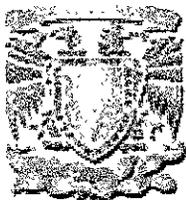


03060

22

**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**



**DIRECCIÓN GENERAL DE ESTUDIOS DE POSGRADO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

ENTIDAD: INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA DE LAS ROCAS
ÍGNEAS DE LOS CAMPOS VOLCÁNICOS LAS
ESPERANZAS Y OCAMPO, COAHUILA, MÉXICO.**

**TESIS
PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRÍA EN CIENCIAS
(GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA)
PRESENTA.**

GABRIEL VALDEZ MORENO

2001



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.

TABLA DE CONTENIDO

| | <u>Pag.</u> |
|---|-------------|
| Dedicatoria | i |
| Agradecimientos | iv |
| Lista de figuras | v |
| Lista de Tablas | v |
| Lista de abreviaciones empleadas en este trabajo | v |
| RESUMEN | viii |
| ABSTRACT | ix |
| | |
| CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN | |
| 1.1. Introducción | 1 |
| 1.2. Localización de las áreas de estudio y definición del problema | 2 |
| 1.3. Trabajos previos | 4 |
| 1.3.1. Campo volcánico Las Esperanzas | 4 |
| 1.3.2. Campo volcánico de Ocampo | 7 |
| | |
| CAPITULO 2: ENTORNO TECTÓNICO REGIONAL | |
| 2.1. Entorno tectónico regional | 9 |
| 2.2. Magmatismo intraplaca asociado a extensión cortical | 11 |
| 2.2.1. provincia tectónica de Cuencas y Sierras | 11 |
| 2.2.2. Rift del Río Grande | 14 |
| 2.3. Geología de la región de Sabinas | 19 |
| 2.3.1. Mesozoico | 17 |
| 2.3.2. Cenozoico | 18 |
| 2.3.2.1. Conglomerado Sabinas | 18 |
| 2.3.2.2. Lavas Esperanzas | 20 |
| 2.3.2.3. Región Oriental (volcanismo de tipo central) | 23 |
| 2.3.2.4. Región Occidental (volcanismo de tipo fisural) | 23 |
| 2.4. Geología de la región de Ocampo | 26 |
| 2.5. Edad de Los campos volcánicos Las Esperanzas y Ocampo | 32 |
| | |
| CAPITULO 3: PETROGRAFÍA | |
| 3.1. Campo volcánico Las Esperanzas | 35 |
| 3.1.1. Zona Occidental | 35 |
| 3.2. Zona Oriental | 36 |
| 3.2.1. Plagioclasa | 38 |
| 3.2.2. Olivino | 39 |
| 3.2.3. Clinopiroxeno | 42 |
| 3.2.4. Minerales Opacos | 44 |
| 3.2.5. Espinela | 45 |
| 3.2.6 Apatito | 46 |
| 3.2.7. Cuarzo | 46 |
| 3.2.8. Calcita | 47 |
| | |
| 3.3 Campo Volcánico de Ocampo | 47 |

| | |
|----------------------|----|
| 3.3.1. Plagioclasa | 47 |
| 3.3.2. Clinopiroxeno | 49 |
| 3.3.3. Olivino | 50 |

CAPÍTULO 4: GEOQUÍMICA

| | |
|--|----|
| 4.1. Preparación de muestras y métodos analíticos | 51 |
| 4.2. Nomenclatura | 55 |
| 4.3. Variaciones sistemáticas de elementos mayores y traza | 60 |
| 4.3.1. Suites independientes en el conjunto de muestras analizadas | 62 |
| 4.4. Zona occidental del Campo Volcánico Las Esperanzas | 63 |
| 4.4.1. Variaciones de elementos mayores | 63 |
| 4.4.2. Variaciones de elementos traza | 66 |
| 4.5. Zona oriental del Campo Volcánico Las Esperanzas | 70 |
| 4.5.1. Variaciones de elementos mayores | 71 |
| 4.5.2. Variaciones de elementos traza | 71 |
| 4.6. Sistemática elemental para el Campo Volcánico de Ocampo | 72 |
| 4.6.1 Variaciones de elementos mayores | 72 |
| 4.6.2 Variaciones de elementos traza | 72 |
| 4.7. Sistemática isotópica | 77 |

CAPÍTULO 5: PETROGÉNESIS 81

| | |
|---|----|
| 5.1. Identificación del proceso petrológico dominante | 81 |
| 5.2. Diagramas de cocientes de Pearce | 87 |
| 5.3. Sistemática de elementos traza y tierras raras | 96 |

CAPÍTULO 6: SUMARIO Y CONCLUSIONES 101

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS. 105

DEDICATORIA

A mi familia

A toda la gente que de alguna manera me ha apoyado

*A mi amiga de siempre Siiri Beyer por que a pesar de la distancia siempre estamos
juntos, gracias por ser mi amiga*

A todos los amigos.

AGRADECIMIENTOS

En esta parte de la tesis quiero expresar mi más sincero agradecimiento a la UNAM, al Instituto de Geología, Instituto de Geofísica y al posgrado en Ciencias de la Tierra por la oportunidad de fortalecer mi desarrollo académico y profesional, mismo que no podría alcanzar sin la ayuda de todos mis profesores.

Agradezco de manera muy especial al Dr. José Jorge Aranda Gómez la paciencia, oportunidad y confianza de desarrollar este trabajo, así como sugerencias y revisiones del mismo. Agradezco la asesoría durante mi estancia en el posgrado. También quiero agradecer la oportunidad de participar en el proyecto CONACyT 3657 PT, del cual se obtuvieron fondos para la realización de la temporada de campo y del procesamiento químico de las muestras.

Agradezco de manera muy especial al Dr. José Luis Macías por su apoyo mediante las becas otorgadas por CONACyT (27993) y DGAPA (IN100999), además por brindarme la oportunidad de participar en el proyecto CONACYT – CNR de Italia, con el cual realicé análisis químicos de minerales en la microsonda de la Universidad de Florencia, Italia. También quiero agradecer las sugerencias y consejos que me brindó cada vez que fue posible, gracias José Luis.

Agradezco sinceramente a la Dra. Ofelia Morton y Elizabeth Hernández por su apoyo total e incondicional durante mi estancia como becario en el área de Plasma-Masas (ICP-MS), por su amistad y por permitirme formar parte de su grupo por un buen tiempo. También quiero agradecer al personal de la biblioteca por su excelente servicio y apoyo, en especial al Lic. Arturo Méndez, Antonio y a la Lic. Ofelia, ya que

siempre que necesite de material bibliográfico estuvieron en la mejor disposición de ayudarme.

Agradezco a la coordinación del posgrado de los Institutos de Geología y Geofísica por el apoyo logístico durante mi estancia en el posgrado. También agradezco al LUGIS en sus diferentes áreas, al Ing. Rufino Lozano, Ing. Patricia Girón y Santiago por su apoyo durante los análisis de las muestras en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, sin la cual no hubiese sido posible el desarrollo de esta tesis, a los M. C: Gabriela Solis, Ma. Del Sol Hernández, Julio Morales y Teodoro Hernández por su paciencia, apoyo y trabajo durante la preparación y análisis de muestras para isótopos. También quiero agradecer a la Dra. Ofelia Morton y Elizabeth Hernández por su paciencia y apoyo durante la realización de los análisis por (*ICP- MS*).

De manera especial quiero agradecer la amistad de mis compañeros y amigos:

Paty, Tania, Esther, Rosy, Renato, José Luis Arce, Ricardo, Lucia, Nacho, Bety, Armando, Bernardo, Lilia, Karina, Teresa, Beto, Carlos Mora y Charly. A las señoras Raquel y Felisa por sus palabras de apoyo y de ánimo, gracias. A todos mis compañeros y amigos en la UNICIT, por su hospitalidad y apoyo. Agradezco a la Dra. Amabel Ortega por la realización de los fechamientos en los laboratorios de Queen's, al Ing. Gregorio Solorio y al Tec. Marcos Ortega por el apoyo técnico en el laboratorio de molienda y separación de minerales de la UNICIT. Gracias al Dr. Gerardo Aguirre por el apoyo técnico durante las revisiones finales del presente trabajo.

Agradezco infinitamente a la Dra. Teresa Orozco, gracias por su ayuda durante el desarrollo de la tesis, por resolver muchas de mis dudas y gracias por sus comentarios, sugerencias y revisiones que indudablemente mejoraron este trabajo.

Agradezco al comité de revisión conformado por los Dres. José Jorge Arañda Gómez, José Luis Macías, Ofelia Morton, Fernando Ortega y Peter Schaaf, quienes con sus sugerencias y comentarios mejoraron este trabajo.

Finalmente quiero agradecer al CONACyT por la beca otorgada para mis estudios de maestría sin la cual no hubiese sido posible concluir esta etapa.

| LISTA DE FIGURAS | pág. |
|---|-------------|
| Figura 1. Localización de las áreas estudiadas. | 3 |
| Figura 2. Modelo digital de elevación de la porción central de Coahuila. | 10 |
| Figura 3. Mapa de la Provincia de Cuencas y Sierras en México. | 11 |
| Figura 4. Localización del <i>Rift</i> del Río Grande en el norte de México. | 16 |
| Figura 5. Columna estratigráfica de la cuenca carbonífera de Sabinas. | 19 |
| Figura 6. Mapa geológico simplificado del Campo Volcánico de Las Esperanzas. | 21 |
| Figura 7. Panorámica de un flujo de lava que sobreyace al conglomerado Sabinas (¿Plioceno?). | 22 |
| Figura 8. a) Vista panorámica del volcán Agua Dulce desde el norte. | 24 |
| Figura 9. Afloramiento del basalto Las Esperanzas. | 26 |
| Figura 10. a) Modelo digital de elevación de la región de Ocampo, Coah. | 28 |
| Figura 11. Panorámica de los derrames de lava en el Campo Volcánico de Ocampo que fluyeron sobre una superficie irregular en la caliza cretácica. | 29 |
| Figura 12. Vista panorámica de un cono de escoria parcialmente degradado. | 31 |
| Figura 13. A) Arreglo intersertal en la matriz de la muestra Coa-10, B) Textura seriada en las lavas provenientes de los bordes de la Sierra de Santa Rosa. | 37 |
| Figura 14. Composición química de la plagioclasa en la muestra Coa-17. | 39 |
| Figura 15. Xenocristales de olivino con lamelas de deformación en la muestra Coa-17, proveniente del volcán Agua Dulce. | 40 |
| Figura 16. Variación de la composición química de los xenocristales de olivino en la muestra Coa-17. | 41 |
| Figura 17. Fenocristales subedrales de augita en la muestra Coa-1. | 43 |

| | |
|--|----|
| Figura 18. Composición química de los clinopiroxenos en la muestra Coa-17. | 43 |
| Figura 19. Inclusiones de minerales opacos dentro de un fenocristal de olivino en la muestra Coa-12. | 44 |
| Figura 20. Fotomicrografía que muestra microfenocristales euhedrales de espinela incluidos en un mosaico de plagioclasa. | 45 |
| Figura 21. Agregado policristalino de cuarzo en la muestra Coa-7. | 46 |
| Figura 22. Micrografía de la muestra Coa-27. | 48 |
| Figura 23. Textura pilotaxítica en la muestra Coa-23. | 48 |
| Figura 24. Fotomicrografía de la muestra Coa-20. | 49 |
| Figura 25. Diagrama de Irvine y Baragar (1971). | 56 |
| Figura 26. Diagrama de TAS (<i>Total Alkali Silica</i>) propuesto por Le Bas et al., 1986. | 57 |
| Figura 27. Clasificación de rocas basálticas de Coahuila empleando el esquema propuesto por Best y Brimhall (1974). | 59 |
| Figura 28 a). Diagramas tipo Harker (#Mg vs elementos mayores) del Campo Volcánico Las Esperanzas. | 64 |
| Figura 28 b). Diagramas tipo Harker (Nb vs. elementos mayores) para muestras del Campo Volcánico Las Esperanzas. | 65 |
| Figura 29 a). Diagramas tipo Harker para elementos traza (#Mg vs. elementos traza) en el Campo Volcánico Las Esperanzas. | 68 |
| Figura 29 b). Diagramas tipo Harker para elementos traza (vs. Nb) en el CVLES. | 69 |
| Figura 30. Diagrama de concentraciones de %MgO vs, Ni en olivino de la muestra Coa-17. | 70 |

| | |
|--|----|
| Figura 31 a). Diagramas tipo Harker para elementos mayores vs. #Mg para muestras del CVO. | 73 |
| Figura 31 b). Diagramas tipo Harker para elementos mayores vs. Nb en muestras del CVO. | 74 |
| Figura 32a). Diagramas tipo Harker para elementos traza vs #Mg en muestras del CVO. | 75 |
| Figura 32b). Diagramas tipo Harker para elementos traza vs. Nb en muestras del CVO. | 76 |
| Figura 33. Diagrama que muestra algunos componentes del manto según Hart et al., 1986 y su comparación con los datos isotópicos del CVLES y CVO. | 78 |
| Figura 34. Diagrama en el que se grafican los datos isotópicos del CVLES y CVO usando los parámetros $1/Sr$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$. | 79 |
| Figura 35. Diagrama en el que se grafican los datos de isótopos de Pb de las zonas estudiadas y su comparación con otras zonas similares del norte y centro de México. | 81 |
| Figura 36. Diagramas de elementos incompatible vs. incompatible para las suites del CVLES (Occidental y Oriental) y Ocampo. | 83 |
| Figura 37. Diagrama de $1/Sr$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ para las suites del CVLES y Ocampo para evaluar la contaminación con la corteza. | 84 |
| Figura 38. Diagrama propuesto por Minster y Allegre, (1978) usando los parámetros $\log Cr$ vs. $\log Ni$. | 85 |
| Figura 39. Diagramas del tipo Ci vs. Ci/Cj . Ci : propuesto por Minster y Allegre, (1978). | 87 |

| | |
|--|----|
| Figura 40. Diagramas de cocientes de Pearce para muestras de las suites del CVLES y Ocampo, evaluando la fraccionación de olivino. | 92 |
| Figura 41. Diagramas de cocientes de Pearce para las suites de los CVLES y CVO, evaluando la fraccionación únicamente de plagioclasa o sólo clinopiroxeno. | 93 |
| Figura 42. Diagramas de cocientes de Pearce probando la posible fraccionación de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en cualquier proporción. | 95 |
| Figura 43. Diagramas de cocientes de Pearce probando la posible fraccionación de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en cualquier proporción. | 96 |
| Figura 44. Diagramas multielementos para muestras de las tres suites de Las Esperanzas (Occidental y Oriental) y CVO. | 98 |
| Figura 45. Diagramas de patrones de tierras raras para muestras de las suites del CVLES y CVO. | 99 |

LISTA DE TABLAS

| | |
|---|----|
| Tabla 1. Análisis modal de rocas de los campos volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo. | 35 |
| Tabla 2. Resultados analíticos de roca total por Fluorescencia de Rayos X para muestras de los campos volcánicos Las Esperanzas y Ocampo. | |
| Tabla 3: Datos analíticos obtenidos por la técnica de ICP-MS. | |
| Tabla 4. Resultados de isótopos obtenidos en el LUGIS por la técnica de espectrometría de masas. | |
| Tabla 5. Relación de datos analíticos obtenidos por microsonda electrónica. | |
| Anexo 1. Cálculos de la norma CIPW para las muestras del Campo Volcánico Las Esperanzas y Campo Volcánico de Ocampo. | |

Anexo 2. Lista de las muestras colectadas durante el trabajo de campo. En esta lista se presentan las coordenadas, su clasificación química, observaciones en el campo y algunos de los procedimientos analíticos efectuados en cada una de estas.

Anexo 3. Tabla de datos obtenidos por $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

LISTA DE ABREVIACIONES EMPLEADAS EN ESTE TRABAJO.

CVC: Campo Volcánico Camargo

CVD: Campo Volcánico de Durango

LBJ: Campo Volcánico La Breña y El Jagüey

CVLE: Campo Volcánico Los Encinos

CVLES: Campo Volcánico de Las Esperanzas

CVO: Campo Volcánico de Ocampo

CVSLP: Campo Volcánico de San Luis Potosí

PMSC: Provincia Mexicana de Sierras y Cuencas

VES: Campo Volcánico Ventura Espíritu-Santo

HFSE: High Field Strength Elements (Elementos de alta carga iónica y radio iónico pequeño).

LILE: Large Ion Lithophile Elements (Elementos de carga pequeña y radio iónico grande).

REE: Rare Earth Elements (Elementos del grupo de las tierras raras)

OI: Olivino modal

Cpx: Clinopiroxeno modal

Sp: Espinela modal

Pl: Plagioclasa modal

Anexo 2. Lista de las muestras colectadas durante el trabajo de campo. En esta lista se presentan las coordenadas, su clasificación química, observaciones en el campo y algunos de los procedimientos analíticos efectuados en cada una de estas.

Anexo 3. Tabla de datos obtenidos por $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

LISTA DE ABREVIACIONES EMPLEADAS EN ESTE TRABAJO.

CVC: Campo Volcánico Camargo

CVD: Campo Volcánico de Durango

LBJ: Campo Volcánico La Breña y El Jagüey

CVLE: Campo Volcánico Los Encinos

CVLES: Campo Volcánico de Las Esperanzas

CVO: Campo Volcánico de Ocampo

CVSLP: Campo Volcánico de San Luis Potosí

PMSC: Provincia Mexicana de Sierras y Cuencas

VES: Campo Volcánico Ventura Espiritu-Santo

HFSE: High Field Strength Elements (Elementos de alta carga iónica y radio iónico pequeño).

LILE: Large Ion Lithophile Elements (Elementos de carga pequeña y radio iónico grande).

REE: Rare Earth Elements (Elementos del grupo de las tierras raras)

OI: Olivino modal

Cpx: Clinopiroxeno modal

Sp: Espinela modal

Pl: Plagioclasa modal

Ti-Mt: Titano-magnetita modal

Qtz: Cuarzo modal

ne: nefelina normativa

hy: hiperstena normativa

an: anortita normativa

ab: albita normativa

q: cuarzo normativo

lc: leucita normativa

OIB: Ocean Island Basalt (Basaltos de islas oceánicas)

MORB: Mid Ocean Ridge Basalt (Basaltos de cordillera meso- oceánica)

PREMA: Prevalent Mantle (Manto prevalente)

BE: Bulk Earth (Tierra total)

DEEM: Depleted Mantle (Manto empobrecido)

LUGIS: Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica

ICP-MS: Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometry (Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente).

XRF: X Ray Fluorescence (Fluorescencia de Rayos X)

TAS. Total Alkali Silica (Alcalis y sílice total)

RESUMEN

Los campos volcánicos Las Esperanzas (CVLES) y Ocampo (CVO) localizados al noreste de la provincia de Cuencas y Sierras Mexicana (PMCS), están formados por basaltos alcalinos con olivino, hawaiitas y basanitas con nefelina normativa y por algunos basaltos con hiperstena normativa. Las lavas del CVLES ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ~2.78 Ma) fueron expulsadas por fisuras ubicadas al borde del anticlinal de Santa Rosa y por conductos centrales que originaron volcanes escudo. En el CVO aflora una secuencia de flujos de lava intracañón asociados a conos de escoria y un alineamiento N-S de volcanes aislados ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ~3.41 Ma). Todas las rocas tienen la mineralogía: olivino, clinopiroxeno, plagioclasa, minerales opacos y apatito. Algunas además contienen cuarzo accidental y otras xenocristales de olivino derivados de lherzolitas del manto. Como otras rocas basálticas intraplaca de la PMSC, las lavas tienen #Mg ~59-67, enriquecimientos de elementos incompatibles relativos al manto primordial y anomalía positiva de Nb. También presentan enriquecimiento de tierras raras ligeras respecto a las pesadas y la relación Ba/Nb es típica de basaltos intraplaca. Las relaciones isotópicas de (Sr, Nd y Pb) indican que los magmas fueron generados por fusión parcial de un manto enriquecido respecto al que originó los MORB. La isotopía de Sr muestra que los magmas experimentaron poca o nula interacción con la corteza continental. El proceso petrogenético dominante fue fusión parcial, seguido por cristalización fraccionada de olivino, augita, plagioclasa, titanomagnetita y apatito. La ausencia de xenolitos del manto sugiere una velocidad de ascenso relativamente lenta, lo que permitió su separación del magma.

ABSTRACT

Las Esperanzas (LESVF) and Ocampo (OVF) volcanic fields, located in the northeastern part of the Mexican Basin and Range Province (MBRP), are formed by alkalic olivine basalts, hawaiites and *ne*-normative basanites and few *hy*-normative basalts. The LESVF lavas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ~2.78 Ma) were erupted through fissures located at the border of the Santa Rosa anticline and from central vents that originated lava shields. The OVF is formed by a sequence of intra-canyon lava flows associated with scoria cones ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ~1.84 Ma) and a N-S alignment of isolated volcanoes ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ~3.41 Ma). Mineralogy in all the rocks is: olivine, clinopyroxene, plagioclase, opaque minerals and apatite. In addition, some samples contain accidental quartz and other samples olivine xenocrysts derived from mantle lherzolites. Like other mafic rocks from the MVRP, the studied samples have Mg# ~59-67 and their incompatible elements are enriched respect the primordial mantle composition. The light rare earth elements are also enriched relative to the heavy rare earth elements. The Ba/Nb ratio is similar to that observed in other intraplate basaltic rocks. The Sr, Nd and Pb isotopic ratios imply that these magmas were formed by partial melting of a mantle enriched respect to the source of MORB. The Sr isotopes indicate little or no interaction with the continental crust. The inferred dominant petrogenetic process is variable degrees of partial melting, followed by crystal fractionation of olivine, augite, Ca-plagioclase, titanomagnetite and apatite. The absence of peridotite xenoliths suggests a relatively slow ascent rate for the magma with the subsequent separation of the dense inclusions.

CAPÍTULO 1

1.1 INTRODUCCIÓN

El estudio del volcanismo alcalino intraplaca es de gran importancia debido a que la composición mineralógica y química de las lavas brindan información acerca de la geoquímica y paragénesis minerales de las regiones en el manto litosférico en donde se generaron los magmas, de los procesos petrogenéticos involucrados en su generación y evolución durante su tránsito a través de la litósfera, y de la naturaleza de las rocas corticales con las que interactuaron durante su ascenso hacia la superficie (Luhr et al., 1995b). Además de esto, es común que estos magmas, especialmente los plio-cuaternarios, transporten a la superficie fragmentos accidentales de rocas provenientes de zonas inaccesibles a un muestreo directo. Comúnmente estos xenolitos son derivados del manto superior y/o de las partes profundas de la corteza continental (e.g. Ruíz et al., 1983, Nimz et al., 1986, Cameron et al., 1992, Aranda-Gómez et al., 1993). En otras localidades se encuentran megacrístales de fases diversas, que pueden ser accidentales o cogenéticos con el magma que los transportó. Estos megacrístales son ejemplares valiosos que brindan información acerca de los procesos de cristalización y fraccionación a alta presión de estos magmas (Luhr y Aranda-Gómez, 1995; Luhr et al., 2001). Finalmente, la asociación espacio-temporal en el ámbito mundial entre el volcanismo intraplaca con zonas tectónicamente extendidas sugiere que puede haber una relación genética entre estos fenómenos.

Las rocas volcánicas alcalinas de la cuenca carbonífera de Sabinas (Figura 1) son conocidas desde fines del siglo XIX (Adams, 1881). A pesar de esto no existen estudios geoquímico-petroológicos publicados acerca de ellas. Los volcanes de la región de Ocampo (Figura 1) presentan características semejantes a las de Sabinas, como

edad inferida (Plio-Pleistoceno), y composición mineralógica y química (elemental e isotópica). Su posición geográfica respecto del campo volcánico de Camargo (Figura 1) hace suponer que, potencialmente, se trata de otra localidad del volcanismo alcalino intraplaca. Estas características y el contenido ocasional de microxenolitos del manto en las lavas de uno de los volcanes de la región de Sabinas, las hacen semejantes a otros campos volcánicos de la porción mexicana de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras. Sin embargo, los volcanes de la región de Sabinas y Ocampo se encuentran en una región en donde el fallamiento normal causado por la extensión del Cenozoico tardío no es evidente y, aparentemente, se ubican al oriente de lo que se considera el límite de la porción centro-meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras. Otros ejemplos de campos volcánicos mexicanos con xenolitos del manto ubicados en áreas fuera de la porción meridional de Cuencas y Sierras son: San Quintín, B.C. (Luhr et al., 1995); Llera de Canales, Tamps. (Pettus, 1979; Ramírez-Fernández et al., 1999) y Temascaltepec, Edo. de México. (Blatter y Carmichael, 1998).

1.2. LOCALIZACIÓN DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO Y DEFINICIÓN DEL PROBLEMA

Las zonas de estudio se localizan en la parte septentrional de México, en la porción central del Estado de Coahuila. El campo volcánico de Ocampo, ubicado en el municipio del mismo nombre, se encuentra en un área limitada por las coordenadas 27°10'N - 27°15'N y 102°10'W - 102°20' W. El campo volcánico de Las Esperanzas cubre parte de los municipios de Sabinas, San Juan de Sabinas y Múzquiz en un área delimitada por los paralelos 27°35'N y 28°00'N y los meridianos 100° 55' W y 101° 30' W (Figura 1).

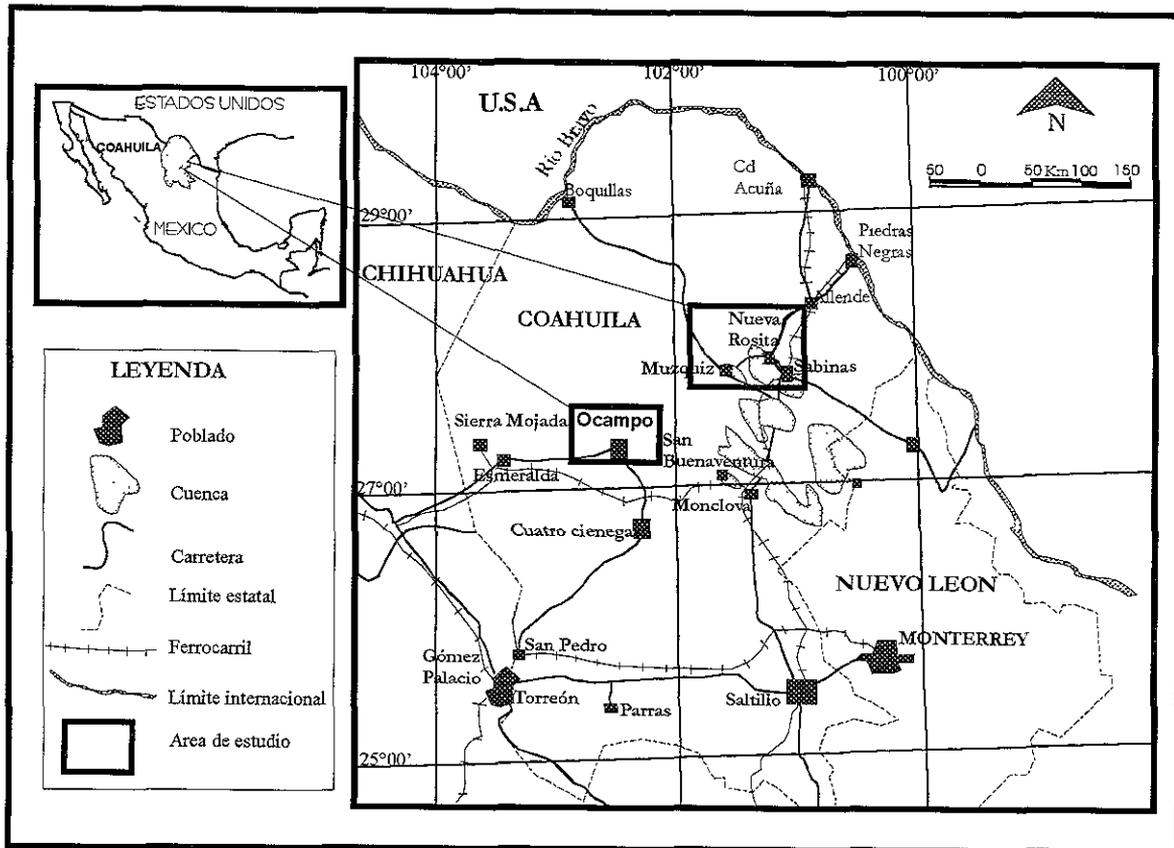


Figura 1. Localización de las áreas estudiadas. También se muestran la zona carbonífera de Coahuila y sus principales sub-cuencas (modificado de Consejo de Recursos Naturales, 1994) y las principales vías de acceso a la región.

Los objetivos del presente trabajo son:

- Establecer la distribución espacial de los flujos de lava en los campos volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo e identificar la localización y naturaleza de las fuentes volcánicas.
- Describir las características petrográficas, geoquímicas, isotópicas y petrológicas de las lavas emitidas en los dos campos volcánicos.
- Determinar la edad de emisión de los flujos de lava utilizando el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

1.3. TRABAJOS PREVIOS

Existe un buen número de trabajos de índole geológica acerca de las regiones estudiadas. Sin embargo, el enfoque que tiene la mayoría de estos es económico, debido a la presencia de yacimientos no metálicos en el área de Sabinas, principalmente de carbón, gas y petróleo (e. g. Galicia, 1991) y de yacimientos metálicos en las cercanías de Ocampo (Ojeda, 1973). Los trabajos de enfoque regional sobre la sedimentación, tectónica y paleogeografía del noreste de México, incluyendo a las regiones del campo volcánico Las Esperanzas y el campo volcánico de Ocampo son abundantes (e.g. Padilla y Sánchez, 1986; Meiburg, 1987; McKee et al., 1990).

1.3.1. Campo Volcánico Las Esperanzas (CVLES)

El campo volcánico de Las Esperanzas (Mulleried, 1941) se localiza en la Cuenca carbonífera de Coahuila (Humprey, 1956), la cual está constituida por siete subcuencas (Figura 1). La cuenca carbonífera es un rasgo paleogeográfico delineado por la presencia de secuencias gruesas de evaporitas jurásicas de la Fm. Olvido. Los límites de esta cuenca probablemente fueron controlados por fallas que marcan la transición de corteza adelgazada por extensión durante el Jurásico, a bloques continentales gruesos menos extendidos (McKee et al. 1984). Los bloques menos extendidos son, en parte, los que contienen batolitos graníticos permo-triásicos, los cuales pudieron ser más rígidos y resistentes al rompimiento. Los depósitos de carbón en las subcuencas de Sabinas y Las Esperanzas han sido explorados y explotados desde 1890.

La primera alusión a los derrames de lava basáltica en la zona la hizo Adams (1881). En la década de los cuarenta Mulleried (1941) publicó estudios en los que discute la distribución y origen de los flujos de lava en la zona de Sabinas, Múzquiz, Minas de Barroterán y Las Esperanzas. De esta última población tomó el nombre de Basaltos Las Esperanzas con el que se les conoce en la literatura geológica. Mulleried (1941) indica que los Basaltos Las Esperanzas sobreyacen a la Formación Reynosa del Terciario tardío y describe a los volcanes que los extravasaron como “extrusiones lineales” (derrames fisurales) con algunos afloramientos caracterizados por juntas columnares y extrusiones centrales (escudos de lava) evidenciadas por la presencia de bombas volcánicas cerca de prominencias topográficas pequeñas. Además, hace un cálculo del área cubierta por los derrames de lava basáltica (181 km²) y del volumen emitido (2.6 km³). Robeck y colaboradores (1956), en un estudio geológico de los depósitos de carbón sólo citan a las lavas de Las Esperanzas de manera general.

Los trabajos más recientes se orientan hacia la prospección petrolera; entre estos destaca el de González (1978), quien hace notar que el Golfo de Sabinas es una cuenca intracratónica delimitada por elementos paleogeográficos del Jurásico tardío, que fue rellenado por sedimentos jurásicos y cretácicos. La Cuenca de Sabinas potencialmente es una gran productora de gas y petróleo (Peterson, 1986).

La historia tectónica y deposicional de la Cuenca de Sabinas consiste en la evolución de una cuenca de *rift* intercontinental, la cual está relacionada a los procesos de ruptura y deriva que abrieron el Golfo de México. Basado en la posición tectónica de la Cuenca de Sabinas, Cuevas (1988) propuso tres etapas principales en la evolución: 1) un estado inicial de rompimiento o *rifting* que comprendió el fallamiento de bloques y la formación de grabenes durante el Mesozoico, 2) una etapa de subsidencia

termotectónica (*sic*) durante la cual se depositó la secuencia sobreyacente del Mesozoico superior (Jurásico tardío-Cretácico tardío) y 3) terminación de la subsidencia debido a la intensa deformación y fallamiento inverso que provocó el levantamiento de la región durante la orogenia Laramide (Cretácico tardío-Terciario temprano).

La deformación laramídica, probablemente del Eoceno, en la porción central de Coahuila (Eguiluz et al., 2000) creó un sistema de pliegues estrechos de rumbo noroeste-sureste con núcleos de evaporitas. A este rasgo estructural se le conoce como Cinturón Plegado de Sabinas (Consejo de Recursos Naturales, 1994). El límite hacia el norte de este cinturón plegado es la falla de La Babia (Smith, 1970). Hacia el noreste del Cinturón Plegado de Sabinas se localizan los levantamientos de El Burro y Peyotes.

La región de Sabinas es considerada parte de la provincia fisiográfica de Cuencas y Sierras por varios autores (e.g. Padilla y Sánchez, 1986; Miller et al., 1992). Sin embargo, aunque la topografía del distrito carbonífero de Sabinas-Monclova consiste en una alternancia de planicies extensas (bolsones) y cadenas de montañas, la morfología parece responder a la alternancia de valles sinclinales, ocupados por las cuencas carboníferas, separados por sierras anticlinales compuestas por calizas (Galicia, 1991).

En un análisis del estado de los esfuerzos tectónicos en México, la región nororiental del país es considerada como una zona intracratónica con pocos indicadores de actividad neotectónica (Suter, 1991). La excepción es el *Rift* del Río Grande, el cual es tectónica y volcánicamente activo. Se conocen algunos rasgos de deformación extensional en la Planicie Costera del Golfo de México (e.g. Moya, J.C., com. escrita, 2000). Algunos de estos se han atribuido al deslizamiento gravitacional a

lo largo de la pendiente del margen continental del Golfo de México (e.g. Bryant et al., 1968; Buffler et al., 1979; Suter, 1991). Indirectamente este fenómeno produce la cordillera submarina del *Mexican Ridges foldbelt* (Bryant et al., 1968) o Cordillera Ordoñez (de Cserna, 1984).

Posiblemente existió extensión de baja magnitud posterior a la Orogenia Laramide. Esto es sugerido por la presencia de fallas normales con desplazamiento decamétrico en los mantos de carbón y la inferencia hecha por varios autores de que el límite entre las sierras y los valles de la región son fallas normales (Robeck et al., 1956). Asimismo, la presencia de volcanismo alcalino intraplaca y el Conglomerado Sabinas pueden ser interpretados como evidencias indirectas de extensión de baja magnitud en la zona central de Coahuila.

1.3.2. Campo Volcánico de Ocampo (CVO)

El Campo Volcánico de Ocampo (CVO: Figura 1) se ubica en los municipios de Cuatrociénegas y Ocampo. Los volcanes se hallan en las cercanías del poblado de Ocampo y en el amplio valle ubicado al oriente de este municipio. La literatura es escasa para esta zona y la que existe se enfoca a los yacimientos minerales que se localizan justo al norte de Ocampo, en la sierra de La Encantada y en la zona de San Miguel en donde hay mineralización de sulfuros de Pb-Ag-Zn, fluorita, carbón y fierro (Ojeda, 1973). El análisis de la evolución tectónica y sedimentológica asociada a la actividad de la Falla de San Marcos, cuya traza actual está ubicada a aproximadamente 50 km al sur de Ocampo fue realizado por McKee y colaboradores (1991). Ellos interpretan esta estructura como parte del conjunto de fallas transformantes que conectaron las cordilleras del piso oceánico del Atlántico con las del Pacífico durante el

Jurásico. Aranda-Gómez y colaboradores (1998) han reportado una posible relación entre la reactivación de la falla de San Marcos y la localización del Campo Volcánico de Camargo, en donde se encuentra La Olivina, una de las localidades con xenolitos del manto mejor documentadas en México (e.g. Cameron et al., 1983, 1992; Rudnick y Cameron, 1991; Nimz et al., 1993; Smith et al., 1996)

Del análisis de la literatura publicada se concluye que, en general, la mayoría de los trabajos realizados en la zona sólo mencionan a los flujos de lava, y no existen trabajos con enfoque geoquímico y petrológico de los basaltos intraplaca de la parte central de Coahuila. Además, la edad absoluta de las manifestaciones volcánicas es desconocida y tampoco hay investigaciones rigurosas acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico medio y tardío.

CAPÍTULO 2

2.1 ENTORNO TECTÓNICO REGIONAL

El CVLE se localiza al sur del extremo sudoriental del *rift* del Río Grande y en la zona de transición entre las provincias morfotectónicas de la Sierra Madre Oriental (al sur y al oeste) y la Planicie Costera del Golfo al este y norte (Sedlock et al., 1993). La parte este del CVLE es una región casi plana. Los escasos accidentes topográficos en el área están relacionados principalmente a la erosión diferencial causada por los derrames de lava (mesas alargadas) y/o de los volcanes tipo escudo. El paisaje en la parte occidental de la zona de estudio consiste en una alternancia de sierras angostas y alargadas, modeladas sobre estructuras anticlinales de rumbo general N-NW, separadas por llanuras amplias (Figura 2) que coinciden con las estructuras sinclinales (Consejo de Recursos Naturales, 1994). Miller et al., 1992 y Henry y Aranda-Gómez (1992) ubican a esta parte del CVLE en el borde oriental de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras (Figura 3).

El CVO se localiza en la parte central de la cadena plegada de Coahuila (Eguiluz et al., 2000). Los depósitos volcánicos más voluminosos y sus fuentes se encuentran en el frente de las sierras llamadas La Borrega y Sierra Chimaltes compuestas por sedimentos marinos mesozoicos. El resto de los volcanes se hallan aislados dentro de un bolsón extenso de forma triangular (Figura 2), que en su parte más ancha mide >30 km. El bolsón está bordeado por sierras anticlinales compuestas por rocas sedimentarias del Cretácico tardío. Su ubicación geográfica lo sitúa claramente dentro de la provincias morfotectónica de la Sierra Madre Oriental (Sedlock et al., 1993) y tectónica de Cuencas y Sierras (Henry y Aranda-Gómez, 1992)

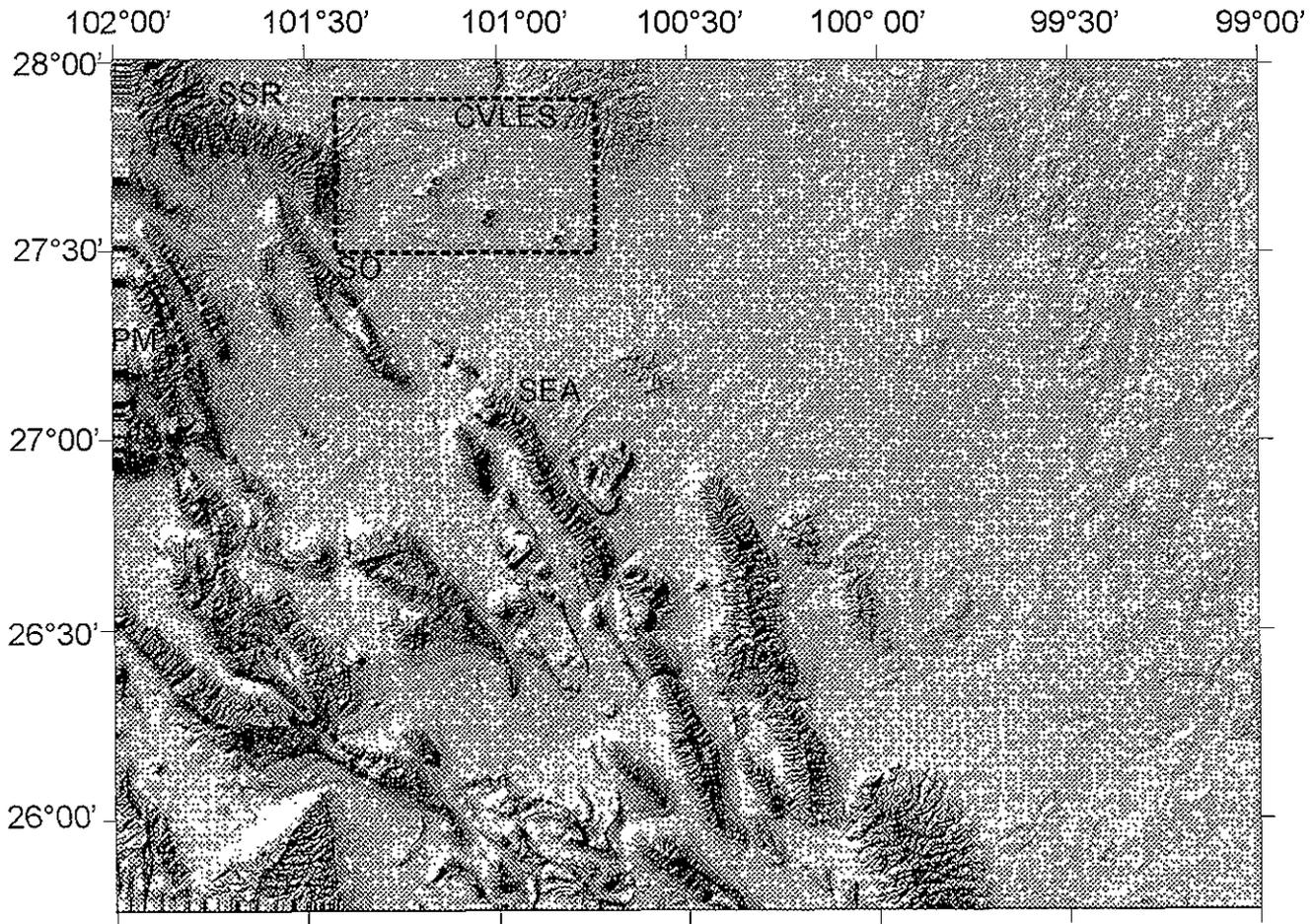


Figura 2. Modelo digital de elevación de la porción central de Coahuila. En el se aprecia la transición entre las provincias morfotectónicas de la Sierra Madre Oriental y la Planicie Costera del Golfo (esquina superior derecha). Abreviaturas: CVLE= Campo volcánico Las Esperanzas; SSR= Sierra Santa Rosa; SO= Potrero de Oballos; SEA= Sierra El Azul; PM= Potrero de Menchaca.

