

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

DIRECTOR: DR. FERNANDO ORTEGA-GUTIÉRREZ

Boletín 106

**XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL  
ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO**

Parte 1, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México

Por

*José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Jean G. Pier*

Parte 2, Localidades recién descubiertas de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México

Por

*José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Ángel Francisco Nieto-Samaniego*

Parte 3, Geotermometría y geobarometría en xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México

Por

*José Jorge Aranda-Gómez*



MÉXICO, D. F.  
1993

# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

RECTOR

*Dr. José Sarukhán-Kermez*

SECRETARIO GENERAL

*Dr. Francisco Barnés de Castro*

SECRETARIO ADMINISTRATIVO

*Dr. Salvador Malo Álvarez*

SECRETARIO DE SERVICIOS ACADÉMICOS

*Dr. Roberto Castañón-Romo*

SECRETARIO DE ASUNTOS ESTUDIANTILES

*Lic. Rafael Cordera-Campos*

ABOGADO GENERAL

*Lic. Fernando Serrano-Migallón*

COORDINADOR DE LA  
INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA

*Dr. Gerardo Suárez-Reynoso*

---

## INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Ciudad Universitaria  
Delegación Coyoacán  
04510 D. F.

---

DIRECTOR

*Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez*

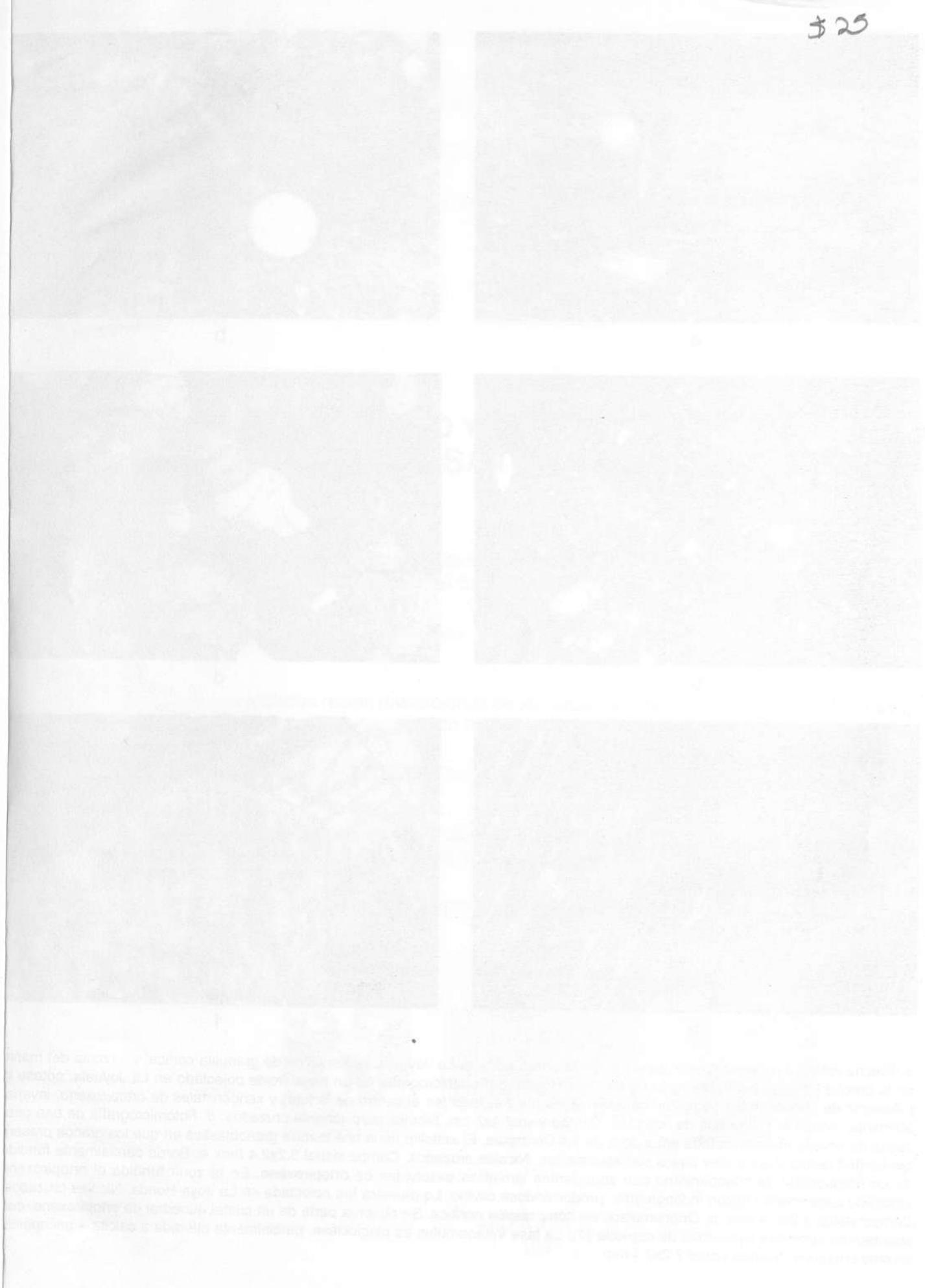
EDITORES DE LA OBRA PRESENTE

*Magdalena Alcayde*  
*Arturo Gómez-Caballero*

COEDITORES CIENTÍFICOS

*M. en Fil. Gerardo Sánchez-Rubio*

*Dr. Enrique Martínez-Hernández*



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

DIRECTOR: DR. FERNANDO ORTEGA-GUTIÉRREZ

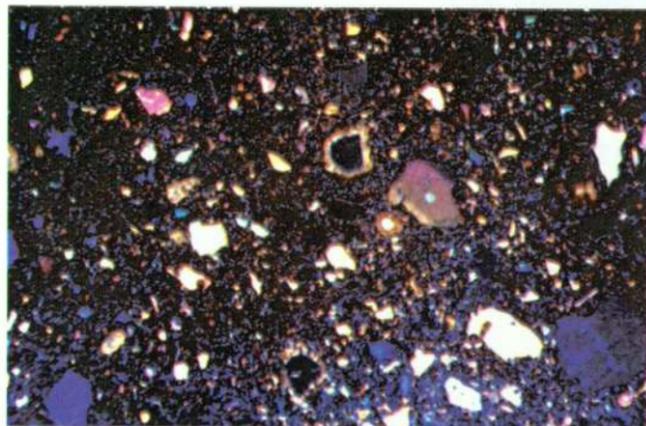
Boletín 106



a



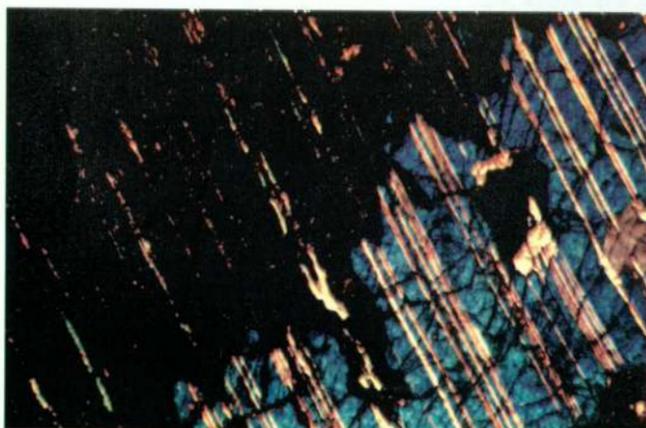
b



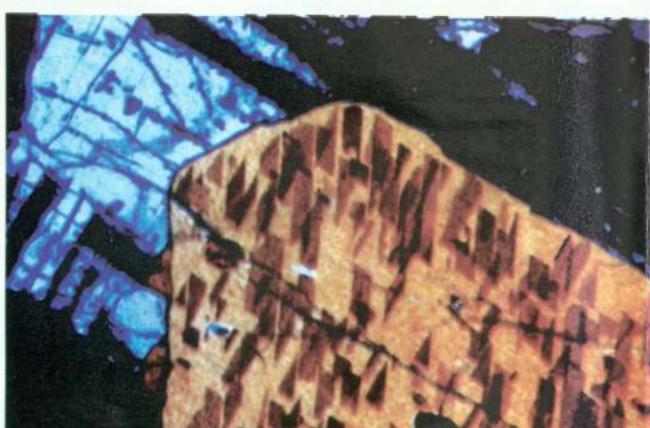
c



d



e



f

a. Brecha tobácea heterolitológica expuesta en la pared norte de La Joyuela. b. Xenolitos de granulita cortical y lertzolita del manto en la brecha tobácea heterolitológica de La Joya Honda. c. Fotomicrografía de un basanitoide colectado en La Joyuela; nótese la presencia de xenocristales de olivino caracterizados por maclado (en el centro de la foto) y xenocristales de ortopiroxeno, invariablemente rodeados por anillos de reacción. Campo visual 4x2 cm. Nicoles parcialmente cruzados. d. Fotomicrografía de una piroxenita de hornablenda colectada en La Joya de los Contreras. El xenolito tiene una textura granoblástica en que los granos presentan bordes rectos y las juntas triples son abundantes. Nicoles cruzados. Campo visual 3.2x2.4 mm. e. Borde parcialmente fundido de un megacristal de clinopiroxeno con abundantes laminillas exsolvadas de ortopiroxeno. En la zona fundida el ortopiroxeno exsolvado experimentó fusión incongruente, produciéndose olivino. La muestra fue colectada en La Joya Honda. Nicoles cruzados. Campo visual 3.2x2.4 mm. d. Ortocumulado de composición norítica. Se observa parte de un cristal euhedral de ortopiroxeno, con abundantes laminillas exsolvadas de espinela (?). La fase intracumulus es plagioclasa, parcialmente alterada a calcita + escapolita. Nicoles cruzados. Campo visual 3.2x2.4 mm.

## XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Parte 1, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México

Por

*José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Jean G. Pier*

Parte 2, Localidades recién descubiertas de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México

Por

*José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Ángel Francisco Nieto-Samaniego*

Parte 3, Geotermometría y geobarometría en xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México

Por

*José Jorge Aranda-Gómez*



MÉXICO, D. F.  
1993

# XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ

## CONTENIDO GENERAL

	Página
Parte 1, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, por <i>José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Jean G. Pier</i> . . .	1
Parte 2, Localidades recién descubiertas de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, por <i>José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Ángel Francisco Nieto-Samaniego</i>	23
Parte 3, Geotermometría y geobarometría en xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, por <i>José Jorge Aranda-Gómez</i> . . . . .	37

## ILUSTRACIONES

Frontispicio . . . . .	ii
------------------------	----

DR. © 1993 Universidad Nacional Autónoma de México

Ciudad Universitaria, Coyoacán, D. F.

Impreso y hecho en México

ISSN 0185-5530



México D. F.  
1993

Parte 1

GEOLOGÍA DE LOS VOLCANES CUATERNARIOS PORTADORES DE XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Por

José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Jean G. Pier

CONTENIDO

	Página
RESUMEN . . . . .	1
ABSTRACT . . . . .	1
INTRODUCCIÓN . . . . .	2
<b>Definición del problema</b> . . . . .	2
<b>Antecedentes</b> . . . . .	2
GEOLOGÍA . . . . .	3
<b>Entorno regional</b> . . . . .	3
<b>La región de Ventura-Espíritu Santo</b> . . . . .	4
<i>El maar de la laguna de Los Palau</i> . . . . .	4
<i>La Joyuela</i> . . . . .	6
<i>La Joya Honda</i> . . . . .	7
<b>La región de Santo Domingo</b> . . . . .	8
<i>El maar de Santo Domingo</i> . . . . .	9
<i>El Banco</i> . . . . .	9
<i>La Joya de los Contreras</i> . . . . .	9
<i>La Joya Prieta</i> . . . . .	10
PETROLOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS . . . . .	11
<b>Metodología</b> . . . . .	11
<b>Petrografía</b> . . . . .	12
<b>Composición global de las rocas</b> . . . . .	15
<b>Petrología</b> . . . . .	16
EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA REGIÓN Y SU RELACIÓN CON EL VOLCANISMO ALCALINO . . . . .	18
MODELO PETROGENÉTICO PARA LOS MAGMAS ALCALINOS DE SAN LUIS POTOSÍ . . . . .	19
AGRADECIMIENTOS . . . . .	20
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .	20

ILUSTRACIONES

Figura 1.- Mapa de distribución de las rocas volcánicas básicas con xenolitos ultramáficos . . . . .	3
2.- Mapa geológico del Estado de San Luis Potosí . . . . .	4
3.- Mapa geológico de la región de Ventura-Espíritu Santo . . . . .	5
4.- Mapa geológico de la laguna de Los Palau . . . . .	5
5.- Mapa geológico de La Joyuela . . . . .	6
6.- Mapa geológico de La Joya Honda . . . . .	8
7.- Esquema geológico de la pared septentrional de La Joya Honda . . . . .	8
8.- Mapa geológico generalizado de la región de Santo Domingo . . . . .	9
9.- Mapa geológico de los <i>maars</i> de Santo Domingo, El Banco y La Joya de los Contreras . . . . .	10
10.- Mapa geológico de La Joya Prieta . . . . .	11

# GEOLOGÍA DE LOS VOLCANES CUATERNARIOS PORTADORES DE XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

José Jorge Aranda-Gómez<sup>1</sup>,  
James F. Luhr<sup>2</sup> y  
Jean G. Pier<sup>3</sup>

## RESUMEN

En la parte central del Estado de San Luis Potosí existen numerosos volcanes alcalinos, de posible edad cuaternaria. Entre éstos, destacan siete *maars*, varios conos cineríticos y algunos derrames de lava extensos. Muchos de estos volcanes contienen xenolitos de lertzolita de espinela, provenientes del manto, o bien de granulita, procedentes de la base de la corteza. Con base en su distribución geográfica, los volcanes pueden dividirse en dos grupos: Ventura-Espíritu Santo, situado al noroeste de la capital del estado; y Santo Domingo, al noreste. Estos grupos también difieren en términos de la composición química de sus lavas y sus conjuntos de xenolitos.

Los *maars* estudiados son cráteres grandes, bien conservados, con diámetros que varían entre 1 y 1.5 km y profundidades hasta de 300 m. En la parte baja de las paredes de los cráteres, usualmente están expuestas las calizas mesozoicas que constituyen el basamento prevolcánico de la región. Sobre las calizas, comúnmente hay rocas volcánicas de composición alcalino-básica, lo que indica actividad volcánica anterior a las erupciones que originaron los cráteres. En áreas cercanas a los volcanes, las secuencias piroclásticas relacionadas con la formación de los cráteres contienen, en su base, horizontes de grano fino depositados por nubes rasantes (*base-surge deposits*), que comúnmente contienen estructuras internas como diastratificación, canales y antidunas. Brechas tobáceas heterolíticas cementadas por carbonato de calcio yacen sobre estas capas. Los clastos más comunes en las brechas son fragmentos juveniles de roca volcánica alcalino-básica y fragmentos accidentales de caliza del basamento prevolcánico. En menor proporción, también se encuentra xenolitos de granulita, cuya composición varía de máfica a félsica, lertzolita de espinela, piroxenita y, en algunos volcanes, megacristales de kaersutita. La matriz de las brechas está constituida por material rocoso finamente molido de la misma composición. Cuando la distancia de los cráteres es mayor, los depósitos piroclásticos cambian gradualmente a tobas de lapilli, con un contenido menor de caliza y xenolitos. Sobre las rocas piroclásticas, en varios *maars* se encuentra pequeñas acumulaciones de escoria y conos diminutos de lava, ambos con xenolitos, indicando que la actividad volcánica continuó después de la formación de los cráteres.

Los clastos de rocas volcánicas básicas recolectados en las brechas tobáceas de los *maars*, así como las muestras de escoria y lava recolectadas en otros volcanes del área, forman una serie volcánica con características petrológicas bien definidas. Las rocas varían desde nefelinita de olivino, intensamente deficiente en sílice (con nefelina y leucita normativas), a basanita (> 5% de nefelina normativa), hasta basalto alcalino de olivino (< 5% de nefelina normativa). Todos estos tipos de roca pueden contener xenolitos de lertzolita de espinela o xenocristales provenientes de su desmenuzamiento. En este estudio se define algunos criterios para distinguir entre los xenocristales y los fenocristales primarios de olivino y titanaugita.

El conjunto de rocas volcánicas estudiadas también contiene muestras sin xenolitos. Entre éstas, hay basanita, basalto alcalino y un solo derrame de basalto con hiperstena en la norma.

Las rocas de Santo Domingo incluyen basanita, basalto alcalino y el basalto con hiperstena. En las de Ventura-Espíritu Santo predominan la nefelinita de olivino y la basanita, que son más ricas que las de Santo Domingo en Ti, K, Na, P, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, La y Ce. Las rocas de Ventura-Espíritu Santo también son más ricas en estos elementos que la mayoría de las rocas portadoras de xenolitos del oeste de Estados Unidos de América. En el conjunto de muestras de San Luis Potosí, estos elementos muestran una buena correlación, aumentando en las rocas más deficientes en sílice. Se cree que estas características de las rocas volcánicas portadoras de xenolitos no puedan ser explicadas por un proceso de fusión progresiva de una misma roca-madre. La composición química se puede explicar por mezcla de dos magmas diferentes provenientes de dos áreas distintas en el manto: el componente A, proveniente de una astenosfera empobrecida; y el componente B, originado a partir del manto superior, enriquecido metasomáticamente en kaersutita y otros minerales afines.

Palabras clave: geología, volcanes, Cuaternario, xenolitos, San Luis Potosí, México.

## ABSTRACT

The central part of San Luis Potosí State, Mexico, contains many isolated basic-alkalic volcanic centers of probable Quaternary age, including seven large maars, cinder and lava cones, and extensive

<sup>1</sup> Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 376, 36000 Guanajuato, Gto.

<sup>2</sup> Washington University, Saint Louis Missouri, E. U. A. Dirección actual: Department of Mineral Sciences, Smithsonian Institution, National Museum of Natural History, Washington, D. C. 20560, E.U.A.

<sup>3</sup> Washington University, Saint Louis Missouri, E. U. A.

Figura 11.- (A) Fotomicrografía de un xenocristal de olivino; (B) fotomicrografía de un xenocristal de ortopiroxeno; (C) fenocristales primarios de olivino; (D) fotomicrografía de xenocristales de espinela y de piroxeno . . . . . 15

12.- Dendrogramas que ilustran el conjunto de minerales primarios en las rocas descritas . . . . . 16

13.- Diagramas de variación en la composición global de las rocs . . . . . 17

14.- Gráfica de los contenidos totales de Ta vs. Nb; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> vs. Nb; K<sub>2</sub>O vs. Nb y Y vs. Nb . . . . . 18

15.- Modelo esquemático de la evolución magmática postmiocénica en la parte meridional de la Mesa Central . . . . . 20

Tabla 1.- Composición modal determinada por cuenta de puntos para muestras selectas de lava y escoria . . . . . 12

2.- Composición modal de las lavas y muestras de escoria, determinada por cuenta de puntos . . . . . 13

3.- Composición global de muestras selectas de lava y escoria, determinada por FRX . . . . . 13

4.- Composición global de muestras selectas de lava y escoria, determinada por FRX . . . . . 14

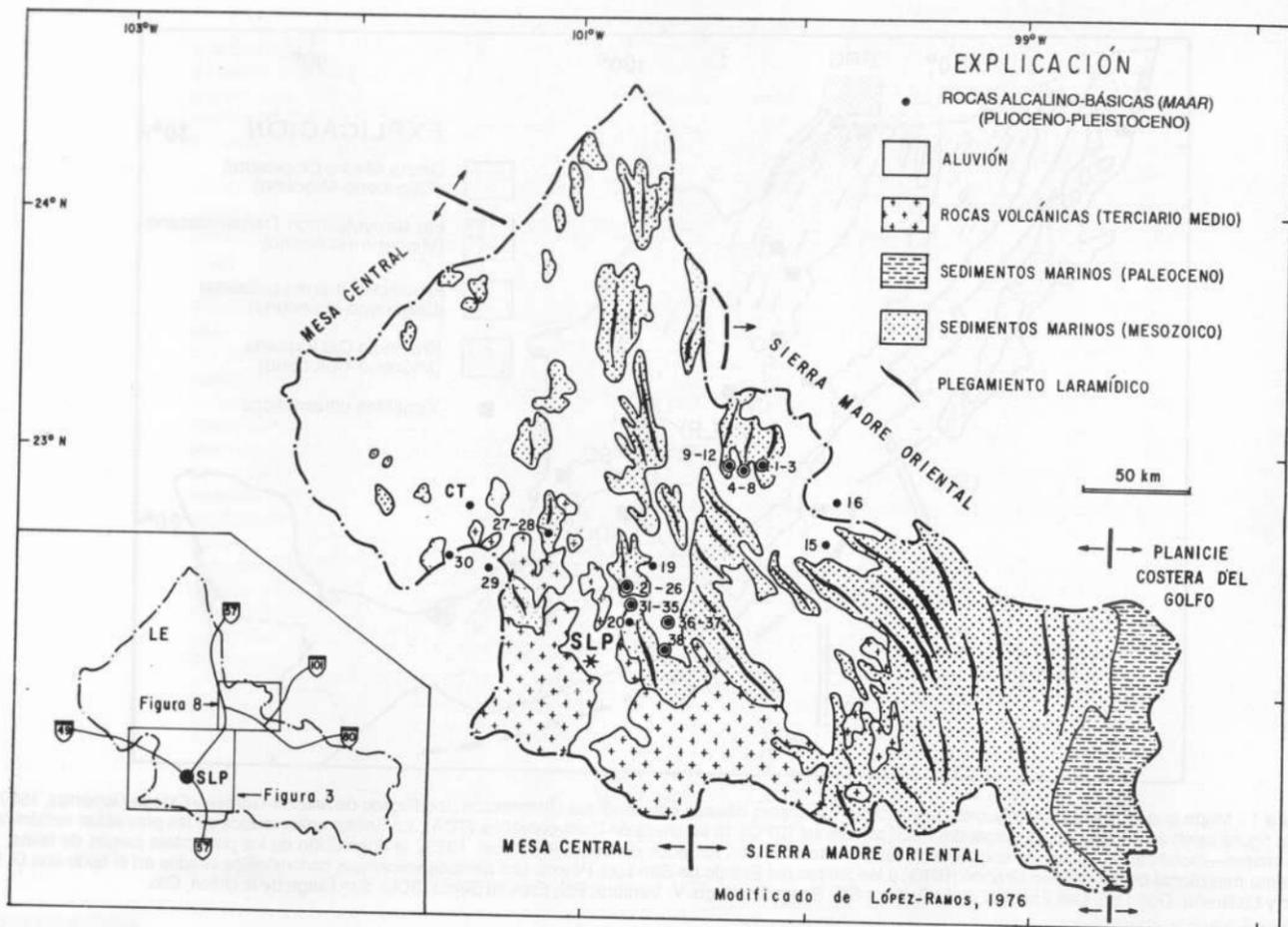


Figura 2.- Mapa geológico del Estado de San Luis Potosí (modificado de López-Ramos, 1976), donde se muestra los límites aproximados de las provincias fisiográficas (Raisz, 1959) y la localización de las muestras estudiadas. El mapa en el recuadro señala la localización de las Figuras 3 y 8, las principales carreteras y la localización aproximada del campo volcánico de Los Encinos (LE).

LA REGIÓN DE VENTURA-ESPIRITU SANTO

Los volcanes del grupo Ventura están localizados en el límite entre las dos unidades paleogeográficas. La región se caracteriza por una serie de anticlinales y sinclinales con un rumbo general N20°W. En el área también hay numerosos afloramientos de ignimbritas, domos y derrames riolíticos del Terciario medio (32-27 Ma; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Al noreste de Armadillo (Figura 3), hay gravas y arenas continentales débilmente consolidadas (Eoceno?), que yacen bajo las rocas volcánicas terciarias. En el lado oriental de las sierras de Álvarez y El Coro, afloran gravas cuaternarias (*bajada deposits*) profundamente disectadas, por lo que se cree que la región se haya elevado recientemente (?). Las rocas más jóvenes del área son las lavas básicas y los depósitos piroclásticos de la Formación Las Joyas, que constituyen el tema central de este estudio.

La mayoría de los volcanes alcalinos de Ventura se encuentra cerca de la intersección del *graben* de Villa de Reyes (N30°E) y el anticlinorio de la sierra de Álvarez. El grupo Ventura incluye a tres *maars* grandes y aparatos volcánicos asociados. Además, en la región de Espíritu Santo, localizada al oeste de Ventura, hay numerosos conos cineríticos y derrames de lava asociados. Estos aparatos están aislados y algunos contienen xenolitos de lerzolita de espinela. En las Figuras 2 y 3 se muestra todos los volcanes y en el Apéndice se les describe brevemente. Las rocas alcalino-básicas, objeto de este estudio, son clasificadas como nefelinita

de olivino, basanita, basalto alcalino de olivino y basalto, de acuerdo con los criterios discutidos en una sección posterior.

El maar de la laguna de Los Palau

Este volcán se encuentra a 35 km al ENE de la ciudad de San Luis Potosí (Figuras 3 y 4). El cráter es aproximadamente circular, con un diámetro cercano a 1,400 m y una altura máxima del anillo de piroclastos de casi 60 m (Labarthe-Hernández, 1978). La secuencia volcánica relacionada al *maar* descansa sobre gravas pliocénico-pleistocénicas (?), con clastos de caliza, pedernal y rocas volcánicas félsicas, que representan a las unidades estratigráficas que afloran en la región. Las gravas yacen sobre rocas mesozoicas intensamente deformadas. En los arroyos cercanos al cráter, es posible ver afloramientos de las Formaciones El Doctor, Soyatal y Cárdenas. La Ignimbrita Santa María (29.5±1.5 Ma; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) aflora a unos cuantos kilómetros al este del *maar* (Figura 4).

La secuencia piroclástica asociada al *maar* está muy pobremente expuesta. Las paredes del cráter están cubiertas por suelo y la parte externa del anillo de tefra está oculta bajo caliche. Casi todas las observaciones acerca de la secuencia piroclástica fueron realizadas en dos arroyos pequeños en la parte sudoriental del cráter. Infortunadamente, en esa área ocurrió un derrumbe, lo que dificulta la interpretación (Aranda-Gómez, 1982). El depósito piroclástico puede dividirse en tres unidades. Inmediatamente

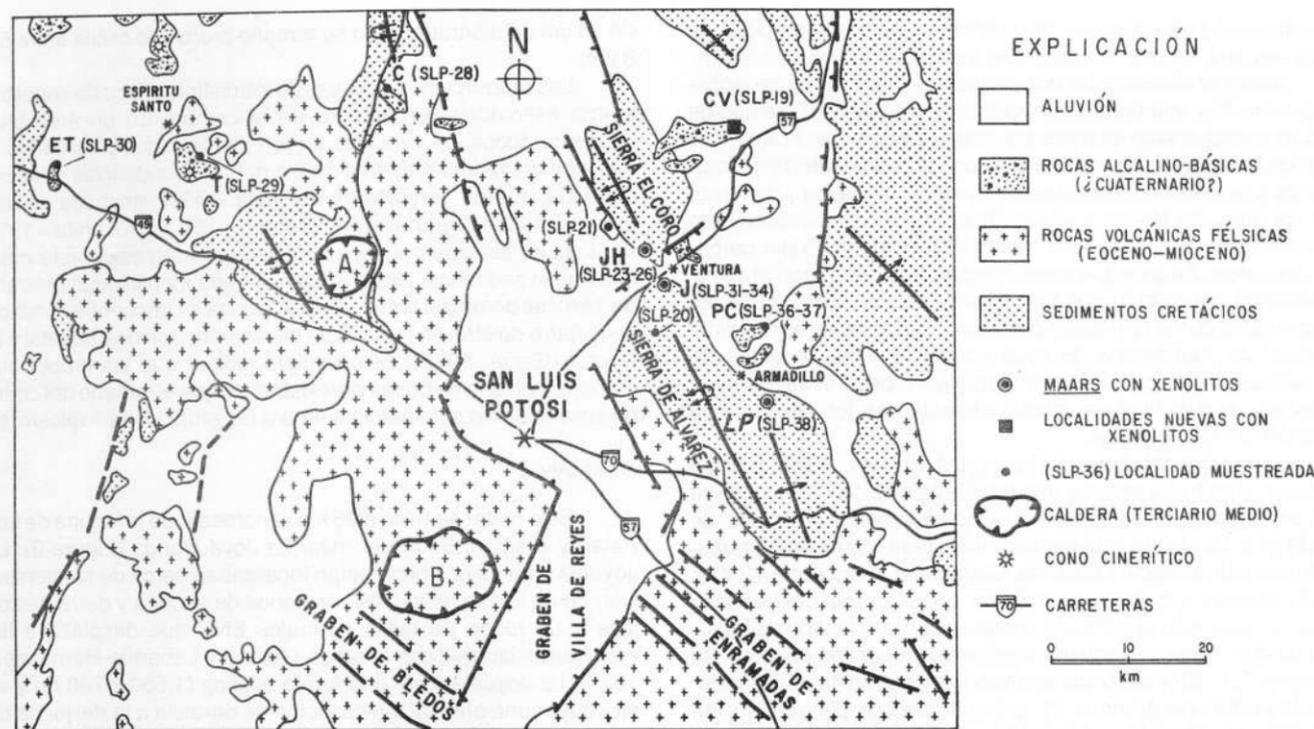


Figura 3.- Mapa geológico de la región de Ventura-Espíritu Santo (modificado de Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987; y de Aguillón-Robles, 1983). Los cuadros negros corresponden a localidades con xenolitos recién descubiertas. Los círculos negros son las localidades citadas en el texto. C: cerro La Campana; CV: cerro Verde; ET: cerro El Tecamate; T: Tolosa; JH: La Joya Honda; J: La Joyuela; LP: laguna de Los Palau; PC: pozo del Carmen; A: centro volcánico de Ahualulco (Terciario medio); B: caldera de San Miguelito (Terciario medio). Los asteriscos señalan los poblados.

arriba de las gravas, hay un depósito de nube rasante (*base-surge deposit*), que sólo se encuentra expuesto en algunos lugares al sudoeste del cráter. El depósito es una toba de grano grueso, de

color pardo claro, en el que fueron observados pequeños canales que pudieran llegar a tener hasta 3 m de anchura y 1.5 m de profundidad. Un afloramiento longitudinal de uno de los canales

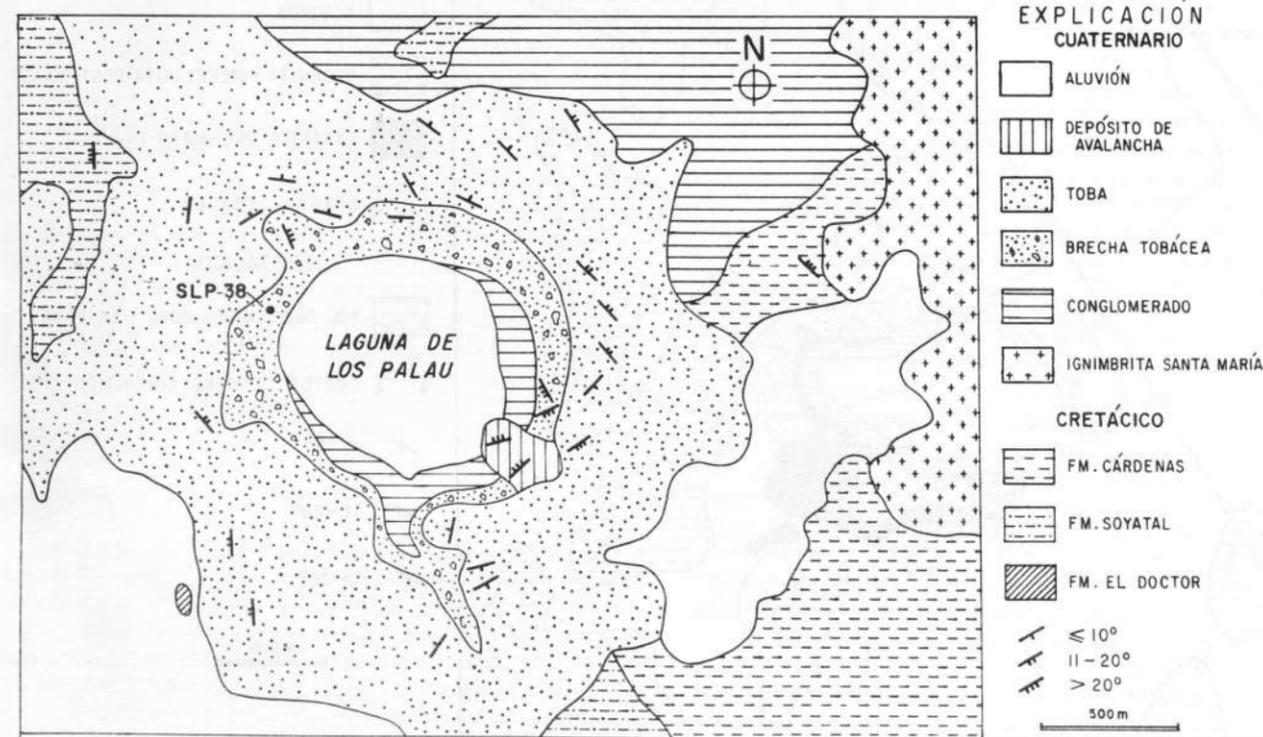


Figura 4.- Mapa geológico de la laguna de Los Palau. La intensidad de la inclinación de las capas está indicada mediante símbolos.

muestra una estructura del tipo antiduna, con una longitud de onda cercana a 8 m y una amplitud de aproximadamente 1.2 m.

Sobre el depósito de nube rasante, o directamente sobre las gravas, hay una brecha tobácea heterolitológica. Este tipo de roca es característico de todos los *maars* de San Luis Potosí. Las brechas tobáceas heterolitológicas son mezclas caóticas de fragmentos juveniles de rocas alcalino-básicas, de caliza y de xenolitos de granulita félsica a ultramáfica, en una matriz finamente desmenuzada de los mismos materiales, cementada por carbonato de calcio. Se cree que estas brechas tobáceas sean material piroclástico depositado del aire, a partir de las nubes eruptivas relacionadas con la formación del *maar*. Este material es la fuente principal de fragmentos de roca volcánica y de xenolitos de granulita; sin embargo, el cementante entorpece usualmente el muestreo, el cual también causa alteración en los clastos y se introduce en los xenolitos.

La brecha tobácea de la laguna de Los Palau cambia gradualmente hacia arriba a una toba heterolitológica de lapilli, la cual se encuentra expuesta en la parte superior del anillo de piroclastos. La unidad está relativamente bien clasificada y muestra buena estratificación paralela. Cada capa oscila entre 12 y 15 cm de espesor y es común encontrar en esta parte del depósito capas de toba bien clasificada, intercaladas con la toba de lapilli. Esta unidad superior contiene fragmentos juveniles de basanita (muestra SLP-38) y xenolitos abundantes de lerzolita de espinela, de websterita con granate, de granulita de dos piroxenos y de granulita con granate y silimanita, todos rodeados por capas delgadas de basanita vesicular. Las inclusiones pueden ser hasta

de 15 cm de diámetro, pero su tamaño promedio oscila entre 5 y 8 cm.

Las proporciones relativas de los distintos tipos de xenolitos fueron estimadas burdamente en el campo. En un área bien expuesta, todos los xenolitos fueron identificados y contados *in situ*, con diámetros mayores de 5 cm. Las abundancias relativas obtenidas fueron: lerzolita de espinela = 49%; granulita de dos piroxenos = 22%; granulita con granate = 16% y piroxenita = 13%. Algunas de las características más sorprendentes de este *maar* son que la secuencia piroclástica no pueda identificarse más allá de 1 km del borde del cráter y que la laguna se encuentre alineada con cuatro dolinas en las calizas de las Formaciones Soyatal y El Doctor (Garza, 1978). Esto pudiera indicar que las erupciones comenzaran en una dolina preexistente y que el tamaño del cráter pudiera deberse sólo parcialmente a las erupciones explosivas.

#### La Joyuela

Este cráter se halla a 25 km al noroeste de la laguna de Los Palau y a sólo 5.5 km del *maar* La Joya Honda (Figura 3). La Joyuela y La Joya Honda están localizadas cerca de la intersección de un lineamiento (NW) de conos de escoria y derrames de lava y un juego de fallas normales ENE que desplaza a las estructuras laramídicas (Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández, 1977). La Joyuela tiene una forma elíptica (1,500 x 700 m) y su eje mayor una orientación burdamente paralela a la del juego de fallas, lo que indica que la estructura regional pudo haber influido en la formación del cráter (Figura 5).

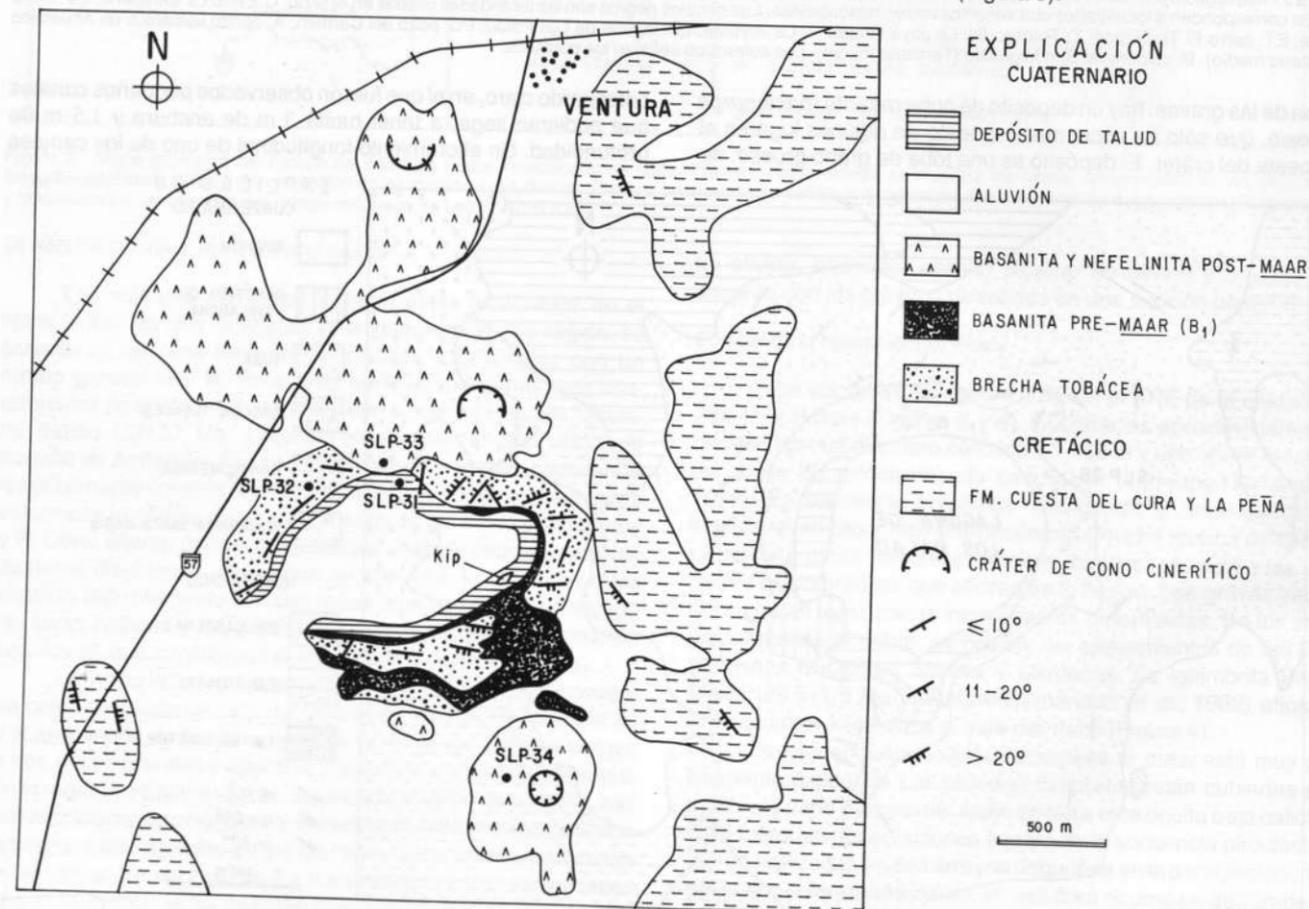


Figura 5.- Mapa geológico de La Joyuela. La intensidad de la inclinación de las capas está indicada mediante símbolos.

En el área se observa varios centros volcánicos. La formación de La Joyuela ocurrió en una etapa intermedia. El evento más antiguo fue la erupción de un derrame de basanita rica en olivino ( $B_1$  en la Figura 5; muestra SLP-31), el cual yace sobre las calizas de la Formación La Peña. Los cambios en el espesor del derrame parecen indicar que éste se haya originado en un pequeño cono cinerítico que está parcialmente expuesto en la parte sudoriental de La Joyuela. A la erupción de  $B_1$ , sucedió la formación de un pequeño cono cinerítico expuesto en la pared nororiental del cráter. En esta área, hay dos capas de escoria que yacen sobre  $B_1$ : la unidad inferior está compuesta por bloques de material altamente vesicular y por bombas parcialmente soldadas entre sí. El tamaño máximo de los clastos es de 60 cm de diámetro. Esta unidad varía de masiva y caótica, con grandes clastos de color pardo rojizo en la base, a relativamente bien clasificada, con estratificación débil y fragmentos de color rojo ladrillo en la cima. La unidad superior de escoria está compuesta por vidrio basanítico altamente vesicular, con fragmentos hasta de 60 cm de diámetro; en su conjunto, es caótica, sin selección ni estratificación.

La secuencia piroclástica relacionada con la formación del *maar* yace sobre las capas de escoria y es una brecha tobácea heterolitológica con xenolitos. El depósito forma un anillo casi continuo alrededor del volcán y llega a tener una altura máxima de 80 m en la pared nororiental. El anillo se adelgaza hacia el oeste y no se presenta en el lado sudoccidental del cráter (Figura 5). Cerca del cono cinerítico arriba descrito, en la base de la secuencia piroclástica, fueron observadas algunas estructuras sedimentarias pobremente expuestas, que sugieren la presencia de un depósito de nube rasante.

La mayor parte de la brecha tobácea varía de masiva a estratificada, con capas de hasta 60 cm de espesor. En algunos lugares se observó diastratificación y estratificación graduada. El depósito está constituido por clastos de nefelinita de olivino (SLP-32) y fragmentos de caliza, en una proporción aproximada de 1:1. En todo el depósito hay xenolitos de lerzolita de espinela, piroxenita y granulita de dos piroxenos. Su tamaño oscila entre 2 y 5 cm, siendo extremadamente raros los xenolitos grandes. Las inclusiones comúnmente tienen una forma tabular, con bordes bien redondeados y casi siempre están rodeadas por una delgada capa de lava vesicular. Comparado con otros *maars* en el estado, La Joyuela parece tener muy pocos xenolitos. Sin embargo, en la matriz de la brecha tobácea, es muy común hallar xenocristales derivados de la lerzolita, lo que sugiere que éstos fueron desmenuzados durante las erupciones que originaron a La Joyuela.

El último evento volcánico en el área fue la erupción de un derrame de lava basanítica (SLP-33; Figura 5), con xenolitos en su base (lerzolita de espinela y piroxenita), mismo que parece estar asociado al cono cinerítico del cerro La Capilla (Figura 5). A un kilómetro al sudeste de La Joyuela hay un pequeño cono de basanita (SLP-34) que también parece ser más joven que el cráter (Figura 5).

#### La Joya Honda

A sólo 5.5 km al noroeste de la Joyuela, se encuentra La Joya Honda, que es la estructura freatomagmática mejor conocida del área. La Joya Honda es un cráter de forma elíptica, con ejes de 1,100 m (NE-SW) y 800 m (NW-SE) de longitud. La altura máxima del fondo al borde del cráter es de aproximadamente 300 m. El fondo del cráter es plano, elíptico y sus ejes tienen 400 y 250 m de longitud, respectivamente. El anillo de piroclastos descansa discordantemente sobre calizas plegadas de las Formaciones La Peña y Cuesta del Cura, y en la parte sudoriental

del cráter (Figura 6), sobre una delgada capa de escoria de basalto alcalino de olivino (SLP-25). El espesor máximo del depósito de tefra es cercano a los 100 m y está presente en el lado septentrional del volcán. El espesor de la cubierta piroclástica disminuye rápidamente hacia el sur, donde hay áreas cercanas al cráter en las cuales no se depositó. Esta distribución asimétrica indica que los vientos troposféricos se movían hacia el norte al tiempo de la erupción, o que el cráter fue producido por erupciones direccionales.

