

03060

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geofísica

**CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA
DEL CAMPO VOLCÁNICO ACATLÁN, JAL.**

T E S I S

Que para obtener el grado de

Maestra en Ciencias

(Geoquímica y Petrología)

Presenta

Guadalupe Maldonado Sánchez

Tutor:

Dr. Peter Schaaf

2004



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**

*Toda la tierra es una sepultura y nada escapa de ella,
nada es tan perfecto que no descienda a su tumba.
Ríos, riachuelos, fuentes y flujos de agua,
pero nunca regresan a su alegre comienzo;
ansiosamente aceleran en el vasto reino de la lluvia de Dios.*

*Según amplian sus bancos,
también forman la urna de arena de su entierro.*

*Llenados son los intestinos de la tierra
con polvo pestilente una vez carne y hueso,
una vez cuerpo animado de hombre quien se sentó en tronos,
decidió casos, presidió en consejos, comandó armadas,
conquistó provincias, poseyó tesoros, destruyó templos,
se regocijó en su orgullo,
majestad, fortuna, alabanza y poder.
Las glorias han desaparecido,
justo como el miedoso humo desvanece
ese eructo de los fuegos infernales del Popocatepetl.
Nada los recuerda sino las hojas escritas.*

Nezahualcóyotl

CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes	5
1.2. Localización del área	11
1.3. Objetivo	12
1.4. Metodología de trabajo	12

2. GEOLOGÍA

Contexto Geológico Regional

2.1. El Bloque Jalisco: geología y evolución	14
2.2. Vulcanismo Plio-Cuaternario	16
2.3. Campo Volcánico Acatlán	19
2.3.1. Estudios Previos	19
2.3.2. Estratigrafía	22
2.3.2.1. Vulcanismo del Plioceno-Pleistoceno temprano	22
2.3.2.1. Vulcanismo del Pleistoceno	25

3. PETROGRAFÍA

3.1. Vulcanismo del Plioceno-Pleistoceno temprano	36
3.2. Vulcanismo del Pleistoceno	37
3.3. Clasificación modal	45

4. GEOQUÍMICA

Preparación, análisis y resultados

4.1. Muestreo y preparación mecánica	46
4.2. Análisis de elementos mayores y traza	47
4.3. Análisis isotópicos	48

4.4. Resultados	51
4.4.1. Elementos mayores	51
4.4.2. Elementos traza	58
4.4.2. Isótopos de Sr, Nd y Pb	62
4.4.2. Isótopos de O	67

5. PETROGÉNESIS

Arcos volcánicos continentales

5.1. Subducción y magmatismo	73
5.2. Características geoquímicas	75
5.3. Características del manto superior	76
5.4. Modificación de los magmas	77

6. DISCUSIÓN

6.1. Evaluación del CVA	80
6.2. Variación geoquímica	83
6.3. Evidencias de Sr, Nd y Pb	86
6.4. Contaminación de los magmas	88
6.5. Modelo de evolución de la Ignimbrita Acatlán	90

7. CONCLUSIONES

_____ 94

8. REFERENCIAS

_____ 96

Anexo. Mapa Geológico

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Guadalupe Maldonado Sanchez

FECHA: 8-10-04

FIRMA: [Firma]

Agradecimientos

Este trabajo es la culminación de un proyecto loable por la forma en que fue concebido, y aunque el resultado es producto del compromiso individual, no hubiera sido posible sin el apoyo y esfuerzo conjunto de mucha gente. En primera instancia quiero agradecer al Consejo de Recursos Minerales la oportunidad de llevarlo a cabo, en especial al Dr. Juan Carlos Salinas Prieto por comprometerse con la innovación e impulsar ideas que ahora son realidad dentro del organismo; al Ing. Enrique Gómez de la Rosa por darle continuidad a pesar de sus dudas, además de su paciente espera. Del mismo modo, agradezco a la administración encabezada por el Dr. Luis Chávez Martínez, por hacerme partícipe de ese deseo de transformación que tenían en mente.

De manera especial quiero expresar mi gratitud al Dr José Rosas-Elguera por dirigir la fase inicial de esta investigación y ceder algunas de sus muestras, y al Dr. Peter Schaaf por aceptarme como su estudiante y orientarme en el intrincado e interesante mundo de la geoquímica. Por supuesto mi reconocimiento a los doctores Jorge Aranda Gómez, José Luis Macías Vázquez, Luca Ferrari y Juan Carlos Mora Chaparro integrantes del Jurado, ya que con sus invaluable sugerencias y comentarios, se enriqueció notablemente el escrito.

Al Dr. Víctor Hugo Garduño le agradezco profundamente que me haya brindado un espacio en el Departamento de Geología de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, y especialmente, al Dr. Pedro Corona que me acogió en su cubículo e invirtió y compartió su tiempo conmigo durante una temporada larga; parte importante de este trabajo se cristalizó en ese lugar.

Al M. en C. Ramón Torres Hernández por su amistad, consejo y apoyo, además de su valiosa colaboración durante una temporada de campo; a la Dra. Ofelia Morton, Elizabeth Hernández y Galia por recibirme en el laboratorio de ICP-MS y ayudarme con mis muestras; a Diego por hacerme más fácil las jornadas en el taller de laminación y a Gabriel Valdés por su asistencia en la laboriosa tarea de moler rocas.

Gracias a Carlos por su paciencia y apoyo incondicional, a José Luis Sánchez Zavala por su amistad y las largas horas de esparcimiento; a Arturo, Consuelo Macías y Enrique González por las palabras y momentos compartidos. A Ewa Zynkaruk, Liz, Flor, Mario, Miriam, Héctor, por el tiempo y espacio en el que convivimos.

A Mónica y Araceli del Posgrado en Ciencias de la Tierra y a los señores Antonio, Pedro y Casiano de la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra, que hicieron siempre agradable la búsqueda de material bibliográfico. Al personal de vigilancia de los institutos de Geofísica y Geología de la UNAM, por haber hecho más llevaderas mis jornadas nocturnas y de fines de semana.

Finalmente, a mis seres queridos, le doy las gracias por su comprensión y apoyo; por entender mis largas ausencias en sus vidas durante las horas, días, semanas y meses que necesité invertir en este proyecto.

*Si he podido ver más lejos, es porque
me he apoyado sobre los hombros de gigantes.*

Isaac Newton

RESUMEN

El Campo Volcánico Acatlán (CVA) es un campo cuaternario que se encuentra en la porción sur del *rift* Tepic-Zacoalco, cerca de la confluencia con los *rifts* de Colima y Chapala en el sector occidental de la Faja Volcánica Transmexicana. Es un área constituida por depósitos volcánicos emitidos durante el Pleistoceno con actividad que incluye flujos de lava, domos y conos, además de los depósitos piroclásticos de la Ignimbrita Acatlán (IA). La actividad efusiva varía de composición riolítica, dacítica, traquiandesítica y andesítica basáltica. El vulcanismo explosivo de la IA se caracteriza por presentar pómez de dos composiciones: riolítica (pómez blanca) y traquidacítica (pómez negra).

Las rocas son de naturaleza calcoalcalina y están relacionadas con el proceso de subducción. Presentan un empobrecimiento relativo de elementos de alta fuerza de campo (HFSE) y enriquecimiento en elementos litófilos de ión grande (LILE) y tierras raras ligeras (LREE) típicas para magmas de arcos volcánicos continentales. Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oscilan entre 0.70361 - 0.70412, mientras que ϵNd se encuentra entre +2.3 y +5.2. Por otro lado, los isótopos de Pb oscilan entre los siguientes rangos: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.61-18.75$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.57-15.64$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.37-38.67$ y sugieren la participación de componentes distintos involucrados en la génesis de los magmas. Con base en estos datos, se infiere que hubo influencia combinada del manto superior, de los sedimentos derivados del *slab* y de la corteza continental superior en la formación de las secuencias volcánicas. Adicionalmente, las concentraciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ varían entre +6.35 ‰ y +10.9 ‰ y enfatizan la influencia de material cortical en los magmas. El conjunto de datos geoquímicos e isotópicos sugiere que los productos volcánicos del CVA se originaron a partir de distintos magmas parentales que se formaron por la fusión parcial de un manto heterogéneo.

En el caso de la IA, se considera que dentro de la cámara magmática se llevaba a cabo un proceso de diferenciación y que la erupción fue ocasionada por el contacto entre el magma y el nivel freático. La actividad explosiva inició con la emisión de los productos más diferenciados (pómez blanca) y continuó con los menos evolucionados (pómez negra), reflejando la estratificación previa dentro del sistema.

1. INTRODUCCIÓN

La Geoquímica en general, y el estudio de los isótopos en particular, han revolucionado el avance en el conocimiento de los procesos exógenos y endógenos que se llevan a cabo en la Tierra. Su interpretación ha sido posible gracias al comportamiento de algunos elementos químicos que tienden a separarse en determinados procesos geológicos y de otros que tienden a mezclarse entre sí. La identificación y cuantificación de éstos, ha permitido que se utilicen con éxito en conocer la génesis y evolución de las rocas ígneas: el uso de datos geoquímicos e isotópicos y su correcta interpretación, permiten caracterizar la fuente del magma, las condiciones de la fusión parcial y las subsecuentes modificaciones durante su ascenso a la corteza superior y/o a la superficie. Así mismo, es posible determinar los procesos que ocurrieron durante el transporte y almacenamiento en la cámara magmática, en donde su composición inicial fue cambiada.

En zonas de subducción donde la corteza oceánica se hunde debajo de corteza continental, es complejo identificar las fuentes y los mecanismos que intervinieron en la evolución de los magmas. La complejidad radica en que la naturaleza de la actividad magmática de estos ambientes tectónicos, no sólo ha sido modificada por los procesos de asimilación y cristalización fraccionada, sino que también está íntimamente relacionada a las características de la placa oceánica que subduce: su edad, geometría, tasa de convergencia y composición, juegan un papel importante. Además, durante el proceso de subducción intervienen componentes múltiples tanto de corteza oceánica como de continental (sedimentos pelágicos, agua de mar, etc.).

En arcos volcánicos continentales se ha documentado la existencia no sólo de magmatismo calcoalcalino, sino también de aquél relacionado a arcos de islas oceánicas. Ejemplos donde se observa la superposición de vulcanismo alcalino y calcoalcalino dentro de una misma provincia se encuentran en la región del Circum-pacífico (*e. g.* Las Cascadas, Costa Rica, Islas Fiji, el arco de Las Marianas), así como en Europa centro-oriental (Turquía, Rumania) y el *rift* de África del Este, por citar algunos ejemplos. En México, esta variación se observa en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la polémica gira en torno a los procesos que lo originan.

La generación de magmas en ambientes tectónicos convergentes es un fenómeno de particular interés debido a sus características geoquímicas peculiares. Su estudio, no pocas veces ha generado controversia y discusión entre investigadores que analizan un área determinada. Sin embargo, es ineludible el hecho de que su análisis a la luz de la geoquímica, ha aportado argumentos sólidos que han permitido rechazar algunas hipótesis y fortalecer otras.

Con el objetivo de aportar nuevos elementos en el conocimiento del magmatismo de esa región, se realiza este trabajo que fundamenta las características geoquímicas del Campo Volcánico Acatlán (CVA). Éste se ubica en el sector occidental de la FVTM, región afectada por la subducción de corteza oceánica, un *rift* continental y procesos tectónicos recientes. El CVA se encuentra en uno de los *grábenes* que forman el llamado “punto triple” de Jalisco, cerca de la confluencia con los otros *brazos* que constituyen esta morfoestructura. Son rocas volcánicas de edad cuaternaria en las que se observa vulcanismo bimodal y además están afectadas por fallas normales. A pesar del contexto geológico de esta zona, no se han determinado las particularidades químicas del magma que les dio origen.

1.1. Antecedentes

La FVTM ha sido objeto de un cúmulo de estudios a lo largo de varios años: su forma oblicua respecto a la trinchera, la coexistencia espacio-temporal de vulcanismo alcalino y calcoalcalino, las estructuras volcánicas diversas, fuentes de la amplia gama de productos volcánicos, así como la variación en su composición química, han llamado la atención de numerosos investigadores. Los trabajos realizados hasta ahora, han sido encaminados a explicar de manera satisfactoria su edad, origen y evolución espacio-temporal del magmatismo. La forma que ha ido evolucionando el conocimiento sobre ella, ha sido posible gracias a la generación de información geológica (cartografía detallada), al aporte de edades isotópicas y datos geoquímicos que han permitido visualizarla en su evolución tectónica. A pesar de que el avance es significativo, aún no existe un modelo que explique en forma convincente, el motivo de las particularidades que muestra esta provincia geológica.

Por sus características, es un arco volcánico continental activo. Se extiende a lo largo de la parte central de México por más de 1000 km en dirección E-W, desde Bahía de Banderas en los estados de Jalisco y Nayarit, hasta las costas de Veracruz en

el Golfo de México (entre los paralelos 19° y 21° , Fig. 1). Se ha propuesto que el inicio de su formación ocurrió en el Mioceno medio (Ferrari *et al.*, 1999) y su origen está relacionado a la subducción de la placa de Cocos y Rivera debajo de la placa Norteamericana (*e. g.* Demant, 1978; Nixon, 1982).



Figura 1. Localización y distribución de la Faja Volcánica Trasmexicana (FVTM), en donde se muestra la actual configuración de las placas Pacífico, Norteamérica, Cocos y Rivera. BJ: Bloque Jalisco.

La FVTM no es una provincia uniforme, sino un mosaico de regiones con diferencias tectónicas, vulcanológicas y petrológicas importantes. Esto fue observado por Pasquarè *et al.* (1987), quienes la dividieron en tres sectores (Fig. 2). En el sector oriental predominan los estratovolcanes andesítico-dacíticos principalmente calcoalcalinos, alineados conspicuamente en dirección N-S y NNE-SSW; el sector central que se caracteriza por sistemas de fallas con dirección ENE-WNW, campos volcánicos monogenéticos, escasos estratovolcanes andesíticos y calderas silíceas; finalmente, el sector occidental está dominado por los sistemas de *graben*s que se extienden en dirección NW-SE de Tepic a Guadalajara, E-W al oriente de Guadalajara y N-S de Guadalajara a Colima.

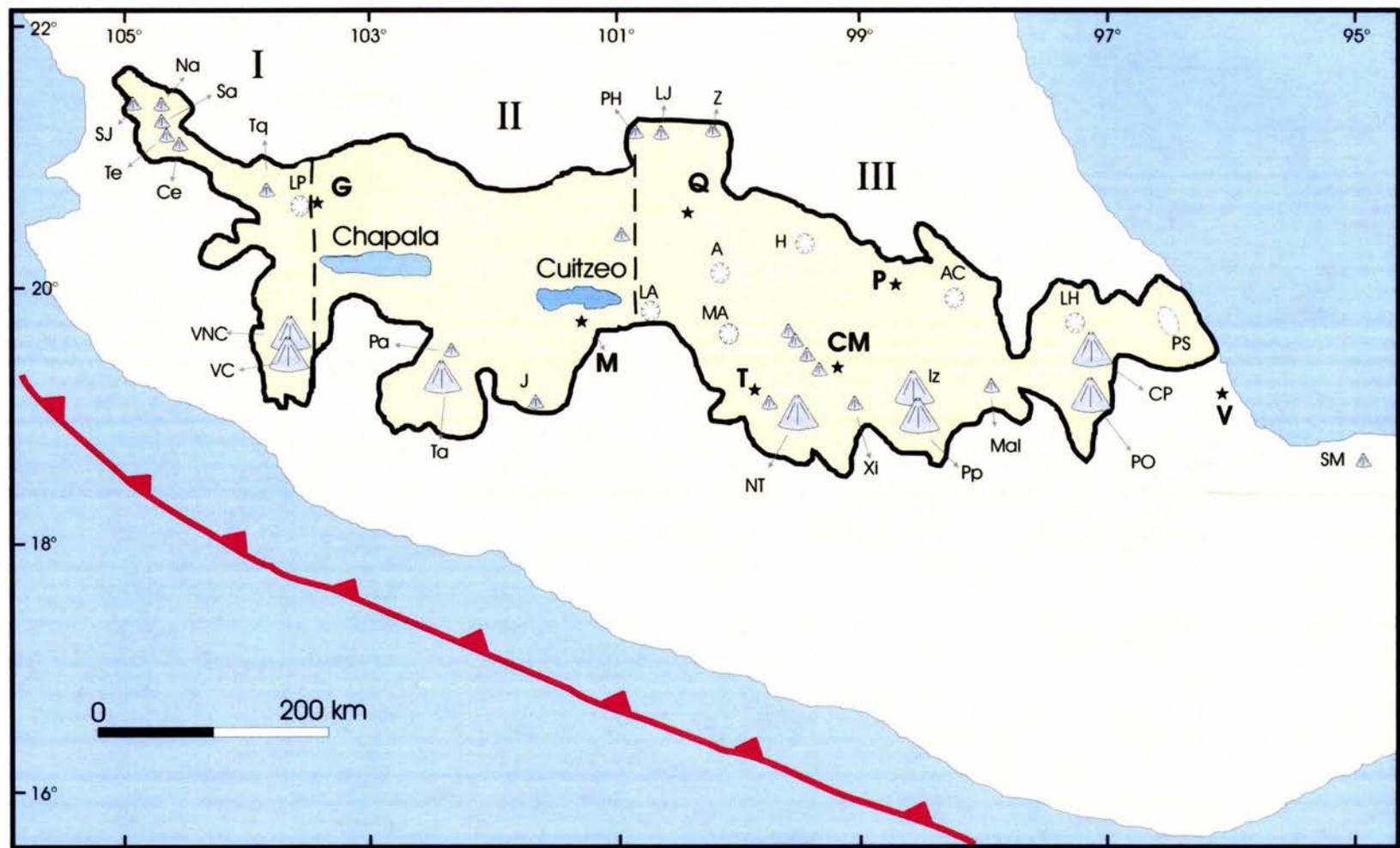


Figura 2. Distribución de los principales edificios y centros volcánicos en los sectores occidente (I), central (II) y oriental (III) de la FVTM. Los límites de los sectores son de acuerdo a Pasquarè *et al.*, (1987). Ciudades.- G: Guadalajara; M: Morelia; Q: Querétaro; T: Toluca; CM: Cd. de México; P: Pachuca; V: Veracruz. Calderas.- LP: La Primavera, LA: Los Azufres; A: Amealco, MA: Mazahua; H: Huichapan; AC: Acoculco; LH: Los Humeros. Edificios volcánicos.- SJ: San Juan; Na: Las Navajas; Sa: Sangangüey; Te: Tepetitlic; Ce: Ceboruco; Tq: Tequila, VNC: Volcán Nevado de Colima, VC: Volcán Colima; Pa: Parícutin; Ta: Tancitaro; J: Jorullo, PH: Palo Huérfano, LJ: La Joya, Z: Zamorano, NT: Nevado de Toluca; Xi: Xitle, Pp: Popocatepetl; Iz: Iztaccihuatl; Mal: Malinche; PO: Pico de Orizaba; CP: Cofre del Perote; SM: San Martín; PS: Palma Sola (Modificado de Aguirre-Díaz *et al.*, 1998).

Aunque todos los sectores han sido estudiados ampliamente, la porción occidental ha llamado poderosamente la atención por sus rasgos morfológicos, al igual que la paradójica coexistencia en tiempo y espacio de vulcanismo alcalino y calcoalcalino confinado en varios sistemas de fallas. Las orientaciones de estas estructuras forman de manera notable tres grabenes que se intersectan al suroeste de la ciudad de Guadalajara en forma de un punto triple (Fig. 3a). Luhr *et al.* (1985) documentaron esta morfoestructura como un *rift* continental activo, en el que propusieron la existencia de un bloque cortical con movimiento independiente a Norteamérica, idea que fue apoyada por varios autores (Nieto-Obregón *et al.*, 1985, 1992; Allan, 1986; Wallace y Carmichael, 1992; Wallace *et al.*, 1992; Moore *et al.* 1994). La existencia de vulcanismo alcalino y peralcalino, además de evidencias de fallamiento lateral en rocas volcánicas del segmento norte del Bloque, fueron los argumentos que sustentaron esta propuesta. Sin embargo, estudios de campo posteriores indicaron que no existen unidades volcánicas cuaternarias, afectadas por un régimen tectónico de compresión lateral (Quintero-Legorreta *et al.*, 1992). Rosas-Elguera *et al.* (1996) señalaron que el fallamiento extensional registrado desde el Plioceno en los bordes del Bloque, está probablemente relacionado a la fuerza ejercida en los límites de las placas y no a un *rifting* continental activo. Ésta se produce por el movimiento divergente de la placa Rivera respecto a las placas de Cocos y Norteamérica (Ferrari *et al.*, 1994b).

El Bloque Jalisco (BJ) es una entidad geológica definida y sus límites continentales han sido establecidos en los diferentes sistemas de fallas que forman los *rifts* Tepic-Zacoalco (RTZ), Chapala (RCh) y Colima (RC) que lo separan del Bloque Michoacán y la placa de Norteamérica (Fig. 3b). Según Ferrari y Rosas-Elguera (2000), el RTZ consiste de varios sistemas de fallas independientes, con diferente geometría y edad, aunque predominantemente de orientación NW-SE. Ellos lo han dividido de acuerdo a su estructura, cinemática y ubicación tectónica de la siguiente forma: fallas listricas en la porción septentrional (pertenecientes a la parte sur del *Basin and Range*), grabenes *en echelon* en la parte central (grábenes Compostela-Ceboruco y Plan de Barrancas-Santa Rosa) y hacia el sur, tres depresiones que se localizan dentro del BJ (Semigraben Amatlán de Cañas, Sistema de fallas Ameca-San Marcos y Graben de Puerto Vallarta). Por otro lado, el RCh se extiende en dirección E-W y de acuerdo a sus características se separó en tres partes: el graben central que contiene el Lago de Chapala, la porción norte con deformación intensa que formó grabenes pequeños y semigrabenes y la parte sur que se caracteriza por una amplia meseta deformada sólo en su margen norte (Garduño-Monroy *et al.*, 1993).

Adicionalmente, el RC también es una depresión que está dividida por el Complejo Volcánico Colima en dos sectores (Rosas-Elguera *et al.*, 1996). El sector norte de orientación NNE-SSW, está compuesto por un semigraben y un graben, mientras que en el sector sur la extensión pliocuaternaria no está bien definida, ya que se trata de una zona en la que no se observa fallamiento normal. Rosas-Elguera *et al.* (1996) propusieron que la deformación de este sector, se acomoda en un área más amplia entre el Complejo Volcánico Colima y Manzanillo.

En el BJ el vulcanismo desarrollado desde el Mioceno tardío hasta el reciente, incluye basaltos calcoalcalinos, andesitas, dacitas y riolitas, así como basaltos alcalinos, traquitas y riolitas peralcalinas; predominan las rocas calcoalcalinas y se considera que las alcalinas están restringidas a conductos ubicados en zonas de fracturas (Verma y Nelson, 1989; Wallace y Carmichael, 1992). Por otro lado, el carácter bimodal se observa en la contemporaneidad de magmas basálticos y riolíticos; ejemplo de ello, es la intercalación de derrames de basalto con flujos piroclásticos silícicos, observados en el segmento norte del BJ y la presencia de clastos de pómez de dos composiciones, en un flujo piroclástico del CVA. Este fenómeno también se observa en otras partes del mundo como en los *rifts* de Etiopía y Río Grande, el Campo Volcánico de Yellowstone entre otros.

Los datos geoquímicos y firmas isotópicas con los que se cuenta hasta ahora, sugieren dos fuentes diferentes para el vulcanismo: una componente del manto relacionada a subducción y otra de tipo OIB (*Ocean Island Basalts*). El argumento utilizado para explicar el magmatismo OIB, indica un origen relacionado al último salto de la dorsal del Pacífico Este (EPR por sus siglas en inglés), causante de los *rifft* Tepic-Zacoalco y Colima (Luhr, *et al.*, 1985). Por otro lado, también se ha propuesto la existencia de una pluma del manto que provoca extensión cortical del oeste hacia el este y genera este tipo de vulcanismo (Márquez *et al.*, 1999). Sin embargo, Ferrari *et al.* (2001) han planteado un modelo en el que sugieren introducción de material astenosférico, debido a un cambio en la inclinación de la placa Rivera en el Mioceno tardío y posiblemente esto causó mezcla y formación de un manto heterogéneo. La diversidad del vulcanismo observado en el BJ probablemente es consecuencia de su complejo ambiente tectónico y esta última propuesta concilia aspectos geológicos, tectónicos y petrológicos de este sector.

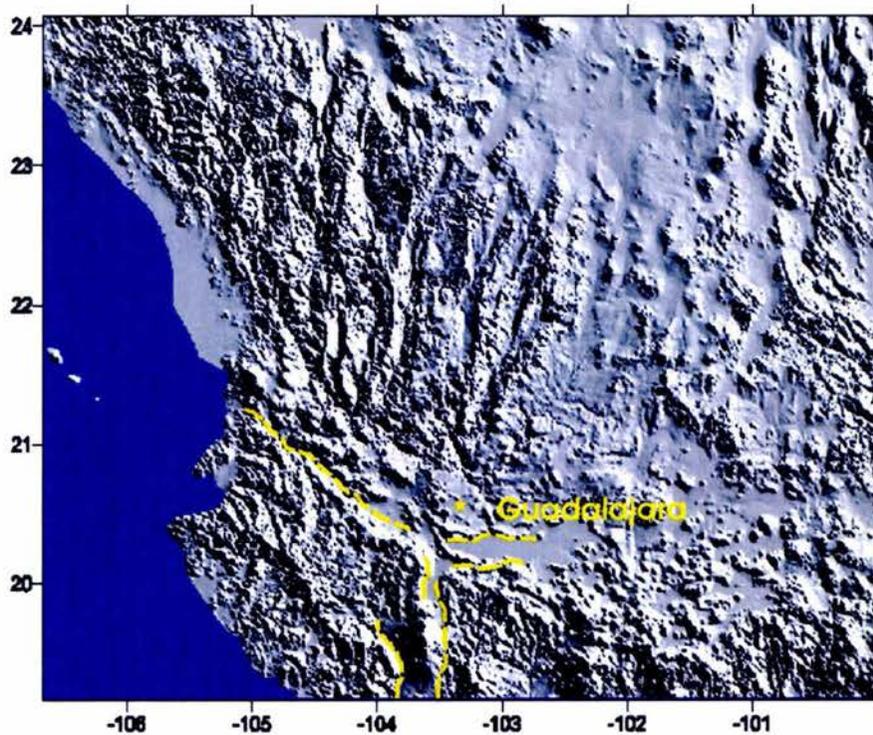


Figura 3a. Modelo digital de elevación (MDE) del sector occidental de la FVTM. En él se aprecian las morfoestructuras que se han interpretado como un punto triple (líneas amarillas). La malla de la imagen fue extraída del archivo W140N40 del software GTOPO30 del USGS.

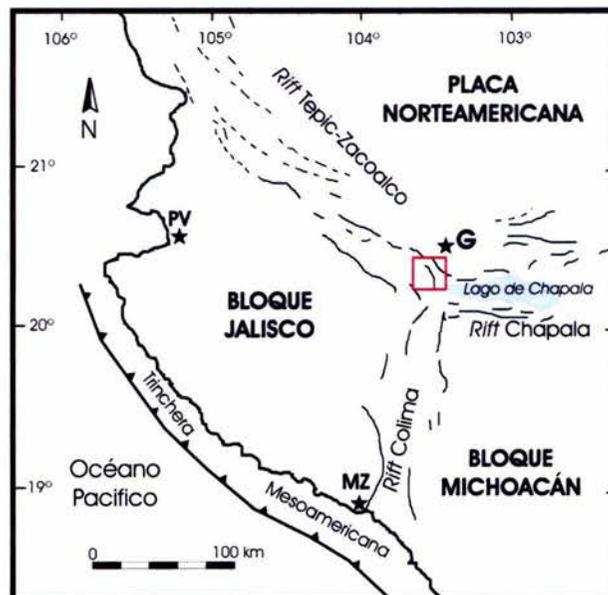


Figura 3b. Esquema simplificado de las estructuras que limitan al Bloque Jalisco del Bloque Michoacán y la Placa Norteamericana. El cuadro al SW de Guadalajara (G) corresponde al área de estudio. PV: Puerto Vallarta, MZ: Manzanillo.

1.2. Localización del área

El área de estudio se encuentra en la porción sur del RTZ cerca de los rifts de Colima y Chapala. Se ubica 25 km al suroeste de Guadalajara, Jal., entre las coordenadas geográficas $20^{\circ} 20' 05''$ - $20^{\circ} 30' 05''$ de latitud norte y $103^{\circ} 31' 00''$ - $103^{\circ} 40' 00''$ de longitud oeste. Comprende una superficie de aproximadamente 296 km².

El acceso a la zona es a través de la carretera federal Guadalajara-Colima (No. 54) y la carretera Guadalajara-Barra de Navidad (No. 80) que conduce a la porción occidental del área (Fig. 4).

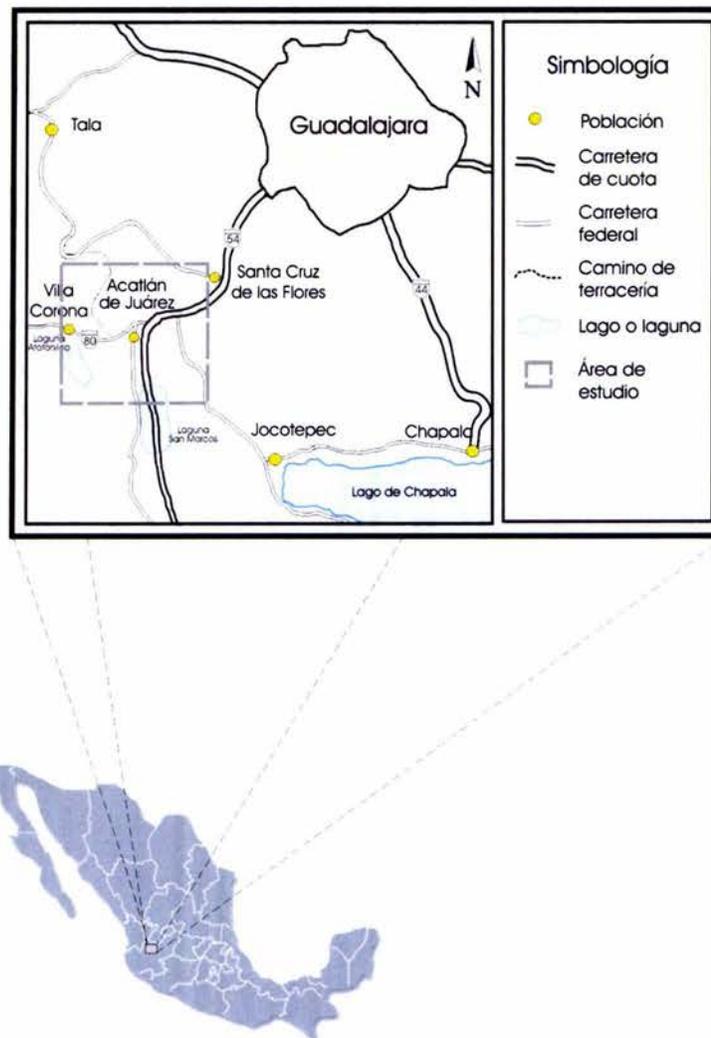


Figura 4. Localización del área de estudio. El mapa corresponde al cuadro ubicado al SW de Guadalajara en la Fig. 3b.

1.3. Objetivo

La caracterización geoquímica del Campo Volcánico Acatlán no ha sido realizada y tiene la finalidad de contribuir al conocimiento del vulcanismo Plio-cuaternario del BJ, aportando nuevos elementos (datos geoquímicos, isotópicos y fechamientos ^{39}Ar - ^{40}Ar) que contribuyan a su mejor entendimiento.

Los objetivos particulares son los siguientes:

- ✓ Definir la distribución espacio-temporal de los flujos de lava y depósitos piroclásticos.
- ✓ Describir la estratigrafía de los productos volcánicos.
- ✓ Determinar las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas de las unidades litológicas representativas del Campo Volcánico Acatlán.
- ✓ Reconstruir la evolución geológica de la zona.
- ✓ Elaborar un mapa geológico de la región.

1.4. Metodología de trabajo

Para alcanzar los objetivos propuestos, se realizaron diversas actividades que a continuación se detallan:

Análisis de la información bibliográfica

Se buscaron y analizaron textos relacionados a la zona de estudio; publicaciones nacionales e internacionales: revistas, *special papers*, textos explicativos y mapas geológicos publicados por diferentes investigadores.

Adquisición e Interpretación de fotografías aéreas

Una vez que se reconoció el área de estudio y se establecieron los límites, fue necesario apoyarse en las fotografías aéreas para crear el mapa geológico base. Para ello se utilizó el cubrimiento fotográfico de INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática) en escala 1:75,000. La región era cubierta por las líneas 124 (fotos 8-10) y 125 (fotos 9-11) y con apoyo del estereoscopio se interpretaron diferentes geoformas y texturas permitiendo identificar distintas estructuras y flujos de lava.

El resultado de la fotointerpretación se plasmó en una carta topográfica de INEGI a escala 1:50,000. La que corresponde a esta región es Jocotepec (Hoja F13-D75), aunque también se utilizaron las cartas Cocula (Hoja F13-D74), Tala (Hoja F13-D64) y Guadalajara Oeste (Hoja F13-D65) para visualizar el marco regional.

Trabajo de Campo y Gabinete.

La etapa de campo comprendió tres periodos de trabajo en los que se llevó a cabo el reconocimiento general del área, la cartografía geológica y el muestreo de las unidades. Durante esta campaña se observaron las características megascópicas de los diferentes flujos de lava, su distribución y espesor en los lugares donde fue posible medirlo. Así mismo, se describieron los flujos piroclásticos asociados, se observaron las relaciones de contacto y se colectaron muestras para petrografía y geoquímica.