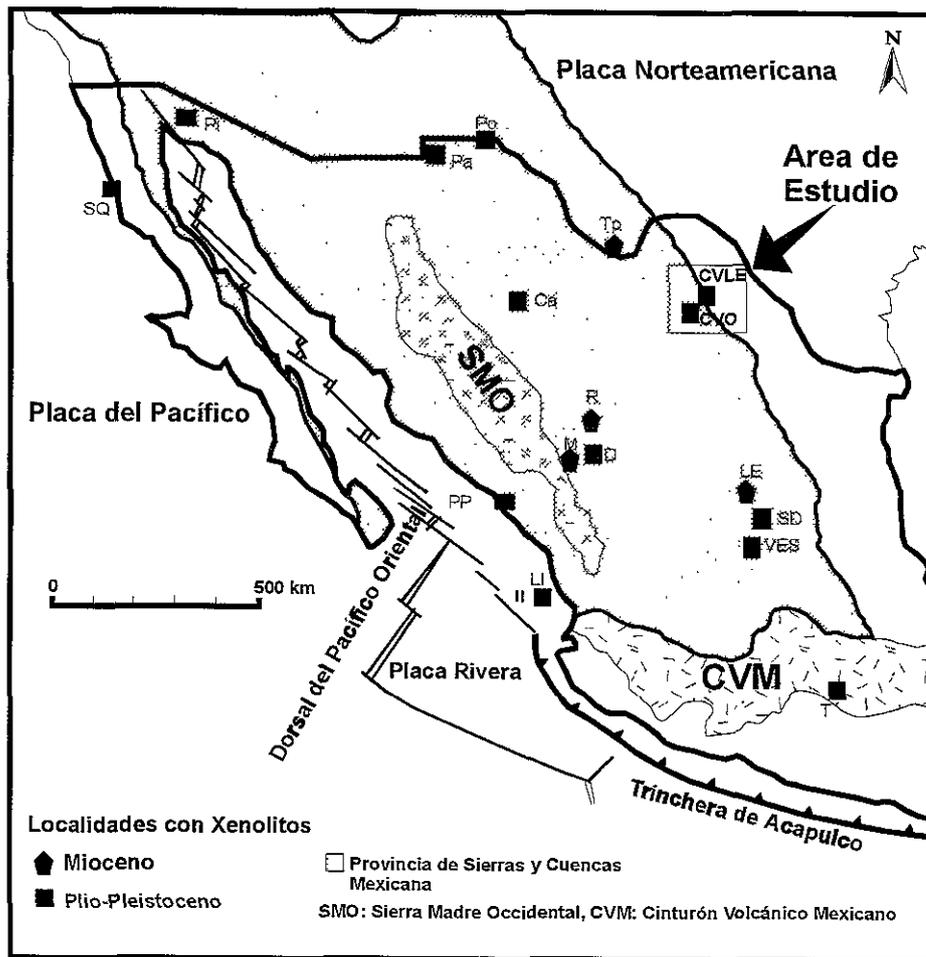


Figura 3. Mapa del extremo meridional de la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras en México (Aranda-Gómez et al., 1999). También se muestra la localización de los campos volcánicos en donde se han documentado rocas alcalinas intraplaca, diferenciándolos por su edad y/o contenido de xenolitos. Localidades mencionadas en el texto: SQ=San Quintín; Pi=Pinacate; Pa=Palomas; Po=Potrillo; Tp=Transpecos; Ca=Camargo; CVLE= Las Esperanzas; CVO=Ocampo; R=Rodeo-Nazas; M=Metates; D=Durango; PP=Punta Piaxtla; II=Isla Isabel; LE=Los Encinos; LI=Llera; SD=Santo Domingo; VES=Ventura-Espíritu Santo; T=Temascaltepec.

2.2 MAGMATISMO INTRAPLACA ASOCIADO A EXTENSIÓN CORTICAL

2.2.1. Provincia tectónica de Cuencas y Sierras

La provincia tectónica de Cuencas y Sierras (PTCS) es una región vasta del oeste de Norteamérica caracterizada por fallamiento normal durante el Cenozoico medio y tardío. La PTCS se extiende continuamente por aproximadamente 3000 km a lo largo de la Cordillera Norteamericana (Luhr et al., 1989). La provincia abarca en forma

continua desde el SW de Canadá hasta el límite entre la Mesa Central y el Cinturón Volcánico Mexicano (Figura 3). Sin embargo, antes de la formación de este arco volcánico continental, la provincia pudo haberse prolongado hasta el sur de México (e.g. Henry y Aranda-Gómez, 1992; Jansma y Lang, 1997). Recientemente, Morán-Zenteno y colaboradores (2000), García-Palomo y colaboradores 2000 hicieron resaltar que al sur del Cinturón Volcánico Mexicano existen numerosas evidencias de fallas, con orientaciones que varían de NNE a NNW, con una componente importante de desplazamiento lateral. Asimismo, Ferrari y colaboradores (1999) cuestionaron la existencia de PTCS al sur del Cinturón Volcánico Mexicano con base en que la mayor parte de la extensión es acomodada por un único sistema de fallas (Oaxaca-Donají), que constituye la reactivación de una estructura cortical pre-existente, acontecida dentro del lapso comprendido entre el Eoceno y el Presente y, posiblemente, tiene un origen distinto de las fallas situadas al norte del Cinturón Volcánico.

Como sucede en la parte septentrional de PTCS, la porción mexicana de la provincia puede ser dividida en varios dominios estructurales, que en detalle difieren en historia geológica, en grado y estilo de deformación (Aranda-Gómez et al., 1999).

PTCS se distingue por tener corteza delgada, flujo térmico elevado y por haber experimentado levantamiento regional considerable durante el Neógeno (Stewart, 1978). Prácticamente a lo largo de toda la provincia, el fallamiento normal asociado a la expulsión de los basaltos alcalinos intraplaca fue posterior al volcanismo calcoalcalino intenso, causado por la subducción de la placa Farallón bajo la Placa Norteamericana. Información reciente señala que las fases paroxísmicas del volcanismo de arco (i.e. *ignimbrite flare-up*) coincidieron (Nieto-Samaniego et al., 1999), o fueron seguidas después de un lapso breve, con períodos de fallamiento normal intenso y de

Al igual que con la porción meridional de PTCS, la evolución tectonomagmática del *rift* del Río Grande es complicada por el cambio tectónico radical en el margen oeste de la placa Norteamericana, de subducción a fallamiento transformante-transtensión que sucedió durante el Cenozoico tardío (Baldrige, 1979). De igual forma, comparte con PTCS algunas características en su evolución. Por ejemplo, recientemente Lawton y McMillan (1999) publicaron un modelo de la evolución tectonomagmática del *rift* del Río Grande que incluye tres etapas. En una primer fase de magmatismo de arco continental siguió un pulso de extensión, fusión de la litósfera y acumulación de sedimentos continentales en cuencas de *rift* embrionarias, sobre y adyacentes al arco continental original. Esto fue acompañado por una fase paroxismal ignimbrítica. Finalizó con volcanismo máfico con características de basalto de isla oceánica (OIB: *Ocean Island Basalt*) el cual se acumuló junto con material aluvial en cuencas extensionales.

Wolff y colaboradores (2000) interpretan las lavas máficas, ligeramente alcalinas, de la parte norte del *rift* del Río Grande como producto de contaminación de magmas fuertemente sub-saturados en sílice y empobrecidos en K, en relación a Nb, Ta y Th, y que son derivados de una fuente en el manto tipo OIB, con materiales derivados de la corteza continental. Esto contrasta con modelos anteriores que las interpretaban como resultado de la fusión parcial de un manto modificado por la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana.

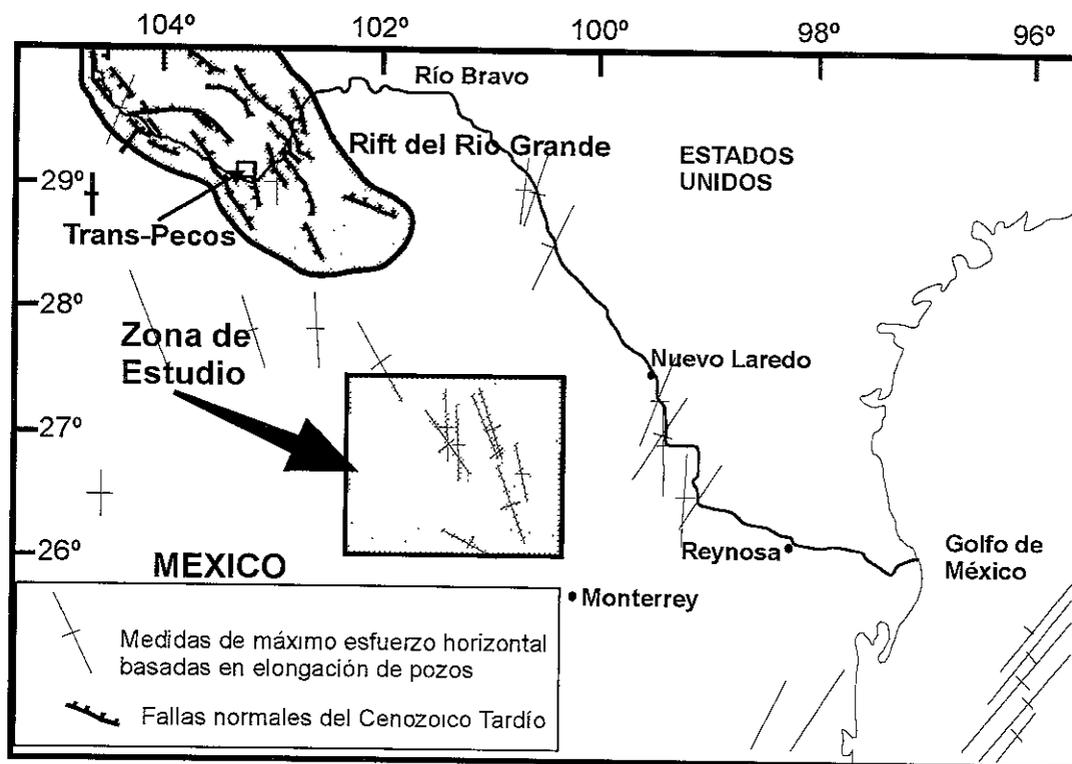


Figura 4. Localización del extremo meridional del Rift del Río Grande en el norte de México y las orientaciones del esfuerzo máximo horizontal y las fallas del Cenozoico tardío en el noreste de México (Suter, 1991). En el mapa se muestra la región donde se ubican los campos volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo.

A diferencia de la porción mexicana de PTCS en donde hasta ahora solo se han documentado rocas máficas alcalinas tipo intraplaca y cantidades subordinadas de basaltos contemporáneos con hiperstena normativa, el magmatismo del Mioceno tardío al Holoceno en el *rift* del Río Grande esta caracterizado por: 1) un rango amplio de composición química, desde basaltos hasta riolitas ricas en SiO_2 ; 2) la composición de los magmas basálticos abarca un espectro amplio desde hiperstena- a nefelina-normativa, pero en contraste con otros *riffts*, las composiciones sub-alcalinas son

volumétricamente dominantes; 3) todas las composiciones basálticas están ligeramente evolucionadas, con $Mg/(Mg+Fe^{2+}) < 67$; 4) la composición de los magmas refleja fuentes múltiples, las cuales no pueden ser correlacionadas por procesos simples de cristalización fraccionada a partir de las fases observadas como fenocristales, o por contaminación con material cortical; 5) La composición de los basaltos, así como la de los magmas más evolucionados, muestra de manera característica grados variables de contaminación con material cortical; 6) Aunque la cristalización fraccionada parece permanecer como el proceso dominante en la evolución de los magmas intermedios y silíceos, los efectos de mezcla de magmas y contaminación han sido también documentados (Perry et al., 1988).

2.3 GEOLOGIA DE LA REGION DE SABINAS

Las rocas y depósitos sedimentarios sin consolidar que afloran en el área tienen edades desde el Jurásico hasta el Cuaternario. Su composición varía de caliza, arenisca y lutita, incluyendo horizontes de carbón y yeso, hasta capas rojas, depósitos de grava y arena, y conglomerados continentales. Una buena parte de la porción septentrional del área está cubierta por derrames de lava basáltica (*sensu lato*) y en regiones cercanas a las cuencas carboníferas se han documentado cuerpos intrusivos del Terciario (Robeck et al 1956).

2.3.1. Mesozoico

Las características de las unidades litoestratigráficas expuestas en la zona de estudio se resumen en la columna generalizada de la Figura 5. Las rocas jurásicas no afloran en la zona de estudio, pero abundan en la región, estas son principalmente

lutita, yeso y carbón de Formación La Casita expuesta en los núcleos de los anticlinales de las sierras Azul, Potrero de Menchaca y el Potrero de Oballos (Figura 2).

Los sedimentos cretácicos, marinos y de delta, son caliza, lutita y arenisca y se agrupan en las formaciones Menchaca, Barril Viejo, Padilla, La Mula, Cupido, La Peña, Aurora, Grayson, Buda, Eagle Ford, Austin, Upson, San Miguel, Oimos, Escondido y Múzquiz.

2.3.2. Cenozoico

2.3.2.1. Conglomerado Sabinas

El Terciario está representado por acumulaciones de grava y arena de origen fluvial conocidas como el “conglomerado Sabinas” (Robeck et al. 1956). La edad precisa de esta unidad se desconoce; por su semejanza litológica y posición estratigráfica se le compara con Conglomerado Reynosa del Plioceno (Mullerried, 1941; Humphrey, 1956).

Las gravas terciarias cubren discordantemente a las formaciones subyacentes en forma de abanicos disectados y terrazas. El depósito, comúnmente sin litificar, está formado por intercalaciones de horizontes de arena con estratos y lentes de grava constituidos por fragmentos bien redondeados de caliza de las formaciones más antiguas. Los clastos en las gravas varían en diámetro de 0.05-1.0 m. Localmente, las gravas y arenas pueden estar cementadas por carbonato de calcio. El espesor total expuesto de estos sedimentos oscila entre 8-20 m. Los afloramientos de esta formación están restringidos a abanicos aluviales profundamente erosionados cercanos al borde sudoriental de la Sierra de Santa Rosa y a terrazas fluviales coronadas por basalto a lo largo del Río Sabinas (Figura 6) y que, normalmente, alcanzan alturas de 20 a 30 m sobre los valles adyacentes.

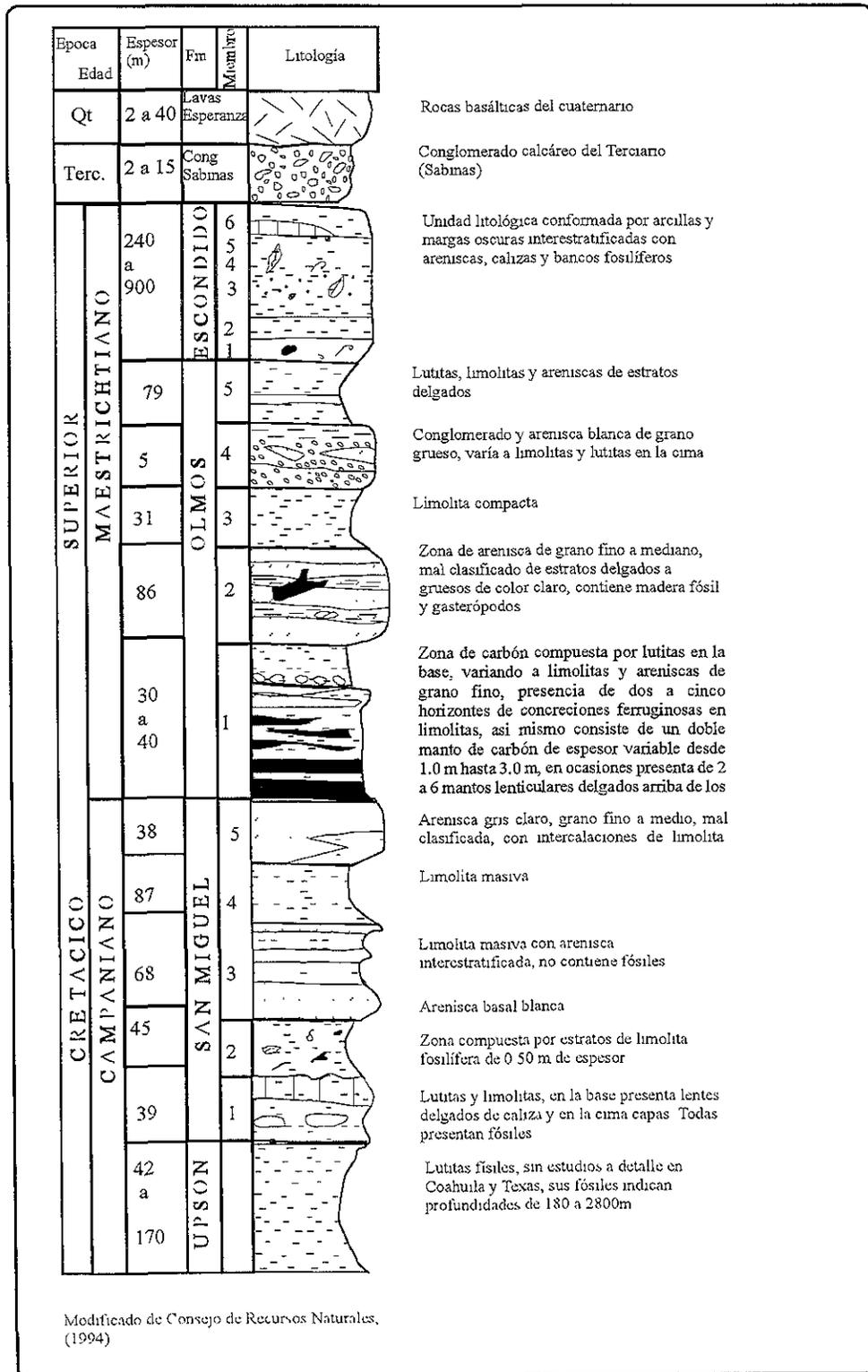


Figura 5. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca carbonífera de Sabinas. Se muestran las principales características de las unidades litoestratigráficas reconocidas en el área.

2.3.2.2. Lavas Esperanzas

En los alrededores de Sabinas afloran varios derrames de lava, algunos de los cuales fluyeron distancias considerables (≤ 60 km; Mullerried, 1941) siguiendo la trayectoria de canales fluviales someros preexistentes en el conglomerado Sabinas, que formaba una superficie casi horizontal o suavemente inclinada hacia al oriente y/o sudoriente. El nombre de lavas Esperanzas fue propuesto por Adams en 1881 (citada por Mullerried, 1941) debido a la proximidad de algunos de los afloramientos de basalto al poblado Las Esperanzas. Mullerried (1941) asignó una edad del Plio-Pleistoceno a estas rocas con base en su posición estratigráfica, ya que descansan sobre lo que consideró el conglomerado Reynosa del Plioceno (Figura 7) y al grado de erosión que presentan. Robeck y colaboradores (1956) las consideran del Pleistoceno argumentando que sobre ellas sólo existe una capa muy delgada de suelo y que, en general, parecen haber sido poco afectadas por la erosión.

Mullerried, (1941) mencionó la distribución de las lavas y describió, de manera muy general, la petrografía de las rocas. Este autor interpretó a las lavas Esperanzas como el producto del fallamiento “con movimientos verticales” del Plio-Pleistoceno, resaltando la localización de los centros de emisión y los alineamientos por ellas definidos.

Las lavas Esperanza son derrames basálticos (*sensu lato*) color pardo a café-grisáceo en superficie intemperizada, y gris oscuro a negro en superficie fresca. Muchas lavas tienden a ser afíricas o microporfídicas con matriz afanítica a vítrea. Otras, como algunos de los derrames y material escoriáceo del volcán Agua Dulce, son porfídicas, con fenocristales de uno a dos milímetros de largo de olivino y piroxeno. En

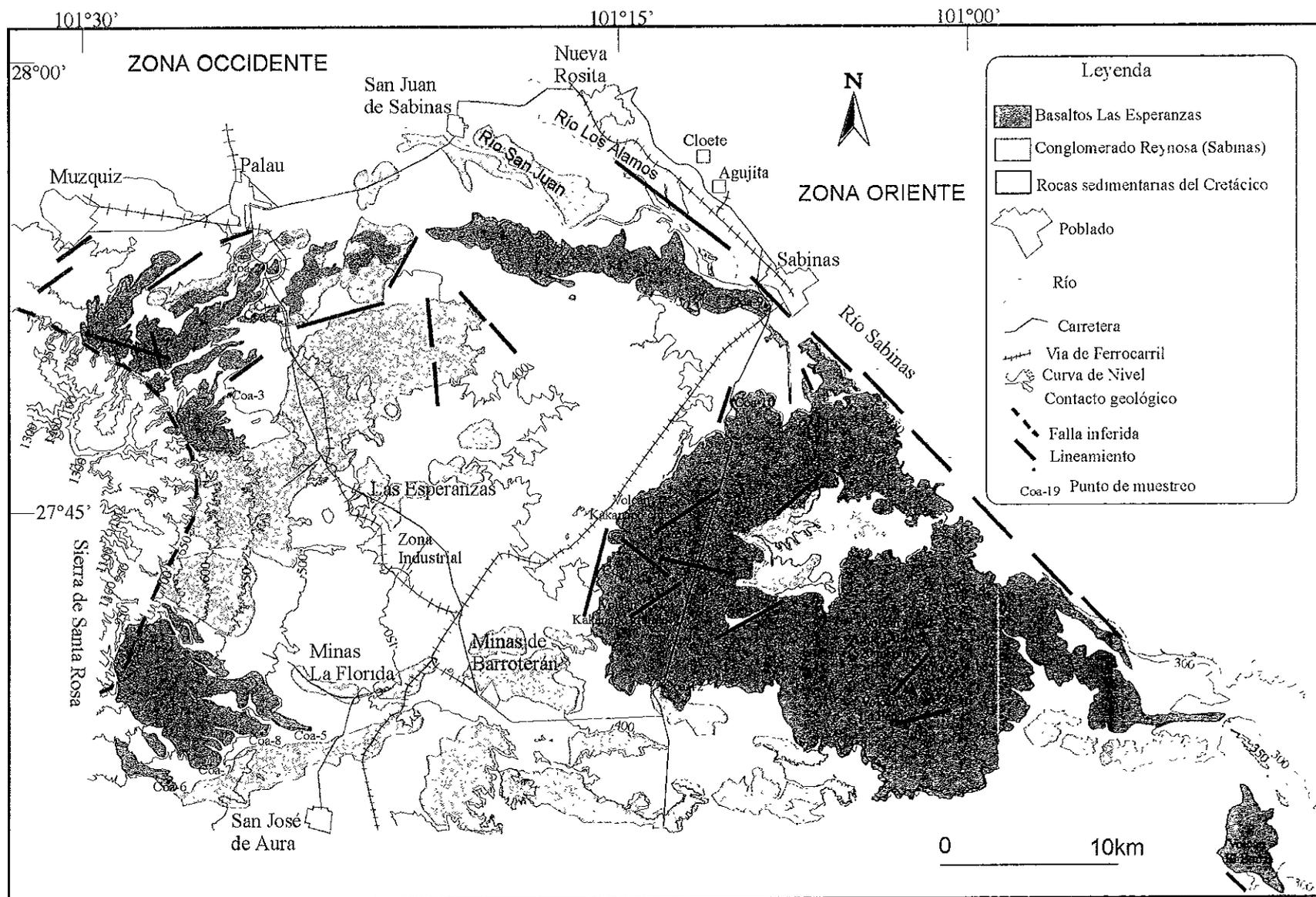


Figura 6. Mapa geológico simplificado del campo volcánico Las Esperanzas. En él solo se resaltan las rocas y depósitos del Terciario tardío y del Cuaternario. En la región occidental la distribución de los derrames de lava sugiere que fueron extravasados por fisuras ubicadas en el borde de la Sierra de Santa Rosa. Los volcanes de la región oriental tienen la morfología de escudos de lava, los puntos de emisión están marcados por conos cineríticos pequeños que aún son fácilmente reconocibles. Nótese que los bordes nororientales de los derrames parecen haberse desviado a lo largo de un alineamiento paralelo al curso actual de los ríos Sabinas y Los Alamos.

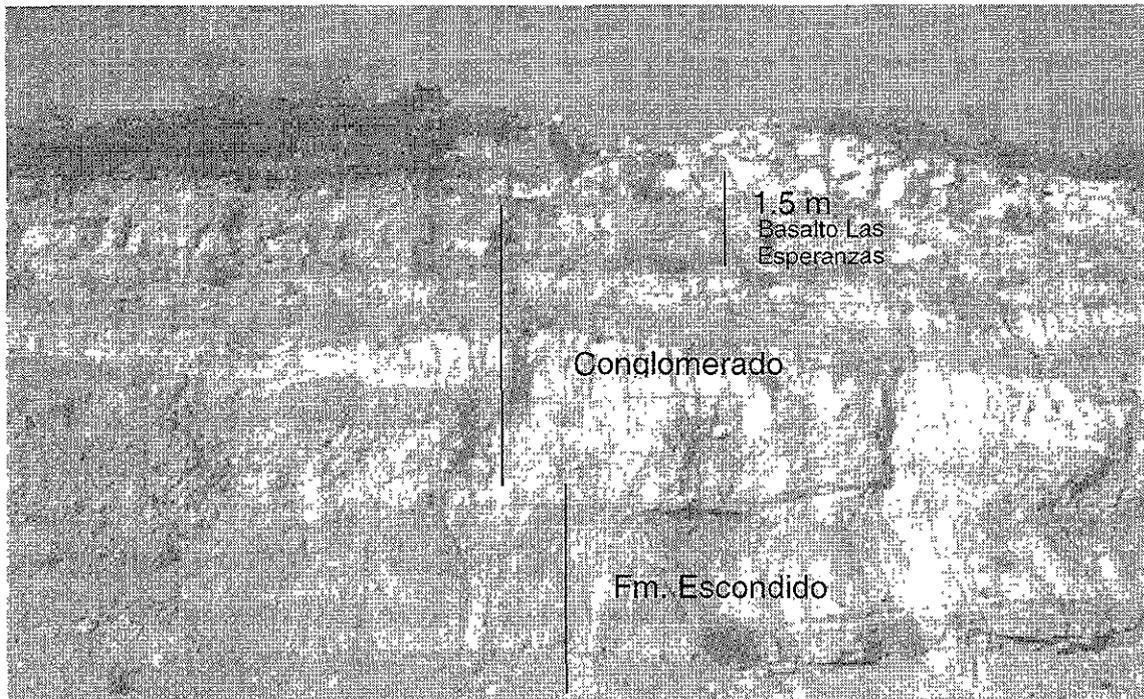


Figura 7. Panorámica de un flujo de lava que sobreyace al conglomerado Sabinas (¿Plioceno?). Afloramiento en un corte de la carretera Monclova-Sabinas. En este sitio el espesor del basalto Esperanzas es aproximadamente 1.5 m.

ocasiones las lavas son muy vesiculares, especialmente hacia la cima de los derrames y en los depósitos de escoria cercanos a los centros de emisión. El espesor máximo de las lavas Esperanzas, cortado por barrenos de exploración en las zonas carboníferas cercanas al conducto central del Volcán Agua Dulce es de 53 m (Consejo de Recursos Naturales, 1994). El espesor mínimo es de 1m y se ubica hacia los márgenes de los escudos o en los extremos distales de las corrientes de lava, productos de erupciones fisurales del frente de la Sierra de Santa Rosa.

Los centros de emisión de los basaltos Esperanzas son de dos tipos distintos, lo que permite dividir al CVLE en dos regiones que llamamos occidental y oriental (Figura 6).

2.3.2.2.1. Región oriental (volcanismo de tipo central)

En la región oriental las lavas fueron extravasadas por los volcanes de tipo central, llamados Agua Dulce (520 msnm), Kakanapo Grande (510 msnm), Kakanapo Chico (470 msnm), La Peña (420 msnm) y El Barril (400msnm). Estos volcanes son tipo escudo (Figura 8), cuya característica principal es que presentan pendientes externas muy suaves y sus productos cubren superficies relativamente grandes. Las diferencias de altura entre la cima de los volcanes y el borde de sus derrames de lava son 170 m, 110 m, 110 m, 70 m y 100 m, respectivamente, y el diámetro mayor de las zonas cubiertas por las lavas es 14 km, 10 km, 10 km, 13 km y 6 km, respectivamente (Figura 6). El volcán Agua Dulce (Figura 6) es un escudo de lava con varios montículos que pueden representar acumulaciones de lava cubriendo la paleotopografía o bocas parasíticas pequeñas. Cerca del cono principal se encuentran bombas en forma de huso y depósitos de escoria intensamente oxidada, color ocre. Las lavas emitidas por este aparato volcánico siguen un arreglo radial, sin mostrar una dirección preferencial de los derrames de lava, de donde se deduce que la superficie pre-volcánica fue casi horizontal. En los afloramientos visitados se observa que las lavas son derrames que presentan en la parte frontal una acumulación de bloques mayores de 1 m. Frecuentemente se pueden observar vesículas subesféricas menores de 1 mm y en menor cantidad vesículas alargadas de hasta 6 cm de largo, que en ocasiones están rellenas con material secundario, principalmente calcita y zeolitas.

2.3.2.2.2. Región occidental (volcanismo de tipo fisural)

En la región occidental las lavas Esperanzas fueron expulsadas a lo largo de los bordes oriental y meridional del anticlinal de la Sierra Santa Rosa (Figura 9). Los flujos

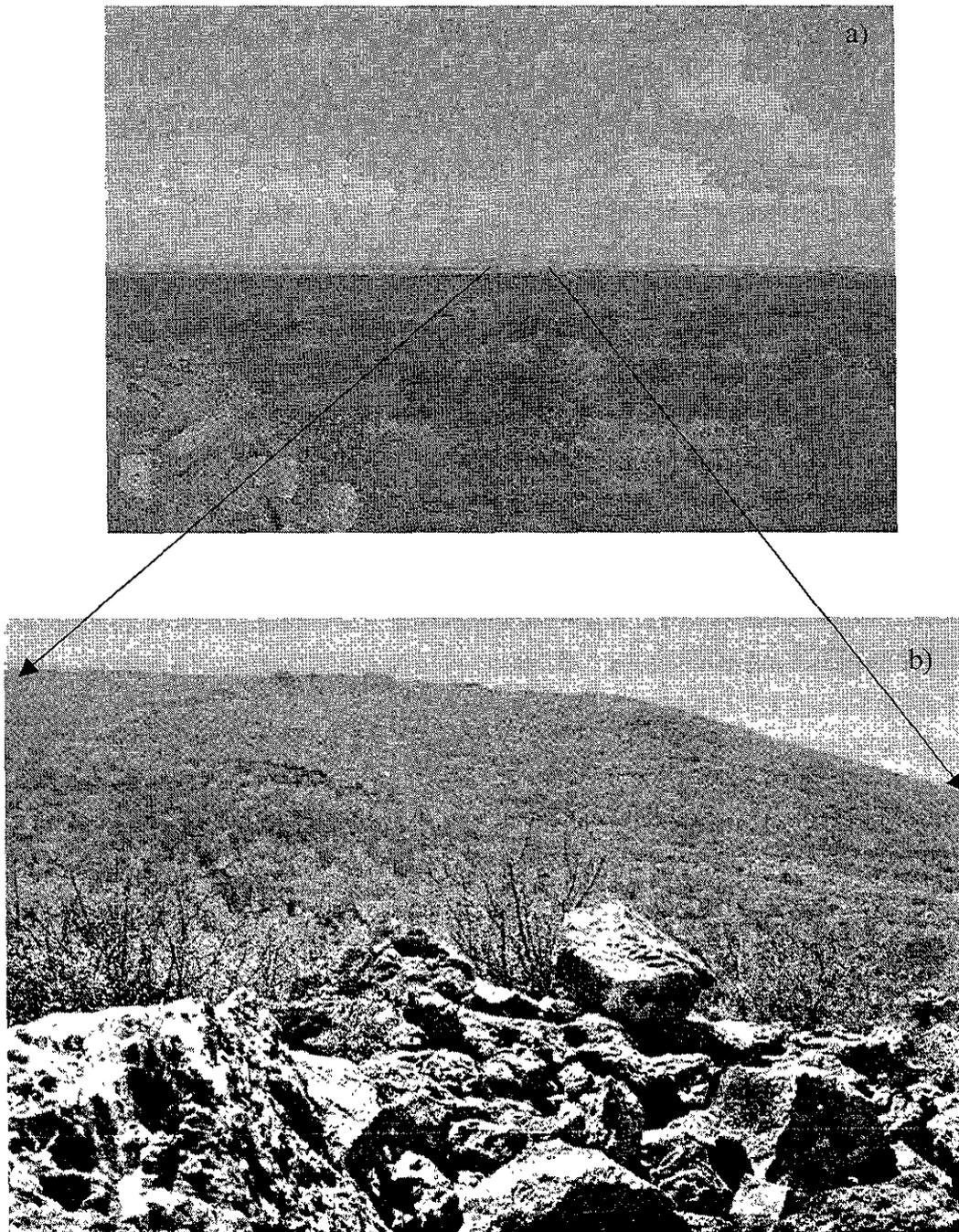


Figura 8 a) Vista panorámica del volcán Agua Dulce desde el norte, sobre la autopista Monclova-Sabinas. Nótese la morfología característica de un escudo de lava. La diferencia de altura entre la base y la cima es de aproximadamente 170 m. b) Acercamiento a la parte central del edificio volcánico. En primer plano se aprecia una pila de bloques de lava y el aspecto que muestran los derrames en el campo.

provenientes de esta zona se pueden interpretar como derrames fisurales, ya que no existen evidencias de aparatos volcánicos centrales. Este hecho fue reconocido por Mullerried (1941) y verificado por nosotros mediante el análisis de fotografías aéreas y observaciones de campo. Por su morfología y distribución se cree que fueron extravasados por fallas o fracturas con orientaciones NE-SW y WNW- ESE, ubicadas justo en el frente de la sierra (Figuras 6 y 9). El patrón de afloramientos señala que los derrames fluyeron hacia el ENE, sobre un talud formado por abanicos aluviales y que cerca de Sabinas fueron desviadas hacia el SE, posiblemente siguieron el cauce de un predecesor de los ríos Los Alamos y Sabinas. El espesor de los afloramientos visitados en la zona occidente varía desde 1.5 m sobre la carretera Múzquiz – Monclova con las siguientes coordenadas: (E14 290106 R3081711), hasta 3.5 m en la Mina el Gavilán (E14 257923 R3055691). La erosión fluvial ha disectado lo que debieron ser derrames continuos, produciendo mesas aisladas de forma alargada, con longitudes hasta de 10 km. En el borde de la Sierra de Santa Rosa, en el sitio en donde debieron localizarse las fisuras por las que fueron expulsadas las lavas, se observan depósitos de travertino y brechas compuestas por clastos angulares de escoria basáltica oxidada, cementada por calcita. Se cree que el travertino marca el lugar en donde existieron manantiales importantes y que la actividad de estos se prolongó aún después de la expulsión de las lavas. De hecho, aún ahora durante la temporada de estiaje estos arroyos contienen agua.

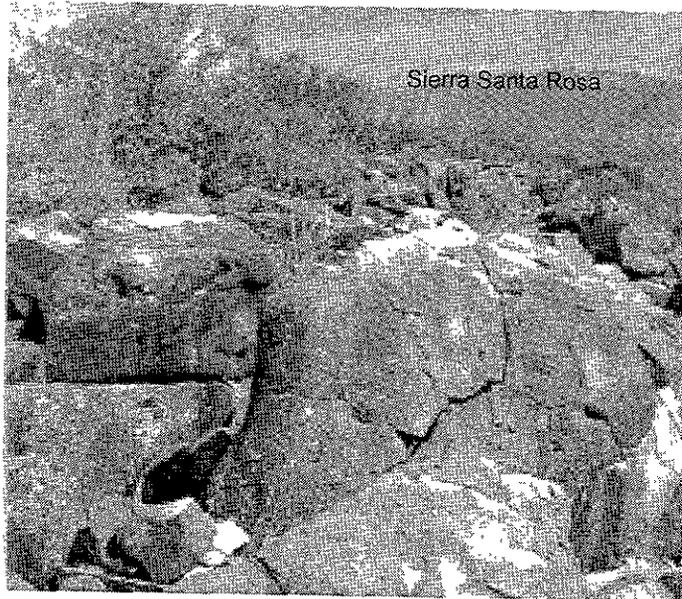


Figura 9. Afloramiento del basalto Esperanzas. Estas lavas provienen de los bordes de la Sierra de Santa Rosa que se ve al fondo. Nótese que la superficie del derrame es casi lisa y solo presenta algunas vesículas de tamaño grande. Los rasgos primarios juveniles, que dan aspereza a lavas jóvenes de este tipo, ya han sido erosionados.

2.4 GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE OCAMPO

La geología de la región de Ocampo ha sido poco estudiada y por lo tanto no existe información local detallada del área en donde se encuentran los volcanes. Los trabajos publicados se han enfocado sobre todo a la prospección minera de la porción septentrional del municipio de Ocampo, en la zona de Boquillas del Carmen y en La Sierra La Encantada. McKee y colaboradores (1990) realizaron un análisis de la actividad tectónica y la sedimentación durante el Mesozoico en la Sierra de San Marcos, a aproximadamente 50 km al sur de la Villa de Ocampo. En su trabajo documentaron la falla de San Marcos, una estructura que cruza todo Coahuila en su parte central. Esta megaestructura, con una traza comprobada de más de 300 km de largo, se cree que forma parte de un conjunto de fallas de corrimiento lateral asociadas

a la apertura del Golfo de México. La falla coincide con elementos paleogeográficos importantes como el margen septentrional de la isla de Coahuila (Jurásico Tardío-Cretácico temprano) y controló la sedimentación durante parte del Mesozoico. La falla de San Marcos ha sido reactivada varias veces durante eventos tectónicos posteriores, incluyendo la deformación extensional de PTCS y su traza coincide con la ubicación del campo volcánico de Camargo, otra localidad importante del volcanismo intraplaca en la región (Aranda-Gómez et al., 1998).

Las formaciones mesozoicas que afloran alrededor del valle de Ocampo son principalmente del Cretácico inferior (Figura 10a). Entre estas destacan Aurora, Barril Viejo, Cupido, Cuesta del Cura y La Peña. El Terciario esta compuesto por conglomerados continentales. El Plioceno esta representado por conos de escoria y derrames de basalto (*sensu lato*) asociados. Los volcanes se localizan en el borde occidental y en la parte central del valle entre las poblaciones de Ocampo y Cuatrociénegas (Figuras 10a-10c).

Al igual que en la zona de Sabinas, el CVO se puede dividir en dos zonas. Al occidente, junto a la cabecera municipal existe un afloramiento más o menos extenso de basaltos provenientes de al menos dos volcanes. En un arroyo que separa a la caliza mesozoica, cerca del rancho La Puerta la secuencia eruptiva está compuesta por varios derrames de lava. El derrame más antiguo descansa discordantemente sobre la caliza del Cretácico inferior y fluyó sobre una superficie irregular en los cerros de caliza hasta llegar a un paleoarroyo (Figura 11). Sobre de este flujo existen al menos cuatro derrames de lava apilados, los cuales pueden ser fácilmente distinguidos por la presencia de autobrechas en la base de cada derrame, descansando directamente sobre la superficie cubierta de material escoriáceo del derrame subyacente.

