



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Geología y aspectos arqueológicos del volcán
monogenético Rancho Seco y estructuras
volcánicas vecinas (Michoacán, México)**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Israel Ramírez Uribe

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Claus Siebe Grabach



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017



Parícutin en erupción, 1962. Dr. Atl (Gerardo Murillo)

**“Sólo se ve bien con el corazón.
Lo esencial es invisible a los ojos...”**

Antoine de Saint-Exupéry

*Dedicada a mi familia,
especialmente a Ma. Juana Romo,
a Luciana Ramírez, a Andrés Ramírez (†)
y a Matilde Morales (†)*

Agradecimientos

Agradezco profundamente a mi abuela Ma. Juana Romo, por ser madre y padre al mismo tiempo, a Luciana Ramírez por sostener mi mano en los momentos más difíciles, a mi hermano Daniel, y a quienes también considero mis hermanas, Denisse, Diana y Doris; así como a Miguel González. Gracias por ayudarme a resistir diferentes situaciones personales y nunca dejar que me diera por vencido. Definitivamente, sin su invaluable apoyo y cariño no habría llegado a este punto de mi vida, en verdad gracias.

Agradezco sinceramente al Dr. Claus Siebe por permitirme trabajar con él, por sus pláticas en campo, sus amables consejos y enseñanzas, incluso regaños, ya que todo ello me ha servido para mejorar personal y profesionalmente; y sobre todo por haber creído en mí.

Quiero agradecer al Instituto de Geofísica de la UNAM por la ayuda económica que me ha brindado durante la elaboración de la tesis. De igual manera, quiero agradecer a la Dirección General Asuntos del Personal Académico (DGAPA) y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico para el trabajo de laboratorio y las estancias en campo, el cual fue financiado mediante los proyectos DGAPA-UNAM-IN101915 y CONACYT-167231 asignados al Dr. Claus Siebe.

Agradezco a los miembros de mi comité evaluador: al Dr. Enrique Alejandro González Torres, a la Dra. Laura Mori, a la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud y al Dr. Peter Schaaf, por sus apreciadas sugerencias y acertados comentarios que ayudaron a mejorar este trabajo.

Gracias a la Dra. Lilia Arana, responsable de la sala de microscopios del Departamento de vulcanología del Instituto de Geofísica, por permitirme hacer uso de la misma y por su amable ayuda.

Un especial agradecimiento a la Dra. Dolors Ferrés por todas las grandes enseñanzas que me ha brindado, por sus invaluable consejos y apoyo incondicional, y sobre todo por su bella amistad.

Muchas gracias a mis amistades entrañables de la vocacional y de la universidad; por todas las locuras, tristezas y alegrías que hemos compartido, y principalmente por hacer de este mundo un lugar más agradable.

Y en general, mi más profundo y sincero agradecimiento a todas aquellas personas que directa o indirectamente me apoyaron en la realización del presente trabajo.

A todos ellos, mil gracias.

Índice General

	Pág.
RESUMEN	i
Abstract	iii
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Antecedentes.....	2
1.2. Contexto arqueológico.....	5
1.3. Objetivos.....	8
1.4. Localización de la zona de estudio.....	9
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	10
2.1. Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).....	10
2.2. Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG).....	13
2.3. Tectónica.....	15
2.4. Aspectos climáticos y paleoclimáticos.....	17
3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	20
3.1. Cartografía geológica.....	20
3.2. Estratigrafía y fechamientos radiométricos.....	26
3.2.1. Vulcanismo del Pleistoceno Temprano.....	29
3.2.2. Vulcanismo del Pleistoceno Medio.....	29
3.2.3. Vulcanismo del Pleistoceno Tardío.....	30
4. PETROGRAFÍA	33
4.1. Volcán Rancho Seco.....	33
4.1.1. Flujo I.....	34
4.1.2. Flujo II.....	37
4.1.3. Flujo III.....	38
4.1.4. Flujo IV.....	39
4.1.5. Flujo V.....	39
4.1.6. Flujo VI.....	40
4.1.7. Bombas.....	41
4.2. Volcán El Melón.....	41
4.3. Volcán El Olvido.....	44
4.4. Volcán Irauco.....	45
4.5. Volcán Sapi 1.....	47
4.6. Volcán Sapi 2.....	48

5. GEOQUÍMICA	51
5.1. Elementos mayores.....	52
5.2. Elementos traza.....	54
6. SITIO ARQUEOLÓGICO DE ANGAMUCO	59
6.1. Sitio arqueológico de Angamuco sobre las lavas distales del volcán Rancho Seco.....	60
6.2. Otros sitios arqueológicos sobre lavas jóvenes en Michoacán.....	64
6.3. Sitios arqueológicos sobre lavas jóvenes al oriente de la FVTM.....	65
6.3.1. Sitio arqueológico de Teotenango (Estado de México).....	65
6.3.2. Sitio arqueológico de Cantona (Puebla).....	66
7. DISCUSIÓN	67
7.1. Geología.....	67
7.2. Evidencias petrográficas.....	68
7.3. Evidencias geoquímicas.....	69
7.4. Evolución magmática de la región.....	71
7.5. Aspectos arqueológicos.....	73
8. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS	77
REFERENCIAS	80
ANEXOS	
Tabla 2	91
Tabla 3	92

RESUMEN

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) se encuentra en la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y está constituido por más de 1000 centros eruptivos de edad cuaternaria distribuidos en una superficie de 40,000 km², lo que lo convierte en uno de los campos volcánicos monogenéticos más grandes del mundo. El vulcanismo en el CVMG comenzó en el Plioceno y continuó hasta tiempos históricos, con las recientes erupciones de los volcanes Jorullo (1759-1774) y Parícutin (1943-1952).

El volcán Rancho Seco y los volcanes cercanos El Melón, El Olvido, Irauco, Sapi 1 y 2, que son el motivo del presente estudio, pertenecen al CVMG. Estos volcanes se encuentran localizados en el margen oriental de la cuenca del lago de Pátzcuaro, Michoacán, en una región con un área de ~263 km², donde se reconocieron 27 edificios volcánicos monogenéticos (conos cineríticos con flujos de lava asociados, domos y algunos volcanes escudo).

El volcán Rancho Seco es un cono cinerítico que presenta al menos 6 flujos de lava asociados con una dirección de emplazamiento principalmente hacia el SW. Estos flujos cubren una superficie de 29.7 km² y su volumen de lava estimado es de ~0.97 km³. Por su parte, el volcán El Melón es un cono cinerítico con un cráter en forma de herradura que presenta un flujo de lava hacia el E, donde cubre un área de 5.4 km² y cuyo volumen de lava es de ~0.21 km³. Los datos radiométricos (¹⁴C) arrojan una edad de 27,845±445/-425 años AP para el volcán Rancho Seco, mientras que para El Melón se obtuvieron edades de 11,470±170 y 12,415±90 años AP.

Las diferentes relaciones texturales observadas en las muestras indican evidencias de desequilibrio de los cristales con la fase fundida y en general se tienen dos grupos de rocas intermedias, uno de andesitas (volcanes Rancho Seco, El Olvido e Irauco) y otro de andesitas basálticas (volcanes El Melón, Sapi 1 y 2). El bajo contenido de MgO (<5.23 wt. %), Cr (<129 ppm), Ni (<79 ppm) y número de magnesio (Mg# ~51-63) de las rocas estudiadas indica que los magmas no son del

todo primarios y experimentaron una cierta diferenciación después de abandonar su fuente en el manto.

Las rocas de la región oriente de la cuenca del lago de Pátzcuaro generalmente presentan características típicas de arcos volcánicos continentales presentes en ambientes de subducción. Las altas concentraciones de Ba y Rb pueden sugerir metasomatismo, o contaminación por una componente del basamento. De hecho, los xenocristales observados en las muestras del volcán Rancho Seco y los xenolitos del volcán El Melón indican que sus magmas interaccionaron con la corteza continental durante su ascenso a la superficie.

Las cuencas lacustres de Michoacán han sido de gran interés por sus registros arqueológicos relacionados a la cultura Tarasca, los cuales también parecen estar íntimamente relacionados con el vulcanismo de la región, debido a que muchos de estos sitios arqueológicos se encuentran sobre flujos de lavas jóvenes denominados *malpaíses* por los actuales pobladores campesinos.

El centro urbano de Angamuco del período Posclásico (900-1521 d.C.) se encuentra sobre el flujo de lava (*malpaís*) más distal del volcán Rancho Seco. En primera instancia, los *malpaíses* representan zonas inhóspitas y estériles, con una topografía accidentada y un substrato rocoso no apto para la agricultura. Sin embargo, todo parece indicar que los antiguos pobladores adaptaron y modificaron el entorno de los *malpaíses* de acuerdo a sus necesidades. Debido a esto, Angamuco ejemplifica cómo un paisaje aparentemente hostil fue ingeniosamente modificado para establecer una gran ciudad, con patrones muy similares a los observados en otros sitios arqueológicos de Michoacán como los *malpaíses* de Zacapu, el sitio arqueológico de Itziparátzico o el sitio arqueológico de Urichu; además de Teotenango en el estado de México y Cantona en Puebla.

Abstract

The Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (MGVF) is in the central portion of the Trans-Mexican Volcanic Belt and consists of more than 1000 eruptive centers of Quaternary age distributed over an area of 40,000 km². This makes it one of the largest monogenetic volcanic fields in the world. Volcanism in the MGVF began in the Pliocene and continued to historical times, with the recent eruptions of volcanoes Jorullo (1759-1774) and Paricutin (1943-1952).

The Rancho Seco volcano and the nearby volcanoes El Melón, El Olvido, Irauco, Sapi 1 and 2, that are the subject of this study, belong to the MGVF. These volcanoes are located in the eastern margin of the lake basin of Pátzcuaro, Michoacán, in a region with an area of ~263 km², where 27 monogenetic volcanic structures (cinder cones with associated lava flows, domes and some shield volcanoes) were recognized.

The Rancho Seco volcano is a cinder cone that has at least 6 lava flows associated with an emplacement mainly directioned toward SW. These flows cover an area of 29.7 km² and their estimated volume of lava is ~0.97 km³. On the other hand, the Melon volcano is a cinder cone with a crater horseshoe shaped, its lava flow goes toward E, where it covers an area of 5.4 km², and its lava volume is about 0.21 km³. The radiometric data (¹⁴C) indicates an age of 27.845 ± 445/-425 years BP for Rancho Seco volcano, while for Melon Volcano ages of 11,470 ± 170 and 12,415 ± 90 years BP were obtained.

The different textural relations observed in the samples indicate evidence of imbalance of the crystals with the molten phase, and in general there are two groups of intermediate rocks. The first one of andesites (Rancho Seco, El Olvido and Irauco volcanoes), and a second of basaltic andesites (El Melon, Sapi 1 and 2 volcanoes). The low MgO (<5.23 wt.%), Cr (<129 ppm), Ni (<79 ppm) and magnesium numbers (Mg# ~51-63) in the rocks studied indicate that magmas are not so primary, and they have experienced some differentiation after leaving their source in the mantle.

The rocks of the eastern region of Lake basin of Pátzcuaro generally have typical characteristics of continental volcanic arcs present in subduction

environments. High concentrations of Ba and Rb may suggest metasomatism, or contamination by a component of the basement. In fact, xenocrysts observed in samples of Rancho Seco volcano and xenoliths of El Melon volcano indicate that their magmas interacted with the continental crust during their ascent to surface.

The lacustrine basins of Michoacán have been of great interest for their archaeological records related to the Tarascan culture, which also seem to be closely related to volcanism of region, since many of these archaeological sites are on flows of young lavas denominated malpaíses by the current inhabitants peasants.

The lacustrine basins of Michoacán have been of great interest for their archaeological records related to the Tarascan culture. Culture that seems to be closely related to volcanism of the region, since many of these archaeological sites are located on flows of young lavas denominated malpaíses by the current inhabitants peasants.

Angamuco urban center of Postclassic period (900-1521 A.D.) is settled on a lava flow (malpaís) more distal of Rancho Seco volcano. In first instance, the malpaíses represent inhospitable and barren zones, with rugged topography and rocky substrate unfit for agriculture. However, everything seems to indicate that the old settlers adapted and modified the malpaíses environment according to their needs. Because of this, Angamuco exemplifies how a seemingly hostile landscape was ingeniously modified to establish a large city with very similar patterns to those observed in other archaeological sites Michoacán like malpaíses of Zacapu, the archaeological site Itziparátzico or the archaeological site of Urichu; in addition to Teotenango in the state of Mexico and Cantona in Puebla.

1. INTRODUCCIÓN

La mayor concentración de volcanes en México se encuentra en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), en donde se tiene una gran variedad de formas volcánicas como campos de conos monogenéticos, estratovolcanes, volcanes tipo escudo, calderas, lavas fisurales y domos (Macías, 2005).

El vulcanismo monogenético se caracteriza por la generación de volcanes que se forman durante un sólo episodio eruptivo, teniendo una actividad de corta duración, sin erupciones posteriores, y normalmente agrupados dentro de campos volcánicos monogenéticos (Connor y Conway, 2000; Walker, 2000; Valentine y Gregg, 2008). Los campos volcánicos comprenden pequeños volcanes (normalmente de bajo volumen) como conos de ceniza, maares, anillos de toba, volcanes escudo pequeños y domos de lava. Dichos campos comúnmente se producen en arcos volcánicos y en sistemas de rift continentales. La formación de volcanes monogenéticos generalmente se ve favorecida en zonas con bajas tasas de producción de magma (Takada, 1994; Alaniz-Alvarez et al., 1998; Connor y Conway, 2000).

Un típico campo monogenético suele contener de 10 a 100 volcanes de un volumen promedio cercano a los 10 km³. El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) en México es mucho más grande que los campos promedio; ya que contiene más de 1000 volcanes monogenéticos, lo que lo convierte en uno de los más grandes del mundo (Walker, 2000). Este campo ha presentado dos erupciones históricas, una fue la del volcán Jorullo (1759-1774) y la otra la del volcán Parícutin (1943-1952). La recurrencia y formación de volcanes monogenéticos en la región resulta de gran interés, debido a que es muy probable que en un futuro próximo se genere uno nuevo. Por esta razón, es importante caracterizar cada uno de estos edificios volcánicos, con el fin de entender en qué momento se formaron, cuál fue su estilo eruptivo, el tiempo que duró su erupción, así como definir las características de sus diferentes productos eruptivos, etc.

El estudio de las erupciones pasadas a través de estudios geológicos (petrológicos, geoquímicos y estratigráficos) junto con los posibles registros

históricos, es la base para poder definir escenarios futuros. Es por ello que la reconstrucción de la historia eruptiva de una región es útil para definir la secuencia de los eventos y la mecánica de las erupciones involucradas en su formación. Debido a que los volcanes monogenéticos son las estructuras volcánicas subaéreas más comunes del planeta, el conocimiento de las variantes de la erupción de este tipo de volcanes es relevante para la evaluación del riesgo en casi todas las zonas volcánicamente activas (Walker, 2000; Presta y Caffè, 2014). De esta manera se pueden tomar las medidas necesarias para mitigar los efectos que una erupción de este tipo podría producir sobre el entorno y la población.

Por su parte, podemos decir que casi desde sus inicios, la arqueología ha estado íntimamente asociada con los volcanes, ya que, a pesar de ser considerados agentes naturales de destrucción, son quizás los que mejor preservan antiguos asentamientos humanos (Harris, 2000). La arqueología es una ciencia interdisciplinaria que utiliza las contribuciones de la antropología, la geología, la paleontología, la etnología, la química y la física (entre otras). Cabe mencionar que la arqueología moderna implica estudiar e interpretar los restos materiales de las antiguas culturas humanas. Sus objetivos se logran combinando estudios científicos y humanísticos, incluyendo la identificación y el análisis de artefactos para entender los procesos culturales que los han creado desde hace mucho tiempo (Harris, 2000).

1.1 Antecedentes

El mundo moderno por primera vez pudo observar el nacimiento de un volcán en un campo de cultivo en el estado de Michoacán el 20 de febrero de 1943, en el poblado de San Juan Parangaricutiro (Luhr y Simkin, 1993). Dicho volcán de 424 m de elevación sepultó a los poblados de Paricutin y San Juan Parangaricutiro (Flores-Covarrubias, 1945). Esta erupción fue seguida muy de cerca por vulcanólogos de todo el planeta, los cuales realizaron los primeros estudios petrológicos del CVMG (Wilcox, 1954; Foshag y González-Reyna, 1956; Segerstrom, 1956). El volcán Paricutin (*Fig. 1*) actualmente representa la última manifestación de actividad eruptiva del CVMG, arrojando más de 1 km³ de lava durante un lapso ininterrumpido de casi nueve años, ocupando una superficie de casi 25 km² (Fries, 1953; Cebriá et al., 2011).

Además del Parícutín, se tiene evidencia de otra erupción histórica asociada a este campo volcánico, que es la del volcán Jorullo (Luhr y Carmichael, 1985; Rasoazanamparany et al., 2016). Debido a que esta erupción ocurrió durante el período colonial de México, existen reportes contemporáneos (véase Gadow, 1930), lo que la convierte en una valiosa fuente de información sobre el vulcanismo monogenético (Guilbaud et al., 2011).

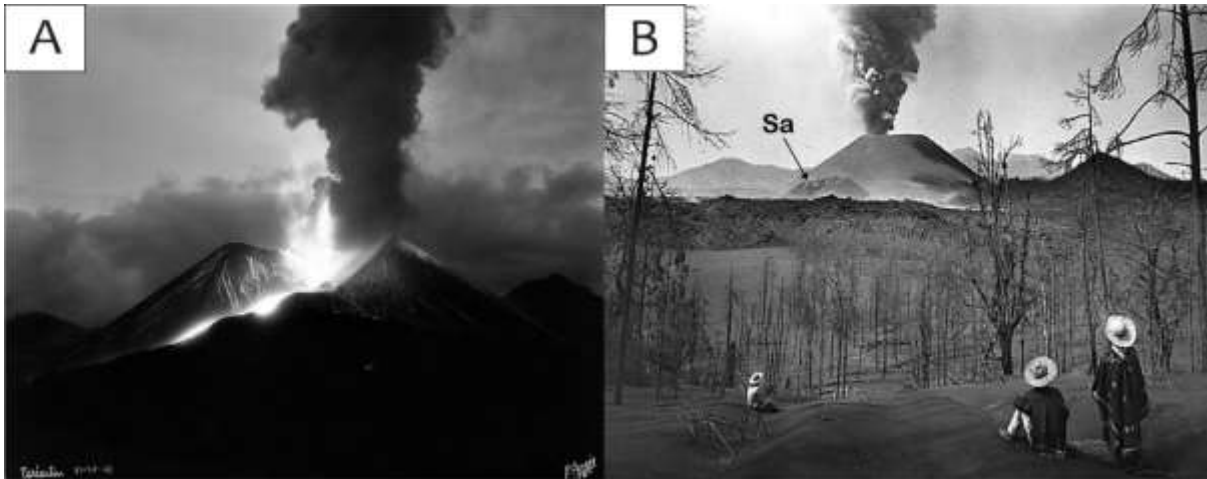


Figura 1. A. Fotografía del volcán Parícutín y erupción de 1943, tomada por el fotoperiodista Rafael García. B. Volcán Parícutín visto desde el sur, abril de 1944. Se alcanza a apreciar el cono parásito de Sapichu (Sa) al noreste (izquierda) en la base del cono principal. Fotografía tomada por Arno Brehme.

Estudios recientes en campos volcánicos han aprovechado el avance de las técnicas geocronológicas, geofísicas y geoquímicas para describir las tasas de producción de magma, longevidad y configuración tectónica de los mismos. Muchos de estos estudios se han centrado en la distribución y los patrones de recurrencia del vulcanismo para comprender mejor los procesos que gobiernan el suministro y ascenso del magma (Connor y Conway, 2000).

Uno de los estudios más completos realizado hasta la fecha en el CVMG es el trabajo doctoral de Toshiaki Hasenaka de la Universidad de Berkeley, EUA, (Hasenaka, 1986) y las publicaciones formales que de él se derivaron (Hasenaka y Carmichael, 1985; 1987; Hasenaka, 1994). Hasenaka compiló un inventario de prácticamente todos los centros eruptivos del CVMG y realizó un análisis exhaustivo de la morfología, edad relativa, petrografía y composición química de más de 200 muestras de roca (Gómez-Tuena et al., 2005). Sin embargo, aún falta mucho trabajo

por hacer, ya que realmente se tienen pocos estudios geológicos a detalle del CVMG.

En los últimos años, el Dr. Claus Siebe y su grupo de investigadores y colaboradores (en su mayoría estudiantes) han estudiado zonas particulares del CVMG, a través de un proyecto del Instituto de Geofísica de la UNAM, auspiciado por CONACYT y DGAPA-UNAM, el cual se enfoca en el estudio del vulcanismo presente en dicha región. Gracias a esto se ha podido realizar un muestreo exhaustivo de los edificios volcánicos ubicados en varias partes del CVMG, junto con los flujos de lava y depósitos de caída asociados, para posteriormente efectuar análisis petrogenéticos (petrografía y geoquímica). A su vez, se han obtenido nuevos fechamientos por radiocarbono y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, con el fin de determinar las edades de las erupciones. Los primeros frutos de este gran esfuerzo consistieron en la obtención de mapas geológicos de las regiones de Jorullo y Tacámbaro (Guilbaud et al., 2011; 2012). Además, en la actualidad se cuenta con mapas preliminares de la región de Zacapu y Cherán-Paracho (Siebe et al., 2014), y también del sector oriente del lago de Pátzcuaro (este trabajo).

Algunos de estos estudios se han enfocado en el vulcanismo monogenético de origen freatomagmático localizado en la cuenca de Zacapu, la cual está ubicada dentro de los límites del CVMG y alberga tres volcanes monogenéticos andesíticos freatomagmáticos del Pleistoceno Tardío. Estos volcanes son: El Caracol, la Alberca de los Espinos, y la Alberca de Guadalupe (Siebe et al., 2012, Kshirsagar et al., 2015; 2016), los cuales fueron estudiados a detalle con el objetivo de determinar el entorno geológico e hidrológico que favoreció su formación.

También se han realizado estudios en el cerro El Metate (*Fig. 2*) un volcán escudo monogenético ubicado a 40 km de Zacapu, el cual hizo erupción (de forma puramente efusiva) hace aproximadamente 760 años, produciendo grandes volúmenes de lava andesítica ($\sim 10 \text{ km}^3$) emitidos en 13 coladas diferentes que se formaron en un periodo aproximado de 35 años, siendo la mayor erupción efusiva andesítica holocénica de la que se tenga registro en todo el mundo (Chevrel et al., 2016a; b).

El presente trabajo pretende dar seguimiento a todos estos esfuerzos y así poder realizar un pequeño aporte al conocimiento y la evolución del Campo

Volcánico Michoacán-Guanajuato, con un enfoque en la región oriente del lago de Pátzcuaro, y de la misma manera poder relacionar el entorno volcánico con el establecimiento de la antigua ciudad prehispánica de Angamuco, perteneciente a la cultura Tarasca, sobre uno de los flujos de lava del Volcán Rancho Seco.



Figura 2. Vista del Cerro El Metate desde Cerro Paracho. Las flechas blancas discontinuas indican la dirección de los flujos de lava. Fotografía de Magdalena Oryaëlle Chevrel.

1.2 Contexto arqueológico

En el momento de la llegada de los españoles (1520 d.C.), el centro de México estaba dominado por dos imperios, el Azteca centrado en la Cuenca de México y el Tarasco centrado en la cuenca del lago de Pátzcuaro (CLP). Comparado con los aztecas, los tarascos han sido relativamente poco estudiados (Fisher et al., 2017).

Los tarascos (o purépechas, que es el término que utilizan los descendientes de dicha población prehispánica que habitan el mismo territorio) dominaron a partir del siglo XIII la región lacustre de Michoacán, que incluye los lagos de Pátzcuaro, Cuitzeo y Zirahuén (Fig. 3). Sin embargo, también el paleolago de Zacapu formaba parte del imperio (Pollard, 1993; Carot, 2015). Como tal, el imperio Tarasco se desarrolló en la CLP en el período Posclásico Tardío, con la fundación de la ciudad capital de Tzintzuntzan (“lugar de colibríes”), ubicada en la parte norte de la cuenca (Haskell, 2007). Tal desarrollo promovió que el imperio creciera hasta transformarse en la entidad política dominante del Occidente de México, siendo uno de los territorios que nunca pudo ser conquistado por el imperio Azteca.

Las cuencas lacustres de Michoacán han sido de gran interés por sus registros arqueológicos relacionados a la cultura Tarasca. Los trabajos arqueológicos y los documentos etnohistóricos parecen indicar que las favorables condiciones acuáticas y ribereñas ofrecieron abundantes recursos (peces, aves, insectos y anfibios, entre otros) que atrajeron a los primeros habitantes y promovieron el desarrollo de la agricultura en dicha región, que eventualmente se convirtió en un importante núcleo de vivienda para las poblaciones tarascas prehispánicas (Chevrel et al., 2016a). Así los tarascos aprovecharon los recursos acuáticos del lago mediante la caza, la pesca y la recolección. De hecho, el origen del término Michoacán es náhuatl y significa “lugar de pescadores” (Filini, 2015).

Una fuente importante de las investigaciones arqueológicas en torno a la cultura Tarasca es la *Relación de las cerimonias y rictos y población y gobernación de los indios de la Provincia de Mechuacán* (mejor conocida como la *Relación de Michoacán*), redactada entre 1539 y 1541 por fray Jerónimo de Alcalá (Alcalá, 2000). Gracias a ésta y otras fuentes etnohistóricas se han esclarecido varios aspectos de la vida cotidiana de la sociedad tarasca (Filini, 2015). Según la *Relación de Michoacán*, el Posclásico Medio coincide con la llegada de un grupo chichimeca a la región de Zacapu: los uacúsecha, los cuales fueron precursores del imperio (Alcalá, 2000; Pereira et al., 2013).

Además, de acuerdo a los fechamientos reportados, la erupción del volcán El Metate tuvo lugar ~1250 d.C., y dado que no se describe en las crónicas coloniales, debe haber terminado mucho antes de la llegada de los españoles, la cual se produjo sólo 275 años más tarde (década de 1520). Debido a la gran área cubierta por los flujos de lava (103 km²) y la interrupción de la red hidrológica regional, las poblaciones humanas locales establecidas en esta zona (*Fig. 3*) podrían haber sido forzadas a migrar a las cuencas lacustres vecinas (Zacapu y Pátzcuaro), contribuyendo al desarrollo y a los procesos sociales que permitieron el ascenso y conformación del imperio Tarasco, el cual inició su consolidación alrededor de este tiempo (Chevrel et al., 2016a).

La llegada de tarascos (uacúsechas) a la región de Zacapu, en el siglo XIII, fomentó la creación de un complejo urbanístico y arquitectónico original. En este conjunto urbano se aprovecharon los recursos líticos de los flujos de lava de la

región (*malpaíses*), creando terrazas artificiales recubiertas a veces de tierra traída de las zonas más bajas y utilizando las eminencias naturales para asentar estructuras ceremoniales y habitacionales (Migeon, 1998).

En los últimos 20 años algunos estudios se han enfocado en estudiar los sitios arqueológicos ubicados sobre *malpaíses*, tales como los de Malpaís Prieto, Infiernillo y Milpillas en Zacapu, así como los de Angamuco y Urichu en Pátzcuaro, por mencionar algunos. Dichos estudios tienen el fin de entender cómo se vincularon los antiguos sitios urbanos con su entorno social y natural (Michelet, 1998; Michelet et al., 2005; Pereira et al., 2013; Fisher et al., 1999, 2017).

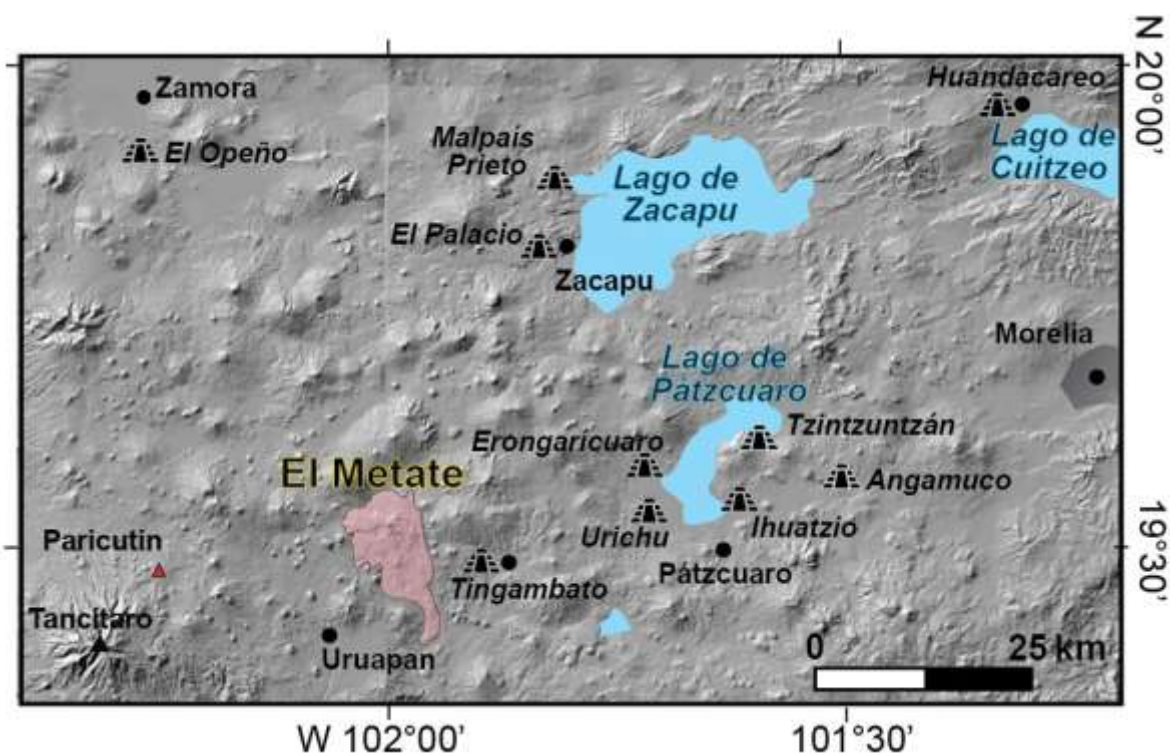


Figura 3. Modelo de Elevación Digital que muestra el volcán El Metate y su posición en la periferia occidental de la zona que fue el núcleo del imperio Tarasco alrededor del lago de Pátzcuaro (modificada de Chevrel et al., 2016a). También se puede observar el antiguo lago de Zacapu y su posición en el Michoacán arqueológico. A su vez se indican los sitios arqueológicos importantes (en su mayoría pertenecientes al Posclásico).

El centro urbano de Angamuco se encuentra sobre un flujo de lava (*malpaís*) del Pleistoceno Tardío asociado al volcán Rancho Seco, localizado en la parte oriental de la CLP. Estos accidentes geográficos no son adecuados para la agricultura moderna, por lo que preservan miles de cimientos, plataformas, pirámides, caminos, terrazas, graneros y muros construidos con piedras apiladas, montículos y otros depósitos arqueológicos (Fisher, 2005; Fisher et al., 2003, 2013;

2017; Pollard, 2003). Debido a esto, Angamuco representa uno de los últimos descubrimientos arqueológicos más interesantes e importantes en esta región.

1.3 Objetivos

El objetivo general de la presente investigación es contribuir al conocimiento del vulcanismo monogenético reciente del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y de su relación con los sitios arqueológicos de la región, a través del análisis a detalle del volcán Rancho Seco y algunas estructuras volcánicas vecinas, ubicadas al oriente de la cuenca del lago de Pátzcuaro, Michoacán.

Este trabajo tiene la finalidad de:

- 1) Realizar la cartografía geológica a detalle de la zona de estudio.
- 2) Describir la estratigrafía volcánica con el fin de reconstruir la historia eruptiva de la zona.
- 3) Analizar la petrografía de las diferentes muestras recolectadas en campo.
- 4) Obtener datos geoquímicos que ayuden a caracterizar las lavas de los diferentes edificios volcánicos.
- 5) Relacionar el entorno geológico-volcánico con las condiciones que propiciaron el establecimiento de una antigua ciudad prehispánica llamada "Angamuco" perteneciente a la cultura tarasca y localizada sobre uno de los flujos de lava asociados al volcán Rancho Seco.

1.4 Localización de la zona de estudio

El volcán Rancho Seco y los volcanes asociados a este estudio se encuentran localizados en el margen oriental de la cuenca del lago de Pátzcuaro ubicada en la parte central del estado de Michoacán, dentro de un área de aproximadamente 263 km² (Fig. 4). Todos ellos son volcanes de tipo monogenético que presentan una composición andesítica-basáltica y andesítica, y que pertenecen al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Las coordenadas que delimitan el área de estudio son 101° 24' y 101° 31' de longitud W, y 19° 41' y 19° 34' de latitud N.

El CVMG (Fig. 4) se encuentra ubicado en el sector central de la FVTM, a una distancia de entre 200 y 130 km de la trinchera o línea de costa (Corona-Chávez et al., 2006). El CVMG limita al N con el valle del Río Lerma y al S con la depresión del Río Balsas (600 msnm). Al E está delimitado por el anticlinal de Tzitzio (Blatter y Hammersley, 2010), mientras que al W está limitado por el denominado "Gap Volcánico de Mazamitla" (Kshirsagar et al., 2015).

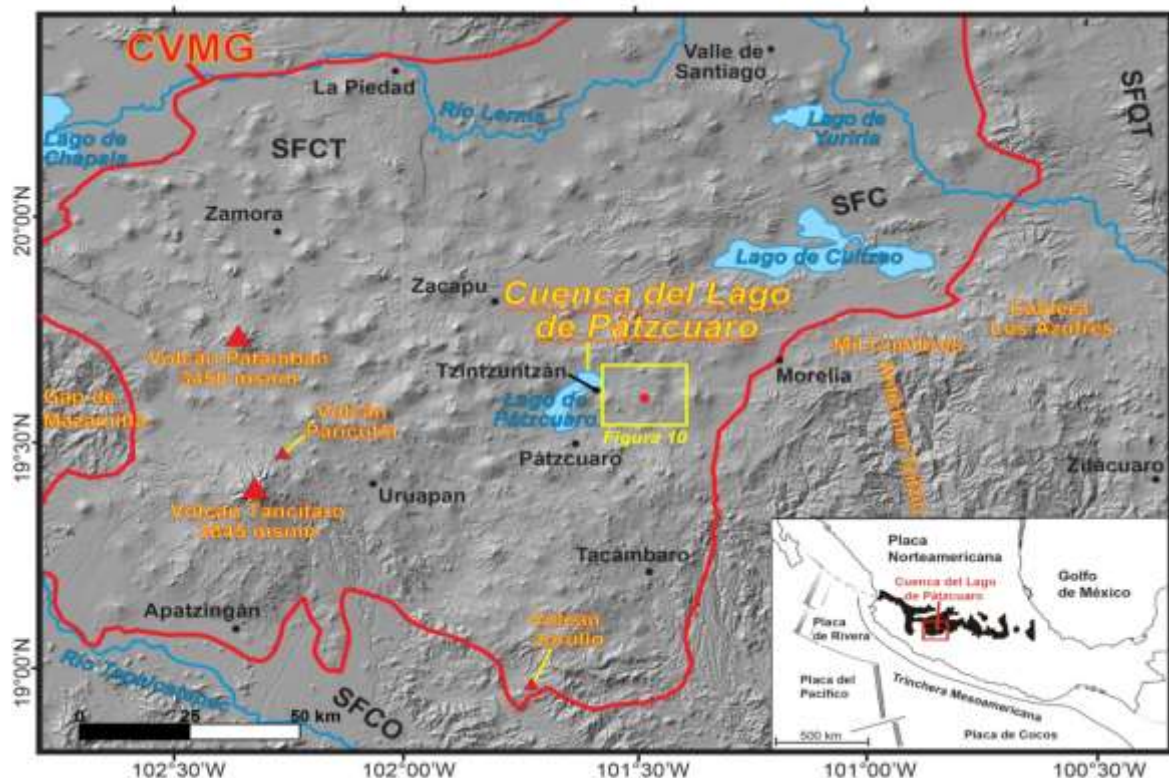


Figura 4. Modelo de elevación digital (DEM) del CVMG y su ubicación (marco rojo) con respecto a la Faja Volcánica Transmexicana en negro, que muestra la localización del área de estudio (marco amarillo) ubicado al oriente de la cuenca del lago de Pátzcuaro. Los sistemas de fallas principales: Sistema de Fallas Cuitzeo (SFC), Sistema de Fallas Chapala-Tula (SFCT), Sistema de Fallas Chapala-Oaxaca (SFCO) y el Sistema de Fallas Querétaro-Taxco (SFQT). (Modificada de Kshirsagar et al., 2015).

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) o Cinturón Volcánico Transmexicano es el arco magmático continental más grande del Neógeno en Norteamérica, abarcando 160,000 km² (Ferrari et al., 2012). Este arco se encuentra constituido por cerca de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, atravesando el centro de México desde el Golfo de California hasta el Golfo de México, aproximadamente entre las latitudes 18°30'N y 21°30'N (Demant, 1978; Gómez-Tuena et al., 2005). En esta provincia geológica se concentra una parte importante de la población y de la actividad económica del país (Ferrari et al., 2012).