En las cercanías del cráter, el depósito piroclástico fue dividido informalmente en cuatro unidades. Debido a lo abrupto de la topografía, sólo se muestra dos de estas unidades en el mapa geológico (Figura 6), pero otras de las unidades se muestra en la Figura 7, que es un esquema de la pared septentrional del cráter. Salvo en la pared sudoriental (SLP-25; Figura 6), donde hay una capa de escoria *pre-maar*, la secuencia piroclástica siempre comienza con un depósito de nube rasante que descansa discordantemente sobre las calizas cretácicas. El depósito de nube rasante es una toba de color pardo claro, generalmente bien seleccionada y estratificada. Al igual que en los depósitos piroclásticos de los otros *maars*, los clastos más grandes son de caliza y de roca volcánica alcalino-básica. En los afloramientos de las paredes del cráter, se puede observar una amplia variedad de estructuras sedimentarias características de depósitos de nube rasante (Fisher y Waters, 1970), entre las que destacan: canales pequeños con diastratificación y estratificación graduada interna, antiformalas pequeñas, adelgazamiento de las capas arriba de obstáculos, disminución del tamaño de grano hacia los márgenes de los canales y capas con pisolitas. En el contacto entre el depósito de nube rasante y la brecha depositada del aire hay, además, huellas de impacto y deformación por el peso de las capas que yacen encima de él (*load cast*). Descansando sobre el depósito de nube rasante, hay una secuencia de brechas tobáceas que muestra inclinaciones de 20 a 30° hacia fuera del cráter. Estas brechas tobáceas fueron divididas en las unidades  $Bb_1$  y  $Bb_2$  (Figura 7), que pueden ser identificadas fácilmente en las paredes del cráter.  $Bb_1$  es una brecha tobácea heterolitológica, de color pardo claro, que varía de masiva a pobremente estratificada. Cerca de su base, la diastratificación es común; hacia su cima, se transforma en masiva. En la base, los fragmentos mayores que exceden de 32 mm son de caliza y varían de angulares a subangulares. La abundancia, tanto de fragmentos juveniles volcánicos (SLP-26) como de xenolitos, aumenta hacia arriba. La unidad que yace encima ( $Bb_2$ ) es una brecha tobácea bien estratificada, de color pardo, caracterizada por la falta de material fino en la matriz. En  $Bb_2$ , la matriz usualmente se encuentra en el rango de ceniza gruesa a lapilli. La superficie meteorizada de  $Bb_2$  muestra abundantes agujeros, dejados por bombas y bloques grandes, que fueron removidos por la erosión.

Conforme aumenta la distancia al borde septentrional del cráter, el tamaño de grano del depósito piroclástico disminuye y hay un rápido aumento en la proporción de material juvenil a clastos de caliza. Ambas características reflejan la selección eólica, con la separación rápida de la caliza, que es considerablemente más densa que la escoria altamente vesicular. En la Figura 6 se separa a la brecha tobácea cercana a la fuente de la toba más fina, depositada a mayor distancia.

Los xenolitos están distribuidos en la brecha tobácea, llegando a tener hasta 15 cm de diámetro. Su tamaño promedio, sin embargo, es del orden de los 7 cm. La abundancia relativa de los xenolitos, determinada en el campo, es la siguiente: lerzolita de espinela = 64%, andesita propilitizada = 15%, piroxenita = 13%, granulita de dos piroxenos = 5% y granulita con granate = 3%.

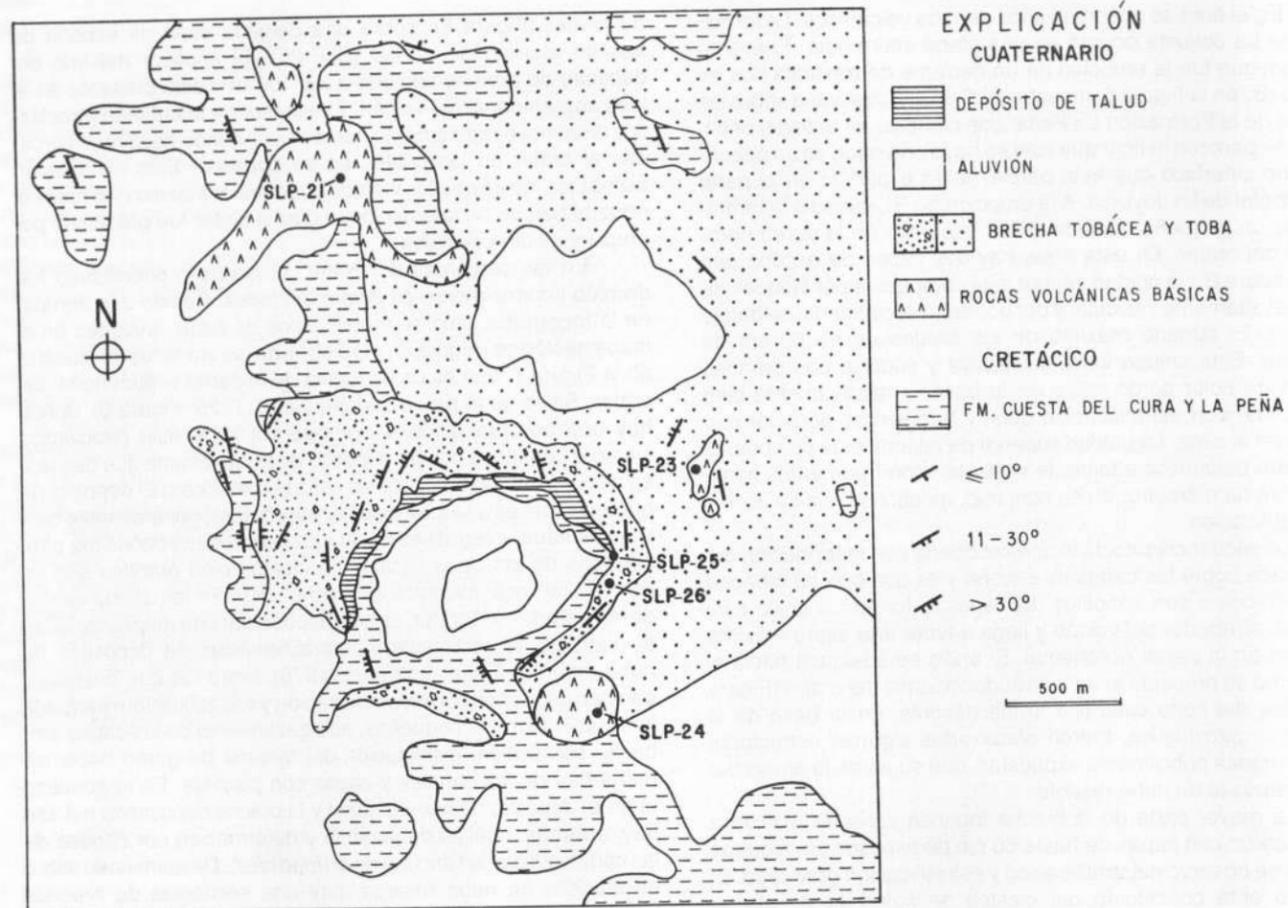


Figura 6.- Mapa geológico de La Joya Honda. La intensidad de la inclinación de las capas está indicada mediante símbolos.

La actividad eruptiva posterior al *maar* produjo pequeños conos y derrames de basalto alcalino de olivino (SLP-23) y nefelinita de olivino (SLP-24) en los flancos del *maar* (Figura 6).

#### LA REGIÓN DE SANTO DOMINGO

Esta región se encuentra al noreste de Ventura (Figura 2) y se caracteriza por una alternancia de valles y sierras. Las montañas están formadas principalmente por bancos gruesos de caliza arrecifal, pertenecientes a la plataforma de Valles-San Luis

Potosí (Figura 8). En la región de Santo Domingo, hay un pronunciado cambio en el rumbo de las estructuras laramídicas: al sur de El Huizache, las estructuras tienen rumbos NW; al norte de este poblado, cambian a rumbos N o NE.

Las rocas volcánicas alcalino-básicas del Cuaternario son relativamente escasas en la región de Santo Domingo. Las principales estructuras con xenolitos son cuatro *maars*. En el área de La Pólvora, hay varios conos cineríticos y derrames de basalto alcalino de olivino (VP: SLP-9, -10, -12; Figuras 2 y 8). Cerca del entronque entre las carreteras 80 y 101 (Figura 8), hay dos

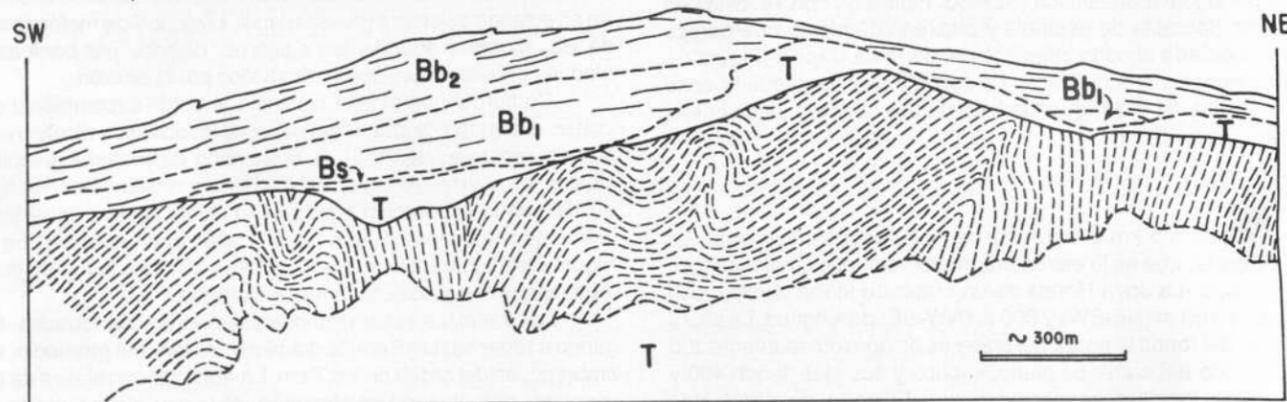


Figura 7.- Esquema geológico de la pared septentrional de La Joya Honda. La secuencia volcánica descansa discordantemente sobre caliza plegada de la Formación La Peña y la Formación Cuesta del Cura. Las unidades son T: depósito de talud; Bs<sub>1</sub>: depósito de nube rasante; Bb<sub>1</sub> y Bb<sub>2</sub>: brecha tobácea heterolitológica.

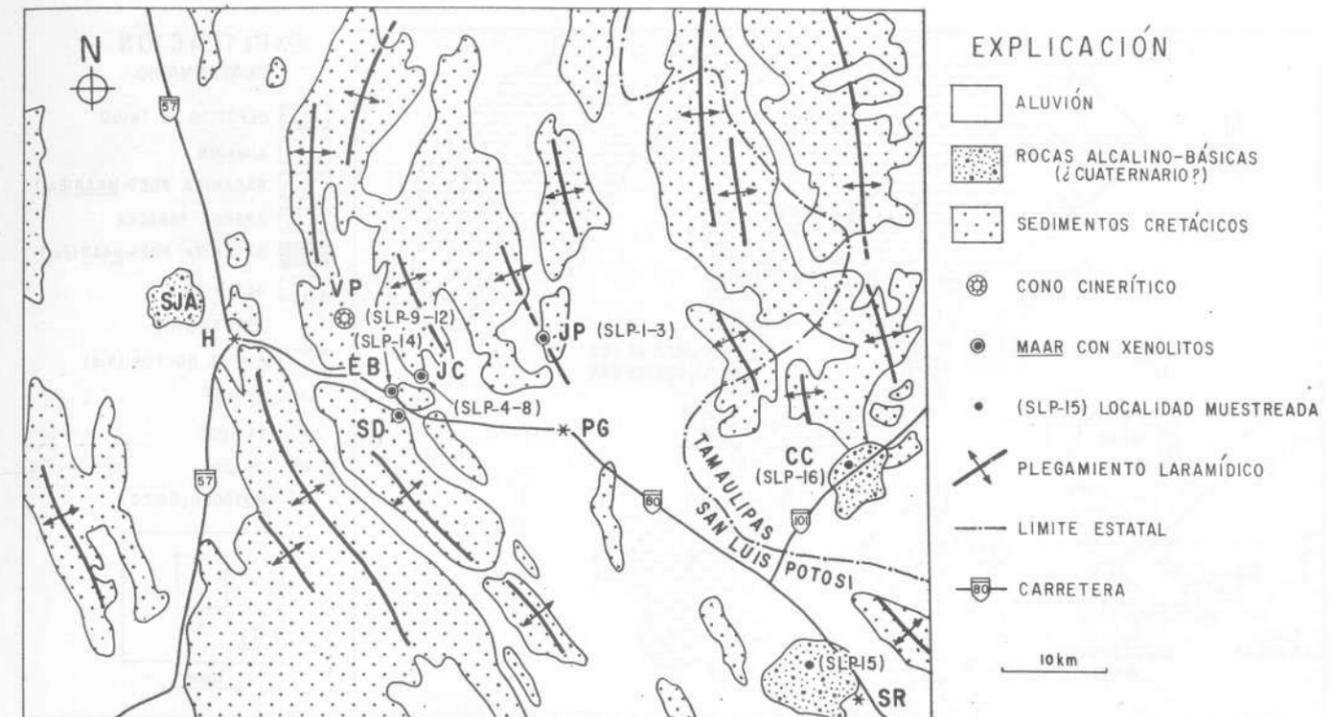


Figura 8.- Mapa geológico generalizado de la región de Santo Domingo (modificado de Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987; y de López-Ramos, 1972, 1973). Los centros volcánicos son SJA: San Juan sin Agua; VP: La Pólvora; EB: El Banco; SD: Santo Domingo; JC: La Joya de los Contreras; JP: La Joya Prieta; CC: cerro Coloradito; SR: San Rafael. Los poblados son H: Huizache; PG: Presa de Guadalupe.

campos de lava basanítica relativamente extensos, con varios conos bien conservados (SLP-15, -16) (Figuras 2 y 8), que están descritos sucintamente en el Apéndice. Además de los xenolitos de lerzolita de espinela, característicos de los volcanes de Ventura-Espíritu Santo, los *maars* de Santo Domingo contienen megacristales de kaersutita e inclusiones de grano grueso con abundante kaersutita (Aranda-Gómez, 1982). Los xenolitos varían desde hornblendita (> 99% kaersutita) hasta piroxenita con kaersutita (kaersutita:clinopiroxeno 1:1). La presencia de xenolitos mixtos, constituidos por lerzolita de espinela con vetillas de hornblendita, prueba que la kaersutita proviene del manto.

#### El *maar* de Santo Domingo

Este cráter también se conoce como el xalapasco de Santo Domingo (Labarthe-Hernández, 1978); es una pequeña estructura freatómagmática, localizada a 4 km al noroeste del poblado de Santo Domingo (Figura 9). La carretera federal 80 pasa a sólo 30 m del borde del cráter; en cuyas paredes están expuestos bancos de caliza arrecifal de la Formación El Doctor, parcialmente cubiertos por brecha tobácea. Al norte de esta carretera, el depósito piroclástico descansa sobre gravas fluviales cuaternarias (?).

A 500 m al oeste del centro del cráter, en el fondo de un arroyo pequeño, hay un buen afloramiento de un depósito de nube rasante, el cual es una toba de grano fino, de color blanco a amarillo pálido, que, en algunos lugares, tiene estructuras como dunas y ondulaciones (*ripples*). Sobre el depósito de nube rasante, hay brecha tobácea, característica de estos volcanes. Esta localidad es el único lugar donde se observó bien expuesto al depósito de nube rasante.

El afloramiento más completo del depósito piroclástico se encuentra en la parte sudoccidental del cráter, donde la base de la secuencia está cubierta por un depósito de talud parcialmente cementado por carbonato de calcio. La sección expuesta comien-

za con una brecha tobácea masiva, sin clasificar, que se cree yazga sobre el depósito de nube rasante descrito antes. La brecha tobácea está compuesta, en un 85 a 90%, por fragmentos de basanita del tamaño de lapilli, mientras que el resto está formado por clastos de caliza, que tienden a ser más grandes que los de roca volcánica (hasta de 2 m de diámetro). También fueron observados xenolitos y cristales, producto de la desintegración de éstos. Sobre este depósito masivo, hay una secuencia que varía desde pobremente hasta bien estratificada. En comparación con la anterior, esta unidad es de grano más fino y contiene más caliza. Los fragmentos son, en su mayoría, del tamaño de guijarros gruesos; los fragmentos de caliza del tamaño de cantos pequeños constituyen menos del 5% de la roca.

Una de las características más sobresalientes del *maar* de Santo Domingo es la presencia de xenolitos compuestos, en los que se puede observar diques y bandas de piroxenita con kaersutita, en contacto con lerzolita de espinela. Estas últimas, en ocasiones, presentan una foliación débil, definida por bandas delgadas de diópsido de color verde esmeralda.

#### El Banco

Al norte del *maar* de Santo Domingo se encuentra a los remanentes del *maar* de El Banco (Figura 9). En la parte occidental de la estructura, existen bancos de material compuestos principalmente por escoria basanítica (SLP-14), de grano fino (hasta de 2 cm de diámetro). En el lado oriental del cráter, aflora una brecha tobácea heterolitológica, con escasos xenolitos de lerzolita de espinela.

#### La Joya de los Contreras

Este *maar* se encuentra a 3 km al norte del poblado de Santo Domingo (Figura 9). Se trata de un cráter somero, con

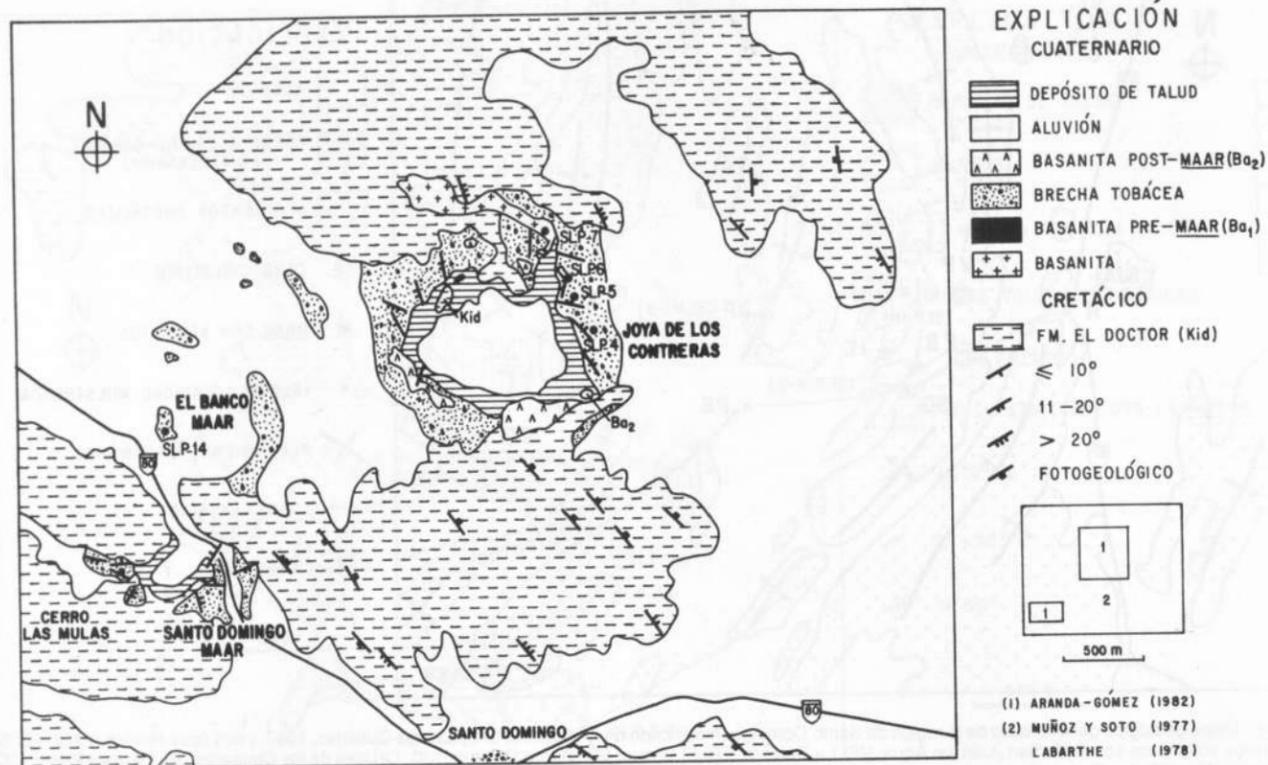


Figura 9.- Mapa geológico de los maars de Santo Domingo, El Banco y La Joya de los Contreras. La intensidad de la inclinación de las capas está indicada mediante símbolos.

forma elíptica (1,000 m E-W y 750 m N-S), rodeado por un anillo de piroclastos que, en algunos lugares, llega a tener 100 m de espesor. El fondo del cráter se encuentra 40 m abajo del nivel de los valles circundantes (Figura 9).

La actividad volcánica en esta área comenzó 2 km al norte del centro del cráter, con un derrame pequeño de basanita (SLP-7), el cual fluyó siguiendo un arroyo. Posiblemente en forma simultánea con este evento, se formaron uno o más conos de escoria en las cercanías del cráter actual, produciendo aglomerados de composición basanítica ( $Ba_1$ ). Este depósito puede observarse, en varios lugares, debajo de la secuencia piroclástica acumulada durante la formación del maar.  $Ba_1$  está compuesto por fragmentos vítreos de basanita, altamente vesicular. La mayoría de los clastos tiene un tamaño que varía entre 2 y 5 cm, aunque algunos fragmentos llegan a medir hasta 50 cm. El material vítreo está fuertemente oxidado, por lo que su color varía desde el pardo rojizo hasta el rojo ladrillo. El depósito carece de fragmentos de caliza y contiene xenolitos ultramáficos.

La secuencia piroclástica relacionada con la formación del maar descansa sobre  $Ba_1$  y consiste en brecha tobácea heterolitológica estratificada, intercalada con horizontes masivos de la misma litología. Las capas en la secuencia pueden llegar a tener un espesor del orden de los 50 cm. Algunas de éstas muestran, claramente, laminaciones internas que, en su mayoría, son paralelas entre sí, aunque en algunos lugares se encuentra diastratificación. Los fragmentos de basanita (SLP-4, -5) y los xenolitos varían de subangulares a bien redondeados, y pueden ser hasta de 40 cm, si bien los clastos más comunes sólo miden entre 0.5 y 1.0 cm. Los fragmentos mayores constituyen sólo del 5 al 10% del depósito. Los megacrístales de kaersutita son comunes en la parte superior de la secuencia. Los fragmentos de caliza están, en ocasiones, ligeramente decolorados. La lertzolita de espinela

presenta un color rojo ladrillo, debido a la meteorización, y la granulita, por lo general, está parcialmente fundida. La abundancia relativa de xenolitos y megacrístales es la siguiente: lertzolita de espinela = 86%, megacrístales de kaersutita = 7%, piroxenita = 3%, granulita de dos piroxenos = 2% y granulita con granate = 2%.

Después de la formación del maar, hubo erupciones pequeñas que originaron delgados depósitos de escoria basanítica ( $Ba_2$ ) en varios lugares alrededor del cráter (SLP-6, -8). Estos depósitos son caóticos, sin clasificación granulométrica, y están constituidos por bombas de basanita vítrea y vesicular, que llegan a tener varios metros de longitud. Los clastos de caliza son raros, pero los xenolitos de lertzolita y granulita feldespática son relativamente comunes, sobre todo como núcleos de bombas en forma de huso.

#### La Joya Prieta

Este maar se encuentra a 15 km al noreste del poblado de Santo Domingo (Figura 8). El cráter es de forma elíptica (750 x 500 m); su eje mayor tiene una orientación N75°E (Figura 10). El desnivel máximo, entre el fondo y el borde del cráter, es de 200 m y está presente en la pared oriental. La formación del maar fue precedida por la expulsión de cenizas y por un derrame de lava (SLP-3). El depósito piroclástico descansa directamente sobre la caliza de la Formación El Doctor, en la porción septentrional del cráter. El derrame está expuesto en la pared occidental del maar.

La secuencia piroclástica acumulada durante la formación del maar comienza con un depósito de nube rasante, que puede observarse en las paredes septentrional y occidental. Sobre este depósito, descansa una brecha tobácea que se caracteriza por la ausencia de xenolitos del manto y de megacrístales de kaersutita.

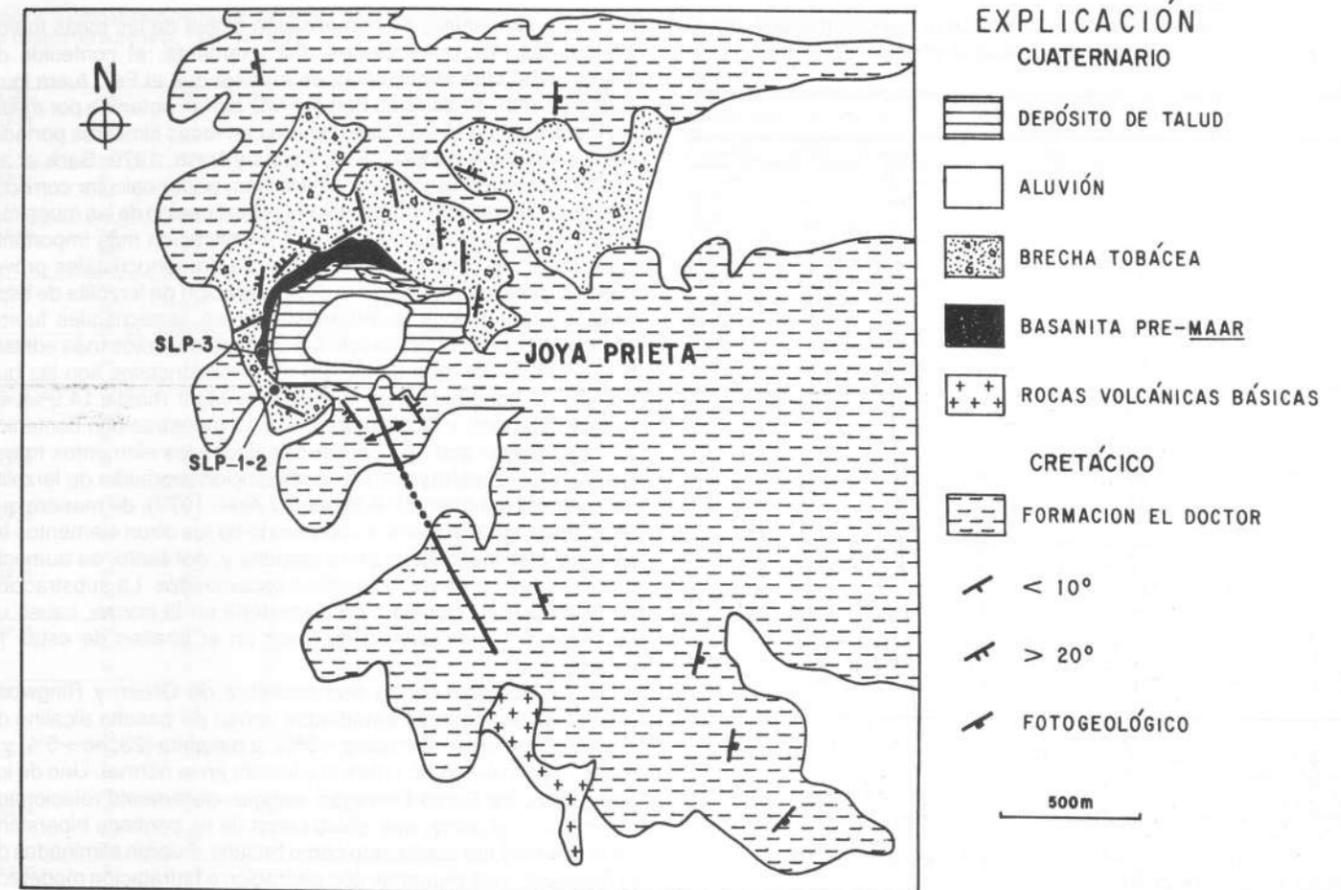


Figura 10.- Mapa geológico de La Joya Prieta. La intensidad de la inclinación de las capas está indicada mediante símbolos.

Los clastos juveniles en esta brecha inferior son de color pardo rojizo, debido a la oxidación.

Un horizonte delgado de toba, formado por una segunda nube rasante, separa a la brecha inferior de la brecha tobácea heterolitológica, que constituye la mayor parte de la secuencia y que contiene abundantes xenolitos y megacrístales. La unidad superior es casi continua alrededor del cráter y varía de pobremente a bien estratificada, con espesor de las capas de 30 cm a 1 m. Los clastos juveniles y los xenolitos llegan a ser hasta de 12 cm de diámetro, predominando los de 8 cm. En comparación con las brechas tobáceas de otros maars, la de La Joya Prieta parece ser mucho más rica en fragmentos de roca volcánica juvenil (basalto alcalino de olivino SLP-1, -2). Estos clastos imprimen una coloración parda a la matriz del depósito.

La característica más sobresaliente de La Joya Prieta es su gran abundancia de megacrístales de kaersutita, más numerosos que los xenolitos de lertzolita de espinela. Muchos de estos megacrístales muestran evidencias de fusión parcial. Ocasionalmente, también hay megacrístales de magnetita en el depósito. La abundancia relativa de xenolitos y xenocrístales es la siguiente: megacrístales de kaersutita = 84%, lertzolita de espinela = 12%, piroxenita y granulita con dos piroxenos = 4%.

#### PETROLOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS

Las rocas alcalino-básicas portadoras de xenolitos de lertzolita de espinela empobrecida (*depleted*) están en las zonas de *rift* de todos los continentes, así como en muchas islas oceánicas,

como Hawaii y Tahití. En estos ambientes tectónicos, la composición química de las lavas portadoras y de los xenolitos incluidos, es notablemente constante, lo que indica que el manto superior y los procesos de fusión son similares en todo el mundo. La basanita es, en forma considerable, la roca portadora de xenolitos de lertzolita de espinela más común (Basaltic Volcanism Study Project, 1981).

Las rocas basaníticas del Estado de San Luis Potosí son burdamente similares en composición a la basanita descrita en campos volcánicos bien estudiados en el oeste de los Estados Unidos de América y el sudeste de Australia (Smith y Carmichael, 1969; Hoffer, 1971; Laughlin *et al.*, 1972; Kesson, 1973; Frey *et al.*, 1978; Evans y Nash, 1979; Wass, 1980; Kempton *et al.*, 1984; Wilshire *et al.*, 1985). La presencia de xenolitos de lertzolita de espinela y de xenocrístales, producto de su desintegración, aunada al contenido alto de Mg, Cr y Ni en estas lavas, sugiere que los magmas provengan mayoritariamente del manto y que casi no hayan sufrido fraccionamiento o interacción con la corteza durante su ascenso a la superficie.

#### METODOLOGÍA

Un conjunto de 32 muestras de roca volcánica fue recolectado para el estudio petrológico (Figura 2). Las rocas incluyen clastos provenientes de las brechas tobáceas y ejemplares de lava y escoria, procedentes de volcanes cercanos a los maars (Figuras 3-10).

La composición modal de las rocas fue determinada por la cuenta de puntos en láminas delgadas (Tablas 1 y 2).

Tabla 1.- Composición modal determinada por cuenta de puntos para muestras selectas de lava y escoria (>1,000 puntos).

Muestra	Tipo	Ol [vol %]	Cpx	Pl	Oxidos	Simpl	Matriz
SLP-19	fc	0.9	—	—	—	—	84.1
	mf	6.0	1.4	—	2.0	—	
	xc	2.8	—	—	tr	1.2	
SLP-34	fc	1.4	tr	—	—	—	76.2
	mf	6.9	2.0	—	0.6	—	
	xc	11.1	tr	—	tr	1.1	
SLP-28	fc	0.6	tr	—	—	—	83.2
	mf	5.1	1.0	1.8	3.6	—	
	xc	4.5	—	—	—	0.2	
SLP-3	fc	4.2	—	—	—	—	71.2
	mf	6.2	1.9	13.4	3.1	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-23	fc	9.0	2.8	14.9	—	—	61.7
	mf	3.8	4.1	3.0	tr	—	
	xc	0.4	tr	—	—	—	
SLP-8	fc	0.6	—	—	—	—	75.1
	mf	4.6	2.0	9.0	3.5	—	
	xc	1.9	tr	—	tr	1.9	
SLP-15	fc	4.4	tr	—	—	—	87.4
	mf	1.5	1.5	5.3	tr	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-10	fc	4.9	0.8	—	—	—	71.1
	mf	7.3	0.7	13.5	1.7	—	
	xc	—	—	—	—	—	

fc: fenocristales (>0.3 mm); mf: microfenocristales (>0.03 mm, <0.3 mm); xc: xenocristales (los criterios se definen en el texto). Cpx es augita en SLP-10 y -15; Cpx es titanaugita en todas las otras muestras. Simpl: simplectitas de clinopiroxeno y olivino formadas a partir de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-19 también contiene indicios de xenocristales de ortopiroxeno, 1.5% de zeolita, e indicios de calcita. SLP-34 también contiene 0.6% de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-28 también contiene indicios de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-23 también contiene 0.3% de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-8 también contiene 0.7% de xenocristales de kaersutita y 0.3 % de xenocristales de ortopiroxeno.

Cada ejemplar fue analizado, por medio de fluorescencia de rayos X, por 22 elementos mayores y elementos-indicio. El contenido de tierras raras y otros elementos-indicio fue analizado por INAA (*instrumental neutron activation analysis*) en un subconjunto de ocho muestras. En todos los ejemplares se determinó el contenido de volátiles, calentando las muestras a 900°C (LOI: *lost on ignition*; Tablas 3 y 4).

Después de triturar las muestras y antes de pulverizarlas, los ejemplares fueron lixiviados en HCl al 10%, durante diez minutos, para remover cantidades pequeñas de calcita. Los elementos mayores fueron analizados en discos fundidos (tetraborato de litio), mediante análisis de longitud de onda dispersiva, modificando el método de Rose y colaboradores (1963). Los efectos de matriz fueron minimizados comparándolos con patrones de basalto alcalino, analizados por vía húmeda. Los errores, estimados a partir del análisis de otros patrones, son los siguientes: SiO<sub>2</sub> = 0.5% en peso, TiO<sub>2</sub> = 0.1%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.5%, FeOT = 0.2%, MnO = 0.02%, MgO = 0.4%, CaO = 0.1%, Na<sub>2</sub>O = 0.3%, K<sub>2</sub>O = 0.05%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.05%. El FeO fue determinado por titulación. La pérdida por calcinación fue determinada a 900°C.

Los elementos indicio fueron determinados, en pastillas de polvo comprimido, por análisis de energía dispersiva. La incertidumbre, equivalente a una desviación estándar, fue estimada como un porcentaje de las cantidades presentes: Cr = 8%, Ni = 10%, Cu = 10%, Zn = 10%, Rb = 8%, Sr = 5%, Y = 10%, Zr = 5%, Nb = 8%, Ba = 10%, La = 15% y Ce = 10%.

En los análisis de composición global de las rocas fueron efectuadas dos correcciones. Primeramente, el contenido de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y FeO fue recalculado, de manera que el Fe<sup>3+</sup> fuera igual que 15% mol, de acuerdo con el FMQ *buffer*, obtenido por medio de los óxidos de Ni y Ti, coexistentes en rocas similares portadoras de xenolitos (Wass, 1973; Evans y Nash, 1979; Sack *et al.*, 1980). Esta modificación se realizó para poder calcular correctamente la composición normativa y la clasificación de las muestras. En algunas muestras se hizo una modificación más importante para tratar de compensar la presencia de xenocristales provenientes, principalmente, de la desintegración de lertzolita de espinela. El contenido y la naturaleza de los xenocristales fueron determinados de acuerdo con los criterios descritos más adelante. Las muestras que contienen más xenocristales son las que poseen el contenido más elevado de MgO (hasta 14.9%), Cr (hasta 750 ppm) y Ni (480 ppm). En 13 muestras con contenido de MgO mayor que 9%, fueron calculados los elementos mayores, Ni y Cr, substrayendo la "composición promedio de lertzolita de espinela continental" (Maaloe y Aoki, 1977), de manera que MgO fuera igual que 9%. El contenido de los otros elementos-indicio se consideró trivial en la lertzolita y, por tanto, se aumentó proporcionalmente en los análisis recalculados. La substracción de lertzolita de espinela, con hiperstena en la norma, causó un aumento en la deficiencia de sílice en el análisis de estas 13 muestras.

De acuerdo con la nomenclatura de Green y Ringwood (1967), los ejemplares estudiados varían de basalto alcalino de olivino (6: nefelina normativa < 5%), a basanita (23: ne > 5%) y a nefelinita de olivino (2: nefelina y leucita en la norma). Uno de los ejemplares de Santo Domingo, aunque claramente relacionado con basalto alcalino, que aflora cerca de él, contiene hiperstena en la norma y fue clasificado como basalto. Fueron eliminadas de la discusión seis muestras con alteración e hidratación moderada (LOI > 2%), pues mostraban una disminución significativa en la proporción de K/Na y en el contenido de nefelina normativa, en comparación con otras muestras provenientes del mismo volcán. También se suprimió un ejemplar que posiblemente fue fraccionado (MgO < 7% en peso).

En el Apéndice se clasifica cada ejemplar como portador de xenolitos de lertzolita de espinela [SL], de xenocristales derivados de lertzolita [X], o sin inclusión [N]. De las 32 muestras analizadas inicialmente, los xenolitos y los xenocristales están presentes en las dos nefelinitas de olivino, en 19 de las 23 basanitas y en uno de los seis basaltos alcalinos de olivino.

Las muestras del Estado de San Luis Potosí forman un conjunto coherente de rocas alcalino-básicas, similar al de las rocas portadoras de xenolitos de lertzolita en otras partes del mundo (Smith y Carmichael, 1969; Hoffer, 1971; Laughlin *et al.*, 1972; Kesson, 1973; Frey *et al.*, 1978; Evans y Nash, 1979; Wass, 1980). Sin embargo, como demostraron Wilshire y colaboradores (1985), los xenolitos del oeste de los Estados Unidos de América fueron transportados por una variedad más amplia de magmas, que incluían basanita con nefelina, limburgita y *minette*.

## PETROGRAFÍA

Las muestras son inequigranulares; varían de porfídicas a seriadas y de hipocristalinas a holocristalinas. Además de contener fenocristales de minerales primarios como olivino, plagioclasa y titanaugita (o augita) y xenolitos pequeños de lertzolita, la mayoría del basalto alcalino de olivino, basanita y nefelinita de olivino contiene xenocristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y espinela, derivados de dichos xenolitos. También son relativamente comunes, aunque menos abundantes, los xenocristales de cuarzo y feldespatos derivados de granulita cuarzo-

Tabla 2.- Composición modal de las lavas y muestras de escoria, determinada por cuenta de puntos (> 1,000 puntos)

Muestra	Tipo	Ol	Cpx	Pl	Oxidos	Simpl	Matriz
SLP-38	fc	1.1	0.9	—	—	—	78.6
	mf	6.0	4.5	—	2.1	—	
	xc	6.7	—	—	tr	tr	
SLP-31	fc	1.1	1.0	—	—	—	68.0
	mf	5.6	3.3	—	3.9	—	
	xc	10.8	—	—	0.3	1.1	
SLP-32	fc	1.2	tr	—	—	—	78.1
	mf	6.4	3.3	—	0.7	—	
	xc	8.8	—	—	0.2	1.1	
SLP-33	fc	0.5	2.0	—	—	—	69.6
	mf	3.6	6.2	—	3.2	—	
	xc	11.8	1.2	—	0.2	1.2	
SLP-24	fc	1.1	tr	—	—	—	70.6
	mf	6.6	1.8	—	9.1	—	
	xc	6.2	—	—	—	1.0	
SLP-25	fc	2.1	3.8	9.3	—	—	70.1
	mf	2.3	5.0	5.8	tr	—	
	xc	—	tr	—	—	tr	
SLP-26	fc	0.6	1.9	—	—	—	67.0
	mf	5.6	2.6	—	0.3	—	
	xc	17.2	0.2	—	—	1.0	
SLP-20	fc	1.3	tr	—	—	—	67.1
	mf	9.2	7.0	—	1.2	—	
	xc	11.7	—	—	0.2	2.0	
SLP-21	fc	0.9	—	—	—	—	72.2
	mf	7.5	3.8	—	2.7	—	
	xc	8.5	—	—	0.5	0.6	
SLP-35	fc	12.6	7.8	14.2	—	—	53.5
	mf	3.6	3.6	1.8	2.7	—	
	xc	tr	tr	—	—	0.3	
SLP-36	fc	5.6	4.5	—	—	—	78.5
	mf	3.1	3.2	4.6	0.5	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-37	fc	4.7	0.3	—	—	—	65.9
	mf	8.5	7.5	7.8	5.1	—	
	xc	tr	—	—	—	tr	
SLP-29	fc	2.1	2.6	—	—	—	80.5
	mf	6.8	2.2	1.6	3.9	—	
	xc	0.3	—	—	—	tr	
SLP-30	fc	1.8	0.4	—	—	—	81.5
	mf	4.4	1.7	—	3.2	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-4	fc	—	—	—	—	—	75.8
	mf	5.7	1.2	7.3	7.2	—	
	xc	1.1	—	—	tr	—	
SLP-5	fc	1.4	—	—	—	—	79.4
	mf	4.0	0.7	7.0	2.8	—	
	xc	1.2	tr	—	tr	1.0	
SLP-6	fc	0.8	1.6	—	—	—	65.4
	mf	3.7	2.0	11.5	3.1	—	
	xc	7.8	0.3	—	0.3	1.0	
SLP-7	fc	1.4	—	—	—	—	75.8
	mf	5.0	—	7.9	2.1	—	
	xc	0.1	—	—	—	0.2	
SLP-1	fc	2.2	—	—	—	—	75.9
	mf	6.1	0.6	9.5	1.6	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-2	fc	1.8	—	—	—	—	77.9
	mf	5.0	0.3	13.4	1.0	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-9	fc	4.6	—	—	—	—	54.2
	mf	7.4	16.4	12.4	tr	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-12	fc	8.7	3.4	4.8	—	—	52.7
	mf	5.9	1.4	15.1	8.1	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-14	fc	—	—	—	—	—	50.7
	mf	8.9	—	39.3	1.1	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-16	fc	3.5	6.0	11.3	—	—	28.7
	mf	1.6	9.5	30.2	9.2	—	
	xc	—	—	—	—	—	

fc: fenocristales (>0.3 mm); mf: microfenocristales (>0.03 mm, <0.3 mm); xc: xenocristales (los criterios para su identificación están definidos en el texto). Cpx es augita en SLP-9, -12, -16 y -27; Cpx es titanaugita en todas las demás muestras. Simpl: simplectita de clinopiroxeno y olivino, formada a partir de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-38 también contiene indicios (<0.1 %) de xenocristales de ortopiroxeno (Op). SLP-31 también contiene 0.5% de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-32 también contiene indicios de xenocristales de ortopiroxeno.

SLP-33 también contiene 0.5% de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-24 también contiene indicios de ortopiroxeno y 3.4% de zeolitas. SLP-25 también contiene indicios de xenocristales de ortopiroxeno y 1.6% de zeolitas. SLP-26 también contiene 0.4% de xenocristales de kaersutita, 0.5% de xenocristales de ortopiroxeno y 1.0% de zeolitas. SLP-20 también contiene 0.2% de xenocristales de ortopiroxeno. Las muestras listadas abajo contienen, además, los minerales accidentales (xc) o secundarios (s) siguientes: SLP-21 indicios de ortopiroxeno (xc). SLP-35 indicios de ortopiroxeno (xc). SLP-37 indicios de calcita (s). SLP-30 7% de zeolitas (s) e indicios de calcita (s). SLP-4 indicios de ortopiroxeno (xc) y de cuarzo (xc), 1.5% de zeolitas (s) y trazas de calcita (s). SLP-5 indicios de ortopiroxeno (xc) y 0.9% de cuarzo (xc). SLP-6 2.1% de ortopiroxeno (xc) y 0.1% de cuarzo (xc). SLP-7 0.1% de ortopiroxeno (xc), 6.4% de zeolitas (s) y 0.4% de calcita (s). SLP-1 4.0% de zeolita (s). SLP-2 7.1% de zeolita (s). SLP-9 1.2% de zeolita (s) y 3.8% de calcita (s).

Tabla 3.- Composición global de muestras selectas de lava y escoria, determinada por FRX.

MUESTRA [SLP-]	19	34	28	3	23	8	15	10
Elementos mayores (% en peso)								
SiO <sub>2</sub>	42.07	42.14	43.30	45.24	46.87	47.48	47.31	48.30
TiO <sub>2</sub>	3.44	3.12	3.08	2.50	2.65	2.08	2.35	2.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.69	11.85	12.82	15.05	14.24	15.04	15.62	14.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.08	3.46	3.40	4.77	4.78	4.84	4.19	3.77
FeO	8.87	9.32	9.62	8.62	7.23	8.04	6.97	8.60
(FeO <sub>T</sub> )	(12.54)	(12.43)	(12.68)	(12.91)	(11.53)	(12.40)	(10.74)	(11.99)
MnO	0.20	0.18	0.20	0.21	0.17	0.22	0.16	0.17
MgO	9.84	13.07	9.30	6.79	8.95	6.79	7.45	8.94
CaO	9.88	8.79	8.43	8.86	9.33	6.88	9.07	8.59
Na <sub>2</sub> O	4.88	4.19	5.02	3.74	3.21	4.83	3.85	3.34
K <sub>2</sub> O	2.26	2.19	2.29	1.93	1.58	2.57	1.88	1.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.38	0.95	1.32	0.57	0.73	0.77	0.55	0.39
LOI	1.20	0.55	0.93	1.49	0.71	0.97	1.20	0.86
Total	100.79	99.81	99.71	99.77	100.45	100.51	100.60	100.31
Norma CIPW (% en peso)								
Or	13.36	12.94	13.53	11.41	9.34	15.19	11.11	7.51
Ab	0.35	0.18	7.56	15.64	20.80	20.05	19.38	26.28
An	6.05	7.06	5.69	18.58	19.78	11.77	19.79	19.46
Ne	22.18	19.11	18.92	8.67	3.45	11.28	7.15	1.07
Di	27.51	24.42	22.37	17.83	17.65	14.27	17.62	16.80
Oi	17.19	24.29	18.62	16.71	18.93	17.98	15.78	20.40
Mt	3.03	3.00	3.06	3.12	2.78	3.00	2.60	2.90
Ilm	6.53	5.93	5.85	4.75	5.03	3.95	4.46	3.95
Ap	3.20	2.20	3.06	1.32	1.69	1.78	1.27	0.90
Elementos traza (ppm)								
Cr	295	640	292	144	249	205		

Tabla 4.- Composición global de muestras selectas de lava y escoria, determinada por FRX.

