datos se muestran en ppm.

Elementos Mayores

Los elementos mayores son graficados en el diagrama Total Alkali-Silica (Fig. 23. Diagrama TAS Le Bas et al. 1986) y en diagramas SiO₂ contra los demás resultados de óxidos (Fig. 24. Diagramas Harker). El rango composicional de las lavas de la Región Tzirate lo conforma desde basaltos andesíticos hasta dacitas, con un caso aislado de traquiandesita.

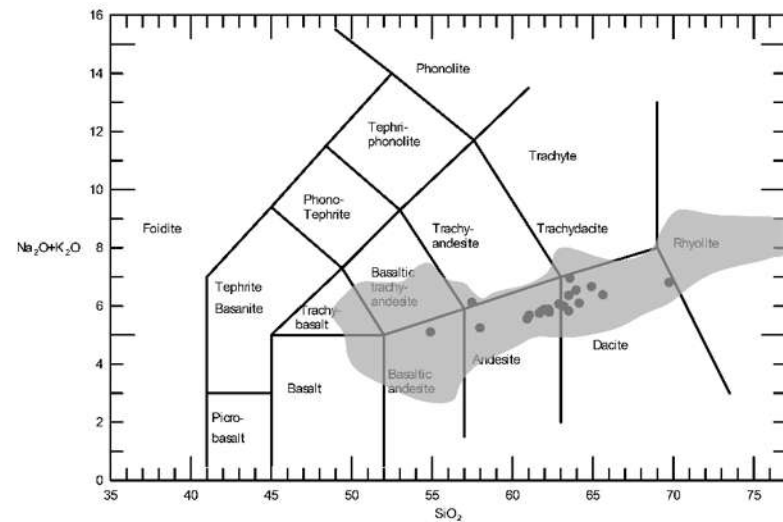


Figura 23. Diagrama Total Alkali-Silica (Le bas et al, 1986). En círculos color negro las muestras de la región Tzirate, en zona sombreada el rango de rocas del CVMG.

Las variaciones de elementos mayores fueron normalizadas al 100% base seca. El rango composicional de las lavas en la Región Tzirate se muestra mejor en los diagramas de MgO, CaO, Fe₂O₃, TiO₂, Na₂O, K₂O, Al₂O₃ y P₂O₅ contra SiO₂ (Fig. 24). El SiO₂ muestra un rango composicional de 55% hasta 70% en peso. La menor concentración de sílice pertenece a una lava dentro del lineamiento SO del Domo Tizarte. El domo Tzirate presenta un rango de entre 62.5% a 64% de SiO₂. La mayor concentración de SiO₂ la presentan centros volcánicos pertenecientes a dos domos aislados, entre 65.66% a 69.76% de SiO₂. En el SO disminuye el contenido de SiO₂ hasta 54% de lavas andesítico - basálticas.

Las variaciones de elementos mayores en la mayoría de los casos siguen una tendencia lineal negativa, como en Fe₂O₃, CaO, MgO, Al₂O₃ y TiO, tendencias positivas en K₂O, mostrando también

enriquecimiento o empobrecimiento hacia los valores del granito, y para Na_2O y P_2O_5 muestran cambios en la pendiente produciendo tendencias curvas o dispersas.

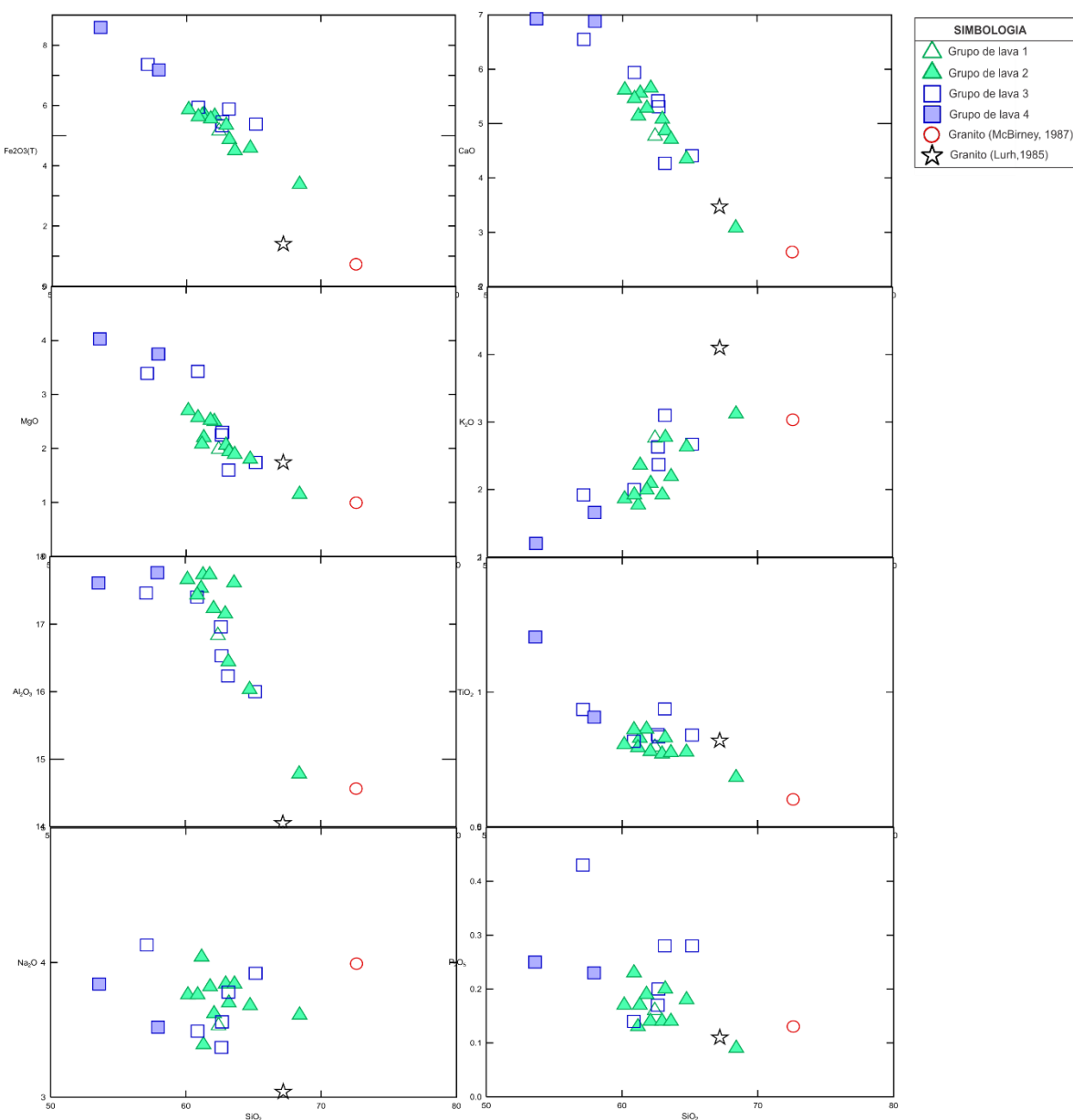


Figura 24. Diagramas de elementos mayores en función del SiO_2 , y datos del granito (McBirney, 1987 y Lurh, 1985). Mostrando las tendencias de variación y rango composicional de las lavas de la Región Tzirate.

Elementos Traza

La variación de los elementos traza durante procesos magmáticos es más representativa y significativa en relación a la de los elementos mayores. Estos se incorporan selectivamente en las diferentes fases cristalinas, o pueden ser relegados en el líquido magmático, por lo cual su concentración y distribución permiten establecer el origen y evolución del magma. La mayoría de los elementos traza de las lavas de la región Tzirate no presentan fuertes variaciones en función del sílice. Los elementos traza con mayor variación y que pueden ser de utilidad para describir los procesos magmáticos son el Rb, Sr, Ba, Sc, V, Zr, Hf, Yb y La (Fig. 25) porque sus concentraciones se comportan de manera uniforme variando progresivamente con un aumento en la cantidad de sílice y son elementos incompatibles que se encuentran en el líquido magmático y se enriquecen en la corteza, a diferencia del V que se enriquece en el manto.

Los patrones de elementos traza de las lavas de la región Tzirate tienden a formar tendencias positivas en Rb, Ba, Zr y Hf, negativas en Sr, Sc y V, y dispersas en La, Ba/Yb y Zr/Yb. (Fig. 25). Los grupos de lavas tienden a enriquecerse en Rb y empobrecerse en Sr, excepto grupo 4 que tiene valores bajos de Rb y Sr. Para el Ba, los grupos muestran valores tendiendo a enriquecerse, solo el grupo 4 contiene valores bajos. En el Sc las lavas tienen valores medios a bajos, tendiendo a empobrecerse con altos valores para grupo 4. En el Hf las lavas son enriquecidas mostrando valores medios a altos, y el grupo 4 es empobrecido en este elemento. Para el La las lavas muestran valores dispersos con un ligero enriquecimiento. En el caso de Sr vs Ba/Yb y Rb vs Zr/Yb las lavas muestran valores medios a bajos en tendencias dispersas.

En comparación con los valores de elementos traza de las lavas de la región Tzirate con los valores de elementos traza del basamento, se muestran algunas tendencias positivas en Rb, Zr y Hf y negativas en Sr, Sc no muy bien definidas que los valores tienden a hacia la composición del granito, ya sea a empobrecerse o enriquecerse en estos elementos traza.

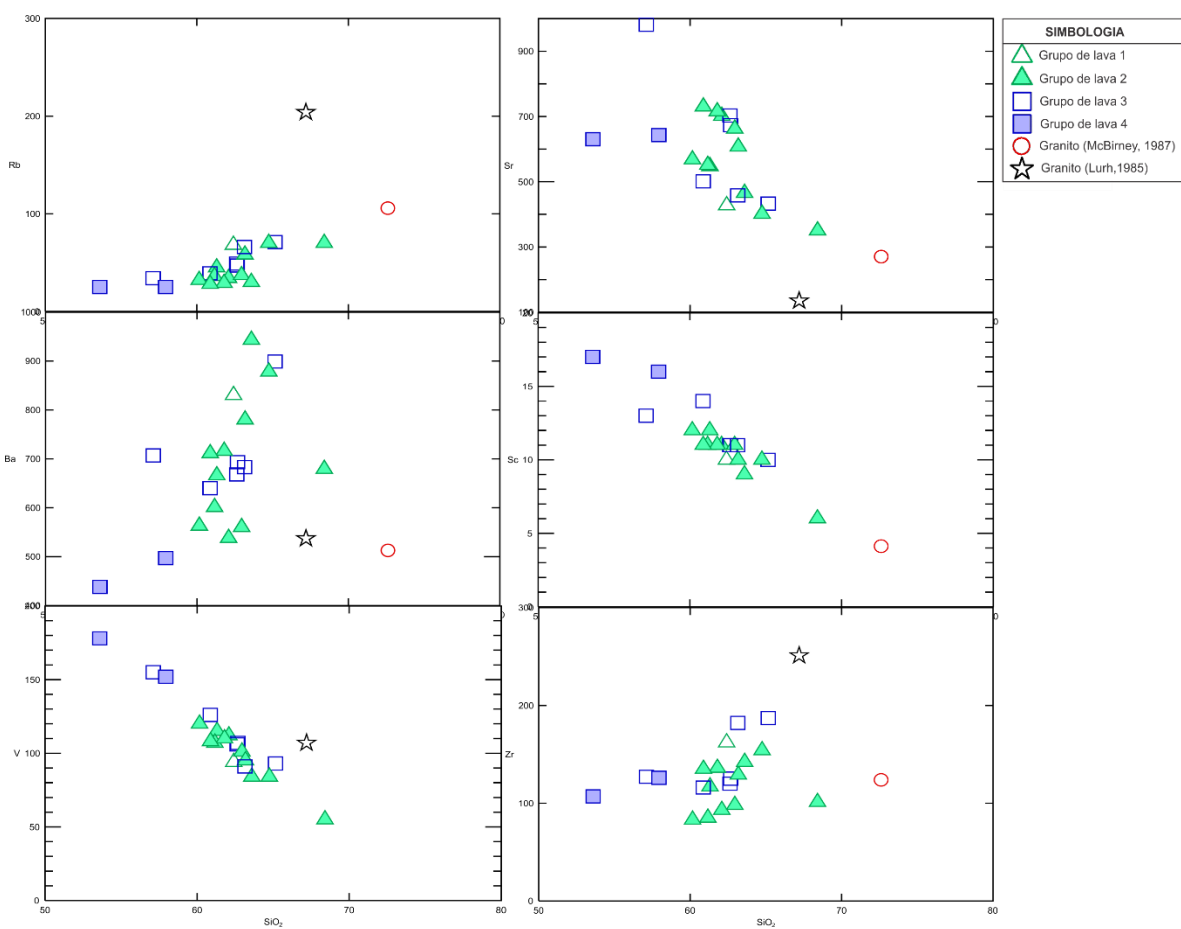


Figura 25. Diagramas de elementos traza en función del SiO_2 de lavas de la región Tzirate, y valores del granito (McBirney, 1987 y Lurh, 1985). Las variaciones tienden a formar tendencias positivas en Rb, Ba, Zr y Hf, tendencias negativas en Sr, Sc y V. Distribuciones dispersas en La, Ba/Yb y Zr/Yb.