La FVTM es el resultado de la subducción de las placas de Cocos y Rivera debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la trinchera Mesoamericana (Nixon, 1982; Pardo y Suárez, 1995; Gómez-Tuena et al., 2005). Ésta se encuentra transversalmente emplazada sobre la mayor parte de las provincias geológicas mexicanas de tendencia NNW-SSE (Ortega Gutiérrez et al., 2008), a lo largo de más de 1200 km con un ancho irregular de ~80 a ~230 km (dicha característica es la que ha dado lugar a su nombre). El arco sigue una tendencia WNW-ESE en su sector occidental y una orientación E-W en sus sectores central y oriental, donde forma un ángulo de ~16° con la Trinchera Mesoamericana (*Fig. 5*). Este ángulo resultaría ser una consecuencia de la variación de la inclinación de la placa oceánica y por la subducción oblicua (Pardo y Suárez, 1995; Ferrari, 2000). Precisamente los experimentos MARS, MASE y VEOX indican que las placas de Rivera y de Cocos tienen una variación de la inclinación a lo largo de la trinchera (Ferrari et al., 2012).

La FVTM se suele dividir en tres sectores: Occidental, Central y Oriental que presentan diferentes características estructurales y vulcanológicas (*Fig. 5*, Demant, 1981; Pasquare et al., 1987; Ferrari, 2000). En el sector occidental, limitado al este por el rift de Colima, el arco volcánico se sobrepone a la parte norte del bloque Jalisco (BJ) y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO). El vulcanismo emplazado en el límite sur de la SMO es bimodal, formado tanto por

estratovolcanes y complejos de domos dacítico-riolíticos, como por centros monogenéticos basáltico-andesíticos. En cambio, el vulcanismo emplazado dentro del BJ es casi exclusivamente monogenético y de composición basáltico-andesítica, con términos alcalinos (Ferrari, 2000).

En el sector central, entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro (Fig. 6), se desarrolla el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, formado por conos monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica o basáltico-andesítica (Hasenaka y Carmichael, 1987).

En el sector oriental, al oriente del sistema Taxco-Querétaro, la mayor parte del vulcanismo está emplazado en forma de grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición de andesítica a riolítica alineados a lo largo de estructuras corticales; mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica representan sólo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado (Ferrari, 2000).

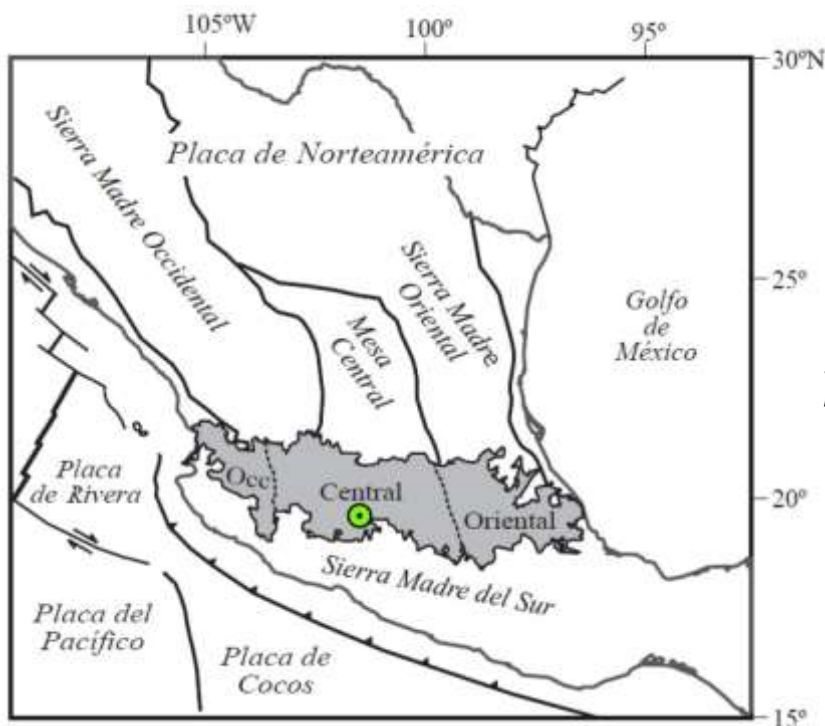


Figura 5. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (en gris), de las principales provincias geológicas de México, de las placas tectónicas actuales y del área de estudio (señalada con un círculo verde). También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM (modificado de Gómez-Tuena et al., 2005).

La FVTM constituye uno de los arcos volcánicos más complejos y variados de la región circum-Pacífica (Ferrari, 2000). Comparado con otros arcos volcánicos como el de Centroamérica, la FVTM presenta varias peculiaridades: 1) su parte central y oriental no son paralelas a la Trinchera Mesoamericana; 2) sus principales

estratovolcanes están alineados transversalmente (N-S) con respecto a la orientación del arco; 3) presenta una gran variabilidad geoquímica al tener no sólo productos típicos de ambientes de subducción sino también de tipo intraplaca (también llamados Basaltos de Isla Oceánica-OIB, Gómez-Tuena et al., 2005); 4) las placas en subducción son relativamente jóvenes (10 Ma para Rivera y entre 11 y 23 Ma para Cocos), hechos que en otros casos dan lugar a un escaso vulcanismo (e.g. el sur de Japón); y 5) la ausencia de sismicidad por debajo de la zona volcánica (Ferrari et al., 2012).

La FVTM se construye sobre provincias magmáticas cretácicas y cenozoicas y un basamento heterogéneo formado por terrenos tectonoestratigráficos de diferentes edades y litologías (Ferrari et al., 2012). La mitad oriental, al este de la longitud 101° W, está construida sobre terrenos precámbricos, agrupados en el denominado microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995), así como sobre el terreno Mixteco, perteneciente al Paleozoico (Nance et al., 2006). Por otro lado, la parte occidental, al oeste la longitud 101° W, está subyacida por el terreno Guerrero, un conjunto de arcos volcánicos marinos del Jurásico-Cretácico (Centeno-García et al., 2011).

De manera muy sintética, la evolución geológica de la FVTM se ha dividido en cuatro episodios principales descritos en Gómez-Tuena et al. (2005): 1) surgimiento de un arco volcánico de composición intermedia en el Mioceno Temprano y Medio; 2) un episodio de vulcanismo máfico en el Mioceno Tardío que migra hacia el este, situado al norte del arco previo; 3) un último episodio silícico del Mioceno que se convirtió en bimodal (máfico-silícico) en el Plioceno Temprano y que marcó el comienzo de la migración del vulcanismo hacia la trinchera; y finalmente 4) desarrollo de un arco caracterizado por una notable variabilidad composicional en el Plioceno Tardío y Pleistoceno.

Por su parte, la actividad holocénica se caracteriza por estratovolcanes de gran altura (e.g. Popocatepetl, Volcán de Colima, Ceboruco) y calderas (como Los Azufres y Los Humeros), además de volcanes pequeños en forma de domos, conos cineríticos, maares y volcanes escudos (Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008), como los que están presentes en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

2.2. Campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG)

El campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) se encuentra en la porción central de la FVTM y cubre una extensa región entre la Laguna de Chapala y el estado de Querétaro (Fig. 6, Gómez-Tuena et al., 2005). Se encuentra constituido por más de 1000 centros eruptivos de tipo monogenético y de edad cuaternaria distribuidos en una superficie de 40,000 km² (Hasenaka y Carmichael, 1985), y por lo tanto es una de las zonas con mayor concentración de volcanes monogenéticos en el mundo. El campo contiene principalmente conos cineríticos, domos de lava, flujos de lava sin conos asociados y maeres o anillos de toba. Además, hay aproximadamente 400 edificios volcánicos descritos como pequeños o medianos volcanes escudo (Hasenaka y Carmichael, 1985; Hasenaka, 1994) y sólo dos estratovolcanes (Tancítaro y Patamban), los cuales se consideran inactivos (Ownby et al., 2007).

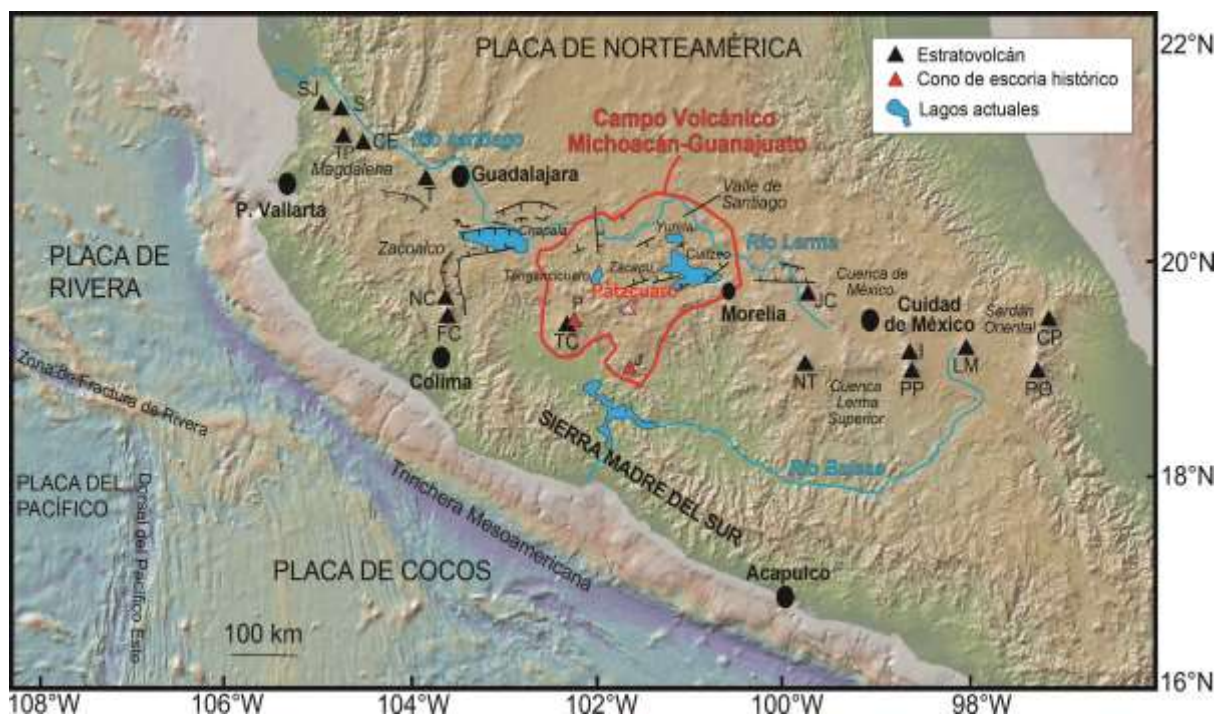


Figura 6. Mapa de la parte central de México mostrando el CVMG (delimitado con una línea roja) y las principales características tectónicas de la FVTM con sus principales estratovolcanes: San Juan (SJ), Sangangüey (S), Tepetitilt (TP), Ceboruco (CE), Tequila (T), Nevado de Colima (NC), Fuego de Colima (FC), Tancítaro (TC), Jocotitlán (JC), Nevado de Toluca (NT), Iztaccíhuatl (I), Popocatepetl (PP), La Malinche (LM), Cofre de Perote (CP), y Pico de Orizaba (PO). Los principales grabens neo-tectónicos (líneas negras con dirección de inclinación) están generalmente ocupados por lagos del Pleistoceno Tardío- Holoceno (coloreados en azul). También se indican los ríos Santiago, Lerma y Balsas (líneas azules) que limitan el CVMG. Los conos de ceniza históricos, Parícutin (P) y Jorullo (J), y la cuenca del lago de Pátzcuaro (área de estudio) están remarcados en rojo (modificado de Kshirsagar et al., 2015).

El vulcanismo de la porción norte del CVMG comenzó hace 2.78 Ma en el Plioceno Tardío (Hasenaka y Carmichael, 1985), mientras que para la parte sur Guilbaud et al., 2012, reportan edades de hasta 5 Ma, el cual continuó hasta tiempos históricos, con la erupción de los conos de ceniza Jorullo y Paricutin cerca de la trinchera (*Fig. 6*). A pesar de los numerosos centros volcánicos que han entrado en erupción en los últimos 40,000 años, los volúmenes de los materiales emitidos han sido relativamente pequeños ($\sim 31 \text{ km}^3$, Hasenaka y Carmichael, 1985), en comparación con los volúmenes de estratovolcanes como Colima o Popocatepetl.

La densidad general de conos en el campo es de 2.5 conos/100 km^2 (1040 conos/40,000 km^2 ; Hasenaka y Carmichael, 1985). A su vez, los conos cineríticos tienen en promedio una altura de 90 m, un diámetro basal de 800 m, un cráter de 230 m de diámetro, y un volumen de 0.021 km^3 . Por su parte, los flujos de lava pueden alcanzar un espesor promedio de 40 m y una longitud de hasta 3 km (Hasenaka y Carmichael, 1985).

La tasa de producción de magma del campo se estima en $0.8 \text{ km}^3/1000$ años (Hasenaka y Carmichael, 1985). Además, las lavas presentes en el CVMG son andesitas basálticas y en menor medida basaltos alcalinos, siendo estos últimos generalmente el producto más antiguo del campo volcánico, ya que en el cuaternario, los magmas calci-alcalinos y alcalinos también están presentes en la parte sur del campo (Hasenaka y Carmichael, 1987). Los alineamientos de la mayoría de los conos de ceniza dentro CVMG tienen una tendencia NNE a NE (Connor, 1990) a excepción de la parte norte del campo donde tienen una tendencia casi E-W (Hasenaka y Carmichael, 1987) similar al sistema de fallas E-W Morelia-Cuitzeo-Acambay.

En cuanto a la petrología, Hasenaka y Carmichael (1987) encontraron tres asociaciones principales en el CVMG: Rocas calci-alcalinas con características típicas de arco magmático, rocas alcalinas ricas en K_2O con concentraciones altas de MgO , y rocas alcalinas ricas en TiO_2 con concentraciones bajas de MgO . Un importante número de rocas del CVMG también pueden ser clasificadas como transicionales, debido a que se ubican en un campo intermedio entre rocas netamente alcalinas y calci-alcalinas. La mayoría de los centros eruptivos con

edades menores que 40,000 años se encuentran localizados en la porción sur del campo volcánico (entre 200 y 300 km desde la trinchera), presentan lavas calcialcalinas, y muestran un ligero enriquecimiento en sílice con respecto a los conos más antiguos (Hasenaka y Carmichael, 1985).

2.3. Tectónica

Los trabajos geológicos estructurales de las últimas dos décadas indican que la FVTM cubre diferentes estructuras antiguas que han sido parcialmente reactivadas en diferentes momentos de su historia (Ferrari et al., 2012).

Atendiendo la división en sectores de la FVTM, previamente descrita, podemos definir diversas características estructurales (*Fig. 7*). El sector occidental del arco, cercano al Golfo de California, está limitado por los sistemas de fallas de Colima y Tepic-Zacoalco (Allan, 1986; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Ambos sistemas consisten en fallas extensivas del Plioceno-Cuaternario (Quintero-Legorreta et al., 1992, Rosas-Elguera et al., 1996), aunque también se tiene registro de un episodio de fallamiento transcurrente en el graben Tepic-Zacoalco durante el Mioceno Medio (Ferrari, 1995). Las estructuras más meridionales de este graben muestran evidencias geológicas y sismológicas de una actividad neo-tectónica extensional (Ferrari et al., 1994a; Suárez et al., 1994; Rosas-Elguera et al., 1997; Pacheco et al, 1999; Álvarez, 2002).

El sector central de la FVTM se extiende entre las longitudes 100° W y 103° 30' W y se distingue del sector oriental por el sistema de fallas NNW-SSE Taxco-San Miguel de Allende, reportado inicialmente por Demant (1981) y descrito a detalle por Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego (2005). Este sector está dominado por el graben de Chapala con dirección E-W y el sistema de fallas extensionales de Morelia-Acambay (*Fig. 7*). En el graben Citlala, una estructura paralela ubicada inmediatamente al sur del lago Chapala (Garduño-Monroy et al., 1993; Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998), se ha sugerido una falla cuaternaria. El sistema de Morelia-Acambay es una franja de aproximadamente 30 km de ancho y 100 km de longitud de fracturas ENE-WSW que delimitan varias depresiones tectónicas (Pasquaré et al., 1988; Ferrari et al., 1990; Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990). El sistema probablemente se inició en el Mioceno Tardío con

fallamiento transtensional que se vuelve predominantemente extensional desde el Plioceno Tardío (Ferrari et al., 1994b; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999). Todavía se reporta una pequeña componente de movimiento lateral-izquierda para el Cuaternario en el segmento este del sistema (fallas de Acambay y Venta de Bravo, Suter et al., 1992; 1995). Algunas de las fallas muestran evidencias geológicas y sismológicas de actividad en el Pleistoceno Tardío y Holoceno (Langridge et al., 2000; Suter et al., 2001; Garduño-Monroy et al., 2001).

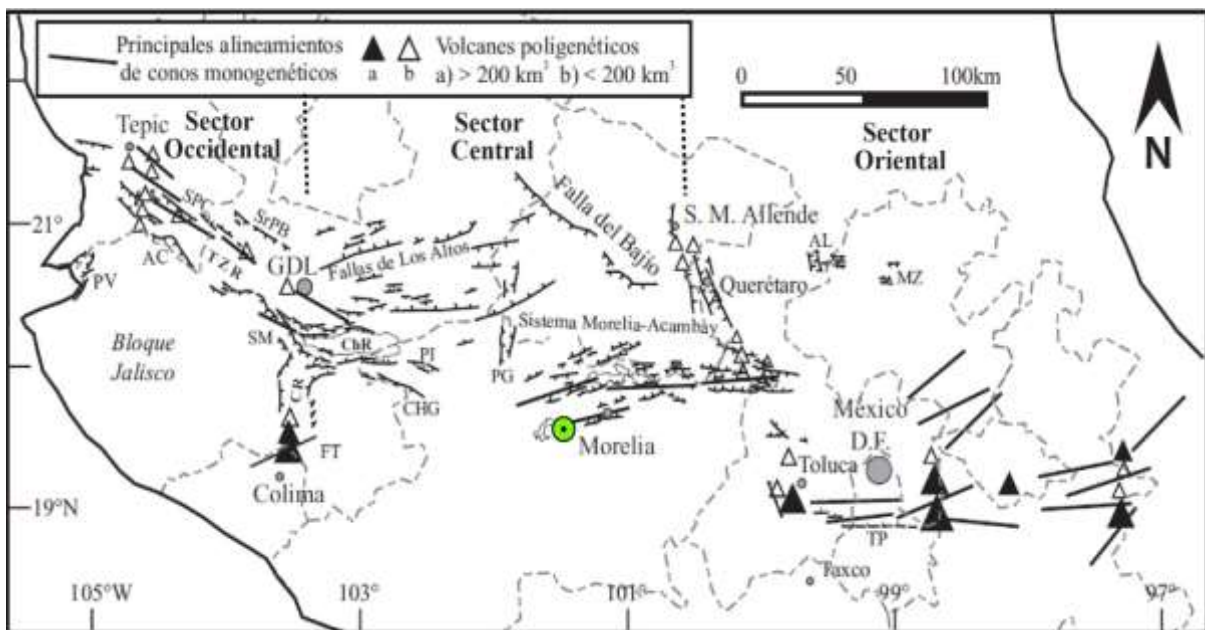


Figura 7. Relaciones entre los principales sistemas de fallas del Mioceno-Cuaternario y el vulcanismo de la FVTM (modificado de Gómez-Tuena et al., 2005). TZR: rift Tepic-Zacoalco; PV: graben de Puerto Vallarta; SPC: graben San Pedro-Ceboruco; AC: semigraben de Amatlán de Cañas; SrPB: graben Santa Rosa-Plan de Barrancas; SM: falla de San Marcos; CR: rift de Colima; FT: sistema de fallas Tamazula; ChR: rift de Chapala; PI: fallas Pajacuarán-Ixtlán de los Hervores; CHG: semigraben de Cotija; PG: graben de Penjamillo; AL: semigraben de Aljibes; MZ: graben de Mezquital; TP: sistema de fallas La Pera. (Área de estudio señalada con un círculo verde).

El sector oriental, hacia el este del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende, se caracteriza principalmente por cadenas volcánicas con tendencia N-S compuestas por estratovolcanes (Fig. 7). En dicho sector la deformación es más antigua que en el oeste (Mazzarini et al., 2010).

La evidencia geológica, en general, indica que la FVTM está actualmente bajo un régimen tectónico extensional, con una pequeña y variable componente lateral izquierda (Gómez-Tuena et al., 2005), lo que puede explicarse considerando el marcado grado de oblicuidad de la convergencia entre las placas de Cocos y de Norteamérica.

Por otro lado, la configuración cortical debajo de Michoacán-Guanajuato es poco conocida y tectónicamente está definida por un arreglo complejo de zonas de falla (Johnson y Harrison, 1989; 1990; Suter et al., 2001; Pasquaré et al., 1991; Garduño-Monroy et al., 2009a; Guilbaud et al., 2011; 2012), como el sistema de fallas Chapala-Tula en el norte, la zona de fallas Chapala-Oaxaca (Johnson y Harrison, 1990) en el oeste, el sistema de fallas ENE-WSW de Cuitzeo en el noreste que forma los grabens que albergan los lagos Zacapu y Cuitzeo y el sistema de fallas NNW-SSE de Querétaro-Taxco más al este (*Fig. 7*).

2.4. Aspectos climáticos y paleoclimáticos

A lo largo de la FVTM existen diversas cuencas con registros paleoambientales como la cuenca Oriental, la cuenca de México, la cuenca del alto río Lerma, así como las cuencas de Cuitzeo, Zacapu, Pátzcuaro, y Zirahuén (Caballero et al., 2010).

La cuenca del lago de Pátzcuaro (CLP) cubre aproximadamente 934 km² y el lago distintivo en forma de "C" unos 116 km² (Bernal-Brooks et al., 2002). La cuenca se encuentra dentro del CVMG y está delimitada en su parte norte y sur por una serie de volcanes (*Fig. 8*, Garduño Monroy et al., 2004).

El lago de Pátzcuaro tiene un patrón de lluvia monzonal con 1950-1250 mm de lluvia anualmente (Fisher et al., 2017). La vegetación se clasifica por elevación, incluyendo humedales en la parte más baja (2040-2100 msnm), seguido de bosques de pino y roble con abetos (2100-2400 msnm) y pinos en elevaciones más altas (2400-2900 m) (Rzedowski, 2006; Toledo et al., 1992).

Las temperaturas, fuertemente modificadas por la altitud, son más altas a principios del verano (mayo y junio, aproximadamente 20°C), antes del comienzo de la estación lluviosa (Metcalf et al., 2007). Las heladas pueden ocurrir en invierno, pero el lago nunca se congela. La evaporación anual media sobre el lago está entre 1440 y 1520 mm (Chacón-Torres, 1993).

Se considera que la forma, la sedimentación, el volumen de agua y la altura del lago de Pátzcuaro podrían haber variado en relación con la actividad volcánica y una serie de levantamientos tectónicos regionales y locales (Garduño-Monroy et al.,

2004; Israde-Alcántara et al., 2005; Pola et al., 2014), entre los cuales es relevante la recurrente formación de volcanes (Hasenaka y Carmichael, 1985; Newton et al., 2005).

Los límites nororientales del lago pudieron haberse formado por la aparición de un embalse causado por el emplazamiento gradual del sistema volcánico de la Sierra del Zirate, bloqueando la conexión con el paleosistema del río Lerma (De Buen, 1944). Asimismo, en la región norte se observa que la forma característica en “C” del lago de Pátzcuaro se debe a una continuidad colineal con el perímetro de las geoformas circulares de los volcanes semiescudo Tariqueri, Yahuarato (en la parte interna de la “C”) y El Bosque (en la parte noroccidental) (*Fig. 8*; Robles-Camacho et al., 2010).

La CLP se identifica como una cuenca cerrada, es decir sin ríos que la drenen; las entradas de agua al vaso lacustre se deben sólo a la lluvia estacional y a la infiltración, por lo que las variaciones de su nivel son continuas (Rodríguez, 2007). Según el mapa batimétrico de Chacón-Torres (1993), las profundidades del lago varían desde un mínimo de 1 m en su parte sur hasta un máximo de más de 12 m en su parte norte. Desde tiempos muy remotos, el nivel superficial del agua en el lago de Pátzcuaro ha experimentado numerosas fluctuaciones que han estado estrechamente ligadas a los cambios climáticos (Rodríguez, 2007).

En la CLP hay evidencia de una serie de grandes sequías durante los periodos Epiclásico y Postclásico temprano (900-1520 d.C.), en algún tiempo entre 750-1000 d.C. (O'Hara et al., 1993; O'Hara, 1993), lo que puede haber reducido el nivel del lago entre cuatro y cinco metros (Pollard, 1996).



Figura 8. Modelo 3D de elevación digital donde se ilustran las principales estructuras de la zona de Pátzcuaro (modificado de Robles-Camacho et al., 2010).

A su vez hay evidencia de un aumento del nivel del lago alrededor de 1300 d.C. (O'Hara, 1993) y de aumento en la erosión del suelo después de 1250 d.C. (O'Hara et al., 1993); este último fenómeno se puede interpretar como evidencia de deforestación adicional, aunada a una expansión de las tierras de cultivo en la cuenca (Pollard, 1996).

El cambio climático del cual se tienen más datos ocurrió alrededor del año 1300, cuando el nivel del lago de Pátzcuaro aumentó de forma considerable, quizá como consecuencia de un periodo importante de lluvias (Rodríguez, 2007). Particularmente los españoles observaron una máxima elevación del nivel superficial del lago entre 2045-2050 msnm en 1522 (Fig. 9A), el cual se volvió a reportar en 1858 (O'Hara, 1993). Fisher et al. (2003) reportan una elevación mínima de la superficie del lago a 2027 msnm entre 350-600 d.C. La elevación actual del lago es de 2035 msnm, misma que se registró en 1850 (Fig. 9B) y 1955 (Garduño-Monroy et al., 2011).

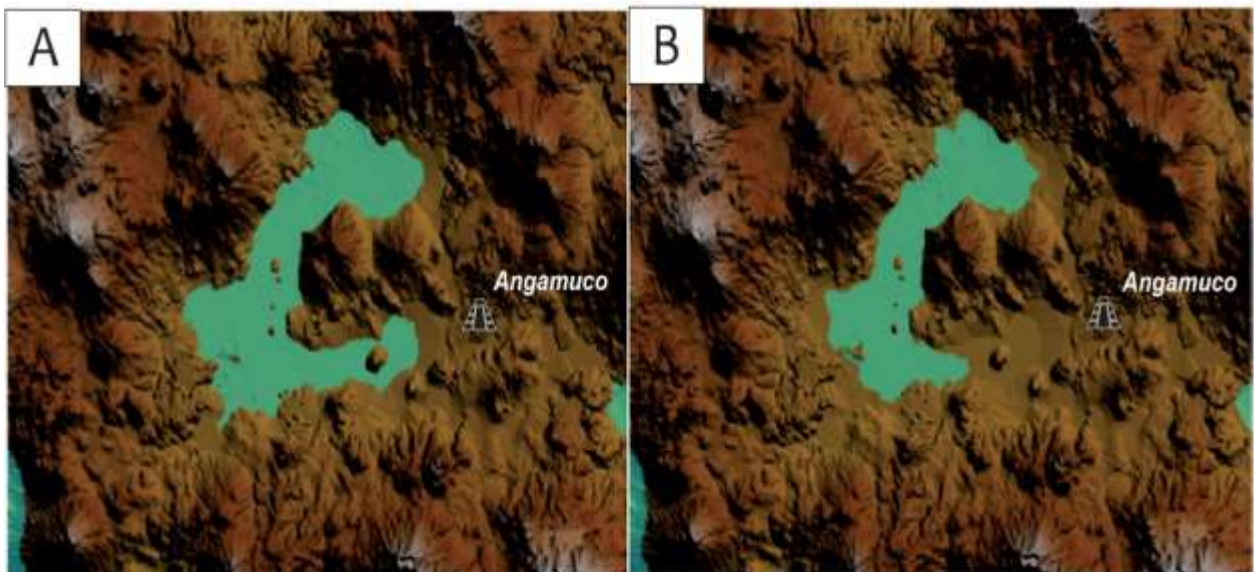


Figura 9. A. Reconstrucción del lago Pátzcuaro a 2042 msnm en 1521. B. Reconstrucción del lago Pátzcuaro a 2035 msnm en 1850, en ambas imágenes se pone como referencia la antigua ciudad prehispánica de Angamuco (modificado de Garduño-Monroy et al., 2011).

3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

A lo largo de este capítulo se describirá el mapa geológico (*Figs. 11 y 12*) realizado en base a las observaciones realizadas durante el trabajo de campo e información del *INEGI*, así como las características litológicas y estratigráficas de las rocas asociadas al área de estudio.

3.1. Cartografía geológica

Antes de este estudio únicamente se contaba con la información geológica vertida en la Carta Geológico-Minera de Morelia con clave E14-1 (1998), Esc. 1:250,000 del *Servicio Geológico Mexicano (SGM)* y la Carta Geológica E14A22 referente a la zona de Pátzcuaro (1978), Esc. 1:50,000 de la *Dirección de Estudios del Territorio Nacional (DETENAL)*, conocida hoy en día como *Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI)*. Sin embargo, no existía trabajo alguno donde se tuviera un mapa a detalle de la zona de interés, aunque sí de algunas zonas circundantes, como el sector donde se encuentra La Alberca de Guadalupe (Kshirsagar et al., 2015) al norte del área de estudio y el sector del volcán El Estribo (Pola et al., 2014) más al sur, además de la región de Tzintzuntzan (Robles-Camacho et al., 2010) al occidente y la Sierra de Mil Cumbres al oriente (Gómez-Vasconcelos et al., 2015).

A través del uso de modelos de elevación digital de alta resolución (Tipo terreno) basados en tecnología *LiDAR* (un acrónimo del inglés, *Light Detection and Ranging* o *Laser Imaging Detection and Ranging*, el cual es un dispositivo que permite determinar la distancia desde un emisor láser a un objeto o superficie utilizando un haz láser pulsado) con resolución de 5 m de *INEGI* e imágenes satelitales de *Google Earth (2002-2016)*, se realizó un mapa geológico (*Figs. 11 y 12*), el cual fue elaborado con el software *QGIS 2.14.0*, con el fin de tener una base de datos organizada y georreferenciada (Sistema de Información Geográfica).

En dicho mapa (*Fig. 11*) se observa que el área de estudio incluye distintos edificios volcánicos dispersos, los cuales corresponden principalmente a conos cineríticos con flujos de lava asociados y domos. Algunos conos monogenéticos se

encuentran emplazados encima de volcanes escudos. A su vez, se observan algunos flujos de lava que forman mesetas, posiblemente asociados a fallas y fracturas. Por su parte, el estado de preservación de los edificios volcánicos refleja la edad relativa de los mismos, ya que generalmente los volcanes más jóvenes se encuentran relativamente mejor preservados en comparación con los más antiguos. Además, se puede apreciar la localización de las diversas muestras recolectadas en campo, así como los fechamientos que se tienen de la zona (*Figs. 11 y 12*).

Como ya se mencionó en el capítulo 1, la región de estudio engloba un área de aproximadamente 263 km² (*Fig. 11*), en la cual se reconocieron cerca de 27 edificios volcánicos, de los cuales sólo dos se muestrearon a detalle (volcanes Rancho Seco y El Melón) y 4 puntualmente (volcanes El Olvido, Irauco y otros 2 sin denominación en el mapa topográfico).

El volcán Rancho Seco tiene una base casi circular con un diámetro de ~880 m y un cráter de ~228 m. La altura máxima del volcán excede los 2521 m s.n.m. Sin embargo, el volcán presenta una degradación avanzada, debida a varios bancos de material ubicados en sus flancos, donde se explota tezontle y lapilli (*Fig. 10*). Este volcán presenta al menos 6 flujos de lava asociados que cubren un área de ~29.7 km², algo similar al área reportada para el volcán Parícutin (~25 km²; Cebriá et al., 2011). Sobre su flujo de lava más distal se encuentra la zona arqueológica de Angamuco (Fisher et. al., 2013; 2017, *Fig. 12*).



Figura 10. Fotografía aérea donde se observa la ladera E del volcán Rancho Seco y su degradación debida a la operación de un enorme banco de material aledaño; así como algunos flujos de lava y el lago de Pátzcuaro al fondo (proporcionada por el Dr. Claus Siebe y tomada el 30 de Nov., 2011).

3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

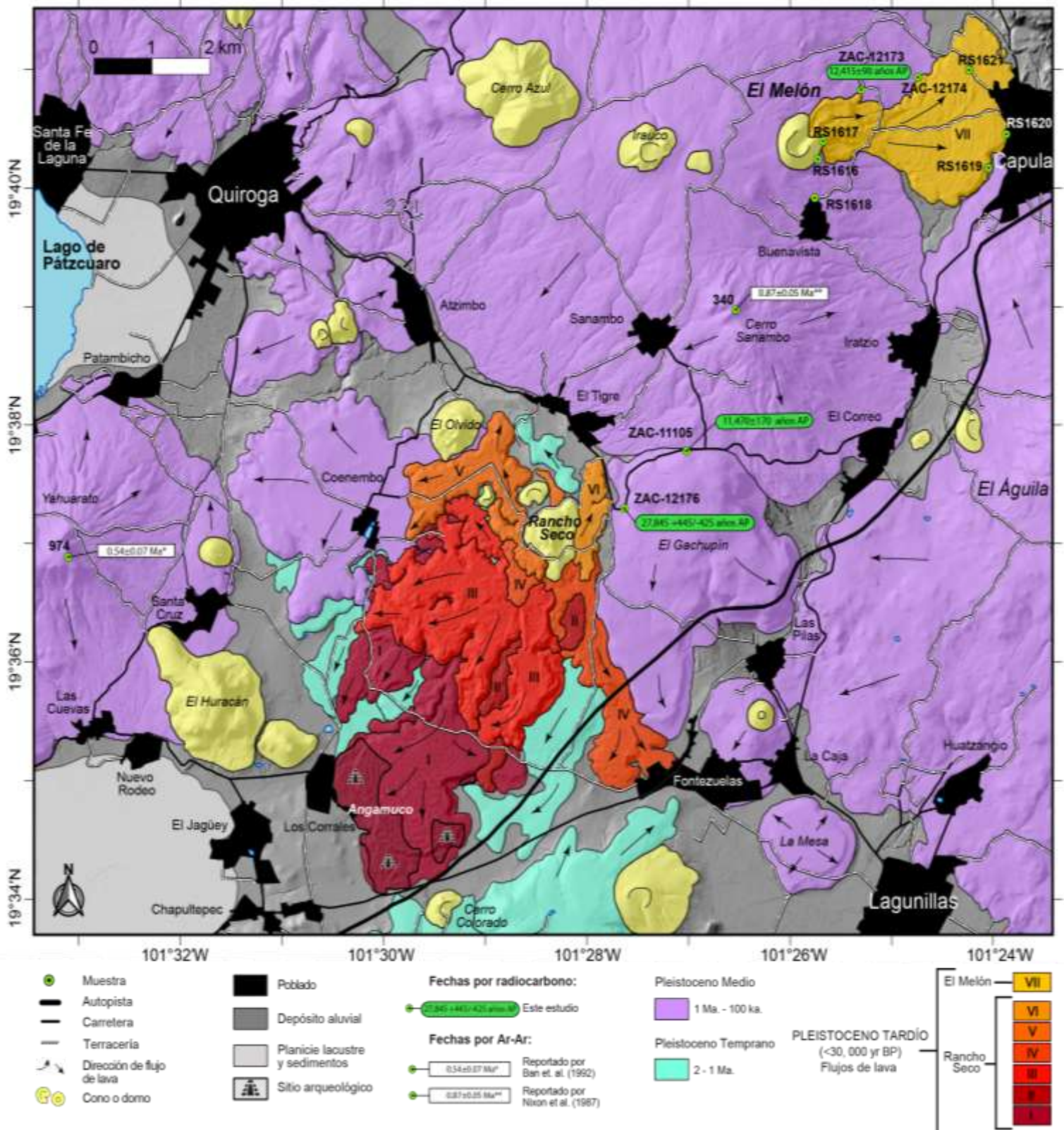


Figura 11. Mapa geológico del área de estudio.

