



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**VARIABILIDAD PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA
DEL MAGMATISMO MONOGENÉTICO
PERIFÉRICO AL VOLCÁN LA MALINCHE**

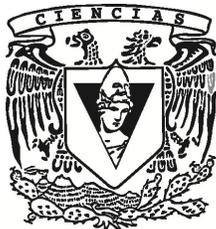
T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**LICENCIADO EN
CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

EDUARDO BECERRA TORRES



**DIRECTORA DE TESIS:
DRA. LAURA MORI
2014**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mi mentora Laura

A mis Papás y hermana

A mi compañero de vida Juan David

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó gracias al apoyo económico del Proyecto IB100912 DGAPA-PAPIIT, del cual es responsable la Dra. Laura Mori.

Quiero dar un agradecimiento muy especial a la Dra. Laura Mori, por ser mi primera ventana a este mundo maravilloso, que es la geología, y sobre todo invitarme a entrar en él; ser una guía a lo largo de todas mis etapas de la licenciatura y apoyarme en los nuevos proyectos que he deseado emprender; ha sido mi mentora académica y de vida; agradezco que me brindara su amistad, y sobre todo gracias por los momentos, porque es claro que usted ha marcado cambios importantes en mi vida.

Gracias a los miembros de mi jurado por su tiempo y sus valiosos comentarios que ayudaron a mejorar este trabajo. Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, Dra. Beatriz Ortega Guerrero, Dr. Peter Schaaf y el Dr. Enrique González Torres, muchas gracias.

De manera especial quiero agradecer al Dr. Fernando Ortega, por inducirme al increíble mundo de las láminas delgadas, siempre enseñándome a tener una mirada crítica, además de mostrarme cómo ser una persona de unos elevados valores como lo es él.

Un agradecimiento al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), por permitirme utilizar sus instalaciones. Gracias a la M. en C. Gabriela Solís Pichardo por su apoyo, confianza para que realizara los análisis isotópicos, la Ing. Vianey Meza por su apoyo en las mediciones y al Ing. Teodoro Hernández Treviño, por su apoyo técnico pero también su apoyo en mi desarrollo académico con sus consejos, opiniones, mirada crítica acompañada de buenos momentos y palabras de aliento.

Gracias al Laboratorio de Estudios Isotópicos, a cargo del Dr. Arturo Gómez-Tuena, y a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu, por el apoyo brindado para la determinación de los elementos traza.

Igualmente gracias al Dr. Mario Ramos, por su apoyo en el trabajo de campo pero también por compartir sus experiencias, de igual forma gracias a mi hermanita académica Lizbeth Landa por la compañía mutua.

Gracias a la Técnica Académica María del Consuelo Macías Romo, por el apoyo en el Taller de molienda y en el Laboratorio de separación de minerales, de igual forma gracias a la Técnica Margarita Reyes Salas; ambas siempre siendo accesibles y apoyando de la mejor manera, muchísimas gracias.

Además agradezco a la coordinación de mi Licenciatura, Dra. Beatriz Ortega y de manera muy especial a la Biol. Guadalupe Soqui, que desde que inicié esta aventura de Ciencias de la Tierra ha estado para apoyarnos.

Muchas gracias a todos mis compañeros Terrólogos de la primera generación, que como yo fuimos los conejillos de indias de la Facultad de Ciencias (en palabras del Dr. Falconi). Liz, Mónica, Anthony, Lupita, Javis, gracias por aguantarme en tantas clases; Citlali, Chantal, Beto, Eunice, Xánath, Elena, Thamara y Hecmar. Gracias por los momentos divertidos en el hoyo.

Gracias a mis amigos de vida, mi familia elegida, por soportarme y compartir grandes momentos, sin su apoyo incondicional en una buena parte de mi vida esto no hubiera sido posible. Monse, Paula, Meli, Sharon y Ruben, muchas muchas gracias.

Gracias a mis compañeros consejeros, unos amigos con los que en poco tiempo nos hemos hermanado, y compartimos el sueño de luchar por algo mejor. Joaquín, Jero, León, Alí y Laura, aunque la veo poquito. Muchas gracias por hacerme amar más mi carrera y mi facultad.

Gracias a la Ing. María De Jesús Beltrán de Paz, porque juntos durante la preparatoria descubrimos las maravillas de la química en muchos niveles, sin su asesoría y apoyo en ese momento, es seguro que no hubiera desarrollado de la misma forma mi vida académica. Y por supuesto gracias por su amistad más allá de un salón de clases.

Quiero agradecer a mis padres, que me han demostrado como se pueden hacer de pequeñas acciones grandes personas, y sobre todo me han apoyado infinitamente, sin ellos nunca hubiera alcanzado esta meta tan importante. A mi hermanita que siempre busca apoyarme y demostrarme su cariño a pesar de todos los problemas y diferencias que tenemos. A mis tías Laura y Raquel, porque desde sus formas de ver la vida diferentes, me han enseñado el camino de un buen ser humano y sobre todo como se es buen hermano. A mi primo Jorge que al igual que mi hermana, siempre me ha apoyado y para mí más que mi primo es mi hermano mayor.

De manera muy especial quiero agradecer a la persona que me ha aprendido a escuchar, entender y soportar; que me guía, me acompaña, me aconseja y hasta me regaña. Es una persona con la que juntos hemos crecido y madurado, y hemos aprendido a recorrer este camino maravilloso y complejo, conocido como vida. Te agradezco cada momento desde que te conocí porque tú has sido un factor fundamental para concluir esta etapa de mi vida; te amo Juan.

ÍNDICE

RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1 Magmatismo en zonas de subducción	3
1.2 Caso de estudio: el magmatismo en la periferia del volcán La Malinche, en el sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)	5
1.3 Objetivos específicos del trabajo	7
1.4 Hipótesis	7
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	8
2.1 La FVTM	8
2.1.1 <i>Generalidades</i>	8
2.1.2 <i>Evolución magmática del arco</i>	8
2.2 Las placas oceánicas en subducción	10
2.2.1 <i>Geometría de las placas oceánicas</i>	10
2.2.2 <i>Estructura térmica y reacciones metamórficas en la placa de Cocos</i>	11
2.3 Geología del basamento	13
3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	16
3.1 Contexto geodinámico local	16
3.2 El basamento continental	17
3.3 Evolución magmática de la FVTM en la región de estudio	18
4. MÉTODOS ANALÍTICOS	20
4.1 Muestreo de las rocas volcánicas	20
4.2 Trituración y pulverización de las muestras colectadas	20
4.3 Análisis de elementos mayores en muestras de roca total	21
4.4 Análisis de elementos traza en muestras de roca total	22
4.5 Análisis de isótopos radiogénicos en muestras de roca total	22
4.5.1 <i>Procedimiento químico para el análisis isotópico</i>	22
4.5.2 <i>Separación química de Pb</i>	24
4.5.3 <i>Separación química de Sr y REE</i>	26
4.5.4 <i>Separación química del Nd</i>	28
4.5.5 <i>Resultados de los análisis isotópicos</i>	31
5. ESTUDIO PETROGRÁFICO	32
5.1 Productos volcánicos emplazados al norte del volcán La Malinche	32
5.2 Productos volcánicos emplazados al sur del volcán La Malinche	34
6. RESULTADOS GEOQUÍMICOS	38
6.1. Elementos mayores	38
6.2. Elementos traza	41
6.3. Isótopos de Sr, Nd y Pb	44

7. AFINIDAD GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS	46
7.1 Los elementos mayores	46
7.2 Los elementos traza	47
7.2.1 <i>LILE, Pb y U</i>	47
7.2.2 <i>HFSE</i>	48
7.2.3 <i>LREE y Th</i>	49
7.2.4 <i>HREE e Y</i>	50
8. DISCUSIÓN	51
8.1 Interpretación de las características petrográficas del magmatismo máfico-intermedio emplazado al norte y al sur del volcán La Malinche	51
8.2 Interpretación de los datos geoquímicos y propuesta de un modelo petrogenético para el magmatismo máfico-intermedio emplazado en la periferia del volcán La Malinche	53
8.2.1 <i>La diversidad geoquímica del magmatismo periférico al volcán La Malinche: ¿contribuciones variables del basamento?</i>	53
8.2.2 <i>Características de la fuente mantélica: mineralogía y grado de fusión</i>	54
8.2.3 <i>Control del componente de la subducción en el grado de fusión del manto</i>	57
8.2.4 <i>Naturaleza físico-química del componente de la subducción</i>	57
8.2.5 <i>Relación entre la petrogénesis ígnea y el contexto geodinámico local</i>	59
9. CONCLUSIONES	61
10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63
A. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS MUESTRAS COLECTADAS	71
A.1. Muestras colectadas al norte del volcán La Malinche	71
A.2. Muestras colectadas al sur del volcán La Malinche	72
Tabla 1. Análisis de elementos mayores y traza de las secuencias volcánicas estudiadas	81
Tabla 2. Composición isotópica de Sr, Nd y Pb de una selección de muestras del área de estudio	85

RESUMEN

Las variedades magmáticas del sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana están emplazadas a gran distancia de la trinchera, sobre un basamento continental antiguo de grosor importante, bajo el cual la placa en subducción es muy profunda. Estas características peculiares nos llevan a preguntarnos si la diversidad geoquímica de los productos volcánicos está relacionada con procesos de asimilación de diferentes litologías del basamento, o con aportes variables de la placa subducida. Para responder a esta pregunta, nos enfocamos al estudio del magmatismo monogenético cuaternario emplazado a diferentes distancias de la fosa oceánica, al norte y al sur del estratovolcán La Malinche.

Los conos y flujos de lava del área de estudio presentan características petrográficas variables en relación con su ubicación geográfica. Las rocas al sur de La Malinche son porfídicas con fenocristales de olivino, en la mayoría de los casos clinopiroxeno, y en ocasiones ortopiroxeno; la matriz es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular que a menudo forman texturas de flujo, clinopiroxeno con evidencia de deformación mecánica, y en ocasiones olivino; en la matriz se observan texturas glomeroporfídicas de clinopiroxeno tabular y de clinopiroxeno con olivino. Las rocas emplazadas al norte de La Malinche son porfídicas, con fenocristales de olivino y plagioclasa que en muchos casos generan texturas glomeroporfídicas e intercrecimientos; la matriz es holocristalina a hipocristalina, con abundantes minerales opacos y microlitos de plagioclasa tabular (biwtonita-anortita).

Los datos geoquímicos evidencian diferencias importantes entre las rocas emplazadas hacia el frente, y los conos ubicados al norte de La Malinche. En el sector meridional, las rocas son andesitas basálticas a andesitas calco-alcalinas de alto Mg# (65-72); poseen una típica señal de la subducción, representada por relaciones altas de LILE/HFSE ($Ba/Nb = 35-184$; promedio = 77) y LREE/HFSE ($La/Nb = 1.8-5.6$; promedio = 3.2); también presentan un fraccionamiento importante de las HREE ($Gd/Yb = 1.8-3.7$), y relaciones Nb/Ta muy variables (14.9-20.1). El sector sur del área de estudio alberga también una suite (grupo) máfica de alto-K, la cual muestra las características anteriormente mencionadas, pero mucho más acentuadas ($Ba/Nb = 107$, $La/Nb = 4.5$, $Gd/Yb = 5.6$, $Nb/Ta = 21.2$). Las rocas emplazadas hacia el tras-arco tienen composiciones muy homogéneas de basalto-

traquibasalto con afinidad transicional; presentan una señal de la subducción más atenuada ($Ba/Nb = 13-22$), y se caracterizan por su elevado contenido de HFSE (por ejemplo Ti y Nb), y en general de todos los elementos incompatibles; estas rocas presentan cierto fraccionamiento de HREE, aunque menor respecto a las rocas del sector meridional ($Gd/Yb = 2.1-2.5$); y presentan altas relaciones Zr/Hf (46.4-54.3).

La evidencia geoquímica indica que los productos magmáticos estudiados no podrían haberse derivado de un proceso de cristalización fraccionada acompañado por la asimilación de litologías del basamento. Más bien, la disminución de las relaciones Ba/Nb, La/Nb y Zr/Nb en las rocas emplazadas desde el frente hacia el tras-arco parece indicar que la variabilidad composicional del magmatismo en el área de estudio está relacionada con diferentes grados de fusión parcial del manto, producidos por aportes variables de fundidos de la placa subducida.

Por un lado, el alto contenido de K_2O , LILE y LREE en los productos del frente volcánico sugiere la fusión preferente de mica potásica y minerales accesorios como monazita o allanita, que son estables hasta presiones muy altas en la litósfera subducida; por otra parte, las altas relaciones Gd/Yb y Nb/Ta en estas rocas indican la presencia de granate y rutilo en el residuo anhidro (eclogítico) de la fusión. Un origen del agente metasomático por fusión parcial a alta presión de la placa subducida, metamorfozada en facies de eclogita, es consistente con la geometría inclinada y con la notable profundidad (más de 120km) de la placa de Cocos bajo el área de estudio.

La señal de la subducción más débil y el alto contenido de Nb y Ti en los productos emplazados al norte de La Malinche son consistentes con un origen de estos magmas por bajos grados de fusión parcial del manto, con contribuciones modestas de la placa oceánica. En esta región más alejada de la trinchera, bajo la cual la placa de Cocos se encuentra a gran profundidad (más de 250km), los magmas fueron producidos esencialmente por un proceso de fusión por descompresión de las peridotitas del manto, inducido por la dinámica natural de la convección mantélica en la zona de subducción. Las altas relaciones Zr/Hf en las rocas del sector norte denotan la presencia de clinopiroxeno residual en la fuente mantélica, indicando que el manto bajo esta región es relativamente más fértil que el manto sub-arco, en relación con sus diferentes historias de fusión y extracción de magmas.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Magmatismo en zonas de subducción

Las zonas de subducción corresponden a límites de placas convergentes, en donde una placa oceánica se hunde (subduce) por debajo de una litósfera continental u oceánica de menor densidad. Alrededor de este proceso se llevan a cabo un gran número de fenómenos terrestres, de los cuales uno de los más trascendentales es el desarrollo de gran parte de la actividad magmática del planeta. A través de la formación de los arcos volcánicos, el magmatismo de margen convergente es el principal proceso generador de corteza continental (Brown y Rushmer, 2006).

Es fundamental preguntarnos ante estos hechos, cómo es posible que la subducción de una litósfera oceánica relativamente fría genere una perturbación termodinámica en el manto debajo de la corteza, promoviendo magmatismo a la par del característico elevado flujo de calor. Esto se ha podido explicar invocando un proceso de deshidratación de la corteza oceánica subducida, mediante el cual un “componente de la subducción” rico en agua es inyectado a la cuña del manto, siendo capaz de reducir la temperatura del solidus de las peridotitas, inducir su fusión parcial, y promover la generación de magmas en márgenes convergentes (Garcia et al., 1979; Stolper y Newman, 1994; Gaetani y Grove, 1998; Iwamori, 1998; Ulmer, 2001; Grove et al., 2006).

Los fundidos generados en estas regiones, que se conocen como magmas de arco, tienen características geoquímicas peculiares que permiten distinguirlos de los magmas generados en otros ambientes geológicos. En particular, presentan un enriquecimiento en Pb y en elementos litófilos de radio iónico grande (Large Ion Litophile Elements, LILE) en comparación con los elementos de alto potencial iónico (High Field Strength Elements, HFSE) y las tierras raras (Rare Earth Elements, REE), que produce altas relaciones LILE/HFSE y LILE/REE (por ejemplo Ba/Nb y Pb/Ce), y que refleja propiamente el aporte del “componente de la subducción”, dado que estos elementos no sufren un fraccionamiento significativo durante procesos de fusión parcial y/o cristalización fraccionada (McCulloch y Gamble, 1991; Millar et al., 1994; Stolper y Newman, 1994; Hochstaeder et al., 2001; Solidum et al., 2003). Por lo tanto resulta claro que existe una transferencia de masa desde la placa subducida hacia la cuña del manto, y con esto

podríamos aseverar que los márgenes convergentes son regiones clave para entender el reciclaje de materiales geológicos superficiales hacia el interior de la Tierra.

El componente de la subducción puede derivar tanto de la corteza oceánica como de su cubierta sedimentaria (Miller et al., 1994; Elliott et al., 1997); además, su naturaleza físico-química depende del estado térmico de la placa oceánica subducida, y de las reacciones metamórficas que ocurren en la misma bajo condiciones variables de presión y temperatura (Poli y Schmidt, 2002). Por un lado, los procesos de metamorfismo prógrado que ocurren en la placa subducida inducen la deshidratación de las fases minerales y la liberación de fluidos acuosos ricos en elementos móviles hacia la cuña del manto (Thomson, 1992; Miller et al., 1994; Ryan et al., 1995; Elliott et al., 1997; Turner et al., 1997). Por otra parte, modelos recientes de la estructura térmica de la placa subducida y de la cuña del manto indican isotermas de mayor temperatura a menor profundidad (van Keken et al., 2002; Manea et al., 2005) y confirman por lo tanto la posibilidad de que los sedimentos subducidos e incluso los metabasaltos de la corteza oceánica puedan llegar a fundirse. Este otro componente petrogenético, representado por un fundido silicatado, imprime a los magmas de arco una señal geoquímica muy diferente a la que les aporta un fluido acuoso, debido a que los coeficientes de partición de los elementos varían en función de la temperatura y de la composición del agente metasomático (Kessel et al., 2005). Como parte de esta señal impartida por fundidos parciales de la placa oceánica, se ha propuesto que el enriquecimiento de Th, LILE y tierras raras ligeras (Light Rare Earth Elements, LREE) refleja la fusión preferente de mica potásica y allanita/monacita, que son abundantes en los sedimentos subducidos (Tribuzio et al., 1996; Hermann, 2002; Spear y Pyle, 2002; Spandler et al., 2003); asimismo, el empobrecimiento en Y y tierras raras pesadas (Heavy Rare Earth Elements, HREE) acompañado por relaciones altas de Nb/Ta es generalmente atribuido a la presencia de fases residuales como granate y rutilo durante la fusión de la placa subducida, metamorfizada en facies de eclogita (Green y Ringwood, 1970; Johnson, 1994; Schmidt et al., 2004a; Xiong et al., 2005; Schmidt et al., 2009; Gómez-Tuena et al., 2011).

Ante este panorama es claro que los magmas de arco son parte de un sistema muy complejo en donde participan un buen número de variables y diversos factores. Esto nos lleva a plantearnos que, para entender plenamente el magmatismo de arco, tenemos que considerar

cómo el régimen tectónico condiciona el estado térmico de la placa oceánica; y de qué manera estos factores afectan los componentes derivados de la subducción, y la variabilidad geoquímica observada en las rocas volcánicas. Además, en arcos continentales, hay que evaluar los posibles efectos de la asimilación de rocas del basamento en la química de los magmas eruptados. Solucionar estos problemas es imprescindible para entender el ciclo geoquímico global de la Tierra sólida; pero además toma una importancia primaria, debido a las implicaciones que tienen los márgenes convergentes para la formación de corteza continental.

1.2 Caso de estudio: el magmatismo en la periferia del volcán La Malinche, en el sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)

La FVTM (Fig. 1a) es un arco volcánico idóneo para intentar resolver muchos de los cuestionamientos que nos hemos planteado ante el complejo sistema magmático que caracteriza los márgenes convergentes.

Lo anterior se debe a que, a lo largo de su historia geológica, la FVTM ha sufrido cambios significativos en su ubicación geográfica y en la composición de sus productos, como comprueban los numerosos fechamientos isotópicos y datos geoquímicos disponibles (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012). Esto implica que la tectónica de la margen convergente ha evolucionado en el tiempo; y la información de cómo lo ha hecho puede derivar del análisis de la distribución espacio-temporal del magmatismo, y del estudio del amplio espectro de composiciones magmáticas que exhibe la FVTM.

Incluso hoy día la zona de subducción de México no es homogénea, desde la geometría estimada para las placas subducidas (Manea et al., 2013), hasta los productos emitidos en el reciente geológico; por lo que la FVTM se puede visualizar como un laboratorio activo para comprender y analizar las zonas de subducción y sus productos asociados.

En el presente estudio se intentará mostrar que la actividad reciente de la FVTM sigue siendo ideal para dilucidar los distintos factores que intervienen en los procesos magmáticos de una margen convergente, como son el aporte del basamento, la geometría y régimen térmico de la placa subducida, y los diferentes grados de fusión del manto, inducidos por contribuciones variables de la placa oceánica. El estudio se enfoca al sector oriental de la FVTM, en particular al material magmático emitido por los edificios

monogenéticos emplazados a la periferia del estratovolcán La Malinche (Fig. 1b). Esta región es estratégica, debido a que se encuentra sobre una corteza continental muy gruesa, a una distancia considerable desde la trinchera, bajo la cual - dato aún más importante - la placa oceánica se ubica a profundidades variables, alcanzando profundidades de subducción de más de 250 km (Pérez-Campos et al., 2008) a medida que nos desplazamos al norte. Lo anterior permite analizar los aportes variables de la subducción en los productos emitidos en un mismo evento magmático, por lo que este estudio representa una contribución importante para nuestra forma de entender los sistemas de arco volcánico en las zonas de subducción.

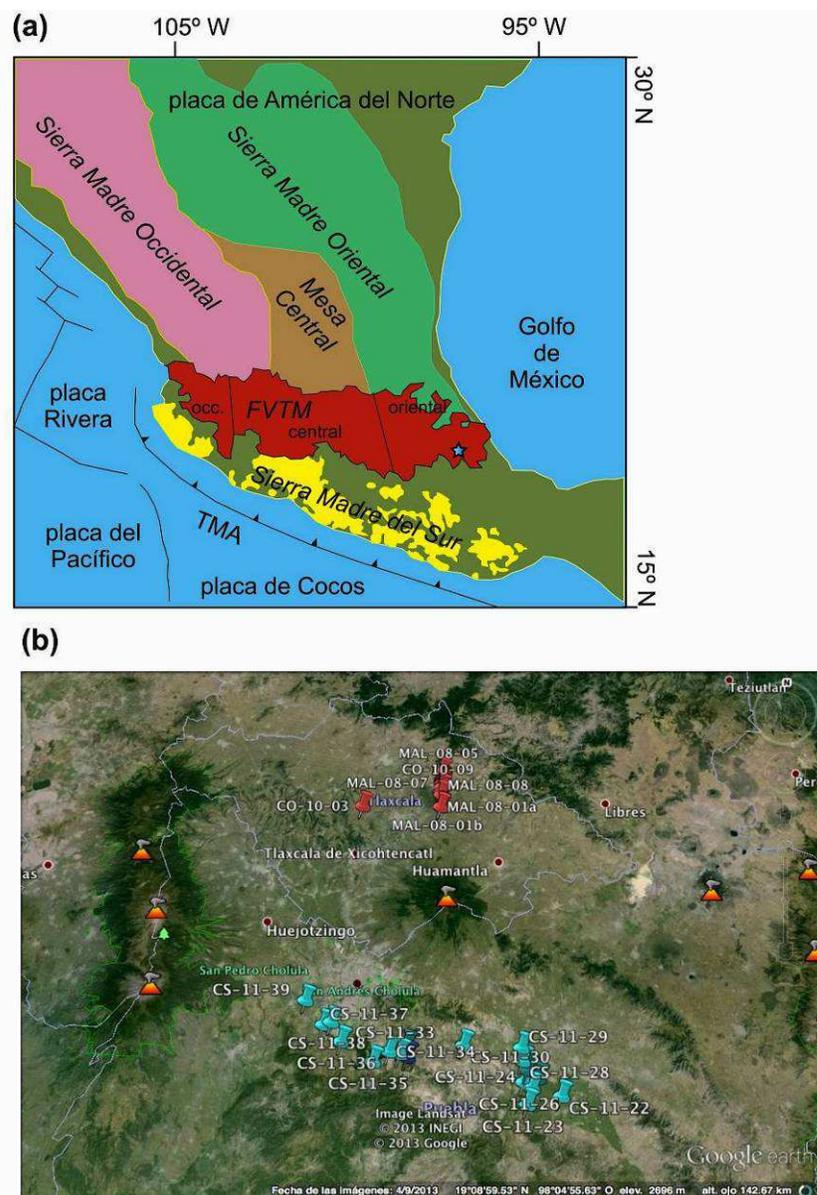


Fig. 1; a) Unidades geológicas más importantes alrededor del área de estudio (indicada con estrella de color azul). b) Una imagen satelital tomada de Google Earth, permite observar el área de trabajo señalando las muestras y los edificios volcánicos más importantes.

1.3 Objetivos específicos del trabajo

- Caracterizar petrográficamente los productos volcánicos de los edificios monogenéticos emplazados en la periferia del volcán La Malinche.
- Caracterizar geoquímicamente los productos volcánicos del área de estudio, incluyendo análisis de elementos mayores, traza e isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb en muestras de roca total.
- Dejar clara la existencia de una relación entre la variabilidad composicional del magmatismo y su distancia con la trinchera.

1.4 Hipótesis

La diversidad magmática de los productos periféricos al volcán La Malinche, pudo haber sido generada por procesos de contaminación cortical, o por contribuciones variables del bloque subducido. En el caso de una mayor participación del basamento: se debe de ser posible identificar las litologías con las cuales pudieron haber interactuado los magmas. Por otro lado, en el caso de una mayor influencia de la subducción: puede determinarse la naturaleza físico-química y el origen del componente de la subducción.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 La FVTM

2.1.1 Generalidades

La FVTM se define como un arco magmático continental atribuido al fenómeno de subducción de las placas oceánicas de Rivera y Cocos por debajo de la placa continental de América del Norte (Fig. 1a). Esta cadena volcánica está constituida por aproximadamente 8,000 estructuras con diferentes actividades eruptivas, representadas por estratovolcanes, campos de conos monogenéticos, maares y otros cráteres de explosión, calderas, volcanes escudo y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena et al., 2005). Se extiende desde la costa del Pacífico - San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco - hasta las costas del golfo de México - Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978). La provincia tiene 1,000 km de longitud y una amplitud irregular de 80 a 230 km, abarcando un total de 160,000 km²; se distribuye con una orientación preferencial E-W en la parte central y oriental, mientras que en la sección occidental presenta una orientación WNW-ESE; forma un ángulo cercano a los 16° respecto a la Trinchera Mesoamericana, y presenta una distribución transversal respecto a las otras grandes provincias geológicas de México (Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur, Mesa Central y Sierra Madre Oriental; Fig. 1a) que corren con orientación preferencial NNW-SSE (Ortega-Gutiérrez et al., 1992): a esto se debe que se denote como Trans-Mexicana.

2.1.2 Evolución magmática del arco

El comienzo de la FVTM se remonta al Mioceno temprano (~22-16 Ma; Fig. 2), cuando unos domos riolíticos y flujos de lava de composición intermedia se emplazaron en correspondencia del sector central del arco (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012). En el Mioceno medio, entre 13 y 10 Ma, el vulcanismo se alejó de la trinchera hasta una distancia de ~450 km, para formar estratovolcanes y cuerpos plutónicos y subvolcánicos distribuidos a lo largo de los sectores central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2005).

Durante el Mioceno medio-tardío, una provincia de magmatismo máfico se emplazó de costa a costa (Fig. 2): en los sectores occidental y central, entre 11 y 7 Ma se emplazaron

volúmenes enormes de mesetas basálticas (~3,000 km³) con características típicas de magmas de arco volcánico, mientras que en el sector oriental se emplazaron pequeños volúmenes de lavas alcalinas sódicas de tipo intraplaca con edades progresivamente más jóvenes hacia el este (~7.5-5 Ma) (Ferrari et al., 2012).

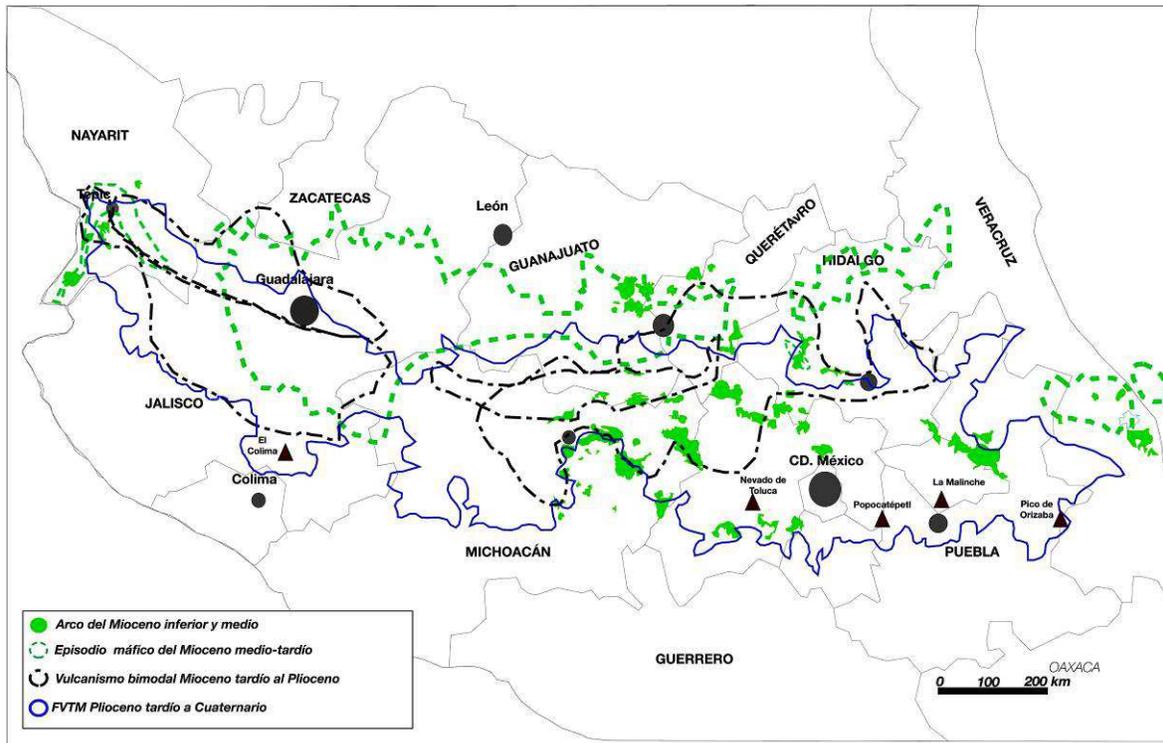


Fig. 2; Mapa que marca los cuatro más importantes episodios magmáticos de la FVTM; también se señalan los estratovolcanes surgidos en el último millón de años. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

Al final del Mioceno tardío y durante el Plioceno temprano, la actividad magmática produjo complejos de domos dacíticos y riolíticos, así como grandes volúmenes de ignimbritas emitidas por calderas, los cuales conforman una franja que se distribuye al sur del episodio máfico anterior; durante el Plioceno, coladas de lava de basaltos alcalinos de tipo intraplaca se emplazaron en asociación bimodal con las rocas riolíticas (Gómez-Tuena et al., 2005) (Fig. 2).