MUESTRA [SLP.]	38	31*	32	33	24	25*	26	20	21	35	36	37	30	4*	5	6	7	1*	2*	9	12	14*	16
<b>Elementos mayores (% en peso)</b>	42.29	41.53	41.02	42.41	41.61	47.45	41.89	42.64	42.24	46.27	44.84	43.87	43.56	43.97	44.85	45.60	43.54	44.60	43.63	49.70	47.33	42.87	48.38
SiO <sub>2</sub>	3.01	2.97	3.14	3.05	3.14	2.78	2.62	2.96	3.27	2.65	3.02	3.22	3.09	3.07	2.58	2.68	3.12	2.50	2.46	1.81	2.17	2.62	2.83
TiO <sub>2</sub>	12.15	10.93	11.92	12.03	12.26	15.32	11.05	11.70	12.83	14.16	14.39	13.86	13.38	14.34	14.35	14.64	14.64	15.06	14.77	13.68	13.90	13.73	15.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.44	4.14	3.95	4.37	4.37	4.94	3.77	3.24	5.03	3.53	3.58	3.07	3.88	5.99	4.28	4.13	4.99	5.15	5.80	1.54	2.38	6.12	2.47
FeO	10.13	8.72	8.96	8.70	7.45	5.94	8.46	9.28	8.26	8.35	8.58	9.54	9.69	7.26	8.69	9.14	8.06	8.78	7.34	10.30	9.77	7.06	9.03
(FeO <sup>T</sup> )	(13.23)	(12.45)	(12.51)	(12.63)	(12.40)	(10.39)	(11.85)	(12.20)	(12.79)	(11.53)	(11.80)	(12.30)	(12.65)	(12.54)	(12.86)		(12.62)	(13.27)	(12.81)	(11.69)	(11.91)	(12.57)	(11.25)
MnO	0.21	0.19	0.20	0.20	0.21	0.15	0.19	0.18	0.20	0.18	0.19	0.20	0.21	0.20	0.20	0.20	0.22	0.19	0.20	0.20	0.16	0.17	0.16
MgO	11.01	14.86	13.51	12.01	12.06	5.80	14.59	13.21	10.40	9.13	8.11	8.35	7.97	6.79	7.33	7.35	6.71	7.10	6.80	6.58	8.74	8.68	5.90
CaO	9.20	9.60	9.00	8.98	9.49	9.56	8.90	8.89	9.36	9.34	9.30	9.41	8.73	8.04	9.43	8.68	7.37	10.60	9.50	9.62	8.61	9.01	9.65
Na <sub>2</sub> O	4.80	3.65	4.13	4.47	4.67	3.24	3.19	3.82	4.97	3.55	4.37	3.89	5.03	4.88	3.13	3.89	4.75	3.44	2.83	2.51	2.86	3.22	4.26
K <sub>2</sub> O	2.06	0.95	2.33	2.17	2.29	1.62	1.80	1.77	2.26	1.52	2.04	2.24	2.49	2.90	1.74	2.13	2.41	1.18	1.71	1.56	1.07	1.30	3.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.05	0.62	1.15	1.11	1.24	0.73	1.10	0.82	1.27	0.71	0.95	1.08	1.25	1.10	0.66	0.69	0.73	0.65	0.60	0.58	0.28	0.45	0.97
LOI	1.41	2.72	0.85	0.87	0.99	2.73	1.72	0.96	0.89	1.01	1.55	0.96	1.85	2.00	4.22	1.75	1.13	3.38	6.30	1.31	1.05	2.79	0.67
Total	100.76	101.08	100.16	100.37	100.91	99.80	99.28	99.47	100.98	100.40	100.92	99.69	100.93	100.54	101.46	100.88	100.30	101.61	100.50	101.35	100.06	99.43	99.08
<b>Norma CIPW (% en peso)</b>	12.17	5.61	5.75	12.82	7.19	9.57	10.64	10.46	13.36	8.98	12.06	13.24	14.72	17.14	10.28	12.59	14.24	10.11	9.22	6.32	7.68	18.44	11.64
Or	1.07	4.15	0.00	1.50	0.00	26.21	4.14	4.61	0.43	18.49	11.65	9.49	6.65	8.27	16.51	15.15	17.48	12.93	16.77	16.99	24.20	23.74	24.83
Ab	5.52	10.64	7.11	6.35	5.73	22.48	10.52	9.55	6.03	18.21	13.63	13.74	6.58	8.66	19.97	16.20	12.79	21.02	23.34	24.43	21.33	19.64	9.13
An	21.42	14.48	18.93	19.68	21.41	0.65	12.38	15.01	22.53	6.26	13.72	12.69	19.46	17.89	5.41	9.62	0.00	0.00	0.00	0.00	2.30	0.00	1.90
Ne	0.00	0.00	6.29	0.00	4.97	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	
Le	26.96	25.39	24.15	24.98	26.81	16.53	21.23	23.48	26.01	19.06	21.41	21.07	23.37	19.73	18.46	18.35	15.65	22.44	16.36	16.06	15.95	18.04	26.77
Di	20.73	27.34	25.25	22.53	21.84	12.29	28.08	24.81	19.19	18.77	15.95	16.81	16.39	15.02	16.94	17.23	17.32	15.19	17.13	16.83	10.31	19.30	11.31
Cl	3.19	3.00	3.03	3.06	3.00	2.51	2.87	2.94	3.09	2.78	2.86	2.97	3.19	3.06	3.03	3.10	3.04	3.20	3.10	3.03	2.83	2.89	3.03
Mt	5.72	5.64	5.96	5.79	5.96	5.28	4.98	5.62	6.21	5.03	5.74	6.12	5.87	5.83	4.90	5.09	4.35	5.93	4.75	4.67	3.44	4.12	4.98
Ilm	2.43	1.90	2.66	2.57	2.87	1.69	2.55	1.90	2.94	1.64	2.20	2.50	2.90	2.55	1.53	1.60	1.69	1.51	1.34	0.65	1.04	2.25	1.20
Ap																							
<b>Elementos indicio (ppm)</b>	411	696	497	487	399	191	747	629	348	222	187	175	142	76	142	158	162	65	110	118	292	280	18
Cr	373	450	369	356	329	115	480	408	294	162	158	143	139	90	122	119	153	73	83	100	187	165	44
Ni	60	47	46	48	50	47	58	38	49	54	56	58	39	34	51	49	36	47	48	49	68	48	23
Cu	114	81	105	97	95	95	106	93	98	88	109	102	114	111	107	96	106	89	99	103	103	94	107
Zn	41	18	37	44	42	28	32	32	48	28	35	39	42	67	25	34	37	26	27	27	17	17	50
Rb	905	828	1014	991	1048	755	893	768	1057	720	894	1009	1124	1184	942	770	876	768	773	735	330	507	1065
Sr	29	21	24	29	23	26	23	19	28	25	27	27	27	27	23	26	26	23	26	23	22	22	25
Y	339	272	348	347	366	263	309	264	371	245	321	366	387	433	296	289	336	258	257	249	151	196	412
Zr	88	66	89	90	89	52	77	65	96	47	71	80	85	84	53	55	62	48	45	41	17	30	77
Nb	460	399	453	469	494	3255	403	425	504	396	470	546	588	454	375	399	489	347	412	427	169	247	493
Ba	51	37	57	60	59	21	50	38	75	35	43	52	55	53	49	33	46	29	44	34	5	18	51
La	97	106	108	108	121	71	87	69	116	62	83	108	106	110	79	82	86	76	74	67	33	47	91
Ce																							

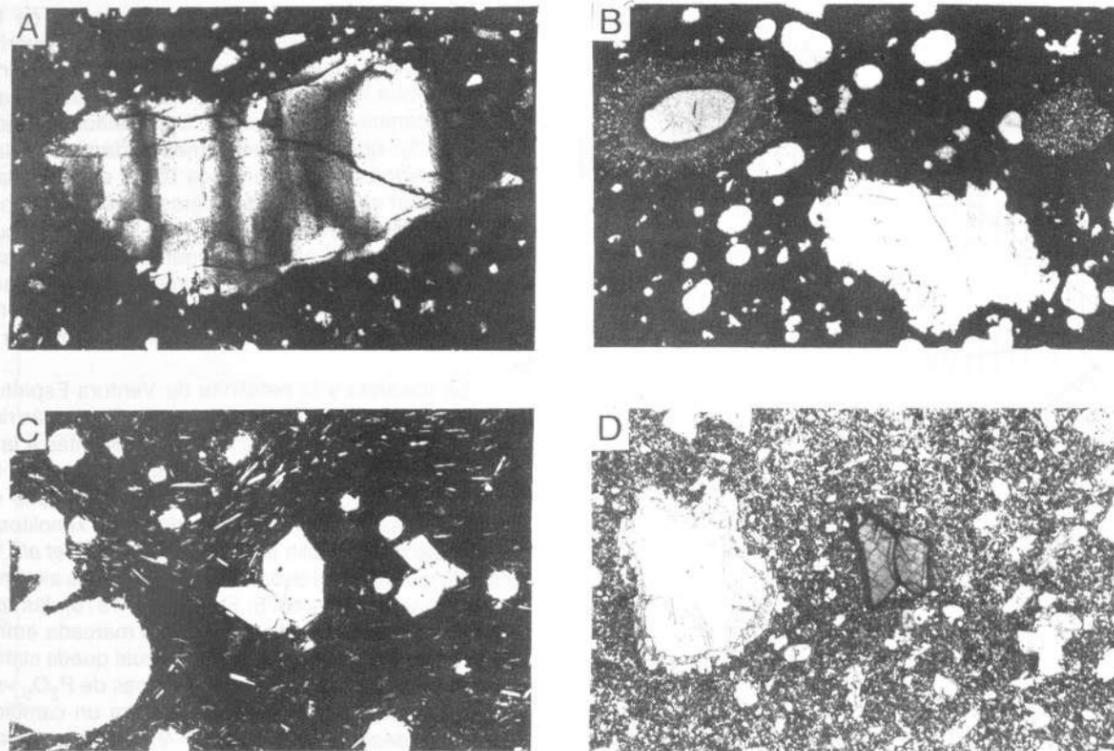


Figura 11.- (A) Fotomicrografía de un xenocristal de olivino que muestra extinción ondulatoria y los bordes corroídos, característicos de estos cristales accidentales; nicoles cruzados. (B) Fotomicrografía de un xenocristal de ortopiroxeno rodeado por un anillo de simplectita; en el ángulo superior derecho hay un pseudomorfo de simplectita, en el cual ya no existe un núcleo de ortopiroxeno; en el centro se observa un xenocristal de olivino corroído; se aprecia, también, varias vesículas; luz plana polarizada. (C) Fenocristales primarios de olivino en una muestra con estructura vesicular; luz plana polarizada. (D) Fotomicrografía de xenocristales de espinela y de piroxeno; al centro se observa un xenocristal de espinela rodeado por un anillo de reacción opaco; a la derecha hay un xenocristal de piroxeno con un sobrecrecimiento de titanita; una parte del xenocristal fue destruida durante la preparación de la lámina delgada. Se aprecia en la matriz la presencia de numerosos cristales euédricos (primarios) de titanita y olivino. Luz plana polarizada. Campo visual en todas las fotomicrografías: 3.5 x 2.2 mm.

ortopiroxeno (Figura 11, B) y los xenocristales de cuarzo. El olivino primario es característicamente euédrico (Figura 11, C), aunque algunos cristales muestren algo de reabsorción u oxidación incipiente; en cambio, los xenocristales de olivino presentan extinción ondulatoria (Figura 11, A) o el maclado característico del olivino en la lertzolita. Los xenocristales de espinela translúcida, de color pardo rojizo, siempre están rodeados por un anillo de reacción opaco (Figura 11, D), y tienen contactos precisos, no de transición, con el magma transportador. Los xenocristales de ortopiroxeno están invariablemente rodeados por coronas constituidas por intercrecimientos simplectíticos de olivino y clinopiroxeno (Figura 11, B). En algunos casos, el proceso de alteración consumió todo el xenocristal de ortopiroxeno, dejando sólo un pseudomorfo, compuesto por simplectita, sin núcleo de ortopiroxeno.

Los conjuntos de minerales primarios en las muestras estudiadas están íntimamente relacionados con la composición global de la roca y, en consecuencia, con la clasificación derivada de la norma CIPW. La nefelinita de olivino tiene fenocristales de olivino y de titanita, en una matriz con la misma mineralogía, más plagioclasa sódica, feldespatoides, titanomagnetita e ilmenita. Conforme disminuye la deficiencia de silice en la basanita y en el basalto alcalino de olivino, los conjuntos de minerales comienzan a tener, además del olivino y la titanita, plagioclasa cálcica, primeramente como microfeno-cristales y luego como fenocristales. Hay tanto óxidos de Fe como de Ti en las matrices de la basanita y del basalto alcalino, pero no hay feldespatoides en este último tipo de roca.

La Figura 12 muestra en forma de "dendrogramas" (Sánchez-Rubio, 1977) la mineralogía primaria de los ejemplares estudiados. En estos diagramas se lee la abundancia relativa de los minerales, de izquierda a derecha. La figura ilustra una de las diferencias principales entre los magmas del área de Ventura-Espíritu Santo y los de la región de Santo Domingo. En los volcanes del grupo Santo Domingo, donde hay megacristales y xenolitos con kaersutita, la plagioclasa es el mineral más abundante en la basanita, el basalto alcalino y el basalto. En el área de Ventura-Espíritu Santo, la nefelinita de olivino y la basanita son más deficientes en silice. En estas rocas, el olivino es la fase más abundante; la plagioclasa, cuando está presente, sólo se encuentra en la matriz.

COMPOSICIÓN GLOBAL DE LAS ROCAS

En el conjunto de rocas alcalino-básicas del Estado de San Luis Potosí, el contenido de SiO<sub>2</sub>, en análisis recalculados, libres de H<sub>2</sub>O, aumenta en la secuencia de nefelinita de olivino (41-42%), basanita (42-49%), basalto alcalino de olivino (47-49%) y basalto (50%). En esta misma secuencia, el contenido normativo de nefelina y diópsido aumenta conforme disminuye el de albita y anortita. Asimismo, un gran número de elementos muestra un comportamiento aproximadamente incompatible en la secuencia, aumentando constantemente con el contenido de nefelina normativa los elementos siguientes: Ti, K, Na, P, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Hf, Ta, Th y U.

Los diagramas de variación de SiO<sub>2</sub> vs TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ilustran esta tendencia (Figura 13, A). En ellos se muestra símbolos

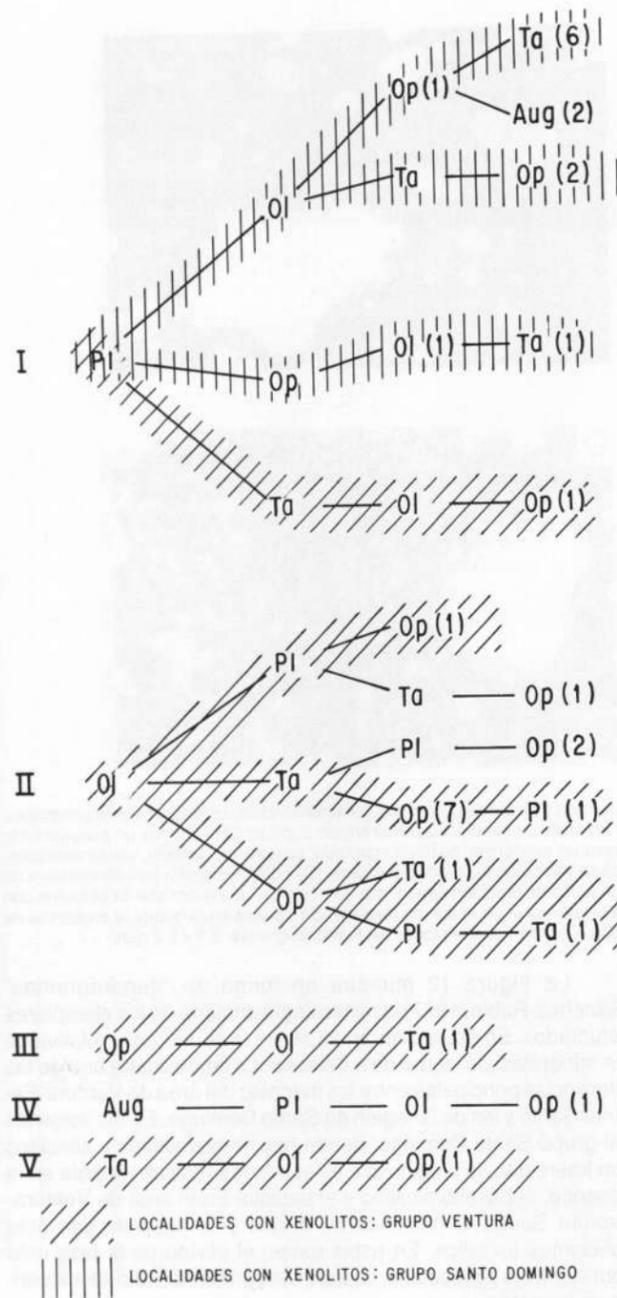


Figura 12.- Dendrogramas (Sánchez-Rubio, 1977), que ilustran el conjunto de minerales primarios en las rocas descritas. Se muestra las fases más abundantes a la izquierda y las más escasas a la derecha. El diagrama I incluye a aquellas muestras en que la plagioclasa (Pl) es el mineral más abundante. Estas rocas provienen principalmente del área de Santo Domingo. El diagrama II corresponde a las muestras de la región de Ventura-Espíritu Santo, donde el olivino es la fase dominante. Los dígitos entre paréntesis indican el número de muestras en cada grupo. Por ejemplo, hay seis muestras con la paragénesis  $Pl > Ol > Op > Ta$ , mientras que sólo hay un ejemplar en que  $Pl > Ol > Op$ . Abreviaturas Ol: olivino; Ta: titanaugita; Pl: plagioclasa; Op: óxidos opacos (titanomagnetita e ilmenita); Aug: augita.

diferentes para cada tipo de roca. Los símbolos negros corresponden a las rocas con gran deficiencia en  $SiO_2$  de la región Ventura-Espíritu Santo, y los blancos representan las rocas relativamente más ricas en  $SiO_2$  del grupo Santo Domingo. El área circundada por la línea interrumpida está definida por 76 rocas

volcánicas portadoras de xenolitos del oeste de los Estados Unidos de América (Wilshire *et al.*, 1985); la mayoría se agrupa cerca de las muestras de Santo Domingo. El área incluida en la línea punteada indica la composición de cinco basanitoides del campo volcánico de San Quintín, Baja California (Bacon y Carmichael, 1973), que son prácticamente idénticas a las rocas de Santo Domingo. Del conjunto de rocas recolectadas en Santo Domingo, son especialmente interesantes el basalto SLP-9 y los basaltos alcalinos de olivino SLP-10 y SLP-12, los cuales aparecen unidos por una línea en la Figura 13. Estas rocas están muy cerca una de otra, atravesando, sin embargo, el "plano crítico de deficiencia de sílice" (Yoder y Tilley, 1962). Ninguna de estas tres lavas contiene xenolitos de lertzolita ni megacristales de kaersutita.

La basanita y la nefelinita de Ventura-Espíritu Santo son considerablemente más deficientes en sílice y más ricas en Ti, K, P y elementos afines. Estas rocas son distintas a la mayoría de las rocas con xenolitos descritas hasta ahora en los Estados Unidos de América, pero caen dentro del amplio espectro de composiciones de las rocas portadoras de xenolitos de lertzolita del sudeste de Australia (Kesson, 1973; Frey *et al.*, 1978; Wass, 1980). Al igual que en otros conjuntos de rocas alcalinas (Kesson, 1973; Sun y Hanson, 1975; Frey *et al.*, 1978), las rocas de San Luis Potosí muestran una correlación marcada entre el  $P_2O_5$  y muchos elementos incompatibles, lo cual queda claro en la Figura 13, B, en la que se muestra diagramas de  $P_2O_5$  vs Sr y Ce. El grupo de rocas, como un todo, muestra un cambio, gradual y progresivo, desde la muestra SLP-9, con hiperstena normativa, hasta la nefelinita de olivino, fuertemente deficiente en sílice. Las muestras de un solo volcán comúnmente cubren una pequeña parte del espectro de composiciones. Sin embargo, las muestras de La Joya Honda comprenden un basalto alcalino de olivino más antiguo que el *maar* (SLP-25), una basanita expulsada al tiempo que se formó el cráter (SLP-26) y una nefelinita posterior al *maar* (SLP-24). Las tres rocas cubren aproximadamente la mitad del espectro de composiciones de las muestras de San Luis Potosí.

#### PETROLOGÍA

La tendencia (*trend*) que presentan los elementos incompatibles (Ti, K, P, Sr, etc.) a aumentar con la disminución del contenido de sílice, con el incremento consecuente en la deficiencia en este elemento, no puede ser explicada por cristalización fraccionada, ni por algún modelo de asimilación de rocas corticales. Por lo tanto, se cree que todos estos magmas básicos representen magmas primarios provenientes del manto.

Pier y colaboradores (1987) determinaron las proporciones isotópicas de Sr y Nd en un subconjunto de rocas volcánicas portadoras de inclusiones, en un xenolito de lertzolita de espinela recolectado en la laguna de Los Palau y en un megacristal de kaersutita proveniente de La Joya Prieta. Las proporciones  $^{87}Sr/^{86}Sr$  de las rocas portadoras muestran una correlación inversa con el contenido normativo de nefelina, con la abundancia de Ti, K, P y otros elementos-indicio incompatibles y con los valores de  $\epsilon Nd$ . Estos resultados demuestran que los magmas alcalinos del Estado de San Luis Potosí no pudieron ser generados por fusión parcial progresiva de una misma roca-madre (Sun y Hanson, 1975; Frey *et al.*, 1978; Clague y Frey, 1982). Los datos isotópicos son compatibles con la mezcla de dos componentes provenientes de dos regiones distintas en el manto. El componente A es más pobre en elementos incompatibles, con una proporción  $^{87}Sr/^{86}Sr$  mayor y con  $\epsilon Nd$  menor. El componente B es más rico en elementos incompatibles, con una relación  $^{87}Sr/^{86}Sr$  menor y con un valor mayor de  $\epsilon Nd$  (de acuerdo con la terminología de Frey y Green, 1974).

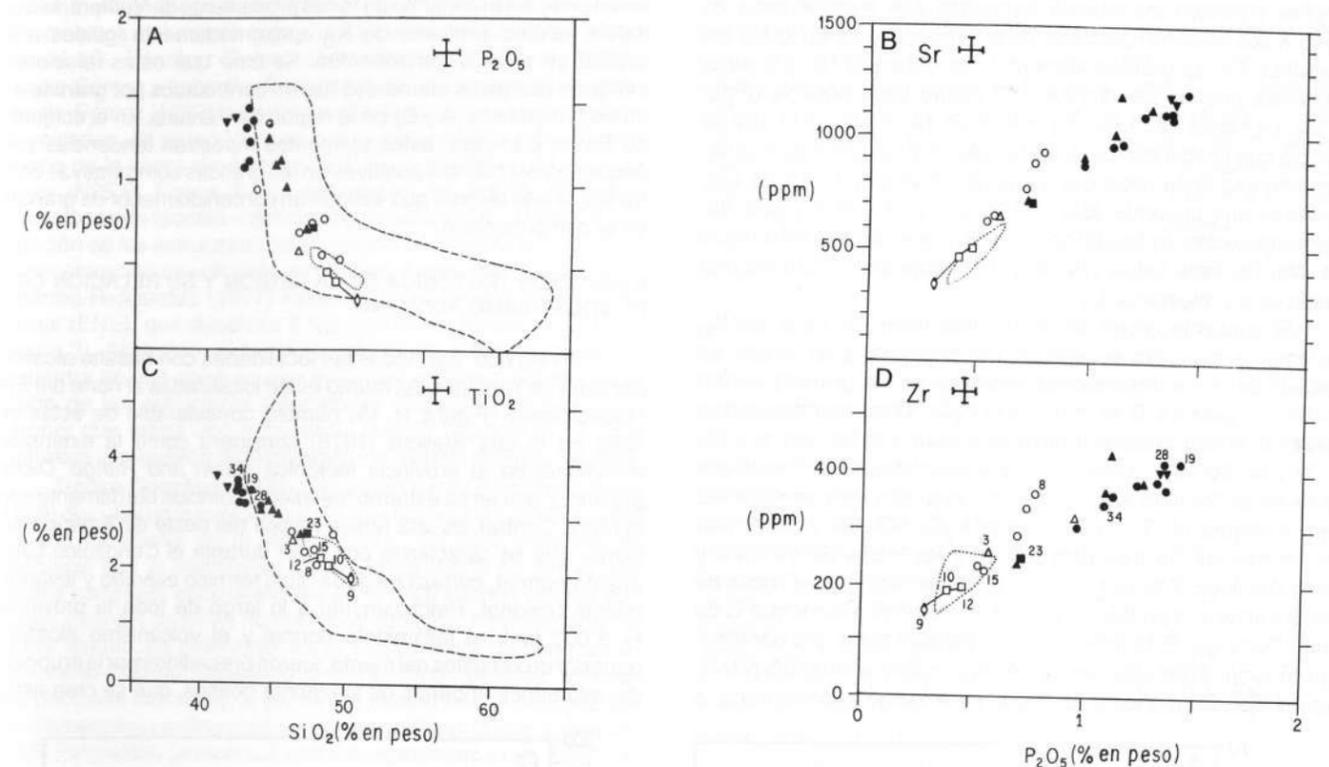


Figura 13.- Diagramas de variación en la composición global de las rocas. (A)  $SiO_2$  vs  $TiO_2$  y  $P_2O_5$  (% en peso); (B)  $P_2O_5$  (% en peso) vs Zr y Sr (ppm). Se presenta en forma gráfica los resultados de 25 análisis de rocas en que LOI es menor que 2% en peso. Los números corresponden a las muestras listadas en las Tablas 3 y 4. Las "cruces de error" indican la incertidumbre en los análisis químicos (Tabla 3). Como se explica en el texto, los análisis de elementos mayores fueron corregidos por contaminación con lertzolita de espinela; las modificaciones fueron efectuadas antes de elaborar la gráfica. Todos los elementos mayores fueron recalculados, de manera que el análisis, libre de agua, fuera igual que el 100%. La línea sólida que conecta a SLP-9, -10 y -12 se explica en el texto. Los símbolos negros corresponden a las muestras de la región de Ventura-Espíritu Santo, y los blancos a las de los volcanes de Santo Domingo. Triángulos invertidos: nefelinita de basalto alcalino de olivino con xenolitos de lertzolita de espinela. Triángulos: basanita sin xenolitos. Cuadrado negro: xenolitos. El área limitada por la línea interrumpida fue definida por 76 rocas portadoras de xenolitos del manto del oeste de los Estados Unidos de América (Wilshire *et al.*, 1985). El área más pequeña, limitada por la línea punteada, corresponde a cinco basanitoides del campo volcánico de San Quintín, Baja California (Bacon y Carmichael, 1973).

La mayoría de los investigadores anteriormente citados relacionó al componente B con fluidos metasomáticos que depositaron vetillas de kaersutita, apatita, flogopita, plagioclasa, magnetita y otros minerales en la región de donde provienen los magmas alcalino-básicos portadores de xenolitos (Lloyd y Bailey, 1975; Wilshire y Shervais, 1975; Frey y Prinz, 1978; Boettcher y O'Neil, 1980; Irving, 1980; Menzies y Murthy, 1980a y b; Wass y Rogers, 1980; Bergman *et al.*, 1981; Menzies y Wass, 1983; Kempton *et al.*, 1984; Wright, 1984; Menzies *et al.*, 1985; Wilkinson y Le Maitre, 1987). Menzies y Murthy (1980b) encontraron que, en los volcanes de la isla Nunivak, Alaska, y en los de Ataq, Yemen del Sur, los megacristales de kaersutita y las rocas transportadoras tienen relaciones isotópicas de Sr y Nd similares.

Las evidencias de campo demuestran que los megacristales de kaersutita encontrados en los volcanes del grupo Santo Domingo provienen de la disgregación de vetillas de kaersutita emplazadas en lertzolita de espinela (Aranda-Gómez, 1982). En estos mismos volcanes, también han sido encontrados recientemente algunos megacristales de magnetita. De acuerdo con Pier y colaboradores (1987), la kaersutita del grupo Santo Domingo tiene una proporción  $^{87}Sr/^{86}Sr$  menor que la de cualquier roca

alcalino-básica de San Luis Potosí hasta ahora analizada. Por lo tanto, esta kaersutita es, en cuanto a su composición isotópica, un buen candidato para el componente B.

Es de suponer que el componente B, representado por la kaersutita, y otros minerales metasomáticos depositados en las vetillas se hayan mezclado con un componente A, el que tendría un contenido menor de elementos incompatibles, pero una relación  $^{87}Sr/^{86}Sr$  mayor. Hasta ahora no se tiene evidencia acerca de la naturaleza del componente A, el cual es probable que sea astenosférico y que difiera isotópicamente del manto superior que subyace al área de estudio, el cual está representado por la lertzolita de espinela estudiada por Pier y colaboradores (1987).

En la interpretación de las concentraciones de elementos-indicio, se siguió la metodología de Minster y Allegre (1978), presentando de manera gráfica los datos obtenidos contra un elemento con un coeficiente global de distribución (*bulk distribution coefficient*,  $K_D$ ) muy bajo. Allegre y colaboradores (1977) utilizaron al Ta para este propósito, mientras que Minster y Allegre (*op. cit.*) y Clague y Frey (1982) seleccionaron al Th. Estos últimos autores basaron su elección en que el Th presenta una gama amplia de concentraciones (*high concentration range ratio*), en la

suite volcánica de Honolulu, lo cual indica un  $K_D$  muy bajo. En el estudio presente se eligió al Nb como el elemento más incompatible, porque tiene una de las variaciones de concentración más amplias y porque los valores obtenidos con fluorescencia de rayos X son bastante precisos, determinándose en todas las muestras. En las gráficas comparativas contra el Nb, los otros elementos pueden ser divididos en cuatro tipos básicos (Figura 14). La Figura 14, A es una gráfica de Ta vs Nb, en la que se aprecia que la abundancia de estos elementos define aproximadamente una línea recta que pasa por el origen. El Th es otro elemento que presenta este mismo comportamiento, que fue interpretado como indicador de que el  $K_D$  de estos tres elementos (Ta, Nb, Th) tiene valores bajos y una abundancia proporcional similar en los miembros A y B.

El siguiente grupo de elementos tiene un valor de  $K_D$  ligeramente más alto en ambos miembros (A y B), como es indicado por las intersecciones positivas en las gráficas contra Nb. En la Figura 14, B se muestra el  $P_2O_5$ . Otros elementos que presentan el mismo comportamiento son La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Hf, Zr y Sr. En este grupo, las tendencias lineales definidas por las rocas de Ventura y de Santo Domingo son muy semejantes entre sí (Figura 14, B). Los elementos  $K_2O$ ,  $TiO_2$ , Rb y Ba forman dos tendencias lineales distintas para las rocas de Ventura y Santo Domingo (Figura 14, C). La línea definida por las rocas de Ventura tiene una pendiente considerablemente menor que la de Santo Domingo. Esto indica que en Ventura hubo una contribución considerablemente menor de estos cuatro elementos provenientes del componente B. Esta información, considerada a

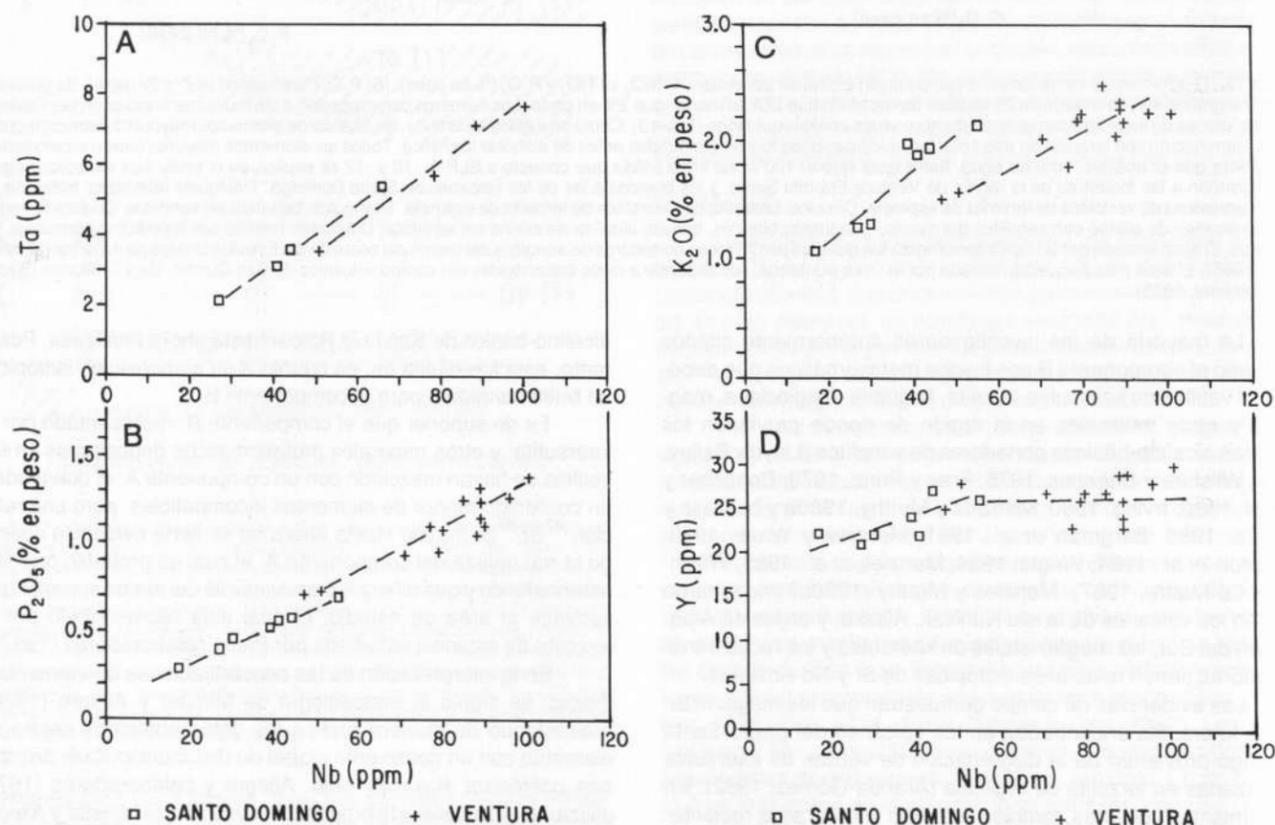


Figura 14.- (A) Gráfica del contenido total de Ta vs Nb. Las líneas fueron calculadas por el método de "mínimos cuadrados"; el Th muestra un comportamiento similar. (B)  $P_2O_5$  vs Nb; otros elementos que producen gráficas semejantes son La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Hf, Zr y Sr. (C)  $K_2O$  vs Nb; otros elementos con comportamiento similar son Ti, Rb y Ba. (D) Y vs Nb; otros elementos con gráficas similares son Yb y Lu.

través del modelo de las vetillas metamórficas, señala un contenido menor de flogopita en las vetillas bajo la región de Ventura.

Los elementos Y, Yb y Lu (Figura 14, D) son prácticamente constantes en el conjunto de rocas proveniente de Ventura, lo que indica valores similares de  $K_D$  aproximadamente iguales a la unidad en ambos componentes. Se cree que estas relaciones indiquen que estos elementos fueron controlados por granate en ambos miembros (A y B) en la región de Ventura. En el conjunto de Santo Domingo, estos elementos muestran tendencias con pequeñas pendientes positivas en las gráficas comparativas contra Nb, lo que se cree que indique un contenido menor de granate en el componente A.

#### EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA REGIÓN Y SU RELACIÓN CON EL VOLCANISMO ALCALINO

En México, casi todas las localidades con basalto alcalino portador de xenolitos del manto están localizadas al norte del Eje Neovolcánico (Figura 1). Un número considerable de éstas se halla en lo que Stewart (1978) considera como la extensión meridional de la provincia tectónica *Basin and Range*. Dicha provincia, que en su extremo meridional coincide burdamente con la Mesa Central, es una región amplia del oeste de América del Norte, que se caracteriza por tener durante el Cenozoico fallamiento normal, corteza delgada, flujo térmico elevado y levantamiento regional. Prácticamente a lo largo de toda la provincia (> 3,000 km), el fallamiento normal y el volcanismo alcalino, portador de xenolitos del manto, fueron precedidos por la erupción de volúmenes enormes de ignimbrita riolítica, que se cree estu-

quiera genéticamente asociada a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de América del Norte.

Los campos volcánicos de Santo Domingo, Ventura-Espíritu Santo y San Diego de la Unión (Figura 1) son las localidades con xenolitos del manto más meridionales dentro de la Mesa Central (G. Sánchez-Rubio, comunicación personal, 1986). Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández (1977) y, posteriormente, Aranda-Gómez (1982) hicieron resaltar la relación aparente entre los volcanes del grupo Ventura con la intersección entre el anticlinorio de la sierra de Álvarez (N20°W) y el *graben* de Villa de Reyes (N25°E; Figura 3). En esa región, es posible distinguir alineaciones de fuentes volcánicas con rumbo NW, paralelas a la dirección de las estructuras laramídicas (Zárate-Muñoz, 1977), y la concentración de volcanes en un área donde Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández (1977) infirieron la existencia de una falla normal (ENE), que desplaza a las sierras de Álvarez y El Coro (Figura 3). Asimismo, el campo volcánico de Santo Domingo se encuentra en una zona en que existe un cambio marcado en el rumbo de las estructuras laramídicas (Figura 8), lo que hace suponer que exista una estructura (¿falla?) regional (E-W) que controlara la expulsión de la basanita y el basalto alcalino del área.

Tristán-González (1986) y Aranda-Gómez y colaboradores (1989) discutieron la evolución tectónica durante el Cenozoico del extremo meridional de la Mesa Central. En esos estudios, se estableció que el fallamiento normal en la región ha tenido una historia compleja, encontrándose en el área cuando menos dos juegos distintos de fallas normales conjugadas. Posiblemente, el primer evento de extensión en la región haya ocurrido en el Paleoceno-Eoceno, causando la elevación de bloques, bordeados por fallas normales, al pie de los cuales fueron depositados conglomerados continentales (Formación Guanajuato, Edwards, 1955; Formación Cenicera, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). El siguiente evento importante fue la expulsión de las rocas volcánicas félsicas, el cual ocurrió a través de fisuras de extensión con orientación aproximada N-S (Waitz, 1922; Tristán-González, 1986).

Labarthe-Hernández y colaboradores (1982) y Tristán-González (*op. cit.*) establecieron que el *graben* de Villa de Reyes (N25°E) y otras estructuras transversales a él, como los *grabens* de Bledos (N40°W) y Enramadas (N50°W; Figura 3) ya existían durante el Oligoceno tardío, ya que fueron rellenados por los clastos de la Formación Panalillo (K-Ar, 26 Ma). La presencia de depósitos de grava extensos, con faunas de vertebrados del Plioceno-Cuaternario (Mooser, 1959; Mooser y Dalquest, 1975; Carranza-Castañeda *et al.*, 1982), así como el basculamiento de grandes bloques cubiertos por ignimbritas del Terciario medio, sugieren que durante el Terciario tardío, y aún durante el Cuaternario, debió de haber otro período de reactivación de algunas de las estructuras del extremo meridional de la Mesa Central.

En la región de Ventura, los depósitos piroclásticos de dos de los *maars* descansan sobre gravas continentales de posible edad pliocénico-cuaternaria. La laguna de Los Palau se formó sobre una superficie profundamente disecada, cubierta por gravas cementadas por caliche, y los depósitos distales de La Joya Honda descansan sobre gravas con vertebrados pliocénico-cuaternarios (?). Las estimaciones indirectas del gradiente geotérmico en el área indican que éste es alto (Aranda-Gómez, 1982). Las estimaciones, con base en el flujo térmico medido cerca de la superficie, también coinciden (Ziagos *et al.*, 1985).

En los Estados Unidos de América, la transición entre el volcanismo ignimbrito, relacionado con la subducción, y la expulsión de basalto alcalino portador de xenolitos, ha sido correlacionada en tiempo con el choque entre la dorsal del Pacífico oriental y la trinchera que bordeaba la costa occidental de América

del Norte. El mecanismo exacto que causó la tectónica de extensión y el volcanismo alcalino aún es materia de debate (Stewart, 1978, p. 22-27).

En el caso de la Mesa Central, los últimos episodios de fallamiento normal y el volcanismo alcalino pudieran relacionarse con una gran reorganización de placas que habría originado la separación de la península de Baja California. De acuerdo con Gastil y Jency (1973), el fallamiento normal asociado al protogolfo de California ocurrió durante el Mioceno tardío. McCoy (1984) consideró que el fallamiento normal en la cuenca de San José del Cabo (B. C. S.) pudiera haber acaecido desde el Mioceno medio. La primera generación de corteza oceánica dentro del Golfo de California sucedió hace 4 Ma (Larson, 1972). Al oriente del golfo, en la Mesa Central, como una consecuencia directa de esta reorganización de placas, habría podido ocurrir una reactivación de fallas preexistentes, acompañada por la expulsión de basalto alcalino, portador de xenolitos.

McDowell y Keizer (1977) demostraron que, al oeste de la ciudad de Durango, el fallamiento normal y la erupción del basalto alcalino de la Formación Metates (K-Ar, ~12 Ma; McDowell y Keizer, *op. cit.*) fueron simultáneos. Este basalto, aunque no contiene xenolitos de lertzolita, se caracteriza por contener xenolitos de granulita y megacristales de plagioclasa, kaersutita, magnetita y apatita. En la parte noroccidental del Estado de San Luis Potosí, recientemente, fueron descubiertos los remanentes de un campo volcánico al que se llamó Los Encinos, que se caracteriza por tener numerosos cuellos volcánicos de composición basáltica (*sensu lato*) con inclusiones abundantes de plagioclasa, kaersutita, magnetita y apatita; esto permite suponer que pudiera ser de la misma edad que la Formación Metates, cuya edad coincide burdamente con la del protogolfo de California.

Los campos volcánicos de Ventura-Espíritu Santo, Santo Domingo, San Diego de la Unión y La Breña (Sánchez-Rubio, 1978) pudieran representar la culminación de una historia prolongada de tectónica de extensión durante el Plioceno-Cuaternario.