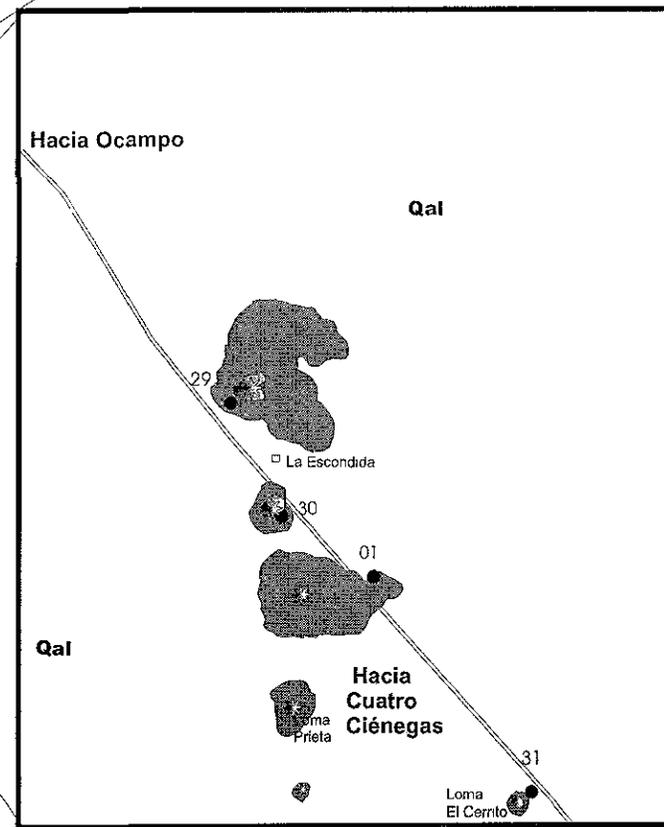
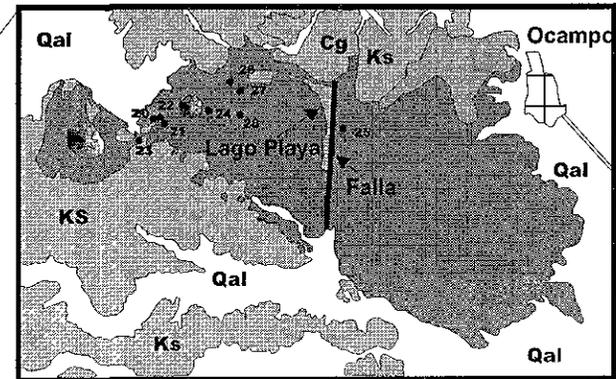
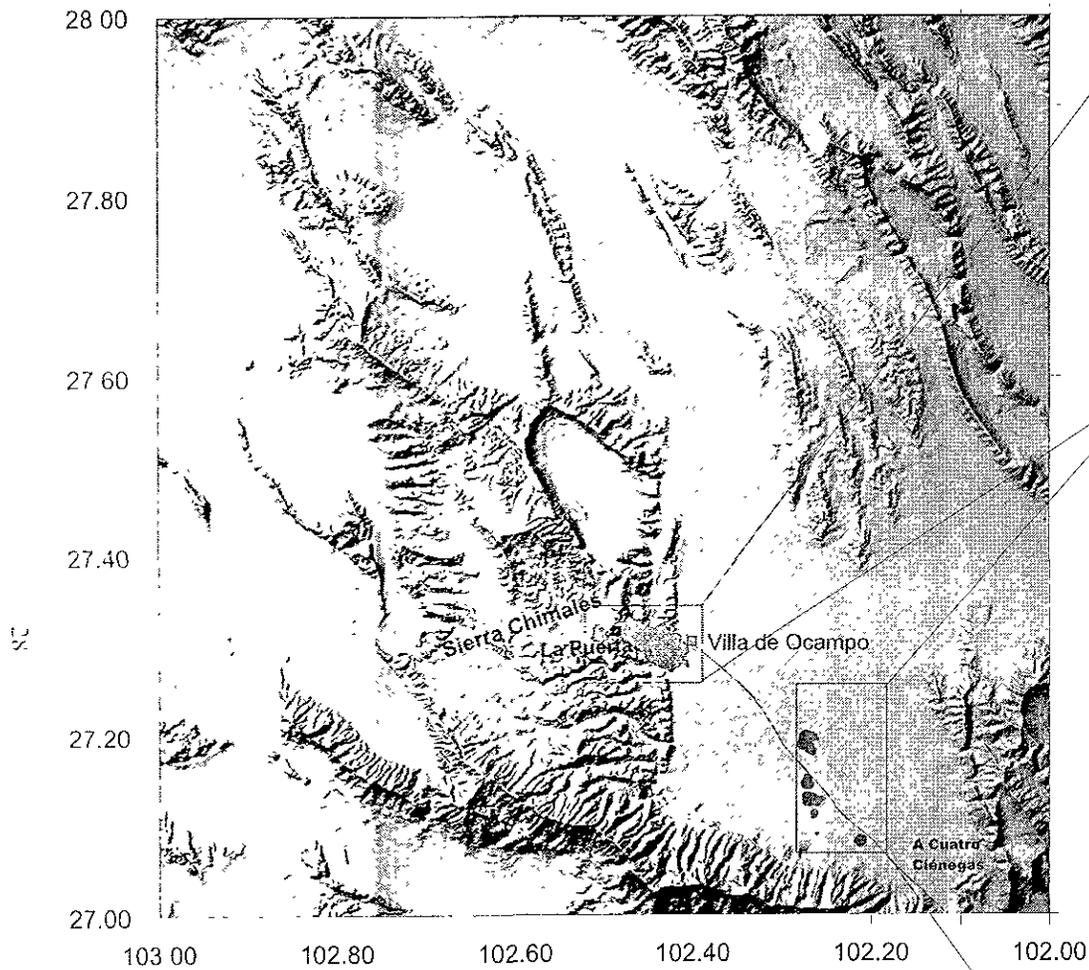


Figura 10. a) Modelo de elevación digital de la región de Ocampo, Coah. Se muestra la localización de los basaltos alcalinos y la carretera que une a la Villa de Ocampo (VO) con Cuatro Ciénegas. b) Esquema geológico de la porción occidental del CVO y localización de los sitios de muestreo. c) Alineamiento de conos cineríticos y ubicación de las muestras (Modificado de INEGI, 1975)

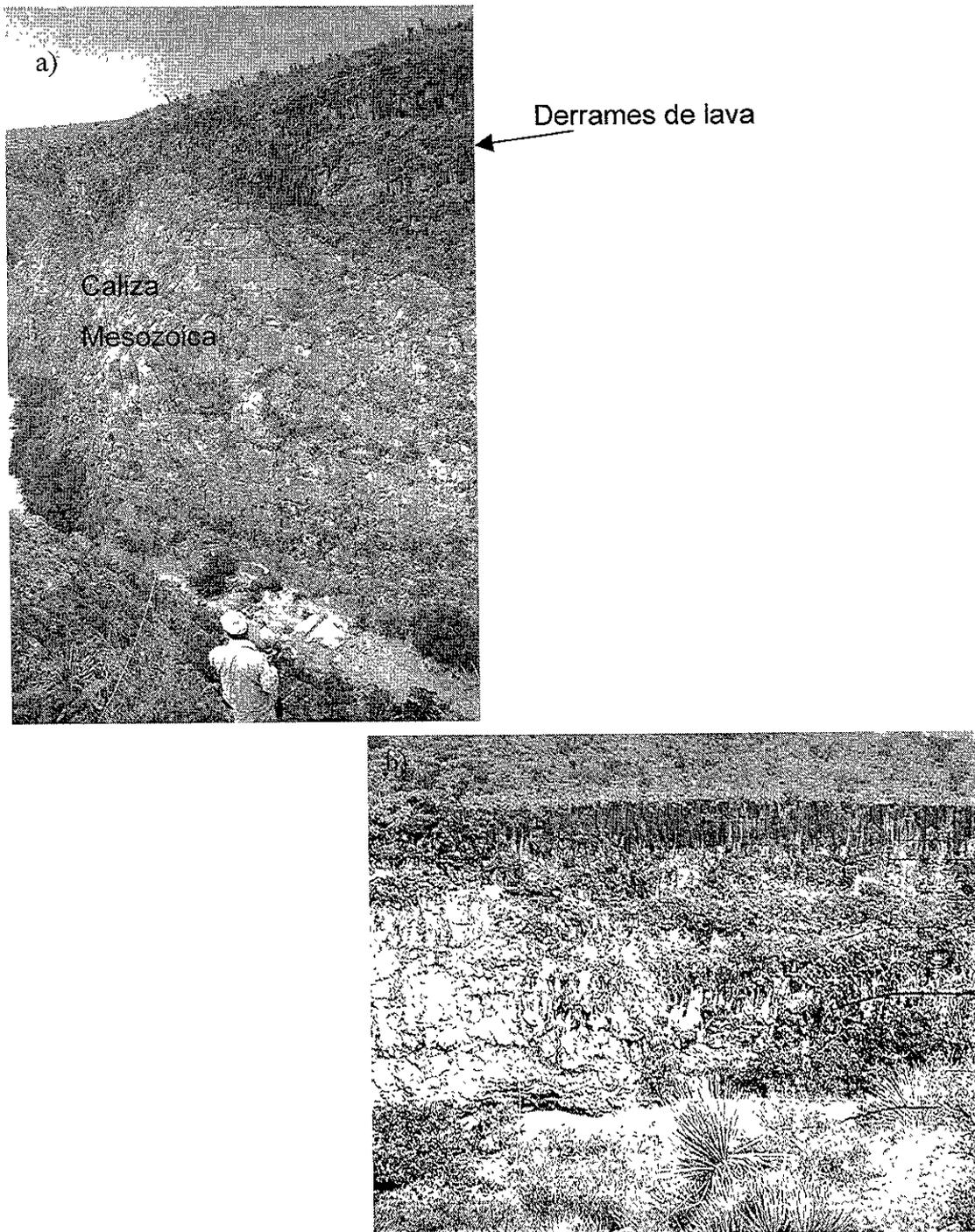


Figura 11. a) Los derrames de lava de la parte occidental del CVO fiuyeron sobre una superficie irregular en las calizas cretácicas. En algunos lugares se aprecia que ocuparon paleoarroyos someros. b) Panorámica que muestra la pila de derrames de lava expuestos en el arroyo situado al sur del rancho La Puerta. Se observan juntas columnares en la porción central de los derrames. El cañón llega a tener una profundidad de ~80 m.

En lugares, el cañón por el que fluye el arroyo actual tiene una profundidad notable, estimada en más de 80 m. Otra característica distintiva de los derrames es la formación de juntas columnares lo que también ayuda a diferenciarlos (Figura 11b).

Las lavas del CVO son de color gris pardo en superficies intemperizadas y gris oscuro a negro en fractura fresca. Generalmente son vesiculares y el contenido de vesículas aumenta notablemente hacia la cima del derrame en donde los flujos adquieren un aspecto escoriáceo. Las vesículas son en su mayoría subesféricas y en ocasiones están rellenas de material secundario. Las rocas tienden a ser pobres en fenocristales. Sin embargo, algunos de los derrames tienen texturas porfídicas con olivino y piroxeno abundante, que en ocasiones forman agregados glomeroporfídicos pequeños.

La zona oriental del campo consiste de seis conos de escoria aislados adentro del valle (Figura 10c). Los volcanes tienen alturas de unas cuantas decenas a cien metros. Invariablemente presentan un grado moderado de erosión (Figura 12) y comúnmente hay un derrame de lava que abrió el cráter y fluyó por distancias cortas de unos cuantos cientos de metros hacia el oriente. Uno de los rasgos más notables de esta porción del campo es el alineamiento de cinco volcanes en dirección NNW, lo que sugiere que fueron alimentados a través de un dique emplazado en fractura tensional con esa orientación. Esto sugiere que al tiempo del volcanismo la componente σ_3 del tensor de esfuerzos estaba orientado en dirección ENE (e.g. Nakamura, 1977; Parsons y Thompson, 1991)

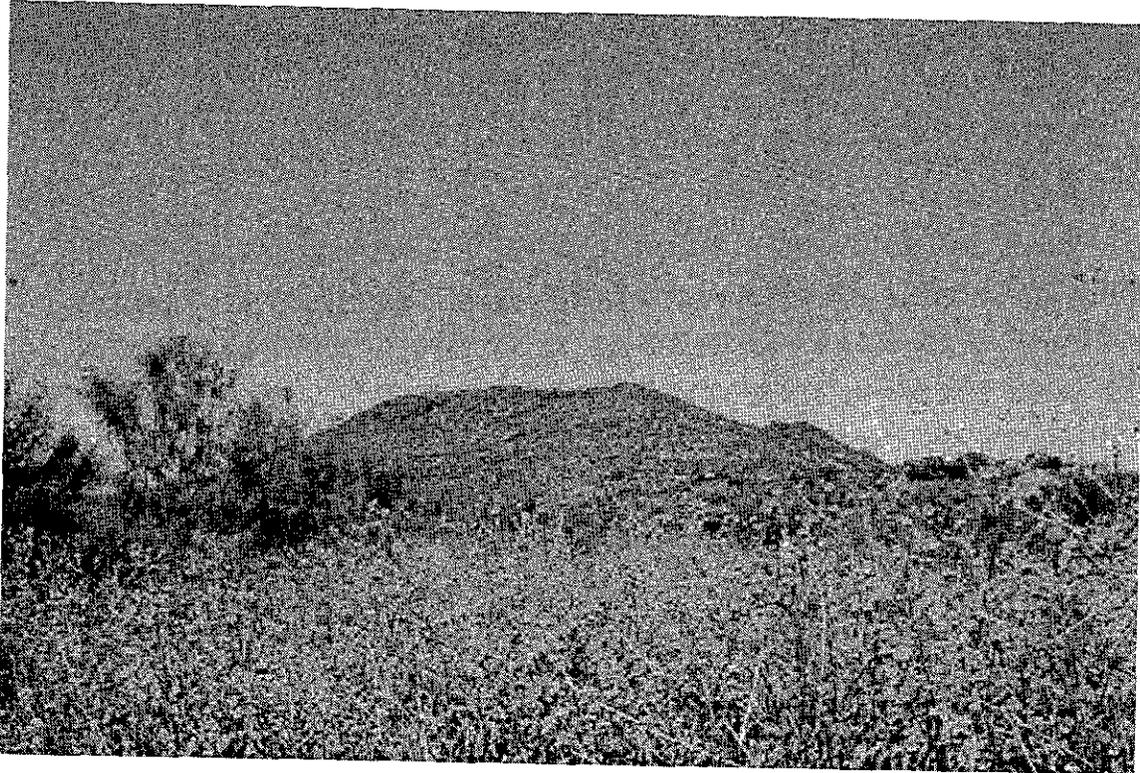


Figura 12. Vista panorámica de un cono de escoria parcialmente degradado. Nótese que la pendiente externa es notablemente menor de $30-33^\circ$ y que en la superficie del cono están expuestas capas de aglutinado. En la base del cono esta expuesto un derrame de lava el cual se aprecia al centro y a la derecha de la foto.

La escoria y bombas volcánicas que forman los conos de escoria tienen un contenido bajo de fenocristales. Su color es ocre al intemperismo y en fractura fresca son gris oscuro. La mineralogía observada con lupa es olivino + piroxeno. Comúnmente se pueden observar altos contenidos de material secundario como zeolitas y calcita rellenas las vesículas con formas alargadas e irregulares, hasta de 3 cm en diámetro.

2.5. Edad de los campos volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo.

Las edades de las lavas de Coahuila fueron determinadas por la técnica de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total en los laboratorios de la Universidad de Queen's. Los análisis fueron realizados por la Dra. María Amabel Ortega Rivera, siguiendo los métodos descritos por Ortega-Rivera, (1997). En general, los resultados obtenidos son pobres lo que se atribuye a la edad relativamente joven de las muestras, a su composición química baja en K y a la alteración observada en los ejemplares.

Los datos analíticos obtenidos a partir de la muestra Coa-17, colectada en el Volcán Agua Dulce (Figura 6), permiten dos posibles interpretaciones con incertidumbres muy grandes: 0.60 ± 0.46 Ma o 2.78 ± 2.23 Ma (Anexo 3). Ambas son congruentes con la edad inferida de la posición estratigráfica de las lavas del CVLES, las cuales descansan sobre el Conglomerado Sabinas del Plioceno. Con base en la morfología observada en el campo, y por comparación con campos volcánicos formados por rocas semejantes en climas similares (e.g. Camargo) es más probable que la edad antigua sea la correcta.

En el CVO fueron determinadas dos edades. La primera fue obtenida en la muestra Coa-25 (Figura 10). Esta edad (1.84 ± 0.45 Ma) corresponde a los flujos intracañon documentados cerca de la Villa de Ocampo. La muestra Coa-29 fue colectada en uno de los conos de escoria aislados en el valle ubicado al oriente de Ocampo (Figura 10). Su edad obtenida por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fue de 3.41 ± 1.11 Ma (ver Anexo 3). Ambas son congruentes con las edades geomorfológicas inferidas.

Con base en estos datos las lavas de Coahuila pueden ser agrupadas dentro de un pulso de magmatismo y extensión intraplaca ocurrido durante el Plioceno en la Provincia Mexicana de Cuencas y Sierras (PMCS). Luhr y colaboradores (2001) mencionan que los campos volcánicos plio-cuaternarios están dominados por magmas intraplaca más primitivos que los asociados a las fases tempranas de extensión, muchos de los cuales transportaron xenolitos del manto a la superficie. Esta interpretación es consistente con la composición química de las lavas de Coahuila y con la presencia de xenocristales derivados de peridotitas del manto en algunas de las muestras. Sin embargo, la cartografía geológica realizada para exploración de carbón y gas en la cuenca de Sabinas (Robeck et al., 1956; Miller et al., 1992) indica que las fallas normales cenozoicas son muy escasas en el área y cuando están presentes tienen desplazamientos máximos de unas decenas de metros. En la región de Ocampo sólo existen los mapas geológicos de INEGI (1975). Estos muestran una falla normal NS en el borde oriental de la Sierra de los Chimales, que aparentemente afectó a los derrames de lava cercanos a la Villa de Ocampo. Nuestro trabajo de reconocimiento comprobó la existencia de un escalón topográfico y la presencia de un lago playa diminuto cercano a la traza de la supuesta falla. Sin embargo, no se observaron indicadores cinemáticos en el supuesto plano de falla (Figura 10 b). Este es un fenómeno común en estructuras que afectan a derrames de lava basáltica (e.g. campos volcánicos de Durango y Camargo).

CAPÍTULO 3

PETROGRAFÍA

Durante el trabajo de campo se colectaron 31 muestras para su estudio en el laboratorio. Los criterios empleados para la selección fueron: 1. Procedencia. Se trató de obtener al menos un ejemplar de cada uno de los volcanes identificados durante la fotointerpretación, 2. Estado de preservación de la roca. Se evitaron, en lo posible, aquellas que contienen material secundario, ya sea como relleno de vesículas y/o fracturas, y ejemplares que hayan sufrido alteración hidrotermal o intemperismo químico notables. El criterio empleado en el campo para establecer el grado de alteración fue el estado de los fenocristales de olivino. Se colectaron aquellas rocas que presentaban la menor iddingsitización y/o que carecían de reflejos internos iridiscentes, 3. Paragénesis mineral del conjunto de fenocristales, y 4. Presencia de microxenolitos y/o agregados glomeroporfídicos en la lava.

Para fines descriptivos las muestras del Campo Volcánico Las Esperanzas (véase localización de sitios de muestreo en la Figura 6) se dividieron en dos grupos que corresponden a la Zonas Occidental (lavas fisurales) y Oriental (lavas de aparatos centrales). La distribución de ejemplares colectados en los conos de escoria y derrames de lava en el Campo Volcánico de Ocampo se muestra en la Figura 10.

Además del estudio petrográfico de rutina de las 31 muestras en láminas delgadas con espesor estándar, se realizó un conteo de puntos (≥ 800 puntos/lámina) en nueve ejemplares selectos. En este análisis se distinguió entre matriz, fases minerales presentes como fenocristales primarios y/o xenocristales. Los resultados del análisis modal se resumen en la Tabla 1.

| Muestra | Olivino(%) | Cpx(%) | Plg(%) | Opacos(%) | Matriz(%) | Ol(Xen)(%) | Qz(%) |
|--------------------------|------------|--------|--------|-----------|-----------|------------|-------|
| CV Las Esperanzas | | | | | | | |
| Zona Occidente | | | | | | | |
| Coa-1 | 13.6 | 1.1 | 4.8 | 3.2 | 75.8 | 0.8 | 0.2 |
| Coa-8 | 11.3 | 0.2 | 0.5 | 3.5 | 82.7 | 1.6 | - |
| Coa-9 | 10.5 | 1.1 | 5.6 | 3.7 | 78.9 | - | - |
| Zona Oriente | | | | | | | |
| Coa-10 | 9 | 19.6 | 70.3 | 1 | - | - | - |
| Coa-13 | 7.8 | 1 | 1.7 | 3.8 | 85.5 | - | - |
| Coa-17 | 2.5 | 0.5 | 0.7 | 2 | 84.8 | 9.3 | - |
| CV Ocampo | | | | | | | |
| Coa-21 | 5.7 | 5.3 | 0.1 | 2.3 | 86.3 | - | - |
| Coa-25 | 3.2 | 0.8 | 0.1 | - | 95.7 | - | - |
| Coa-27 | 5.5 | 1.6 | 0.3 | 6.2 | 86.12 | - | - |

Tabla 1. Análisis modal de rocas de los campos volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo. El estudio se realizó empleando una platina mecánica Swift. Se contaron ≥ 800 puntos por lámina.

3.1 CAMPO VOLCÁNICO LAS ESPERANZAS

3.1.1. Zona occidente

Las rocas colectadas tienen texturas que varían de seriada a intersertal. Invariablemente son inequigranulares-porfídicas, con fenocristales de 0.5 a 2 mm. El grado de cristalinidad de la matriz va de holocristalino a hipocristalino. Estas últimas rocas sólo contienen cantidades traza de vidrio, que en general está ausente. El contenido de matriz varía de 75.8 a 82.7% (Tabla 1). Los fenocristales primarios más abundantes son de olivino (10.5–13.6%) y, como primera aproximación, se les distingue de los xenocristales provenientes de las lherzolitas porque carecen del maclado característico del olivino proveniente de rocas del manto. Las fases primarias, fenocristales (>0.3 mm) y microfenocristales (>0.03 mm, <0.3 mm), son de forma y subhedral. En general se puede observar la paragénesis mineral: olivino (10.5-13.6%) + clinopiroxeno (0.2–1.1%) + plagioclasa (0.5-5.6%) + minerales opacos (3.2-3.7%) \pm

apatito (trazas). Las muestras Coa-1 y Coa-8 incluyen xenocristales de olivino (0.8 y 1.6%, respectivamente) provenientes de la desagregación de Iherzolita. Otros ejemplares contienen xenocristales de cuarzo, invariablemente rodeados por coronas de ortopiroxeno. Los minerales secundarios más comunes son calcita, como relleno de vesículas y fracturas, e iddingsita que altera ligeramente al olivino en algunas muestras. Todos los minerales secundarios se presentan en cantidades traza.

3.1.2. Zona oriental

Estos ejemplares son similares a los de la zona occidental en cuanto a textura, grado de cristalinidad, forma de los cristales primarios y contenidos de matriz (84.8 – 85.5 %, Tabla 1). Sin embargo, a diferencia de las rocas de la zona occidental, estas muestras carecen de xenocristales de cuarzo y solo incluyen cantidades mínimas de rellenos de calcita como mineral secundario. También es notable la disminución de la iddingsita como producto de alteración de alta temperatura del olivino. Esto se atribuye a que la mayoría de estas muestras se colectaron en áreas alejadas a los centros de emisión. La presencia de textura claramente intersertal, en la que domina la asociación de plagioclasa + clinopiroxeno sobre olivino, es la característica más sobresaliente de las lavas emitidas por los volcanes Kakanapo y Agua Dulce (Figura 13a).

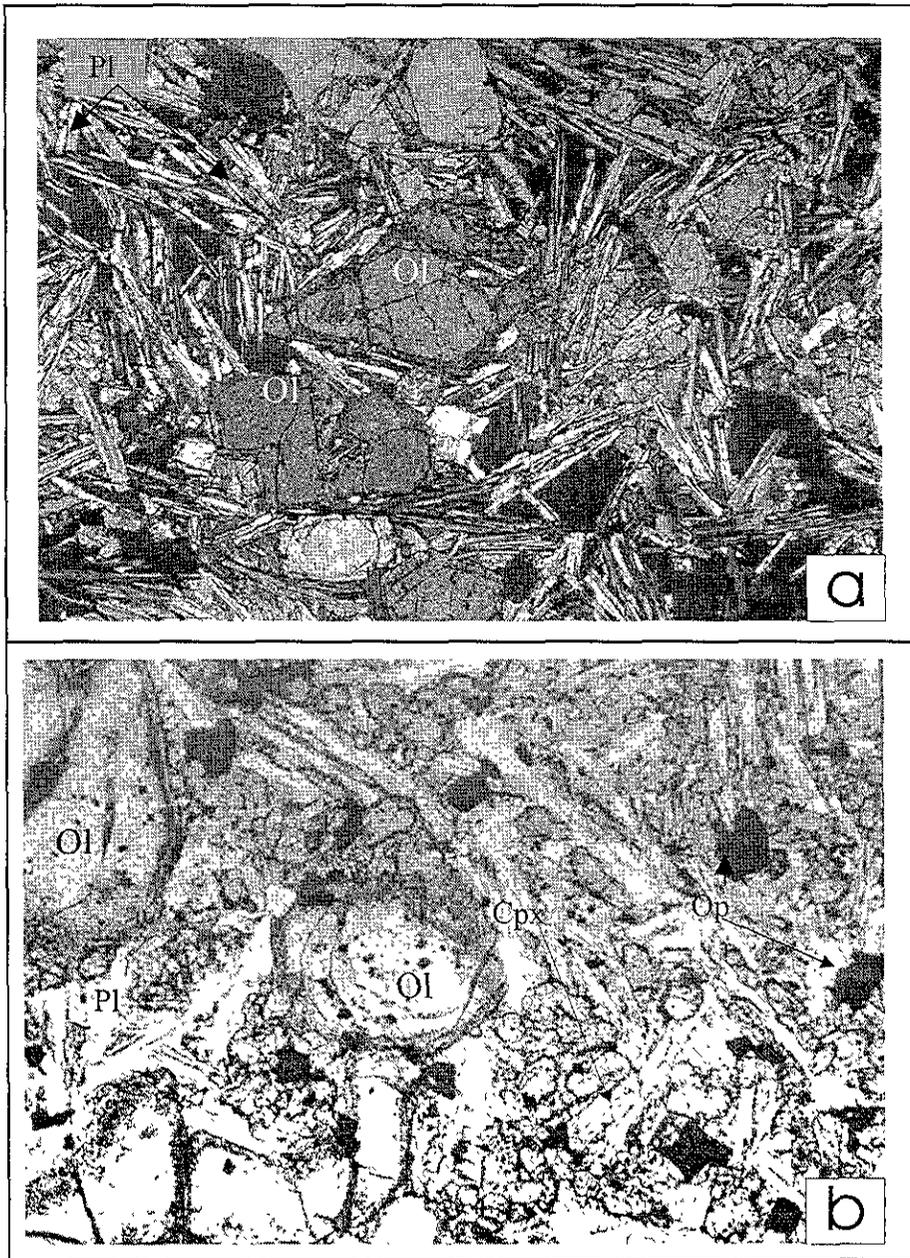


Figura 13 a). Arreglo intersertal en la matriz de Coa-10. Nótese que la plagioclasa (Pl) está restringida a la matriz. Nícoles cruzados. b). Textura seriada en las lavas provenientes de los bordes de la Sierra Santa Rosa (Coa-7). Los fenocristales de olivino (Ol) tienen inclusiones de minerales opacos (op) y sus bordes están ligeramente iddingsitizados. La augita (Cpx) se observa solo en la matriz. Luz plana polarizada. Campo visual aproximado en ambas fotomicrografías: 3.2 x 2.4 mm.

La paragénesis mineral de estas rocas es: olivino (2.5 - 9%) + clinopiroxeno (0.5 - 19.6%) + plagioclasa (0.7 - 70.3%) + minerales opacos (1 - 3.8%) ± apatito (trazas). Como mineral secundario se observa calcita en algunos ejemplares. La muestra Coa-10 (Figura 13a) se distingue del resto del conjunto por su alto contenido de plagioclasa (70.3%). Cabe hacer notar que la matriz de esta muestra tiene un tamaño de grano inusualmente grande, por lo que fue posible cuantificar su contenido de feldespatos.

La composición química de los minerales se estableció por medio de microsonda de electrones en la muestra Coa-17. Se seleccionó esta roca porque incluye una cantidad considerable de xenocristales de olivino derivados de lherzolitas del manto (Tabla 1).

3.2.1 Plagioclasa

En general, la plagioclasa solamente se presenta en la matriz y es excepcional observarla como fenocristales con textura poiquilitica. Cuando esto sucede, la fase incluida es clinopiroxeno. En la matriz frecuentemente se observan dos conjuntos de cristales de plagioclasa. Un grupo esta formado por plagioclasas zonadas y macladas. Las mismas rocas también presentan un segundo conjunto de cristales de plagioclasa, con hábito tabular, comúnmente corroídos. La composición de la plagioclasa en Coa-17 varía de An₂₉ a An₄₈ (oligoclasa cálcica – andesina cálcica, Figura 14). Esta composición es similar a las reportadas para rocas basálticas alcalinas del campo volcánico de Los Encinos (Luhr et al., 1995) y del complejo de maares de La Breña - El Jagüey (Pier et al., 1992).

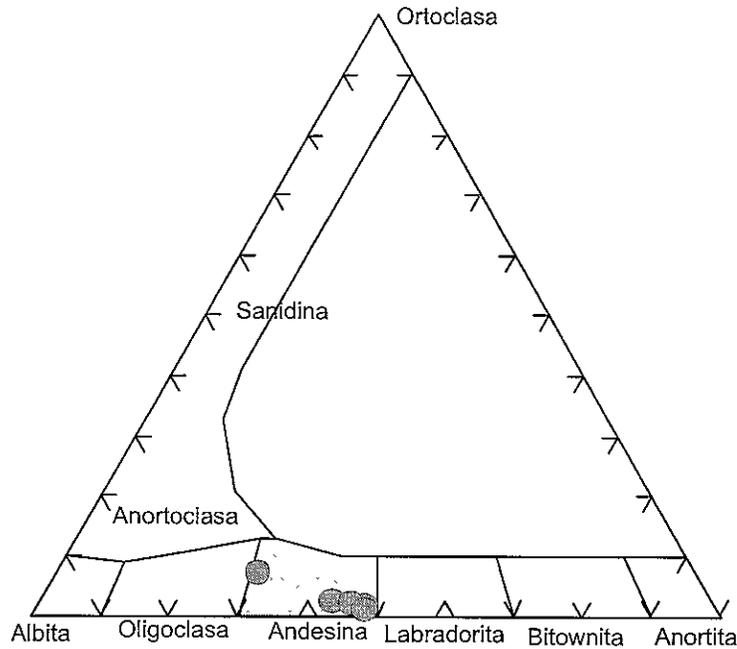


Figura 14. Composición química de la plagioclasa en la muestra Coa-17.

3.2.2. Olivino

El olivino primario se presenta como fenocristales euhedrales y subhedrales, con una longitud media de 0.5 mm. Frecuentemente presenta iddingsitización que varía de incipiente a moderada (e.g. Figura 13b). Algunas muestras también incluyen xenocristales de olivino hasta de 2.5 mm de diámetro, invariablemente corroídos y mostrando las lamelas de deformación (Figura 15) características de los olivinos provenientes de las lherzolitas del manto (Luhr et al., 1989; Pier, et al., 1992 ; Aranda-Gómez et al.,1993). Por lo tanto, es posible concluir que estas lavas provienen de profundidades mayores a 30 km (Frey et al., 1977). Otra textura característica de estos cristales de olivino accidental es la esqueletal, que sugiere que no estuvieron en equilibrio con el magma que los transportó a la superficie y que no son cogenéticos.

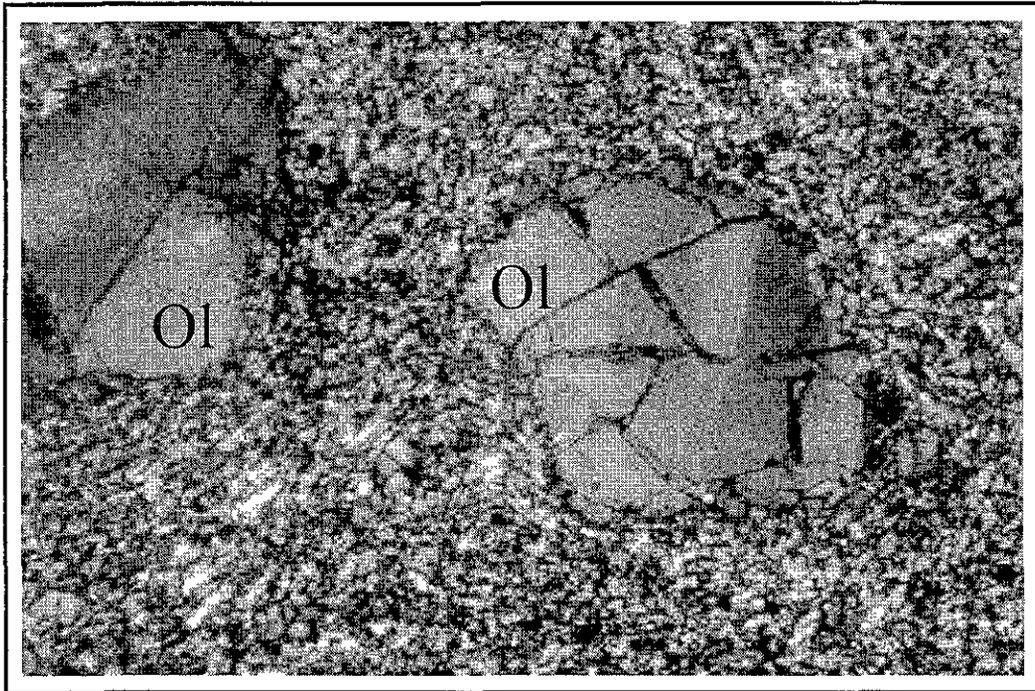


Figura 15. Xenocristales de olivino (Ol) con lamelas de deformación y bordes corroídos formando golfos. Muestra Coa-17, proveniente del volcán Agua Dulce. Nícoles cruzados, tamaño del campo visual 3.2 x 2.4 mm.

La composición de los xenocristales de olivino fue analizada en la muestra Coa-17. Los núcleos tienen la composición FO_{90-84} y los bordes son FO_{70-66} (Figura 16a). El contenido de MgO en el olivino correlaciona positivamente con la concentración de NiO, e inversamente con la concentración de CaO y FeO (Figura 16b-d). Estas características químicas concuerdan con las de los olivinos de las lherzolitas de espinela.

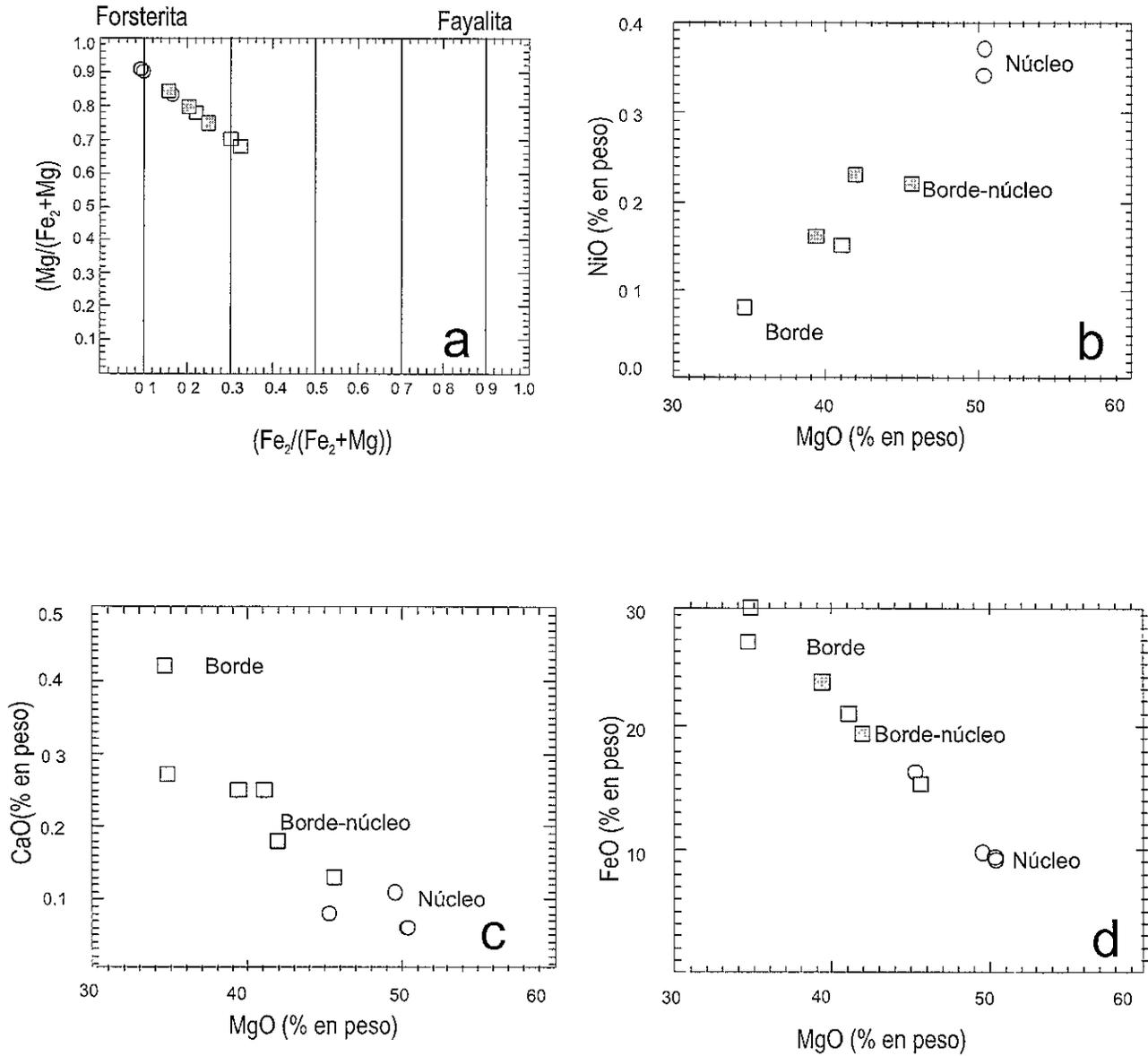


Figura 16. Variaciones en la composición química de los xenocristas de olivino en Coa-17 medida en el núcleo, el borde, límite entre el borde y núcleo. a. Diagrama de clasificación para olivino de Deer et al. (1972), b. MgO vs. NiO, c. MgO vs. CaO, y d. MgO vs. FeO.

En resumen, los xenocristales pueden ser distinguidos petrográficamente por su tamaño relativamente grande en comparación con los cristales primarios, lamelas de deformación y texturas de desequilibrio. Químicamente se caracterizan por enriquecimientos en MgO (Fo₉₀) y NiO (>0.35 % en peso), y empobrecimientos en MnO (<0.1% en peso) y CaO (<0.08% en peso).

3.2.3. Clinopiroxeno

Los clinopiroxenos se presentan como fenocristales (Figura 17) de hasta 2 mm de largo y como fase de matriz (≤ 0.2 mm). En algunas muestras se observa que abundan más en la matriz que como fenocristales y en otros casos es a la inversa. En ocasiones se presentan formando texturas intersetales, como en la muestra Coa-10 (Figura 13a), y junto con la plagioclasa constituyen las fases más abundantes. Frecuentemente se pueden observar fenocristales de clinopiroxeno maclados y/o zonados mostrando extinción en forma de reloj de arena, lo cual es característico de la augita rica en titanio. La presencia de agregados policristalinos de clinopiroxeno color verde puede indicar que se trata de augita disgregada de xenolitos de granulitas máficas, como los describe Pier y colaboradores (1992) en las rocas de los maares de La Breña y el Jagüey en Durango. Otra opción es que sean agregados glomeroporfídicos cogenéticos con el magma. El contenido de TiO₂ en los clinopiroxenos de Coa-17 varía de 1.23 a 2% (en peso), Al₂O₃ (2.62-4.65 % en peso), y Na₂O (0.42-0.59% en peso). Con base en su composición química, el clinopiroxeno se clasifican como augita (Figura 18).

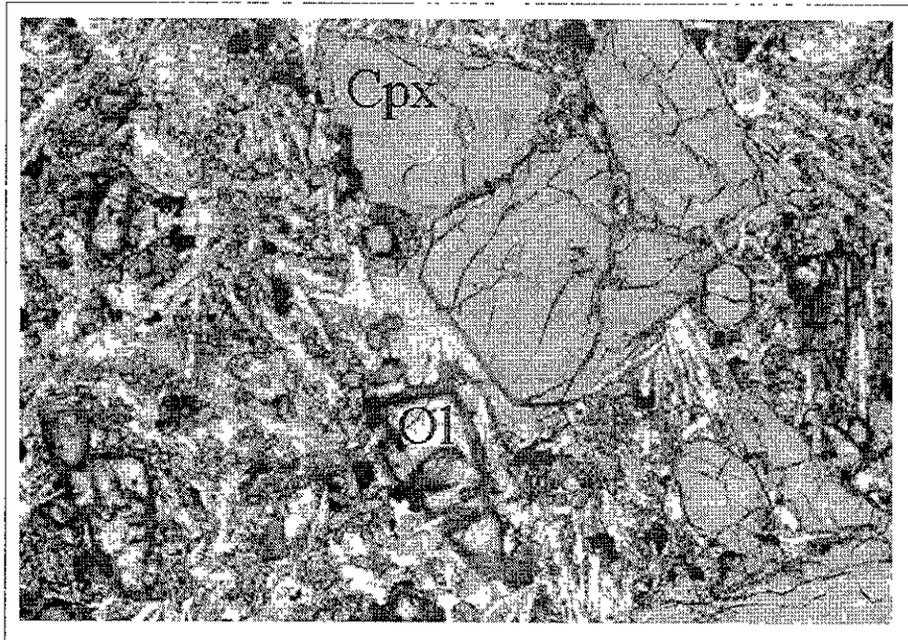


Figura 17. Fenocristales subhedrales de augita (Cpx) en la muestra Coa-1. El olivino (Ol) está ligeramente iddingsitizado en sus bordes. Luz plana polarizada. Campo visual ~3.2 x 2.4mm.