A partir del Plioceno tardío, el estilo y composición del volcanismo en la FVTM se hicieron más diversos: de hecho, en varias regiones, pequeños volúmenes de lavas máficas de tipo intraplaca y lavas alcalinas potásicas, así como riolitas peralcalinas, se emplazaron en asociación con el magmatismo calcialcalino dominante (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012). En este periodo se construyeron los grandes estratovolcanes que definen el

frente activo de la FVTM (por ejemplo, Colima, Popocatépetl, La Malinche, Pico de Orizaba; Fig. 2); y se formaron varios campos monogenéticos, entre los cuales se encuentran Mascota, Michoacán-Guanajuato, Chichinautzin, y el campo volcánico de la Cuenca de Serdán-Oriental.

2.2 Las placas oceánicas en subducción

2.2.1 Geometría de las placas oceánicas

En los procesos de formación de la FVTM, participan dos placas oceánicas, Rivera y Cocos, que subducen por debajo de la placa continental de Norteamérica. La sección oeste del arco volcánico está influenciada por la subducción de la placa Rivera. Gracias a los resultados del experimento MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone) y a las imágenes tomográficas (Yang et al., 2009), sabemos que la placa Rivera subduce con un ángulo de inclinación de 40° bajo la región del antearco, alcanzando profundidades que van de los 20 a 40 km, y posteriormente lo hace con un ángulo de 70° , contemplando que se puede encontrar a una profundidad de 100 a 300 km bajo la FVTM.

El límite entre Rivera y Cocos se ubica debajo del rift de Colima; las dos placas empiezan a separarse a los 100 km de profundidad, y la apertura producida por dicha separación se va incrementando a medida que se alcanzan niveles mayores de profundidad (Kostoglodov y Bandy, 1995; Ferrari et al., 2012).

La actividad magmática en los sectores central y oriental de la FVTM está relacionada con la subducción de la placa Cocos, la cual tiene una geometría de subducción muy variable a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, como indican los resultados de los experimentos MASE (Middle American Subduction Experiment; Pérez-Campos et al., 2008) y VEOX (Veracruz-Oaxaca Seismic Line; Melgar y Pérez-Campos, 2011). La porción más occidental de la placa de Cocos muestra un ángulo de subducción más suave respecto a la geometría de Rivera; Cocos cambia gradualmente a una geometría sub-horizontal hacia los sectores central y oriental del arco (Fig. 3a), para alcanzar nuevamente una geometría más inclinada bajo el Istmo de Tehuantepec (Fig. 3b).

El proyecto MASE ha permitido visualizar la geometría de la placa de Cocos por debajo del sector centro-oriental del arco, en correspondencia del estratovolcán Popocatépetl. En esta

región, Cocos inicialmente se hunde con un ángulo de 15° por una distancia de 80 km desde la costa, alcanzando una profundidad de 20-40 km; posteriormente, a 50 km de profundidad, adquiere una posición sub-horizontal; el régimen plano de la subducción persiste hasta 300 km tierra adentro, y posteriormente la placa de Cocos se hunde abruptamente con un ángulo de 75° , alcanzando una profundidad de ~ 120 km bajo el frente volcánico (Pérez-Campos et al., 2008).

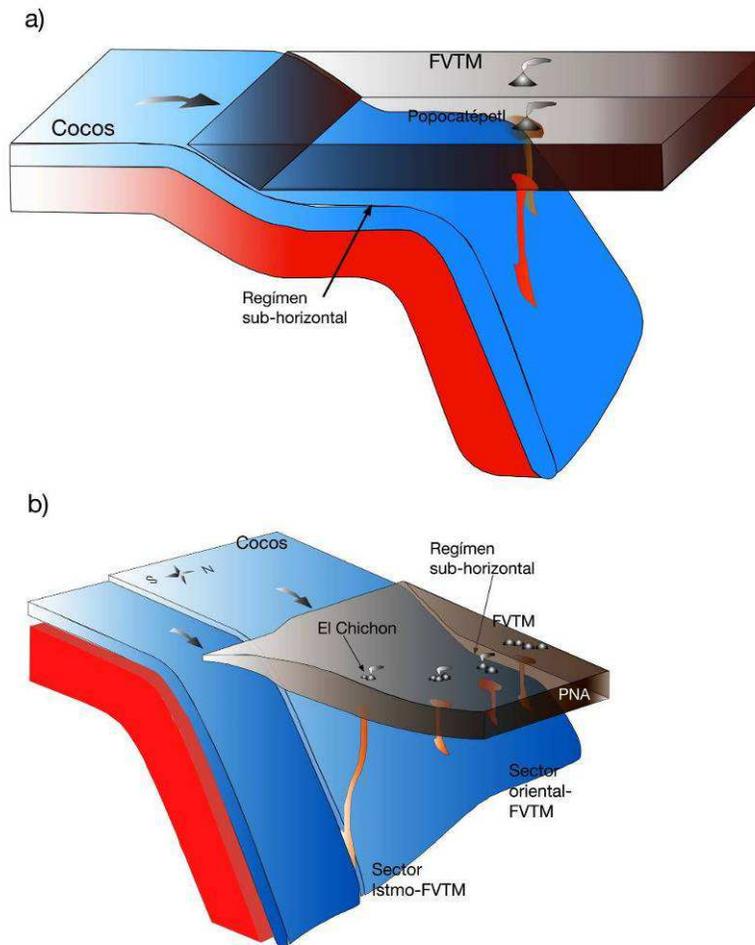


Fig. 3; a) Imagen generada a partir de la información obtenida del MASE, donde podemos observar el régimen de subducción subhorizontal la geometría particular de la placa de Cocos bajo la región central de la FVTM. b) En esta imagen se muestra la geometría de la placa de Cocos inferida para el sector oriental del FVTM, de acuerdo a la información generada por el proyecto VEOX. Modificado de Manea et al. (2013).

2.2.2 Estructura térmica y reacciones metamórficas en la placa de Cocos

Las nuevas imágenes de la compleja geometría de la placa de Cocos han permitido una mejor definición de la estructura térmica del sistema de subducción mexicano (Fig. 4), y una identificación más precisa de las principales zonas de deshidratación de la placa (Fig. 5; Manea y Manea, 2011; Ferrari et al., 2012; Kim et al., 2012). En el perfil que cruza la FVTM a la longitud de la Ciudad de México, la región más caliente bajo el frente volcánico

alcanza $\sim 1,100$ °C a una profundidad de ~ 60 km (Manea y Manea, 2011); sin embargo, cerca de la Moho se reportan temperaturas de hasta $1,300$ °C típicas de la astenósfera, lo que sugiere que el manto litosférico podría ser muy delgado bajo el arco (Ferrari et al., 2012 y referencias incluidas).

Se ha documentado que la mayor deshidratación de la placa de Cocos ocurre a lo largo del segmento de subducción plana (Jödicke et al., 2006; Manea y Manea, 2011): la primera zona de liberación de fluidos correspondería al punto de ruptura de zeolitas; mientras que la segunda zona de deshidratación mayor correspondería a la transición metamórfica de la corteza oceánica subducida desde la facies de esquistos azules a la facies de eclogita, en el límite septentrional del segmento de subducción sub-horizontal. Por otra parte, cuando Cocos se hunde con una geometría más inclinada, una importante liberación de fluidos está relacionada con la deshidratación de clorita y anfíbol.

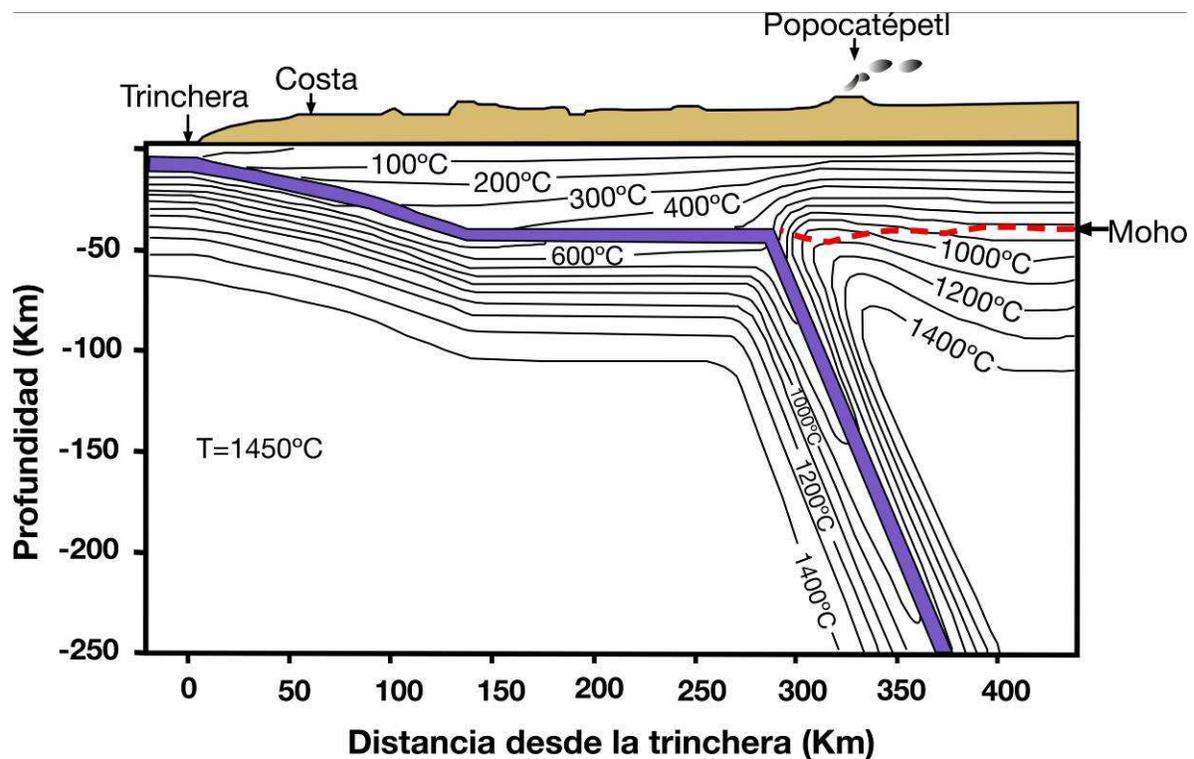


Fig. 4; Modelo térmico del manto por debajo del centro de México, donde se contempla una temperatura del manto hasta de $1,450$ °C. La banda morada en el diagrama representa la placa oceánica subducida. Modificado de Manea y Manea (2011).

Se considera que las reacciones de deshidratación liberan hasta el 8% de agua hasta una profundidad de ~ 150 km (Manea y Manea, 2011); sin embargo, debido a la geometría muy

emпинada de la placa de Cocos, la "cortina de hidratación" parecería estar restringida a la estrecha región del manto ubicada justo debajo del frente volcánico, mientras que bajo la porción posterior del arco se esperaría que al manto sean inyectadas cantidades muy modestas de fluidos (Ferrari et al., 2012).

Los modelos térmicos muestran también que, por su geometría de subducción muy inclinada, la placa de Cocos cruza el solidus húmedo del basalto (~800 °C a 3 GPa) a una profundidad de ~200 km (Manea y Manea, 2011; Ferrari et al., 2012): ésto implica que tanto la corteza oceánica como su cubierta sedimentaria pueden estar sujetas a fusión parcial, y esto podría tener implicaciones importantes para la petrogénesis de la FVTM.

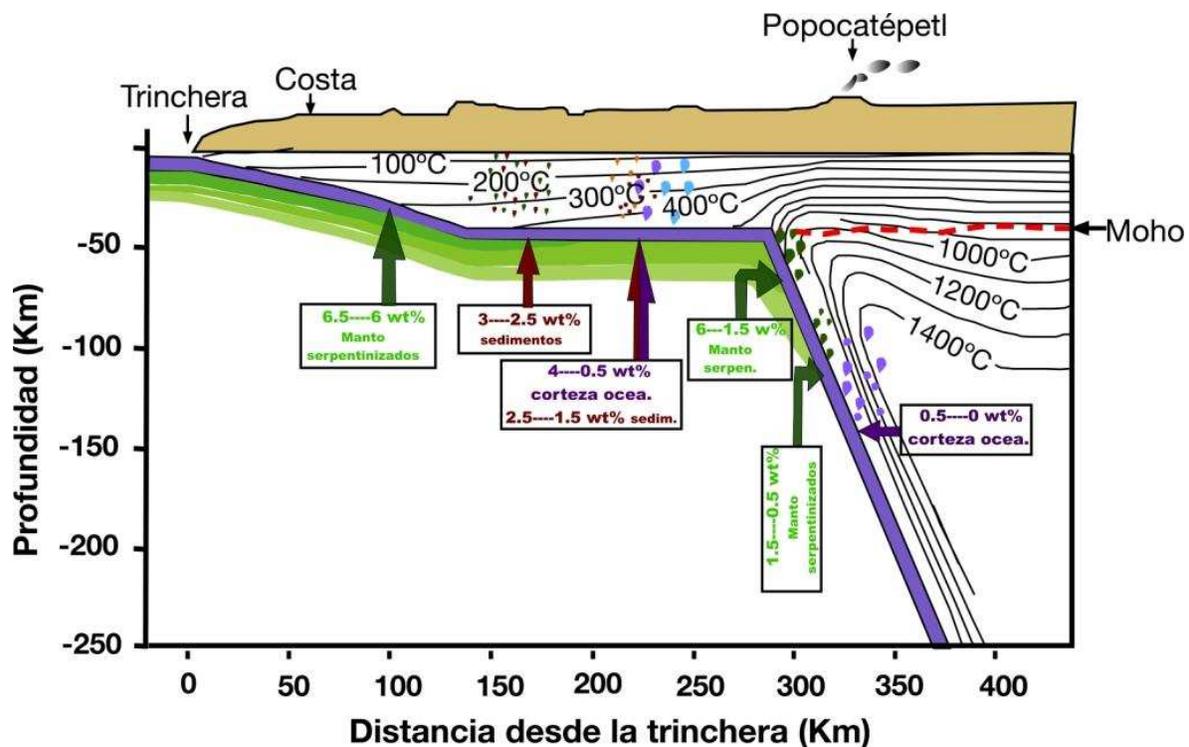


Fig. 5; Modelo de deshidratación del manto serpentizado, corteza oceánica y sedimentos de la placa de Cocos, a través de una sección transversal que pasa por el centro de México. Las gotas de color indican los puntos en los cuales el manto, la corteza oceánica y los sedimentos se deshidratan en mayor cantidad; el tamaño de éstas es proporcional a la cantidad de fluidos (modificado de Manea y Manea, 2011).

2.3 Geología del basamento

Conocer de manera clara la naturaleza geológica, edad y composición del basamento sobre el cual se emplaza la FVTM es una tarea compleja, debido a que se encuentra cubierto por una amplia secuencia volcanosedimentaria y sedimentaria mesozoico-holocénica. Se ha propuesto, gracias a las reconstrucciones tectónicas y correlaciones estratigráficas, que la

FVTM se ha desarrollado sobre tres grandes bloques tectonoestratigráficos: el terreno Guerrero, el terreno Mixteco y el microcontinente Oaxaquia (Fig. 6).

El terreno Guerrero, de edad jurásica-cretácica, ocupa la porción occidental de México, cubriendo un área de alrededor de 700,000 km²; está compuesto por rocas volcánicas, plutónicas y volcanoclásticas de afinidad oceánica a continental, con una componente importante de rocas sedimentarias marinas (Centeno-García et al., 1993). Aunque su origen y evolución paleogeográfica representan una cuestión aún abierta, en los últimos años varios autores (Cabral-Cano et al., 2000; Elías-Herrera et al., 2000; Centeno-García et al., 2008; Martini et al., 2009, 2011) han sugerido la para-autoctonía del terreno Guerrero, interpretándolo como un arco volcánico construido sobre el margen occidental de la placa norteamericana, que experimentó una gran extensión en la zona de arco y tras-arco, gracias a la cual se generó una cuenca oceánica, la cual fue posteriormente cerrada por un proceso orogénico (Centeno-García et al., 2008; Martini et al., 2009, 2011). Dicha interpretación prevé la existencia parcial de un basamento más antiguo (precámbrico-paleozoico) debajo del terreno Guerrero; esta idea parece ser apoyada por el análisis de xenolitos (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías-Herrera et al., 1998; Urrutia-Fucugauchi y Uribes-Cifuentes, 1999; Aguirre-Díaz et al., 2002), y por las edades modelo de Nd obtenidas en las rocas intrusivas de la margen pacífica mexicana (Schaaf et al., 1995).

El terreno Mixteco, se ubica entre el terreno Guerrero (al oeste) y Oaxaquia (al este). El basamento del terreno Mixteco está conformado por el Complejo Acatlán (Yañez et al., 1991; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994), de edad esencialmente paleozoica, las rocas que lo conforman son metasedimentos y metabasitas de afinidad oceánica a continental metamorfizadas en facies de anfibolita, eclogita y esquisto verde, que se ven intrusionadas por granitos e influenciadas por periodos de migmatización (Keppie et al., 2004). La cobertura de estas secuencias paleozoicas comprende: rocas volcánicas e intrusivas del Triásico al Jurásico Medio; rocas sedimentarias marinas (conglomerados, calizas, lutitas y areniscas) del Jurásico al Cretácico Superior; conglomerados, areniscas, lutitas y rocas volcánicas del Paleógeno, así como ignimbritas riolíticas, secuencias volcanoclásticas, lavas y cuerpos hipabisales andesíticos y secuencias sedimentarias lacustres del Oligoceno al Plioceno (Morán-Zenteno et al., 1999).

El microcontinente Oaxaquia representa una gran masa cortical de edad precámbrica (aproximadamente 990-1,200 Ma) que cubre una superficie de alrededor de 1,000,000 km² (Ortega-Gutiérrez et al., 1995); este cuerpo está conformado por varios ensambles geológicos que cubren un basamento grenvilliano común (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993). Los afloramientos del Complejo Oaxaqueño están conformados por metapelitas, gneises cuarzofeldespáticos, calcisilicatos, anfibolitas y mármoles, comúnmente intrusionados por anortositas, charnokitas y gneises máficos granatíferos. Toda la secuencia se encuentra metamorfozada en facies de granulita, aunque en algunas partes muestra re-equilibrio en facies de anfibolita (Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003).

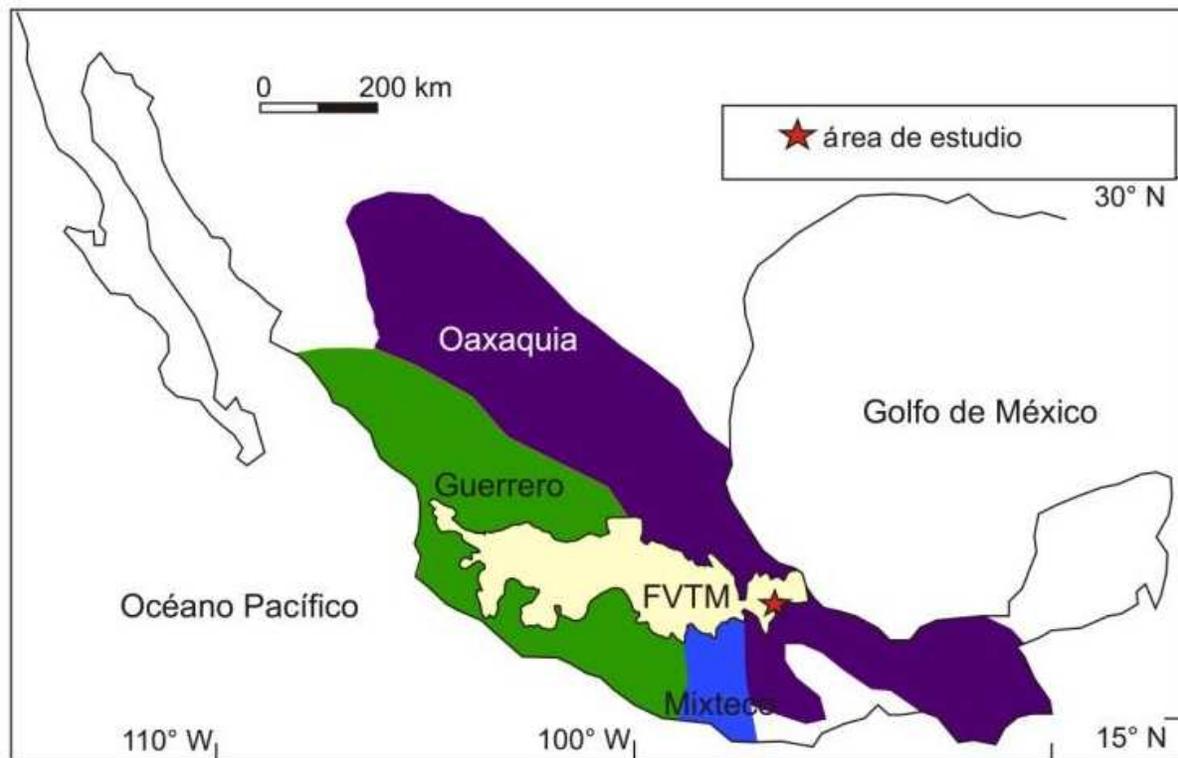


Fig. 6; Mapa simplificado de los terrenos tectoestratigráficos mexicanos que se infieren como el basamento para la FVTM; señalada con una estrella de color rojo tenemos la localización del área de estudio. Los límites de los terrenos Guerrero y Mixteco son tomados de Keppie (2004); la distribución de Oaxaquia es la propuesta por Keppie et al. (2003) y Solari et al. (2003).

3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

La región volcánica de La Malinche se encuentra en los límites occidentales de la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO), una cuenca endorreica intermontana ubicada en la porción más oriental del Altiplano Mexicano. El episodio magmático estudiado está delimitado hacia el norte por el estratovolcán miocénico Cerro Grande, mientras que representa la manifestación volcánica más meridional en esta porción de la FVTM (Fig. 7).

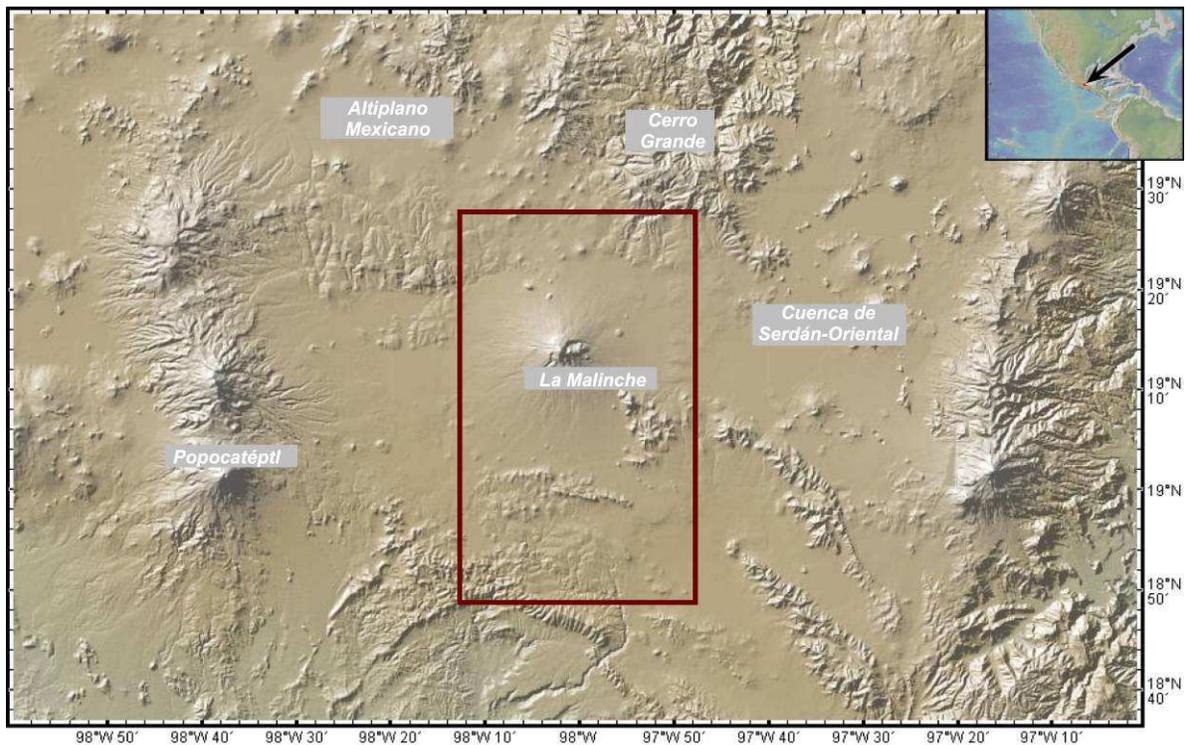


Fig. 7; Modelo digital de elevación del área de estudio, marcada dentro del rectángulo, a los alrededores del volcán La Malinche. Imagen obtenida de GeoMapApp.

3.1 Contexto geodinámico local

Con base en los resultados del experimento MASE, podemos suponer que la placa de Cocos posee una profundidad similar o ligeramente mayor a la que tiene bajo el Popocatepetl unos ~65 km hacia el este, por debajo del área de estudio (Fig. 8). Esto implica que la placa oceánica mantiene un régimen de subducción sub-horizontal por unos ~350 km, hasta alcanzar el frente volcánico definido en la región por los conos monogenéticos estudiados; en esta zona Cocos se hunde en el manto con un ángulo de 75°, encontrándose posiblemente a una profundidad de 120 km bajo el frente. Extrapolando los

datos para la parte norte del área de estudio, se puede suponer que la placa de Cocos alcanza profundidades mayores de 250 km.

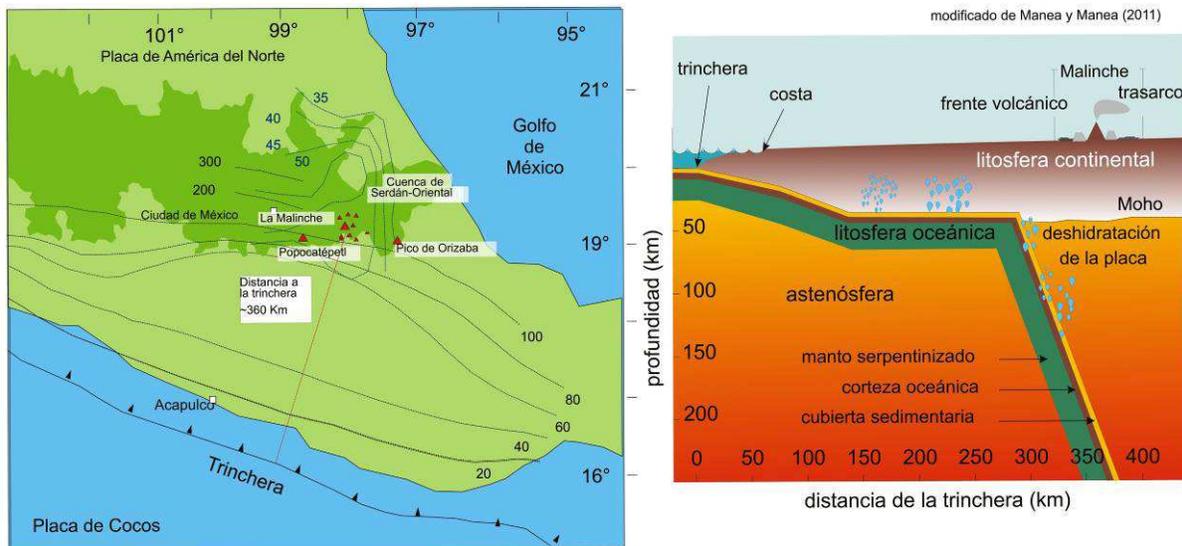


Figura 8; En el mapa a la izquierda se muestra la profundidad a la que se encuentra la placa de Cocos debajo del centro de México (líneas negras) y el grosor de la corteza continental (líneas azules), obtenidas a partir de los resultados de los experimentos MASE y VEOX. Se indica la ubicación de los estratovolcanes Popocatepétl, La Malinche y Pico de Orizaba, así como la ubicación de los conos estudiados (modificado de Ferrari et al., 2012). A la derecha se muestra una sección transversal que corta el área de estudio, extrapolando el modelo de la subducción de la placa de Cocos, tomado del experimento MASE (modificado de Manea y Manea, 2011).

3.2 El basamento continental

El basamento superficial del área de estudio está representado por las secuencias sedimentarias cretácicas de la Sierra Madre Oriental, principalmente cuerpos de calizas y lutitas pizarrosas intensamente plegadas, que forman pequeñas sierras orientadas en dirección NW-SE (Fig. 9). Las rocas de la Sierra Madre Oriental están intrusionadas por plutones granodioríticos, monzoníticos y sieníticos de edad oligocénica (Yáñez-García y García-Durán, 1982).

El basamento profundo en la región de estudio no está expuesto. Es posible que las secuencias cretácicas de la Sierra Madre Oriental estén subyacidas por rocas metamórficas paleozoicas análogas a las del Macizo Teziutlán, un complejo tectonizado compuesto de mica-esquistos, plutones graníticos-granodioríticos y rocas metavolcánicas de composición intermedia, que afloran al NW del volcán Cofre de Perote (López-Infanzón, 1991).

La corteza continental inferior del área de estudio podría consistir en ortogneises y paragneises granulizados de edad grenvilliana, análogos a los que están expuestos ~100 km al sur del Pico de Orizaba, y a una distancia similar al norte de la caldera de Los Humeros (Ortega-Gutiérrez et al., 2008).