En gabinete se afinaron los detalles finales del mapa geológico y se elaboraron 35 secciones delgadas que apoyaron las correlaciones litológicas realizadas.

Métodos analíticos

Con base en las observaciones de campo y la petrografía, se seleccionaron 13 muestras representativas de las unidades litoestratigráficas para procesarlas y realizar los análisis por Fluorescencia de Rayos X, ICP-MS e isótopos de Sr, Nd, Pb y O. El procedimiento analítico se describirá en el capítulo 4 (secciones 4.2 y 4.3).

2. GEOLOGÍA

Contexto Geológico Regional

2.1. El Bloque Jalisco: geología y evolución

La estratigrafía del BJ abarca secuencias que han sido fechadas desde el Cretácico superior hasta el Reciente (Fig. 5). Las unidades cretácicas consisten de depósitos vulcanoclásticos intercalados con calizas marinas, turbiditas, flujos riolíticos e ignimbritas y en menor proporción andesitas (Ferrari *et al.*, 1997). Estas unidades están afectadas por intrusivos de composición granodiorítica y tonalítica que forman parte del batolito de Puerto Vallarta, cuya edad se ha determinado entre 104-75 Ma (Schaaf *et al.*, 1995); además, las edades modelo de Nd de estas rocas (entre 0.6 y 1.2 Ga) sugieren la presencia de un basamento proterozoico de naturaleza desconocida debajo del BJ (Schaaf *et al.*, 1995). Adicionalmente, en la región hay filitas y esquistos (Allan, 1986; Richter *et al.*, 1995), en donde la deformación se incrementa de SE a NW. Este complejo basal fue afectado por fallamiento y plegamiento relacionado a la Orogenia Laramide (Ferrari *et al.*, 2000) y aflora principalmente hacia el sur y suroeste del Bloque. Las unidades litológicas más jóvenes son rocas volcánicas del Mioceno al Reciente y sobreyacen a las secuencias descritas anteriormente en la parte sur y sur-oeste, así como a la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental en el norte. Estas unidades son derrames de basaltos, andesitas, dacitas, riolitas y flujos piroclásticos, además de basaltos tipo OIB y riolitas peralcalinas. Moore y colaboradores (1994) establecieron que la actividad magmática en el sector norte del Bloque, ocurrió en periodos distintos: el primero fue hace 10 Ma, el segundo entre los 5-3.3 Ma y el último de 1.4-0.4 Ma. Estos diferentes pulsos de actividad volcánica, aparentemente tienen relación con la reorganización de placas en la margen pacífica (Lonsdale, 1991).

Las distintas secuencias descritas anteriormente, están afectadas por los sistemas de fallas que forman los *rifts* Tepic-Zacoalco y Colima. Estas estructuras se desarrollaron en respuesta al levantamiento del Batolito de Puerto Vallarta antes del Mioceno y se reactivaron durante el Mioceno tardío (12-9 Ma), el Plioceno temprano (5.5 a 3.5 Ma) y en el Plioceno tardío y Cuaternario (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000).

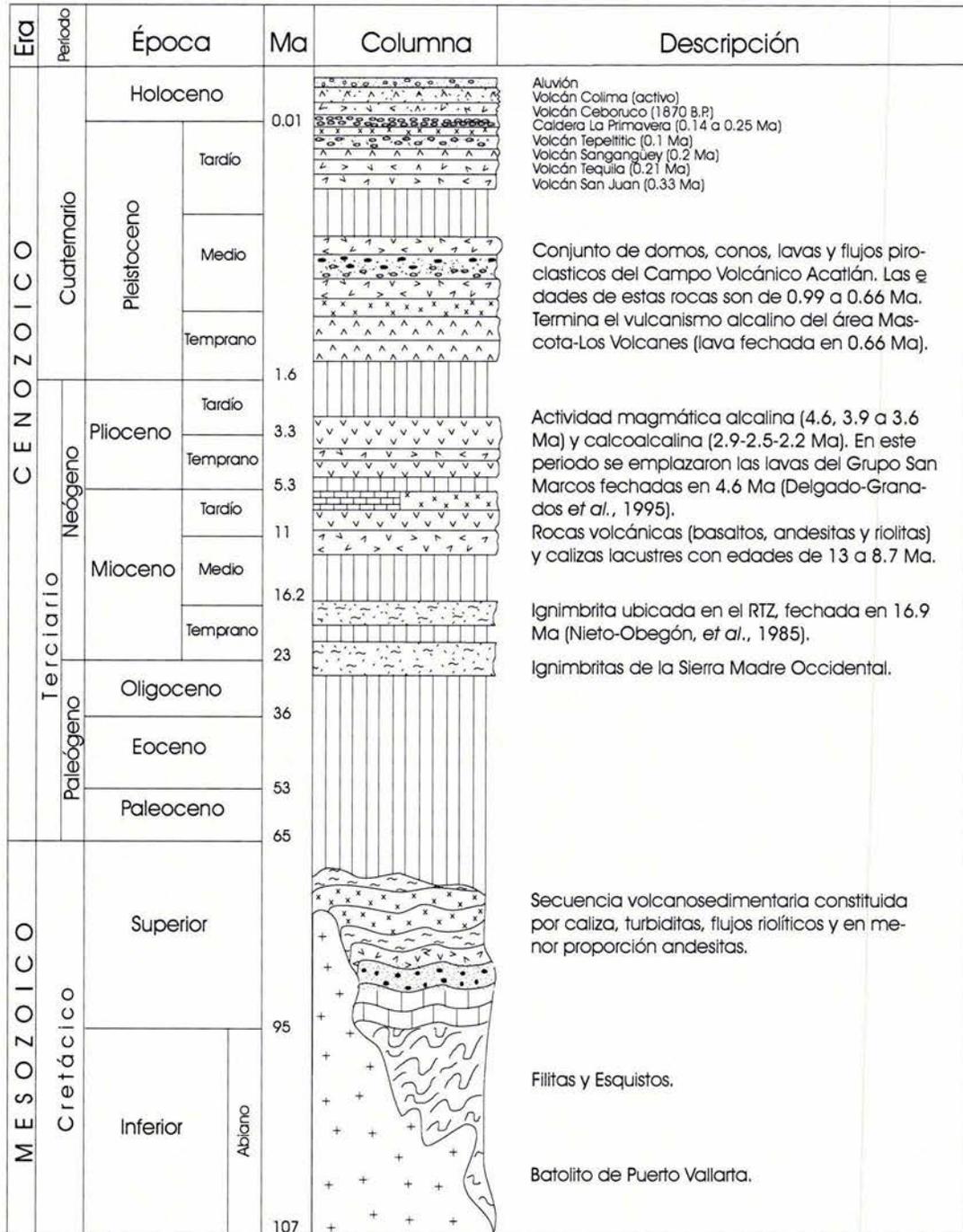


Figura 5. Columna estratigráfica generalizada del Bloque Jalisco.

Con base en anomalías magnéticas del piso oceánico, DeMets y Traylen (2000) proponen un modelo en el que plantean, que posiblemente la evolución del BJ como bloque independiente, está íntimamente ligado con la geometría y dinámica de la Placa Rivera, así como a su movimiento relativo respecto a Norteamérica. Indican que la placa Rivera comenzó a comportarse en forma autónoma desde hace 10 Ma y que su movimiento con respecto a Norteamérica ha ido cambiando desde entonces. También señalan que la subducción se ha modificado en distintos periodos: antes de los 8 Ma era ortogonal a la trinchera en la parte sur del límite de placas y la convergencia disminuyó de ~ 50 mm/a a una tasa de ~ 10 mm/a entre los 8 a 5 Ma. De los 4.6 a 3.6 Ma la subducción fue ligeramente oblicua en la parte norte y la convergencia aumentó considerablemente. Después de los 3.6 Ma, el movimiento Rivera-Norteamérica se hizo paralelo a la trinchera por lo que la subducción cesó entre 2.6 a 1 Ma. Actualmente la placa Rivera subduce con un grado de inclinación alto (50°) a más de 40 km de profundidad (Pardo y Suárez, 1993) y lo hace en forma oblicua a Norteamérica (DeMets y Stein, 1990).

2.2. Vulcanismo Plio-cuaternario

Los productos volcánicos de edad plio-cuaternaria se localizan principalmente dentro de los *rifts* Tepic-Zacoalco y Colima y fueron emitidos a través de estratovolcanes, volcanes escudo, calderas y conos cineríticos. Los trabajos publicados de esta región, documentan que existen tres series diferentes de magmas: calcoalcalinos, alcalinos (tipo OIB) y peralcalinos. Además, señalan que las lavas calcoalcalinas predominan volumetricamente sobre las demás y establecen que el magmatismo alcalino inició a partir de los 4.6 Ma (Moore *et al.*, 1994; Ferrari *et al.*, 2001). En el RTZ se encuentran alineados con una tendencia NW-SE los volcanes poligenéticos San Juan, Sangangüey, Las Navajas, Tepeltitic, Ceboruco, Tequila y los domos de la caldera de La Primavera (Fig. 6). En el RC la actividad volcánica incluye vulcanismo calcoalcalino de 10 Ma al reciente y lavas alcalinas de 4.6-0.6 Ma. La edad, volumen y composición de las calderas, edificios y campos volcánicos de este sector, se describen brevemente a continuación.

El volcán San Juan es un edificio que se formó durante tres estados de actividad. Durante su formación emitió andesitas, dacitas y riodacitas, además de actividad tipo pliniano que produjo pómez composicionalmente zonada. El volumen

estimado de los depósitos es de 62 km^3 y la edad de algunos de ellos fue determinada por el método ^{14}C en $33.75 \pm 1.8 \text{ Ka}$ y $14.7 \pm 4.7 \text{ Ka}$ (Luhr, 2000).

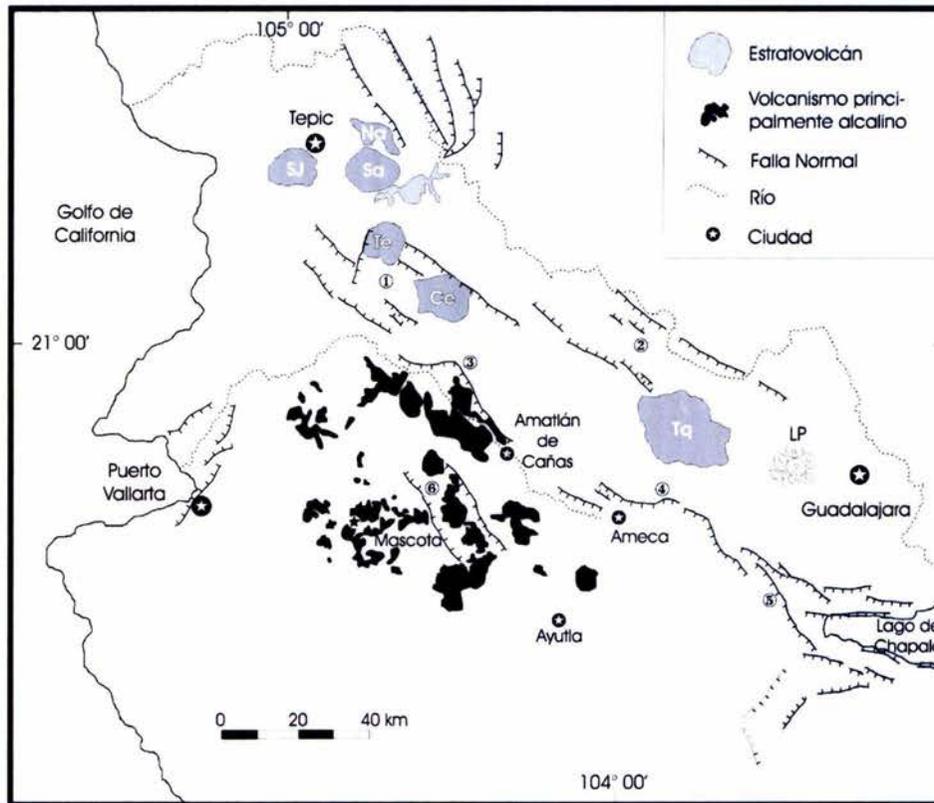


Figura 6. Localización de los estratovolcanes, campos volcánicos Pliocuaternarios y los principales sistemas de fallas que forman el RTZ. Las estructuras volcánicas son: SJ: San Juan; Na: Navajas; Sa: Sangangüey; Te: Tepeltitic; Ce: Ceboruco; Tq: Tequila; LP: La Primavera. Los grábenes y semigrabenes de este sector son: ① Ceboruco; ② Plan de barrancas-Santa Rosa; ③ Semigraben Amatlán de Cañas; ④ Semigraben de Ameca; ⑤ Semigraben Zacoalco y ⑥ Graben de Atenguillo (Modificado de Petrone *et al.*, 2003).

El Volcán Sangangüey es un estratovolcán principalmente calcoalcalino y su geología y evolución ha sido descrita por Nelson y Livieres (1986). Estos autores consideran que la construcción del volcán terminó hace al menos 200,000 años y fue principalmente efusiva, con muy poca actividad explosiva. Los depósitos emitidos son dacitas, andesitas y andesitas basálticas, además de depósitos de caída zonados. En su flanco norte se encuentra Las Navajas, que es un volcán escudo formado de mugaritas, benmoritas, traquitas y riolitas peralcalinas fechado en $0.2 \pm 0.1 \text{ Ma}$ por K-Ar en sanidino (Verma y Nelson, 1989). Ambos edificios sobreyacen a los productos de magmatismo alcalino fechado en $4.3 \pm 1.7 \text{ Ma}$ (Gastil *et al.*, 1979), expulsados por

conos cineríticos. Éstos se distribuyen a lo largo de lineamientos paralelos a las fallas regionales de orientación NW-SE, que afectan a ambos volcanes. Los conos más jóvenes fueron emitidos de conductos ubicados en los flancos del Volcán Sangangüey, mientras que los más viejos probablemente generaron los flujos de lava que subyacen al Volcán Las Navajas (Verma y Nelson, 1989).

El volcán Tepeltitic es un estratovolcán calcoalcalino formado por lavas andesíticas y dacíticas (Deremer y Nelson, 1985). Un domo riolítico de la última actividad volcánica, ubicado en su flanco sur (riolita Los Ocotes), fue fechado por K-Ar en obsidiana en 0.1 ± 0.01 Ma (Ferrari *et al.*, 2000). La actividad probablemente inició hace 0.5 Ma y se caracterizó por tener periodos efusivos y explosivos (Petrone *et al.*, 2001). Del mismo modo que en Las Navajas y Sangangüey, en los flancos del Tepeltitic hay conos cineríticos que emitieron lavas alcalinas con afinidad mugearítica.

El volcán Ceboruco es el único edificio volcánico dentro del RTZ del que se ha reportado actividad histórica, ya que se tiene registrado que la última erupción ocurrió entre 1870 y 1875 (Ferrari *et al.*, 1997). Esta formado por lavas y domos de composición andesítica, dacíticas, riolítica alcalina y riodacítica, además de flujos de pómez zonada composicionalmente y conos cineríticos de composición basáltica a andesítica (Nelson, 1980). Petrone y colaboradores (2003) lo agrupan dentro del graben Ceboruco (Fig. 6) con varios sistemas volcánicos, entre los que se encuentran el volcán Tepeltitic, el Complejo Volcánico San Pedro-Cerro Grande y conos cineríticos alineados en las fallas que limitan el graben. Estos últimos varían en su edad de norte a sur: las edades obtenidas hacia la parte sur indican que la actividad empezó hace 2.5 Ma, mientras que en la parte norte inició hace 0.51 Ma (Petrone *et al.*, 2001).

El volcán Tequila es un estratovolcán calcoalcalino que emitió lavas de composición andesítica a riolítica durante los últimos 0.9 Ma (Wallace y Carmichael, 1994). En el cráter se encuentra una espina dacítica de 300 m de altura y se considera que representa el cese de la actividad; ésta fue fechada por K-Ar en 0.21 ± 0.01 Ma por Harris (1986) y no se indica el material empleado. El volumen emitido de andesitas fue estimado en aproximadamente 25 km^3 .

El vulcanismo peralcalino de la Caldera La Primavera (LP) está formado por flujos de lava, domos y depósitos de pómez de composición riolítica emitidos en

distintos pulsos entre los 145.5 ± 4.4 ka y los 25 ± 7.5 ka (Mahood, 1981; Mahood y Drake, 1982). Las edades fueron obtenidas por K-Ar en sanidino y vidrio de las lavas más antiguas y de los domos más jóvenes.

El vulcanismo que se agrupó como Campo Volcánico Mascota-Los Volcanes (CVMV) se encuentra al suroeste de los sistemas de fallas principales con orientación NW-SE del RTZ. Comprende las lavas de la región de Mascota y de la zona de Los Volcanes (Graben de Atenguillo, Fig. 6). Las rocas volcánicas de esta región son alcalinas y calcoalcalinas, emitidas por conos cineríticos y conos de lava (Luhr *et al.*, 1989; Wallace y Carmichael, 1992). Asimismo, existen volcanes escudo del Plio-Pleistoceno y mesetas pequeñas formadas por flujos de lava de composición andesítica, andesítico-basáltica y basaltos alcalinos de olivino. Las edades obtenidas por Righter y Carmichael (1992) indican que la actividad volcánica inició con magmatismo alcalino entre 3.6 y 3.4 Ma, alternando periodos de vulcanismo calcoalcalino ocurrido a los 2.9, 2.5 y 2.2 Ma, y culminó con la emisión de lavas alcalinas fechadas en 0.66 Ma. Para determinar las edades emplearon el método K-Ar en la matriz.

En el RC se encuentra el Complejo Volcánico Colima (CVC) constituido por los volcanes El Cántaro y Nevado de Colima, así como el Volcán Colima con actividad reciente (Allan, 1986). Se han reportado varias edades para estas rocas y aunque algunas son discutibles por el método empleado, los fechamientos obtenidos correctamente nos permiten observar varios pulsos en la actividad magmática, así como un *hiatus* entre los 10 y 5 Ma. Los volcanes Nevado de Colima (NC) y Colima (VC) son de composición andesítica y se estima que el primero estuvo activo por casi 600,000 a (Robin *et al.*, 1987); su último episodio volcánico ocurrió hace 8,100 a (Robin *et al.*, 1990). La edad fue obtenida empleando el método ^{14}C en un trozo de madera carbonizada encontrada en un paloesuelo. Por otro lado, el VC se formó hace 50,000 años (Robin *et al.*, 1987), emplazándose en el flanco sur del NC y es considerado uno de los volcanes más activos del continente Norteamericano.

2.3. Campo Volcánico Acatlán

2.3.1. Estudios previos

El primer trabajo geológico realizado en la región de Acatlán fue hecho por los vulcanólogos Wright y Walker (1977 y 1981). En él describieron un tipo de depósito

relacionado a flujos piroclásticos que permite ubicar la fuente de la columna eruptiva: el *co-ignimbrite lag-fall deposit*. Esta investigación fue de gran trascendencia, debido a que se establecieron los criterios para reconocer este tipo de depósitos en otras localidades, dándole fama a la Ignimbrita Acatlán, que es un flujo distribuido ampliamente en el área de estudio. Otra investigación que abordó el análisis de este depósito, fue la realizada por Branney y Kokelaar (1997) en la que explican el mecanismo de emplazamiento de este tipo de flujos piroclásticos.

El primer artículo que describe con más detalle la geología y los aspectos estructurales de la región, fue elaborado por Allan en 1986. En este documento que abarca la porción meridional del semi-graben Zacoalco y la parte norte del *rift* Colima, define que las unidades que afloran son principalmente lavas y depósitos de caída, domos y conos cineríticos. Las andesitas forman conos, al igual que las dacitas de edad pleistocénica y están ubicadas al norte de Acatlán de Juárez. Las riolitas formaron domos y se encuentran al noreste y noroeste del mismo poblado. Sus observaciones estructurales establecen que el semi-graben es tectónicamente complejo: está formado de bloques rotados con un estilo similar al de la provincia *Basin and Range* y se encuentra limitado, en ambos lados, por fallas normales de orientación NW-SE que se inclinan hacia el suroeste. De acuerdo a relaciones de campo, concluye que el fallamiento se extiende hasta el Pleistoceno tardío y que la rotación de los bloques implica extensión cortical a relativamente poca profundidad. Apunta que por las características de su geometría, puede generar una mayor extensión en el área.

Por otro lado, en un trabajo regional Delgado-Granados y colaboradores (1995) definen a las rocas volcánicas de esta área como Grupo Acatlán. En él agrupan a rocas dacíticas y riolíticas emitidas por domos y fisuras y los asocia a una caldera. Posteriormente, Rosas-Elguera *et al.* (1997) proponen el nombre de Campo Volcánico Acatlán (CVA) para el grupo de domos dacíticos y riolíticos, conos andesíticos y flujos de lava ubicados entre dos segmentos de las fallas del semi-graben Zacoalco. Trabajos posteriores han incluido esta área como parte de estudios regionales que, principalmente, se han enfocado en el análisis de la tectónica del *rift* Tepic-Zacoalco (Rosas-Elguera *et al.*, 1993, 1996, 1997; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). De esas publicaciones se resume lo siguiente: el semi-graben Zacoalco es una depresión formada por una falla de despegue de orientación NW-SE y se inclinan hacia el SW,. Se han distinguido dos episodios de fallamiento normal: el primero ocurrido entre 5.0 y 1.4 Ma (donde se registró el mayor desplazamiento vertical) y el segundo de 1.4 Ma

al presente. Esta estructura fue definida como *semi-graben* debido a sus características estructurales por Ferrari y Rosas-Elguera (2000) y junto con los semigrabenes Amatlán de Cañas y Ameca, forma parte del extremo sur del RTZ.

El CVA se desarrolló al norte de las fallas Ahuisculco y San Marcos pertenecientes a los semigrabenes Ameca y Zacoalco respectivamente (Fig. 7a y 7b). De acuerdo a la propuesta de Rosas-Elguera *et al.* (1997), éste se emplazó en una zona de acomodo que favoreció la acumulación del magma durante el Pleistoceno y la extensión progresiva de la región permitió la erupción de las rocas volcánicas e inyección de nuevo magma de composición máfica a la cámara diferenciada (reflejado en la mezcla de pómez de la Ignimbrita Acatlán).

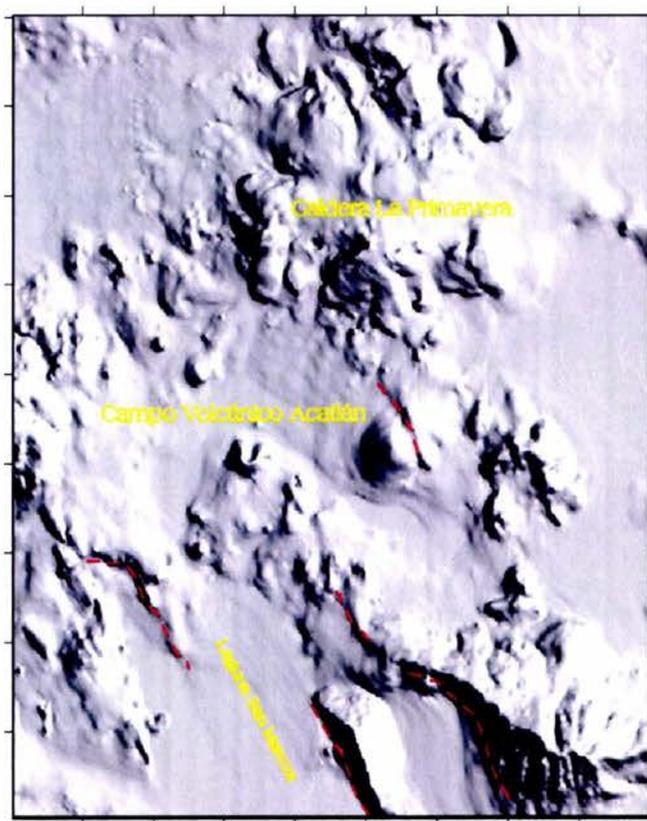


Figura 7a.- MDE del área de estudio; al norte se encuentra la caldera de La Primavera. Las líneas punteadas indican fallas normales que afectan a las rocas del área. La retícula de la imagen se procesó del archivo 20-21° del GEMA (Software de INEGI).

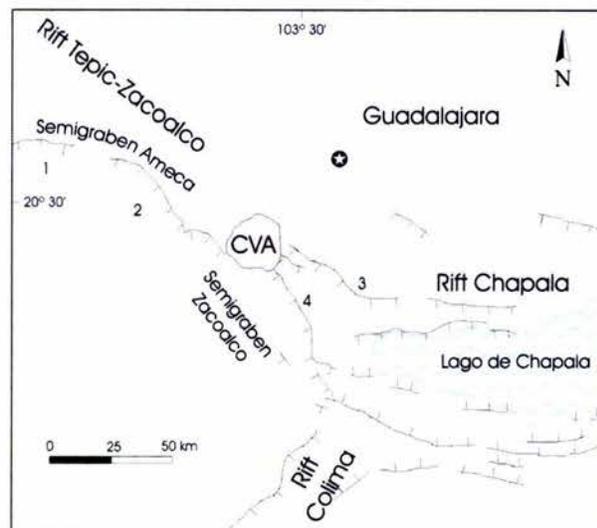


Figura 7b.- Principales sistemas de fallas sobre las que se emplazó el CVA. 1. Falla Ameca, 2. Falla Ahuisculco, 3. Falla Bola Viejo y 4. Falla San Marcos (Modificado de Rosas-Elguera *et al.*, 1997).

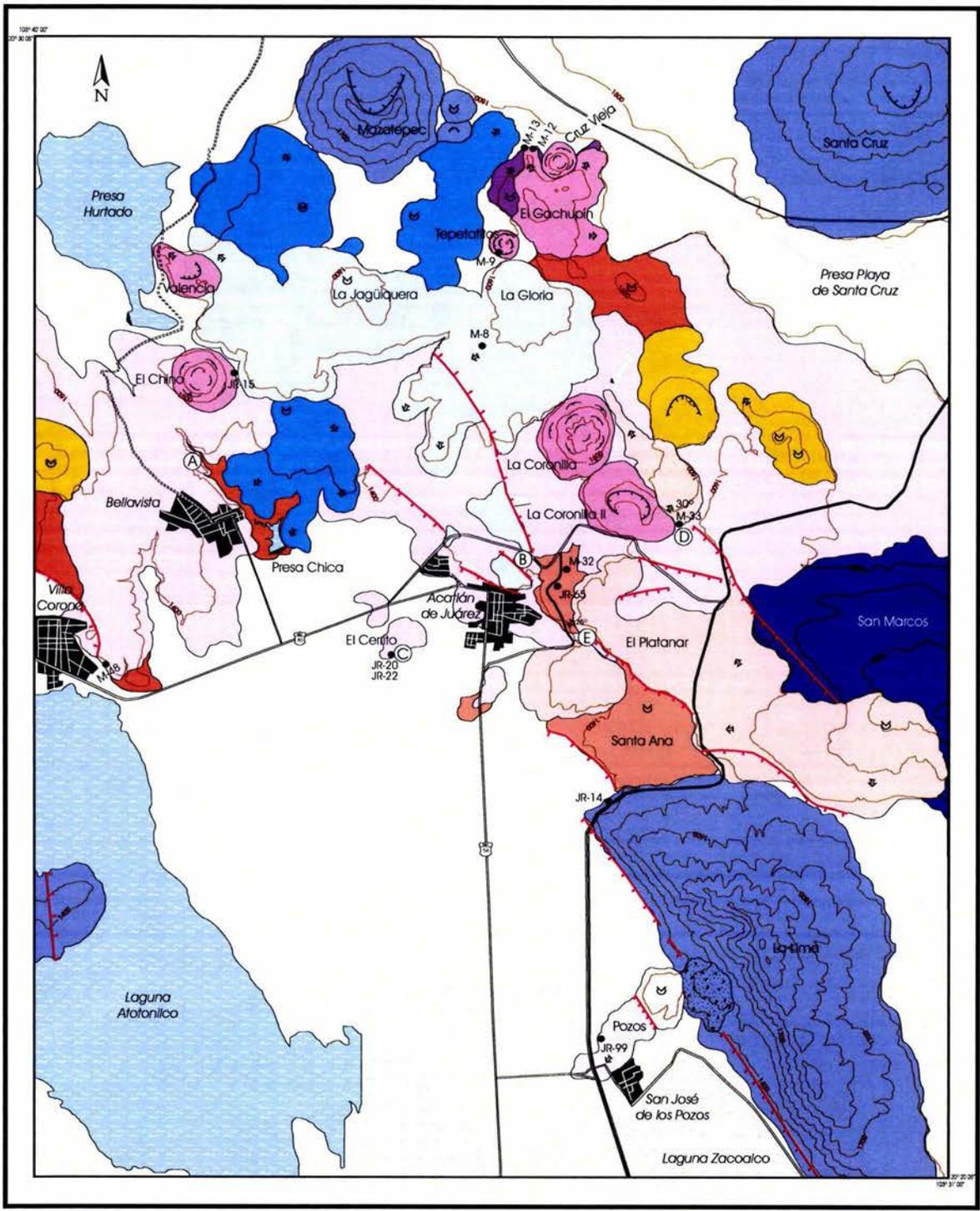
2.3.2. Estratigrafía

El nombre de CVA ha sido propuesto únicamente para el conjunto de rocas volcánicas emplazadas durante el Pleistoceno. Sin embargo, este trabajo también comprende los depósitos que fueron emitidos antes de su formación, debido a que es posible cartografiarlos en la región de estudio. En la figura 8 se puede observar la distribución espacial de las unidades (ver mapa geológico anexo).

2.3.2.1. Vulcanismo del Plioceno-Pleistoceno temprano

Volcanes monogenéticos

Las rocas más antiguas que afloran en el área, son lavas de composición intermedia emplazadas a través de volcanes monogenéticos. Este vulcanismo fue agrupado por Delgado-Granados y colaboradores (1995) en diversos grupos, de acuerdo a la edad obtenida por medio de paleomagnetismo. La unidad inferior, descrita como Grupo Travesaño, es la Andesita San Marcos que tiene una edad de 4.6 Ma determinada por su correlación con el *chron Gilbert*; aflora en el sector oriental de la región de estudio y está afectada por la falla Bola Viejo que bascula la unidad hacia el NE.



LEYENDA

- Aluvión
- Lava La Jagüquera
- Lava Las Vías
- Lava El Platanar
- Ignimbrita Acatlán
- Domos
- Lava El Gochupín
- Lava El Conejo
- Lava Santa Ana
- Lava Bellavista
- Lava Pozos
- Gpo. Santa Cruz Mazatepec
Santa Cruz
La Lima
- San Marcos

SIMBOLOGÍA

- Depresión volcánica
- Conducto volcánico
- Domo
- Dirección de flujo
- Falla Normal
- Brecha volcánica
- Punto de muestreo y clave de muestra
- Ubicación de la columna estratigráfica
- Curva de nivel
- Poblado
- Carretera de cuota
- Carretera federal libre
- Número de carretera
- Terracería
- Cuerpo de agua perenne
- Cuerpo de agua intermitente
- Presa



Equidistancia entre curvas de nivel: 100 m.

Figura 8. Mapa geológico del CVA. En él se indica la ubicación de las columnas descritas en la figura 13.

Por otro lado, el Grupo Santa Cruz fue fechado en 1.4 Ma por presentar polaridad inversa (Delgado-Granados *et al.*, 1995) y a él pertenecen los volcanes Mazatepec, Santa Cruz y La Lima. Los dos primeros se localizan en la parte norte del CVA y el último al sur del área (Fig. 8). El volcán La Lima también fue fechado con el método K-Ar por Allan (1986) y obtuvo edades de 1.44 ± 0.03 y 1.31 ± 0.19 Ma en roca total. Sin embargo, a pesar de haber utilizado K-Ar en lavas de composición intermedia, estos datos confirman la edad obtenida con paleomagnetismo, ubicándolo en el Pleistoceno temprano. Los volcanes Santa Cruz (1990 m.s.n.m.) y La Lima (2120 m.s.n.m.) son los altos topográficos más prominentes y ambos están afectados por fallas normales de dirección NW-SE. Sin embargo, el caso más sobresaliente es La Lima debido a que está disectado por la falla San Marcos que tiene 20 km de longitud (Rosas-Elguera *et al.*, 1997) y generó un escarpe de ~700 m en el volcán. Producto de esta falla, se originó una brecha de colapso en la que se aprecian bloques con estructura de rompecabezas (Fig. 9). En la brecha se observa alteración hidrotermal donde se identificaron cristales de epidota, lo que sugiere una actividad hidrotermal de ~250° C.

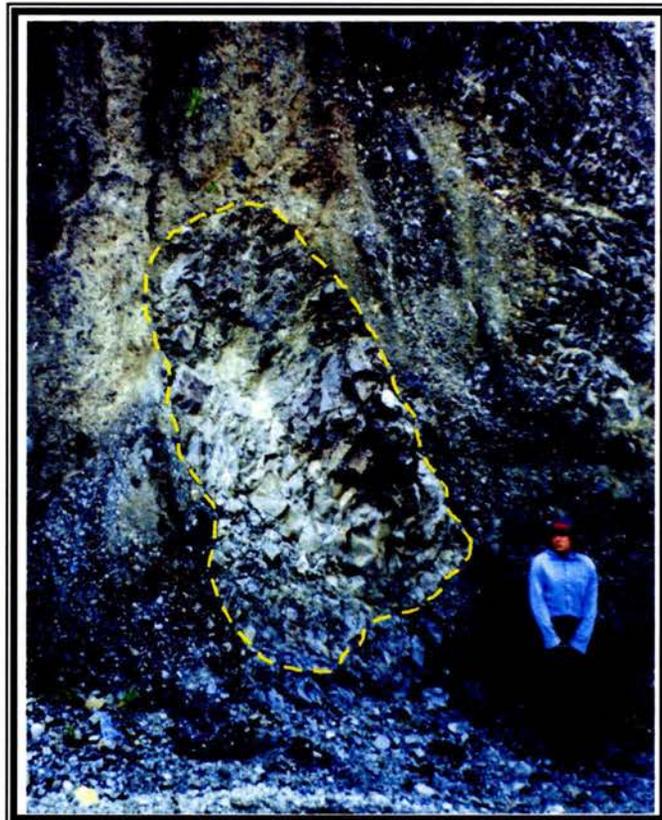


Figura 9. Estructura de rompecabezas en la brecha de colapso del volcán La Lima. El bloque está resaltado con líneas punteadas.