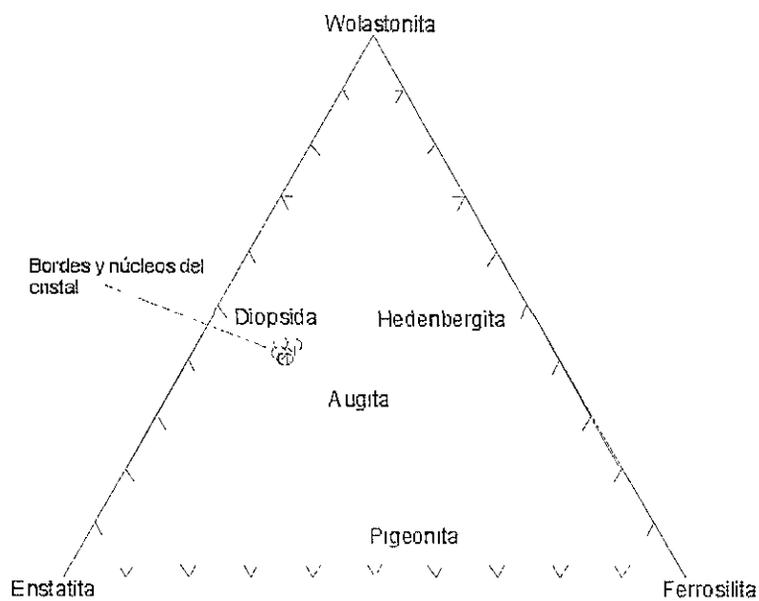


Figura 18. Composición química de los clinopiroxenos en Coa-17, graficada en el diagrama wolastonita - enstatita - ferrosilita.

3.2.4. Minerales opacos

Los minerales opacos se observan como microfenocristales subhedrales y pocas veces se presentan como fenocristales euhedrales. En algunas muestras son más abundantes que en otras. Sin embargo, son fases ubicuas en todos los ejemplares. Frecuentemente se observan microfenocristales de fases opacas incluidos dentro de olivinos y clinopiroxenos (Figura 19), lo que sugiere que estas fueron de los primeros minerales en cristalizar. Los análisis de microsonda indican que los minerales opacos son titanomagnetita e ilmenita.

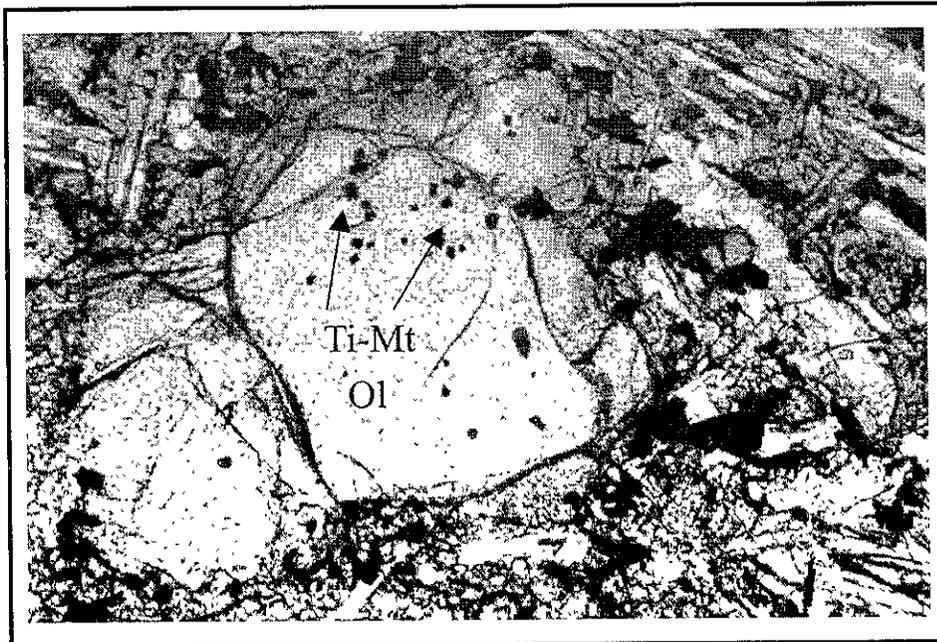


Figura 19. Inclusiones de minerales opacos (titanomagnetita: Ti-mt) dentro de un fenocristal de olivino (Ol) en la muestra Coa-12. Los minerales opacos también son abundantes en la matriz, en donde tienden a ser de grano más grueso. Luz plana polarizada. Campo visual 3.2 x 2.4mm.

3.2.5. Espinela

La espinela se presenta como inclusiones en los cristales de olivino accidental en la muestra Coa-17, es color verde pardo a café pardo y su forma es anhedral. Sus contenidos de Cr_2O_3 y NiO son 5.43% y 0.43%, respectivamente. En la muestra Coa-14 la espinela se puede observar como microfenocristales euhedrales color verde (Figura 20), incluidos en un mosaico de plagioclasa euhedral a subhedral, con maclado polisintético. Otra fase presente en esta inclusión y es clinopiroxeno subedral. Por su arreglo textural, claramente ígneo, y su mineralogía similar a la roca encajonante, se cree que esta inclusión es un agregado glomeroporfídico.

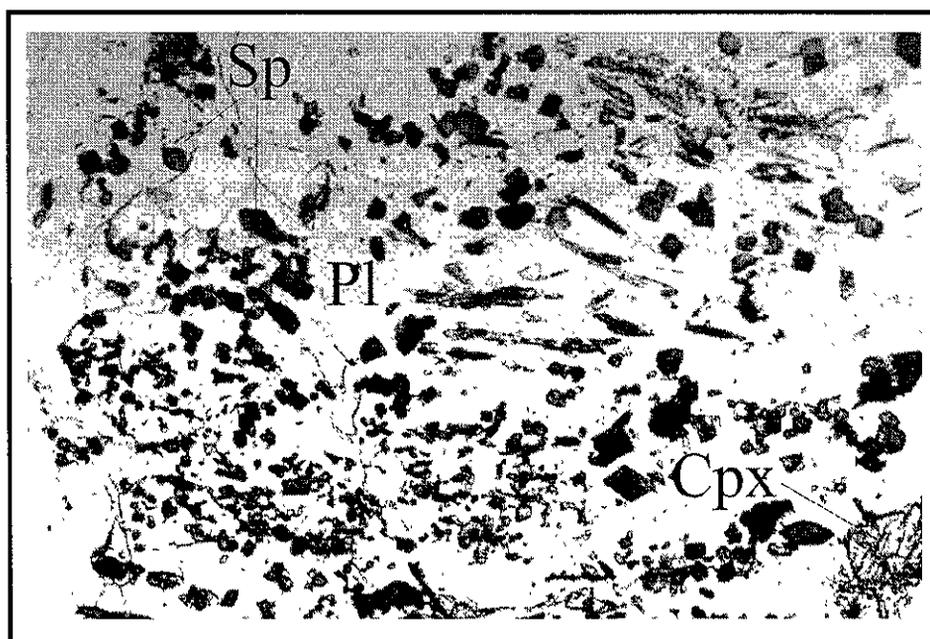


Figura 20. Fotomicrografía que muestra microfenocristales euhedrales de espinela (Sp) incluidos en un mosaico de plagioclasa (Pl). En el ángulo inferior derecho se aprecia un cristal de clinopiroxeno (Cpx). Luz plana polarizada. Campo visual 1.2 x 0.8 mm.

3.2.6. Apatito

Esta fase normalmente se observa como inclusiones dentro de la plagioclasa o diseminada en la matriz. En general ocurre como microfenocristales euhedrales prismáticos. Algunas muestras contienen concentraciones más altas de esta fase que otras.

3.2.7. Cuarzo

En algunas muestras se presenta en cantidades pequeñas (0.2%). Generalmente son xenocristales parcialmente reabsorbidos, de hasta 2.5 mm de diámetro. También se presenta en agregados granulares en donde exhibe extinción ondulatoria. El cuarzo invariablemente está rodeado por un borde de reacción compuesto por ortopiroxeno (Figura 21). Los xenocristales de cuarzo sugieren contaminación del magma alcalino con material cortical (Luhr et al., 1995).

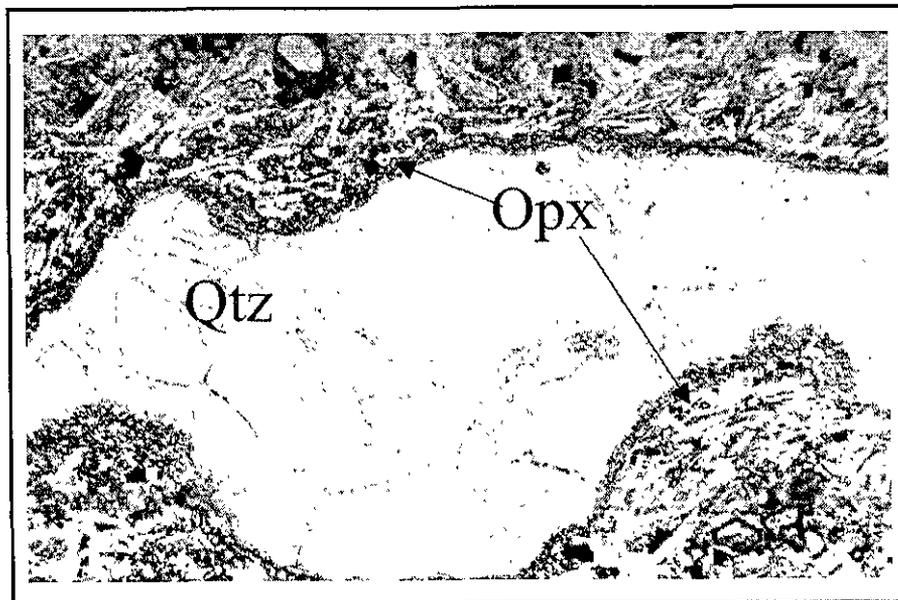


Figura 21. Agregado policristalino de cuarzo (Qtz) en la muestra Coa-7. La inclusión está rodeada por un borde de reacción compuesto por ortopiroxeno (Opx). Luz plana polarizada. Campo visual 3.2 x 2.4 mm.

3.2.8. Calcita

En muchas muestras la calcita es la única fase mineral secundaria. Rellena vesículas y/o fracturas en la roca o en los minerales primarios.

3.3 CAMPO VOLCÁNICO DE OCAMPO

Las muestras del campo volcánico de Ocampo tienen textura porfídica, con fenocristales y microfenocristales de forma euhedral a subhedral (Figura 22). La matriz es hipocristalina y su contenido varía de 86 a 95%. La paragénesis mineral del conjunto de fenocristales es: plagioclasa (0.1–0.3%) + olivino (3.2-5.7%) + clinopiroxeno (0.5-5.3%) + minerales opacos (2.3-6.2%) + apatito (trazas). Como mineral secundario se observa calcita. Algunas muestras contienen xenocristales de cuarzo y/o de feldespato potásico.

3.3.1. Plagioclasa

Este mineral se observa principalmente como microlitos en la matriz. Sólo excepcionalmente se observa como fenocristal euhedral de hasta 1.2 mm de largo, con maclado polisintético. También se identificó en glomerocristales con olivino y clinopiroxeno. En ocasiones los fenocristales están corroídos e invadidos por la matriz compuesta por clinopiroxeno y microlitos de plagioclasa. En la muestra Coa-23 los microlitos de plagioclasa están orientados por flujo y la textura es pilotaxítica (Figura 23).

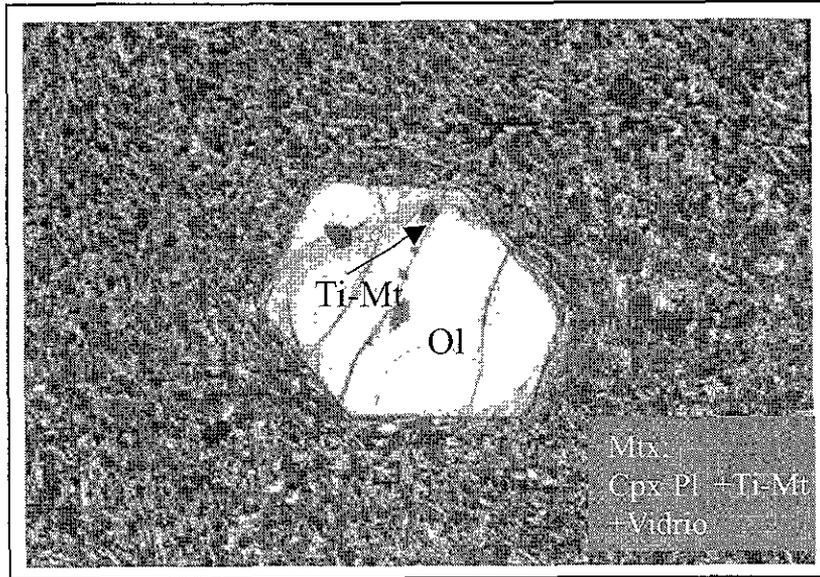


Figura 22. La muestra Coa-27 presenta fenocristales euhedrales de olivino (Ol) en una matriz compuesta por microlitos orientados al azar de plagioclasa, clinopiroxeno (Cpx) y vidrio. Luz plana polarizada. Campo visual 3.2 x 2.4 mm.

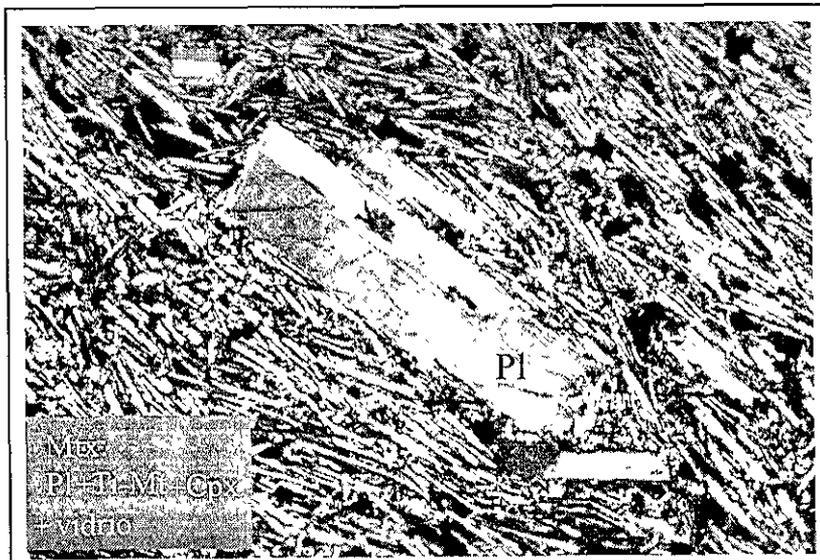


Figura 23. Textura pilotaxítica en la muestra Coa-23. En el centro de la micrografía se observa una plagioclasa con maclado polisintético. Nicoles cruzados. Campo visual 3.2 x 2.4mm.

3.3.2. Clinopiroxeno

Los fenocristales de clinopiroxeno (0.8 -5.3%) son euhedrales o subhedrales, de hasta 2.5 mm de largo. Ocasionalmente forman glomerocristales de hasta 3.2 mm (Figura 24). Frecuentemente se observan maclados, con zoneamiento oscilatorio o mostrando extinción en forma de reloj de arena, lo cual es una característica de la augita titanífera. En algunas muestras como Coa-28, Coa-31 y Coa-25, el clinopiroxeno llega a ser más abundante que el olivino. El clinopiroxeno en todas las muestras se presenta como fase de matriz. Es común observar a los fenocristales de clinopiroxeno mostrando reabsorción intensa, con textura poiquilitica o con una arreglo similar al de las plagioclasas con textura de cedazo.

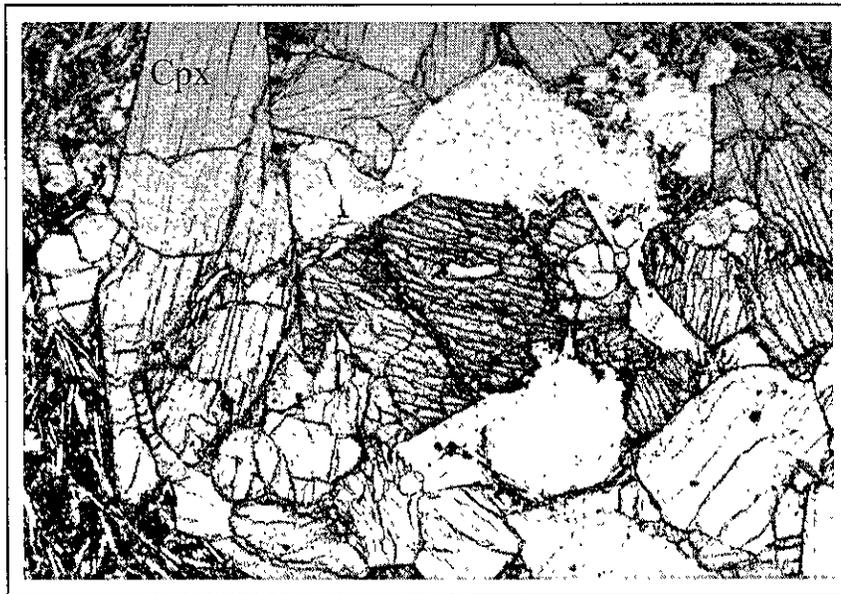


Figura 24. Fotomicrografía de la muestra Coa-20. Se observan aglomerados glomeroporfídicos en donde el clinopiroxeno es la fase más abundante. Luz plana polarizada. Campo visual 3.2 x 2.4mm.

3.3.3. Olivino

Los fenocristales de olivino (3.2- 5.7%) llegan a ser hasta de 3.2 mm de largo. Son euhedrales a subhedrales, con golfos formados por la reabsorción. En ocasiones llegan a tener textura esquelética. La alteración más frecuente es iddingsitización que varía de apenas perceptible a moderada.

Las fases menores están representadas por minerales opacos (magnetita, espinela y titanomagnetita) que frecuentemente son microfenocristales ligados a la fase de matriz y/o como inclusiones dentro de olivino y/o clinopiroxeno. El apatito ocurre como cristales diminutos incluidos en la plagioclasa.

CAPÍTULO 4

GEOQUÍMICA

4.1 PREPARACIÓN DE MUESTRAS Y MÉTODOS ANALÍTICOS.

El muestreo selectivo se realizó en el campo. Una vez que se decidió, con base en los criterios listados en el Capítulo 3, cual era el mejor ejemplar, se procedió como sigue: la muestra fue fragmentada con el marro, empleando un trozo grande de la misma roca como mortero, hasta llegar a un tamaño de 1 a 2 cm. El objeto de esto fue eliminar la costra intemperizada y aquellas porciones que contenían material secundario como relleno de vesículas y/o de fracturas. Asimismo, se desecharon aquellos fragmentos que contenían microxenolitos obvios, ya que este material modifica la composición original de la lava. Una vez rota la muestra, se almacenó para su molienda posterior en el laboratorio. Ahí el proceso de preparación comenzó con la reducción del tamaño de los fragmentos a un diámetro promedio de 0.8 cm. Esto se realizó con un martillo, empleando de nuevo un fragmento grande de la misma roca como mortero. El paso siguiente fue una selección, basada en la petrografía de cada muestra, de los ejemplares que contenían calcita. Estos fueron lavados con HCl (10%) durante una hora en un equipo de ultrasonido y al final fueron enjuagados varias veces con agua bidestilada. Las muestras libres de calcita sólo fueron lavadas con agua bidestilada en el baño de ultrasonido para eliminar el polvo y otros posibles contaminantes como partículas de suelo, hierba, etc. Una vez limpias, las muestras fueron secadas en un horno a una temperatura de 60 – 70 °C. Después se comenzó con la molienda en un molino tipo *shatter box* con contenedor y disco de Al_2O_3 para reducir la contaminación con elementos como Tí, Nb y Ta.

Durante el proceso de molienda se usó una parte de la muestra para la “pre-contaminación” del contenedor y disco de alúmina, que previamente habían sido limpiados con aire comprimido y acetona. Esta fracción fue desechada. La segunda porción de la muestra se molió hasta obtener un tamaño de grano de aproximadamente 200 micras. Este polvo se almacenó para ser empleado en los análisis de elementos e isótopos.

En un total de 30 muestras se analizaron 10 elementos mayores y 14 elementos traza. Con base en estos resultados y a la petrografía se seleccionó un subconjunto de 15 muestras para análisis de tierras raras. Finalmente, se hizo una tercera selección de un grupo de 10 ejemplares para la determinación de las relaciones isotópicas de Pb, Sr y Nd. Tres ejemplares fueron estudiados con la técnica $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para obtener su edad isotópica.

Los análisis químicos se realizaron por diferentes técnicas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (*LUGIS*). Para medir elementos mayores y trazas se utilizó la técnica de fluorescencia de rayos X (XRF, por sus siglas en inglés), estos elementos se midieron en un equipo *Siemens SRS* (tubo de Rh y ventana de Be).

Para la medición de elementos mayores SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 por XRF se empleó la técnica de discos fundidos. Estos se prepararon con una relación de 9 g de fundente por 1 g de muestra. El fundente empleado fue una mezcla granular, grado ultrapuro, de Li_2BO_4 y LiBO_2 en relación 1:1. La técnica empleada es descrita en detalle por Lozano-Santa Cruz y colaboradores (1995).

Los análisis de elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) se hicieron por XRF empleando pastillas de polvo prensadas. Cada pastilla

contenía 4g de muestra y 0.4g de aglutinante (*wax-c* micropolvo de *Hoesch*). El prensado fue de 30 ton/cm² durante 30 segundos. La técnica empleada es discutida en detalle por Verma y colaboradores (1996). Los resultados analíticos se presentan en la tabla 2.

La determinación de los elementos del grupo de los lantánidos (La-Lu) fue realizada por la técnica de Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (siglas en inglés, *ICP-MS*). La digestión de las muestras se hizo utilizando una mezcla de 4 ml de HClO₄ y 10 ml de HF calentada sobre una parrilla en bombas de teflón. La matriz final de la muestra es 2% HNO₃ y 10ppb de la solución utilizada como estándar interno (In 115 uma). La técnica de digestión utilizada en el LUGIS es descrita en Morton y colaboradores (1997).

Para el análisis de relaciones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb se pesaron ~0.2 g de muestra en una balanza analítica de cinco dígitos. El proceso de digestión se llevó a cabo durante 48 horas en bombas de teflón usando una mezcla ácida de HF - HClO₄. Después fueron llevadas a sequedad. Se agregó una dosis de HCl 6N y las bombas de teflón fueron cerradas durante 12 horas. Transcurrido este lapso las bombas fueron abiertas nuevamente y se dejaron evaporar hasta la sequedad. Para la separación de Pb primeramente se llevó a cabo un lixiviado (*leaching*) usando HCl 6N durante 2 hrs a ~90 °C. Después las muestras se decantaron y limpiaron con agua MQ tres veces. Se agregó HBr (1N). Las muestras fueron centrifugadas y se almacenaron para la separación posterior de plomo, estroncio y tierras raras. La separación de Sr se llevó a cabo utilizando columnas de intercambio iónico compuestas de resina catiónica tipo Dowex AG 50-X12 de 100-200 mallas. Para la separación de Nd las columnas usadas son de polvo de teflón mezcladas con un

sistema activo de ácido fosfórico (HDEHP) y para Pb se usaron columnas de intercambio iónico con resina aniónica tipo AG 1-X8 100-200 mallas. La separación se realizó siguiendo la técnica descrita en el Manual Interno de Procedimientos del LUGIS, (2000) para los métodos Rb-Sr, Sm-Nd y U-Pb. Las relaciones isotópicas se midieron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS. Se midieron cerca de 60 relaciones de Sr, Nd y de 92 a 100 relaciones de Pb en el modo estático.

Los estudios geocronométricos fueron hechos por la Dra. Amabel Ortega en los laboratorios de la Universidad Queen's, Canadá por el método de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. La irradiación de las muestras fue realizada por técnicas estándares en el reactor de McMaster's, Canadá, usando el método descrito en Ortega-Rivera y colaboradores (1997). El laboratorio de geocronología emplea un laser de argón continuo modelo 8w *Lexel* 3500 que está acoplado a un espectrómetro de masas para gases nobles modelo MAP 216, equipado con un multiplicador de electrones y una fuente iónica Baur-Signer.

El análisis químico de los minerales fue hecho por el Dr. Carlos Mora. El equipo utilizado fue una microsonda electrónica modelo Jeol JXA-8600 del CNR- Universidad de Florencia, Italia. Las condiciones instrumentales bajo las cuales se obtuvieron los análisis fueron: potencial de aceleración = 15 kV; corriente del haz de luz = 15nA; el tiempo de conteo fue variable entre 15 y 40 s, según las fases minerales analizadas. La información obtenida de los espectrómetros WDS fue corregida por efectos de matriz usando el método de Bence y Albee (1968).

4.2 NOMENCLATURA

Hasta aquí se ha hecho referencia a las rocas de los campos volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo como “basaltos” (*sensu lato*). Sin embargo, para enfatizar las diferencias químicas entre las muestras de cada una de las *suites*, o las variaciones en composición entre los campos, es necesario emplear una nomenclatura más detallada. En adelante los términos *rocas o lavas basálticas* se emplearán solo al referirse a las muestras estudiadas en forma colectiva.

En la literatura existe un gran número de esquemas de clasificación química de las rocas volcánicas. Estas reflejan la complejidad de los sistemas, el hecho de que los cambios en composición son graduales y, en parte, las metas de los autores que las propusieron. Aquí sólo se emplean algunos de los esquemas de clasificación para establecer el carácter general de las *suites* del CVLES y CVO (i.e. alcalino vs. subalcalino), y su afinidad química (potásica o sódica). Asimismo, se usaron sistemas de clasificación propuestos especialmente para rocas máficas relativamente pobres en SiO₂, para enfatizar las diferencias más o menos sutiles en composición, en términos de algunos de los elementos mayores.

Conforme al criterio de Irvine y Baragar (1971) en el diagrama de SiO₂ vs. álcalis totales (Figura 25), todas las rocas basálticas del CVLES y CVO son alcalinas. Las rocas de Coahuila son relativamente ricas en Na₂O y su contenido en K₂O es normal o ligeramente arriba de lo normal como en otras rocas basálticas alcalinas de la porción norteamericana de la provincia de Cuencas y Sierras (Best y Brimhall, 1974) y los campos volcánicos del norte y centro de México (i.e. San Luis Potosí: Luhr et al., 1989; La Breña - El Jagüey: Pier et al., 1992; Los Encinos: Luhr et al., 1995; San Quintín: Luhr et al., 1995).

El diagrama *TAS* (*Total Alkali – Silica*: SiO_2 vs $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$) de Le Bas y colaboradores (1986) muestra diferencias entre las rocas del CVLES y el CVO. La composición de las lavas en el primero varía desde basaltos, hasta hawaiitas. En Ocampo las rocas son basanitas, hawaiitas y basaltos (Figura 26). Esto es debido a que las rocas más primitivas de Ocampo tienen una cantidad mayor en álcalis totales que la rocas con contenidos comparables de SiO_2 de Las Esperanzas. Los derrames fisurales de la zona occidental de Las Esperanzas son basaltos y hawaiitas, mientras que las muestras de los volcanes escudo, en la zona oriental, son basaltos. En este caso la variación del contenido en álcalis no es tan marcada, pero el contenido en SiO_2 en la parte occidental tiende a ser más bajo.

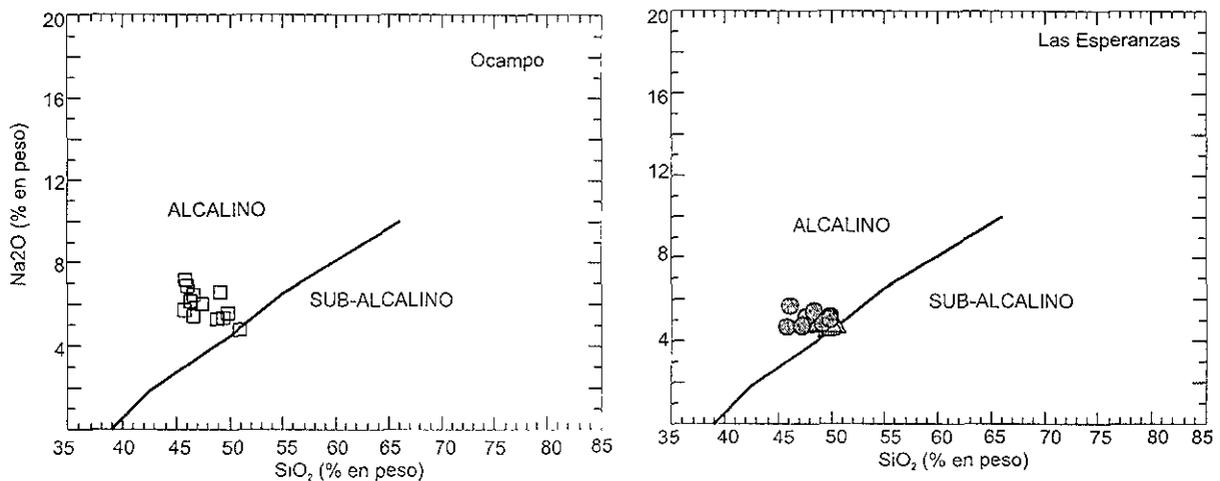


Figura 25. Diagrama de Irvine y Baragar (1971) para la discriminación de rocas de rocas alcalinas y subalcalinas. a) Las Esperanzas. b) Ocampo.

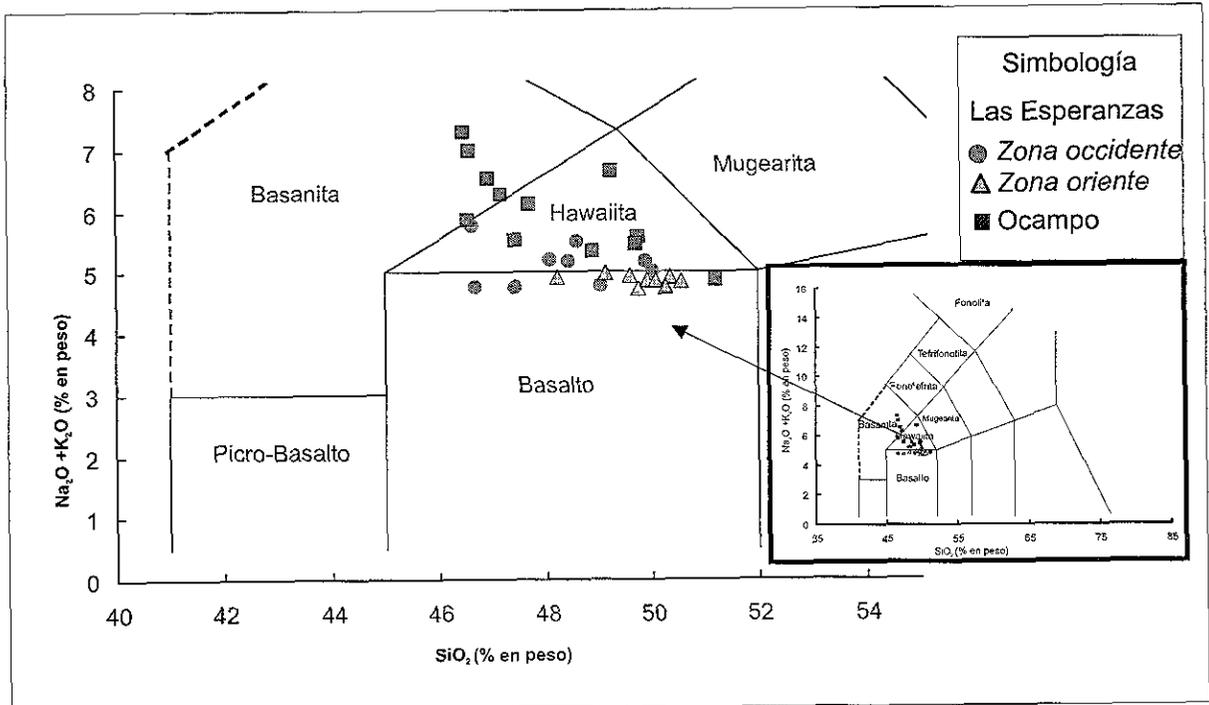


Figura 26. Clasificación de las muestras colectadas en los campos volcánicos de Ocampo y Las Esperanzas empleando el diagrama TAS propuesto por Le Bas y colaboradores (1986).

Las lavas de la zona occidental del CVLES también tienen concentraciones más altas de MgO, CaO y concentraciones más bajas de SiO₂ y Al₂O₃ que las lavas de la zona oriental.

Otros sistemas de clasificación frecuentemente empleados para magmas básicos relacionados a extensión usan parámetros basados en la norma CIPW (Véanse Anexos 1 y 1a). Aquí se adopta la clasificación de Best y Brimhall (1974) que ha sido empleada por Aranda y colaboradores (1997) en sus investigaciones sistemáticas acerca de la petrología y geoquímica de las rocas máficas intraplaca del centro y norte de México. El uso de este diagrama permite hacer una comparación directa entre la composición química (elementos mayores) de las lavas de Coahuila con las de otras localidades en

la porción meridional de Cuencas y Sierras. El diagrama utilizado es $100 \times an / (an+ab)$ vs. $ne+lc$ o q (% peso). El límite superior para hawaiitas ($[100 \times an] / [an+ab] = 50$) es el propuesto por Best y Brimhall (1974). Los valores de 0 y 5% de ne normativa son usados para separar hawaiitas de hiperstena, hawaiitas y hawaiitas de nefelina, y para separar basaltos, basaltos alcalinos, basanitas y nefelinitas (Figura 27). En este diagrama se observa que todas de las muestras de Ocampo, excepto Coa-30, tienen contenidos normativos más elevados en feldespatoides que los ejemplares de Las Esperanzas. En general, las lavas intraplaca de Coahuila son hawaiitas, hawaiitas con nefelina y basanitas con olivino. Los ejemplares Coa-15, -18 y -30 no contienen feldespatoides en la norma. En cambio incluyen una cantidad pequeña de hiperstena. Por tanto son clasificadas como hawaiitas de hiperstena.

La presencia de un número pequeño de rocas saturadas con sílice en estos campos de lavas intraplaca es algo que se observa a través de toda la porción meridional de Cuencas y Sierras y zonas aledañas. Una comparación visual entre la figura 27 y el diagrama original de Aranda y colaboradores (su figura 22, 1997) indica que las rocas de Coahuila caen en el área de mayor densidad de muestras, aunque es evidente que en otros campos volcánicos, especialmente en los más jóvenes, hay rocas con contenidos más elevados en feldespatoides o hiperstena normativos.

Al igual que en el diagrama TAS (Figura 26), en la clasificación normativa (Figura 27) es posible observar que las rocas de las dos regiones de Las Esperanzas son distintas.

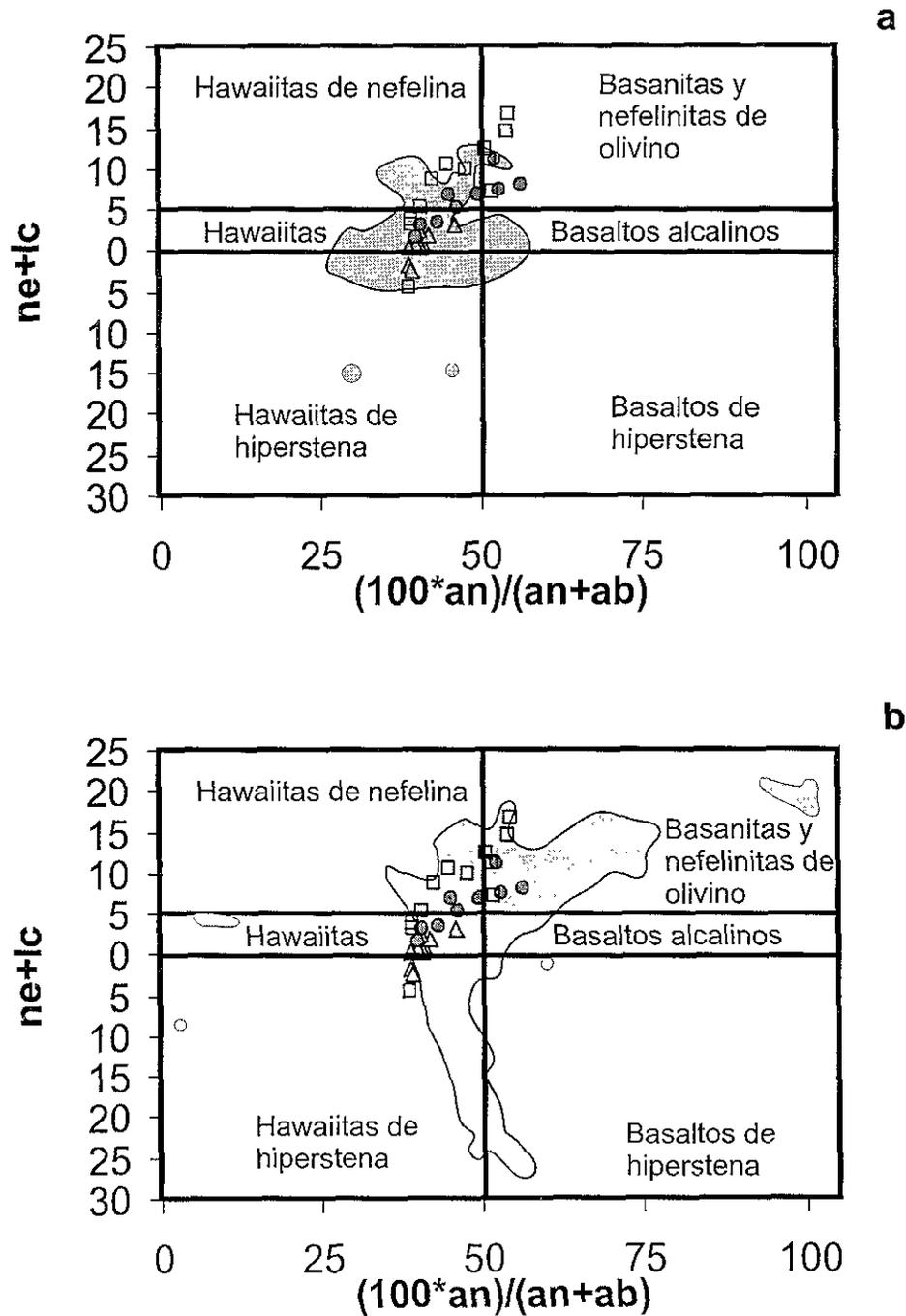


Figura 27. Clasificación de las rocas basálticas de Coahuila empleando el esquema propuesto por Best y Brimhall (1974). a) Se muestra la región en donde grafican los magmas intraplaca del Oligoceno tardío – Mioceno de Trans-Pecos, Nazas, Los Encinos y Metates. b) El área sombreada corresponde a las rocas alcalinas del Plio-Cuaternario (Camargo, Este de San Luis Potosí, Tamaulipas, Santo Domingo, Ventura, Durango, Pinacate y San Quintín). Las áreas sombradas en ambos diagramas representan 263 muestras (Aranda-Gómez et al. 1997).

4.3 VARIACIONES SISTEMÁTICAS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA

Para esta discusión se emplean como base diagramas de variación "X-Y" y se asume que la existencia en ellos de tendencias lineales con dispersiones pequeñas o moderadas sugieren que las rocas son cogenéticas. Este tipo de tendencias pueden interpretarse como productos de los procesos de cristalización fraccionada o fusión parcial. Cada óxido u elemento de la Tabla 2 fue graficado a lo largo del eje de las ordenadas ("Y") contra #Mg en el eje de las abscisas ("X"). Se seleccionó #Mg ($Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$) porque su variación puede emplearse para seguir las tendencias de diferenciación a partir de un magma padre más primitivo (i.e. con un contenido más elevado de #Mg) a uno más evolucionado (#Mg más bajo). El #Mg en el líquido residual disminuye conforme las fases máficas cristalizan y la concentración de elementos incompatibles aumenta progresivamente. Por otro lado, si las características químicas de la *suite* se deben a que las lavas representan líquidos generados por distintos grados de fusión parcial de una misma fuente en el manto, el #Mg debe permanecer relativamente constante y los elementos incompatibles deben variar considerablemente, ya que conforme aumenta el porcentaje de fusión parcial, el contenido de elementos incompatibles se diluye en los líquidos.

Otros usos que se han dado al #Mg son para: 1) establecer si las rocas estudiadas pueden considerarse como magmas primarios derivados directamente del manto; 2) identificar el magma más primitivo en una *suite* comagmática (i.e. determinar el magma parental en un conjunto de rocas relacionadas por una misma línea evolutiva o *liquid line of descent*); 3) evaluar si los nódulos de peridotita son accidentales o cogenéticos con los magmas que los transportaron a la superficie.

Las rocas colectadas en Coahuila tienen #Mg que oscilan entre 54 y 67, con un valor medio de 62. Más de la mitad de las muestras analizadas tienen valores dentro del rango de 63-73 propuesto por Green (1971) para magmas primitivos, productos de fusión parcial de peridotitas del manto. En cambio, los contenidos de Ni (263-77 ppm) y Cr (377-45 ppm), son considerablemente más bajos que los valores esperados (Ni: 400-500; Cr >1000 ppm) para magmas primarios (Wilson, 1989) por lo que es de esperar que estos magmas hayan sufrido segregación de fases minerales (olivino y/o clinopiroxeno) que acomodan a estos elementos durante su tránsito desde su fuente en el manto hasta la superficie.

Solo una de las muestras en el conjunto de Coahuila contiene una cantidad considerable de cristales de olivino derivados de peridotita del manto (Coa-17). En ninguna de las localidades muestreadas se encontraron xenolitos de lherzolita en donde se puedan ver las cuatro fases en contacto, por lo que no es factible emplear técnicas de geotermometría y geobarometría para estimar las temperaturas y presiones de equilibración y, por ende, inferir la profundidad a la que fueron incorporadas en la lava. Con base en la composición química del núcleo de los xenocristales en Coa-17 ($\sim\text{Fo}_{91}$), determinada con la microsonda de electrones (Tabla 5), y los argumentos presentados por Luhr y colaboradores (1995) se concluye que dicha muestra no pudo haber coexistido en equilibrio con un manto superior empobrecido "tipo San Quintín" a presiones de 10 Kb. De ser similar la composición química del manto superior de Coahuila y la profundidad de incorporación de los xenocristales a la de San Quintín, los #Mg observados en las lavas requerirían provenir de un manto más enriquecido en Fe o haber experimentado un cierto grado de cristalización fraccionada de olivino en su tránsito a la superficie.