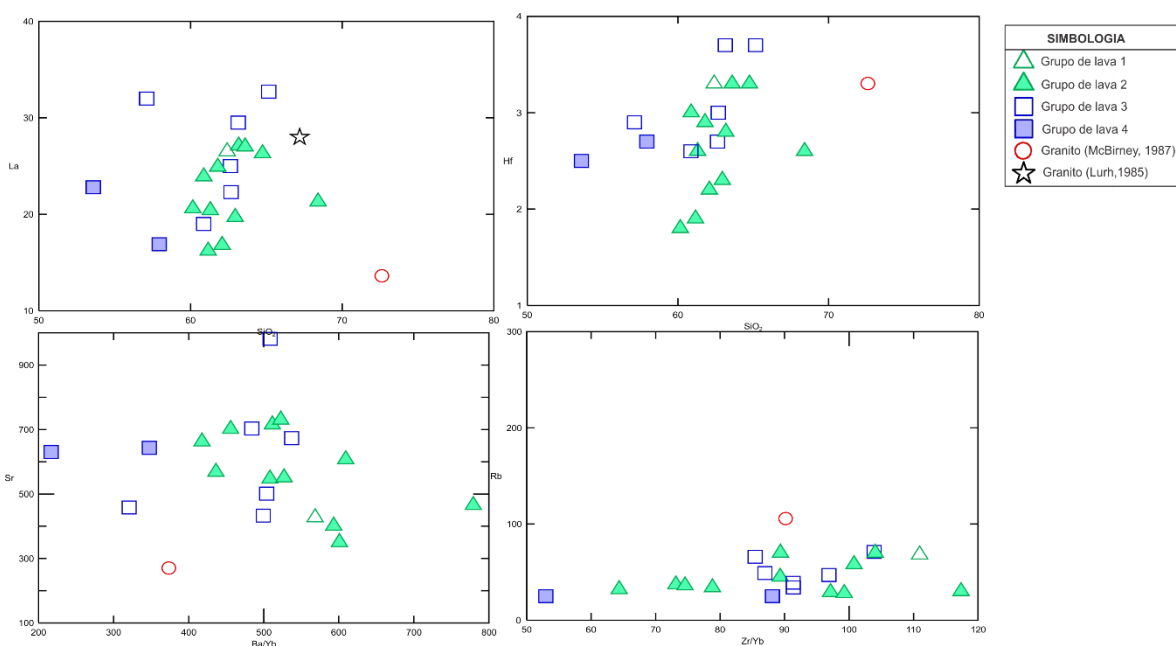


Fig. 25 (continuación).

En los diagramas multielementos normalizados con el manto primitivo (Fig. 26 c y d), se observan patrones similares para todos los grupos de lavas. Muestran patrones típicamente de rocas calcoalcalinas que se desarrollan en un ambiente en subducción. Son caracterizadas por un enriquecimiento de los elementos LILE (Cs, Rb, Ba, U, K) y Th con anomalías positivas de Pb, y anomalías negativas Nb, Ta y Ti. Se enriquecen en elementos LRRE con respecto a elementos HREE. Solo para el grupo 4 el enriquecimiento de elementos LILE es más ligero.

Los grupos de lavas también presentan anomalía negativa de Rb, Ce y P, así como las mencionadas anteriormente de Th, Nb, Ta y Ti, sin anomalía de Eu evidente. Ocurren ligeros picos de anomalías positivas de Ba, U, K y Sr. En los patrones, a partir de la anomalía negativa de Ti se genera una pendiente plana en los elementos Dy, Y, Yb y Lu. Sin embargo, para el grupo 5 (Fig. 26 d) el patrón sigue la línea de pendiente con el ligero empobrecimiento, y con una anomalía negativa de Ti no tan evidente.

Comparando los patrones (Fig. 26 c y d). Todos los grupos muestran el mismo patrón en un rango similar, pero existen pequeñas diferencias. Los grupos 1, 2 y 3 son enriquecidos en elementos LILE, mientras que el grupo 4 el enriquecimiento es menor. El empobrecimiento de elementos HRRE es similar en todos los grupos. En los elementos donde se forma la pendiente plana a partir del elemento Ti, el grupo 4 está más enriqueciendo que los demás grupos de lava.

En los diagramas se pueden observar contrastes en los grupos de lava del comportamiento de los elementos que son mayormente móviles (Rb, K, Ba, Sr y Th), que están controlados en la fase del líquido magmático, y los elementos mayormente inmóviles (Y, Nb, y Ti) más controlados por la fuente que generó el magma (Fig. 15).

Tierras raras

Un grupo importante dentro de los elementos traza son las tierras raras (REE), ya que presentan un comportamiento similar, solo diferenciadas por pequeños cambios en su radio iónico. Por lo tanto, estas características son de utilidad por su fraccionamiento en diferentes procesos magmáticos. Esto se puede visualizar en diagramas multielementos, en combinación con otros elementos traza (Fig. 26), donde se generan patrones de los cuales se puede extraer información petrogenética.

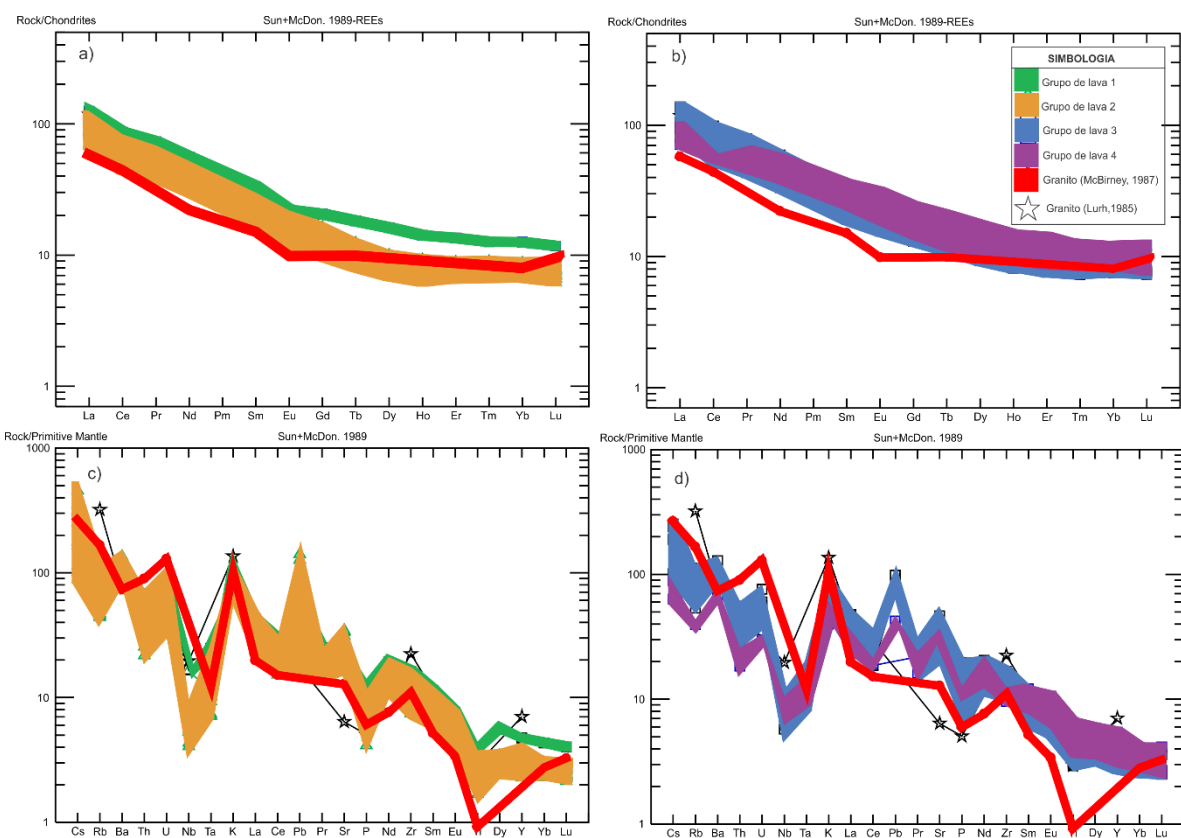


Figura 26. Diagramas multielementos de elementos traza y REE de lavas de la región Tzirate y del granito (McBirney, 1987 y Lurh, 1985). c y d, normalizados al manto primitivo Sun and McDonough, 1989). Normalizados con las condritas, a y b (Sun and McDonough, 1989). Los grupos de lava presentan patrones similares pero con enriquecimientos ligeramente diferentes.

En los diagramas de RRE, normalizados con las condritas (Fig. 26 a y b). Se observan patrones similares en los grupos de lavas, presentan un enriquecimiento de elementos LRRE y se empobrecen con respecto a los elementos HREE. Es notable un cambio en la pendiente a partir de los elementos Ho, Er, Tm, Yb y Lu, donde la curva tiende a ser plana. Los patrones contienen una anomalía negativa de Ce para los grupos 1, 2, y 4, y anomalía negativa de Eu en los grupos de lava 1, 2 y 3.

Comparando los grupos de diagramas de RRE (Fig. 26 a y b). Todos los grupos muestran un comportamiento similar, existiendo pequeñas diferencias. El grupo 2 es el más empobrecido en elementos HREE. El grupo 3 y 4 muestra el patrón más enriquecido en tierras raras, y los grupos 2 y 3 tienen un comportamiento similar. El grupo 4 se distingue por tener una curva que tiende a ser más plana con un enriquecimiento menor de elementos LREE y se empobrece en elementos HREE con mismo comportamiento que grupo 3.

DUSCUSIÓN

ORIGEN DE LOS MAGMAS EN EL CVMG Y EN LA REGIÓN TZIRATE

La composición de los magmas en el CVMG es mayormente andesítica-basáltica y andesítica y se considera que están ligados a una fuente del manto (Hasenaka 1994). La generación de magmas félsicos en el CVMG ha sido asociada a fusión de una fuente del manto heterogéneo, fusión parcial en la corteza inferior, cristalización fraccionada y procesos variables de asimilación de la corteza (Ownby, 2011, Rowe, 2011; Verma and Hasenaka, 2004; Lassiter y Luhr, 2001). Por ejemplo, Ownby (2011) afirma que el origen de andesitas en la región de Nueva Italia es a través de una fusión parcial de gabronoritas ricas en hornblenda en la corteza inferior, mientras que la generación de dacitas requiere de fusión parcial de un miembro más evolucionado, en este caso de diorita de hornblenda, la cual es más abundante en la corteza media-inferior, con un proceso secundario de asimilación de un basamento granítico. La diversidad petrológica y geoquímica del CVMG no puede ser explicada por simples variaciones de las cantidades de agua derivadas de la subducción afectando a un manto heterogéneo peridotítico. En el caso de México, la subducción crea profundas transformaciones en los constituyentes químicos y petrológicos del manto superior, produciendo piroxenitas y puede generar diferentes composiciones magmáticas, desde basaltos a andesitas e incluso dacitas (Díaz-Bravo, 2014).