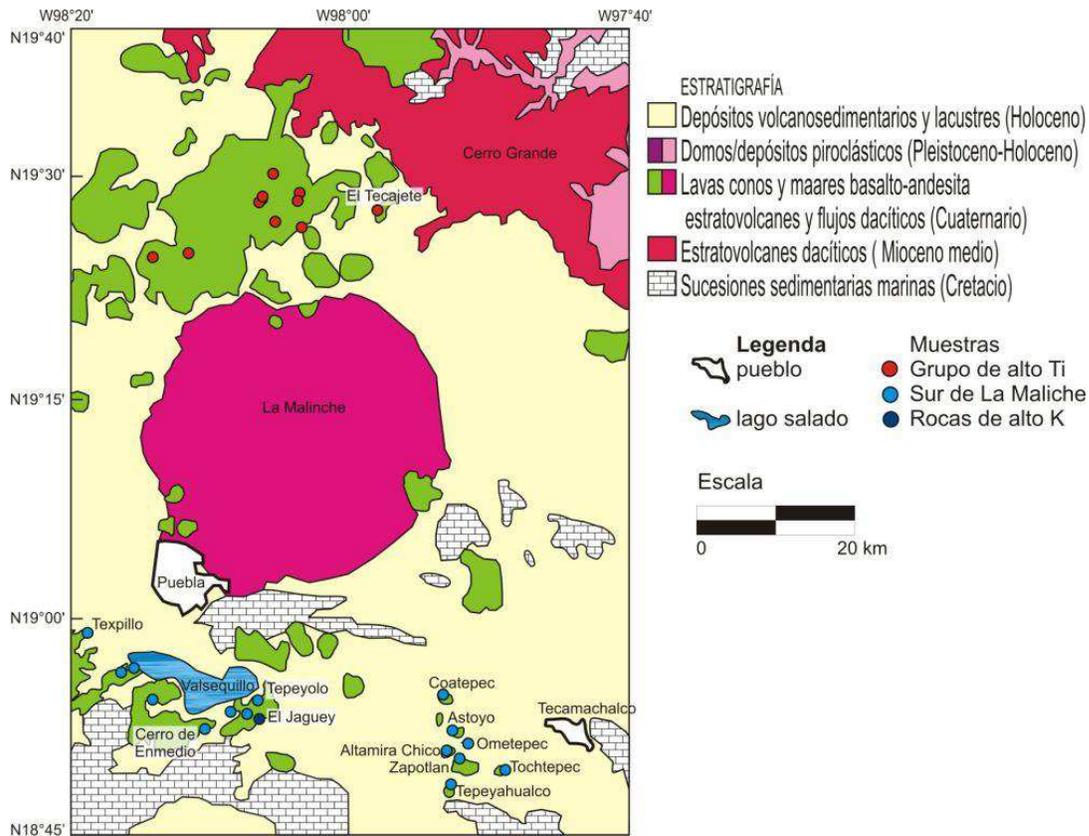


Fig. 9; Mapa geológico del área de estudio, donde se señalan con círculos de color rojo las muestras emplazadas al norte de La Malinche, de color azul las muestras tomadas al sur de La Malinche y en este grupo se resalta con un azul oscuro la suite de alto-K.

3.3 Evolución magmática de la FVTM en la región de estudio

La actividad magmática en el sector oriental de la FVTM inició hace aproximadamente 15-11 Ma, con la formación de los cuerpos plutónicos y subvolcánicos de Palma Sola (Gómez-Tuena et al., 2003; Ferrari et al., 2005b), el campo volcánico de Apan, y con la formación de algunos estratovolcanes, entre los cuales destaca el Cerro Grande (Fig. 9; Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000).

Durante el Mioceno tardío y Plioceno temprano (~7.5-3 Ma), magmas máficos con características geoquímicas similares a las de basaltos intraplaca fueron generados en la región de Chiconquiaco-Palma Sola, y también a una importante distancia de la trinchera, en las áreas de Tlanchinol y Tantima (Gómez-Tuena et al., 2003; Orozco-Esquivel et al., 2007).

Durante el Plioceno tardío el sector oriental de la FVTM presentó un hiato magmático; en cambio, a partir del Cuaternario se desarrolló un magmatismo de composición andesítica-basáltica, que fue emitido a través de numerosas estructuras monogenéticas (por ejemplo, las del campo volcánico de la Cuenca de Serdán-Oriental y de Chichinautzin) y de grandes estratovolcanes (La Malinche, Cofre de Perote y Pico de Orizaba) (Fig. 9). El sector oriental de la FVTM durante el Cuaternario también tuvo manifestaciones de magmatismo más félsico en forma de domos y calderas (Acoculco, Los Humeros, Las Derrumbadas, Cerro Pizarro).

Tomando en cuenta los trabajos realizados por Castro-Govea (2007), con los pocos fechamientos para estas estructuras volcánicas, la información más detallada disponible sobre la estratigrafía del volcán La Malinche, y con base en comparaciones geomorfológicas, se pueden discernir dos eventos de magmatismo monogenético alrededor de este estratovolcán.

El primer evento se puede situar entre 1.5 ± 0.07 Ma y 0.49 ± 0.07 Ma; la primera edad corresponde a flujos de lava emplazados en el extremo norte del área de estudio (García-Palomo et al., 2002); la segunda edad corresponde a los productos del volcán monogenético Cerro Quimicho (Carrasco-Núñez et al., 1997). Estos materiales magmáticos se relacionan estratigráficamente con La Malinche durante su etapa conocida como pre-Malinche (Pleistoceno; Castro-Govea y Siebe, 2007).

El segundo evento se caracteriza por unos cuerpos monogenéticos morfológicamente más jóvenes y menos erosionados, que están emplazados sobre depósitos de La Malinche (Castro-Govea, 2007); para estos volcanes, Castro-Govea propone una edad comprendida entre 45 y 41 Ka, con base en relaciones estratigráficas. Los materiales muestreados y estudiados en este trabajo pueden colocarse como parte de este segundo evento monogenético con estas temporalidades, por poseer características geomorfológicas afines.

4. MÉTODOS ANALÍTICOS

4.1 Muestreo de las rocas volcánicas

Con base en los mapas geológicos y en la información disponible en la literatura, se realizó el muestreo de las estructuras volcánicas cuaternarias (conos monogenéticos y flujos de lava) emplazadas al norte y al sur del estratovolcán La Malinche. Se procuró que las rocas colectadas presentaran la mayor variedad de textura y/o ensambles mineralógicos, y que fueran representativas de distintos afloramientos. La colección de las muestras se realizó seleccionando las rocas con aspecto más fresco, sin evidencias apreciables de alteración hidrotermal o intemperismo (minerales de re-emplazamiento y/o vetillas mineralizadas), debido a que los procesos secundarios pueden alterar la composición química de las rocas. Las muestras se colectaron utilizando un marro de acero común y, cuando fue posible, fueron descostradas directamente en el campo con un martillo de acero para eliminar las capas superficiales de alteración: de esta manera se colectaron fragmentos de 20-30 cm. Una porción de roca homogénea y representativa de cada muestra, del tamaño de 10-15 cm, fue seleccionada directamente en el campo para su laminación petrográfica.

4.2 Trituración y pulverización de las muestras colectadas

El procedimiento de trituración de las muestras se realizó en el taller de molienda del Instituto de Geología, utilizando una prensa hidráulica marca Montequipo de 50 tons. Antes y después de la trituración de cada muestra se procuró limpiar cuidadosamente el área de trabajo y los instrumentos, para evitar que las muestras se contaminaran una con otra: en específico, se enjuagaron los tamices con agua corriente y se secaron con aire comprimido; y se limpiaron las bases de la prensa hidráulica con las cuales se ejerce presión a la muestra (se desmontaron, se lijaron con una lija metálica adaptada a un rotomartillo, se enjuagaron con agua corriente, y se secaron con una pistola de aire comprimido). Terminada la limpieza, el siguiente paso consistió en colocar una bolsa de nylon limpia en la base inferior de la prensa hidráulica, ubicar una de las placas de la prensa sobre la bolsa, y posicionar la muestra sobre dicha placa, con la finalidad de capturar cómodamente el material que se trituraría. Durante las primeras etapas de trituración se procuró eliminar el material más superficial de la roca expuesto a intemperismo, para seguir triturando únicamente el

material más fresco de la muestra. Los fragmentos (o chips) obtenidos se tamizaron con cribas, seleccionando de esta forma esquirlas del tamaño de 3-5 mm para el proceso de pulverización.

Antes de pulverizar las muestras, se procedió al lavado de las esquirlas, que se realizó en el laboratorio de separación de minerales del Instituto de Geología. Los fragmentos de cada muestra se colocaron en vasos de precipitado de vidrio, y se enjuagaron repetidamente con agua desionizada de 18.2 MΩ de resistividad (agua Milli-Q), procurando eliminar el polvo más fino y los fragmentos de roca más pequeños. Sucesivamente, los chips dentro de los vasos de precipitado se sumergieron en agua Milli-Q, y se dejaron descansar en un baño ultrasónico por 15 minutos. Posteriormente, el agua contenida en los vasos de precipitado se desechó, y los chips se pusieron a secar dentro de un horno a T ~80 °C por ~24 horas, cubiertos con papel aluminio agujereado para evitar fenómenos de contaminación entre las diferentes muestras. Una vez secos, los chips se examinaron bajo un microscopio estereoscópico binocular para eliminar los fragmentos alterados, y/o esquirlas de metal que pudieran haber sido introducidas accidentalmente en la muestra durante la trituración.

El proceso de pulverización se realizó en el Taller de Molienda del Instituto de Geología, utilizando un shatterbox y una pulverizadora de alúmina marca SPEX. Antes y después de cada pulverización, se procuró limpiar cuidadosamente el área de trabajo y el instrumento. En específico, se pulverizaron ~20 g de arena sílica por 3-4 minutos, desechando el producto; se lavó la pulverizadora con agua Milli-Q y con un cepillo suave, agilizándolo su secado con papel y con una pistola de aire comprimido. El primer paso para pulverizar consistió en precontaminar la pulverizadora moliendo ~25 g de muestra y desechando el polvo obtenido, reduciendo de esta forma el riesgo de contaminar la muestra con otros materiales; consecutivamente, se introdujeron 30-40 g de la misma muestra, y se redujeron a polvo fino en un tiempo de 4-5 minutos. El polvo se guardó inmediatamente en frasquitos de plástico limpios (previamente lavados con jabón para materiales de laboratorio y agua Milli-Q), procurando llenar dos frasquitos de polvo de cada muestra.

4.3 Análisis de elementos mayores en muestras de roca total

Los análisis de elementos mayores (Tabla 1) se llevaron a cabo en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica

(LUGIS), en el Instituto de Geología, utilizando un espectrómetro secuencial marca Siemens SRS 3000, y siguiendo la metodología descrita por Lozano-Santa Cruz y Bernal (2005). También se determinó el contenido total de volátiles en las muestras, mediante la técnica de la pérdida por calcinación.

4.4 Análisis de elementos traza en muestras de roca total

Los análisis de elementos traza (Tabla 1) se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, utilizando un espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) marca Thermo Series X^{II}, de acuerdo a la metodología descrita por Mori et al. (2007). La reproducibilidad de los datos de elementos traza obtenidos en el LEI está dada por las concentraciones elementales promedio y desviaciones estándar de múltiples digestiones de los estándares AGV-2, BHVO-2, BCR-2 de la United States Geological Survey, del estándar JB-2 de la Geological Survey of Japan, y ha sido reportada en varias publicaciones (Mori et al., 2007, 2009; Gómez-Tuena et al., 2011).

4.5 Análisis de isótopos radiogénicos en muestras de roca total

Los análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb (Tabla 2) se realizaron en las instalaciones del LUGIS del Instituto de Geofísica, utilizando dos espectrómetros de masas de ionización térmica (TIMS): un Finnigan MAT 262 equipado con ocho colectores Faraday, y un Thermo-Scientific Triton Plus equipado con nueve colectores.

4.5.1 Procedimiento químico para el análisis isotópico

- **Pesado de las muestras:** el pesado se realiza utilizando una microbalanza de precisión de cinco dígitos; y viales de teflón de capacidad de 15 ml con tapa de rosca y fondo redondo, en los cuales se introducen las muestras. Antes de efectuar el pesado, se limpia cuidadosamente el área de trabajo con una toalla de papel húmeda y con alcohol. Posteriormente el vial se expone brevemente a un ventilador antiestático, se coloca con su tapa sin enroscar en la balanza, y se anota el peso. Sucesivamente se quita la tapa del vial, y se introducen ~130 mg de polvo de la muestra con la ayuda de una espátula limpia; se reacomoda la tapa sobre el vial, y se anota el peso. El peso efectivo de la

muestra se obtiene por diferencias de peso, para que el punto “0” de la balanza, que tiende a desplazarse, no afecte durante el pesado. El vial se extrae de la balanza, y se tapa. Posteriormente, se limpia la espátula utilizada para recuperar el polvo con agua y alcohol, y se repite el proceso para las otras muestras.

- Lixiviación (leaching): este procedimiento es útil para limpiar el polvo de manera eficaz, eliminando los elementos contaminantes como el Pb. Los viales se ponen bajo la campana de flujo laminar con calidad de limpieza nominal 100 ubicada en el cuarto ultralimpio en donde se realiza la separación química de Pb (calidad de limpieza 1,000). Se añaden ~10 ml de 6N HCl exclusivo para lixiviación (ácido clorhídrico de grado analítico destilado dos veces) a cada muestra, se tapan los viales, y se dejan por 1 hora sobre la parrilla de calentamiento a T ~100 °C. Posteriormente, el ácido se decanta hacia un vaso de precipitado de vidrio. Se agregan a cada muestra ~10 ml de agua Milli-Q, se tapan los viales y se dejan en una parrilla de calentamiento de teflón a T ~100 °C por 1/2 hora. Sucesivamente se decanta el agua y se repite el proceso, esta vez sin dejar los viales con agua en la placa de calor. Después de la segunda decantación, se ponen las muestras destapadas en la placa de calor a T ~100 °C, para que los residuos de agua se evaporen completamente. Antes de empezar la digestión con ácidos, se pesan una segunda vez los viales con el polvo seco y con su tapa sin enroscar, para calcular cuánto polvo se ha perdido durante la lixiviación, y cuánto está disponible para la digestión y el análisis isotópico (deben quedar al menos ~100 mg de cada muestra).
- Digestión en ácidos: se añaden a cada muestra ~1 ml de 8N HNO₃ (ácido nítrico de grado Instra destilado hasta tres veces) más ~5 ml de HF concentrado (ácido fluorhídrico de grado analítico destilado hasta tres veces). Se tapan los viales, y se dejan sobre la parrilla de calentamiento a T ~100 °C por al menos dos noches. En la noche del tercer día se destapan los viales procurando no dejar gotas adheridas a la tapa o a las paredes, y se dejan evaporar los ácidos a T ~100 °C (también las tapas se tienen que poner en la placa de calor) hasta que se obtenga un residuo de digestión completamente seco. La mañana siguiente, para lograr el rompimiento de los fluoruros, se añaden ~5 ml de 6N HCl (ácido clorhídrico de grado Instra destilado hasta tres veces) a cada muestra; se tapan los viales, y se colocan sobre la parrilla de calentamiento a T ~100 °C por ~10 horas. En la tarde del mismo día se destapan las muestras procurando no dejar

gotas adheridas a la tapa o a las paredes, y se deja evaporar el ácido a $T \sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ por toda la noche (también las tapas se tienen que poner en la placa de calor), hasta que se obtenga un residuo de digestión completamente seco. La mañana siguiente se añaden a cada muestra $\sim 3\text{ ml}$ de 1N HBr (ácido bromhídrico de grado analítico destilado tres-cuatro veces), se tapan los viales, y se dejan sobre la placa de calor a $T \sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ por al menos 4 horas. Sucesivamente se destapan, procurando no dejar gotas adheridas a la tapa o a las paredes, y se dejan evaporar a $T \sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$, poniendo también las tapas en la placa de calor; al finalizar la evaporación, los viales se extraen, y se tapan.

- Separación química de los elementos: para poder efectuar los análisis isotópicos, se deben separar los elementos de interés (Pb, Sr, Nd) para evitar interferencias isobáricas en el espectro de masas. La separación de los elementos se realiza por intercambio iónico entre un ácido diluido y una resina contenida en columnas de teflón.

4.5.2 Separación química de Pb

La separación química de Pb (resumen del procedimiento en Fig. 10) se realiza bajo la campana de flujo laminar con calidad de limpieza 100, ubicada en el cuarto ultralimpio de calidad de aire 1,000. Antes de empezar el procedimiento, se limpian cuidadosamente el área de trabajo y el portacolumnas con una toalla de papel húmeda. Para la separación del Pb se utilizan columnas de teflón de capacidad de 200 μl . Las columnas se enjuagan repetidamente con agua Milli-Q, y se rellenan con resina (Bio-Rad AG1-X8, 100-200 mesh, chloride form) hasta el borde superior, al contacto con el reservorio.

- Se añade a cada muestra 1 ml de 1N HBr con una pipeta; se tapan los viales, y se dejan por ~ 15 minutos en la placa de calor, para que el residuo seco se disuelva completamente.
- Se limpian las columnas con 1 reservorio de agua Milli-Q, 1/2 reservorio de 8N HNO_3 , 1 reservorio de agua Milli-Q, 1/2 reservorio de 6N HCl, y 1 reservorio de agua Milli-Q, para eliminar cualquier contaminación de Pb ambiental. Todas estas sustancias se colectan en pequeños vasos de precipitado de vidrio ubicados por debajo de las columnas, y sucesivamente se desechan en la tarja de teflón.
- Las columnas se acondicionan con 1/2 reservorio de 1N HBr, que se colecta en los vasos de precipitado de vidrio.

- El contenido de cada vial (“vial muestra”) se carga en las columnas con la ayuda de una pipeta, y se colecta en el mismo “vial muestra”.
- Se lava cada columna con 300 μ l de 1N HBr, 600 μ l de 1N HBr, otros 600 μ l de 1N HBr, y 300 μ l de 2N HCl, colectando en el “vial muestra”.
- El material colectado en el “vial muestra” se transfiere al cuarto ultralimpio de calidad de limpieza 10,000 en el cual se realiza la separación química de Sr, REE y Nd, y se evapora bajo unas lámparas, dentro de una campana de extracción; al finalizar la evaporación, los viales se tapan, y se colocan en un lugar separado y cubierto.
- Primera elución de Pb: se colecta Pb en un nuevo vial (“vial Pb”) con 1.5 ml de 6N HCl.
- Se evapora la elución de Pb sobre la parrilla de calentamiento a T \sim 100 °C (este proceso tarda aproximadamente 1 hora), y sucesivamente se agregan 600 μ l de 1N HBr al residuo seco (un punto rojizo), para disolverlo nuevamente.
- Durante la evaporación de la elución de Pb, se puede proceder al lavado integral de las columnas con agua Milli-Q, rellenando cada una con nueva resina, y procurando redistribuirlas en el portacolumnas conservando el mismo orden y la posición inicial.
- Las columnas se limpian con 1 reservorio de agua Milli-Q, 1/2 reservorio de 8N HNO₃, 1 reservorio de agua Milli-Q, 1/2 reservorio de 6N HCl, y 1 reservorio de agua Milli-Q.
- Se acondiciona la resina con 1/2 reservorio de 1N HBr.
- Se vacía la muestra contenida en el “vial Pb” en la columna, sin colectar.
- Se lava cada columna con 300 μ l de 1N HBr, 600 μ l de 1N HBr, otros 600 μ l de 1N HBr, y 300 μ l de 2N HCl, sin colectar.
- Segunda elución de Pb: se colecta Pb con 1.5 ml de 6N HCl, en los “viales Pb” en donde se había colectado la primera elución¹. Para separar Pb se realizan dos eluciones, debido a que durante la primera se colectan también concentraciones de Fe relativamente altas, que dificultan una ionización eficiente del Pb en el espectrómetro.
- Por su función coagulante, se añade una gota de 0.1N H₃PO₄ (ácido fosfórico) a cada elución de Pb, y éstas se ponen a evaporar en la placa de calor a T \sim 100 °C, hasta que se obtenga un residuo seco extremadamente pequeño (un puntito de color café).

¹ Antes de la segunda elución, los “viales Pb” se enjuagan con agua Milli-Q, y se secan con papel Kimwipe limpio.

- Al terminar el procedimiento, las columnas se enjuagan repetidamente con agua Milli-Q para eliminar cualquier residuo de resina; y se guardan en un contenedor de teflón, completamente sumergidas en 6N HNO₃. Los vasos de precipitado de vidrio utilizados para coleccionar el material a desechar se enjuagan repetidamente con agua Milli-Q, y se dejan secar sobre un papel absorbente. Finalmente, se procede a limpiar el área de trabajo, el portacolumnas, y las placas de calor, con una toalla de papel húmeda.

Registro de Separación en Columnas para **Pb** común (16-02-06)
LUGIS (2011) *

Usuario: _____ Fecha: _____
Hora de inicio: _____ finalización: _____

Columna	Preparación columnas Resina (245 µl)	Limpieza de resina					Acondicionar resina ½ CV 1N HBr	Cargar muestra (1) (1.0 ml) No. muestra					Colecta Pb (2) 1.5 ml 6N HCl	
		1 CV MQ	½ CV 8N HNO ₃	1 CV MQ	½ CV 6N HCl	1 CV MQ			300 µl 1N HBr	600 µl 1N HBr	600 µl 1N HBr	300 µl 2N HCl		
1														
2														
3														
4														
5														
6														
7														
8														
9														
10														
11														
12														
13														
14														
15														
16														
17														
18														
19														
20														

* Procedimientos tomados de la Universidad de California, Santa Cruz (UCSC), modificados en el LUGIS (1998-2011).

(1) Colocar debajo de las columnas las bombas de teflón donde se realizó la digestión, para coleccionar Sr y REE.
(2) Colocar debajo de las columnas bombas de teflón nuevas para coleccionar el Pb.
Después de recuperar el Pb, agregar una gota de 0.1M H₃PO₄ directo a la muestra dentro de la bomba de teflón.

Figura 10; Hojas de metodología del LUGIS, para separación del Pb.

4.5.3 Separación química de Sr y REE

La separación química de Sr y REE (resumen del procedimiento en Fig. 11) se realiza en el cuarto ultralimpio de calidad de aire 10,000. Para este procedimiento se utilizan columnas de cuarzo altas 16 cm, con un diámetro interior de 0.9 cm, y con un reservorio de capacidad de 90 ml; las columnas contienen una resina permanente (resina de intercambio catiónico Bio-Rad AG 50W-X8, 100-200 mesh, hydrogen form). La separación de los elementos se logra a partir de una combinación de volumen, tipo y normalidad del ácido usado, que a su

vez es el resultado de repetidas calibraciones de las columnas y de la precisa valoración ($\pm 1\%$) de los ácidos.

- Antes de empezar el procedimiento, se limpia cuidadosamente el área de trabajo con una toalla de papel húmeda. Sucesivamente, se preparan las columnas, retirando los vasos de precipitado de vidrio que las cubren por protección, y las botellitas de agua Milli-Q en las cuales están sumergidas, para que se mantengan continuamente hidratadas. Debajo de cada columna se colocan unos vasos de precipitado de vidrio, en los cuales se colectarán las diferentes sustancias que deberán ser desechadas.
- Se añade a cada “vial muestra” 1 ml de 2N HCl con una pipeta; se tapan los viales, y se dejan por ~15 minutos bajo las lámparas, para que el residuo seco se disuelva completamente.
- Se acondiciona la resina con 15 ml de 2N HCl, que se colectan en los vasos de precipitado de vidrio.
- El contenido de cada “vial muestra” se carga directamente sobre la resina con la ayuda de una pipeta Pasteur², y el material se colecta en los vasos de precipitado de vidrio.
- Se lava cada columna con 1 ml de 2N HCl por cuatro veces (intentando lavar cada vez un cuadrante diferente del reservorio); 16 ml de 2N HCl; 90 ml de 2N HCl; y 70 ml de 2N HCl, colectando en los vasos de precipitado de vidrio.
- Se acondiciona la resina con 10 ml de 6N HCl, que se colectan en los vasos de precipitado de vidrio.
- Elución de Sr: se colecta Sr en el “vial muestra”³ con 15 ml de 6N HCl.
- Se evapora la elución de Sr bajo las lámparas ubicadas en la campana de extracción, y se transfiera a vasos de 1.5mL hasta que se obtenga un residuo seco muy pequeño. Terminada la evaporación, el vial se tapa con parafilm y se guarda en un lugar limpio.
- Elución de REE: se colectan las REE en un vaso de teflón de capacidad de 50 ml, con 30 ml de 6N HCl; terminada la elución, los vasos se cubren con parafilm.

² Las pipetas Pasteur deben lavarse previamente con agua Milli-Q, y con 2N HCl; después de haberlas utilizado, se enjuagan con agua Milli-Q y se desechan.

³ Antes de la elución, los “viales muestra” se enjuagan repetidamente con agua Milli-Q y se limpian con papel; sucesivamente, se les vierte un chorrillo de ~6N HCl, se tapan los viales, y se ponen a descansar por 1 hora en una placa de calor de teflón a $T \sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$; finalmente, el ácido se desecha, los viales se enjuagan con agua Milli-Q, y se secan con papel Kimwipe limpio.

- Se evapora la elución de REE bajo las lámparas, hasta que se obtenga un residuo seco se transfiera a vasos de 1.5mL. Terminada la evaporación, el vial se tapa con parafilm y se guarda en un lugar limpio.
- Se limpian las columnas con 90 ml de ~6N HCl, que se colectan en los vasos de precipitado de vidrio, y sucesivamente se desechan; y con otros 30 ml de ~6N HCl, que se colectan en los vasos de precipitado de vidrio, y se guardan en un garrafón de vidrio, para su posterior destilación.
- Al terminar el procedimiento, las columnas se sumergen nuevamente en las botellitas de agua Milli-Q, y los reservorios se cubren con vasos de precipitado de vidrio por protección. Los vasos de precipitado de vidrio utilizados para coleccionar el material a desechar se enjuagan repetidamente con agua Milli-Q, y se dejan secar sobre un papel absorbente. Finalmente, se procede a limpiar el área de trabajo, el portacolumnas, y las placas de calor utilizadas con una toalla de papel húmeda.

SEPARACION DE Sr y REE EN COLUMNAS DOWEX (06-03-07)

Fecha: _____ Usuario: _____
 Hora inicio: _____ Hora finalización: _____

ACIDO		COLUMNA											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2N HCl	1. Acondicionar	15 ml											
	2. Agregar muestra	1 ml											
	3. Limpiar	4 x 1 ml											
	4. Agregar:	16 ml											
		160 ml											
6N HCl		10 ml	5 ml	10 ml	10 ml	10 ml	10 ml	10 ml	10 ml	10 ml	10 ml	10 ml	10 ml
	*	15 ml (Sr)											
	* para mucho Nd ^f	30 ml (RE)											
	* para poco Nd ^f	40 ml (RE)											
~6N HCl	5. ** Limpiar	120 ml											

• * Aquí se separan el Sr y las REE respectivamente.
 • ** Si no se separaron REE, las columnas se limpian con 150 ml de 6N HCl
 • # Mucho Nd en la muestra (> 10 ppm), poco Nd en la muestra (< 10 ppm).

Figura 11; Hojas de metodología del LUGIS, para separación del Sr y REE.

4.5.4 Separación química del Nd

La separación química de Nd se realiza en el cuarto ultralimpio de calidad de aire 10,000. Para este procedimiento se utilizan columnas de cuarzo altas 7 cm, con un diámetro interior

de 0.4 cm, y un reservorio de capacidad de 15 ml; las columnas contienen una resina permanente (polvo de teflón revestido por ácido bis-2 etilhexil fosfórico - HDEHP); debido a que la resina tiene un tamaño de grano extremadamente fino, ésta se sella por encima y por debajo (0.5 cm respectivamente) con una resina de intercambio iónico inactiva. A diferencia de las columnas de intercambio iónico usadas para la separación de Sr y REE, cada una de las columnas utilizadas para la separación de Nd está calibrada con diferente volumen de ácido. Esto implica que, a pesar de que la preparación de las muestras, las columnas y su limpieza son similares, los volúmenes de ácidos necesarios para realizar la separación deben consultarse en las hojas de trabajo del LUGIS (Fig. 12).

- Antes de empezar el procedimiento, se limpia cuidadosamente el área de trabajo con una toalla de papel húmeda. Sucesivamente, se preparan las columnas, retirando los vasos de precipitado de vidrio que las cubren por protección, y las botellitas de agua Milli-Q en las cuales están sumergidas, para que se mantengan continuamente hidratadas. Debajo de cada columna se colocan unos vasos de precipitado de vidrio, en los cuales se colectarán las diferentes sustancias que deberán ser desechadas.
- Se acondiciona la resina con 6-7 ml de 0.18N HCl.
- Se añaden al residuo seco de cada “vial REE” 250 µl de 0.18N HCl (conviene mezclar bien el ácido con la punta de la pipeta, para agilizar la disolución del residuo), y se vierten en las columnas; sucesivamente, se agregan a cada “vial REE” otros 250 µl de 0.18N HCl, que también se vierten en la columna. Todo el material se colecta en los vasos de precipitado de vidrio.
- Se lava cada columna con 250 µl de 0.18N HCl por dos veces; 4.5-14 ml de 0.18N HCl; y con 0-1 ml de 0.40N HCl, colectando en los vasos de precipitado de vidrio.
- Elución de Nd: se colecta Nd en un vaso de teflón de capacidad de 8 ml con 0-4.5 ml de 0.18N HCl; y con 0-3 ml de 0.40N HCl.
- Se evapora la elución de Nd bajo las lámparas ubicadas en la campana de extracción, hasta que se obtenga un residuo seco extremadamente pequeño. Terminada la evaporación, el vial se tapa con parafilm y se guarda en un lugar limpio.
- Se limpian las columnas con 10 ml de ~6N HCl, que se colectan en los vasos de precipitado de vidrio, y sucesivamente se desechan.