Los diagramas de variación con un elemento altamente incompatible en las abscisas también pueden ser empleados para poner a prueba las hipótesis de cristalización fraccionada y fusión parcial. En este caso es común que en las gráficas de los elementos incompatibles las tendencias lineales sean más evidentes y la dispersión de los datos tiende a ser menor. Una vez que se ha establecido la posibilidad de que uno de estos procesos sea el que intervino en la evolución de una *suite* comagmática, el criterio para decidir entre la posibilidad de cristalización fraccionada y fusión parcial es el comportamiento del #Mg respecto a los elementos altamente incompatibles.

En el conjunto de rocas de Coahuila se seleccionó al Nb como el elemento traza analizado más incompatible. Siguiendo los argumentos de Clague y Frey (1982) para calcular la variación total de cada elemento, se dividió la concentración más elevada entre la más baja. De acuerdo a este criterio los elementos incompatibles más enriquecidos son: P (3.5) y Nb (3.2). Otros elementos como el Th (Tabla 2) muestran variaciones aún más extremas, solo que sus concentraciones están muy cerca de los límites de detección del método analítico utilizado (R. Lozano, com. escrita 2000), por lo que se decidió no emplearlos.

4.3.1. Suites independientes en el conjunto de muestras analizadas.

Con base en la distancia considerable (~170 km) entre los dos campos volcánicos, así como la diferencia en sus entornos geológicos y los estilos de vulcanismo documentados se considera que, como primera aproximación, el conjunto de rocas analizadas está formado por al menos dos *suites* independientes (i.e. Las Esperanzas y Ocampo). En apoyo a esta aseveración se hace notar que los diagramas de clasificación (Figura 26 y 27) muestran que los análisis de Ocampo tienden a agruparse en regiones distintas a las de Las Esperanzas. De igual manera, dentro de la

suite de Las Esperanzas, también hay diferencias sistemáticas entre los derrames fisurales y los volcanes escudo de las zonas occidental y oriental, respectivamente. Por tanto, se contempla la posibilidad de que, a su vez, las rocas del CVLE también sean dos *suites* distintas. Esta hipótesis se puso a prueba graficando #Mg y Nb vs. elementos mayores y traza (Figuras 28 y 29). Aunque con algo de traslape, en muchos de estos diagramas es aparente que las muestras de estas dos regiones del CVLE forman tendencias lineales independientes que individualmente tienen mejores coeficientes de correlación que combinados.

4.4. Zona Occidental del Campo Volcánico Las Esperanzas

4.4.1. Variaciones de elementos mayores

Estas rocas tienen #Mg que varían desde ~61 hasta ~66 con promedio aproximado de 64. Los elementos mayores SiO₂, TiO₂, K₂O, CaO, Na₂O y P₂O₅ graficados contra #Mg presentan dispersiones amplias y, como consecuencia, los coeficientes de correlación (R) son bajos (Figura 28a). Cabe hacer notar que al separar a las muestras de las zonas occidental y oriental, y considerarlas como dos *suites* separadas, los coeficientes de correlación mejoran considerablemente, pero aún distan de formar tendencias lineales bien definidas. Asimismo, es frecuente que las burdas tendencias lineales para un mismo elemento muestren pendientes radicalmente distintas (e.g. TiO₂, P₂O₅ y K₂O) y/o concentraciones diferentes (e.g. CaO y K₂O) para los subgrupos de rocas de oriente y occidente. Las gráficas de Nb vs. elementos mayores (Figura 28b) muestran características semejantes a las de la figura 28a, solo que algunos elementos incompatibles, como K y P, presentan mejores correlaciones lineales.

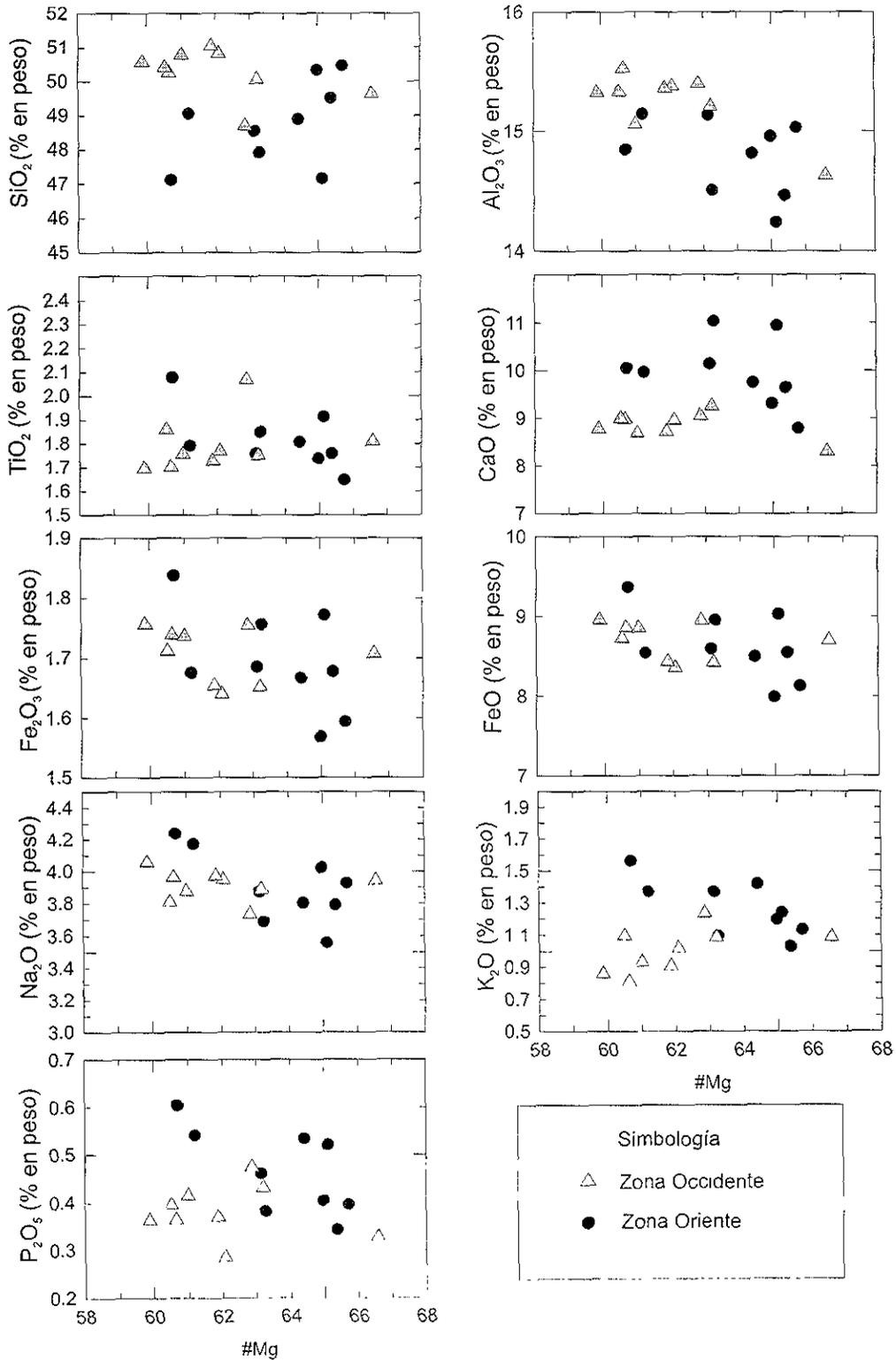


Figura 28a. Diagramas tipo Harker en los cuales se grafica #Mg vs. elementos mayores para muestras del CVLES.

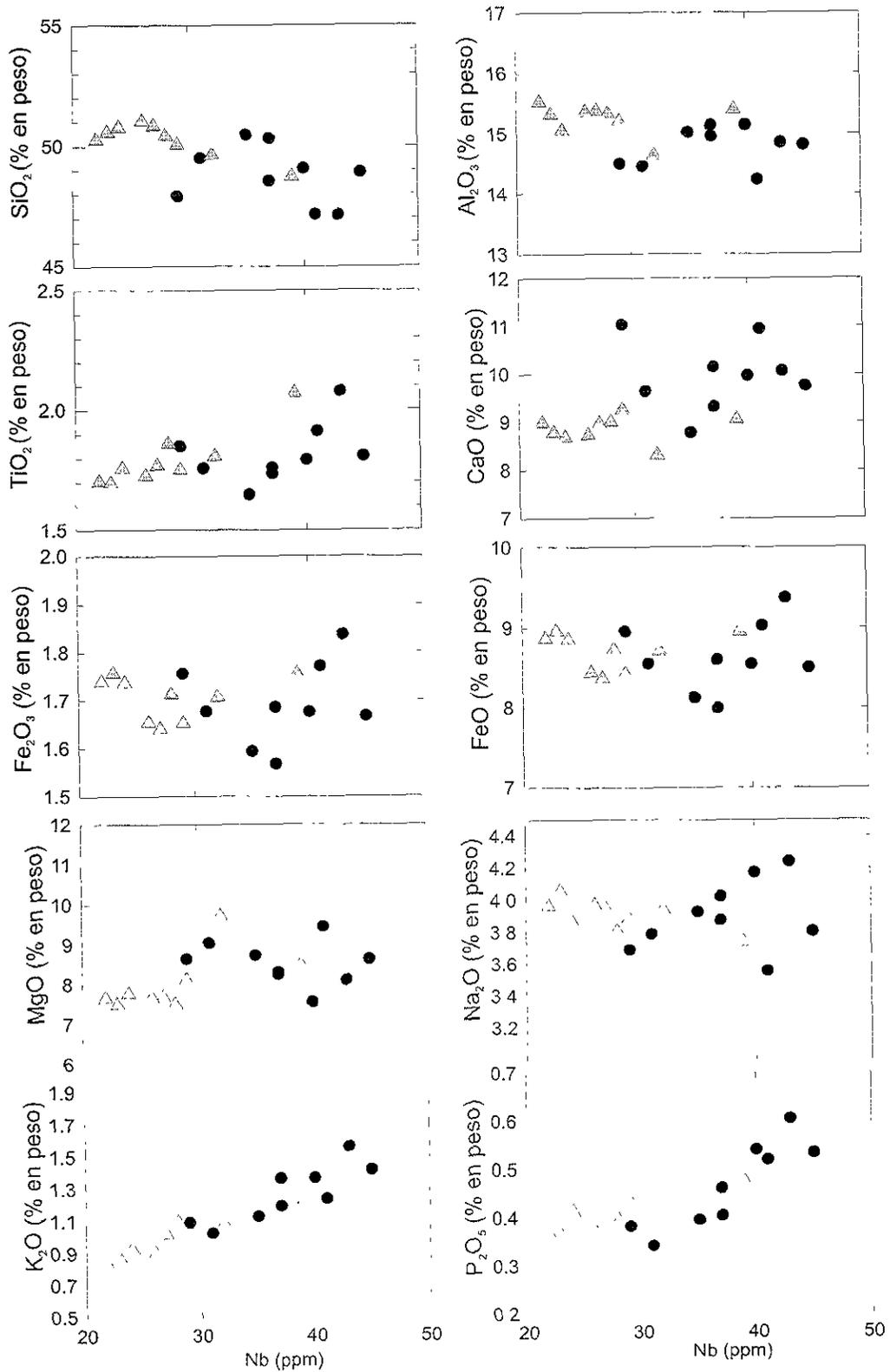


Figura 28 b. Diagramas tipo Harker para elementos mayores en muestras del CVLES. Simbología como en la figura anterior. Nótese la diferencia entre las muestras de la suite Occidental y la suite Oriental.

4.4.2. Variaciones de elementos traza

Los diagramas de tipo Harker de #Mg vs. elementos traza muestran variaciones en la concentración relativamente altas para un #Mg dado (e.g. 65 ± 1) y correlaciones pobres para elementos de alta carga iónica y radio iónico pequeño como (por sus siglas en inglés HFSE) Nb y Zr y un poco mejores para otros elementos incompatibles como Rb, Sr y Ba (Figura 29a). El elemento compatible Cr presenta una correlación positiva relativamente buena con el #Mg, lo que generalmente se interpreta como el resultado de la cristalización fraccionada de espinela o clinopiroxeno, ya que este elemento es sensible a la segregación de estas fases (Wilson, 1989). Otros elementos compatibles como Ni y Co permanecen aproximadamente constantes con la variación de #Mg aunque el cambio en sus concentraciones para un valor dado de #Mg excede ampliamente a la incertidumbre analítica para dichos elementos.

Los elementos Zr y Nb muestran correlaciones burdamente negativas contra #Mg con coeficientes de correlación pobres (Figura 29). Dentro de los valores de #Mg = 65 ± 1 se presenta casi toda la variación en la concentración de estos elementos observada en la *suite*. Lo mismo sucede si se considera el rango de #Mg = 62 ± 1.5 . Otros elementos incompatibles como Ba, Rb y Sr muestran tendencias semejantes.

Con excepción del Ba, al ser graficado el Nb contra los elementos incompatibles del occidente del CVLE, las correlaciones son mejores que en las gráficas contra #Mg (Figura 29a-b). La gráfica de Ba muestra dos tendencias lineales con pendientes opuestas, que no se ven en ninguna de las otras figuras. Asimismo, salvo la muestra Coa-12, las rocas de la zona oriental tienen concentraciones más bajas en este elemento. El contenido de Ba en las muestras de la zona occidental del CVLE es superior al observado en otras localidades de rocas basálticas alcalinas con xenolitos

del manto en México (i.e. Ventura-Espíritu Santo y Santo Domingo, SLP: Luhr et al., 1989; La Breña-El Jagüey, Dgo: Pier et al., 1992; San Quintín, BC: Luhr et al., 1995). Cabe hacer notar que en la Sierra de Santa Rosa, en la vecindad inmediata a las fisuras por las que fueron expulsadas las lavas, existen depósitos de barita que son explotados comercialmente. En el campo, en la misma zona se observó la presencia de brechas con clastos de escoria cementadas con calcita y alteración intensa en los fragmentos de roca basáltica. Esto señala la posibilidad de que parte del Ba provenga de la removilización de este elemento de los depósitos de evaporitas del Jurásico (Fm. Minas Viejas) y de que el sistema hidrotermal que causó este fenómeno este de alguna forma relacionado al volcanismo fisural del borde de la sierra (Figura 6).

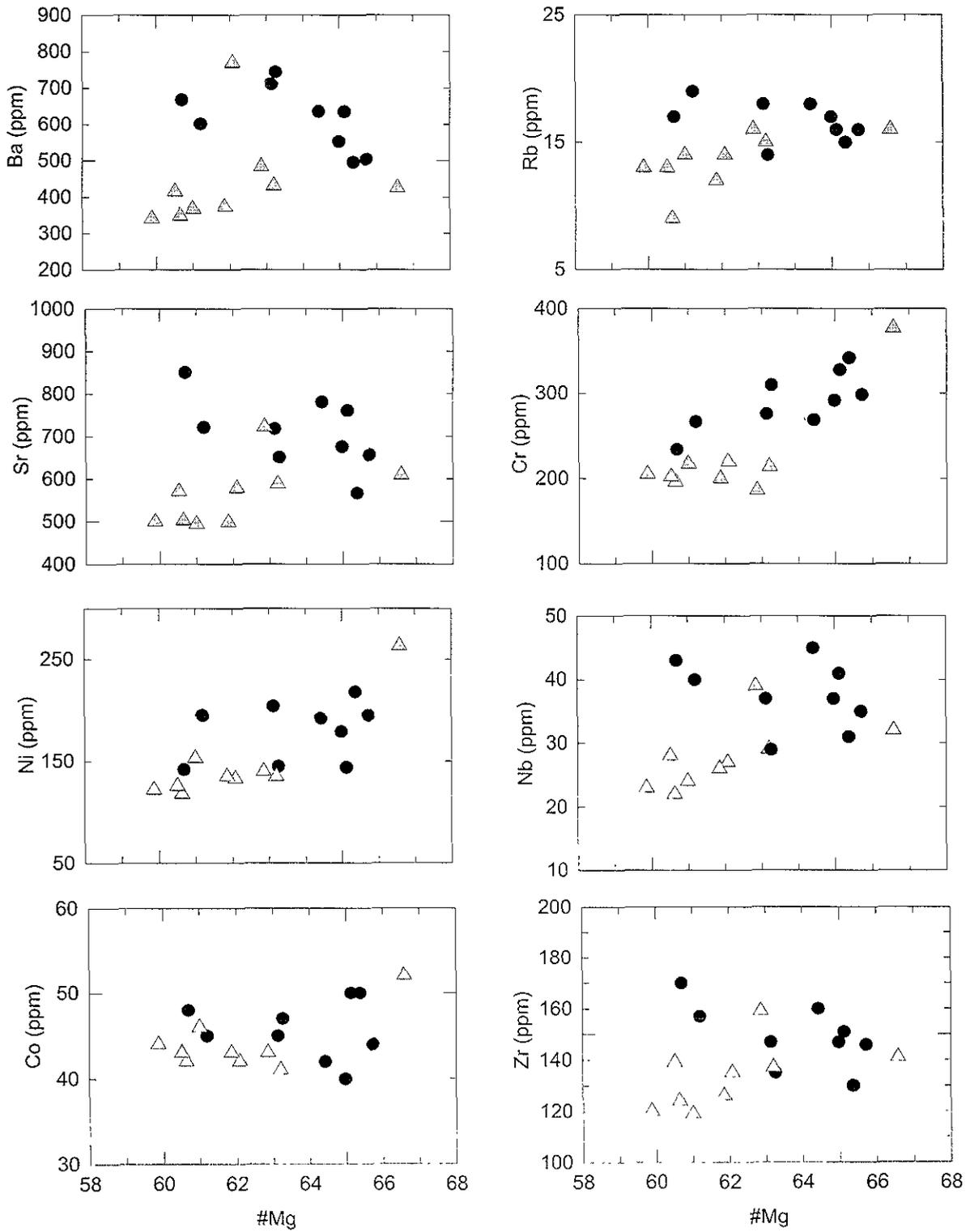


Figura 29a. Diagramas tipo Harker para elementos traza contra #Mg para muestras del CVLES.

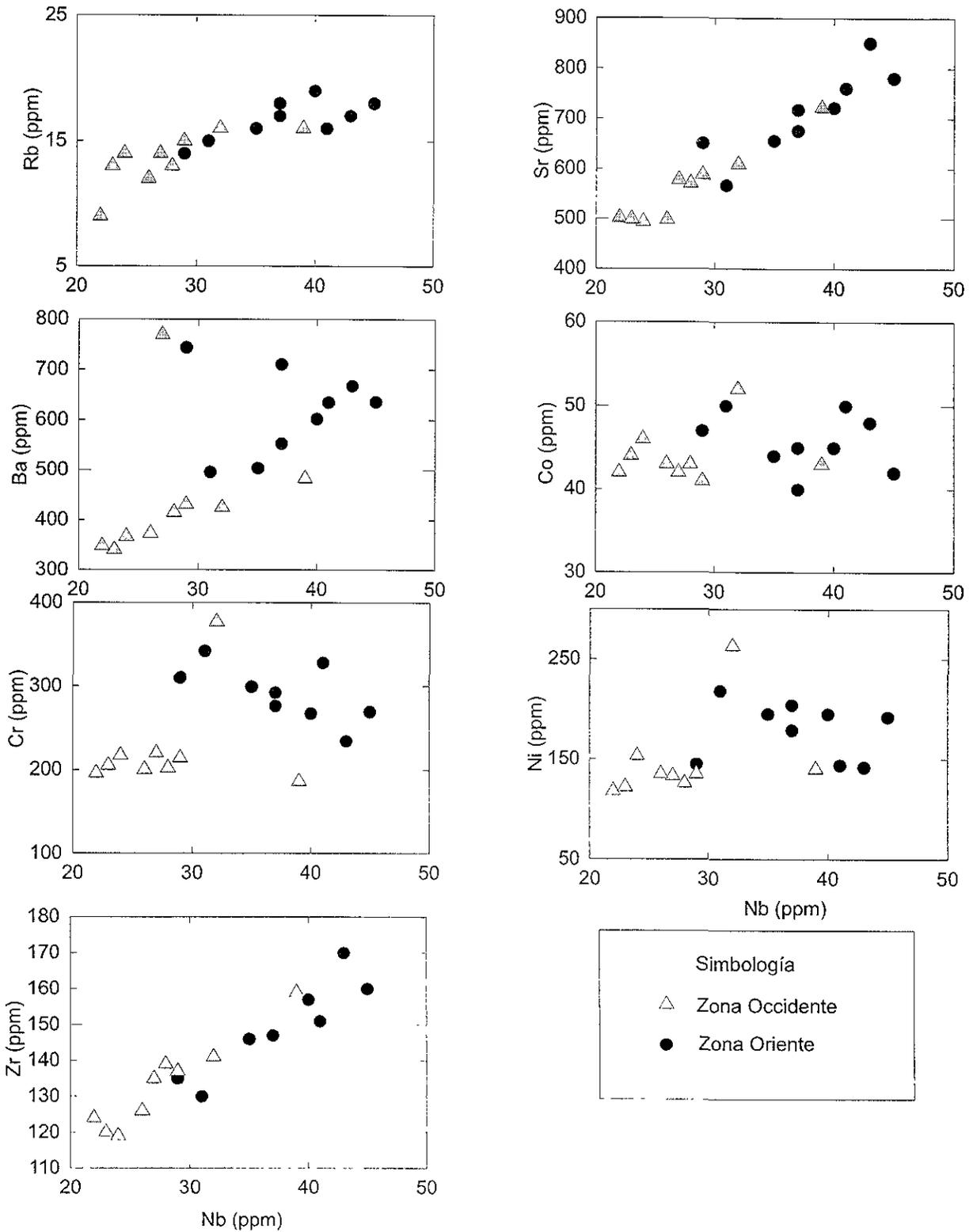


Figura 29b Diagramas tipo Harker para elementos traza contra Nb para muestras del CVLES.

4.5. Zona Oriental del Campo Volcánico de Las Esperanzas

Las rocas de la zona oriente varían en #Mg de ~60 a 67. Sin embargo, la muestra Coa-17, que presenta el #Mg más alto (~67) en todo el conjunto colectado en Coahuila, es también la única que contiene una cantidad apreciable de xenocristales de olivino proveniente de rocas del manto (Tabla 1). Se cree que el #Mg más elevado en esta muestra es debido a los xenocristales. De igual manera el olivino accidental eleva los contenidos Co, Cr y Ni, haciendo esta roca la más rica en estos elementos compatibles. Un cálculo simple empleando la "regla de la palanca" (i.e. *lever rule*: Cox et al., 1979) y el contenido medido de Ni en los xenocristales de Coa-17 (Tabla 5) sugiere que un porcentaje pequeño de xenocristales en la roca es suficiente para elevar el contenido de este elemento, de los valores promedio hasta el valor observado (Figura 30)

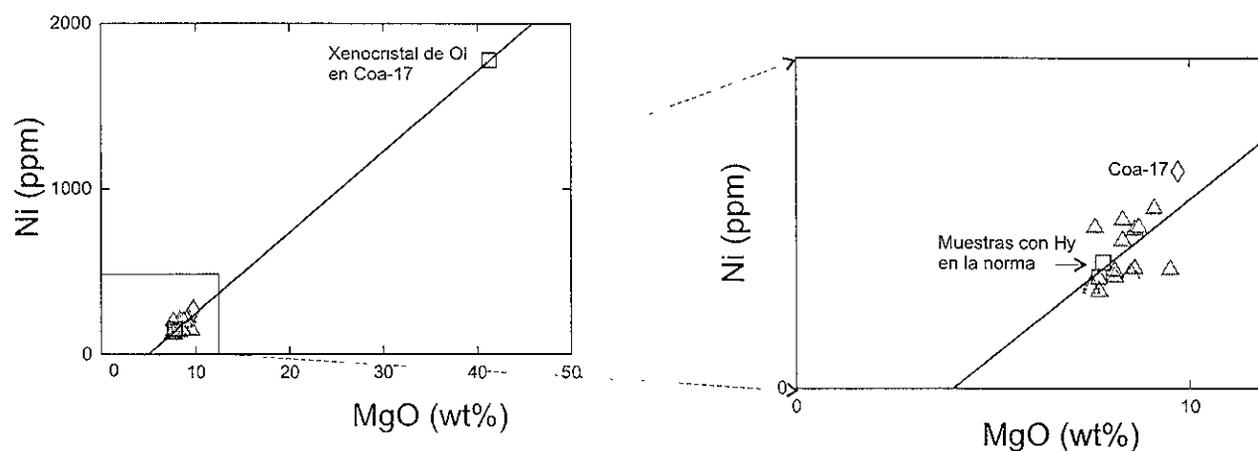


Figura 30. Diagrama de concentraciones de %MgO vs. Ni en olivino de la muestra Coa-17.

En general el valor promedio de los #Mg (~61.5) y la variación en el mismo parámetro (± 1.5) es más bajo que en la *suite* de la zona occidental (Figura 28).

4.5.1. Variaciones de elementos mayores

Si se excluye de la suite occidental a la muestra Coa-17, las gráficas de #Mg contra SiO_2 , TiO_2 , K_2O , CaO , Na_2O y P_2O_5 muestran a los análisis concentrados en un área pequeña, con una dispersión amplia y, como consecuencia, con coeficientes de correlación bajos. Por este motivo resulta difícil distinguir tendencias claramente lineales en los diagramas de variación. Si Coa-17 es incluida en la suite, las tendencias lineales mejoran notablemente en muchos de los diagramas (e.g. Al_2O_3 , CaO , FeO y K_2O), pero en otros (Na_2O y P_2O_5) esta muestra contaminada con material accidental del manto se aleja de las tendencias que definen otras rocas de la zona oriental (Figura 28a).

4.5.2. Variaciones de elementos traza

La dispersión de #Mg vs Rb, Sr y Ba es notable, como consecuencia genera bajos coeficientes de correlación (Figura 29a). En general estos elementos incompatibles (LILE) tienen concentraciones significativamente más bajas que las rocas de la zona occidental. El Nb y Zr muestran correlaciones positivas con el #Mg, pero tienen coeficientes de correlación bajos. Los elementos compatibles Cr, y Ni tienen variaciones, aunque menores a las observadas en la región occidental, que ampliamente exceden las incertidumbres analíticas, sus coeficientes de correlación son bajos y las pendientes de las regresiones lineales son cercanas a cero. El valor de Co en la *suite* permanece prácticamente constante.

4.6. Sistemática elemental para el Campo Volcánico de Ocampo

4.6.1. Variaciones de elementos mayores

El #Mg varía desde 54 hasta 66. Sin embargo, la mayoría de las muestras presentan valores >60. Las rocas con los #Mg más bajos en el conjunto de muestras estudiadas en las tres *suites* de Coahuila son Coa-20 (#Mg = 57), Coa-23 (#Mg = 54) y Coa-25 (#Mg = 56). Todas proceden de la porción occidental del CVO.

En los diagramas tipo Harker para #Mg contra elementos mayores se puede observar que SiO₂, TiO₂, P₂O₅, Fe₂O₃, y FeO tienen coeficientes de correlación bajos, mientras que CaO, K₂O definen mejores arreglos lineales. El Al₂O₃ y Na₂O poseen buenos coeficientes de correlación y presentan tendencias negativas (Figura 31a). Cabe señalar que los elementos mayores más incompatibles en esta *suite* son TiO₂ y P₂O₅. Dentro del rango de #Mg de 60 a 66 se presenta casi toda la variación, con factores de enriquecimientos de 1.4 y 2.7, respectivamente.

Cuando se utiliza Nb en el eje x, las correlaciones son mejores y por tanto los coeficientes de correlación también mejoran notablemente (Figura 31 b).

4.6.2. Variaciones de elementos traza

En los diagramas de #Mg vs Rb, Sr, Ba, Zr y Nb presentan altos grados de dispersión y coeficientes de correlación bajos. Al igual que con los elementos mayores incompatibles, en el intervalo de #Mg 60-66 se presenta casi todo el rango de variación en la suite. Este fenómeno es especialmente marcado alrededor de #Mg = 65 (véase gráfica #Mg vs Zr en la Figura 32 a). Los elementos compatibles Cr, Co y Ni presentan arreglos lineales claros contra # Mg con correlaciones positivas muy buenas (Figura 32 a). En general, las correlaciones lineales mejoran notablemente en los diagramas de Nb

vs. los elementos traza incompatibles (i.e. Rb, Sr, Ba, Zr). En contraste las gráficas entre Nb y los elementos compatibles muestran una dispersión mayor (Figura 32 b).

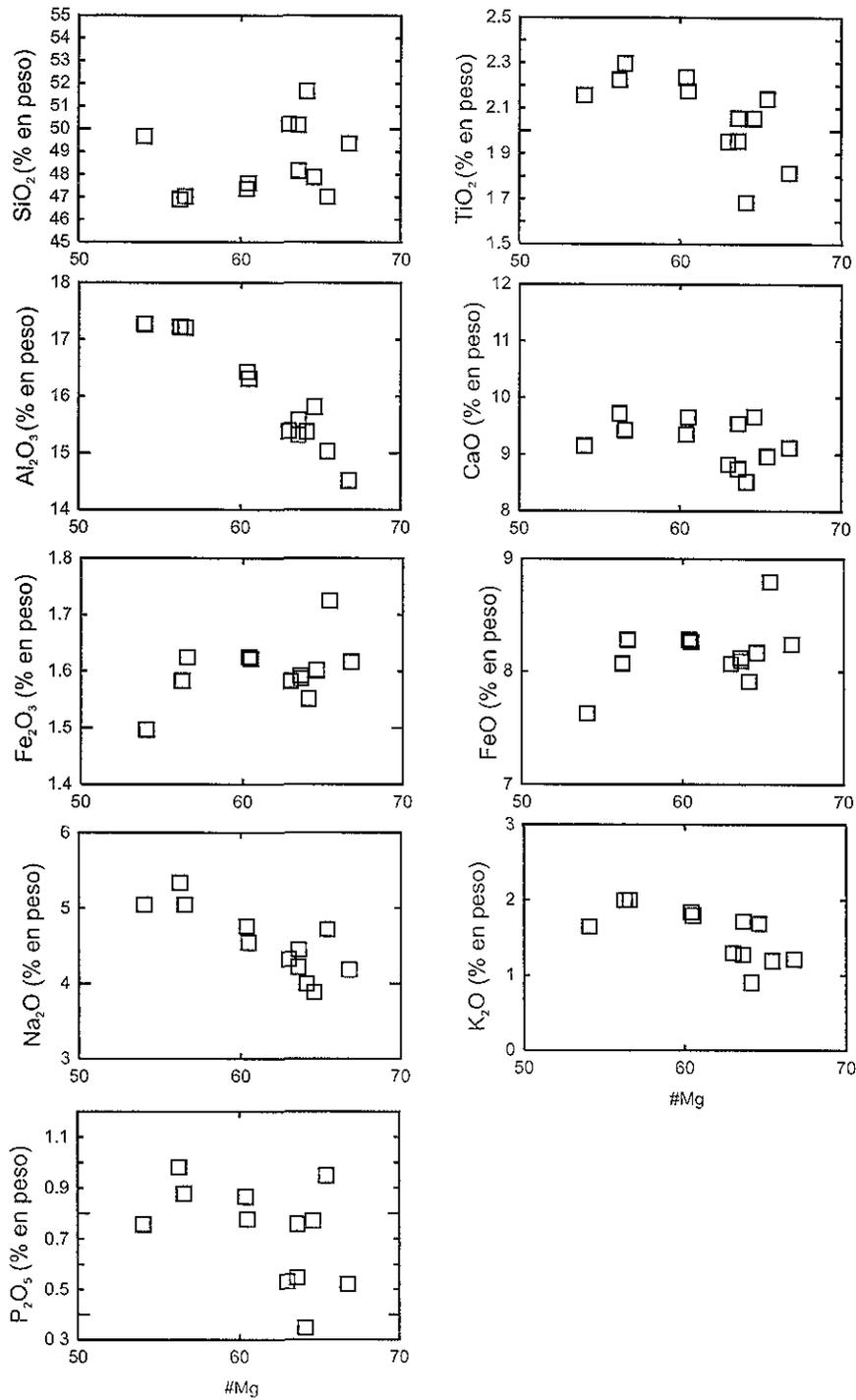


Figura 31a Diagrama dl tipo Harker para elementos mayores en muestras del CVO utilizando el #Mg en el eje "X".

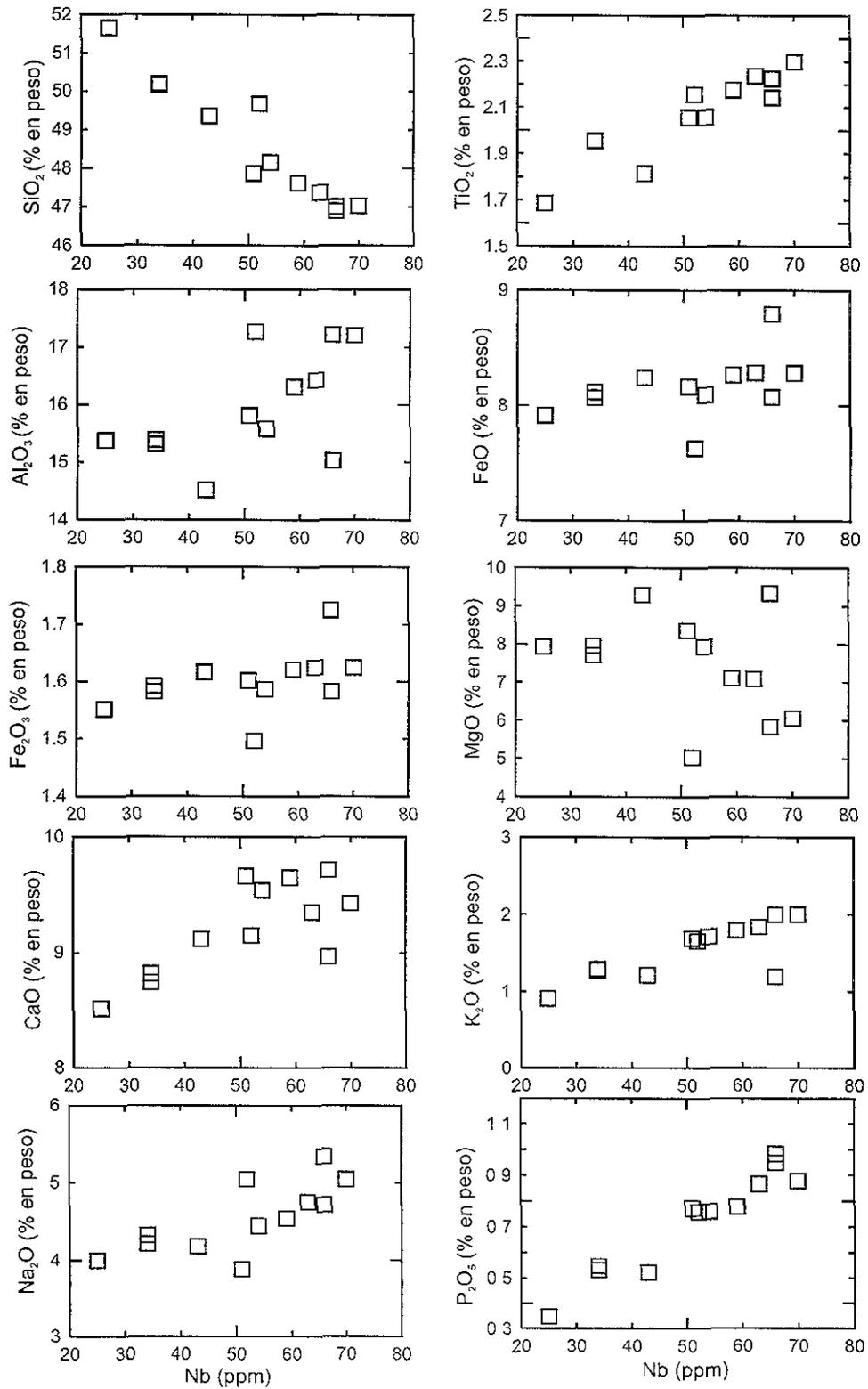


Figura 31b . Diagrama tipo Harker para elementos mayores en muestras del CVO.

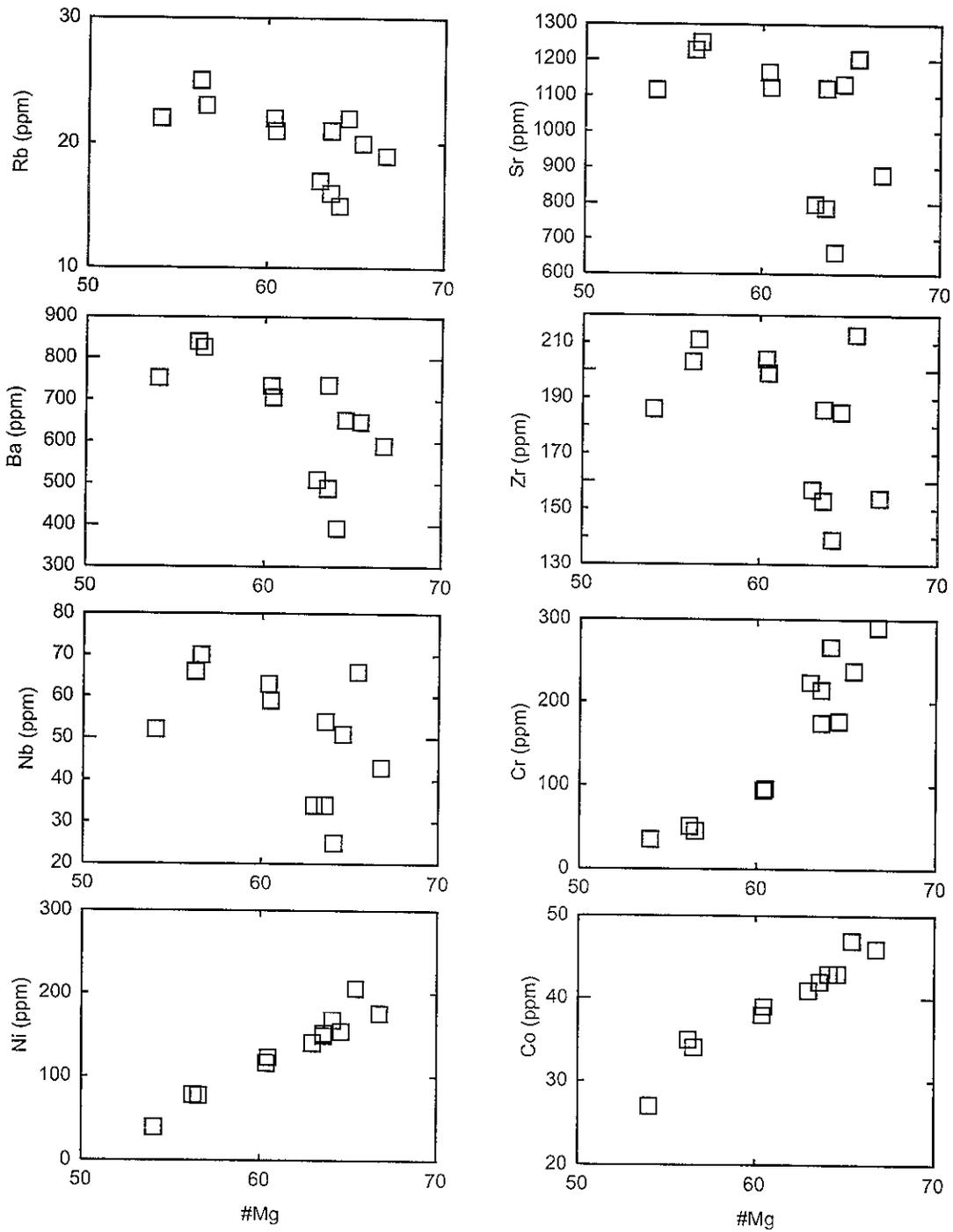


Figura 32a. Diagrama tipo Harker para elementos traza en muestras del CVO utilizando el #Mg en el eje "X".