Lava Pozos

Sobre la brecha de colapso del volcán La Lima se emplazó la Lava Pozos. Ésta fue emitida a través de un cono pequeño y se desplazó hacia el suroeste, fluyendo a 1.5 km de la fuente. El flujo es color negro, compacto y afanítico que intemperiza en color pardo anaranjado. La muestra de mano es afanítica, casi vítrea, con escasos cristales de piroxeno. La buena preservación morfológica de la unidad permite identificar la zona por donde fue emitido el derrame: en esta área la dirección de flujo es radial y los bloques presentan pliegues abundantes, evidenciando su viscosidad baja (Fig. 10). También se observan concreciones esféricas dentro de la lava dispuestas en horizontes paralelos y continuos, semejando a un rosario. Las estructuras son esferulitas que varían entre 1 y 2 cm de diámetro y son de la misma composición que la roca que las contiene. Hacia la parte distal del flujo los rasgos de fluidez desaparecen, al igual que las esferulitas; el derrame se hace masivo y en bloques, con sonido metálico al golpe del martillo. Se infiere que su origen puede estar relacionado a la falla San Marcos que corta al volcán La Lima, detalle que se aprecia en el modelo digital y las fotografías aéreas. La porción sureste del flujo está disectada por una falla normal de rumbo NW 38° SE, que provoca que la lava en el bloque hundido esté inclinada 45° al NE. Una muestra fue fechada en 0.99 ± 0.01 Ma con el método K-Ar en roca total (Allan, 1986) y es cercana a la estimación hecha con paleomagnetismo por Delgado-Granados *et al.* (1995) en el que le dan una edad de 0.78 Ma, ya que su polaridad corresponde al *chron Matuyama*. El espesor estimado es de 60 m.

2.3.2.2. Vulcanismo del Pleistoceno

En este periodo fueron extravasados las unidades que forman *stricto sensu*, el CVA. La mayoría de los depósitos son lavas que fueron emitidos a través de conductos diferentes y fluyeron apenas algunos cuantos kilómetros. Debido a su poca extensión, no fue posible establecer la edad relativa de unos con respecto de otros; sin embargo, si se pudo diferenciar entre aquellas que fueron emitidas antes de la erupción que formó a la Ignimbrita Acatlán (IA), de aquellas que fluyeron después de ese evento: por su amplia distribución, se utilizó esta ignimbrita como marcador estratigráfico.

No fue posible identificar la fuente que dio origen a los depósitos volcánicos que subyacen a este flujo piroclástico; sin embargo, por las características que presentan en campo, es posible diferenciarlas de las lavas emitidas por los volcanes monogenéticos del Plioceno-Pleistoceno temprano descritos anteriormente.

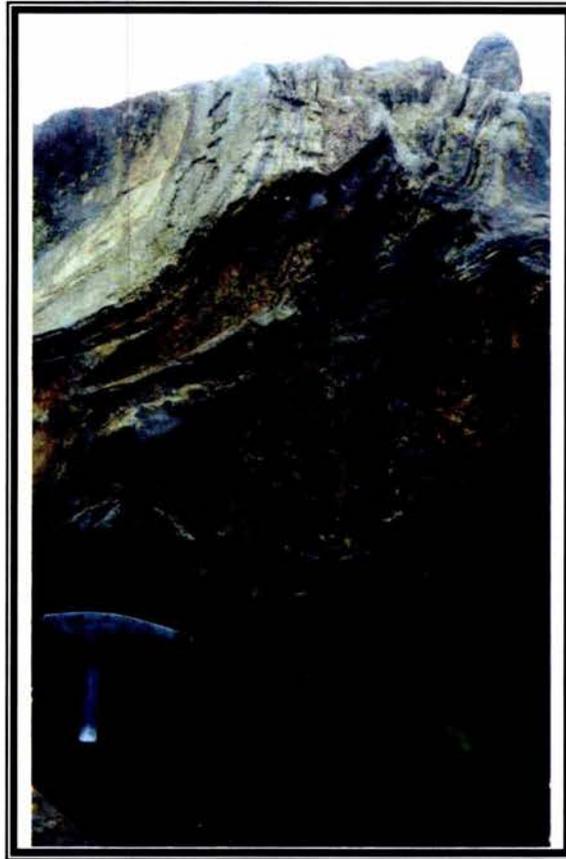


Figura 10. Detalle de la Lava Pozos en la que se aprecian los pliegues de flujo, evidenciando su viscosidad baja.

Lava Bellavista

En los alrededores del poblado de Bellavista afloran derrames de lava de aparentemente poca extensión que se han denominado como Lava Bellavista. Subyacen a los depósitos volcánicos más jóvenes, por lo que sólo es posible observarla en los arroyos, cortes de carretera o en escarpes de falla, por lo tanto, no fue posible identificar la fuente de emisión. La lava es gris oscuro que intemperiza en color gris rojizo a gris verdoso. En una muestra de mano tomada de un afloramiento en el lecho del Arroyo de Bellavista, al noreste del pueblo de mismo nombre, la lava es masiva con cristales visibles sin ayuda de la lupa y presenta cristales de plagioclasa de hasta 3 mm, piroxenos color verde de aproximadamente 1 mm y cristales anhedrales color negro de hasta 3 cm de diámetro; la matriz es afanítica. Hacia el sur del arroyo, en un corte de carretera cerca del pueblo, el flujo está afectado fuertemente por fracturas verticales y horizontales que le dan una apariencia de estratificación (forman pseudocapas no mayores de 7 cm de espesor). En este punto la muestra de mano es de

textura afanítica y con tonalidades rojizas, probablemente debido a la alteración de los ferromagnesianos. En el río la lava está en contacto con el *co-ignimbrite lag deposit* de la IA y el espesor máximo que se aprecia es de 15 m. Al este del poblado de Villa Corona tiene un espesor observable de 6 m y subyace a un depósito de pómez blanca de la IA.

Lava Santa Ana

Al oriente del área de estudio, aflora la Lava Santa Ana que se caracteriza por ser un flujo negro grisáceo altamente vesicular. Las vesículas son subesféricas y alargadas de hasta 1.5 cm, no están rellenas de material secundario y aunque la roca es de textura afanítica, se aprecian cristales pequeños de plagioclasa y olivino. A un costado de la carretera federal a Colima se observa en un corte, que la lava está fracturada fuertemente. En este punto, el derrame tiene aproximadamente 50 m de espesor y no se observa su contacto inferior; sin embargo, en el entronque con la carretera que conduce a Acatlán de Juárez, se aprecia el contacto superior con la IA. El fracturamiento que se observa en esta unidad es originado probablemente por dos fallas normales que la cortan y desplazan en la parte sur del flujo. Una muestra de la lava colectada cerca de la carretera libre a Colima (muestra M-32), fue fechada en 0.83 ± 0.02 Ma por ^{39}Ar - ^{40}Ar en la matriz (Análisis de A. Iriondo, com. verbal).

Lava El Conejo

La lava El Conejo fue extravasada por conos pequeños y que probablemente fluyeron a muy poca distancia del conducto. No es posible establecer el desplazamiento de la lava, ya que están cubiertos por los flujos piroclásticos de la IA. Los flujos son color negro grisáceo en fractura fresca e intemperizan en color rojizo, la muestra de mano es de textura afanítica y carece de vesículas. El afloramiento es masivo y en el lecho del río es donde se observa su contacto superior con la IA; no se observa su contacto inferior.

Domos Valencia y El Chino

Estos domos están distribuidos en el noroeste del área estudiada y se infiere por rasgos morfológicos que el Domo El Chino es relativamente más joven que el Valencia, ya que presenta menor grado de erosión. El Domo Valencia es gris claro y se eleva 120 m sobre el terreno; en una muestra de mano se observan cristales de hornblenda, plagioclasa, biotita y sanidino. Fue fechado por ^{39}Ar - ^{40}Ar en biotita en 0.963 ± 0.16 Ma (análisis de A. Iriondo, com. verbal). En su flanco sureste, hay un

corte a un costado de la carretera en el que se aprecia una secuencia de depósitos que varían de espesor y características como se describe a continuación:

- En la base hay un horizonte de 60 cm de espesor con laminación planar y fragmentos angulosos y subangulosos de rocas color gris claro (composición félsica). La parte inferior del depósito tiene abundantes líticos angulosos de hasta 5 cm, color gris claro, distribuidos en forma caótica. Están soportados en una matriz del tamaño de la arena fina a media constituida por cristales y líticos (Fig. 11).



Figura 11. Horizonte constituido por cristales y líticos de grano fino, en el que se observa fragmentos angulosos de rocas de composición félsica.

- Depósito de caída de 1.5 m de espesor constituido por clastos de pómez blanca, angulosa, de hasta 2 cm de largo y con cristales de cuarzo y hornblenda. También hay escasos fragmentos angulosos (1 %) de rocas color gris oscuro y gris claro.
- Horizonte color ocre, semicompacto, de 50 cm de espesor. Presenta estratificación inversa: en la base son láminas de grano fino y en la cima se observan fragmentos de rocas color gris oscuro (composición intermedia).

A un kilómetro al sur de este punto, se encuentra el Domo EL Chino que se eleva 210 m de la superficie. Una muestra de mano en fractura fresca es color gris

claro y contiene cristales abundantes de hornblenda, biotita, plagioclasa, sanidino y escaso cuarzo. La superficie intemperizada es gris blanquecina.

Domos Tepetatitos, El Gachupín y Cruz Vieja

Al norte de la región de estudio afloran un conjunto de domos con características ligeramente distintas. Se han denominado Tepetatitos, El Gachupín y Cruz Vieja en los que se observan diferencias en la abundancia relativa de cristales, morfología y grado de alteración. Tepetatitos es el más pequeño y se eleva 80 m sobre la superficie, Cruz Vieja 120 m y El Gachupín 270 m. Tepetatitos y Cruz Vieja tienen geoformas típicas de los domos, mientras que El Gachupín presenta una distribución irregular y en su borde suroccidental está en contacto con una roca compacta y masiva color negro. Con el mapeo de campo se determinó que El Gachupín sobreyace a un edificio volcánico pequeño que emitió lavas color negro grisáceo en la que se le observan cristales de plagioclasa y piroxenos (Lava El Gachupín). La mineralogía observada en los domos es semejante y sólo cambia la abundancia relativa de unos cristales con respecto de otros en cada domo. Generalmente están constituidos por cristales de hornblenda, biotita subhedral a anhedral <1 mm y plagioclasa frecuentemente intemperizada. El domo Tepetatitos fue fechado en 0.917 ± 0.02 Ma (Método ^{39}Ar - ^{40}Ar en biotita, análisis de A. Iriondo, com. verbal).

Domos La Coronilla y La Coronilla II

Los domos La Coronilla y La Coronilla II se ubican en el centro del área; las elevaciones con respecto al nivel base de la superficie son de 230 m y 130 m respectivamente. Por morfología, se considera que el Domo La Coronilla es el más joven con respecto a la Coronilla II, debido a que presenta menor grado de erosión, mientras que La Coronilla está morfológicamente menos preservado. La muestra de mano de ambas estructuras en fractura fresca es gris claro con cristales euhedrales de biotita (de hasta 0.3 cm), cristales de hornblenda tabular, plagioclasa (≤ 0.1 cm), sanidino y escaso cuarzo. Se fecharon biotitas de La Coronilla por ^{39}Ar - ^{40}Ar y se obtuvo una edad de 0.913 ± 0.01 Ma (análisis de A. Iriondo, com. verbal).

Ignimbrita Acatlán (IA)

La IA es el depósito más conspicuo del campo ya que se distribuye en toda el área. Es un flujo piroclástico que se caracteriza por la presencia de pómez de dos composiciones: en la base del depósito la pómez es blanca, en la parte intermedia la pómez es bandeada y en la cima es de color negro. Se extiende en toda la parte centro norte de la región estudiada y fuera de ella, esparciéndose hacia el este y noroeste.

Cubre una superficie de aproximadamente 300 km² (Branney y Kokelaar, 1997) y se emplazó sobre conos, domos y lavas. Está compuesta por varias unidades de flujo y su espesor es variable observándose de 100, 30 y 5 m en diferentes afloramientos.

En la barranca de Bellavista, cerca del poblado del mismo nombre, la IA sobreyace a la Lava Bellavista. En este punto se observa, de la base a la cima lo siguiente: la capa basal tiene 12 m de espesor y está constituido por clastos de rocas mal clasificados. Son fragmentos angulosos a subangulosos de rocas volcánicas félsicas de hasta 40 cm de tamaño y clastos de pómez afírica, color gris, de 1 a 2 cm de diámetro (Fig. 12). En la cima los fragmentos son de rocas volcánicas intermedias y los clastos de pómez son de color negro. En la parte media del depósito coexisten pómez bandeadas con las blancas y las oscuras. Los clastos están soportados por una matriz arenosa de grano fino, constituida de cristales y líticos, así como de fragmentos de obsidiana negra redondeados. Este depósito fue descrito como el *co-ignimbrite lag deposit* (brecha co-ignimbrítica de rezago) por Wright y Walker (1977). La columna (indicada con la letra A) se muestra en la Figura 13.

En el cruce de la carretera que conduce a Acatlán de Juárez, la base de la ignimbrita presenta características diferentes (columna B, Fig. 13). En este punto está constituida por una serie de depósitos que presenta las siguientes particularidades, descritas de la base a la cima:

- Depósito color blanco de 40 cm de espesor formado por clastos de pómez subangulosa color blanco de hasta 1 cm; aproximadamente 1% de líticos de escoria rojizos menores a 0.5 cm y cristales de cuarzo y mica. En la parte superior desaparecen los líticos.
- Horizonte de 20 cm de espesor, constituido por clastos de pómez blanca menores a 0.5 cm, 7% de líticos subangulosos a subredondeados de escoria roja y color café de rocas volcánicas de composición intermedia. Alcanzan hasta 2 cm de tamaño. El soporte es una matriz que contiene cristales de cuarzo y feldespatos.
- Flujo de 15 cm de espesor formado por clastos de pómez de 3 mm, soportados en una matriz fina constituida por cristales de cuarzo y feldespatos. Presenta gradación inversa.

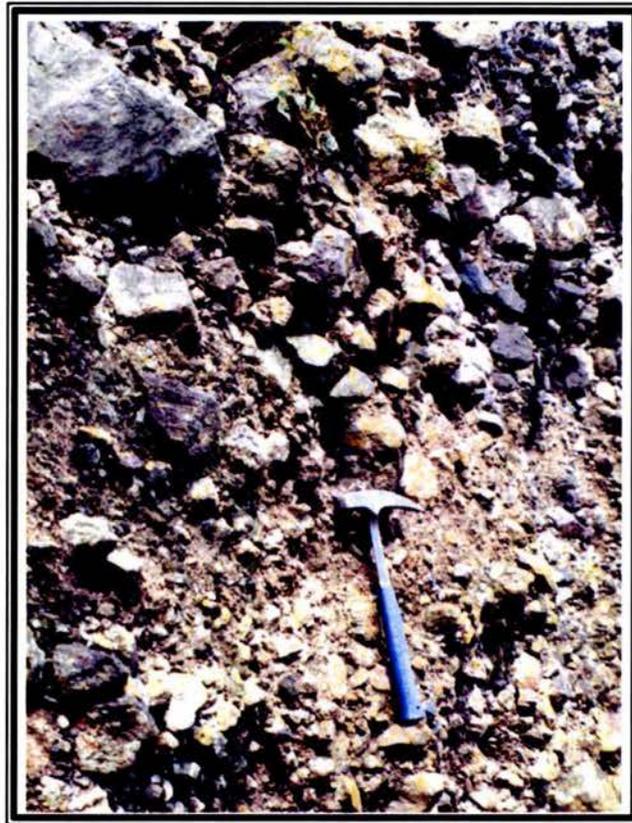
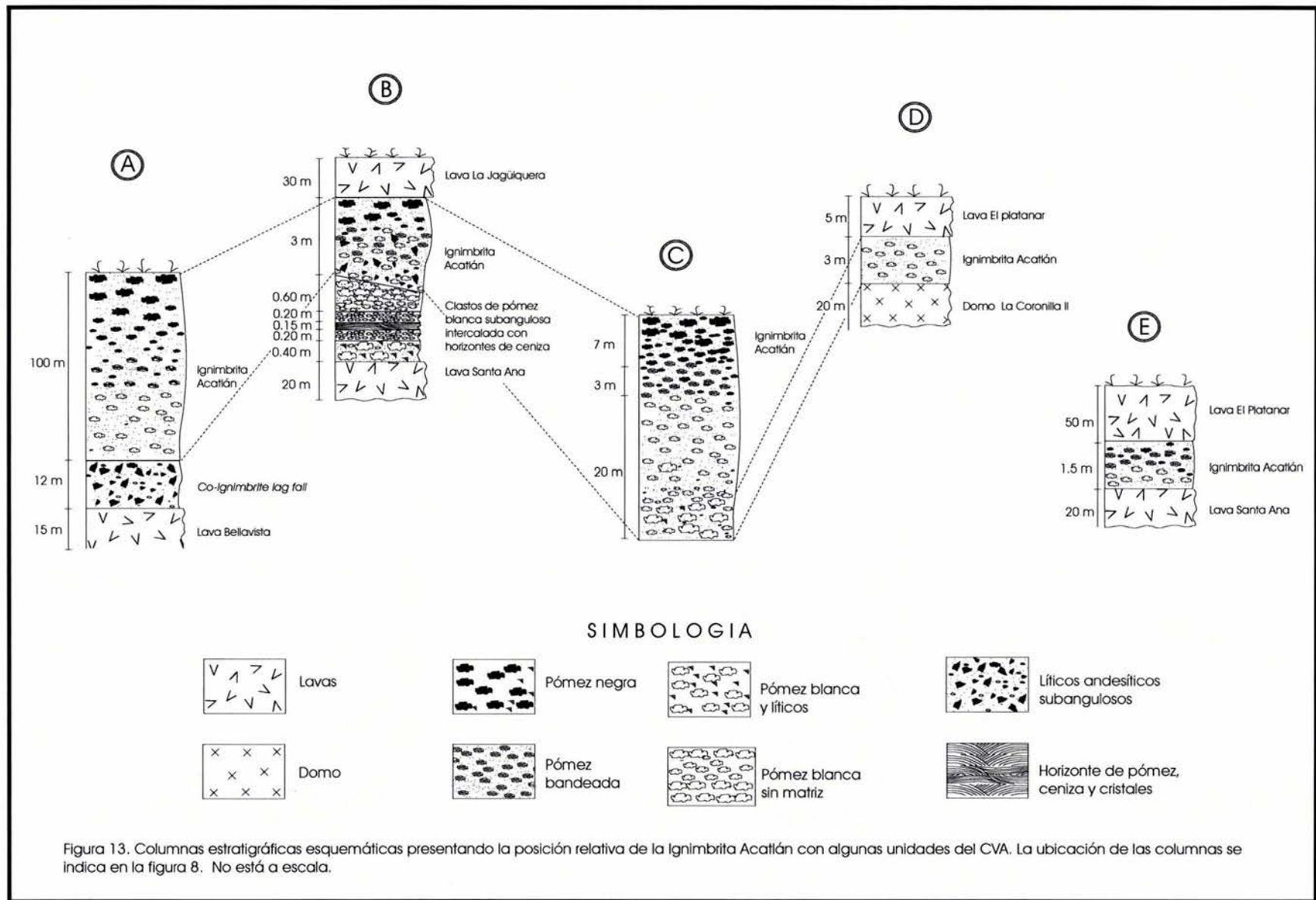


Figura 12. Depósito constituido por clastos de rocas andesíticas, soportados en una matriz de ceniza y pómez. Este depósito fue descrito como el *co-ignimbrite lag fall* por Wright y Walker (1977).

- Horizonte de 20 cm de espesor color ocre, con clastos de pómez subangulosa color ocre de 1.5 cm de tamaño y 7% de líticos oscuros de rocas volcánicas. El soporte es grano a grano.
- En discordancia angular, sobreyace un flujo de 2-3 m espesor formado por 30% de líticos angulosos y subangulosos de rocas volcánicas de composición intermedia de hasta 15 cm de tamaño, sin gradación ni estratificación. Este flujo presenta en la parte inferior clastos de pómez blanca subangulosa; hacia la parte media coexiste pómez blanca con pómez bandeada color gris; y en la parte superior predomina la pómez negra. Esta última alcanza los 30 cm de largo. Los clastos están soportados en una matriz del tamaño de la arena fina, con fragmentos subredondeados de obsidiana negra entre 1 y 2 cm de tamaño.



En el poblado El Cerrito ubicado 2 km al suroeste de Acatlán de Juárez, hay un escarpe cerca del panteón municipal en el que se observa que el depósito tiene 30 m de espesor, de los cuales 20 corresponden a la parte silícica del flujo. Está constituido por clastos de pómez afírica, blanca grisácea en fractura fresca y de tonalidad rosa a rosa anaranjado en superficie intemperizada. Los clastos alcanzan 18 cm de longitud y son subredondeados a redondeados. La matriz es del tamaño de la arena fina constituida por cristales de cuarzo y líticos subangulosos de andesita de 5-15 cm de diámetro y escasos fragmentos de obsidiana subredondeada de 3–5 mm de diámetro. En la zona media hay una región de transición de aproximadamente 3 m de espesor, en la que coexisten pómez de las dos composiciones y también pómez bandeada. En la cima se encuentran los clastos de pómez negra que alcanza hasta 15 cm de longitud (columna C, Fig. 13).

A un costado de la carretera que conduce a Acatlán de Juárez, Jal., se observa que la ignimbrita está afectada por varias fallas normales orientadas 140° (Fig. 14).

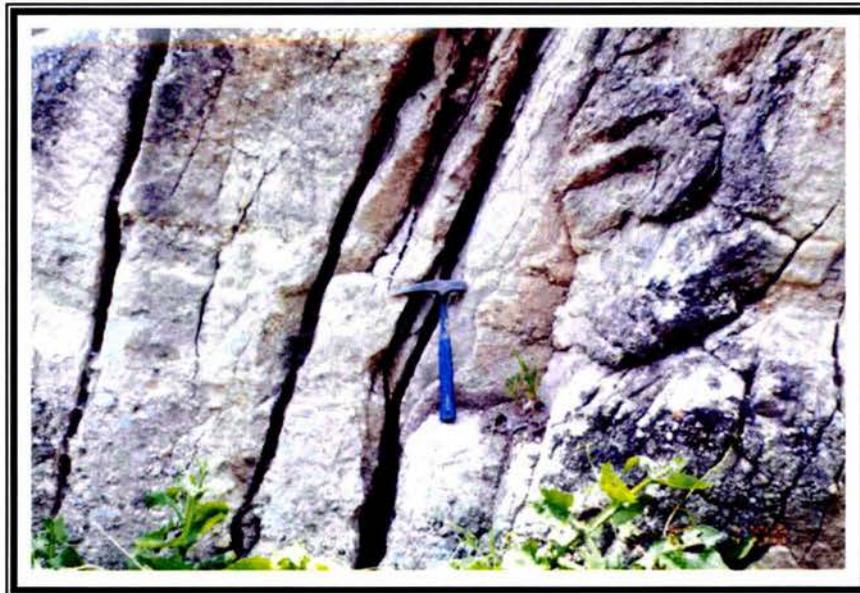


Figura 14. En la carretera que conduce al poblado Acatlán de Juárez, se observa que la IA está afectada por fallas normales. La orientación de las fallas es 140° 65° SE.

Lava El Platanar

La lava El platanar se emplazó sobre la Andesita San Marcos, a través de un conducto central ubicado en la Falla Bola Viejo. En el centro de emisión la pendiente

es abrupta y hacia la parte distal del flujo se torna suave de relieve moderado. El derrame fluyó hacia el W-NE y se desplazó varios kilómetros (~ 5 km) cubriendo una superficie relativamente grande, depositándose sobre la IA y la Lava Santa Ana. La unidad está afectada por fallas normales de orientación NW-SE que la cortan y desplazan ~ 50 m el bloque del bajo, respecto al bloque del alto. La lava es un flujo gris oscuro en fractura fresca, con textura afanítica, que se presenta en forma de lascas delgadas, además de observarse altamente fluidal. En el ejemplar de mano se observa la foliación del flujo (presenta hilos discontinuos y subparalelos color verde). La diferencia de elevación entre la cima del conducto y la parte distal de la lava no desplazada por las fallas, es de 400 m; sin embargo, se estima que el espesor del derrame es de ~ 60 m.

Lava Las Vías

Se agrupó como Lava Las Vías a unos derrames que afloran en el sector noroeste del área y que sobreyacen a la IA y a su vez subyacen a la Lava La Jagüiquera. Éstos fueron extravasados de al menos tres pequeños conductos, dos de los cuales se ubican al norte de la Lava La Jagüiquera y el otro al sur de la misma. El conducto ubicado al sur es un cono de pequeñas dimensiones, cuya diferencia de altura entre la base del derrame y la cima es de 120 m; emitió lava gris claro, con cristales de plagioclasa de hasta 1.5 cm, ferromagnesianos color negro menores a 3 mm de largo y aglomerados cristalinos de 2.5 cm de diámetro, constituidos por cristales de plagioclasa y piroxeno en una matriz afanítica. En contraste, la lava de la parte norte tiene un relieve moderado casi horizontal, de la que sobresalen dos pequeños montículos que alcanzan los 70 m; se caracteriza por ser afanítica y presentar vesículas pequeñas subesféricas, generalmente menores a 0.5 cm que ocasionalmente están rellenas de material blanco arcilloso (zeolitas).

Lava La Jagüiquera

La lava La Jagüiquera fue emitida a través de dos aparatos de forma irregular (cerros La Gloria y La Jagüiquera) y principalmente fluyó hacia el oeste y sur de los centros de emisión, desplazándose a no más de 3 km. Cubre a los domos Valencia y El Chino, a la Ignimbrita Acatlán y a la lava Las Vías y probablemente la topografía preexistente controló su distribución. Aunque ésta es irregular, se estima que su espesor oscila entre los 150 m cerca de la fuente y en la parte distal (en el cruce que conduce a Acatlán de Juárez) el espesor medible es de 6 m. El sector sureste de la lava está disectado por fallas normales de orientación NW-SE; en el pueblo de Acatlán de Juárez, está fuertemente fracturada y una falla normal con componente lateral

(rumbo NW 60° SE *pitch* 80°) la ponen en contacto con la Ignimbrita Acatlán. Las características de este flujo son las siguientes: es una lava gris oscuro en fractura fresca y gris rojizo en superficie intemperizada. El flujo es masivo y compacto, formando bloques de hasta 2 m. La muestra de mano contiene cristales de plagioclasa y ferromagnesianos café verdoso en una matriz afanítica. Tiene vesículas pequeñas subesféricas, generalmente menores a 0.5 cm y no están rellenas por algún material secundario. De acuerdo con la posición estratigráfica relativa, es la unidad más joven del campo volcánico.

3. PETROGRAFÍA

Para determinar las características petrográficas de las rocas que afloran en el CVA, así como de las unidades más antiguas sobre las que éste se emplazó, durante el trabajo de campo se colectaron 35 muestras de mano para la elaboración de secciones delgadas. Éstas se tomaron de las diferentes estructuras volcánicas así como de la Ignimbrita Acatlán (IA), tratando de colectar ejemplares sanos, sin alteración visible. La selección de aquellas en las que no fue posible identificar la fuente de emisión (subyacían a la IA), se realizó con base en las diferencias megascópicas que presentaba el afloramiento y la muestra de mano. En este capítulo, para sintetizar la descripción petrográfica de las rocas, se asociaron las unidades con características semejantes (paragénesis mineral y textura) observadas en la lámina delgada, considerando que estratigráficamente estuvieran relacionadas.

Se usarán los términos *fenocristal* y *microfenocristal* para referirse cristales relativamente grandes respecto a la matriz: fenocristal describe rangos mayores a 0.5 mm y microfenocristal tamaños entre 0.5 y .05 mm. Los términos *grano grueso*, *grano medio* y *grano fino* se utilizarán para indicar tamaños específicos dentro de un rango determinado: grano grueso mayor a 5 mm, grano medio de 1 a 5 mm y grano fino menor a 1 mm. La cristalinidad de las rocas analizadas es hipocristalina, por lo que este término se obviará durante la descripción. El porcentaje indicado de los minerales en algunas de las muestras, hizo por estimación del campo visual y en otras se obtuvo por medio del análisis modal. En la Tabla 1 se indican las muestras en las que se realizó el conteo y el porcentaje obtenido.

3.1. Vulcanismo del Plioceno-Pleistoceno temprano.

De las rocas de esta edad, se analizaron muestras del volcán La Lima (JR-14) y la Lava Pozos (JR-99). Ambas presentan semejanzas en la mineralogía de los conjuntos de fenocristales y fases que forman la matriz. Son rocas microporfídicas, con cristales de grano fino en una matriz con microlitos de plagioclasa y vidrio (Fig. 15). La paragénesis mineral es plagioclasa + ortopiroxeno + clinopiroxeno + cuarzo.

Plagioclasa.- Se presenta como microfenocristales tabulares idiomorfos y subidiomorfos (de 23 a 30 %) y como microlitos en la matriz. Ocasionalmente forma

agregados glomeroporfídicos y rara vez están zonadas. Por medio del ángulo de extinción de Michel-Levy, se determinó que los cristales son andesina y oligoclasa.

Piroxeno.- Se encuentra como microfenocrocristales idiomorfos y subidiomorfos, tabulares en sección transversal y granulares en corte perpendicular a *c*; raramente presentan macla simple. Por medio de las propiedades ópticas, se determinó que son ortopiroxenos y clinopiroxenos; el ortopiroxeno es hiperstena (5 a 6 %) y es ligeramente más abundante que el clinopiroxeno diópsida (~2 %).

Cuarzo.- Aislados cristales subidiomorfos (< 1 %) con indentaciones.

Matriz.- No presenta evidencias de alteración secundaria y esta formada por vidrio y microlitos de plagioclasa.

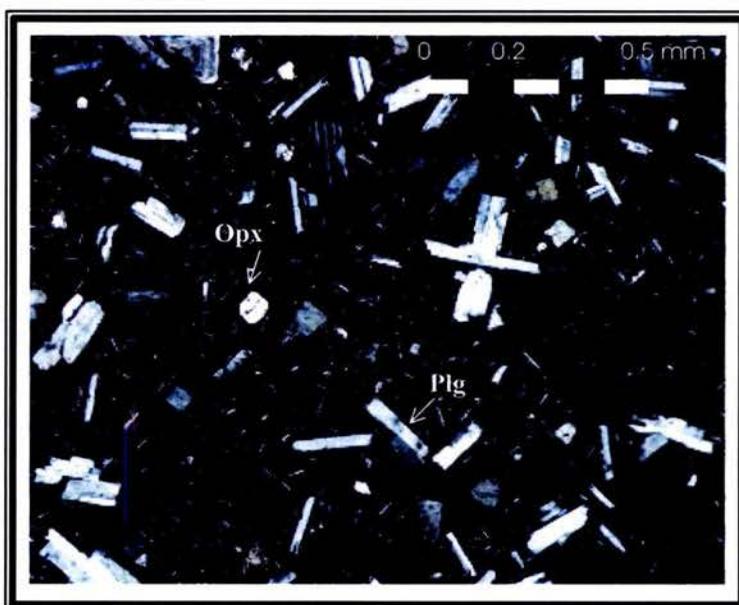


Figura 15. Microfenocristales idiomorfos de plagioclasa (Plg) y ortopiroxeno (Opx). La matriz contiene vidrio y microlitos de plagioclasa (muestra JR-14 del volcán La Lima). Nícoles cruzados.

3.2. Vulcanismo del Pleistoceno.

Campo Volcánico Acatlán

Lava Santa Ana

La Lava Santa Ana se observan varios tipos de texturas: es porfídica, glomeroporfídica e intergranular. La paragénesis mineral es plagioclasa + clinopiroxeno + olivino + óxidos; los cristales son de grano medio a fino y la matriz se

caracteriza por ser de microlitos de plagioclasa y piroxeno, además de la presencia de vesículas.

Plagioclasa.-Cristales alargados subidiomorfos y alotriomorfos (34 %), algunos con textura de tamiz y presentan inclusiones de vidrio; ocasionalmente se agrupan en aglomerados glomeroporfídicos. Los fenocristales son están orientados al azar, al igual que los microlitos (Fig. 16).

Piroxeno.- Son clinopiroxenos de augita (16 %) y se encuentran generalmente como microlitos en la matriz (textura intergranular), aunque también como microfenocristales aislados y escasos.

Olivino.- Frecuentemente como microfenocristales subidiomorfos aislados y muy escasos (<1 %). Es ocasiones se presenta formando textura glomeroporfídica junto con la plagioclasa y el clinopiroxeno.

Vesículas.- Son cavidades pequeñas e irregulares que no están rellenas por material secundario.

Matriz.- Esta formada por microlitos de piroxeno, plagioclasa orientada al azar, vesículas y vidrio.