#### MODELO PETROGENÉTICO PARA LOS MAGMAS ALCALINOS DE SAN LUIS POTOSÍ

Con base en la composición química (elementos mayores y elementos-indicio), en el contenido isotópico (Pier *et al.*, 1987) de las lavas portadoras de xenolitos, y en el ambiente tectónico de la región, se propone el modelo que se ilustra en la Figura 15. Como respuesta a la tectónica de extensión que actuó a partir del Mioceno, la parte astenosférica del manto (componente A) comenzó a ascender debajo de la región. Como consecuencia, empezaron a ascender fluidos ricos en  $CO_2$ , los cuales subieron con mayor rapidez que el diapiro. Se cree que estos fluidos hayan sido capaces de remover elementos con un valor bajo de  $K_D$  de las rocas del manto, a través de las que emigraron. Wendlandt y Harrison (1979) demostraron experimentalmente que, al disminuir la presión, los fluidos con abundante  $CO_2$  se enriquecen progresivamente en tierras raras ligeras (*light REE*), en comparación con los silicatos fundidos con los que coexisten. Por lo tanto, un fluido ascendente, rico en  $CO_2$ , será muy eficiente removiendo tierras raras ligeras y otros elementos afines en la parte más somera del manto. Los autores consideran que, abajo de San Luis Potosí, esta fase fluida se enriqueció en elementos incompatibles, substraídos de un manto superior del tipo de MORB-OIB (*mid-ocean ridge basalt-ocean island basalt*), el cual está representado por los xenolitos de lertzolita de espinela. Una vez que este fluido rico en  $CO_2$  entró en contacto con rocas encajonantes progresivamente más frías, comenzó a precipitar kaersutita (y posiblemente otros minerales como apatita y flogopita) a lo largo de

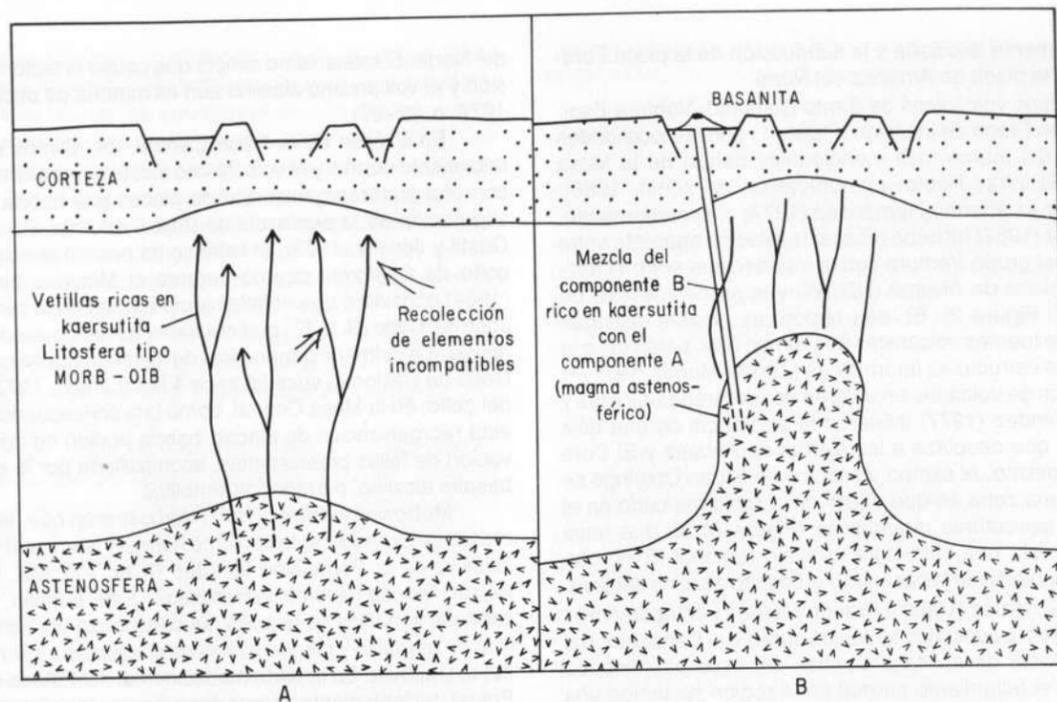


Figura 15.- Modelo esquemático de la evolución magmática postmiocénica en la parte meridional de la Mesa Central. (A) Durante las fases iniciales del pulso de extensión (Mioceno) se produjo una ampolla en la astenosfera, causando la formación de fluidos ricos en  $\text{CO}_2$ , mismos que al ascender "robaron" elementos con  $K_2\text{O}$  bajos de una litosfera empobrecida (*depleted*) del tipo de MORB-OIB. Estos fluidos finalmente, por precipitación, causaron la formación de vetillas ricas en kaersutita, con características isotópicas parecidas a las de los MORB-OIB. (B) Conforme ascendía el diapiro astenosférico, continuaba el adelgazamiento de la corteza y el desarrollo en la superficie de estructuras del tipo de *basin and range*. Finalmente, se produjo fusión parcial en el diapiro (componente A); al ascender, este magma fundió los precipitados metasomáticos (componente B), formados en la fase anterior, y se mezcló con ellos. Esta mezcla de magmas produjo el espectro isotópico observado en los conjuntos volcánicos de los grupos Ventura y Santo Domingo.

vetillas en el manto superior. Aunque la fase fluida se originó propiamente en la astenosfera, su función primordial fue la de redistribuir y concentrar a los componentes de B, a partir de un gran volumen de manto empobrecido (*depleted mantle*; Roden y Murthy, 1985). Por último, los magmas que fueron producto de fusión parcial en el diapiro astenosférico llegaron a la región más somera del manto. Estos magmas tenían una proporción  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mayor y representaban al componente A del modelo que se presenta en este estudio. El paso de estos magmas provenientes de la astenosfera elevó la temperatura del manto superior, surcado por vetillas de kaersutita y otros minerales, causando fusión selectiva de las vetillas del componente B. La mezcla de los componentes A y B dio origen a los magmas de Santo Domingo y Ventura, mismos que transportaron a la superficie, entre otros, xenolitos de lherzolita y de kaersutita. Este modelo explica la presencia de los megacristales de kaersutita, de los xenolitos compuestos (lherzolita-piroxenita con hornblenda) y la composición isotópica del anfíbol accidental. Chen y Frey (1985) propusieron un modelo similar para explicar las composiciones química, elemental e isotópica del volcán Haleakala en Hawaii, las cuales son casi idénticas a la de las rocas de San Luis Potosí. El modelo presentado aquí difiere sólo en el mecanismo propuesto para la concentración del componente B, a partir del manto del tipo de MORB-OIB. Chen y Frey (1985) explicaron lo anterior por medio de un porcentaje muy pequeño (< 2%) de fusión parcial, mientras que en este estudio se considera que la concentración se debió a un fluido proveniente de la astenosfera, rico en  $\text{CO}_2$ , que "robó" los elementos de las rocas a través de las que emigró.

#### AGRADECIMIENTOS

Para la elaboración de este artículo se utilizó una parte de la tesis doctoral del primer autor, quien desea agradecer al Dr.

Jack M. Rice la ayuda que le brindó como director de la misma. En esa primera etapa hubo varias instituciones que proporcionaron apoyo económico al proyecto; entre ellas, destacan el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, la National Science Foundation (subvención EAR-7922877 al Dr. Jack M. Rice), el Consejo de Recursos Minerales, la Geological Society of America, Sigma Xi y la Universidad Autónoma de San Luis Potosí. El Sr. Alejandro López-Báez trabajó como asistente de campo del primer autor, en el verano de 1979.

En la segunda etapa, los autores contaron con el apoyo del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, del United States Geological Survey, del Franklin and Marshall College y de la Washington University en Saint Louis.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguillón-Robles, Alfredo, 1983, Cartografía geológica de las hojas Espiritu Santo, Pinos, El Obraje y Ojuelos, Estados de San Luis Potosí, Jalisco, Guanajuato y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 93, 76 p., escala: 1:50,000.
- Allegre, C. J., Treuil, M., Minster, J. F., Minster, B., y Albareda, F., 1977, Systematic use of trace elements in igneous processes: part 1, Fractional crystallization processes in volcanic suites: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 60, p. 57-75.
- Aranda-Gómez, J. J., 1982, Ultramafic and high grade metamorphic xenoliths from central México: Eugene, University of Oregon, disertación doctoral, 236 p. (inédita).
- Aranda-Gómez, J. J., y Labarthe-Hernández, Guillermo, 1977, Estudio geológico de la Hoja Villa Hidalgo, S. L. P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 53, p. 33-58.
- Aranda-Gómez, J. J., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1987, Mantle xenoliths in Mexico, in Nixon, P. H., ed., Mantle xenoliths: Nueva York, John Wiley and Sons, p. 75-84.

- Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J. M., y Nieto-Samaniego, Á. F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 33-45.
- Bacon, C. R., y Carmichael, I. S. E., 1973, Stages in the P-T path of ascending basalt magma—an example from San Quintín, Baja California: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 41, p. 1-22.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981, Basaltic volcanism on the terrestrial planets: Nueva York, Pergamon, 1286 p.
- Bergman, S. C., Foland, K. A., y Spera, F. J., 1981, On the origin of an amphibole-rich vein in a peridotite inclusion from the Lunar Crater Volcanic Field, Nevada, U. S. A.: Earth and Planetary Science Letters, v. 56, p. 343-361.
- Boettcher, A. L., y O'Neil, J. R., 1980, Stable isotope, chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas; evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites: American Journal of Science, v. 280-A, p. 594-621.
- Cabrera-Ipiña, Octaviano, 1963, Bosquejo geológico del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Geología y Metalurgia, v. 1, p. 5-20.
- Cameron, K. L., Clark, L. F., y Cameron, Maryellen, 1983, A preliminary report on the nature of the lower crust and upper mantle beneath southeastern Chihuahua in Clark, K. F., ed., Geology and mineral resources of north-central Chihuahua: El Paso Geological Society, Guidebook for the 1983 Field Conference, p. 102-107.
- Carranza-Castañeda, Oscar, Miller, W. E., y Martínez-Reyes, Juventino, 1982, Early and late Cenozoic vertebrate localities in central Mexico: México, D. F., Society of Vertebrate Paleontology, Guidebook of Guanajuato, Reunión anual, 42, p. 1-50.
- Carrillo-Bravo, José, 1971, La plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 23, p. 1-102.
- Clague, D. A., y Frey, F. A., 1982, Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu—implications for the oceanic mantle below Hawaii: Journal of Petrology, v. 23, pte. 3, p. 447-504.
- Chen, C. Y., y Frey, F. A., 1985, Trace element and isotopic geochemistry of the lavas from Haleakala Volcano, East Maui, Hawaii—implications for the origins of Hawaiian basalts: Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 8743-8768.
- Demant, Alain, y Robin, Claude, 1975, Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, v. 1, p. 70-83.
- Edwards, J. D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico: U. S. Geological Survey Professional Paper 264-H, p. 153-183.
- Evans, S. H., Jr., y Nash, W. P., 1979, Petrogenesis of xenolith-bearing basalts from southeastern Arizona: American Mineralogist, v. 64, p. 249-267.
- Fisher, R. V., y Waters, A. C., 1970, Base-surge bed forms in maar volcanoes: American Journal of Science, v. 268, p. 157-180.
- Frey, F. A., y Green, D. H., 1974, The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 38, p. 1023-1059.
- Frey, F. A., Green, D. H., y Roy, S. D., 1978, Integrated models of basalt petrogenesis—a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data: Journal of Petrology, v. 19, pte. 3, p. 463-513.
- Frey, F. A., y Prinz, M., 1978, Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona; petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis: Earth and Planetary Science Letters, v. 34, p. 129-176.
- Garza-Blanc, S. A., 1978, Cartografía geológica Hoja Santa Catarina: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 61, 40 p.
- Gaskin, B. J., Butler, J. C., y Gaskin, W. A., 1973, Geology of the Jalapasco de La Joya Crater: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 5, p. 631-632 (resumen).
- Gastil, R. G., y Jency, W. A., 1973, Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt: Stanford University Publications in Geological Science, v. 13, p. 171-180.
- Green, D. H., y Ringwood, A. E., 1967, The genesis of basaltic magmas: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 15, p. 103-190.
- Greene, G. M., 1975, The geochemistry of spinel lherzolites from Jalapasco de La Joya in San Luis Potosí, Mexico: Houston, University of Houston, tesis de maestría, 43 p. (inédita).
- Greene, G. M., y Butler, J. C., 1979, Spinel lherzolites from Jalapasco de La Joya, San Luis Potosí, SLP (sic), Mexico: Mineralogical Magazine, v. 43, p. 483-486.
- Hoffer, J. M., 1971, Mineralogy and petrology of the Santo Tomás Black Mountain Basalt Field, Potrillo Volcanics, south-central New Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 603-612.
- Irving, A. J., 1980, Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle: American Journal of Science, v. 280-A, The Jackson Volume, p. 389-426.
- Kempton, P. D., Menzies, M. A., y Dungan, M. A., 1984, Petrography, petrology and geochemistry of xenoliths and megacrysts from the Geronimo volcanic field, southeastern Arizona, in Kornprobst, J., ed., Kimberlites II; The mantle and crust-mantle relationships: Amsterdam, Elsevier, p. 71-84.
- Kesson, S. E., 1973, The primary geochemistry of the Monaro alkaline volcanics, southeastern Australia—evidence for upper mantle heterogeneity: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 42, p. 93-108.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, 1978, Algunos jalapascos en el Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 58, 17 p.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, Tristán-González, Margarito y Aranda-Gómez, J. J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 85, 208 p.
- Larson, R. L., 1972, Bathymetry, magnetic anomalies, and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3345-3360.
- Laughlin, A. W., Brookins, D. G., y Causey, J. D., 1972, Late Cenozoic basalts from the Bandera lava field, Valencia County, New Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1543-1552.
- Lloyd, F. E., y Bailey, D. K., 1975, Light element metasomatism of the continental mantle—the evidence and the consequences: Physics and Chemistry of the Earth, v. 9, p. 381-416.
- López-Ramos, Ernesto, 1972, Carta geológica del Estado de Tamaulipas: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, escala 1:500,000.
- 1973, Carta geológica del Estado de San Luis Potosí: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, escala 1:500,000.
- 1976, Compilación de la Carta Geológica de la República Mexicana: México, D. F., Comité de la Carta Geológica de México, escala 1:2,000,000.
- Maaloe, S., y Aoki, K., 1977, The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 63, p. 161-173.
- McCoy, C., 1984, Stratigraphy and depositional history of the San José del Cabo through, Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V. A., Jr., ed., Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 267-273.
- McDowell, F. W., y Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental, between Durango City and Mazatlán, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1479-1487.
- Menzies, Martin, Kempton, A., y Dungan, M., 1985, Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melts below the Geronimo volcanic field, Arizona, U. S. A.: Journal of Petrology, v. 26, p. 663-693.
- Menzies, Martin, y Murthy, V. R., 1980a, Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas—isotopic evidence: American Journal of Science, v. 280-A, p. 622-638.

- 1980b, Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts—implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 46, p. 323–334.
- Menzies, Martin, y Wass, S., 1983, CO<sub>2</sub>- and LREE-rich mantle below eastern Australia—a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the Southern Highlands Province, Australia: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 65, p. 287–302.
- Minster, J. F., y Allegre, C. J., 1978, Systematic use of trace elements in igneous processes; part III, Invers problem of batch partial melting in volcanic suites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 68, p. 37–52.
- Mooser, Oswald, 1959, La fauna "Cedazo" del Pleistoceno en Aguascalientes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Biología, Anales, v. 29, p. 409–452.
- Mooser, Oswald, y Dalquest, W. W., 1975, A new species of camel (*Genus Camelops*) from the Pleistocene of Aguascalientes, Mexico: *The Southwestern Naturalist*, v. 19, p. 341–345.
- Muñoz-Saldúa, Rogelio, y Soto-Regalado, David, 1977, Cartografía geológica Hoja Pozas de Santa Ana, S. L. P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 55, 15 p.
- Nimz, G. J., Cameron, K. L., Cameron, M., y Morris, S. L., 1986, Petrology of the lower crust and upper mantle beneath southeastern Chihuahua: *Geofísica Internacional (México)*, v. 25, p. 85–116.
- Pier, J. G., Luhr, J. F., Podosek, F. A., Brannon, J. C., y Aranda-Gómez, J. J., 1987, Correlated Sr-Nd isotopes and trace element abundances in a hercynite-bearing basanite suite from the southernmost Basin and Range Province, S.L.P., Mexico: San Francisco, American Geophysical Union, Annual meeting.
- Powell, M., y Gromet, P. L., 1980, Preliminary geochemical studies of selected crustal xenoliths, Xalapasco de La Joya maar, San Luis Potosí, Mexico: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 61, p. 388.
- Raisz, Erwin, 1959, *Landforms of México* (2<sup>a</sup> ed.): Cambridge, Mass., edición privada, mapa con texto, escala 1:3'000,000.
- Roden, M. F., y Murthy, V. R., 1985, Mantle metasomatism: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 13, p. 269–296.
- Rose, H. J., Adler, Isidore, y Flanagan, F. J., 1963, X-ray fluorescence analysis of the light elements in rocks and minerals: *Applied Spectroscopy*, v. 17, p. 212–238.
- Ruiz, Joaquín, Essene, E. J., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1982, Pyroxenites from La Joya Honda maar, San Luis Potosí, central Mexico: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 64, p. 463 (resumen).
- Ruiz, Joaquín, Ortega-Gutiérrez, Fernando, y Essene, E. J., 1983, Geochemical and petrographic characteristics of inclusions in Cenozoic alkalic basalts from central Mexico: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 64, p. 343 (resumen).
- Ruiz, Joaquín, Patchett, P. J., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1986, Isotopic and petrologic characteristics of crustal xenoliths from central Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 18, p. 178, (resumen).
- Sack, R. O., Carmichael, I. S. E., Rivers, M., y Ghiorso, M. S., 1980, Ferric-ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 75, p. 369–376.
- Sánchez-Rubio, Gerardo, 1977, Los dendrogramas y su uso en la petrografía: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 174–176.
- 1978, El volcán de La Breña, Estado de Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 75–79.
- Smith, A. L., y Carmichael, I. S. E., 1969, Quaternary trachybasalts from southeastern California: *American Mineralogist*, v. 54, p. 909–923.
- Stewart, J. H., 1978, Basin and range structure in western North America—a review: *Geological Society of America Memoir* 152, p. 1–30.
- Sun, S. S., y Hanson, G. N., 1975, Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 52, p. 77–106.
- Tristán-González, Margarito, 1986, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 107, 91 p.
- Waitz, Paul, 1922, Erupciones riolíticas ligadas con fracturas tectónicas entre Aguascalientes y San Luis Potosí: *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate (México)*, v. 46, p. 201–212.
- Wass, S. Y., 1973, Oxides of low pressure origin from alkali basaltic rocks, Southern Highlands, N. S. W., and their bearing on the petrogenesis of alkali basaltic magmas: *Geological Society of Australia Journal*, v. 20, p. 427–447.
- 1980, Geochemistry and origin of xenolith-bearing and related alkali basaltic rocks from the Southern Highlands, New South Wales, Australia: *American Journal of Science*, v. 280-A, p. 639–666.
- Wass, S. Y., y Rogers, N. W., 1980, Mantle metasomatism precursor to continental alkaline volcanism: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 44, p. 1811–1823.
- Wendlandt, R. F., y Harrison, W. J., 1979, Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO<sub>2</sub> vapor—results and implications for the formation of light rare earth-enriched rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 409–419.
- Wilkinson, J. F. G., y Le Maitre, R. W., 1987, Upper mantle amphiboles and micas and TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> abundances and 100 Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) ratios of common basalts and andesites; implications for modal mantle metasomatism and undepleted mantle compositions: *Journal of Petrology*, v. 28, p. 37–73.
- Wilshire, H. G., y Shervais, J. W., 1975, Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from western United States; structural and textural relationships: *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 9, p. 257–272.
- Wilshire, H. G., Meyer, C. E., Nakata, J. K., Calk, L. C., Shervais, J. W., Nielson, J. E., y Schwarzman, E. C., 1985, Mafic and ultramafic xenoliths from volcanic rocks of the western United States: U. S. Geological Survey, Open File Report, p. 85–139.
- Wright, T. L., 1984, Origin of Hawaiian tholeiite—a metasomatic model: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 3233–3252.
- Yoder, H. S., Jr., y Tilley, C. E., 1962, Origin of basalt magmas—an experimental study of natural and synthetic rock systems: *Journal of Petrology*, v. 3, p. 342–532.
- Zárate-Muñoz, J. C., 1977, Cartografía geológica Hoja Villa Arista, S. L. P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 52, 47 p.
- Ziagos, J. P., Blackwell, D. D., y Mooser, Federico, 1985, Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction: *Journal of Geophysical Research*, v. 90, p. 5410–5420.

Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., y Nieto-Samaniego, Á. F., 1993, Localidades recién descubiertas de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México, in *Xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, parte 2, p. 23-36, 6 figuras, 1 tabla.

## Parte 2

# LOCALIDADES RECIÉN DESCUBIERTAS DE XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Por

José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Ángel Francisco Nieto-Samaniego

## CONTENIDO

	Página
RESUMEN . . . . .	25
ABSTRACT . . . . .	25
INTRODUCCIÓN . . . . .	26
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL . . . . .	26
<b>Localidades nuevas</b>	26
<i>Grupo Ventura</i> . . . . .	26
<i>Campo volcánico de Espíritu Santo</i> . . . . .	30
COMPOSICIÓN QUÍMICA Y PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS PORTADORAS DE XENOLITOS . . . . .	30
XENOLITOS . . . . .	33
SUMARIO Y CONCLUSIONES . . . . .	34
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .	35
 <b>ILUSTRACIONES</b> 	
Figura 1.- Mapa geológico generalizado del Estado de San Luis Potosí . . . . .	27
— 2.- Mapa geológico generalizado de la región de Ventura, Estado de San Luis Potosí . . . . .	28
— 3.- Mapa geológico generalizado del área de Cerro Verde . . . . .	29
— 4.- Mapa geológico generalizado del área del cerro Las Cuevas . . . . .	31
— 5.- Mapa geológico generalizado del área de Villa de Ramos . . . . .	32
— 6.- Diagramas que muestran la variación en el contenido de SiO <sub>2</sub> vs. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> y TiO <sub>2</sub> en las lavas alcalinas cuaternarias del Estado de San Luis Potosí . . . . .	33
Tabla 1.- Abundancia relativa de los diferentes tipos de xenolitos en los volcanes alcalinos del Estado de San Luis Potosí . . . . .	34

# LOCALIDADES RECIÉN DESCUBIERTAS DE XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

José Jorge Aranda-Gómez<sup>1</sup>,  
James F. Luhr<sup>2</sup> y  
Ángel Francisco Nieto-Samaniego<sup>1</sup>

## RESUMEN

En la parte central del Estado de San Luis Potosí, hay numerosos centros volcánicos de edad cuaternaria (?). Estos aparatos monogenéticos están constituidos por rocas alcalino-básicas que, en ocasiones, son portadoras de xenolitos de granulita cuya composición varía de ultramáfica a félsica. Las principales localidades con xenolitos en el estado son siete *maars* (cráteres de explosión) o xalapascos; cerca de éstos, o separados por varias decenas de kilómetros, hay conos de ceniza y lava que también contienen inclusiones.

Con base en su distribución geográfica, en la composición química y mineralógica de sus lavas y en sus conjuntos de xenolitos, los *maars* de la región han sido divididos en dos grupos: Ventura y Santo Domingo. Además de éstos, en la porción occidental del estado, existe una región amplia con conos cineríticos, a la cual aquí se denomina "campo volcánico de Espíritu Santo".

Por las características de sus rocas y por su entorno geológico, algunas de las localidades recientemente descubiertas (*e.g.*, Cerro Verde) pertenecen al grupo Ventura. Otras (Villa de Ramos, El Tezontle y el cerro Las Cuevas) están en el campo volcánico de Espíritu Santo, en una región donde el basamento prevolcánico tiene características geológicas y estructurales distintas a las de los grupos citados arriba.

Las rocas portadoras de xenolitos en las localidades nuevas son basanita de olivino y nefelinita, con un contenido de SiO<sub>2</sub> del 41-44%, y de nefelina normativa hasta de 25%. Químicamente y mineralógicamente, las rocas de Espíritu Santo tienen más afinidad con las de Ventura que con las de Santo Domingo. En todas las localidades nuevas se encontró lherzolita de espinela (Ol > Opx > Cpx >> Spl), granulita feldespática y, en menor proporción, piroxenita. Además de estos xenolitos, en los conos de Villa de Ramos es muy común encontrar megacrístales de clinopiroxeno y magnetita. Hasta ahora, en ninguna de las localidades de Espíritu Santo se ha encontrado kaersutita, que es una inclusión común en los volcanes de Santo Domingo.

El transporte de xenolitos a la superficie parece estar relacionado con dos factores: (1) la composición de las lavas, que invariablemente son alcalinas (*i.e.*, con Ne en la norma), y (2) las erupciones freatomagmáticas. El hallazgo de un depósito de nube rasante (*base-surge deposit*), debajo del cono cinerítico del cerro Las Cuevas, permite considerar la posibilidad de que éste sea un rasgo común en todos los conos de ceniza y lava donde se ha encontrado xenolitos.

Palabras clave: volcanes, rocas alcalinas, xenolitos, Cuaternario, San Luis Potosí, México.

## ABSTRACT

There are numerous volcanic vents of Quaternary age (?) in the central part of the State of San Luis Potosí. These basic monogenetic volcanoes occasionally include xenoliths of ultramafic to felsic granulites. The most important localities with xenoliths in the state are seven *maars*, which sometimes are associated to small cinder and lava cones which also carry xenoliths.

Based on the geographic distribution, the chemical and mineralogical composition of the lavas and on the xenolith sets, the volcanoes of San Luis Potosí have been divided into the Ventura and Santo Domingo groups. In addition to these volcanoes, there is, in the western part of the state, a wide region with scattered cinder cones (Espíritu Santo volcanic field).

Some of the new xenolith localities (*e.g.*, Cerro Verde) belong to the Ventura group. Others (Villa de Ramos, El Tezontle and cerro Las Cuevas) are in the Espíritu Santo volcanic field, which is a region where the pre-volcanic basement is different from the one below the other groups of volcanoes.

The xenolith-bearing rocks in the new localities are olivine basanites and nephelinites (SiO<sub>2</sub> = 41-44%, Ne ≤ 25%). The chemical and mineralogical composition of Espíritu Santo's alkalic rocks bear a greater resemblance to Ventura's basanite than to Santo Domingo's alkalic basalt. The xenolith assemblages in all the new localities contain spinel lherzolite (Ol > Opx > Cpx >> Spl), feldspathic granulites and pyroxenites. In addition to these inclusions, the volcanoes in Villa de Ramos have abundant clinopyroxene and magnetite megacrysts. So far, kaersutite, which is a common inclusion in Santo Domingo's *maars*, has not been found in any of the new localities.

Xenolith's transport appears to be related to two factors: magma composition, which invariably is alkalic (*i.e.*, with normative Ne), and phreatomagmatic eruptions. The presence of a phreatic eruption related base-surge deposit beneath the cinder cone of cerro Las Cuevas suggests that this might be a common feature under all the xenolith-bearing cinder and lava cones in the region.

Key words: volcanoes, alkalic rocks, xenoliths, Quaternary, San Luis Potosí, México.

<sup>1</sup>Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Guanajuato, Gto., 23000.

<sup>2</sup>Washington University, St. Louis Mo., 63130, USA.

## INTRODUCCIÓN

En México se conoce un gran número de afloramientos de rocas básicas extrusivas, portadoras de xenolitos del manto, o bien de la base de la corteza (Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987). Las localidades donde se ha confirmado la presencia de lertzolita de espinela, en su mayoría, se encuentran al norte del Eje Neovolcánico, en la amplia región comprendida entre la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre Oriental. En la parte centro-occidental del Estado de San Luis Potosí han sido descritos siete *maars*, en los que hay xenolitos de granulita cuya composición varía de ultramáfica a félsica (Labarthe-Hernández, 1978; Aranda-Gómez, 1982; Aranda-Gómez *et al.*, 1993 [este número]). Estos *maars* o xalapascos usualmente están asociados a pequeños conos cineríticos y a derrames de lava alcalino-básica, de posible edad cuaternaria (Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández, 1977).

En el transcurso de un muestreo sistemático, efectuado en las rocas volcánicas del Cuaternario (?) diseminadas en las partes central del Estado de San Luis Potosí, meridional del Estado de Tamaulipas y centrooriental del Estado de Zacatecas (Figura 1), fueron encontradas varias localidades con xenolitos del manto, hasta ahora desconocidas. El propósito del presente estudio es describir, sucintamente, el entorno geológico de estos volcanes, así como las características petrográficas de las inclusiones y de las lavas portadoras. Las discusiones detalladas acerca de la petrogenesis de las rocas alcalino-básicas del altiplano potosino, de la geología de los xalapascos y de la petrología de los xenolitos provenientes de éstos, están descritas en otros artículos (Aranda-Gómez *et al.*, 1993 [este número]; Luhr *et al.*, 1989; Pier *et al.*, 1989).

Los xenolitos de San Luis Potosí han sido estudiados por diversos autores (Gaskin *et al.*, 1973; Greene, 1975; Greene y Butler, 1979; Powell y Gromet, 1980; Aranda-Gómez, 1982; Ruiz *et al.*, 1982, 1983, 1986; Gómez-Morán y Elthon, 1986; Patchett y Ruiz, 1987; Ruiz, Patchett y Arculus, 1988; Ruiz, Patchett y Ortega-Gutiérrez, 1988). La geología regional del área donde están los aparatos volcánicos es relativamente bien conocida, gracias a los estudios llevados a cabo por el Instituto de Geología y Metalurgia de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (*e.g.*, Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1981; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Labarthe-Hernández y Aguillón-Robles, 1986). Los *maars* portadores de xenolitos fueron descritos sucintamente por Labarthe-Hernández (1978), quien los dividió en dos grupos, a los cuales llamó Ventura y Santo Domingo. Información adicional acerca de la geología de los cráteres ha sido proporcionada por Aranda-Gómez y colaboradores (1993 [este número]). La composición química del magma de Ventura y Santo Domingo fue estudiada por Aranda-Gómez y Luhr (1986); Luhr y colaboradores (1989); y Pier y colaboradores (1989). La presencia del basalto Las Joyas, portador de xenolitos, en el área cubierta por las hojas Villa de Ramos y Salinas (CETENAL, 1971a, 1971b, respectivamente), fue descrita por Labarthe-Hernández y Aguillón-Robles (1986).

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Las partes central y occidental del Estado de San Luis Potosí forman parte de una altiplanicie semiárida, conocida como la Mesa Central (Raisz, 1959). El basalto alcalino, portador de xenolitos, se presenta constituyendo volcanes monogenéticos pequeños (conos cineríticos y *maars*). Estas manifestaciones ígneas carecen de un significado volumétrico, y se cree que estén

asociadas a estructuras regionales importantes (Aranda-Gómez, 1982; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

El grupo Ventura (Figura 1) se localiza en el área donde se cruzan los anticlinorios de las sierras de Álvarez y del Coro, con fallas normales postoligocénicas (Figura 2). En la zona se puede distinguir alineaciones de manifestaciones volcánicas, con rumbos NW y NE. Los anticlinorios son paralelos a la dirección de las estructuras laramídicas en la región; se considera que las alineaciones estén relacionadas con el fallamiento que produjo al *graben* de Villa de Reyes y a las estructuras asociadas (Labarthe-Hernández, 1978; Aranda-Gómez, 1982; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

Los volcanes del grupo Santo Domingo están en un área en que las estructuras laramídicas cambian de rumbo de NW a NE (Figura 1); lo cual pudiera deberse a la presencia de una discontinuidad estructural importante, con un rumbo aproximado de E-W.

Poco se ha publicado acerca de la geología del campo volcánico de Espíritu Santo (Aguillón-Robles, 1983; Labarthe-Hernández y Aguillón-Robles, 1986). La región es una llanura amplia y elevada (> 2,000 m s.n.m.), en la que, ocasionalmente, hay cadenas montañosas pequeñas, constituidas por sedimentos marinos del Mesozoico, o bien remanentes de rocas volcánicas félsicas (¿Oligoceno?). En las depresiones topográficas de esta zona, es común encontrar lagos salados someros. Los volcanes alcalinos están aislados dentro de estas planicies. Los conos cineríticos y sus derrames de lava asociados forman, en apariencia, una franja ancha con un rumbo de E-W (Figura 1).

## LOCALIDADES NUEVAS

En el transcurso de los trabajos de campo relacionados con el estudio petrogenético de la basanita del altiplano potosino (Aranda-Gómez y Luhr, 1986; Pier *et al.*, 1989; Aranda-Gómez *et al.*, 1993 [este número]) fue observado un gran número de afloramientos de rocas volcánicas básicas, el cual permitió confirmar la existencia de localidades nuevas con xenolitos; algunas de ellas están a poca distancia y relacionadas íntimamente con las localidades ya registradas (Figura 2); otras constituyen, por sí mismas, localidades nuevas. En este estudio únicamente se destacará aquellos volcanes del grupo Ventura y del campo volcánico de Espíritu Santo que están a una gran distancia de las localidades antes descritas y sólo se mencionará, ocasionalmente, aquellos afloramientos con xenolitos cercanos a los *maars* consignados por Labarthe-Hernández (1978) y Aranda-Gómez (1982); tal es el caso de las localidades marcadas X<sub>1</sub> a X<sub>5</sub> en la Figura 2 y del xalapasco El Banco, situado aproximadamente 3 km al NW del poblado de Santo Domingo, Estado de San Luis Potosí (Figura 1). En El Banco sólo habían sido registrados (Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987) megacrístales de kaersutita, en la localidad donde actualmente se extrae grava para el mantenimiento de la carretera (22°47.9'N, 100°18.6'W). Durante el recorrido por la parte oriental del anillo de piroclastos, se pudo comprobar la presencia de xenolitos de lertzolita de espinela.

## Grupo Ventura

El grupo Ventura (Figura 2) se encuentra cerca del límite entre la plataforma de Valles-San Luis Potosí y la cuenca mesozoica del centro de México (Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández, 1977; Zárate-Muñoz, 1977). La región se caracteriza por una serie de anticlinorios y sinclinorios con un rumbo de N20°W. Yaciendo sobre las rocas sedimentarias se encuentra una secuencia de rocas volcánicas, predominantemente riolíticas

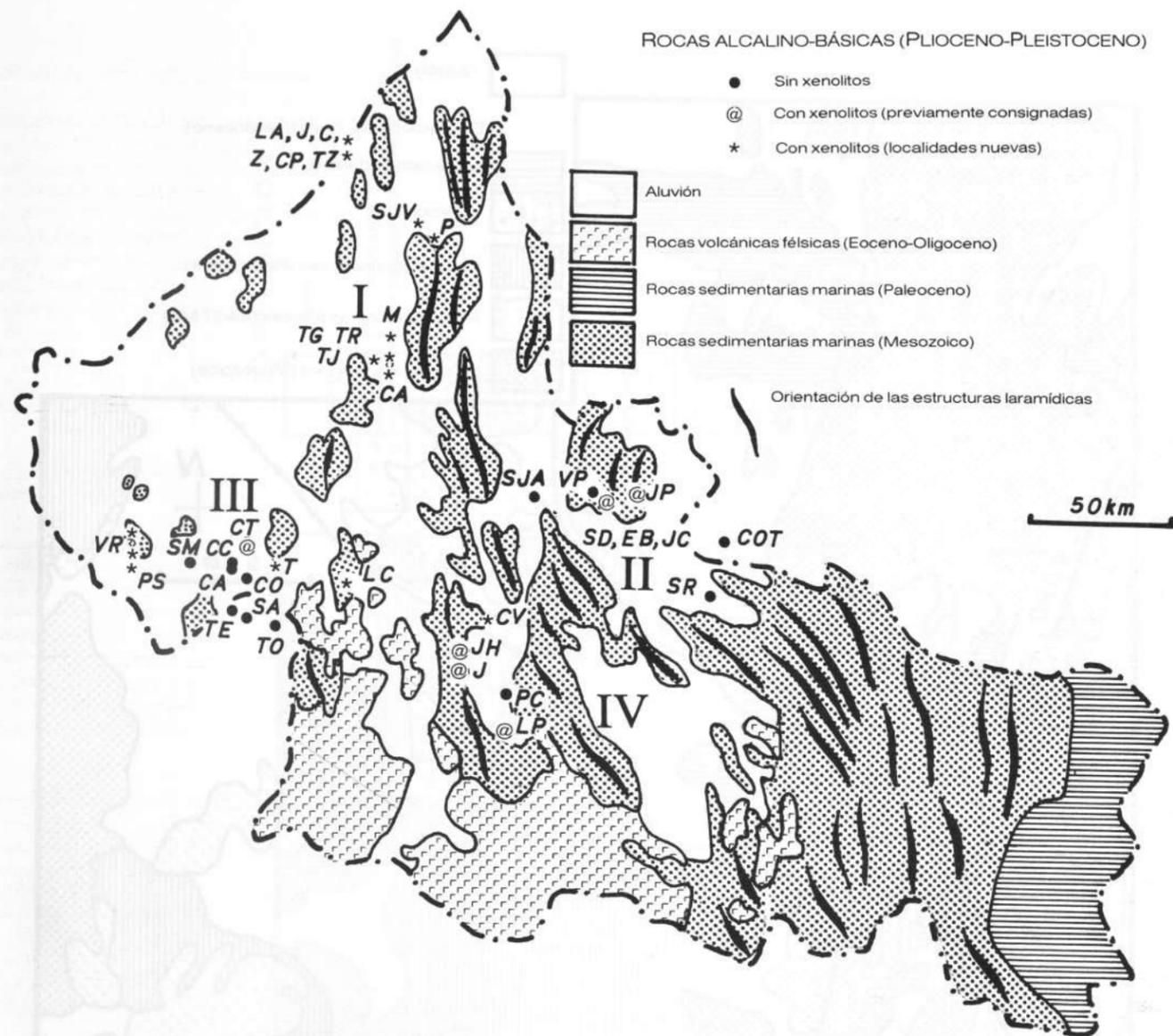


Figura 1.- Mapa geológico generalizado del Estado de San Luis Potosí. Índice de localidades: I—Campo volcánico Los Encinos: LA—Loma Atravesada; J—El Jabali; C—La Campana; Z—La Zorrita; CP—El Capadero; TZ—Tezontle, Estado de Zacatecas; SJV—San Juan de Vanegas; P—Potrero; M—El Mogote; TG—Tetilla El Gorrión; TR—Tetilla El Ramonal; TJ—Tetilla San José; CA—Cerro Prieto. (En los volcanes de Los Encinos, hasta la fecha no se ha encontrado lertzolita de espinela; únicamente se ha hallado megacrístales de kaersutita, magnetita, apatita, espinela y anortoclasa). II—Grupo Santo Domingo: SJA—San Juan sin Agua; VP—volcán de La Pólvora; SD—*maar* de Santo Domingo; EB—El Banco; JC—La Joya de los Contreras; JP—La Joya Prieta; SR—San Rafael; COT—Cerro Colorado, Estado de Tamaulipas. III—Campo volcánico de Espíritu Santo: VR—Villa de Ramos; PS—Pozo Seco; SM—cerro Santa María; CT—cerro El Toro; CC—cerro El Cascajo; TE—cerro El Tecamate; TO—Tolosa; T—cerro El Tezontle; LC—cerro Las Cuevas; CA—cerro San Cayetano; CO—Cerro Prieto; SA—Espíritu Santo. IV—Grupo Ventura: CV—Cerro Verde; JH—La Joya Honda; J—La Joyuela; PC—Pozo del Carmen; LP—laguna de Los Palau.

(32–27 Ma; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Al noreste de Armadillo, las rocas volcánicas del Oligoceno descansan sobre conglomerados continentales de la Formación Cenicera (¿Paleoceno-Eoceno?). La unidad volcánica más joven en el área es la Formación Las Joyas (Labarthe-Hernández *et al.*, *op. cit.*), constituida por rocas alcalino-básicas, frecuentemente portadoras de xenolitos del manto, o bien de la base de la corteza.

Hasta 1985, sólo se conocía en esta región tres localidades con xenolitos (Labarthe-Hernández, 1978; Aranda-Gómez, 1982); en ellas, las inclusiones están en los depósitos piroclásticos heterolitológicos (caliza-basanita-xenolitos), que rodean a las estructuras freatomagmáticas, señaladas con las siglas J, JH y LP en la Figura 2. La presencia de xenolitos en lavas posteriores al *maar* sólo había sido consignada por Aranda-Gómez (*op. cit.*)

en el cerro de La Capilla, situado al norte de La Joyuela (CC, Figura 2).

Zárate-Muñoz (1977) cartografió tres conos cineríticos y derrames de lava asociados, en el flanco nororiental de la sierra El Coro, a 15 km al noreste de La Joya Honda (Figuras 2 y 3). Los aparatos volcánicos definen una alineación con un rumbo de N10°W, por lo que Zárate-Muñoz (*op. cit.*, p. 31) supuso la presencia de una "falla cubierta por los derrames". Durante la realización de este estudio, fue visitado un afloramiento (22°34.2'N y 100°41.0'W; Figura 3), ubicado en la parte distal del derrame de lava más extenso, que se originó a partir del volcán del Cerro Verde (22°32.3'N, 100°45'W); ahí se encontró una cantidad apreciable de xenolitos de lertzolita de espinela, piroxena y granulita feldespática. Posteriormente, se observó el cono

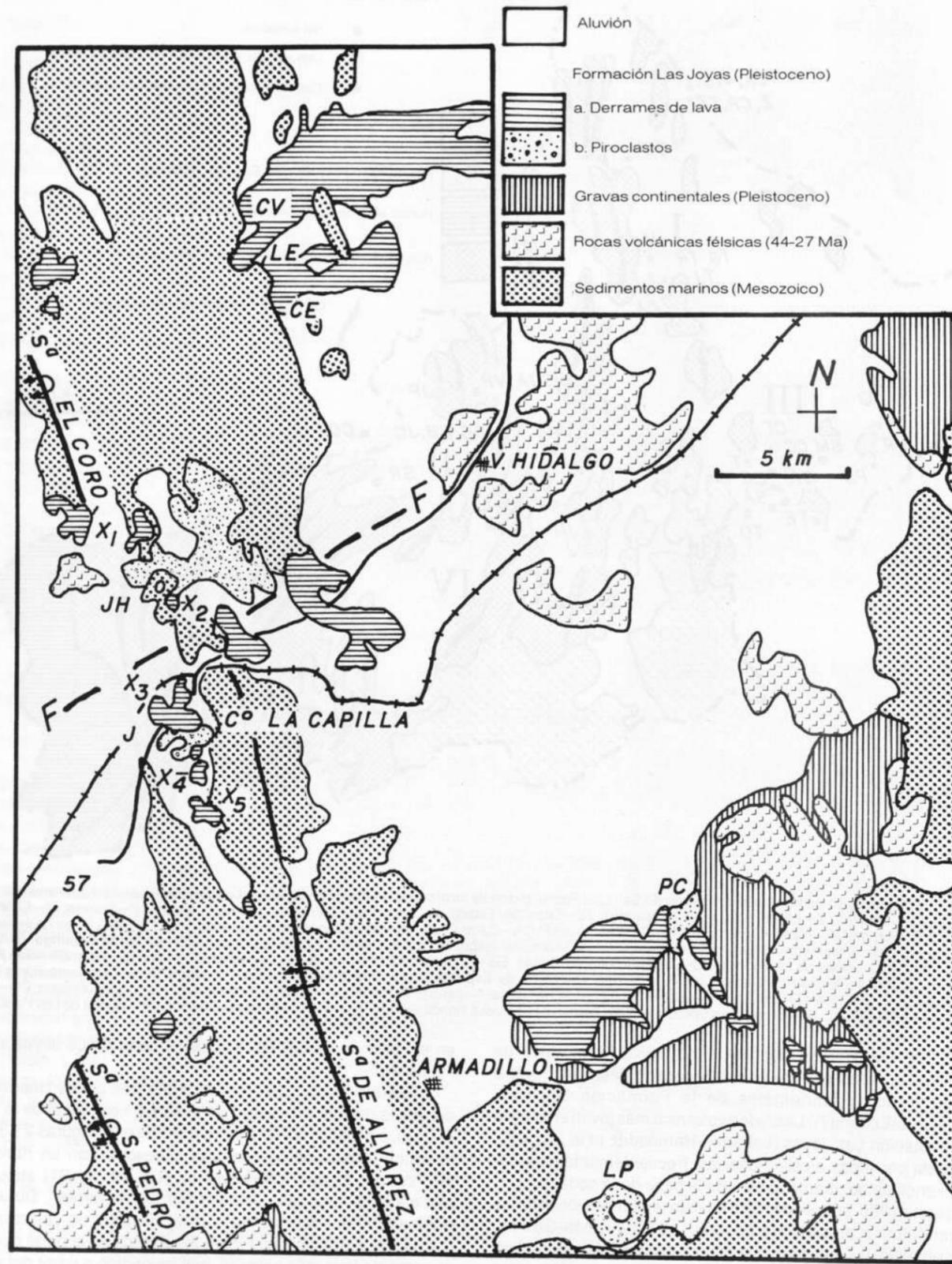


Figura 2.- Mapa geológico generalizado de la región de Ventura, Estado de San Luis Potosí (modificado de Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). En el área eran conocidos tres *maars* con xenolitos (JH—La Joya Honda, J—La Joyuela, y LP—laguna de Los Palau). En el extremo septentrional del área, están localizados los volcanes con xenolitos Cerro Verde (CV), Los Encinos (LE) y La Estacada (CE). Cerca de Las Joyas, se confirmó la presencia de xenolitos en varios afloramientos de escoria o lava (marcados X<sub>1</sub> a X<sub>5</sub>). En el área también existe otro *maar*, llamado Pozo del Carmen (PC) donde, hasta la fecha, no se ha encontrado xenolitos.