El análisis de diagramas de tierras raras y elementos traza normalizados con el manto primitivo de las muestras de la región Tzirate (Fig. 26 c y d) dentro del CVMG indican que las lavas son derivadas por magmas que tienen origen en un ambiente en subducción, con afinidad calcolcalina típica de arco magmático como las rocas de la FVTM (e.j, Gómez-Tuena, 2004). Los diagramas desarrollan patrones característicos de subducción con enriquecimiento de elementos LILE y LRRE con respecto a elementos HRRE. Los patrones de las lavas muestran anomalías positivas de Pb, Sr, U, Ba, estos elementos se enriquecen en márgenes convergentes ya que ocurre la deshidratación de los sedimentos de la placa oceánica en subducción y entran en el líquido generado por la fusión en la cuña del manto. Las anomalías negativas de Nb y Ta es común también encontrarlas en magmas generados en zonas de subducción, ya que son elementos insolubles que no se incorporan durante

la fusión parcial. En estos diagramas es importante destacar un cambio en la pendiente a partir de los elementos Ho, Er, Tm, Yb, Lu, en donde cambia la curva a ser más plana dentro de los elementos HRRE. El cambio de pendiente puede ser indicador de solo un menor rol del granate como una fase residual o una fase de cristalización (Ownby et al. 2011), lo que posiblemente indique que la fuente de donde se generaron los magmas no era rica en granate, si no que los magmas se generaron en un manto rico en espinela, ya que si el origen estuviera más ligado a granate, los datos estarían empobrecidos en los elementos HFSE (Booden, et, al, 2011).

La composición geoquímica de los magmas de la región Tzirate puede ser modificada en su evolución y ascenso a superficie por procesos como cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación de la corteza hasta para tomar su composición félsica y ser eruputados en superficie. La variabilidad química de estas lavas, indica que probablemente los líquidos no son derivados un mismo magma padre, si no que cada magma ha experimento diferentes procesos magmáticos durante su ascenso a superficie.

PROCESOS DE EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DE LAS LAVAS DACÍTICAS DE LA REGIÓN TZIRATE

El análisis de petrografía y geoquímica de las lavas dacíticas de la región Tzirate sugiere tres posibles escenarios de evolución magmática: cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación de un basamento granítico.

Cristalización Fraccionada

Si los magmas dacíticos de la región Tzirate fueron formados completamente por un proceso de cristalización fraccionada, la evidencia debería estar presente en las variaciones de elementos en los diagramas Harker (Fig. 24) formando tendencias lineales negativas con un ligero cambio en la pendiente al inicio de las tendencias lineales. En la mayoría de los diagramas se observa una tendencia lineal negativa al incrementar el contenido de sílice; Fe_2O_3 , CaO , MgO y Al_2O_3 , esta tendencia sugiere que existe un proceso de cristalización fraccionada de algunos minerales.

Sin embargo, la variación en elementos mayores no es la forma más apropiada de evaluar los procesos de cristalización fraccionada ya que las tendencias lineales que los elementos presentan en

función del sílice o magnesio pueden ser generadas por otros procesos como mezcla, asimilación, fusión parcial, o heterogeneidades en la zona parental. El fraccionamiento de una fase mineral es evidente en un diagrama de elementos mayores cuando un elemento presenta un cambio súbito en su tendencia (e.g., decremento de Ti en el fraccionamiento de ilmenita, de P en apatito, o Al en plagioclasa), sin embargo los magmas del Tzirate no presentan estos cambios. Debido a su concentración relativa, algunos elementos traza sirven mejor como parámetro de fraccionamiento.

Los patrones de elementos traza de las lavas de la región Tzirate tienden a formar tendencias positivas (Rb, Ba, Zr y Hf) y negativas (Sr, Sc y V) con la variación de sílice (Fig. 25). Las tendencias positivas se podrían explicar mediante el comportamiento incompatible de los elementos traza en las fases minerales que se están fraccionando. Las tendencias negativas corresponderían al fraccionamiento de clinopiroxeno (Sc), plagioclasa (Sr) e ilmenita u olivino (V).

Dichos fraccionamientos se pueden sugerir en los diagramas multielementos (Fig. 26 c y d) donde se muestra una anomalía negativa de Sr, indicando un significativo fraccionamiento de plagioclasa en etapas tempranas (e.j, Cebria et al. 2011). La ausencia de una anomalía de Eu, sugiere que este elemento se encontraba como Eu^{+3} , por lo tanto no pudo reemplazar al Ca en las plagioclasas en etapas tempranas que fraccionaron el magma.

La variabilidad composicional de elementos traza de los magmas dacíticos de la región Tzirate indican que la diversidad composicional no puede ser resultado de un simple mecanismo de cristalización fraccionada, ya que la mayoría de los diagramas desarrolla tendencias planas y dispersas, sugiriendo que los magmas tuvieron la participación de otro proceso magmático para evolucionar a un magma dacítico. El proceso de mezcla de magmas entre un líquido máfico con un líquido félsico probablemente sea el proceso para formar un magma félsico en esta área.

Mezcla de Magmas

Si los magmas dacíticos de la región Tzirate no fueron formados completamente por un proceso de cristalización fraccionada el siguiente escenario para formar magmas félsicos es considerar el proceso de mezcla de magmas. Este mecanismo es considerado por Ownby (2011) en el campo volcánico Tancítaro-Nueva Italia, donde propone la mezcla de un líquido basáltico/andesítico

basáltico con un líquido más félsico (dacita/riolita). Sin embargo, la ausencia de dacita o riolita en ese campo volcánico hace que esta hipótesis no sea posible.

En la región Tzirate dentro del CVMG existe una mayor proporción de lavas dacíticas y la evidencia que los magmas dacíticos posiblemente sufrieron un proceso de mezcla es observado en las características texturales de fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol.

La evidencia de mezcla se encuentra en las características texturales en fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol de la región Tzirate (Fig. 20 f y h, Fig. 21 e y f). Los fenocristales de plagioclasa presentan dinámicas de eventos repetitivos de disequilibrio que desarrollan textura tamiz fina y eventos de equilibrio con textura zonada, sugiriendo mezcla con magmas más calientes. Los fenocristales de biotita y anfíbol con textura de disequilibrio fueron posiblemente originados por un proceso de mezcla, en donde la mezcla produce una dilución parcial en los fenocristales de biotita y anfíbol sin textura de reacción, esta dilución se incorpora al líquido generando un líquido híbrido que asciende a un nivel somero donde se estaciona y equilibra para formar nuevos fenocristales de biotita y anfíbol. Los fenocristales de biotita y anfíbol que no fueron totalmente diluidos sirven como núcleo para formar un borde de crecimiento de nuevos minerales, estos fenocristales son considerados como xenocristales.

El proceso de mezcla involucra que los magmas derivados de la subducción asciendan a la corteza con una composición similar a la dacítica. Si la mezcla ocurre con un miembro máfico deberían encontrarse cristales de olivino, los cuales no son encontrados en lavas dacíticas. Entonces, posiblemente la mezcla ocurre cuando recibe la entrada de nuevos pulsos de magmas de igual o similar composición, pero con diferente temperatura y contenido de volátiles produciendo disequilibrio en la cámara magmática.

La presencia de xenocristales de biotita y anfíbol sugiere que son cristales que estaban en equilibrio y fueron alcanzados por un magma que los diluyó parcialmente, probablemente estos cristales sean de otra fuente como de un cuerpo granítico que son incorporados al líquido por un proceso de asimilación, así como fenocristales de plagioclasa con eventos repetitivos de textura tamiz podrían ser también xenocristales que fueron arrancados del granito.

Asimilación

Si las rocas de composición dacítica de la región Tzirate no se formaron completamente por procesos de cristalización fraccionada y mezcla de magmas, el siguiente proceso a considerar es la asimilación cortical. La asimilación sugiere la intrusión de un magma máfico dentro de la corteza inferior o en cuerpos graníticos más someros. La evidencia de que los magmas dacíticos de la región Tzirate sufrieron un proceso de asimilación se encuentra en algunas muestras de mano de rocas que contienen cristales de cuarzo de forma granular con sus bordes redondeados y en las características texturales de fenocristales de biotita y anfíbol (Fig. 19, 20 y 21). Estos cristales de cuarzo, biotita y anfíbol probablemente tengan su origen en un cuerpo granítico.

En el CVMG se considera que existe por debajo del vulcanismo un basamento de composición granítica (McBirney, 1987; Luhr, 1985). En la región Tzirate es considerado este basamento por la cercanía de un xenolito granítico encontrado en lavas andesíticas basálticas (Corona-Chávez, 2006). La evidencia de asimilación se podría relacionar a los escasos cristales de cuarzo en muestras de mano y cristales de biotita y anfíbol que se encuentra en los distintos grupos de lavas (Fig. 19, 20 y 21). Estos cristales tienen un núcleo sin textura de reacción, este núcleo es rodeado por un borde de crecimiento de nuevos cristales desarrollando los xenocristales, y algunas otras poblaciones de xenocristales se encuentran casi totalmente corroídos con un borde menor de crecimiento. Los xenocristales de cuarzo, biotita y anfíbol, indican que estaban alojados en un medio donde se encontraban en equilibrio y pudieron crecer como fenocristales, posiblemente en un granito. Después los cristales tuvieron un periodo de desequilibrio que diluye parte del cristal, posiblemente por la entrada de un magma caliente que arranca y atrapa estos cristales produciendo el periodo de desequilibrio. Este magma asciende y se estaciona donde tiene un periodo de equilibrio que permitió el crecimiento de nuevos cristales alrededor de los cristales de biotita y anfíbol parcialmente diluidos desarrollando los xenocristales, indicando un proceso de asimilación.

En los grupos de lavas se encuentran xenocristales de biotita y anfíbol, junto con fenocristales y microcristales de biotita y anfíbol sin texturas de reacción (Fig. 20 y 21). La asimilación probablemente sea profunda, en donde después de la entrada del magma en el cuerpo granítico y la dilución parcial en fenocristales de biotita y anfíbol se produce el líquido híbrido y asciende a un nivel somero para estacionarse y equilibrarse, en este nivel de la corteza se da el crecimiento de

nuevos microcristales de biotita y anfíbol sin texturas de reacción, así como el borde de crecimiento de nuevos cristales en los fenocristales de biotita y anfíbol parcialmente diluidos.

La ausencia de xenocristales de biotita y anfíbol en algunos grupos de lava (Fig. 19) no implica que la asimilación no ocurra, si no que posiblemente el proceso de asimilación de un cuerpo granítico ocurra de manera rápida. En donde los cristales de biotita y anfíbol que son arrancados del granito no tienen el tiempo suficiente para tener una dilución parcial y desarrollar un borde de crecimiento por un ascenso rápido del magma, conteniendo solo bordes redondeados. Sin embargo, otro mecanismo para estos grupos de lava es considerar la asimilación profunda y el magma quede posiblemente estacionado a un nivel profundo, en donde el líquido híbrido formado por la dilución de cristales de biotita y anfíbol tiene el tiempo suficiente para equilibrarse y formar nuevos fenocristales de biotita y anfíbol sin textura de reacción antes de ascender a superficie.

El proceso de asimilación es un proceso factible por las evidencias de cristales de cuarzo en muestras de mano y en las observaciones de las características texturales de cristales de biotita y anfíbol. Sin embargo, la evidencia en la composición química de las rocas de la región Tzirate en comparación con la composición química del granito Huacana, indica que el proceso de asimilación no es tan evidente como en las características texturales. En los diagramas de elementos traza en función del sílice (Fig. 25) el Rb y Sr, que son elementos compatibles en la corteza continental, muestran que los grupos de lavas tienden a enriquecerse en Rb y no en Sr, por lo que las lavas posiblemente tienen una componente de asimilación enriquecido en Rb. Las lavas que tienen mayor enriquecimiento de Rb están representando dacitas y andesitas silícicas, sugiriendo que en el comportamiento mostrado de elementos traza la asimilación puede ser un proceso viable.