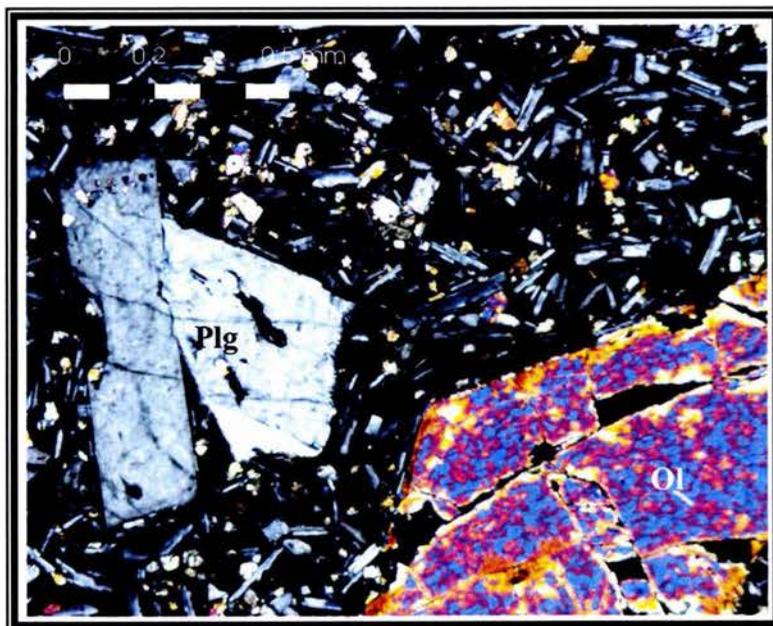


Figura 16. Fotomicrografía que muestra un fenocristal subidiomorfo de olivino (Ol) con cristales de plagioclasa (Plg). En la matriz se aprecian los microlitos de clinopiroxeno, plagioclasa y vidrio (muestra M-32). Nicóles cruzados.

Lava Bellavista

Esta roca contiene fenocristales de hasta 2 cm de largo en una matriz microcristalina de plagioclasa. La muestra es de textura porfídica y está constituida por cristales de plagioclasa + clinopiroxeno + olivino + minerales opacos.

Plagioclasa.- Son fenocristales alotriomorfos y subidiomorfos tabulares, frecuentemente con inclusiones de vidrio y algunos con textura de tamiz (el centro del cristal está formado por vidrio y feldespato, dispuestos en forma de malla fina; el borde externo se aprecia con escaso espesor de plagioclasa) y raramente están zonados. También se encuentran en forma de pasta fina en la matriz

Piroxeno.- Son fenocristales de clinopiroxeno (augita) de hasta 2 cm, comúnmente alotriomorfos y ocasionalmente con macla simple. No se encuentran como fase de matriz. Una muestra colectada en el arroyo del Bellavista, contiene fenocristales aislados de augita de hasta 3 cm con textura poikilítica. El oikocristal de augita es alotriomorfo y en su borde tiene cristales de plagioclasa y olivino alotriomorfo, así como en su interior (Fig. 17).

Olivino.- Principalmente son fenocristales subidiomorfos con el borde iddingsitizado. Los cristales son escasos y algunos presentan indentaciones rellenas por una pasta vítrea (golfos).



Figura 17. Textura poikilítica en la que se observa un oikocristal alotriomorfo de augita (Cpx) con cada cristales de plagioclasa (Plg) y olivino (Ol); éste último tiene sus bordes iddingsitizados. Fotomicrografía con nícoles cruzados.

Minerales opacos.- Se observan granos pequeños y escasos diseminados en la matriz, probablemente se trate de óxidos de Fe-Ti.

Matriz.- La matriz es una pasta de microlitos de feldespato y escasas vesículas que no presentan minerales secundarios de relleno de cavidades.

Lava El Conejo

En la lámina delgada se observa que los fenocristales son de grano medio y la mineralogía observada es la siguiente: plagioclasa + clinopiroxeno + olivino. Se observan la textura glomeroporfídica, seriada e intergranular.

Plagioclasa.- Comúnmente son fenocristales tabulares subidiomorfos y alotriomorfos (~40 %), frecuentemente zonados y con inclusiones de vidrio. Las plagioclasas no están orientadas en una dirección preferencial, sino están dispuestas en forma subradial y subparalela.

Piroxeno.- Son aproximadamente 5 % de microfenocristales de clinopiroxeno alotriomorfo (augita). En la matriz ocupan los espacios disponibles entre los cristales de plagioclasa.

Olivino.- Son cristales subidiomorfos (7 %) y frecuentemente los bordes presentan iddingsita¹.

Matriz.- La matriz es de textura intergranular con cristales de olivino y clinopiroxeno.

Domos

Los distintos domos del campo presentan características petrográficas análogas. Las diferentes muestras analizadas generalmente tienen textura glomeroporfídica; la mineralogía es plagioclasa + hornblenda + biotita + sanidino + cuarzo, variando sólo la proporción de hornblenda y biotita en los diferentes domos. La pasta es criptocristalina y en algunos sectores de la lámina es vítrea.

Plagioclasa.- Fenocristales idiomorfos a subidiomorfos de andesina y oligoclasa (12 %) generalmente de grano grueso; los finos son escasos. Generalmente presentan zonación y algunos cristales están rotos, con interiores corroídos (Fig. 18). La textura es glomeroporfídica.

¹ La iddingsita no es un mineral, sino una mezcla compleja de esmectita, clorita y gohetita/hematita (MacKenzie, et al. (1996).

Hornblenda.- Se observan cristales idiomorfos color verde y café pardo (~4 %), ligeramente alterada, algunos oxidados y en textura glomeroporfídica con la plagioclasa.

Biotita.- Cristales principalmente idiomorfos (1 %) de grano medio y fino, rara vez en fenocristales grandes. Están alineados ligeramente y algunos con oxidación incipiente.

Sanidino.- Se observan cristales idiomorfos (2 %), generalmente con macla simple.

Cuarzo.- Rara vez se encuentra en las muestras (< 1 %), y cuando se observan, son cristales subidiomorfos y algunos con indentaciones en los bordes.

Matriz.- Es criptocristalina generalmente con óxidos de Fe-Ti.

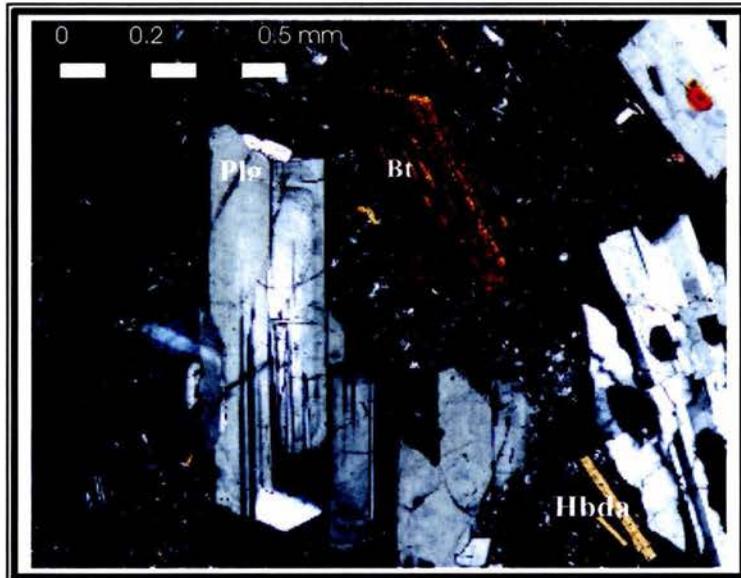


Figura 18. Cristales zonados de plagioclasa (Plg) con interior corroído, también se observan cristales de hornblenda (Hbda) y biotita (bt) generalmente oxidados. La matriz es criptocristalina. Fotomicrografía con nícoles cruzados (muestra JR-15).

Ignimbrita Acatlán

Se elaboraron láminas delgadas de los clastos de pómez blanca, bandeada y negra, en las que se observó que las pómez son principalmente aférricas, aunque ocasionalmente contienen cristales aislados. La matriz es criptocristalina a causa de desvitrificación incipiente.

Pómez blanca.- En la sección delgada de la pómez blanca (muestra JR-20) se observan que los cristales son raros. En la lámina se encontró un cristal de plagioclasa y otro de biotita; ambos están rotos dentro de una matriz criptocristalina (Fig. 19).

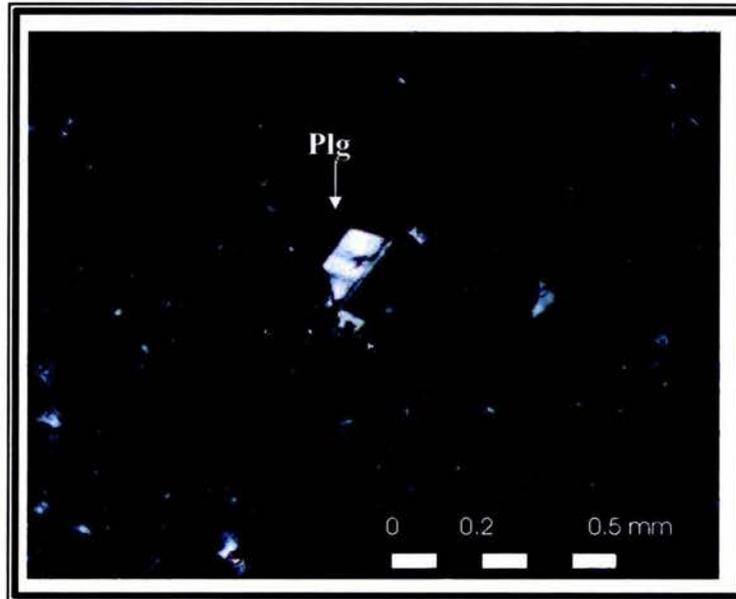


Figura 19. Cristal roto de plagioclasa (Plg) en una matriz criptocristalina. La microfotografía corresponde a la pómez blanca de la IgA (muestra JR-20). Fotomicrografía con nícoles cruzados.

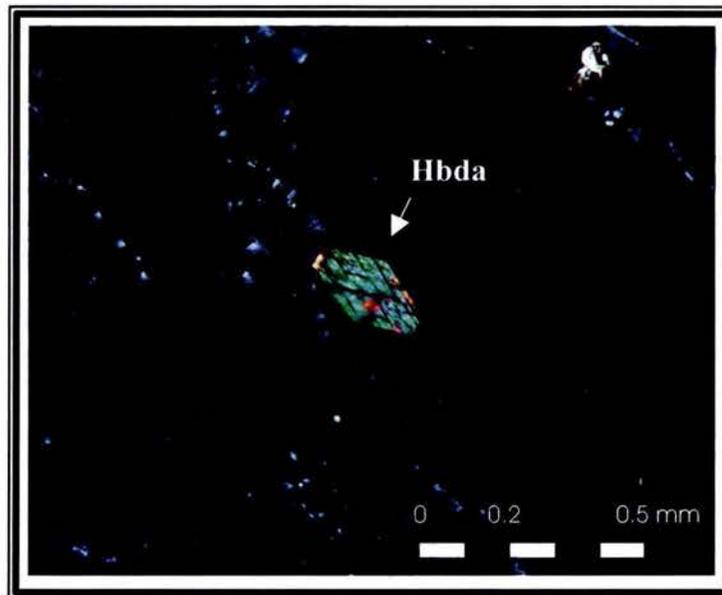


Figura 20. Sección basal de un cristal idiomorfo de hornblenda (Hbda) en el que se aprecia su hábito cristalino. La matriz tiene desvitrificación incipiente. Fotomicrografía de un clasto de pómez negra de la IgA (muestra JR-22). Nícoles cruzados.

Pómez negra.- Los clastos de pómez negra contienen cristales raros y aislados de plagioclasa y hornblenda. Al igual que en la pómez blanca, son muy escasos y están rotos; se encuentran en una matriz que presenta desvitrificación incipiente (Fig. 20).

Lavas Las Vías y El platanar

Las lavas Las Vías y El Platanar son depósitos diferentes, pero presentan semejanzas en la lámina delgada; ambas son de textura traquítica y difieren en su mineralogía ligeramente.

Lava Las Vías.- Es de textura traquítica; la matriz esta formada de microlitos de plagioclasa orientados subparalelamente. El espacio entre los cristales está ocupado por vidrio y microfenocristales de augita y olivino (Fig. 21). También se observan microfenocristales aislados de piroxeno glomeroporfirítico, además de vesículas subesféricas sin relleno secundario.

Lava El Platanar.- Tiene textura traquítica y ocasionalmente los microlitos de plagioclasa rodean a fenocristales de plagioclasa subidiomórfica.

En ambas hay óxidos de Fe-Ti.

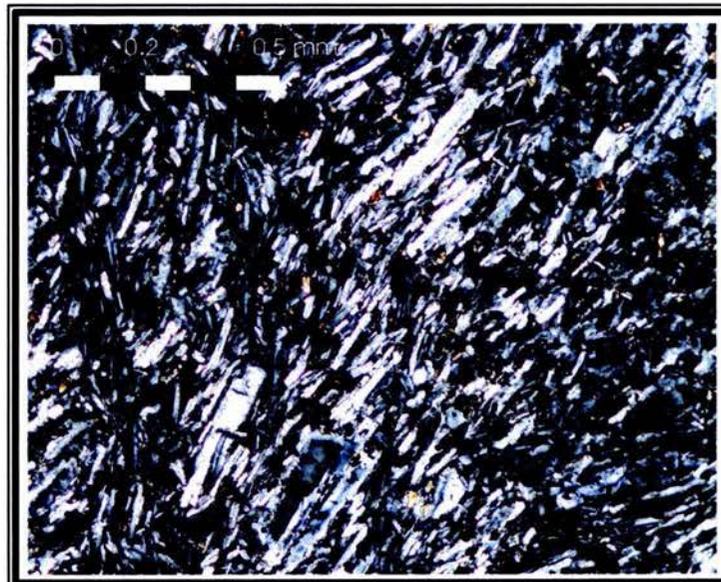


Figura 21. Textura traquítica de la lava Las Vías, en la que se observa la orientación subparalela de las plagioclasas. Foromicrografía con nicoles cruzados.

Lava La Jagüiquera

Roca de grano fino con cristales de plagioclasa + piroxeno + olivino + óxidos. La matriz es de textura granular y contiene minerales opacos.

Plagioclasa.- Comúnmente son fenocristales tabulares subidiomorfos y alotriomorfos (~ 25 %), frecuentemente zonados y con inclusiones de vidrio. Las plagioclasas no están orientadas en una dirección preferencial, sino están dispuestas en forma subradial y subparalela.

Piroxenos.- Microfenocristales de augita (14 %) alotriomorfos. En la matriz ocupan los espacios disponibles entre los cristales de plagioclasa.

Olivino.- Son cristales subidiomorfos (1 %) escasos y frecuentemente los bordes presentan iddingsita.

Vesículas.- Las vesículas son abundantes en la lámina (14.5 %), son subsféricas y no presentan minerales secundarios ocupando las cavidades.

Óxidos.- Minerales opacos diseminados en la lámina (6 %), probablemente se trate de minerales de Fe-Ti.

Matriz.- La matriz es de textura intergranular con cristales de olivino y clinopiroxeno.

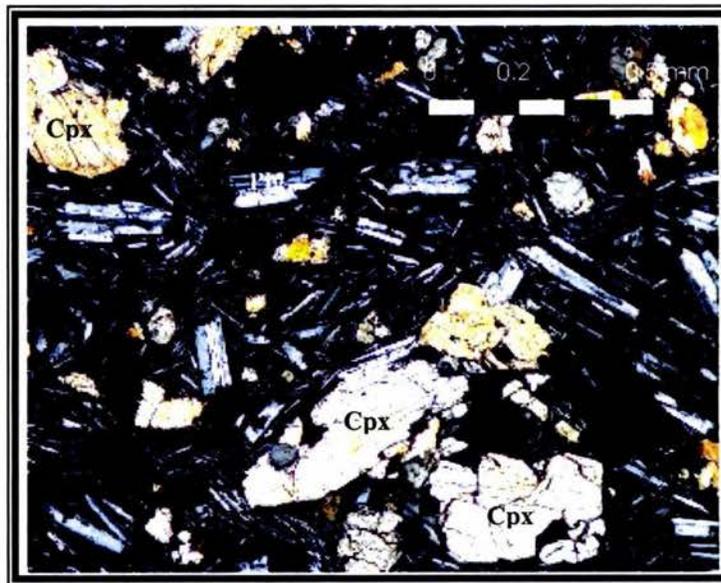


Figura 22. Sección delgada de la andesita La Jagüiquera. En ella se aprecian microfenocristales subidiomorfos y alotriomorfos de clinopiroxeno (Cpx), con cristales de plagioclasa (Plg) orientados al azar en una matriz vítrea (muestra M-8). Nícoles cruzados.

3.3. Clasificación modal

El análisis modal se realizó en 6 láminas delgadas empleando una platina mecánica. Se efectuó el conteo de 1500 puntos en cada una, y durante el trabajo se diferenció entre fases fenocristalinas y microfenocristalinas de un mismo mineral, cuando estaban presentes en la lámina. En la tabla 1 se muestran los porcentajes obtenidos de las muestras examinadas.

Tabla 1. Análisis modal de las rocas del CVA.

<i>Lavas</i>				
Localidad	La Lima	Pozos	Santa Ana	La Jagüiquera
Muestra	JR-14	JR-99	JR-65	M-8
Plagioclasa (F)*	-	-	5.3 %	9.8 %
Plagioclasa (Mf)+	23.3 %	31.2 %	38.7 %	14.4 %
Ortopiroxeno	6.4 %	5.4 %	0.2 %	-
Clinopiroxeno	2.0 %	1.7 %	16 %	14.4 %
Olivino	-	-	0.3 %	1 %
Cuarzo	1 %	1 %	-	-
Vesículas	-	-	1.9 %	14.5 %
Óxidos	-	0.1 %	0.4 %	6 %
Matriz	67.3 %	60.6 %	37.2 %	39.9 %

<i>Domos</i>		
Localidad	Tepetatitos	El Gachupín
Muestra	M-9C	M-12
Plagioclasa	11.2 %	12.6 %
Hornblenda	4 %	3.6 %
Biotita	0.3 %	0.6 %
Sanidino	2.2 %	1.8 %
Cuarzo	0.1 %	0.1 %
Óxidos	0.1 %	0.2 %
Vesículas	14.8 %	12.2 %
Matriz	67.3 %	68.9 %

*F: fenocristal

+ Mf: microfenocristal

4. GEOQUÍMICA

Preparación, análisis y resultados

4.1 Muestreo y preparación mecánica

Del conjunto de muestras, se eligieron trece ejemplares para el análisis geoquímico e isotópico. Las muestras procesadas fueron seleccionadas considerando su importancia dentro de la estratigrafía del campo y con apoyo de la lámina delgada, se procuró elegir a los ejemplares menos alterados. Debido a que los distintos productos volcánicos son relativamente jóvenes, muy pocos especímenes presentaban alteración en muestra de mano y ésta, cuando estaba presente, se encontraba como relleno de vesículas en algunas lavas.

La colecta de muestras se realizó con la precaución de obtener fragmentos de aproximadamente 5 cm de tamaño, libres de la costra producto del intemperismo, fracturas y zonas alteradas en la roca. Cuando no fue posible realizar la fragmentación y descoste en el campo, ésta se llevó a cabo en el laboratorio; ahí se utilizó una placa metálica y un marro, además de un cepillo de cerdas de acero, aire comprimido, agua desionizada y acetona para limpiar meticulosamente el equipo utilizado antes y después de su uso. La ubicación de los sitios de colecta se muestran en la figura 8 y las coordenadas se indican en la tabla 2.

En el caso de la Ignimbrita Acatlán, las pómez fueron colectadas en el afloramiento de mayor espesor en el área. El depósito se ubica en la localidad de El Cerrito (Fig. 8) en donde además, se observaba el zoneamiento del flujo: pómez blanca en la parte inferior, pómez bandeada (clastos con bandas claras y oscuras) en la parte media y pómez negra en la cima. Se colectaron clastos en cada uno de los distintos horizontes, procurando obtener los ejemplares que estuvieran, en la medida de lo posible, con menor grado de oxidación y menor contenido de materia orgánica en los intersticios.

En el laboratorio, antes de iniciar el proceso de molienda, los fragmentos obtenidos de las distintas muestras se lavaron al chorro de agua utilizando un cepillo de cerdas de nylon. Posteriormente se enjuagaron con agua desionizada y fueron puestos a secar a temperatura ambiente, en un lugar libre de posibles fuentes contaminantes. Una vez secos, se utilizó primeramente una quebradora de quijadas

para obtener fragmentos menores a 1 cm y posteriormente se utilizó el molino de rodillos de acero que permitió triturar la muestra en partículas de 1-2 mm de tamaño. En cada uno de estos procedimientos, se tomó una porción de la muestra para “contaminar” previamente el equipo, misma que se utilizó con este fin en cada uno de los diferentes procesos. Después de pulverizar cada muestra, el equipo se lavaba utilizando acetona y aire comprimido para reducir la contaminación.

Las muestras de pómez tuvieron un tratamiento ligeramente diferente y sólo se utilizaron las pómez blancas y negras; se les retiró el contenido de materia orgánica y capa de oxidación con ayuda de una espátula. En el laboratorio se lavaron al chorro de agua cada uno de los clastos y se enjuagaron con agua destilada. Posteriormente se pusieron a secar bajo una lámpara, protegiéndolos de posibles fuentes contaminantes. Una vez secos se pulverizaron utilizando un mortero de carburo de tungsteno, que permite reducir el riesgo por contaminación de Fe, Mg y Al_2O_3 .

Posteriormente se realizó el cuarteado y homogeneizado de las muestras con el objetivo de obtener alícuotas representativas de cada una de ellas. Para esto se utilizó un cuarteador de acero inoxidable y al finalizar el procesamiento de cada una, se limpiaba rigurosamente el equipo empleado. De este proceso, se obtuvo para cada muestra dos alícuotas, mismas que se colocaron en recipientes de poliuretano cerrados; cada uno de los recipientes fueron etiquetados con la clave correspondiente. Una vez que se obtuvieron las alícuotas de todo el lote, se realizó la pulverización utilizando morteros de carburo de tungsteno y fierro endurecido. En este paso se obtienen partículas menores de 75 μm (200 mallas) y la muestra pulverizada se almacena nuevamente en los frascos de poliuretano: en uno se guardará aquella destinada a geoquímica y en el otro, la que se empleará para isotopía.

4.2. Análisis de Elementos mayores y traza

Para determinar los elementos mayores se utilizó fluorescencia de rayos X (FRX). Esta es una de las técnicas analíticas más empleada por la que se pueden determinar concentraciones de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) expresadas en porcentaje en peso (wt %) de óxido, así como algunos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) expresados en ppm. Es un método versátil y rápido.

El equipo que se utilizó para FRX es de la marca *Siemens* modelo SRS-3000 (tubo de Rh y ventana de Be) del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología, UNAM. El análisis para elementos mayores se realizó siguiendo el procedimiento estándar descrito por Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995) que consiste en preparar una pastilla con 9 g de fundente (Li_2BO_4 y LiBO_2 en relación 1:1) por 1 gr de muestra pulverizada. Los elementos traza se analizaron por separado; para ello se preparó una pastilla (comprimida con una fuerza de 30 ton/cm²) con 4 gr de muestra y un aglutinante (0.4 gr), siguiendo el proceso especificado por Verma *et al.* (1996). Los elementos traza obtenidos de esta manera, se utilizaron como parámetros de su contenido en las muestras, para la separación isotópica.

El análisis cuantitativo de tierras raras se realizó en dos laboratorios: unas muestras fueron analizadas en el laboratorio del Instituto de Geofísica de la UNAM y en otras se realizó comercialmente en Activation Laboratories Ltd (Actlabs) en Ancaster, Canadá. Las muestras que se determinaron en la UNAM son la M-8, M-9C, M-12, M-13, JR-14, JR-15, JR-20, JR-22, JR-65 y JR-99 (tabla 2) y se utilizó un ICP-MS (espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo, siglas en inglés) marca VG Elemental modelo PlasmaQuad3. El procedimiento consistió en pesar 0.1 g de muestra a la que se adicionó una mezcla de ácidos concentrados bidestilados: 10 ml de ácido fluorhídrico (HF), 5 ml de ácido nítrico (HNO_3) y 1 ml de ácido clorhídrico (HCl). La solución se evaporó hasta la sequedad total en una parrilla de calentamiento y la solución final se aforó a 100 ml con 2% HNO_3 y 10 µg/l de la solución utilizada como estándar interno. La digestión ácida se llevó a cabo en un horno de microondas CEM 2000 a una presión de 120 psi durante media hora. El límite de detección se calculó como la concentración equivalente a 3 veces la desviación estándar de 5 replicas de la solución del blanco y para todos los elementos fue menor a 10 ng/kg. En Actlabs se analizaron las demás muestras y también se determinó el resto de los elementos traza importantes. Se utilizó un equipo ICP-MS.

4.3. Análisis Isotópicos

Las determinaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb se realizaron en un espectrómetro de masas Finningan MAT262 con fuente iónica térmica del LUGIS en el Instituto de Geofísica, UNAM. El aparato está equipado con ocho colectores

Faraday y una fuente de doble filamento de Renio. El control de las mediciones, la estadística aplicada y la conversión de los datos se llevan a cabo en una computadora.

La obtención de los isótopos de oxígeno se realizó en Krueger Enterprises (Geochron Laboratories). Es un laboratorio comercial ubicado en Cambridge, MASS., EE. UU.

Separación del Pb común

Para la obtención de Pb común se realizó un proceso de digestión de la siguiente forma:

- En bombas de teflón, se colocó 0.1 a 0.15 gr de muestra.
- Se añadieron 5 ml de HCl 6N y se taparon para ponerlos a calentar a una temperatura de 80-90°C por una hora. Este proceso se realizó con el objetivo de eliminar el Pb extraño a la roca (fuera de su estructura cristalina), así como la probable presencia de sulfatos y carbonatos en ella.
- Se retiró de la fuente de calor para permitir el asentamiento. Posteriormente se decantó el HCl y el residuo se enjuagó con agua MQ. Este proceso se realizó en repetidas ocasiones hasta que el líquido salió transparente.
- Se agregó 3 ml de HF al 40% para deshacer los silicatos y 1 ml de HNO₃ 16 N para eliminar la materia orgánica.
- Los recipientes cerrados se dejaron calentando (50°-90° C) por 48 hrs para disolver totalmente la muestra.
- Posteriormente la muestra se puso a evaporar hasta el secado total; una vez seca se le agregó 5 ml de HCl 6 N y se colocó el recipiente bien cerrado en una fuente de calor por 12 hrs. Pasado el tiempo se destapó para permitir la evaporación total del HCl.
- Los siguientes pasos consistieron en agregar ácido bromhídrico (HBr) 1N en diferente volumen: primero se agregaron 3 ml y después 2 ml. En cada adición del ácido las muestras fueron tapadas y calentadas por casi dos horas, para después abrirlas y permitir la evaporación total.
- Finalmente la muestra se centrifugó por 30 minutos.

La separación del Pb común se llevó a cabo en columnas de intercambio iónico de teflón con las siguientes características: tienen 3 cm de alto, un radio interior de 2 mm y 300 µl de relleno de resina aniónica DOWEX AG1-X8 (malla 100-200) desechable. Se maneja una combinación de volumen, normalidad y tipo de ácido en repetidas ocasiones para obtener el elemento.

- La columna se preparó añadiendo con la pipeta 325 μl de resina y se dejó asentar. Para limpiar la resina se añadió 1 volumen de columna (VC) de agua MQ y posteriormente se le agregó $\frac{1}{2}$ VC de HNO_3 8N.
- Se repitió tres veces alternadamente 1 VC de agua MQ con $\frac{1}{2}$ VC de HCl 6N y al finalizar se añadió únicamente agua MQ.
- Para acondicionar la columna se añadió $\frac{1}{2}$ VC de HBR 1N.
- Se colocó la muestra directamente en la resina con ayuda de una pipeta y se añadió 300 μl de HBr 1N
- Se añadió en dos ocasiones 600 μl de HBr 1N y finalmente se agregaron 300 μl de HCl 2N
- En cada paso se dejó asentar y pasar todo el volumen.
- Se separó la alícuota para Sr y Nd.
- El Pb se colectó al adicionar 1.5 ml de HCl 6N.

Separación de Sr y Nd

La técnica para separar el Sr y Nd consiste en utilizar columnas de intercambio iónico, cuyas características dependen del elemento que se va a obtener. El proceso se realiza en varias etapas y antes de utilizar las columnas correspondientes, las alícuotas obtenidas con las columnas de Pb se ponen a evaporar hasta la sequedad total.

Para el Sr y las tierras raras se emplearon columnas de cuarzo de 17.5 cm de alto, con un radio interior de 0.9 cm y el relleno de la resina catiónica (DOWEX 50WX12, malla 200-400) de 16 cm de longitud. Antes de añadir la muestra, a ésta se le agregó 1.0 ml de HCl 2N; posteriormente se acondicionó la resina con 30 ml de HCl 2N. Con ayuda de una pipeta la muestra se colocó directamente en la resina y se dejó asentar. El procedimiento siguiente, consistió básicamente en añadir HCl en diferente volumen y normalidad (2N y 6N), dejando pasar todo el fluido en cada etapa, hasta el momento en que se recuperó el Sr y posteriormente las tierras raras. La solución obtenida con este procedimiento en cada una de las muestras, se colectó en bombas de teflón y se puso a secar bajo luz infrarroja. Una vez que evaporó parte del fluido, se pusieron en vasos de teflón de 2 ml y se dejaron en ese recipiente hasta que se secará totalmente. Las muestras quedaron listas para ser medidas en el espectrómetro de masas.

La separación del neodimio se realizó en columnas con diferentes propiedades. Éstas tienen las siguientes características: 7 cm de altura de relleno (polvo de teflón) y

radio interior de 0.4 cm. El polvo de teflón estaba sellado en los extremos por una resina de intercambio iónico inactiva, debido a que son partículas de tamaño muy fino. Antes de añadir en la columna la muestra que contenía las tierras raras, se disolvió en 200 μ l de HCl a 0.18 N y se acondicionó la resina agregando en dos ocasiones 5 ml de HCl a 0.18 N. Una vez que se realizó este proceso, con ayuda de una pipeta se colocó la muestra directamente en la resina y se dejó asentar. Posteriormente se agregó HCl primero a 0.18N y después a 4N, para obtener el Nd. En cada paso se dejaba asentar el líquido y que fluyera totalmente, proceso que se repitió hasta que se recuperó el Nd en bombas de teflón. Una vez que se obtuvo la solución enriquecida en cada una de las muestras, se pusieron a secar bajo luz infrarroja para evaporar parte del fluido; cuando disminuyó el volumen, se pusieron en vasos de teflón de 2 ml y se dejaron en ese recipiente hasta que se secaron totalmente. Después de este procedimiento, las muestras fueron medidas en el espectrómetro de masas. Una descripción detallada de cada proceso se encuentra en el manual de procedimientos del laboratorio, ubicado en la página *web* del Instituto de Geología de la UNAM (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/isot-pesados.html> del LUGIS).

4.4. Resultados

Las lavas y flujos piroclásticos extravasados en el área de estudio, presentan variación en su composición química. Las concentraciones obtenidas de elementos mayores y traza de las muestras analizadas, se listan en la tabla 2.

4.4.1. Elementos mayores

El análisis por elementos mayores indica que la concentración de SiO₂ de las rocas estudiadas, varía de 54.3 por ciento en peso (%p) a 71.5 %p. Usando el diagrama TAS (sílice vs alcalis total -Na₂O +K₂O-) de Le Bas *et al.* (1986) para rocas volcánicas (Fig. 23), éstas se clasifican como riolitas (SiO₂ > 70.4 %p), dacitas (62.2 a 65.08 %p SiO₂), traquidacita (61.2 %p SiO₂), traquiandesitas (56.7 a 59.5 %p SiO₂) y andesitas basálticas (54.3 a 54.8 %p SiO₂). De acuerdo con estos resultados, los domos del campo son riolíticos (muestras M-9C, M-12 y JR-15) y los clastos de pómez de la IA son de dos composiciones: la pómez blanca (JR-20) han sido clasificada como riolita y la pómez negra (JR-22) se encuentra entre los campos de composición traquidacítica-traquiandesítica.

Tabla 2. Análisis de elementos mayores y traza de las rocas volcánicas del área de estudio.