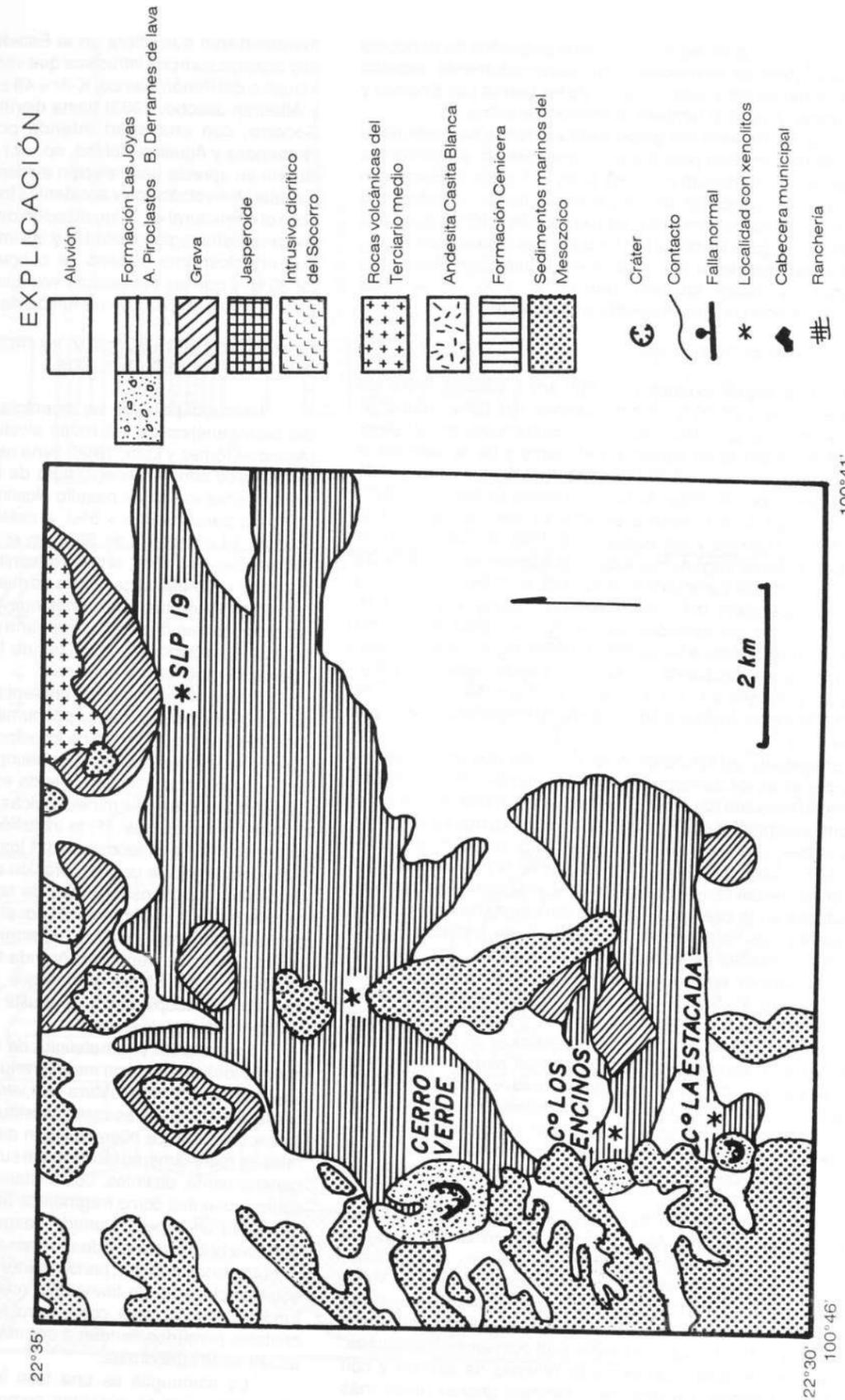


Figura 3.- Mapa geológico generalizado del área de Cerro Verde (modificado de Zárate-Muñoz, 1977), localidad con xenolitos recientemente descubierta.

cinerítico, encontrando algunos xenolitos pequeños de peridotita y granulita, pero las inclusiones eran extremadamente escasas en el depósito de tefra. Los volcanes de los cerros Los Encinos y La Estacada (Figura 3) también contienen xenolitos.

Otras localidades del grupo Ventura donde se confirmó la presencia de xenolitos pequeños, o xenocristales provenientes de ellos, están marcadas con una X en la Figura 2. Éstas son acumulaciones pequeñas de piroclastos o lavas, situadas a lo largo de una línea, con un rumbo aproximado de N10°W, que pasa a través de La Joya Honda y La Joyuela. Las localidades X<sub>1</sub>, X<sub>2</sub> y X<sub>3</sub> son posteriores a las erupciones freatomagmáticas que originaron los *maars*, en tanto que en X<sub>4</sub> y X<sub>5</sub> no se pudo establecer la edad relativa respecto a los cráteres.

#### Campo volcánico de Espíritu Santo

En una región extensa (> 3,000 km<sup>2</sup>), situada entre los paralelos 22°30' y 23°00'N y los meridianos 101°00' y 102°00'W, existen más de 10 aparatos volcánicos, de composición alcalino-básica. La presencia de xenolitos del manto y de la base de la corteza (cerro El Toro, 22°57.0'N, 101°30.3'W) fue consignada primeramente por Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez (1987). Otras localidades con nódulos en el área son los cerros Las Cuevas y El Tezontle y los volcanes de Villa de Ramos. En el cerro Las Cuevas hay numerosas inclusiones de lerzolitita de espinela, piroxenita y granulita feldespática, en el derrame de lava basanítica que parte del cono cinerítico (Figura 4; 22°36.6'N, 101°07.9'W). En los aparatos volcánicos cercanos a Villa de Ramos (Figura 5) hay, además de xenolitos de lerzolitita de espinela y granulita feldespática, numerosos megacristales de clinopiroxeno y magnetita. En el cerro El Tezontle (22°47.7'N, 101°23.3'N) las inclusiones son extremadamente escasas y pequeñas.

En general, en los conos cineríticos, los nódulos tienden a concentrarse en los derrames de lava; en cambio, en los depósitos piroclásticos son muy raros o tienden a acumularse en ciertos horizontes estratigráficos, como sucede en los cerros Las Cuevas y La Cantera, señalados en las Figuras 4 y 5, respectivamente.

Las rocas más antiguas que afloran en la parte sudoriental del campo volcánico de Espíritu Santo son sedimentos marinos, depositados en la cuenca mesozoica del centro de México, pertenecientes a las Formaciones Cuesta del Cura, Indidura y Caracol. Estas unidades están bien expuestas en las cercanías del cerro Las Cuevas, en una serie de pliegues con rumbo de N-S a N10°W (Figura 4). Sobre estas rocas, descansan discordantemente sedimentos continentales de la Formación Cenicera (¿Paleoceno-Eoceno?; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) que, a su vez, están parcialmente cubiertos por un paquete grueso de rocas volcánicas del Terciario medio (~44–27 Ma; Labarthe-Hernández *et al.*, *op. cit.*). Las rocas alcalino-básicas de la Formación Las Joyas constituyen la unidad litoestratigráfica más joven de la región y sus afloramientos están concentrados cerca de las márgenes del *graben* de Villa Arista (Labarthe-Hernández *et al.*, *op. cit.*).

Hacia el poniente, en la región que incluye a Espíritu Santo, Salinas, Peñón Blanco y Villa de Ramos, el panorama geológico es parecido al de la región del cerro Las Cuevas, pues afloran rocas sedimentarias de la cuenca mesozoica del centro de México, parcialmente cubiertas por restos de rocas volcánicas del Terciario medio. Esta región difiere de la parte oriental del campo volcánico, donde la topografía tiende a ser suavemente ondulada, con cuencas cerradas, parcialmente rellenas de aluvión y con lagos-playa salados. En esa área, también afloran rocas más antiguas, que Aguillón-Robles (1983) y Labarthe-Hernández y Aguillón-Robles (1986) correlacionaron con la secuencia con

metamorfismo que aflora en el Estado de Zacatecas. También hay algunos cuerpos intrusivos que varían desde graníticos (*e.g.*, intrusivo del Peñón Blanco, K-Ar = 48 ± 4 Ma; Mugica-Mondragón y Albarrán-Jacobo, 1983) hasta dioríticos (intrusivo diorítico del Socorro, con una edad inferida postoligocénica; Labarthe-Hernández y Aguillón-Robles, *op. cit.*). En las imágenes de satélite, no se aprecia una relación evidente entre la distribución de los aparatos volcánicos y accidentes topográficos, que sugiera un control estructural en la localización del volcanismo. Los trabajos de cartografía regional citados y las imágenes de satélite indican que el volcanismo alcalino se concentra al norte del paralelo 22°30'N, y que las estructuras volcánicas más conspicuas están en una franja amplia con un rumbo de E-W.

#### COMPOSICIÓN QUÍMICA Y PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS PORTADORAS DE XENOLITOS

La mayor parte de las muestras recolectadas para el estudio petrogenético de las rocas alcalinas del altiplano potosino (Aranda-Gómez y Luhr, 1986) tiene nefelina en la norma (CIPW). De acuerdo con la nomenclatura de Green y Ringwood (1967), las muestras varían de basalto alcalino de olivino (Ne normativa < 5%), a basanita (Ne > 5%), a nefelinita de olivino (nefelina + leucita). El contenido de SiO<sub>2</sub> en el basalto alcalino de olivino oscila entre 47 y 48%, el de la basanita entre 42 y 47%, mientras que el de la nefelinita de olivino es menor que 42%. Las muestras provenientes de las localidades nuevas con xenolitos (Figura 6) tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> que varía entre 41 y 42% y de nefelina normativa superior a 17%. Tres de las muestras tienen leucita normativa, además de nefelina.

Todos los ejemplares presentan evidencias petrográficas de haber sido contaminados por numerosos xenocristales, provenientes de la disgregación de los xenolitos. El orden de abundancia de los cristales accidentales siempre es olivino > ortopiroxeno > clinopiroxeno > espinela, siendo excepcional encontrar xenocristales de otras fases mineralógicas (*e.g.*, cuarzo o plagioclasa). Lo anterior indica que: (1) la inclusión más abundantes es, casi invariablemente, la lerzolitita; y (2) los minerales más refractarios sobreviven mejor a la incorporación en el magma transportador; en cambio, los constituyentes de la granulita feldespática son asimilados más eficientemente por el magma, lo cual se confirma por la abundancia relativa, determinada en el campo, de los distintos tipos de xenolitos (Aranda-Gómez, 1982) y por las características de la fusión parcial que, comúnmente, son observadas al microscopio en la granulita de dos piroxenos y en la granulita cuarzofeldespática.

La basanita y la nefelinita de olivino, provenientes de las nuevas localidades, son inequigranulares (porfídicas o seriadas) y su matriz tiene una textura que varía de mero- a holocristalina. Las fases intratéluricas están constituidas por minerales primarios y xenocristales. La diferenciación de estos dos grupos de minerales es relativamente fácil, ya que su tamaño y su morfología son, generalmente, distintos. Los cristales accidentales casi siempre están presentes como fragmentos angulares, cuyos bordes pueden tener un aspecto variado: rasgados (olivino), posiblemente debido a reabsorción; rodeados por anillos de reacción (espinela, ortopiroxeno y cuarzo); parcialmente reabsorbidos y rodeados por sobrecrecimiento de titanogita (clinopiroxeno); o parcialmente fundidos (plagioclasa), con textura de cedazo (*sieve texture*). Los cristales primarios tienden a ser más pequeños (< 1 mm) y son usualmente euhedrales.

La titanogita es una fase intratélurica, particularmente abundante, que se presenta como microlitos pequeños en la matriz, o bien como fenocristales con zonación de "vidrio de reloj"

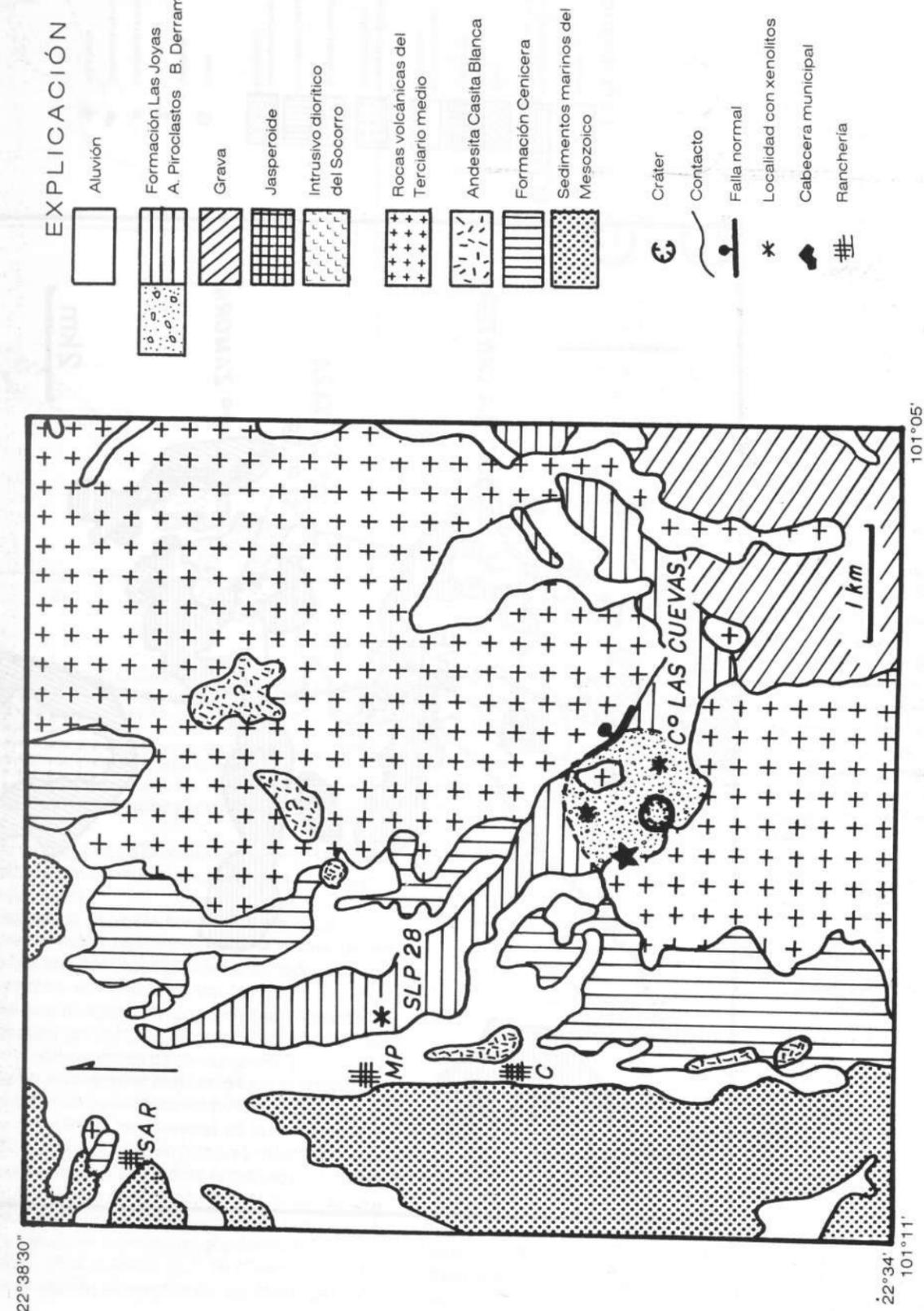


Figura 4.- Mapa geológico generalizado del área del cerro Las Cuevas (modificado de Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1981), localidad con xenolitos recientemente descubierta. Localidades: SAR—San Antonio del Rul, MP—Malpaso, y C—Cucamo.

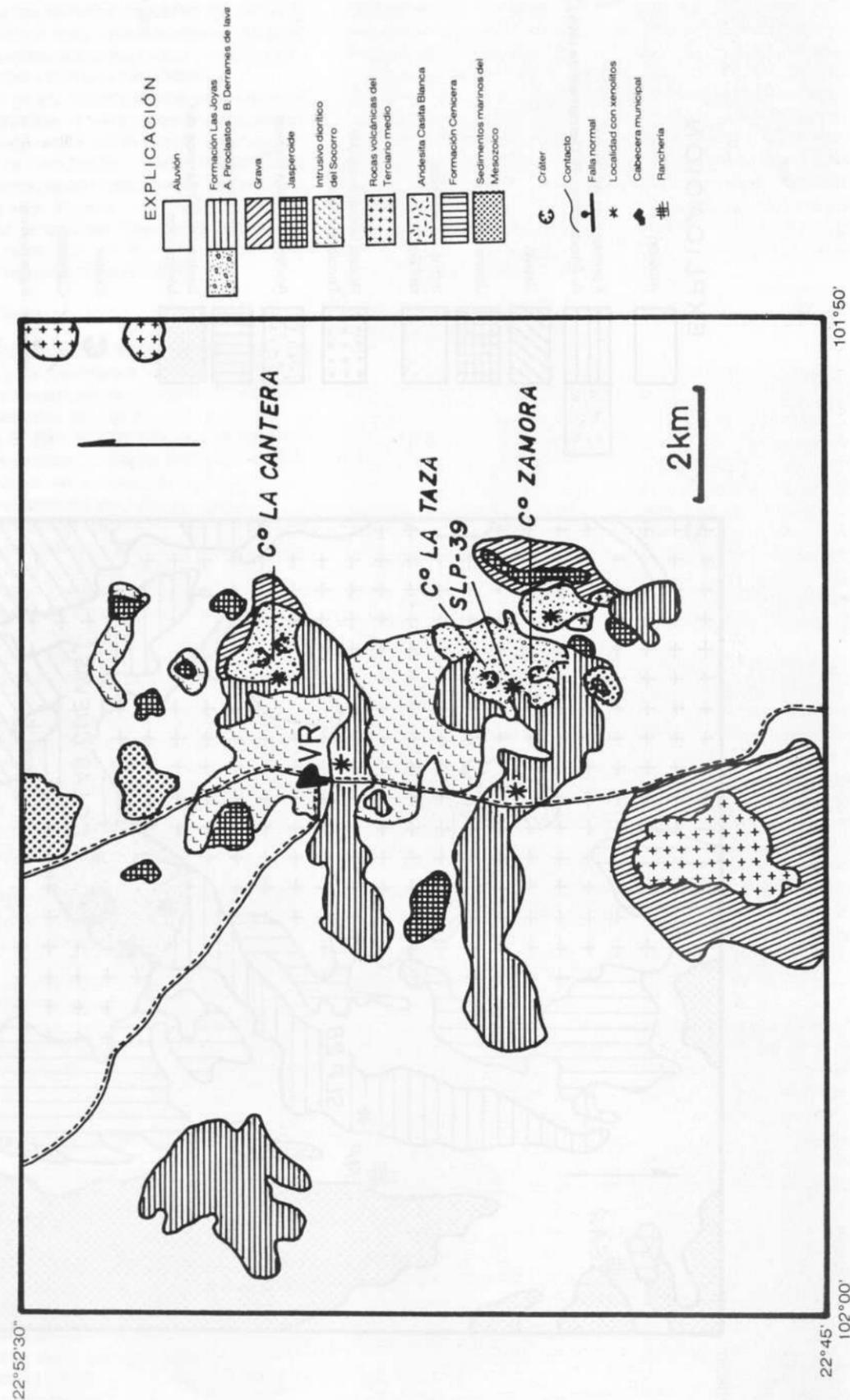


Figura 5.- Mapa geológico generalizado del área de Villa de Ramos (modificado de Labarthe-Hernández y Aguilón-Robles, 1986), localidad con xenolitos recientemente descubierta. VR—Villa de Ramos.

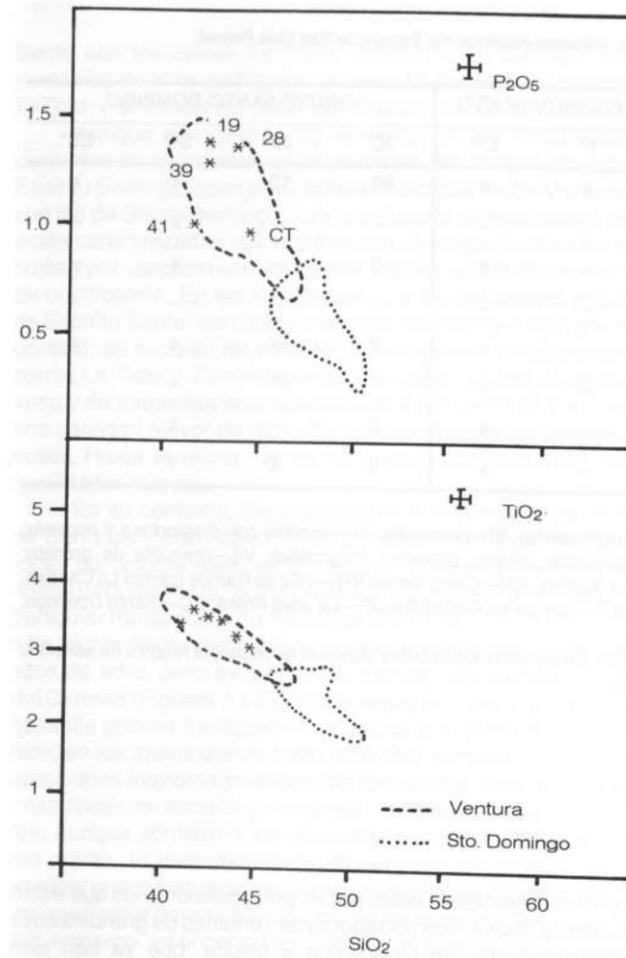


Figura 6.- Diagramas que muestran la variación en el contenido de  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{TiO}_2$  en las lavas alcalinas cuaternarias del Estado de San Luis Potosí. Las muestras recolectadas en Ventura tienen un contenido menor en  $\text{SiO}_2$  que las de Santo Domingo. Los ejemplares recolectados en las localidades recientemente descubiertas son prácticamente idénticos a los de Ventura (modificado de Aranda-Gómez *et al.*, 1993 [este número]).

(hourglass), con maclado polisintético y con colores anómalos de extinción.

El fenocristal de plagioclasa primaria es bastante raro en la basanita y en la nefelinita de olivino del grupo Ventura y del campo volcánico de Espíritu Santo.

Los xenocristales de espinela translúcida, de color pardo rojizo, invariablemente están rodeados por anillos opacos de reacción, las coronas son continuas alrededor de todo el cristal de espinela y su contacto con la lava es abrupto.

Los cristales accidentales de ortopiroxeno (hiperstena) siempre están rodeados por coronas de grano fino, constituidas por intercrecimientos simplectíticos de clinopiroxeno y olivino. En algunos xenocristales, el fenómeno consumió todo el ortopiroxeno y los únicos testigos son pseudomorfos policristalinos.

La matriz de algunas de las muestras es holohialina, altamente vesicular (SLP-24 y SLP-34); en otras, es merocrystalina a holocrystalina. La pasta está generalmente constituida por microlitos de titanaugita, orientados al azar, con los espacios intergranulares rellenos por material criptocrystalino, por gránulos de minerales opacos o por vidrio. La mineralogía del material criptocrystalino en la matriz de la muestra SLP-19 (Cerro Verde) fue determinada con microsonda de electrones; las fases identifica-

das fueron plagioclasa sódica, nefelina, leucita, titanomagnetita e ilmenita.

#### XENOLITOS

En cada una de las localidades recientemente descubiertas, fueron recolectados xenolitos, a fin de establecer con certeza la naturaleza de las inclusiones. En el mejor de los casos, el muestreo debe considerarse preliminar, ya que se obtuvo un número reducido de ejemplares. A pesar de que en casi todos los volcanes los xenolitos son relativamente abundantes, la recolección en los derrames de lava es muy difícil, pues en comparación con la roca-huésped, las inclusiones son muy frágiles. Las muestras recolectadas en los derrames usualmente consisten en un "molde" del xenolito, cuya superficie es de algunas decenas de centímetros cuadrados y su espesor es de sólo unos cuantos milímetros, dificultando la preparación de láminas delgadas. Por otro lado, existe la evidencia de que algunas inclusiones o fases mineralógicas en los xenolitos rara vez sobreviven dentro de los derrames de lava (Williams y Mc Birney, 1979), por lo cual el muestreo en las lavas pudiera no ser representativo del conjunto de xenolitos transportados por el magma.

Las inclusiones son bastante raras en los depósitos de escoria cercanos a los volcanes. En el cono del cerro La Cantera (Figura 5), existen evidencias de que las inclusiones tienden a concentrarse en algunos horizontes estratigráficos de los depósitos de tefra. Excepciones notables son los cerros Zamora y La Taza (Figura 5), donde las inclusiones de megacristales de clinopiroxeno y magnetita son relativamente comunes en los piroclastos.

La Tabla 1 muestra los conjuntos de xenolitos registrados para los volcanes alcalinos del Estado de San Luis Potosí (Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987), así como las inclusiones hasta ahora identificadas en las localidades nuevas. En estas últimas, los xenolitos más comunes son de lertzolita de espinela, excepto en los cerros Zamora y La Taza, señalados con las siglas VR en la Figura 1, donde los megacristales de clinopiroxeno y magnetita son las inclusiones más comunes; sin embargo, existen dudas acerca de que éstos pertenezcan al conjunto de xenolitos del manto o de la base de la corteza, ya que el basamento prevolcánico en esta zona (Figura 5) está constituido por el intrusivo diorítico del Socorro, que pudiera tener "hacia sus márgenes facies de piroxenita" (Labarthe-Hernández y Aguilón-Robles, 1986, p. 32). Cabe destacar que, a diferencia de otros megacristales recolectados en el grupo Ventura (Aranda-Gómez, 1982), el piroxeno de Villa de Ramos no contiene exsoluciones de plagioclasa o de ilmenita (?).

Las muestras de lertzolita de espinela recolectadas en las localidades nuevas tienen una textura protogranular primaria, de mosaico equigranular-secundario y porfidoclastica, de acuerdo con la clasificación de Mercier y Nicolas (1975). Todas ellas son lertzolita en el sentido estricto, pues su contenido de olivino excede el 60% y la proporción modal es  $\text{ol} > \text{opx} > \text{cpx} \gg \text{sp}$ . En las muestras con textura protogranular, el olivino se presenta como cristales xenoblásticos, relativamente grandes (2–4 mm). En las inclusiones con textura de mosaico, el tamaño promedio del olivino es considerablemente menor, siendo su diámetro promedio menor que 1 mm. Las inclusiones porfidoclasticas contienen porfidoclastos maclados de olivino, en una matriz recristalizada con arreglo de mosaico. En todas las muestras, los contactos intergranulares son rectos o suavemente curvos y las juntas triples ( $120^\circ$ ) son comunes. El piroxeno se presenta libre de exsoluciones y como regla general la hiperstena tiene un tamaño promedio mayor que el del diópsido. La espinela forma cristales

Tabla 1.- Abundancia relativa de los diferentes tipos de xenolitos en los volcanes alcalinos del Estado de San Luis Potosí.

COMP.	GRUPO VENTURA				CAMPO VOLCÁNICO ESPÍRITU SANTO				GRUPO SANTO DOMINGO			
	LP	JH	J	CV*	VR*	CT	T*	C*	JC	JP	SD	EB*
I	49 <sup>a</sup>	75	59	x	x	x	x	x	86	12	x	x
II	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	x	-
III	13	15	14	-	x	x	-	x	3	-	x	-
IV	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-
V	-	-	x	-	-	-	-	-	7	84	x	x
VI	-	x <sup>d</sup>	5 <sup>d</sup>	-	x <sup>d</sup>	-	-	-	-	x <sup>e,f</sup>	-	-
VII	16	4	-	-	-	x	-	x	2	-	x	-
VIII	22	6	18 <sup>b</sup>	-	x <sup>g</sup>	x	-	x	2	4 <sup>c</sup>	?	-

Explicación: I—lerzolita de espinela; II—xenolitos compuestos (lerzolita de espinela-piroxena); III—piroxenita; IV—lerzolita con plagioclasa y espinela; V—megacrístales de kaersutita y/o hornablendita; VI—otros megacrístales (plagioclasa, olivino, piroxeno, magnetita); VII—granulita de granate; VIII—granulita de dos piroxenos; LP—laguna de Los Palau; JH—La Joya Honda; J—La Joyuela; CV—Cerro Verde; VR—Villa de Ramos (cerros La Cantera, Zamora y La Taza); CT—cerro El Toro; T—cerro El Tezontle; C—cerro Las Cuevas; JC—Joya de los Contreras; JP—La Joya Prieta; SD—Santo Domingo; EB—El Banco.

<sup>a</sup> Los números representan porcentajes calculados en el campo (Aranda-Gómez, 1982). En aquellas localidades donde la abundancia relativa de xenolitos no ha sido calculada, la presencia de un cierto tipo de xenolitos se indica con una x.

<sup>b</sup> Incluye algunas granulitas portadoras de granate.

<sup>c</sup> Incluye piroxenita.

<sup>d</sup> Clinopiroxeno.

<sup>e</sup> Magnetita (?).

<sup>f</sup> Incluye rocas de alta presión, con textura cumuloífrica.

<sup>g</sup> La granulita es félsica, sin clinopiroxeno, Pl + Qtz + Opx + Rt ± Kfs.

\* Localidades recién descubiertas.

aislados de color pardo rojizo, de forma irregular y, en ocasiones, vermicular; en general muestra la tendencia a estar relacionada al diópsido y al ortopiroxeno; sólo excepcionalmente se presenta como inclusión poikilitica dentro del olivino, en xenolitos con textura de mosaico equigranular.

La composición de la granulita oscila de máfica (piroxenitas con cantidades pequeñas de plagioclasa, apatita y olivino) a félsica (muestras con feldespato y cuarzo abundantes). La mayoría de estas rocas contiene ortopiroxeno o paragénesis consideradas características de la facies de granulita (Winkler, 1976).

Tanto la lerzolita como la granulita muestran evidencias de haber sido parcialmente fundidas en diversos grados. En la lerzolita, la fusión se manifiesta de la manera siguiente: (1) material opaco (¿vidrio?) que "moja" la mayor parte de los contactos intergranulares; (2) anillos opacos de reacción, alrededor de la espinela; (3) fracturas "soldadas" en el silicato, en las cuales se puede apreciar inclusiones ameboidales diminutas; y (4) fenómenos de fusión en contacto con el magma transportador (formación de simplectitas en el ortopiroxeno, de anillos opacos alrededor de la espinela, etc.).

Algunas de las granulitas están alteradas intensamente por el fenómeno de fusión, a tal grado que prácticamente no sobrevive contacto intergranular alguno. En otras, existen áreas con material criptocristalino (¿vidrio desvitrificado?) interpretado como granate fundido, por su semejanza con las inclusiones de los grupos Ventura y Santo Domingo, donde sobrevivió una parte del granate (Aranda-Gómez, 1982).

#### SUMARIO Y CONCLUSIONES

En la parte meridional del Estado de San Luis Potosí existen afloramientos aislados de rocas volcánicas, de composición alca-

lino-básica; algunas de estas rocas, principalmente las que están asociadas a *maars*, son portadoras de xenolitos de granulita cuya composición varía de ultrabásica a félsica, que ya han sido descritas. Otras localidades con xenolitos, relacionadas a conos pequeños de ceniza y lava, han sido hasta ahora ignoradas. Con base en la distribución geográfica de las fuentes volcánicas, en su entorno geológico, en sus conjuntos de xenolitos y en la composición química y mineralógica de sus rocas, los volcanes cuaternarios (?) del Estado de San Luis Potosí fueron divididos en dos grupos: Ventura y Santo Domingo. La característica principal de los volcanes del grupo Ventura es que están constituidos por lavas alcalinas, con un contenido de SiO<sub>2</sub> de 41–44%; mientras que los de Santo Domingo poseen una cantidad más elevada de sílice (43–49%).

Las localidades nuevas con xenolitos están diseminadas en un área extensa situada al norte y norponiente de lo que, hasta ahora, se ha considerado como el grupo Ventura. Algunos de los afloramientos con xenolitos están ubicados a una distancia corta de las localidades previamente descritas; otros, como el cono cinerítico y los derrames de lava del Cerro Verde, están a una distancia considerable (~15 km), pero pueden ser considerados como parte del grupo Ventura, ya que la composición de sus rocas y su entorno geológico son semejantes a los de los volcanes de Ventura.

Al noroeste del grupo Ventura, previamente se conocía una localidad: el cono de ceniza y lava del cerro El Toro. En esa región (campo volcánico de Espíritu Santo), existen numerosos aparatos volcánicos constituidos por basanita y nefelinita (SiO<sub>2</sub>: 41–44%) que son, química y mineralógicamente, muy parecidas a las de los volcanes del grupo Ventura. Algunas de estas rocas son portadoras de xenolitos; otras, sin motivo aparente, carecen de ellos. Las localidades nuevas en el campo volcánico de Espíritu

Santo son los cerros La Taza, Zamora y La Cantera, en las cercanías de Villa de Ramos; el cerro El Tezontle, al sureste de El Toro; y el volcán del cerro Las Cuevas, cerca de Cúcamo.

Aunque el muestreo de xenolitos no fue exhaustivo, los conjuntos de inclusiones de los volcanes del campo volcánico de Espíritu Santo parecen tener más afinidad con los de Ventura que con los de Santo Domingo. Las localidades de este último grupo están caracterizadas por la presencia de megacrístales de kaersutita y por xenolitos con abundante anfíbol, o bien con evidencias de uralitización. En las localidades nuevas del campo volcánico de Espíritu Santo, las inclusiones más abundantes son, por regla general, de lerzolita de espinela. Excepciones notables son los cerros La Taza y Zamora, donde los megacrístales de clinopiroxeno y de magnetita son abundantes. En el cerro El Toro, existe una cantidad mayor de granulita cuarzofeldespática que de peridotita. Hasta la fecha, no se ha encontrado kaersutita en las localidades nuevas.

En su conjunto, las localidades con xenolitos del Estado de San Luis Potosí sólo tienen en común el hecho de que las rocas portadoras sean alcalinas (*i.e.*, contienen nefelina en la norma). Hasta ahora, no hay manera de predecir si un volcán en particular transportó o no muestras del manto. Por lo general, las estructuras freatomagmáticas contienen xenolitos en los depósitos de tefra, pero existe, por lo menos, una excepción: Pozo del Carmen (Figuras 1 y 2), donde existe un *maar* compuesto por basanita que no transportó inclusiones a la superficie. Por otro lado, en los *maars* donde hubo actividad volcánica anterior a las erupciones freatomagmáticas, las rocas anteriores al *maar* (acumulaciones de escoria y derrames de lava), carecen de xenolitos, aunque contienen xenocrístales derivados de la peridotita del manto. El descubrimiento de xenolitos en el cono El Toro sugiere que las erupciones freatomagmáticas no sean requisito indispensable para la transportación de xenolitos a la superficie. Sin embargo, en el cerro Las Cuevas, en la base de la secuencia volcánica del Cuaternario (?), aflora un depósito de nube rasante, lo cual demuestra que en esta localidad hubo una erupción freática que precedió a las erupciones estrombolianas que originaron al cono de ceniza basanítica portadora de xenolitos. Asimismo, la secuencia volcánica parece indicar que en la erupción inicial el magma basanítico no haya estado involucrado, sino que sólo haya proporcionado la energía para calentar y expandir el agua subterránea, causando una explosión en la que sólo participaron el agua y las rocas más antiguas (Latita Portezuelo). Hacia la parte superior del depósito de nube rasante, se empieza a encontrar fragmentos de basanita, así como algunos xenolitos entremezclados con latita pulverizada; por último, el depósito volcánico se vuelve predominantemente basanítico, con xenolitos escasos.

No se sabe con certeza cuál sea el factor que determine si un volcán sea o no portador de xenolitos. La presencia de xenolitos en los depósitos posteriores al *maar*, arriba de los depósitos de nube rasante, en siete de las ocho estructuras freatomagmáticas del Estado de San Luis Potosí, sugiere que pudiera existir una relación entre el transporte de xenolitos a la superficie y las explosiones freatomagmáticas. El descubrimiento del depósito de nube rasante, abajo de la secuencia estromboliana en el Cerro Verde, sugiere que éste pudiera ser un fenómeno hasta ahora ignorado por inexistencia de un estudio detallado, en otros conos cineríticos con xenolitos en el estado, y que las erupciones freáticas o freatomagmáticas fuesen un factor importante en la transportación de xenolitos a la superficie. Algo semejante sucede con el *maar* de Pozo del Carmen, sobre el cual no se ha realizado estudio alguno; por tanto, una búsqueda exhaustiva pudiera conducir al descubrimiento de xenolitos.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguillón-Robles, Alfredo, 1983, Cartografía geológica de las hojas Espíritu Santo, Pinos, El Obraje y Ojuelos, estados de San Luis Potosí, Jalisco, Guanajuato y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 93, mapas de escala 1:50,000 con texto explicativo, 76 p.
- Aranda-Gómez, J.J., 1982, Ultramafic and high grade metamorphic xenoliths from central Mexico: Eugene, University of Oregon, disertación doctoral, 236 p. (inédita).
- Aranda-Gómez, J.J., y Labarthe-Hernández, Guillermo, 1977, Estudio geológico de la hoja Villa Hidalgo, S. L. P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 53, p. 33–58.
- Aranda-Gómez, J.J., y Luhr, J.F., 1986, Spinel-Iherzolite-bearing basic volcanic centers of late-Quaternary age from San Luis Potosí, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 18, p. 528 (resumen).
- Aranda-Gómez, J.J.; Luhr, J.F.; y Pier, J.G., 1993 (este número), Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza del Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, pte. 1, p. 1–22.
- Aranda-Gómez, J.J., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1987, Mantle xenoliths in Mexico, in Nixon, P.H., ed., Mantle xenoliths: Nueva York, John Wiley and Sons, p. 75–84.
- CETENAL, 1971a, [Hoja] Villa de Ramos (F14-A51), San Luis Potosí: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica escala 1:50,000.
- 1971b, [Hoja] Salinas de Hidalgo (F14-A61), San Luis Potosí: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica escala 1:50,000.
- Gaskin, B.J.; Butler, J.C.; y Gaskin, W.A., 1973, Geology of the Xalapasco de la Joya Crater: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 5, p. 631–632 (resumen).
- Gómez-Morán, Concepción, y Elthon, Don, 1986, Composition and equilibrium conditions of lower crust under Xalapasco de la Joya (State of San Luis Potosí, Mexico): Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 18, p. 618 (resumen).
- Green, D.H., y Ringwood, A.E., 1967, The genesis of basaltic magmas: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 15, p. 103–190.
- Greene, G.M., 1975, The geochemistry of spinel Iherzolites from Xalapasco de la Joya in San Luis Potosí, Mexico: Houston, University of Houston, tesis de maestría, 43 p. (inédita).
- Greene, G.M., y Butler, J.C., 1979, Spinel Iherzolites from Xalapasco de la Joya, San Luis Potosí, SLP, Mexico: Mineralogical Magazine, v. 43, p. 483–486.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, 1978, Algunos xalapascos en el Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 58, 17 p.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, y Aguillón-Robles, Alfredo, 1986, Cartografía geológica 1:50,000 hojas Salinas y Villa de Ramos, estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 106, mapas con texto explicativo, 52 p.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, y Tristán-González, Margarito, 1981, Cartografía geológica hoja Ahuualuco, S. L. P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 70, mapa con texto explicativo, 34 p.
- Labarthe-Hernández, Guillermo; Tristán-González, Margarito; y Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 85, 208 p.
- Luhr, J.F.; Aranda-Gómez, J.J.; y Pier, J.G., 1989, Spinel Iherzolite-bearing Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico: I. Geology, mineralogy and petrology: Journal of Geophysical Research, v. 94 B6, p. 7916–7940.
- Mercier, J.C.C., y Nicolas, A., 1975, Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts: Journal of Petrology, v. 16, p. 454–487.

Mugica-Mondragón, Raúl, y Albarrán-Jacobo, Jorge, 1983, Estudio petro-genético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, 78 p. (inédito).

Patchett, P.J., y Ruiz, Joaquín, 1987, Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 96, p. 523-528.

Pier, J.G.; Luhr, J.F.; Podosek, F.A.; Brannon, J.C.; y Aranda-Gómez, J.J., 1989, Spinel lherzolite-bearing Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico; II. Sr and Nd isotopic systematics: Journal of Geophysical Research, v. 94 B6, p. 7941-7951.

Powell, J.A. y Gromet, P.L., 1980, Preliminary geochemical studies of selected crustal xenoliths, Xalapasco de la Joya maar, San Luis Potosí, Mexico: EOS Transactions of the American Geophysical Union, v. 61, p. 388.

Raisz, Erwin, 1959, Landforms of Mexico (2ª. ed.): Cambridge, Mass., edición privada, mapa con texto, escala 1:3'000,000.

Ruiz, Joaquín; Essene, E.J.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1982, Pyroxenites from La Joya Honda maar, San Luis Potosí, central Mexico: EOS Transactions of the American Geophysical Union, v. 63, p. 463.

Ruiz, Joaquín; Ortega-Gutiérrez, Fernando; y Essene, E.J., 1983, Geochemical and petrographic characteristics of inclusions in Cenozoic alkalic basalts from central Mexico: EOS Transactions of the American Geophysical Union, v. 64, p. 343.

Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1986, Isotopic and petrologic characteristics of crustal xenoliths from central Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 18, p. 178.

— 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 274-281.

Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Arculus, R. J., 1988, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths-evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 99, p. 36-43.

Williams, Howell, y Mc Birney, A.R., 1979, Volcanology: San Francisco, Freeman and Cooper, 397 p.

Winkler, H.G.F., 1976, Petrogenesis of metamorphic rocks (4ª ed.): Nueva York, Springer-Verlag, 334 p.

Zárate-Muñoz, J.C., 1977, Cartografía geológica hoja Villa Arista, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 52, mapa de escala 1:50,000 con texto explicativo, 47 p.

Aranda-Gómez, J. J., 1993, Geotermometría y geobarometría en xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, in Xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, parte 3, p. 37-61, 8 figuras, 16 tablas.

Parte 3

GEOTERMOMETRÍA Y GEOBAROMETRÍA EN XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Por

José Jorge Aranda-Gómez

CONTENIDO

RESUMEN . . . . .	Página
ABSTRACT . . . . .	39
INTRODUCCIÓN . . . . .	39
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL . . . . .	40
PETROGRAFÍA DE LOS XENOLITOS . . . . .	41
PETROLOGÍA DE LOS XENOLITOS . . . . .	42
<b>Gneis cuarzofeldespático con silimanita y granate</b> . . . . .	43
<b>Websterita y granulita de dos piroxenos con granate y/o espinela</b> . . . . .	46
<i>Geotermometría por medio de granate y clinopiroxeno</i> . . . . .	50
<i>Temperaturas estimadas con el solvus de los piroxenos: junta di-en</i> . . . . .	50
<i>Temperaturas estimadas con el solvus de los piroxenos: cuadrilátero di-en-hd-fs</i> . . . . .	53
<b>Lerzolita de espinela</b> . . . . .	54
<i>Geotermometría con olivino y espinela</i> . . . . .	54
<i>El contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en los piroxenos como un indicador de las condiciones de equilibrio</i> . . . . .	55
CONCLUSIONES . . . . .	56
AGRADECIMIENTOS . . . . .	57
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .	58

ILUSTRACIONES

Figura 1.- Localización, vías de comunicación y ambiente geológico de los grupos Ventura y Santo Domingo . . . . .	41
— 2.- A—Diagrama de fases que muestra los campos de estabilidad del gabro, del gabro de espinela y de la piroxenita de granate—o granulita de granate—en el sistema CMAS. B—Diagrama de fases para rocas de composición ultrabásica en el sistema CMAS . . . . .	44
— 3.- A—Composición de los piroxenos analizados en el cuadrilátero de los mismos. B—Parejas de piroxenos equilibradas experimentalmente. Sistema CMFS . . . . .	49
— 4.- Localización en diagrama P-T de la reacción 3An = Grs + 2Sil + Qtz . . . . .	52
— 5.- Comparación entre las temperaturas (°C) obtenidas con los diversos geotermómetros basados en el intercambio de Fe-Mg entre el granate y el clinopiroxeno . . . . .	53
— 6.- Comparación gráfica entre las isotermas obtenidas experimentalmente por Engi, y las calculadas con base en datos empíricos . . . . .	55
— 7.- Estimaciones de la temperatura y la presión, utilizando la solubilidad de Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> en los piroxenos . . . . .	57
— 8.- Resumen de los resultados obtenidos . . . . .	58
Tabla 1.- Clasificación de los xenolitos . . . . .	42
— 2.- Características petrográficas de los xenolitos analizados . . . . .	43
— 3.- Análisis representativo de la plagioclasa . . . . .	45
— 4.- Composición de los feldespatos en el xenolito LP-15 . . . . .	45
— 5.- Análisis representativos del granate . . . . .	46
— 6.- Análisis representativos del clinopiroxeno . . . . .	47

Tabla 7.- Análisis representativos del ortopiroxeno. . . . .	48
— 8.- Análisis representativo del olivino. . . . .	48
— 9.- Análisis representativos de la espinela. . . . .	49
— 10.- Geotermómetros y geobarómetros utilizados en este estudio. . . . .	50
— 11.- Ecuaciones de la constante de equilibrio para la reacción $3An = Grs + 2Sil + Qtz$ . . . . .	50
— 12.- Modelos de actividad utilizados para calcular la localización en un diagrama P-T de la línea de la reacción $3An = Grs + 2Sil + Qtz$ para la composición de LP-15. . . . .	51
— 13.- Resultados obtenidos con los geotermómetros de granate-piroxeno. . . . .	52
— 14.- Temperaturas obtenidas con los geotermómetros basados en el <i>solvus</i> de los piroxenos. . . . .	54
— 15.- Presiones y temperaturas obtenidas con base en el contenido de alúmina en los piroxenos. . . . .	57
— 16.- Temperaturas [°C] calculadas con los geotermómetros de olivino-espinela . . . . .	58

## GEOTERMOMETRÍA Y GEOBAROMETRÍA EN XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

José Jorge Aranda-Gómez\*

### RESUMEN

En la parte central del Estado de San Luis Potosí hay numerosos volcanes, constituidos por rocas alcalinas y básicas, de edad cuaternaria; algunos de ellos transportaron a la superficie xenolitos del manto y de la base de la corteza. Entre las localidades con inclusiones, destacan, por la abundancia y variedad de sus xenolitos, seis estructuras freatomagmáticas o *maars* (cráteres de explosión). Los cráteres están rodeados por depósitos piroclásticos, compuestos por una brecha tobácea heterolítica formada por basanita, caliza y xenolitos. En los cráteres en que hubo actividad magmática anterior a las erupciones que originaron los *maars*, se puede observar, yaciendo bajo las brechas heterolíticas, rocas basaníticas carentes de xenolitos. Los *maars* están presentes formando dos grupos distintos, designados con los nombres de Grupo Ventura (La Joya Honda, La Joyuela y laguna de Los Palau) y Grupo Santo Domingo (La Joya Prieta, La Joya de los Contreras y xalapasco de Santo Domingo); entre ambos existen diferencias marcadas en cuanto a ambiente geológico y a conjuntos de xenolitos; cada uno de ellos está relacionado con una característica tectónica de distinta importancia regional. Los volcanes del Grupo Ventura están asociados con un *graben* de gran extensión, conocido como el *graben* de Villa de Reyes. El Grupo Santo Domingo, localizado a 75 km de Ventura, parece estar asociado con una falla normal (?), de rumbo E-W, que desplaza a todas las estructuras principales del área.