Las variaciones de elementos mayores y elementos traza en función del sílice, con los datos composicionales del granito Huacana (Fig. 24 y 25) muestran que la composición de algunos elementos tienden a enriquecerse hacia la composición del granito. (Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Al_2O_3 , TiO_2 , Rb, Sr, Sc, Zr y Hf). Si bien en los diagramas binarios desarrollan una tendencia lineal hacia la composición del granito sugiriendo un enriquecimiento en tales elementos por asimilación, esta tendencia desde el miembro más basáltico (grupo 4) hasta el miembro granítico no es bien definida, en donde los valores de las lavas tienden a salirse de la tendencia, probablemente debido a una cantidad variable de asimilación. En los diagramas multielementos de elementos traza normalizados con el manto primitivo (Fig. 26 c y d), los grupos de lava muestran un enriquecimiento en elementos

como Cs, Rb, Ba y Th. Estos elementos son móviles y se comportan como elementos incompatibles en el manto, siendo más compatibles en la corteza continental. Por lo que el enriquecimiento posiblemente indique una componente de asimilación de la corteza de un basamento granítico. Los patrones de tierras raras de la región Tzirate y del granito muestran poca evidencia de asimilación (Fig. 26 a y b). Los datos del basamento granítico muestran un marcado enriquecimiento en tierras raras pesadas, con una anomalía negativa de Eu, y ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras. La combinación de los grupos de lavas basálticas en la región, con el basamento granito no daría totalmente el patrón de tierras raras de los grupos de lavas dacíticas (e.j, Ownby, 2011).

La ausencia de tendencias lineales en los diagramas binarios de elementos traza en donde el granito se modela como asimilante posiblemente implique cantidades diferentes de asimilación, o que la asimilación no ocurra. Sin embargo, el comportamiento de la composición química de las lavas de la región Tzirate probablemente indique que la asimilación de un basamento granítico fue un proceso secundario, precedido por cristalización fraccionada, en donde los magmas ya habían adquirido su composición antes de ser emplazados en la corteza superior (e.j, Ownby, et al., 2011) o que los magmas alcanzaron su composición dacítica con la asimilación del granito no visible en la química de las rocas posiblemente enmascarado por otro proceso magmático posterior, pero evidente en las características texturales de cristales de biotita.

Aunque se ha mencionado anteriormente que los procesos de cristalización fraccionada y asimilación de la corteza son importantes para generar composiciones evolucionadas de magma en el CVMG (e, j Ownby, 2011, Rowe, 2011; Verma and Hasenaka, 2004; Lassiter y Luhr, 2001). En la región Tzirate, los eventos de mezcla por la evidencia de textura tamiz en fenocristales de plagioclasa por el ascenso de magmas de similar composición, o mezcla con magmas más máficos también deberían de ser considerados para el origen de los xenocristales y de los magmas.

TRANSTENSIÓN IZQUIERDA EN LA REGIÓN TZIRATE

La deformación que provoca el fallamiento en la región es más evidente en la parte norte, donde se encuentran las principales estructuras de la región. Estas estructuras son fallas normales orientadas E-O y ENE-OSO del SFMA que tienen un desplazamiento lateral izquierdo (Garduño-Monroy, 2009), se encuentran basculando bloques hacia el sur y cortando los depósitos volcánicos más jóvenes al norte del área de estudio.

Las fallas ENE-OSO cortan a depósitos de edad del Plioceno Tardío de ignimbrita y andesita al sur del Lago de Cuitzeo, por lo que este fallamiento se considera que inicia aproximadamente a esta edad o ya se encontraba activo. Se encuentran cortando además a lavas andesíticas y flujos piroclásticos del Maar de Teremendo, incluyendo a una capa de suelo mostrando una fuerte morfología donde son fácilmente identificables sus desplazamientos, sugiriendo que ellas son fallas activas.

La edad del fallamiento es consistente con Garduño-Monroy 2009. La actividad de estas fallas comienza con un desplazamiento lateral durante el Mioceno Medio-Tardío, y luego reactivadas con un sentido normal durante el Plioceno. (Garduño-Monroy, 1999). Sin embargo, el análisis estructural y del campo de esfuerzos en la región indica que la transtensión izquierda está activa, así como el análisis de mecanismos focales confirman que el campo de esfuerzos es transtensivo desde al menos el Cuaternario Medio hasta el Actual (Ego, F. 2002).

El análisis de las diferentes estaciones mesoestructurales permite observar 3 sistemas de fallas. Un sistema principal de dirección ENE-OSO, su campo de esfuerzos indica que este sistema corresponde a fallas de tipo normal con una componente lateral izquierda. Estas fallas presentan una zona de relevo en la alineación del fallamiento principal, desarrollando estructuras “en echelon”, evidenciando una componente lateral y generando una curvatura de las fallas en dirección NE-SO, relacionadas con el desarrollando de estructuras graben y al emplazamiento de los domos félsicos (Fig. 16).

El sistema con tendencia NE-SO y el sistema de dirección NO-SE, corresponden a un campo de esfuerzos de fallas de tipo normal asociadas al campo de esfuerzos del fallamiento principal ENE-OSO del SFMA. El campo de esfuerzos resultante en la región se encuentra con sigma 3 orientado

al NO-SE con ($00^{\circ}/147^{\circ}$), sigma 2 orientado hacia el NE-SO con ($27^{\circ}/241^{\circ}$) y sigma 1 con ($61^{\circ}/42^{\circ}$). (Fig. 27). Confirmando una zona en transtensión izquierda.

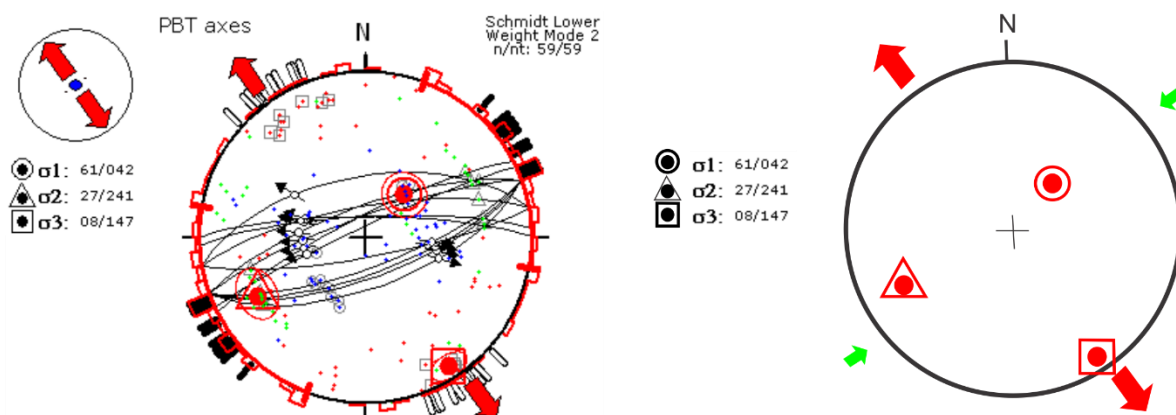


Figura 27. Campo de esfuerzos resultante del fallamiento principal ENE-OSO. Mostrando que las fallas son de tipo normal con una componente lateral izquierda.

Modelo de Riedel

El campo de esfuerzos del fallamiento principal ENE-OSO en la región es correlacionado con el SFMA y es consistente con la cinemática en transtensión lateral izquierda de la parte central de la FVTM (Ego, 2002). La combinación de los esfuerzos de este fallamiento favorece la existencia de un modelo de Riedel (Fig. 16).

En el sistema de Riedel el fallamiento ENE-OSO principal desarrolla estructuras "en echelon" y zonas "pull apart", evidenciando una componente lateral izquierda, dentro de esta geometría se generan fallas normales NE-SO y NO-SE asociadas al campo de esfuerzos del fallamiento principal en transtensión izquierda que posiblemente estén representando fallas de alto ángulo (R') y bajo ángulo (R) asociadas a alineaciones de estructuras volcánicas. En la dirección NE-SO también se generan fallas de tensión (T) que generan los graben en las zonas de ruptura o relevo. El campo de esfuerzos genera extensión en dirección NO-SE. La extensión provoca una estructura tipo "pull apart" en la zona de ruptura, generando zonas de relevo (estructuras "en echelon") (Fig. 16) y estructuras de graben en dirección NE-SO. La compresión es asociada a producir el movimiento lateral izquierdo del fallamiento principal en las fallas NE-SO y movimiento laterales derechos en fallas NO-SE.

Las fallas de graben en la estructura tipo “pull apart” son fuertemente relacionadas con el emplazamiento de domos dacíticos. Estas fallas son fácilmente reconocibles, sugiriendo que el fallamiento fue activo aun después del emplazamiento de los domos. Estas estructuras también se forman dentro del SFMA como las que se encuentran en la falla Venta de Bravo, fallas Pastores y falla Tenango (Suter, 1992, García-Palomo, 2000).

Hacia el sur de la región el fallamiento no es tan evidente, posiblemente se encuentre cubierto por el vulcanismo de la región. Solo se observan estructuras donde se encuentran alineaciones de cuerpos volcánicas en dirección NE-SO y NO-SE que están representando fracturas eruptivas o fallas antiguas donde se alinean conos de lava y ceniza, así como estructuras de colapso en aparatos volcánicos en una dirección preferente NO-SE.

El lineamiento de conos volcánicos tiene una dirección preferencial hacia el NE (Fig. 17) posiblemente también esté representado el campo de esfuerzos en esta área. Este lineamiento de conos se asocia a fracturas en extensión que forman conductos eruptivos que dan lugar a estructuras volcánicas considerados como fracturas eruptivas, sugiriendo que la dirección de las fracturas está representando el esfuerzo en compresión (σ_2) en una orientación consistente con el campo de esfuerzos en transtensión en la región. Esta alineación de conos de escoria y lava (Fig. 16) es similar a la encontrada en la porción oeste del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, en donde las fallas con orientación NE-SO son asociadas con los alineamiento de conos (Connor, 1990).

Las estructuras de colapso también estas asociadas a una respuesta al campo de esfuerzos en extensión del esfuerzo mínimo (σ_3), en donde se crea una zona de inestabilidad en la estructura volcánica sobre el cual el colapso se desarrolla representando la dirección de σ_3 . La dirección de colapso en el área (Fig. 18) es preferentemente en dirección NO-SE y algunos en dirección NE, indicando que σ_3 está en dirección NO-SE consistente con el campo de esfuerzos en transtensión.

En el área se observan dos alineaciones de cuerpos volcánicos félsicos o fracturas eruptivas principales, esto indica que existe un fuerte control estructural generado por el campo de esfuerzos regional en el emplazamiento del magmatismo relacionado al régimen de esfuerzos del SFMA.

Segmentos Estructurales

Tomando como referencia el domo Tzirate se observan dos alineamientos. Se encuentra una alineación de estructuras volcánicas en dirección NE, esta alineación estaría representando un primer segmento estructural provocado por la zona en transtensión izquierda con un magmatismo dacítico. La segunda alineación de estructuras volcánicas es en dirección SO, representa un segundo segmento estructural con un control diferente al primer segmento. Sin embargo, el fallamiento puede estar cubierto marcando un control estructural similar o igual a la transtensión, este lineamiento contiene un magmatismo dacítico y monogenético andesítico – basáltico asociado al CVMG (Fig. 16).

Estos dos segmentos conforman una geometría semicircular en forma de media luna, abierta al oriente. Con un primer segmento asociado a la transtensión izquierda relacionado al magmatismo félsico y otro segundo segmento relacionado a un fracturamiento y magmatismo característico al CVMG con influencia de un magmatismo félsico.

RELACIÓN PROCESOS DE EVOLUCIÓN MAGMÁTICA CON EL RÉGIMEN DE ESFUERZOS

La región Tzirate se encuentra dentro un arco volcánico a lo largo de un margen convergente activo. El estado de esfuerzos en esta región se encuentra en un régimen de desplazamiento normal con una componente lateral izquierda en fallas ENE-OSO del SFMA. Este campo de esfuerzos varía temporalmente y posiblemente permita la evolución y el ascenso de magma en forma de diques verticales teniendo una dirección paralela al esfuerzo máximo. Por lo tanto, la relación fallamiento-magmatismo puede estar ligada con la geometría en una zona de deformación de desplazamiento lateral entre fracturas de tensión, cuencas tipo “pull apart” y estructuras menores tipo Riedel controlando la distribución del magmatismo.

Los centros volcánicos monogenéticos de composición andesítica-basáltica se alinean en una tendencia principal NE-SO, también en esta dirección se alinean domos volcánicos de composición dacítica. En las lavas de la región Tzirate no existe relación del comportamiento de los elementos traza con las diferentes direcciones de fallas y fracturas de los aparatos volcánicos. Por lo tanto, las características químicas de las lavas son determinadas por los procesos magmáticos que dan origen al magmatismo, sugiriendo que sus abundancias son independientes de la orientación de las fallas y fracturas donde son emplazados. Esta relación fallamiento-magmatismo tal vez no esté presente en la química de las rocas, esta relación puede ser explicada por la temporalidad del campo de esfuerzos en la formación del fallamiento y fracturamiento. Por lo tanto, el rol de las fallas y fracturas probablemente solo sea en proveer una vía para el ascenso de las cámaras magmáticas, favoreciendo su emplazamiento y distribución en superficie.