Localidad Muestra	Lavas andesítico-basálticas			Lavas traquiandesíticas		Lavas dacíticas			Domos			Pómez	
	SA	BE	SA	JQ	PL	GA	LM	PZ	TP	GA	CH	PB	PN
	M-32	M-48	JR-65	M-8	M-33	M-13	JR-14	JR-99	M-9C	M-12	JR-15	JR-20	JR-22
Latitud	20° 25' 30"	20° 24' 41"	20° 25' 33"	20° 28' 4"	20° 26' 08"	20° 29' 45"	20° 23' 40"	20° 21' 17"	20° 28' 42"	20° 29' 44"	20° 27' 33"	20° 24' 54"	20° 24' 54"
Longitud	103° 34' 56"	103° 39' 17"	103° 34' 59"	103° 35' 42"	103° 33' 43"	103° 35' 5"	103° 34' 6"	103° 34' 31"	103° 35' 28"	103° 35' 10"	103° 38' 4"	103° 36' 33"	103° 36' 33"
SiO ₂	54.41	54.30	54.85	56.57	59.52	63.09	62.62	65.09	71.33	70.76	71.52	70.42	61.21
TiO ₂	1.56	1.09	1.56	0.95	1.16	0.64	0.66	0.59	0.26	0.29	0.25	0.16	0.98
Al ₂ O ₃	16.71	18.37	17.20	16.11	16.99	16.16	16.35	15.95	14.14	14.23	13.93	14.33	16.82
Fe ₂ O ₃	9.02	7.97	8.88	6.78	6.94	5.22	5.09	4.38	2.04	2.23	1.86	1.54	5.33
MnO	0.13	0.10	0.13	0.11	0.10	0.08	0.08	0.07	0.04	0.05	0.05	0.08	0.09
MgO	4.66	4.75	4.58	4.50	2.49	2.86	2.75	2.04	0.68	0.76	0.65	0.24	1.74
CaO	7.39	8.41	6.78	7.80	5.52	5.09	5.07	4.20	1.97	2.00	1.98	0.67	3.89
Na ₂ O	3.70	4.02	3.57	3.76	4.49	3.60	3.43	3.58	3.32	3.18	2.94	3.42	4.75
K ₂ O	1.77	1.09	1.84	2.26	2.33	2.80	2.54	2.84	4.23	4.61	4.69	5.51	2.48
P ₂ O ₅	0.41	0.24	0.44	0.37	0.28	0.19	0.21	0.19	0.02	0.03	0.03	0.06	0.45
PXC	0.11	0.20	0.02	0.31	0.29	0.66	0.86	1.01	2.14	1.82	1.79	3.35	2.06
	99.87	100.54	99.84	99.52	100.11	100.39	99.66	99.96	100.17	99.96	99.68	99.77	99.80
V	189.90	162.65	186.00	148.00	133.96	107.88	n.d	76.96	n.d	n.d	n.d	< 2	65.00
Cr	121.40	90.84	43.67	163.00	59.83	249.65	n.d	29.37	n.d	n.d	n.d	< 2	< 2
Co	32.43	26.50	40.86	20.00	43.85	16.16	n.d	18.86	n.d	n.d	n.d	11.40	19.00
Ni	72.71	71.52	66.17	50.00	< 2	153.65	n.d	20.71	n.d	n.d	n.d	< 2	< 2
Cu	51.10	45.50	46.84	62.00	43.46	38.86	n.d	21.41	n.d	n.d	n.d	< 2	12.00
Zn	93.72	79.21	98.65	113.00	87.11	73.55	n.d	65.52	n.d	n.d	n.d	52.97	81.00
Ga	21.47	18.86	22.46	20.00	17.70	20.52	n.d	18.96	n.d	n.d	n.d	18.77	22.00
Ge	1.28	1.42	1.42	1.30	1.30	1.32	n.d	1.26	n.d	n.d	n.d	1.28	1.50
As	< 2	< 2	< 2	< 2	10.10	< 2	n.d	< 2	n.d	n.d	n.d	< 2	< 2
Rb	30.96	16.05	33.47	35.00	38.89	62.53	n.d	61.63	n.d	n.d	n.d	99.72	56.00
Sr	536.25	687.99	557.61	1160.00	567.42	489.41	n.d	439.02	n.d	n.d	n.d	65.19	658.00
Y	24.29	15.81	25.37	20.00	21.53	18.79	n.d	17.15	n.d	n.d	n.d	22.13	26.40
Zr	195.13	127.91	206.35	123.00	198.22	170.10	n.d	177.38	n.d	n.d	n.d	229.97	255.00
Nb	17.64	8.95	19.57	7.60	10.57	7.30	n.d	8.81	n.d	n.d	n.d	17.53	10.50
Mo	2.54	< 2	2.19	< 2	< 2	2.76	n.d	< 2	n.d	n.d	n.d	4.48	3.00
Ag	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	n.d	< 2	n.d	n.d	n.d	< 2	1.20
In	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	n.d	< 2	n.d	n.d	n.d	< 2	< 2
Sn	1.23	< 2	1.48	1.00	1.08	1.60	n.d	1.21	n.d	n.d	n.d	1.46	2.00
Sb	< 2	< 2	< 2	< 2	0.52	< 2	n.d	< 2	n.d	n.d	n.d	0.38	0.30
Cs	0.58	0.20	0.62	0.80	0.88	1.36	n.d	1.23	n.d	n.d	n.d	2.04	1.30
Ba	578.69	439.53	590.29	820.00	804.91	805.25	n.d	888.34	n.d	n.d	n.d	1240.00	1080.00

Tabla 2. Análisis de elementos mayores y traza de las rocas del área de estudio (continuación).

Localidad Muestra	Lavas andesítico-basálticas			Lavas traquiandesíticas			Lavas dacíticas			Domos		Pómez							
	SA	BE	SA	JQ	PL	GA	LM	PZ	TP	GA	CH	PB	PN						
	M-32	M-48	JR-65	M-8	M-33	M-13	JR-14	JR-99	M-9C	M-12	JR-15	JR-20	JR-22						
Latitud	20° 25' 30"	20° 24' 41"	20° 25' 33"	20° 28' 4"	20° 26' 08"	20° 29' 45"	20° 23' 40"	20° 21' 17"	20° 28' 42"	20° 29' 44"	20° 27' 33"	20° 24' 54"	20° 24' 54"						
Longitud	103° 34' 56"	103° 39' 17"	103° 34' 59"	103° 35' 42"	103° 33' 43"	103° 35' 5"	103° 34' 6"	103° 34' 31"	103° 35' 28"	103° 35' 10"	103° 38' 4"	103° 36' 33"	103° 36' 33"						
La	26.88	12.3	26.46	18.74	34.90	33.10	26.8	26.12	39.84	22.08	28.91	19.42	11.51	13.15	21.24	38.33	23.25	31.00	19.25
Ce	53.62	26.3	54.00	43.10	69.70	64.03	45.6	47.97	76.70	41.31	50.10	40.22	19.37	23.20	38.20	69.65	55.92	63.20	43.62
Pr	6.39	3.34	6.59	5.13	8.20	8.27	5.88	5.50	9.04	5.18	5.95	4.54	2.74	3.23	4.58	7.80	5.55	7.19	5.51
Nd	26.72	14.5	26.82	21.02	35.70	33.72	23.4	21.55	34.28	21.69	22.44	18.08	9.55	11.42	15.22	28.25	21.51	31.50	22.65
Sm	5.68	3.30	5.71	4.21	6.69	6.21	4.83	4.36	6.50	3.56	4.19	3.05	1.63	2.06	2.48	5.04	3.62	6.57	4.41
Eu	1.72	1.15	1.74	1.27	1.84	1.88	1.52	1.05	1.79	0.94	1.07	0.80	0.34	0.42	0.52	0.89	0.68	1.95	1.37
Gd	5.42	3.08	5.37	4.09	5.23	4.85	4.48	3.78	5.35	3.54	3.74	3.01	1.13	1.41	1.97	4.18	2.23	5.67	4.20
Tb	0.72	0.51	0.74	0.56	0.67	0.65	0.68	0.51	0.79	0.46	0.51	0.38	0.16	0.21	0.29	0.57	0.45	0.81	0.57
Dy	4.36	2.78	4.29	3.20	3.69	3.72	3.59	3.03	4.89	2.64	2.91	2.14	1.08	1.37	1.66	3.55	2.63	4.70	3.23
Ho	0.90	0.54	0.90	0.61	0.68	0.76	0.68	0.63	0.99	0.51	0.60	0.41	0.20	0.26	0.31	0.75	0.51	0.89	0.62
Er	2.50	1.60	2.52	1.64	2.05	1.78	2.10	1.80	2.53	1.39	1.72	1.13	0.61	0.72	0.89	2.19	1.47	2.78	1.74
Tm	0.36	0.235	0.36	0.23	0.29	0.26	0.304	0.26	0.37	0.20	0.26	0.17	0.08	0.10	0.14	0.35	0.22	0.41	0.25
Yb	2.25	1.43	2.24	1.46	1.72	1.76	1.89	1.69	n.d.	1.29	1.69	1.08	n.d.	n.d.	0.93	2.27	1.52	2.46	1.63
Lu	0.33	0.221	0.32	0.23	0.27	0.30	0.277	0.24	0.44	0.20	0.25	0.21	0.06	0.09	0.15	0.34	0.24	0.40	0.26
Hf	4.64	3.0	4.68	n.d.	4.00	n.d.	4.7	4.29	n.d.	n.d.	4.43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6.15	n.d.	7.30	n.d.
Ta	1.30	0.52	1.40	n.d.	0.72	n.d.	1.06	0.67	n.d.	n.d.	0.67	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.33	n.d.	1.09	n.d.
W	< 2	< 2	67.06	n.d.	< 2	n.d.	328	< 2	n.d.	n.d.	71.24	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	19.82	n.d.	88.10	n.d.
Tl	0.13	0.09	0.13	n.d.	0.11	n.d.	0.33	0.29	n.d.	n.d.	0.35	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.38	n.d.	0.29	n.d.
Pb	< 2	< 2	6.30	n.d.	11.00	n.d.	8	10.17	n.d.	n.d.	10.53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.20	n.d.	14.00	n.d.
Bi	< 2	< 2	0.12	n.d.	< 2	n.d.	0.3	0.11	n.d.	n.d.	0.13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.22	n.d.	0.20	n.d.
Th	3.04	1.44	3.10	n.d.	4.70	n.d.	3.41	5.89	n.d.	n.d.	5.52	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8.56	n.d.	6.26	n.d.
U	1.05	0.45	1.10	n.d.	1.17	n.d.	1.28	1.71	n.d.	n.d.	1.43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.00	n.d.	1.78	n.d.

Los elementos mayores fueron obtenidos en el LUGIS de la UNAM y las concentraciones están dadas en porcentaje en peso (wt%, siglas en inglés). Se midieron en muestra fundida con el programa RUIZF1.QAN. La pérdida por calcinación (PXC) se midió calentando 1 gr de muestra a 1000 ° C durante 1 hora. Los polvos usados en la preparación fueron previamente secados a 110° C durante la noche.

La concentración de los elementos traza está reportada en partes por millón (ppm) y los análisis se realizaron en distintos laboratorios. Los resultados reportados en tinta azul (tierras raras) corresponden a los obtenidos en el laboratorio de ICP-MS del Instituto de Geofísica de la UNAM. El resto de las muestras se analizaron en *Actlabs Laboratories*, en Canadá.

Abreviaturas.- SA: Santa Ana; BE: Bellavista; JQ: Jagüiquera; PL: Platanar; GA: Gachupín; LM: La Lima; PZ: Pozos; TP: Tepetatitos; CH: El Chino; PB: Pómez blanca (Ignimbrita Acatlán); PN: Pómez negra (Ignimbrita Acatlán); n.d.: no determinado.

Por otro lado, con base en su contenido de sílice, se identifican tres grupos de lavas. El primer grupo lo constituyen La Jagüquera (M-8) y El Platanar (M-33) que son de composición traquiandesítica; en el segundo están las lavas Bellavista (M-48) y Santa Ana (M-32 y JR-65) que son andesítico-basálticas y en el tercero, se encuentran el volcán La Lima (JR-14) y la lava Pozos (JR-99) clasificadas como dacitas. Cabe destacar que la lava El Gachupín (M-13), que subyace a los domos del mismo nombre al norte del área, tienen la misma clasificación química que la Lima y Pozos; éstos últimos fueron descritos como parte de la actividad volcánica del Plioceno-Pleistoceno temprano.

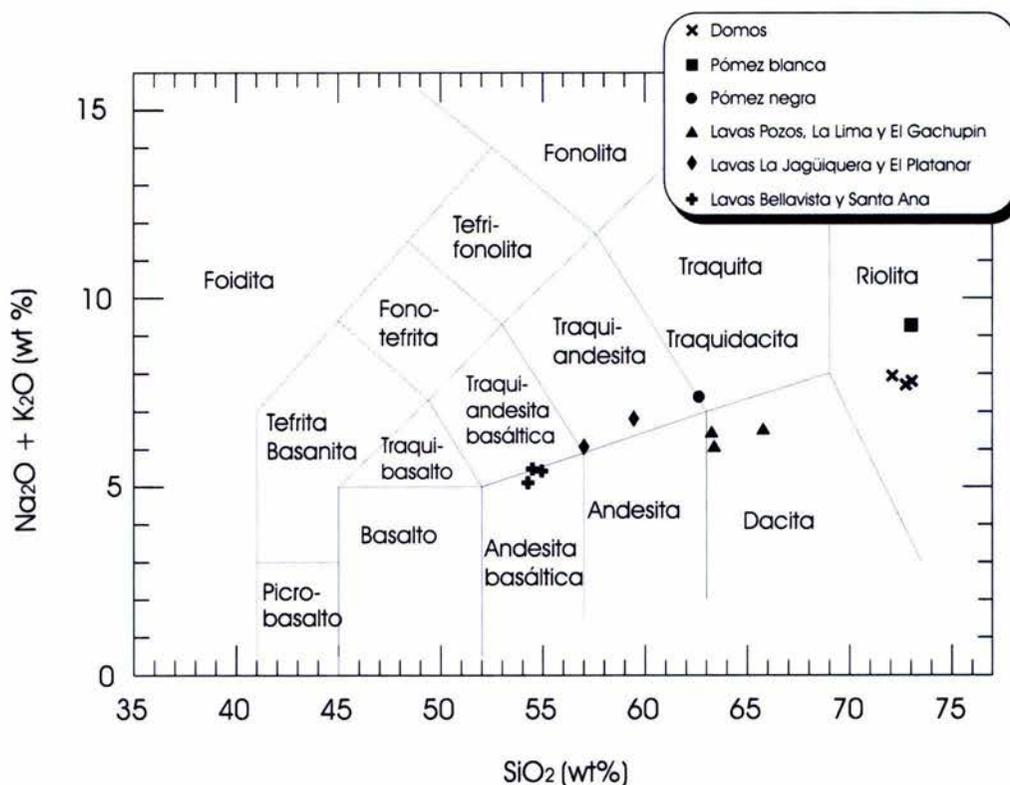


Figura 23. Clasificación química de las rocas de la región de estudio. Se utilizó, el diagrama de sílice versus alcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) propuesto por Le Bas *et al.* (1986).

Con el esquema de discriminación de Irvine y Baragar (1971), se determinó que la *suite* magmática de la zona pertenece a la serie subalcalina (Fig. 24a) y de acuerdo con Peccerillo y Taylor (1976), quienes dividieron esta serie con base en su concentración de K_2O , se precisó que pertenecen a la serie calcoalcalina de alto-K (Fig. 24 b).

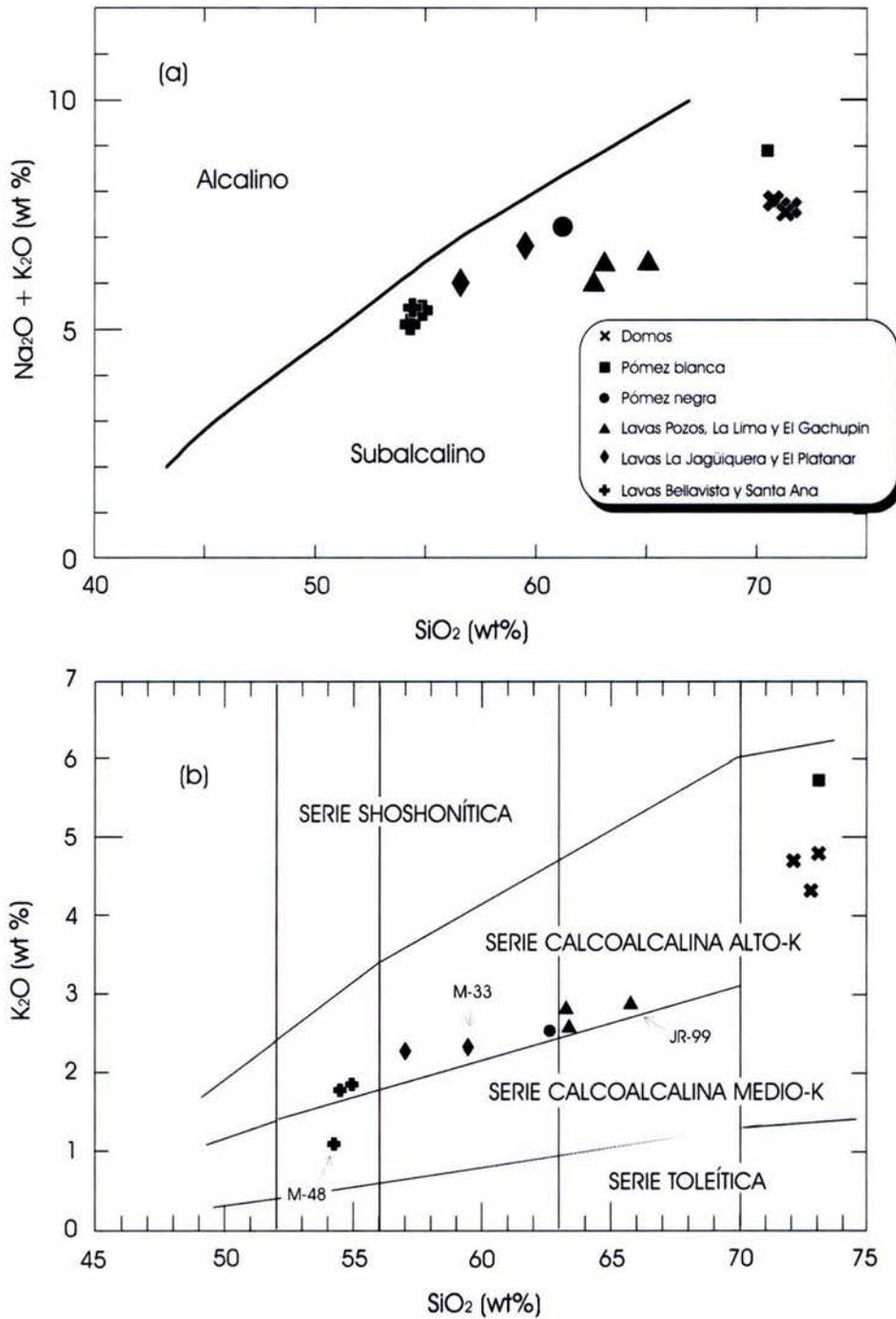


Figura 24. (a) Diagrama de discriminación entre serie alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). (b) Subdivisión de la serie subalcalina con base en la concentración de K_2O (Peccerillo y Taylor, 1976) en donde se observa que las rocas de la región de estudio pertenecen a la serie calcoalcalina.

En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) se observa que hay dos muestras que destacan por presentar la concentración relativamente más baja y más alta de K_2O dentro del conjunto analizado. La primera es la lava Bellavista (M-48) que, aunque tiene concentración similar de SiO_2 con las muestras de la lava Santa Ana, presenta menor concentración relativa de potasio. De manera similar ocurre con la pómez blanca de la Ignimbrita Acatlán (IA), que tiene concentración de sílice semejante a los domos analizados y sobresale por estar relativamente enriquecida en K_2O .

En los diagramas de variación tipo Harker se observa el comportamiento de algunos elementos mayores (TiO_2 , MgO y P_2O_5) con respecto al SiO_2 (Fig. 25). Aunque en términos generales el contenido de TiO_2 , MgO y P_2O_5 disminuye con el aumento de sílice, en las gráficas no se advierte una tendencia coherente que represente el curso de la evolución química de las rocas. En ellas se aprecian diferencias y semejanzas en el contenido de estos óxidos en muestras de la misma composición, así como en aquellas de diferente edad relativa. En el caso de las lavas Pozos y El Gachupín y el volcán La Lima, existen variaciones similares en su concentración de P_2O_5 y TiO_2 , sin embargo, la concentración de MgO sólo es semejante en las dos últimas, ya que en la lava Pozos (JR-99) éste disminuye ligeramente. En contraste con las lavas Bellavista y Santa Ana, el contenido de MgO es muy similar entre ellas, pero difieren en el de P_2O_5 y TiO_2 ; de este comportamiento se observa una marcada diferencia en la lava Bellavista (M-48) ya que tiene una concentración menor de estos últimos óxidos. También entre las lavas La Jagüiquera y El Platanar existen diferencias significativas: en los diagramas se observa que La Jagüiquera (M-8) exhibe contenidos de MgO semejante a los flujos Bellavista y Santa Ana y tiene concentraciones ligeramente mayores de P_2O_5 y TiO_2 en comparación con El Platanar (M-33). Esta última lava tiene concentraciones de MgO semejantes con La Lima y El Gachupín. Los clastos de pómez de la IA que son de composición diferente, no presentan similitudes en las concentraciones de estos óxidos, que son más altas en la pómez negra que en la blanca. En el caso de los domos no hay diferencias notables entre los contenidos que presentan.

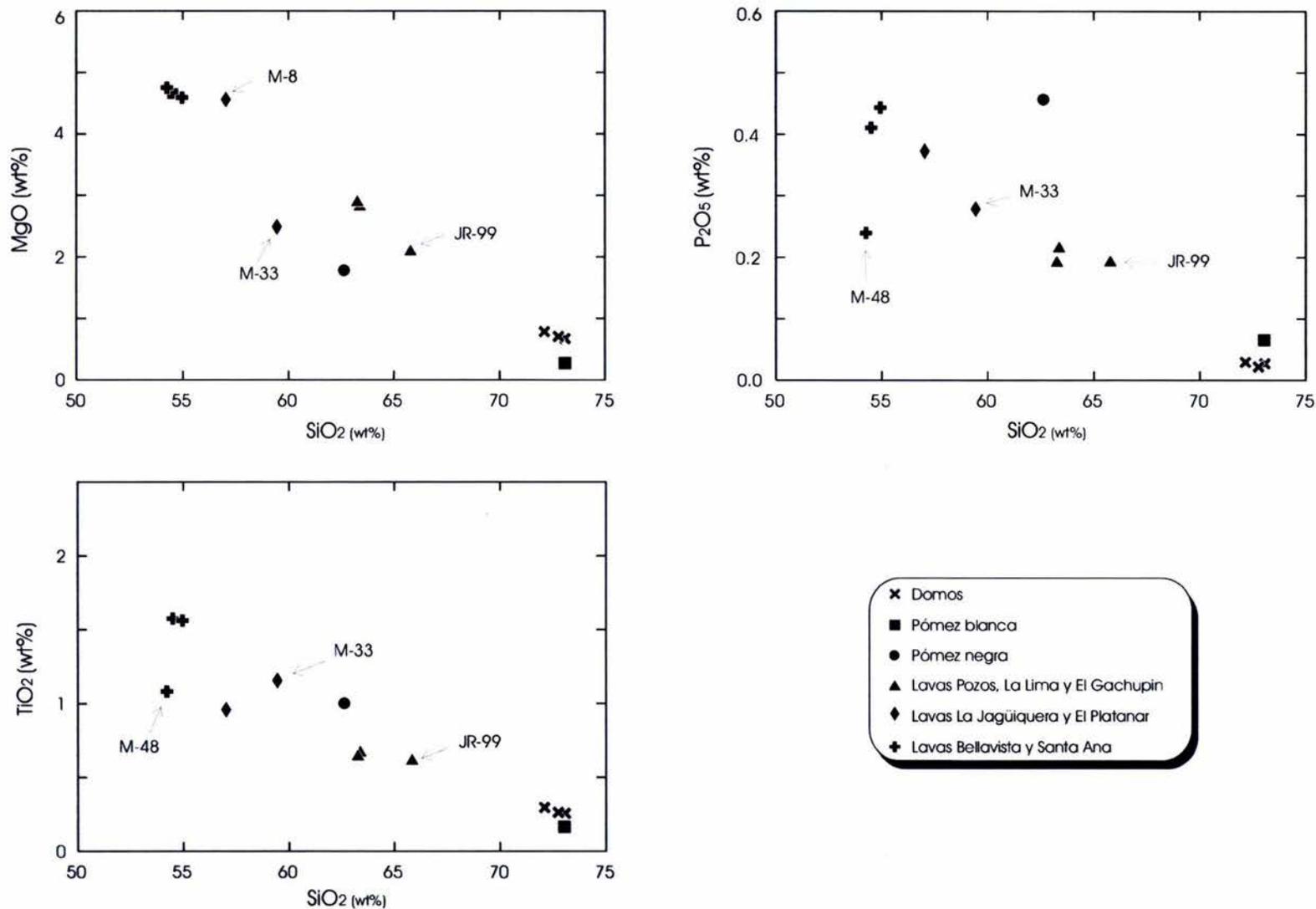


Figura 25. Diagramas de variación tipo Harker para algunos elementos mayores. En ellos se observa que existen diferencias en las concentraciones relativas de P₂O₅ y TiO₂ para las lavas de Bellavista y Santa Ana. En el caso de las lavas Pozos, La Lima y El Gachupín, sólo la primera difiere en el contenido de MgO (JR-99). El grupo de domos y la pómez blanca no presenta grandes diferencias entre ellas.

4.4.2. Elementos traza

El estudio de los elementos traza es de gran importancia en la petrología ígnea, debido a que reflejan relaciones genéticas entre varios tipos de rocas y la relación entre ellos se emplea para determinar ambientes particulares de generación de magmas. Están presentes en cantidades menores a 0.1 wt % y su concentración se expresa en ppm; además, para su estudio se han dividido en varios grupos de acuerdo a su comportamiento. Los más importantes son: las tierras raras (REE, siglas en inglés), los elementos de alta fuerza de campo (HFSE por sus siglas en inglés) y los de baja fuerza de campo (LILE –Large Ion Lithophile Elements- siglas en inglés). Las REE comprenden elementos del grupo de los lantánidos (números atómicos del 57 al 71 de la tabla periódica), los HFSE incluye al Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, Sc e Y y los LILE incluyen al Rb, Sr, Cs, Ba, K y Eu.

El comportamiento de los elementos traza en los sistemas magmáticos se describe en términos de su capacidad para concentrarse en la fase cristalina o en la fase líquida. Aquellos que durante la fusión parcial y la cristalización prefieren la fase líquida son denominados *incompatibles* (también conocidos como LILE), mientras que los *compatibles* son aquellos que preferencialmente son retenidos en la fase residual. Wood y colaboradores (1979) optan por sustituir el término de *incompatible* por el de *hidromagmatófilo* (HYG siglas en inglés), subdividiéndolos en dos grupos: los más HYG que incluyen al Cs, Rb, K, U, Th, Ta, Nb, Ba, La y Ce, y los menos HYG que comprenden al Zr, Hf, Sr, P, Ti, Y y las REE medias y pesadas. Sin embargo, esta nomenclatura con esos elementos, sólo es recomendable para magmas máficos que estén en equilibrio con la mineralogía del manto superior (olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno ± granate ± espinela), debido a que algunos se pueden comportar como más HYG en un ambiente tectónico determinado, pero ser menos HYG en otro. Únicamente el Ta y Nb actúan más HYG en la mayoría de los sistemas.

Para visualizar la concentración de estos elementos en las rocas de la región de estudio, se utilizó el diagrama de Nakamura (1974) que normaliza las REE contra los valores condríticos. Comparar las muestras analizadas contra este estándar, ayuda identificar el fraccionamiento que han sufrido respecto a ese material primitivo del sistema solar. En el patrón de tierras raras mostrado en la figura 26 se observan varios aspectos: 1) en el diagrama no hay un comportamiento subparalelo entre los distintos grupos de muestras; 2) hay un enriquecimiento ligero de tierras raras ligeras (LREE) respecto a las pesadas (HREE), más marcado en unas muestras que en otras y 3) existen anomalías negativas ligeras de Eu en algunas rocas y así como positivas en

otras, además de una anomalía negativa ligeramente perceptible de Ce. Nelson (2004) manifiesta que una *suite* de rocas formadas como resultado de la cristalización fraccionada, debería presentar una tendencia casi paralela en el patrón de REE, aspecto que no se aprecia en las rocas del CVA salvo en los domos. Por otro lado, los domos y la pómez blanca muestran un mayor enriquecimiento de LREE con respecto a las HREE, que el resto de los depósitos volcánicos en los que se aprecia una pendiente más suave; entre ellas destaca la lava Bellavista (M-48) ya que el patrón que tiene no indica un enriquecimiento importante de las LREE con respecto de las HREE. Este comportamiento puede sugerir diferencias ligeras en el fundido del cual se originaron; sin embargo, la característica que tienen en común todas las muestras, es el aspecto casi horizontal de las HREE, lo que sugiere la ausencia de granate en la fuente.

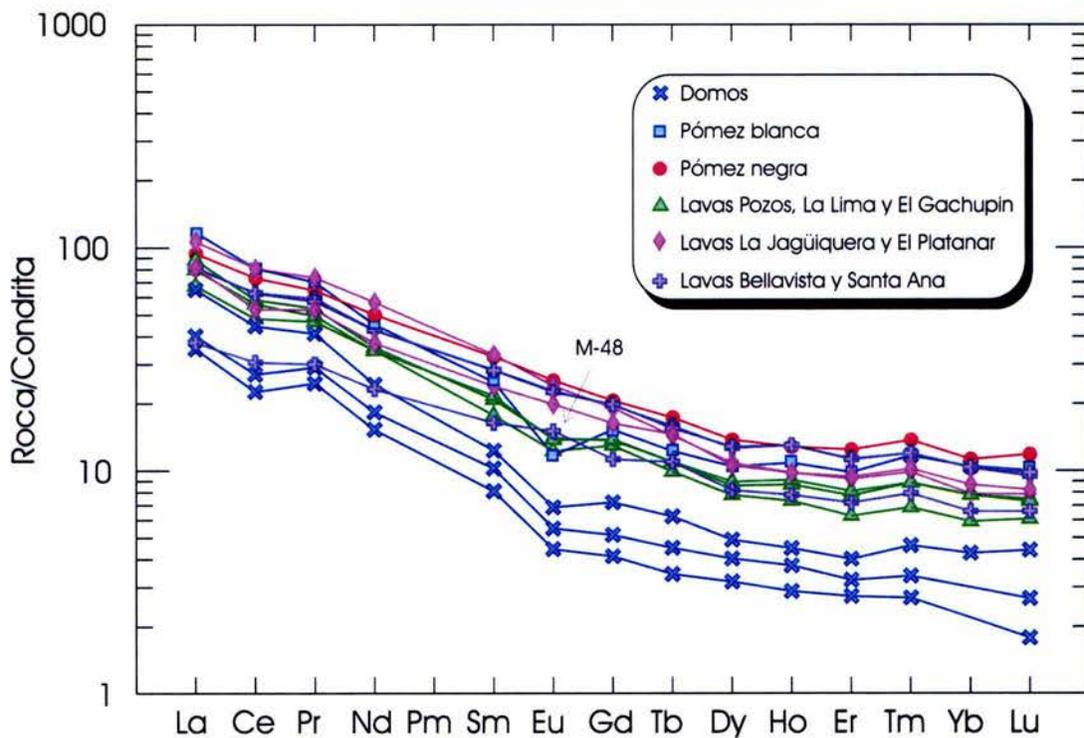


Figura 26. Diagrama normalizado de las REE de las muestras contra los valores de la condrita de Nakamura (1974).

Con respecto a las anomalías, los domos, la pómez blanca, las lavas Pozos, El Gachupín y la Lima tienen anomalía negativa de Eu; en las lavas Santa Ana (de composición andesítico basáltica), la Jagüiquera, El Platanar y la pómez negra, no

está presente y en la lava Bellavista (M-48) ésta es ligeramente positiva. Rollinson (1993) indica que la anomalía de Eu está controlada por los feldespatos en los magmas félsicos y que su fraccionamiento remueve a este elemento del fundido: el resultado es una anomalía negativa, por lo tanto, ésta se debe a la cristalización fraccionada de la plagioclasa. La anomalía positiva puede estar relacionada al fraccionamiento del ortopiroxeno o clinopiroxeno. En el caso del Ce, se distingue una anomalía negativa ligera, más notable en los domos que en las demás secuencias volcánicas y ésta puede ser originada por el metasomatismo del manto debido a fluidos liberados de la placa o como resultado de la influencia del agua de mar en un ambiente de subducción.

Un aspecto importante a destacar, es el hecho de que los domos se ubican en una posición baja en el diagrama 26, presumiblemente ocasionada por la concentración menor de tierra raras. Sin embargo, este comportamiento se debe a un problema analítico debido a que estas muestras fueron analizadas en el ICP-MS del Instituto de Geofísica de la UNAM y el resto de los datos graficados fueron obtenidos en Actlabs. Como se observa en la tabla 2 para las muestras que se realizaron por duplicado, existen diferencias importantes entre los datos obtenidos en un laboratorio y el otro.

Adicionalmente se realizaron diagramas multielementales para observar el comportamiento de otros elementos traza. Se eligieron el de Pearce (1983) y Sun & McDonough (1989) que utilizan el MORB y N-MORB² (*normal Mid Oceanic Ridge Basalts*) respectivamente como valores de normalización (Fig. 27). Normalizar con estos parámetros es más apropiado para rocas evolucionadas ya que cada uno permite resaltar el comportamiento de distintos elementos, debido a las diferencias que existen entre ellos. En ambas gráficas se observan aspectos interesantes en las que, de manera general, se contempla un enriquecimiento relativo de LILE con respecto a los HFSE.

² Los N-MORB se caracterizan por contenido alto de MgO y CaO, bajo P₂O₅ y K₂O, relativamente contenido alto de Cr y Ni y también muestran una anomalía ligera de Eu. Se forman por fusión parcial (10-30%) de un manto empobrecido y presentan extremo empobrecimiento de elementos LILE y algunos HFSE (K, Ti, Rb y P). Estas características los diferencian de los MORB. Se considera que los basaltos tipo MORB, son productos de altos grados de fusión parcial y que provienen de una fuente empobrecida en elementos incompatibles. Se ha estimado que se requiere un mínimo de 20 % de fusión parcial para generar las composiciones más primitivas y su geoquímica de elementos traza, no indican la presencia de granate residual en la fuente (Wilson, 1989).