Los conjuntos de xenolitos presentan variaciones amplias respecto a su composición, desde ultramáfica hasta félsica, su paragénesis mineral y textura. El tipo más abundante de xenolito, en cinco de los *maars*, es el de lertzolita de espinela; en cambio, en el restante, los megacristales de kaersutita son la inclusión más común. Los xenolitos encontrados en ambos grupos de volcanes son de granulita de dos piroxenos, websterita de granate y/o espinela, granulita de dos piroxenos con granate y/o espinela y gneis cuarzofeldespático con silimanita y granate. En el Grupo Santo Domingo se encuentra, casi exclusivamente, lo siguiente: hornablendita, megacristales de kaersutita y rocas ígneas cumulofíricas de presión alta. En el Grupo Ventura, sólo se halla xenolitos de gabro de espinela.

Fueron seleccionados xenolitos sin alteración visible y paragénesis con variancia—grados de libertad—reducida para efectuar estudios geoquímicos y petrológicos. La composición de las fases mineralógicas de estas muestras fue analizada con una microsonda de electrones. Las paragénesis estudiadas fueron las siguientes: (1) Ol + Opx + Cpx + Spl; (2) Opx + Cpx + Grt + Pl; (3) Opx + Cpx + Spl + Grt; (4) Opx + Cpx + Spl + Pl; (5) Grt + Pl + Spl + Opx + Cpx; y (6) Grt + Sil + Qtz + Pl + Sa. La información química y de equilibrio de fases se utilizó para establecer los límites de las variaciones de la temperatura y de la presión a las que fueron formados los xenolitos. La temperatura de equilibrio fue estimada por medio de la dependencia térmica de lo siguiente: (1) el contenido de albita en el feldespató; (2) la distribución (*partitioning*) de Fe-Mg entre el olivino y la espinela y entre el granate y el clinopiroxeno; (3) el *solvus* de los piroxenos; y (4) el contenido de aluminio en el piroxeno. La presión fue estimada de acuerdo con (1) la posición en el diagrama presión-temperatura de la reacción silimanita-cianita; (2) el límite de estabilidad de la anortita a presión y temperatura altas; (3) la reacción química que separa al campo de estabilidad del gabro de espinela de la granulita de granate y clinopiroxeno; y (4) la transición de lertzolita de espinela a lertzolita de granate.

Las evidencias reunidas indican que todos los xenolitos estuvieron en equilibrio a una temperatura de 950-1,000°C y a una presión que osciló entre 10 y 16 kb. Se cree que los xenolitos provengan de una zona restringida, que comprenda la interfase manto-corteza.

Esta información fue utilizada para estimar el espesor de la corteza en la parte central de México, así como su gradiente geotérmico, el cual, al parecer, es similar al de la provincia de Sierras y Cuencas de los Estados Unidos de América.

Palabras clave: Geotermometría, geobarometría, xenolitos, manto, rocas alcalinas, San Luis Potosí, México.

### ABSTRACT

There are numerous volcanic centers of Quaternary age in the central part of the State of San Luis Potosí, Mexico. The volcanoes are constituted by basic alkalic lavas which sometimes carried to the surface xenoliths from the mantle and the base of the crust. Some of the most important xenolith localities in the state are six phreatomagmatic craters. The maars are surrounded by xenolith-bearing ejecta blankets composed of heterolithic (basanite-limestone-xenoliths) tuff-breccia. In those craters where volcanic activity antedated the maar-forming eruptions, the volcanic products are of monolithic character (basanitic) and do not contain xenoliths. The maars occur as two distinct

\* Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 376, 36000 Guanajuato, Gto.

clusters known as the Santo Domingo (La Joya Prieta, La Joya de los Contreras and Xalapasco de Santo Domingo) and Ventura (La Joya Honda, La Joyuela and Laguna de los Palau) Groups. There are marked differences between the two groups of volcanoes in terms of geologic setting and xenolith suites. Each group is related to a different tectonic feature. The Ventura Group is associated with a large graben known as the Villa de Reyes Graben. The Santo Domingo Group, located 75 km from Ventura, is associated with an E-W trending fault that offsets all the major structures in the area. The suites vary widely in composition (ultramafic to felsic), mineral assemblages and textures. The most abundant type of xenolith in all but one of the volcanoes is spinel lherzolite. Xenoliths that are found in both groups consist of two pyroxene granulite, garnet and/or spinel-bearing websterite, garnet and/or spinel-bearing two-pyroxene granulite, and sillimanite-garnet quartzfeldspathic gneiss. Hornblende, kaersutite megacrysts and high-pressure igneous cumulates are found only in Santo Domingo. Spinel gabbro appears to be restricted to Ventura.

Unaltered xenoliths with low variance mineral assemblages were selected for geochemical and petrologic studies. Mineral compositions were determined by microprobe analysis. The assemblage studies include: (1) Ol + Opx + Cpx + Spl; (2) Opx + Cpx + Grt + Pl; (3) Opx + Cpx + Spl + Grt; (4) Opx + Cpx + Spl + Pl; (5) Grt + Pl + Spl + Opx + Cpx; and (6) Grt + Sil + Qtz + Pl + Sa. Compositional and phase-equilibrium data were used to place limits on the range of P-T conditions for the formation of the xenoliths. Temperatures of equilibrium were estimated using the thermal dependence of (1) Ab content in feldspars; (2) Fe-Mg partitioning between olivine-spinel, and garnet-clinopyroxene; (3) the pyroxene miscibility gap; and (4) aluminum content in the pyroxenes. Pressure estimates were bracketed by (1) the kyanite-sillimanite phase boundary; (2) the breakdown of An at high pressure and temperature; (3) the phase boundary between spinel gabbro and garnet-clinopyroxene granulite; and (4) the transition from spinel to garnet lherzolite.

The evidence indicates that all the xenoliths equilibrated at 950-1,000 °C and pressures between 10 and 16 kb. It is believed that the xenoliths originated in a restricted zone close to the crust-mantle interface.

The data were used to estimate the crustal thickness and geothermal gradient in Central Mexico, which appear to be similar to those in the Basin and Range Province (USA).

Key words: geothermometry, geobarometry, xenoliths, mantle, alkalic rocks, San Luis Potosí, Mexico.

## INTRODUCCIÓN

En las rocas volcánicas alcalinas y básicas, de posible edad pleistocénica, del Estado de San Luis Potosí, existen xenolitos metamórficos de grado alto, cuya composición varía de ultramáfica a félsica (Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández, 1977; Aranda-Gómez, 1982; Aranda-Gómez, Luhr y Pier, 1993 [este número]; Aranda-Gómez, Luhr y Nieto-Samaniego, 1993 [este número]). Las inclusiones son particularmente abundantes en los depósitos piroclásticos que rodean a seis cráteres freatomagmáticos, ubicados al norte de la ciudad de San Luis Potosí, los cuales están presentes en dos grupos bien definidos, separados por 75 km de distancia; cada uno de ellos está asociado a características tectónicas distintas. Éstos son el Grupo Ventura, constituido por La Joya Honda, La Joyuela y la laguna de Los Palau, y el Grupo Santo Domingo, formado por La Joya Prieta, La Joya de los Contreras y el xalapasco de Santo Domingo.

Los conjuntos de xenolitos recolectados en cada uno de los cráteres de explosión son muy variados, tanto en composición como en textura y paragénesis; en razón de ello, se cree que un estudio crítico, de las paragénesis y del equilibrio de las fases correspondiente, podría ser utilizado para establecer los límites de las condiciones físicas bajo las cuales se formaron los xenolitos; asimismo, esta información permitiría obtener una estimación aproximada del gradiente geotérmico del altiplano, durante la erupción. El área ofrece posibilidades interesantes, ya que los estudios sobre xenolitos provenientes de México, además de ser relativamente escasos (Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987), sólo se refieren a los xenolitos de algunas localidades (Gaskin *et al.*, 1973; Greene, 1975; Greene y Butler, 1979; Powell y Gromet, 1980; Ruiz *et al.*, 1982, 1983, 1986; Gómez-Morán y Elthon, 1986; Ruiz, Patchett y Arculus, 1988; Ruiz, Patchett y Ortega-Gutiérrez, 1988; Roberts *et al.*, 1987; Pier *et al.*, 1989; Aranda-Gómez, Luhr y Nieto-Samaniego, 1993 [este número]), siendo ésta la primera publicación relacionada con la petrología de xenolitos procedentes de localidades nuevas. El hecho de que los volcanes portadores de xenolitos se presenten en dos grupos

distintos, separados por una distancia considerable, permite el reconocimiento de variaciones laterales, en composición y estructura, en la parte inferior de la corteza y/o superior del manto, bajo la región.

Los xenolitos ultramáficos comúnmente están asociados a xenolitos de composición diferente a la ultramáfica (Forbes y Kuno, 1967); sin embargo, la mayoría de los estudios se ha concentrado en los primeros, ignorando a las otras inclusiones, aun cuando éstas pudieran ser ejemplares provenientes de la base de la corteza, o de la interfase manto-corteza; y pudieran proporcionar información importante acerca de esta región de la litosfera.

No obstante que las investigaciones acerca de los xenolitos son muy comunes, casi no existen trabajos que los estudien de una manera global; generalmente, los conjuntos de xenolitos son divididos en dos o más grupos y estudiados por distintos investigadores (*e.g.*, xenolitos de La Joya Honda). Se considera que una visión amplia de los conjuntos de ellos podría proporcionar información que, de otra manera, tendría que ser omitida.

Este estudio se centra en la petrología de los xenolitos. Las paragénesis minerales son comparadas con los resultados, ya publicados, de estudios experimentales y/o teóricos de equilibrio de fases, en sistemas simplificados de composiciones similares. Esta información se utiliza para establecer grupos de xenolitos con facies metamórficas y/o de composición distintas. La composición química de los minerales, determinada con análisis de microsonda, se emplea para establecer (a) si se conservó el equilibrio químico entre las fases primarias coexistentes, a pesar de las alteraciones posibles, debidas a la incorporación en el magma y al transporte a la superficie; y (b) para estimar las condiciones de equilibrio, por medio de geotermómetros y geobarómetros seleccionados críticamente.

Las descripciones detalladas de la geología de los *maars*, así como de la petrología de las lavas que transportaron a los xenolitos hacia la superficie, están incluidas en otros artículos (Aranda-Gómez y Luhr, 1986; Aranda-Gómez, Luhr y Pier, 1993

[este número]; Luhr *et al.*, 1989; Pier *et al.*, 1989). La evolución tectónica del extremo meridional de la Mesa Central se discute en el estudio de Aranda-Gómez y colaboradores (1989), mientras que el descubrimiento de otras localidades con xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí se consigna en el artículo de Aranda-Gómez, Luhr y Nieto-Samaniego (1993 [este número]).

Los símbolos de los minerales empleados en este artículo, apegados al uso internacional, son los siguientes: Ab—albita; Ac—acmita; An—anortita; Bt—biotita; Cats—molécula de Tschermak cálcica; Ch—cromita; Cpx—clinopiroxeno; Di—diópsido; En—enstatita; Fs—ferrosilita; Gr—grafito; Grs—grosular; Grt—granate; Hc—hercinita; Hd—hedenbergita; Jd—jadeíta; Mf—magnesioferrita; Mt—magnetita; Ol—olivino; Opx—ortopiro-

xeno; Pc—picrocromita; Pi—picotita; Pl—plagioclasa; Qtz—cuarzo; Rt—rutilo; Sa—sanidino; Sil—sillimanita; Spl—espinela; ts—molécula de Tschermak. Cuando se trate de componentes y no de minerales, estos símbolos serán escritos con letra inicial minúscula.

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Los *maars* se presentan en dos grupos bien definidos, a los cuales Labarthe-Hernández (1978) denominó Ventura y Santo Domingo, respectivamente. El Grupo Ventura se encuentra 30 km al nororiente de la ciudad de San Luis Potosí, y el Grupo Santo Domingo está aproximadamente 100 km al NE de la misma ciudad (Figura 1). Recientemente, el Grupo Ventura fue redefinido

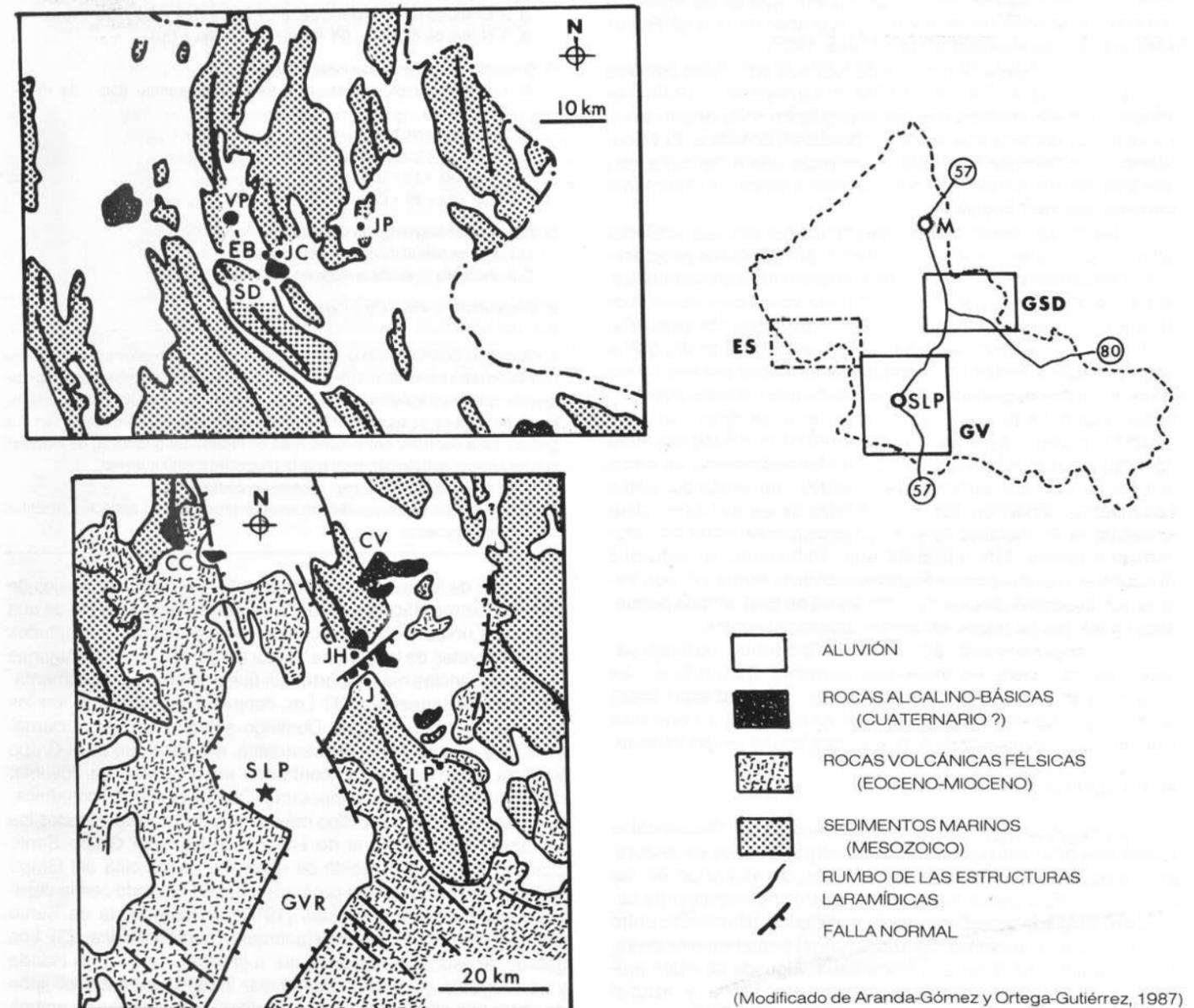


Figura 1.- Localización, vías de comunicación y ambiente geológico de los grupos Ventura (GV) y Santo Domingo (GSD); M—Matehuala. En Ventura, las estructuras freatomagmáticas con xenolitos son las siguientes: laguna de Los Palau (LP), La Joyuela (J) y La Joya Honda (JH); CC—cerro La Campana, CV—Cerro Verde, GVR—graben Villa de Ramos, SLP—San Luis Potosí. Los *maars* de Santo Domingo son los que se menciona a continuación: Santo Domingo (SD), El Banco (EB), La Joya de los Contreras (JC) y La Joya Prieta (JP). En este diagrama también se muestra el volcán de La Pólvera (VP) y la localización aproximada del campo volcánico de Espíritu Santo (ES).

como Ventura-Espíritu Santo (Luhr *et al.*, 1989), incluyendo a un gran número de conos cineríticos y derrames de lava basanítica, los cuales, en ocasiones, contienen xenolitos. Estos conos cineríticos están al occidente del Grupo Ventura (*sensu stricto*), en una franja amplia comprendida entre los 22°30' y 23°00'N y los 101°00' y 102°00'W, señalados con las siglas ES (Figura 1). La composición química—elementos mayores—de las lavas de la región de Espíritu Santo y sus conjuntos de xenolitos es similar a la de Ventura (Aranda-Gómez, Luhr y Nieto-Samaniego, 1993 [este número]).

El Grupo Ventura (*sensu stricto*) está compuesto por tres estructuras freatomagmáticas: la laguna de Los Palau, La Joya Honda y La Joyuela (Figura 1). Existen flujos pequeños de basanita y varios conos cineríticos asociados estrechamente a los *maars*. Aparentemente, las manifestaciones volcánicas están relacionadas con la intersección de dos estructuras regionales, el anticlinorio de la Sierra de Álvarez y el *graben* de Villa de Reyes (Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández, 1977).

El Grupo Santo Domingo está formado por cuatro cráteres de explosión: Santo Domingo, El Banco, La Joya de los Contreras y La Joya Prieta, mismos que están asociados a varios derrames de lava y a conos cineríticos de composición basáltica. El volcanismo cuaternario del área está relacionado, aparentemente, con una gran falla de rumbo E-W que desplaza a todas las estructuras mayores del área (Figura 1).

Todos los *maars* están caracterizados por sus cráteres grandes, circulares o elípticos, rodeados por depósitos piroclásticos, compuestos por brechas tobáceas heterolíticas (basanita-caliza-xenolitos). Las acumulaciones de piroclastos depositadas por el aire tienen un área de afloramiento relativamente pequeña, ~2.9 km<sup>2</sup>, y un espesor que varía entre 1 y 100 m. Los depósitos de tefra yacen siempre sobre depósitos formados por una "nube rasante", lo que sugiere que habría habido una cantidad considerable de agua freática, relacionada con las erupciones que originaron los cráteres. En aquellos lugares en los que hubo actividad volcánica, previa a las explosiones freatomagmáticas, las rocas volcánicas *premaar* carecen de xenolitos; sin embargo, estos basanitoides contienen una gran cantidad de xenocristales, derivados de rocas metamórficas, cuya composición varía de ultramáfica a félsica. Los volcanes que continuaron su actividad después de las erupciones freatomagmáticas formaron, con frecuencia, depósitos de escoria o derrames de lava, ambos pequeños, en los que se puede encontrar algunos xenolitos.

Los depósitos piroclásticos del Grupo Santo Domingo parecen ser más ricos en materiales primarios (basaníticos). La presencia de fragmentos blanqueados de caliza, en estas tobas brechoides, sugiere que los depósitos de tefra habrían sido más calientes en el momento de depósito, que los del Grupo Ventura.

#### PETROGRAFÍA DE LOS XENOLITOS

El estudio sistemático de aproximadamente 150 xenolitos reveló una gran variedad de paragénesis y de tipos de textura, así como la presencia de tipos distintos de alteración en las inclusiones. Para seleccionar los ejemplares potencialmente útiles para estudios petrológicos y para detectar diferencias entre los conjuntos de xenolitos, las rocas fueron primeramente divididas en grupos con distintas paragénesis. Algunos de estos grupos mostraron uniformidades mineralógica y modal notables—como en el caso de la lerzolita de espinela—y presentaron una variación considerable en la textura; otros grupos, con características petrográficas similares y con el mismo origen inferido, exhibieron grandes cambios en las proporciones modales y en el contenido de minerales, que pueden considerarse críticos para la interpretación de su origen (Tabla 1).

Tabla 1.- Clasificación de los xenolitos.

A. Xenolitos ultramáficos:	
A. 1.	Lerzolita de espinela (Ol + Opx + Cpx + Spl ± Am ± Phl)
A. 2.	Websterita de granate y/o espinela: (Opx + Cpx + Grt ± Spl ± Pl ± Am)
A. 3. Otros xenolitos ultramáficos:	
a.	Piroxenita de espinela: (Opx + Cpx + Spl ± Am ± Phl)
b.	Websterita de plagioclasa: (Opx + Cpx + Pl + Op ± Am)
c.	Piroxenita de olivino y/o anfíbol: (Ol + Cpx ± Opx ± Am)
d.	Hornblendita
B. Xenolitos máficos:	
B. 1.	Granulita de dos piroxenos con granate y/o espinela: (Pl + Opx + Cpx ± Grt ± Spl ± Am)
B. 2.	Granulita de dos piroxenos: (Pl + Opx + Cpx + Op ± Qtz ± Am)
B. 3.	Gabro de espinela: (Pl + Opx + Cpx + Spl ± Op)
C. Granulita de composición intermedia a félsica:	
C. 1.	Gneis cuarzofeldespático con silimanita y granate: (Qtz + Sa + Pl + Grt + Sil)
C. 2. Otras granulitas:	
a.	Pl + Opx + Grt + Op + Qtz
b.	Qtz + Pl + Grt
c.	Qtz + Pl + Opx
D. Xenolitos de origen ígneo evidente:	
D.1.	Rocas cumuloíricas de presión alta
D.2.	Andesita alterada hidrotermalmente
E. Megacristales: Am ± Op ± Opx ± Cpx ± Phl	

A. Ol=olivino, Opx=ortopiroxeno, Cpx=clinopiroxeno, Spl=espinela, Am=anfíbol (hornblendita o kaersutita), Grt=granate, Pl=plagioclasa, Phl=flogopita, Op=minerales opacos (magnetita o ilmenita), Qtz=cuarzo, Sa=sanidino, Sil=silimanita. B y C. Muchos de estos conjuntos son idénticos. Se hizo la separación en dos grupos, para distinguir entre rocas ricas en feldespato (granulita) de aquellas que no lo son (websterita), o en que la plagioclasa está ausente. D. Apatita y rutilo son minerales accesorios comunes. E. Rutilo y grafito son minerales accesorios presentes en todos los xenolitos con esta paragénesis.

Una de las metas más importantes durante los trabajos de campo y petrográfico fue tratar de establecer la existencia de una diferencia notable entre los conjuntos de xenolitos recolectados en los volcanes de los grupos Ventura y Santo Domingo. Algunas de las diferencias más importantes que pudieron ser documentadas son las siguientes: (1) Los conjuntos recolectados en los volcanes del Grupo Santo Domingo siempre contienen hornblendita y megacristales de kaersutita, mientras que en el Grupo Ventura sólo han sido encontrados en el volcán La Joyuela, siendo ahí excepcionalmente raras (Ortega-Gutiérrez, comunicación escrita, 1984). (2) El tipo más común de xenolito en todos los volcanes, excepto en el de La Joya Prieta, del Grupo Santo Domingo, es el de lerzolita de espinela. La lerzolita del Grupo Ventura tiene una textura protogranular, de acuerdo con la clasificación de Mercier y Nicolas (1975); en cambio, la de Santo Domingo tiende a ser principalmente porfidoclastica. (3) Los gabros de espinela parecen estar restringidos a La Joya Honda y a La Joyuela. (4) Existen diferencias importantes entre los tipos de alteración observada en los xenolitos. Los xenolitos de ambos grupos de volcanes muestran fusión parcial debida a la incorporación en el magma transportador y a la descompresión; sin embargo, la fusión parcial en las muestras provenientes del Grupo Santo Domingo está enmascarada por la presencia de manchas de limonita, quizá debidas al intemperismo. La plagioclasa, en la

granulita de composición gabroica del Grupo Santo Domingo, frecuentemente se encuentra alterada a escapolita + calcita; la escapolitización también fue identificada (Ruiz *et al.*, 1982) en muestras provenientes de La Joya Honda, aunque no es tan común ni intensa como en los xenolitos de Santo Domingo. (5) Los dos únicos xenolitos con textura cumuloírica incontrovertible fueron recolectados en el Grupo Santo Domingo. Se cree que la presencia de laminillas (*lamellae*) de espinela, por exsolución del ortopiroxeno, indique su origen de presión alta. (6) La Joya Honda y La Joyuela son los únicos volcanes que contienen xenolitos o fragmentos de rocas ígneas cristalizadas a presión baja. Se considera que las andesitas alteradas hidrotermalmente que, comúnmente, se encuentra en La Joya Honda, así como las tobas riolíticas color de rosa de La Joyuela, provengan de restos de rocas volcánicas del Terciario, que en alguna época cubrieron el área. (7) Sólo fueron encontrados xenolitos compuestos (lerzolita de espinela-piroxenita) en los volcanes de Santo Domingo.

#### PETROLOGÍA DE LOS XENOLITOS

Los factores que se consideró más importantes en la selección de muestras para estudios petrológicos fueron los dos siguientes: (1) la paragénesis mineral primaria; y (2) la ausencia de alteración—fusión, intemperismo, uralitización, etc. Se encontró varios xenolitos (Tabla 2) con paragénesis comparables a conjuntos uni- o divariantes en sistemas simplificados, tales como: CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> (CAS), CaO-MgO-SiO<sub>2</sub> (CMS), CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> (CMAS) o bien CaO-MgO-FeO-SiO<sub>2</sub> (CMFS).

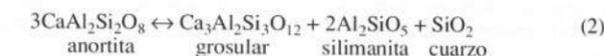
Para comprender el posible origen y la relación entre varias de las paragénesis seleccionadas (Tabla 2), se puede comparar (Figura 2) los conjuntos de minerales con los diagramas de fase para composiciones basálticas y ultramáficas, en el sistema CMAS (Herzberg, 1978a).

La muestra JH-18 puede ser considerada como equivalente al gabro de espinela de Herzberg. Las rocas con el conjunto Opx + Cpx + Grt ± Pl ± Spl—con un máximo de cuatro fases—son comparables a la piroxenita con granate de Herzberg—ejemplares LP-3 y LP-10—y el conjunto de cinco minerales Opx + Cpx + Grt + Pl + Spl puede ser considerado como univariante en el sistema simplificado CMAS y equivalente al equilibrio (1), que separa a los campos de estabilidad del gabro de espinela y de la piroxenita de granate—muestras LP-25 y LP-24.



El granate en los xenolitos, con el conjunto univariante, se presenta siempre como anillos de reacción, alrededor de la espinela (Figura 2); este tipo de textura sugiere que el granate sea producto de una reacción progresiva (*prograde reaction*). Si el conjunto mineralógico hubiera sido causado por una reacción regresiva, la relación textural habría sido granate, descomponiéndose a Pl + Cpx + Opx + Spl.

Los xenolitos ultramáficos con olivino son, sin excepción, lerzolititas de espinela (Figura 2b). Los ejemplares JH-4 y JP-17 fueron escogidos porque no mostraron evidencias de alteración. Aunque SD-4 y SD-15 aparecieron ligeramente oxidados, debido al intemperismo, fueron seleccionados por ser los dos únicos xenolitos compuestos de la colección (Tabla 2). El ejemplar LP-15 fue analizado por contener el conjunto Pl + Qtz + Sil + Grt, comparable a la reacción univariante en el sistema CAS:



Por último, el ejemplar JH-17 es una granulita con dos piroxenos. Aun cuando el conjunto de minerales sea, cuando

Tabla 2.- Características petrográficas de los xenolitos analizados.

Muestra	Minerales primarios										Observaciones
	Ol	Opx	Cpx	Spl	Grt	Pl	Am	Qtz	Sil	Sa	
JH-4	xxx	xx	x	x	—	—	—	—	—	—	Fundido únicamente en el contacto con el basalto
JP-17	xxx	xx	x	x	—	—	—	—	—	—	Anfíbol presente, rellenando vetillas que cortan la foliación
SD-4(I)	xxx	xx	x	x	—	—	—	—	—	—	Xenolito compuesto de lerzolita-piroxenita, véase SD4(II)
SD-4(II)	—	—	xxx	x	—	—	xx	—	—	—	Piroxenita de espinela y anfíbol
SD-15(I)	xxx	x	x	x	—	—	—	—	—	—	Xenolito compuesto de lerzolita-websterita, véase SD15(II)
SD-15(II)	—	xx	xxx	x	—	—	—	—	—	—	Websterita de espinela
LP-3	—	xx	xx	—	xx	tr	x	—	—	—	Áreas fundidas forman ~25% de la roca
LP-10	—	xxx	x	x	x	—	xx	—	—	—	El Grt forma anillos de reacción alrededor de la Spl
LP-25	—	x	xx	tr	x	x	xx	—	—	—	Am ~40%; Pl ~5%
LP-24	—	xx	xx	x	tr	xx	x	—	—	—	El Grt forma anillos de reacción alrededor de la Spl
JH-17	—	xx	xx	—	—	xxx	—	tr	—	—	Minerales accesorios: rutilo y apatita
JH-18	—	xx	xx	tr	—	xx	tr	—	—	—	Fundido parcialmente. La Spl está incluida siempre en la Pl
LP-15	—	—	—	—	xx	x	—	xx	x	xx	Abundante Pl por exsolución del Sa. También hay Pl primaria

Composición modal estimada: x = 1-10%; xx = 10-50%; xxx > 50%; tr < 1%; — = ausente  
SD4 (I) y SD15 (I): lerzolita de espinela; SD4 (II): clinopiroxenita; y SD15 (II): websterita de espinela.

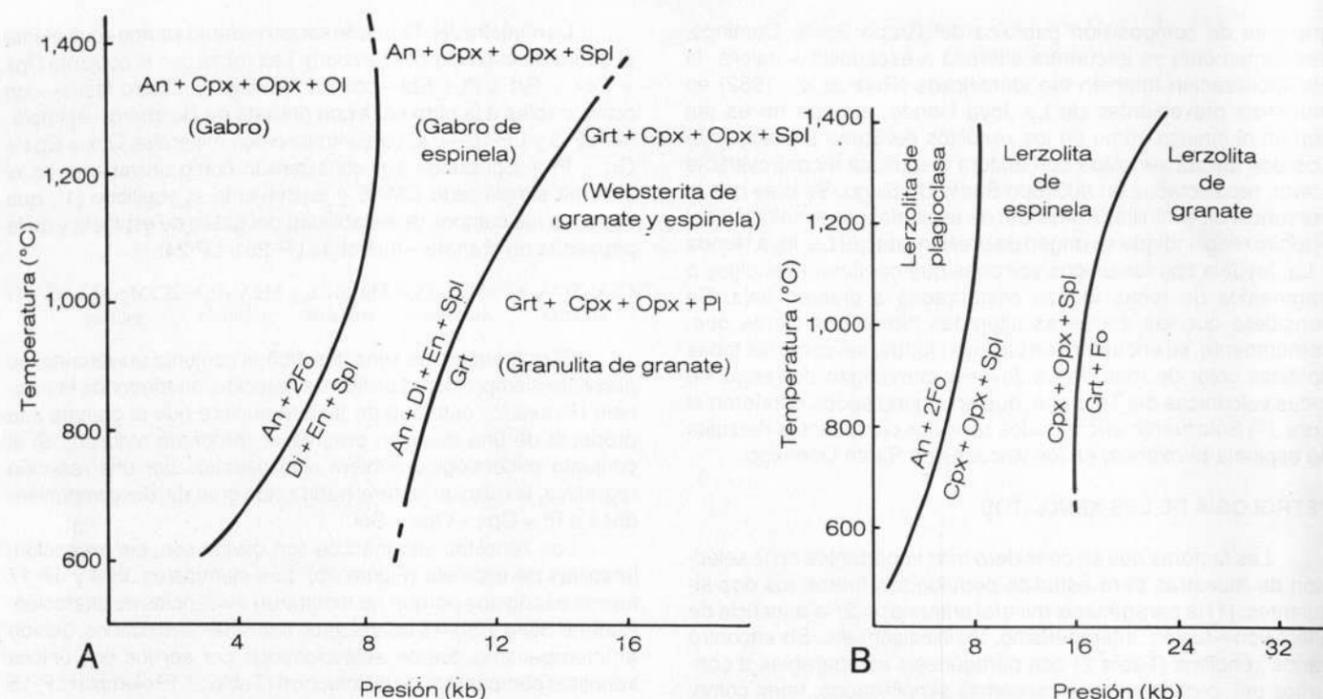


Figura 2.- A—Diagrama de fases que muestra los campos de estabilidad del gabro, del gabro de espinela y de la piroxenita de granate—o granulita de granate—en el sistema CMAS (Herzberg, 1978). La paragénesis estable, que separa al gabro de espinela de la piroxenita de granate, es equivalente al conjunto de minerales de las muestras LP-24 y LP-25. B—Diagrama de fases para rocas de composición ultrabásica en el sistema CMAS (Herzberg, 1978).

menos, trivariante, la muestra fue estudiada debido a que este tipo de xenolito se encuentra en todos los volcanes; además, existe la posibilidad de establecer la variación de la temperatura de equilibrio, utilizando los geotermómetros basados en el *solvus* de los piroxenos.

La composición de las fases mineralógicas fue determinada con una microsonda de electrones—potencial de aceleración = 15 keV, corriente en la muestra = 17-20 nA, y diámetro del rayo de electrones = 3 μm, en la mayoría de los análisis. Todos los análisis fueron corregidos usando el método de Bence y Albee (1968), con los factores alfa propuestos por Albee y Ray (1970).

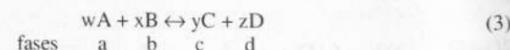
La composición química y la información de equilibrio de fases fue empleada para establecer los límites de la posible variación presión-temperatura (P-T) de equilibrio de los xenolitos.

Las condiciones P-T de equilibrio de las inclusiones sólo pueden ser estimadas si se (a) alcanza el equilibrio químico entre las diversas fases mineralógicas; y (b) si se conserva la evidencia de este equilibrio, a pesar de la incorporación de los xenolitos en el magma. El hecho de que todos los minerales analizados, excepto el sanidino (Tablas 3-9), tengan una composición muy uniforme, de grano a grano, en la misma roca, y de que los granos no tengan zonación interna, demuestra que se logró el equilibrio químico entre los minerales. No es seguro que el cambio en composición de grano a grano en el sanidino (Tabla 4) sea debido al desequilibrio; se cree que esta variación refleje la dificultad de obtener la composición química, por medio de análisis de microsonda, de fases con características abundantes de exsolución.

El orto- y el clinopiroxeno coexisten en todos los ejemplares, menos en LP-15. En la Figura 3A se muestra una gráfica de composición del contenido de los componentes ideales wolastonita, enstatita y ferrosilita. Las "líneas de unión" entre el orto- y el clinopiroxeno imitan las tendencias definidas por el piroxeno artificial—CMFS—equilibrado experimentalmente. Se considera que el hecho de que las líneas de unión no se crucen y de que

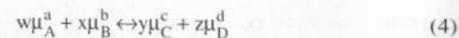
estén presentes variaciones graduales en su orientación con el cambio de composición global—*bulk composition*—y el parecido con los resultados experimentales, sean buenas evidencias de equilibrio entre los piroxenos en los xenolitos estudiados.

Se puede establecer límites a la P-T de equilibrio de los xenolitos, por medio de los diversos geotermómetros y geobarómetros mostrados en la Tabla 10. Los principios básicos utilizados son los de Wood y Fraser (1978); para cualquiera de los conjuntos de minerales que se muestra en la Tabla 10, es posible escribir un equilibrio químico del tipo que se presenta a continuación:



donde w, x, y, z son el número de moles de los compuestos A, B, C, D.

Por definición, en equilibrio:



donde  $\mu_i^j$  es el potencial químico del componente "i" en la fase "j".

El potencial químico  $\mu_i^j$  a una presión, temperatura y composición dadas, puede referirse a un valor estándar del potencial químico  $\mu_i^0$  por medio de la ecuación siguiente:

$$\mu_i^j = \mu_i^0 + RT \ln \alpha_i^j \quad (5)$$

donde  $\alpha_i^j$  es la actividad química del componente "i" en la fase "j", R es la constante de los gases y T es la temperatura ("K).

Definiendo el cambio de energía libre de Gibbs ( $\Delta G$ ) en la reacción 3 como sigue:

$$\Delta G = y\mu_C^c + z\mu_D^d - w\mu_A^a - x\mu_B^b \quad (6)$$

Tabla 3.- Análisis representativo de la plagioclasa.

	JH-18		LP-24		LP-25	
	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo
SiO <sub>2</sub>	46.10	45.90	55.50	54.80	55.00	55.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.40	34.50	29.00	29.00	28.40	28.30
FeO	0.25	0.29	0.22	0.20	0.46	0.22
CaO	18.40	18.30	10.80	11.10	10.40	10.80
Na <sub>2</sub> O	1.00	1.10	5.40	5.40	5.30	5.50
K <sub>2</sub> O	0.12	0.13	0.14	0.15	0.41	0.43
Total	100.27	100.22	101.06	100.65	99.97	100.45
Número de cationes con base en 32 oxígenos						
Si	8.484	8.457	9.866	9.830	9.932	9.972
Al	7.461	7.481	6.136	6.144	6.043	6.015
Fe	0.039	0.044	0.034	0.030	0.068	0.033
Ca	3.615	3.610	2.079	2.142	2.019	2.078
Na	0.349	0.395	1.872	1.871	1.872	1.898
K	0.028	0.029	0.032	0.032	0.098	0.096
Miembros ideales						
ab	8.7	9.7	52.6	53.3	46.1	46.2
an	90.6	89.6	46.6	45.9	51.5	51.5
or	0.7	0.7	0.8	0.8	2.4	2.3

combinando las ecuaciones (4), (5) y (6), y considerando la condición básica de equilibrio se obtiene:

$$\Delta G_{reacción} = 0 \quad (7)$$

es posible expresar la condición de equilibrio para la reacción (3) como se indica a continuación:

$$\Delta G^0 = -RT \ln \left[ \frac{(\alpha_C^c)^y \cdot (\alpha_D^d)^z}{(\alpha_A^a)^w \cdot (\alpha_B^b)^x} \right] \quad (8)$$

Los términos de actividad pueden relacionarse con la composición de las fases utilizando la ecuación siguiente:

$$\alpha_i^j = x_i^j \gamma_i^j \quad (9)$$

Tabla 4.- Composición de los feldespatos en el xenolito LP-15.

	PI 1	PI 2	PI 3	PI (prom.)	Sa 1	Sa 2	Sa 3	Sa (prom.)
SiO <sub>2</sub>	58.50	58.90	58.40	58.60	63.80	63.50	63.70	63.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.70	26.00	25.80	25.80	19.30	19.60	19.80	19.60
FeO	0.27	0.25	0.30	0.27	0.31	0.31	0.31	0.31
CaO	7.90	8.30	8.30	8.20	0.95	1.30	1.40	1.20
Na <sub>2</sub> O	6.10	5.80	5.60	5.80	2.70	2.90	2.90	2.80
K <sub>2</sub> O	1.70	1.70	2.00	1.80	12.10	11.20	11.20	11.50
Total	100.17	100.95	100.40	100.47	99.16	98.81	99.31	99.11
Número de cationes con base en 32 oxígenos								
Si	10.515	10.500	10.485	10.500	11.779	11.733	11.714	11.742
Al	5.438	5.457	5.464	5.453	4.206	4.263	4.286	4.252
Fe	0.040	0.037	0.046	0.041	0.048	0.048	0.048	0.048
Ca	1.528	1.583	1.588	1.566	0.954	1.036	0.270	1.004
Na	2.114	2.003	1.942	2.020	0.189	0.255	1.023	0.238
K	0.377	0.383	0.459	0.406	2.839	2.639	2.627	2.702
Miembros ideales								
ab	52.1	50.0	48.1	51.1	23.7	26.0	25.8	25.2
an	38.6	40.4	40.5	39.8	5.9	6.4	8.0	7.2
or	9.3	9.6	11.4	10.1	70.4	66.6	66.2	67.6

donde  $x_i^j$  es la fracción molar del componente "i" en la fase "j" y  $\gamma_i^j$  es el coeficiente de actividad, el cual es un término que expresa la condición no ideal de las soluciones sólidas.

Combinando (8) y (9) se obtiene lo siguiente:

$$\Delta G^0 = -RT \ln \left[ \frac{(x_C^c)^y \cdot (x_D^d)^z \cdot (\gamma_C^c)^y \cdot (\gamma_D^d)^z}{(x_A^a)^w \cdot (x_B^b)^x \cdot (\gamma_A^a)^w \cdot (\gamma_B^b)^x} \right] \quad (10)$$

$$\Delta G^0 = -RT \ln [ (K_D) \cdot (K_Y) ] \quad (11)$$

Finalmente, el incremento en la energía libre de Gibbs, en estado estándar, puede obtenerse de la relación siguiente:

$$\Delta G^0 = \Delta H^0 - T\Delta S^0 + \Delta V^0 (P-1) \quad (12)$$

donde  $\Delta H^0$ ,  $\Delta S^0$  y  $\Delta V^0$  son los incrementos en entalpía, entropía y volumen, en estado estándar, para la reacción (3).

Existen varios modelos para estimar la presión y la temperatura de equilibrio de cada uno de los conjuntos mineralógicos mostrados en la Tabla 10. Las diferencias principales entre los modelos propuestos para una paragénesis dada residen en la forma en que los diversos autores han tratado los valores estándar de la ecuación (12) o en las desviaciones posibles de la idealidad—dadas por el término  $K_Y$  en la ecuación 11—de las soluciones sólidas que intervienen en el equilibrio en cuestión.

Se cree que en vista de la complejidad química de los minerales presentes en los xenolitos (Tablas 3-9), ninguno de los modelos empleados sea capaz de proporcionar con precisión la presión, o bien la temperatura de equilibrio; sin embargo, se considera que algunos de los modelos pueden proporcionar una aproximación mejor a la posible variación de la presión y/o la temperatura de equilibrio de las rocas. Por tanto, en las secciones siguientes, los modelos son aplicados de manera crítica, teniendo presente sus limitaciones y dando estimaciones conservadoras de las incertidumbres más evidentes relacionadas con ellas.

Tabla 5.- Análisis representativos del granate.

	LP-25	LP-24	LP-3	LP-10	LP-15
SiO <sub>2</sub>	39.3	39.8	40.0	39.3	38.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.0	22.6	22.3	22.2	22.0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.09	0.19	0.12	0.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>a</sup>	1.6	1.4	1.6	1.6	0.10
FeO <sup>a</sup>	19.4	16.4	17.8	19.1	26.2
MnO	0.48	0.57	0.58	0.58	0.44
MgO	11.0	13.5	12.5	11.3	10.0
CaO	6.4	5.9	6.1	6.3	2.0
Total	100.29	100.26	101.07	100.5	100.6

Número de cationes con base en 24 oxígenos					
Si	5.921	5.897	5.926	5.897	5.936
Al <sup>IV</sup>	0.079	0.103	0.074	0.103	0.064
Al <sup>VI</sup>	3.823	3.852	3.816	3.825	3.893
Cr	0.013	0.011	0.022	0.014	0.010
Fe <sup>3+</sup>	0.182	0.162	0.179	0.185	0.112
Fe <sup>2+</sup>	2.443	2.031	2.210	2.399	3.340
Mn	0.062	0.072	0.073	0.074	0.057
Mg	2.468	2.984	2.785	2.528	2.286
Ca	1.038	0.928	0.962	1.014	0.327

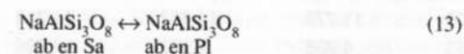
Miembros ideales					
adr	4.9	4.3	5.0	4.9	3.0
alm	38.6	32.3	35.0	37.9	53.9
sps	1.0	1.1	1.1	1.1	0.9
prp	39.1	47.5	43.7	39.9	36.9
grs	16.4	14.7	15.2	16.1	5.2

<sup>a</sup>El contenido de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y FeO fue calculado con base en Fe total y en la fórmula ideal del granate.

#### GNEIS CUARZOFELDESPÁTICO CON SILIMANITA Y GRANATE

Estos xenolitos están ubicados en los dos grupos de volcanes, y constituidos por la paragénesis Grt + Pl + Sa + Sil + Qtz + Rt + Gr ± Bt. La muestra LP-15 fue seleccionada porque, al parecer, es el único xenolito con esta litología que no fue fundido extensamente durante la incorporación en el magma, o bien durante el transporte a la superficie. El inconveniente principal para su uso en geotermometría-geobarometría es que todos los cristales de sanidino presentan numerosas inclusiones redondeadas de plagioclasa por exsolución. Los análisis con microsonda fueron efectuados con el rayo desenfocado—diámetro aproximado de 25 μm—tratando de cubrir toda la superficie de los granos. Los análisis químicos del sanidino varían entre or<sub>66</sub> ab<sub>26</sub> an<sub>8</sub> y or<sub>70</sub> ab<sub>24</sub> an<sub>6</sub> (Tabla 4). La plagioclasa y el granate carecen de zonación y su composición es, de grano en grano, muy uniforme (Tablas 4 y 5).