La distribución y geometría de las fallas puede no solo afectar al ascenso del magma, sino también la morfología de cada centro volcánico (Lavalley, Y., 2009) debido al cambio en el régimen estructural durante el tiempo. Si el régimen de esfuerzos es compresivo este suprimirá el ascenso de magma a la superficie favoreciendo que las cámaras magmáticas sean estacionadas en la corteza permitiendo su evolución posiblemente a una composición dacítica y en un régimen extensivo por la generación de fallas o apertura de espacios facilitará el ascenso de magma a superficie, los magmas andesíticos basálticos de conos monogenéticos de esta región se sugiere ascienden directamente de una fuente del manto facilitados por un régimen extensional. Los dos campos de

esfuerzos pueden ser desarrollados en un régimen transtensivo izquierdo como el que ocurre en la Región Tzirate, en donde se pueden tener áreas que se comporten en un campo de esfuerzos más compresivo como áreas en un régimen extensivo (Fig. 16).

Por lo tanto, la temporalidad del régimen de esfuerzos es un factor importante para entender la relación que existe con el magmatismo félsico y el fallamiento. La actividad del fallamiento del SFMA comienza con un desplazamiento lateral durante el Mioceno medio-tardío, y luego reactivadas con un sentido normal durante el Plioceno (Garduño-Monroy, 1999). Sin embargo, el análisis estructural y del campo de esfuerzos en la Región Tzirate indica que la transtensión izquierda está activa, desde al menos el Cuaternario medio al Actual (Ego, F. 2002). Por lo que existen tres eventos de deformación que posiblemente estén asociados en la formación del magmatismo félsico en esta área.

El primer evento comienza con desplazamiento lateral del fallamiento principal ENE-OSO. En donde el campo de esfuerzos local en la región Tzirate posiblemente se encuentra con (σ_1) en compresión en la horizontal y (σ_3) en extensión en la horizontal, con (σ_2) en la vertical. La componente del esfuerzo principal (σ_1) es mayor y crea una zona de compresión que suprime al ascenso de magma proveniente de la subducción, creando un ambiente propicio para que la cámara magmática se estacione y tenga tiempo de residencia a diferentes niveles de la corteza. Posiblemente la presión ejercida por el magma produzca fallas o fracturas que permiten la intrusión y desplazamiento de manera horizontal en forma de sills para conectarse a otras cámaras magmáticas, así como a fallas preexistentes que favorezcan su ascenso.

El segundo evento después de que la cámara magmática se estaciona, es desarrollado por un cambio en el régimen de esfuerzo del fallamiento principal, a ser más de un campo de esfuerzos de fallas normales. Este régimen de esfuerzo tiene una componente probablemente una componente mayor de compresión (σ_1) en la vertical, (σ_3) en extensión perpendicular a la dirección del fallamiento de manera horizontal, y (σ_2) en la horizontal. En este fallamiento normal la componente vertical es dominante, generalmente interpretado como un fallamiento lístrico (Gibbs, 1990), y es abruptamente conectado a profundidad con niveles de despegue de bajo ángulo llegando a niveles del manto litosférico (Chorowicz, 2005). El fallamiento lístrico en superficie se comporta como un fallamiento normal produciendo basculamiento de los bloques hacia el sur generando un espacio abierto entre los bloques, conforme aumenta en profundidad el espacio entre bloques es más cerrado.

Esta abertura puede ser rellenada por brechas sedimentarias (e.j, Chorowicz, 2005) y el movimiento subsecuente de los bloques en la falla puede transformar el material a milonita, como los observados en la parte norte en la Estación mesoestructural 2 y 3 (Fig. 10 y 11). Este material y el espacio cerrado entre los bloques a profundidad no permiten el ascenso de magma por estas fallas. Hacia la parte sur del área, es posible que si ocurra el ascenso de magma menos evolucionado como magmas andesíticos basálticos, ya que esta zona posiblemente el basculamiento de los bloques sea menor y no genere material de falla. Además, las fallas se encuentran cubiertas por el vulcanismo alineado en la misma dirección del fallamiento principal, indicando que estas fallas no contienen un espacio cerrado como las fallas lítricas en la parte norte.

Para el último evento, el fallamiento alcanza las cámaras magmáticas y facilita su ascenso. El cambio en el régimen de esfuerzos local varia a un campo de esfuerzos del fallamiento principal a una transtensión izquierda, con (σ_3) en la horizontal con extensión en dirección NO-SE, (σ_2) en la horizontal desplazándose a la vertical hacia el NE-SO, y (σ_1) en la vertical desplazándose a la horizontal. En este campo de esfuerzos se generan estructuras en echelon, fallas de relevo y zonas tipo pull apart evidenciando una componente lateral. Las fallas o fracturas que se desarrollan las áreas tipo pull apart dentro del modelo de riedel en transtensión son denominadas fracturas de tensión, estas fracturas crean estructuras de graben que son relacionadas a la distribución y alineación del magmatismo dacítico en dirección NE-SO en la región Tzirate.

Las estructuras de tensión, por lo tanto, tendrán un alcance a una profundidad en la corteza mucho menor que el fallamiento principal de estructuras lítricas. La mayoría de las estructuras de tensión son sin-deposicionales, y es donde el vulcanismo ocurre (e.j, Chorowicz, 2005). Estas se forman ampliamente en las zonas de rift, son las primeras en formarse durante la deformación, y pueden inmediatamente ser rellenadas por brechas sedimentarias o por la intrusión de magma (e, j, Chorowicz, 2005). En este escenario al desarrollarse las fracturas de tensión, localmente en la zona tipo pull apart el régimen de esfuerzo cambia a un esfuerzo local de fallas normales. En donde existe una extensión con (σ_3) de manera horizontal en dirección NO-SE, (σ_1) en la vertical y (σ_2) en la horizontal en dirección NE-SO produciendo así estas fracturas. Por lo tanto, si las fracturas de tensión tienen una profundidad menor en la corteza, posiblemente alcanzan las cámaras magmáticas que se encontraban estacionadas en un régimen compresivo permitiendo el ascenso del magmatismo dacítico sirviendo como conducto. Las fallas NE-SO encontradas en la Estación mesoestructural 1,

confirman esta afirmación. Las fallas se encuentran rellenas de un material de un flujo de pómez que pudiera ser producto del magma que formó estos domos evidenciando el control estructural en la formación de este magmatismo félsico (Fig. 9).

Otro mecanismo que puede explicar el magmatismo dacítico en la región Tzirate en el CVMG, es que solo el evento en transtensión desde el Cuaternario medio al Actual (Ego, F. 2002) genere el entrapamiento y ascenso del magma dacítico. Este escenario de la relación fallamiento-magmatismo permite explicar lo que ocurre en los dos segmentos estructurales en la región Tzirate. Un primer segmento en transtensión conformado por fallas o fracturas de tensión que sirven como conducto para el ascenso de las cámaras magmáticas félsicas. Un segundo segmento que representa una fractura eruptiva compleja, conformado por fallas o fracturas con alcance a profundidad y poco profundas, en el cual se alinean estructuras volcánicas de composición dacítica y andesítica basáltica más ligado a la actividad propia del CVMG.

Para el segundo segmento, otro escenario que puede explicar la diferencia composicional en esta fractura eruptiva, es que existan pequeñas cámaras magmáticas que tuvieron diferentes tiempos de residencia en la corteza que serían las alimentadoras para un magmatismo dacítico, así como para magmas un poco evolucionados como magmas andesíticos. Estas cámaras magmáticas evolucionadas estacionadas en la corteza posiblemente intrusionen y sean transportadas lateralmente como sills conectándose a la fractura principal, así como también por conductos o fallas conectados a esta fractura preexistente. La fractura principal actúa como conducto o falla aislada que también permite el ascenso de magma de una fuente del manto sin tiempos de residencia, que son los alimentadores para un magmatismo basáltico.

Entonces, el cambio en el régimen de esfuerzos local permite explicar el origen del magmatismo félsico en la región Tzirate dentro del CVMG. El ascenso del magma proveniente de la subducción es suprimido por un régimen compresivo en la corteza, en donde se estacionan las cámaras magmáticas a diferentes niveles permitiendo que ocurra tiempo de residencia para evolucionar a una composición dacítica. El cambio a un régimen de esfuerzos extensivo local en la zona de fractura por conductos o fallas alcanzan y permite el ascenso de este magmatismo evolucionado. En tal caso, se presenta un diagrama para representar de manera hipotética los mecanismos de formación para los diferentes grupos de lava (Fig. 28).

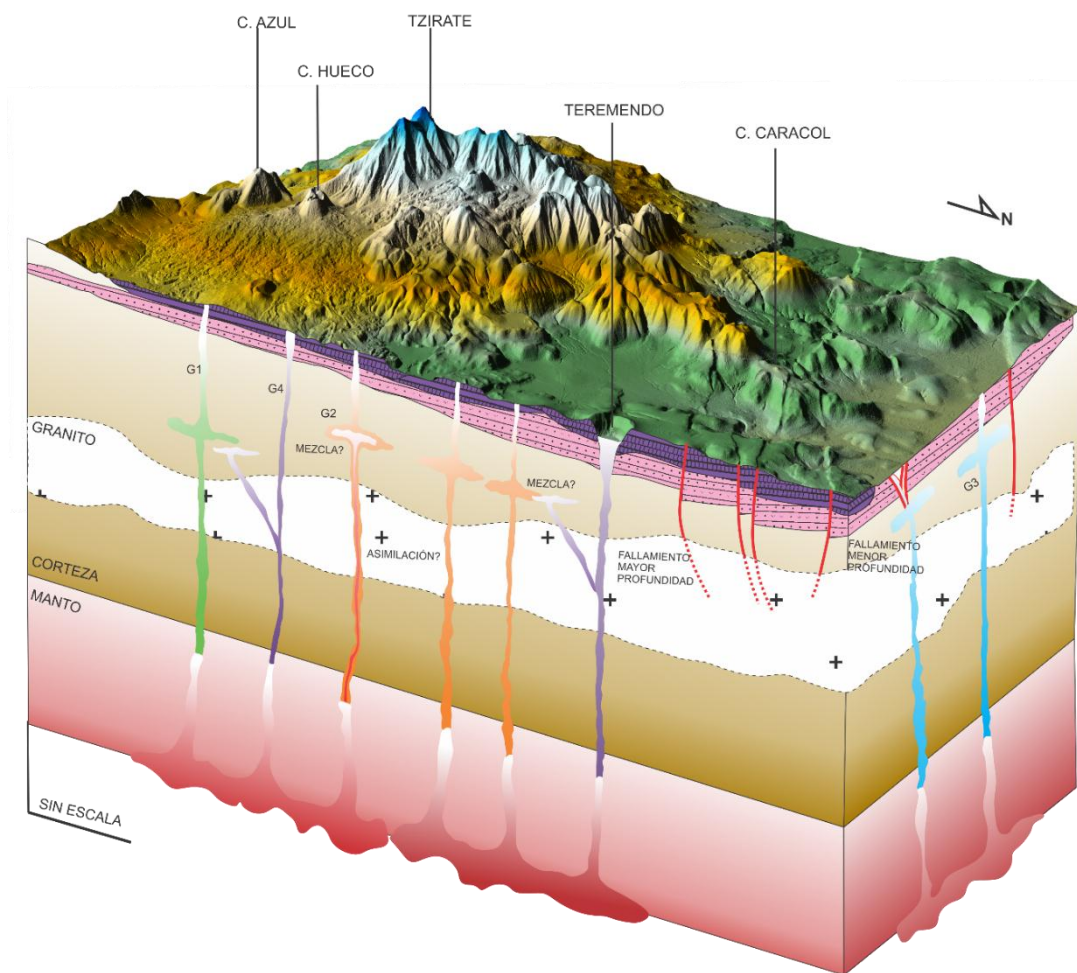


Figura 28. Block Diagrama de la región Tzirate. Mostrando posibles procesos de evolución magmática de los diferentes grupos de lava y profundidades relativas de las cámaras magmáticas en relación con el fallamiento (en rojo) con mayor o menor alcance a profundidad. G1 grupo de lava 1 (verde), G2 grupo de lava 2 (naranja), G3 grupo de lava 3 (azul), G4 grupo de lava 4 (morado).