3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

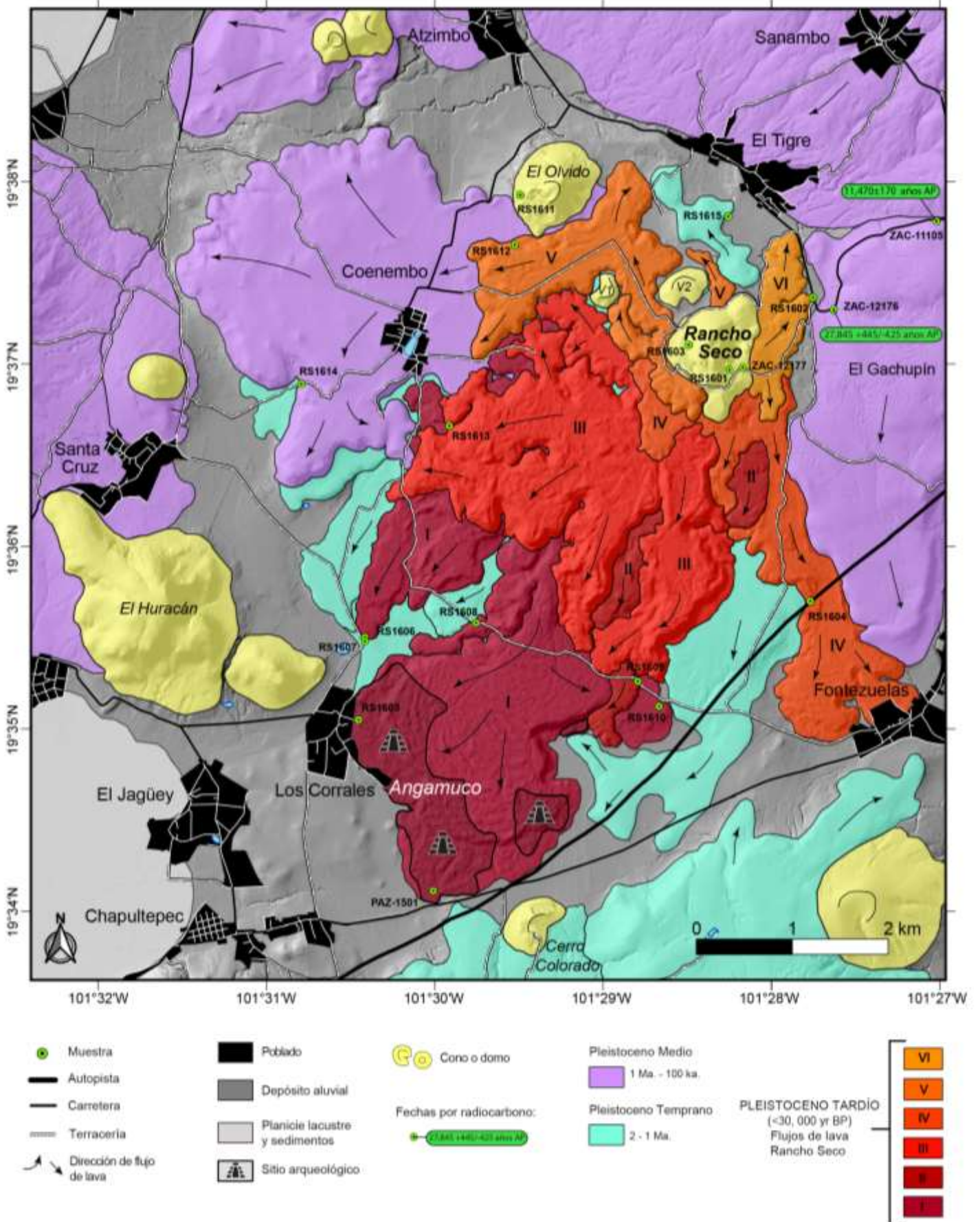


Figura 12. Mapa geológico del área de estudio con zoom en el volcán Rancho Seco.

Por su parte, el volcán El Melón es un cono truncado que colapsó hacia el E, razón por la cual tiene un cráter de ~410 m de diámetro en forma de herradura abierto hacia dicha dirección. Tiene una base casi circular con un diámetro de ~855 m y una altura máxima de 2658 m s.n.m. Este volcán presenta un flujo de lava que se divide en dos lóbulos claramente distinguibles cubriendo un área de ~5.4 km² (Figs. 11 y 13).



Figura 13. Fotografía aérea donde se observa la ladera E del volcán El Melón con su flujo de lava que se divide en dos lóbulos (proporcionada por el Dr. Claus Siebe y tomada el 30 de Nov., 2011).

En general, los flujos de lava de los volcanes Rancho Seco y El Melón tienen una estructura en bloques y están densamente forestados (Fig. 14 A,B), aunque el flujo del Melón, al ser más joven que los del Rancho Seco, presenta vegetación boscosa menos desarrollada (Figs. 13 y 15).

En el caso del volcán Rancho Seco la mayoría de los flujos tienen una dirección de emplazamiento hacia el SW (Fig. 14A), mientras que el flujo del volcán el Melón tiene una dirección hacia el E (Fig. 15). En ambos casos, la dirección de los flujos se ve claramente influenciada por el paleorelieve.

La dirección de algunos flujos del Rancho Seco parece indicar que la parte occidental del Gachupín actuó como barrera topográfica de la misma forma que el volcán El Olvido, al NW (Fig. 16A). Mientras que en el caso del Melón la pendiente del volcán Irauco condicionó el descenso de su flujo de lava hacia el este (Fig. 16B).

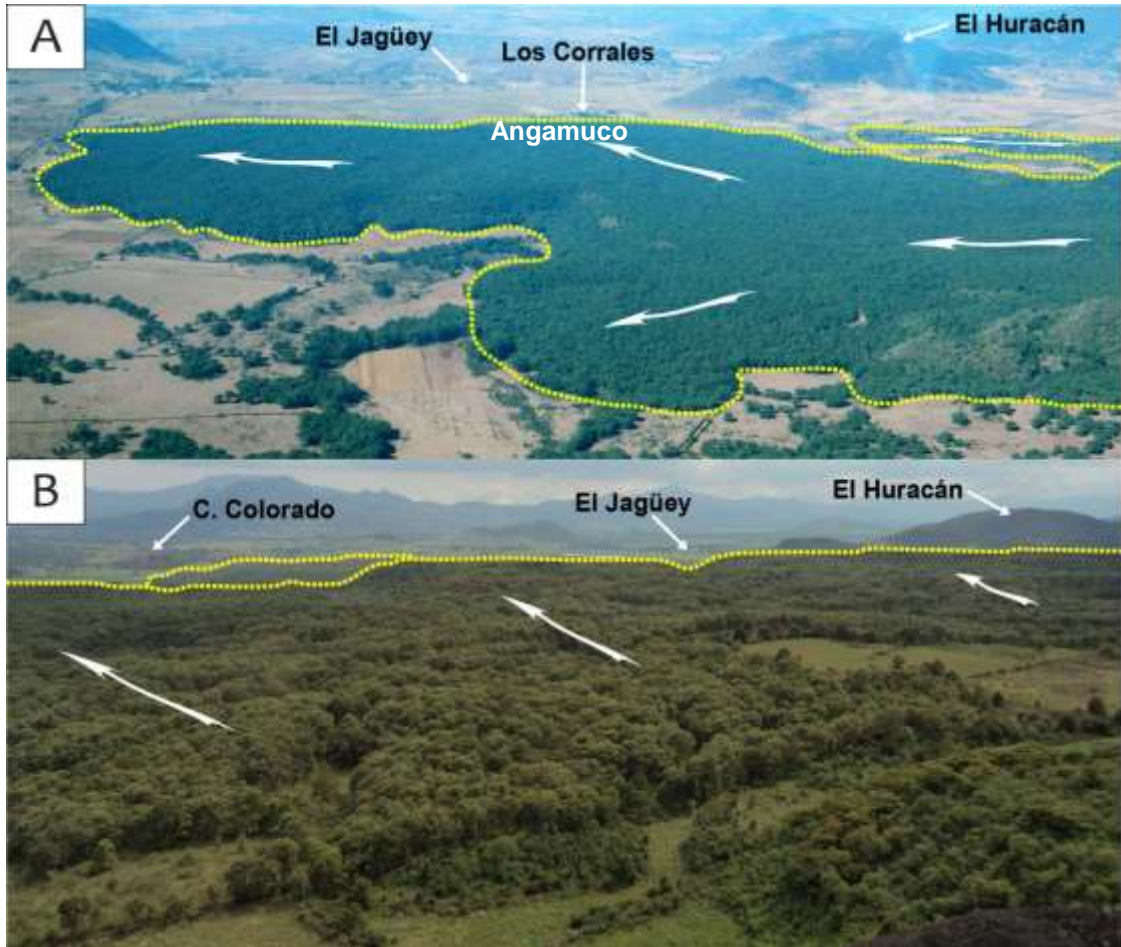


Figura 14. A. Fotografía aérea tomada al E, donde se observa el flujo de lava de la zona de Angamuco asociado al volcán Rancho Seco (proporcionada por el Dr. Claus Siebe y tomada el 30 de Nov., 2011). B. Fotografía panorámica desde el cono tomada hacia el SW del volcán Rancho Seco donde se observan sus flujos de lava con una densa vegetación.

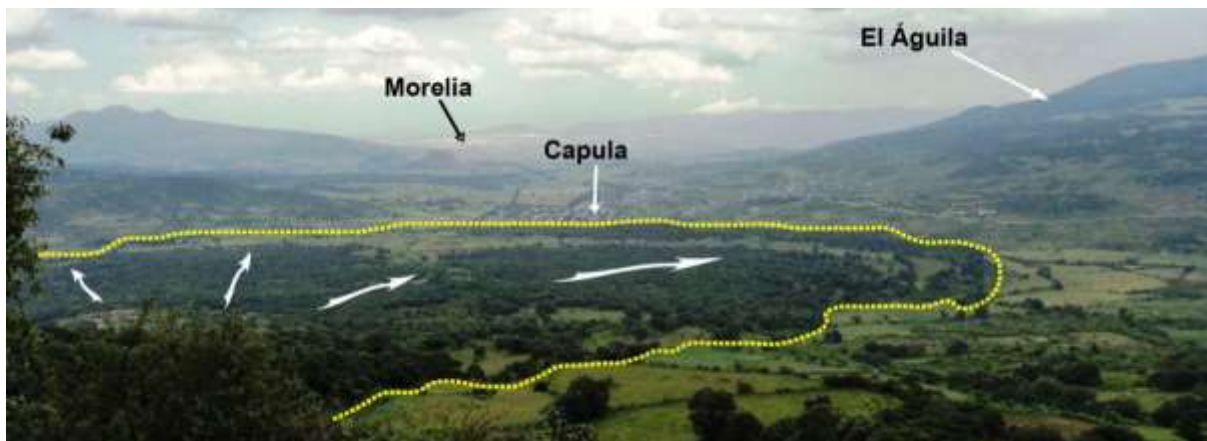


Figura 15. Fotografía panorámica desde la ladera superior del volcán El Melón hacia el E, donde se observa su flujo de lava asociado.

Además, se determinaron los volúmenes de lava en base a cálculos con ayuda del software QGIS. En el caso del volcán Rancho Seco se estimó un volumen de 0.97 km^3 , el cual se aproxima al volumen de lava emitido por el volcán Parícutin

(>1 km³; Cebriá et al., 2011); mientras que para el volcán El Melón se obtuvo una cifra mucho menor de tan solo 0.21 km³.

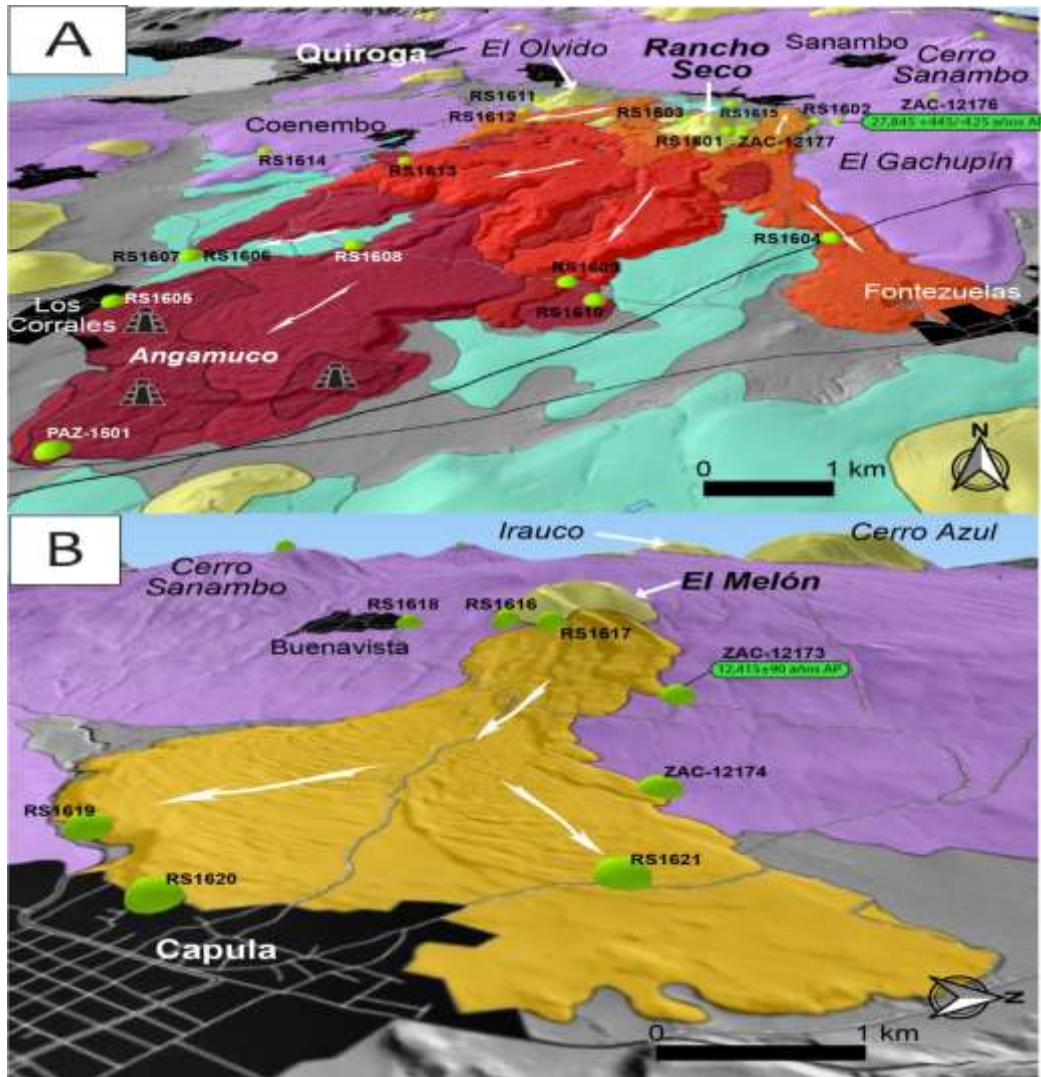


Figura 16. Modelos en 3D obtenidos mediante QGIS. A. Volcán Rancho Seco con sus flujos de lava (colores rojos-naranjas). B. Volcán El Melón con su flujo de lava asociado (color amarillo).

3.2. Estratigrafía y fechamientos radiométricos

En la Carta Geológico-Minera de Morelia, clave E14-1 (Montiel et al., 1998), Esc. 1:250,000 del SGM, se describen tres unidades tectónicas diferentes que conforman la región comprendida entre Pátzcuaro y Angangueo (oriente del lago de Pátzcuaro). Una de ellas es una porción del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983) la cual forma parte del basamento; las dos restantes están superpuestas, y corresponden a la Sierra Madre Occidental y a la FVTM. La porción del Terreno Guerrero (Jurásico-Cretácico) que aflora en la región se ha dividido en 2 subterrenos: Teloloapan y Huetamo-Arcelia (Montiel et al., 1998).

El subterreno Huetamo-Arcelia es la unidad más antigua y corresponde a una secuencia metasedimentaria (núcleo del anticlinal de Tzitzio). Litológicamente corresponde a esquistos, filitas, cuarcitas, metareniscas y radiolaritas de facies de esquistos verdes (Montiel et al., 1998). En el área de Tzitzio, la unidad ha sido datada por el método K/Ar, obteniendo una edad de 157 Ma (Fernández-Becerra, 1986).

Por su parte, la unidad Arcelia está constituida por una secuencia de rocas volcánicas de composición andesítica basáltica con niveles de brechas, aglomerados y lavas, intercaladas con sedimentos terrígenos y radiolaritas. La base de la unidad Arcelia se sobrepone tectónicamente al subterreno Teloloapan (Montiel et al., 1998).

La unidad más antigua del subterreno Teloloapan es una secuencia con metamorfismo de facies de esquistos verdes, compuesta por esquistos, pizarras, filitas y horizontes de caliza (De Cserna, 1983), algunos datos de isotopía de Pb reportan edades de 227.5, 188.3 y 156.3 Ma (Montiel et al., 1998).

Los dos subterrenos previamente descritos tienen una cubierta cenozoica predominantemente volcánica. En discordancia sobre las unidades mesozoicas se depositan las secuencias volcánicas de la Sierra Madre Occidental (Montiel et al., 1998), representadas por un paquete volcánico de riolitas, conglomerados volcánicos, ignimbritas, tobas riolíticas, andesitas y tobas andesíticas cuyas edades fluctúan entre los 33.4 y 14.1 Ma (Pasquaré, et al., 1991).

Posteriormente al vulcanismo de la Sierra Madre Occidental (SMOc) se genera el vulcanismo de la FVTM. La fase de vulcanismo transicional entre la SMOc y la FVTM se puede observar en la Sierra de Mil Cumbres (SMC), ubicada en la parte noreste del estado de Michoacán, cerca de la ciudad de Morelia (Gómez-Vasconcelos et al., 2015). La SMC contiene manifestaciones volcánicas del Mioceno en forma de ignimbritas, domos de lava (andesíticos, dacíticos y riolíticos), flujos de lava (andesítico-basálticos y andesíticos), conos cineríticos y depósitos relacionados (flujos de escombros y de avalanchas) (Gómez-Vasconcelos et al., 2015).

En la parte de la FVTM, al oriente del lago de Pátzcuaro, primeramente, se depositan basaltos, andesitas y dacitas con edades K/Ar de 13 a 4.3 Ma. Después el

3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

vulcanismo del Plioceno se manifiesta en forma de domos, conos y maeres de composición andesítica basáltica, andesítica y riolítica con edades de 5 Ma (vulcanismo del CVMG; Guilbaud et al., 2012). El Pleistoceno está representado por andesitas basálticas y andesitas en estructuras de conos y volcanes escudo. Finalmente se depositan sedimentos lacustres (Montiel et al., 1998).

Cabe mencionar que la región es tectónicamente activa como se ha podido documentar en la cercana ciudad de Morelia, la cual es atravesada por varias fallas normales con dirección ENE-WSW, incluyendo la falla Morelia que es morfológicamente dominante y sísmicamente activa (Singh et al., 2012; Suter, 2016).

CRONOLOGÍA VOLCÁNICA					
Era	Periodo	Época		Tiempo Ma	Volcanes
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno		0.01	El Melón (<i>andesitas basálticas</i>) Rancho Seco (<i>andesitas</i>)
		Pleistoceno	Tardío		
			Medio		
			Temprano	1.0	Cerro Colorado Sapi 1 (<i>andesitas basálticas</i>) Sapi 2 (<i>andesitas basálticas</i>)
		NEÓGENO	Plioceno		2.0
	Mioceno		5.3		
	PALEÓGENO	Oligoceno		23.5	
		Eoceno		33.7	
		Paleoceno		53	
				65	

Figura 17. Cronología del vulcanismo de la zona de estudio referenciada al Pleistoceno.

A continuación, se describe la cronología del vulcanismo de la zona de estudio (*Fig. 17*), cuya actividad está referenciada principalmente al Pleistoceno, como se puede observar en la cartografía geológica elaborada en el presente trabajo (*Figs. 10 y 11*).

3.2.1 Vulcanismo del Pleistoceno Temprano

Para el Pleistoceno Temprano (2-1 Ma) tenemos la formación de los volcanes denominados en este estudio Sapi 1 (V1) y Sapi 2 (V2), “*sapi*” significa pequeño en purépecha, debido a que sus nombres no aparecen en el mapa oficial del INEGI. También se forman el Cerro Colorado y otro edificio volcánico desconocido. Los flujos de lava asociados al Sapi 1 y Sapi 2 son de composición andesita basáltica. Sin embargo, cabe señalar que existe cierta incertidumbre respecto a dicha asociación, debido a que dichos flujos son muy antiguos (moderadamente erosionados) y gran parte de estos se encuentran cubiertos por flujos más jóvenes, lo que dificulta tener una idea clara de su fuente.

3.2.2 Vulcanismo del Pleistoceno Medio

Asimismo, para el Pleistoceno Medio (1 Ma-100, 000 años) se tiene una abundante formación de edificios volcánicos, como volcanes tipo escudo (El Águila, Cerro Sanambo, Yahuarato) y diversos conos como los volcanes El Olvido (*Fig. 18*), Irauco, Cerro Azul, El Huracán, así como las mesetas La Mesa y El Gachupín. Además, se forman otros 12 edificios volcánicos, para los cuales aún no existen fechamientos absolutos.



Figura 18. Fotografía panorámica del sector NE del volcán El Olvido.

Para el Cerro Yahuarato, Ban et. al. (1992) reportan un fechamiento por K-Ar de 0.54 ± 0.07 Ma, mientras que para el Cerro Sanambo, Nixon et al. (1987) reportan una edad de 0.87 ± 0.05 Ma. Asimismo, para El Águila, Gómez-Vasconcelos et al., 2015. reportan un fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 0.6 ± 0.02 Ma.

Los flujos de lava muestreados de los volcanes El Olvido e Irauco corresponden a andesitas, al igual que el Cerro Sanambo (Nixon et al., 1987), Yahuarato (Ban et. al., 1992) y El Águila (Gómez-Vasconcelos et al., 2015).

3.2.3 Vulcanismo del Pleistoceno Tardío

Finalmente, durante el Pleistoceno Tardío (100,000-10,000 años) se forman los volcanes más jóvenes de la región (<30,000 años antes del presente), el Rancho Seco (Fig. 19) y El Melón (Fig. 20). La composición de las lavas del volcán Rancho Seco es andesítica, mientras que la del volcán El Melón es andesítica basáltica.



Figura 19. Fotografía panorámica del sector NE del volcán Rancho Seco (proporcionada por el Dr. Claus Siebe y tomada el 30 de Nov., 2011).



Figura 20. Fotografía panorámica del sector NE del volcán El Melón.

Para estos dos volcanes el Dr. Claus Siebe obtuvo nuevos fechamientos por radiocarbono, los cuales se tomaron de muestras de paleosuelos (*Fig. 21*) que se analizaron en el laboratorio de la Universidad de Arizona (Tucson). Los datos (*Tabla 1*) arrojan para el volcán Rancho Seco una edad de 27,845 +445/-425 años antes del presente, mientras que para El Melón se obtuvieron dos edades, una de 11,470±170 y la otra de 12,415±90 años antes del presente. Sin embargo, sería conveniente obtener más fechamientos para poder tener una visión más clara y precisa de la cronología del vulcanismo de la región.



Figura 21. Fotografía de un afloramiento cercano al volcán Rancho Seco donde se tomó la muestra de paleosuelo (ZAC-12176) para fechamiento por ¹⁴C el cual arrojó una edad de 27,845 +445/-425 años AP (proporcionada por el Dr. Claus Siebe).

Tabla 1. Dataciones por radiocarbono para los volcanes Rancho Seco y El Melón, Michoacán.

Volcán	Latitud	Longitud	Altitud (s.n.m.)	Depósito datado	Localidad
El Melón	19°37'46.7"	101°27'01.2"	2409 m	Paleosuelo bajo ceniza	Banco de materiales, junto a carretera Capula-Quiroga
El Melón	19°40'49.6"	101°25'18.1"	2293 m	Paleosuelo bajo ceniza	3 km al W de Capula
Rancho Seco	19°37'17.6"	101°27'37.8"	2345 m	Paleosuelo bajo ceniza	1 km al E del cono, junto a carretera Capula-Quiroga

continúa la Tabla 1...

Edad convencional (años AP)	Edad calibrada Rango 1 sigma (años AP)	Edad calibrada (probabilidad media)	δ ¹³ C	Código de Laboratorio	Número de muestra
11,470 +/-170	cal BP 13,145 - 13,454	13,312 cal BP	-22.3	A-15692	ZAC-11105
12,415 +/-90	cal BP 14,244 - 14,729	14,527 cal BP	-18.4	A-15877	ZAC-12173
27,845 +445/-425	cal BP 31,226 - 32,186	31,772 cal BP	-19.1	A-15892	ZAC-12176

Las dataciones se obtuvieron en paleosuelos mediante el método convencional en la Universidad de Arizona (Tucson) y fueron calibradas con el programa CALIB 7.1 (Stuiver y Reimer, 1993, <http://calib.qub.ac.uk/calib/calib.html>). Se usó una vida media de 5568 años. La asimetría de los errores deriva de cálculos de edad que involucran logaritmos naturales y es particularmente grande cuando las muestras fueron grandes con factores de dilución grandes.

En el volcán El Melón también se pudo observar uno de sus varios depósitos de caída de tefra en el cual se pueden observar 4 capas con contenido variable de lapilli y ceniza. En la segunda capa de abajo hacia arriba incluso hay presencia de algunas bombas (Fig. 22). Además, al este del cono hay evidencia de derrumbes, ya que se observa un depósito con material mal clasificado (Fig. 23), algo que ocurre frecuentemente en este tipo de conos.



Figura 22. Fotografía de depósito de caída de tefra cercano al volcán El Melón.



Figura 23. Fotografía de depósito de derrumbe al este del Volcán El Melón, en la cual se observa material mal clasificado.

4. PETROGRAFÍA

Durante el año 2016 se realizaron distintas visitas a campo en las que se recolectaron un total de 24 muestras (lavas y bombas), de las cuales se obtuvieron 23 láminas delgadas. Dichas láminas se elaboraron comercialmente en *Mann Petrographics*, Nuevo México, EUA.

Posteriormente se realizó el análisis petrográfico de las muestras recolectadas en campo, con el fin de determinar sus características texturales y mineralógicas.

El análisis modal (*Anexos, Tabla 2*) se realizó con ayuda de un contador de puntos acoplado al microscopio petrográfico. Se contaron más de 1000 puntos por lámina y se calcularon las proporciones modales de los fenocristales (≥ 0.3 mm) y microfenocristales (< 0.3 mm), así como el vidrio presente en la matriz.

A continuación, se presenta la descripción petrográfica de los diversos flujos de lava asociados al volcán Rancho Seco y de algunas estructuras volcánicas vecinas (zona oriente de la cuenca del lago de Pátzcuaro).

4.1 Volcán Rancho Seco (13 láminas)

En total se analizaron 13 láminas asociadas a los 6 flujos provenientes del volcán Rancho Seco (*Fig. 12*), cuyas características se detallan posteriormente.

Las muestras son andesitas, con un alto contenido de microfenocristales y bajos porcentajes modales de fenocristales (< 0.6 % del volumen total).

Las fases minerales que se observan en todos los flujos están representadas por plagioclasa y ortopiroxeno principalmente y en menor medida clinopiroxeno y minerales opacos.

Las plagioclasas presentan hábito subhedral a euhedral, maclas de carlsbad y polisintética. Las muestras se caracterizan por un alto contenido de microlitos, los cuales normalmente tienen hábitos aciculares, mientras que como fenocristales están casi ausentes (bajos porcentajes modales).

Los ortopiroxenos (hiperstena) tienen hábitos subhedrales-euhedrales. Con nicoles cruzados se observan con colores de birrefringencia de primer orden y tienen extinción recta. Principalmente se observan cómo microfenocristales y escasamente como fenocristales.

Los clinopiroxenos (augita) tienen hábitos subhedrales-anhedrales y la mayoría presentan bordes de disolución. Con nicoles cruzados se observan con colores de birrefringencia altos y tienen extinción oblicua. Únicamente se observan cómo microfenocristales.

Los minerales opacos (en promedio <0.05 mm) se observan en todas las láminas distribuidos en la matriz y en menor medida, como inclusiones en algunos piroxenos.

A su vez, los flujos de lava presentan un bajo contenido de vesículas (<4.8 Vol. %), a diferencia de las bombas recolectadas en el cono de escoria donde tienden a ser más abundantes (14.2 Vol. %).

4 1.1 Flujo I (5 láminas)

Este flujo de lava tiene una textura afanítica y traquítica con una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa (<0.2 mm; 42.1-56.1 Vol. %), microfenocristales de piroxeno, que en su mayoría son hiperstenas (1-14.3 Vol. %) y escasas augitas (0.5-1 Vol. %), minerales opacos (1-4.2 Vol. %) y vidrio pardo claro.

En general, las muestras presentan un alto contenido de vidrio (32.5-39.9 Vol. %), y en menor medida, fenocristales de plagioclasa (de hasta 1 mm; <0.4 Vol. %) que ocasionalmente presentan textura de tamiz, zoneamiento y bordes reabsorbidos (*Fig. 24A, B, C*). Algunas plagioclasas llegan a formar pequeños glomeropórfidos (*Fig. 24D*). También se observa un bajo contenido de vesículas (0.3-4.8 Vol. %).

En la parte meridional y poniente de este flujo se observan algunos xenocristales de cuarzo (de hasta 0.5 mm) con delgadas coronas de ortopiroxeno y plagioclasa, y algunas bahías de disolución (*Fig. 25*).

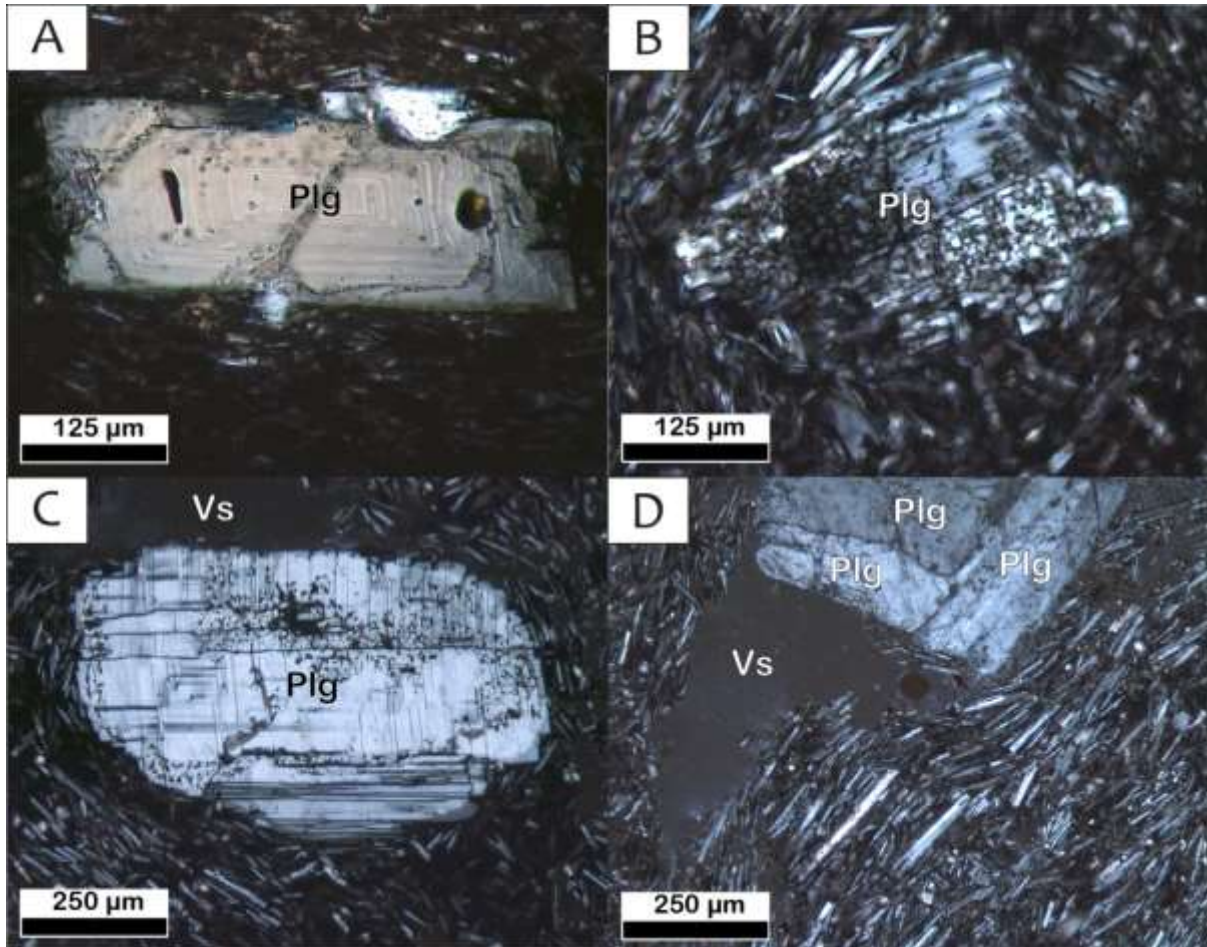


Figura 24. Fotomicrografías (con nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de muestras del volcán Rancho Seco correspondientes al Flujo I. A. Plagioclasa idiomórfica con zoneamiento concéntrico e inclusiones de apatito (muestra PAZ-1501). B. Cristal de plagioclasa con textura de tamiz (muestra PAZ-1501). C. Plagioclasa con bordes redondeados y con textura de tamiz causada por absorción (muestra RS-1608). D. Textura traquítica y glomeropórfido de plagioclasa (muestra RS-1606). Plagioclasa (Plg) y Vesícula (Vs).

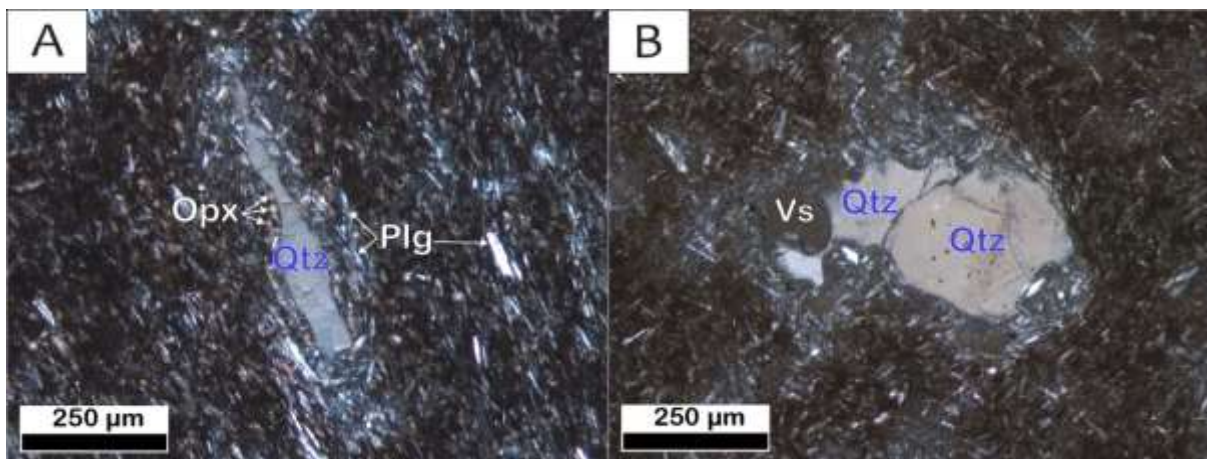


Figura 25. Fotomicrografías (con nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de muestras del Volcán Rancho Seco correspondientes al Flujo I. A. Xenocristal de cuarzo con corona de ortopiroxeno y plagioclasa, así como bahías de disolución (muestra PAZ-1501). B. Xenocristal de cuarzo con bahías de disolución (muestra RS-1605). Cuarzo (Qtz), Plagioclasa (Plg), Ortopiroxeno (Opx, hiperstena) y Vesícula (Vs).

Por otro lado, en la muestra más septentrional del flujo hay un incremento del contenido de ortopiroxenos (<0.1 mm; hasta un 7.8 Vol. %). También hay presencia de vesículas (<2.5 mm; hasta un 4.8 Vol. %) con formas irregulares alargadas y algunas interconectadas (de hasta 2.5 mm), que muestran cierta orientación preferencial (Fig. 26).

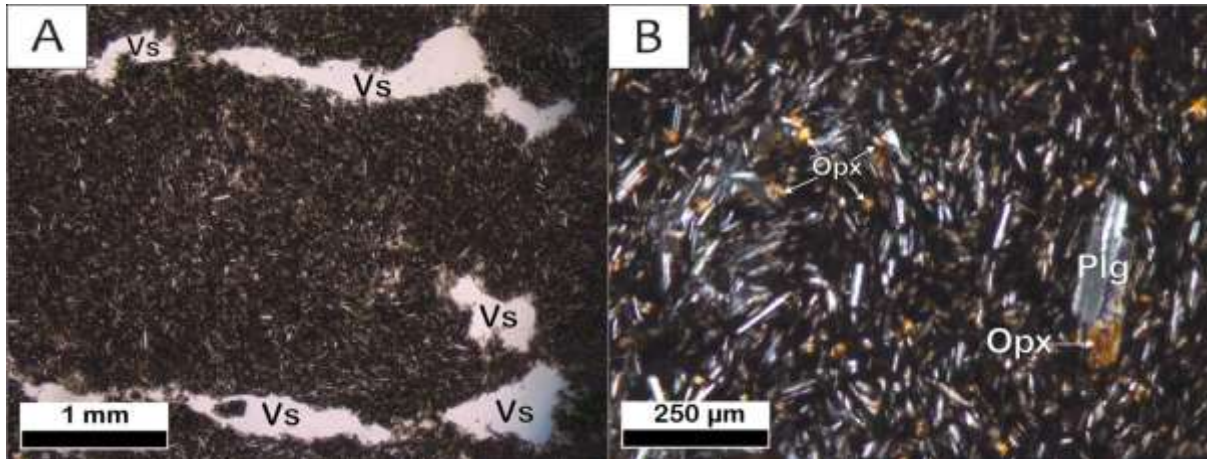


Figura 26. Fotomicrografías (con nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de la muestra RS-1608 asociada al Volcán Rancho Seco y correspondiente al Flujo I. A. Vesículas con formas irregulares y alargadas (nícoles paralelos). B. Detalle de matriz con incremento de ortopiroxenos (nícoles cruzados). Plagioclasa (Plg), Ortopiroxeno (Opx, hiperstena) y Vesícula (Vs).