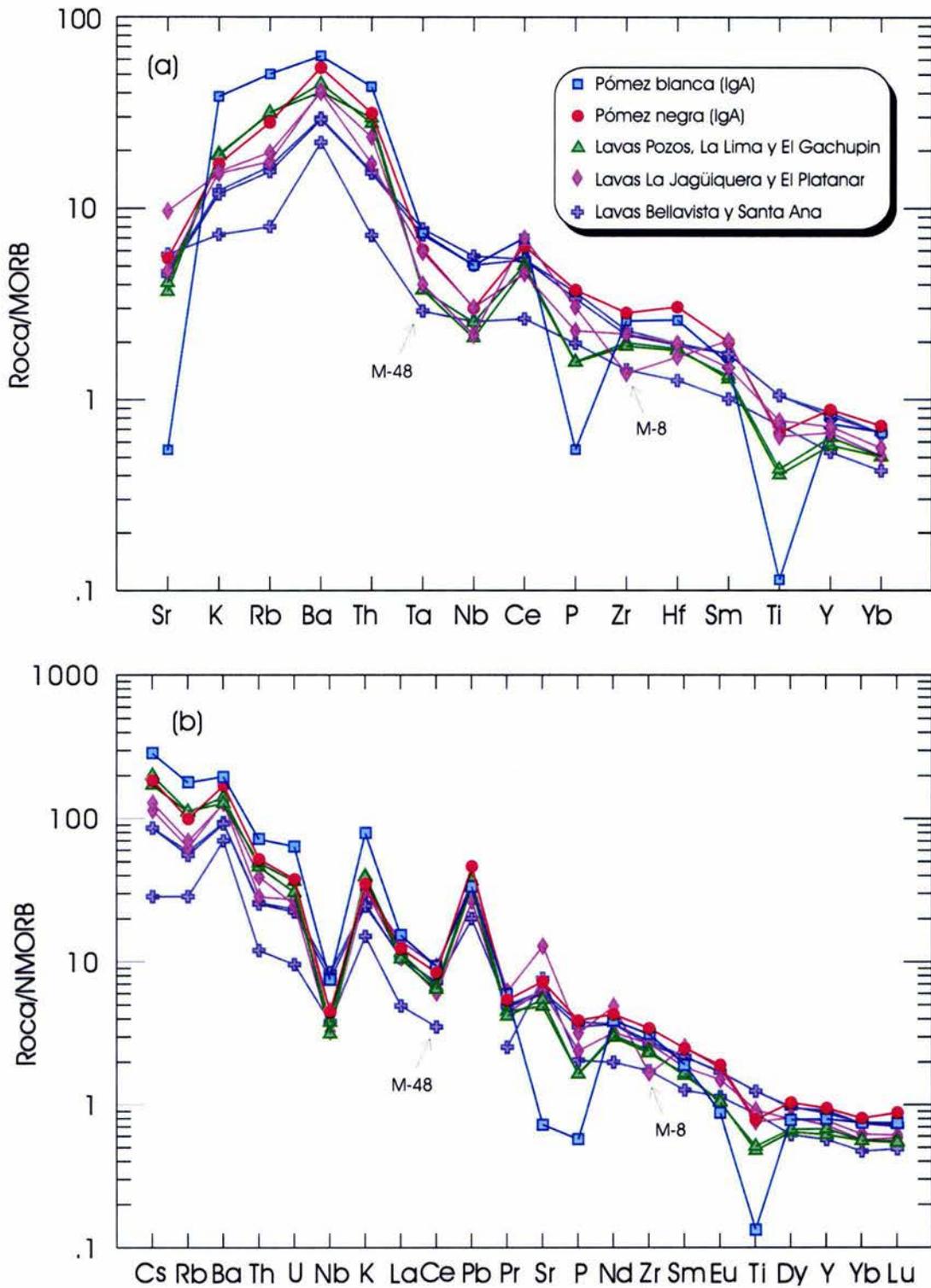


Figura 27. Diagramas multielementales. a) Normalizando con respecto al MORB (Pearce, 1983) y b) con el N-MORB (Sun y McDonough, 1989). En ellos se observa la anomalía positiva de Pb y las anomalías negativas de Sr, Ta, Nb, P y Ti.

En el diagrama de Pearce (1983) el patrón es más indicativo, típico de magmas en márgenes convergentes. También destaca que la mayoría de las muestras presentan anomalía negativa de Sr, pero sólo en algunas se aprecian las de Nb, P y Ti (Fig. 27a). Estas últimas se distinguen notablemente en el diagrama de Sun y McDonough (1989) en donde la anomalía negativa de Nb está presente en todas las rocas, así como la de P (Fig. 27b); también en esta gráfica resalta la anomalía positiva de Pb y Ba. La anomalía negativa de Nb es indicativa de participación cortical en el proceso magmático (Rollinson, 1993) y las anomalías positivas de Pb y Ba, lo son de rocas relacionadas a subducción; estas anomalías también pueden ser el resultado de la interacción del magma con el flujo de sedimentos de la placa subducida.

Dentro del comportamiento de las secuencias analizadas, destacan dos de ellas que se alejan ligeramente del patrón general. La lava Bellavista (muestra M-48) y la pómez blanca de la Ignimbrita Acatlán (JR-20) no siguen una tendencia semejante a las demás. La M-48 se distingue por poseer una traza sin muchas pendientes pronunciadas y tener menor concentración de elementos traza en relación con las demás unidades, además de no mostrar anomalía negativa de Ti y ser apenas perceptible la de P, característica que comparte con la lava Santa Ana que es de la misma composición. La pómez blanca (JR-20) tiene anomalías negativas de Sr, P y Ti, mucho más conspicuas que las mostradas por la pómez negra y el resto de los productos volcánicos. En el caso de las lavas La Jagüiquera y El Platanar, éstas tienen un comportamiento muy semejante entre sí, excepto con el Zr, ya que en La Jagüiquera (M-8) se observa una anomalía negativa de Zr, que está ausente en El Platanar.

4.4.3. Isótopos de Sr, Nd y Pb

El empleo de los isótopos radiogénicos se basa en la premisa de que una roca originada en un determinado sistema magmático, posee la misma relación isotópica de la fuente de la cual se derivó. Esto se debe a que la diferencia de masas entre ellos es tan pequeña, que no puede ser fraccionada por mecanismos controlados por los procesos que actúan en su ruta a la superficie. La importancia de esta hipótesis es que permite identificar el ambiente de formación de una serie de rocas ígneas; sin embargo, deben emplearse con cautela, debido a que las relaciones isotópicas tienen la virtud de modificarse por procesos subsecuentes como el hidrotermalismo e intemperismo. En el caso de las rocas volcánicas jóvenes, igualmente se asume que registran la composición isotópica de su fuente, debido a que el tiempo transcurrido

es insuficiente para producir decaimiento adicional, por lo que son ampliamente usados para investigaciones de este tipo.

Para identificar la correlación entre los valores de Sr y Nd, se convino en emplear la notación épsilon (ϵ) para éste último isótopo. El parámetro ϵ_{Nd} es una medida de la diferencia entre el $^{143}Nd/^{144}Nd$ de las muestras analizadas y un valor de normalización, que en este caso es el CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*). El cálculo se realiza a través de la siguiente ecuación:

$$\epsilon_{Nd}^t = \left(\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{roca, hoy}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR, hoy}} - 1 \right) \times 10^4$$

Donde:

$\epsilon_{Nd}^t = \epsilon_{Nd}$ en la roca hoy.

$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{roca, hoy}$ = valor $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la roca

$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR, hoy} = 0.512638$

Los valores de ϵ_{Nd} pueden ser representados con signo positivo, negativo o cero. Si la cifra es positiva, implica que las rocas se derivaron principalmente de un magma generado de un manto empobrecido.

Para las rocas volcánicas del área de estudio los valores isotópicos obtenidos se indican en la tabla 3 y en ella se observa que la relación de Sr y Nd de los ejemplares seleccionados, presentan variaciones significativas dentro de un rango. Los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ se encuentran entre 0.70361 y 0.70412; el más bajo (0.70361) pertenece a la lava Bellavista (M-48), mientras que el más alto (0.70412) corresponde al domo Tepetatitos (M-9C). En el caso del ϵ_{Nd} las cifras oscilan entre +2.3 y +5.2 y el valor inferior corresponde a la lava Pozos (JR-99) y el superior a la lava La Jagüiquera (M-8). En la figura 28 se observa que las relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y ϵ_{Nd} de las rocas del CVA presentan una correlación inversa, por lo que se grafican dentro del arreglo del manto (*Mantle array*). En la gráfica se comparan los datos obtenidos con los valores reportados para las rocas del complejo volcánico San Pedro-Ceboruco y el volcán San Juan³. En ella se aprecia que hay afinidad de las lavas Bellavista, Santa Ana, La

³ Los datos isotópicos de Nd obtenidos por Petrone *et al.* (2003) para el vulcanismo del graben San Pedro-Ceboruco, así como los de Luhr (2000) para el volcán San Juan, están reportados como valores isotópicos $^{143}Nd/^{144}Nd$. Para efectos de comparación con los indicados en este trabajo, se realizó el cálculo para obtener la notación ϵ_{Nd} por medio de la ecuación indicada anteriormente.

Jagüiquera, El Platanar y las pómez blanca y negra de la IA, con el vulcanismo calcoalcalino del Ceboruco (área sombreada en azul pálido). Las lavas Pozos, El Gachupín, el volcán La Lima y los domos son afines con los depósitos del volcán San Juan (área sombreada en amarillo). Como se observa en el diagrama 28, ninguna de las relaciones isotópicas son similares al MORB, por lo que no se grafican dentro de ese campo.

Tabla 3. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las secuencias volcánicas del área estudiada.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma_{\text{abs}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 1\sigma_{\text{abs}}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 1\sigma_{\text{rel}}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 1\sigma_{\text{rel}}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 1\sigma_{\text{rel}}$	ϵNd	$\pm 1\sigma_{\text{abs}}$					
Lavas												
Bellavista												
M-48	0.703693	38	0.512876	21	18.6831	0.039	15.5893	0.039	38.4431	0.038	4.64	0.41
Santa Ana												
M-32	0.703618	36	0.512872	19	18.7431	0.028	15.6062	0.032	38.5191	0.037	4.56	0.37
JR-65	0.703612	36	0.512892	18	18.7229	0.023	15.5819	0.027	38.4366	0.03	4.95	0.35
La Jagüiquera												
M-8	0.703711	35	0.512906	19	18.6185	0.029	15.5705	0.029	38.3701	0.029	5.23	0.37
El Platanar												
M-33	0.703826	34	0.512826	24	18.7052	0.04	15.5940	0.041	38.4771	0.045	3.67	0.47
El Gachupín												
M-13	0.703948	33	0.512769	29	18.7114	0.024	15.5867	0.025	38.4819	0.024	2.56	0.57
La Lima												
JR-14	0.704016	39	0.512804	23	18.7441	0.04	15.6424	0.052	38.6715	0.071	3.24	0.45
Pozos												
JR-99	0.703940	40	0.512757	23	18.7121	0.02	15.6034	0.02	38.5385	0.021	2.32	0.45
Domos												
Tepetatitos												
M-9C	0.704121	33	0.512789	13	18.7489	0.027	15.6199	0.037	38.6175	0.047	2.95	0.25
El Gachupín												
M-12	0.704046	38	0.512792	18	18.7504	0.026	15.6218	0.028	38.6152	0.032	3.00	0.35
El Chino												
JR-15	0.704112	39	0.512814	16	18.7453	0.024	15.6146	0.026	38.6009	0.032	3.43	0.31
Pómez												
Blanca												
JR-20	0.703898	39	0.512853	21	18.7237	0.024	15.5935	0.023	38.4893	0.024	4.19	0.41
Negra												
JR-22	0.703829	40	0.512863	34	18.7208	0.031	15.6052	0.038	38.5194	0.047	4.39	0.66

Los análisis de Sr, Nd y Pb se realizaron en el LUGIS del Instituto de Geofísica de la UNAM. Las muestras se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Sr y Nd y 100 para Pb. Los errores ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$) reportados se refieren a los dos últimos dígitos.

Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710235 \pm 18$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$) (n=289); para estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511877 \pm 21$ (n=138) y para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.89 \pm 0.04\%$ ($\pm 1\sigma_{\text{rel}}$); $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.06\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.51 \pm 0.08\%$ (n=82).

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación del valor promedio del laboratorio para el estándar Pb NBS 981.

Los blancos analíticos de este trabajo resultaron: 3.6 ng Sr, 0.18 ng Nd (blancos totales) y 105 pg Pb (blanco de química).

Los isótopos de Pb son un trazador importante para entender la fuente de los magmas parentales en las rocas ígneas. Son de gran utilidad porque ayudan a reconocer los componentes diferentes que se involucraron en la génesis de las rocas magmáticas. Esto es posible gracias a que existen diferencias significativas entre los tres sistemas de decaimiento isotópico que tienen. El ^{208}Pb es producto del decaimiento del ^{232}Th ; el ^{207}Pb se produce por el decaimiento del ^{235}U que actualmente es escaso, mientras que el ^{206}Pb generado del ^{238}U es más abundante por lo que presenta mayor variación.

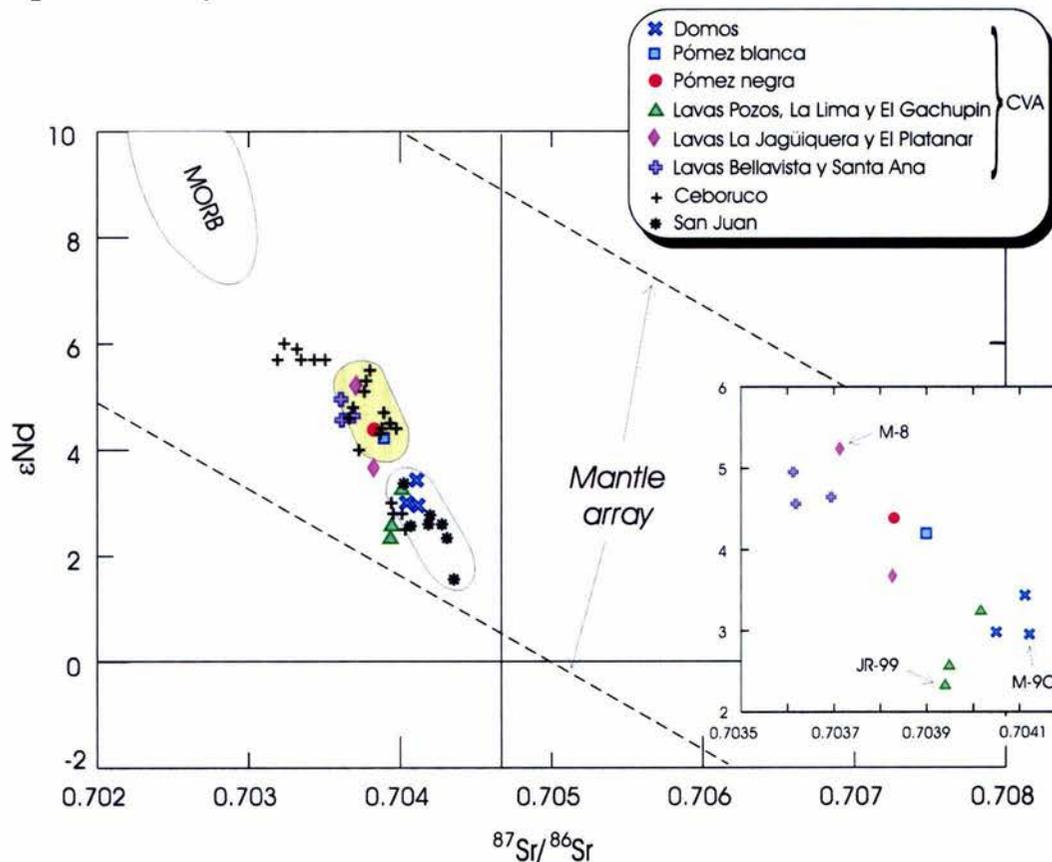


Figura 28.- Diagrama de correlación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus ϵNd . Se muestra la distribución de las unidades del Volcán San Juan y Ceboruco para comparación. Los datos fueron tomados de Luhr (2000) y Petrone *et al.* (2003) respectivamente. En áreas sombreadas se engloban a el Volcán San Juan y el vulcanismo calcoalcalino del área del Ceboruco.

En las muestras analizadas los cocientes de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ presentan cifras que fluctúan entre 18.6185 a 18.7504, 15.5705 a 15.6424 y 38.3701 a 38.6715 respectivamente. Los valores mínimos corresponden a la lava La Jagüiquera y los máximos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ al volcán La Lima.

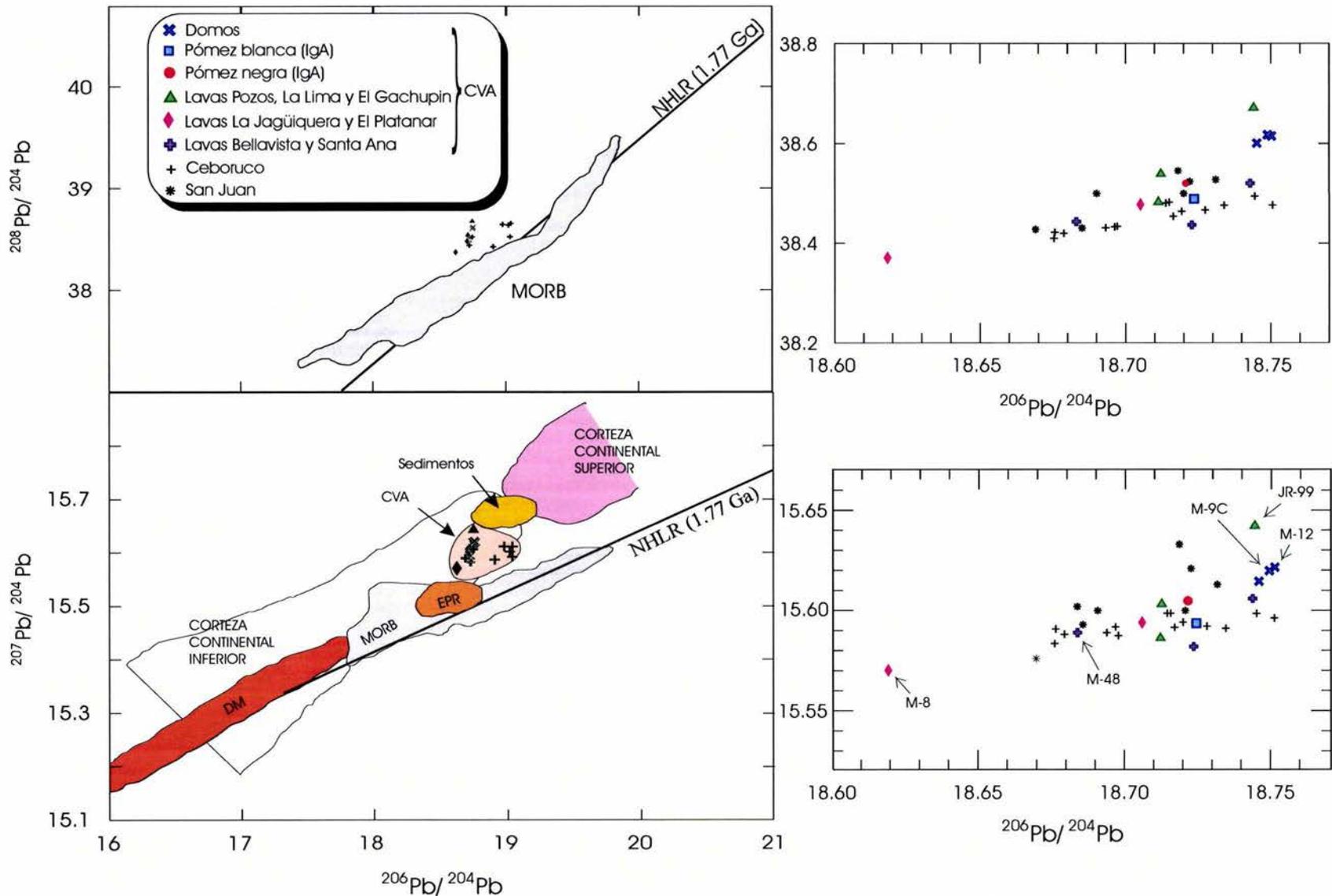


Figura 29. Relaciones de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las muestras analizadas, en los que se muestran los distintos componentes involucrados. Se indica la posición de la línea de referencia del hemisferio norte (NHLR) y el campo del manto empobrecido (DM), así como de los basaltos de las dorsales (MORB), de la dorsal del Pacífico Este (EPR) y la corteza superior e inferior (Zindler y Hart (2003)). Se comparan con los sedimentos de la placa de Cocos (Verma, 2000) y los datos del Volcán San Juan (Luhr, 2000) y del complejo volcánico San Pedro-Ceboruco (Petrone *et al.*, 2003).

En los diagramas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 29) se observa que las muestras del área estudiada, así como las del volcán San Juan y del complejo volcánico San Pedro-Ceboruco, se distribuyen a la izquierda de la línea de referencia del Hemisferio Norte (NHRL por sus siglas en inglés). Se ubican entre el campo de los basaltos tipo MORB y los de la dorsal del Pacífico Este (EPR) (Zindler y Hart, 1986) y los sedimentos de la de la placa de cocos (Verma, 2000) y la corteza continental superior (Zindler y Hart, 1986).

4.4.4. Isótopos de O

El oxígeno es el elemento más abundante de la corteza terrestre y es un constituyente importante dentro de los minerales formadores de roca. Tiene tres isótopos estables: ^{16}O (99.63%), ^{17}O (0.0375%) y ^{18}O (0.1995%), y su composición isotópica está reportada en términos de sus diferencias de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ respecto al estándar llamado VSMOW (Viena Standard Mean Ocean Water). Para mostrar la variación entre la relación de los isótopos estables, se usa la notación delta (δ) ya que esta se da en partes por mil respecto al estándar referido. El fraccionamiento isotópico del oxígeno se obtiene de la siguiente ecuación:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_m - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}} \right] \times 1000$$

Donde:

$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_m$ = es la relación de oxígeno medida en la muestra.

$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}$ = es la relación de oxígeno del valor estándar.

Los valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ indican enriquecimiento de ^{18}O en la muestra comparado con el VSMOW, mientras que valores negativos indican empobrecimiento con respecto a ese mismo estándar.

La relación isotópica de O en las rocas del manto se ha determinado por medio del estudio de xenolitos ultramáficos inalterados, llevados rápidamente a la superficie por conductos volcánicos explosivos y su valor de $\delta^{18}\text{O}$ varía entre 5.4 a 5.8 ‰, semejante al de las condritas y rocas lunares. Este resultado es citado como evidencia de que la composición isotópica del oxígeno en el manto es uniforme. En comparación con los magmas derivados del manto, las rocas de la corteza están

enriquecidas en ^{18}O y ^{87}Rb , pero empobrecidas de ^{143}Nd , por lo tanto, la adición de O, Sr y Nd proveniente de rocas graníticas viejas de la corteza, asimiladas en magmas derivados del manto, producen valores positivos entre la correlación de $\delta^{18}\text{O}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y negativos entre $\delta^{18}\text{O}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Por ello, los isótopos de O, junto con los de Sr, Nd y Pb se han usado en rocas volcánicas jóvenes para determinar contaminación de los magmas basálticos por rocas de la corteza.

En el caso de las rocas graníticas, la mayoría tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre +6 a +9 ‰; las variaciones en este rango son atribuidas a diferentes causas: valores bajos se adjudican a la existencia de grandes sistemas hidrotermales de agua meteórica y cuando existen valores altos (> +9 ‰), se asume que se formaron por fusión o asimilación masiva de rocas de la corteza con alto $\delta^{18}\text{O}$. Asimismo, se ha observado que incrementos en $\delta^{18}\text{O}$ son acompañados por incrementos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Procesos de contaminación

El magma extravasado sobre la corteza continental tiene potencialmente una historia compleja de fusión parcial en el manto, de fraccionamiento durante su ascenso, así como de intercambio o asimilación del material de las paredes y techos de los conductos y cámaras, con los que estuvo en algún momento en contacto. La contaminación de estos magmas primarios, básicamente se da en dos sentidos:

- 1.- Contaminación cortical (*crustal contamination*): resultado de la asimilación o intercambio isotópico con rocas a niveles corticales.
- 2.- Contaminación de la fuente (*source contamination*): producto de la asimilación de material de firma continental en la fuente del manto por el proceso de subducción.

La contaminación cortical implica reacción física y química del magma con rocas de la corteza intrusionada; la naturaleza y extensión de la contaminación depende de factores como: el balance de calor entre asimilación y cristalización, composición y relación entre el magma y el contaminante, y la presencia o ausencia de fluidos. La contaminación de la fuente involucra un sistema cerrado de fusión parcial de material de la corteza, o una mezcla de material de la corteza y del manto, dentro del manto. Se considera que la composición isotópica de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de un magma está determinada por factores como: la composición de la fuente en la que se generaron, la temperatura de cristalización del magma, la composición mineralógica y los procesos

de evolución del magma (Hoefs, 2004). Estas características le imprimen rasgos distintivos a las rocas, que permite asociarlas con condiciones particulares de formación.

Análisis en las rocas del CVA

Los análisis de oxígeno de los productos volcánicos del CVA se realizaron comercialmente en *Geochron Laboratories* en Cambridge, Massachussets, E.E.U.U. y los resultados se indican en la tabla 4 reportados en partes por mil (‰) respecto al VSMOW. Se procesaron y analizaron muestras de roca total tanto en las lavas como en los fragmentos de pómez. En clastos de pómez se recomienda obtener la concentración de $\delta^{18}\text{O}$ en cristales, debido a que en ellos la influencia del intemperismo tiene menor efecto sobre los resultados; sin embargo, esto no fue posible en las pómez de la IA ya que generalmente son afíricas.

Muestra	$\delta^{18}\text{O}$	Muestra	$\delta^{18}\text{O}$
<i>Lavas</i>		<i>Domos</i>	
Santa Ana		Tepetatitos	
JR-65	6.85	M-9C	9.84
La Jagüiquera		El Gachupín	
M-8	6.50	M-12	9.02
El Gachupín		El Chino	
M-13	8.21	JR-15	9.67
La Lima		Pómez blanca	
JR-14	8.46	JR-20	10.87
Pozos		Pómez negra	
JR-99	8.80	JR-22	6.35

Tabla 4. Relaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de las unidades del CVA, así como de las lavas Pozos y de la Lima. Los análisis se realizaron en muestras de roca total y se reportan en partes por mil (‰). Estándar $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.0039948$.

Los valores obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ para el conjunto de rocas, oscilan entre +10.9 ‰ a +6.35 ‰; sin embargo, una variación de ~ 2 ‰ debería de esperarse de una suite co-magmática de rocas félsicas a máficas (Taylor, 1986). De las muestras analizadas el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ más alto y más bajo pertenecen, respectivamente, a la pómez blanca y a la pómez negra de la Ignimbrita Acatlán; estas grandes diferencias pueden no tener un origen primario y probablemente se deben a contaminación por agua

meteórica a bajas temperaturas. Las relaciones de $\delta^{18}\text{O}$ los domos y lavas La Lima, El Gachupín y Pozos son valores altos respecto al manto y sugieren que estas rocas deben de contener un componente que alguna vez estuvo en la superficie terrestre, afectado por procesos de baja temperatura. Caso contrario ocurre las lavas La Jagüiquera y Santa Ana que tienen concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$ más cercanas al valor primordial (+6 ‰) lo que indica una influencia menor de componentes con altos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

En la figura 30 se muestra un histograma que presenta las concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$ de las secuencias del CVA en la que se aprecia una correspondencia entre el contenido de sílice y la relación isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ para los domos, la pómez blanca y las lavas El Gachupín, Pozos y La Lima, misma que no se refleja en la pómez negra y las lavas Santa Ana y La Jagüiquera. En estas ultimas se observa que a mayor contenido de SiO_2 , menor concentración de $\delta^{18}\text{O}$.

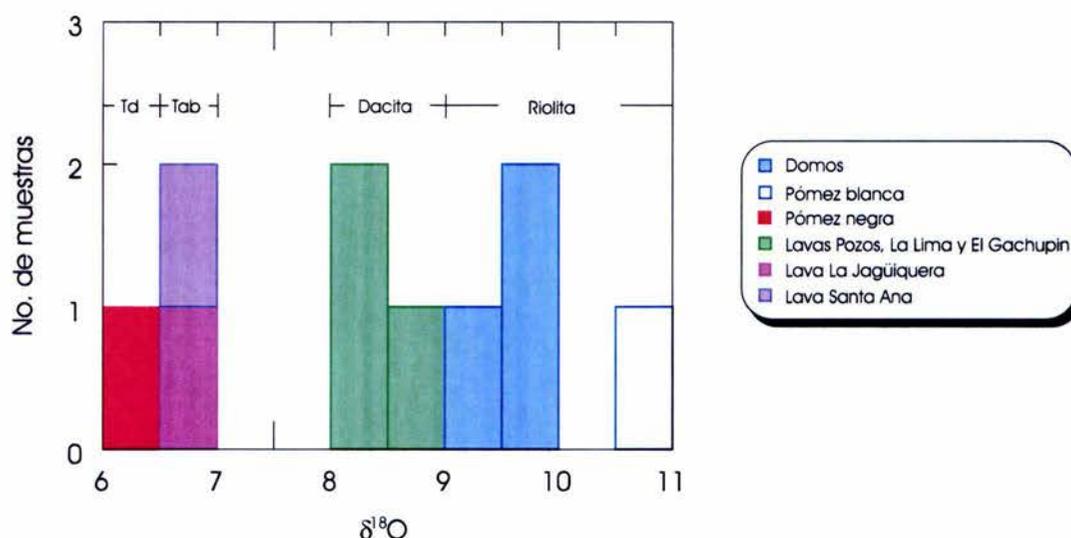


Figura 30. Histograma de $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras analizadas, en la que se aprecia la variación de la isotopía de oxígeno. Abreviaturas usadas: Td.- Traquidacita; Tab.- Traquiandesita y andesita basáltica.

Durante el proceso de subducción, la corteza oceánica y los sedimentos (oceánicos y continentales) son llevados hasta la trinchera y se consumen junto con la placa. La adición de este material influye correlacionando el oxígeno y los isótopos radiogénicos en una forma completamente distinta, que en aquellos que se originaron por la contaminación cortical de magmas derivados del manto. Esto se aprecia en la gráfica de correlación bivalente entre los componentes de $\delta^{18}\text{O}$ contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig.

31); si los magmas se generaron de una fuente metasomatizada, las muestras se ubicarán en la curva cóncava hacia abajo; en caso contrario, si se debe a un proceso de contaminación cortical, se ubicaran en la parte cóncava hacia arriba.

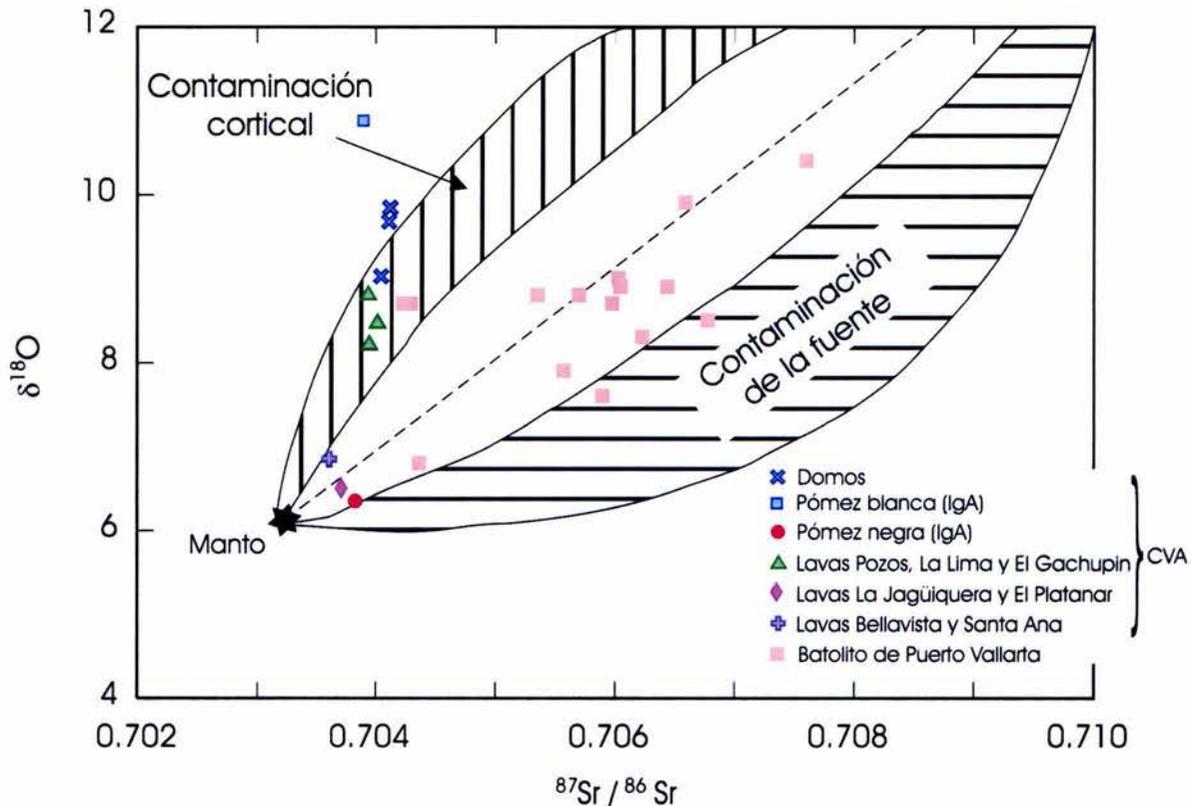


Figura 31. Gráfica de $\delta^{18}O$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ en donde se presentan las curvas de mezcla de componentes involucrados en la contaminación de los magmas (Modificado de James, 1981).