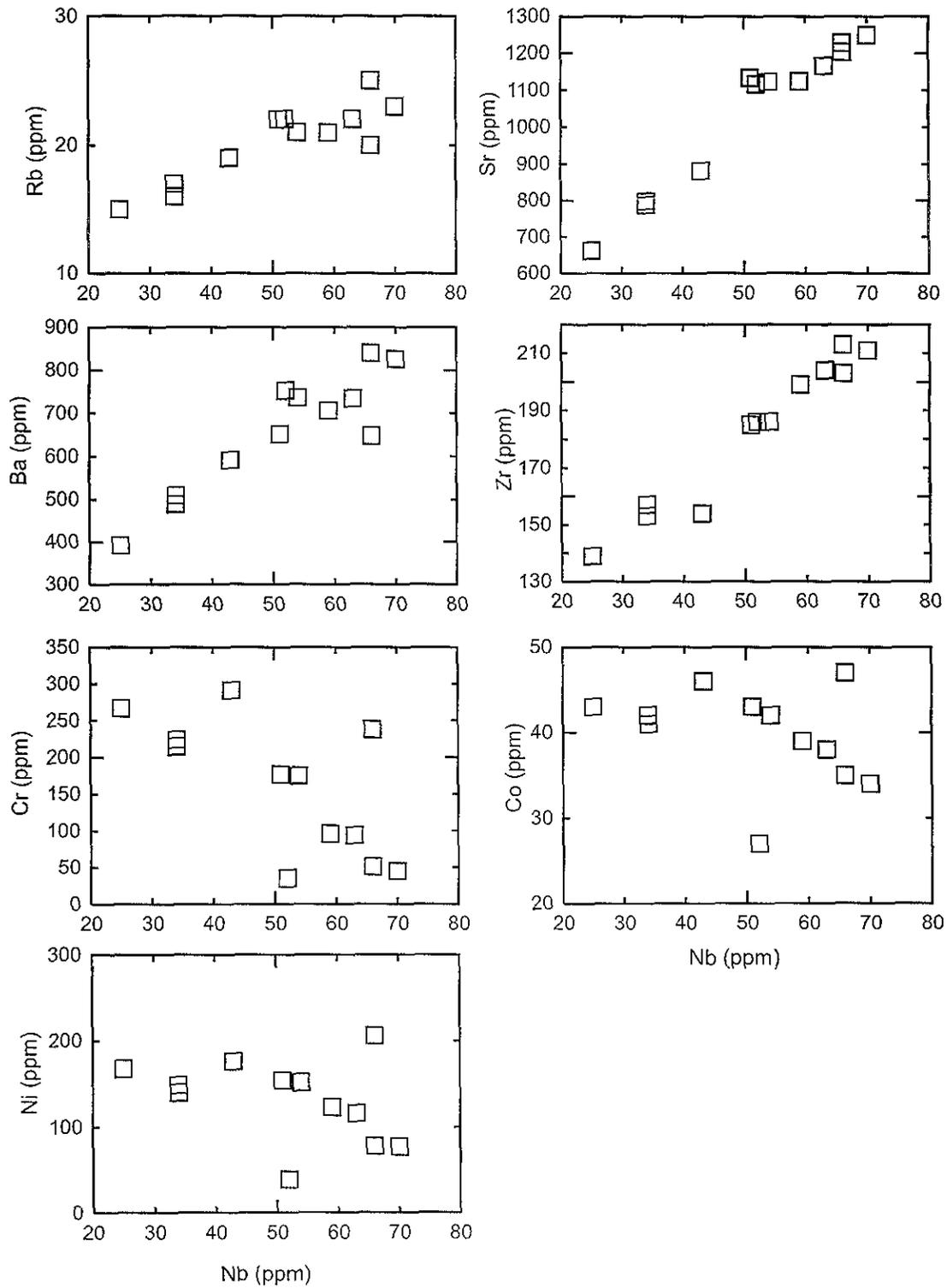


Figura 32b. Diagrama tipo Harker para elementos traza en muestras del CVO utilizando el Nb en el eje "X"

4.7. SISTEMÁTICA ISOTÓPICA

Los datos isotópicos de Sr, Nd y Pb obtenidos en muestras selectas de roca de los campos volcánicos de Coahuila se enlistan en la Tabla 4. Se midieron las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y $^{204}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ usando la técnica de espectrometría de masas, como ya fue descrita en el capítulo cuatro.

Las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y $^{204}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ fueron corregidas por fraccionamiento. Las relaciones iniciales para Sr, Nd y Pb no fueron calculadas y la medición analítica obtenida fue tomada como la inicial, debido a que la edad es menor que 5 Ma y la relación Rb/Sr es $\ll 1$ (0.02).

Las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el CVLES varían desde 0.703338 ± 0.000045 hasta 0.703588 ± 0.000034 y para las rocas del CVO 0.703368 ± 0.000034 a 0.703465 ± 0.000045 . Comparando los datos en un diagrama de ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 33) se observa que todas las muestras de Coahuila caen en el cuadrante superior derecho que corresponde al manto empobrecido (*mantle array*). Las muestras del CVO tienen valores de ϵNd más altos que las rocas del CVLES (Figura 33).

En el CVLES, ϵNd varía de 4.99 ± 0.37 a 5.54 ± 0.51 . En el CVO los valores de ϵNd van de 6.01 ± 0.51 a 6.14 ± 0.51 . Las relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son más altas para el CVLES que para el CVO. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es similar en ambos campos volcánicos y la relación $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es más baja para el CVO que para el CVLES (Tabla 4).

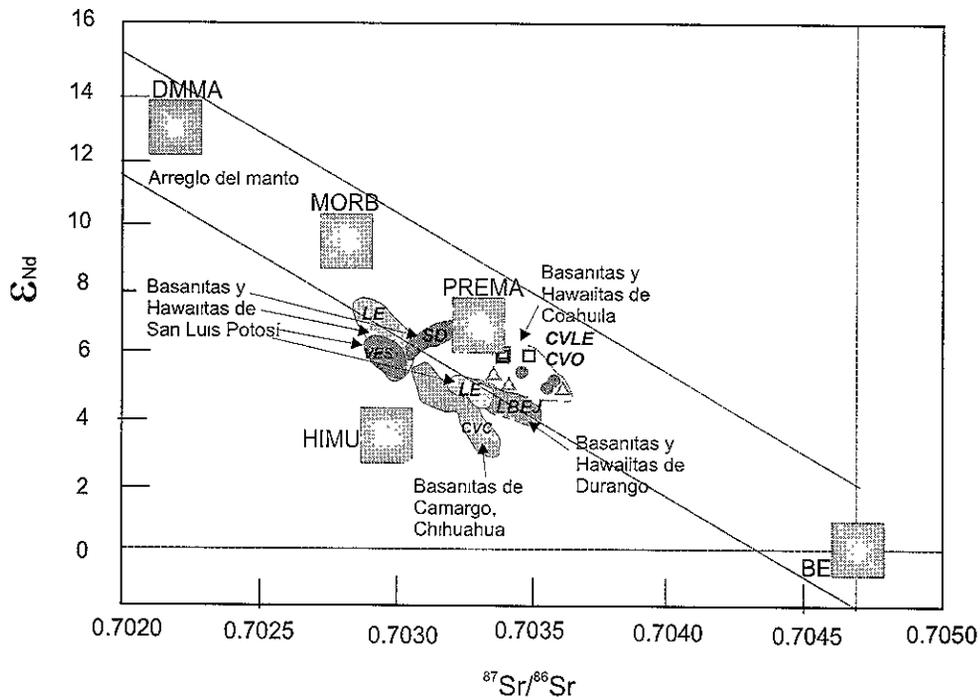


Figura 33. Diagrama que muestra los distintos componentes del manto propuestos por Hart et al., 1986: HIMU (manto con una alta relación U/Pb), MORB (Mid Ocean Ridge Basalt), DMMA (Depleted Mantle), PREMA (PREvalent MANTle) y BE (Bulk Earth), los datos isotópicos de los campos volcánicos de Los Encinos usando datos de Luhr et al., 1995 (LE, SLP), La Breña y El Jagüey (LBEJ, Durango) usando los datos de Pier et al., 1992, Ventura-Espíritu Santo y Santo Domingo (VES, SD) en San Luis Potosí usando los datos de Luhr et al., 1989; Pier et al., 1989; Schaaf et al., 1994, Camargo usando los datos de Nimz et al., 1993 (CVC, Chihuahua), Las Esperanzas y Ocampo (CVLES y CVO Coahuila).

Los datos isotópicos sugieren que las rocas de los CVLES y CVO provienen de una fuente del manto enriquecido con respecto al MORB y empobrecida respecto al CHUR. Las concentraciones isotópicas de las rocas del CVLES son muy semejantes a las de los basaltos de islas oceánicas (*OIB*) y similares a las hawaitas y basanitas de los campos volcánicos de Durango (i. e. La Breña y El Jagüey), Los Encinos en San Luis Potosí, Camargo (Chihuahua) y en general a las rocas volcánicas del Cuaternario

en la Provincia de Cuencas y Sierras Mexicana (Figura 33). En el diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. ϵNd se observa que las muestras presentan valores que siguen el arreglo del manto (*mantle array*) lo que significa que los magmas de estas rocas fueron generadas en el manto superior. (Figura 33).

Los resultados obtenidos sugieren que los magmas que dieron origen a los CVLES y CVO tienen una influencia marcada del manto y con muy poca o nula contaminación con material de la corteza continental (Figura 34).

En la Figura 34 se observa un arreglo horizontal, lo que indica que no hay una mezcla de diferentes componentes (manto/corteza o manto/manto) en los magmas del CVLES y CVO, por el contrario si hubiera una mezcla de componentes se observaría una tendencia inclinada. En las intersecciones se observa que las rocas de la zona oriente del CVLES son más evolucionadas que las lavas del CVO, pero aún así no se puede considerar como una mezcla de dos componentes distintos.

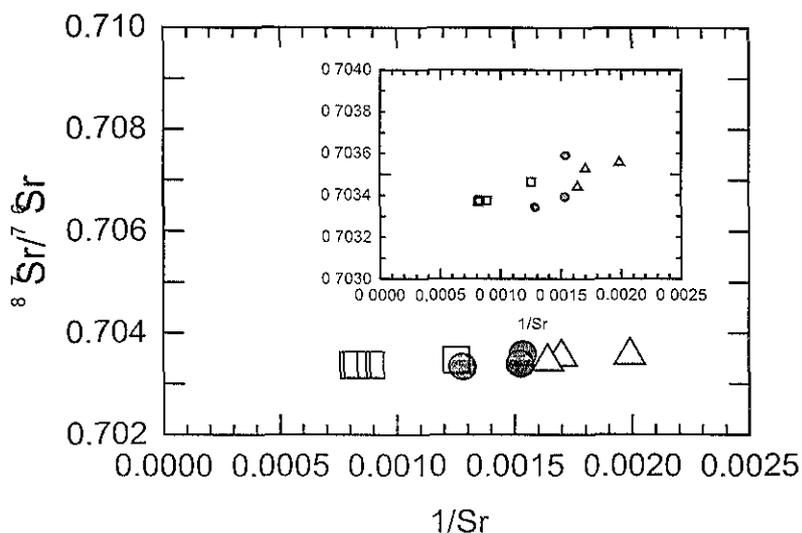


Figura 34. Diagrama en el que se representan los datos isotópicos del CVLES (Zona Occidental y Oriental) y del CVO.

El comportamiento isotópico respecto a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas de los CVLES y CVO puede ser atribuido a menor contaminación con la corteza continental que las rocas del CVD. Las rocas de Coahuila tienen concentraciones más altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que las de Santo Domingo y Ventura en San Luis Potosí (Figura 33) a los que se atribuye un origen producto de la fusión parcial del manto y contaminación con la corteza (Pier, et al., 1989).

Pier y colaboradores (1989) interpretan que los principales *trends* isotópicos en rocas de SLP son el resultado de una mezcla de por lo menos tres reservorios del manto: un componente empobrecido análogo al MORB, un componente tipo Santa Elena y un tercer componente que afectó sustancialmente la composición de Sr más que la composición de Nd. En el caso de las rocas del CVLES y CVO muestran un comportamiento isotópico muy homogéneo. Lo que indica que las rocas de ambos campos pueden provenir de una fuente con características geoquímicas comunes. En el caso de los isótopos de Pb se comparan los datos obtenidos en este trabajo con datos reportados por Pier et al., 1992 para el Campo Volcánico de La Breña y El Jagüey (LBEJ); Luhr et al., 1995 para el Campo Volcánico de Los Encinos (LE) y Nimz et al., 1993 para el Campo Volcánico de Camargo (CVC). En la Figura 35 se observa que los resultados obtenidos en este trabajo son muy similares a los datos reportados para LBEJ en Durango y LE en San Luis Potosí.

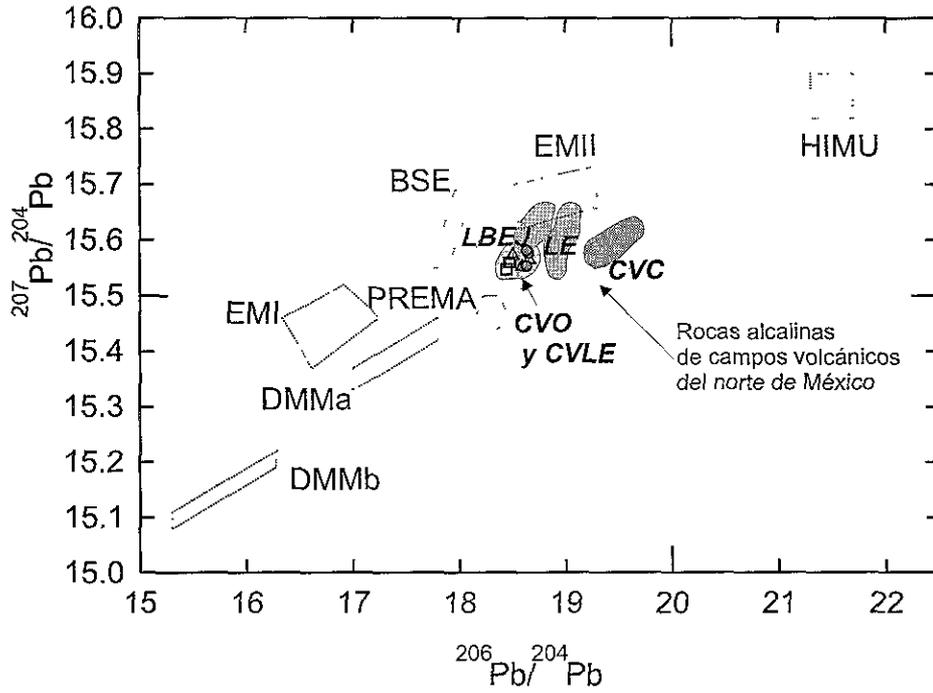


Figura 35. Diagrama de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que muestran los componentes del manto así como los diferentes datos isotópicos de las muestras de otros campos volcánicos del centro y norte de México. Nótese que los CVLES y CVO son similares a LBEJ y LE.

CAPITULO 5

PETROGENESIS

5.1. Identificación del proceso petrológico dominante

Una forma simplificada de interpretar el origen de las rocas basálticas es considerarlas como productos de fusión parcial de una porción del manto, los cuales fueron potencialmente modificados en el tránsito desde su fuente por procesos de cristalización fraccionada y/o por contaminación con material cortical (Minster y Allègre, 1978). Las variaciones en composición en series de rocas comagmáticas reflejan uno o varios de estos procesos, los cuales pudieron suceder simultáneamente o de manera secuencial. El primer objetivo de un estudio petrogenético es establecer cual es el proceso dominante que explica el grueso de dichos cambios. Una vez que se ha establecido el proceso dominante se debe proceder a evaluar la posibilidad de que la dispersión u excepciones observadas en los diagramas de variación (e.g. Coa-17) sean causadas por otro(s) factor(es).

Con base en el comportamiento teórico de los elementos se han propuesto criterios para la identificación de procesos petrogenéticos a partir de datos geoquímicos derivados de una serie cogenética. Posiblemente el criterio más sencillo de aplicar es el que indica que el cociente de la concentración de dos elementos incompatibles debe permanecer constante durante los procesos de cristalización fraccionada y de fusión parcial. Este cociente también refleja la proporción de dichos elementos en la roca o magma parental (Minster y Allègre, 1978; Loubet et al., 1988). Las variaciones en los cocientes de series basálticas sugieren la posibilidad de contaminación con material de la corteza (e.g. Wilson, 1989) o, en el caso de fusión parcial, de una fuente heterogénea con respecto a los elementos considerados. Siguiendo este argumento, en la Figura 36

se puede observar que las relaciones Zr/Nb y Zr/Sr en las dos series del CVLE occidental y oriente no es constante. De manera semejante, los mismos diagramas para las rocas de Ocampo muestran variaciones notables en estos cocientes. Esto parece rechazar las hipótesis de que los procesos dominantes en las tres series consideradas sean cristalización fraccionada a partir de tres magmas parentales o distintos grados de fusión parcial a partir de tres fuentes en el manto con composiciones uniformes.

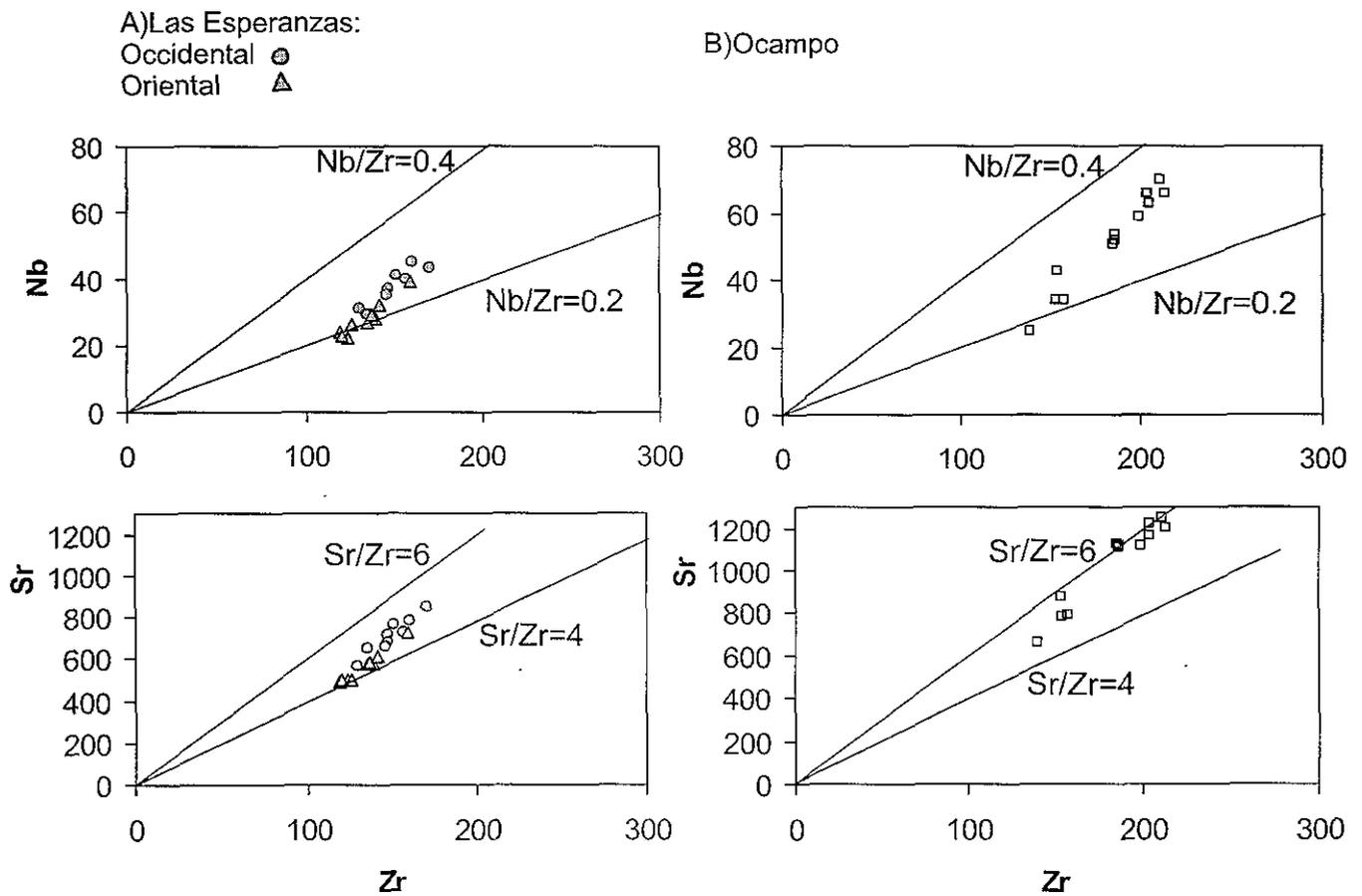


Figura 36. Diagramas de elementos incompatible vs. incompatible (Zr-Nb, Zr-Sr). a) Representa las dos series del CVLES (círculos rellenos: zona occidental y triángulos rellenos: zona oriental), b) Representa la serie del CVO (cuadrados vacíos).

Minster y Allègre (1978) han mostrado que los efectos de fusión parcial y cristalización fraccionada pueden ser distinguidos en varios diagramas. Estas gráficas muestran el comportamiento contrastante de dos elementos fuertemente compatibles, como el Ni y el Cr o el de una combinación de un elemento moderadamente incompatible y otro elemento altamente incompatible.

En un diagrama log Cr vs log Ni se espera que si la variación en los datos geoquímicos es debida a distintos grados de fusión parcial, a partir de una fuente homogénea respecto a estos elementos, los datos grafiquen en un punto o área restringida. Si el proceso dominante es cristalización fraccionada a partir de un magma parental, los datos tomarán un arreglo aproximadamente lineal con una pendiente positiva. La figura 38 a) muestra dichas gráficas para las tres series de Coahuila.

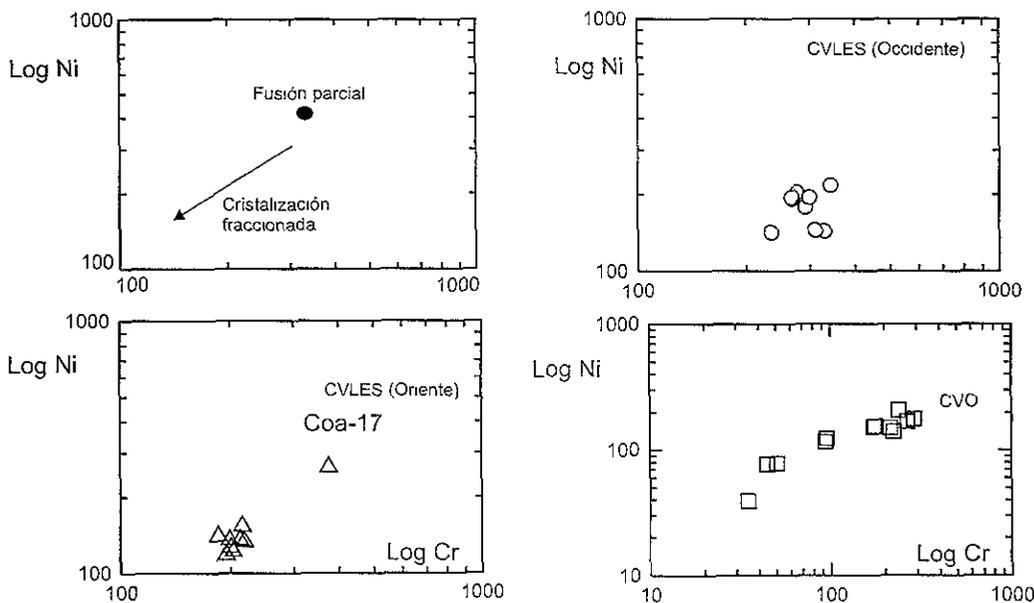


Figura 38. Diagrama propuesto por Mister y Allègre, (1978). En el eje X se muestra el Log Cr en el eje Y se representa el Log Ni. A) Comportamiento durante los procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada, B) Comportamiento de Cr y Ni en muestras del CVLES (Occidente), C) Comportamiento de Cr y Ni para muestras del CVLES (Oriente) y D) Comportamiento de Cr y Ni para muestras del CVO.

Únicamente las muestras de Ocampo definen una tendencia lineal que sugiere cristalización fraccionada. Por las afinidades geoquímicas de estos elementos es de esperarse que las fases involucradas sean olivino, clinopiroxeno o espinela, o combinaciones de estos minerales. En las series del CVLES las muestras tienden a agruparse en áreas más o menos extensas. El hecho de que los análisis no concurren en un solo punto puede indicar variaciones en la concentración de Ni y Cr debidas a la presencia de distintas proporciones de fenocristales de olivino en las muestras y a la existencia de inclusiones de espinela en los mismos (cf. Minster y Allègre, 1978).

Uno de los diagramas de discriminación de procesos petrogenéticos más poderosos propuestos por Minster y Allègre (1978) tiene la forma C_i vs. C_i/C_j , donde C_i es la concentración de un elemento fuertemente incompatible y C_j es la de un elemento moderadamente incompatible. En estos diagramas, la fusión parcial genera tendencias con pendientes positivas fuertes como una función del porcentaje de fusión, mientras la cristalización fraccionada produce tendencias positivas con pendientes casi horizontales (Figura 36a).

Para emplear esta técnica se seleccionaron el Nb (elemento "i") y el Zr (elemento "j"). Ambos elementos son relativamente inmóviles durante intemperismo y alteración hidrotermal y sus factores de enriquecimiento en las series son adecuados para considerarlos como altamente y moderadamente incompatibles, respectivamente. Las rocas del sector occidental del CVLES definen una tendencia lineal con una pendiente positiva que puede interpretarse como producto de fusión parcial (Figura 39b). Los datos de la zona oriental tienen un arreglo lineal que muestra un cambio de pendiente de alto a bajo (Figura 39c). Esto sugiere fusión parcial seguida por cristalización fraccionada (e.g. Luhr et al., 1995). El diagrama Nb vs. Nb/Zr de la serie de CVO

(Figura 39d) parece indicar que existe la combinación de fusión parcial y cristalización fraccionada.

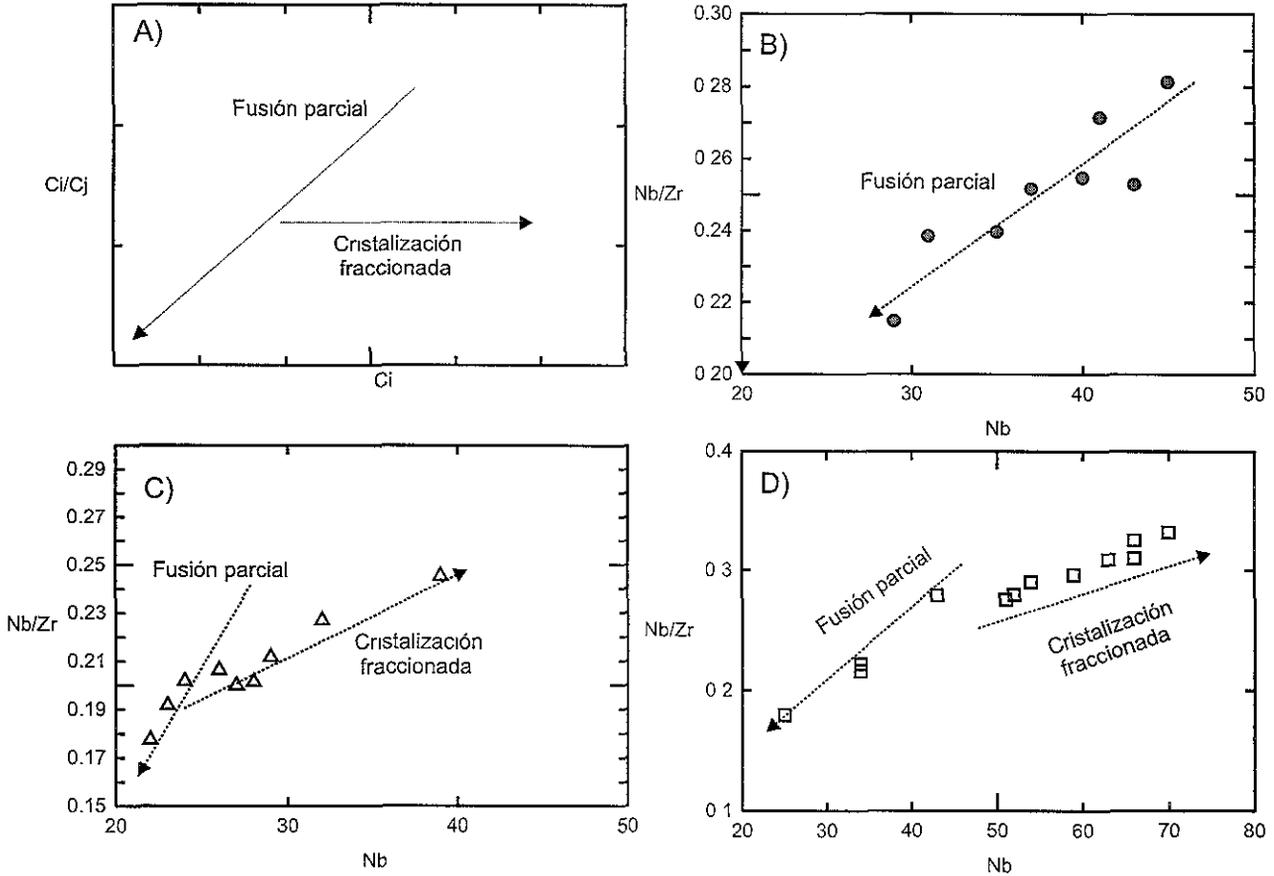


Figura 39. Diagramas propuestos por Minster y Allégre, (1978). Ci: elemento fuertemente incompatible, Cj: elemento moderadamente incompatible. A) Diagrama esquemático del comportamiento de los elementos fuertemente incompatibles y moderadamente incompatibles en líquidos durante los procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada. B) CVLES (Occidente), C) CVLES (Oriente), D) CVO.

5.2. Diagramas de cocientes de Pearce

Puesto que el análisis anterior señala la posibilidad de que la cristalización fraccionada haya jugado un papel en la evolución de las series de Coahuila, resulta importante determinar las fases mineralógicas que intervinieron en dicho proceso. La técnica conocida como los “cocientes de Pearce”, puede emplearse para evaluar de manera rigurosa la(s) fase(s) que pueden causar los cambios en composición en una serie cogenética de lavas. En ella se emplean las relaciones atómicas entre algunos elementos mayores (e.g. Si/K, P/K, Ti/K). La mayoría de los minerales que se forman durante la cristalización de un magma tienen estequiometrías relativamente simples y dejan huellas de ellas en las variaciones químicas de rocas ígneas genéticamente relacionadas.

Las fases comunes que se forman durante las etapas iniciales de cristalización de los magmas basálticos son olivino, piroxeno y plagioclasa. La estequiometría del olivino es tal que invariablemente contiene (Fe+Mg) y Si en una relación muy cercana a 2:1. Otros elementos mayores como Al, Ca, Na, K, Ti, y P son virtualmente excluidos de la estructura del olivino. Consecuentemente, durante la cristalización fraccionada de olivino estos elementos permanecen en el líquido o son “conservados” dentro del sistema (Nicholls, 1988). En cambio, con la segregación de olivino el (Fe+Mg) y el Si pueden dejar el sistema magmático en relación 2:1 (Nicholls y Russell, 1990).

Los diagramas basados en los cocientes de elementos mayores (Pearce, 1968) fueron especialmente diseñados para sacar ventaja de la estequiometría de las fases minerales y del comportamiento geoquímico de magmas en sistemas parcialmente abiertos (i.e. aquellos en donde pueden segregarse fases que están cristalizando o que pueden experimentar concentración de cristales). Este tipo de diagramas son gráficas

de cocientes de elementos dibujadas sobre ejes ortogonales. Los denominadores de los cocientes son comunes a ambos ejes y son usualmente un solo elemento conservado. Los numeradores de los cocientes normalmente consisten de combinaciones lineales de los elementos que entran en las fases que cristalizan del magma y que se segregan o añaden al sistema magmático. En términos termodinámicos, los denominadores de los cocientes son las concentraciones de elementos para los cuales el sistema está cerrado, mientras los numeradores son las concentraciones de elementos para los que el sistema está abierto.

Las tendencias en los diagramas de Pearce tienen pendientes que dan una indicación inmediata de cuáles minerales pueden haber controlado las variaciones químicas en una serie. Las pendientes de los arreglos lineales son determinadas por la estequiometría de los minerales involucrados en el proceso. Por ejemplo, la separación de olivino cambia los contenidos de (Fe+Mg) y Si en una relación 2:1, lo cual producirá muestras con composiciones que definen una línea que tiene una pendiente de 2 en una gráfica de (Fe+Mg)/K sobre el eje "Y" contra Si/K en el eje "X". Nótese que en este caso el K se emplea como un elemento conservado, ya que no es acomodado en ninguna de las fases tempranas de la cristalización del magma basáltico.

La pendiente que producirá la separación de cualquier mineral o miembro terminal de una solución sólida puede ser calculada a partir de la fórmula ideal del compuesto.

El primer paso para emplear los cocientes de Pearce es identificar al menos un elemento conservado. Los elementos Ti, P y K son candidatos a actuar como elementos conservados en las fases iniciales de cristalización de magmas basálticos (Nicholls y Russell, 1990). Si el sistema permaneció cerrado para estos elementos las relaciones

Ti/K, P/K deben mantenerse constantes en cada una de las series de Coahuila. Al realizar los cálculos se concluye que Ti y P no son elementos conservados, debido a que los cocientes varían considerablemente. Esta conclusión es apoyada por la petrografía ya que en las rocas de Coahuila es común observar microfenocristales de apatito y titanomagnetita. Por tanto, se concluye que los tres sistemas estuvieron abiertos para estos elementos.

Una forma alternativa para evaluar si el K es un elemento conservado es asumir que lo es y proceder a elaborar diagramas de Pearce en los que se emplea este elemento en el denominador de los cocientes. Si la intersección de las líneas que satisfacen las condiciones estequiométricas y las composiciones de las muestras son cercanas al origen indican que es más probable que el K no sea un elemento conservado (Nicholls y Russell, 1990).

La forma en que se emplearon los cocientes de Pearce fue planteando hipótesis que pueden ser puestas a prueba de manera rigurosa con dicha técnica (e.g. Russell y Nicholls, 1990). Por ejemplo, con base en el contenido relativamente bajo de Ni en comparación con los #Mg observados, resulta lógico pensar que la segregación de olivino pudo haber causado las variaciones químicas en las series de Coahuila. Si el olivino fue la única fase fraccionada, las muestras deben de ocurrir sobre (o muy cerca de) una línea con pendiente 2 en un diagrama Si/K vs (Fe+Mg)/K. Además, la intersección de estas líneas debe estar alejada del origen si el sistema estuvo cerrado al K. En la Figura 40 se muestran gráficas para cada una de las series. En ellas se observa que cada conjunto de datos forma una tendencia lineal con pendiente distinta a dos. Al sobreponer líneas con pendientes iguales a dos se observa que solo ocasionalmente son capaces de unir a dos o tres muestras en cada serie. De esto se

desprende que la cristalización únicamente de olivino no puede explicar las variaciones químicas observadas en las series. Por lo tanto, si el olivino fue fraccionado debió de haber otra(s) fase(s) involucrada(s) en el proceso. Nótese que las intersecciones de las líneas con pendiente dos que satisfacen a la vez a dos o más muestras en una sola serie tienen distintos valores de intersección. Esto sugiere que las series están formadas por pulsos de magma con distintas composiciones iniciales y que solo las muestras que caen sobre las líneas podrían satisfacer la hipótesis de que la segregación o acumulación de olivino es capaz de producir las variaciones químicas.

Las hipótesis de que únicamente plagioclasa o solo clinopiroxeno (augita) son las causantes de las variaciones químicas puede ponerse a prueba con las gráficas de Al/K vs $(2Ca+Na)/K$. Si las variaciones químicas se deben solo a augita se espera que los datos ocurran sobre una línea vertical. Si los cambios son debidos únicamente a plagioclasa la pendiente debe ser uno. Al igual que en el caso de solo olivino, en la Figura 38 se puede observar que en ninguna de las tres series hay más de dos muestras que a la vez cumplan estos requisitos. Así mismo, cuando se pueden unir más de un par de puntos las intersecciones sugieren pulsos de magma con composiciones iniciales distintas.

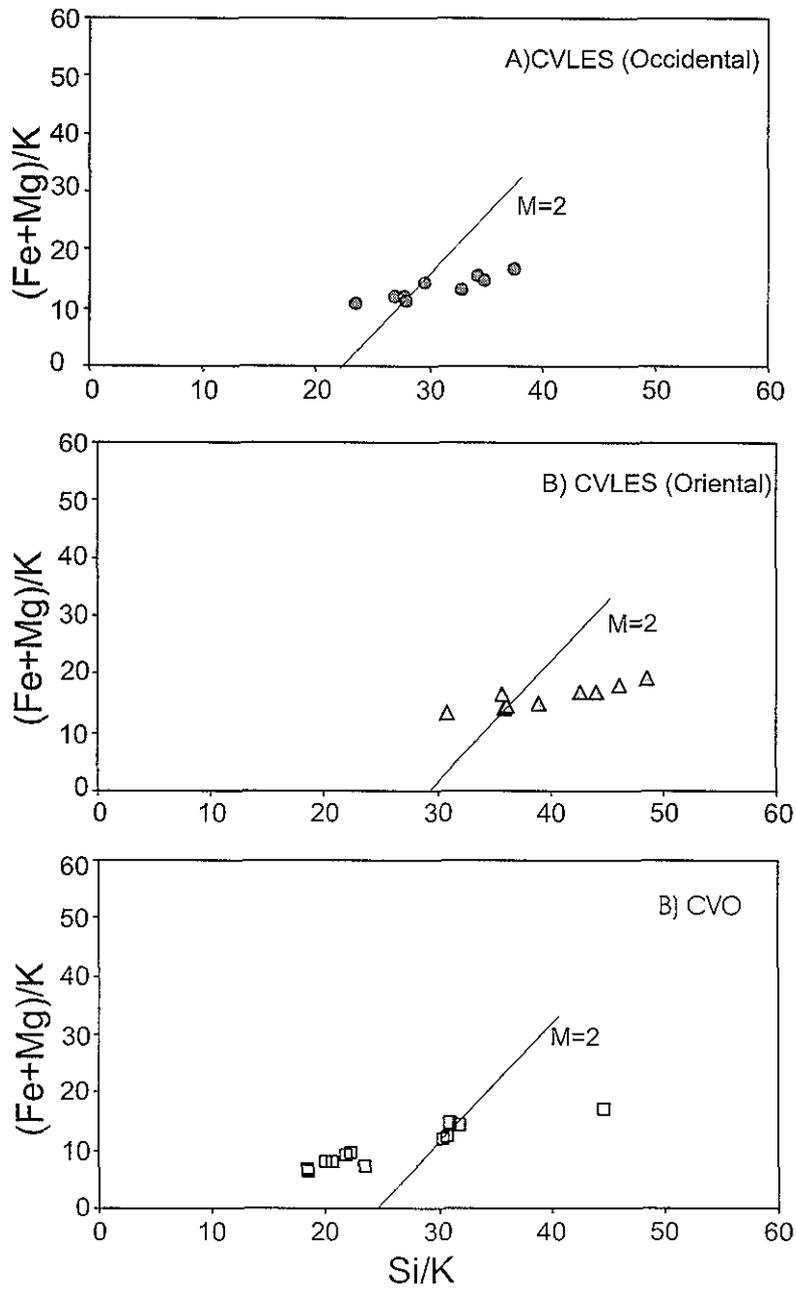


Figura 40. Diagrama de cocientes de Pearce para evaluar la posible fraccionación de olivino a) Zona Occidental, b) Zona Oriental y c) CVO

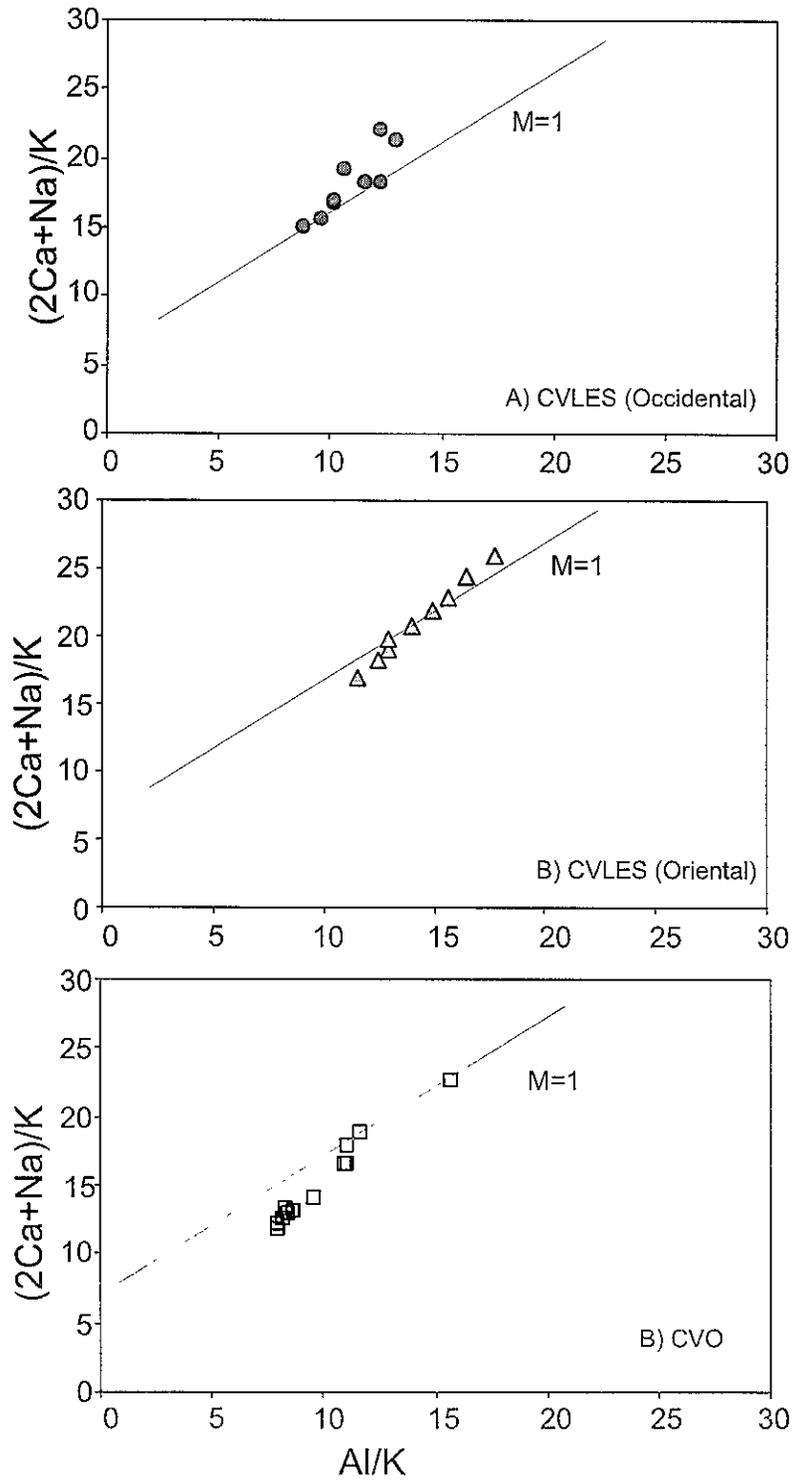


Figura 41. Diagrama de cocientes de Pearce para evaluar la posible fraccionación de únicamente plagioclasa o sólo clinopiroxeno a) Zona Occidental, b) Zona Oriental y c) CVO.