- Al terminar el procedimiento, las columnas se sumergen nuevamente en las botellitas de agua Milli-Q, y los reservorios se cubren con vasos de precipitado de vidrio por protección. Los vasos de precipitado de vidrio utilizados para coleccionar el material a desechar se enjuagan repetidamente con agua Milli-Q, y se dejan secar sobre un papel absorbente. Finalmente, se limpian el área de trabajo, el portacolumnas, y las placas de calor con una toalla de papel húmeda.

SEPARACIÓN DE *Sm* y *Nd* EN COLUMNAS DE INTERCAMBIO IÓNICO (29-08-08)
LUGIS (2008)*

Fecha: _____ Usuario: _____
Hora de inicio: _____ Hora de finalización: _____

ACIDO		COLUMNA					
		1	2	3	4	5	6
0.18N HCl	1. Acondicionar	6 ml	6 ml	6 ml	7 ml	7 ml	7 ml
	2. Disolver y agregar muestra	2 x 250 µl	2 x 250 µl				
	3. Limpiar col.	2 x 250 µl	2 x 250 µl				
	4. Agregar:						
		6 ml	4.5 ml	5 ml	14 ml	8 ml	14 ml
	**	3 ml (Nd)	4 ml (Nd)	3 ml (Nd)		4 ml (Nd)	
		3 ml	3.5 ml	4 ml			
0.40N HCl					1 ml		
	**				3 ml (Nd)		3 ml (Nd)
		3 ml	2.5 ml	2 ml	4 ml	3 ml	2 ml
	*	3 ml (Sm)	2 ml (Sm)	2 ml (Sm)	4 ml (Sm)	2.5 ml (Sm)	3 ml (Sm)
~6N HCl	5. Limpiar	10 ml	10 ml				

* Aquí se separan el Neodimio** y el Samario* respectivamente.

* Procedimientos tomados del laboratorio de Geocronología de la Universidad de Múnich, modificados en el LUGIS (1997-2008)

ACIDO		COLUMNA					
		7	8	9	A	B	C
0.18N HCl	1. Acondicionar	7 ml	6 ml	7 ml	7 ml	7 ml	7 ml
	2. Disolver y agregar muestra	2 x 250 µl	2 x 250 µl	2 x 250 µl	2 x 250 µl	2 x 250 µl	2 x 250 µl
	3. Limpiar col.	2 x 250 µl	2 x 250 µl	2 x 250 µl	2 x 250 µl	2 x 250 µl	2 x 250 µl
	4. Agregar:						
		7 ml	11 ml	12 ml	8.5 ml	14 ml	6 ml
	**	4 ml (Nd)	3 ml (Nd)	2 ml (Nd)	4.5 ml (Nd)		4 ml (Nd)
		1 ml					2 ml
0.40N HCl						1 ml	
	**		2 ml (Nd)	3 ml (Nd)		3 ml (Nd)	
		2.5 ml	3 ml	2.5 ml	3 ml	5 ml	1 ml
	*	3 ml (Sm)	2.5 ml (Sm)	3 ml (Sm)	2.5 ml (Sm)	3 ml (Sm)	2 ml (Sm)
~6N HCl	5. Limpiar	10 ml	10 ml	10 ml	10 ml	10 ml	10 ml

* Aquí se separan el Neodimio** y el Samario* respectivamente.

* Procedimientos tomados del laboratorio de Geocronología de la Universidad de Múnich, modificados en el LUGIS (1997-2008)

Figura 12; Hojas de metodología del LUGIS, para separación del Nd.

4.5.5 Resultados de los análisis isotópicos

Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron normalizadas a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y se corrigieron con respecto al valor del estándar NBS-987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710230$; en cambio, las relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se normalizaron a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ y se corrigieron con respecto al valor del estándar La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$. El valor medido del estándar NBS-987 fue $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710236 \pm 0.000018$ (2σ , $n = 11$); mientras que el valor medido del estándar La Jolla fue $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511849 \pm 0.000012$ (2σ , $n = 7$). Las relaciones isotópicas de Pb se corrigieron con respecto a los valores del estándar NBS-981 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9356$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4861$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7006$ (Todt et al., 1996). Los valores medidos del estándar NBS-981 fueron $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.893 \pm 0.04\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.432 \pm 0.04\%$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.513 \pm 0.06\%$ (2σ , $n = 4$).

La metodología para la medición es descrita por Schaaf et al., (1995).

5. ESTUDIO PETROGRÁFICO

Se llevó a cabo un análisis petrográfico de los productos volcánicos emitidos por los conos monogenéticos periféricos al volcán La Malinche, con el objetivo de estimar sus características texturales y la paragénesis mineralógica (Apéndice A).

A continuación se presenta una descripción petrográfica de las muestras más representativas colectadas tanto al norte del volcán La Malinche como al sur de dicho aparato volcánico, con el fin de identificar las principales analogías y/o diferencias entre los productos emplazados en estas dos regiones localizadas a diferentes distancias de la trinchera oceánica.

5.1 Productos volcánicos emplazados al norte del volcán La Malinche

Los materiales volcánicos colectados al norte del volcán La Malinche, que en general corresponden a flujos de lava y conos monogenéticos, presentan características petrográficas muy homogéneas, típicas de magmas basálticos. De hecho, todas las muestras comparten las fases minerales de olivino y plagioclasa, presentan una textura porfídica, y tienen una matriz predominantemente hipocristalina (Fig. 13).

El olivino se puede encontrar como fenocristal con formas de euhedrales a subhedrales y tamaño fino a medio; en algunos casos, estos fenocristales presentan alteración iddingsítica en los bordes; también es común encontrar inclusiones de ilmenita y cromita. El olivino es presente también como microlito en la matriz; estos cristales muestran alteración iddingsítica de manera recurrente.

La plagioclasa se encuentra como fenocristal en la mayoría de las muestras, presentando un hábito tabular, forma euhedral, y un rango de tamaño de fino a medio; los fenocristales de plagioclasa presentan de forma general maclas polisintéticas, mientras que los de tamaño más fino pueden presentar maclas Karlsbad; muchos fenocristales se encuentran zonados. En la matriz, los microlitos de plagioclasa presentan un hábito acicular y tienen una composición bitownítica-anortítica (determinado por ángulo de extinción).

A pesar de las características comunes, se han observado algunas diferencias texturales entre las muestras colectadas al norte del volcán La Malinche. La muestra CO-10-03 presenta fenocristales de olivino (euhedral, con tamaños de hasta 1.8 mm) y plagioclasa

(euhedral, con tamaños de hasta 0.8 mm); la matriz tiene una importante cantidad de óxidos (posiblemente ilmenita), además de microlitos de plagioclasa. De forma similar, la muestra CO-10-06 contiene fenocristales de olivino y plagioclasa; sin embargo, en esta roca los fenocristales tienen un mayor tamaño (hasta 2.4 mm y 1.8 mm, respectivamente), y están organizados en agregados glomerofídicos. La matriz está conformada por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno (y/o olivino). La muestra CO-10-09 presenta olivino como único fenocristal, con un tamaño de hasta 2 mm. En esta muestra los óxidos son muy abundantes; están presentes como inclusiones de tamaño de hasta ~0.05 mm en algunos olivinos; y como fases de la matriz, acompañados por microlitos de plagioclasa y de olivino.

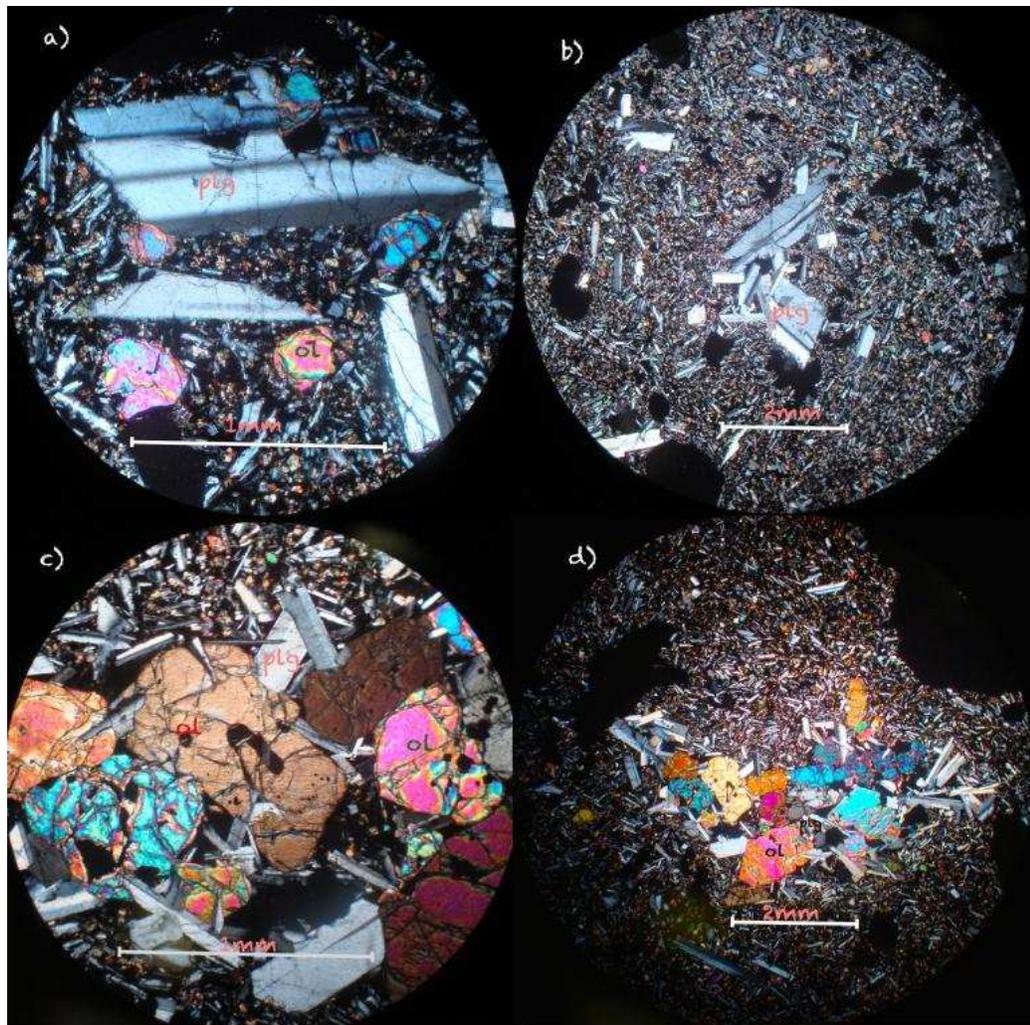


Figura 13; Imágenes de las rocas emplazadas al norte de La Malinche. a) Las fases de fenocristal más comunes en esta roca, plagioclasas y olivinos (muestra CO-10-03). b) Algunos fenocristales de plagioclasa forman texturas glomeroporfidicas monomineralicas. c) La CO-10-06 presenta texturas de intercrecimiento entre olivino y plagioclasa. d) Vista que señala el tamaño de los glomerocrystalos de olivino y plagioclasa.

5.2 Productos volcánicos emplazados al sur del volcán La Malinche

Los materiales volcánicos colectados al sur del volcán La Malinche, que en general corresponden a flujos de lava y a conos monogénéticos, presentan algunas características petrográficas similares, como texturas porfídicas y una matriz predominantemente hipocristalina, aunque en las muestras CS-11-35 y CS-11-37 la matriz es holocristalina (Fig. 14); por otra parte, las muestras exhiben algunas diferencias en la paragénesis de fenocristales, dependiendo de su composición basáltica o andesítica.

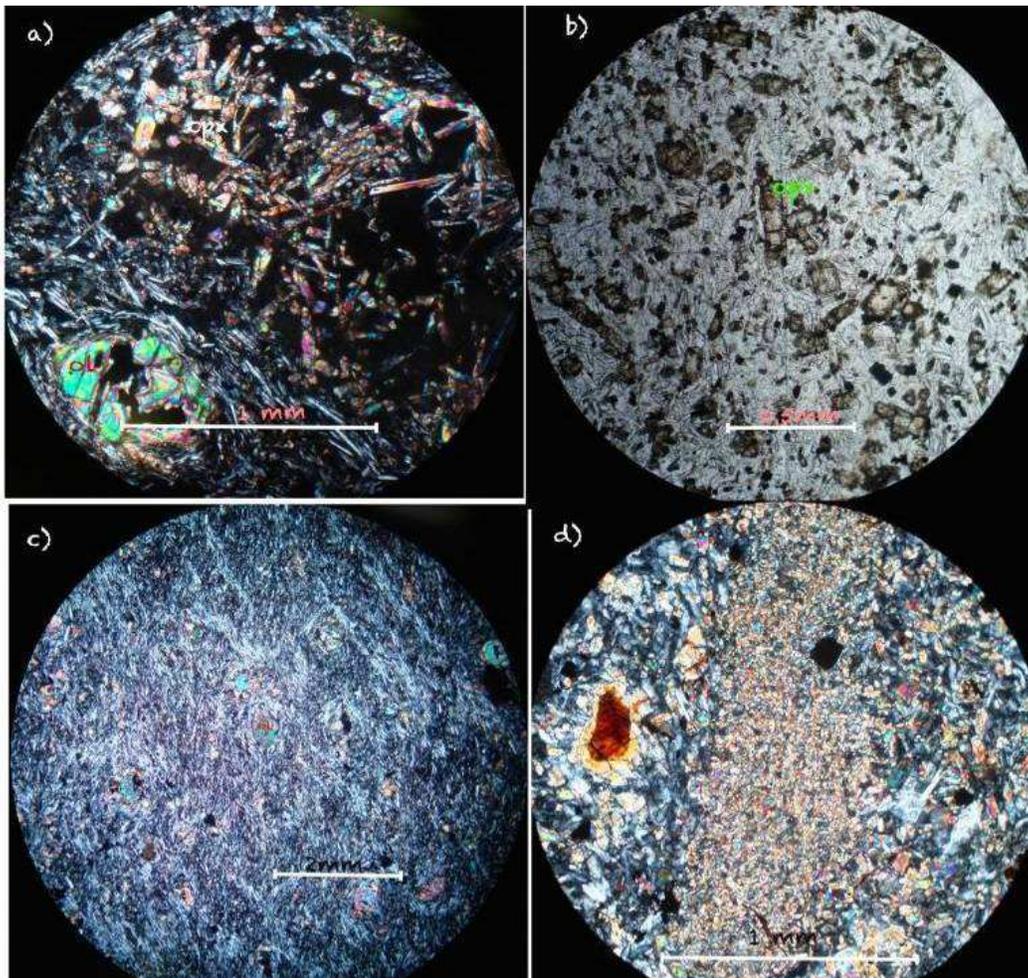


Figura 14; Imágenes de las rocas emplazadas al sur de La Malinche. a) Las fases de fenocristal más comunes en esta roca, olivino y clinopiroxeno, estos últimos formando agregados glomerofídicos. b) Algunas muestras presentan ortopiroxeno como fenocristal. c) Texturas de flujo formadas por microlitos de plagioclasa, rodean fenocristales de olivino. d) Muestra CS-11-37, en la cual la matriz es holocristalina en ciertos sectores.

Todas las muestras, excepto la CS-11-22 y la CS-11-37, comparten el olivino y el clinopiroxeno como fenocristales o microfenocristales (Figs. 15a y 15b). Los fenocristales

de olivino son euhedrales a subhedrales, con tamaño de fino a medio (hasta 3.2 mm); presentan diferentes grados de iddingsitización, y en algunos casos muestran bahías de corrosión; algunos tienen inclusiones de óxidos (magnetita y hematita) (Figs. 16c y 16d). Los clinopiroxenos están representados por augita, con colores marrón-verde claro a nicoles paralelos y birrefringencia alta de segundo orden a nicoles cruzados; tienen formas de euhedrales a subhedrales; muchos de ellos son aciculares a prismáticos de tamaño fino, mientras que unos pocos alcanzan el tamaño medio (hasta 1.4 mm); muchos clinopiroxenos forman texturas glomeroporfídicas monominerálicas; algunos fenocristales presentan extinción ondulante.

Además de los fenocristales de olivino y clinopiroxeno, las muestras CS-11- 24, 25, 26, 27, 29, 30, 32, 33, 35, 36 contienen escasos fenocristales o microfenocristales de ortopiroxeno; algunos de ellos acompañan los clinopiroxenos en los agregados glomeroporfídicos. Por otro lado, las muestras CS-11-36 y CS-11-30 contienen fenocristales y microfenocristales de plagioclasa (hasta 0.8 mm de tamaño), que presentan comúnmente inclusiones de apatito.

La matriz está conformada por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. La plagioclasa es la fase más abundante; tiene formas aciculares y también tabulares macladas, que por su extinción indican una composición de andesina; en general los microlitos de plagioclasa presentan texturas de flujo.

La muestra CS-11-37 presenta ciertas peculiaridades respecto al resto de las rocas colectadas, como es la presencia de olivino como único fenocristal, el cual alcanza un tamaño de hasta 2 mm, y está rodeado frecuentemente por masas de microfenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa granular; además, esta muestra presenta una matriz holocristalina, con intercrecimientos de piroxeno y plagioclasa.

La muestra CS-11-22 posee una asociación mineral bastante contrastante con el resto de las rocas, ya que contiene anfíbol como fase predominante entre los fenocristales (Figs. 15c y 15d). El anfíbol ha sido identificado como hornblenda; presenta formas tabulares de subhedrales a anhedrales, con tamaño de fino a medio (hasta 3.5 mm); muestra pleocroismo de amarillo verdoso a naranja, y extinción oblicua a un ángulo bajo; además, presenta bahías y coronas de opacita, provocadas por procesos de descomposición por la pérdida de volátiles. Adicionalmente, la roca presenta fenocristales de ortopiroxeno, que muestran

generalmente coronas de opacos. Los fenocristales están embebidos en una matriz hipocrystalina, con microlitos de anfíbol completamente oxidado, ortopiroxeno y plagioclasa acicular-tabular.

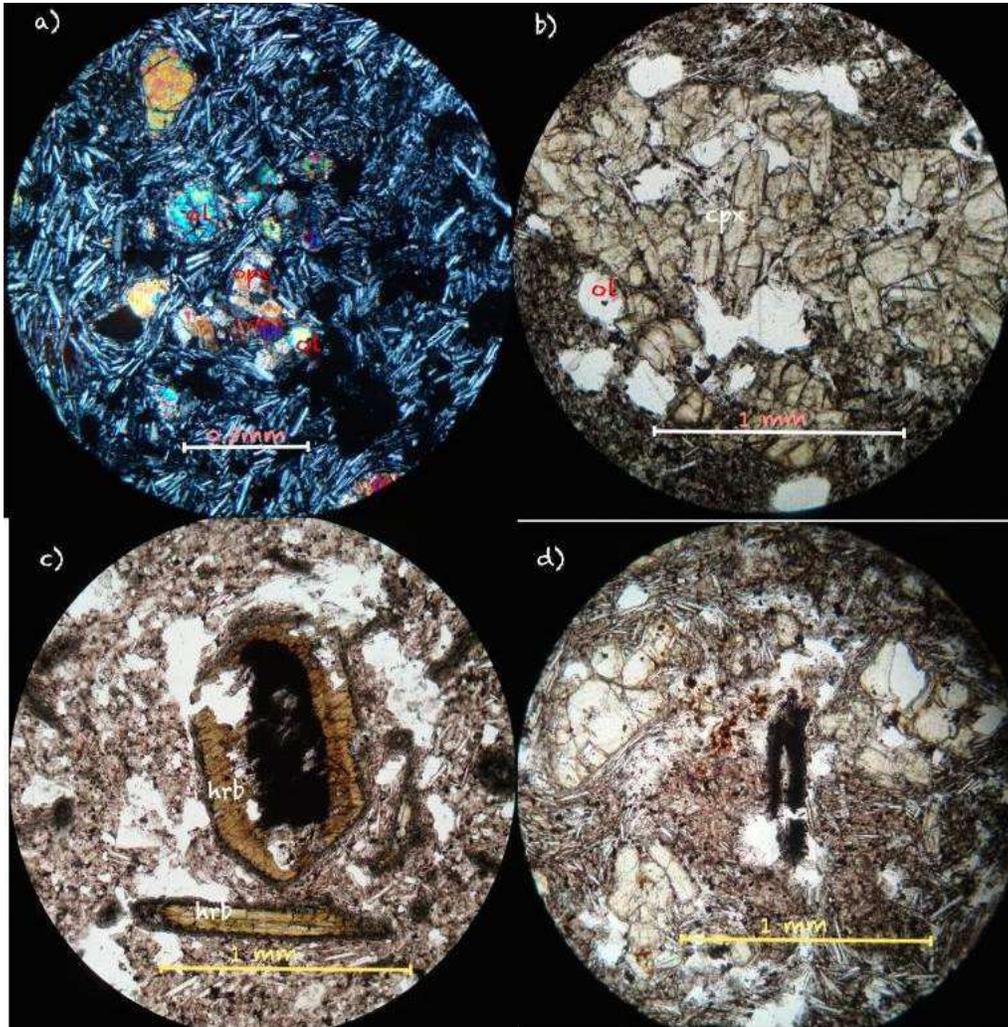


Figura 15; Imágenes de las rocas emplazadas al sur de La Malinche. a) y b) muestran la textura predominante en estas rocas, los agregados glomeroporfídicos de clinopiroxeno, olivino y ortopiroxeno. c) Fenocristal de hornblenda en la muestra CS-11-22. d) En ciertos sectores de algunas muestras presentan estos pseudomorfos.

En la lámina CS-11-27 está presente un aglomerado de cristales equidimensionales identificados como cuarzo, que se puede interpretar como un xenolito de cuarcita (Fig. 16a). Análogamente, la muestra CS-11-37 contiene un xenolito de caliza que presenta señales de haber reaccionado con el magma (Fig. 16b): de hecho, se encuentra diópsido como producto de la reacción, caracterizado por un color verde en nícoles paralelos, relieve medio, un débil sistema de clivajes formando un ángulo de 90° en sección basal; y por una

birrefringencia de segundo orden en nicoles cruzados; el diópsido está rodeado de plagioclasa cálcica.

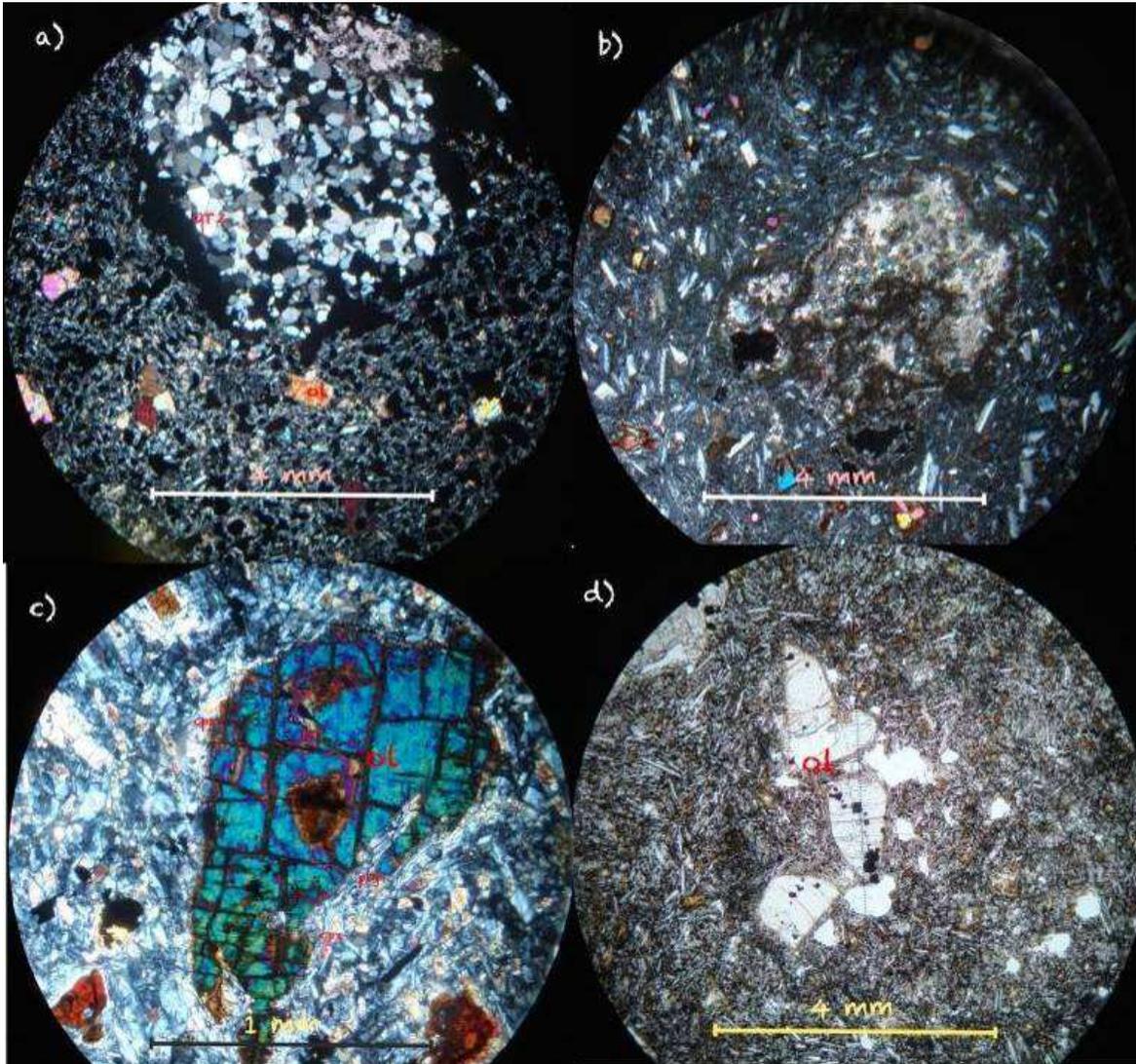


Figura 16; Imágenes de las rocas emplazadas al sur de La Malinche. a) Xenolito de una cuarcita CS-11-27. b) Xenolito de una caliza, con crecimiento de diópsido y plagioclasa, en el interior. c) Fenocristal del olivino con texturas de desequilibrio, con crecimientos de plagioclasa y clinopiroxeno. d) Fenocristales de olivino que muestra inclusiones de óxidos de gran tamaño.

6. RESULTADOS GEOQUÍMICOS

6.1 Elementos mayores

Se realizaron análisis de elementos mayores de 12 muestras colectadas en la región septentrional al volcán La Malinche y 16 muestras colectadas al sur de dicho estratovolcán, con el fin de llevar a cabo una clasificación química de las rocas, además de distinguir características y evidenciar analogías o diferencias entre los productos volcánicos emplazados en las diferentes regiones.

Los materiales volcánicos emplazados al norte y al sur del estratovolcán La Malinche presentan diferencias geoquímicas que permiten dividirlos en dos grupos. El primer grupo de muestras, localizadas en el sector septentrional de La Malinche (NM), poseen una composición homogénea de basalto, de acuerdo al campo establecido por el diagrama de álcalis totales vs. SiO_2 (TAS) de Le Bas et al. (1986), con un rango de SiO_2 entre 51.1 y 51.6 wt.%; estas rocas se grafican dentro del campo subalcalino propuesto por Irvine y Baragar (1971), con valores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) variables entre 4.5 y 5.1 wt.% (Fig. 17a). Las muestras del segundo grupo, que se ubican al sur del volcán Malinche (SM), presentan una distribución más amplia en el diagrama TAS, clasificándose como andesitas basálticas y andesitas, con valores de SiO_2 entre 52.6 y 60.1 wt.%; todas las muestras se grafican en el campo subalcalino, con un contenido de álcalis de 3.8-5.8 wt.%. En el sector sur del área de estudio se identificó también una muestra que se grafica en el campo de traquibasaltos, con un contenido en sílice de 48.4 wt.% y un valor de álcalis de 5.1 wt.%.

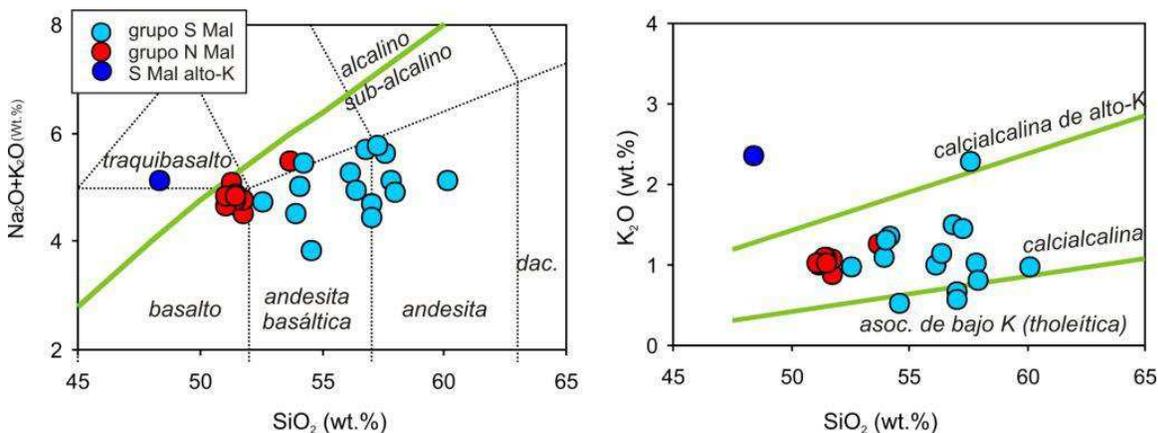


Figura 17; a) Diagrama de álcalis totales contra SiO_2 (Le Bas et al., 1986; división entre los campos alcalino y sub-alcalino de Irvine y Baragar, 1971). b) Diagrama de discriminación de K_2O contra SiO_2 (Le Maitre et al., 1989). Las abundancias de los óxidos están normalizadas en base anhidra.