El grupo de lava 1, contiene fenocristales de biotita y anfíbol sin texturas de reacción, fenocristales de anfíbol con borde de reacción oscuro y fenocristales de plagioclasas zoneados con borde de textura tamiz fina (Fig. 19). El posible mecanismo de formación de este magma sugiere que durante el ascenso ocurrió un evento de asimilación del cuerpo granítico que se estaciona a un nivel profundo en la corteza superior favorecido por el régimen de esfuerzos en compresión (Fig. 28). El ascenso posiblemente en este magma sea lento a través de la formación de fallas o fracturas de tensión por el desarrollo de cristales de anfíbol con un borde de reacción grueso.

Otro mecanismo de formación para este magma implica un ascenso rápido, aunque los cristales de anfíbol tienen un borde de reacción oscuro grueso, estos cristales posiblemente sean xenocristales del cuerpo granítico. Por tanto, los fenocristales de anfíbol del granito ascienden y se estacionan donde entran en desequilibrio produciendo el borde de reacción y los nuevos microfenocristales de anfíbol sin textura de reacción indican un ascenso rápido. Para este escenario se requiere de una asimilación no efectiva y menor tiempo de residencia del magma en la corteza,. Los fenocristales de plagioclasa con textura tamiz grande (formada por inclusiones de vidrio >5 micras) sugieren que no ocurre otro proceso más que el ascenso rápido del magma. Aunque existen fenocristales de plagioclasas con un evento menor de textura tamiz fina en el borde indicando algún proceso por mezcla, estos pueden ser derivados también de asimilación provenientes del granito como xenocristales, en donde el borde de disolución es creado por el desequilibrio que causa el magma padre al entrar en contacto con el granito. Por lo que si el evento de mezcla ocurre en este grupo, posiblemente debería estar afectando a las demás poblaciones de fenocristales.

El grupo de lava 2, contiene fenocristales de biotita y anfíbol sin textura de reacción, con xenocristales de biotita y anfíbol (Fig. 20). El posible mecanismo es un proceso similar de asimilación, pero el magma es estacionado a un nivel más somero que grupo 1. Si la asimilación ocurre, entonces los fenocristales de plagioclasa con diferentes eventos de textura tamiz fina posiblemente sean también provenientes del granito como xenocristales. Otro escenario es que los xenocristales sean afectados por un proceso de mezcla de magmas después de que la asimilación ocurre, cuando el magma se encuentra estacionado en la corteza.

. Los fenocristales de plagioclasa permiten explicar que los eventos de mezcla si se llevaron a cabo, ya que desarrollan varios eventos de textura tamiz fina intercalados con textura zonada. En este mismo grupo de lava, se generan magmas con diferentes cantidades relativas de microfenocristales y microcristales de biotita y anfíbol sin texturas de reacción, indicando que existen diferentes cámaras magmáticas a diferentes niveles en la corteza, o sugiere diferentes tiempos de residencia y equilibrio del magma en la corteza para formar diferentes tamaños de cristales antes de ascender a superficie por un régimen de esfuerzos en extensión.

El grupo de lava 3, se caracteriza por un mecanismo de formación de magmas similar a los dos eventos propuestos para el grupo 2. Este grupo se distingue por no tener cristales de biotita, solo microcristales de anfíbol sin textura de reacción, pero sigue presentando xenocristales de biotita (Fig. 21). El bajo contenido de microcristales de anfíbol y ausencia de fenocristales de biotita sugiere que el magma fue estacionado a un nivel más somero que el grupo de lava 2 (Fig. 28). Es el único grupo con evidencia de que el magma fue alcanzado por el fallamiento o fracturamiento en transtensión. El grupo de lava 3, se encuentra en la zona de ruptura del fallamiento principal donde se desarrolla la zona tipo pull apart. Los domos dacíticos se alinean en dirección NE-SO y son deformados por fallas normales en una estructura de graben, estas fallas o fracturas son las desarrolladas como fracturas de tensión. Esto indica su fuerte relación con el fallamiento y es por esto que los demás grupos de lava posiblemente sean relacionados al mismo escenario de fallamiento que alcanza a las cámaras magmáticas.

El grupo de lava 4, representa las lavas basáltico andesíticas de conos de lava y ceniza (Fig. 22). El mecanismo de formación para los magmas es por el ascenso directo de una fuente del manto facilitado por conductos, fallas o fracturas que llegan a esta región en un régimen extensivo propiciadas por el campo de esfuerzos en transtensión izquierda, así como por fallas o fracturas preexistentes (Fig. 28).

Así, la actividad magmática en la región Tzirate posiblemente también está relacionada con un incremento en la actividad del fallamiento. Por lo tanto, el cambio en el régimen de esfuerzos genera diferente la actividad del fallamiento en el tiempo creando zonas con un campo en extensión para desarrollar fallas y fracturas propiciando el ascenso de magma y algunas zonas en compresión suprimiendo o estacionando cámaras magmáticas. Los diferentes eventos de fallamiento probablemente estén marcando pulsos en la actividad volcánica.

EVENTOS DE ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y FALLAMIENTO

En el histograma (Fig. 29) se muestra el número de edades como una función de la edad de erupción para muestras del CVMG. Para 3Ma se observa un comienzo en la actividad volcánica relacionada al inicio del CVMG, en donde el vulcanismo comienza hacia 2.8Ma y continua hasta el presente (Hasenaka, 1994), también se considera que comenzó hace 3Ma (Bann, 1992). Se observan varios picos en el histograma, de los cuales se clasifican como pulsos de actividad volcánica, de los cuales se pueden identificar 6, en 1.6Ma, 1.3Ma, 1Ma hasta 0.6Ma, en 0.3Ma y hacia 0.1Ma.

En la región del Tzirate, se ha establecido que su actividad comienza desde el Mioceno Superior con la formación de las fallas del SFMA y Plioceno Tardío con los depósitos de ignimbritas y andesitas que conforman el basamento más próximo. El magmatismo dacítico en esta región se encuentra en un periodo de aproximadamente 1.2-0.7Ma. Los pulsos de vulcanismo o el incremento en la actividad volcánica probablemente estén relacionados a un evento de deformación o un cambio en el régimen de esfuerzos que marca una mayor actividad del fallamiento. Esto concuerda con la relación fallamiento-magmatismo, donde se da un pulso de actividad volcánica que es precedido por un evento de deformación que marca un incremento del vulcanismo.

El periodo de magmatismo dacítico en la región Tzirate concuerda con el pulso hacia aproximadamente 1Ma hasta 0.6Ma para todo el CVMG. Esto indica que posiblemente las fallas en transtensión tuvieron un evento de deformación hacia 1.2Ma o anterior, que originó las fallas y fracturas de tensión dentro del modelo de riedel, lo que produjo el ascenso del magmatismo dacítico que se hace más abundante hacia 1Ma. Por lo tanto, para el CVMG los pulsos de mayor vulcanismo pudieron estar precedidos por eventos en extensión o cambios en el régimen de esfuerzos que provocó fallamiento, lo que genera una mayor actividad volcánica en todo el campo volcánico

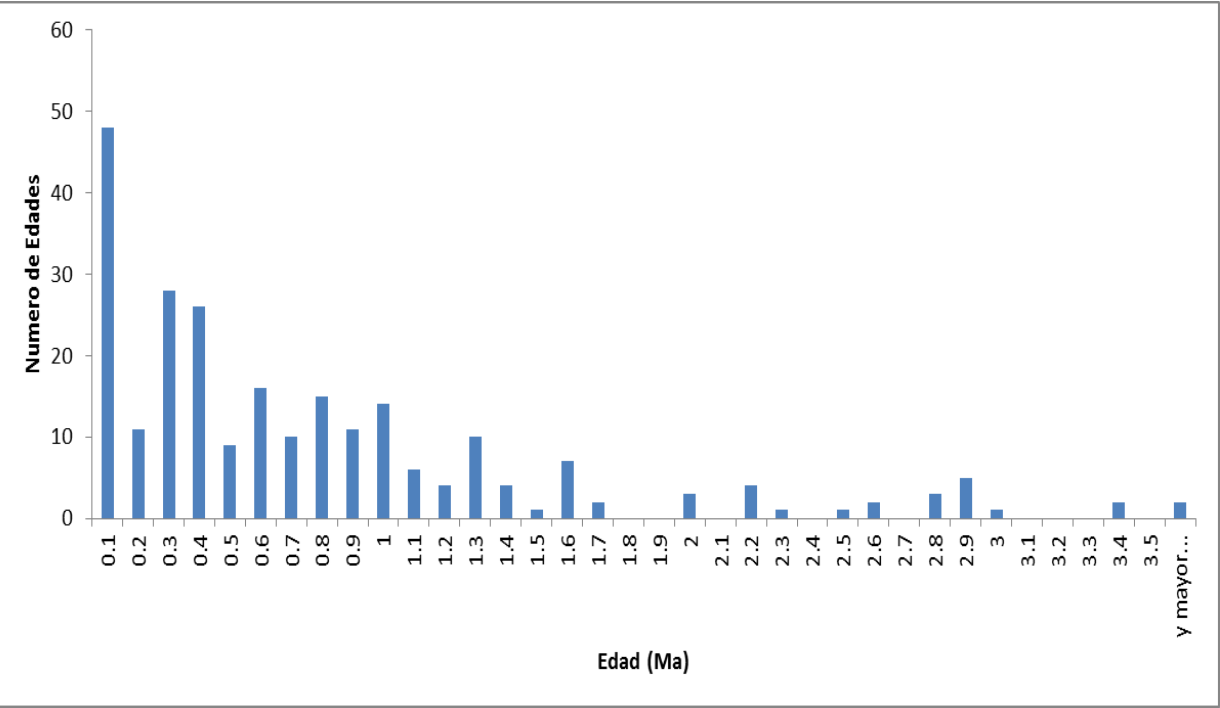


Figura 29. Histograma mostrando el número de edades como función de la edad de erupción de lavas del CVMG. Se observan diferentes pulsos de actividad volcánica. Los pulsos de vulcanismo son precedidos por un evento de deformación del fallamiento en extensión. Para la Región Tzirate el periodo de erupción es hacia (1.2Ma), relacionado al pulso de aproximadamente 1Ma en el incremento de actividad volcánica para todo el campo volcánico.

CONCLUSIONES

En la región Tzirate dentro del CVMG, existen dos tipos de alineaciones bien definidas, a) alineaciones de conos volcánicos andesítico - basáltico en dirección NE-SO y NO-SE, b) alineaciones en dirección NE-SO asociadas a estructuras volcánicas de composición dacítica. Por lo tanto, se sugiere que existe un claro control estructural en el vulcanismo, construido por el fallamiento principal ENE-OSO del SFMA. Este fallamiento tiene tres episodios de formación; comenzando como fallamiento lateral izquierdo para después cambiar a ser un fallamiento normal de tipo lístrico y por último se encuentra un campo de esfuerzos dentro de un régimen en transtensión izquierda nuevamente, en donde sigma 3 se encuentra en extensión en dirección NO-SE, sigma 2 en compresión en dirección NE-SO y sigma 1 en la vertical. El campo de esfuerzos y dirección del fallamiento es consistente con un modelo de Riedel que genera en el fallamiento principal estructuras en echelon, saltos de falla, zonas tipo “pull apart” y estructuras de alto, bajo ángulo y de tensión que controlan la distribución del magmatismo.

El cambio en la dirección del campo de esfuerzos del fallamiento principal produce diferentes periodos y zonas de compresión y extensión en la actividad del fallamiento. Estos cambios en el régimen de esfuerzos permiten la intrusión horizontal de magma y también generan fallas o fracturas que sirven como conducto para el ascenso de magma. Así, por las características geoquímicas y petrológicas de las lavas de la región tzirate sugiere que los conos basálticos, andesíticos-basálticos ascienden directamente de una fuente del manto facilitado por un régimen extensivo, y las lavas dacíticas o magmas más evolucionados requieren de grandes tiempos de residencia en la corteza que son favorecidos por un régimen compresivo.