La muestra más oriental del flujo presenta un mayor contenido de ortopiroxenos (~0.2 mm; hasta un 14.3 Vol. %) y minerales opacos (<0.1 mm; hasta un 4.2 Vol. %) respecto a las demás muestras del lóbulo (Fig. 27A). Además, hay presencia de isomorfos (de hasta 0.9 mm) con cristales de hiperstena recristalizada, a partir de lo que pudo haber sido originalmente un cristal de cuarzo (Fig. 27B).

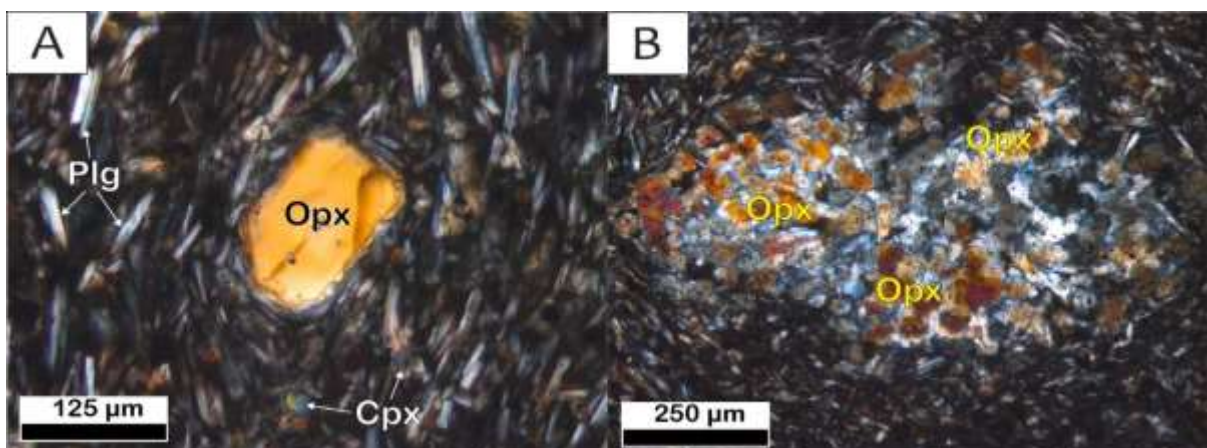


Figura 27. Fotomicrografías (con nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de la muestra RS-1610 asociada al volcán Rancho Seco y correspondiente al Flujo I. A. Cristal idiomórfico de hiperstena. B. Isomorfo con cristales de hiperstena recristalizada. Plagioclasa (Plg), Ortopiroxeno (Opx, hiperstena) y Clinopiroxeno (Cpx, augita).

En otro lóbulo, ubicado al poniente del flujo principal, se pueden observar claramente fenocristales de hiperstena con forma alargada (de hasta 0.4 mm), así como algunos microfenocristales de augita (Fig. 28).

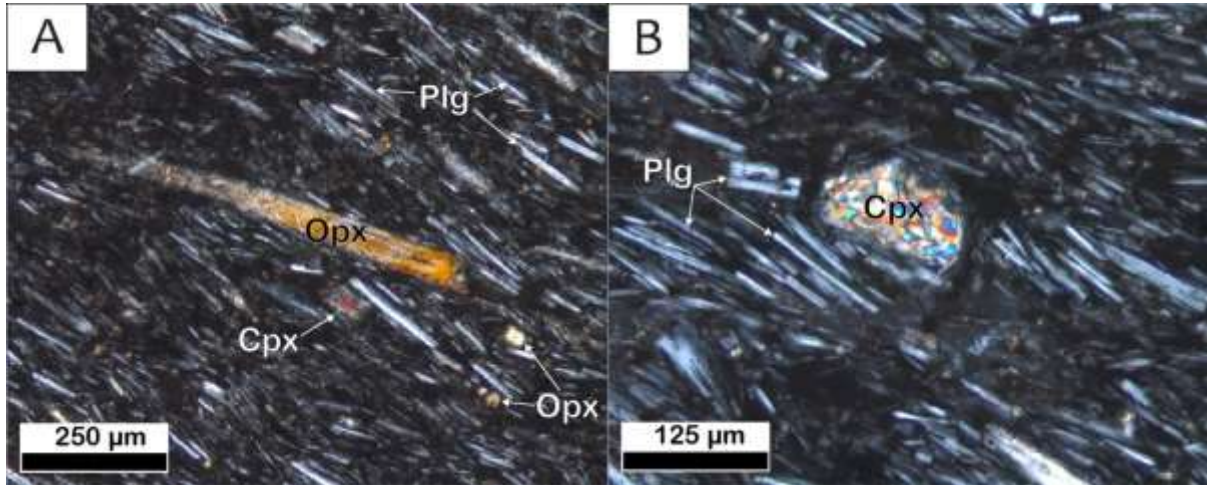


Figura 28. Fotomicrografías (con nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de la muestra RS-1606 asociada al volcán Rancho Seco y correspondiente al Flujo I. A. Cristal alargado de hiperstena y textura traquítica (muestra RS-1606). B. Cristal de clinopiroxeno. Plagioclasa (Plg), Ortopiroxeno (Opx, hiperstena) y Clinopiroxeno (Cpx, augita).

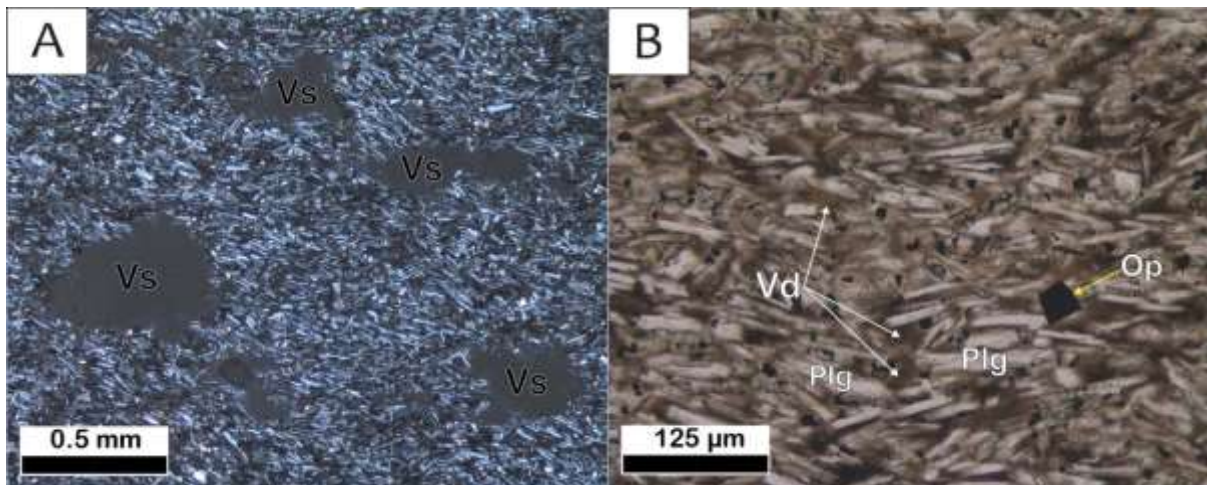


Figura 29. Fotomicrografías (con nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de la muestra RS-1609 asociada al volcán Rancho Seco y correspondiente al Flujo II. A. Detalle de vesículas presentes en el flujo (nícoles cruzados). B. Textura traquítica y matriz con plagioclasa y vidrio (nícoles paralelos). Plagioclasa (Plg), Minerales opacos (Op), Vesícula (Vs) y Vidrio (Vd).

4 1.2 Flujo II (1 lámina)

Se observa un flujo de lava con textura afanítica muy bien desarrollada (en comparación con las muestras descritas anteriormente), que presenta textura traquítica y una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa (<0.1 mm; 55.4 Vol. %), microfenocristales de ortopiroxeno (<13.9 Vol. %), minerales opacos (4.5 Vol. %) y un menor contenido de vidrio (24.3 Vol. %) en comparación con el flujo I (Fig.

29B). También se observan algunas pequeñas vesículas subredondeadas y alargadas (de hasta 0.5 mm; 1.9 Vol. %) que muestran cierta orientación preferencial, además de algunas microvesículas (*Fig. 29*).

4 1.3 Flujo III (1 lámina)

Este flujo de lava presenta textura afanítica y traquítica y una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa (57.2 Vol. %), microfenocristales de hiperstena (12.1 Vol. %), minerales opacos (3.6 Vol. %) y un contenido de vidrio (25.8 Vol. %) similar al del flujo II (*Fig. 30C*). Se observan escasas vesículas subredondeadas y alargadas de hasta 3.7 mm. También se observan fenocristales de plagioclasa (de hasta 2.7 mm) con texturas de tamiz muy marcadas y bordes redondeados por absorción (*Fig. 30A, B*), además de ortopiroxenos subhedrales (de hasta 0.8 mm) que se encuentran parcialmente reabsorbidos (*Fig. 30D*).

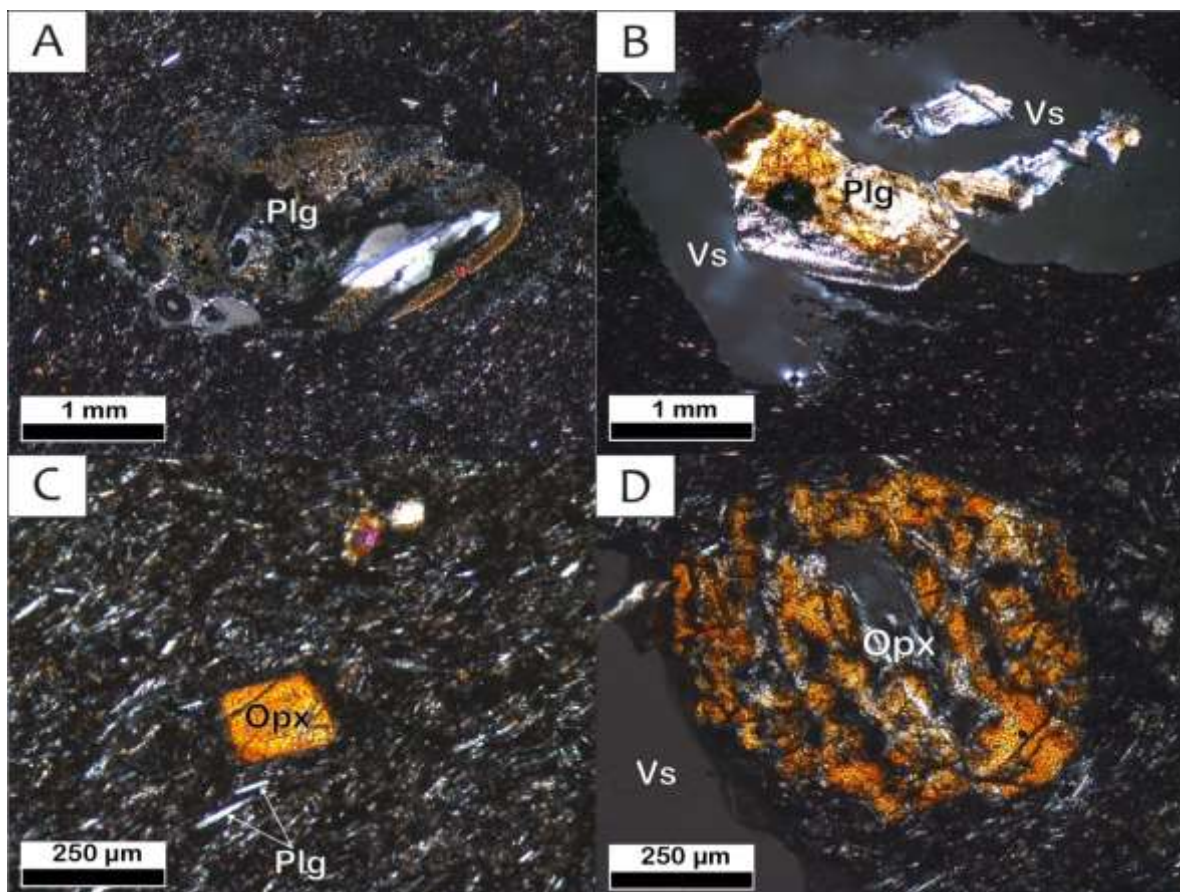


Figura 30. Fotomicrografías (con nicoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de la muestra RS-1613 asociada al volcán Rancho Seco y correspondiente al Flujo III. A. Plagioclasa con forma redondeada y evidente textura de tamiz. B. Plagioclasa con textura de tamiz, más intensa en sus bordes. C. Detalle de matriz rica en ortopiroxeno. D. Fenocristal subhedral de hiperstena parcialmente reabsorbido. Plagioclasa (Plg), Ortopiroxeno (Opx, hiperstena) y Vesícula (Vs).

4 1.4 Flujo IV (1 lámina)

Este flujo de lava tiene una textura afanítica y traquítica con una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa (54.8 Vol. %), microfenocristales de piroxeno (hiperstena, 10.5 Vol. % y en menor medida augita), minerales opacos (3.8 Vol. %) y un menor contenido de vidrio (30.1 Vol. %) que el flujo I (*Fig. 31B*). A su vez se observan cristales de ortopiroxenos (hiperstena) y minerales opacos que se encuentran reemplazando a lo que originalmente pudo ser un cristal de olivino (de hasta 0.3 mm, *Fig. 31A*).

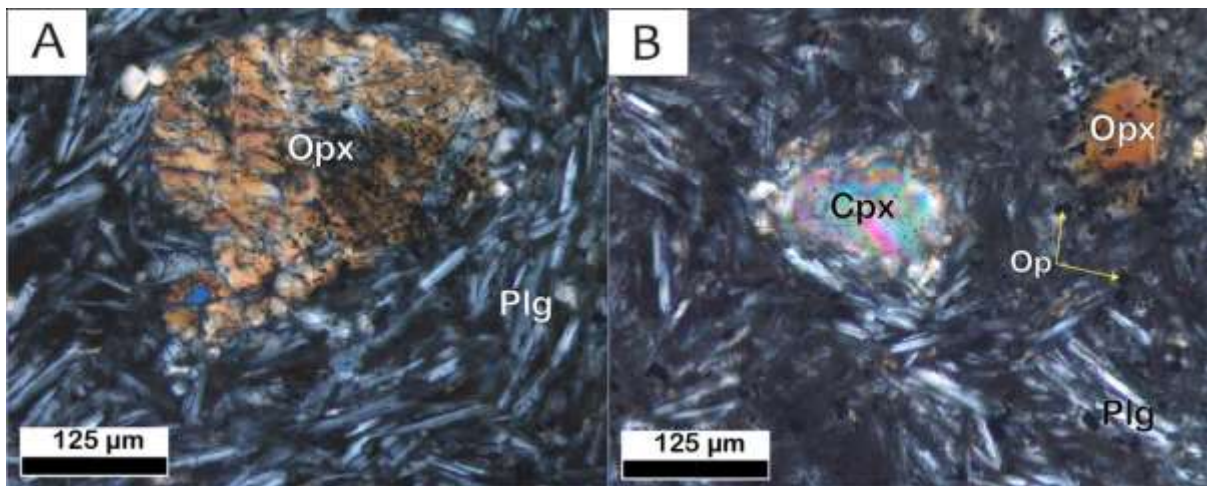


Figura 31. Fotomicrografías (con nicoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de muestra RS-1604 asociada al volcán Rancho Seco y correspondiente al Flujo IV. A. Cristales de hiperstena (Opx) reemplazando un cristal posiblemente de olivino. B. Detalle de microfenocristales de piroxeno. Plagioclasa (Plg), Ortopiroxeno (Opx, hiperstena), Clinopiroxeno (Cpx, augita) y Minerales opacos (Op).

4 1.5 Flujo V (1 lámina)

Se observa un flujo de lava con textura afanítica y traquítica y una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa (~58 Vol. %) y microfenocristales de ortopiroxeno (10.2 Vol. %). Este flujo es el que contiene más minerales opacos (de hasta 0.2 mm; 8.5 Vol. %) y el menor contenido de vidrio (~22 Vol. %), en comparación con el resto de los flujos del Volcán Rancho Seco (*Fig. 32*).

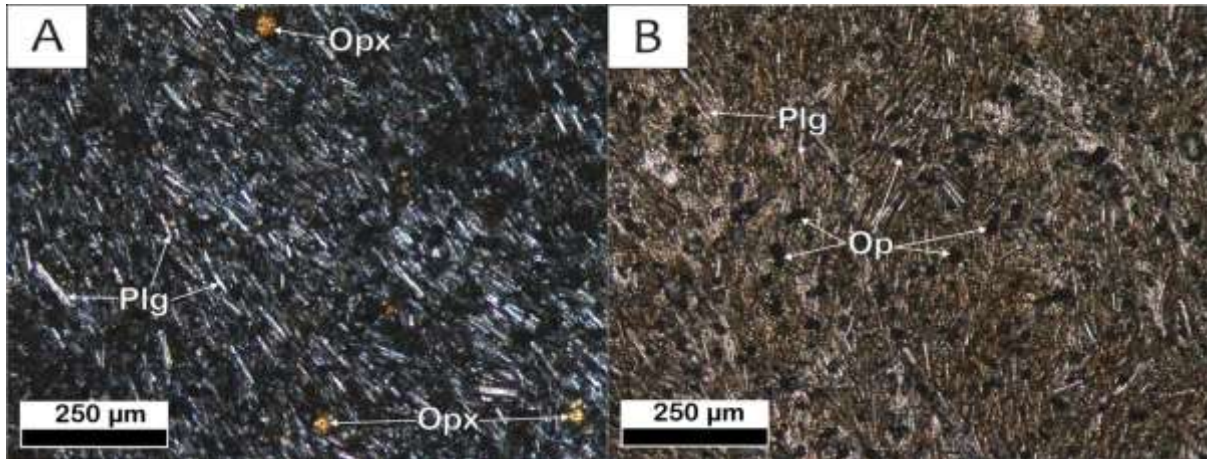


Figura 32. Fotomicrografías (con nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de la muestra RS-1612 asociada al volcán Rancho Seco y correspondiente al Flujo V. A. Detalle de matriz rica en plagioclasa y ortopiroxeno (nícoles cruzados). B. Detalle de matriz con mayor contenido de minerales opacos (nícoles paralelos). Plagioclasa (Plg), Ortopiroxeno (Opx, hiperstena) y Minerales opacos (Op).

4 1.6 Flujo VI (1 lámina)

Este flujo de lava presenta textura afanítica y traquítica (Fig. 33A) y una matriz que contiene más microlitos de plagioclasa (66.2 Vol. %) en comparación a las anteriores. También contiene microfenocristales de hiperstena (<0.1 mm; 4.1 Vol. %), minerales opacos (~1.6 Vol. %) y vidrio (~25.9 Vol. %). Asimismo, se observan algunos fenocristales de plagioclasa (<0.4 mm); algunos de estos forman glomeropórfidos (de hasta 1.5 mm) con hiperstena (Fig. 33B).

También hay presencia de vesículas irregulares e interconectadas (de hasta 0.7 mm; ~2 Vol. %), varias son alargadas y muestran cierta orientación preferencial.

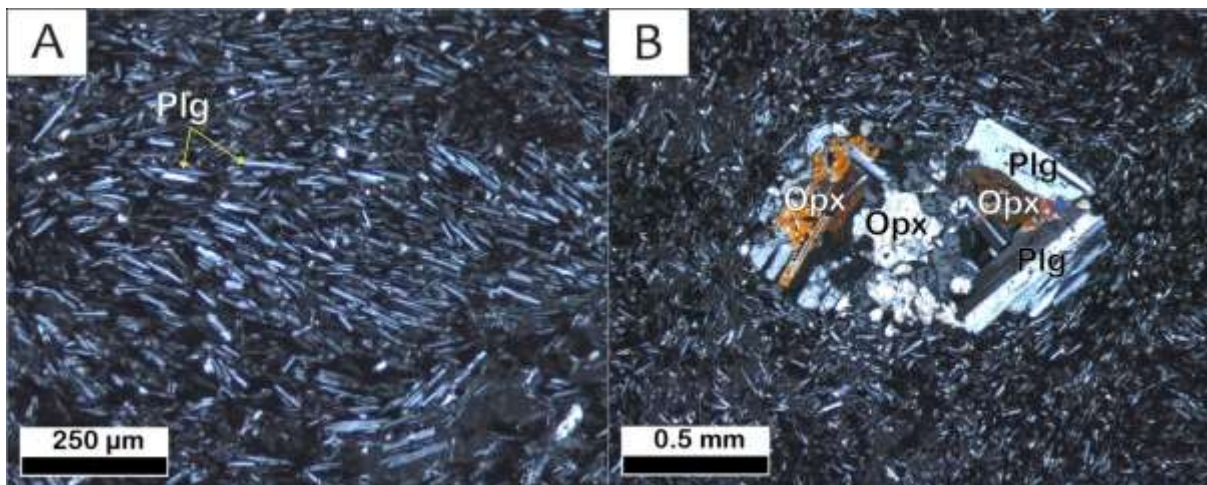


Figura 33. Fotomicrografías (con nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de la muestra RS-1602 asociada al volcán Rancho Seco y correspondiente al Flujo VI. A. Textura traquítica. B. Glomeropórfido de plagioclasa con ortopiroxeno. Plagioclasa (Plg) y Ortopiroxeno (Opx, hiperstena).

4.1.7 Bombas (3 láminas)

En la parte proximal al volcán Rancho Seco se tomaron tres muestras de bombas, las cuales presentan textura afanítica y traquítica con una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa (31.6-49.2 Vol. %), microfenocristales de ortopiroxeno (<0.1 mm; 1-2 Vol. %), minerales opacos (1.2-2 Vol. %) y vidrio pardo claro (43.4-50.7 Vol. %). En general, se observa un alto contenido de vidrio en comparación con las láminas examinadas anteriormente, así como vesículas subredondeadas y alargadas (hasta 1 mm; 12.9-14.2 Vol. %), que muestran cierta orientación preferencial. Además, hay presencia de microvesículas, las cuales son más redondeadas.

A su vez, se observan escasos fenocristales de plagioclasa (de hasta 0.6 mm) con bordes de disolución y en forma de agregados cristalinos (de hasta 0.7 mm), que presentan intersticios con un elevado contenido de vidrio (*Fig. 34*).

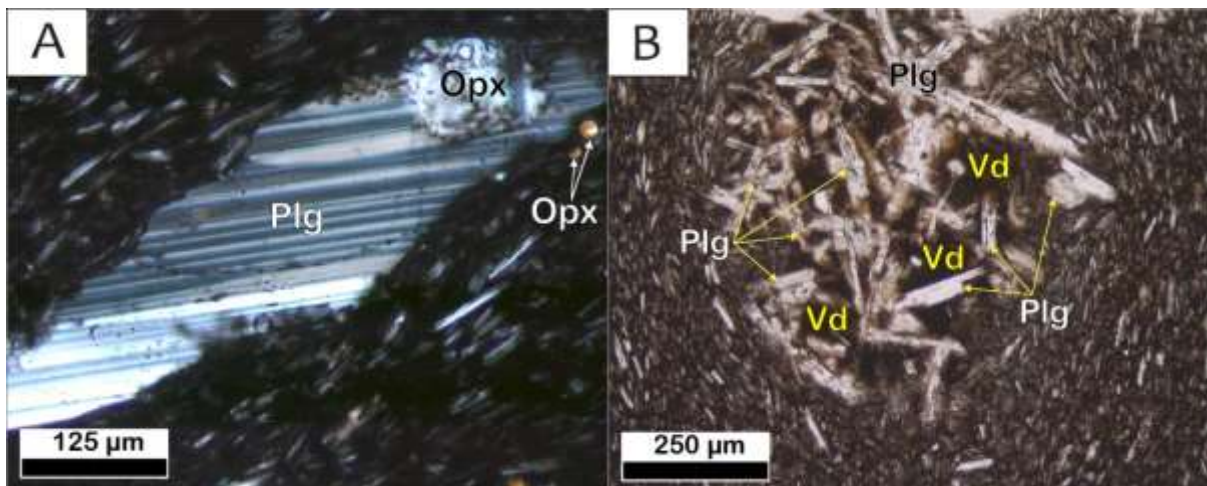


Figura 34. Fotomicrografías bajo el microscopio petrográfico de bombas del volcán Rancho Seco. A. Cristal de plagioclasa con borde reabsorbido con ortopiroxeno (nícoles cruzados, muestra RS-1603). B. Agregado cristalino de plagioclasa con intersticios con un elevado contenido de vidrio (nícoles paralelos, muestra RS-1603). Plagioclasa (Plg), Ortopiroxeno (Opx, hiperstena) y Vidrio (Vd).

4.2 Volcán El Melón (5 láminas)

Las muestras de rocas asociadas al volcán El Melón son andesitas basálticas con un alto contenido de microfenocristales y altos porcentajes modales de fenocristales (de hasta un 10.8 Vol. %).

Este flujo de lava presenta textura porfírica, cuyos fenocristales están representados por plagioclasa (6.6-10 Vol. %), clinopiroxeno (0.1-0.7 Vol. %) y olivino (0.7-1.1 Vol. %). Por otro lado, la matriz está compuesta de microlitos de plagioclasa (24.1-51.2 Vol. %), microfenocristales de clinopiroxeno (2.3-3.1 Vol. %), minerales opacos (3.7-5.5 Vol. %) y vidrio pardo oscuro (31.2-56.3 Vol. %). Los minerales opacos (frecuentemente <0.05 mm) se observan en todas las láminas distribuidos en la matriz y como inclusiones en algunos olivinos y piroxenos.

Asimismo, hay presencia de vesículas subredondeadas y alargadas (hasta 5.5 mm; 1.5-12.6 Vol. %). Algunas muestran cierta orientación preferencial y también hay presencia de microvesículas con formas más redondeadas.

Los fenocristales de plagioclasa (con tamaños que varían entre 0.3 y 2.2 mm) generalmente tienen hábito subhedral a euhedral, maclas de carlsbad y polisintética, e inclusiones de apatito. Ocasionalmente presentan textura de tamiz y zoneamiento, así como bordes de disolución (*Fig. 35A*). Algunas plagioclasas tienden a formar glomeropórfidos con clinopiroxeno (de 0.3 hasta 1.6 mm de diámetro; *Fig. 35B*), los cuales están presentes en todas las muestras.

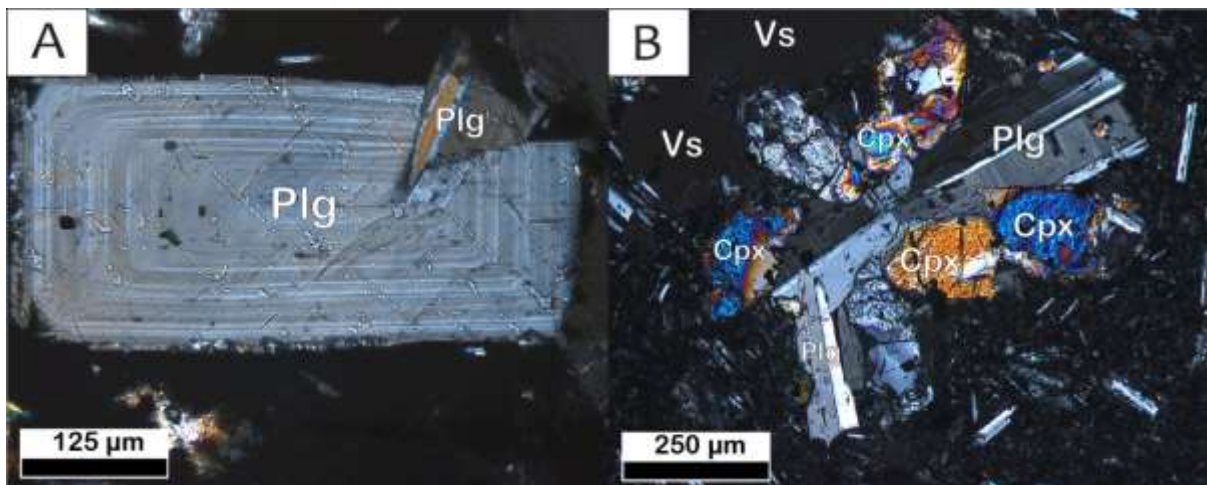


Figura 35. Fotomicrografías (nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de muestras del volcán El Melón. A. Cristal idiomórfico de plagioclasa con zoneamiento concéntrico (muestra RS-1616). B. Glomeropórfido de plagioclasa y clinopiroxeno (muestra RS-1617). Plagioclasa (Plg), Clinopiroxeno (Cpx, augita) y Vesícula (Vs).

Los fenocristales de clinopiroxeno (representados por augita, con tamaños que varían entre 0.3 y 0.8 mm) tienen hábitos generalmente subhedral-anhedrales. La mayoría presentan formas irregulares con bordes de disolución. Con nicoles cruzados presentan colores de birrefringencia altos y tienen extinción

oblicua. Como se mencionó anteriormente, forman glomeropórfidos con plagioclasa, pero también aparecen como microfenocristales (~0.1 mm) dentro de algunas plagioclasas zoneadas, justo en la parte más cercana a sus bordes (Fig. 36C).

Los fenocristales de olivino (con tamaños que varían entre 0.3 y 1.1 mm) tienen formas subhedrales-euhedrales. Algunos se observan sólo como cristales esqueléticos y también llegan a tener bordes de disolución. Con nicoles cruzados presentan colores de birrefringencia altos y tienen extinción recta (Fig. 36D).

A su vez, en una de las muestras más distales del flujo, se observó un xenocristal de cuarzo (de hasta 2.3 mm) y un xenocristal de plagioclasa (de hasta 1.7 mm), ambos con un borde de disolución muy evidente (Fig. 36A, B).

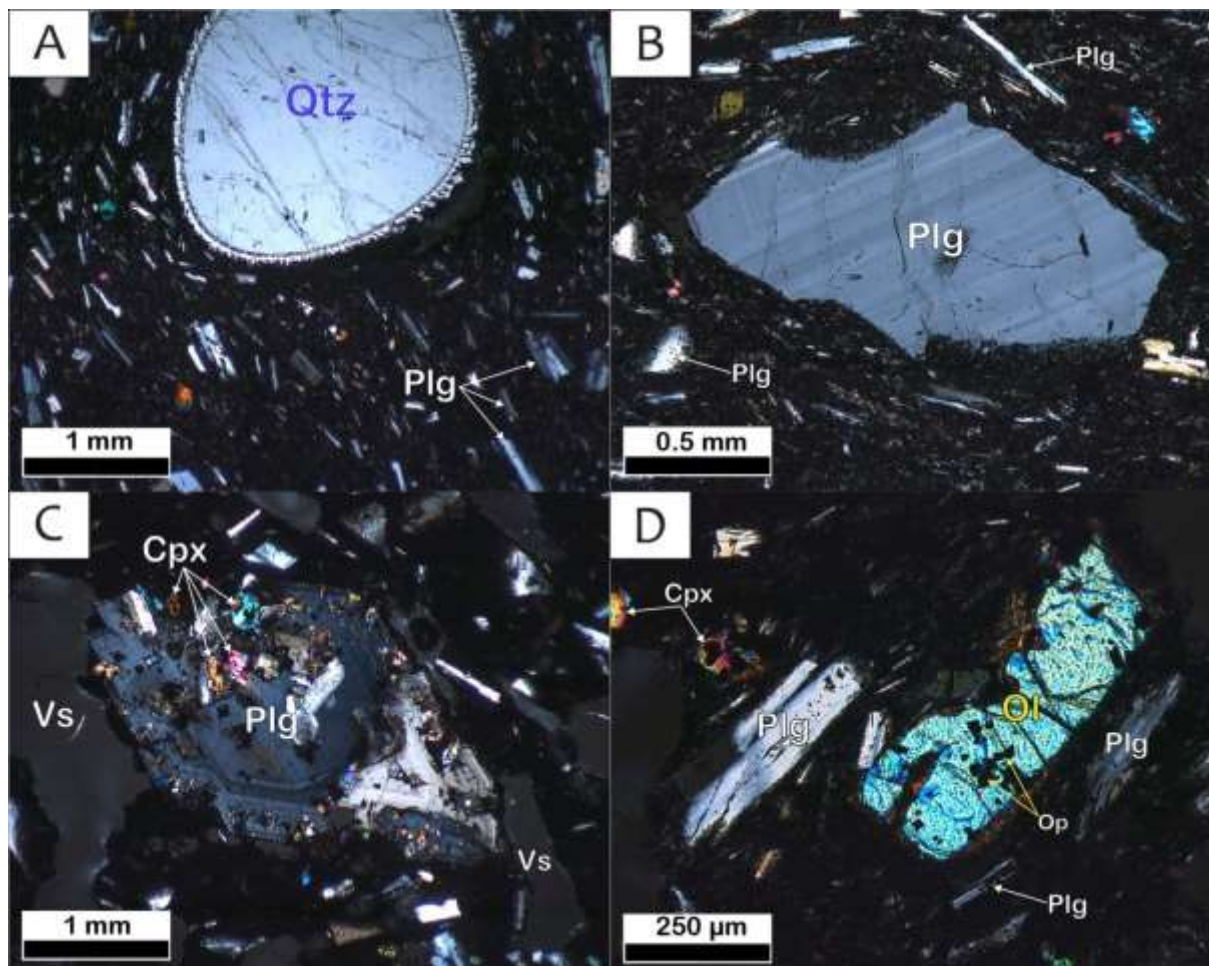


Figura 36. Fotomicrografías bajo el microscopio petrográfico de muestras del volcán El Melón (nícoles cruzados). A. Xenocristal de cuarzo con borde de disolución (muestra RS-1619). B. Xenocristal de plagioclasa con borde de disolución (muestra RS-1619). C. Glomeropórfido de plagioclasa (con zoneamiento concéntrico) y clinopiroxeno (muestra RS-1620). D. Crista de olivino en forma tabular con inclusiones de minerales opacos (muestra RS-1621). Cuarzo (Qtz), Plagioclasa (Plg), Clinopiroxeno (Cpx, augita), Olivino (Ol), Minerales opacos (Op) y Vesícula (Vs).

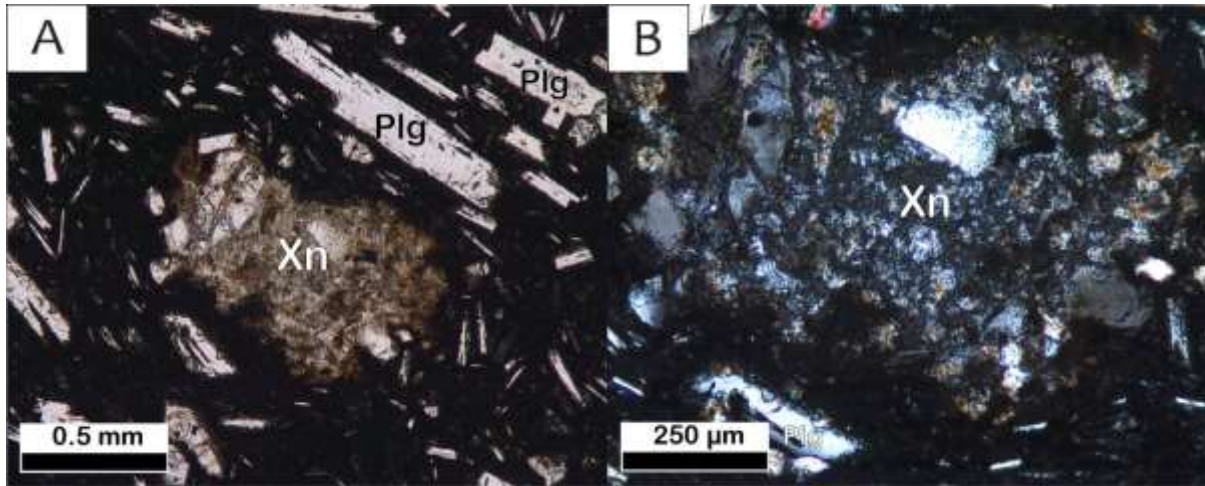


Figura 37. Fotomicrografías bajo el microscopio petrográfico de la muestra RS-1616 del volcán El Melón. A. Xenolito (nícoles paralelos). B. Xenolito (nícoles cruzados). Xenolito (Xn) y Plagioclasa (Plg).

Además, en las muestras más proximales al cono se encontró un xenolito (de ~1 mm de diámetro; Fig. 37) que presenta bordes corroídos, indicando su asimilación por el fundido. Sus características son difíciles de distinguir, sin embargo, parece que se trata de una roca de origen ígneo. Lo anterior, podría indicar que el magma en su ascenso pudo haber interactuado con el basamento.

4.3 Volcán El Olvido (2 láminas)

Las muestras de rocas asociadas al volcán El Olvido son andesitas con un alto contenido de microfenocristales y bajos porcentajes modales de fenocristales (hasta un ~1.1 Vol. %).

Este flujo de lava presenta textura afanítica y traquítica con una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, generalmente con formas aciculares (<0.3 mm; 60.1-65.2 Vol. %), microfenocristales de clinopiroxeno (augita; 3.5-11.7 Vol. %), microfenocristales de hiperstena (1.5 Vol. %), minerales opacos (<0.05 mm; 1.8-3.4 Vol. %) y vidrio pardo oscuro (20.6-26.8 Vol. %). Los fenocristales están representados por olivino (hasta un 1.1 Vol. %), junto con muy escasos cristales de plagioclasa con formas subhedrales-euhedrales (0.4 mm; Fig. 38D), que ocasionalmente tienen texturas de tamiz.

En las muestras, los fenocristales de olivino (con tamaños que varían entre 0.4 y 1.5 mm) tienen formas subhedrales-euhedrales. Algunos tienen formas

esqueletales y bordes de disolución (Fig. 38A, B). Otros presentan ligeras coronas de reacción con presencia de ortopiroxeno (Fig. 38C).