El hecho de que LP-15 contenga plagioclasa primaria coexistiendo con el sanidino, permite estimar la temperatura, utilizando el contenido de albita en los feldespatos. La distribución de albita en los feldespatos que coexisten, puede ser expresada mediante la ecuación siguiente:



Las calibraciones recientes de este termómetro, que fue propuesto por primera vez por Barth (1951), son los modelos de Stormer (1975), de Powell y Powell (1977) y de Brown y Parsons (1981).

Stormer (*op. cit.*) utilizó la información sobre el comportamiento en las soluciones sólidas de feldespato, obtenidas por Orville (1972), Thompson y Waldbaum (1969) y por Waldbaum y Thompson (1969). El inconveniente mayor en el modelo de Stormer (*op. cit.*) es que utilizó información experimental derivada de

feldespato binario, para calcular la temperatura de feldespato natural—ternario. El geotermómetro utiliza un modelo para soluciones binarias subregulares, considerando que las cantidades pequeñas del componente anortita en el sanidino y del componente ortoclasa en la plagioclasa estén dentro del intervalo en que se cumple la Ley de Henry.

Powell y Powell (*op. cit.*) hicieron una corrección pequeña al geotermómetro de Stormer (*op. cit.*), puesto que el modelo nuevo prevé los efectos de cantidades pequeñas del componente anortita en el sanidino. Estos autores simulaban las relaciones de actividad-composición, con un modelo de solución ternaria subregular.

Las calibraciones de Stormer (1975) y de Powell y Powell (1977) son ligeramente dependientes de la presión a través del término  $\Delta V^0$  (P-1); por tanto, la temperatura para la muestra LP-15 fue calculada con ambos geotermómetros, utilizando una variación de presión de 5 a 12 kb, que cubre el posible intervalo de presiones de equilibrio para esta paragénesis (Newton y Haselton, 1981; Tabla 2). La ecuación de Stormer (*op. cit.*) da temperaturas entre 840 y 945°C para la composición promedio del ejemplar LP-15 y temperaturas entre 800-900 y 870-970°C para los pares coexistentes de feldespatos 1 y 2 (Tabla 4). La temperatura obtenida con la ecuación de Powell y Powell (*op. cit.*) varía entre 770 y 870°C para la composición promedio de sanidino-plagioclasa. La incertidumbre en la estimación de la temperatura, debida a la presión, es del intervalo de ±50°C. Se considera que el termómetro de Stormer es más confiable, ya que se ha observado (Bohlen y Essene, 1977; Bohlen *et al.*, 1980) que proporciona resultados notablemente concordantes—±30°C—con la temperatura calculada con el geotermómetro basado en los óxidos de hierro-titanio de Buddington y Lindsley (1964) y con la temperatura limitada por los campos de estabilidad de varias paragénesis con silicatos-carbonatos o silicatos-sulfatos, estudiadas en las Montañas Adirondack por Bohlen y colaboradores (1980).

Además, cuando se compara las isothermas obtenidas por medio de las ecuaciones de Stormer (1975) y de Powell y Powell (1977), con el trabajo experimental de Seck (1971), se observa una coincidencia mayor entre el modelo de Stormer y el sistema ternario, lo cual apoya la suposición de Stormer (*op. cit.*), quien sugirió que X<sub>An</sub> en el sanidino y X<sub>Or</sub> en la plagioclasa estén en la región en que se obedece la Ley de Henry.

Quizá la incertidumbre más grande, en la estimación de la temperatura de equilibrio de la muestra LP-15, reside en que la composición de sus feldespatos está relativamente lejos de las juntas binarias; por tanto, X<sub>An</sub> en el sanidino y X<sub>Or</sub> en la plagioclasa pudieran encontrarse fuera de la región en que la Ley de Henry es obedecida aproximadamente, por lo que la temperatura precisa de equilibrio de la muestra LP-15, sin contar la incertidumbre debida a la presión y a la precisión analítica, podría estar fuera del intervalo de ±30°C que Stormer (1975) asignó a su ecuación.

Brown y Parsons (1981) proporcionan una evaluación crítica detallada de los geotermómetros, con base en la coexistencia de dos feldespatos, demostrando que ninguno de los modelos anteriores fue capaz de representar satisfactoriamente las relaciones entre los feldespatos ternarios; en consecuencia, propusieron un geotermómetro gráfico, construido con base en los resultados de los trabajos experimentales de Seck (1971) y de Smith y Parson (1974). La temperatura obtenida por medio de esta gráfica, para la composición promedio de la muestra LP-15, dentro del intervalo de presión de interés, es de 926 ± 54°C. Brown y Parsons (1981) destacaron que su geotermómetro era sólo una aproximación, ya que los trabajos experimentales confiables en el sistema ternario del feldespato eran muy escasos.

Tabla 6.- Análisis representativos del clinopiroxeno.

	JH-18	LP-24	LP-3	LP-10	LP-25	JH-17	JF-17	SD-4 (I)	SD-4 (II)	JH-4	SD-15 (I)	SD-15 (II)
SiO <sub>2</sub>	49.6	48.6	49.1	49.8	50.8	50.3	52.5	51.9	48.4	51.5	51.4	51.9
TiO <sub>2</sub>	1.0	1.7	1.2	1.0	0.95	0.78	0.44	0.50	1.5	0.48	0.65	0.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.3	8.3	7.2	6.2	5.5	4.1	5.6	5.8	8.4	6.5	6.4	7.3
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.25	0.06	0.18	0.07	0.05	0.18	0.63	1.0	0.03	0.93	0.41	0.17
FeO <sup>a</sup>	4.7	6.6	7.0	7.6	7.8	11.6	2.9	4.4	6.4	2.6	2.6	2.7
MnO	0.09	0.15	0.14	0.15	0.12	0.34	0.11	0.14	0.18	0.11	0.11	0.11
MgO	14.3	12.8	12.8	13.3	13.3	12.4	15.6	15.7	13.3	14.8	15.4	14.9
CaO	22.7	22.0	20.8	22.2	21.7	19.4	20.8	20.0	19.7	20.6	21.5	20.8
Na <sub>2</sub> O	0.58	1.1	1.0	0.85	0.81	0.54	1.3	1.3	1.1	1.7	1.2	1.3
Total	100.52	101.3	99.42	101.17	101.03	99.64	99.88	100.74	99.01	99.22	99.67	99.88

Número de cationes con base en 6 oxígenos												
Si	1.815	1.780	1.826	1.833	1.866	1.899	1.903	1.887	1.800	1.878	1.870	1.875
Al <sup>IV</sup>	0.185	0.220	0.174	0.167	0.134	0.101	0.097	0.113	0.200	0.122	0.130	0.125
Al <sup>VI</sup>	0.127	0.139	0.146	0.101	0.106	0.082	0.141	0.135	0.168	0.159	0.143	0.183
Ti	0.028	0.047	0.034	0.028	0.026	0.022	0.012	0.014	0.042	0.013	0.017	0.019
Cr	0.007	0.002	0.005	0.002	0.002	0.006	0.018	0.030	0.001	0.027	0.012	0.005
Mg	0.777	0.698	0.708	0.727	0.728	0.695	0.843	0.823	0.737	0.806	0.834	0.802
Fe <sup>3+b</sup>	0.036	0.063	0.027	0.069	0.032	0.008	0.005	0.008	0.025	0.033	0.029	0.000
Fe <sup>2+c</sup>	0.108	0.137	0.191	0.164	0.206	0.357	0.082	0.125	0.174	0.047	0.050	0.083
Mn	0.003	0.005	0.005	0.005	0.004	0.011	0.008	0.004	0.006	0.003	0.003	0.003
Ca	0.890	0.864	0.829	0.876	0.855	0.782	0.809	0.778	0.784	0.806	0.839	0.807
Na	0.041	0.078	0.072	0.061	0.058	0.039	0.091	0.088	0.078	0.123	0.088	0.094

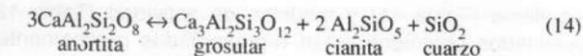
Miembros ideales												
ac	4.5	7.1	3.5	6.6	3.7	1.6	2.4	4.1	1.0	6.3	4.3	0.5
jd	0.0	1.4	4.4	1.1	2.6	2.8	7.2	5.4	7.5	6.6	5.0	9.6
Ca Ti ts	3.0	5.1	3.8	3.0	2.8	2.5	1.3	1.5	4.6	1.4	1.8	2.0
Ca Fe ts	0.2	0.0	0.0	1.1	0.0	6.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca ts	13.8	13.7	11.7	10.9	8.9	6.5	7.7	9.1	11.8	10.1	10.1	9.7
wo	33.0	30.8	32.2	34.4	36.3	36.7	34.4	32.0	29.0	31.7	33.3	32.7
en	42.0	38.0	39.1	39.4	39.9	39.5	44.6	44.2	40.6	42.5	44.1	43.1
fs	3.0	3.9	5.4	4.6	5.7	10.4	2.4	3.7	5.4	1.3	1.4	2.3

<sup>a</sup> Equivalente al Fe total.

<sup>b,c</sup> Calculado de acuerdo con el método de Ryburn y colaboradores, 1976.

SD4 (I) y SD15 (I) ferrolita de espinela; SD4 (II) clinopiroxena y SD15 (II) websterita de espinela.

La presión de equilibrio de la muestra LP-15 puede ser estimada utilizando el límite de estabilidad de la anortita a presión y temperatura altas. La reacción siguiente:



fue determinada experimentalmente por varios investigadores (Hays, 1966; Hariya y Kennedy, 1968; Schmid *et al.*, 1978; Goldsmith, 1980). Los resultados que presentan consistencia interna pueden ser combinados con el diagrama de fases para los tres polimorfos de Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> de Holdaway (1971). De esta manera, se puede obtener los datos para la reacción (2).

Todo el trabajo experimental de la reacción (14) fue efectuado a presiones y temperaturas muy elevadas (P = 20-32 kb y T = 950-1,400°C). Para poder hacer una extrapolación razonable a una presión y una temperatura más bajas y añadir un control mayor a la localización de la reacción (2), se puede utilizar los resultados experimentales de Newton (1966), para dos reacciones de deshidratación—en las que la zoisita está presente—que, al combinarse, dan la reacción (2). Schmid y Wood (1976) utilizaron este método y obtuvieron un control adecuado a 650°C y 14.4 a 14.9 kb.

Ghent (1976) y Schmid y Wood (1976) obtuvieron dos ecuaciones de constante de equilibrio muy similares para la reacción (2) (Tabla 11); sin embargo, Schmid y Wood (*op. cit.*) probaron los datos experimentales por consistencia interna y

externa, añadiendo las restricciones impuestas por las reacciones de deshidratación; en cambio, Ghent (*op. cit.*) no lo hizo así, por lo que se considera que la ecuación de Schmid y Wood (1976) es mejor que la de Ghent (1976).

Schmid y colaboradores (1978) determinaron la localización del equilibrio (14) en diagrama presión-temperatura, utilizando el método de "solución", en lugar del método "modal"; sus resultados fueron combinados con los de Holdaway (1971), para obtener la ecuación de constante de equilibrio (Tabla 11). Como puede observarse, esta ecuación es bastante distinta de las otras; los datos experimentales obtenidos por Schmid y colaboradores (*op. cit.*) coinciden con los de Newton (1966) y con los de Hariya y Kennedy (1968), pero no con los de Hays (1966), ni con los de Goldsmith (1980).

El trabajo experimental más reciente acerca de la reacción (14), es el llevado a cabo por Goldsmith (1980). Newton y Haselton (1981) lo consideraron como el más confiable, porque Goldsmith (*op. cit.*) utilizó un aparato experimental que mejoró la precisión de los resultados. Los datos obtenidos por Goldsmith (1980) fueron probados por consistencia interna, en el transcurso de esta investigación, empleando el método de programación lineal, propuesto por Gordon (1977). Los valores obtenidos para  $\Delta S_{298}^0$  y  $\Delta H_{298}^0$  fueron similares a los obtenidos al utilizar los datos termoquímicos tabulados por Robie y colaboradores (1978).

Tabla 7.- Análisis representativos del ortopiroxeno.

	JH-18	LP-24	LP-3	LP-10	LP-25	JH-17	JP-17	SD-4 (I)	JH-4	SD-15 (I)	SD-15 (II)
SiO <sub>2</sub>	53.0	52.5	52.3	52.6	52.4	51.5	55.3	53.2	55.2	54.9	54.6
TiO <sub>2</sub>	0.27	0.28	0.27	0.23	0.22	0.29	0.11	0.25	0.09	0.12	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.5	4.7	3.8	3.6	3.4	2.5	4.1	4.6	4.0	4.5	4.8
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	0.04	0.10	0.03	0.03	0.11	0.31	0.40	0.31	0.16	0.06
FeO <sup>a</sup>	12.2	15.4	17.6	18.7	19.4	24.8	6.5	10.0	6.0	6.5	6.5
MnO	0.14	0.22	0.25	0.26	0.22	0.50	0.16	0.23	0.14	0.16	0.15
MgO	28.2	26.6	24.5	24.5	24.2	19.8	32.3	29.7	32.9	32.6	32.4
CaO	0.78	0.79	0.88	0.91	0.92	1.4	0.7	1.01	0.61	0.69	0.66
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.07	0.10	0.07	0.06	0.07
Total	100.30	100.57	99.74	100.94	100.81	100.54	99.55	99.49	99.32	99.69	99.33
Número de cationes con base en 6 oxígenos											
Si	1.875	1.883	1.910	1.908	1.909	1.922	1.918	1.866	1.915	1.891	1.898
Al <sup>IV</sup>	0.125	0.117	0.090	0.092	0.091	0.078	0.082	0.114	0.085	0.109	0.102
Al <sup>VI</sup>	0.103	0.082	0.075	0.063	0.055	0.034	0.086	0.076	0.079	0.077	0.094
Ti	0.007	0.007	0.007	0.006	0.006	0.008	0.003	0.007	0.002	0.003	0.002
Cr	0.005	0.001	0.003	0.001	0.001	0.003	0.009	0.012	0.009	0.004	0.002
Mg	1.490	1.420	1.335	1.324	1.316	1.113	1.672	1.589	2.701	1.683	1.687
Fe <sup>3+b</sup>	0.004	0.023	0.001	0.019	0.0	0.028	0.0	0.019	0.0	0.026	0.007
Fe <sup>2+c</sup>	0.357	0.438	0.537	0.549	0.589	0.752	0.189	0.277	0.175	0.161	0.183
Mn	0.004	0.007	0.008	0.008	0.007	0.016	0.005	0.007	0.004	0.005	0.005
Ca	0.030	0.030	0.035	0.036	0.036	0.056	0.026	0.038	0.023	0.026	0.024
Na	0.001	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.005	0.007	0.005	0.004	0.005
Miembros ideales											
ac	0.1	0.3	0.3	0.3	0.1	0.3	0.5	0.7	0.5	0.4	0.5
jd	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg Fe ts	0.8	2.1	0.1	1.7	0.0	2.8	0.4	2.4	0.4	2.6	0.4
Mg Ti ts	0.7	0.7	0.7	0.6	6.7	0.8	0.3	0.7	0.2	3.3	0.2
Mg ts	10.3	8.2	7.5	6.3	0.6	3.4	7.9	7.6	7.8	4.7	9.4
wo	1.5	1.5	1.7	1.8	1.8	2.8	1.3	1.9	1.1	1.3	1.2
en	68.6	65.9	62.7	62.2	62.9	52.5	78.8	73.5	80.7	78.4	79.7
ts	18.1	22.4	27.3	28.0	30.2	38.6	9.6	14.3	8.9	8.3	9.0

<sup>a</sup> Equivalente al Fe total.  
<sup>b,c</sup> Calculado de acuerdo con el método de Ryburn y colaboradores, 1976.  
SD4 (I) y SD15 (I) lertzolita de espinela; SD15 (II) websterita de espinela.

Para emplear las ecuaciones de constante de equilibrio listadas en la Tabla 11, y estimar la presión de equilibrio de la muestra LP-15, fue necesario lo siguiente: (a) tener una estimación independiente de la temperatura, proporcionada, en este caso, por el geotermómetro de dos feldespatos, y (b) contar con modelos de actividad para el componente grosular ( $\alpha_{Grs}^{Grt}$ ) en el granate y anortita en la plagioclasa ( $\alpha_{An}^{Pl}$ ), ya que ambas soluciones sólidas, de acuerdo con Ghent (1976), son notablemente

Tabla 8.- Análisis representativo del olivino.

	JH-4	SD-15	JP-17	SD-4
SiO <sub>2</sub>	40.8	40.7	40.7	40.4
FeO*	9.2	10.2	10.4	13.9
MnO	0.13	0.14	0.15	0.18
MgO	49.1	48.4	48.0	45.9
CaO	-	0.02	0.06	0.07
NiO	0.45	0.38	0.43	0.44
Total	99.68	99.84	99.74	100.84
Número de cationes con base en 4 oxígenos				
Si	0.998	0.999	0.998	0.998
Fe	0.189	0.208	0.214	0.278
Mn	0.003	0.003	0.003	0.003
Mg	1.790	1.770	1.762	1.694
Ca	-	-	0.001	0.002
Ni	0.009	0.008	0.009	0.009
Mg / (Mg + Fe)	0.904	0.895	0.892	0.859

\*Equivalente al Fe total

no ideales. La Tabla 12 muestra los modelos de actividad utilizados para calcular, con la composición de la muestra LP-15, la localización de la reacción (2) en diagrama presión-temperatura. La forma como se procedió fue la siguiente: generar la reacción con combinaciones distintas de ecuaciones de constante de equilibrio (Tabla 11) y modelos de actividad (Tabla 12). Los resultados obtenidos están representados gráficamente en la Figura 4, donde se puede observar que a una temperatura dada la presión obtenida con los datos de Schmid y colaboradores (1978) es aproximadamente de 1.5 kb mayor que la obtenida con la ecuación de Schmid y Wood (1976).

Si se acepta como correcto el diagrama de fases de los polimorfos de Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> de Holdaway (1971), la Figura 4A muestra que la expresión de constante de equilibrio de Schmid y colaboradores (1978) es insuficiente para detectar silimanita en la muestra LP-15 a la temperatura de interés (~900°C ± 50). La Figura 4B presenta las líneas de reacción calculadas con la ecuación de Schmid y Wood (1976), comprobándose que, al menos con dos modelos de actividad (Ganguly y Kennedy, 1974; Hensen *et al.*, 1975), esta expresión de constante de equilibrio puede predecir el polimorfo correcto para la muestra LP-15. La única combinación de ecuación de constante de equilibrio y modelo de actividad que puede detectar silimanita en la composición de la muestra LP-15, dentro de un margen amplio de temperatura, es el modelo de Newton y Haselton (1981), el cual también es, desde el punto de vista de la termodinámica, el más correcto.

Del estudio de la Figura 4 se desprende que el barómetro de Newton y Haselton (1981), la combinación de ecuación de

Tabla 9.- Análisis representativos de la espinela.

	JH-4	SD-15 (I)	SD-15 (II)	JP-17	SD-4 (I)	SD-4 (II)	LP-10	LP-25	LP-24r <sup>1</sup>	LP-24c <sup>2</sup>	JH-18
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.08	0.05	0.07	0.33	0.47	0.43	0.26	0.18	0.20	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56.3	61.8	65.5	56.6	49.4	61.6	58.6	60.0	60.2	60.6	59.0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.0	5.8	2.3	11.5	16.0	0.32	24.8	21.5	19.7	20.6	14.6
FeO*	9.2	8.8	9.0	9.9	12.4	18.8	1.9	3.3	2.8	1.3	2.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.2	1.2	0.92	0.79	4.0	2.1	0.22	0.18	0.16	0.20	0.14
MnO	0.18	0.13	0.13	0.19	0.24	0.20	12.8	12.5	15.7	15.2	16.8
MgO	21.2	22.0	22.4	20.8	17.6	16.7	0.16	0.02	0.00	0.00	0.18
CaO	0.09	0.07	0.06	0.09	0.12	0.14	1.3	1.2	1.3	1.5	6.5
NiO	0.49	0.44	0.48	0.45	0.40	0.18	0.44	0.42	0.02	0.02	0.47
ZnO	0.21	0.13	0.10	0.18	0.32	0.25	0.47	0.51	0.71	0.73	0.79
Total	100.95	100.45	101.02	100.78	100.81	100.76	101.09	99.92	100.8	100.37	100.99
Número de cationes por 32 oxígenos											
Ti	0.017	0.012	0.007	0.011	0.053	0.035	0.069	0.042	0.028	0.032	0.028
Al	13.671	14.714	15.329	13.789	12.518	15.122	14.854	15.172	14.917	15.086	14.501
Cr	1.792	0.926	0.361	1.880	2.720	0.073	0.221	0.204	0.216	0.251	1.072
Fe <sup>2+</sup>	1.584	1.496	1.491	1.726	2.222	3.274	4.458	3.855	3.464	3.644	2.542
Fe <sup>3+</sup>	0.345	0.178	0.137	0.124	0.654	0.332	0.306	0.540	0.450	0.206	0.370
Mn	0.031	0.022	0.022	0.033	0.044	0.035	0.040	0.033	0.028	0.036	0.025
Mg	6.509	6.623	6.628	6.407	5.639	5.184	4.102	3.997	4.919	4.784	5.221
Ca	0.020	0.015	0.013	0.020	0.027	0.031	0.037	0.004	0.000	0.000	0.040
Ni	0.076	0.071	0.076	0.074	0.069	0.030	0.076	0.072	0.003	0.003	0.079
Zn	0.032	0.019	0.015	0.027	0.050	0.038	0.075	0.081	0.115	0.120	0.122

\* FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> calculados con base en el valor de Fe total y en la fórmula ideal de las espinelas.  
<sup>1</sup> Composición del borde externo.  
<sup>2</sup> Composición del núcleo.  
SD4 (I) y SD15 (I) lertzolita de espinela; SD4 (II) clinopiroxena y SD15 (II) websterita de espinela.

constante de equilibrio de Schmid y Wood (1976) con los modelos de actividad de Ganguly y Kennedy (1974) y de Hensen y colaboradores (1975), son los únicos geobarómetros que proporcionan estimaciones "geológicamente razonables" para la muestra LP-15. La Figura 4 también muestra que el modelo de actividad de Newton y colaboradores (1977), que esencialmente trata a la compleja solución sólida del granate como un sistema pseudobi-

nario, no puede proporcionar resultados razonables con alguna de las ecuaciones de constante de equilibrio que han sido consideradas (Tabla 11).

El análisis anterior señala que la presión de equilibrio de la muestra LP-15, a la temperatura de interés (~900°C), puede estar localizada entre 10 y 12 kb, y que la incertidumbre en este barómetro es, cuando menos, del orden de ±1 kb o aún mayor.

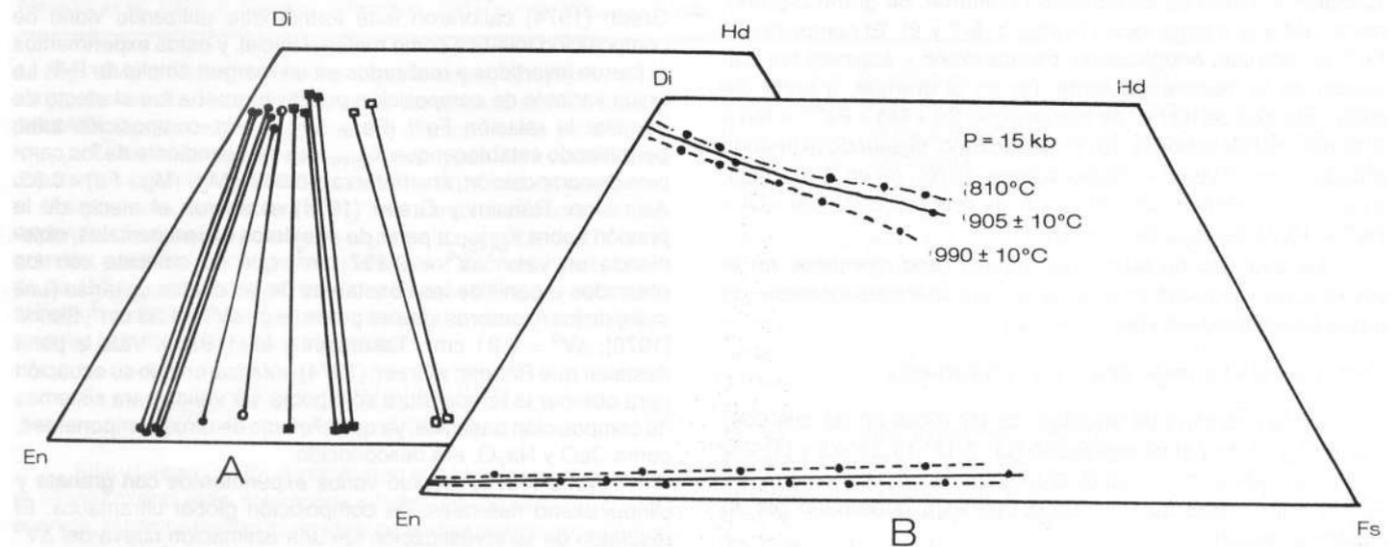


Figura 3.- A—Composición de los piroxenos analizados en el cuadrilátero de los mismos. Las parejas de piroxenos provienen, de izquierda a derecha, de las muestras siguientes: JH-4, SD-15 (lertzolita de espinela), JP-17, SD-15 (websterita de espinela), SD-4, JH-18, LP-24, LP-3, LP-10, LP-25 y JH-17; ● rocas ultrabásicas (peridotita); ○ gabbo de espinela; ■ piroxenita de granate; □ granulita de dos piroxenos. B—Parejas de piroxenos equilibradas experimentalmente. Sistema CMFS (Lindsley, 1980).

Tabla 10.- Geotermómetros y geobarómetros utilizados en este estudio.

**Intercambio intercrystalino de Fe-Mg**Ol + Spl (lerzolita de espinela)  
Cpx + Grt (granulita y websterita de granate)**Solvus diópsido-enstatita**

Opx + Cpx (todas las muestras excepto LP-15)

**Geotermómetro de dos feldspatos**

Pl + Sa (LP-15)

**Descomposición de An a P y T altas**

Qtz + Grt + Sil + Pl (LP-15)

**MgAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub> en ortopiroxeno**Opx + Ol + Spl (lerzolita de espinela)  
Opx + Grt (granulita y websterita de granate)**CaAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub> en clinopiroxeno**Cpx + Ol + Spl (lerzolita de espinela)  
Cpx + Opx + Grt (granulita y websterita de granate)  
Cpx + Opx + Pl + Spl (gabro de espinela, JH-18)

\*Se muestra el conjunto de fases mineralógicas necesarias para su aplicación.

Esta incertidumbre parte no sólo de los datos experimentales para la reacción (14), sino también del modelo para la actividad del grosular en el granate.

**WEBSTERITA Y GRANULITA DE DOS PIROXENOS CON GRANATE Y/O ESPINELA**

Se efectuó el análisis con microsonda en los minerales siguientes: granate, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y espinela. Sin excepción, todas las fases analizadas carecieron de zonación y fueron de composición uniforme, de grano a grano, dentro de una misma roca (Tablas 3, 5-7 y 9). El contenido de Fe<sup>3+</sup> en granate, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela fue calculado de la manera siguiente: (a) en el granate, a partir del contenido total de hierro, de manera que Ca + Mg + Fe<sup>2+</sup> + Mn = 6/16 del total de cationes; (b) en el piroxeno, siguiendo el método propuesto por Ryburn y colaboradores (1976); (c) en la espinela, a partir del contenido total de hierro; de este modo, Ti + Al + Cr + Fe<sup>3+</sup> = 16/24 del total de cationes.

La cantidad de miembros ideales (*end members*) en el piroxeno fue calculada en el orden en que aparecen listados—de arriba hacia abajo—en las Tablas 6 y 7.

**Geotermometría por medio de granate y clinopiroxeno**

La temperatura de equilibrio de las rocas en las que coexisten el granate y el clinopiroxeno (LP-3, LP-10, LP-25 y LP-24) puede ser estimada, utilizando el intercambio —*partitioning*— de Fe-Mg entre estas fases, mismo que está gobernado por el equilibrio siguiente:

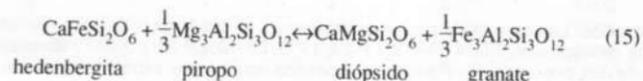


Tabla 11.- Ecuaciones de la constante de equilibrio para la reacción 3An = Grs + 2Sil + Qtz.

$$\text{A. } \ln K = \frac{5875}{T} - 16.512 + \frac{0.6544(P-1)}{T}$$

$$\text{B. } \ln K = \frac{5123 \pm 780}{T} - 16.02 + \frac{0.6565(P-1)}{T}$$

$$\text{C. } \ln K = \frac{3048}{T} - 15.05 + \frac{0.6565(P-1)}{T}$$

$$\text{D. } \ln K = \frac{4621}{T} - 15.49 + \frac{\Delta V^\circ(P-1)}{RT}$$

Unidades: calorías, bares y °K  
Referencias:

- A. Ghent, 1976.  
B. Schmid y Wood, 1976.  
C. Schmid *et al.*, 1978.  
D. Newton y Haselton, 1981.

El cambio del coeficiente de partición  $K_{D(15)}$ , con la temperatura, se ha utilizado extensamente en rocas máficas. Hensen (1973), Akella y Boyd (1974), Ráheim y Green (1974), Wood (1976) y Ellis y Green (1979) llevaron a cabo trabajos experimentales, con el objeto de medir la variación de  $K_{D(15)}$ , en función de temperatura-presión-composición (P-T-X). La dependencia T-X para  $K_{D(15)}$  también fue calculada por medio de técnicas de regresión lineal múltiple, utilizando las P-T inferidas para pares naturales de granate y clinopiroxeno (Dahl, 1980).

En los primeros ensayos experimentales (Hensen, 1973; Akella y Boyd, 1974), fueron utilizados granate y clinopiroxeno naturales. Estas investigaciones mostraron claramente la utilidad potencial de  $K_{D(15)}$  como geotermómetro; sin embargo, en ninguno de estos trabajos se hizo experimentos reversibles. Ráheim y Green (1974) calibraron este termómetro utilizando vidrio de composición toleítica como material inicial, y estos experimentos sí fueron invertidos y realizados en un margen amplio de P-T. La única variable de composición puesta a prueba fue el efecto de cambiar la relación Fe / (Fe + Mg), en la composición total, permitiendo establecer que  $K_{D(15)}$  era independiente de los cambios de composición, en el intervalo 0.062 < Mg / (Mg + Fe) < 0.85. Asimismo, Ráheim y Green (1974) evaluaron el efecto de la presión sobre  $K_{D(15)}$ , a partir de sus datos experimentales, obteniendo un valor  $\Delta V^\circ = 2.357 \text{ cm}^3$ , que no coincide con los obtenidos a partir de las constantes de las celdas unitarias (*unit cells*) de los miembros ideales puros (e.g.,  $\Delta V^\circ = 1.33 \text{ cm}^3$ , Banno [1970];  $\Delta V^\circ = 0.91 \text{ cm}^3$ , Takahashi y Liu [1970]). Vale la pena destacar que Ráheim y Green (1974) enfatizaron que su ecuación para obtener la temperatura sólo podía ser válida para sistemas de composición basáltica, ya que el efecto de otros componentes, como CaO y Na<sub>2</sub>O, era desconocido.

Wood (1976) efectuó varios experimentos con granate y clinopiroxeno naturales, de composición global ultramáfica. El resultado de su investigación fue una estimación nueva del  $\Delta V^\circ$  de la reacción (15), la cual fue del orden de 1 cm<sup>3</sup>.

Ellis y Green (1979) también realizaron trabajos experimentales sobre la reacción (15), utilizando como material inicial vidrio basáltico sintético—sistema CMFAS—con un contenido variable

Tabla 12.- Modelos de actividad utilizados para calcular la localización en un diagrama P-T de la línea de la reacción 3An = Grs + 2Sil + Qtz para la composición de LP-15.

$$\text{A. } \gamma_{\text{An}}^{\text{Pl}} = 1.276$$

$$\text{B. } \alpha_{\text{An}}^{\text{Pl}} = \frac{X_{\text{An}}(1+X_{\text{An}})^2}{4} \exp \left[ \frac{(1-X_{\text{An}})^2}{RT} (2050 + 9392 X_{\text{An}}) \right]$$

$$\text{C. } \delta_{\text{Grs}}^{\text{Grt}} = \exp \left\{ \frac{1}{RT} \left[ (X_{\text{Fe}}^2 + X_{\text{Mn}}^2) + 3.83 X_{\text{Mg}}^2 + 1.83 X_{\text{Mg}}(X_{\text{Fe}} + X_{\text{Mn}}) + 2.00 (X_{\text{Fe}} \cdot X_{\text{Mn}}) \right] \right\}$$

$$\text{D. } \gamma_{\text{Grs}}^{\text{Grt}} = \exp \left\{ \frac{1}{RT} \left[ 0.95 (X_{\text{Fe}}^2 + X_{\text{Mn}}^2) + W_{\text{Ca-Mg}} X_{\text{Mg}}^2 + (W_{\text{Ca-Mg}} + 0.95) X_{\text{Mg}}(X_{\text{Fe}} + X_{\text{Mn}}) + 1.9 X_{\text{Fe}} \cdot X_{\text{Mn}} \right] \right\}$$

$$\text{E. } \gamma_{\text{Grs}}^{\text{Grt}} = \exp \left\{ \frac{1}{RT} \left[ (1 - X_{\text{Ca}})^2 (2.0 + 3.64 X_{\text{Ca}}) \right] \right\}$$

$$\text{F. } \gamma_{\text{Grs}}^{\text{Grt}} = \exp \left\{ \frac{1}{RT} \left[ W_{\text{Ca-Mg}} (X_{\text{Mg}}^2 + X_{\text{Mg}} \cdot X_{\text{Fe}}) \right] \right\}$$

Referencias: A. Orville, 1972; B. Newton *et al.*, 1980; C. Ganguly y Kennedy, 1974; D. Hensen *et al.*, 1975, donde  $W_{\text{Ca-Mg}} = 7460 - 4.3 T$  (°K); E. Newton *et al.*, 1977; F. Newton y Haselton, 1981, donde  $W_{\text{Ca-Mg}} = 3300 - 1.5 T$  (°K).

de Mg / (Mg + Fe). Durante los experimentos, añadieron a las cargas cantidades variables de vidrio compuesto por CaAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub> o NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, con el fin de probar los efectos de Na y Ca sobre  $K_{D(15)}$ . Estos investigadores encontraron que "en condiciones constantes de P-T, variaciones de hasta 30% mol de jadeita en el clinopiroxeno no afectan el  $K_D$ "; en cambio, observaron una dependencia considerable de  $K_{D(15)}$  en el contenido de Ca en el granate; por tanto, concluyeron que el valor anómalamente grande de  $\Delta V^\circ_{(15)}$ , obtenido por Ráheim y Green (1974), se debía a la substitución no ideal de Ca en el granate. La ecuación final para calcular la temperatura es la siguiente:

$$T[^\circ\text{C}] = \frac{3104 X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}} + 3030 + 10.86 P (\text{kb})}{\ln K_{D(15)} + 1.9034} \quad (16)$$

Ellis y Green (1979) demostraron que tanto el granate como el clinopiroxeno eran soluciones sólidas no ideales; en consecuencia, el comportamiento no ideal de ambas soluciones sólidas, expresado únicamente en función de  $X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}}$ , fue descrito como "una manera conveniente de representar el efecto neto de la influencia de las diferentes soluciones sólidas sobre  $K_D$ ". Estos autores también intentaron, aunque sin éxito, a partir de sus resultados,

calcular los parámetros de interacción (*Margules parameters*), para las soluciones sólidas involucradas; sin embargo, concluyeron que tanto la mezcla wolastonita-enstatita, como el diópsido-molécula de Tschermak en el clinopiroxeno, y la mezcla Ca-Mg en el granate, tenían efectos pronunciados en  $K_{D(15)}$ .

Una forma más teórica de calcular la dependencia de  $K_{D(15)}$  como función de P-T-X fue adoptada por Ganguly (1978, 1979) y Dahl (1980). Ganguly (1978, 1979) formuló una ecuación empleando todos los datos termoquímicos disponibles, experimentales e inferidos para obtener  $\Delta S^\circ$  y  $\Delta H^\circ$  para la reacción (15); para calcular el efecto de la presión utilizó  $\Delta V^\circ = 0.91 \text{ cm}^3$ . Esta información fue empleada para obtener una línea en una gráfica ln K vs. 1/T que, después, fue comparada con una línea basada en los resultados experimentales de Wood (1976). Esta última línea se calculó con una expresión que incluía algunos de los parámetros de interacción no ideales para el granate y el clinopiroxeno, encontrándose que, utilizando la temperatura media de los datos experimentales de Wood (*op. cit.*), la pendiente de la línea, derivada de los datos termoquímicos, mostraba una excelente coincidencia notable con la deducida de los datos experimentales. Finalmente, Ganguly (1978, 1979), dando importancia al único dato de Wood (*op. cit.*) que sí había invertido, extrapoló

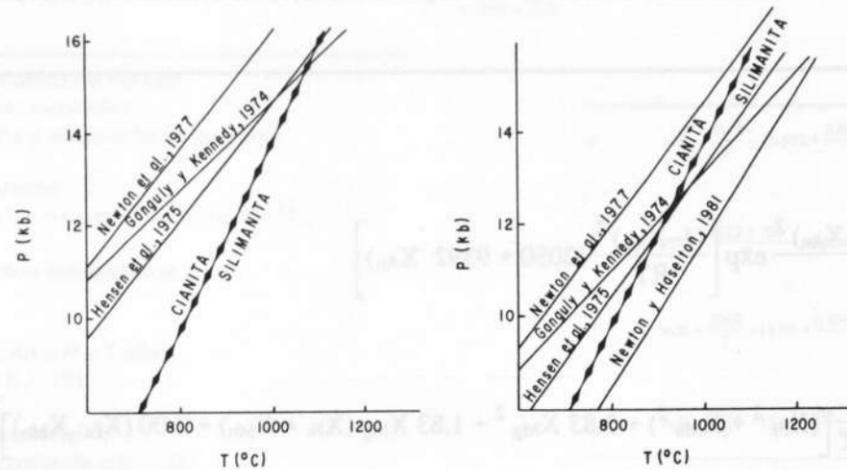


Figura 4.- Localización en diagrama P-T de la reacción  $3An = Grs + 2Sil + Qtz$ . La reacción fue calculada con la composición promedio de la muestra LP-15 y con diversas combinaciones de la ecuación de constante de equilibrio-modelos de actividad. A—Se utilizó la ecuación de constante de equilibrio de Schmid y colaboradores (1978), con los modelos de actividad señalados en cada línea. B—Se muestra la línea obtenida con el modelo de Newton y Haselton (1981) y las obtenidas con la ecuación de Schmid y Wood (1976) y los modelos de actividad señalados. Ambas gráficas incluyen la reacción cianita-silimanita de Holdaway (1971).

y ajustó la línea derivada de los datos experimentales, con la obtenida de la información termoquímica.

Ganguly (*op. cit.*) expresó la dependencia de composición de  $K_{D(15)}$  por medio de una mezcla simétrica simple, en una solución sólida cuaternaria (granate). Para esto, utilizó los valores inferidos, obtenidos por Ganguly y Kennedy (1974), de los parámetros de interacción de las juntas binarias en el sistema cuaternario. El clinopiroxeno fue considerado como una solución sólida de seis miembros ideales; su comportamiento fue evaluado utilizando un modelo de mezcla simple. La conclusión del análisis de Ganguly (1978, 1979) es que el coeficiente de actividad ( $\gamma$ ) del clinopiroxeno es afectado principalmente por la mezcla en el subsistema di-hd-jd; por tanto, al ignorarse las propiedades de mezcla de la jadeíta con otros miembros ideales del clinopiroxeno, el geotermómetro de Ganguly (*op. cit.*) sólo debe ser utilizado en el clinopiroxeno con un contenido bajo de Na.

La dependencia de composición de  $K_{D(15)}$ , en las rocas de las partes alta de la facies de anfibolita y baja de la de granulita, fue evaluada de un modo distinto por Dahl (1980), quien utilizó la composición de 13 pares de granate y clinopiroxeno coexistentes, los cuales provenían de dos áreas distintas de un mismo terreno metamórfico. Se supuso que los ejemplares provenientes de cada área se equilibrasen dentro de un margen reducido de P-T. La información química fue manejada con técnicas de regresión lineal múltiple, para obtener los parámetros de interacción en el granate, considerándose, además, que las propiedades de mezcla del clinopiroxeno estuvieran dominadas por el subsistema di-hd-jd (Ganguly, 1979). A partir de esto, Dahl (*op. cit.*) comentó que, en su estudio, los clinopiroxenos tenían un comportamiento casi ideal, ya que su contenido de Na era muy bajo; este argumento omitió claramente el parámetro de interacción di-hd, incluido en el modelo de Ganguly (*op. cit.*) de soluciones sólidas de clinopiroxeno. Dahl (1980) afirmó que su geotermómetro era el más apropiado para rocas de la parte alta de la facies de anfibolita y baja en granulita, puesto que proporcionaba las mejores temperaturas inferidas de las rocas de las dos áreas de donde provenían sus muestras. Su argumento es dudoso, puesto que utilizó el mismo conjunto de rocas para derivar y probar el modelo; por tanto, se desconocerá el valor real de su calibración, hasta no ser probado en un conjunto independiente.

La temperatura de equilibrio de los xenolitos con granate y clinopiroxeno fue calculada utilizando los termómetros descritos antes. Los resultados están resumidos en la Tabla 13. La temperatura fue estimada del modo siguiente: (a) Se supuso que todos los xenolitos se equilibraron a una presión de  $\pm 15.5$  kb y que todo el hierro presente en el clinopiroxeno estuviese en estado ferroso. (b) También fueron calculadas las temperaturas dentro del mismo margen de presión, pero utilizando valores nuevos de  $K_{D(15)}$ , incluyendo el contenido estimado de  $Fe^{3+}$  en el clinopiroxeno. Es evidente que la incertidumbre asociada a la presión (20-50°C por 5 kb) es fácilmente superada por aquella derivada del desconocimiento, casi completo, de la proporción  $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+})$  en el clinopiroxeno.

Tabla 13.- Resultados obtenidos con los geotermómetros de granate-piroxeno.

	LP-25	LP-24	LP-10	LP-3
$K_{D(15)}$	3.04 (3.49)	2.38 (3.49)	2.96 (4.22)	2.60 (2.98)
Råheim y Green, 1974	920 $\pm$ 40 (875)	1013 $\pm$ 40 (875)	930 $\pm$ 40 (803)	980 $\pm$ 40 (930)
Ganguly, 1979	1036 $\pm$ 20 (984)	1114 $\pm$ 20 (977)	1044 $\pm$ 20 (985)	1085 $\pm$ 20 (1020)
Ellis y Green, 1979	965 $\pm$ 20 (909)	1050 $\pm$ 20 (891)	970 $\pm$ 20 (838)	1015 $\pm$ 20 (958)
Dahl, 1980	1157 $\pm$ 50 (999)	1400 $\pm$ 50 (887)	1179 $\pm$ 50 (821)	1036 $\pm$ 50 (1109)

\* Todas las temperaturas en °C a 15 kb. Las incertidumbres listadas corresponden a  $\pm 5$  kb. Los números entre paréntesis fueron calculados tomando en cuenta el contenido de  $Fe^{3+}$  en el clinopiroxeno.

La temperatura calculada, con la mayoría de las calibraciones de este termómetro, muestra relaciones que resultan ser sistemáticas entre sí. En la Figura 5 se puede observar que todas las gráficas, excepto una, tienden a ser lineales y a tener una pendiente cercana a 1. Es claro que en los xenolitos, el geotermómetro de Dahl (1980) da temperaturas demasiado elevadas. Tanto la incertidumbre de los términos de la ecuación de Dahl (*op. cit.*), que es de tal magnitud que la temperatura no pueda establecerse con una precisión mayor que  $\pm 450$ °C; como el hecho de que el modelo del mismo autor (Dahl, *op. cit.*) no haya sido

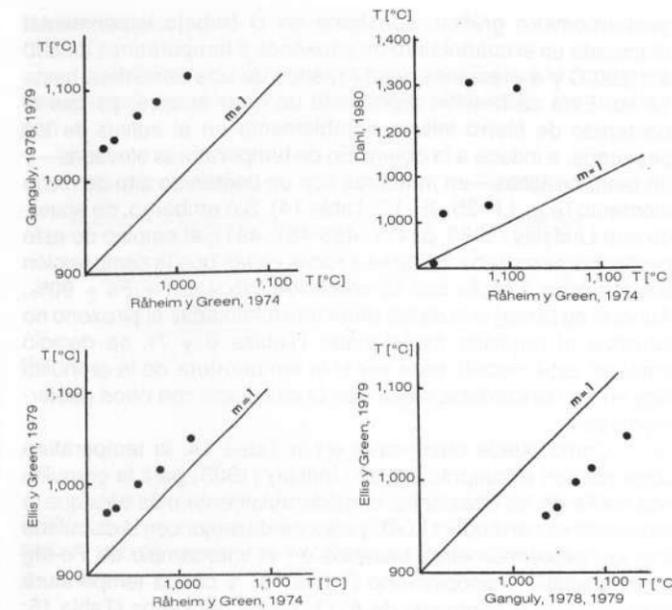


Figura 5.- Comparación entre las temperaturas (°C) obtenidas con los diversos geotermómetros basados en el intercambio de Fe-Mg entre el granate y el clinopiroxeno.

probado con un conjunto independiente de rocas, son razones suficientes para ignorar estos resultados. La temperatura obtenida con los modelos de Råheim y Green (1974), Ellis y Green (1979) y Ganguly (1979) parece estar dentro de límites razonables; por lo cual el problema se reduce a decidir cuál de estos modelos proporciona una temperatura más real de equilibrio de los xenolitos. Como puede observarse en las descripciones de los termómetros hechas anteriormente, ninguno de ellos es, en sentido estricto, correcto. Resulta evidente que la calibración de Råheim y Green (1974) debe restringirse exclusivamente a rocas de composición basáltica, puesto que no se puede prever los cambios inducidos por las variaciones en los contenidos de Ca y Na en el sistema.