En este trabajo se propone que las fallas o fracturas de tensión generadas por el régimen en transtensión izquierda en una zona de tipo “pull apart” tienen un alcance poco profundo y están ligadas al magmatismo dacítico controlando su distribución. El fallamiento de bajo y alto ángulo posiblemente con un alcance a mayor profundidad, así como un fallamiento preexistente en diversas direcciones es ligado a las alineaciones de conos volcánicos andesíticos–basálticos.

La relación magmatismo-fallamiento se encuentra en los cambios en el régimen de esfuerzos del fallamiento principal, en donde el magma proveniente de la subducción de la región Tzirate y del CVMG asciende a niveles de la corteza y pasa a través de un cuerpo granítico donde se produce un

evento de asimilación, el magma continua ascendiendo y se estaciona en la corteza superior por el régimen de esfuerzos compresivo, produciendo tiempo de residencia en la cámara magmática evolucionando a una composición dacítica, a este nivel de la corteza recibe la entrada de nuevos pulsos de similar composición o magmas más máficos generando eventos de mezcla. Esta cámara magmática estacionada es alcanzada posteriormente por fallas o fracturas de tensión que son formadas por el campo de esfuerzos en transtensión izquierda dentro de una zona de tipo “pull apart” en un régimen extensivo local que sirven como conducto para facilitar el ascenso de magma dacítico.

CONSIDERACIONES FINALES

Para corroborar que el proceso de asimilación de un cuerpo granítico es el causante de generar magmas dacíticos en el CVMG, se propone realizar análisis de microsonda sobre los fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol con diferentes características texturales, para saber su fase mineral a la que pertenecen y determinar su dinámica magmática. Así como inclusiones de vidrio sobre cristales de plagioclasa y cuarzo para atribuir un origen y profundidad, teniendo mayor certeza de la dinámica de los magmas que dieron origen en la región Tzirate.

Así como realizar isotopos de Sr para desarrollar un modelo AFC que indicara cuanta componente de asimilación de la corteza y cristalización fraccionada existen. También experimentos de asimilación a diferentes presiones y temperaturas de rocas basálticas de la región con rocas del granito para corroborar la teoría de asimilación en el CVMG. Aunque no se consideró la posibilidad de asimilación del basamento o terreno guerrero, se propone realizar la comparación con datos geoquímicos de estas rocas con las lavas de la Region Tzirate para analizar que influencia tiene en las lavas dacíticas, y si es que hay asimilación de este basamento en la formación de las lavas.

En esta zona dentro del CVMG, es claro que el magmatismo dacítico está relacionado con el fallamiento del SFMA. Es probable que el magmatismo dacítico que ha sido encontrado en trabajos recientes en el CVMG también se encuentre con las mismas características. Es importante realizar estudios de geología estructural regionales y ver qué relación guarda con el magmatismo ya que se encuentra temporalmente relacionado con el magmatismo andesítico-basáltico y así poder

establecer un control estructural para el origen y distribución del magmatismo dentro de este campo volcánico.

Para comparar de la mejor manera el desarrollo de estructuras en un sistema de riedel, se propone ampliar la zona de estudio para poder observar e identificar estructuras de alto, bajo ángulo y estructuras de tensión, como las alineaciones de los volcanes que pueden estar representando fallas cubiertas por los depósitos volcánicos y la dirección de colapso.

BIBLIOGRAFIA

- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., 1998, Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt: *Geology*, 26(7), 591-594.
- Arce, J. L., Macias, J. L., Gardner, J. E., & Layer, P. W. (2006). A 2.5 ka History of dacitic magmatism at Nevado de Toluca, Mexico: petrological, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, and experimental constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 47(3), 457-479.
- Bann, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., & Takaoka, N. (1992). K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional*, 31(4), 467-473.
- Campa, M. F., Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Cebriá, J. M., Martiny, B. M., López-Ruiz, J., & Morán-Zenteno, D. J. (2011). The Parícutin calc-alkaline lavas: New geochemical and petrogenetic modelling constraints on the crustal assimilation process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1), 113-125.
- Chesley, J., Ruiz, J., Richter, K., Ferrari, L., Gómez-Tuena, A., 2002, Source contamination versus assimilation: an example from the Trans-Mexican Volcanic Arc: *Earth and Planetary Science Letters*, 195, 211-221.
- Chorowicz, J. (2005). The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1), 379-410.
- Clark, K. F., Foster, C. T., & Damon, P. E. (1982). Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 93(6), 533-544.
- Connor, C. B. (1990). Cinder cone clustering in the TransMexican Volcanic Belt: Implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 95(B12), 19395-19405.
- Corona-Chavez, P., Reyes-Salas, M., Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcantara, I., Lozano-Santa Cruz, R., Morton-Bernea, O., Hernandez-Alvarez, E., 2006, Assimilation of granitic xenoliths in the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field: the case of Arocutin, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 23 (2) 233-245.
- Corti, G. (2012). Evolution and characteristics of continental rifting: Analog modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System. *Tectonophysics*, 522, 1-33.
- De Angelis, S., Lavallée, Y., Larsen, J., & Mariani, E. (2014, May). Thermally-induced amphibole reaction rim development: EBSD insights into microlite orientation. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 16, p. 17011).

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.

Ego, F., Ansan, V., 2002, Why is the central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation?: *Tectonophysics*, 359, 189-208.

Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: *Geology*, 27, 303-306.

Ferrari, L., Petrone, C., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., Venegas-Salgado, S., 2003b, Geology of the San Pedro-Ceboruco graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 165-181.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, Vlad., Manea, Marina., 2012, The dynamic history of the Trans.Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 122-149.

Galland, O., Cobbold, P.R., de Bremond d'Árs, J., Hallot, E., 2007. Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust; insights from experimental modeling. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112.

Galland, O., d'Ars. J.D., Cobbold, P.R., Hallot, E., 2003, Physical models of magmatic intrusion during thrusting. *Terra Nova* 15(6), 405-409.

Garcia-Palomo, A., Macias, J. L., & Garduño, V. H. (2000). Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, central Mexico. *Tectonophysics*, 318(1), 281-302.

Garduño-Monroy V.H., Perez-Lopez R., Israde-Alcantara., Rodriguez-Pazcua M. A., Szykaruk E., Hernande-Madrigal V. M., Garcia-Zepeda M.L., Corona.Chavez P., Ostroumov M., Medina-Vega V. H., Gardica-Estrada G., Carranza O., Lopez-Granados E., Mora Chaparro J. C., 2009., Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acabay fault system, central Mexico. *Geofisica Internacional* 48 (3), 319-335. *Geophysics, Geosystems*, 2 (3), doi:10.1029/2000GC000116.

Gibbs, A. D. (1990). Linked fault families in basin formation. *Journal of Structural Geology*, 12(5), 795-803.

Ginibre, C., Kronz, A., & WoÈrner, G. (2002). High-resolution quantitative imaging of plagioclase composition using accumulated backscattered electron images: new constraints on oscillatory zoning. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(4), 436-448.

Ginibre, C., Wörner, G., & Kronz, A. (2002). Minor-and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Paríacota volcano, northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(3), 300-315.

- Gómez-Tuena, A., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Fragmentation, transport and deposition of a low-grade ignimbrite: the Citlaltépetl ignimbrite, eastern México. *Bulletin of volcanology*, 60(6), 448-464.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.
- Hasenaka, T., 1994, Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 13-31.
- Hasenaka, T., Carmichael, I., 1985, The cinder cones at Michoacan-Guanajuato, central Mexico: their age, volume, and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 105-124.
- Hasenaka, T., Carmichael, I., 1987, The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: petrology and chemistry: *Journal of Petrology*, 28, 241-269.
- Humphreys, M. C., Blundy, J. D., & Sparks, R. S. J. (2006). Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology*, 47(12), 2303-2334.
- Israde-Alcantara, I., and V. H. Garduño-Monroy, 1999, LAcustrien record in a volcanic intra-arc setting. The evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (Central western Michoacan, Mexico). *Palaecogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology* 15, 1-3, 209-227.
- Lassiter, J., Luhr, J., 2001, Osmium abundance and isotope variations in mafic Mexican volcanic rocks: evidence for crustal contamination and constraints on the geochemical behavior of osmium during partial melting and fractional crystallization: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2 (3), doi:10.1029/2000GC000116.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Lopez-Escobar L., Cembrano J., Moreno H., 1995., Geochemistry and tectonics of the Chilean southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S)., *Revista Geologica de Chile* 22 (2), 219-234.
- Luhr, J. F., Carmichael, I., 1985b, Jorullo Volcano, Michoacán, Mexico (1759-1774): The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 142-161.
- Márquez, A., De Ignacio, C., 2002, Mineralogical and geochemical constraints for the origin and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, Central Mexican Volcanic Belt: *Lithos*, 62, 35-62.

- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 9, 33-50.
- McBirney, A., Taylor, H., Armstrong, R., 1987, Parícutín re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 4-20.
- Mennella, L. 2011. Sismotectónica del sector occidental del Sistema Morelia-Acambat, México, a partir del análisis de poblaciones de fallas. *Tesis de Maestría*. IIM. UMSNH. 151 p.
- Rowe, Michael C., David W, Peate., Ingrid Ukstins Peate., 2011, An Investigations into the nature of the magmatic plumbing system at parícutin volcano, Mexico. *Journal of Petrology* 52 (11), 2187-2220.
- Nelson, S.T., Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1249.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Camprubí, A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica mexicana*, 57(3), 285-318.
- Schaaf, P., Moran-Zenteno, D., Hernandez-Bernal, M., Solis-Pichardo, G., Tolson, G., Kohler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics* 14 (6), 1339-1350.
- Sperner, B., Ratschbacher, L. and Ott, R., 1993. Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. *Computers and Geosciences*, 19: 1362-1388.
- Ownby, S., Delgado Granados, H., Lange, R. A., Hall, C.M., 2007. Volcan Tacitaro, Michoacan, Mexico, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 161 (1-2), 1-14.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357-12373.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan: Boulder, CO, Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa con texto, 22 p.
- Petrinovic I. A., Riller U., Brod J.A., Alvarado G., Arnosio M., Bomodal volcanism in a tectonic transfer zone: Evidence for tectonically controlled magmatism in the southern Central Andes, NW Argentina., *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153, 240-252.
- Petrone, C. M. (2010). Relationship between monogenetic magmatism and stratovolcanoes in western Mexico: the role of low-pressure magmatic processes. *Lithos*, 119(3), 585-606.
- Randall Marrett., Steven H. Emerman., 1992., The relations between faulting and mafic magmatism in the Altiplano-Puna plateau (central Andes), *Earth and Planetary Science Letters*, 112, 53-59.

Renjith, M. L. (2014). Micro-textures in plagioclase from 1994–1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, 5(1), 113-126.

Rowe, M. C., Peate, D. W., & Peate, I. U. (2011). An investigation into the nature of the magmatic plumbing system at Paricutin Volcano, Mexico. *Journal of Petrology*, 52(11), 2187-2220.

Ownby, Steven E., Rebeca A. Lange, Chris M. Hall, and Hugo Delgado-Granados. 2011. Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancitaro-Nueva Italia region of the central Mexican arc. *Geological Society of America Bulletin*; 123; 274-294.

Sun, S. S., & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

Suter, M., 1999, Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Comment: Geology*, 27, 571.

Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E., 1995a, The Aljibes half-graben - Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 107(6), 627-

Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), 693-703.

Suter, M., Quintero, O., Johnson, C., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. 1. The Venta de Bravo fault: *Journal of Geophysical Research*, 97, 11983-11994.

Szynkaruk, E., Garduño-Monroy, V., Bocco, G., 2004, Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican volcanic belt: *Geomorphology*, 61, 111-126.

Tepley, F. J., Davidson, J. P., & Clynne, M. A. (1999). Magmatic interactions as recorded in plagioclase phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of Petrology*, 40(5), 787-806.

Tsuchiyama, A. (1985). Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1), 1-16.

Verma, S., Hasenaka, T., 2004, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, west-central Mexican Volcanic Belt: *Geochemical Journal*, 38(1), 43-65.

Wilcox, R., 1954, Petrology of Paricutin Volcano, Mexico: U. S. Geological Survey, Bulletin, 65-C, 281-354.