El flujo también presenta vesículas subredondeadas y alargadas (hasta 2.5 mm; 1.6-2 Vol. %) y algunas muestran cierta orientación preferencial. También hay presencia de microvesículas con formas más redondeadas.

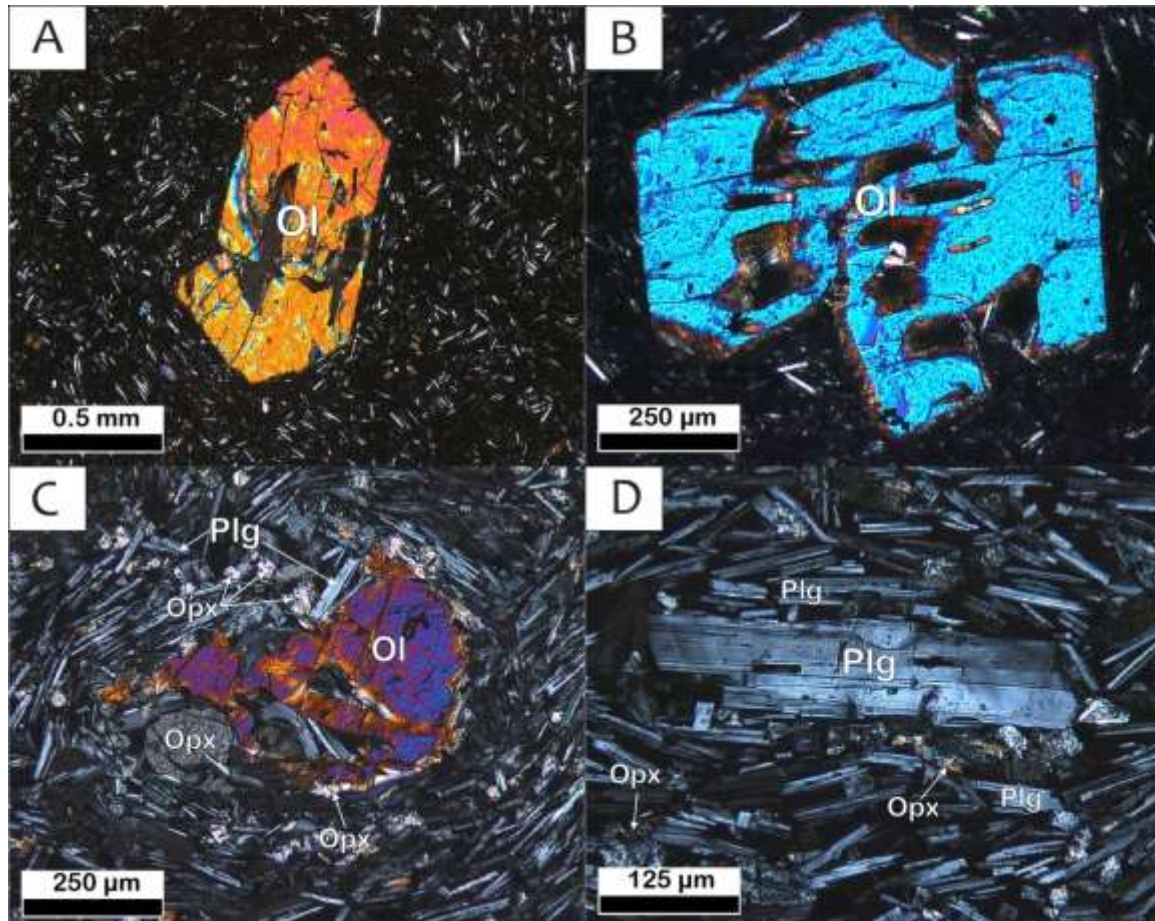


Figura 38. Fotomicrografías (nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de muestras del Volcán El Olvido. A. Fenocristal euhedral de olivino (muestra RS-1611). B. Fenocristal de olivino con forma esqueletal (muestra RS-1611). C. Cristal de olivino con ligera corona de ortopiroxeno (muestra RS-1614). D. Fenocristal de plagioclasa y detalle de textura traquítica (muestra RS-1614). Olivino (Ol), Plagioclasa (Plg) y Ortopiroxeno (Opx, hiperstena).

4.4 Volcán Irauco (1 lámina)

Se tomó una sola muestra asociada al volcán Irauco, la cual corresponde a una andesita con un alto contenido de microfenocristales y altos porcentajes modales de fenocristales (hasta un 7.8 Vol. %).

Este flujo de lava presenta textura porfirica, que contiene algunos fenocristales de olivino (<1.3 mm; 1.2 Vol. %), plagioclasa (<1.5 mm; 6.4 Vol. %) y

ortopiroxeno (0.3 mm; <0.2 Vol. %) englobados en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa 0.1-0.3; 63.8 Vol. %), microfenocristales de hiperstena (2.5 Vol. %) y augita (2.2 Vol. %), minerales opacos (3.2 Vol. %) y vidrio pardo oscuro (<19.8 Vol. %). Los minerales opacos se encuentran diseminados a lo largo de toda la muestra y como pequeñas inclusiones en algunos olivinos y piroxenos.

Los fenocristales de plagioclasa (~0.4 mm; *Fig. X15D*) se observan con formas subhedrales-euhedrales. Algunas presentan textura de tamiz, zoneamiento y bordes reabsorbidos (*Fig. 39D*). Otras llegan a formar pequeños glomeropórfidos (de hasta 2 mm de diámetro; *Fig. 39C*).

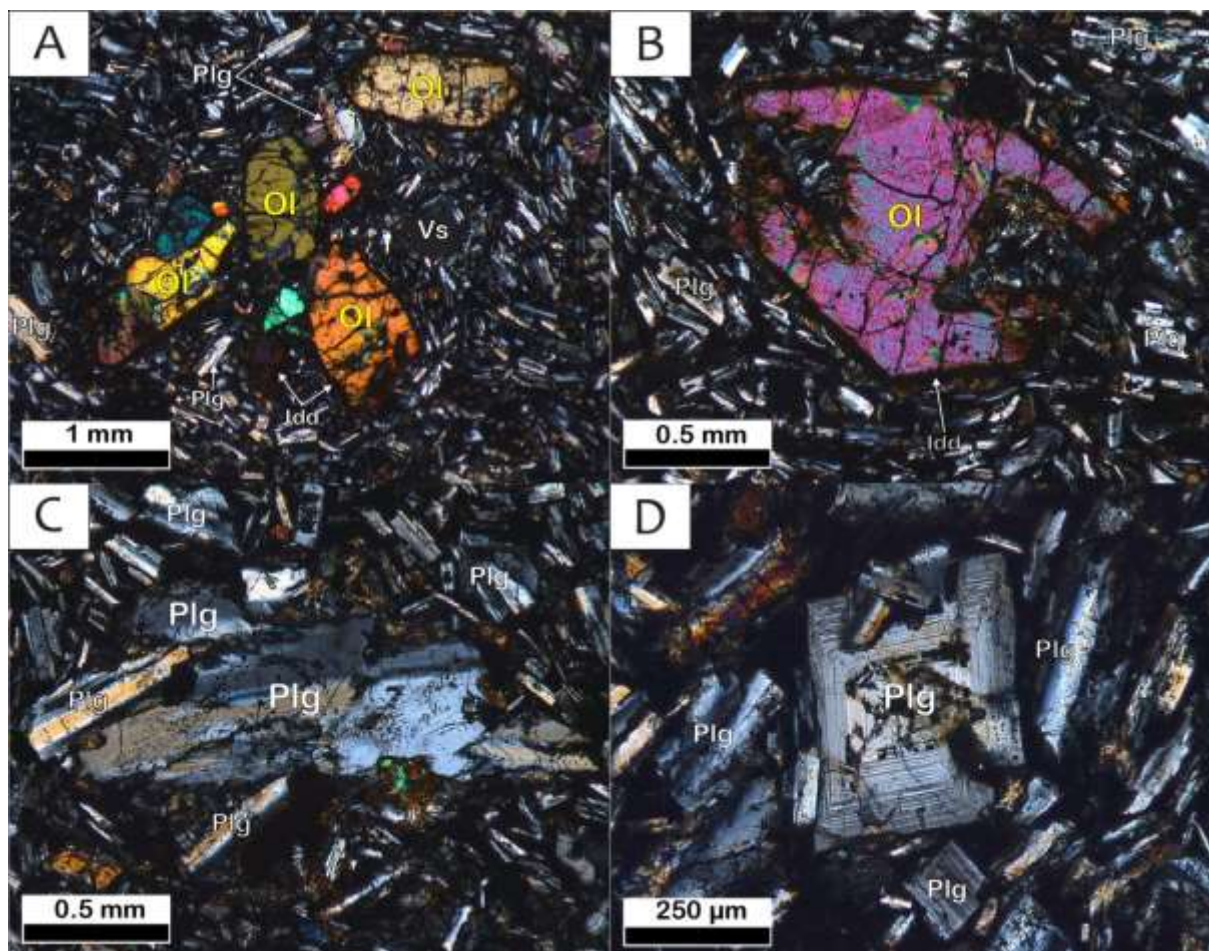


Figura 39. Fotomicrografías (nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de la muestra RS-1618 del volcán Irauco. A. Glomeropórfido de olivino. B. Fenocristal de olivino con forma esqueletal y borde de alteración. C. Glomeropórfido de plagioclasa. D. Cristal idiomórfico de plagioclasa con zoneamiento concéntrico. Olivino (Ol), Plagioclasa (Plg), Iddingsita (Idd) y Vesícula (Vs).

Los fenocristales de olivino (con tamaños que varían entre 0.3 y 1.3 mm) tienen formas subhedrales-euhedrales. Algunos tienen formas esqueletales (*Fig.*

39B). En general, presentan alteración en sus bordes a iddingsita (colores marrones rojizos). También llegan a formar glomeropórfidos con plagioclasa (*Fig. 39A*).

A su vez, se observa una baja cantidad de vesículas (de hasta 1.6 mm; 0.7 Vol. %) y microvesículas, la mayoría subredondeadas.

4.5 Volcán Sapi 1 (1 lámina)

Se tomó una sola muestra de lava posiblemente asociada a un volcán ubicado a 1 km al noroeste del Volcán Rancho Seco, la cual corresponde a una andesita basáltica, con un alto contenido de microfenocristales y bajos porcentajes modales de fenocristales (hasta un 1.8 Vol.%).

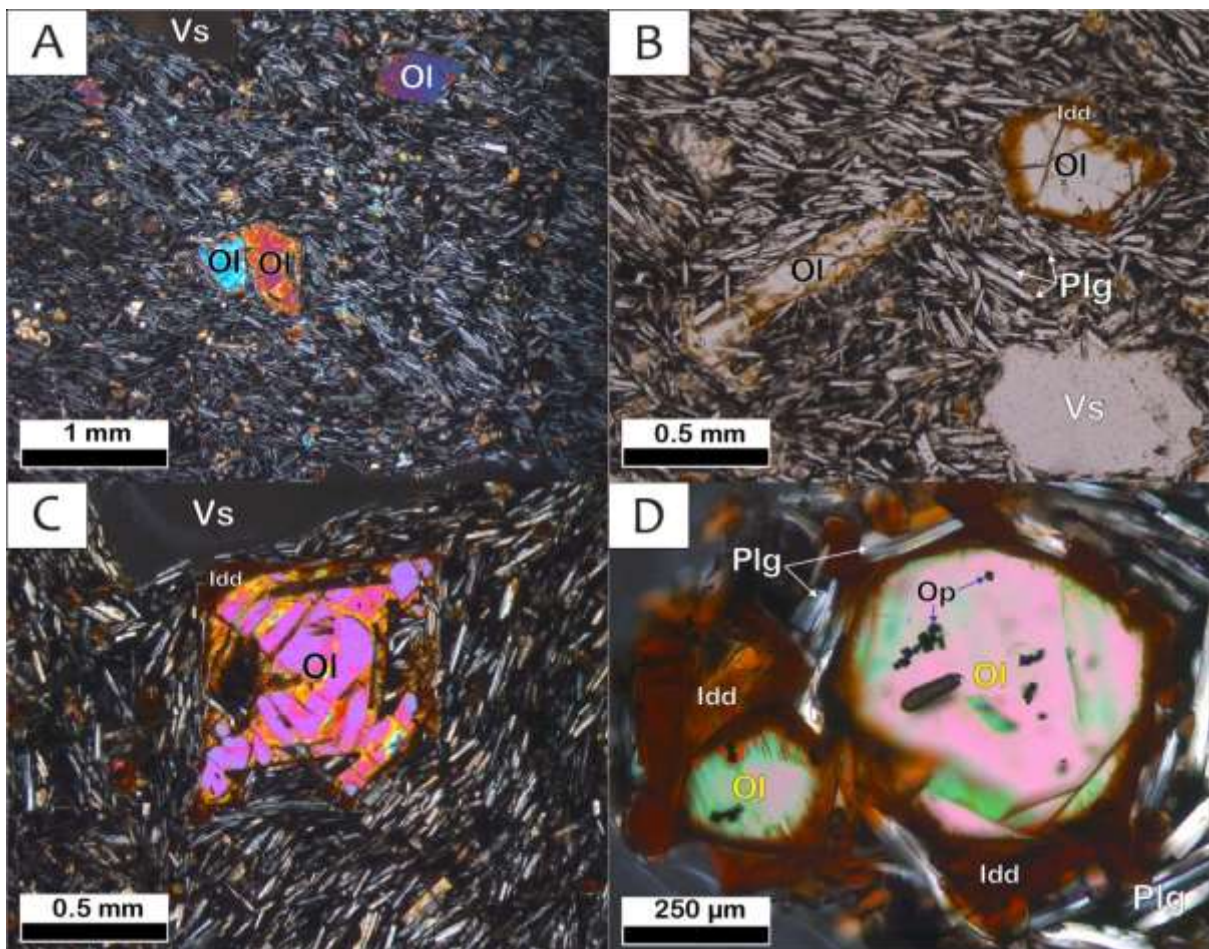


Figura 40. Fotomicrografías bajo el microscopio petrográfico de la muestra RS-1607 del volcán Sapi 1. A. Detalle de matriz y pequeño glomeropórfido de olivino (nícoles cruzados). B. Fenocristales de olivino y textura traquítica (nícoles paralelos). C. Fenocrystal idiomórfico de olivino (nícoles cruzados). D. Cristales de olivino con borde de alteración (nícoles cruzados). Plagioclasa (Plg), Olivino (Ol), Iddingsita (Idd), Minerales opacos (Op) y Vesícula (Vs).

Este flujo de lava presenta textura afanítica y traquítica y contiene algunos fenocristales de olivino (de hasta 1 mm; 1.8 Vol. %) y piroxenos embebidos en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa (<0.3 mm; 46.8 Vol. %), microfenocristales de clinopiroxeno (augita; 10.6 Vol. %), minerales opacos (~1.2 Vol. %) y vidrio pardo oscuro (~33.5 Vol. %). Los microfenocristales de clinopiroxeno tienen hábitos generalmente subhedrales-anhedrales y la mayoría presentan formas irregulares con bordes de disolución. Los minerales opacos se encuentran diseminados a lo largo de toda la muestra y como pequeñas inclusiones en algunos olivinos y piroxenos. A su vez, se observa una gran cantidad de vesículas (de hasta 1 mm; ~6.1 Vol. %) y microvesículas, varias son subredondeadas, alargadas y muestran cierta orientación preferencial.

La mayoría de los olivinos son idiomórficos y algunos se observan solo como partes esqueléticas. En general, presentan alteración en sus bordes a iddingsita (colores marrones rojizos, *Fig. 40B, C, D*) y forman pequeños glomeropórfidos (*Fig. 40A*).

4.6 Volcán Sapi 2 (1 lámina)

De manera similar, se tomó una sola muestra de lava posiblemente asociada a un volcán localizado a ~250 m al norte del Volcán Rancho Seco. Se trata de una andesita basáltica con un alto contenido de microfenocristales y altos porcentajes modales de fenocristales (hasta un 26.4 Vol. %). Esto la convierte en la muestra con mayor contenido de fenocristales.

Este flujo de lava presenta textura porfírica que contiene algunos fenocristales de plagioclasa (18.6 Vol. %), clinopiroxeno (4.9 Vol. %), ortopiroxeno (0.2 Vol. %) y olivino (2.7 Vol. %), embebidos en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa (38.4 Vol. %), microfenocristales de piroxeno, que en su mayoría son augitas (4.4 Vol. %) y escasas hiperstenas (0.3 Vol. %), minerales opacos (<0.1 mm; 5.5 Vol. %) y vidrio pardo oscuro (24.5 Vol. %). También se observan escasas vesículas (de 0.3 hasta 2.1 mm; 0.5 Vol. %), varias son subredondeadas y alargadas.

Los fenocristales de plagioclasa (0.3-1.2 mm) se observan con formas subhedrales-euhedrales. Algunas presentan textura de tamiz, zoneamiento y bordes reabsorbidos. Otras llegan a formar glomeropórfidos (de hasta 2.2 mm de diámetro; *Fig. 41B*), la gran mayoría asociadas a clinopiroxeno y en menor medida a olivino (*Fig. 41E*).

Los fenocristales de clinopiroxeno (augita; 0.3-1 mm) presentan hábitos generalmente subhedrales-euhedrales. Algunos se encuentran de manera aislada, sin embargo, esencialmente están presentes en glomeropórfidos (*Fig. 41A*). La característica principal de este flujo de lava, es que la mayoría de las augitas presenta maclas simples y también se pueden observar algunos cristales con zoneamiento y macla tipo reloj de arena, probablemente asociadas a un mayor contenido de Ti en los cristales (*Fig. 41C, D*).

Los fenocristales de olivino (0.3-1.2 mm) tienen formas subhedrales-anhedrales y algunos tienen formas esqueletales (*Fig. 41F*). En general, presentan alteración en sus bordes a iddingsita (colores marrones rojizos) y algunos forman glomeropórfidos con plagioclasa (*Fig. 41E*).

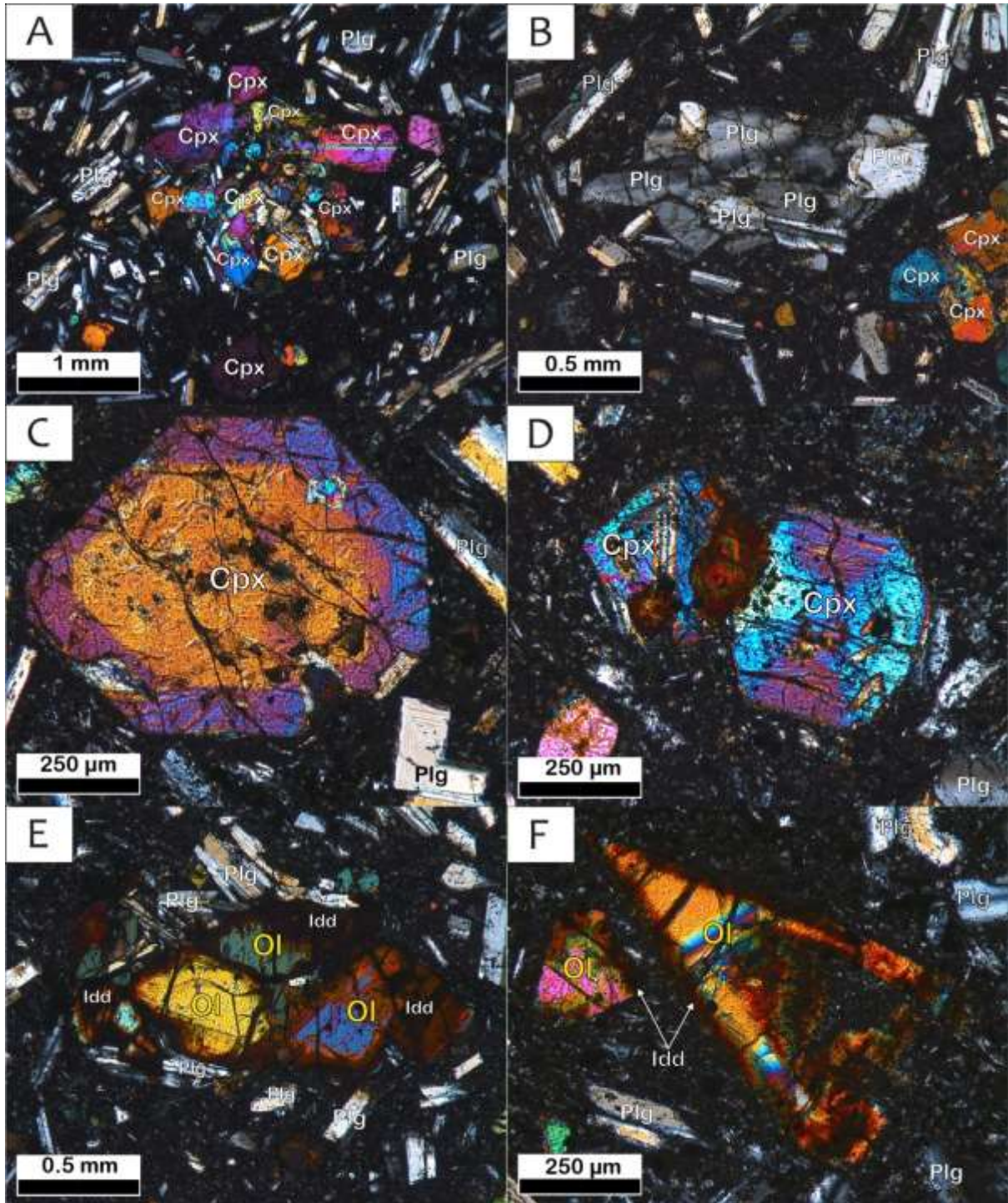


Figura 41. Fotomicrografías (nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de la muestra RS-1615 del volcán Sapi 2. A. Glomeropórfido de clinopiroxeno y plagioclasa. B. Glomeropórfido de plagioclasa. C. Cristal de clinopiroxeno con zoneamiento (borde más rico en Ti, tono rosado y azul). D. Clinopiroxeno con macla de la albita y macla de reloj de arena. E. Glomeropórfido de olivino y plagioclasa. F. Olivinos esqueletales con borde de iddingsita. Plagioclasa (Plg), Clinopiroxeno (Cpx, augita), Olivino (Ol) e Iddingsita (Idd).

5. GEOQUÍMICA

De las muestras recolectadas en campo también se obtuvieron análisis químicos (elementos mayores y trazas), 13 pertenecientes a los volcanes Rancho Seco, 6 a El Melón, 2 a El Olvido, 1 al Irauco y otras 2 posiblemente asociadas a los volcanes denominados Sapi 1 y 2, cuyos resultados se incluyen en la *Tabla 3* del anexo del presente trabajo. Se seleccionaron las rocas con aspecto más fresco, sin evidencias apreciables de alteración (*Fig. 42A*). Algunas otras fueron descostradas en campo con un martillo geológico con el fin de retirar las partes alteradas (*Fig. 42B*).



Figura 42. a) Recolección de muestras en campo. b) Remoción de costras de alteración con martillo geológico.

Los análisis químicos se realizaron en *Activation Laboratories Ltd. (Actlabs)* ubicados en Ancaster, Canadá (<http://www.actlabs.com/>). Los métodos analíticos utilizados fueron Plasma de Acoplamiento Inductivo con fusión (FUS-ICP), Plasma de Acoplamiento Inductivo con digestión total (TD-ICP) y Análisis Instrumental por Activación de Neutrones (INAA).

Los elementos mayores y varios traza fueron analizados por FUS-ICP, en el cual se combinan 0.2 g de muestra con una mezcla de metaborato de litio/tetraborato de litio que después se funde en un crisol de grafito. La mezcla fundida se vierte en una solución de ácido nítrico al 5% y se agita hasta que se disuelve (~30 minutos). La fusión asegura que toda la muestra se disuelva. Posteriormente las muestras se analizan mediante ICP-OES en un equipo marca

Varian Vista. El ICP (Plasma de Acoplamiento Inductivo) funciona usando un plasma de argón en el que se inyecta una muestra líquida atomizada. La muestra se ioniza en el plasma y los iones emiten luz a diferentes longitudes de onda características que posteriormente se miden con un espectrómetro de emisión óptico (OES) (Air Products and Chemicals, Inc., 1996 - 2017).

Para la parte de elementos traza medidos con esta técnica, la muestra fundida se diluye y se analiza por ICP-MS marca *Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 o 9000*.

En el ICP-MS (espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo) los iones producidos en el plasma de argón se inyectan en un espectrómetro de masas, que separa los iones en función de su relación masa-carga (Air Products and Chemicals, Inc., 1996 - 2017).

Algunos elementos traza fueron analizados mediante INAA, en el cual las muestras son encapsuladas e irradiadas en un reactor nuclear. Las muestras son bombardeadas con neutrones para generar núclidos radioactivos. La medición de la energía y la intensidad de la radiación electromagnética generada por su subsecuente decaimiento se utilizan para cuantificar los diversos elementos presentes en la muestra original. En esencia se mide su huella particular de emisión de rayos gamma a través de un detector Ge de alta pureza.

Por otra parte, algunos elementos traza se analizaron mediante TD-ICP, en el que se digiere una muestra de 0.25 g con cuatro ácidos, primeramente, con ácido fluorhídrico, seguido por una mezcla de ácido nítrico y perclórico, y que posteriormente es sometida a un calentamiento controlado usando un programador muy preciso, hasta que las muestras están completamente secas. Una vez que han alcanzado la sequedad, las muestras se vuelven a introducir en una solución de ácido clorhídrico. Y finalmente, se analizan mediante ICP-OES en un equipo marca *Varian Vista*.

5.1. Elementos mayores

Las muestras de la región de estudio tienen contenidos de sílice comprendidos entre los rangos de 55-56 wt. % SiO₂ (volcanes El Melón y Sapi 1 y 2)

y entre 57-60 wt. % SiO_2 (volcanes Rancho Seco, El Olvido e Irauco). Cabe mencionar que todos los datos se normalizaron al 100% en base anhidra para poder ser graficados en los diversos diagramas. Como se puede observar, los valores son sumamente homogéneos, ya que ningún volcán presenta una variación de SiO_2 considerable; a diferencia de las lavas del volcán Parícutin las cuales tuvieron un rango de ~55-60 wt. % SiO_2 , cuyas primeras etapas eruptivas fueron de composición basáltico-andesítica, mientras que las fases finales fueron de composición andesítica (Wilcox, 1954, Cebriá et al., 2011).

En el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986; Fig. 43A), donde se grafica SiO_2 vs. Álcalis total ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) las rocas estudiadas caen en los campos de las andesitas basálticas (52-57 wt. % SiO_2) y andesitas (57- 63 wt. % SiO_2), las cuales pertenecen al rango de las rocas intermedias. Además, todas las rocas son sub-alcálicas (Irvine y Baragar, 1971) con una tendencia calci-alcálica de medio-K (Peccerillo y Taylor, 1976; Le Maitre et al., 1989; 2002; Fig. 43B).

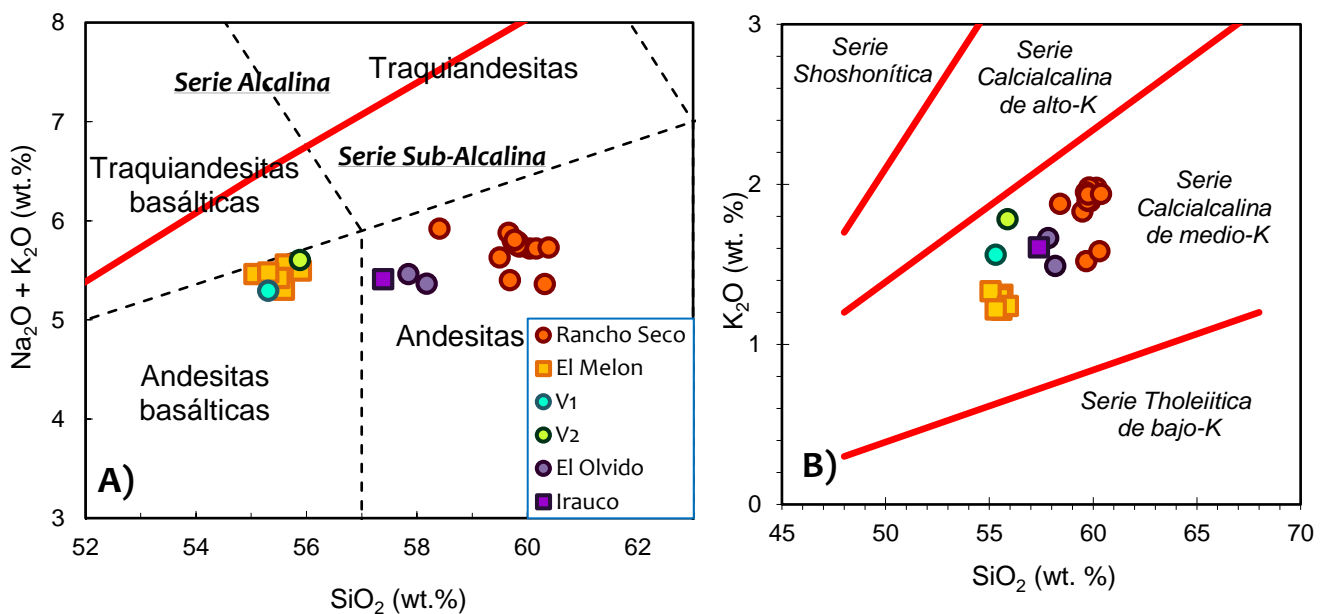


Figura 43. A) Diagrama de variación de álcalis total vs. SiO_2 de Le Bas et al. (1986); subdivisión de series alcalina y sub-alcálica de Irvine y Baragar (1971). B) Diagrama de K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976; Le Maitre et al., 1989; Le Maitre et al., 2002)

Para los elementos mayores también se elaboraron diagramas tipo Harker o de variación de elementos donde se grafica SiO_2 vs. Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 y P_2O_5 (Fig. 44). En estos diagramas se puede observar que las rocas de los volcanes Rancho Seco y El Melón presentan correlación negativa para Al_2O_3 , y correlaciones negativas muy débiles para FeO , MnO , MgO , TiO_2 y P_2O_5 mientras

que el Na_2O muestra una correlación positiva para El Melón y negativa para el Rancho Seco, y el CaO en El Melón muestra una correlación negativa y positiva para el Rancho Seco. También se puede notar que las rocas del volcán El Melón por lo general poseen concentraciones ligeramente más altas de la mayoría de los elementos mayores en relación a las del volcán Rancho Seco.

5.2. Elementos traza

Asimismo, se elaboraron diagramas tipo Harker de algunos elementos traza (*Fig. 45*), en los que se graficó SiO_2 (normalizado al 100% en base anhidra) vs. Cr, Co, Sr, Rb, U, Nb, Zr e Yb (en ppm).

En estos diagramas se puede observar que las rocas de los volcanes Rancho Seco y El Melón también presentan algunas correlaciones ligeramente negativas para algunos elementos traza, como es el caso del Cr y Co en el volcán El Melón.

En cuanto a los LILE (como Sr, Rb y U), el Sr muestra una correlación negativa para los volcanes Rancho Seco y El Melón, mientras que el Rb y U muestran concentraciones casi constantes o correlaciones ligeramente positivas para El Rancho seco y negativas para El Melón

Para el caso de los HFSE (Nb y Zr) su concentración permanece casi constante en ambos volcanes, o puede llegar presentar ligeras correlaciones negativas.

La concentración de Yb (perteneciente a las HREE, tierras raras pesadas) permanece casi constante para muestras del Rancho Seco, mientras que para El Melón muestra una correlación ligeramente negativa.

A su vez se puede observar que las rocas del volcán Rancho Seco por lo general poseen concentraciones más altas de Cr, Rb, U y Zr, y menores de Co, Sr e Yb en comparación con las de El Melón que tienen una relación inversa (menores de Cr, Rb, U y Zr, y mayores de Co, Sr e Yb).

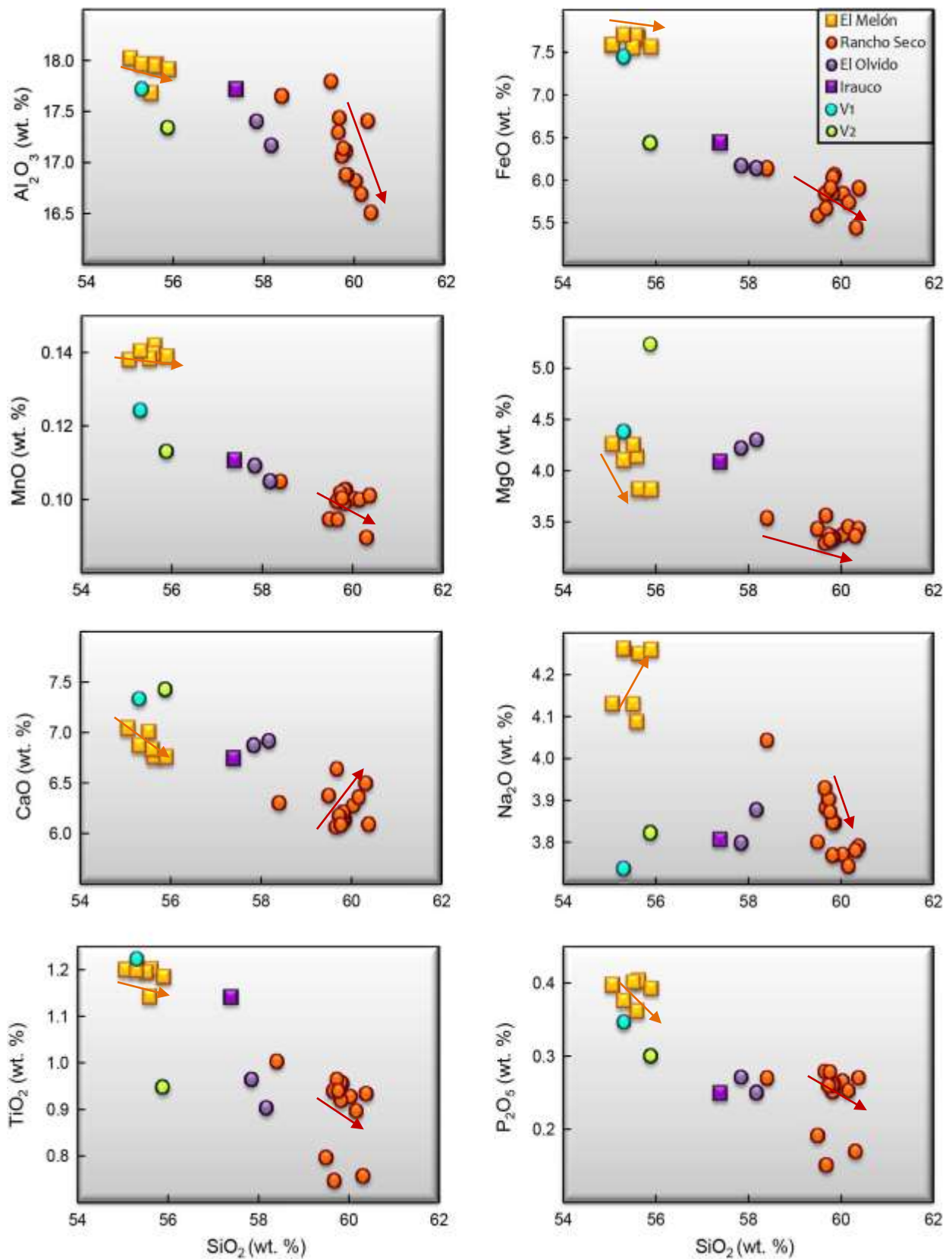


Figura 44. Diagramas de variación (Harker) de elementos mayores en función del contenido de SiO₂.