En el diagrama de K_2O vs. SiO_2 de Le Maitre et al. (1989) (Fig. 17b) se observa que la mayoría de las muestras, tanto del grupo NM como del grupo SM, se grafican en el campo subalcalino de medio-K; sin embargo es otra vez evidente la heterogeneidad de las rocas localizadas en el sector meridional, donde tres muestras caen en el campo subalcalino de bajo-K (CS-11-36, CS-11-37 y CS-11-39) y dos muestras, incluido el traquibasalto, se grafican en el campo calcoalcalino de alto-K (CS-11-22 y CS-11-32).

En la figura 18 se muestran los diagramas de variación química, donde se grafica en el eje "x" el contenido de SiO_2 , y el contenido de otro óxido mayor en el eje "y": estos diagramas permiten distinguir ciertos procesos de diferenciación magmática, como la cristalización fraccionada. En los diagramas de variación de SiO_2 vs. MgO , Fe_2O_3 , MnO y CaO se observan comportamientos muy parecidos en los dos grupos de muestras; el grupo NM presenta patrones muy homogéneos, y cercanos a los valores del grupo SM; mientras que la suite SM presenta una mayor variabilidad y correlaciones negativas, es decir, al incrementar el contenido de SiO_2 disminuye el contenido del otro óxido; el traquibasalto de alto-K presenta el mayor contenido de MgO , Fe_2O_3 , MnO y CaO .

En los diagramas de SiO_2 vs. Al_2O_3 , Na_2O y TiO_2 , se observan patrones que difieren un poco con los antes mencionados; en el caso de los gráficos de Na_2O y Al_2O_3 vs. SiO_2 la peculiaridad radica en que el traquibasalto de alto-K presenta los menores valores en contenido de Na_2O y Al_2O_3 ; además de que las rocas del grupo SM presentan una leve correlación negativa. Por otro lado el diagrama de TiO_2 vs. SiO_2 muestra una rasgo muy peculiar sobre las rocas emplazadas al norte de La Malinche, las cuales presentan valores elevados en el contenido de TiO_2 (1.7-1.9 wt.%), por lo que se pueden caracterizar como una suite de alto-Ti. En lo que respecta a las muestras del sector meridional, presentan datos muy dispersos sin posibilidad de establecer una tendencia, pero todas con valores de TiO_2 muy por debajo de los valores de las rocas del grupo NM (0.7-1.1 wt.%).

Las rocas del grupo NM presentan valores del número de Mg ($\#Mg = 100 * Mg / (Mg + 0.85 * Fe^{tot})$) muy homogéneos; asimismo, las muestras del sector meridional muestran un patrón plano en el diagrama de $Mg\#$ vs. SiO_2 , es decir, los valores de $\#Mg$ permanecen prácticamente constantes al variar el contenido de SiO_2 .

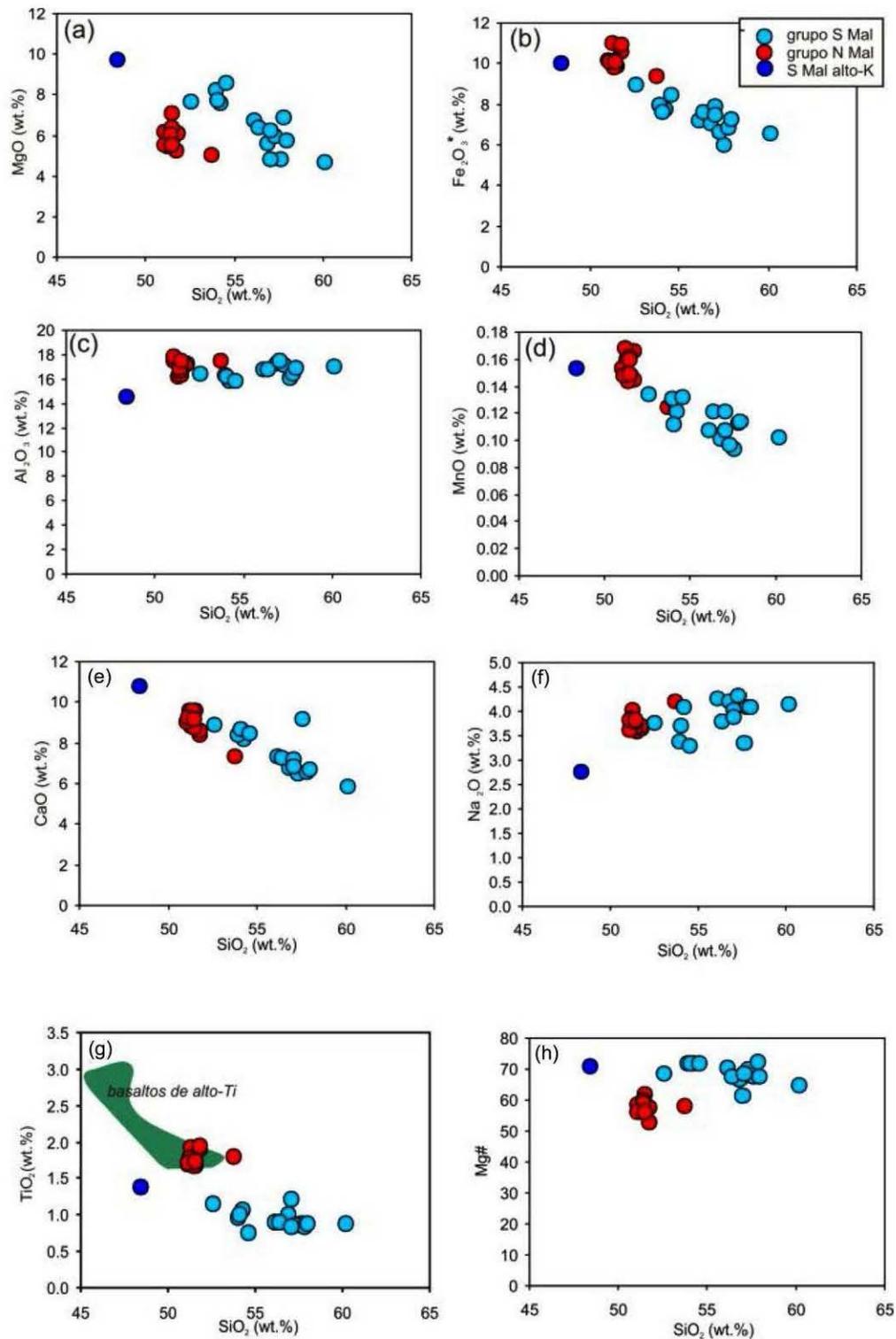


Figura 18; Diagramas de variación de los elementos mayores para las secuencias volcánicas estudiadas: a) MgO, b) Fe₂O₃^{tot}, c) Al₂O₃, d) MnO, e) CaO, f) Na₂O, g) TiO₂ y h) Mg# contra SiO₂. Las abundancias de los óxidos están normalizadas en base anhidra. Por comparación, se muestra la composición de elementos mayores (TiO₂) de los basaltos de tipo intraplaca emplazados en la FVTM central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003).

6.2 Elementos traza

En la figura 19 se muestran los diagramas de variación de elementos móviles (U) e inmóviles en fluidos (Th, Nb, Zr y REE) contra el contenido de SiO₂. En los diagramas de Th y U, se replica la situación de la homogeneidad para las rocas emplazadas al norte de La Malinche, además se intensifica el rasgo de gran dispersión y heterogeneidad de las muestras emplazadas al sur, teniendo valores inferiores, iguales y mayores a los del sector norte; por otro lado la suite de alto-K vuelve a tener los valores más altos entre las dos series. En los diagramas de variación de las LREE (La, Nd y Sm) se presentan patrones similares a los previamente descritos, con la excepción que las muestras del sector sur son menos dispersas y presentan concentraciones más cercanas a la serie de rocas emplazadas al norte; dicho rasgo se va acentuando a medida que incrementa la masa atómica del elemento en cuestión. En lo que respecta a los gráficos de las REE medianas y pesadas (Eu, Tb, Gd, Dy e Yb), observamos que las muestras del grupo NM presentan valores mayores que los de las rocas del sector meridional; la diferencia entre los valores de los dos grupos se hace más marcada a medida que incrementa el número atómico del elemento comparado. En el caso del Yb, el comportamiento de la suite de alto-K cambia respecto al resto de las REE, donde era el término más enriquecido de ambas series: en el gráfico de Yb vs SiO₂ de hecho se encuentra por debajo de la serie NM. Por otro lado los elementos HFSE (Nb y Zr) presentan patrones muy parecidos al del Yb.

Los diagramas multielementos (Fig. 20) evidencian que los productos emplazados al sur del volcán La Malinche presentan una señal de la subducción más pronunciada con respecto a los productos ubicados al norte, como indican las relaciones más altas de Ba/Nb (SM: 35-184, promedio = 77; NM: 13-22, promedio = 16). Además, los dos grupos de rocas presentan valores diferentes de la relación Zr/Nb, siendo el grupo NM el que muestra los valores más bajos y el grupo SM valores mucho mayores (NM: 11.4-14.8, promedio = 12.5, SM: 20.3-33.0, promedio = 27.5); es de resaltar que, entre los productos del sector meridional, la muestra de alto-K presenta el valor más reducido de Zr/Nb (19.3). Además de la marcada señal de la subducción, las rocas del grupo SM también presentan un importante enriquecimiento en LREE sobre las rocas del grupo NM, confirmado por relaciones La/Nb más elevadas para la serie SM (SM: 1.8-5.6, promedio = 3.2; NM: 1.0-1.4, promedio = 1.1).

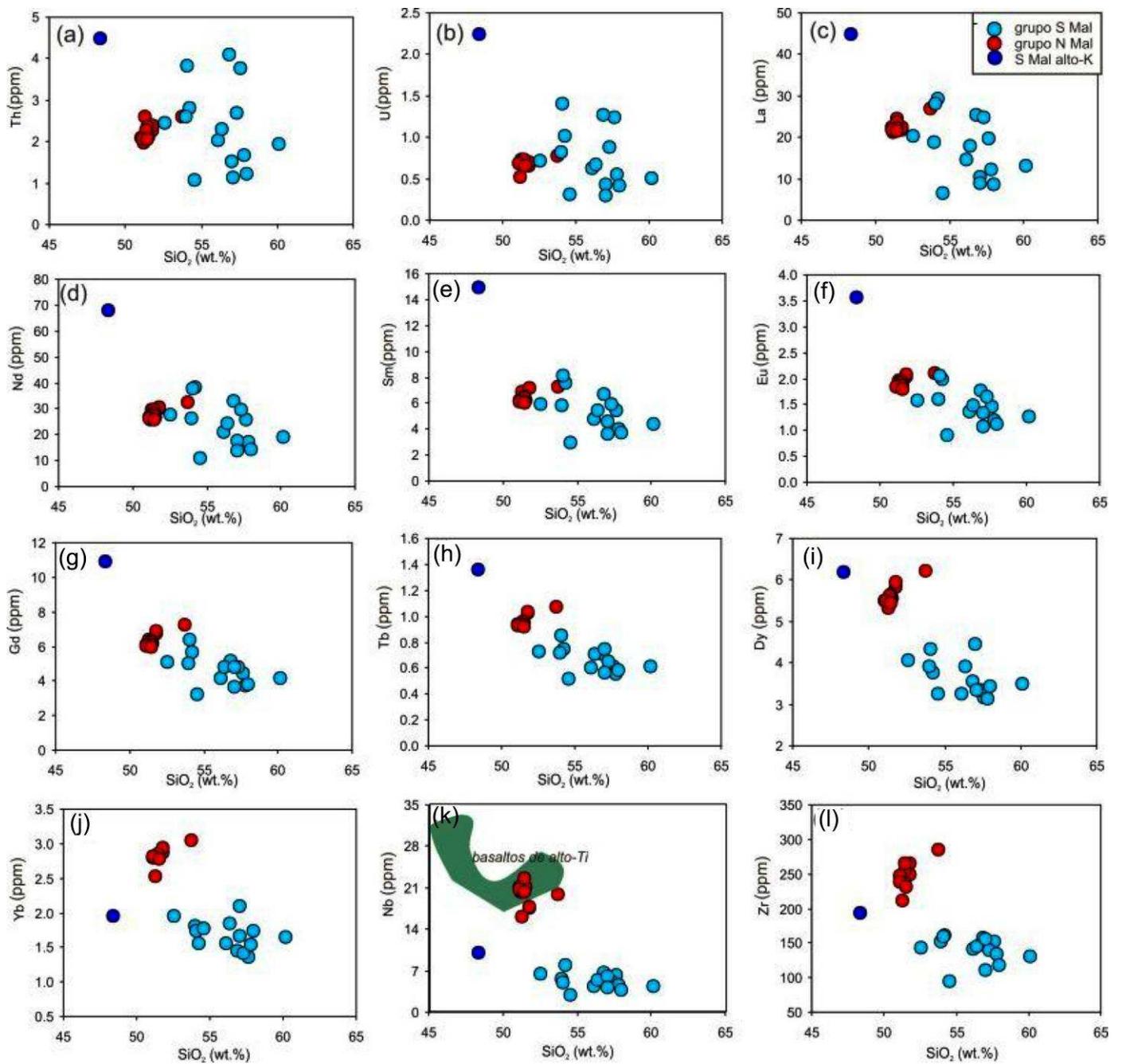


Figura 19; Diagramas de variación de los elementos traza para las secuencias volcánicas estudiadas: a) Th, b) U, c) La, d) Nd, e) Sm, f) Eu, g) Gd, h) Tb, i) Dy, j) Yb, k) Nb y l) Zr contra SiO_2 . Las abundancias de SiO_2 están normalizadas en base anhidra. Por comparación, se muestra la composición de elementos traza (Nb) de los basaltos de tipo intraplaca emplazados en la FVTM central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003).

Ambos grupos presentan un fraccionamiento de las HREE, que es más marcado en el grupo SM, como indican los valores más altos de la relación Gd/Yb (SM: 1.8-3.7, promedio =

2.8; NM: 2.1-2.5, promedio = 2.2); el traquibasalto del alto-K emplazado en el sector meridional es él que presenta el valor más elevado de Gd/Yb (5.6). También se observan patrones distintivos de diferentes grados de fraccionamiento de HFSE, en particular de Ta, en el grupo SM, dado por relaciones de Nb/Ta variables y en algunos casos elevadas; esto no se presenta en el grupo NM, que tiene valores bajos y prácticamente constantes de Nb/Ta (SM: 14.9-20.1; NM: 16.6-17.8); el traquibasalto de alto-K presenta las relaciones Nb/Ta más altas (21.2).

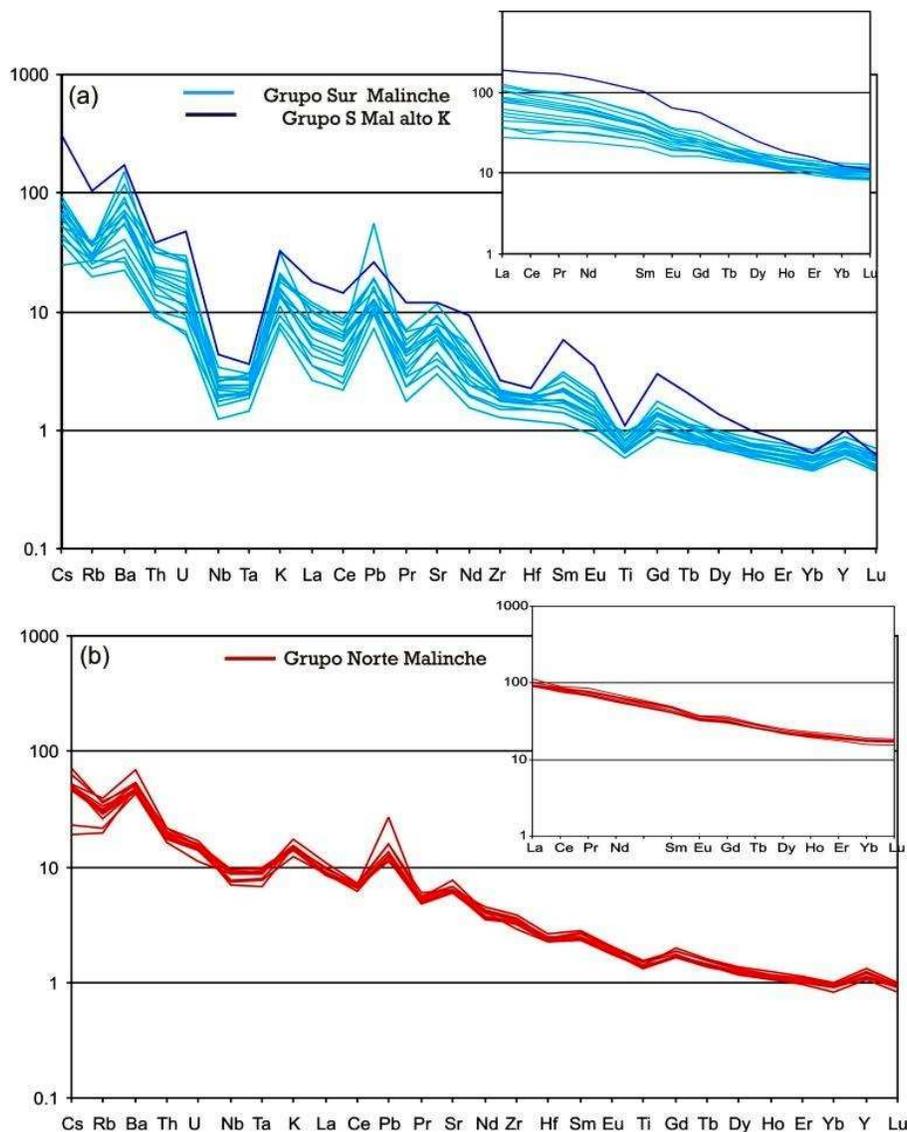


Figura 20; Patrones de elementos traza de las secuencias volcánicas estudiadas, normalizados con respecto a un basalto de dorsal meso-oceánica (N-MORB; Sun y McDonough, 1989). a) Suite sur Malinche (SM) y rocas de alto-K del frente volcánico; b) rocas del grupo Norte Malinche (NM). Los patrones de REE que se muestran en los recuadros incluidos están normalizados con respecto a una condrita (McDonough y Sun, 1995).

6.3 Isótopos de Sr, Nd y Pb

Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las rocas del área de estudio se muestran en la figura 21 y en la tabla 2; así como las composiciones isotópicas de los componentes que podrían participar en su petrogénesis. Se realizaron análisis isotópicos de 3 muestras del grupo NM y 5 muestras colectadas en el sector meridional del área de estudio, incluyendo el traquibasalto de alto-K. A pesar de las diferencias en la composición de elementos mayores y traza, los dos grupos emplazados al norte y al sur de La Malinche presentan composiciones isotópicas muy similares. Las composiciones isotópicas de Sr y Nd forman una correlación negativa, y se grafican entre un componente isotópicamente empobrecido que podría estar representado por los basaltos de la dorsal del Pacífico Oriental (East Pacific Rise Mid-Ocean Ridge Basalts, *EPR-MORB*); y un componente con relaciones isotópicas de Sr más radiogénicas, que podría ser la corteza continental local (Gómez-Tuena et al., 2003) o los sedimentos muestreados en el Sitio 487 del Deep Sea Drilling Project (DSDP; LaGatta, 2003).

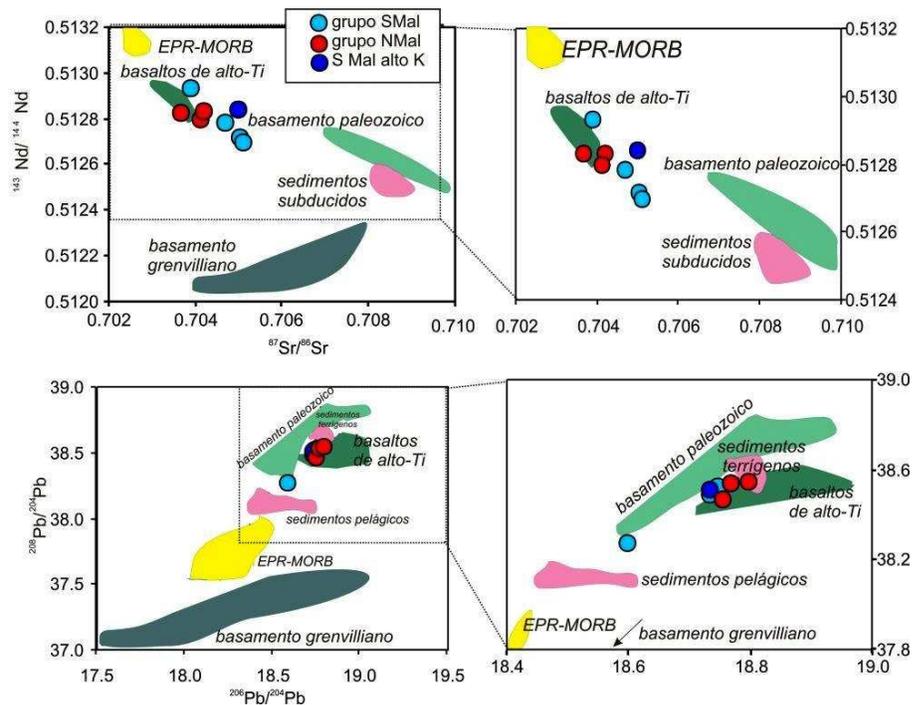


Figura 21; Diagramas de variación isotópica de las suites estudiadas, y de posibles componentes involucrados en la petrogénesis. a) Isótopos de Sr contra Nd; b) isótopos de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Se muestra también la composición isotópica de: *EPR-MORB* (Lehnert et al., 2000); sedimentos subducidos (LaGatta, 2003); esquistos y rocas metavolcánicas del Macizo Teziutlán del Paleozoico (Gómez-Tuena et al., 2003); gneises granulitizados del microcontinente precámbrico Oaxaquia (Ruiz et al., 1988a, 1988b; Lawlor et al., 1999); basaltos de alto-Ti de la FVTM central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003).

Análogamente, las relaciones isotópicas de Pb de ambas series tienen una correlación positiva, que puede representar una línea de mezcla binaria entre el MORB del Pacífico, los sedimentos subducidos, y/o un componente cortical con isótopos radiogénicos de Pb.

7. AFINIDAD GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS

Actualmente existe un consenso en que la historia de formación de un magma en zonas de convergencia tectónica es registrada en la composición de las rocas ígneas generadas en los arcos volcánicos; ésto debido a que existe una contribución geoquímica sistemática al magmatismo por parte de la cuña del manto, aportes derivados de la subducción, y de la corteza continental. Lo anterior se ha demostrado gracias a la caracterización geoquímica de un gran número de arcos magmáticos y con base en estudios petrológicos experimentales. A continuación se introducen los fundamentos seguidos en este trabajo para diferenciar los distintos componentes que produjeron las variaciones geoquímicas observadas en los materiales magmáticos emplazados en la periferia del volcán La Malinche.

7.1 Los elementos mayores

Los elementos mayores son aquellos que se encuentran en general en cantidades superiores a 1 wt.% en las rocas, y por lo tanto son los principales constituyentes de los minerales más comunes; son importantes porque permiten llevar a cabo la clasificación química de las rocas ígneas, y porque mantienen un registro de los procesos de cristalización/fusión en los sistemas magmáticos.

Los elementos mayores en primer lugar nos permiten clasificar las rocas ígneas, distinguir afinidades geoquímicas, y reconocer tendencias evolutivas para definir el carácter cogenético de una serie de rocas, ésto en el entendido que un sistema magmático poseerá un comportamiento congruente de sus elementos mayores, debido a que todo el sistema fue participó de los mismos procesos de generación y diferenciación.

Dado que los elementos mayores son los principales constituyentes de los minerales formadores de rocas, la cristalización de las diferentes fases tiende a fraccionarlos de manera notable. Al observar las variaciones que sufren los elementos mayores con respecto a un índice de diferenciación, se puede reconstruir la sucesión de eventos de cristalización de una serie magmática. Por ejemplo, la disminución progresiva del contenido de MgO, FeO y CaO a medida que incrementa la concentración de SiO₂ implica la cristalización temprana de plagioclasa junto con olivino y/o piroxeno.

Los datos de elementos mayores pueden proporcionar información sobre algunas características de la fuente magmática; y también permiten inferir a qué profundidad se fundió el manto, y/o que grado de fusión parcial experimentó. En este sentido, sabemos que la concentración de FeO en los magmas se incrementa al aumentar la profundidad de fusión del manto, mientras que las concentraciones de Al_2O_3 y SiO_2 decrecen; por otro lado las variaciones en el contenido de Na_2O y CaO en los magmas parecen estar gobernadas por el grado de fusión de la fuente mantélica: la concentración de sodio disminuye a medida que incrementa la fusión; mientras que la concentración de CaO en los fundidos depende esencialmente de la cantidad de clinopiroxeno presente en la fuente (Klein y Langmuir, 1987).

Debido a que los elementos mayores permiten reconocer procesos de diferenciación magmática por cristalización fraccionada, es importante evaluar si existe alguna correlación entre estos datos y las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb. Es sabido que el proceso de cristalización fraccionada no causa cambios en las composiciones isotópicas de los magmas; por lo tanto, si las variaciones en los elementos mayores en una serie magmática están acompañadas por variaciones en las composiciones isotópicas, esto indicaría la participación de un componente adicional en la petrogenesis a medida que avanza el proceso de cristalización: esto podría indicar por ejemplo un proceso de contaminación cortical (DePaolo, 1981; Hildreth y Moor bath, 1988).

7.2 Los elementos traza

Los elementos traza son aquellos elementos que se encuentran generalmente en porcentajes menores a un 0.1 wt.% en las rocas. Son los discriminadores más importantes en geoquímica, por varias razones: sus abundancias relativas varían más ampliamente entre magmas producidos en distintos ambientes tectónicos; proporcionan información petrogenética valiosa, que los elementos mayores no registran; tienen propiedades químicas únicas, que ayudan a reconocer la participación de diferentes materiales geológicos y/o la acción de diferentes procesos petrogenéticos.

7.2.1 LILE, Pb y U

Los LILE, que corresponden al K, Rb, Cs, Sr y Ba, y también el Pb y U, son elementos altamente incompatibles con las fases dominantes en rocas peridotíticas y eclogíticas (es decir, prefieren mantenerse en el líquido magmático que dentro de los minerales coexistentes), debido en buena medida a su radio iónico grande, pero tienden a ser muy solubles en fluidos acuosos (Brenan et al., 1994; Brenan et al., 1995b; Keppler, 1996; Adam et al., 1997; Ayers et al., 1997; Stadler et al., 1998). Gracias a su alta solubilidad, el encontrar un enriquecimiento de estos elementos en las rocas de arco volcánico nos indica una importante contribución de fluidos acuosos a la cuña del manto; este aporte puede provenir de la deshidratación de la placa oceánica subducida, o de la deshidratación de los sedimentos provenientes de la erosión continental y su posterior incorporación a la subducción.

Elementos de este grupo, como Sr y Pb, pueden ayudar a identificar la procedencia de los fluidos acuosos, debido a que ambas especies químicas poseen relaciones isotópicas cuantificables, y se conoce que los materiales corticales continentales presentan un enriquecimiento radiogénico, es por ello que los sedimentos derivados del continente al deshidratarse y aportar los fluidos a los magmas también incrementan las relaciones isotópicas de éstos. Mientras que los fluidos extraídos del basalto subducido no producirían en los magmas un aumento evidente de las relaciones isotópicas de Sr y Pb (Miller et al., 1994; Brenan et al., 1995a; Class et al., 2000; Hochstaedter et al., 2001).

7.2.2 HFSE

Los elementos de este grupo (Hf, Zr, Nb y Ta) son insolubles en fluidos acuosos (McCulloch y Gamble, 1991; Brenan et al., 1994; Brenan et al., 1995b); una característica importante es que sus concentraciones en sedimentos oceánicos son muy bajas (Plank y Langmuir, 1998), por lo que sus variaciones son un registro fundamental de las características que presenta la fuente mantélica; es el caso del grado de fusión, esto se debe a que los HFSE son incompatibles con los minerales mantélicos, provocando que a bajos grados de fusión el fundido se enriquezca relativamente en estos elementos, y que se empobrezca al aumentar el grado de fusión del manto.

Las relaciones Zr/Nb se consideran buenos trazadores del grado de fusión, porque comparan el enriquecimiento relativo de dos HFSE, Zr y Nb, que presentan diferentes grados de incompatibilidad con los minerales del manto: dado que el Nb es más incompatible que el Zr, bajos grados de fusión parcial del manto tienden a producir magmas con altas concentraciones de Nb y relaciones Zr/Nb bajas; mientras que un incremento en el grado de fusión determinaría un aumento progresivo de la relación Zr/Nb, y una disminución de la concentración de Nb en los magmas.

Por otra parte, debido a que tienen un grado de incompatibilidad muy similar, las parejas de HFSE Nb-Ta y Zr-Hf no deberían sufrir un fraccionamiento importante durante los procesos de fusión parcial del manto; es decir, las relaciones Nb/Ta y Zr/Hf de los magmas derivados de varios grados de fusión del manto deberían mantenerse relativamente constantes. Sin embargo, en los productos de muchos arcos volcánicos se han observado variaciones de dichas relaciones, las cuales podrían ser producidas por la presencia de ciertas fases minerales en la fuente magmática. Es el caso del clinopiroxeno que puede retener al Zr y el Hf, aunque este último es el doble de compatible ($D_{Zr}/D_{Hf} \approx 0.5$; Hart y Dunn, 1993; Blundy et al., 1998; Lundstrom et al., 1998; Green et al., 2000; Adam y Green, 2006; Gómez-Tuena et al., 2011); otros minerales que pueden perturbar las relaciones de los HFSE, pero en particular la razón Nb/Ta, son el anfíbol, la mica potásica y los óxidos de titanio; el primero genera valores bajos de Nb/Ta si queda como fase residual (anfíboles con $\#Mg < 80$, Foley et al. 2002), mientras que la mica potásica y el rutilo presentan un coeficiente de partición más alto para Ta respecto al Nb (Green et al., 2000; Schmidt et al., 2004a; Xiong et al., 2005; Adam y Green, 2006; Schmidt et al., 2009; Gómez-Tuena et al., 2011). Dichas fases capaces de fraccionar los HFSE podrían permanecer como fases residuales o estar directamente involucradas en el proceso de fusión; esto depende en buena medida de las condiciones de presión y temperatura a las cuales ocurre la petrogénesis, y del material geológico en donde se encuentren, que puede ser la placa que subduce en facies de eclogita, y/o la cuña del manto.