ANEXO -A

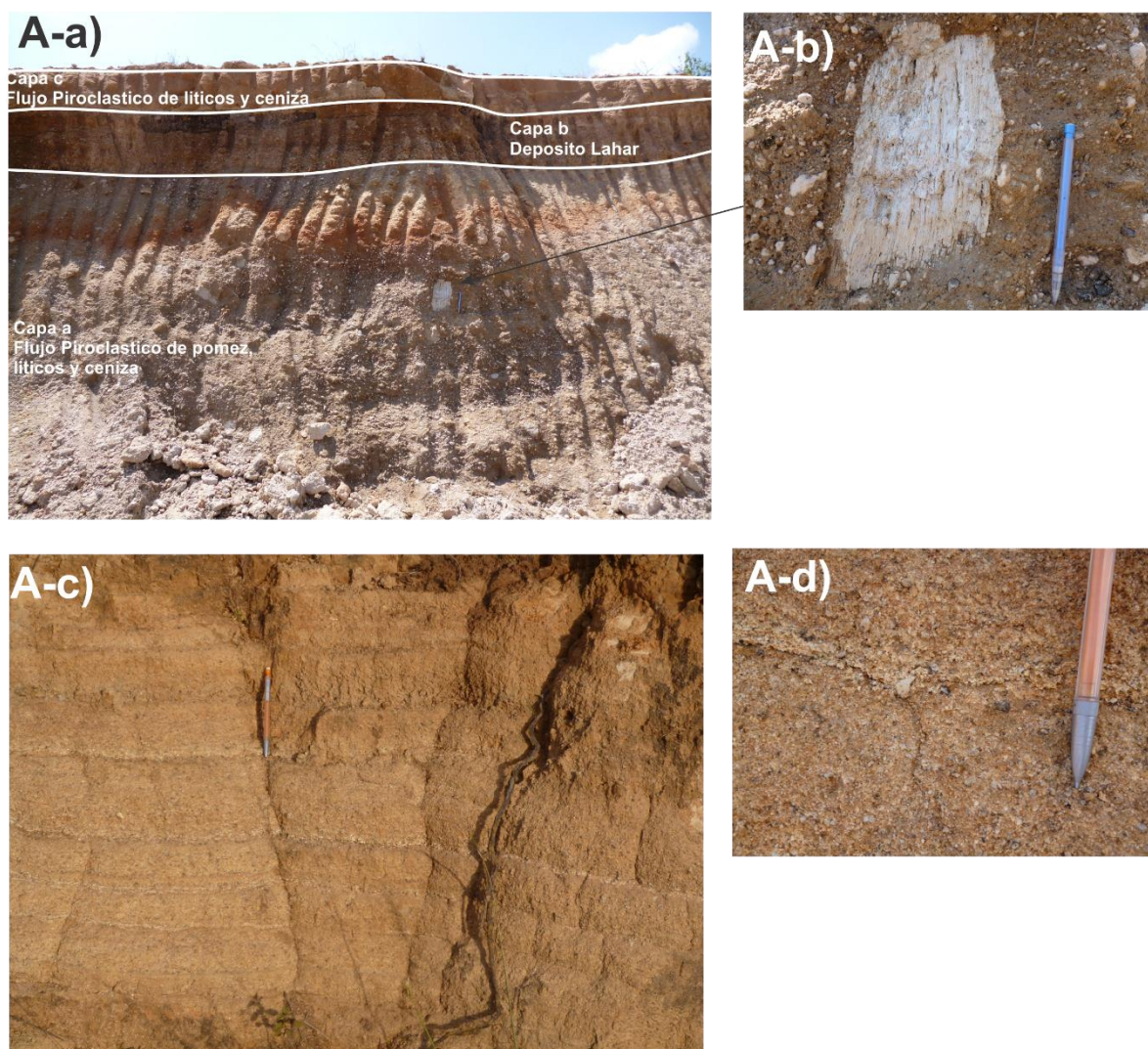


Figura 30. Anexo A- a) y b) flujo piroclástico asociado al grupo (2b). c) y d) flujo piroclástico asociado al grupo (3d).

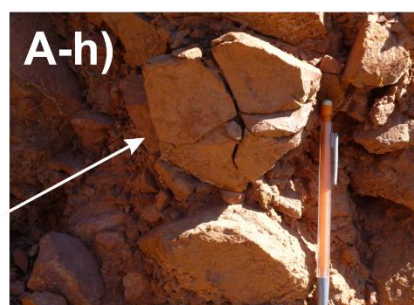


Figura 31. Anexo A- e) y f) Depósito de lahar asociado al grupo (4d). g) y h) depósito de avalancha asociado al grupo (4e).

ANEXO - B

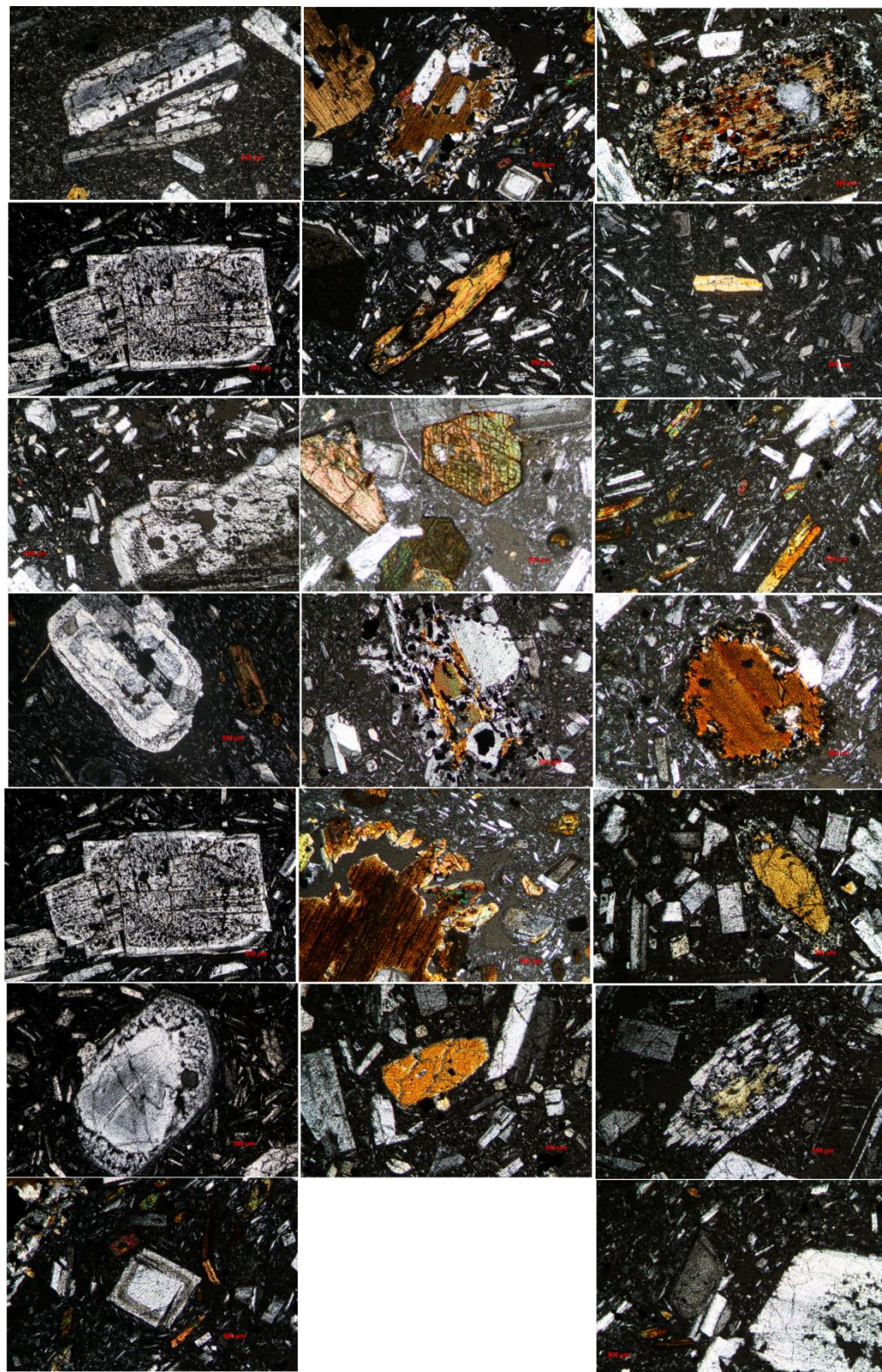


Figura 32. Anexo B. Imágenes de láminas delgadas de las lavas del grupo 2.

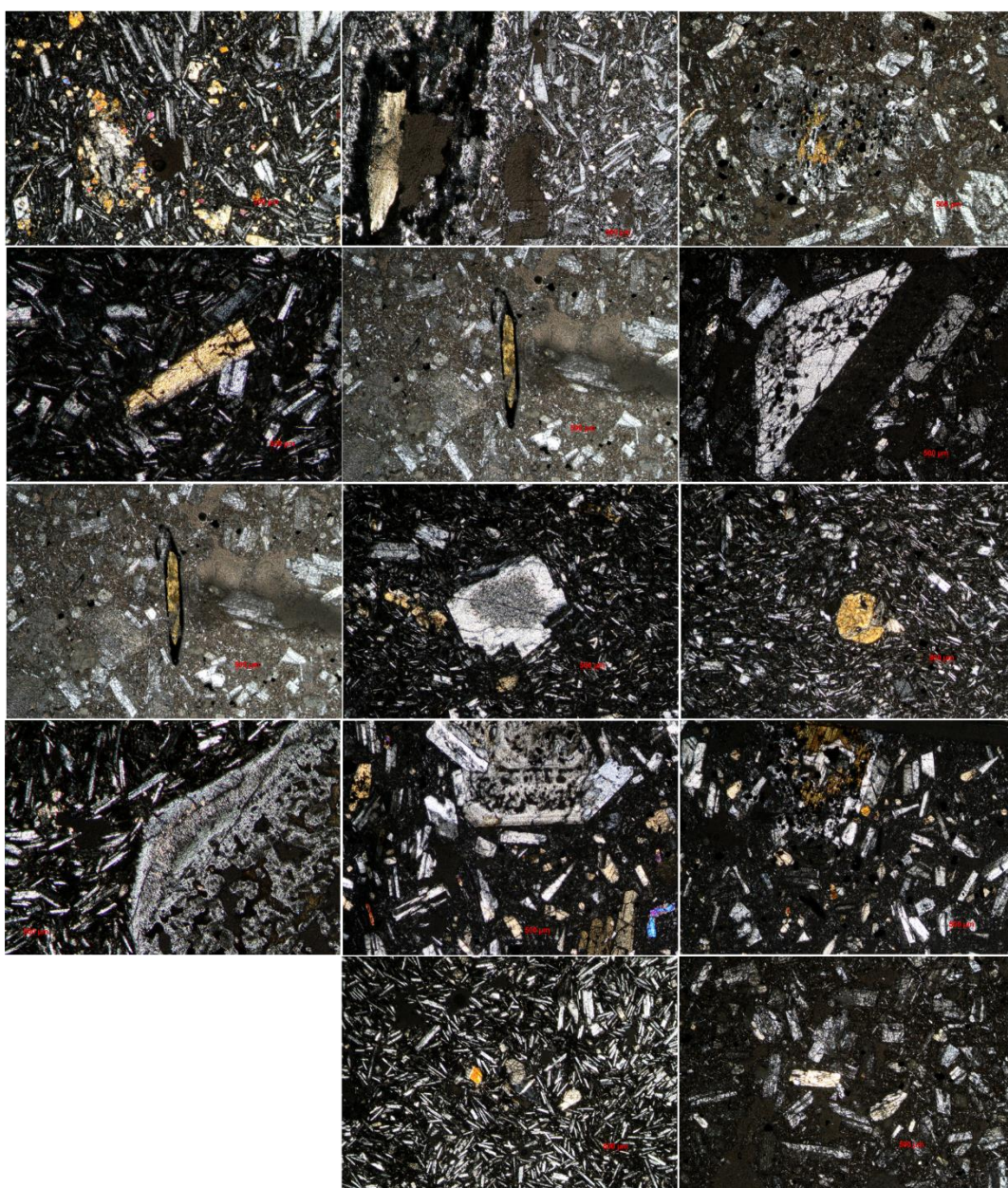


Figura 32 (Continuación) Anexo B. Imágenes de láminas delgadas de las lavas del grupo 3.