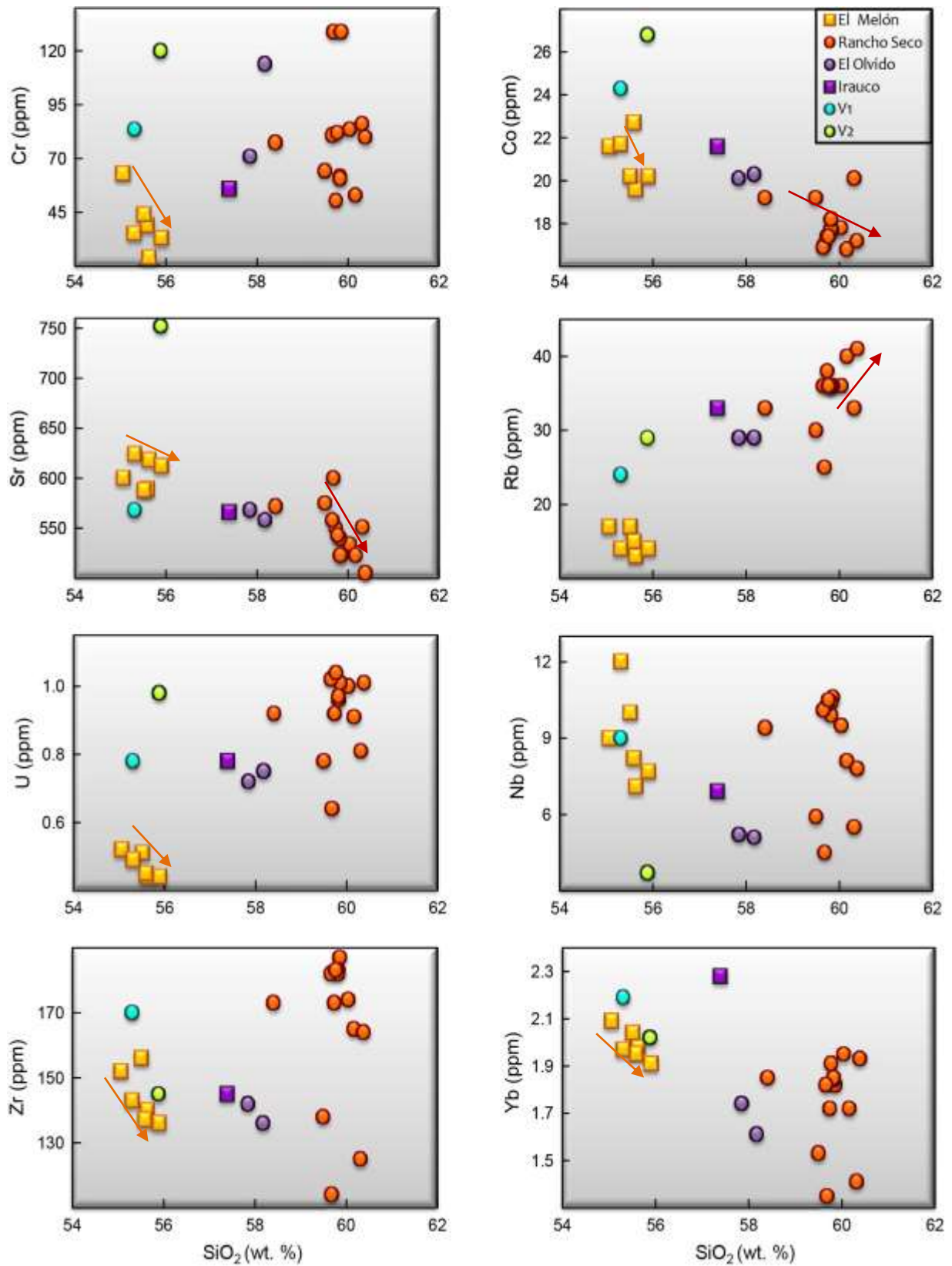


Figura 45. Diagramas de variación (Harker) de algunos elementos traza en función del contenido de SiO₂.

También se realizaron diagramas multielementos normalizando los datos en base a los valores de dos referencias. Por un lado, los patrones de los elementos de las tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) fueron normalizados de acuerdo a los valores condríticos de McDonough y Sun (1995). En los diagramas referenciados a dicha normalización se puede observar un fraccionamiento mayor de HREE de las rocas del Volcán Rancho Seco (*Fig. 46A*) respecto a las de El Melón (*Fig. 46B*). De la misma manera los datos se normalizaron con respecto a los valores del N-MORB (manto empobrecido) de Sun y McDonough (1989) y se graficaron. En los diagramas normalizados respecto al N-MORB se puede notar que la señal de la subducción de las rocas del volcán Rancho Seco (*Fig. 46D*) es más pronunciada en comparación con las de El Melón.

Las rocas de la región oriente de la cuenca del lago de Pátzcuaro generalmente presentan anomalías negativas de Nb y Ta y un enriquecimiento marcado en LILE (elementos litófilos de ion grande) con respecto a los HFSE (elementos de alto potencial iónico), además de patrones de REE fraccionados, con contenidos más altos de LREE (tierras raras ligeras) respecto a las HREE, algo que se observa comúnmente en arcos volcánicos continentales relacionados a ambientes de subducción (Hawkesworth et al., 1977; Gill, 1981; Gómez-Vasconcelos et al., 2015). En algunas muestras del volcán Rancho Seco se observa una anomalía positiva muy marcada en Pb, sin embargo, varias muestras de la región presentan valores por debajo del límite de detección (<5 ppm) del aparato de medición (espectrómetro ICP-OES), por lo que en estos casos no aparecen graficados.

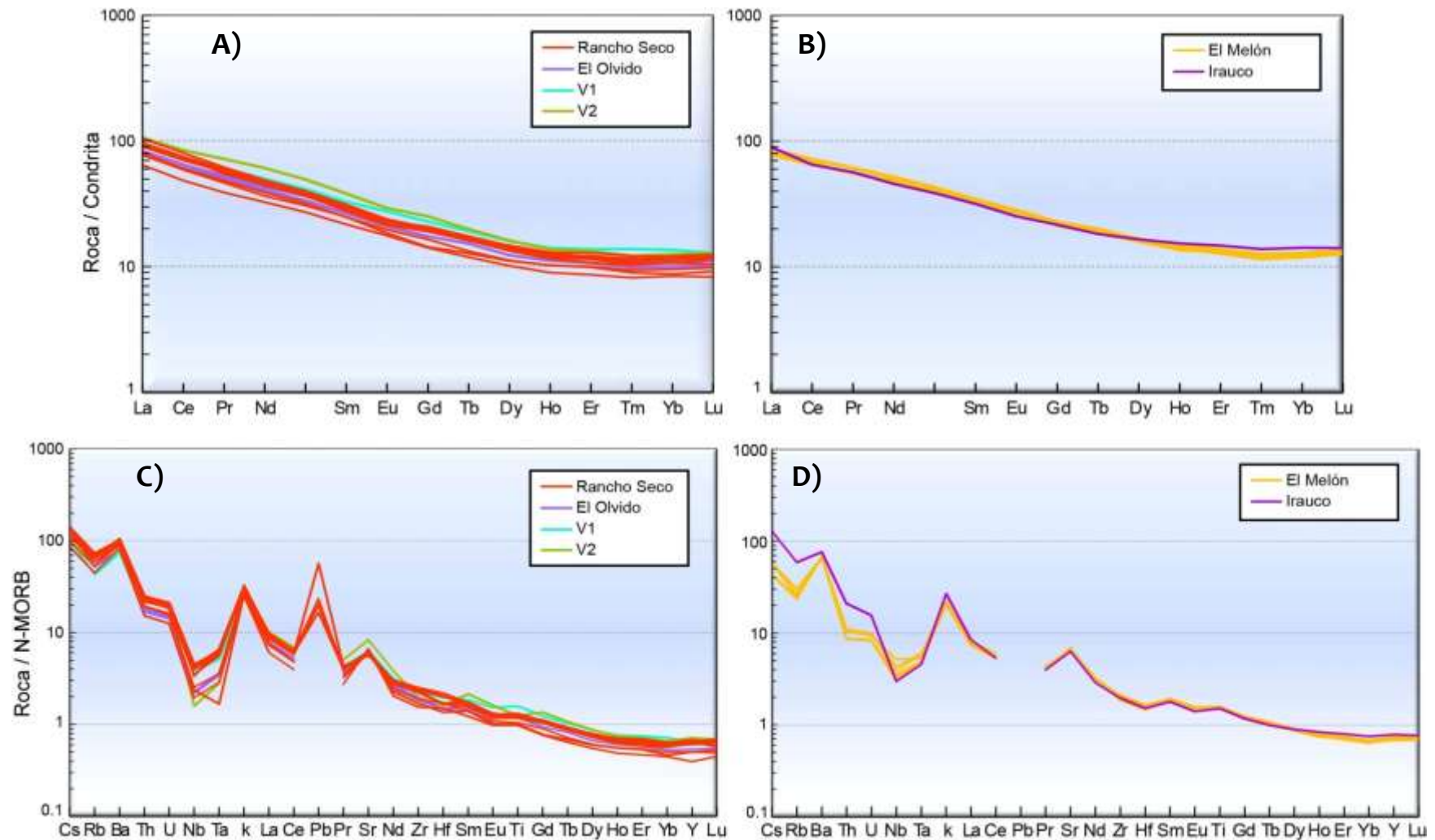


Figura 46. A, B) Patrones de los elementos de las tierras raras (REE) normalizados con respecto a las condritas (McDonough y Sun, 1995). C, D) Patrones de elementos traza normalizados con respecto a los valores del N-MORB de Sun y McDonough (1989).

6. SITIO ARQUEOLÓGICO DE ANGAMUCO

El proyecto "Legacies of Resilience: The Lake Pátzcuaro Archaeological" (*LORE-LPB*, www.resilientworld.com), cuyo director es el Dr. Christopher Fisher de la Universidad Estatal de Colorado, es un programa continuo de investigación multidisciplinaria que promueve el uso de registros humanos y ambientales a largo plazo para la conservación y manejo de la tierra. Dicho proyecto es financiado por la Fundación Nacional de Ciencias de los Estados Unidos, la NASA, la Universidad Estatal de Colorado y donaciones de instituciones privadas (Fisher et al., 2011).

Uno de los principales objetivos del proyecto *LORE-LPB* es aprender cómo las sociedades pasadas han mitigado los efectos del clima y otros cambios socio-naturales (Fisher et al., 2011).

En 2008, el proyecto *LORE-LPB* comenzó a documentar miles de vestigios arquitectónicos en la recién descubierta ciudad prehispánica de Angamuco, ubicada dentro de la cuenca del lago de Pátzcuaro (CLP), Michoacán. Angamuco ocupa un paisaje volcánico pedregoso del Cuaternario (conocido localmente como *malpaís*) cubierto por un sotobosque denso y un bosque caducifolio (Fisher et al., 2011), lo que hace difícil su acceso y por ende su estudio.

El Dr. Christopher Fisher y un equipo internacional de investigadores (arqueólogos, geólogos y geógrafos de los Estados Unidos y México) han llevado a cabo un estudio multidisciplinario para explorar las relaciones entre los cambios climáticos, el cambio del paisaje y la formación del Imperio Tarasco (*Fig. 47*). Al momento del contacto con los españoles, la CLP era el núcleo geopolítico del Imperio Tarasco, que dominaba gran parte del occidente de México. Antes de la conquista española, la CLP contenía una gran población, un sistema de asentamiento centralizado, una estratificación social y un entorno desarrollado con alta ingeniería (Fisher et al., 2011).

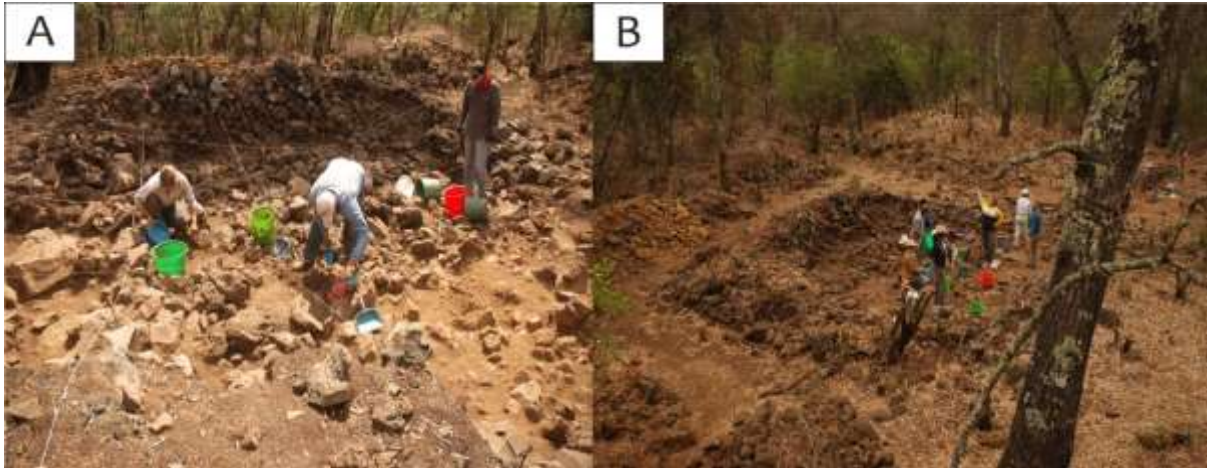


Figura 47. Fotografías de excavaciones del proyecto LORE-LPB, 2013. A. Excavación de la base de una casa (Fotografía tomada por Christopher Fisher). B. Fin de las excavaciones de 2013 (Fotografía tomada por Kyle Ryan Urquhart).

6.1. Sitio arqueológico de Angamuco sobre las lavas distales del volcán Rancho Seco

El sitio arqueológico de Angamuco se encuentra sobre el flujo de lava (*malpaís*) más distal del volcán Rancho Seco. El nombre "Angamuco" fue tomado del mapa de Beaumont (1932) de la CLP, aunque es probable que este no sea el nombre real de la ciudad. Dicha incertidumbre surge debido a que no se menciona en los registros históricos (Urquhart, 2015).

La tecnología LiDAR se utiliza para la colecta de datos de altitud. Estos datos sirven para definir la superficie del terreno y generar modelos digitales del terreno (MDT) de alta resolución (INEGI, 2017). Es por ello que los datos LiDAR pueden auxiliar a la arqueología mediante el uso de láser para registrar las características topográficas (antropogénicas y geológicas) del paisaje (Chasea et al., 2012).

Esta técnica se auxilia de un sensor activo que consta de un telémetro emisor de luz láser y de un espejo que desvía el haz perpendicularmente a la trayectoria del avión, generando una serie de pulsos de luz que al entrar en contacto con los objetos o el terreno refleja al sensor parte de la energía del pulso emitido. Una característica distintiva de los retornos en zonas de vegetación es que estos se pueden producir a diferentes niveles, siendo posible que el último retorno se produzca al nivel del terreno (INEGI, 2017).

Un modelo digital del terreno (MDT) recrea la forma del terreno una vez que fueron removidos todos los elementos ajenos al mismo como son la vegetación, edificaciones y demás elementos ajenos al propio terreno (INEGI, 2017; Fisher et al., 2011).

Sin embargo, la información se puede visualizar mejor con un realce digital de iluminación para emular sombras; dicha técnica se conoce como "hillshading". Así los MDT con "Hillshaded" proporcionan representaciones detalladas tanto de los restos arqueológicos como de la topografía general (Devereux et al., 2008).

La tecnología LiDAR se pudo utilizar gracias al financiamiento del proyecto *LORE-LPB*, para estudiar la ciudad prehispánica de Angamuco. La imagen LiDAR revela la arquitectura, pero también aspectos de ingeniería prehispánica, tales como terrazas, canales, campos, caminos, etc. (Fisher et al., 2017).

A partir del registro *LiDAR*, se pueden crear productos, como MDT con una resolución de 25 cm por píxel, lo que ayuda a identificar características en el suelo sumamente pequeñas (Fisher et al., 2017).

La topografía accidentada presente en la zona no es adecuada para la agricultura, lo que ha ayudado a la preservación de rasgos arquitectónicos que no suelen verse en la región. Se estima que hay más de 20,000 edificios y otras características del paisaje que cubren completamente el área de Angamuco (Fisher et al., 2013, *Fig. 48*). En campo los arqueólogos han verificado más de 7,900 de estas características arquitectónicas que son visibles en los conjuntos de datos *LiDAR* (Fisher et al., 2017). Toda esta arquitectura se organiza en grupos de plazas, barrios, distritos y otras divisiones sociales y naturales dentro de la ciudad (Fisher et al., 2011).

Con base en el análisis de los datos *LiDAR*, se puede decir que 26 km² del *malpaís* están cubiertos por este asentamiento. Las partes más intensamente pobladas se encuentran principalmente distribuidas a lo largo de los bordes del flujo de lava más distal del volcán Rancho Seco (Fisher et al., 2017). Basados en patrones identificables se han encontrado diversas edificaciones que incluyen tanto las residencias de plebeyos y de la élite, edificios ceremoniales como altares y templos, pirámides estilo "yácata" (*Fig. 50*), muy características de la región (como

las observadas en Tzintzuntzan), instalaciones de almacenamiento (graneros), canchas de juego de pelota, y una vasta red de caminos (Fisher, 2010; *Fig. 49*).

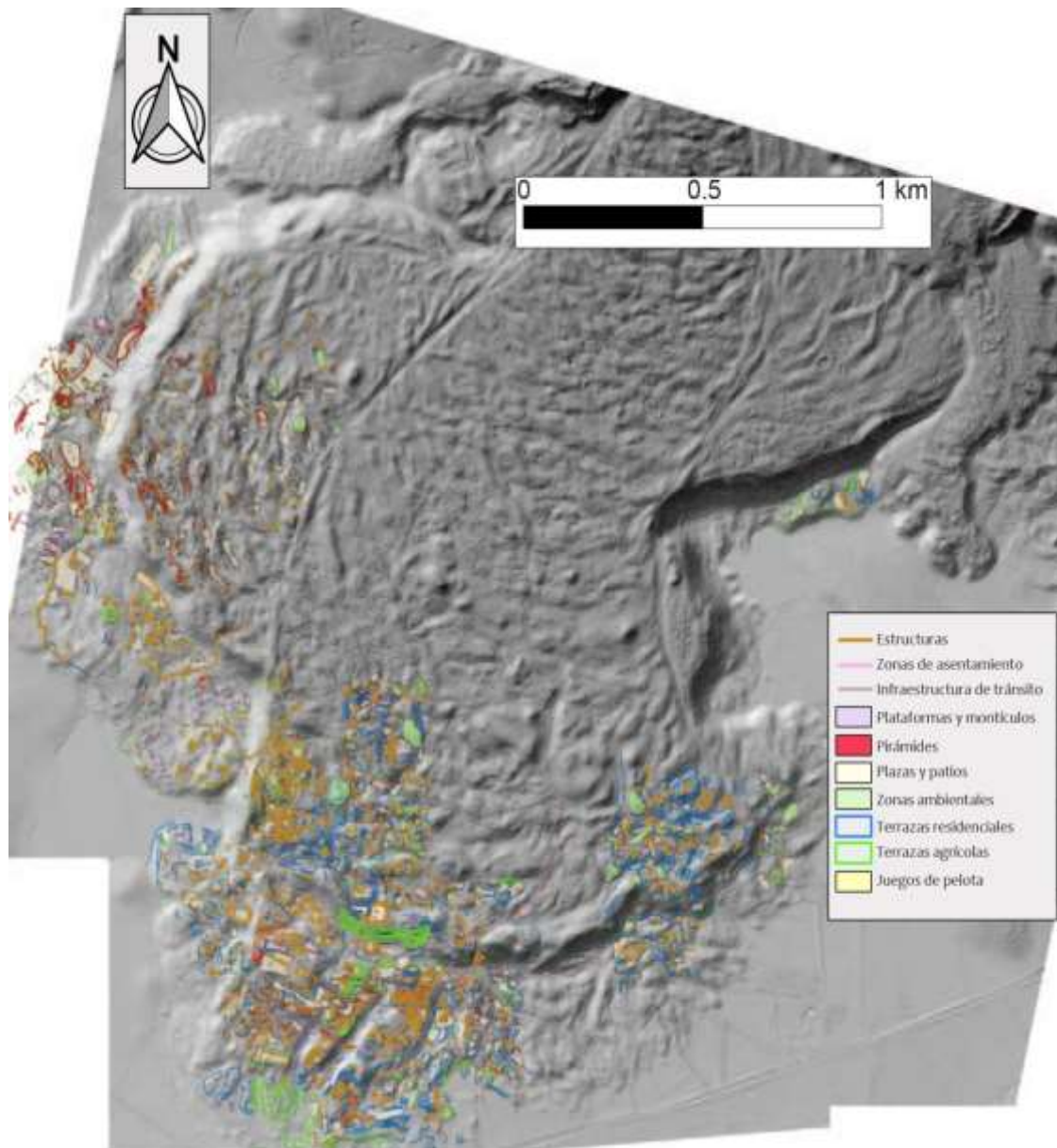


Figura 48. Mapa que muestra los vestigios arquitectónicos registrados en el área de Angamuco 2009-2011 (datos LiDAR por Merrick & Company© 2011, LORE-LPB), mapa producido por Florencia Pezzutti (modificada de Fisher et al., 2013).

A su vez, se han documentado diversos tipos de estructuras agrícolas, incluidas terrazas y graneros, así como espacios que pudieron haber retenido el agua (Fisher et al., 2017). La escala de construcción y disposición de las terrazas sugiere que la agricultura se practicaba en diferentes escalas e intensidad que van desde terrazas extensas hasta pequeños jardines en viviendas (Bush, 2012).

6. SITIO ARQUEOLÓGICO DE ANGAMUCO

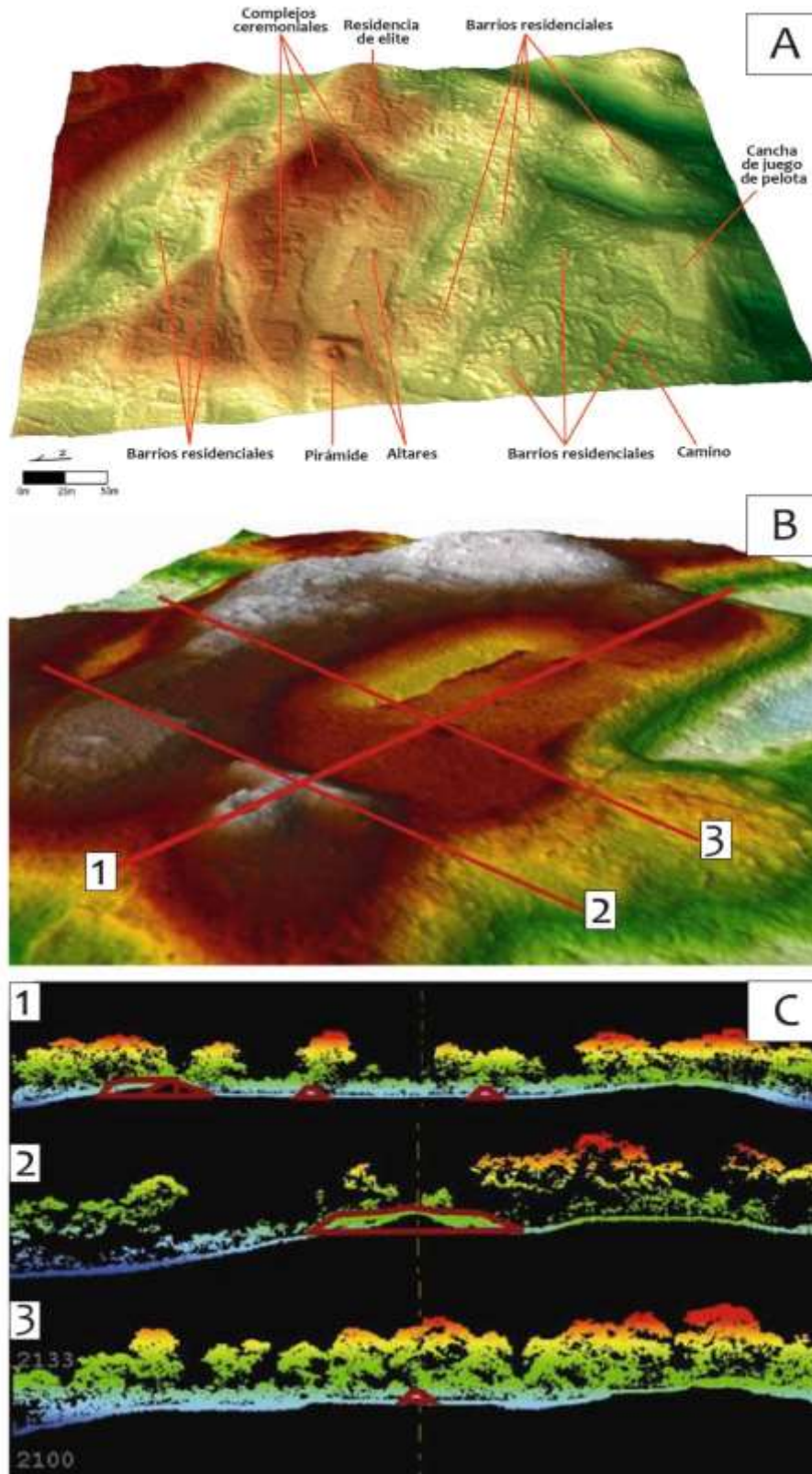


Figura 49. Visualizaciones 3D de algunos elementos arquitectónicos (modificada de Fisher et al., 2013). A. Imagen hillshaded coloreada, basada en un modelo digital del terreno derivado de LiDAR, que muestra la interrelación entre las zonas residenciales y ceremoniales dentro de Angamuco. B. Vista tridimensional de la plataforma principal de esta zona. C. Perfiles derivados de los datos LiDAR de la plataforma principal, los números indican la ubicación de los perfiles, los trazos en rojo representan la pirámide y los altares.

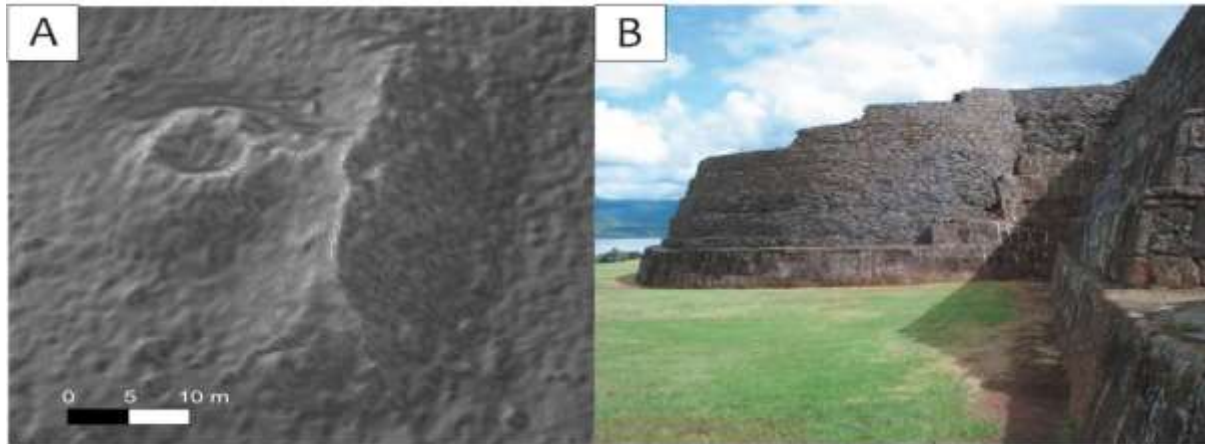


Figura 50. A. Imagen hillshaded que muestra una pirámide tarasca estilo “yácata” en Angamuco, la cual es muy característica de la región (modificada de Fisher et al., 2017). B. Yácata de la zona arqueológica de Tzintzuntzan (fotografía de Verónica Hernández Díaz, 2008).

El control y almacenamiento del agua también son rasgos prominentes de Angamuco con evidencia de grandes diques (Fisher et al., 2017). Varios manantiales con diques asociados están todavía activos en el sitio y la extensión de estas características es evidente por las bermas y los canales que son identificables en los datos LiDAR (Fisher et al., 2017). El análisis inicial indica que estas características estuvieron presentes en el *malpaís* y proporcionaron agua durante todo el año para la agricultura y el asentamiento humano (Fisher, 2010).

Los resultados preliminares de Fisher et al. 2017 indican que durante gran parte del período Postclásico (900-1521 d. C.). Angamuco debió haber dominado la porción oriental de la CLP, con una población que pudo haber excedido los 40,000 habitantes. Esto significa que las sociedades complejas con intensos centros urbanos estaban presentes en la región mucho antes de la formación del Imperio Tarasco (Fisher et al., 2017).

6.2 Otros sitios arqueológicos sobre lavas jóvenes en Michoacán

En Michoacán también han sido documentados otros asentamientos prehispánicos asociados a *malpaíses*, como los que se encuentran en la cuenca de Zacapu (Michelet 1998; Arnauld et al., 1998; Migeon, 1998) ubicada al NW de la CLP. Los *malpaíses* de Zacapu (cómo el Malpaís Prieto, ver Pereira et al., 2013, Fig. 51B) contienen más de una docena de asentamientos que cubren casi 5 km² que datan del Postclásico Temprano al Medio (900-1350 d. C.).

Igualmente los podemos encontrar cerca de la ciudad de Santa Clara del Cobre, al sur de la CLP, donde se encuentra el sitio arqueológico de Itziparátzico (Maldonado, 2005; Punzo-Díaz et al., 2015), que fue un centro metalúrgico de gran importancia para el imperio Tarasco (*Fig. 51A*). Asimismo, podemos mencionar el sitio arqueológico de Urichu (Pollard et al., 1999; Pollard, 2008) en la ribera occidental del lago Pátzcuaro, ubicado en la parte NW de las lavas del volcán La Taza. Estas antiguas ciudades proporcionan cierta información sobre los patrones de asentamiento y la arquitectura dentro de la zona cultural Tarasca durante el Posclásico, y sugieren que los *malpaíses* eran áreas importantes para los asentamientos humanos (Bush, 2012).

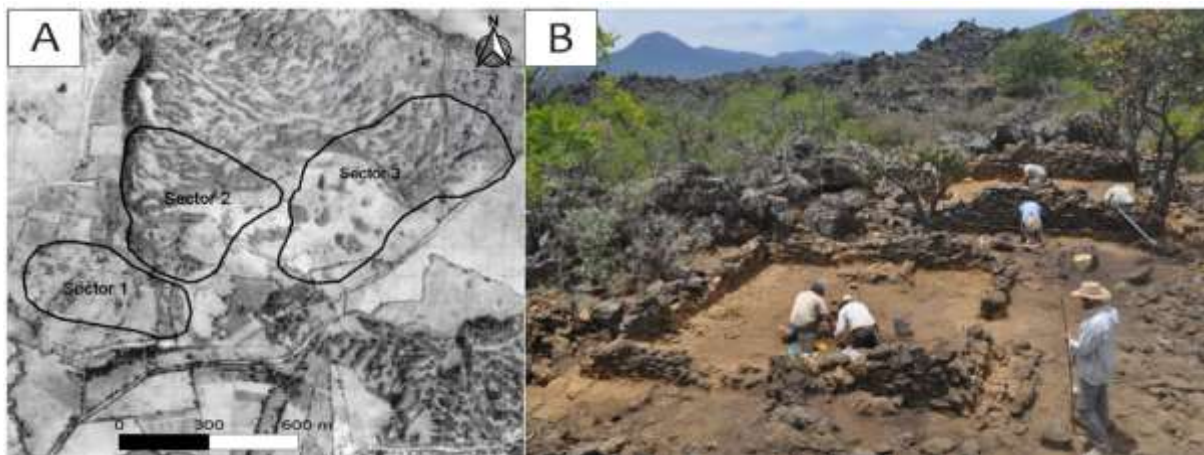


Figura 51. A. Sectores más importantes del sitio de Itziparátzico (modificada de Maldonado, 2005). B. Excavación del Malpaís Prieto (Proyecto UACÚSECHA, 2013).

6.3 Sitios arqueológicos sobre lavas jóvenes al oriente de la FVTM

6.3.1 Sitio arqueológico de Teotenango (Estado de México)

La antigua ciudad fortificada de Teotenango (*Fig. 52*) se encuentra al oriente del volcán Nevado de Toluca y tiene una extensión aproximada de 2 km²; fue construida por el pueblo Matlatzinca (Piña-Chan, 1972) en la meseta formada por flujos de lava del cerro Tetépetl (Bloomfield, 1973), ocupando principalmente su porción oriental (INAH, 2017).

Siendo el Tetépetl una elevación demasiado pedregosa, para poder establecer en él la antigua ciudad, la meseta de éste fue acondicionada por medio de rellenos artificiales y terrazas, que formaron una serie de conjuntos de estructuras arquitectónicas organizadas alrededor de plazas. La cronología de la

ciudad abarca del Clásico Tardío (650 d. C.) al Posclásico Tardío (1474 d. C.) (INAH, 2017).

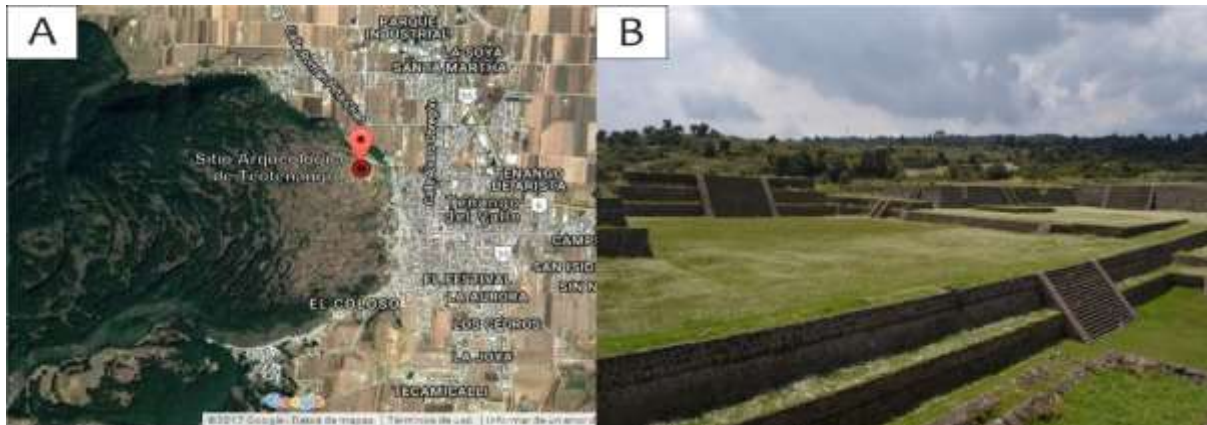


Figura 52. A. Ubicación del sitio arqueológico de Teotenango (Google Maps-INEGI, 2017). B. elementos arquitectónicos de la ciudad fortificada (INAH, 2017).

6.3.2 Sitio arqueológico de Cantona (Puebla)

El sitio arqueológico de Cantona (Fig. 53) se encuentra en la cuenca oriental de Puebla, contando con una superficie de 12.6 km² (Castillo-Bernal, 2013). Esta ciudad fue edificada sobre un *malpaís* producto de diversos flujos de lava asociados a la Caldera de Los Humeros, lo que le permitió a sus pobladores hacerse de materiales para la construcción, así como de obsidiana presente en los yacimientos de Oyameles-Zaragoza, a tan sólo 10 km de Cantona, objeto que comerciaban a gran escala (Castillo-Bernal, 2013). De acuerdo a García et al. (1998) esta antigua urbe estuvo habitada del periodo Preclásico Tardío (100 a. C.) al Clásico Tardío (900 d. C.).

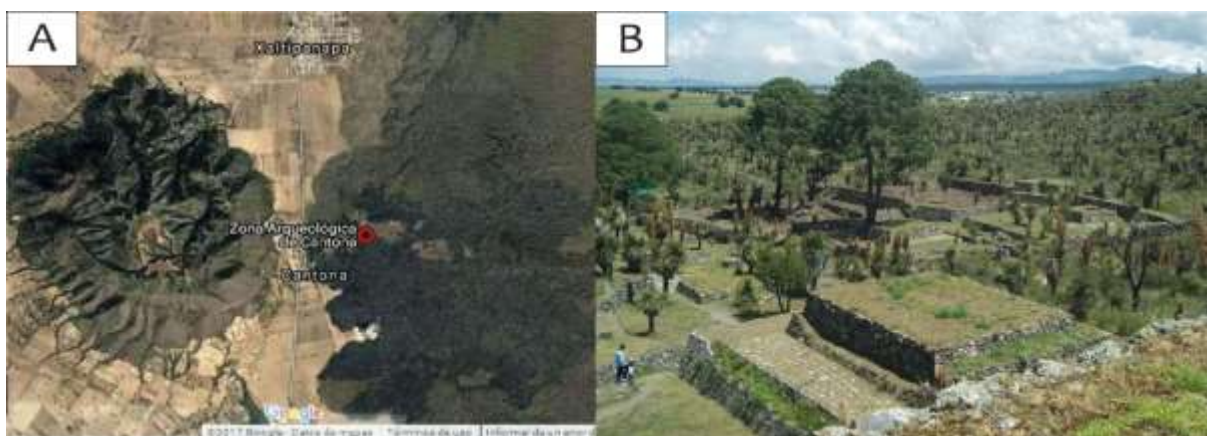


Figura 53. A. Ubicación del sitio arqueológico de Cantona (Google Maps -INEGI, 2017). B. elementos arquitectónicos de Cantona (INAH-Proyecto Arqueológico Cantona, fotografía de Ángel García Cook).

7. DISCUSIÓN

7.1. Geología

En el mapa geológico elaborado para este trabajo (*Fig. 11*) se pueden observar alineaciones de volcanes principalmente en dirección ENE-WSW, lo que podría estar asociado al sistema de fallas Morelia-Cuitzeo-Acambay (Johnson y Harrison, 1990; Pasquaré et al., 1991; Suter et al., 2001; Garduño-Monroy et al., 2009a). Este sistema tiene esta misma dirección y está presente en gran parte del CVMG. Estas fallas también se observan en la aledaña ciudad de Morelia, al este de la zona de estudio (Suter, 2016). La tectónica extensional, y por ende la presencia de fallas y fracturas, puede proporcionar conductos o espacios para el ascenso rápido de magma a través de la corteza superior (Winter, 2001). El suministro de magma en erupciones monogénicas se rige principalmente por las fracturas y fallas en profundidad (tectónica local y regional) que se propagan de un sistema de alimentación de magma hasta la superficie (Hintz y Valentine, 2012).

Las dataciones (^{14}C y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) han revelado que la actividad monogénica ha sido frecuente y generalizada en la región, incluyendo varias erupciones a lo largo del Pleistoceno, algo similar a lo que se observa en las regiones de Tacámbaro (Guilbaud et al., 2012) y Zacapu (Nasser-Mahgoub et al., 2017).