7.2.3 LREE y Th

Al grupo de LREE pertenecen La, Ce, Pr, Nd; que junto con el Th, comparten la característica de estar enriquecidos en los sedimentos marinos y continentales (Plank y

Langmuir, 1998; Class et al., 2000), aunque presentan una solubilidad nula en fluidos acuosos (Brenan et al., 1994; Brenan et al., 1995b; Stadler et al., 1998). Debido a estas características, variaciones en la concentración de estos elementos en una secuencia magmática de arco volcánico podrían ser producidas por varios grados de fusión de la cuña del manto, o por la participación de fundidos de los sedimentos subducidos. Muestra de la importante participación de los sedimentos subducidos en la petrogénesis de los magmas de arco son las bajas relaciones Nb/Th correlacionadas con bajas relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Class et al., 2000). En los sedimentos subducidos, LREE y Th son contenidos preferentemente en minerales como la allanita, fengita y monazita, que son estables hasta presiones muy elevadas; la fusión preferente de dichos minerales ha sido invocada para explicar el enriquecimiento de LREE y Th que caracteriza los magmas producidos en muchas zonas de subducción (Gómez-Tuena et al., 2011).

7.2.4 HREE e Y

Los elementos Dy, Ho, Er, Yb y Lu pertenecen a este grupo. Como las LREE, son insolubles en fluidos acuosos (Brenan et al., 1994; Brenan et al., 1995b; Stadler et al., 1998), pero a diferencia de estas poseen concentraciones muy bajas en los sedimentos subducidos (Plank y Langmuir, 1998). Las HREE presentan grados de incompatibilidad muy similares en los principales minerales del manto, y por lo tanto no se fraccionan durante procesos comunes de fusión de las peridotitas: en consecuencia, los magmas de arco presentan comúnmente patrones planos de HREE en los diagramas multielementos. El único mineral capaz de producir patrones fraccionados de HREE en los magmas de arco es el granate, en el cual las HREE son muy compatibles (el grado de compatibilidad aumenta de Dy a Lu; Johnson, 1994). Esto hace que las HREE sean unos indicadores confiables para predecir ambientes profundos y de alta presión, ya que sólo en estas regiones podemos encontrar al granate como fase estable (Green y Ringwood, 1970): estas condiciones se pueden cumplir en varios sitios, como puede ser un manto profundo, la base de una corteza continental gruesa, y/o la placa en subducción, metamorfozada en facies de eclogita.

8. DISCUSIÓN

8.1 Interpretación de las características petrográficas del magmatismo máfico-intermedio emplazado al norte y al sur del volcán La Malinche

El análisis petrográfico de los productos emplazados al norte y sur del volcán La Malinche ha permitido evidenciar características contrastantes entre los dos grupos de rocas, que sugieren historias magmáticas y de cristalización diferentes.

Por un lado, las lavas y conos monogenéticos emplazados al norte de La Malinche son petrográficamente homogéneos, sugiriendo que sus procesos de formación y evolución fueron similares. La paragénesis mineralógica se caracteriza por fenocristales de olivino y plagioclasa en proporción variable, pero con tamaños en el mismo orden de magnitud, que generan texturas glomeroporfídicas en los de mayor tamaño. Siendo presente como fenocristal, la plagioclasa debió ser de los primeros minerales en formarse, indicando que el magma era relativamente anhidro (Yoder y Tilley.1962), y que siguió una tendencia evolutiva típica de un magma tholeiítico (Irvine y Baragar, 1971). La muestra CO-10-09 es la única que no presenta fenocristales de plagioclasa; por otra parte, los fenocristales de olivino en esta roca contienen inclusiones de óxidos de un tamaño considerable. Estas observaciones parecen indicar condiciones de mayor fugacidad de oxígeno, que permitieron la cristalización de óxidos, inhibiendo al mismo tiempo la cristalización de plagioclasa en las primeras etapas de enfriamiento magmático.

Los materiales volcánicos ubicados en el sector meridional del área de estudio presentan una mayor variabilidad petrográfica, que se manifiesta tanto en el tipo de fenocristales, como en las características texturales.

En lo que respecta a la paragénesis mineralógica, la mayoría de las rocas comparten los fenocristales de olivino y clinopiroxeno, presentes en proporciones variables. Normalmente el olivino presenta un tamaño mayor con respecto al clinopiroxeno, y muestra de manera recurrente bahías de corrosión y otras texturas de desequilibrio. El clinopiroxeno se encuentra comúnmente en asociaciones glomeroporfídicas, y en algunas ocasiones tiene extinción ondulante; lo anterior puede ser resultado de una deformación interna de la estructura cristalina de los clinopiroxenos (Passchier y Trouw, 1996), y podría explicarse interpretando estos minerales como cúmulos glomeroporfídicos de antecristales, es decir,

minerales derivados de la cristalización de pulsos previos dentro del mismo sistema magmático, (Jerram y Martin, 2008; Larrea et al., 2013), que fueron posteriormente acarreados por un fundido más reciente hacia la superficie. Además del olivino y clinopiroxeno, más de la mitad de muestras del sector meridional contienen ortopiroxeno como fenocristal o microfenocristal.

Las características petrográficas de las rocas emplazadas al sur de La Malinche sugieren un proceso de cristalización polibárica de los magmas durante el ascenso, más que un proceso de diferenciación en un reservorio magmático importante o voluminoso. De hecho, las texturas de desequilibrio en los fenocristales de olivino de mayor tamaño podrían reflejar su inestabilidad durante el ascenso del magma; los fenocristales de clinopiroxeno parecen haber sido introducidos en el magma de forma mecánica más que por cristalización directa a partir del fundido que los engloba, mientras que el tamaño fino o muy fino de los fenocristales de ortopiroxeno es consistente con un enfriamiento rápido del magma.

La ausencia de fenocristales de plagioclasa en la mayoría de las rocas del sector meridional indica que los magmas deben de haber poseído un alto contenido de agua para poder inhibir el fraccionamiento de dichos minerales en las primeras etapas de cristalización. Esta idea está corroborada por la presencia de fenocristales de hornblenda (un mineral hidratado) en la muestra CS-11-22; y es consistente con la ubicación geográfica de los productos volcánicos en correspondencia del frente activo de la FVTM, en donde el aporte de fluidos al manto por parte de la placa subducida es muy importante. Sólo las muestras CS-11-36 y CS-11-30 presentan fenocristales de plagioclasa; sin embargo, a diferencia de los productos emplazados en el sector septentrional, las plagioclasas en estas rocas no presentan texturas de intercrecimiento o glomeroporfídicas con el resto de fenocristales: esto sugiere que los fenocristales de plagioclasa no cristalizaron contemporáneamente a los de olivino y piroxeno, sino que se formaron cuando el magma ya había alcanzado niveles corticales más superficiales, y su contenido de agua ya había decrecido lo suficiente como para permitir su cristalización.

La presencia de xenolitos de cuarcita y caliza en las rocas del sector meridional corrobora la información que se tiene sobre las características litológicas del basamento que subyace a los materiales volcánicos. De hecho la cuarcita podría provenir de los cuerpos metamórficos más profundos correspondientes al Complejo Acatlán del Paleozoico;

mientras que la caliza probablemente pertenece a las secuencias sedimentarias carbonatadas del Cretácico que conforman la Sierra Madre Oriental.

8.2 Interpretación de los datos geoquímicos y propuesta de un modelo petrogenético para el magmatismo máfico-intermedio emplazado en la periferia del volcán La Malinche

Los resultados de los análisis geoquímicos dejan claro que existe un contraste importante entre los productos máficos-intermedios emplazados al sur y al norte del volcán La Malinche; además de que existe una clara correlación entre sus características composicionales y su ubicación geográfica. En particular, las rocas emplazadas hacia el sur son calci-alcalinas de medio- y alto-K, con bajas concentraciones de Nb, una clara y pronunciada señal de la subducción (altas relaciones Ba/Nb), así como un enriquecimiento en LREE. Por otro lado, las muestras colectadas al norte de La Malinche poseen contenidos elevados de TiO_2 y en general de todos los HFSE, así como una reducida, pero aun detectable, señal de la subducción.

El fin que persigue esta sección es explicar las causas de la variabilidad geoquímica observada en los magmas máficos-intermedios emplazados en la periferia del volcán La Malinche, y aclarar el origen de estos productos volcánicos.

8.2.1 La diversidad geoquímica del magmatismo periférico al volcán La Malinche: ¿contribuciones variables del basamento?

Como sabemos, el área de estudio se encuentra sobre una corteza continental de un grosor considerable, superior a 40 km: ésto permite pensar que la variabilidad geoquímica e isotópica de los productos magmáticos examinados podría haber sido producida por la asimilación de distintas litologías del basamento.

Para fundir y asimilar la corteza continental, se requiere de un aporte notable de calor, el cual es proporcionado directamente por el proceso exotérmico de cristalización fraccionada del magma (DePaolo, 1981). Por lo anterior, un enriquecimiento isotópico relacionado con la asimilación de litologías corticales debería correlacionarse con un incremento en el contenido de SiO_2 en los líquidos residuales. En el diagrama de la figura 22a no se observa ninguna correlación lineal entre el índice de diferenciación y las relaciones isotópicas de Sr; por lo contrario, las muestras con mayor contenido de SiO_2 poseen menores valores de

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Análogamente, los diagramas en las figuras 22b y 22c indican que no hay ninguna correlación entre el contenido de SiO_2 y las relaciones Ba/Nb y La/Nb, confirmando la idea de que la variabilidad geoquímica de los magmas periféricos al volcán La Malinche no puede ser explicada invocando la asimilación de litologías corticales ricas en elementos altamente incompatibles (por ejemplo, Ba y La), e isotópicamente enriquecidas.

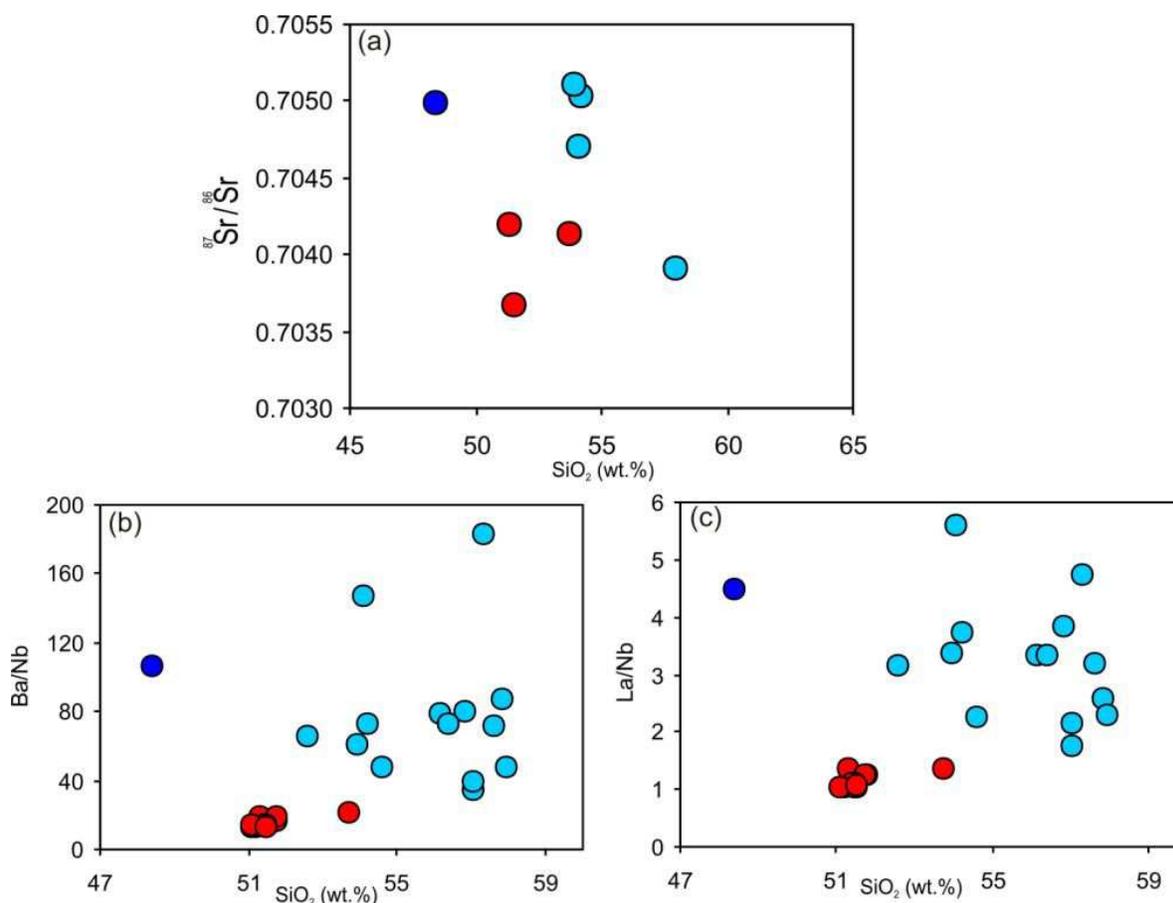


Figura 22; a) Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra SiO_2 , junto con b) Ba/Nb y c) La/Nb contra SiO_2 ; los cuales no presentan ningún patrón de correlación, permiten descartar que la variabilidad geoquímica de los materiales periféricos a La Malinche, se deba a procesos de contaminación cortical.

8.2.2 Características de la fuente mantélica: mineralogía y grado de fusión

Al no poder invocar contribuciones variables de la corteza continental para explicar las diferencias composicionales documentadas en el área de estudio, se debe tomar en cuenta la posibilidad de que la variabilidad geoquímica haya sido controlada por diferentes grados de

fusión parcial del manto, o por variaciones en la paragénesis mineralógica de la fuente mantélica.

En el diagrama de la figura 23a se observa que las muestras emplazadas al sur de La Malinche presentan relaciones altas de Zr/Nb y bajas concentraciones de Nb, mientras que los productos del sector norte tienen bajas relaciones de Zr/Nb acompañadas por un enriquecimiento en Nb. Sabiendo que el contenido de Nb y la relación Zr/Nb son buenos indicadores del grado de fusión parcial del manto, se puede reconocer que la cuña del manto por debajo del frente volcánico estuvo sujeta a un alto grado de fusión parcial, mientras que a distancias mayores de la trinchera el manto experimentó grados de fusión notablemente menores.

La gráfica en la figura 23b proporciona información sobre las asociaciones mineralógicas presentes en la fuente mantélica al momento de la fusión. De hecho, las rocas del área de estudio muestran una correlación positiva en el diagrama de Zr/Hf contra Nb, que no podría haber sido producida por grados variables de fusión del manto, pues Zr y Hf poseen coeficientes de partición muy similares; más bien, la tendencia observada parece haber sido producida por la presencia de una fase residual en el manto que prefiera retener Hf en lugar de Zr, como el clinopiroxeno. La presencia de clinopiroxeno residual en la fuente mantélica de las rocas del sector septentrional, caracterizadas por los valores Zr/Hf más altos, indica un manto fértil, con una historia de fusión relativamente corta; mientras que las bajas relaciones Zr/Hf en las rocas del frente volcánico indican un manto más empobrecido bajo esta región.

Otra característica interesante observada en las rocas del sector meridional es la variación en las relaciones Nb/Ta. Dicha relación debería permanecer relativamente constante a diferentes grado de fusión del manto, por lo que el patrón heterogéneo representado en la figura 23c se debería explicar con la presencia de algunas fases minerales capaces de fraccionar los HFSE, como la flogopita y/o el rutilo. La flogopita puede ser una fase presente en la cuña del manto, de acuerdo a algunos modelos (por ejemplo, el modelo de un manto metasomatizado con vetas; Shaw, 1970); esta mica presenta un coeficiente de partición alto para el Ta, por lo que, si permaneciera como residuo de la fusión de la fuente mantélica, generaría altas relaciones Nb/Ta; sin embargo, la flogopita retiene también importantes cantidades de LILE (como el Rb) en su estructura, por lo que su presencia en la

paragénesis residual produciría un empobrecimiento en estos elementos, que no se observa en las rocas con el mayor valor de Nb/Ta. Por otro lado, aunque la presencia de rutilo como fase residual en el manto también podría explicar las altas relaciones Nb/Ta en las rocas del frente, se ha observado que este mineral no se encuentra comúnmente en las fuentes de los magmas basálticos (Ryerson y Watson, 1987), debido a que su solubilidad incrementa con la temperatura, contenido de agua y alcalinidad (Antignano y Manning, 2008; Gaetani et al., 2008; Gómez-Tuena et al., 2011): esto significa que, si hubiera estado presente en la fuente mantélica, el rutilo sería de las primeras fases en fundirse. Estas consideraciones indican que la pareja de elementos Nb-Ta no fue controlada por las características de la fuente mantélica.

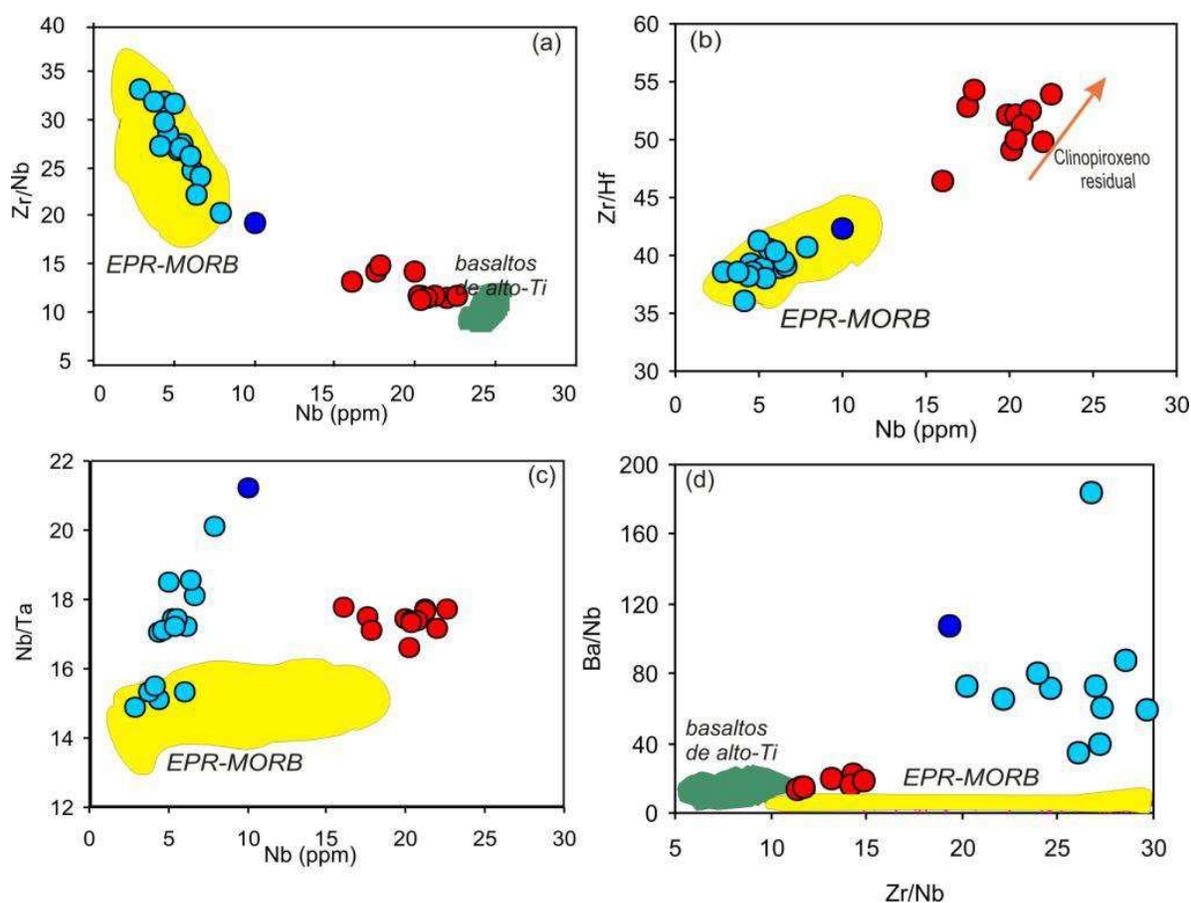


Figura 23; a) Diagrama Zr/Nb contra Nb, que muestra las rocas NM con un bajo grado de fusión y las SM con una elevada fusión similar al EPR-MORB. b) muestra como las relaciones altas de Zr/Hf, siguen un patrón que señala clx residual en la fuente mantélica del sector Norte, c) se ve que la suite SM se aleja de los valores de Nb/Ta presentes en la EPR-MORB, d) las muestras al sur de La Malinche presentan relaciones Ba/Nb correspondiente a la señal de la subducción que correlaciona con altos grados de fusión representado por altas relaciones Zr/Nb. Se muestra también los valores de: EPR-MORB (Lehnert et al., 2000) y basaltos de alto-Ti de la FVTM central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003).

8.2.3 Control del componente de la subducción en el grado de fusión del manto

Al observar la figura 23d nos percatamos que las muestras colectadas al sur de La Malinche presentan elevadas relaciones de Ba/Nb; y que los valores de esta relación disminuyen notablemente en las rocas del sector norte. Dado que las relaciones Ba/Nb son buenos indicadores del aporte de fluidos al manto por parte de la placa oceánica, se deduce que el manto por debajo del sector sur recibió las mayores cantidades de fluidos.

La disminución progresiva de las relaciones Ba/Nb y Zr/Nb en las rocas emplazadas desde el frente hacia el tras-arco (Fig. 23d) es consistente con una disminución gradual en el aporte de fluidos al manto, y con un menor grado de fusión parcial de las peridotitas, conforme la placa de Cocos subduce a mayor profundidad.

8.2.4. Naturaleza físico-química del componente de la subducción

La figuras 24a y 24b muestran que el enriquecimiento en las relaciones Ba/Nb correlaciona positivamente con la razón La/Nb y con Th/Nb, indicando que el componente de la subducción involucrado en la génesis de estos magmas fue un fundido parcial de la corteza oceánica subducida, que fue capaz de producir un enriquecimiento en elementos incompatibles e inmóviles en fluidos acuosos como las LREE y Th, contemporáneamente al enriquecimiento en los elementos solubles, como los LILE (Ba).

De acuerdo a las reconstrucciones recientes de la geometría de la subducción, la placa de Cocos debería encontrarse a una profundidad correspondiente aproximadamente a 3 GPa bajo el frente de FVTM centro-oriental (Manea y Manea, 2011). A estas presiones, el mayor retentor de LILE en la litosfera oceánica es la fengita (Schmidt et al., 2004b); el retentor de LREE es la allanita (Tribuzio et al., 1996; Hermann, 2002; Spandler et al., 2003); mientras que la monazita podría retener el Th; este último mineral se encuentra comúnmente en sedimentos pobres en Ca, similares a los que forman parte de la litósfera subducida (Spear and Pyle, 2002). Con base en estas consideraciones, la fusión preferente de dichas fases minerales contenidas en la placa subducida a alta presión podría haber producido el enriquecimiento de LILE, LREE y Th que caracteriza las rocas volcánicas del sector meridional del área de estudio, en particular las rocas de alto-K.

Recordando el problema de explicar las altas relaciones Nb/Ta en los productos del sector meridional del área de estudio, la placa oceánica subducida podría proporcionarnos una

solución. Como se ha explicado previamente, el rutilo es un mineral capaz de fraccionar el Ta provocando bajos valores de Ta/Nb y altos de Zr/Ta en los magmas. Aunque el rutilo no puede estar presente como fase residual en el manto, éste se encuentra comúnmente en rocas metamorizadas en facies de eclogita, como por ejemplo en el basalto subducido; entonces lo que señala la figura 24c es la presencia de rutilo residual en la placa subducida, que retiene el Ta, y genera relaciones altas de Zr/Ta en los magmas de arco.

Asimismo, el empobrecimiento y fraccionamiento de HREE en las rocas del sector meridional (más evidente en la suite potásica; Fig. 24d) refleja que el granate estuvo presente como fase residual durante la fusión de la litósfera subducida (Defant y Drummond, 1990).

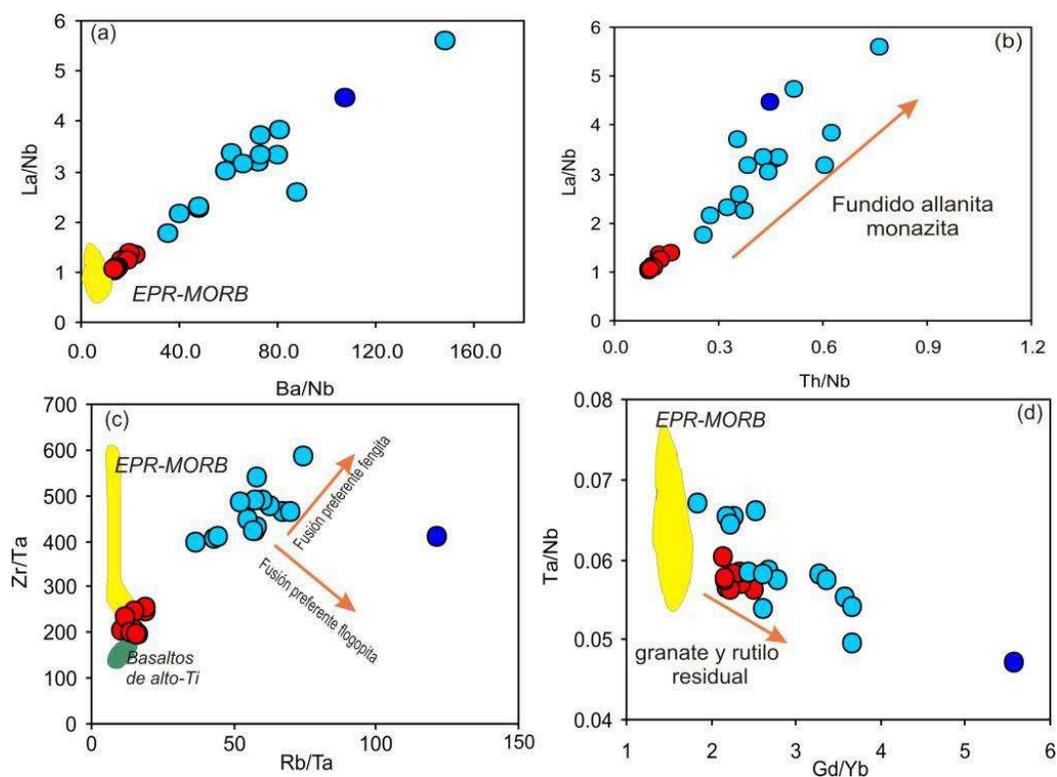


Figura 24; a) Muestra correlación lineal de La/Nb-Ba/Nb; que señala el enriquecimiento en LILE y LREE proceden en de una misma fuente y no debe de ser solo un fluido sino que también un fundido; en b) se indica que es la fusión diferencial de allanita y monazita es la que genera la correlación positiva La/Nb- Th/Nb. c) permite discriminar que el mineral hidratado que incrementa los LILE debe ser la fengita de la placa en subducción y no la flogopita. d) Presenta la correlación negativa de Ta/Nb-Gd/Yb, generada por el residuo anhidro de la placa subducida en facies de eclogita, que corresponde al rutilo y granate. Se muestra también los valores de: EPR-MORB (Lehnert et al., 2000) y basaltos de alto-Ti de la FVTM central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003).

8.2.5. Relación entre la petrogénesis ígnea y el contexto geodinámico local

Las características geoquímicas de las rocas emplazadas desde el frente hacia el tras-arco indican que la variabilidad composicional del magmatismo en el área de estudio está relacionada con diferentes grados de fusión parcial del manto, al cual se han añadido cantidades variables de fundidos de la placa subducida.

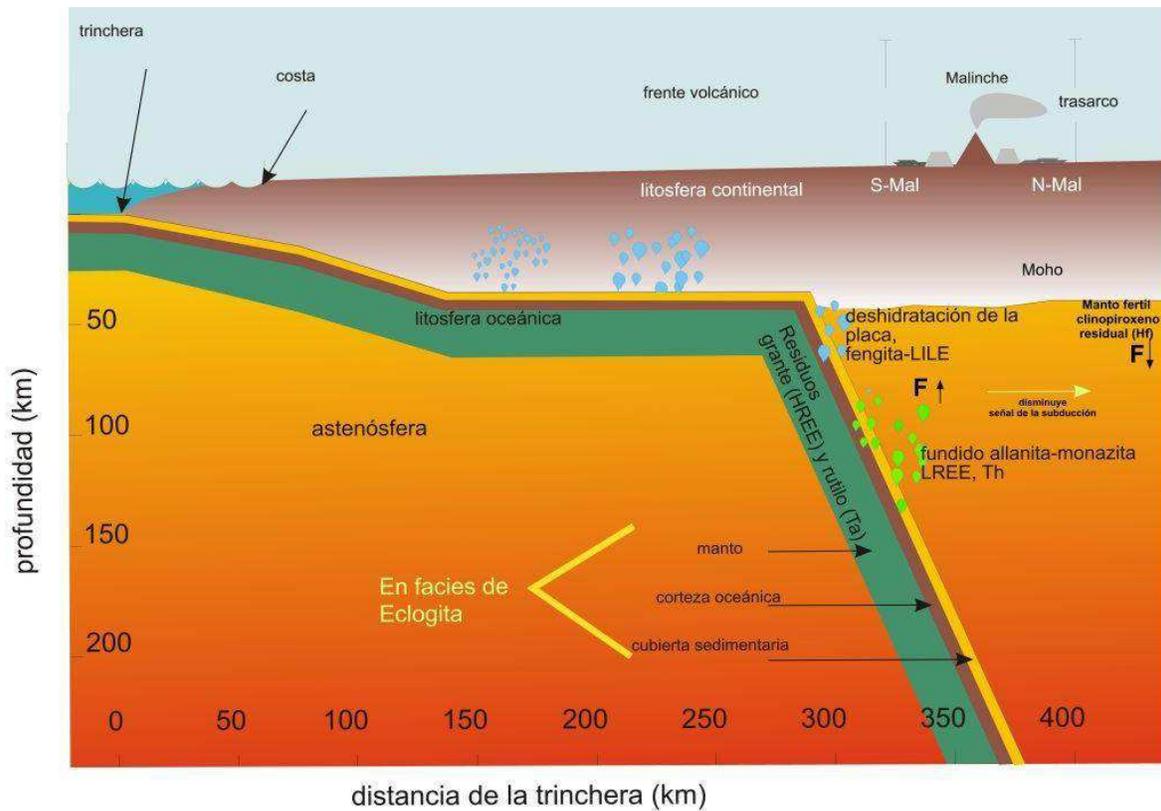


Figura 25; Modelo esperado, para las rocas emplazados a la periferia del volcán La Malinche; que contempla las fases fundidas diferencialmente y las que permanecen residuales, en las distintas funetes, placa subducida y manto. Igualmente se agraga las variables del manto metasomatizado como cantidad de señal de la subducción y grado de fusión (indicado por F). Modificado de Manea y Manea (2011).