Los diagramas Si/K vs FC/K [i.e. $(0.25 \text{ Al} + 0.5(\text{Fe}+\text{Mg})+1.5\text{Ca}+2.75\text{Na})/\text{K}$] y Si/K vs FP/K [i.e. $(0.25\text{Al}+0.5(\text{Fe}+\text{Mg})-2.5\text{Ca}-3.25\text{Na})/\text{K}$] se emplean para poner a prueba las hipótesis de que las variaciones químicas en una serie cogenética son debidas a la segregación conjunta, en cualquier proporción, de olivino, augita y plagioclasa. En las Figuras 42 y 43 se muestran las gráficas para ambas pruebas. En ellas se observa que los criterios de pendientes iguales a uno y menos uno, respectivamente son alcanzados por tres o cuatro muestras a la vez y que las familias de líneas que satisfacen a varios subconjuntos en cada serie, son bastante cercanas. En algunos diagramas, incluso podría pensarse que la dispersión puede ser causada por una combinación de incertidumbre analítica, alteración en las muestras y la presencia de distintas proporciones de fenocristales en las muestras.

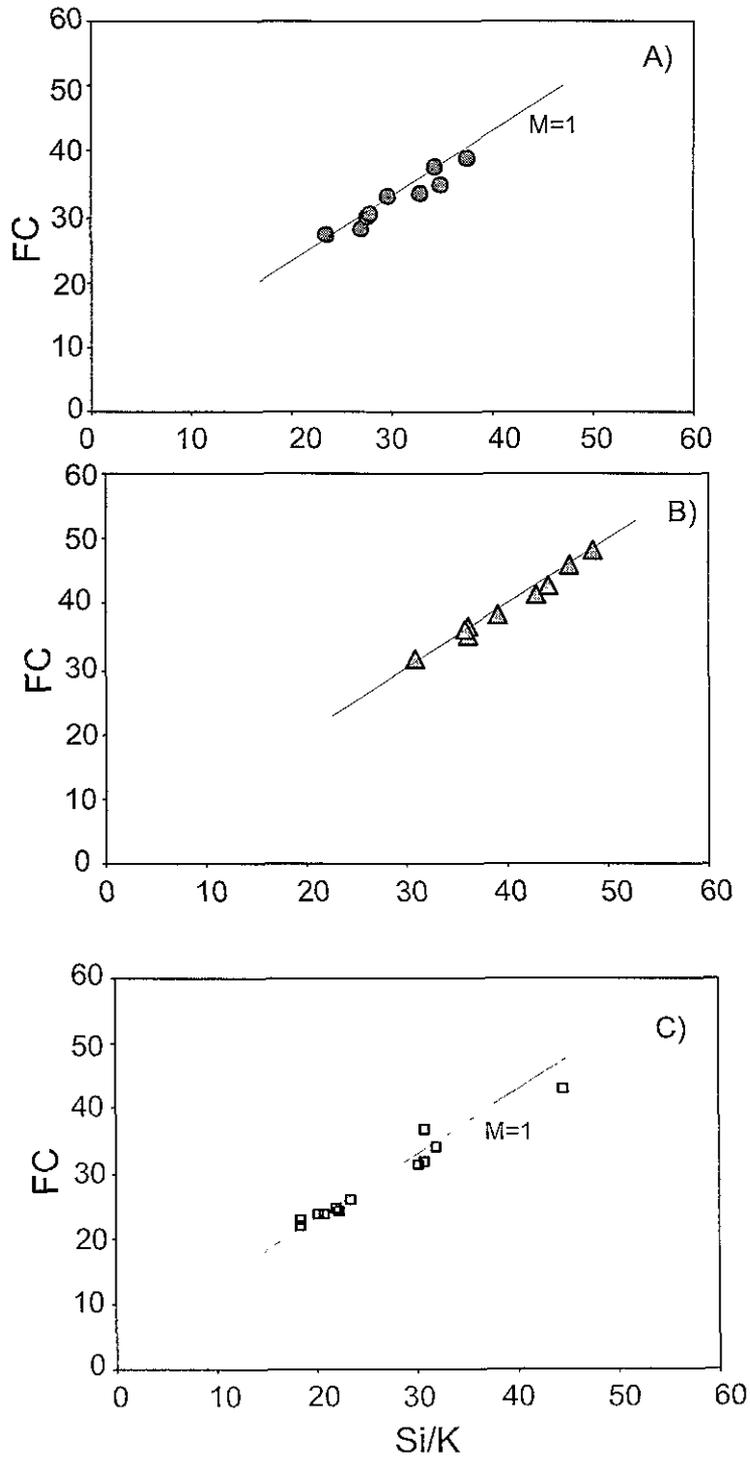


Figura 42. Diagrama de cocientes de Pearce para evaluar la posible fraccionación de olivino + augita + plagioclasa en cualquier proporción. a) Zona Occidental, b) Zona Oriental y c) CVO. FC: $(0.25Al + 0.5(Fe + Mg) + 1.5Ca + 2.75Na) / K$.

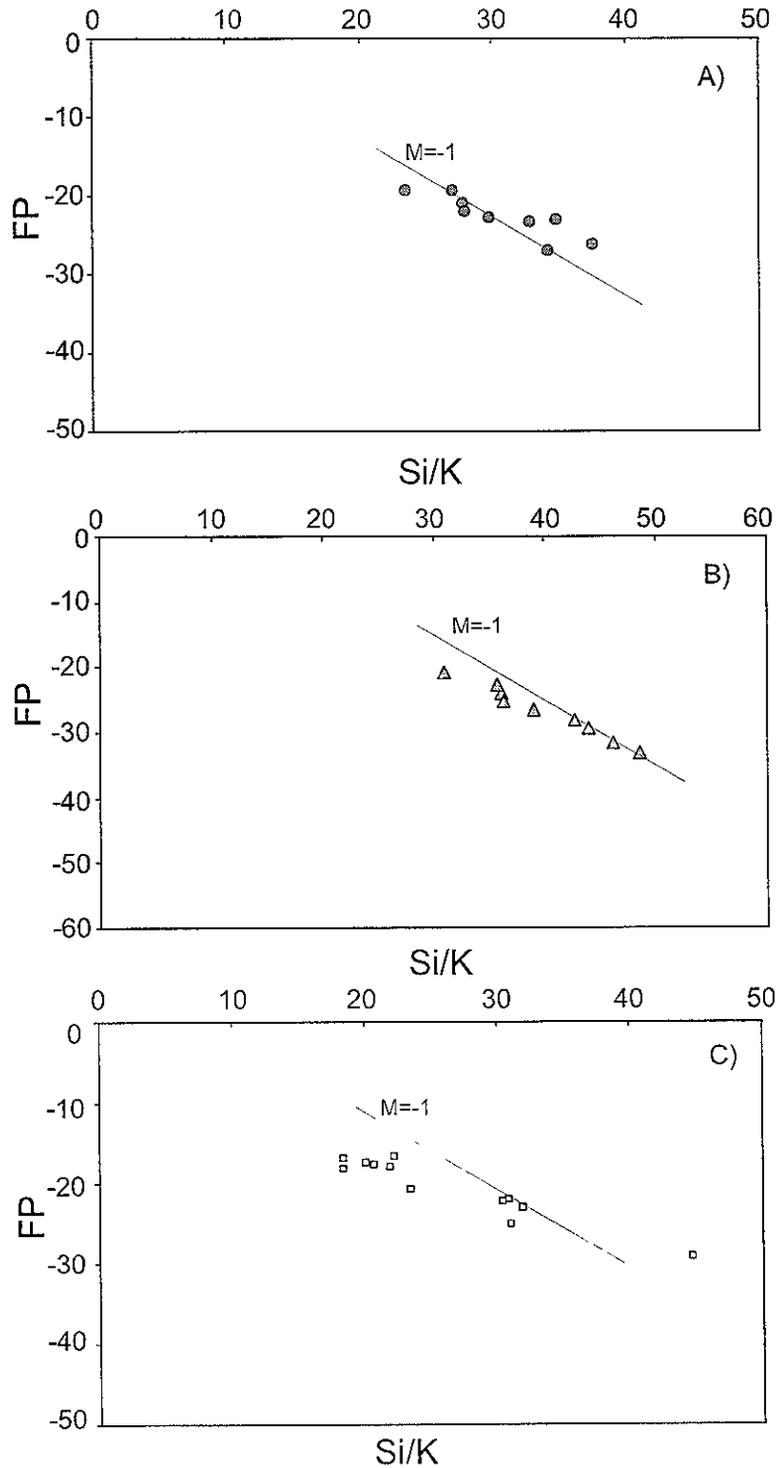


Figura 43. Diagrama de cocientes de Pearce para evaluar la posible fraccionación de olivino + augita + plagioclasa en cualquier proporción. a) Zona Occidental, b) Zona Oriental y c) CVO. FP: $(0.25Al+0.5(Fe+Mg)-2.5Ca-3.25Na)/K$.

5.3. Sistemática de elementos traza y tierras raras

En los diagramas multielementos de la Figura 44 se graficaron las concentraciones de elementos traza. Los datos se presentan en orden de compatibilidad, aumentando de izquierda a derecha. La normalización se realizó empleando los valores del manto primordial de McDonough y colaboradores (1992). Para fósforo se empleó el valor reportado por Sun (1980).

En los diagramas se observan la forma cóncava y el patrón relativamente suave característico de las rocas intraplaca. De las anomalías positivas Nb y Ti la primera es la única aparente. Las tres series muestran un enriquecimiento relativo al manto primordial de los elementos litófilos de radio iónico grande (*LILE*) y de elementos de radio iónico pequeño y carga grande (i.e. *HFSE*: Nb y Zr) lo cual es una característica en las rocas máficas alcalinas de la Provincia de Cuencas y Sierras (e.g. James y Henry, 1991; Luhr et al., 2001) y, en general, en magmas generados en ambientes intraplaca.

Los diagramas de tierras raras presentan enriquecimiento de las tierras raras ligeras respecto a las pesadas. Este comportamiento se muestra en las tres series estudiadas (Figura 45). Las muestras del CVO tienen contenidos de tierras raras ligeras un poco más elevados que las dos series del CVLES. En general, los patrones de tierras raras en las tres series tienen un comportamiento similar entre sí y muy característico de rocas basálticas intraplaca tipo OIB. La interpretación convencional de este comportamiento implica una fuente en el manto superior con granate residual y enriquecimiento marcado de las tierras raras debido a grados de fusión parcial relativamente pequeños (Wilson, 1989). El hecho de que los patrones de diferentes muestras se crucen sugiere que la relación entre estas muestras no es del todo

relativamente pequeños (Wilson, 1989). El hecho de que los patrones de diferentes muestras se crucen sugiere que la relación entre estas muestras no es del todo atribuible a cristalización fraccionada. En los modelos que involucran pares de magmas padre-hijo controlados por cristalización fraccionada se observa que los patrones generados de tierras raras son subparalelos. Los cruces entre los patrones pueden ser explicados por distintas variantes del modelo de fusión parcial, siendo la más simple la que involucra distintas proporciones de granate en las fuentes de los magmas (Smith, 1989).

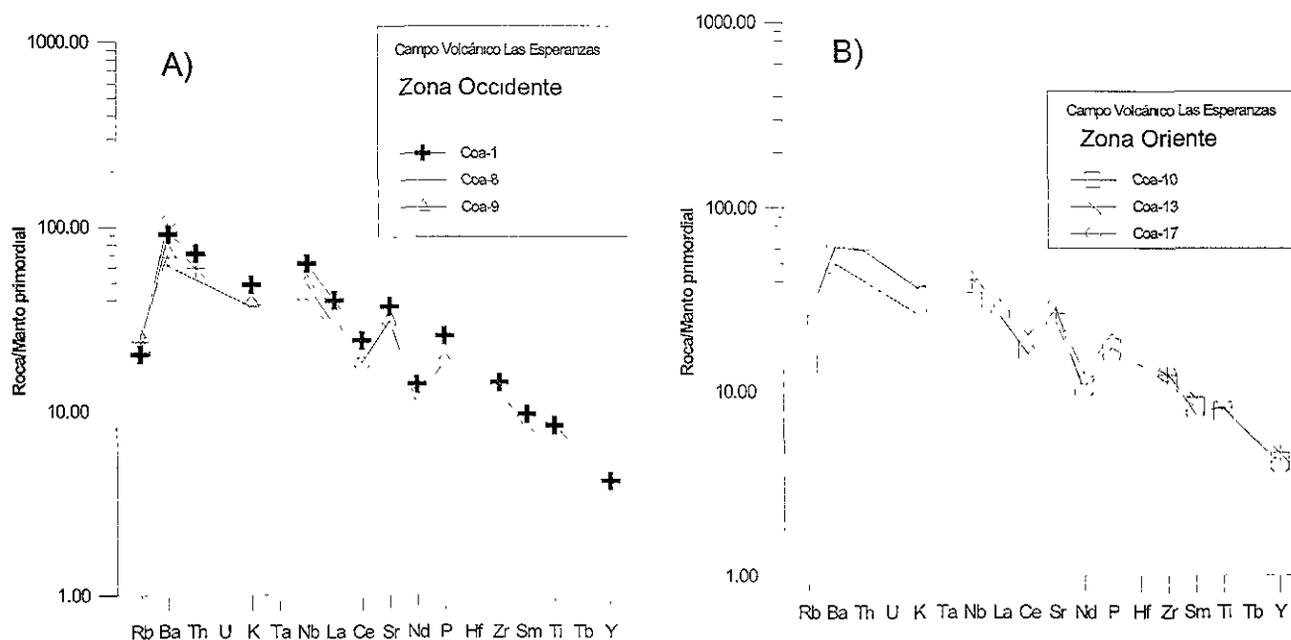


Figura 44. Diagramas multielementos normalizados contra el manto primordial. a) CVLES occidental, b) CVLES oriental, c) CVO

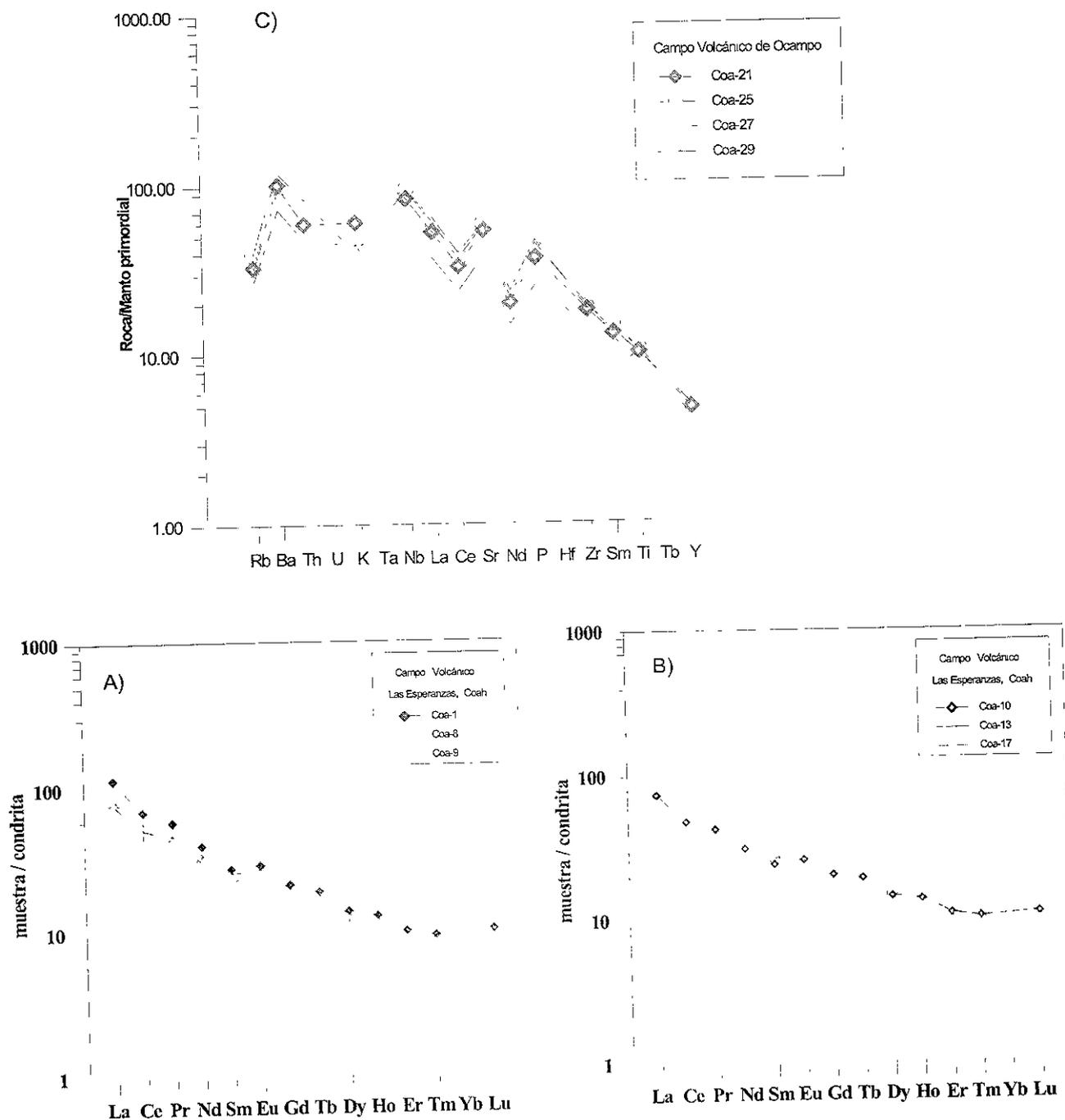
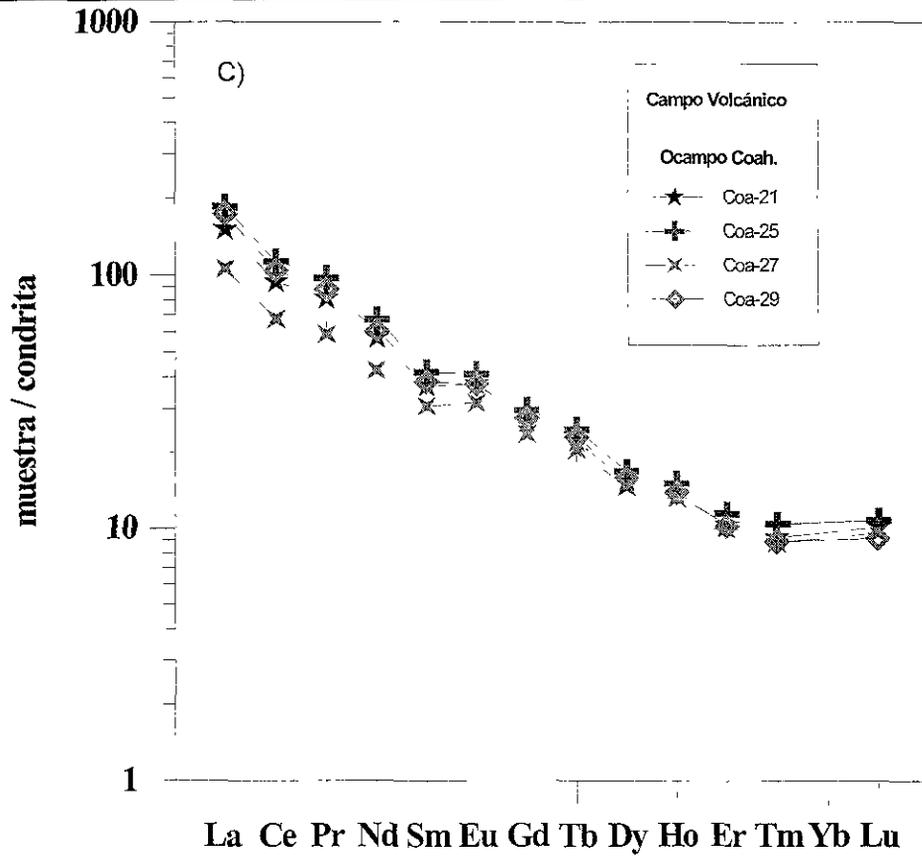


Figura 45. a) Patrones de tierras raras normalizadas a condritas usando valores de Evensen et al. (1978). a) CVLES occidental, b) CVLES oriental, c) CVO.



CAPITULO 6

SUMARIO Y CONCLUSIONES

Las lavas del CVLES fueron emplazadas a partir de volcanes con estilos eruptivos distintos, pero ambos congruentes con magmas fluidos, relativamente móviles y con tasas de erupción aparentemente altas. La Zona Occidental está formada por derrames extravasados a través de fracturas con orientaciones NE y NW localizadas en los bordes del anticlinal de la Sierra de Santa Rosa; estos formaron flujos alargados de hasta ~25 km de largo. El segundo estilo de volcanismo fue de tipo central y se concentró en la Zona Oriental formando volcanes escudo, los cuales expulsaron varios derrames de lava que fluyeron hasta puntos situados a 12 km de la fuente. En ambos casos aún es posible encontrar depósitos de aglutinado volcánico cerca de los centros de emisión de las lavas. En los volcanes escudo se encuentran preservados conos de escoria diminutos. En el borde de la Sierra de Santa Rosa existen brechas formadas por fragmentos de escoria oxidada, cementadas por calcita radial, gruesamente cristalina.

La edad isotópica de una muestra del CVLES tiene incertidumbres muy grandes y los datos permiten dos interpretaciones (0.60 ± 0.46 o 2.78 ± 2.23 Ma). Con base en la morfología de las superficies de los derrames de lava se cree que las rocas son del Plioceno.

La actividad ígnea en el CVO se manifestó principalmente a través de conos de escoria y derrames de lava asociados. En el borde del valle en donde se ubica la Villa de Ocampo se localizan por lo menos dos aparatos centrales que expulsaron lavas que fluyeron a lo largo de barrancas antiguas, rellenándolas y formando flujos intracañon

Cada derrame formó juegos de juntas columnares y está separado de los que los sobreyacen por zonas de brecha y material escoriáceo. El espesor total de la secuencia llega a ser hasta de 80 m en el arroyo cercano al Rancho La Puerta. El campo de lavas de Villa Ocampo aparentemente fue cortado por una falla normal N-S con un desplazamiento pequeño, que causó un basculamiento ligero del bloque hundido (W) y que dio origen a un pequeño lago-playa contra la traza de la falla.

En la parte central del Valle de Ocampo se localiza una serie de cinco conos de escoria alineados en dirección N-S. Algunos de estos volcanes expulsaron derrames de lava pequeños que fluyeron distancias cortas y que causaron colapso de una sección del cono, dándoles una forma de herradura. El arreglo lineal de conos sugiere que fueron emplazados a lo largo de una fractura tensional N-S (Nakamura, 1977) y que la orientación de sigma 3 al tiempo de la actividad magmática fue aproximadamente E-W. La orientación de la falla normal N-S en el borde del valle parece corroborar esta interpretación. Las edades absolutas obtenidas en dos muestras del CVO son 1.84 ± 0.45 Ma para los flujos intracañón del área cercana a la Villa de Ocampo y de 3.41 ± 1.11 Ma para los conos de escoria localizados en el valle.

El volcanismo máfico del centro de Coahuila, representado en este trabajo por el CVLES y el CVO, concuerda con el pulso de extensión-magmatismo intraplaca más joven del norte de México. En esta etapa (Plio-Cuaternario) fueron expulsada lavas más primitivas que las asociadas a las fases tempranas (Mioceno medio) de extensión de la porción meridional de la Provincia de Cuencas y Sierras (Luhr et al., 2001).

La petrografía observada en las rocas de los dos campos volcánicos es burdamente similar. La mineralogía de las rocas es olivino + clinopiroxeno + plagioclasa + minerales opacos ± apatito ± vidrio. Algunas de las lavas del CVLES además contienen xenocristales de olivino derivados de lherzolitas del manto superior. Otras lavas incluyen xenocristales de cuarzo con bordes de reacción de ortopiroxeno. Estos xenocristales son interpretados como material accidental de la corteza y su lugar de incorporación en el magma es incierto.

Las lavas de ambos campos tienen afinidad alcalino-sódica. Son basaltos de olivino, hawaiitas y basanitas con nefelina normativa. En el conjunto estudiado también hay tres ejemplares saturados en SiO₂ que contienen una pequeña cantidad de hiperstena normativa. Los diagramas multielementos muestran que las lavas de estos campos volcánicos están enriquecidas en los elementos traza incompatibles (LILE), no presentan anomalías negativas de Nb y Ti, lo cual es una característica de magmas generados en ambiente de intraplaca. Las tierras raras ligeras están enriquecidas con respecto a las pesadas, lo que sugiere la presencia de granate residual en la fuente donde se originaron los magmas. Los patrones de tierras raras observados pueden ser generados a partir de diferentes grados de fusión parcial del manto superior. Los datos isotópicos indican que las lavas de ambos campos (CVLES y CVO) fueron generadas a partir de una fuente en común con características de un manto enriquecido respecto al MORB y que durante su ascenso no asimilaron una proporción considerable de corteza continental.

Las pruebas para establecer el proceso petrológico dominante indican que las lavas fueron pulsos magmáticos independientes, producto de diferentes grados de fusión parcial y que en la evolución de algunas de las muestras intervinieron diferentes

grados de cristalización fraccionada de olivino, augita y plagioclasa. El hecho de que los sistemas no hayan conservado el Ti y P como elementos "conservados" indica que el apatito y titanomagnetita también fueron segregados.

Las características petrográficas (excepto que no contienen xenolitos ni xenocristales hidratados (kaersutita, escapolita y flogopita), geoquímicas, isotópicas y geocronológicas de los CVLES y CVO son similares a las que presentan algunos campos volcánicos de la parte central y norte de México dentro de la Provincia Mexicana de Cuencas y Sierras (e.g. Los Encinos en San Luis Potosí; Luhr et al., 1995, La Breña y el Jagüey en Durango; Pier et al., 1992, Ventura-Espíritu Santo en San Luis Potosí; Aranda-Gómez et al., 1993, Campo Volcánico de Camargo; Nimz et al., 1993) por lo tanto, puede considerarse a los CVLES y CVO como dos localidades nuevas de esta provincia tectono-magmática. La presencia de cristales accidentales derivados de peridotitas del manto en algunas de las muestras del CVLES soporta esta interpretación. Irónicamente, dentro de la Cuenca Carbonífera de Sabinas, no existen evidencias convincentes de fallamiento normal a gran escala. Las fallas normales post-laramídicas tienen desplazamientos pequeños, de unas cuantas decenas de metros.

| (OXIDO)% | Campo Volcánico Las Esperanzas | | | | | 1-9: Zona Occidental | | | | 10-19: Zona Oriental | | | | | | |
|--------------------------------------|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|----------------------|-------|--------|-------|----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Coa-1 | Coa-2 | Coa-3 | Coa-4 | Coa-5 | Coa-6 | Coa-7 | Coa-8 | Coa-9 | Coa-10 | Coa-11 | Coa-12 | Coa-13 | Coa-15 | Coa-16 | Coa-17 |
| % en peso | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 48.32 | 47.65 | 49.90 | 48.38 | 46.19 | 49.18 | 45.81 | 47.27 | 49.92 | 49.45 | 50.18 | 50.30 | 49.54 | 50.53 | 47.98 | 48.61 |
| TiO ₂ | 1.79 | 1.73 | 1.72 | 1.77 | 2.04 | 1.75 | 1.86 | 1.83 | 1.63 | 1.67 | 1.85 | 1.75 | 1.73 | 1.71 | 2.04 | 1.77 |
| Al ₂ O ₃ | 14.64 | 14.86 | 14.83 | 14.93 | 14.56 | 14.37 | 13.84 | 14.31 | 14.86 | 15.28 | 15.26 | 15.22 | 15.05 | 15.21 | 15.17 | 14.33 |
| Fe ₂ O ₃ (Tot) | 10.98 | 11.03 | 10.36 | 11.02 | 12.01 | 11.11 | 11.47 | 11.55 | 10.51 | 11.40 | 11.36 | 10.82 | 10.90 | 10.92 | 11.52 | 11.15 |
| MnO | 0.15 | 0.15 | 0.14 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.14 | 0.15 | 0.16 | 0.14 | 0.14 | 0.15 | 0.15 | 0.15 |
| MgO | 8.53 | 8.11 | 8.25 | 7.46 | 7.96 | 9.00 | 9.19 | 8.53 | 8.64 | 7.54 | 7.47 | 7.60 | 8.03 | 7.60 | 8.37 | 9.53 |
| CaO | 9.64 | 9.96 | 9.24 | 9.83 | 9.86 | 9.59 | 10.64 | 10.89 | 8.69 | 8.84 | 8.96 | 8.87 | 9.16 | 8.64 | 8.91 | 8.14 |
| Na ₂ O | 3.76 | 3.80 | 3.99 | 4.12 | 4.16 | 3.77 | 3.46 | 3.64 | 3.89 | 3.90 | 3.79 | 3.91 | 3.85 | 3.93 | 3.68 | 3.86 |
| K ₂ O | 1.40 | 1.34 | 1.19 | 1.35 | 1.54 | 1.02 | 1.21 | 1.08 | 1.12 | 0.80 | 1.09 | 1.01 | 1.07 | 0.90 | 1.22 | 1.06 |
| P ₂ O ₅ | 0.53 | 0.45 | 0.40 | 0.53 | 0.59 | 0.34 | 0.51 | 0.38 | 0.39 | 0.36 | 0.39 | 0.28 | 0.43 | 0.37 | 0.47 | 0.32 |
| PXC | 0.67 | 0.74 | 0.03 | 0.79 | 0.24 | -0.02 | 0.85 | 0.92 | -0.32 | -0.27 | -0.41 | -0.28 | -0.42 | -0.51 | 0.00 | 0.04 |
| Suma | 100.42 | 99.81 | 100.06 | 100.33 | 99.29 | 100.24 | 98.98 | 100.55 | 99.47 | 99.11 | 100.11 | 99.61 | 99.48 | 99.43 | 99.49 | 98.96 |
| #Mg | 64.41 | 63.13 | 64.97 | 61.2 | 60.69 | 65.37 | 65.12 | 63.26 | 65.72 | 60.638 | 60.515 | 62.085 | 63.206 | 61.863 | 62.864 | 66.577 |
| FeO* | 6.51 | 6.64 | 6.51 | 6.12 | 6.51 | 6.51 | 6.51 | 6.51 | 6.64 | 8.47 | 7.3 | 7.03 | 7.43 | 7.56 | 8.34 | 4.82 |
| ppm | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 18 | 18 | 17 | 19 | 17 | 15 | 16 | 14 | 16 | 9 | 13 | 14 | 15 | 12 | 16 | 16 |
| Sr | 781 | 718 | 676 | 722 | 851 | 567 | 761 | 651 | 656 | 502 | 571 | 578 | 588 | 498 | 722 | 609 |
| Ba | 636 | 711 | 553 | 602 | 668 | 496 | 635 | 744 | 504 | 348 | 415 | 769 | 431 | 373 | 483 | 425 |
| Y | 19 | 18 | 17 | 18 | 19 | 16 | 17 | 17 | 16 | 19 | 20 | 15 | 21 | 22 | 20 | 18 |
| Zr | 160 | 147 | 147 | 157 | 170 | 130 | 151 | 135 | 146 | 124 | 139 | 135 | 137 | 126 | 159 | 141 |
| Nb | 45 | 37 | 37 | 40 | 43 | 31 | 41 | 29 | 35 | 22 | 28 | 27 | 29 | 26 | 39 | 32 |
| V | 160 | 162 | 156 | 157 | 186 | 170 | 198 | 185 | 160 | 158 | 166 | 175 | 168 | 169 | 178 | 177 |
| Cr | 269 | 276 | 292 | 267 | 234 | 342 | 328 | 310 | 299 | 196 | 202 | 220 | 214 | 200 | 186 | 377 |
| Co | 42 | 45 | 40 | 45 | 48 | 50 | 50 | 47 | 44 | 42 | 43 | 42 | 41 | 43 | 43 | 52 |
| Ni | 192 | 204 | 179 | 195 | 142 | 218 | 144 | 145 | 195 | 118 | 126 | 133 | 135 | 135 | 140 | 263 |
| Cu | 19 | 17 | 16 | 18 | 42 | 27 | 43 | 45 | 28 | 39 | 34 | 37 | 26 | 41 | 36 | 27 |
| Zn | 87 | 84 | 86 | 93 | 100 | 91 | 92 | 95 | 93 | 100 | 96 | 95 | 90 | 98 | 96 | 102 |
| Th | 6 | 6 | 4 | 4 | 5 | 4 | 3 | 3 | 2 | 1 | 2 | 5 | 5 | 3 | 4 | 5 |
| Pb | 5 | 3 | 5 | 7 | 4 | 3 | 3 | 3 | 3 | 5 | 5 | 4 | 2 | 6 | 7 | 5 |

Tabla 2. Resultados analíticos de roca total para muestras del Campo Volcánico Las Esperanzas.
FeO* Se determinó usando el método de titulación.

20-31: Rocas del Campo Volcánico de Ocampo

| (OXIDO)% | Coa-18 | Coa-19 | Coa-20 | Coa-21 | Coa-22 | Coa-23 | Coa-24 | Coa-25 | Coa-26 | Coa-27 | Coa-28 | Coa-29 | Coa-30 | Coa-31 |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| % en peso | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 49.90 | 50.00 | 46.08 | 46.30 | 46.62 | 49.11 | 46.63 | 45.89 | 47.35 | 49.78 | 49.43 | 45.71 | 50.84 | 48.78 |
| TiO ₂ | 1.73 | 1.68 | 2.25 | 2.12 | 2.00 | 2.13 | 2.20 | 2.18 | 2.02 | 1.94 | 1.93 | 2.08 | 1.66 | 1.79 |
| Al ₂ O ₃ | 14.80 | 15.15 | 16.86 | 15.86 | 15.40 | 17.07 | 16.17 | 16.84 | 15.32 | 15.25 | 15.09 | 14.61 | 15.13 | 14.35 |
| Fe ₂ O ₃ (Tot) | 11.38 | 11.58 | 10.61 | 10.51 | 10.40 | 9.86 | 10.66 | 10.33 | 10.40 | 10.46 | 10.46 | 11.18 | 10.18 | 10.65 |
| MnO | 0.15 | 0.15 | 0.16 | 0.14 | 0.14 | 0.13 | 0.16 | 0.15 | 0.14 | 0.14 | 0.13 | 0.15 | 0.13 | 0.14 |
| MgO | 7.63 | 7.41 | 5.93 | 6.90 | 8.14 | 4.98 | 6.97 | 5.70 | 7.80 | 7.64 | 7.84 | 9.07 | 7.80 | 9.18 |
| CaO | 8.54 | 8.68 | 9.24 | 9.38 | 9.41 | 9.05 | 9.20 | 9.51 | 9.38 | 8.75 | 8.62 | 8.72 | 8.38 | 9.01 |
| Na ₂ O | 3.81 | 4.01 | 4.94 | 4.42 | 3.78 | 4.99 | 4.68 | 5.23 | 4.37 | 4.29 | 4.16 | 4.59 | 3.93 | 4.13 |
| K ₂ O | 0.91 | 0.85 | 1.96 | 1.74 | 1.64 | 1.63 | 1.81 | 1.95 | 1.69 | 1.28 | 1.25 | 1.16 | 0.89 | 1.20 |
| P ₂ O ₅ | 0.41 | 0.36 | 0.86 | 0.76 | 0.75 | 0.75 | 0.85 | 0.96 | 0.75 | 0.53 | 0.54 | 0.92 | 0.34 | 0.52 |
| PXC | 0.12 | -0.33 | -0.07 | 0.39 | 1.14 | -0.10 | -0.17 | -0.01 | 0.38 | -0.16 | -0.16 | 1.50 | -0.07 | 0.35 |
| Suma | 99.37 | 99.53 | 98.81 | 98.52 | 99.42 | 99.60 | 99.16 | 98.71 | 99.61 | 99.88 | 99.28 | 99.69 | 99.23 | 100.10 |
| #Mg | 60.999 | 59.87 | 56.572 | 60.494 | 64.589 | 54.054 | 60.379 | 56.245 | 63.613 | 62.988 | 63.597 | 65.415 | 64.11 | 66.767 |
| FeO* | 6.12 | 7.56 | 6.26 | 5.6 | 4.95 | 6.12 | 6.38 | 5.34 | 5.21 | 5.99 | 5.47 | 5.6 | 6.26 | 6.26 |
| ppm | | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 14 | 13 | 23 | 21 | 22 | 22 | 22 | 25 | 21 | 17 | 16 | 20 | 15 | 19 |
| Sr | 494 | 499 | 1249 | 1124 | 1133 | 1116 | 1166 | 1228 | 1122 | 797 | 787 | 1204 | 662 | 881 |
| Ba | 367 | 340 | 826 | 706 | 652 | 752 | 734 | 840 | 736 | 509 | 488 | 648 | 392 | 591 |
| Y | 21 | 18 | 22 | 21 | 20 | 24 | 23 | 22 | 19 | 20 | 19 | 22 | 17 | 20 |
| Zr | 119 | 120 | 211 | 199 | 185 | 186 | 204 | 203 | 186 | 157 | 153 | 213 | 139 | 154 |
| Nb | 24 | 23 | 70 | 59 | 51 | 52 | 63 | 66 | 54 | 34 | 34 | 66 | 25 | 43 |
| V | 159 | 153 | 198 | 183 | 167 | 171 | 186 | 190 | 189 | 163 | 150 | 202 | 173 | 170 |
| Cr | 217 | 205 | 45 | 96 | 177 | 35 | 94 | 51 | 175 | 224 | 215 | 238 | 267 | 291 |
| Co | 46 | 44 | 34 | 39 | 43 | 27 | 38 | 35 | 42 | 41 | 42 | 47 | 43 | 46 |
| Ni | 153 | 122 | 77 | 123 | 154 | 39 | 116 | 78 | 152 | 140 | 149 | 206 | 168 | 176 |
| Cu | 38 | 35 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 18 | 30 | 29 | 41 | 37 |
| Zn | 91 | 92 | 100 | 95 | 93 | 90 | 103 | 95 | 95 | 95 | 91 | 111 | 96 | 47 |
| Th | 6 | 5 | 4 | 5 | 4 | 6 | 6 | 7 | 5 | 4 | 6 | 7 | 4 | 8 |
| Pb | 5 | 3 | 5 | 5 | 4 | 6 | 5 | 7 | 5 | 5 | 2 | 7 | 4 | 5 |

| | Campo Volcánico Las Esperanzas: Coa1-Coa9: Zona Occidente, Coa10-Coa17: Zon | | | | | | | | | | Campo Volcánico de Ocampo: Coa21-Coa31 | | | | | |
|-----|---|---------|---------|-------|--------|---------|--------|---------|---------|---------|--|---------|---------|---------|---------|-------|
| | COA-1 | COA-4 | COA-6 | COA-8 | COA-9 | COA-10 | COA-12 | COA-13 | COA-17 | COA21 | COA-23 | COA-25 | COA-27 | COA-29 | COA-31 | %der |
| La | 28.2 | 18.78 | 13.95 | 19.2 | 20.68 | 18.17 | 11.16 | 22.38 | 18.40 | 37.16 | 27.75 | 45.51 | 25.99 | 42.73 | 18.04 | 0.109 |
| Ce | 44.39 | 35.20 | 28.37 | 33.03 | 33.62 | 30.856 | 22.92 | 37.31 | 29.56 | 60.34 | 51.25 | 72.51 | 43.06 | 66.66 | 35.93 | 1.053 |
| Pr | 5.64 | 4.49 | 3.75 | 4.58 | 4.28 | 4.139 | 3.05 | 4.91 | 3.81 | 7.84 | 6.57 | 9.42 | 5.66 | 8.49 | 4.63 | 0.042 |
| Nd | 19.100 | 15.87 | 13.95 | 16.65 | 14.78 | 14.817 | 11.62 | 17.26 | 13.57 | 27.01 | 23.27 | 31.73 | 20.10 | 28.64 | 16.50 | 0.097 |
| Sm | 4.28 | 3.62 | 3.45 | 4 | 3.5 | 3.733 | 2.90 | 4.12 | 3.36 | 5.69 | 5.11 | 6.42 | 4.73 | 5.90 | 3.79 | 0.020 |
| Eu | 1.7 | 1.44 | 1.38 | 1.6 | 1.47 | 1.5 | 1.26 | 1.59 | 1.49 | 2.18 | 1.90 | 2.38 | 1.83 | 2.18 | 1.46 | 0.002 |
| Gd | 4.37 | 4.30 | 4.20 | 4.12 | 3.72 | 4.148 | 3.54 | 4.39 | 3.71 | 5.45 | 5.68 | 6.03 | 4.84 | 5.60 | 4.26 | 0.003 |
| Tb | 0.72 | 0.77 | 0.77 | 0.67 | 0.63 | 0.721 | 0.65 | 0.74 | 0.64 | 0.84 | 0.94 | 0.93 | 0.77 | 0.87 | 0.72 | 0.001 |
| Dy | 3.54 | 3.36 | 3.35 | 3.34 | 3.16 | 3.641 | 2.77 | 3.72 | 3.26 | 3.91 | 3.92 | 4.29 | 3.72 | 4.04 | 2.88 | 0.003 |
| Ho | 0.73 | 0.79 | 0.79 | 0.69 | 0.66 | 0.777 | 0.63 | 0.79 | 0.68 | 0.77 | 0.86 | 0.86 | 0.75 | 0.79 | 0.65 | 0.001 |
| Er | 1.67 | 1.64 | 1.67 | 1.6 | 1.52 | 1.796 | 1.32 | 1.81 | 1.61 | 1.71 | 1.76 | 1.90 | 1.66 | 1.70 | 1.32 | 0.008 |
| Tm | 0.24 | 0.27 | 0.27 | 0.23 | 0.22 | 0.262 | 0.22 | 0.26 | 0.23 | 0.24 | 0.27 | 0.27 | 0.23 | 0.23 | 0.22 | 0.000 |
| Yb | na | 1.02 | 0.98 | na | na | na | 0.80 | na | na | na | 0.99 | na | na | na | 0.73 | 0.000 |
| Lu | 0.26 | 0.23 | 0.23 | 0.25 | 0.25 | 0.275 | 0.18 | 0.28 | 0.26 | 0.26 | 0.23 | 0.27 | 0.24 | 0.23 | 0.18 | 0.000 |
| La/ | 108.462 | 80.2615 | 59.6269 | 76.8 | 84.065 | 66.0727 | 61.975 | 79.6477 | 69.7121 | 144.023 | 118.59 | 166.095 | 106.529 | 184.172 | 100.208 | |

Tabla3: Datos analíticos obtenidos por la técnica de ICP-MS.

na: no analizados

Tabla 4 . Resultados de isótopos obtenidos en el LUGIS por la técnica de espectrometría de masas

| Muestra | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\pm 1\sigma$ | n | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 1\sigma$ | n | ϵNd | $\pm 1\sigma$ |
|---------|---------------------------------|---------------|----|-----------------------------------|---------------|----|---------------------|---------------|
| Coa-1 | 0.703338 | 45 | 58 | 0.512917 | 24 | 58 | 5.44 | 0.47 |
| Coa-8 | 0.703588 | 34 | 56 | 0.512894 | 19 | 60 | 4.99 | 0.37 |
| Coa-9 | 0.703393 | 42 | 59 | 0.512901 | 29 | 47 | 5.13 | 0.57 |
| Coa-10 | 0.703555 | 44 | 58 | 0.512909 | 28 | 60 | 5.29 | 0.55 |
| Coa-13 | 0.703531 | 39 | 58 | 0.512897 | 21 | 56 | 5.05 | 0.41 |
| Coa-17 | 0.703439 | 40 | 60 | 0.512922 | 26 | 56 | 5.54 | 0.51 |
| Coa-21 | 0.703375 | 34 | 58 | 0.512953 | 26 | 54 | 6.14 | 0.51 |
| Coa-25 | 0.703368 | 34 | 56 | 0.512946 | 26 | 58 | 6.01 | 0.51 |
| Coa-27 | 0.703465 | 45 | 55 | 0.512948 | 19 | 59 | 6.05 | 0.37 |
| Coa-29 | 0.703376 | 49 | 54 | 0.512948 | 22 | 58 | 6.05 | 0.43 |

| | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 1sd% | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 1sd% | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 1sd% | n |
|--------|-----------------------------------|-------|-----------------------------------|-------|-----------------------------------|-------|-----|
| Coa-1 | 18.5966 | 0.021 | 15.5521 | 0.028 | 38.2499 | 0.034 | 92 |
| Coa-8 | 18.5064 | 0.031 | 15.5718 | 0.039 | 38.2879 | 0.053 | 99 |
| Coa-9 | 18.6617 | 0.025 | 15.5644 | 0.029 | 38.3449 | 0.033 | 99 |
| Coa-10 | 18.6536 | 0.04 | 15.5776 | 0.057 | 38.3775 | 0.075 | 100 |
| Coa-13 | 18.6347 | 0.021 | 15.554 | 0.024 | 38.2874 | 0.027 | 99 |
| Coa-17 | 18.6368 | 0.022 | 15.5824 | 0.027 | 38.3717 | 0.034 | 98 |
| Coa-21 | nd | | nd | | nd | | |
| Coa-25 | 18.4841 | 0.017 | 15.5596 | 0.017 | 38.179 | 0.017 | 97 |
| Coa-27 | 18.4688 | 0.018 | 15.5596 | 0.017 | 38.1542 | 0.018 | 98 |
| Coa-29 | 18.4456 | 0.017 | 15.5469 | 0.018 | 38.0774 | 0.017 | 97 |

Análisis realizados con el espectrómetro de masas Finnigan MAT 262
 valor del laboratorio del estándar SRM987: 0.710234 ± 18 (en las dos últimas cifras) n= 218
 valor del laboratorio del estándar Nd la Jolla: 0.511880 ± 22 (en las dos últimas cifras) n=116
 valores aceptados del estándar NBS981
 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 16.9371, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.4913, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 36.7312
 valores del laboratorio del estándar NBS981: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 16.8915 1sd 0.03%
 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.4267 1sd 0.05% $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 36.5053 1sd 0.06%
 Las relaciones isotópicas de Sr y Nd fueron corregidas por fraccionamiento usando: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.1194$ y
 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Los errores $\pm 1\sigma$ se refieren a los 2 últimos dígitos.