En la gráfica se comparan los datos obtenidos con los reportados por Schaaf (1990) para el Batolito de Puerto Vallarta (tabla5). La dispersión de las muestras en la gráfica de $\delta^{18}O$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ del batolito y las del área de estudio, apuntan a una contaminación de los magmas por los componentes en subducción y también por influencia de la corteza. Los domos y la pómez blanca se ubican en el campo de contaminación de la corteza continental, así que los magmas que dieron origen a estos domos tuvieron un proceso de asimilación de materiales con firma continental de alto contenido de Sr. Las muestras presentan diferentes grados de influencia de la corteza entre ellas, por lo que probablemente los magmas que les dieron origen estuvieron almacenados en reservorios ligeramente diferentes, al igual que las lavas Pozos, La Lima y el Gachupín. En el caso de la lava Santa Ana, se grafica cerca del límite de

influencia de la corteza continental, por lo que se infiere que puede tener una influencia ligera de la misma en su génesis, a diferencia de la lava La Jagüüquera y la pómez negra que se encuentran cercana al área de contaminación de la fuente, por lo que se deduce que probablemente el componente de contaminación de los magmas que les dio origen, fue a través del material de la placa en subducción llevado hasta la cuña del manto.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$\delta^{18}\text{O}$	Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$\delta^{18}\text{O}$
PV-1	0.704912	10.8	MS-63	0.704293	6.8
MS-2A	0.704949	10.4	MS-13	0.704006	8.7
MS-2B	0.7050001	9.9	MS-14	0.705399	8.3
PV-II	0.705255	8.9	MS-15	0.704878	8.3
MS-3	0.705308	9	MS-16A	0.704837	7.9
MS-4	0.704561	8.8	MS-16B	0.703919	7.9
MS-5	0.704279	8.5	MS-55	0.70398	8.7
MS-7A	0.704342	8.7	MS-56	0.703865	9.3
MS-8	0.704032	8.7	MS-74	0.705383	7.6
MS-17	0.70403	8.9			

Tabla 5. Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y $\delta^{18}\text{O}$ del Batolito de Puerto Vallarta de Schaaf (1990), utilizados en la gráfica 31. Análisi de oxígeno reportados en partes por mil (‰).

5. PETROGÉNESIS

Arcos volcánicos continentales

Entender como se forman los magmas y como evolucionan geológicamente, requiere del conocimiento de los procesos que intervienen desde su formación hasta su ascenso a la superficie. Caracterizar geoquímicamente una suite de rocas volcánicas de una margen continental activa, es el primer paso para proponer un modelo que explique su evolución, desde la fusión parcial hasta su solidificación a temperatura ambiente. En esta sección se resumirán los fundamentos sobre la formación de magmas en zonas de subducción, así como las particularidades que presenta el manto y los procesos subsecuentes que modifican los magmas derivados de él.

5.1. Subducción y magmatismo

Las zonas de subducción son sitios en los que se desarrolla una gran actividad magmática y volcánica en la Tierra. En estas regiones, donde una densa placa oceánica subduce debajo de corteza continental, no existe un mecanismo simple que explique el origen de la actividad ígnea. Los procesos que actúan son varios y dependen en gran medida de las características del *slab*; se sabe que su edad, la tasa de convergencia y el ángulo de subducción, influyen en la naturaleza y distribución del magmatismo del arco.

Durante la subducción, la placa oceánica se calienta como consecuencia del hundimiento en el manto astenosférico, provocando reacciones metamórficas (facies de esquistos verdes → anfibolita → eclogita) que liberan fluidos acuosos. Schmidt y Poli (1998) señalan que la mayoría de las reacciones metamórficas ocurren a profundidades menores a 100 km; sin embargo, los fluidos pueden liberarse hasta los 300 km de profundidad. Cuando estos fluidos migran hacia la cuña del manto, bajan drásticamente la temperatura del *solidus* e inducen la fusión parcial (Fig. 32). El proceso puede ocurrir a distintas profundidades, dependiendo del tipo de fase cristalina que se desestabilice. La fusión parcial inducida en la cuña del manto, ocurre a temperaturas que oscilan entre 1200° y 1300° C, condición que se alcanza en su parte central. Esto se debe a que la placa oceánica en subducción, arrastra parte del

manto hacia abajo y para compensar este movimiento, el manto de la región *back-arc*, fluye hacia el arco (Tatsumi y Eggins, 1995).

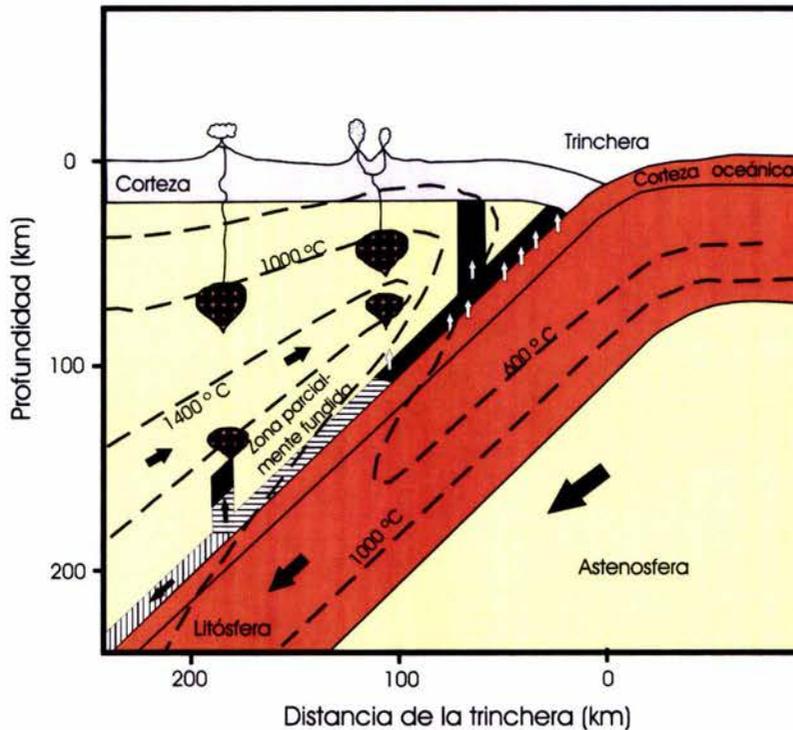


Figura 32. Modelo propuesto para el magmatismo en zonas de subducción. En el diagrama se aprecian los geotermas de la cuña del manto y el *slab* (Tomado de Tatsumi y Eggins, 1995).

Otros modelos de formación de magmas han sugerido que la placa que subduce puede llegar a fundirse bajo condiciones físico-químicas especiales. Este mecanismo genera fluidos enriquecidos en Sr, Na y LREE, y empobrecidos en Y y HREE ya que se quedan en la fase eclogítica residual (Kay, 1978). Las rocas generadas de esta manera se denominan adakitas y se estima que se forman en el campo de estabilidad del granate. Su composición varía de intermedia a félsica y poseen altos contenidos de Na_2O (>15%) y SiO_2 (>56%) (Defant y Dummond, 1990). Se consideraba que la fusión de la placa oceánica ocurría sobre todo en *slabs* jóvenes (Peacock *et al.*, 1994); sin embargo, Gutscher *et al.* (2000) han señalado la fusión de litosfera oceánica de 10-45 Ma, como generadora de la mayoría de los magmas adakíticos en el mundo. Estiman que placas de esa edad, no son capaces de fundirse bajo gradientes termales de subducción normal, así que proponen un mecanismo de subducción “plana” en donde las condiciones de presión, temperatura y tiempo, pueden inducir la fusión parcial de la corteza oceánica. En la porción oriental de la FVTM, se ha sugerido que este

mecanismo pudo haber sido el generador del magmatismo miocénico plutónico en la región de Palma Sola (Gómez-Tuena *et al.*, 2003). Adicionalmente, Yogodzinsky *et al.* (2001) han presentado otra forma de generación de adakitas. Ellos consideran que este tipo de magmas también se pueden crear por el flujo del manto en el borde de una placa, en ambientes tectónicos particulares como en el arco de las Aleutianas, que se une a casi 90° con el de Kamchatka.

5.2. Características geoquímicas

Existe un consenso generalizado entre los investigadores, sobre las características geoquímicas que distinguen al magmatismo generado en régimen tectónico convergente. Las aportaciones de los componentes en subducción, la cuña del manto y la corteza continental, puede ser analizadas a través de las concentraciones de elementos y de las correlaciones entre ellos. Tal es el caso de los elementos traza, que durante la fusión parcial algunos tienden a concentrarse en la fase mineral y otros se transfieren al fundido. Elementos como el Nb, Ta, Zr, Hf (del grupo de los HFSE) y el TiO₂, además de las tierras raras pesadas (Dy, Ho, Er, Yb y Lu), no se disuelven en fluidos acuosos, al igual que las LREE (La, Ce, Pr y Nd) y el Th que son considerados insolubles en fluidos magmáticos (Brenan *et al.*, 1994; Brenan *et al.*, 1995). Sin embargo, ambos grupos de elementos tienen diferente concentración en los sedimentos oceánicos: las LREE y el Th generalmente están enriquecidas en los sedimentos marinos, y los HFSE y HREE comúnmente se encuentran en baja concentración en ellos (Plank y Langmuir, 1998). Por otro lado, el Ba, Sr, Rb, Pb y U sí son elementos solubles, pero además son incompatibles con las fases minerales peridotíticas y eclogíticas (Brenan *et al.*, 1994; Brenan *et al.*, 1995).

Debido a las particularidades que presentan los elementos mencionados anteriormente, sus concentraciones relativas en las rocas de arco pueden utilizarse para visualizar la contribución de los distintos componentes en la generación de magmas. Los cocientes de los elementos son de interés especial para inferir las características de la cuña del manto (Nb/Ta o Zr/HF) o para descubrir la contribución de los fluidos provenientes de la subducción (Sr y Pb). La relación Ba/Nb es útil para detectar la influencia de los sedimentos continentales y los fluidos en subducción: cocientes altos de Ba/La son indicativos de subducción (Tatsumi y Eggins, 1995).

5.3. Características del Manto superior

El manto superior es química y mineralógicamente complejo; sus características se han determinado con base en el estudio de xenolitos, rocas volcánicas primitivas y meteoritos. Se considera que está compuesto por lherzolita de cuatro fases minerales: olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + una fase con aluminio. La que la fase aluminosa cambia de plagioclasa → espinela → granate con aumento de la presión (Fig. 33).

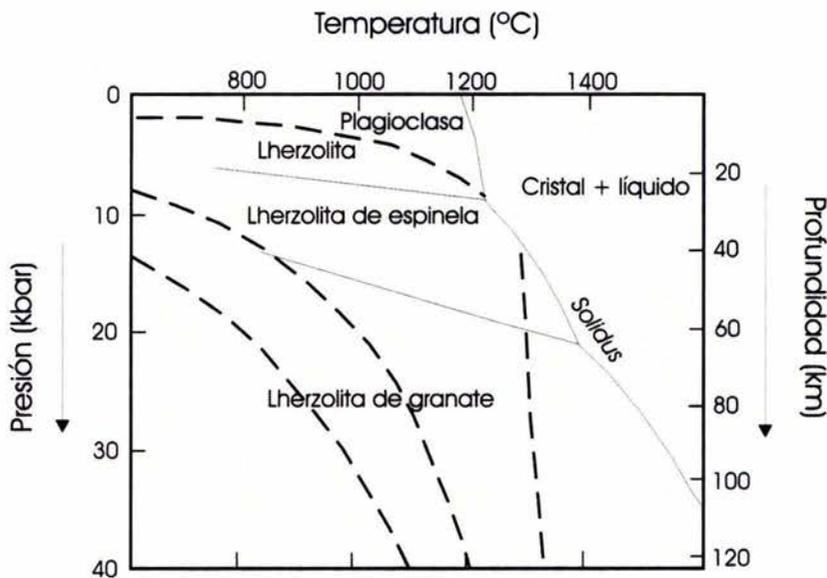


Figura 33. Campos de estabilidad del tipo de rocas del manto superior (Modificado de Raymond, 2002).

Químicamente el manto está empobrecido en elementos litófilos de ión grande (LILE), debido a los eventos de fusión parcial que han ocurrido a través del tiempo, permitiendo con ello el engrosamiento de la corteza continental. Sin embargo, en ocasiones puede enriquecerse, “fertilizarse” o *metasomatizarse*, debido a la adición de materiales llevados por la placa que subduce (sedimentos, corteza oceánica, agua meteórica). Este proceso de empobrecimiento y enriquecimiento, han vuelto al manto heterogéneo. Por otro lado, se considera que el metasomatismo por la introducción de minerales como anfíbol, flogopita, biotita, apatito y esfena es precursor de magmas kimberlíticos, nefelinitas y magmas alcalinos (Wilson, 1989).

En circunstancias normales, se estima que el manto debajo de la corteza oceánica y continental debe de ser sólido bajo condiciones anhidras. Sin embargo, la presencia de fases mineralógicas hidratadas como flogopita y anfíbol, así como inclusiones fluidas con CO₂ y otros volátiles en cristales de olivino y piroxeno, confirman la presencia de agua y volátiles en él. Tatsumi y Eggins (1995) señalan que la adición de pequeñas cantidades de agua y volátiles tienen el efecto de bajar la temperatura del *solidus*, induciendo la fusión parcial del manto peridotítico y de la corteza subducida. Por otro lado, Wilson (1989) indica que con sólo 0.4 wt% de agua se inducirían pequeñas porciones de fusión parcial (<1%) a una profundidad de 100-250 km.

Aunque aún no se tiene la certeza del origen de los volátiles y de cuál es la fuente principal del magma, sí se han concebido dos modelos para explicar los procesos probables de la fusión. Uno de ellos considera que el líquido formado inicialmente, reacciona continuamente con la fase sólida residual hasta el momento de la segregación, punto en el que la composición del sistema deja de permanecer constante (*batch melting*); el otro propone que la fusión parcial se remueve constantemente del sistema, tan pronto como se forma y no reacciona con el sólido. Así que la composición es constantemente modificada (*fractional o Rayleigh melting*).

5.4. Modificación de los magmas

En los arcos volcánicos continentales los magmas primarios se segregan de una profundidad > 100 km o dentro de ese rango (Fig.34). Debido a que son menos densos que las rocas circundantes, tienden a ascender a la superficie. Cuando alcanzan un nivel en el que las rocas de encima son menos densas que el magma (nivel neutral de flotabilidad), el cuerpo cesa su movimiento y solidifica como un plutón. Si el fundido cristaliza, lo hace sobre un rango de temperaturas y pasa por tres estados: uno en el que todo el material es líquido (*liquidus*), otro en el que coexisten fase cristalina y líquido, y la última en la que todo el material es sólido (*solidus*).

Para que un magma continúe su movimiento ascendente y alcance la superficie, depende de una serie de factores como la composición, el contenido de volátiles, el contenido de fenocristales, el contenido de calor, el contraste de temperatura entre el magma y la roca encajonante, la viscosidad, y el proceso de fracturamiento y esfuerzos en la roca madre (Raymond, 2002). Comúnmente antes de

que el magma se solidifique, ya sea a nivel de la corteza o en la superficie, sufrirá algunos procesos que modificarán su composición. La diferenciación magmática, mezcla de magmas y la asimilación, son los principales responsables de esos cambios y pueden actuar de manera individual o combinada.

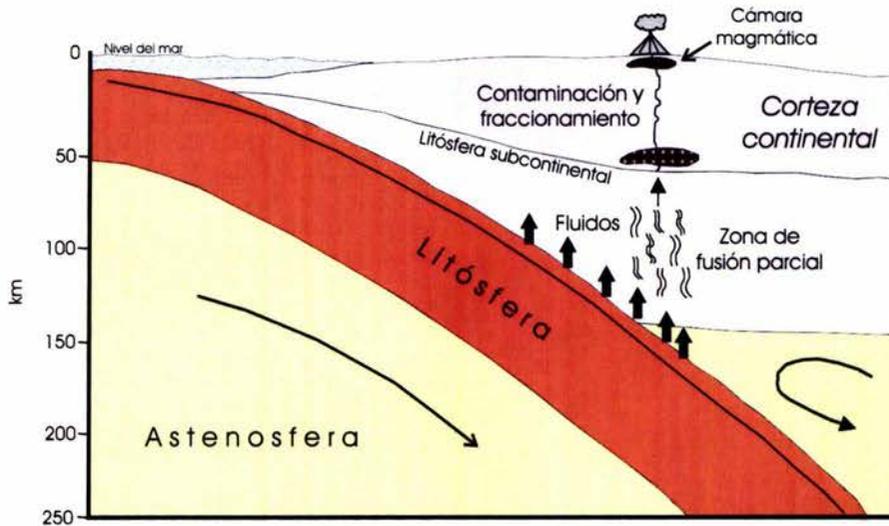


Figura 34. Modelo de subducción donde se indican los niveles donde se llevan a cabo los procesos que modifican la composición de los magmas primarios (tomado de Wilson, 1989).

La diferenciación magmática es un grupo de procesos por los que un magma homogéneo puede evolucionar a otro de naturaleza distinta, a través de mecanismos como la cristalización fraccionada, inmiscibilidad de líquidos y la difusión. Este mecanismo es ampliamente aceptado y observado en muchos centros volcánicos.

La mezcla de magmas (*mixing* o *mingling*) es el proceso en el que dos magmas de diferente composición se combinan para formar uno solo. El *mixing* se denomina cuando dos o más magmas se combinan completamente para formar uno nuevo sin dejar trazas de la composición magmática original, mientras que en el *mingling* los magmas se mezclan físicamente pero su composición es preservada en el producto eruptivo (*e.g.*, la pómez bandeada, CVA).

La asimilación tiene lugar cuando el magma almacenado en la corteza, o durante su ascenso a la superficie, reacciona con la roca de las paredes disolviéndola,

ya sea en el conducto o en la cámara. Sin embargo, aunque se han observado enclaves dentro de sistemas magmáticos expuestos en la superficie, este proceso presenta incógnitas adicionales, ya que implica la adición del calor necesario para aumentar la temperatura del asimilado y fundirlo.

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**

6. DISCUSIÓN

Las unidades emplazadas en el CVA presentan semejanzas y diferencias importantes que serán discutidas en este capítulo. Con base en las características químicas e isotópicas se argumentarán los posibles componentes involucrados en la petrogénesis de las distintas secuencias litológicas y se realizará un análisis comparativo con otros centros eruptivos dentro del BJ. Para fines analíticos se discutirán primero sus características en campo y posteriormente se realizará el modelado con base en los datos geoquímicos e isotópicos.

6.1. Evaluación del CVA

Con base en los datos presentados hasta el momento, procederemos a establecer las siguientes consideraciones:

- Las secuencias volcánicas del CVA tienen un rango composicional que oscila de andesitas basálticas a riolitas y fueron emitidas a través de conductos centrales formando domos y conos. La distribución espacial de estos edificios volcánicos es aproximadamente circular, como se aprecia en el modelo digital de elevación de la figura 7a (pag. 20). Probablemente debido a este aspecto morfológico y a la co-existencia de vulcanismo explosivo y efusivo (flujos piroclásticos y domos de composición riolítica), Delgado-Granados *et al.* (1995) asociaron su formación a un sistema de caldera. Sin embargo, una caldera se forma como resultado de erupciones altamente explosivas y voluminosas, produciendo el colapso de la estructura volcánica (Lipman *et al.*, 1994) y aunque en el CVA hay vulcanismo explosivo, el volumen de los domos es relativamente menor en comparación con las lavas que afloran en el área. Adicionalmente, en campo no se observan evidencias de colapso ni fracturas anulares, sino fallas normales de orientación NW-SE y basculamiento de algunas unidades hacia el NE.
- Después de la formación de los volcanes del grupo Santa Cruz (Santa Cruz, Mazatepec y La Lima) aparentemente existe un periodo corto de quietud que termina con la emisión de la Lava Pozos. Posteriormente continua la formación de los domos, el emplazamiento de las Lavas El Conejo, Bellavista y Santa Ana y sobre ellos se depósito la IA. La actividad volcánica en el campo culmina con la erupción de las Lavas Las Vías, La Jagüiquera y El Platanar.

- Aunque los productos volcánicos fueron emitidos por distintas fuentes, se observa que existe semejanza en la composición química de las rocas que fueron extravasadas casi contemporáneamente. Así, se observa que el vulcanismo varía con el tiempo de dacítico, riolítico, andesítico-basáltico y traquiandesítico. La emisión de la IA se encuentra entre el periodo de vulcanismo andesítico-basáltico (Lavas Bellavista y Santa Ana) y el traquiandesítico (Lavas La Jagüiquera y El Platanar).
- La Ignimbrita Acatlán representa la fase explosiva del campo y según el trabajo de Wright y Walker (1981) el domo El Chino fue el centro de emisión de este flujo, ubicándolo con base en la dispersión del *co-ignimbrite lag deposit* cercano a él. Sin embargo, este mismo depósito se localiza cerca del domo La Coronilla, 7 km al este de El Chino, por lo que probablemente pudo haber existido más de un conducto. Wright y Walker (1981) indican que la ignimbrita se formó por el colapso continuo de la columna eruptiva y que el flujo no fue turbulento; sin embargo, Branney y Kokelaar (1997) muestran con base en las estructuras sedimentarias observadas (estratificación de bajo ángulo, bloques imbricados, ausencia de impactos balísticos, etc.), que el flujo zonado se emplazó en forma masiva, inestable y probablemente intermitente. Indican que el depósito estuvo controlado por la topografía, depositándose el flujo masivo en el valle, mientras que en los altos topográficos el depósito fue menor y principalmente de constituyentes silícicos. Así mismo, establecen que la erupción inició con explosiones freatomagmáticas, seguidas por una fase pliniana y posteriormente se emplazaron flujos piroclásticos densos, depositando primero flujos riolíticos estratificados y después masivos (flujo con mezcla de pómez). Consideran que el evento puede haber durado decenas de minutos o varias horas, tiempo en el que la composición del magma fue cambiando. En la figura 35 se muestran las columnas reportadas por Branney y Kokelaar (1997) para la IA, en las que se detalla la estratigrafía y distribución del depósito, así como la variación del espesor en diversos puntos de la región. En ese diagrama consideran que la ignimbrita únicamente cubre a las lavas que afloran al noreste de Acatlán de Juárez, como lo muestran en el perfil de la figura 35 a, indicado con la letra C. Ellos señalan que este punto es un remanente de la parte andesítica de la IA, adherido al escarpe de falla; sin embargo, existe una inconsistencia ya que en esa sección realizada en campo, se observó que la ignimbrita subyace a autobrechas de la lava El Platanar como se indicó en la figura 13, columna E (Pag. 31).

- El conjunto de domos ubicados al norte del área de estudio denominados como El Gachupín y Cruz Vieja (Fig. 8), sobreyacen a la lava El Gachupín. Durante el trabajo de campo se consideró que este flujo formaba parte del complejo dómico; sin embargo, por las características petrográficas y geoquímicas que presenta, muy semejantes a las del volcán la Lima, se considera que probablemente sea parte del vulcanismo que dio origen al denominado Grupo Santa Cruz.
- A diferencia de los volcanes monogenéticos del Grupo Santa Cruz, la mayoría de las unidades fueron emitidas a través de aparatos volcánicos de dimensión pequeña, cuyos flujos se desplazaron unos cuantos kilómetros.

6.2. Variación geoquímica

El propósito de este trabajo es determinar las características geoquímicas de los productos volcánicos del CVA, esto implica precisar si el conjunto de rocas es cogenético; esto es, si provienen de la cristalización fraccionada de un magma primario común, o tal vez de la fusión parcial de una fuente en común. Generalmente, se considera que una *suite* de rocas volcánicas que están asociados en tiempo y espacio, presentan variaciones químicas coherentes que ilustran la evolución del magma del cual se originaron. Sin embargo, como se mostró en los diagramas tipo Harker de la figura 25 (Pág. 57), este patrón no se observa en las rocas del CVA. En dichos diagramas, la variación de los óxidos mayores seleccionados, no muestran una tendencia congruente de evolución en relación con el tiempo, como se exhibe en la figura 36. Este comportamiento sugiere dos aspectos: que probablemente la cristalización fraccionada no jugó un papel importante y que la diferenciación magmática se llevó a cabo por otro proceso, o que tal vez las secuencias analizadas no son cogenéticas. Acotar estas posibilidades, requiere el análisis adicional de los elementos traza y los datos isotópicos obtenidos.

En el diagrama de tierras raras (Fig. 26, Pág. 59) se observa que el conjunto de productos volcánicos del CVA, no muestran un patrón consistente: no hay una disposición subparalela en la traza de la mayoría de los grupos de rocas, ni tampoco el enriquecimiento de LREE con respecto a las HREE tiene una pendiente constante entre las distintas agrupaciones observadas. En la gráfica se distingue que los domos presentan un patrón de tierras raras similar, con un enriquecimiento relativo de LREE con respecto a las HREE más evidente que en el resto de las unidades. Es importante destacar que la concentración notoriamente menor de REE, en

comparación con las demás unidades, se debe a que los análisis se llevaron a cabo en distintos laboratorios, con estándares diferentes, así como límites de detección desiguales. En el caso de las lavas Pozos y La Lima que representan el vulcanismo previo a la formación del CVA, tienen un patrón semejante de REE con El Gachupín, de hecho, esta lava tiene concentraciones más parecidas con La Lima, que con Pozos. En las pómez blanca y negra de la IA, se observa una tendencia paralela de REE y difieren sólo en la importante anomalía negativa de Eu de la pómez blanca, que está ausente en la negra. En el caso de las lavas Bellavista y Santa Ana siguen trazas distintas; la lava Bellavista (M-48) no tiene un enriquecimiento importante de tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas, evidenciado en la pendiente suave, casi plana, que se interrumpe debido a una anomalía positiva ligera de Eu. Las lavas La Jagüiquera y El Platanar también muestran diferencias ligeras en la concentración de REE: la lava La Jagüiquera tiene concentración mayor de tierras raras ligeras en comparación con El Platanar, aunque ambas son similares en la traza de las tierras raras pesadas.

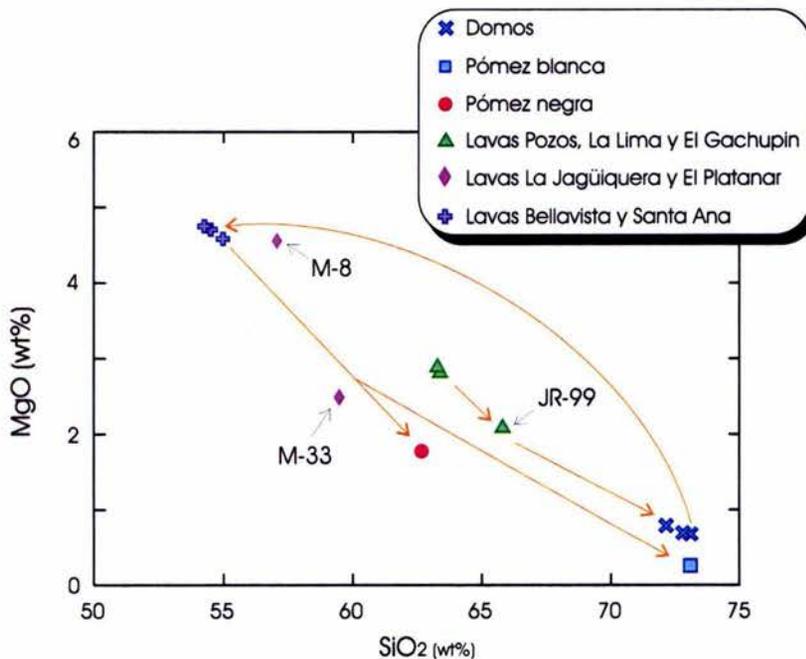


Figura 36. Variación química del MgO en las muestras del área de estudio con respecto al tiempo, en donde se observa que no hay una línea descendente que marque la evolución del magma. Las flechas indican la emisión de las rocas, iniciando de la más antigua (que incluye a la Lima y Pozos) a la más joven.

En primera instancia, los elementos mencionados anteriormente descartan que las secuencias volcánicas analizadas, sean producto de un proceso de cristalización fraccionada. Tampoco parece haber existido un mecanismo de varios grados de fusión parcial de una fuente común, como se observa en la figura 37. En este diagrama, se grafica un elemento altamente incompatible como el La contra el cociente de La/Sm, en el que se observa que las muestras se distribuyen en forma caótica y no de manera ordenada, con una tendencia que permita relacionarlas ya sea a eventos de cristalización fraccionada (CF) o de fusión parcial (FP). Aparentemente, las secuencias volcánicas analizadas provienen de distintas fuentes, como se sugirió con base en el diagrama de las tierras raras, en el se distinguieron grupos diferentes. Por las disparidades que existen entre ellas, quizá procedan de fuentes con historias de fraccionamiento distintas. La traza que exhiben los domos, tal vez se deba a la presencia de circón en la fuente y posiblemente el patrón mostrado por la lava Bellavista, sea ocasionado por la existencia de ortopiroxeno (hiperstena), ya que de acuerdo con Hanson (1980), el piroxeno pobre de calcio produce un ligero enriquecimiento de las tierras raras ligeras sobre las pesadas, además de contribuir con una anomalía positiva de Eu. La suave pendiente mostrada por esta lava, puede deberse también a su bajo contenido de K_2O . Las demás unidades quizá procedan de fuentes con clinopiroxeno de alto calcio, ya que este mineral conduce a un enriquecimiento de las tierras raras ligeras respecto a las pesadas, ligeramente mayor que el producido por el ortopiroxeno (Hanson, 1980). Por otro lado, como se observa en la figura 26, el conjunto de muestras presentan una cola de HREE horizontal, lo que indica la ausencia de granate en la fuente.

No obstante que se considera que la cristalización fraccionada de un magma basáltico genera rocas evolucionadas (andesíticas, dacitas y riolíticas), hasta aquí se ha establecido que la *suite* del CVA es muy heterogénea y aunque fueron emplazadas dentro de un rango de tiempo corto, no provienen de un proceso de evolución de un magma parental común. Luego entonces, ¿existe alguna relación entre los magmas que les dieron origen?, ¿Qué procesos son los responsables de la variación composicional en esta área tan pequeña?, ¿Qué mecanismo controló su evolución durante su ascenso a la superficie?. Se tratará de dar respuesta a estas interrogantes.

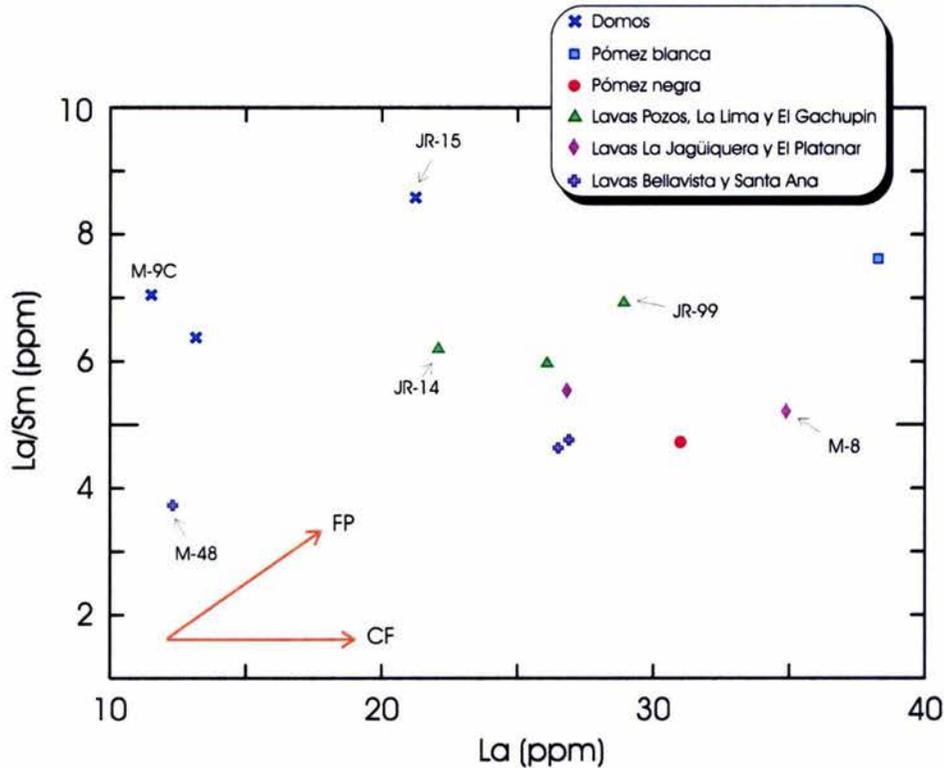


Figura 37. Diagrama de La versus La/Sm en el que se indican los vectores de cristalización fraccionada (CF) y fusión parcial (FP). Las muestras analizadas se distribuyen desordenadamente y no sobre una dirección que permita inferir alguno de los dos procesos. Simbología indicada en la figura 36.

6.3. Evidencias de Sr, Nd y Pb

La cercana relación espacial y temporal de las unidades del área estudiada, habrían hecho suponer que son cogenéticas. Sin embargo, la interpretación previa de las tierras raras no apoya esta hipótesis, por lo que se hace necesario argumentar con la mayor cantidad de datos disponibles, su afinidad genética.

Como se indicó en la sección 4.4.3. las rocas analizadas se grafican dentro del arreglo del manto (Fig. 28, Pág. 65), sin embargo, las relaciones isotópicas reportadas en la tabla 3 son muy variables y no pueden corresponder simplemente a la fusión parcial de la cuña del manto. En la figura 38 se presenta la variación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con respecto al sílice y si bien, en términos generales, existe una correlación positiva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra SiO_2 y negativa de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ contra SiO_2 , existen singularidades interesantes. La lava Bellavista (M-48) se diferencia de la Santa Ana, no obstante de poseer concentraciones de sílice semejantes y de tener la misma posición estratigráfica relativa: ambas subyacen a la IA.