La fusión de fengita, monazita y allanita en la litósfera oceánica profunda, en la cual granate y rutilo quedaron como fases residuales, generó magmas ricos en K, LILE, Th y LREE, caracterizados por altas relaciones Gd/Yb y bajas de Ta/Nb; estos componentes de la subducción metasomatizaron la cuña del manto para generar la suite de alto-K en el sector meridional del área de estudio; el mismo agente de la subducción contribuyó también, en menor proporción, a la formación de los magmas de medio-K que coexisten con la suite potásica del frente. Un origen del componente de la subducción por fusión

parcial a alta presión de la placa subducida metamorfizada en facies de eclogita, es consistente con la geometría inclinada y con la notable profundidad de la placa de Cocos bajo el área de estudio (Fig. 25).

Hacia el tras-arco, la placa de Cocos se encuentra a gran profundidad y está prácticamente deshidratada, por lo que contribuyó de manera más modesta a la génesis de los productos volcánicos (Fig. 25). La señal de la subducción más débil y el alto contenido de Nb y Ti en los productos emplazados al norte de La Malinche apoyan esta interpretación. En esta región más alejada de la trinchera, los magmas fueron producidos esencialmente por un proceso de fusión por descompresión de las peridotitas del manto, inducido por la dinámica natural de la convección mantélica en la zona de subducción. Las altas relaciones Zr/Hf en las rocas del sector norte denotan la presencia de clinopiroxeno residual, indicando que el manto bajo esta región es más fértil que el manto sub-arco, debido a que ha experimentado una menor fusión y extracción de magmas.

9. CONCLUSIONES

Con el estudio petrográfico y geoquímico realizado a los materiales ígneos máficos e intermedios emplazados en la periferia del estratovolcán La Malinche, en el sector oriental de la FVTM, se persiguió el objetivo de reconocer los componentes y procesos involucrados en la petrogénesis, e identificar los mecanismos de reciclaje geoquímico en la zona de subducción.

Las características petrográficas de los productos emplazados al norte y al sur de La Malinche permiten identificar diferencias importantes en las condiciones de generación de magmas: por ejemplo, la presencia de fenocristales de plagioclasa junto con el olivino en las rocas del sector norte indica un bajo contenido de agua en los magmas; mientras que la ausencia de este fenocristal en las rocas del frente volcánico y la presencia de anfíbol, reflejan un mayor contenido de agua en los magmas.

El análisis geoquímico ha permitido reconocer la existencia de diferentes variedades máficas-intermedias en el área de estudio y observar una relación entre la diversidad composicional del magmatismo y su distribución geográfica. Las muestras emplazadas en el frente volcánico son andesitas basálticas y andesitas calci-alcalinas de medio-K, y en menor medida traquibasaltos de alto-K, que presentan una típica señal de subducción (altas relaciones LILE/HFSE junto con un moderado fraccionamiento de REE). Entre estas rocas, la suite de alto-K presenta la señal de la subducción más intensa, al poseer el mayor contenido de LILE y LREE y patrones de REE más fraccionados, al menor contenido de sílice; una característica interesante de estas rocas es que las altas relaciones Gd/Yb están asociadas con altas relaciones Nb/Ta. Por otro lado, las rocas emplazadas al norte de La Malinche son basaltos transicionales que presentan una señal de la subducción más débil aunque reconocible, y que se caracterizan por su alto contenido de TiO_2 , contenidos elevados de HFSE y altos valores de la relación Zr/Hf.

A pesar de que los productos volcánicos estudiados están ubicados sobre un basamento antiguo y muy grueso, la falta de correlación entre el enriquecimiento isotópico y el índice de diferenciación magmática permite descartar la hipótesis de que la variabilidad composicional del magmatismo haya sido producida por diferentes grados de asimilación cortical.

Más bien, la evidencia geoquímica indica que las diferencias composicionales entre los magmas emplazados al norte y sur de La Malinche fueron controladas esencialmente por aportes variables de la placa en subducción al manto, a pesar de que el área de estudio se encuentra a más de 360 km de distancia de la trinchera, y la placa de Cocos está ubicada a una profundidad de más de 120 km bajo la región. En particular, la disminución progresiva de la relación Ba/Nb y Zr/Nb en las rocas emplazadas desde el frente del arco hacia el tras-arco refleja una disminución gradual del aporte de fluidos a la cuña del manto, y en consecuencia una menor fusión parcial de las peridotitas, conforme la placa de Cocos se hunde a mayor profundidad.

En los productos volcánicos estudiados se observa una correlación positiva entre las relaciones Ba/Nb y La(Th)/Nb: esto implica que el componente de la subducción involucrado en la petrogénesis fue un fundido parcial de la corteza oceánica subducida, que fue capaz de producir un enriquecimiento en elementos incompatibles e inmóviles en fluidos acuosos, contemporáneamente al enriquecimiento en los elementos solubles. En particular, como sugieren las características geoquímicas de la suite de alto-K (altas relaciones Gd/Yb y Nb/Ta acompañadas por un alto contenido de LILE y LREE), el componente de la subducción derivó de la fusión preferente de fengita, monazita y allanita presentes en la placa oceánica metamorfizada en facies de eclogita, mientras que el granate y rutilo permanecieron como fases residuales. La contribución de un agente metasomático liberado a alta presión por la litosfera subducida es consistente con la geometría inclinada de la placa de Cocos, y con su gran profundidad por debajo del área de estudio. Este mismo componente parece haber contribuido en proporciones menores a la génesis de las rocas calciálicas coexistentes con la suite de alto-K en el sector meridional; y se vuelve progresivamente más diluido en los productos emplazados al norte de La Malinche.

La señal de la subducción más débil, el alto contenido de Nb y Ti, y las altas relaciones Zr/Hf en los productos del tras-arco indican que estos magmas derivaron de bajos grados de fusión parcial de un manto relativamente fértil, con contribuciones modestas de la placa oceánica. En esta región más alejada de la trinchera, bajo la cual la placa de Cocos se encuentra a gran profundidad, los magmas fueron producidos esencialmente por un proceso de fusión por descompresión de las peridotitas del manto, inducido por la dinámica natural de la convección mantélica en la zona de subducción.

10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adam J., Green T. H., Sie S. and Ryan C., 1997, Trace element partitioning between aqueous fluids, silicate melts and minerals. *Eur. J. Mineral.* 9, 569–584.
- Aguirre-Díaz, G.J., Dubois, M., Laureyns, J., Schaaf, P., 2002. Nature and P-T conditions of the crust beneath the central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith. *International Geology Review*, 44, 222-242.
- Austin-Erickson, A., Ort, M.H., Carrasco-Núñez, G., 2011. Rhyolitic phreatomagmatism explored: Tepexitl tuff ring (Eastern Mexican Volcanic Belt). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 325-341.
- Ayers J. C., Dittmer S. K., Layne G. D. (1997) Partitioning of elements between peridotite and H₂O at 2.0–3.0 GPa and 900–1100°C, and application to models of subduction processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 381–398
- Barry, T.L., Pearce, J.A., Leat, P.T., Millar, I.L., le Roex, A.P., 2006. Hf isotope evidence for selective mobility of high-field-strength elements in a subduction setting: South Sandwich Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 223-244.
- Bebout, G., Bebout, A., Graham, C., 2007. Cycling of B, Li, and LILE (K, Cs, Rb, Ba, Sr) into subduction zones: SIMS evidence from micas in high-P/T metasedimentary rocks. *Chemical Geology*, 239, 284-304.
- Besch, T., Tobschall, H.J., Negendank, J.F.W., Emmermann, R., 1988. Geochemical constraints on the origin of calcalkaline and alkaline magmas of the Eastern Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 27, 641-663.
- Besch, T., Verma, S., Kramm, U., Negendank, J., Tobschall, H., Emmermann, R., 1995. Assimilation of sialic crustal material by volcanics of the easternmost extension of the Trans-Mexican Volcanic Belt - evidence from Sr and Nd isotopes. *Geofísica Internacional*, 34, 263-281.
- Brenan J. M., Shaw H. F., Phinney D. L., and Ryerson F. J. ,1994, Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 128, 327–339
- Brenan J., Shaw H., Ryerson F. and Phinney D., 1995a, Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3331–3350.
- Brenan J. M., Shaw H. F., and Ryerson F. J., 1995b, Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas. *Nature* 378, 54–56.
- Brown, M., Rushmer, T., 2006. *Evolution and differentiation of the continental crust*. Cambridge University Press.
- Cabral-Cano, E., Lang, H., Harrison, C., 2000. Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: implications for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 443-457.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Cantagrel, J., Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks - relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 99-114.
- Capra, L., Macías, J., Garduño, V.H., 1997. The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *Geofísica Internacional*, 36 (3), 161-179.
- Carrasco-Núñez, G., Ban, M., 1994, Geologic map and structure sections of the summit area of Citlaltépetl volcano, México with summary of the geology of the Citlaltépetl volcano summit area: Mexico D. F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras, (9), 1 mapa, texto explicativo.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano-Velázquez, L., 1997. Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, Central Mexico. *Geological Society of America Map and Chart Series*, MCH 081.
- Carrasco-Núñez, G., 2000. Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl Volcano (Pico de Orizaba), Mexico. En: Aguirre-Díaz, G, Delgado-Granados, H., Stock, J. M. (eds.) *Cenozoic volcanism and tectonics of Mexico*. Geological Society of America Special Papers, 334, 247-262.

- Carrasco-Núñez, G., Ort, M.H., Romero, C., 2007. Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac crater, Eastern Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 179-197.
- Carrasco-Núñez, G., Riggs, N.R., 2008. Polygenetic nature of a rhyolitic dome and implications for hazard assessment: Cerro Pizarro volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171, 307-315.
- Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Riggs, N.R., Ort, M.H., Zimmer, B.W., Willcox, C.P., Branney, M.J., 2012. Recent explosive volcanism at the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. En: Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R. (eds.) *The Southern Cordillera and beyond*. Geological Society of America Field Guides, 25, 83-113.
- Castro-Govea, R., Siebe, C., 2007. Late Pleistocene-Holocene stratigraphy and radiocarbon dating of La Malinche volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162, 20-42.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21, 419-422.
- Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1, DOI: 10.1029/1999GC000010.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 2, 172-187.
- DeMets, C., Traylen, S., 2000. Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, 318, 119-159.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Lozano-Santa Cruz, R., 1998. Evidence for pre-mesozoic sialic crust in the southern Guerrero terrane: geochemistry of the Pepechuca high-grade gneiss xenoliths. *Actas INAGEQ*, 4, 169-181.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000. Geological and geochronological data of Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 355-375.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 1997. Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug - Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico? *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 101-109.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana Arc. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14991-15019.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 129-148.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M.S., 2003. Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin. *GEOS*, 23 (2), 120.
- Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32, 77-80.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M.T., Petrone, C.M., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, 284-306.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M.S., 2003. Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin. *GEOS*, 23, 120.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, 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.
- Ferriz, H., Mahood, G., 1984. Eruption rates and compositional trends at Los Humeros Volcanic Center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89, 8511-8524.
- Ferriz, H., Mahood, G., 1986. Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, 25, 117-156.

- Frey, H., Lange, R., Hall, C., Delgado-Granados, H., 2004, Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 116, 259-276.
- Gaetani, G.A., Grove, T.L., 1998. The influence of water on melting a mantle peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131, 323-346.
- García, M.O., Liu, N.W.K., Muenow, D.W., 1979. Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana island arc and trough. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 305-312.
- García-Palomo, A., Macías, J., Garduño, V., 2000, Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico: *Tectonophysics*, 318, 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R., Mora-Chaparro, J., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.
- Gilbert, C., Mahood, G., Carmichael, I., 1985, Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: *Geofísica Internacional*, 24, 169-191.
- Gómez-Tuena, A., Carrasco-Núñez, G., 2000. Cerro Grande Volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 249-280.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, DOI: 10.1029/2003GC000524.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII, 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N.H., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Iriondo, A., 2008. The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology*, 36, 471-474.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O., 2011. Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 213-241.
- Green, T., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust mantle system. *Chemical Geology*, 120, 347-359.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W., Médard, E., 2006. The influence of H₂O in mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 74-89.
- Hart, S., Dunn, T., 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 1-8.
- Hermann, J., 2002. Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chemical Geology*, 192, 289-306.
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- Hochstaedter, A., Gill, J., Peters, R., Broughton, P., Holden, P., Taylor, B., 2001. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: contributions from the subducting slab. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2, DOI: 2000GC000105.
- 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.
- Iwamori, H., 1998. Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 65-80.
- Jacobo-Albarrán, J., 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico: México, D. F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Reporte Interno, 47 p.
- Janots, E., Brunet, F., Goffé, B., Poinssot, C., Burchard, M., Cemic, L., 2007. Thermochemistry of monazite-(La) and dissakisite-(La): implications for monazite and allanite stability in metapelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 1-14.
- Jerram, D.A., Martin, V.M., 2008. Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system. En: Annen, C., Zellmer, G.F. (eds.) *Dynamics of crustal magma transfer, storage and differentiation*. Geological Society of London Special Publications, 304, 133-148.
- Johnson, K., 1994. Experimental cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures: petrogenetic implications. *Mineralogical Magazine*, 58 (A), 454-455.

- Keppie, J.D., 2004. Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, 46, 765-794.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120, 365-389.
- Keppie, J.D., Miller, B.V., Nance, R.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2004. New U-Pb zircon dates from the Acatlán Complex, Mexico: implications for the ages of tectonostratigraphic units and orogenic events. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 36, 104.
- Kepler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, 380, 237-240.
- Kessel, R., Schmidt, M.W., Ulmer, P., Pettko, T., 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth. *Nature*, 437, 724-727.
- Kincaid, C., Griffiths, R.W., 2003. Laboratory models of the thermal evolution of the mantle during rollback subduction. *Nature*, 425, 58-62.
- Klein E. and Langmuir C. (1987) Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res.* 92, 8089–8115.
- Kostoglodov, V., Bandy, W., Domínguez, J., Mena, M., 1996. Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 23 (23), 3385-3388.
- LaGatta, A., 2003. Arc magma genesis in the eastern Mexican Volcanic Belt. Tesis de Doctorado, Columbia University, New York.
- Landa-Piedra, L., 2014. El origen del magmatismo silícico de la Cuenca de Serdán-Oriental: evidencias petrográficas y geoquímicas. Tesis de Licenciatura en proceso, Universidad Autónoma de Guerrero, Taxco.
- Larrea, P., França, Z., Lago, M., Widom, E., Galé, C., Ubide, T., 2013. Magmatic processes and the role of antecrysts in the genesis of Corvo Island (Azores Archipelago, Portugal). *Journal of Petrology*, 54, 769-793.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., Sampson, D.E., 1999. U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94, 73-99.
- 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.
- Lehnert, K., Su, Y., Langmuir, C.H., Sarbas, B., Nohl, U., 2000. A global geochemical database structure for rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1, DOI: 10.1029/1999GC000026.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmidt, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell.
- López-Infanzón, M., 1991. Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico. Tesis de Maestría, Tulane University, New Orleans.
- Lozano-Santa Cruz, R., Bernal, J.P., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 329-344.
- Manea, V.C., Manea, M., 2011. Flat-slab thermal structure and evolution beneath central Mexico. *Pure and Applied Geophysics* 168, 1475–1478.
- Manea, V.C., Manea, M., Kostoglodov, V., Currie, C.A., Sewell, G., 2004. Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero. *Geophysical Journal International*, 158, 775-784.
- Manea, V.C., Manea, M., Kostoglodov, V., Sewell, G., 2005. Thermo-mechanical model of the mantle wedge in Central Mexican subduction zone and a blob tracing approach for the magma transport. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 165-186.
- Manea, V.C., Manea, M., Ferrari, L., 2013, A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America, *Tectonophysics*, v. 609, p. 56-81.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., and Serrano-Durán, L., 2009, Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in Southwestern Mexico: No role for terrane accretion, in Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision: Geological Society of America Memoir*, v. 204, p. 151–182.

- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011. Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane. *The Journal of Geology*, 119, 597-617.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 358-374.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Melgar, D., Pérez-Campos, X., 2011. Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1449-1460.
- Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., 1994. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents. *Nature*, 368, 514-520.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513-535.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 383-394.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, 244, 452-473.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O., Solís-Pichardo, G., 2009. Lithospheric removal as a trigger for flood basalt magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 50, 2157-2218.
- Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Wehrle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 24, 477-575.
- Nixon, G. T., 1989, The geology of Iztaccíhuatl Volcano and adjacent areas of The Sierra Nevada and Valley of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, (219), 58 p., 1 mapa.
- Ochoa-Camarillo, H., 1997, Geología del anticlinorio de Huayacocotla, estado de Hidalgo, en II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Libro-guía de las excursiones geológicas: Pachuca, México, Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 1-17.
- Orozco-Esquivel, T., Petrone, C.M., Ferrari, L., Tagami, T., Manetti, P., 2007. Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos*, 93, 149-174.
- Ort, M.H., Carrasco-Núñez, G., 2009. Lateral vent migration during phreatomagmatic and magmatic eruptions at Tecuítlapa Maar, east-central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181, 67-77.
- 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., Sedlock, R., Speed, R., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. En: Speed, R. (ed.) *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions*. Geological Society of America, 265-306.
- 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.
- 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, 12357-12373.
- Pasquarè, 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 Michoacán, Mexico. Geological Society of America Map and Chart series, MCH 072, 22 págs.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35, L18303.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 349-370.

- Plank, T., 2005. Constraints for Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46, 921-944.
- Poli, S., Schmidt, M.W., 2002. Petrology of subducted slabs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30, 207-235.
- Riggs, N., Carrasco-Núñez, G., 2004. Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central México: *Bulletin of Volcanology*, 66, 322-335.
- Righter, K., Carmichael, I., Becker, T., Renne, R., 1995. Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, 107, 612-626.
- Rodríguez, S.R., 2005. Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 181-199.
- Rosi, M., Papale, P., Lupi, L., Stoppato, M., 1999. *Tutto vulcani*. Arnoldo Mondadori Editore.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19, 1-15.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. En: Rudnick, R.L. (ed.), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, 3, 1-64.
- Ruiz, J., Patchett, P., Arculus, R.J., 1988a. Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths - evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 36-43.
- Ruiz, J., Patchett, P., Ortega-Gutiérrez, F., 1988b. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274-281.
- Ryan, J.G., Morris, J., Tera, F., Leeman, W.P., Tsvetkov, A., 1995. Cross-arc geochemical variations in the Kurile Arc as a function of slab depth. *Science*, 270, 625-627.
- Schaaf, P., Carrasco-Núñez, G., 2010. Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: insights for magma generation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 108-122.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118, 63-84.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46 (6), 1243-1282.
- Schmidt, M., Dardon, A., Chazot, G., Vannucci, R., 2004a. The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 415-432.
- Schmidt, M., Vielzeuf, D., Auzanneau, E., 2004b. Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica. *Earth and Planetary Science Letters*, 228, 65-84.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 278.
- Sekine, T., Katsura, T., Aramaki, S., 1979. Water-saturated phase relations of some andesites with application to the estimation of the initial temperature and water pressure at the time of eruption. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1367-1376.
- Siebe, C., Verma, S., 1988. Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla, Mexico. *Chemie der Erde*, 48, 177-189.
- Siebert, L., Carrasco-Núñez, G., 2002. Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 179-205.
- Silver, L.T., Anderson, T.H., Ortega-Gutiérrez, F., 1994. The "thousand million year" old orogeny of southern and eastern Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 26, A48.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., Hames, W.E., 2003. 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365, 257-282.
- Solidum, R.U., Castillo, P.R., Hawkins, J.W., 2003. Geochemistry of lavas from Negros Arc, west central Philippines: insights into the contribution from the subducting slab. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (10), doi: 10.1029/2003GC000513.

- Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R., Mavrogenes, J., 2003. Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 205-222.
- Stolper, E., Newman, S., 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 293-325.
- 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.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 293-309.
- Thompson, A.B., 1992. Water in the Earth's upper mantle. *Nature*, 358, 295-302.
- Todt, W., Cliff, R., Hanser, A., Hofmann, A.W., 1996. Evaluation of a ^{202}Pb - ^{205}Pb double spike for high-precision lead isotope analysis. En: Basu, A., Hart, S. (eds.) *Earth Processes: reading the isotopic code*. American Geophysical Union Geophysical Monographs, 95, 429-437.
- Tribuzio, R., Messiga, B., Vannucci, R., Bottazzi, P., 1996. Rare earth element redistribution during high-pressure-low-temperature metamorphism in ophiolitic Fe-gabbros (Liguria, northwestern Italy): implications for light REE mobility in subduction zones. *Geology*, 24, 711-714.
- Turner, S.P., Hawkesworth, C.J., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J., Smith, I., 1997. $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 4855-4884.
- Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge – the role of H₂O in the genesis of mantle-derived “arc-related” magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127, 215-232.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38, 176-194.
- van Keken, P.E., Kiefer, B., Peacock, S.M., 2002. High resolution models of subduction zones: implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3, DOI: 2001GC000256.
- Verma, S.P., 2000. Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the front of the Central Mexican Volcanic Belt. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J. (eds.) *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Geological Society of America Special Papers, 334, 1-28.
- Verma, S., 2001. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Aocolcalo caldera, eastern Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, 43, 31-51.
- Verma, S.P., Carrasco-Núñez, G., 2003. Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, Central Mexico: implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt Provinces. *International Geology Review*, 45, 724-752.
- Waters, A.C., Fisher, R., 1971. Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, 76, 5596-5614.
- Weber, B., Köhler, H., 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville terrane in southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96, 245-262.
- Werle, D., 1984. The role of airphoto and satellite image interpretation in analysing volcanic landforms and structures in the eastern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. Tesis de Maestría, McGill University, Montreal.
- White, W.M., 2013. *Geochemistry*. Wiley-Blackwell.
- Xiong, X., Adam, J., Green, T., 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218, 339-359.
- Yang, T., Grand, S.P., Wilson, D., Guzmán-Speziale, M., Gómez-González, J.M., Domínguez-Reyes, T., Ni, J., 2009. Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, 114, B01302.
- Yáñez-García, C., García-Durán, S., 1982. Exploración geotérmica de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad.
- Yáñez, P., Ruiz, J., Patchett, J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G., 1991. Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern México: implications for Paleozoic North American tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, 103, 817-828.

- Yogodzinski, G.M., Kelemen, P.B., 1998. Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 158, 53-65.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Wörner, G., Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, 409, 500-504.
- Zack, T., Kronz, A., Foley, S., Rivers, T., 2002. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chemical Geology*, 184, 97-122.
- Zimmer, B., Riggs, N.R., Carrasco-Núñez, G., 2010. Evolution of tuff ring-dome complex: the case study of Cerro Pinto, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Bulletin of Volcanology*, 72, 1223-1240.

A. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS MUESTRAS COLECTADAS

A.1 Muestras colectadas al norte del volcán La Malinche

CO-10-03

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético

Coordenadas: 19°24.607' N, 98°14.057' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y plagioclasa. Los fenocristales de olivino, de forma euhedral a subhedral con tamaños de fino a medio (hasta 1.8 mm), presentan iddingsita en los bordes y algunos se encuentran fragmentados. La plagioclasa en fases de fenocrystal tiene forma tabular euhedral de tamaño fino (hasta 0.8 mm); la mayoría tienen maclas Carlsbad, aunque las de mayor tamaño también tienen maclas tipo Albita; algunos tienen inclusiones de una fase mineral de color verde tenue y extinción recta (probablemente ortopiroxeno); los microfenocristales de plagioclasa presentan inclusiones de un mineral pleocroico de amarillo a naranja, de un alto relieve, posiblemente rutilo. También se observó un microfenocrystal de 0.12 mm de clinopiroxeno. La matriz que embebe a los fenocristales es hipocrystalina, donde predominan los óxidos sobre los microlitos de tamaño grueso (0.05-0.25 mm) de plagioclasa con una composición Bitownitica-Anortítica.

CO-10-06

Estructura volcánica de procedencia: edificio sin nombre

Coordenadas: 19°27.094' N, 98°06.781' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y plagioclasa. Los olivinos en fases de fenocristales tienen formas de euhedrales a subhedrales y tamaños de fino a medio (hasta 2.4 mm), muchos de ellos se encuentran rodeados de fenocristales de plagioclasa. Los fenocristales de plagioclasa tienen forma tabular euhedral y tamaño de fino a medio (hasta 1.8 mm); muchas presentan maclas albíticas al igual que zonamiento, y es común ver adheridos microfenocristales de olivino, además de que presentan inclusiones de óxidos y apatito. Los fenocristales de mayor tamaño de olivino y plagioclasa (zonadas y con maclas Carlsbad y albítica) se asocian en texturas glomeroporfídicas. La matriz que embebe los fenocristales es hipocrystalina, con microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

CO-10-09

Estructura volcánica de procedencia: edificio sin nombre

Coordenadas: 19°27.094' N, 98°06.781' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino. Los fenocristales de olivino tienen formas de euhedrales a subhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 2 mm); presentan ocasionalmente inclusiones de óxidos (posiblemente illmenita) de tamaño considerable (hasta 0.05 mm). La matriz que rodea a los fenocristales de olivino es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular y olivinos con iddingsita, además de una fase de óxidos como hematita; dicha matriz se puede dividir en dos dominios distintos, en el primero predominan los óxidos mientras que en el otro predomina la plagioclasa acicular.

A.2 Muestras colectadas al sur del volcán La Malinche

CS-11-22

Estructura volcánica de procedencia: cono Tochtepec, monogenético

Coordenadas: 18°49.691' N, 97°48.672' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de hornblenda y microfenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los fenocristales de hornblenda tienen formas de subhedrales a anhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 3.5 mm), presentan pleocroismo de amarillo verdoso a naranja, todos presentan texturas de desequilibrio como coronas y bahías de opacita, en algunos se observa una inclusión de una fase de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos. Los microfenocristales de clinopiroxeno, incoloros en nicols paralelos, se observan rodeados de óxidos y plagioclasas; mientras que los microfenocristales de ortopiroxeno, de alto relieve e incoloros, se ven en un agregado glomeroporfídico de óxidos, plagioclasa y hornblenda; además presentan una extinción ondulante y fracturación. La matriz que contiene a estas fases es hipocristalina (60% cristales, 40% vidrio), compuesta por microlitos de plagioclasa acicular-prismática, anfíbol, óxidos y piroxenos.

CS-11-23

Estructura volcánica de procedencia: cono Tepeyahualco, monogenético

Coordenadas: 18°48.690' N, 97°52.510' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno, además de escasos microfenocristales de ortopiroxeno. Los fenocristales de olivino presentan formas de

euhedrales a subhedrales con altos niveles de fracturamiento, presentan tamaños de fino a medio (hasta 1.8 mm); los de mayor tamaño presentan ocasionalmente bahías de corrosión; otros presentan inclusiones de hematita e ilmenita. Los clinopiroxenos son euhedrales de tamaño fino (hasta 1 mm); los microfenocristales conforman asociaciones glomeroporfídicas aciculares con mucha fragmentación. Se observó un microfenocristal de ortopiroxeno de tamaño de 0.1 mm, con extinción recta y birrefringencia de primer orden, unido con un clinopiroxeno. Las fases de fenocristales y microfenocristales están rodeadas de una matriz hipocristalina conformada de microlitos de clinopiroxeno, olivino, plagioclasa organizada en texturas de flujo, y óxidos (hematita).

CS-11-24

Estructura volcánica de procedencia: cono Zapotlán, monogenético

Coordenadas: 18°50.388' N, 97°51.977' W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, además de glomerocristales. Los fenocristales de olivino son subhedrales a anhedrales con tamaños de fino a medio (hasta 2 mm), todos presentan alteración iddingsítica, concentrada en los bordes, fracturamiento, y bahías de corrosión; varios cristales generan texturas glomeroporfídicas con clinopiroxeno, además presentan inclusiones de espinela y cromita. Los clinopiroxenos poseen forma euhedral y colores amarillo-gris pálido, en su mayoría se encuentran asociados a glomerocristales junto con el olivino, teniendo tamaños de fenocristales finos y medianos (hasta 1.2 mm); la mayoría presentan gemelación y extinción ondulante; no asociados en glomerocristales se observan microfenocristales de clinopiroxeno con tamaños ~0.25 mm. Se observó un fenocristal de ortopiroxeno, euhedral rectangular de color verde pálido, en un agregado glomeroporfídico de olivino; el resto de ortopiroxenos se consideran como microfenocristales por tener un tamaño máximo de 0.2 mm. La matriz que embebe a los fenocristales y glomerocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular, clinopiroxeno y ortopiroxeno que generan texturas de flujo, además de óxidos.

CS-11-25

Estructura volcánica de procedencia: cerro Ometepe, monogenético

Coordenadas: 18°51.459' N, 97°51.325' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. El olivino como fenocristal presenta formas euhedrales con poca iddingsitización, de tamaños de fino a mediano (hasta 1.6 mm), algunos presentan inclusiones de cromita y hematita; los olivinos como microfenocristales se presentan dentro de glomerocristales asociados a clinopiroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno son de color amarillo grisáceo, euhedrales rectangulares, tienen tamaño fino (0.25-0.35 mm); algunos presentan maclas y otros generan agregados glomeroporfídicos. Los fenocristales de ortopiroxeno tienen forma euhedral rectangular, color amarillo pálido y tamaño fino (hasta 0.65 mm); algunos presentan extinción ondulante. La matriz que embebe a los fenocristales es hipocristalina, conformada por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos (hematita).