La densidad de conos en la región de estudio (considerando un área $\sim 263 \text{ km}^2$) es de 8 conos/ 100 km^2 , algo similar a lo reportado en otras partes del CVMG; que para el área de Parícutin es de 11 conos/ 100 km^2 (Hasenaka y Carmichael, 1985), y para el área de Tacámbaro, al noreste del volcán Jorullo, es de 14 conos/ 100 km^2 (Guilbaud et al., 2012). Sin embargo, en general estos valores son mucho mayores en comparación con los datos promedios reportados para el CVMG, correspondiente a 2.5 conos/ 100 km^2 (Hasenaka y Carmichael, 1985).

Por su parte, los flujos de lava pueden alcanzar un espesor promedio de 22.4 m y un alcance de hasta 6.4 km, para el volcán Rancho Seco, mientras que para el Melón el espesor promedio es de 40 m y alcanzan una longitud de hasta 3.8 km. Estos últimos valores son similares a los datos generales del CVMG, en donde los flujos de lava tienen un espesor promedio de 40 m y una longitud de hasta 3 km (Hasenaka y Carmichael, 1985).

7.2. Evidencias petrográficas

Las rocas analizadas en el presente estudio tienen algunas características similares, ya que la mayoría presentan una proporción mayor de microfenocristales (siendo la plagioclasa la fase dominante en la matriz), en relación al contenido de fenocristales. Además, las rocas tienden a presentar bajos porcentajes de vesiculación y ausencia de fases minerales hidratadas (e.g. anfíboles, micas, etc.).

La ausencia de hornblenda (anfíbol) en las lavas de arco no necesariamente indica concentraciones de agua bajas, sino más bien que la temperatura de los magmas está por encima de la estabilidad de la hornblenda (Carmichael, 2002), como ocurre con los magmas andesíticos de alta temperatura (~1000 °C).

Particularmente, la escasez de fenocristales (<5 Vol. %) de plagioclasa en muestras de los volcanes Rancho Seco, El Olvido y Sapi 1 podría ser un efecto de un alto porcentaje de agua en los magmas, ya que en los sistemas basálticos, el agua tiende a inhibir la cristalización de plagioclasa, al tiempo que promueve la cristalización temprana de óxidos de Fe-Ti (como espinela), evitando así el enriquecimiento de Fe en el líquido residual (Charlier y Grove, 2012), lo que promueve el desarrollo de una tendencia calci-alkalina típica de arco (Sisson y Grove, 1993).

En general, se observaron rocas con textura afanítica (volcanes Rancho Seco, El Olvido y Sapi 1), aunque también con textura porfírica (volcanes El Melón, Irauco y Sapi 2). Este elemento textural está asociado a la tasa de enfriamiento, ya que una rápida disminución de temperatura induce a una tasa de crecimiento más lento y una nucleación rápida, lo que propicia la aparición de cristales de grano fino, y por ende rocas ígneas de textura afanítica (Winter, 2001). De este modo la cristalización de microfenocristales puede estar relacionada con la pérdida de agua durante la descompresión de magmas con fluidos saturados (Hammer et al., 1999).

Algunos fenocristales de plagioclasa presentan textura de tamiz, generalmente ocasionadas por procesos de disolución avanzada (Winter, 2001), pero de acuerdo a Nelson y Montana (1992) también podrían ser una respuesta a una descompresión rápida. Otros fenocristales de plagioclasa llegan a presentar un zoneamiento composicional, el cual ocurre cuando un mineral cambia de

composición a medida que éste crece durante el enfriamiento, ya que no se mantiene en equilibrio y un borde de nueva composición se agrega alrededor de uno anterior (Winter, 2001), lo que podría indicar mezcla de magmas.

Por otro lado, algunos fenocristales de olivino observados principalmente en el grupo de las andesitas basálticas, pero también en algunas andesitas, presentan formas esqueléticas, lo que indica un enfriamiento rápido del magma durante su ascenso y erupción, generando que las esquinas y bordes de los cristales crezcan más rápidamente que sus caras (Winter, 2001).

Las relaciones texturales previamente mencionadas (fenocristales de plagioclasa con textura de tamiz y zoneamiento, fenocristales de olivino con formas esqueléticas) aunado a bordes de disolución presentes en varios cristales, así como xenocristales de cuarzo con delgadas coronas de ortopiroxeno y plagioclasa son evidencias de desequilibrio de los cristales con la fase líquida.

Por otro lado, los glomeropórfidos que se observan en distintas muestras pueden originarse por la formación de fenocristales suspendidos que se agrupan y se adhieren por tensión superficial (Winter, 2001). Estos podrían haber sido acarreados durante el ascenso del magma a la superficie.

Los xenocristales observados en las muestras del volcán Rancho Seco y los xenolitos del volcán El Melón sugieren que sus magmas han interactuado con el basamento local, al final de su ascenso a la superficie.

7.3. Evidencias geoquímicas

En la zona de estudio se observaron dos grupos de rocas de composición intermedia, uno de andesitas (volcanes Rancho Seco, El Olvido e Irauco) y otro de andesitas basálticas (volcanes El Melón, Sapi 1 y 2). Todas las rocas son subalcalinas con una tendencia calci-alcalina de medio-K. Los magmas calci-alcalinos están esencialmente restringidos a zonas de subducción (Winter, 2001).

El bajo contenido de MgO, Ni, Cr y número de magnesio (Mg#) de la mayoría de las rocas de arco indica que los magmas no son tan primarios y han experimentado una cierta diferenciación después de abandonar su fuente (Best,

2003). Muestra de ello es el bajo Mg# (<63) y las bajas concentraciones de Cr (<129 ppm) y Ni (<79 ppm) presentes en las rocas de la región de estudio.

Las correlaciones negativas en Al_2O_3 , CaO, FeO, MgO, TiO_2 de los diagramas de variación respecto al SiO_2 de elementos mayores de las muestras de los volcanes Rancho Seco y El Melón, podrían estar relacionadas al ligero fraccionamiento de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe-Ti. El MgO y FeO se incorporan típicamente en los minerales máficos formados en etapas tempranas, como ortopiroxeno (volcán Rancho Seco) y olivino (volcán El Melón), así como minerales opacos (por ejemplo espinela y magnetita). El CaO puede haber sido absorbido tanto por la plagioclasa cálcica, como por el clinopiroxeno (augita), algo que se puede observar en las rocas del volcán El Melón. Por su parte, la correlación negativa en Na presente en el volcán Rancho Seco podría indicar una mayor cristalización de plagioclasa sódica (albita), a diferencia de El Melón que podría estar cristalizando más plagioclasa cálcica (anortita), lo cual explicaría la correlación positiva del Na_2O y negativa para el CaO (*Fig. 44*).

Cabe mencionar que a diferencia de lo que ocurre en los grandes estratovolcanes de la FVTM, la vida media de los centros eruptivos del CVMG es relativamente corta (generalmente <15 años) y raras veces logran reactivarse después de finalizar su actividad eruptiva. Estas características indican que la tasa de abastecimiento de magma es tan baja que no permite la formación de cámaras magmáticas someras de larga duración, donde los fundidos puedan estacionarse por un tiempo más prolongado y estar sujetos a grados avanzados de cristalización fraccionada (Hasenaka y Carmichael, 1987). Por este motivo, los procesos de diferenciación y mezcla a gran escala que han sido documentados ampliamente en los estratovolcanes mexicanos se ven relativamente atenuados en los sistemas magmáticos monogenéticos (Gómez-Tuena et al., 2005). Esta puede ser la causa de que los procesos de cristalización fraccionada observados en las muestras estudiadas no hayan sido muy acentuados.

En los diagramas de variación respecto a SiO_2 de elementos traza (*Fig. 45*) también se pueden observar algunas ligeras correlaciones negativas para los volcanes Rancho Seco y El Melón. En el caso del volcán El Melón, las correlaciones

negativas de Cr y Co podrían indicar una concentración de Co en olivino y Cr en clinopiroxeno o espinelas.

Los elementos LILE pueden ser movilizados por una fase fluida e hidratada, como ocurre en zonas de subducción debido a los fluidos acuosos derivados de la deshidratación de la placa oceánica y de los sedimentos subducidos, dando lugar a un enriquecimiento de LILE en la cuña del manto (Winter, 2001). Las altas concentraciones de Ba y Rb (los LILE más móviles) de las muestras de la región pueden sugerir metasomatismo, o contaminación por un componente de la corteza, debido a que los LILE se extraen fácilmente del manto y eventualmente se concentran en la corteza continental (Winter, 2001).

Por otro lado, las variaciones en los elementos HFSE tienen mayor probabilidad de ser controladas por la fuente mantélica regional y los procesos de fraccionamiento mineral/fundido durante la evolución de un magma.

A su vez, las rocas de la región muestran un patrón LILE/HFSE desacoplado y una anomalía negativa en Ta y Nb, también característica de magmas de zonas de subducción (Winter, 2001).

7.4. Evolución magmática de la región

El magmatismo de arco continental (*Fig. 54*) tiene su origen principal en las peridotitas de la cuña del manto (probablemente una mezcla heterogénea de peridotitas empobrecidas y algunas enriquecidas) donde la fusión es inducida por la adición de fluidos (y tal vez fundidos) por deshidratación la placa oceánica en subducción (Winter, 2001). Otras posibles fuentes de magma en arcos continentales incluyen la propia corteza oceánica subducida y los sedimentos subducidos, una corteza continental heterogénea, entre otros. Cualquiera de estas fuentes pueden estar mezcladas y/o parcialmente fundidas (Winter, 2001).

En relación a lo anteriormente descrito, las andesitas pueden ser generadas por: 1) fusión parcial de la corteza oceánica en subducción, 2) fusión parcial de la cuña del manto, 3) fusión parcial de magmas basálticos atrapados en la base de la corteza (underplating); 4) procesos de asimilación y mezcla magmática en

reservorios corticales inferiores; 5) mezcla de magmas, y 6) cristalización-diferenciación de un magma basáltico parental (Carmichael, 2002).

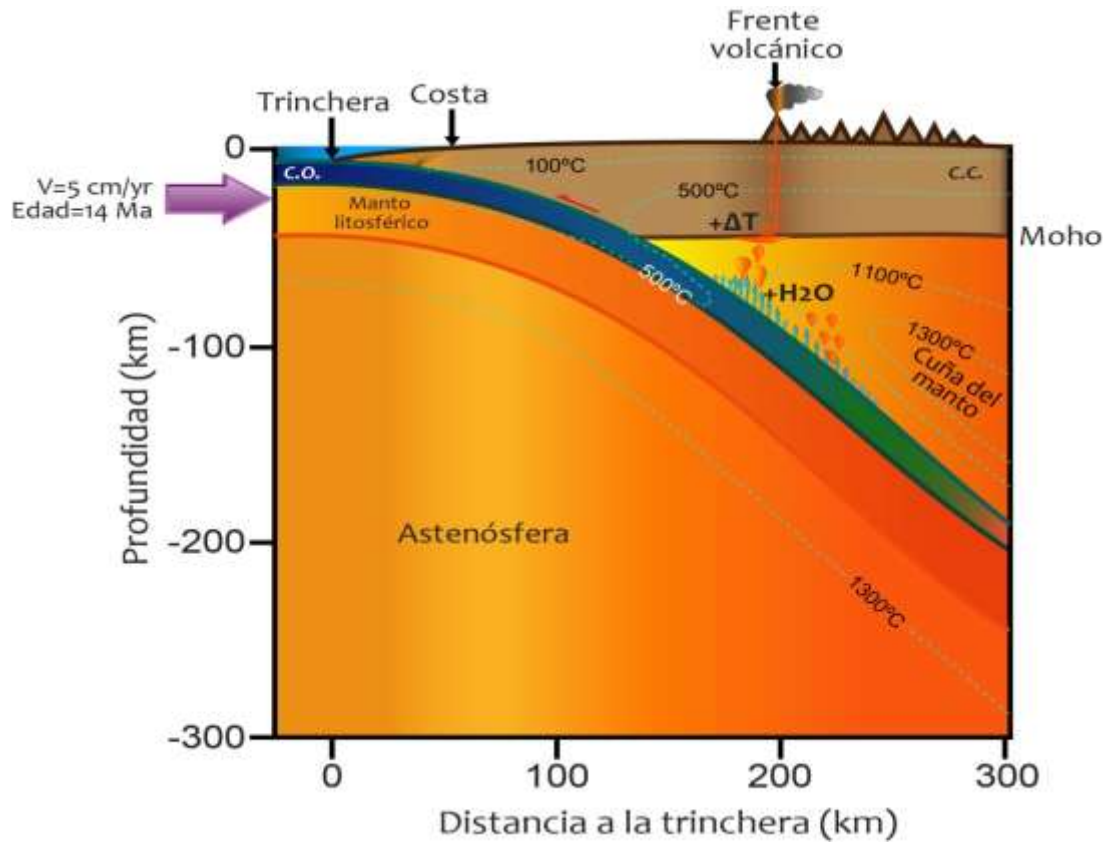


Figura 54. Sección transversal esquemática de la subducción del arco mexicano (modificada de Ferrari et al., 2012), que muestra la deshidratación de la placa en subducción (flechas azules), la hidratación y la consecuente fusión de las peridotitas de la cuña de manto, la acreción basal (underplating) de los fundidos derivados del manto, generando calor que se transmite a la corteza, por lo que también puede producir fusión parcial en esta zona. A medida que los magmas pasan por la corteza continental se pueden diferenciar y/o asimilar la corteza continental (anatexis cortical).

En arcos continentales, los magmas primitivos derivados de la cuña del manto pueden evolucionar, produciendo mayores proporciones de rocas calci-alcalinas. Muestra de ello son los magmas primitivos que ascienden a través de una corteza continental gruesa, como podría ser el caso de la parte oeste de México (Fig. 54), donde el espesor de la corteza se encuentra en un rango de 30-35 km (Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1996), ya que los magmas tienen mayor probabilidad de interactuar con las rocas encajonantes y de esta manera sufrir contaminación por rocas félsicas de la corteza, acentuando aún más la tendencia calci-alcalina (Best, 2003).

La cristalización fraccionada a nivel profundo conduce inicialmente a magmas parentales calci-alcalinos, y los procesos posteriores producen una mezcla de

magmas más evolucionados y enriquecidos en SiO₂. La presencia de magmas más silíceos con mayores concentraciones de K, Rb, Cs, Ba, Th, y LREE y firmas isotópicas enriquecidas, y la correlación de estas tendencias enriquecidas con la presencia de corteza continental gruesa, indica claramente el importante papel de la corteza en la petrogénesis de un arco continental (Winter, 2001).

En diversos casos se han reportado xenolitos de composición granodiorítica alojados en lavas de la FVTM, los cuales en apariencia son comunes en regiones caracterizadas por vulcanismo de tipo monogenético, como el CVMG, donde se tiene registro de xenolitos asociados a brechas volcánicas del Holoceno, en la ribera sur del lago de Pátzcuaro (Corona-Chávez et al., 2006), y a los volcanes históricos Parícutin y Jorullo (Wilcox, 1954; Luhr y Carmichael, 1985; McBirney et al., 1987). Esto indica que el vulcanismo monogenético del CVMG puede tener una estrecha relación con un substrato cortical somero y que en particular está relacionado a procesos de asimilación de corteza continental (Corona-Chávez et al., 2006). Por lo anterior, podríamos decir que los procesos de fraccionamiento diferencial y la asimilación cortical y subsiguiente mezcla de magmas podrían ser la opción más viable para explicar la generación de los diferentes magmas asociados al vulcanismo monogenético de la región.

7.5. Aspectos arqueológicos

La cuenca lacustre de Pátzcuaro ha sido afectada por diferentes procesos como erupciones volcánicas y sismos, los cuales han provocado hundimientos y levantamientos de las secuencias lacustres durante el Cuaternario. Estos eventos han quedado registrados en las secuencias sedimentarias del lago (Israde-Alcántara et al., 2005) y han generado cambios en su morfología. Seguramente estas alteraciones y la evolución del lago han guardado una estrecha relación con los cambios referidos a los asentamientos humanos históricos de la región (Garduño-Monroy et al., 2009b), inclusive la ocupación de los *malpaíses*. En este contexto surge precisamente la pregunta de ¿por qué el *malpaís* (conjunto de flujos de lava jóvenes y estériles para la agricultura) asociado al volcán Rancho Seco, y otros *malpaíses* de la región fueron utilizados para establecer asentamientos humanos en sus superficies?

Para entender esto, Fisher et al. (2017) proponen un modelo que sugiere la presencia de importantes centros políticos locales en dichas regiones, al momento de la integración del imperio Tarasco. Este modelo postula la presencia de densas concentraciones demográficas en los *malpaíses* y otras áreas de la región. La formación de estos centros políticos pudo haber sido el resultado del urbanismo como proceso (Smith, 2003) y quizás la migración (Arnauld y Faugère-Kalfon, 1998), potencialmente causada en parte por una perturbación ambiental importante, como por ejemplo una erupción volcánica (Chevrel et al., 2016a). De igual modo el establecimiento en los *malpaíses* pudo ser respuesta al aumento de la demanda de tierras agrícolas productivas en la antigua ribera del lago de Pátzcuaro (Bush, 2012).

A simple vista los *malpaíses* representan zonas inhóspitas, con una topografía accidentada y tierras no aptas para la agricultura. Sin embargo, todo parece indicar que los antiguos pobladores adaptaron y modificaron el entorno de los *malpaíses* de acuerdo a sus necesidades. De esta manera pudieron aprovechar las rocas volcánicas como bancos de material, con el fin de hacerse de materiales de construcción utilizados en sus distintas edificaciones y herramientas, lo que posiblemente les ahorró el difícil transporte de dicho material tan pesado a zonas más distantes (en caso de que hubieran decidido construir sus ciudades en otros sitios). Además, el establecimiento en zonas elevadas también pudo deberse a que éstas partes permiten tener una mejor visibilidad de la amplia zona lacustre, lo que estratégicamente también pudo ser útil en tiempos de guerra.

En el caso de Angamuco se edificaron diversas construcciones ingenieriles como canales y diques que proporcionaron agua durante todo el año para la agricultura y el asentamiento humano, así como terrazas agrícolas y graneros (Fisher et al., 2017). Las terrazas tenían la doble función de mantener el suelo fértil y retener ciertos niveles de humedad para la agricultura (Rodríguez-Espinosa, 2007). Junto con las terrazas, los humedales del lago solían ser aprovechados para el cultivo de maíz y hortalizas, ya que eran los suelos más fértiles gracias a los aluviones (Rodríguez-Espinosa, 2007).

Gorenstein y Pollard (1983) consideran que la población total de la cuenca lacustre en el momento de máxima expansión del imperio Tarasco era de entre 60 mil y 105 mil habitantes, por lo que puede deducirse que la cantidad de productos

alimenticios para su consumo no eran producidos en su totalidad en las tierras locales dedicadas a la agricultura, lo que hace suponer que se importaban a través de grandes redes de comercio. Estas redes eran sobre todo regionales y locales, por lo que es posible que los productos procedieran de zonas relativamente cercanas, como la ciénega de Zacapu, región altamente productiva en recursos agrícolas (Rodríguez-Espinosa, 2007).

Efectivamente, en Mesoamérica el intercambio de productos entre varias regiones fue algo indispensable desde los tiempos más tempranos, ya que ninguna región tenía todos los recursos necesarios para la supervivencia (Williams, 2004). Muestra de ello lo tenemos en la antigua ciudad de Cantona, en Puebla (Castillo-Bernal, 2013). Cabe mencionar que las rutas de comercio durante el Posclásico eran bastante extensas, atravesando todo el territorio mesoamericano (Williams, 2004).

El lago de Pátzcuaro ha presentado diversas fluctuaciones durante el tiempo, lo cual es una característica importante de esta cuenca, misma que probablemente también ha tenido un efecto importante en el potencial agrario durante la época prehispánica (Pollard, 1993; Bush, 2012). El nivel del lago tiene actualmente una elevación de ~2035 m snm y está principalmente influenciado por las precipitaciones que han causado cambios en su nivel de 10 a 13 m durante la última década (Chacón-Torres, 1993; Pollard, 1993; O'Hara, 1993). La distancia estimada entre el borde del lago y el *malpaís* de Angamuco en el Posclásico se ubicaba aproximadamente entre 2.5 a 10 km al oeste del asentamiento, lo que también pudo haber influido en la elección de dicho lugar (Bush, 2012). De hecho, Pollard (1995) propone que durante los periodos Preclásico Tardío y Clásico pudo haber ocurrido un aumento en la precipitación pluvial. Tal aumento en el nivel del lago hubiera conducido al abandono gradual de los asentamientos lacustres del Preclásico y quizá desplazarlos a los *malpaíses*.

El sitio arqueológico de Angamuco ejemplifica cómo un paisaje aparentemente inhóspito fue ingeniosamente modificado para acoger a una población grande y densa (Bush, 2012), con patrones muy similares a los observados en otros sitios arqueológicos como el de Cantona, Puebla (García et al., 1998; Chasea et al., 2012).

Finalmente, vale la pena destacar que muchas de las grandes civilizaciones prehispánicas en el centro de México (e.g. tarascos, aztecas, etc.) por lo general se establecieron cerca de grandes lagos, posiblemente con el fin de aprovechar la gran cantidad de recursos que estos brindaban.

8. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

La realización de este estudio aporta nuevos datos para la comprensión del volcanismo monogenético, particularmente referenciado al CVMG, ubicado en la porción central de la FVTM.

La cartografía elaborada abarca un área de $\sim 263 \text{ km}^2$, donde se reconocieron 27 edificios volcánicos monogenéticos (conos cineríticos con flujos de lava asociados, volcanes escudos, domos y algunos flujos de lava sin conos asociados). Además, la densidad de conos en la región de estudio es de 8 conos/ 100 km^2 , cifra similar a la reportada en otras partes del CVMG, lo que permite tener una perspectiva de la geología y de la distribución del vulcanismo en la región.

Particularmente, el volcán Rancho Seco es un cono cinerítico que presenta 6 flujos de lava distinguibles con una dirección de emplazamiento principalmente hacia el SW, que cubren un área de 29.7 km^2 con un volumen de lava estimado de $\sim 0.97 \text{ km}^3$. Por su parte, el volcán El Melón es un cono cinerítico con un cráter abierto en forma de herradura que presenta un flujo de lava hacia el E, que cubre un área de 5.4 km^2 con un volumen de lava de $\sim 0.21 \text{ km}^3$. Todo indica que en ambos casos las direcciones de los flujos se vieron influenciadas por las pendientes del paleorelieve.

Las alineaciones de volcanes ENE-WSW observadas en el mapa geológico podrían estar asociadas al régimen tectónico extensional de la región, el cual podría favorecer el ascenso rápido de magma a través de la corteza superior.

Los fechamientos (dataciones por radiocarbono y por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), la geología y el estudio detallado de la estratigrafía permitieron establecer que los productos volcánicos de la región fueron emplazados en gran medida durante el Pleistoceno, lo que demuestra que la actividad monogenética ha sido frecuente y generalizada en la región.

El análisis petrográfico reveló que las muestras presentan diferentes relaciones texturales que indican evidencias de desequilibrio de los cristales con la fase fundida. En general, se observaron rocas con textura afanítica (volcanes Rancho Seco, El Olvido y Sapi 1), aunque también con textura porfírica (volcanes El

Melón, Irauco y Sapi 2), que generalmente presentan bajos porcentajes de vesiculación y ausencia de fases minerales hidratadas.

La geoquímica de las rocas nos indica que el contenido de sílice de las muestras es sumamente homogéneo, ya que ningún volcán presenta una variación de SiO₂ considerable, y nos ayuda a diferenciar dos grupos de rocas intermedias, uno de andesitas (volcanes Rancho Seco, El Olvido e Irauco) y otro de andesitas basálticas (volcanes El Melón, Sapi 1 y 2). Todas las rocas son sub-alcalinas con una tendencia calci-alcalina de medio-K.

Asimismo, se infieren procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe-Ti debido a las correlaciones negativas en Al₂O₃, CaO, FeO, MgO, TiO₂, pero estos podrían estar relativamente atenuados por la ausencia de grandes cámaras magmáticas.

A su vez, el bajo contenido de MgO (<5.23 wt. %), Cr (<129 ppm), Ni (<79 ppm) y número de magnesio (Mg# ~51-63) de las rocas estudiadas indica que los magmas no son tan primarios y experimentaron una cierta diferenciación después de abandonar su fuente mantélica.

Las rocas de la región oriente de la cuenca del lago de Pátzcuaro generalmente presentan características típicas de arcos volcánicos continentales (anomalías negativas de Nb y Ta, y un enriquecimiento marcado en LILE con respecto a los HFSE) presentes en ambientes de subducción.

Las altas concentraciones de Ba y Rb pueden sugerir metasomatismo, o contaminación por una componente de la corteza. De hecho, los xenocristales observados en las muestras del volcán Rancho Seco y los xenolitos del volcán El Melón podrían indicar que sus magmas pudieron haber interactuado en cierta medida con la corteza continental superior durante su ascenso a la superficie. Por lo que podríamos decir que los procesos de cristalización fraccionada en combinación con asimilación y mezcla de magmas podría representar la opción más viable para explicar la generación de los diferentes magmas asociados al vulcanismo monogenético de la región.

En primera instancia, los *malpaíses* representan zonas inhóspitas, con una topografía accidentada y un substrato no apto para la agricultura. Sin embargo,

todo parece indicar que los antiguos pobladores adaptaron y modificaron el entorno de los *malpaíses* de acuerdo a sus necesidades. Debido a esto, Angamuco ejemplifica cómo un paisaje aparentemente hostil fue ingeniosamente modificado para establecer una gran ciudad, con patrones muy similares a los observados en otros sitios arqueológicos de Michoacán como los *malpaíses* de Zacapu, el sitio arqueológico de Itziparátzico o el sitio arqueológico de Urichu; además de Teotenango en el estado de México y Cantona en Puebla (ambos al oriente de la FVTM).

A futuro se propone realizar un modelo tectónico y petrológico detallado de la región para entender mejor cual es la fuente de los magmas y los procesos magmáticos que han dado origen al vulcanismo en el CVMG. Debido a que aún faltan muchos trabajos que nos ayuden a comprender mejor toda la complejidad que involucra el magmatismo asociado a arcos volcánicos y en específico a campos monogenéticos.

También es necesario realizar estudios de geoquímica isotópica de Sr, Nd y Pb, para poder determinar los materiales y procesos involucrados en la petrogénesis. De la misma manera, es sumamente conveniente obtener más fechamientos y análisis geoquímicos, para poder tener una visión más clara y precisa de la cronología del vulcanismo de la región, así como su distribución espacio-temporal.

El estudio de la distribución espacio-temporal del vulcanismo en la región resulta de gran interés, debido a que es muy probable que en un futuro próximo se forme un nuevo volcán en el CVMG. Es por ello que algunos de los datos presentados en esta tesis pueden servir para definir escenarios futuros de peligros volcánicos, lo que también implicaría realizar un estudio del alcance de los depósitos de caída, con el fin de evaluar el riesgo que estos fenómenos pueden representar para la población.

Finalmente, en el aspecto arqueológico también se necesitan más investigaciones enfocadas a entender mejor el papel que jugaron los *malpaíses* en el establecimiento de importantes núcleos poblacionales durante la época prehispánica.

REFERENCIAS

- Alaniz-Alvarez, S., Nieto-Samaniego, A., Ferrari, L., 1998. Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Geology* 26: 591–594.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. En Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (Eds.), *Grandes Fronteras Tectónicas de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57(1): 65-82.
- Alcalá, J., 2000. Relación de Michoacán, Moisés Franco Mendoza (coord.), paleografía Clotilde Martínez Ibáñez y Carmen Molina Ruiz. México, *El Colegio de Michoacán*: 1-321.
- Allan, J., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 97: 473-485.
- Alvarez, R., 2002. Banderas rift zone: a plausible NW limit of the Jalisco Block. *Geophysical Research Letters* 29 (20): 55-1–55-4. doi:10.1029/2002GL016089.
- Arnauld, C., Faugère-Kalfon, B., 1998. Evolución de la ocupación humana en el Centro-Norte de Michoacán (Proyecto Michoacán, CEMCA) y la emergencia del Estado Tarasco. En: Darras, V. (Ed.), *Génesis, culturas, y espacios en Michoacán. Centro de Estudios Mexicanos y Centroamericanos*: 13-34.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N., 1992. K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional* 31: 467-473.
- Beaumont, Pablo, 1932. Crónica de Michoacán (1776-1780). *Archivo General de la Nación, XVII*, México, 17-19 pp.
- Bernal-Brooks, F.W., Rojas, A.G.T., Alcocer, J., 2002. Lake Patzcuaro (Mexico): a controversy about the ecosystem water regime approached by field references, climatic variables, and GIS. *Hydrobiologia* 467: 187–197.
- Best, M.G., 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology. Oxford Blackwell Science*, 729 pp.
- Blatter, D.L., Hammersley, L., 2010. Impact of the Orozco fracture zone on the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197(1): 67–84.
- Bloomfield, K., 1973. The age and significance of the Tenango basalt, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology* 37(4): 586-595.
- Bush, J.W., 2012. Architectural patterning in the Purepecha heartland: An intrasite settlement study at the urban center of Sacapu Angamuco, Michoacán, México (Tesis de maestría). *Colorado State University*, 93 pp.
- Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., Ortega, B., 2010. Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 62(3): 359-377.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20: 1040-1051.

-
- Cano-Cruz, M., Carrasco-Núñez, G., 2008. Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25(3): 549-564.
- Carmichael, I.S.E., 2002. The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105–99°W) Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 641-63.
- Carot, P., 2015. La cultura Loma Alta o los orígenes de la cultura purépecha. *Revista occidente*: 1-16.
- Castillo-Bernal, S., 2013. La antigua ciudad de Cantona. ¿Ciudad-Estado con redes corporativas excluyentes? *Cuicuilco* 20(56):127-172.
- 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: 113-125.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011. Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geological Society of America Bulletin* 123: 1776–1797. doi:10.1130/B30057.1.
- Chacón-Torres, A., 1993. Pátzcuaro, un lago amenazado: Morelia, México. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Tesis de licenciatura, 144 pp.
- Charlier, D., Grove, T. L., 2012. Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 164: 27-44.
- Chasea, A. F., Chasea, D.Z., Fisher, C.T., Leisz, S.J., Weishampel, J.F., 2012. Geospatial revolution and remote sensing LiDAR in Mesoamerican archaeology. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 109(32): 12916–12921.
- Chevrel M.O., Siebe C, Guilbaud, M.N., Salinas S., 2016a. The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archeology and hazards. *The Holocene* 26(3):471-488.
- Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Siebe, C., 2016b. The AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): Magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology* 78 (4): 1-32.
- Connor, C., 1990. Cinder cone clustering in the Trans-Mexican volcanic belt: implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research* 95: 19395-19405.
- Connor, C.B., Conway, F.M., 2000. Basaltic Volcanic Fields. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, CA: 331-343.
- Corona-Chávez, P., Reyes-Salas, M., Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcántara, I., Lozano-Santa Cruz, R., Morton-Bermea, O., Hernández-Álvarez, E., 2006. Asimilación de xenolitos graníticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato: el caso de Arócutin Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 23(2): 233-245.
- De Buen, F., 1944. Los lagos michoacanos. II Pátzcuaro. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural* 5(1-2): 99-125.
- De Cserna, Z., 1983. Hoja Tejupilco 14 Q-g (9), Resumen de la geología de la hoja Tejupilco. Instituto de Geología, UNAM. Cartas Geológicas de México, serie 1: 100,000, núm. 18, 28 pp.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 2(2): 172-187.
-

-
- Demant, A., 1981. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista del Instituto de Geología UNAM* 5: 217–222.
- Devereux, B.J., Amable, G.S., Crow P., 2008. Visualization of LiDAR terrain models for archaeological feature detection. *Antiquity* 82: 470-479.
- Fernández-Becerra, S., 1986. Prospecto Oropeo-Hoja Acuyo. Informe Final 1GPR-2. Coordinación Regional de Exploración Z.C. Distrito Vertiente del Pacífico. PEMEX.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F., 1994a. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco Block. *Geofísica Internacional* 33: 139–151.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1994b. Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to Present. *Geofísica Internacional* 33: 91–106.
- Ferrari, L., 1995. Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology* 23 (8): 751–754.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1990. Plio-Quaternary tectonics of the central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode. *Geofísica Internacional* 29: 5–18.
- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 53: 84–92.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic–Zacoalco rift revised. En: Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (Eds.), *Geological Society of America Special Paper: Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico* 334: 42–64.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522/523: 122-149.
- Filini, A., 2015. Nuevas territorialidades: El imperio tarasco. *Revista occidente*: 1-16.
- Fisher, C.T., Pollard, H.P., Frederick, C., 1999. Intensive agriculture and socio – political development in the Lake Pátzcuaro Basin, Michoacán, México. *Antiquity* 73(281): 642–649.
- Fisher, C.T., Pollard, H.P., Israde-Alcantara, I., Garduño-Monroy, V.H., Banerjee, S.K., 2003. A reexamination of human induced environmental change within the Lake Pátzcuaro Basin, Michoacán, Mexico. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 100(8): 4957-4962.
- Fisher, C.T., 2005. Demographic and landscape change in the Lake Patzcuaro Basin, Mexico: abandoning the garden. *American Anthropologist* 107(1): 87-95.
- Fisher, C.T., 2010. Legados de la Resiliencia: La Cuenca de Pátzcuaro Proyecto Arqueológico (Proyecto LORE LPB). Informe Técnico Parcial, Temporada 2009. *Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH)*, México, D.F., 100 pp.
- Fisher, C. T., Leisz, S., Outlaw, G., 2011. LiDAR: A valuable tool uncovers an ancient city in Mexico. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 77(10): 963–967.
- Fisher, C.T., Leisz, S.J., 2013. New perspectives on Purépecha urbanism through the use of LiDAR at the site of Angamuco. En: Comer, D.C., Harrower, M.J. (Eds.): Mapping archaeological landscapes from space. *Springer Briefs in Archaeology*: 199-210.

-
- Fisher, C.T., Cohen, A.S., Fernández-Díaz, J.C., Leisz, S.J., 2017. The application of airborne mapping LiDAR for the documentation of ancient cities and regions in tropical regions, *Quaternary International*: 1-10. doi: 10.1016/j.quaint.2016.08.050
- Flores-Covarrubias, L., 1945. Cálculos para la determinación de la altura del cono del volcán del Parícutin. El Parícutin: México, D.F., *UNAM*: 19-20.
- Foshag, W.F., Gonzalez-Reyna, J., 1956. Birth and development of Parícutin volcano: *U. S., Geological Survey Bulletin* 965-D: 355-489.
- Fries, C., 1953. Volumes and weights of pyroclastic material, lava, and water erupted by Parícutin volcano, Michoacán, Mexico. *Transactions of the American Geophysical Union* 34, 603-616.
- Gadow, H., 1930. Jorullo: the history of the volcano of Jorullo and the reclamation of the devastated district by animals and plants. Londres, *Cambridge University Press*: 1-101.
- García-Cook, A., Merino, L., 1998. Cantona: Urbe prehispánica en el Altiplano Central de México. *Latin American Antiquity* 9(3): 191-216.
- Garduño-Monroy, V., Spinnler, J., Ceragioli, E., 1993. Geological and structural study of the Chapala Rift, state of Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional* 32: 487-499.
- Garduño-Monroy, V., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Torres, G., 2001. Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18: 37-54.
- Garduño-Monroy, V.H., Rodríguez-Pascua, M.A., Israde-Alcantara, I., 2004. Evidencias paleosísmicas en fallas activas y sedimentos deformados del lago de Pátzcuaro, Jarácuaro, Michoacán, México. *Geotemas* 6: 151-154.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal, V.M., García-Zepeda, M. L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., Mora-Chaparro, J.C., 2009a. Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional* 48(3): 319-335.
- Garduño-Monroy, V.H., Chávez-Hernández, J., Aguirre-González, J., Vázquez-Rosas, R., Mijares Arellano, H., Israde-Alcántara, I., Hernández-Madrigal, V.M., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez, R., 2009b. Zonificación de los periodos naturales de oscilación superficial en la ciudad de Pátzcuaro, Mich., México, con base en microtemores y estudios de paleosismología. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26(3): 623-637.
- Garduño-Monroy, V.H., Soria-Caballero, D.C., Israde-Alcántara, I., Hernández-Madrigal, V.M., Rodríguez-Ramírez, A., Ostroumov, M., Rodríguez-Pascua, M.A., Chacón-Torres, A., Mora-Chaparro, J.C., 2011. Evidence of tsunami events in the paleolimnological record of Lake Pátzcuaro, Michoacán, Mexico. *Geofísica Internacional* 502: 147-161.
- Gill, J.B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, 390 pp.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Volumen conmemorativo del centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57(3): 227-283.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., 2015. The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301: 128-147.

-
- Gorenstein, S., Pollard, H.P., 1983. The Tarascan Civilization: A late prehispanic cultural system. Vanderbilt University Press 28: 199.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V.H., Le Corvec, N., 2011. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 97-112. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.09.005
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Paruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology* 74(5): 1187-1211. doi:10.1007/s00445-012-0594-0
- Hammer, J.E., Cashman, K.V., Hoblitt, R.P., Newman, S., 1999. Degassing and microlite crystallization during pre-climactic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bulletin of Volcanology* 60: 355-380.
- Harris, S.L., 2000. Archaeology and Volcanism. En: Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. y Stix, J., (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, CA: 1301-1314.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25: 104-124.
- Hasenaka, T., 1986. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico. Berkeley, CA. University of California. Tesis doctoral, 171 pp.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1987. The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: petrology and chemistry. *Journal of Petrology* 28: 241-269.
- 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.
- Haskell, D., 2007. Investigando la expansión y consolidación del estado tarasco: Trabajo de campo en Erongarícuaro, Michoacán, México. *FAMSI*, 25 pp.
- Hawkesworth, C.J., O'nions, R.K., Pankhurst, R.J., Hamilton, P.J., Evensen, N.M., 1977. A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 36 (2): 253-262.
- Hintz, A.R., Valentine, G.A., 2012. Complex plumbing of monogenetic scoria cones: new insights from the Lunar Crater Volcanic Field (Nevada, USA). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 239/240: 19–32.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., 1999. Lacustrine record in a volcanic intraarc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central western Mexico, Michoacán). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 151: 209–227.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., Fisher, C.T., Pollard, H.P., Rodríguez-Pascua, M.A., 2005. Lake level change, climate, and the impact of natural events: the role of seismic and volcanic events in the formation of the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, Mexico. *Quaternary International* 135(1): 35-46.