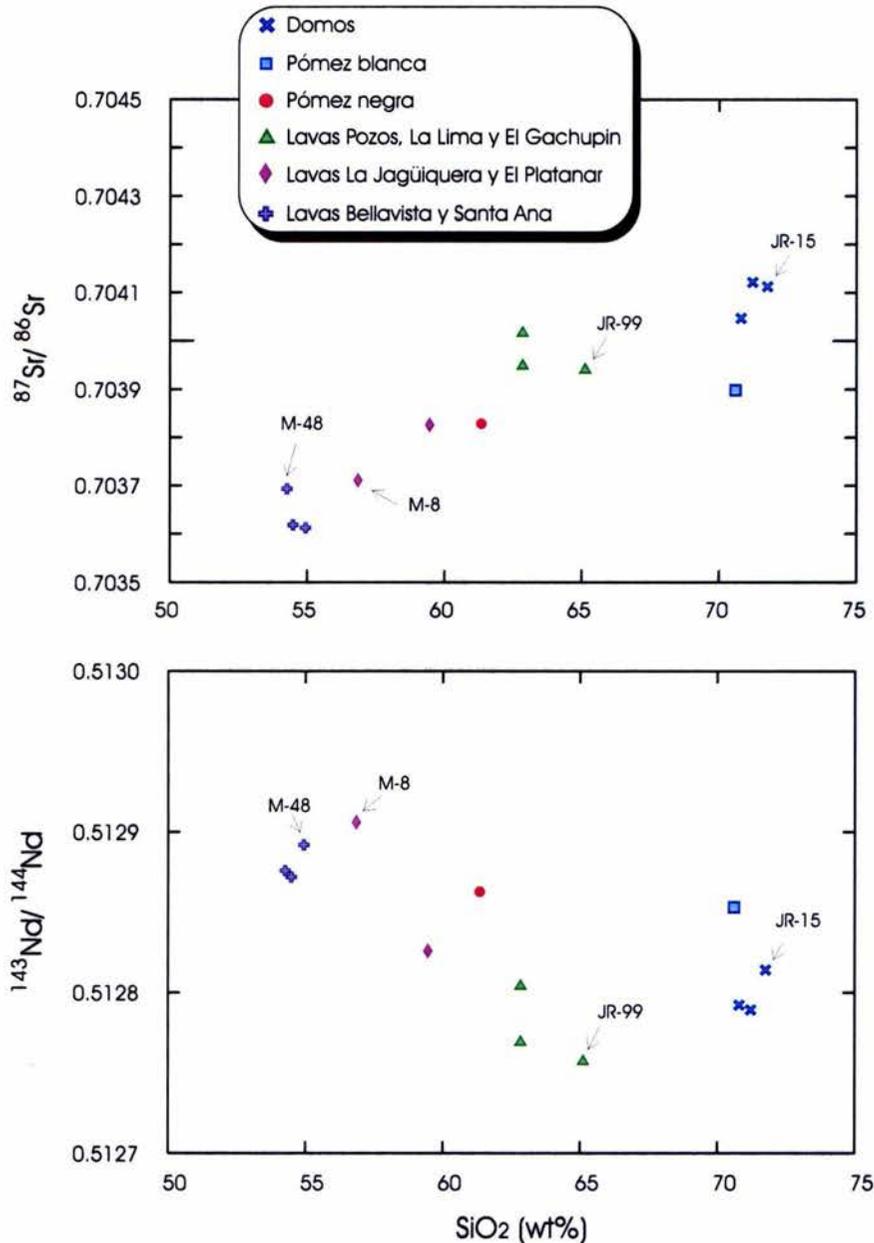


Figura 38. Variación de la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con el contenido de SiO_2 (wt%) de las unidades del CVA.

Caso similar ocurre con la lava La Jagüiquera (M-8) y El Platanar, ya que a pesar de que son las unidades más jóvenes del campo, sus cocientes isotópicos no indican que hayan sido originadas de un magma común. El conjunto de domos y las lavas dacíticas (Pozos, La Lima y el Gachupín), tienen relaciones isotópicas que sugieren la influencia de material cortical en el proceso de diferenciación magmática; estos valores varían dentro de un rango semejante, a pesar de tener concentraciones

disímiles de SiO₂. De manera contraria ocurre con las pómez blanca y negra de la IA, pese a que son de distinta composición, los cocientes de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd que presentan sugieren que fueron generadas aparentemente de una fuente común.

Por medio de la composición isotópica de Pb de las muestras analizadas, se pueden identificar los distintos componentes involucrados en la génesis de estos magmas. Como se ilustró en la figura 29 (Pág. 66), para la mayoría de las unidades, existe un componente de la corteza continental superior indicando un importante proceso de asimilación cortical. En concordancia con los datos isotópicos de Sr y Nd de estas muestras mostrados anteriormente, parece más probable un componente cortical importante durante su evolución.

6.4. Contaminación de los magmas

Para explicar la variación en las características geoquímicas e isotópicas de las rocas relacionadas a subducción, es admitido que se requiere la participación de componentes múltiples en el proceso (Arculus y Powell, 1986). Factores como la corteza oceánica hidratada y el reciclamiento de los sedimentos, imprimen una firma geoquímica distintiva, al igual que las características de la cuña del manto (Luhr, 1992). Así mismo, es posible la influencia de la corteza continental sobre la composición primaria de los magmas, durante su paso a través de la gruesa barrera síalica.

De acuerdo a investigaciones realizadas sobre el BJ, se estima que el espesor cortical de este bloque fluctúa desde 38 hasta 44 km (Bandy *et al.*, 1999). Se ha considerado que su basamento está constituido por cuerpos intrusivos que conforman al Batolito de Puerto Vallarta, emplazado durante el Cretácico (Schaaf *et al.*, 1995). Este sólido cristalino pertenece al ensamble tectono-estratigráfico definido como Terreno Guerrero, que está formado además por secuencias vulcano-sedimentarias y complejos metamórficos de edad mesozoica (Campa y Coney, 1983; Centeno-García *et al.*, 1993). En concordancia con estos estudios, se ha descrito que en los bloques del piso de los semigrabenes Amatlán de Cañas y Ameca, afloran rocas plutónicas de la misma composición (Rosas-Elguera *et al.*, 1993), así que muy probablemente la corteza debajo del CVA corresponda a esta litología.

Comúnmente se recurre a los isótopos de Sr, Nd y Pb, para conocer la procedencia de los magmas que dan origen a las rocas volcánicas. Sin embargo, es

muy probable que éstas hayan sufrido contaminación por rocas de la corteza durante su ascenso, o en la región de la fuente por la incorporación de sedimentos al manto durante la subducción. El proceso es de gran complejidad, ya que es un sistema abierto y por lo tanto intervienen factores múltiples que dependen del ambiente tectónico en el que se desarrolla. Generalmente el material de la corteza se involucra de diversas formas: ya sea como corteza subducida o como roca asimilada, o por la adición de elementos transferidos por fluidos corticales al magma parental. Estos mecanismos de inoculación, enmascaran el carácter isotópico del manto; mientras que la composición isotópica radiogénica del manto es característica, las de la corteza no pueden ser diferenciadas. Debido a esto, el análisis de los isótopos estables, y en especial de oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), se usa combinado con los isótopos radiogénicos para distinguir entre tipos de contaminación (James, 1981).

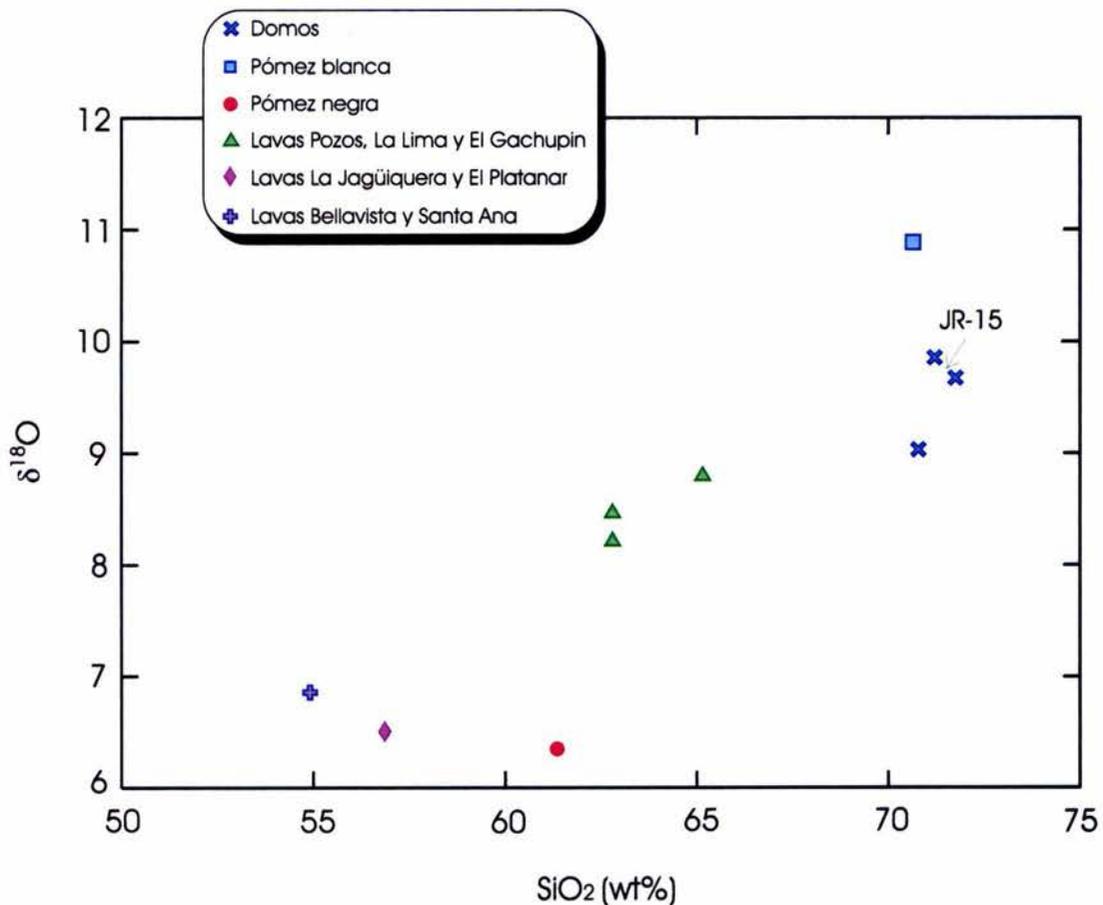


Figura 39. Gráfica de SiO₂ versus δ¹⁸O de las rocas del CVA, así como de las lavas Pozos y La Lima. En ella se aprecia una correlación positiva.

Los resultados de los análisis de isótopos de oxígeno en las muestras, revelan evidencia de interacción del magma con litología cortical como se observa a través de la grafica 39, en la que se aprecia una correlación positiva de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto al SiO_2 . Este argumento se apoya con las concentraciones isotópicas de oxígeno reportados por Schaaf (1990) para el Batolito de Puerto Vallarta, que se caracterizan por presentar valores altos de $\delta^{18}\text{O}$, compatible con el componente de contaminación inferido para las rocas antes mencionadas. Así que tal vez el basamento granítico del BJ sea el componente de contaminación cortical.

En la sección 4.4.2. se señaló con base en la firma de los diagramas multielementales, caracterizado por el enriquecimiento relativo de elementos LILE con respecto a los HFSE, que los magmas que dieron origen al CVA fueron metasomatizados por los fluidos liberados de la placa en subducción. Se ha mencionado que la mayoría de las secuencias también involucraron componentes de la corteza continental en distinta magnitud y aparentemente, en la lava La Jagüiquera ésta no fue tan importante ya que su concentración de oxígeno es baja.

6.5. Modelo de evolución de la Ignimbrita Acatlán

La presencia de clastos de pómez de dos composiciones en la IA ha sido sugerida como un proceso de mezcla de magmas. Este fenómeno es común en arcos volcánicos continentales y consiste de la interacción de magmas de composición diferente. El proceso ocurre en dos miembros extremos denominados *mixing* y *mingling*. El primero sucede cuando dos o más magmas se combinan completamente para formar uno nuevo sin dejar trazas de la composición magmática original, mientras que en el *mingling*, los magmas se mezclan sólo físicamente ya que su composición es preservada en el producto eruptivo, por ejemplo, la pómez bandeada (Yoder, 1973). En el caso de la IA, la existencia de pómez bandeada y clastos de pómez blanca y negra de distinta composición, son indicadores de que el *mingling* fue el generador de este depósito. Se ha propuesto que la mezcla de magmas se debió a la introducción de un fluido basáltico en la cámara magmática evolucionada y que este evento fue el mecanismo detonador para la erupción bimodal de la ignimbrita (Wright y Walker, 1981; Rosas-Elguera *et al.*, 1997). Sin embargo, el patrón de las tierras raras así como la isotopía de Sr y Nd no favorecen esta hipótesis. Los datos ilustrados en las figuras 26 y 38 indican que las pómez blanca y negra, tienen cocientes isotópicos semejantes; además, el patrón que presentan en el diagrama de tierras raras es coherente, en el que se observa que la pómez blanca tiene anomalía negativa de Eu,

ausente en la pómez negra. Estos datos señalan hacia una fuente única, en la que probablemente se desarrollaba un proceso de diferenciación fraccionada que fue interrumpido, tal vez, por el contacto de la cámara con el nivel freático. Un elemento que apoya este argumento, es que la erupción de la ignimbrita inició con explosiones freatomagmáticas, tal como lo describieron Branney y Kokelaar (1997). Por lo tanto, se propone que la evolución de la cámara magmática, posiblemente se desarrolló a partir de un fundido basáltico en el que inició un proceso de diferenciación. Quizá el régimen extensional que afecta la zona, favoreció el ascenso del magma a la superficie y durante su avance, entró en contacto con un nivel freático que desencadenó la erupción, provocando que se los productos mas diferenciados (pómez blanca) fueran emitidos y posteriormente, conforme continuaba el evento explosivo, se mezclaran los clastos de pómez de composición ligeramente distinta, para finalmente terminar con la emisión de la pómez negra. En la figura 40 se ilustra el modelo propuesto.

Por otro lado, hay aspectos importantes que destacar en relación con su concentración isotópica de oxígeno. Primeramente, la pómez negra de la Ignimbrita Acatlán presenta la relación más baja de $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras analizadas. Este es un dato significativo porque procesos secundarios como la hidratación y el intemperismo, sobre todo en rocas volcánicas porosas y de grano fino, tienden a incrementar sustancialmente la relación $\delta^{18}\text{O}$ (de 0.2 a 0.3‰ en muestras no alteradas, hasta 1.3‰ en alteradas [Taylor, 1968; Taylor y Turi, 1976; Gertisser y Keller, 2002]). Lo interesante es que, si efectivamente hubo influencia de agua meteórica en los clastos de pómez y este hecho aumentó significativamente la concentración de oxígeno en las muestras, probablemente el valor real de la pómez negra se ubicaría cercano a 6 ‰ o ligeramente inferior. Esto representa valores próximos al manto.

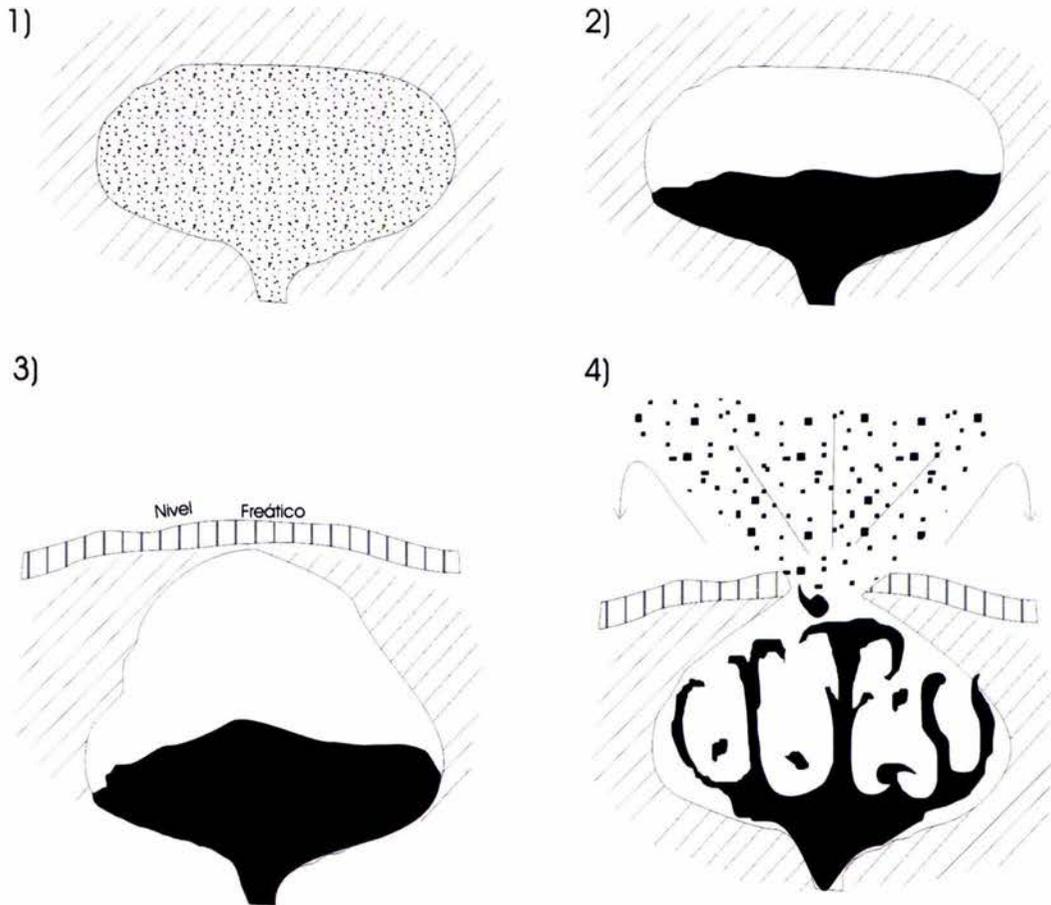


Figura 40. Modelo de evolución propuesto para la cámara magmática que produjo a la Ignimbrita Acatlán. 1) “Estancamiento” del fundido basáltico en la corteza continental; 2) Proceso de diferenciación magmática; 3) Contacto con un nivel freático durante su ascenso a la superficie y 4) Erupción explosiva y emisión de pómez de distinta composición .

6.6. Entorno regional

El Campo Volcánico es relativamente pequeño en superficie y volumen en comparación con los demás centros volcánicos localizados en el *rift* Tepic-Zacoalco y representa el inicio del último pulso volcánico descrito por Moore, *et al* (1994) desde hace 1.4 Ma. Como se ha argumentado hasta el momento, las secuencias volcánicas se emplazaron en un ambiente relacionado a subducción, al igual que el vulcanismo contemporáneo que formó al volcán Tequila. También, simultáneamente ocurrió la emisión de la Ignimbrita Acatlán y el último periodo del vulcanismo alcalino del

Campo Volcánico Mascota-Los Volcanes, lo que refleja la heterogeneidad del manto debajo del BJ.

Los datos presentados en este trabajo, sugieren la posible existencia de rocas graníticas debajo del CVA, en contraste con los datos presentados por Luhr (2000) y Petrone *et al.* (2003) para el sector norte del *rift* Tepic-Zacoalco. Luhr (2000) documenta que la contaminación cortical de los magmas del volcán San Juan pudieron haber involucrado ortogneis granulíticos de la corteza profunda. Del mismo modo, Petrone *et al.* (2003) sugiere que la corteza debajo del complejo volcánico San Pedro-Ceboruco es similar al ortogneis proterozoico descrito por Cameron *et al.* (1992).

7. CONCLUSIONES

La variedad en el tipo de rocas que afloran en el Bloque Jalisco es una consecuencia de su ambiente tectónico complejo. El régimen extensional, así como la heterogeneidad del manto, han producido una variedad composicional en los productos volcánicos desde el Mioceno tardío.

La actividad en el Campo Volcánico Acatlán inició casi contemporáneamente pero las rocas no son cogenéticas. Los distintos depósitos fueron extravasados a través de cámaras magmáticas diferentes y se emplazaron sobre lavas de composición principalmente dacítica con edades desde 1.4 Ma a 0.97 Ma, en una topografía constituida por volcanes y pequeños conos de lava. Los primeros eventos fueron de composición andesítico-basáltica y posteriormente fueron emplazados domos de composición riolítica, evento que fue seguido por la expulsión de la Ignimbrita Acatlán. La última fase magmática terminó con la emisión de lavas de composición traquiandesítica, emplazadas a través de conductos diferentes.

La mayoría de las unidades fueron extravasadas por medio de aparatos de tipo central y probablemente estuvieron almacenadas en pequeñas cámaras distintas. Las cámaras posiblemente se localizaron a poca profundidad, sobre todo las que originaron los domos riolíticos, ya que las condiciones de fraccionamiento y cristalización son más favorables.

La composición geoquímica de las secuencias volcánicas extravasadas en el CVA, indica que las rocas son calcoalcalinas y están relacionadas al proceso de subducción de la placa oceánica debajo de la corteza continental. Las concentraciones de elementos compatibles e incompatibles aportan evidencia de asimilación cortical, además de la contaminación de la fuente por sedimentos y fluidos derivados de la placa que subduce. Los magmas se produjeron por fusión parcial de un manto heterogéneo con distintos componentes y las rocas más evolucionadas (domos) fueron influenciadas fuertemente por rocas de la corteza continental superior de naturaleza granítica.

La mezcla de magmas observado en la Ignimbrita Acatlán, es producto de un proceso de diferenciación magmática dentro de una cámara. El curso de evolución de ese magma, en el que probablemente la cristalización fraccionada era el proceso

dominante, fue interrumpido por haber entrado en contacto con el nivel freático. Posiblemente el carácter distensivo del área, favoreció el ascenso del magma hasta su contacto con rocas del subsuelo impregnadas con agua, lo que causó la erupción y “ebullición” del sistema.

8. REFERENCIAS

- Allan, J.F., 1986. Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 473-485.
- Aguirre-Díaz, G., Ferrari, L. Nelson, S. A., Carrasco-Nuñez, G., López Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1998. El Cinturón Volcánico Mexicano: un proyecto multidisciplinario. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, 131-138.
- Arculus, R. J. and Powell, R., 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. *J. Geophys. Res.* 91, 5913-5926.
- Bandy, W., Kostoglodov, V., Hurtado-Díaz, A. D. and Manea, M., 1999. Structure of the southern Jalisco subduction zone, México, as inferred from gravity and seismicity. *Geofís. Int.* 38, No. 3, 127-136.
- Branney, M. J. and Kokelaar, P., 1997. Giant bed from a sustained catastrophic density current flowing over topography: Acatlán ignimbrite, Mexico. *Geology* 25, No. 2, 115-118.
- Brenan, J., Shaw, H., Phinney, D. and Ryerson, F., 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength depletions in island arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 128, 327-339.
- Brenan, J., Shaw, H., Phinney, D. and Ryerson, F., 1995. 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.
- Campa, M. F. and Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distribution in Mexico. *Can. J. Earth Sci.* 20, 1040-1051.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J. and Ortega-Gutierrez, F., 1993. Guerrero Terrane of México: its role in the Southern Cordillera from new geological data. *Geology* 21, 419-422.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.
- Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T. and Ban, M., 1995. Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geofís. Int.* 34, No. 3, 341-352.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista* 2, 172-177.
- DeMets, C. and Stein, S., 1990. Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in Southwestern Mexico. *J. Geophys. Res.* 95, No. B13, 21,931-21,948.
- DeMets, C. and Traylen, S., 2000. Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics* 318, p. 119-159.

- Deremer, L. A. and Nelson, S. A., 1985. Geologic and chemical evolution of Volcán Tepeltitic, Nayarit, México. *Geol. Soc. Am. Bull.* Abstracts with programs 17, 561.
- Ferrari, L. and Rosas-Elguera, J., 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. In: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G. and Stock, J. M. (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*. Boulder, Colorado. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 334, 41-63.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. and Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27, No. 4, 303-306.
- Ferrari, L., Nelson, S. A., Rosas-Elguera, J., Aguirre-Díaz, G. and Venegas-Salgado, S., 1997. Tectonics and volcanism of the western Mexican Volcanic Belt. In: Aguirre-Díaz, G., Aranda-Gómez, J. J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (Eds.). *Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico: a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: Mexico*, D. F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 12, 85-129. Boulder, Colorado. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 334, 41-63.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas, S., Castillo, D. and Romero, F., 1994. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block. *Geofís. Int.* 24, No. 33, 139-151.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S. and Romero-Ríos, F., 2000. Geology of western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. In: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G. and Stock, J. M. (Eds.). *Cenozoic Tectonics and volcanism of Mexico*. Boulder, Colorado. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 334, 65-83.
- Ferrari, L., Petrone, Ch. M. and Francalanci, L., 2001. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration and variable flux melting. *Geology* 29, No. 6, 507-510.
- Garduño-Monroy, V. H., Spinnler, J. and Ceragioli, E., 1993. Geological and structural study of the Chapala Rift, State of Jalisco, Mexico. *Geofís. Int.* 32, 487-499.
- Gastil, G., Krummenacher, D. and Wallace, A. J. II, 1979. Reconnaissance geology of west-central, Nayarit, Mexico: summary. *Geol. Soc. Am. Bull.* Part I, 90, 15-18.
- Gertisser, R. and Keller, J., 2002. Trace Element and Sr, Nd, Pb and O Isotope Variations Rocks from Merapi Volcano, Central Java, Indonesia: Evidence for the Involment of subducted Sediments in Sunda Arc Magma Genesis. *J. Petrol.* 44, No. 3, 457-489.
- Gómez-Tuena, A., A. B., LaGatta, C. H. Langmuir, S. L. Goldstein, F. Ortega-Gutiérrez, and G. Carrasco-Núñez, 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(8), 8912, doi:10.1029/2003GC000524.

- Gutscher, M. A., Maury, R., Eissen, J. P. and Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction?. *Geology* 28, 535-538.
- Hanson, N. G., 1980. Rare elements in petrogenetics studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 8, 371-406.
- Harris, J.M., 1986. Silicic volcanics of Volcán Tequila, Jalisco, Mexico: MS Thesis, University of California. In: Wallace, P. J. and Carmichael I. S. E., 1994. Petrology of Volcan Tequila, Jalisco, México: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 7, 345-361.
- Hoefs, 2004. Stable Isotope Geochemistry. Fifth Revised and Update Edition, Springer-Verlag. New York. 244 p.
- Irvine, T. and Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian J. Earth Sci.* 8, 523-548.
- James, D. E., 1981. The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 9, 311-344.
- Kay, R. W., 1978, Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4, 117-132.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A Chemical classification of igneous rocks based on the Total alkali-silica. *J. Petrol.* 27, 745-750.
- Lipman, P. W., Self, S., Heiken, G., 1984. Introduction to Calderas Special Issue. *J. Geophys. Res.* 89, 8219-8221.
- Lonsdale, P., 1991. Structural Patterns of the Pacific Floor Offshore of Peninsular. In: Dauphin J.P. and Simoneit B.R.T. (Eds.). The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias, *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir 47, p. 87-125.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F. y Chávez, G., 1995. Calibración preliminar de Fluorescencia de Rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ* 1, 203-208.
- Luhr, J. F., 1992. Slab-derived fluids and partial melting in subduction zones: insights from two contrasting Mexican volcanoes (Colima and Ceboruco). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 54, 1-18.
- Luhr, J. F., 2000. The geology and petrology of the Volcán San Juan (Nayarit, México) and the compositionally zoned Tepic pumice. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 95, 109-156.
- Luhr, J. F., Nelson S. A., Allan, J. F. and Carmichael, I. S. E., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology* 13, 54-57.
- Luhr, J.F., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., Nelson S.A. and Hasenaka, T., 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rocks types from the western Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res.* 94, 4515-4530.
- MacKenzie, W. S., Donaldson, C.H. and Guilford, C., 1996 Atlas de rocas ígneas y sus texturas. Masson, S. A., Barcelona, España, 149 p.
- Mahood, G. A., 1981. Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 129-149.

- Mahood, G. A. and Drake, R. E., 1982. K-Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 1232-1241.
- Mahood, G. A. and Halliday, A. N., 1988. Generation of high-silica rhyolite: a Nd, Sr and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contrib. Mineral. Petrol.* 100, 183-191.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M. and Verma, S. P., 1999. Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology* 27, No. 1, 51-54.
- Moore, G., Marone, C. and Carmichael, I. S. E., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic Province and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 383-394.
- Nakamura, N., 1974. Determinación de REE, Ba, Mg, Fe, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775.
- Nelson S. A., 1980. Geology and petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 91-II, 2290-2431.
- Nelson, S., 2004. <http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/magmadiff.htm>, Magmatic differentiation.
- Nelson, S. A. and Livieres, R. A., 1986. Contemporaneous calc-alkaline and alkaline volcanism at Sanganguey Volcano, Nayarit, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 798-808.
- Nieto-Obregón, J., Delgado, A. L. and Damon, P. E., 1985. Geochronologic, petrologic and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 24-4, 623-663.
- Nieto-Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E. and Guzmán de la Campa, A., 1992. Listric faulting and continental rifting in western Mexico: a paleomagnetic and structural study. *Tectonophysics* 208, 365-376.
- Nixon, G. T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 514-523.
- Pardo, M. and Suárez, G., 1993. Steep subduction geometry of the Rivera beneath of Jalisco Block western Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 20, 2391-2394.
- Pasquarè, G., Vezzoli, L. and Zanchi, A., 1987. Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 26, 159-176.
- Peacock, S., Rushmer, T. and Thompson, A., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 227-244.
- Peccerillo, R. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63-81.
- Perce, J. A., 1983. Role of the sub-continental-lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C. J. and Norry, M. J., (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva, Nantwich, 230-249.
- Petrone, M. C., Tagami, T., Francalanci, L., Matsumura, A. and M. Sudo, 2001. Volcanic systems in the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) in the light of new K-Ar geochronological data. *Geochem. J.* 35, 77-88.

- Petrone, Ch. M, Francalanci, L., Carlson, R. W., Ferrari, L. and Conticelli, S., 2003. Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chem. Geol.* 193, 1-24.
- Plank, T. and Langmuir, C., 1998. The chemical composition of Subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.* 145, 325-394.
- Quintero-Legorreta, O., Michaud, F., Bourgois, J. and Barrier, E., 1992. Evolución de la frontera septentrional del Bloque Jalisco, México desde hace 17 Ma. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista* 10, 111-117.
- Raymond, L. A., 2002, *Petrology: the study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks*, 2nd Edition, McGraw-Hill, New York, 720 p.
- Righter, K. and Carmichael, I. S. E., 1992. Hawaiiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 1592-1607.
- Righter, K., Carmichael, I. S. E. and Becker, T., 1995. Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 107, 612-626.
- Robin, C., Mossad, P., Camus, G., Cantagrel, J. M., Gourgaud, A. and Vincent, P., 1987. Eruptive history of the Colima Volcanic Complex (México). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31, 99-113.
- Robin, C., Komorowski, J., Boudal, C. and Mossad, 1990. Mixed-magma pyroclastic surge deposits associated with debris avalanche deposits at Colima volcanoes, Mexico. *Bull. Volcanol.* 52, 391-403.
- Rollinson, R. H., 1993. *Using Geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Logman Scientific & Technical, England. 351 p.
- Rosas-Elguera, J., Nieto-Obregón, J. and Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Ambiente estructural de la frontera norte del Bloque Jalisco. In: *Contribuciones a la tectónica del Occidente de México*, Delgado-Argote, L. A. y Martín-Barajas, A. (Eds.), Monografía No. 1, Unión Geofísica Mexicana, 175-192.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H. and Urrutia-Fucugauchi, J., 1996. Continental boundaries of the Jalisco Block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology* 24, 921-924.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., López-Martínez, M., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-junction area, Western, México. *Int. Geol. Rev.* 39, 125-140.
- Schaaf, P., 1990. *Isotopengeochemische untersuchungen an granitoiden gesteinen eines aktiven kontinentalrandes: alter und herkunft der tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta una Acapulco*. Inauguraldissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität, München. 203 p.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G. and Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics* 14, No. 5, 1339-1350.

- Schmidt, M. W. and Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, 361-379.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J., (Eds.), *Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, 313-345.
- Tatsumi, Y. and Eggin, S., 1995. *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Sci. Inc., Cambridge, Massachusetts, 211 p.
- Taylor, H. P., 1968. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 19, 1-71.
- Taylor, H.P., 1986. Igneous rocks: II. Isotopic case studies of circumpacific magmatism. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R. (eds.). *Stable isotopes in high temperature geological processes. Rev. Mineral.* 16, 273-317.
- Taylor, H. P. and Turi, B., 1976. High ^{18}O igneous rocks from the Tuscan magmatic province, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 55, 33-54.
- Verma, S.P., 2000. Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. In: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M. (eds.). *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico. Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 334, 195-222.
- Verma, S. and Nelson, S., 1989. Isotopic and trace elements constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res.* 94, No. B4, 4531-4544.
- Verma, S., Lozano-Santa Cruz, R., Girón, P., y Velasco, F, 1996. Calibración preliminar de Fluorescencia de Rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas. *Actas INAGEQ* 2, 237-242.
- Wallace, P. J. and Carmichael, I. S. E., 1992. Alkaline and calc-alkaline lavas near Los Volcanes, Jalisco, Mexico: geochemical diversity and its significance in volcanic arcs. *Contrib. Mineral. Petrol.* 111, 423-439.
- Wallace, P. J. and Carmichael, I. S. E., 1994. Petrology of Volcán Tequila, Jalisco, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 7, 345-361.
- Wallace, P. J., Carmichael, I. S. E., Richter, K. and Becker, T. E., 1992. Volcanism and tectonism in western Mexico: a contrast of style and substance. *Geology* 20, 625-628.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis, A global tectonic approach*. Chapman & Hall, London. 466 p.
- Wood, D. A., Joron, J. L. and Treuil, M., 1979. A Re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 326-336.
- Wright, V. J. and Walker, G.P.L., 1977. The ignimbrite source problem: significance of a co-ignimbrite lag fall deposit. *Geology* 5, 729-732.
- Wright, V. J. and Walker, G.P.L., 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 9, 111-131.

- Yoder, H. S., 1973. Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *American Mineralogist*, 58, p. 153-171.
- Yogodzinski, G. M., Lees, J. M., Churikova, T. G., Dorendorf, F., Wöerner, G. and Volynets, O. N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature* 409, 500-503.
- Zindler, A, and Hart, S. R., 1986, Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 493-571.