CS-11-26

Estructura volcánica de procedencia: cerro Altamira Chico, monogenético

Coordenadas: 18°50.984' N, 97°52.916' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, Y microfenocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino tienen formas de subhedrales a anhedrales, con mucha fragmentación además de importante cantidad de iddingsita concentrada en bordes y fracturas, presentan tamaños de fino a medio (hasta 1.2 mm), algunos están presentes en agregados glomerofídicos junto con clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno tienen color amarillo pálido, no aparecen en las texturas glomeroporfídicas, presentan tamaños finos (hasta de 0.45 mm). Los ortopiroxenos tienen tamaño fino (hasta 0.4 mm), color verde pálido muy atenuado, y extinción ondulante. Estas fases están inmersas en una matriz hipocristalina, con una gran cantidad de óxidos como hematita y cromita, además de microlitos de plagioclasa (andesina) y clinopiroxeno.

CS-11-27

Estructura volcánica de procedencia: cerro Astoyo, monogenético

Coordenadas: 18°52.313' N, 97°52.493' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, y un xenolito. Los fenocristales de olivino tienen formas euhedrales, son ligeramente iddingsitizados, con tamaño de fino a medio (hasta 1.6 mm); microfenocristales de olivino se presentan asociados a microfenocristales de clinopiroxeno. Los clinopiroxenos son de

color amarillo grisáceo pálido, en fenocristales de tamaño fino (hasta 0.5 mm); es común encontrarlos como glomerocristales agregados con ortopiroxeno; los microfenocristales tienen extinción ondulante. Los fenocristales de ortopiroxeno tienen formas de euhedrales a subhedrales, algunos presentan bahías de corrosión; tienen color gris verdoso atenuado y tamaño fino a medio (hasta 1.2 mm). Los fenocristales se encuentran embebidos en una matriz muy vesiculada, hipocristalina, con microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos (hematita). En la matriz se encontró un xenolito de cuarzo policristalino, con cristales equidimensionales y juntas triples, indicaciones de una posible recristalización en estado sólido.

CS-11-28

Estructura volcánica de procedencia: edificio sin nombre

Coordenadas: 18°53'16.80" N, 97°53'2.40" W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de ortopiroxeno, plagioclasa y clinopiroxeno. Los fenocristales de ortopiroxeno son incoloros, euhedrales, de tamaño fino (hasta 0.95 mm). Los fenocristales de plagioclasa son de tamaño fino (hasta 0.35). Los fenocristales de clinopiroxeno se encuentran en el límite de tamaño con los microfenocristales (de 0.2 a 0.3 mm). La matriz que embebe los fenocristales se encuentra muy intemperizada y rojiza, con microlitos de plagioclasa y posiblemente clinopiroxeno.

CS-11-29

Estructura volcánica de procedencia: cerro Coatepec, monogenético

Coordenadas: 18°54.720' N, 97°53.132' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los fenocristales de olivino presentan formas de subhedrales a anhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 1.9 mm), en general presentan poca iddingsita en bordes, llegándose a concentrar en aquellos muy fracturados; es común encontrar inclusiones de vidrio y hematita, al igual que verlos rodeados de varios microfenocristales de clinopioxeno; algunos de los fenocristales generan texturas glomeroporfídicas. Los fenocristales de clinopiroxeno presentan coloración amarillo grisácea, son euhedrales de tamaño fino (hasta 0.6 mm), algunos están maclados. El ortopiroxeno en fenocristales presenta tamaños finos (hasta 0.5 mm), color amarillo tenue, son fragmentados y rodeados en general de microfenocritales de clinopiroxeno. La matriz es hipocristalina, con microlitos de

plagioclasa acicular y algunos clinopiroxenos, además de óxidos como hematita e magnetita.

CS-11-30

Estructura volcánica de procedencia: edificio sin nombre

Coordenadas: 18°54'39.60"N, 97°59'52.80" W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los fenocristales de olivino son euhedrales de tamaños de fino a medio (hasta 1.6 mm), en general presentan poca iddingsitización, inclusiones de vidrio en un buen número de ellos, los de menor tamaño llegan a presentar crecimiento de fases de clinopiroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno son euhedrales a subhedrales con tamaño fino (hasta 0.7 mm), presentan texturas de tamiz, algunos se asocian en agregados glomeroporfídicos monominerálicos o con olivino. Se encontró un sólo fenocristal de ortopiroxeno de 1.2 mm de tamaño, fracturado y con inclusiones de clinopiroxeno. La matriz es hipocristalina, conformada por microlitos de plagioclasa, y óxidos (hematita).

CS-11-31

Estructura volcánica de procedencia: cerro Tepeyolo

Coordenadas: 18°54.373'N, 98°06.453'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino tienen forma de euhedral a subhedral, presentan tamaños de fino a medio (hasta 2.8mm), presentan iddingsita concentrada en bordes y fracturas, algunos se encuentran fragmentados y otros poseen bahías de corrosión; el olivino en microfenocristal presenta texturas glomeroporfídicas junto con el clinopiroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno, de color amarillo grisáceo, son euhedrales de tamaño fino (hasta 0.6 mm), algunos son gemelados y tienen extinción ondulante; es común encontrar agregados glomerofídicos de microfenocristales de clinopiroxeno, en algunos casos con ortopiroxeno. La matriz es hipocristalina, muy vesicular, formada de microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

CS-11-32, alto-K

Estructura volcánica de procedencia: cerro El Jaguey

Coordenadas: 18°53.143' N, 98°06.380' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno, y microfenocristales de ortopiroxeno. Los fenocristales de olivino tienen forma euhedral y tamaño fino a medio

(hasta 1.2 mm), algunos presentan poca iddingsita en los bordes, otros presentan crecimientos de piroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno tienen tamaño fino (hasta 0.8 mm), color amarillo grisáceo, y algunos presentan extinción ondulante; algunos generan texturas glomeroporfídicas, junto con otros piroxenos y en algunos casos microfenocristales de ortopiroxeno. La matriz es hipocristalina, muy vesicular, con óxidos, microlitos de plagioclasa, y algunos microlitos de clinopiroxeno.

CS-11-33

Estructura volcánica de procedencia: Lomas San Bernardo

Coordenadas: 18°53.466' N, 98°07.212' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, además de algunos microfenocristales de plagioclasa. Los olivinos como fenocristales tienen formas euhedrales a subhedrales, tamaños de fino a medio (hasta 3.2 mm), bahías de corrosión; en algunos casos presentan un poco de iddingsita en los bordes. Los fenocristales de clinopiroxeno tienen formas euhedrales y tamaño fino (hasta 1 mm), color amarillo grisáceo, con extinción ondulante; algunos están fragmentados y otros tienen gemelación. Se encontró un fenocristal de ortopiroxeno de 0.3 mm, que contenía inclusiones de óxidos, de color verde tenue. Algunas plagioclasas se encuentran como microfenocristales de tamaño de 0.2-0.3 mm, presentan gemelación Carlsbad y formas aciculares y prismáticas. La matriz es vesicular, hipocristalina, conformada por óxidos, y microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

CS-11-34

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Tecorral

Coordenadas: 18°53.466' N, 98°07.212' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino son subhedrales a anhedrales, con tamaños de fino a medio (hasta 2.4 mm), con iddingsita concentrada en los bordes y fracturas, con bahías de corrosión y en algunos casos dentro de estas bahías se observa un crecimiento de fases de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno poseen una forma acicular, con tamaño de fino a medio (hasta de 1.4 mm), forman generalmente agregados glomeroporfídicos monominerálicos. La matriz es hipocristalina, conformada por microlitos de plagioclasa, algunos clinopiroxenos y óxidos.

CS-11-35

Estructura volcánica de procedencia: Cerro de Enmedio

Coordenadas: 18°52.454' N, 98°10.245' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los fenocristales de olivino son subhedrales, algunos redondeados, con tamaños de fino a medio (hasta 1.2 mm); muchos cristales presentan evidencias de reacción - en su interior presentan óxidos y piroxenos. Los fenocristales de ortopiroxeno son euhedrales, de forma tabular, con pleocroismo de verde a ocre y tamaño fino (hasta 0.8 mm). Hay menores cantidades de fenocristales de clinopiroxeno, euhedrales aciculares y de tamaño fino (hasta 0.5 mm); estos cristales forman comunmente texturas glomeroporfídicas con otros microcristales de clinopiroxeno. La matriz es hipocristalina con microlitos de clinopiroxeno y plagioclasa.

CS-11-36

Estructura volcánica de procedencia: Mesa La Hacienda

Coordenadas: 18°54.473' N, 98°14.082' W

Roca volcánica porfídica (casi afanítica), con un bajo número de fenocristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y microfenocristales de plagioclasa. Los fenocristales de olivino tienen formas euhedrales a subhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 1.6 mm), muchos de ellos están completamente remplazados por iddingsita. Los clinopiroxenos, redondeados y en algunos casos con extinción ondulante, se ubican en el límite de fenocristal con tamaños hasta de 0.4 mm; algunos se consideran microfenocristales por tener tamaño menor a 0.3 mm. Los fenocristales de ortopiroxeno son euhedrales, con pleocroismo de verde a amarillo tenue, y con tamaño fino (hasta 0.5 mm). Las plagioclasas en su mayoría son microfenocristales, aunque hay casos en donde rebasan el tamaño de 0.3 mm, algunas presentan extinción ondulante y gemelación Carlsbad. La matriz que envuelve dichas fases, es hipocristalina con texturas de flujo, y microlitos de plagioclasa y piroxenos (clinopiroxeno y ortopiroxeno), en la misma proporción.

CS-11-37

Estructura volcánica de procedencia: Barranca la Cueva

Coordenadas: 18°56.286' N, 98°16.372' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino. Los fenocristales de olivino son subhedrales a anhedrales, con tamaños de fino a medio (hasta 2 mm), la mayoría están completamente iddingsitizados, con muestras de corrosión, algunos están rodeados de masas holocristalinas de clinopiroxenos granular y algunas plagioclasas. Hay microfenocristales de ortopiroxeno con tamaños aproximados de 0.25 mm.

CS-11-38

Estructura volcánica de procedencia: Loma la Letra

Coordenadas: 18°56.626' N, 98°15.468' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, plagioclasa y microfenocristales de clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino son de formas subhedrales a anhedrales de tamaño fino (hasta 0.95 mm), una buena parte están iddingsitizados, y muestran texturas de desequilibrio como bahías y bordes de reacción que los asocian en su mayoría, a una elevada concentración de óxidos aunque también se observan crecimientos de fases de clinopiroxeno. Los fenocristales de plagioclasa presentan formas tabulares euhedrales y tamaño fino (hasta 0.8 mm), la mayoría posee gemelación Carlsbad, algunos presentan inclusiones de apatito, también en otros casos poseen una ligera extinción ondulante. Los clinopiroxenos tienen tamaño de microfenocristales, aunque algunos cristales tienen tamaño de hasta 0.32 mm, que nos permite considerarlos como fenocristales. La matriz que embebe a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno, aunque predominan los óxidos de hematita e ilmenita.

Hay un fenocristal (¿xenocristal?) de cuarzo, euhedral, de 0.8 mm de tamaño, con birrefringencia de primer orden, fracturas concoides, extinción ondulante e inclusiones de clinopiroxeno.

CS-11-39

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Texpillo

Coordenadas: 18°58.981' N, 98°18.788' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino. Los fenocristales de olivino son de subhedrales a anhedrales de tamaño de fino a medio (hasta 1.2 mm), completamente iddingsitizados con bahías y centros corroídos; con coronas de óxidos y en algunos casos crecimientos de fases de ortopiroxeno. Se presentan cumulos de microfenocristales de

clinopiroxeno y óxidos. La matriz que envuelve a los olivinos es hipocristalina, con cierto grado de intemperismo, con microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Tabla 1. Análisis de elementos mayores y traza de las secuencias volcánicas estudiadas

Suite	NM						
Muestra	CO-10-03	CO-10-06	CO-10-09	MAL-08-01a	MAL-08-01b	MAL-08-02	MAL-08-03
Long. W	98°14.057'	98°03.666'	97°57.908'	98°11.492'	98°11.492'	98°06.293'	98°06.198'
Lat. N	19°24.607'	19°28.382'	19°27.721'	19°24.887'	19°24.887'	19°28.330'	19°28.525'
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>							
SiO ₂	52.31	50.98	50.53	50.94	51.06	50.94	50.80
TiO ₂	1.75	1.66	1.91	1.87	1.92	1.78	1.66
Al ₂ O ₃	17.08	16.97	15.92	16.95	16.97	17.41	16.15
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	9.16	9.79	10.84	10.41	10.81	9.94	10.05
MnO	0.12	0.15	0.16	0.14	0.16	0.17	0.16
MgO	4.89	5.85	6.04	6.04	5.15	5.42	7.00
CaO	7.14	9.48	8.70	8.23	8.52	9.56	8.66
Na ₂ O	4.10	3.54	3.97	3.58	3.66	3.83	3.63
K ₂ O	1.23	1.08	1.06	0.87	1.05	1.00	1.06
P ₂ O ₅	0.51	0.45	0.43	0.43	0.44	0.44	0.55
LOI	1.10	0.00	0.15	0.37	0.46	0.00	0.05
Total	99.39	99.94	99.71	99.83	100.20	100.49	99.77
<i>Elementos traza (ppm)</i>							
Sc	20.0	26.5	22.5	23.0	23.7	26.5	22.8
V	142	184	228	151	170	196	152
Cr	194	154	146	195	196	112	238
Co	27.9	34.5	38.0	34.9	36.9	32.3	37.3
Ni	107	61.5	104	113	100	42.2	112
Cu	31	40	34	12	37	42	42
Zn	84	87	105	61	91	85	90
Ga	20.0	19.9	22.8	19.9	20.1	20.4	18.9
Li	8.6	8.5	9.0	6.0	7.1	8.7	9.7
Be	2.0	1.7	1.7	1.8	1.8	1.6	1.7
Rb	22	18	11	15	20	12	21
Sr	578	560	691	600	612	560	568
Y	37.3	31.6	29.5	33.2	34.2	31.5	31.5
Zr	285	248	212	249	265	240	255
Nb	19.9	21.2	16.0	17.5	17.9	20.4	22.0
Sn	1.4	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.4
Sb	0.08	0.06	0.05	0.12	0.14	0.03	0.12
Cs	0.36	0.35	0.13	0.36	0.50	0.16	0.44
Ba	431	296	312	287	340	271	320
La	27.0	22.4	22.1	21.9	22.3	21.1	24.6
Ce	54.5	50.2	50.1	51.0	52.7	48.4	52.9
Pr	7.98	6.62	7.05	7.20	7.29	6.30	7.24
Nd	32.6	27.0	29.6	30.2	30.6	25.9	29.7
Sm	7.32	6.20	6.89	7.14	7.22	6.12	6.54
Eu	2.10	1.86	1.97	2.04	2.07	1.85	1.97
Gd	7.23	6.17	6.38	6.77	6.86	6.10	6.31
Tb	1.07	0.947	0.938	1.02	1.03	0.941	0.958
Dy	6.21	5.57	5.33	5.83	5.96	5.54	5.65
Ho	1.25	1.12	1.05	1.16	1.19	1.13	1.12
Er	3.37	3.05	2.81	3.10	3.20	3.05	3.04
Yb	3.05	2.84	2.54	2.87	2.95	2.81	2.79
Lu	0.455	0.425	0.375	0.422	0.440	0.419	0.418
Hf	5.46	4.72	4.57	4.70	4.87	4.60	5.12
Ta	1.14	1.20	0.90	1.00	1.04	1.17	1.28
Tl	0.12	0.067	0.029	0.029	0.024	0.046	0.11
Pb	4.7	3.7	3.8	3.3	3.5	3.4	4.7
Th	2.59	2.12	2.61	2.28	2.41	1.97	2.37
U	0.783	0.682	0.727	0.663	0.711	0.527	0.731

La reproducibilidad de los datos de elementos traza está dada por la concentración promedio y la desviación estándar de digestiones múltiples de los estándares AGV-2, BHVO-2, BCR-2 de la United States Geological Survey, y del estándar JB-2 de la Geological Survey of Japan; y ha sido reportada en varias publicaciones (Mori et al., 2007, 2009; Gómez-Tuena et al., 2011).

continua Tabla 1

Suite	NM	NM	NM	NM	NM	SM	SM
Muestra	MAL-08-04	MAL-08-05	MAL-08-06	MAL-08-07	MAL-08-08	CS-11-22	CS-11-23
Long. W	98°06.148'	98°05.336'	98°03.942'	98°05.236'	98°03.323'	97°48.672'	97°52.510'
Lat. N	19°28.696'	19°30.195'	19°28.947'	19°26.992'	19°26.657'	18°49.691'	18°48.690'
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>							
SiO ₂	50.52	50.99	50.98	50.68	50.98		
TiO ₂	1.69	1.71	1.66	1.71	1.72	0.83	0.92
Al ₂ O ₃	17.34	16.58	16.80	17.73	17.39		
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	10.08	9.87	9.76	9.98	9.97		
MnO	0.15	0.16	0.14	0.15	0.15		
MgO	6.15	6.32	6.02	5.52	5.48		
CaO	8.96	9.10	9.54	9.19	9.10	8.58	7.66
Na ₂ O	3.58	3.77	3.80	3.80	3.79		
K ₂ O	1.02	1.08	1.02	1.01	1.01		
P ₂ O ₅	0.46	0.53	0.45	0.44	0.44	0.26	0.24
LOI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	99.94	100.11	100.16	100.20	100.01	9.67	8.82
<i>Elementos traza (ppm)</i>							
Sc	26.0	23.8	25.5	26.4	25.4	13.5	19.1
V	181	168	171	185	179	100	131
Cr	161	188	196	129	127	101	156
Co	35.0	33.9	34.3	32.1	31.6	13.3	20.3
Ni	67.8	81.9	77.5	45.8	47.3	55.9	102
Cu	30	30	43	45	43	19	35
Zn	86	86	85	85	83	76	76
Ga	19.7	19.1	19.5	20.1	19.6	19.8	20.8
Li	8.7	8.9	8.7	8.7	8.7	8.0	9.0
Be	1.7	1.7	1.6	1.8	1.6	1.3	1.3
Rb	17	18	19	17	16	21	15
Sr	547	555	563	556	538	822	669
Y	31.2	31.3	31.0	31.5	30.7	16.5	18.7
Zr	247	265	237	239	232	153	141
Nb	21.2	22.6	20.2	20.7	20.4	6.21	4.44
Sn	1.2	1.2	1.4	1.3	1.2	0.8	0.7
Sb	0.05	0.08	0.14	0.05	0.05	0.14	0.08
Cs	0.35	0.32	0.36	0.32	0.34	0.67	0.30
Ba	288	324	290	293	278	445	353
La	22.3	23.8	22.2	21.9	21.6	19.8	14.8
Ce	49.9	53.5	51.7	49.0	46.7	44.7	34.8
Pr	6.58	6.99	6.59	6.46	6.38	5.95	4.70
Nd	26.9	28.5	27.3	26.4	26.1	25.8	21.1
Sm	6.19	6.46	6.13	6.10	6.03	5.46	4.76
Eu	1.85	1.91	1.87	1.83	1.81	1.47	1.37
Gd	6.14	6.28	6.08	6.06	6.00	4.47	4.16
Tb	0.936	0.954	0.936	0.933	0.921	0.613	0.602
Dy	5.51	5.56	5.61	5.51	5.44	3.16	3.27
Ho	1.11	1.11	1.12	1.12	1.10	0.58	0.64
Er	3.00	3.02	3.07	3.03	2.99	1.53	1.68
Yb	2.81	2.81	2.85	2.82	2.78	1.36	1.56
Lu	0.419	0.418	0.423	0.423	0.415	0.203	0.236
Hf	4.70	4.92	4.84	4.67	4.63	3.93	3.58
Ta	1.20	1.27	1.22	1.19	1.18	0.36	0.26
Tl	0.11	0.060	0.042	0.082	0.12	2.57	0.079
Pb	3.7	4.0	8.0	3.8	3.7	17	3.6
Th	2.09	2.19	2.27	2.08	2.07	3.76	2.05
U	0.684	0.696	0.733	0.685	0.664	1.24	0.630

continua Tabla 1

Suite	SM						
Muestra	CS-11-24	CS-11-25	CS-11-26	CS-11-27	CS-11-29	CS-11-31	CS-11-33
Long. W	97°51.977'	97°51.325'	97°52.916'	97°52.493'	97°53.132'	98°06.453'	98°07.212'
Lat. N	18°50.388'	18°51.459'	18°50.984'	18°52.313'	18°54.720'	18°54.373'	18°53.466'
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>							
SiO ₂	56.17	53.59	56.64	53.37	56.42	53.28	51.91
TiO ₂	1.00	1.05	0.85	0.95	0.81	0.99	1.13
Al ₂ O ₃	17.05	15.70	16.97	16.19	16.01	15.99	16.24
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	6.98	7.69	6.58	7.92	6.66	7.49	8.83
MnO	0.10	0.12	0.10	0.13	0.11	0.11	0.13
MgO	5.57	7.50	5.91	8.14	6.70	7.61	7.58
CaO	6.69	8.06	6.45	8.30	6.40	8.56	8.77
Na ₂ O	4.15	4.04	4.27	3.36	3.98	3.65	3.70
K ₂ O	1.48	1.34	1.45	1.09	1.01	1.28	0.97
P ₂ O ₅	0.35	0.52	0.31	0.28	0.17	0.34	0.35
LOI	0.03	0.05	0.36	0.10	0.85	0.61	0.24
Total	99.57	99.66	99.88	99.83	99.12	99.91	99.87
<i>Elementos traza (ppm)</i>							
Sc	16.9	10.4	15.2	22.2	17.3	10.8	26.4
V	132	160	110	150	113	170	199
Cr	130	281	108	174	195	386	249
Co	17.3	27.6	19.7	26.3	21.2	30.6	28.6
Ni	77.8	92.8	106	102	129	155	74.0
Cu	19	29	27	36	22	34	36
Zn	86	91	82	77	71	77	90
Ga	21.6	20.4	21.5	19.6	19.8	19.9	20.5
Li	11.9	10.9	10.0	9.5	10.7	9.2	9.5
Be	1.6	1.5	1.6	1.3	1.2	1.3	1.2
Rb	21	17	20	20	16	20	15
Sr	819	1022	832	602	562	721	622
Y	18.0	18.4	18.1	20.9	17.3	21.3	22.2
Zr	158	161	140	152	134	159	143
Nb	6.60	7.92	5.23	5.57	4.68	5.02	6.46
Sn	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.9	0.8
Sb	0.10	0.08	0.10	0.08	0.11	0.16	0.15
Cs	0.42	0.44	0.49	0.61	0.46	0.51	0.38
Ba	533	579	960	338	409	741	423
La	25.3	29.5	24.7	18.7	12.2	28.2	20.5
Ce	56.9	65.7	50.9	44.7	27.9	61.8	47.3
Pr	7.66	9.24	6.86	5.93	3.85	9.02	6.35
Nd	32.9	38.4	29.5	26.2	17.4	38.0	28.0
Sm	6.70	7.61	5.89	5.80	4.04	8.13	5.92
Eu	1.78	1.99	1.64	1.59	1.19	2.06	1.59
Gd	5.21	5.69	4.79	5.07	3.74	6.40	5.11
Tb	0.706	0.746	0.650	0.718	0.553	0.850	0.733
Dy	3.55	3.76	3.34	3.92	3.14	4.33	4.07
Ho	0.64	0.68	0.62	0.74	0.61	0.78	0.79
Er	1.67	1.78	1.61	1.99	1.66	2.02	2.12
Yb	1.46	1.55	1.42	1.82	1.53	1.75	1.95
Lu	0.217	0.229	0.211	0.276	0.232	0.254	0.293
Hf	4.05	3.94	3.59	3.76	3.46	3.85	3.63
Ta	0.37	0.39	0.30	0.32	0.27	0.27	0.35
Tl	0.088	0.048	0.11	0.053	0.087	0.13	0.091
Pb	5.8	5.5	5.6	3.8	4.9	4.5	3.8
Th	4.11	2.81	2.71	2.62	1.67	3.83	2.46
U	1.27	1.01	0.888	0.824	0.547	1.41	0.720

continua Tabla 1

Suite	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM alto-K
Muestra	CS-11-34	CS-11-35	CS-11-36	CS-11-37	CS-11-38	CS-11-39	CS-11-32
Long. W	98°08.440'	98°10.245'	98°14.082'	98°16.372'	98°15.468'	98°18.788'	98°06.380'
Lat. N	18°53.648'	18°52.454'	18°54.473'	18°56.286'	18°56.626'	18°58.981'	18°53.143'
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>							
SiO ₂	55.66	58.87	56.30	53.84	55.75	55.75	47.44
TiO ₂	0.90	0.87	1.20	0.74	0.84	0.84	1.35
Al ₂ O ₃	16.63	16.72	17.34	15.66	16.29	16.29	14.32
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	7.56	6.43	7.81	8.36	7.01	7.01	9.84
MnO	0.12	0.10	0.12	0.13	0.11	0.11	0.15
MgO	6.29	4.58	4.77	8.50	5.56	5.56	9.56
CaO	7.20	5.75	7.10	8.39	6.46	6.46	10.57
Na ₂ O	3.76	4.07	3.98	3.25	3.94	3.94	2.70
K ₂ O	1.14	0.96	0.65	0.52	0.78	0.78	2.32
P ₂ O ₅	0.22	0.19	0.24	0.13	0.16	0.16	0.78
LOI	0.40	1.42	0.10	0.71	2.98	2.98	1.15
Total	99.88	99.96	99.61	100.23	99.88	99.88	100.18
<i>Elementos traza (ppm)</i>							
Sc	22.0	16.5	20.1	27.8	19.0	20.0	8.48
V	138	116	158	168	134	125	272
Cr	161	122	111	474	153	374	437
Co	21.1	15.4	19.8	33.5	20.3	24.6	38.0
Ni	65.5	94.5	57.3	128	107	153	123
Cu	28	31	34	51	36	37	46
Zn	71	70	80	69	69	81	97
Ga	21.0	20.1	20.1	16.8	19.6	18.7	19.8
Li	8.1	9.2	7.4	9.3	8.2	7.9	9.4
Be	1.4	1.3	1.1	0.75	1.1	0.86	2.0
Rb	22	16	14	11	13	15	57
Sr	575	523	358	271	408	317	1060
Y	21.1	20.2	24.8	18.5	19.3	18.2	27.3
Zr	145	130	156	95	119	112	194
Nb	5.39	4.39	5.98	2.88	3.74	4.11	10.0
Sn	0.8	0.6	1.1	0.6	0.8	0.8	1.1
Sb	0.14	0.12	0.13	0.33	0.11	0.12	0.14
Cs	0.37	0.58	0.47	0.27	0.32	0.17	2.16
Ba	391	258	209	138	180	164	1073
La	18.0	13.3	10.6	6.51	8.63	8.83	44.9
Ce	42.2	31.1	25.8	16.2	21.1	18.4	108
Pr	5.58	4.28	3.72	2.33	3.06	3.05	15.9
Nd	24.6	19.2	17.6	11.2	14.4	14.1	68.2
Sm	5.50	4.45	4.58	2.98	3.74	3.65	14.9
Eu	1.49	1.26	1.35	0.911	1.13	1.09	3.56
Gd	4.83	4.16	4.78	3.26	3.81	3.70	11.0
Tb	0.705	0.617	0.745	0.517	0.585	0.562	1.36
Dy	3.91	3.50	4.45	3.25	3.45	3.35	6.18
Ho	0.75	0.68	0.86	0.66	0.68	0.66	1.01
Er	2.00	1.80	2.29	1.81	1.84	1.76	2.46
Yb	1.85	1.65	2.10	1.78	1.74	1.66	1.96
Lu	0.279	0.250	0.315	0.273	0.267	0.250	0.279
Hf	3.81	3.40	3.87	2.47	3.09	3.09	4.58
Ta	0.31	0.29	0.39	0.19	0.24	0.26	0.47
Tl	0.069	0.026	0.11	0.025	0.048	0.052	0.47
Pb	3.6	2.9	3.2	2.2	3.4	2.9	7.7
Th	2.31	1.93	1.52	1.08	1.22	1.13	4.50
U	0.670	0.509	0.429	0.315	0.414	0.302	2.24

Tabla 2. Composición isotópica de Sr, Nd y Pb de una selección de muestras del área de estudio

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ mean	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ mean	ϵ_{Nd}	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
<i>rocas al norte de La Malinche</i>								
CO-10-03	0.704134	8	0.512797	4	3.10	18.798	15.604	38.543
CO-10-06	0.703667	8	0.512829	4	3.73	18.770	15.615	38.530
CO-10-09	0.704197	8	0.512833	6	3.80	18.755	15.593	38.462
<i>rocas al sur de La Malinche</i>								
CS-11-25	0.705038	10	0.512716	4	1.52	18.747	15.606	38.515
CS-11-27	0.705117	8	0.512695	4	1.11	18.768	15.608	38.532
CS-11-31	0.704708	8	0.512785	4	2.87	18.734	15.594	38.485
CS-11-38	0.703907	8	0.512931	4	5.72	18.598	15.562	38.267
<i>roca de alto-K al sur de La Malinche</i>								
CS-11-32	0.704995	8	0.512843	4	4.00	18.735	15.601	38.507

El 2 σ mean de las mediciones individuales de Sr y Nd está multiplicado por 10⁶. La reproducibilidad para los isótopos de Pb está dada por el 2 σ mean de mediciones múltiples del estándar NBS-981 (detalles en el texto).

Los isótopos de Sr, Nd y Pb se midieron por multicolección estática; cada análisis consistió en 60 relaciones isotópicas para Sr; 70 relaciones isotópicas para Nd; y 90 relaciones isotópicas para Pb.