ANEXO 1 *Campo Volcánico Las Esperanzas: Zona Occidente* *Zona Oriente:(Coa-10 a Coa-19)*

| Norm | Coa-1 | Coa-2 | Coa-3 | Coa-4 | Coa-5 | Coa-6 | Coa-7 | Coa-8 | Coa-9 | Coa-10 | Coa-11 | Coa-12 | Coa-13 | Coa-15 | Coa-16 | Coa-17 | Coa-18 | Coa-19 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Q | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| or | 8.40 | 8.10 | 7.09 | 8.11 | 9.27 | 6.10 | 7.35 | 6.48 | 6.70 | 4.80 | 6.48 | 6.02 | 6.40 | 5.37 | 7.30 | 6.43 | 5.50 | 5.07 |
| ab | 22.29 | 20.29 | 28.20 | 22.62 | 15.42 | 25.66 | 15.02 | 17.66 | 30.24 | 32.16 | 31.48 | 32.15 | 29.05 | 33.57 | 25.44 | 28.37 | 32.76 | 33.24 |
| an | 19.13 | 19.84 | 19.19 | 18.52 | 16.84 | 19.38 | 19.21 | 19.76 | 20.01 | 22.15 | 21.48 | 21.21 | 20.81 | 21.38 | 21.57 | 19.00 | 20.92 | 21.04 |
| lc | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| ne | 5.35 | 6.76 | 3.16 | 6.86 | 11.06 | 3.47 | 8.16 | 7.34 | 1.61 | 0.73 | 0.38 | 0.66 | 2.07 | 0.00 | 3.33 | 2.68 | 0.00 | 0.57 |
| C | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| ac | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| ns | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Di wo | 10.92 | 11.61 | 10.31 | 11.61 | 12.34 | 11.08 | 13.40 | 13.69 | 8.89 | 8.47 | 8.72 | 9.02 | 9.44 | 8.25 | 8.58 | 8.48 | 8.25 | 8.52 |
| Di en | 6.65 | 6.93 | 6.33 | 6.76 | 7.18 | 6.81 | 8.23 | 8.19 | 5.48 | 4.87 | 5.04 | 5.33 | 5.65 | 4.84 | 5.15 | 5.30 | 4.78 | 4.84 |
| Di fs | 3.66 | 4.07 | 3.38 | 4.28 | 4.57 | 3.62 | 4.39 | 4.76 | 2.88 | 3.22 | 3.27 | 3.24 | 3.29 | 3.00 | 2.96 | 2.66 | 3.09 | 3.31 |
| Hy en | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.98 | 0.00 | 0.00 | 1.37 | 0.00 |
| Hy fs | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.60 | 0.00 | 0.00 | 0.89 | 0.00 |
| Ol fo | 10.46 | 9.61 | 10.13 | 8.50 | 9.18 | 11.09 | 10.80 | 9.41 | 11.46 | 10.00 | 9.61 | 9.72 | 10.25 | 9.36 | 11.26 | 13.31 | 9.29 | 9.73 |
| Ol fa | 6.35 | 6.22 | 5.96 | 5.94 | 6.45 | 6.50 | 6.35 | 6.04 | 6.64 | 7.30 | 6.89 | 6.52 | 6.59 | 6.40 | 7.14 | 7.38 | 6.63 | 7.35 |
| mt | 2.19 | 2.22 | 2.06 | 2.21 | 2.42 | 2.21 | 2.33 | 2.31 | 2.10 | 2.29 | 2.25 | 2.16 | 2.17 | 2.18 | 2.31 | 2.25 | 2.29 | 2.31 |
| he | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| il | 3.44 | 3.34 | 3.30 | 3.41 | 3.95 | 3.34 | 3.64 | 3.52 | 3.13 | 3.23 | 3.53 | 3.36 | 3.33 | 3.28 | 3.93 | 3.44 | 3.34 | 3.22 |
| ap | 1.17 | 1.01 | 0.88 | 1.18 | 1.32 | 0.75 | 1.14 | 0.84 | 0.87 | 0.79 | 0.86 | 0.62 | 0.94 | 0.81 | 1.04 | 0.72 | 0.90 | 0.79 |
| | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |

Norma CIPW: Calculada usando 0.15 para Fe₂O₃

ANEXO 1

Campo Volcánico de Ocampo

| | Coa-20 | Coa-21 | Coa-22 | Coa-23 | Coa-24 | Coa-25 | Coa-26 | Coa-27 | Coa-28 | Coa-29 | Coa-30 | Coa-31 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Q | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| or | 11.84 | 10.61 | 9.96 | 9.77 | 10.88 | 11.82 | 10.14 | 7.66 | 7.52 | 7.03 | 5.34 | 7.16 |
| ab | 15.65 | 17.72 | 19.38 | 26.67 | 17.56 | 14.39 | 19.26 | 29.38 | 29.70 | 20.26 | 33.78 | 25.23 |
| an | 18.37 | 18.79 | 20.70 | 19.56 | 18.01 | 17.07 | 17.46 | 18.72 | 19.06 | 16.28 | 21.32 | 17.25 |
| lc | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| ne | 14.63 | 11.21 | 7.29 | 8.67 | 12.28 | 16.67 | 9.93 | 3.89 | 3.22 | 10.65 | 0.00 | 5.47 |
| C | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| ac | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| ns | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Di wo | 9.72 | 10.24 | 9.49 | 8.94 | 9.74 | 10.60 | 10.62 | 9.16 | 8.83 | 9.45 | 7.90 | 10.42 |
| Di cn | 5.46 | 6.04 | 5.87 | 4.86 | 5.74 | 5.92 | 6.49 | 5.54 | 5.37 | 5.89 | 4.79 | 6.55 |
| Di fs | 3.86 | 3.69 | 3.05 | 3.77 | 3.50 | 4.25 | 3.51 | 3.12 | 2.95 | 2.98 | 2.66 | 3.21 |
| Hy cn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.86 | 0.00 |
| Hy fs | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.59 | 0.00 |
| Ol fo | 6.78 | 8.20 | 10.52 | 5.42 | 8.38 | 6.04 | 9.35 | 9.61 | 10.16 | 12.21 | 8.52 | 11.68 |
| Ol fa | 5.29 | 5.53 | 6.03 | 4.64 | 5.64 | 4.78 | 5.58 | 5.98 | 6.17 | 6.83 | 5.23 | 6.32 |
| mt | 2.14 | 2.13 | 2.11 | 1.97 | 2.14 | 2.08 | 2.09 | 2.08 | 2.09 | 2.27 | 2.04 | 2.13 |
| hc | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| il | 4.36 | 4.13 | 3.91 | 4.10 | 4.25 | 4.23 | 3.91 | 3.71 | 3.72 | 4.07 | 3.20 | 3.45 |
| ap | 1.92 | 1.70 | 1.68 | 1.65 | 1.89 | 2.14 | 1.66 | 1.16 | 1.19 | 2.07 | 0.76 | 1.14 |
| | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |

Norma CIPW: Calculada usando 0.15 para Fe₂O₃

Relación de Muestras, Sabinas.

LISTA DE MUESTRAS

| CLAVE | COORDENADAS UTM | ZONA | CLASIFICACION QUIMICA | COLOR | MINERALES C/LUPA | Lavado con HCl |
|--------|--------------------|-----------|-----------------------|-------------|------------------|----------------|
| COA-1 | 14 255953 R3081444 | OCCIDENTE | HAWAIIITA | GRIS-PARDO | OL | HCl |
| COA-2 | 14 262963 R3083824 | OCCIDENTE | HAWAIIITA | GRIS-OSCURO | OL | HCl |
| COA-3 | 14 261372 R3076957 | OCCIDENTE | HAWAIIITA | GRIS-PARDO | OL | HCl |
| COA-4 | 14 263878 R3081591 | OCCIDENTE | HAWAIIITA | GRIS-OSCURO | OL | HCl |
| COA-5 | 14 265672 R3058631 | OCCIDENTE | HAWAIIITA | GRIS-OSCURO | OL | HCl |
| COA-6 | 14 257923 R3055691 | OCCIDENTE | BASALTO | GRIS-OSCURO | OL | HCl |
| COA-7 | 14 259795 R3056922 | OCCIDENTE | BASALTO | GRIS-OSCURO | OL | HCl |
| COA-8 | 14 262706 R3058271 | OCCIDENTE | BASALTO | GRIS-OSCURO | OL | HCl |
| COA-9 | 14 290106 R3081711 | CENTRO/OC | HAWAIIITA | GRIS-PARDO | OL | HCl |
| COA-10 | 14 288753 R3076162 | ORIENTE | BASALTO | GRIS-OSCURO | OL | no |
| COA-11 | 14 281709 R3067796 | ORIENTE | BASALTO | GRIS-CLARO | OL | no |
| COA-12 | 14 284740 R3060279 | ORIENTE | BASALTO | GRIS-CLARO | OL | HCl |
| COA-13 | 14 287412 R3070161 | ORIENTE | BASALTO | GRIS-OSCURO | OL | no |
| COA-14 | 14 301680 R3065592 | ORIENTE | BASALTO | GRIS-CLARO | OL | no |
| COA-15 | 14 303137 R3067092 | ORIENTE | BASALTO | GRIS-OSCURO | OL | no |
| COA-16 | 14 299397 R3060450 | ORIENTE | BASALTO | GRIS-OSCURO | OL | HCl |
| COA-17 | 14 299068 R3060077 | ORIENTE | BASALTO | GRIS-OSCURO | OL | HCl |
| COA-18 | 14 300203 R3061454 | ORIENTE | BASALTO | GRIS-OSCURO | OL | no |
| COA-19 | 14 292762 R3075068 | ORIENTE | BASALTO | GRIS-OSCURO | OL | no |
| COA-20 | 13 749060 R3023149 | OCAMPO | BASANITA | GRIS-OSCURO | OL | HCl |
| COA-21 | 13 749492 R3023112 | OCAMPO | HAWAIIITA | GRIS-OSCURO | OL+PX | HCl |
| COA-22 | 13 749090 R3021635 | OCAMPO | BASANITA | GRIS-OSCURO | OL+PX | no |
| COA-23 | 13 749104 R3022877 | OCAMPO | HAWAIIITA | GRIS-OSCURO | OL | no |
| COA-24 | 13 750521 R3023432 | OCAMPO | BASANITA | GRIS-OSCURO | OL | no |
| COA-25 | 13 753270 R3022964 | OCAMPO | BASANITA | GRIS-OSCURO | OL | no |
| COA-26 | 13 751080 R3024116 | OCAMPO | HAWAIIITA | GRIS-OSCURO | OL+PX | no |
| COA-27 | 13 751325 R3023701 | OCAMPO | HAWAIIITA | GRIS-OSCURO | OL | no |
| COA-28 | 13 751351 R3023214 | OCAMPO | HAWAIIITA | GRIS-OSCURO | OL+PX | no |
| COA-29 | 13 769050 R3010389 | OCAMPO | BASANITA | GRIS-OSCURO | OL | HCl |
| COA-30 | 13 770026 R3010389 | OCAMPO | BASALTO | GRIS-OSCURO | OL | HCl |
| COA-31 | 13 779883 R2999658 | OCAMPO | HAWAIIITA | GRIS-OSCURO | OL | HCl |

| COA-17 | Roca total | | Volumen isotópico | | | | |
|------------------|----------------------------|----|-------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| Pasos | Potencia del Laser (Watts) | | ⁴⁰ Ar | ³⁹ Ar | ³⁸ Ar | ³⁷ Ar | ³⁶ Ar |
| | 1 | 12 | 9.139+-0.077 | 4.501+-0.212 | 0.477+-0.068 | 0.138+-0.009 | 0.039+-0.002 |
| porcentaje Total | | | 8.987+-0.077 | 4.450+-0.212 | 0.463+-0.068 | 20.799+-0.00 | 0.033+-0.002 |

Relaciones isotópicas

| ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁸ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁷ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁶ Ar/ ³⁹ Ar |
|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| 2.031+-0.048 | 0.106+-0.150 | 0.031+-0.083 | 0.009+-0.068 |
| 2.020+-0.024 | 0.104+-0.077 | 4.674+-0.024 | 0.007+-0.037 |

Correlación de datos isotópicos

| ³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar | ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar | r |
|------------------------------------|------------------------------------|-------|
| 0.003120+-0.000239 | 0.500967+-0.024746 | 0.033 |

| Ca/K | Cl/K | % ⁴⁰ Ar atm | f ³⁹ Ar | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar | Edad |
|-------|------|------------------------|--------------------|-------------------------------------|------------|
| 8.582 | 0.02 | 90.14 | 100 | 0.170+-0.130 | 0.60+-0.46 |
| 8.582 | 0.02 | ERR | 100 | 0.170+-0.065 | 0.60+-0.23 |

| | |
|--|--------------------|
| J= | 0.001955+-0.000006 |
| Volumen ³⁹ ArK= | 44.5 |
| Edad Integrada= | 0.60+-0.23 |
| Edad de Meseta= | 0.60+-0.23 |
| % ³⁹ ArK para PA= | 100 |
| Edad de correlación isotópica= | ERR |
| Relación inicial ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar= | ERR |
| MSWD= | 100 |

Producción de relaciones isotópicas

| | |
|---|---|
| (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)K | 0.0302 |
| (³⁷ Ar/ ³⁹ Ar)Ca | 1416.4306 |
| (³⁶ Ar/ ³⁹ Ar)Ca | 0.3952 |
| Ca/K | 1.83X(³⁷ ArCa/ ³⁹ ArK) |

| COA-17 | Roca total | | Volumen isotópico | | | | |
|------------------|----------------------------|----|-------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| Pasos | Potencia del Laser (Watts) | | ⁴⁰ Ar | ³⁹ Ar | ³⁸ Ar | ³⁷ Ar | ³⁶ Ar |
| | 1 | 12 | 2.021+-0.013 | 0.558+-0.004 | 0.120+-0.003 | 0.042+-0.002 | 0.010+-0.001 |
| porcentaje Total | | | 1.766+-0.013 | 0.543+-0.004 | 0.115+-0.003 | 4.263+-0.002 | 0.006+-0.001 |

Relaciones isotópicas

| | | | |
|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁸ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁷ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁶ Ar/ ³⁹ Ar |
| 3.621+-0.010 | 0.215+-0.029 | 0.075+-0.042 | 0.017+-0.119 |
| 3.254+-0.005 | 0.212+-0.015 | 7.855+-0.004 | 0.010+-0.102 |

Correlación de datos isotópicos

| | | |
|------------------------------------|------------------------------------|-------|
| ³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar | ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar | r |
| 0.002591+-0.000668 | 0.308435+-0.003326 | 0.031 |

| Ca/K | Cl/K | % ⁴⁰ Ar atm | f ³⁹ Ar | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar | Edad |
|--------|------|------------------------|--------------------|-------------------------------------|--------------|
| 14.455 | | 0.045 | 75 | 100 | 0.788+-0.632 |
| 14.455 | | 0.045 ERR | | 100 | 0.788+-316 |
| | | | | | 2.78+-2.23 |
| | | | | | 0.278+-1.11 |

| | |
|--|---|
| J= | 0.001955+-0.000006 |
| Volumen ³⁹ ArK= | 5.43 |
| Edad Integrada= | 2.78+-1.11 |
| Edad de Meseta= | 2.78+-1.11 |
| % ³⁹ ArK para PA= | 100 |
| Edad de correlación isotópica= | ERR |
| Relación inicial ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar= | ERR |
| MSWD= | 0 |
| % ³⁹ ArK para CA | 100 |
| Producción de relaciones isotópicas | |
| (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)K | 0.0302 |
| (³⁷ Ar/ ³⁹ Ar)Ca | 1416.4306 |
| (³⁶ Ar/ ³⁹ Ar)Ca | 0.3952 |
| Ca/K | 1 83X(³⁷ ArCa/ ³⁹ ArK) |

ANEXO 3

Datos obtenidos por la técnica de ³⁹Ar/⁴⁰Ar para muestras del campo volcánico Las Esperanzas y Ocampo. En los laboratorios de la Universidad de Queen's, Canadá.

| COA-25 | | Roca total | | Volumen isotópico | | | | |
|------------------|---|------------|----------------------------|-------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| Pasos | 1 | 2 | Potencia del Laser (Watts) | ⁴⁰ Ar | ³⁹ Ar | ³⁸ Ar | ³⁷ Ar | ³⁶ Ar |
| | 1 | 2 | | 0.647 | 0.482+-0.004 | 0.200+-0.004 | 0.007+-0.001 | 0.004+-0.001 |
| | 2 | 12 | | 4.756+-0.029 | 4.270+-0.019 | 1.160+-0.016 | 0.088+-0.002 | 0.015+-0.002 |
| porcentaje Total | | | | 4.865+-0.029 | 4.698+-0.019 | 1.331+-0.16 | 9.791+-0.002 | 0.010+-0.002 |

| Relaciones isotópicas | | | |
|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁸ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁷ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁶ Ar/ ³⁹ Ar |
| 1.344+-0.012 | 0.415+-0.022 | 0.014+-0.179 | 0.009+-0.290 |
| 1.114+-0.007 | 0.272+-0.014 | 0.021+-0.025 | 0.003+-0.110 |
| 1.036+-0.004 | 0.283+-0.006 | 2.084+-0.002 | 0.002+-0.097 |

Correlación de datos isotópicos

| Ca/K | Cl/K | ³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar | ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar | r |
|------|-------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------|
| | | 0.001306+-0.003240 | 1.200516+-0.025205 | 0.002 |
| | | 0.001803+-0.000367 | 0.974510+-0.007866 | 0.026 |
| | | % ⁴⁰ Ar atm | f ³⁹ Ar | |
| | 1.726 | 0.092 | 30.62 | 9.95 0.569+-0.797 2.00+-2.81 |
| | 4.051 | 0.059 | 48.3 | 90.05 0.512+-0.112 1.82+-0.39 |
| | 3.819 | 0.075 ERR | | 100 0.516+-0.064 1.84+-0.23 |

| | |
|--|---|
| J= | 0.001955+-0.000006 |
| Volumen ³⁹ ArK= | 46.98 |
| Edad Integrada= | 1.84+-0.23 |
| Edad de Meseta= | 1.82+-0.20 |
| % ³⁹ ArK para PA= | 90.05 |
| Edad de correlación isotópica= | ERR |
| Relación inicial ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar= | ERR |
| MSWD= | 0 |
| % ³⁹ ArK para CA | 100 |
| Producción de relaciones isotópicas | |
| (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)K | 0.0302 |
| (³⁷ Ar/ ³⁹ Ar)Ca | 1416.4306 |
| (³⁶ Ar/ ³⁹ Ar)Ca | 0.3952 |
| Ca/K | 1.83X(³⁷ ArCa/ ³⁹ ArK) |

| COA-29 Pasos | Roca total | | Volumen isotópico | | | | |
|------------------|----------------------------|--|-------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| | Potencia del Laser (Watts) | | ⁴⁰ Ar | ³⁹ Ar | ³⁸ Ar | ³⁷ Ar | ³⁶ Ar |
| 1 | 2 | | 20.423+-0.08 | 0.807+-0.008 | 0.239+-0.010 | 0.053+-0.003 | 0.073+-0.003 |
| 2 | 7 | | 22.278+-0.11 | 1.701+-0.010 | 0.445+-0.009 | 0.057+-0.003 | 0.089+-0.003 |
| 3 | 12 | | 27.222+-0.09 | 2.700+-0.015 | 0.727+-0.015 | 0.126+-0.004 | 0.100+-0.003 |
| porcentaje Total | | | 69.021+-0.17 | 4.968+-0.019 | 1.329+-0.021 | 21.695+-0.00 | 0.223+-0.005 |

| Relaciones isotópicas | | | |
|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁸ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁷ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁶ Ar/ ³⁹ Ar |
| 25.311+-0.01 | 0.296+-0.043 | 0.066+-0.052 | 0.090+-0.037 |
| 13.098+-0.00 | 0.262+-0.022 | 0.034+-0.047 | 0.052+-0.032 |
| 10.084+-0.00 | 0.269+-0.022 | 0.047+-0.032 | 0.037+-0.035 |
| 13.893+-0.00 | 0.268+-0.008 | 4.367+-0.002 | 0.045+-0.012 |

Correlación de datos isotópicos

| Ca/K | Cl/K | ³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar | ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar | r |
|--------|-------|------------------------------------|------------------------------------|--------------|
| 12.765 | 0.061 | 0.003224+-0.000175 | 0.038001+-0.000525 | 0.407 |
| 4.398 | 0.054 | 0.003180+-0.000143 | 0.072196+-0. | 0.169 |
| 8.819 | 0.057 | 0.003088+-0.000139 | 0.097206+-0.000662 | 0.111 |
| 8.016 | 0.057 | ERR | 100 | 0.968+-0.157 |

| | |
|--|---|
| J= | 0.001955+-0.000006 |
| Volumen ³⁹ ArK= | 49.68 |
| Edad Integrada= | 3.41+-0.55 |
| Edad de Meseta= | 3.41+-0.55 |
| % ³⁹ ArK para PA= | 100 |
| Edad de correlación isotópica= | 2.72+-10.32 |
| Relación inicial ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar= | 299.50+-1671.77 |
| MSWD= | 0.18 |
| % ³⁹ ArK para CA | 100 |
| Producción de relaciones isotópicas | |
| (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)K | 0.0302 |
| (³⁷ Ar/ ³⁹ Ar)Ca | 1416.4306 |
| (³⁶ Ar/ ³⁹ Ar)Ca | 0.3952 |
| Ca/K | 1.83X(³⁷ ArCa/ ³⁹ ArK) |

CAPITULO 7

REFERENCIAS

- Adams, W.E., 1881, Coals in México, Santa Rosa District: Trans. A. I. M. E, v.10.
- Aguirre-Díaz, G.J., and McDowell, F.W., 1991, The volcanic Section at Nazas, Durango, México, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: Journal. of Geophysical. Research, v. 96, no. B8, p. 13373-13388.
- Aranda-Gómez, J.J., Nieto-Samaniego, A.F., 1993, Localidades recién descubiertas con xenolitos del manto y de la base de la corteza en el estado de San Luis Potosí: Instituto de Geología, UNAM, Boletín 106, p. 23-36
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F. y Pier, J., 1993, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos provenientes del manto y de la base de la corteza del Estado de San Luis Potosí: Instituto de Geología, UNAM, Boletín 106, p. 1-22
- Aranda-Gómez, J.J. y Luhr, J.F., 1996, Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, México: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 74, p. 1-18
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., y McDowell, F.W., 1997, Cenozoic volcanism and tectonics in NW Mexico a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces, in Aguirre-Díaz, G.L., Aranda-Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., y 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, p. 41-84.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., and Housh, T.B., 1998, The Aguachile and La Herradura synclines, southeastern Chihuahua: Evidence for late-Cenozoic reactivation of the San Marcos fault: GEOS, Época II, v. 18, no. 4, p. 304-305
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., 1999, Reconnaissance geology of Isla Isabel, Nayarit, Mexico: GEOS, v. 19, p. 320.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C., Luhr, J., 2000, Evolución Tectonomagmática post- Paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII: p. 59-71
- Baldrige, W.S., 1979, Petrology and petrogenesis of Plio-Pleistocene basaltic rocks from the central Rio Grande Rift, New Mexico, and their relation to rift structure. In. Rio Grande Rift: Tectonics and Magmatism, Eds. Riecker, R. E. American Gephys. Union, Whashington, D.C. p. 323-353.
- Best, M.G., y Brimhall, W.H., 1974, Late Cenozoic alkalic basaltic magmas in the western Colorado Plateau and the Basin and Range transition zone, USA, and their bearing on mantle dynamics: Geological Society of America, Bulletin. 85. p. 1677-1690.
- Blatter, D.L., and Carmichael, I.S.E., 1998 Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle: Geolgy, v. 26, no. 11, p. 1035-1038

Bryant, W.R., Antoine, J., Ewing, M. y Jones, B., 1968, Structure of Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico: American Association Petroleum Geologist, Bulletin, v. 52, p.1204-1228

Buffler, R.T., Shaub, F.J., Worzel, J.L. y Watkins, J.S., 1979 Gravity slide origin for the Mexican Ridges foldbelt, southwestern Gulf of Mexico: American Association Petroleum Geologist, Bulletin, v. 63, p.426

Cameron, K.L., Clark, L.F., and Cameron, M., 1983, A preliminary report on the nature of the lower crust and upper mantle beneath Southeastern Chihuahua, in El Paso Geological Society Guidebook, p. 102-107

Cameron, K.L., Robinson, J.V., Niemeyer, S., Nimz, G.J., Kuentz, D.C., Harmon, R.S., Bohlen, S. R., and Collerson, K.D., 1992, Contrasting styles of +pre-Cenozoic and mid-Tertiary crustal evolution in northern Mexico: evidence from deep crustal xenoliths from La Olivina: Journal of Geophysical Research, v. 97, no. B12, p. 17,353-17,376

Clague, D.A., Frey, A., 1982, Petrology and trace element Geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the Oceanic Mantle below Hawaii: Journal of Petrology, 23: 447-504

Consejo de Recursos Minerales, 1994, Inventario minero y exploración del carbón en el estado de Coahuila. Secretaría de energía, minas e industria paraestatal. Secretaría de minas.

Cox, K. G., Bell, J. D., y Pankhurst, R. J., 1979, The Interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London, p.450.

Cuevas, L. A., 1988, Análisis de subsidencia e historia térmica en la Cuenca de Sabinas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, XXXVI: p. 56-100.

De Cserna, Z., 1984, Margen continental de colision activo en la parte suroccidental del Golfo de Mexico: Revista del Instituto de Geología, v. 5, no. 2. p. 255-261.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., and Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIII(1): p 1-26

Evensen, N.M., Hamilton, P, J., y O'Nions, R.K., 1978, Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42. p.1199-1212.

Ferrari, L., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., and Rosas-Elguera, J.G., 1999, Tectónica y volcanismo terciarios en el centro y sur de México: ¿hasta donde queremos llegar con el Basin and Range?: GEOS, v. 19, no. 4, p. 312.

Frey, F.A., Green, D,H & Roy, S,D., 1977, Integrated Models of basalt petrogenesis: A Study of Quartz Tholeiites to Melilitites from South Eastern Australia Utilizing Geochemical and Experimental Petrological Data: Journal of Petrology, 19: p.463-513.

Galicia, E.M., 1991, Geology and reserves of coal deposits in Mexico: in Salas, G. P., Ed., Geology of North America. Economic Geology, México:Geological Society of America. P-3, p.131-160.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. Tectonophysics. Special volume on "Post-laramide magmatism and tectonics in Mexico and plate interaction", 318(1):p.281-302.

González, G.R., 1978, Golfo de Sabinas, Nueva provincia petrolera del NE de Mexico. IV convencion geológica nacional, resúmenes, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 39, no.

1: p. 22

Green, D.H., 1971, Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: applications to oceanic volcanism: *Philosophical Transactions of Royal Society of London*. 268. p. 707-725.

Hart, S.R., Gerlach, D.C., y White, W.M., 1986, A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochimimica et cosmochimica Acta*. 50, 1551-7

Henry, C.D., and Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: mid-to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701-704

Henry, C.D., and Aranda-Gómez, J.J. 2000, Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*. v. 318, no. 1-4, p. 1-26

INEGI, 1975, Carta geológica escala 1:50,000, Ocampo G13B38

Irvine, T.N y Baragar, R.A., 1971, A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. v.8: p. p.523-548.

James, E.W., Henry, D.C., 1991, Compositional changes in Trans-pecos Texas Magmatism coincident with Cenozoic Stress Realignment. *Journal of Geophysical Research*. v. 96: p. 13561-13575

Jansma, P.E., and Lang, H.R., 1997, The Arcelia graben: New evidence for Oligocene Basin and Range extension in southern Mexico: *Geology*, v. 25, no. 5, p. 455-458

Lawton, T.F., McMillan, N.J., 1999, Arc abandonment as a cause for passive continental rifting: Comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande Rift. *Geology*. v. 27; no. 9: p.779-782

Loubet, M., Sassi, R., Donato, D. G., 1988, Mantle heterogeneities: a combined isotope and trace element approach and evidence for recycled continental crust materials in some OIB sources: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 89, no. 3-4. P. 299.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986, A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*. v. 27: p. 745-750

Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, D.F., y Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de Fluorescencia de Rayos-X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*. v.1: p. 203-208.

Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., and Pier, J.G., 1989, Spinel - lehzolite-bearing quaternary volcanic centers in San Luis Potosi, Mexico, *Geology, Mineralogy, and Petrology: Journal of Geophysical Research*. v. 94, no. B6: p.7916-7940.

Luhr, J.F., Henry, C.D., Housh, T.B., y Aranda-Gómez, J.J., 1998, Temporal changes in mafic magmatism in the southern Basin and Range Province of Mexico and West Texas: *EOS Transactions. AGU, Fall Meet. Suppl.*, v. 79, p. F945-F946.

Luhr, F., Pier, G., Aranda-Gómez, J.J., Podosek, F. A., 1995, Crustal contamination in early Basin and Range hawaiites of the Los Encinos Volcanic Field, Central Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 118: p. 321-339

Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., and Housh, T.B., 1995, San Quintín Volcanic Field, Baja California Norte, México: Geology, petrology and geochemistry: *Journal of Geophysical Research*. v. 100, no. B7, p. 10,353-10380.

Luhr, J.F., Henry, D.C., Housh, B.T., Aranda-Gómez, J.J and McIntosh, C.W., 2001, Early extension associated mafic alkalic volcanism from the southern basin and range province: Geology of the rodeo and Nazas volcanic fields, Durango (Mexico). *Geological Society of America Bulletin*. v. 113, no. 106. p.760-773

Meiburg, P., 1987, Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentrional, México. En: *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra. Simposio Internacional del Cretácico de México y América Central. Resúmenes* (Eds. Barbarín, J. M., Gursky, H. C., y Meiburg, P.) Linares, N. L. México.

McKee, J.W., Jones, N.M., y Long, L.E., 1984, History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico: *Geology*. v. 12. p. 103-107.

McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1990 The San Marcos fault, central Coahuila, Mexico. *Geological Society of America*. v. 102: p. 593-614.

Miller, R.C., Saenz, V., Huggins, R.J., 1992, Feasibility of CDP seismic reflection to image structures in a 220-m deep, 3-m thick coal zone near Palau, Coahuila, México. *Geophysics*. v. 57.(No.10): p. p.1373-1380.

Minster, J.F., y Allégre, C.J., 1978, Systematic use of trace elements in igneous processes, III, Inverse problem of batch partial melting in volcanic suites: *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 68, p.37-52.

Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alva-Aldave, L., Hernández-Bernal. M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R., Schaaf, P., y Silva-Romo, G., 2000, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. En *Avances de la geología mexicana en la última década*. Eds. Alaniz-Alvarez, A.A., Ferrari, L. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. v. LIII: p.27-58.

McDonough, W. F., Sun, S., Ringwood, A. E., Jagoutz, E., y Hofmann, A. W., 1992, K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Ross Taylor Symposium volume.

Morton, B.O., Hernández, A.E., Lounejeva, E., Armienta, M.A., 1997, Desarrollo y aplicación de un método analítico para la determinación de lantánidos en materiales geológicos por ICP-MS: *Actas Inageq*, 3. p. 259-264.

Mulleried, F. K., 1941, Actividad Volcánica bastante reciente del Oriente del Estado de Coahuila, México: *Revista Geográfica del IPGH*. v. 1, no. 2,3: p. 182-201.

Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation- principle and proposal: *Journal Volcanology and Geothermal Research*. v. 2, p. 1-16.

Nicholls, J., 1988, The statistics of Pearce element diagrams and the Chayes closure problem: *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 99. p. 11-24.

Nicholls, J., and Russell, J.K., 1990, Pearce element ratios - An overview, example and bibliography, in: *Theory and application of Pearce ratios to geochemical data analysis*, Eds Russell, J. K., and Stanley, C. R. *Geological Association of Canada*. v no 8.

Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., and Rosas-Elguera, J.G., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*. v. 111, no. 3, p. 347-363.

Nimz, G.J., Cameron, K.L., and Niemeyer, S., 1993, The La Olivina pyroxenite suite and the isotopic compositions of mantle basalts parental to mid-Cenozoic arc volcanism of northern Mexico: *Journal of Geophysical Research*. v. 98, no. B4, p. 6489-6509.

Nimz, G.J., Cameron, K. L., and Morris, J., 1986, Petrology of the lower crust and upper mantle beneath southeastern Chihuahua: *Geofísica Internacional*. v.25(No.1): p.85-116.

Ojeda, R. J, 1973, Bosquejo geológico y depósitos minerales del área de San Miguel, Municipio de Ocampo, Coahuila: Consejo de Recursos Naturales no Renovables.

Ortega, R.A., 1997, Geochronological Constraints on the Thermal and Tilting History of the Peninsular Ranges Batholith of Alta California and Baja California and Baja California: Tectonic Implications for Southwestern North America (México). Tesis de Doctorado. Department of Geological Sciences, Queen 's University, Kingston, Ontario, Canadá. p. 582

Padilla y Sánchez, R.J.,1986, Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 25, p. 157-206.

Parsons, T., and Thompson, G.A., 1991, The role of magma overpressure in supressing earthquakes and topography: worldwide examples: *Science*, v. 253, p. 1399-1402

Pearce, T.H., 1968, A contribution to the theory of variation diagrams: *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 19, p. 142-157.

Perry, F. V., Baldrige, W. S., De Paolo, D. J., 1988, Chemical and isotopic evidence for lithospheric thinning beneath the Rio Grande Rift: *Nature*, 332, no. 6163, p.432-434.

Peterson, J.A., 1986, Petroleum geology and resources of northeastern Mexico: Annual convention with divisions; technical program and abstracts: *American Asociation Petroleum Geologist Bulletin*. 70, no. 5: p. 631

Pettus, D.S., 1979, Ultramafic xenoliths from Llera de Canales, Tamaulipas, Mexico [MSc thesis]: University of Houston

Pier, G., Podosek, F.A., Luhr, F., Brannon, C., & Aranda-Gómez, J.J., 1989 Spinel -Lherzolite-Bearing Quaternary volcanic centers in San Luis Potosi, Mexico. 2. Sr and Nd Isotopic systematics: *Journal of Geophysical Research*. 94: p. 7941-7951

Pier, J.G., 1989, Isotope and trace element systematics in a spinell-lherzolite-bearing suite of basanitic volcanic rocks from San Luis Potosí, México. (PHD) St. Louis Missouri, Washington University: p. 316

Pier, J.G., Luhr, J.F., Podosek, F.A., and Aranda-Gómez, J.J., 1992, The La Breña y El Jagüey Maar Complex, Durango, Mexico: II. Petrology and Geochemistry: *Bulletin of Volcanology*. 54: 405-428

Ramírez-Fernández, J.A., Treviño-Cázares, A., and Cossío-Torres, T., 1999, Nuevas localidades con xenolitos peridotíticos en la planicie costera del Golfo de México: *Actas INAGEO*, v. 5, no. 1, p. 36

Robeck, R.C., Pesquera, V.R. y Ulloa, A.S., 1956, Geología y depósitos de carbón de la región de Sabinas, estado de Coahuila. INIRM (CRM) en colaboración con el USGS. XX. congreso geológico internacional, p. 156.

Rollinson, H. R., 1993, Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, London, U.K. p.352.

Rudnick, R.L., and Cameron, K.L., 1991, Age diversity of the deep crust in northern Mexico: *Geology*, v. 19, p. 1197-1200

Ruíz, J., Ortega-Gutiérrez, F., y Essene, E. J., 1983, Geochemical and petrographic characteristics of inclusions in Cenozoic alkalic basalts from Central Mexico: *Transactions of the American Geophysical Union, EOS*, v. 6-4, p.343

Schaaf, P., Heinrich, Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data from the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*. 118: p. 63-64

Seager, W.R., y Morgan, P., 1979, Río Grande Rift in southern New Mexico, west Texas, and northern Chihuahua, in Riecker, R. E., ed., *The Río Grande Rift-Tectonics and magmatism*: Washington, D.C. American Geophysical Union, p. 87-105.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *GSA. Special Paper*, v. 278, p. 153.

Smith, J., 1989, Extension-Related magmatism of the Durango Volcanic Field, Durango, Mexico. Tesis de Doctorado. Washington University, Department of Earth and Planetary Sciences. St. Louis, Missouri. p.

Smith, R.D., Cameron, K.L., McDowell, F.W., Niemeyer, S., and Sampson, D.E., 1996, Generation of voluminous silicic magmas and formation of mid-Cenozoic crust beneath north-central Mexico: evidence from ignimbrites, associated lavas, deep crustal granulites, and mantle pyroxenites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*. v. 123, p. 375-389

Steward, J.H., 1978, Basin & Range structure in western North America: A review: *GSA, Memoir*, v. 152, p.1-31.

Spera, F, J., 1980, Aspects of magma transport. In: Hargraves, R. (ed) *Physics of magmatic processes*. Princeton University Press, Princeton, NJ, p. 265-323.

Spera, F.J., 1984, Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*. v. 88, p. 217-232.

Suter, M., 1991, State of stress and active deformation in Mexico and western Central America, in Slemmons, D. B., Engdahl, E. R., Zoback, M. D., and Blackwell, D.D., eds., *Neotectonics of North America*: Boulder Colorado, GSA, Decade Map. vol. 1

Verma, S.P., Lozano-Santa Cruz, R., Girón-García, P., y Velasco-Tapia, F., 1996, Calibración preliminar de Fluorescencia de Rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*. v.2: p p.237-242.

Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman Inc. London, UK.