-
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1989. Tectonics and volcanism in Central Mexico: a Landsat Thematic Mapper Perspective. *Remote Sensing of Environment* 28: 273-286.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in Central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64: 187-210.
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2015. Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrogeological environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 304: 214-236.
- Kshirsagar P, Siebe C, Guilbaud, M.N. y Salinas, S., 2016. Geological and environmental controls on the change of eruptive style (phreatomagmatic to Strombolian-effusive) of Late Pleistocene El Caracol tuff cone and its comparison with adjacent volcanoes around the Zacapu basin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 318: 114-133.
- Langridge, R., Weldon, R., Moya, J., Suárez, G., 2000. Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay–Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research* 105: 3019–3037. doi:10.1029/1999JB900239.
- Layer, P.W., Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Valdés, G., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V.H., 2009. Geology, Geochemistry, Geochronology, and Tectonic Setting of the Tacámbaro–Puararán monogenetic volcanic field. Michoacán. México. *Conference abstracts of the commemorative conference of the 250th anniversary of Volcán Jorullo's birth in Mexico, Morelia, Michoacán*, 31–32.
- 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: 745-750.
- Le Maitre, R. W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell*, 193 pp.
- Le Maitre, R. W., 2002. Igneous Rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge. *Cambridge University Press*, 236 pp.
- Luhr, J.F., Carmichael I.S.E, 1985. Jorullo volcano, Michoacan, Mexico (1759–1774); the earliest stages of fractionation in calcalkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90: 142–161.
- Luhr, J.F., Simkin, T., 1993. Parícutín: The volcano born in a Mexican cornfield. Phoenix. Geoscience Press, *Smithsonian Institution*, 427 pp.
- Macías, J.L., 2005. Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen conmemorativo del centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana 57(3): 379-424.
- Maldonado, B.E., 2005. Metalurgia Tarasca del Cobre en el Sitio de Itziparátzico, Michoacán, México. *FAMSI*, 25 pp.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A., 1990. Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Revista Instituto de Geología UNAM* 9: 33–50.
- Mazzarini, F., Ferrari L., Isola I., 2010. Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 486: 55-64.

-
- McBirney, A.R., Taylor, H.P., Armstrong, R.L., 1987. Paricutin re-examined; a classic example of crustal assimilation in calcalkaline magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 113–137.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Metcalfe, S.E., Davies, S.J., Braisby, J.D., Leng, M.J., Newton, A.J., Terrett, N.L., O'Hara, S.L., 2007. Long and short-term change in the Pátzcuaro Basin, central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 247: 272–295.
- Michelet, D., 1998. Topografía y prospección sistemática de los grandes asentamientos del malpaís de Zacapu: claves para un acercamiento a las realidades sociopolíticas. En: Darras, V. (Ed.), *Génesis, culturas y espacios en Michoacán*. México, CEMCA: 47-59.
- Michelet, D., Pereira, G., Migeon, G., 2005. La llegada de los Uacúsechas a la región de Zacapu, Michoacán: Datos arqueológicos y discusión. *Centre National de la Recherche Scientifique*, 17 pp.
- Migeon, G., 1998. El poblamiento del malpaís de Zacapu y de sus alrededores, del Clásico al Posclásico. En: Darras, V. (Ed.), *Génesis, culturas y espacios en Michoacán*. México, CEMCA: 35-45.
- Montiel, J., Librado, J., Salazar, J., Bustamante, J., Sánchez, E., 1998. Carta Geológico-Minera de Morelia. Escala 1:250.000 (E14-1): Michoacán, Estado de México y Guanajuato. *Servicio Geológico Mexicano*.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2006. Acatlán Complex, southern Mexico: record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology* 34: 857–860.
- Nasser-Mahgoub, A., Reyes-Guzmán, N., Böhnell, H., Siebe, C., Pereira, G., Dorison, A., 2017 (en prensa). Paleomagnetic constraints on the ages of the Holocene Malpaís de Zacapu lava flow eruptions, Michoacán (México): Implications for archeology and volcanic hazards. *The Holocene*.
- Nelson, S.T., Montana, A., 1992. Sieved textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Newton, A.J., Metcalfe, S.E., Davies, S.J., Cook, G., Barker, P., Telford, J., 2005. Late Quaternary volcanic records from lakes of Michoacán, central Mexico. *Quaternary Science Reviews* 24(1-2): 91-104.
- Nixon, G., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of American Bulletin* 93: 514–523.
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L., Harkal, J.E., 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 26: 109-158.
- O'Hara, S., 1993. Historical evidence of fluctuations in the level of Lake Pátzcuaro, Michoacán, Mexico, over the last 600 years. *The Geographical Journal* 159(1): 51-62.
- O'Hara, S., Street-Perrott, F.A., Burt, T.P., 1993. Accelerated soil erosion around a Mexican highland lake caused by prehispanic agriculture. *Nature* 362: 48-51.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology* 23: 1127–1130.

-
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías Herrera, M., Dávalos Elizondo, M.G., 2008. On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25: 346–364.
- Ownby, S., Delgado-Granados, H., Lange, R.A., Hall, C., 2007. Volcán Tancitaro, Michoacán, Mexico, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 161: 1–14.
- Pacheco, J., Mortera-Gutiérrez, C., Delgado-Granados, H., Singh, S., Valenzuela, R., Shapiro, N., Santoyo, M., Hurtado, A., Barrón, R., Gutiérrez-Moguel, E., 1999. Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-graben, Jalisco, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 557–565. doi:10.1016/S0895-9811(99)00039-5.
- Pardo M., Suárez G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 100 (B7): 12357-12373.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987. Morphological and structural model of the Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 26: 159–176.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 146: 353-364.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan. *Geological Society of America Map and Chart Series*, MCH 072, 22 pp.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Pereira, G., Michelet, D., Dorison, A., Forest, M., Stevanato, M., Jadot, E., Manin, A., 2013. Informe técnico sobre los trabajos de campo llevados a cabo en Malpaís Prieto y otros asentamientos de la región de Zacapu, Michoacán. México, *Proyecto UACUSECHA*: 1-127.
- Piña-Chan, R., 1972. Teotenango - Primer informe de exploraciones arqueológicas, enero a septiembre de 1971. *Dirección de Turismo, Gobierno del Estado de México*, 34 pp.
- Pola, A., Macías, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Osorio-Ocampo, S., Cardona-Melchor, S., 2014. Successive collapses of the El Estribo volcanic complex in the Pátzcuaro lake, Michoacán México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 289: 41-50.
- Pollard, H.P., 1993. Tarácuri's Legacy: The prehispanic Tarascan State. University of Oklahoma Press, Norman, Oklahoma, 266 pp.
- Pollard, H.P., 1995. Estudio del surgimiento del Estado Tarasco: investigaciones recientes. En: Williams, E., Weigand, P.C. (Eds.), *Arqueología del occidente y norte de México*. Colegio de Michoacán, México: 29-64.
- Pollard, H.P., 1996. La Transformación de élites regionales en Michoacán Central. En Williams, E., Weigand, P. C. (Eds.), *Las Cuencas del Occidente de México (Época Prehispánica)*. CEMCA, México, 131-156 pp.
- Pollard, H.P. Cahue, L. 1999. Mortuary patterns of regional elites in the lake Patzcuaro basin of western Mexico. *Latin American Antiquity* 10(3): 259-280.
- Pollard, H.P., 2003. Central places and cities in the core of the Tarascan State. En: Sanders, W., Mastache, A.G., Cobean, R. (Eds.): *El Urbanismo En Mesoamérica: Urbanism in Mesoamerica*. Instituto Nacional de Antropología e Historia/The Pennsylvania State University 1: 345-391.

-
- Pollard, H.P., 2008. A model of the emergence of the Tarascan state. *Ancient Mesoamerica* 19: 217–230.
- Presta, J.F., Caffè, P.J., 2014. Historia eruptiva de los volcanes monogenéticos de El Toro (23°05'S-66°42'W), Puna norte, Argentina. *Andean Geology* 41(1): 142-173.
- Punzo-Díaz, J.L., Morales, J., Gogutchachvili, A., 2015. Evidencia de escorias de cobre prehispánicas en el área de Santa Clara del Cobre, Michoacán, Occidente de México. *Arqueología Iberoamericana* 28: 46-51.
- Quintero-Legorreta, O., Michaud, F., Bourgois, J., Barrier, E., 1992. Evolución de la frontera septentrional del bloque Jalisco, México, desde hace 17 Ma. *Revista del Instituto de Geología UNAM* 10: 111–117.
- Rasoazanamparany, C., Widom, E., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Spicuzza, M.J., Valley, J.W., Valdez, G., Salinas, S., 2016. Temporal and compositional evolution of Jorullo volcano, Mexico: Implications for magmatic processes associated with a monogenetic eruption. *Chemical Geology* 434: 62-80.
- Robles-Camacho, J., Corona-Chávez, P., Morales-Gómez, M., Guzmán, A.F., Polaco, O.J., Domínguez-Vázquez, G., Israde-Alcántara, I., Oliveros-Morales, A., 2010. Estratigrafía y paleoambiente asociados a un Gomphoteriidae (*Cuvieronius hyodon*) en Tzintzuntzan, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 27(3): 530-544.
- Rodríguez, C., 2007. Paisaje cultural y redes comerciales. El caso de la cuenca lacustre de Pátzcuaro, Michoacán, en el siglo XVI. *PALAPA, Revista de Investigación Científica en Arquitectura* 2(2): 39-50.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V., Urrutia-Fucugauchi, J., 1996. Continental boundaries of the Jalisco Block in the Pliocene–Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology* 24: 921–924. doi:10.1130/0091-7613(1996)024b0921:CBOTJBN2.3.CO;2.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., López-Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and the triple junction area, western Mexico. *International Geology Review* 39: 125–140.
- Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 1998. Tectonic control on the volcanosedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico. *International Geology Review* 40: 350–362.
- Rzedowski, J., 2006. Vegetación de México. *CONABIO*, México, 504 pp.
- Seegerstrom, K., 1956. Erosion studies at Parícutin, state of Michoacán, México. Geologic investigations in the Parícutin area, México. *U.S. Geological Survey Bulletin* 965-A: 164 pp.
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Chedeville-Monzo, C., 2012. Eruption of Alberca de los Espinos tuff cone causes transgression of Zacapu lake ca. 25,000 yr BP in Michoacán, Mexico. 4IMC Conference, Auckland, NZ. Abstract volume. *Geoscience Society of New Zealand Miscellaneous Publication* 131A: 74-75.
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Kshirsagar, P., Chevrel, M.O., De la Fuente, J.R., Hernández-Jiménez, A., Godínez, L., 2014. Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho-Parícutin region). Field Guide, Pre-meeting Fieldtrip (Nov. 13-17) for the 5th International Maar Conference (5IMC-IAVCEI), Querétaro, México, 33 p.
- Singh, S.K., Iglesias, A., Garduño, V.H., Quintanar, L., Ordaz, M., 2012. A source study of the October, 2007 earthquake sequence of Morelia, Mexico and ground-motion estimation from larger earthquakes in the region. *Geofísica Internacional* 51: 73-86.
-

-
- Sisson, T.W., Grove, T.L., 1993. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 143-166.
- Smith, M.L., 2003. Introduction: The social construction of ancient cities. En: Smith, M.L. (Ed.), *The social construction of ancient cities*. Washington D.C., *Smithsonian Institution Press*: 1-36.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon dating program. *Radiocarbon* 35: 215-230.
- Suárez, G., García-Acosta, V., Gaulon, R., 1994. Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics* 234: 117–127. doi:10.1016/0040-1951(94)90207-0.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the ocean basins*. *Geological Society of London Special Publications* 42: 313-346.
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A., 1992. Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: 1. The Venta de Bravo fault. *Journal of Geophysical Research* 97(B8): 11983–11993.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E., 1995. The Acambay graben: active intra-arc extension in the trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Tectonics* 14 (5): 1245–1262.
- 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: 693-703.
- Suter, M., 2016. Structure and Holocene rupture of the Morelia fault, Trans-Mexican Volcanic Belt, and their significance for seismic hazard assessment. *Bulletin of the Seismological Society of America* 106 (5): 2376-2388.
- Takada, A., 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research* 99, 13563–13573.
- Toledo, V., Alvarez-Icaza, P., Avila, P., 1992. Plan Pátzcuaro 2000. Investigación multidisciplinaria para el desarrollo sostenido. México: *Fundación Friedrich Ebert Stiftung*, 320 pp.
- Urquhart, K.R., 2015. The Ireta: A model of political and spatial organization of purépecha cities (Tesis de maestría). *Colorado State University*, 165 pp.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review* 38: 176-194.
- Valentine, G.A., Gregg, T.K.P., 2008. Continental basaltic volcanoes-processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177(4): 857–873.
- Walker, G.P.L., 2000. Basaltic Volcanoes and Volcanic Systems. En: Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. y Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, CA: 283-289.
- Wilcox, R.E., 1954. Petrology of Parícutin Volcano, Mexico. *U.S. Geological Survey Bulletin* 965C: 281-353.

Williams, E., 2004. Bienes estratégicos del antiguo Occidente de México: producción e intercambio. *El Colegio de Michoacán*, 379 pp.

Winter, J. D., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. *Prentice-Hall Inc*, New Jersey, E.U.A., 697 pp.

Páginas web

Air Products and Chemicals, Inc. (1996 - 2017). Aplicaciones para laboratorios de analítica. Plasma de acoplamiento inductivo (ICP) e ICP con espectrómetro de masas (ICP-MS). Recuperado el 12 de marzo de 2017, de: <http://www.carbuos.com/industries/Analytical-Laboratories/analytical-lab-applications/product-list/inductively-coupled-plasma-icp-analytical-laboratories.aspx?itemId=8E471387439C4B518218FC44F3748E3D>

INAH, 2017. Página del Instituto Nacional de Antropología e Historia. "Zona Arqueológica de Teotenango". Recuperado el 18 de marzo de 2017, de: <http://inah.gob.mx/es/zonas/44-zona-arqueologica-de-teotenango>

INEGI, 2017. Página del Instituto Nacional de Estadística y Geografía. "Geodesia-Tecnología LiDAR". Recuperado el 18 de marzo de 2017, de: <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/geodesia/lidar.aspx>

ANEXOS

Tabla 2. Análisis modal de rocas del área oriental del lago de Pátzcuaro, Michoacán.

Muestra	Fenocristales					Microfenocristales				Vd	Vs	Total
	Plg*	Opx	Cpx	OI	Qtz	Plg	Opx	Cpx	Op			
<i>Volcán Rancho Seco</i>												
PAZ-1501	0.4%	—	—	—	0.2%	56.0%	1.1%	—	1.7%	39.9%	0.7%	100%
RS-1605	—	—	—	—	0.1%	56.1%	1.0%	—	2.2%	38.9%	1.7%	100%
RS-1608	0.1%	—	—	—	—	53.8%	7.8%	—	1.0%	32.5%	4.8%	100%
RS-1610	—	—	—	—	—	42.1%	14.3%	1.0%	4.2%	38.1%	0.3%	100%
RS-1606	0.3%	0.2%	—	—	—	45.1%	10.1%	0.5%	3.7%	38.9%	1.2%	100%
RS-1609	—	—	—	—	—	55.4%	13.9%	—	4.5%	24.3%	1.9%	100%
RS-1613	0.2%	0.2%	—	—	—	57.2%	12.1%	—	3.6%	25.8%	0.9%	100%
RS-1604	—	—	—	—	—	54.8%	10.5%	—	3.8%	30.1%	0.8%	100%
RS-1612	—	—	—	—	—	58.0%	10.2%	—	8.5%	22.0%	1.3%	100%
RS-1602	0.2%	—	—	—	—	66.2%	4.1%	—	1.6%	25.9%	2.0%	100%
RS-1601	—	—	—	—	—	41.5%	1.0%	—	1.2%	43.4%	12.9%	100%
RS-1603	0.1%	—	—	—	—	49.2%	2.0%	—	1.4%	47.3%	—	100%
ZAC-12177	—	—	—	—	—	31.6%	1.5%	—	2.0%	50.7%	14.2%	100%
<i>Volcán El Melón</i>												
RS-16016	8.0%	—	0.7%	1.1%	—	26.3%	—	3.1%	4.5%	56.3%	—	100%
RS-1617	8.8%	—	0.2%	1.0%	—	32.9%	—	2.3%	5.5%	39.8%	9.5%	100%
RS-1619	7.8%	—	0.2%	0.8%	0.1%	51.2%	—	2.5%	4.7%	31.2%	1.5%	100%
RS-1620	10.0%	—	0.1%	0.7%	—	24.1%	—	2.3%	4.0%	46.2%	12.6%	100%
RS-1621	6.6%	—	0.6%	1.1%	—	27.0%	—	2.3%	3.7%	47.5%	11.2%	100%
<i>Volcán El Olvido</i>												
RS-1611	—	—	—	1.1%	—	65.2%	—	3.5%	1.8%	26.8%	1.6%	100%
RS-1614	—	—	—	1.0%	—	60.1%	1.5%	11.4%	3.4%	20.6%	2.0%	100%
<i>Volcán Irauco</i>												
RS-1618	6.4%	0.2%	—	1.2%	—	63.8%	2.5%	2.2%	3.2%	19.8%	0.7%	100%
<i>Volcán 1</i>												
RS-1607	—	—	—	1.8%	—	46.8%	—	10.6%	1.2%	33.5%	6.1%	100%
<i>Volcán 2</i>												
RS-1615	18.6%	0.2%	4.9%	2.7%	—	38.4%	0.3%	4.4%	5.5%	24.5%	0.5%	100%

*Abreviaciones: Plagioclasa (Plg), Ortopiroxeno (Opx), Clinopiroxeno (Cpx), Olivino (OI), Cuarzo (Qtz), Minerales opacos (Op), Vidrio (Vd) y Vesículas (Vs).

Se contaron más de 1000 puntos por lámina y se calcularon las proporciones modales de los fenocristales (≥ 0.3 mm) y microfenocristales (< 0.3 mm).

Tabla 3. Análisis químicos de elementos mayores (% en peso) y traza (en ppm) de rocas del área oriental del lago de Pátzcuaro, Michoacán.

Volcán			Sapi 1 (V1)	El Melón	El Melón	El Melón	El Melón	
No. de Muestra			RS-1607	RS- 1620	RS- 1621	RS- 1617	RS- 1616	
Tipo de roca			Andesita basáltica Lava	Andesita basáltica Lava	Andesita basáltica Lava	Andesita basáltica Bloque de lava	Andesita basáltica Bloque de lava	
Latitud (N)			19° 35' 28.6"	19° 40' 26.9"	19° 40' 59.6"	19° 40' 23.3"	19° 40' 14.2"	
Longitud (O)			101° 30' 24.8"	101° 23' 52.3"	101° 24' 14.4"	101° 25' 40.5"	101° 25' 43.7"	
Altitud snm (m)			2101	2123	2153	2483	2463	
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis*					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	54.32	55.24	55.36	55.39	55.46
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	17.4	17.84	17.87	17.64	18.15
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	8.13	8.47	8.52	8.38	8.49
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.122	0.141	0.139	0.138	0.139
MgO	%	0.01	FUS-ICP	4.3	3.79	4.12	4.24	4.29
CaO	%	0.01	FUS-ICP	7.2	6.71	6.8	6.99	7.09
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	3.67	4.22	4.07	4.12	4.16
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.53	1.3	1.21	1.29	1.34
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	1.201	1.193	1.137	1.192	1.209
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.34	0.4	0.36	0.4	0.4
LOI	%		FUS-ICP	0.4	0.14	0.19	0.07	-0.02
Total	%	0.01	FUS-ICP	98.61	99.45	99.79	99.85	100.7
Mg#**				55	51	53	54	54
Be	ppm	1	FUS-ICP	2	1	2	2	2
Sc	ppm	0.01	INAA	18.6	15.7	17	17.2	17.6
V	ppm	5	FUS-ICP	150	149	154	148	154
Cr	ppm	0.5	INAA	83.6	24	39	44	63
Co	ppm	0.1	INAA	24.3	19.6	22.7	20.2	21.6
Ni	ppm	1	TD-ICP	58	27	37	35	37
Cu	ppm	1	TD-ICP	25	21	26	29	30
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	76	88	88	84	86
Ga	ppm	1	FUS-MS	19	20	20	19	20
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	1.3	1	0.9	1	1
Rb	ppm	1	FUS-MS	24	13	15	17	17
Sr	ppm	2	FUS-ICP	568	618	589	588	600
Y	ppm	1	FUS-ICP	18	19	19	20	21
Zr	ppm	1	FUS-ICP	170	140	137	156	152
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	9	7.1	8.2	10	9
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	0.7	0.3	0.4	0.4	0.4
Ba	ppm	1	FUS-ICP	466	425	411	422	428
La	ppm	0.05	FUS-MS	21.6	18.3	18.6	20.1	20.6
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	43.4	39.7	40.1	43.2	44.4
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	5.62	5.11	5.22	5.59	5.72
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	22.9	21.6	22.2	23.2	23.9
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	4.85	4.9	4.71	5.05	5.13
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.55	1.58	1.54	1.6	1.6
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	4.55	4.42	4.21	4.58	4.55
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.69	0.69	0.66	0.7	0.73
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.93	3.89	3.97	4.08	4.12
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.77	0.75	0.77	0.8	0.82
Er	ppm	0.01	FUS-MS	2.21	2.09	2.15	2.17	2.22
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.341	0.293	0.307	0.313	0.315
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	2.19	1.98	1.95	2.04	2.09
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.316	0.314	0.31	0.317	0.334
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	4	3	3.1	3.4	3.2
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.68	0.63	0.65	0.79	0.78
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	0.19	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Pb	ppm	5	TD-ICP	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Th	ppm	0.05	FUS-MS	2.06	1.02	1.05	1.28	1.32
U	ppm	0.01	FUS-MS	0.73	0.39	0.4	0.46	0.47

*Los métodos analíticos utilizados fueron Plasma de Acoplamiento Inductivo con fusión (FUS-ICP), Plasma de Acoplamiento Inductivo con digestión total (TD-ICP) y Análisis Instrumental por Activación de Neutrones (INAA).

**Mg# = (wt %MgO/40.31)/[(wt %MgO/40.31)+0.85(wt %FeO_{Tot}/71.84)],
donde Fe total se recalcula como FeO_{Tot}=0.8998xFe₂O_{3(T)}.

continúa la Tabla 3

Volcán			El Melón	El Melón	Sapi 2 (V2)	Irauco	El Olvido	
No. de Muestra			RS- 1619	ZAC-12174	RS- 1615	RS- 1618	RS- 1614	
Tipo de roca			Andesita basáltica Lava	Andesita basáltica Lava	Andesita basáltica Lava	Andesita Lava	Andesita Lava	
Latitud (N)			19° 40' 10.0"	19° 40' 55.7"	19° 37' 48.3"	19° 39' 54.6"	19° 36' 53.3"	
Longitud (O)			101° 24' 02.8"	101° 24' 44.4"	101° 28' 15.4"	101° 25' 45.5"	101° 30' 47.6"	
Altitud snm (m)			2135	2147	2295	2415	2157	
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	55.52	55.94	55.85	57.6	57.73
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	17.79	18.17	17.33	17.78	17.37
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	8.35	8.66	7.15	7.18	6.84
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.138	0.142	0.113	0.111	0.109
MgO	%	0.01	FUS-ICP	3.79	4.15	5.23	4.1	4.21
CaO	%	0.01	FUS-ICP	6.71	6.95	7.42	6.77	6.86
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	4.23	4.31	3.82	3.82	3.79
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.23	1.23	1.78	1.61	1.66
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	1.177	1.212	0.947	1.145	0.962
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.39	0.38	0.3	0.25	0.27
LOI	%		FUS-ICP	0.26	-0.38	0.26	0.4	0.36
Total	%	0.01	FUS-ICP	99.57	100.8	100.2	100.8	100.2
Mg#				51	53	63	57	59
Be	ppm	1	FUS-ICP	1	1	1	1	1
Sc	ppm	0.01	INAA	16	16.5	19.8	17.7	16.5
V	ppm	5	FUS-ICP	149	163	163	149	144
Cr	ppm	0.5	INAA	33	35.2	120	56	71
Co	ppm	0.1	INAA	20.2	21.7	26.8	21.6	20.1
Ni	ppm	1	TD-ICP	28	39	79	39	49
Cu	ppm	1	TD-ICP	24	31	34	21	29
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	87	87	70	63	73
Ga	ppm	1	FUS-MS	20	18	18	19	19
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	0.9	2.3	0.9	0.9	0.9
Rb	ppm	1	FUS-MS	14	14	29	33	29
Sr	ppm	2	FUS-ICP	612	624	752	566	568
Y	ppm	1	FUS-ICP	20	19	20	22	17
Zr	ppm	1	FUS-ICP	136	143	145	145	142
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	7.7	12	3.7	6.9	5.2
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	0.3	0.4	0.7	0.9	0.9
Ba	ppm	1	FUS-ICP	421	416	593	480	517
La	ppm	0.05	FUS-MS	18.4	19	25.3	21.3	19.6
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	39.6	41.4	51.7	39.8	39.8
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	5.18	5.15	6.69	5.26	4.89
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	21.8	22	27.8	20.9	19.7
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	4.93	4.8	5.64	4.7	4.4
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.55	1.51	1.64	1.42	1.26
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	4.34	4.41	5	4.31	3.9
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.66	0.72	0.72	0.66	0.59
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.91	3.9	3.97	4.06	3.37
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.76	0.74	0.75	0.84	0.66
Er	ppm	0.01	FUS-MS	2.03	2.09	2.12	2.36	1.87
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.284	0.309	0.301	0.341	0.268
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	1.91	1.97	2.02	2.28	1.74
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.31	0.31	0.313	0.348	0.276
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	3	3.2	3.3	3.1	3
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.63	0.7	0.37	0.6	0.48
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	< 0.05	< 0.05	0.1	0.05	0.07
Pb	ppm	5	TD-ICP	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Th	ppm	0.05	FUS-MS	1.03	1.26	2.57	2.51	2.01
U	ppm	0.01	FUS-MS	0.39	0.44	0.93	0.73	0.67

continúa la Tabla 3

Volcán	El Olvido		Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco		
No. de Muestra	RS- 1611		RS-1603	RS-1602	RS-1605	RS-1606		
Tipo de roca	Andesita Bomba del cono		Andesita Bomba del cono	Andesita Lava - VI	Andesita Lava - I	Andesita Lava - I		
Latitud (N)	19° 37' 55.4"		19° 37' 06"	19° 37' 21.6"	19° 35' 2.7"	19° 35' 29.8"		
Longitud (O)	101° 29' 29.5"		101° 28' 29.4"	101° 27' 45.2"	101° 30' 27.2"	101° 30' 24.8"		
Altitud snm (m)	2273		2370	2335	2095	2103		
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	58.22	58.51	58.77	59.19	59.35
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	17.18	17.68	16.46	17.7	17.34
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	6.83	6.83	6.35	6.17	6.26
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.105	0.105	0.098	0.094	0.094
MgO	%	0.01	FUS-ICP	4.3	3.54	3.3	3.41	3.54
CaO	%	0.01	FUS-ICP	6.92	6.31	6.14	6.34	6.6
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	3.88	4.05	3.69	3.78	3.86
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.49	1.88	1.91	1.82	1.51
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	0.903	1.004	0.907	0.792	0.742
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.25	0.27	0.26	0.19	0.15
LOI	%		FUS-ICP	-0.13	-0.28	0.79	0.33	-0.16
Total	%	0.01	FUS-ICP	99.94	99.91	98.68	99.81	99.29
Mg#				59	55	55	56	57
Be	ppm	1	FUS-ICP	1	1	1	1	1
Sc	ppm	0.01	INAA	16.9	15.7	15.4	15.7	15.9
V	ppm	5	FUS-ICP	142	131	121	125	127
Cr	ppm	0.5	INAA	114	77.3	83.6	64.2	129
Co	ppm	0.1	INAA	20.3	19.2	17.8	19.2	17
Ni	ppm	1	TD-ICP	52	37	38	40	43
Cu	ppm	1	TD-ICP	33	24	24	25	24
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	73	61	69	65	61
Ga	ppm	1	FUS-MS	19	19	19	18	19
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	0.9	1.3	1.4	1.3	1.2
Rb	ppm	1	FUS-MS	29	33	36	30	25
Sr	ppm	2	FUS-ICP	558	572	534	575	600
Y	ppm	1	FUS-ICP	15	17	17	14	11
Zr	ppm	1	FUS-ICP	136	173	174	138	114
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	5.1	9.4	9.5	5.9	4.5
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	0.9	0.9	0.9	0.7	0.6
Ba	ppm	1	FUS-ICP	510	618	610	588	518
La	ppm	0.05	FUS-MS	18.5	21.3	22.3	19	15.2
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	37.2	43	44.3	36.8	29.7
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	4.72	5.26	5.36	4.49	3.62
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	18.6	20.7	20.8	17.8	14.9
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	3.93	4.37	4.53	3.67	3.21
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.18	1.31	1.28	1.11	0.998
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	3.47	4.05	3.88	3.29	2.81
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.55	0.59	0.59	0.48	0.43
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.03	3.35	3.44	2.75	2.5
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.61	0.67	0.66	0.56	0.49
Er	ppm	0.01	FUS-MS	1.71	1.95	1.93	1.6	1.38
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.243	0.284	0.281	0.231	0.201
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	1.61	1.85	1.95	1.53	1.35
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.25	0.288	0.307	0.241	0.204
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	3	4.1	4.1	3.5	3.1
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.45	0.74	0.76	0.47	0.38
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	0.07	0.16	0.15	0.14	0.14
Pb	ppm	5	TD-ICP	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Th	ppm	0.05	FUS-MS	2.2	2.61	2.89	2.32	1.82
U	ppm	0.01	FUS-MS	0.7	0.87	0.95	0.73	0.59

continúa la Tabla 3

Volcán				Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco
No. de Muestra				RS-1610	RS-1608	RS- 1612	RS-1609	ZAC-12177
Tipo de roca				Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita
				Lava - I	Lava - I	Lava - V	Lava - II	Bomba del cono
Latitud (N)				19° 35' 7.2"	19° 35' 34.7"	19° 37' 38.8"	19° 35' 15.4"	19° 36' 58.6"
Longitud (O)				101° 28' 40.1"	101° 29' 45.3"	101° 29' 31.5"	101° 28' 47.7"	101° 28' 10.2"
Altitud snm (m)				2134	2156	2255	2145	
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	59.45	59.56	59.63	59.85	59.86
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	16.76	16.8	16.54	17.12	17.1
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	6.69	6.67	6.32	6.5	6.54
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.102	0.102	0.099	0.099	0.102
MgO	%	0.01	FUS-ICP	3.32	3.34	3.42	3.34	3.38
CaO	%	0.01	FUS-ICP	6.09	6.12	6.3	6.21	6.19
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	3.82	3.83	3.71	3.77	3.91
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.88	1.93	1.96	1.98	1.9
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	0.949	0.953	0.888	0.919	0.966
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.26	0.25	0.25	0.26	0.26
LOI	%		FUS-ICP	-0.27	0.59	0.52	0.57	-0.51
Total	%	0.01	FUS-ICP	99.06	100.2	99.64	100.6	99.69
Mg#				54	54	56	54	55
Be	ppm	1	FUS-ICP	1	2	2	1	1
Sc	ppm	0.01	INAA	15.8	15.4	15.2	15.6	14.2
V	ppm	5	FUS-ICP	125	125	126	123	131
Cr	ppm	0.5	INAA	129	61.7	53	60.6	50.5
Co	ppm	0.1	INAA	17.7	17.8	16.8	18.2	17.4
Ni	ppm	1	TD-ICP	40	38	34	37	36
Cu	ppm	1	TD-ICP	24	27	28	23	25
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	65	69	69	67	70
Ga	ppm	1	FUS-MS	18	18	18	18	18
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	1.2	1.2	0.9	1.1	2.3
Rb	ppm	1	FUS-MS	36	36	40	36	38
Sr	ppm	2	FUS-ICP	524	523	523	540	550
Y	ppm	1	FUS-ICP	17	18	18	17	18
Zr	ppm	1	FUS-ICP	187	183	165	182	173
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	10.6	10.4	8.1	9.9	10.3
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	0.9	0.9	0.9	0.9	1
Ba	ppm	1	FUS-ICP	623	621	623	622	633
La	ppm	0.05	FUS-MS	22.9	22.8	22.7	22	22.3
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	45.9	45.2	44.9	43.6	45.7
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	5.57	5.53	5.28	5.27	5.08
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	22.2	21.9	20.2	20.8	20.6
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	4.52	4.49	4.49	4.24	4.11
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.34	1.29	1.21	1.27	1.2
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	4.05	4.15	3.79	4.07	3.94
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.62	0.63	0.58	0.61	0.6
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.52	3.61	3.3	3.37	3.28
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.69	0.7	0.65	0.65	0.63
Er	ppm	0.01	FUS-MS	1.89	1.91	1.83	1.89	1.72
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.272	0.288	0.261	0.276	0.255
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	1.82	1.84	1.72	1.85	1.72
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.296	0.29	0.259	0.285	0.282
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	4.5	4.2	3.4	4.2	3.4
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.82	0.85	0.74	0.79	0.77
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	0.17	0.18	0.08	0.17	< 0.05
Pb	ppm	5	TD-ICP	6	5	5	6	7
Th	ppm	0.05	FUS-MS	2.92	2.88	2.79	2.87	2.77
U	ppm	0.01	FUS-MS	0.96	0.91	0.86	0.92	0.87

continúa la Tabla 3

Volcán				Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco
No. de Muestra				RS-1604	RS-1601	RS- 1613	PAZ-1501
Tipo de roca				Andesita	Andesita	Andesita	Andesita
Latitud (N)				Lava - IV	Bomba del cono	Lava - III	Lava - I
Longitud (O)				19° 35' 41.7"	19° 36' 57.8"	19° 36' 39.4"	19°34'06.5"
Altitud snm (m)				101° 27' 46.2"	101° 28' 15"	101° 29' 54.8"	101°30'00.5"
				2204	2384	2210	2103
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis				
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	59.99	60.21	60.39	60.64
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	17.39	17.26	16.51	17.5
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	6.53	6.61	6.56	6.08
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.1	0.101	0.101	0.09
MgO	%	0.01	FUS-ICP	3.31	3.35	3.43	3.38
CaO	%	0.01	FUS-ICP	6.1	6.13	6.09	6.53
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	3.95	3.9	3.79	3.8
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.96	1.95	1.94	1.59
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	0.944	0.946	0.933	0.76
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.28	0.28	0.27	0.17
LOI	%		FUS-ICP	-0.21	-0.08	-0.23	-0.06
Total	%	0.01	FUS-ICP	100.3	100.7	99.79	100.5
Mg#				54	54	55	56
Be	ppm	1	FUS-ICP	1	1	1	1
Sc	ppm	0.01	INAA	15.3	15.4	15.4	14.8
V	ppm	5	FUS-ICP	126	126	128	131
Cr	ppm	0.5	INAA	80.9	82.1	80	86.1
Co	ppm	0.1	INAA	16.9	17.4	17.2	20.1
Ni	ppm	1	TD-ICP	38	39	38	34
Cu	ppm	1	TD-ICP	23	30	31	23
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	66	74	69	61
Ga	ppm	1	FUS-MS	19	18	18	21
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	1.2	1.3	1	1.2
Rb	ppm	1	FUS-MS	36	36	41	33
Sr	ppm	2	FUS-ICP	558	543	505	551
Y	ppm	1	FUS-ICP	17	18	19	14
Zr	ppm	1	FUS-ICP	182	183	164	125
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	10.1	10.5	7.8	5.5
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	0.8	0.9	1	0.8
Ba	ppm	1	FUS-ICP	635	666	639	562
La	ppm	0.05	FUS-MS	22.8	23.3	24.8	18.3
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	45.1	45.5	49.2	36.1
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	5.49	5.52	5.74	4.32
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	21.5	21.6	22.2	16.7
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	4.39	4.43	4.61	3.69
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.29	1.34	1.34	1.04
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	3.93	3.96	4.02	2.86
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.61	0.6	0.6	0.46
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.52	3.54	3.63	2.73
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.69	0.71	0.71	0.56
Er	ppm	0.01	FUS-MS	1.88	2.02	2.06	1.58
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.279	0.296	0.301	0.221
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	1.82	1.91	1.93	1.41
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.297	0.314	0.293	0.225
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	4.2	4.2	3.5	2.8
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.87	0.77	0.88	0.22
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	0.15	0.18	0.1	0.06
Pb	ppm	5	TD-ICP	6	17	6	< 5
Th	ppm	0.05	FUS-MS	2.94	2.99	3.02	2.31
U	ppm	0.01	FUS-MS	0.97	0.99	0.96	0.76