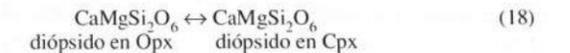
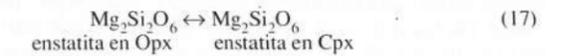
Los termómetros de Ganguly (1978) y Ellis y Green (*op. cit.*) incluyen modificaciones debidas al comportamiento no ideal del granate y del clinopiroxeno, dentro de las constantes  $\Delta S^\circ$  y  $\Delta H^\circ$ . Asimismo, hubo necesidad de expresar el carácter no ideal de las soluciones sólidas, en términos de sólo una de las variables de composición del granate. Ambos estudios proporcionaron información contradictoria acerca del papel que desempeñó el Na en la solución sólida del clinopiroxeno. Afortunadamente, todos los clinopiroxenos de los xenolitos estudiados tienen un contenido relativamente bajo en Na (Tabla 6).

Ganguly (*op. cit.*) utilizó algunos datos termoquímicos inferidos, lo cual añadió una gran incertidumbre a los términos  $\Delta H^\circ$  y  $\Delta S^\circ$ ; también empleó los resultados experimentales que no fueron inequívocamente revertidos—véase la discusión de los problemas de equilibrio relacionados con el uso de las mezclas experimentales en Råheim y Green (1974, p. 182)—permitiendo suponer que los resultados obtenidos con la calibración de Ellis y Green (1979) pudieran ser una aproximación mejor a la temperatura de equilibrio. Debe tenerse en cuenta que, si todo el hierro se encontrara en estado ferroso, la temperatura obtenida sería un límite superior y el aumento en  $Fe^{3+}$  podría producir un descenso brusco en la misma, como se observa en la muestra LP-10 (Tabla 13).

Temperaturas estimadas con el solvus de los piroxenos: junta di-en

Puede obtenerse un cálculo independiente de la temperatura de equilibrio, en este grupo de rocas, con este método. También se puede obtener la temperatura de las parejas de orto- y clinopiroxeno que están presentes en la lerzolita y en la granulita de dos piroxenos.

La dependencia térmica de los equilibrios (17), o bien (18), ha sido utilizada extensamente para estimar la T en rocas que contengan orto- y clinopiroxeno:



Las primeras aplicaciones del equilibrio (17) en geotermometría (Davis y Boyd, 1966; Wood y Banno, 1973) estuvieron basadas en el trabajo experimental sin reversiones del "hueco de miscibilidad" (*miscibility gap*), obtenido por Davis y Boyd (*op. cit.*). Las relaciones sub-sólidas en el sistema fueron estudiadas nuevamente por varios investigadores (Nehru y Wyllie, 1974; Warner y Luth, 1974; Howells y O'Hara, 1975; Mori y Green, 1975; Lindsley y Dixon, 1976); sin embargo, sólo dos de estos trabajos indicaron haber intentado efectuar reversiones experimentales (Mori y Green, 1975; Lindsley y Dixon, 1976). Los geotermómetros basados en datos sin reversión proporcionan resultados dudosos (*e.g.*, Wood y Banno, 1973), ya que los valores  $\Delta S^\circ$  y  $\Delta H^\circ$  dependen absolutamente de la posición exacta del solvus; por este motivo, en este estudio sólo serán tomados en cuenta los termómetros basados en los datos experimentales de Lindsley y Dixon (1976), o bien, de Mori y Green (1976).

El problema mayor, relacionado con el uso del solvus de los piroxenos, reside en el carácter no ideal de ambas soluciones sólidas. Grover (1980), Lindsley (1980) y Lindsley y colaboradores (1981) presentaron revisiones críticas de los modelos que, hasta entonces, habían sido propuestos, sugiriendo un modelo termodinámico que, de aquí en adelante, será llamado modelo LGD, basado en los equilibrios (17) y (18). Este modelo es capaz de predecir los diagramas de fases—sistema CMS—de la junta diópsido-enstatita, en un margen amplio de temperatura y composición.

El modelo LGD es, sin lugar a duda, superior a las calibraciones anteriores; sin embargo, el uso de las ecuaciones LGD, para calcular la temperatura de equilibrio en piroxenos naturales, presenta serios problemas. Se ha hecho varias investigaciones para determinar la influencia de  $Al_2O_3$  y FeO en el hueco de miscibilidad entre enstatita y diópsido, las cuales han demostrado que, a presión y temperatura constantes, y si se añade FeO al sistema CMS, el hueco de miscibilidad se contrae (Lindsley *et al.*, 1974; Mori y Green, 1978; Lindsley, 1980), produciendo una sobrestimación de la temperatura de equilibrio, que puede ser de varios cientos de grados celsius en ejemplares ricos en hierro.

El efecto de  $Al_2O_3$  fue investigado por Mori y Green (1976) y Herzberg (1978a). Al añadirse aluminio al sistema CMS, el hueco de miscibilidad tiende a ampliarse, causando que las temperaturas sean subestimadas hasta por 150°C (Herzberg, *op. cit.*), si no se añade una corrección por aluminio a los geotermómetros.

Otro problema derivado del empleo del modelo LGD se relaciona con el método utilizado para calcular las fracciones molares de enstatita y diópsido en el piroxeno. El método utilizado en esta investigación fue el propuesto por Wood y Banno (1973). Las fracciones molares obtenidas son pequeñas, especialmente

para el clinopiroxeno, ya que el contenido de otros componentes es relativamente alto. Por lo anterior, los valores fueron normalizados de tal manera que:

$$X_{di}^{Cpx} + X_{en}^{Cpx} = 1 \quad (19)$$

$$X_{di}^{Opx} + X_{en}^{Opx} = 1 \quad (20)$$

Los valores normalizados fueron empleados en las ecuaciones A y B, propuestas en el modelo LGD para estimar la temperatura. Los resultados de estos cálculos se muestra en la Tabla 14. Es claro que el modelo LGD, derivado para piroxenos en el sistema CMS, no pueda aplicarse a piroxenos naturales sin correcciones. Las anomalías más evidentes (Tabla 14) son: (a) la temperatura obtenida con ambas ecuaciones difiere hasta por 160°C para una misma roca, y (b) la temperatura obtenida para algunas de las granulitas máficas con granate—LP-3 y LP-25—y para la granulita con dos piroxenos—JH-17—parece ser demasiado alta.

Tabla 14.- Temperaturas obtenidas con los geotermómetros basados en el solvus de los piroxenos.

	TA	TB	TA-TB	TC	TO	TC-TO
JH-4	970	956	14	1240	900	340
JP-17	1071	995	76	1220	1000	220
SD-4 (I)	1191	1128	63	1300	1100	200
SD-15 (I)	998	991	07	1170	1000	170
SD-15 (II)	1053	972	81	1240	900	340
LP-24	959	1071	112	1050	1000	50
LP-25	1204	1148	56	1020	1000	20
JH-17	1561	1398	163	1020	1150	130
LP-3	1172	1142	30	1080	1000	80
LP-10	1051	1151	100	980	950	30
JH-18	1044	1055	11	1090	1050	40

Todas las temperaturas [°C] fueron calculadas con las ecuaciones LGD; TA y TB corresponden a los algoritmos A y B de LGD. P = 15 kb. La incertidumbre debida a la presión es de aproximadamente 15°C por kb. Las temperaturas fueron estimadas con el geotermómetro gráfico (10 kb) propuesto por Lindsley (1983). La composición de los pares coexistentes de clinopiroxeno y ortopiroxeno brindan dos temperaturas distintas (TC y TO, respectivamente). Las columnas |TA-TB| y |TC-TO| muestran el valor absoluto de la diferencia entre dichas temperaturas. (I)—lerzolita de espinela; (II)—websterita de espinela.

Aunque el modelo LGD reproduzca con éxito el diagrama de fases en el sistema CMS, por carecer de correcciones por el contenido de Fe y Al, no es un geotermómetro confiable para piroxenos complejos. Otros termómetros, basados en el solvus, que incluyen correcciones empíricas por el contenido de Fe (e.g., Wells, 1977), están basados en el sistema CMAS (Herzberg, 1978a; Mori, 1978), y tampoco son adecuados para calcular las temperaturas en sistemas complejos.

Puede esperarse una cancelación importante de los efectos del Fe y el Al en ejemplares con contenidos bajo de Fe y relativamente alto de Al. Por tanto, las temperaturas obtenidas con las ecuaciones LGD, para algunas de las lerzolititas de espinela, pudieran no estar muy alejadas de las temperaturas de equilibrio.

Temperaturas estimadas con el solvus de los piroxenos: cuadrilátero di-en-hd-fs

El solvus ortopiroxeno-clinopiroxeno en el sistema ternario  $Ca_2Si_2O_6$ - $Mg_2Si_2O_6$ - $Fe_2Si_2O_6$  puede emplearse para obtener una estimación independiente de la temperatura de equilibrio de rocas con dos o tres piroxenos, o la temperatura mínima en muestras con un solo piroxeno. Lindsley (1983) propuso un

geotermómetro gráfico, con base en el trabajo experimental efectuado en el cuadrilátero de piroxenos a temperaturas de 800 a 1,200°C y a presiones desde menos de una atmósfera hasta 15 kb. Esta calibración representa un gran avance, ya que el contenido de hierro influye notablemente en el solvus de los piroxenos, e induce a la obtención de temperaturas elevadas—y un tanto erráticas—en muestras con un contenido alto de dicho elemento (e.g., LP-25, JH-17; Tabla 14). Sin embargo, de acuerdo con Lindsley (1983, p. 477, 486-487, 491), el empleo de este geotermómetro debe limitarse a rocas en las que la composición del piroxeno cumpla con la condición  $Wo + En + Fs > 90\%$ . Aunque en la mayoría de las muestras analizadas el piroxeno no satisfizo el requisito mencionado (Tablas 6 y 7), se decidió emplear este modelo para ver si la temperatura de la granulita rica en Fe concordaba mejor con la calculada con otros geotermómetros.

Como puede observarse en la Tabla 14, la temperatura obtenida con el cuadrilátero de Lindsley (1983) para la granulita rica en Fe es, en ocasiones, considerablemente más baja que la calculada con el modelo LGD, y concuerda mejor con la calculada con los geotermómetros basados en el intercambio de Fe-Mg entre granate y clinopiroxeno (Tabla 13), y con la temperatura estimada con el contenido de  $Al_2O_3$  en los piroxenos (Tabla 15; modelo de Perkins y Newton [1981]). Sin embargo, la temperatura obtenida con el cuadrilátero, para las lerzolititas de espinela, es considerablemente más alta que la obtenida con el modelo LGD y con los geotermómetros basados en el intercambio de Fe-Mg entre olivino y espinela (Tabla 16). Asimismo, el valor absoluto de la diferencia entre las temperaturas estimadas con base en la composición del ortopiroxeno y del clinopiroxeno (Tabla 14, TO, TC), es considerablemente grande. Se cree que estos problemas se deban, principalmente, a que el esquema propuesto por Lindsley y Anderson (1983) para calcular la actividad de wollastonita, enstatita y ferrosilita en piroxenos complejos, falle al corregir por el contenido relativamente alto de  $Al_2O_3$  y  $Na_2O$ . Por tanto, se considera que, para la lerzolita, la temperatura calculada con el modelo LGD sea mejor.

#### LERZOLITA DE ESPINELA

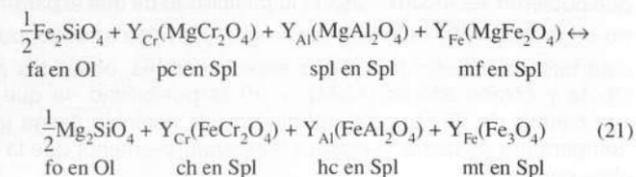
La lerzolita de espinela tiene la paragénesis  $Ol + Opx + Cpx + Spl \pm$  anfíbol  $\pm$  flogopita. Su temperatura de equilibrio puede ser calculada por medio del solvus de los piroxenos, la dependencia térmica del intercambio de Fe-Mg entre el olivino y la espinela, y el contenido de aluminio en el orto- y el clinopiroxeno (Tabla 10). Hasta ahora, no existe un barómetro confiable para esta paragénesis. En el estudio presente, se considera que la presión mínima de equilibrio de la lerzolita de espinela se encuentre limitada por las presiones estimadas para los conjuntos félsicos de la base de la corteza (e.g., LP-15). El límite superior es proporcionado por la reacción química que conduce al cambio lerzolita de espinela-lerzolita de granate (Figura 2B).

El olivino y la espinela analizados con la microsonda carecen de zonación y son muy uniformes, de grano a grano, en una misma roca. La relación  $Mg / (Mg + Fe)$  en el olivino cambia de 0.859 a 0.904. Los únicos elementos indicio que están presentes en cantidades apreciables en el olivino (Tabla 8) son Ni y Mn. El contenido de hierro ferroso y férrico en las espinelas fue calculado de manera que  $Ti + Al + Cr + Fe^{3+} = 16/24$  del total de los cationes, tal como lo requiere la fórmula ideal de las espinelas.

La diferencia en composición más notable entre las espinelas se presenta en los xenolitos compuestos. Las espinelas de las lerzolititas son más ricas en  $Cr_2O_3$  que las de las piroxenitas (Tabla 9).

#### Geotermometría con olivino y espinela

La temperatura de equilibrio en la lerzolita puede obtenerse con la dependencia térmica del intercambio de Fe-Mg descrito por:



donde:

$$Y_{Cr} = Cr / (Cr + Al + Fe^{3+})^{Spl} \quad (22)$$

$$Y_{Al} = Al / (Cr + Al + Fe^{3+})^{Spl} \quad (23)$$

$$Y_{Fe} = Fe^{3+} / (Cr + Al + Fe^{3+})^{Spl} \quad (24)$$

La primera versión de este termómetro, propuesto por Irvine (1965), fue desarrollada por Jackson (1969), quien supuso que ambas soluciones sólidas eran ideales y que, por tanto,  $K_{D(21)} = 1$  y

$$\Delta G_{(21)}^0 = -RT \ln K_{D(21)} = -RT \ln \left[ \left( \frac{X_{Mg}}{X_{Fe}} \right)^{Ol} \left( \frac{X_{Fe}}{X_{Mg}} \right)^{Spl} \right] \quad (25)$$

El valor de  $\Delta G_{(21)}^0$  fue calculado por Jackson (op. cit.), utilizando valores elegidos entre las energías de formación de los elementos ( $\Delta G_f^0$ ) para los compuestos ideales de las soluciones sólidas. Las temperaturas obtenidas con la ecuación de Jackson (op. cit.) son aparentemente "estimaciones razonables" de las temperaturas de cristalización, a partir del magma—liquidus temperatures—de las rocas plutónicas del complejo de Stillwater. Sin embargo, Evans y Wright (1972) demostraron que esta calibración proporcionaba temperaturas mayores que 2,000°C, cuando se aplicaba a rocas volcánicas. Se cree que el origen de este error reside en la gran incertidumbre en los valores  $\Delta G_f^0$ , puesto que existe una gama amplia de éstos en la literatura.

Roeder y colaboradores (1979) utilizaron el mismo método de Jackson (1969), con la única diferencia de que adoptaron un valor distinto de  $\Delta G_f^0$  de la cromita. La temperatura calculada con su calibración era aparentemente razonable para conjuntos volcánicos; sin embargo, para rocas provenientes de cuerpos gabroicos bandeados, dio una temperatura considerada muy baja. Roeder y colaboradores (op. cit.) interpretaron esta temperatura como el producto de reequilibrio debajo del solidus; tratando de probar esta hipótesis mediante experimentos en los que utilizaron muestras de roca natural sin triturar. El valor del geotermómetro de Roeder y colaboradores (op. cit.) fue puesto en tela de juicio por Engi y Evans (1980), quienes argumentaron, por un lado, que la selección de un nuevo valor de  $\Delta G_f^0$  para la cromita había sido arbitraria, y, por el otro, que los resultados de los experimentos tenían un valor dudoso, puesto que no habían sido invertidos.

Evans y Frost (1975) utilizaron la temperatura de equilibrio inferida (~700°C) para pares metamórficos de olivino-espinela. La composición de la espinela en dichas muestras se encuentra en—o muy cerca—de la junta binaria espinela (sensu stricto,  $MgAl_2O_4$ )-cromita. También se utilizó la temperatura de cristalización (~1,200°C) de parejas provenientes de fragmentos de pómez de Kilauea Iki. Con esta información, fueron calculadas las isothermas a 1,200 y 700°C en un diagrama  $\ln K_{D(21)}$  vs.  $Cr / (Cr+Al)$ .

Las isothermas entre 1,200 y 700°C fueron espaciadas proporcionalmente a 1/T—suponiendo que  $\Delta H_{(21)}^0$  sea inde-

pendiente de la temperatura. Al elaborar este termómetro, Evans y Frost (op. cit.) encontraron evidencias de comportamiento no ideal en cualquiera—¿o en ambas?—de las soluciones sólidas.

El valor del modelo de Evans y Frost (1975) depende de las temperaturas inferidas para los pares de olivino-espinela, utilizados para calcular las isothermas. Si se compara con calibraciones anteriores, parece proporcionar mejores resultados, ya que las temperaturas calculadas con él, para muestras provenientes de gabros bandeados, están entre las obtenidas para rocas metamórficas y volcánicas.

Fabriès (1979) utilizó un método muy similar al de Evans y Frost (op. cit.) para calibrar el mismo termómetro. La única diferencia con sus predecesores es que empleó un conjunto distinto de pares de olivino-espinela. Una comparación entre las isothermas obtenidas en ambos estudios (Figura 6) muestra que, para un valor dado de  $K_D$ , cuando el contenido de  $Cr / (Cr + Al)$  es bajo, el termómetro de Fabriès (op. cit.) tiende a proporcionar temperaturas más altas que el de Evans y Frost (op. cit.). Ambos termómetros proporcionarán temperaturas idénticas cuando el valor de  $Cr / (Cr+Al) = 0.45$ .

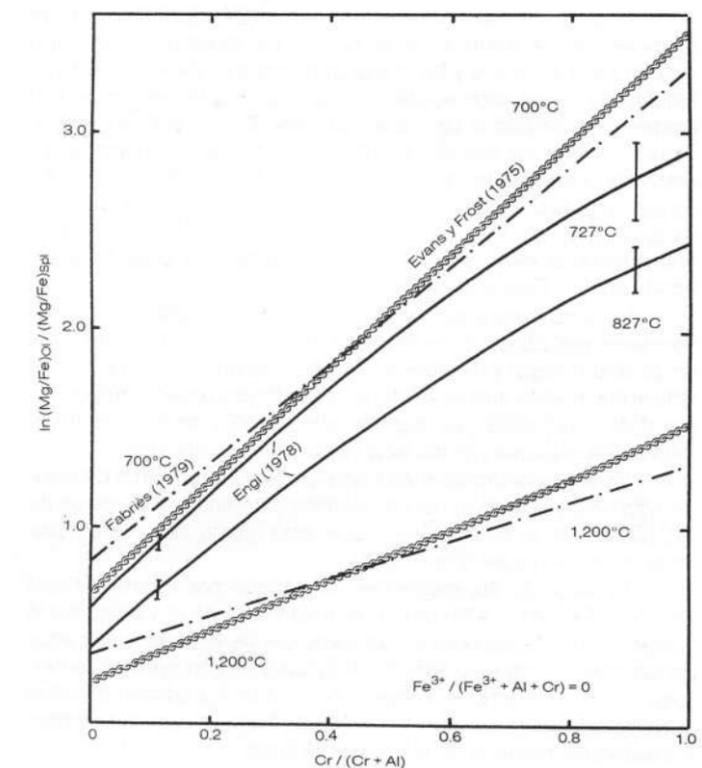
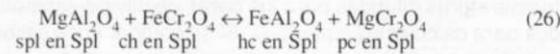


Figura 6.- Comparación gráfica entre las isothermas obtenidas experimentalmente por Engi (1978), y las calculadas con base en datos empíricos (Evans y Frost, 1975; Fabriès, 1979). Modificado de Engi (op. cit.).

Engi (1978) y Fujii (1977) llevaron a cabo trabajos experimentales para calibrar la dependencia térmica de  $\ln K_{D(21)}$ . Estas investigaciones rindieron resultados conflictivos; sin embargo, la información de Engi (op. cit.) es más confiable, ya que este autor invirtió claramente sus experimentos. En cambio, Fujii (1977) no hizo y sus resultados tampoco concuerdan con las calibraciones empíricas descritas arriba.

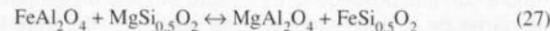
El modelo termodinámico utilizado por Engi (1978) para calcular las isothermas de su termómetro es distinto del utilizado previamente, pues consideró a la solución sólida de olivino como

no ideal. También las fracciones molares de hc, spl, ch y pc fueron calculadas de una manera diferente; se consideró que la distribución de especies en la solución ternaria recíproca estaba gobernada por



De esta manera, el equilibrio interno en la solución sólida de espinela fue tomado en cuenta al momento de calcular las fracciones molares.

En su trabajo experimental, Engi (*op. cit.*) investigó los equilibrios:



y



que pueden ser utilizados para obtener:



Engi (1978) calculó las isothermas a 727 y 827°C utilizando la dependencia térmica de  $\ln K_{D(29)}$ , un modelo de solución regular para el olivino y las fracciones molares de los miembros ideales de la solución sólida de espinela. Estas isothermas son bastante parecidas a las obtenidas por Evans y Frost (1975; Figura 6), con su método empírico. La diferencia principal se presenta cuando la temperatura es alta y la relación  $\text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$  es elevada. Las isothermas de Engi (*op. cit.*) tienden a ser líneas rectas cuando  $\text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al}) < 0.4$ ; en estas circunstancias, tienen una pendiente muy similar a la isoterma de 700°C de Evans y Frost (*op. cit.*; Figura 6).

La temperatura estimada, con las tres calibraciones anteriormente descritas, se muestra en la Tabla 16. Las ecuaciones de Jackson (1969) y de Roeder y colaboradores (1979) no fueron utilizadas, puesto que es evidente que ninguna puede proporcionar datos confiables, ya que los valores  $\Delta G_f^\circ$  de los miembros ideales de espinela (*sensu lato*) no son bien conocidos.

La temperatura obtenida con los geotermómetros de olivino-espinela es comparable con aquélla obtenida con el *solvus* de los piroxenos, si se considera que esta última debe tener una incertidumbre mayor que  $\pm 100^\circ\text{C}$ .

El valor de las isothermas calculadas por Evans y Frost (1975) y Fabriès (1979) depende totalmente de la validez de la temperatura inferida para los pares de olivino-espinela, utilizados en las calibraciones; lo anterior destaca si se compara las isothermas 1,200°C de ambos modelos (Figura 6). La adición de unos cuantos puntos de control por parte de Fabriès (*op. cit.*) cambió considerablemente la pendiente de la línea.

Cuando la temperatura es baja, el modelo de Evans y Frost (*op. cit.*) es considerado como mejor que el de Fabriès (*op. cit.*), puesto que existe una coincidencia notable entre el primero y los resultados experimentales—723°C—de Engi (1978). Cuando la temperatura es elevada, los datos experimentales de Siggurdsson y Mathez (*in Engi, op. cit.*) sugieren que las pendientes de las isothermas de temperatura alta pudieran ser mayores que las propuestas por Evans y Frost (1975).

Los resultados obtenidos con el termómetro de Engi (1978) son considerados los más confiables que pueden obtenerse con el termómetro de olivino-espinela. Sin embargo, se debe tener presente que su precisión, seguramente, es menor que aquélla sugerida por las "barras de error"—*error bars*—que Engi (*op. cit.*) dio a sus isothermas (Figura 6). Este aumento de la incertidumbre parte de los siguientes puntos: (a) el desconocimiento de la

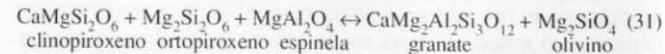
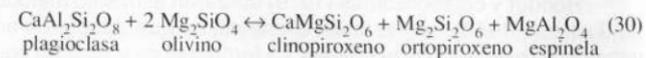
relación  $\text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$  en la espinela; (b) la precisión de la corrección de Irvine (1965) por el contenido de  $\text{Fe}^{3+}$  en la espinela, puesto que este procedimiento, en el mejor de los casos, es una aproximación, ya que no toma en cuenta problemas de no idealidad y de equilibrio interno, y está basado en valores de  $\Delta G_f^\circ$ , que pudieran ser incorrectos; (c) la posibilidad de que el parámetro de mezcla ( $W_G^{\text{Ol}}$ ) utilizado por Engi (1978) sea erróneo, pues está basado en sólo tres datos experimentales, obtenidos por Obata y colaboradores (1974); y (d) la posibilidad de que el intercambio de Fe-Mg, entre el olivino y la espinela, tenga una "temperatura de cierre"—*closure temperature*—menor que la de otros equilibrios.

El contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en los piroxenos como un indicador de las condiciones de equilibrio

Se considera que, en rocas de composición básica y ultrabásica, el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en orto- y clinopiroxeno sea un indicador sensible de las condiciones de equilibrio (*e.g.*, Obata, 1976; Evans, 1977; Herzberg, 1978a; Gasparik y Lindsley, 1981). El número mínimo de fases mineralógicas requerido para estimar la P, o bien la T, es variable, puesto que hay diversos equilibrios divariantes que controlan el contenido de  $\text{MgAl}_2\text{SiO}_6$  y  $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$  en los piroxenos (Tabla 10).

La Tabla 10 muestra que, por este método, es posible obtener estimaciones independientes, ya sea de P o T, para rocas con distintas paragénesis. Una lista de los equilibrios químicos pertinentes fue proporcionada por Evans (1977).

Los equilibrios químicos divariantes, que controlan el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en los piroxenos, han sido utilizados por varios investigadores (Wood y Banno, 1973; Mac Gregor, 1974; Danckwerth y Newton, 1978; Herzberg, 1978a, 1978b; Gasparik y Lindsley, 1981; Perkins y Newton, 1981, etc.), junto con datos experimentales y modelos de mezcla para las soluciones sólidas de interés, en los diversos campos definidos en diagrama P-T (Figura 2) por las reacciones (1), (30) y (31). Una extensa revisión crítica de los modelos propuestos fue proporcionada por Gasparik y Lindsley (1981).



Algunas calibraciones recientes de estos geotermómetros fueron utilizadas en esta investigación, evitando los modelos basados en datos experimentales no invertidos (*e.g.*, el geotermómetro de Mac Gregor [1974] para lertzolita de espinela).

Los resultados obtenidos con los modelos propuestos por Wood (1974), Obata (1976), Herzberg (1978a, 1978b) y Perkins y Newton (1981) están resumidos en la Tabla 15 y en la Figura 7.

El contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en paragénesis con granate fue utilizado de dos formas distintas; los modelos de Wood (*op. cit.*) y de Herzberg (*op. cit.*) fueron empleados para calcular las presiones de equilibrio. Se encontró que ambos modelos sólo eran ligeramente dependientes de la presión, puesto que variaciones relativamente pequeñas ( $\pm 100^\circ\text{C}$ ) en las temperaturas producían incertidumbres muy grandes ( $\pm 4.5$  kb para el modelo de Wood [1974] y  $\pm 6$  kb para el de Herzberg [1978a, 1978b]); por tanto, se decidió utilizar el modelo de Perkins y Newton (*op. cit.*) para estimar la temperatura, en lugar de la presión. Los resultados obtenidos concuerdan ampliamente con otras estimaciones independientes de la temperatura de equilibrio (*e.g.*, con los resultados obtenidos con el termómetro de Ellis y Green [1979];

Tabla 15.- Presiones y temperaturas obtenidas con base en el contenido de alúmina en los piroxenos.

	(a) Paragénesis con granate			
	LP-25	LP-24	LP-10	LP-3
Wood, 1974 <sup>1</sup>	16 kb	15.7 kb	14.6 kb	14.8 kb
(Opx)	@ 965°C	@ 1050°C	@ 970°C	@ 1000°C
Herzberg, 1978 <sup>2</sup>	11 kb	12 kb	15.6 kb	12.5 kb
(Cpx)	@ 965°C	@ 1050°C	@ 970°C	@ 1000°C
Perkins-Newton, 1980 <sup>3</sup>	942°C	941°C	923°C	955°C
(Opx - Cpx)	@ 15 kb	@ 15 kb	@ 15 kb	@ 15 kb
	(b) Lertzolita de espinela			
	JH-4	JP-17	SD-4	SD-15
Obata, 1976 <sup>4</sup>	1030°C	1075°C	1175°C	975°C
(Opx)				
Herzberg, 1978a <sup>4</sup>	1000°C	1000°C	1000°C	1000°C
(Cpx)				
	(c) Gabro de espinela (JH-18)			
	T = 1000 ± 50°C; P = 10 ± 2 kb			
Herzberg, 1978 <sup>5</sup>				
(Cpx)				
Obata, 1976 <sup>5</sup>	T = 1240 ± 100°C; P = 11 ± 2 kb			
(Opx)				

<sup>1</sup> Incertidumbre debida a la temperatura: ± 4.5 kb por cada 100°C.

<sup>2</sup> ± 6 kb por cada 100°C.

<sup>3</sup> En vista de la magnitud de la incertidumbre en la estimación de la presión, se decidió utilizar este modelo como un geotermómetro. Un intervalo de presiones de 5 kb produce una incertidumbre de ± 80°C.

<sup>4</sup> Se supone que el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  es independiente de la presión.

<sup>5</sup> No existen estimaciones independientes de P o T; sin embargo, el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  parece establecer un buen control a la estimación de P-T.

Tabla 13). La incertidumbre—derivada únicamente de la presión—para el modelo de Perkins y Newton (1981), es más bien pequeña ( $\pm 80^\circ\text{C} / 5$  kb).

Los resultados obtenidos con las "isopleths" (*isopleths*) de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  obtenidas por Herzberg (1978a, 1978b) en el campo de las lertzolitas de espinela, indican que estas rocas pudieron equilibrarse a una temperatura que oscila entre 900 y 1,175°C. Estos resultados concuerdan con los obtenidos en el *solvus* del piroxeno (Tabla 14), pero son distintos de los obtenidos con el intercambio de Fe-Mg entre el olivino y la espinela (Tabla 16). Otros autores (*e.g.*, Henry y Medaris, 1980) que han utilizado diversos geotermómetros para estimar la temperatura en lertzolita de espinela, han observado que es común que el geotermómetro de olivino-espinela proporcione temperaturas menores. Esto se ha atribuido a que el intercambio de Fe-Mg continúa, mientras que las rocas se enfrían (Engi y Evans, 1980; Fabriès, 1979; Henry y Medaris, 1980).

El contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en los piroxenos de JH-18 proporciona una estimación aproximada de la presión y la temperatura. Esto se debe a que el campo de gabro de espinela es relativamente reducido para la composición del piroxeno de JH-18 (Cats = 10%) y la pendiente pequeña que presentan las isopleths. El contenido de  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_6$  en el clinopiroxeno (Figura 7) sugiere que JH-18 se equilibrara a una presión en el intervalo de 8-12 kb y a una temperatura entre 950 y 1,050°C. La cantidad de aluminio en el ortopiroxeno sugiere una presión entre 9 y 13 kb y una temperatura entre 1,140 y 1,340°C (Tabla 15); sin embargo, debe recordarse que el modelo de Herzberg (1978a, 1978b) está basado en datos experimentales en el sistema simplificado CMAS y en modelos de solución sólida, relativamente simples. En esta investigación, se ha mostrado que el comportamiento de los piroxenos depende, básicamente, del contenido de Fe en el

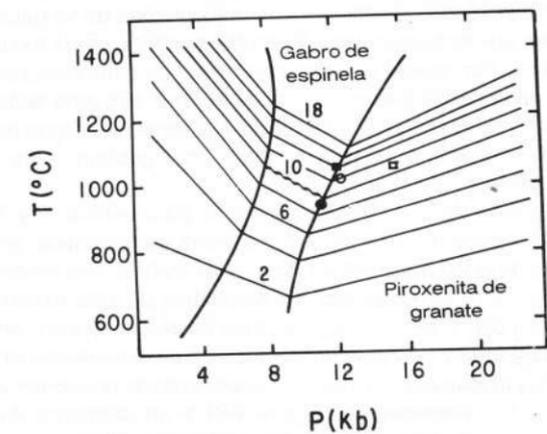
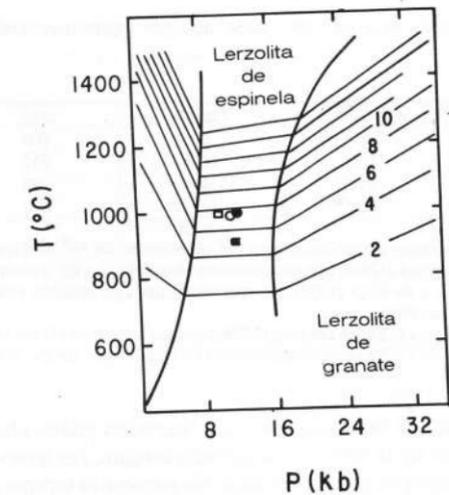


Figura 7.- Estimaciones de la temperatura y la presión, utilizando la solubilidad de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en los piroxenos. Las isopleths en ambas gráficas representan  $X_{\text{Cats}}^{\text{Cpx}}$  (Herzberg, 1978). A—Lertzolita de espinela. B—Gabro de espinela, piroxenita de granate y granulita de dos piroxenos y granate.

sistema. Por tanto, estos resultados deben ser tratados como aproximaciones burdas.

Los resultados consignados por Green y Butler (1979), sobre la presión de equilibrio de la lertzolita de espinela de La Joya Honda, son discutibles, pues estos autores utilizaron el geobarómetro de Mac Gregor (1974). Ya se demostró que la pendiente de las isopleths de Al, en el campo de la lertzolita de espinela, es completamente distinta a la pendiente obtenida por Mac Gregor (*op. cit.*).

## CONCLUSIONES

La Figura 8A muestra que los xenolitos parecen haberse incorporado en el magma, en una zona donde la temperatura oscilaba entre 900 y 1,100°C y la presión entre 10 y 16 kb. El intervalo de temperaturas mostrado en la Figura 8A es considerablemente mayor, debido a los datos obtenidos con el geotermómetro de Engi (1978); sin embargo, se sugirió, con base en datos experimentales, que el intercambio de Fe-Mg entre el olivino y la espinela, tenga una "temperatura de cierre" menor que la de otros geotermómetros. También puede presentarse el argumento de que posiblemente la lertzolita de espinela represente el manto

Tabla 16.- Temperaturas [°C] calculadas con los geotermómetros de olivino-espinela<sup>1</sup>.

	Evans-Frost	Fabriès	Engi <sup>2</sup>
JH-4	980	923	900
SD-4	1000	1025	910
SD-15	870	964	780
JP-17	880	917	800

<sup>1</sup>Todos los valores de  $K_{D(21)}$  fueron corregidos por el contenido de  $Fe^{3+}$  utilizando el método propuesto por Irvine (1965). Las temperaturas obtenidas con los termómetros de Evans-Frost (1975) y de Engi (1978), se obtuvieron por interpolación entre las isotermas propuestas por ellos.

<sup>2</sup>Las barras de error (Figura 6) dadas por Engi (1978) para sus isotermas 1000 y 1100°K dan una incertidumbre de  $\pm 20^\circ K$  para composiciones en que el valor de  $Cr / (Cr + Al)$  es bajo.

superior. Por tanto, es de esperarse que las rocas interpretadas como provenientes de la base de la corteza tengan: (a) temperatura similar, o (b) temperatura más baja. Se esperaría temperaturas parecidas en ambos tipos de xenolitos, si éstos procediesen de la interfase manto-corteza. Podría esperarse temperaturas más bajas en las muestras corticales—e.g., LP-15—si el conjunto de xenolitos estudiados se derivase de una columna de longitud considerable, que incluyese parte del manto superior y de la base de la corteza. Por tanto, se considera que las temperaturas obtenidas con el *solvus* y el contenido de Al en el piroxeno sean aproximaciones mejores a la temperatura existente en la zona de origen de los xenolitos, que las obtenidas con el geotermómetro de olivino-espinela.

La precisión de los métodos utilizados para estimar P y T no permite la reconstrucción de una "columna estratigráfica" en las cercanías de la interfase manto-base de la corteza, debajo del Altiplano Mexicano. Sin embargo, los resultados de esta investigación pueden utilizarse para dar posibles límites al espesor de la corteza en el área y al gradiente geotérmico en el momento de las erupciones volcánicas. El intervalo preferente de presiones y temperaturas fue sobrepuesto (Figura 8B) a un diagrama de profundidad-presión, que muestra los gradientes geotérmicos calculados por Blackwell (1971), para varias regiones de los Estados Unidos de América. En la Figura 8B puede observarse que el gradiente geotérmico para el Altiplano Mexicano es similar al de la provincia de Sierras y Cuencas. Si los xenolitos realmente son muestras de la base de la corteza y de la parte superior del manto, el Moho debajo del área deberá estar situado—suponiendo un peso específico promedio para la corteza de  $3 \text{ g/cm}^3$ —entre 33 y 46 km de profundidad.

#### AGRADECIMIENTOS

Este artículo está basado en la tesis que el autor presentó en la Universidad de Oregon, para obtener el grado de Doctor en Filosofía. El Dr. Jack M. Rice, director de la tesis, fue un guía firme y seguro en la investigación. El Dr. Gordon Goles, el Dr. Allan Kays y el Dr. O.H. Griffith fueron miembros del comité de tesis, e hicieron correcciones útiles que enriquecieron este artículo.

Las instituciones siguientes brindaron apoyo financiero: National Science Foundation (subvención EAR-79228877, al Dr. Jack M. Rice), Consejo de Recursos Minerales, Geological Society of America y Sigma Xi. La Universidad Autónoma de San Luis Potosí proporcionó un vehículo de campo durante el verano de 1979. Por último, y no por ello menos importante, el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología sostuvo los estudios de posgrado del autor.

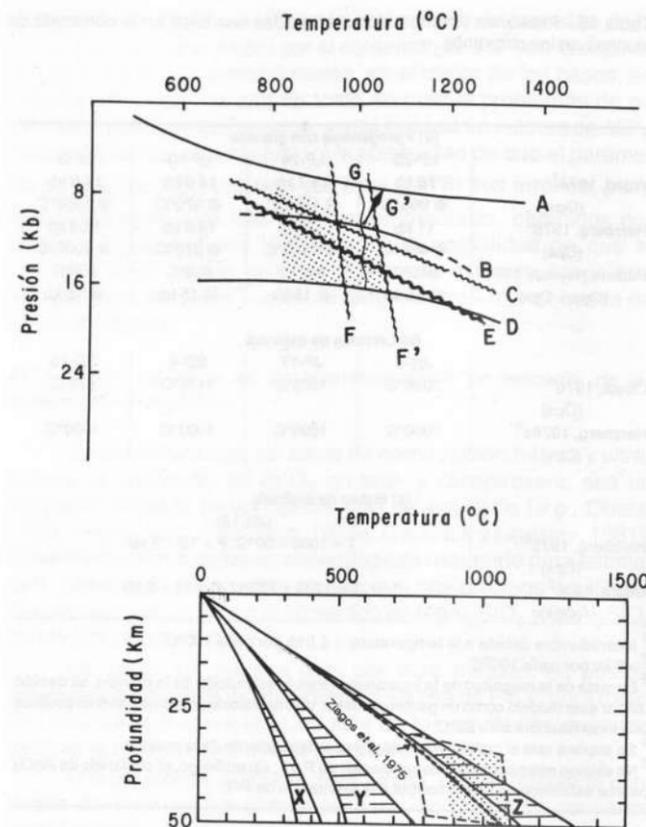


Figura 8.- Resumen de los resultados obtenidos. A—Mediante el área punteada, se muestra el posible intervalo de P-T de equilibrio del conjunto de xenolitos. Este intervalo fue definido con base en los equilibrios químicos siguientes: (a)  $An + Fo = Di + En + Spl$  (CMAS); (b)  $An + En + Di + Spl = Grt$  (CMAS); (c)  $3An = Gros + 2Sil + Qtz$  (LP-15); (d)  $Cpx + Opx + Spl = Grt + Fo$  (CMAS); (e)  $Sil = Cianita$  (Holdaway, 1971); (f)  $Hd + Pl = Di + Al$  (LP-25); (g)  $Hd + Pl = Di + Al$  (LP-24); (h) Cats en la lherzolita de espinela; (i) Cats en JH-18. El límite inferior de la temperatura fue ampliado, para incluir los resultados obtenidos con el geotermómetro de Engi (1978). B—El área punteada muestra el intervalo de temperatura y presión preferido (véase Conclusiones), sobrepuesto a los gradientes geotérmicos calculados por Blackwell (1971) para la Sierra Nevada (X), oriente de los Estados Unidos de América (Y) y la provincia de Sierras y Cuencas (Z). También se muestra el gradiente geotérmico de la región, calculado por Ziagos y colaboradores (1985), con base en el flujo térmico superficial.

Helen Lang, Steven Goldberg, John Chambers y Calvin Barnes proporcionaron estudios inéditos, referentes a la evaluación de varios geotermómetros.

Una primera versión de este artículo fue escrita cuando el autor trabajaba en la Universidad Autónoma de Baja California Sur. La versión final fue redactada en la Estación Regional del Centro del Instituto de Geología de la UNAM.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Akella, J., y Boyd, F.R., 1974, Petrogenetic grid for garnet peridotites: Carnegie Institution of Washington Yearbook, v. 73, p. 269-273.  
 Albee, A.L., y Ray, L., 1970, Correction factors for electron probe microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates and sulphates: Anal. Chemistry, v. 42, p. 405-421.  
 Aranda-Gómez, J.J., 1982, Ultramafic and high grade metamorphic xenoliths from central Mexico: Eugene, University of Oregon, disertación doctoral, 236 p. (inédita).  
 Aranda-Gómez, J.J., y Labarthe-Hernández, Guillermo, 1977, Estudio geológico de la Hoja Villa Hidalgo, S.L.P.: Universidad Autónoma

- de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 53, p. 33-58.  
 Aranda-Gómez, J.J., y Luhr, J.F., 1986, Spinel lherzolite-bearing basic volcanic centers of late-Quaternary age from San Luis Potosí, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 18, p. 528 (resumen).  
 Aranda-Gómez, J.J., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1987, Mantle xenoliths in Mexico, in Nixon, P.H., ed., Mantle xenoliths: Nueva York, John Wiley and Sons, p. 75-84.  
 Aranda-Gómez, J.J.; Aranda-Gómez, J.M.; y Nieto-Samaniego, Á.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 33-45.  
 Aranda-Gómez, J.J.; Luhr, J.F.; y Nieto-Samaniego, Á.F., 1993 [este número], Localidades recién descubiertas de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, pte. 2, p. 23-36.  
 Aranda-Gómez, J.J.; Luhr, J.F.; y Pier, J.G., 1993 [este número], Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, pte. 1, p. 1-22.  
 Banno, Schoehei, 1970, Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin: Phys. Earth Planet Int., v. 3, p. 405-421.  
 Barth, T.F.W., 1951, The feldspars geologic thermometers: Neues Jahrbuch für Mineralogie, v. 82, p. 143-154.  
 Bence, A.E., y Albee, A.L., 1968, Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides: Journal of Geology, v. 76, p. 382-403.  
 Blackwell, D.D., 1971, The thermal structure of the continental crust: Geophys. Monograph, v. 14, p. 169-183.  
 Bohlen, S.R., y Essene, E.J., 1977, Feldspar and oxide thermometry of granulites in the Adirondack Highlands: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 62, p. 153-169.  
 Bohlen, S.R.; Essene, E.J.; y Hoffman, K.S., 1980, Update on feldspar and oxide thermometry in the Adirondack Mountains, New York: Geological Society of America Bulletin, v. 91, p. 110-113.  
 Brown, W.L., y Parsons, I., 1981, Towards a more practical two feldspar geothermometer: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 76, p. 369-377.  
 Buddington, A.F., y Lindsley, D.H., 1964, Iron-titanium oxides and their synthetic equivalents: Journal of Petrology, v. 5, p. 310-357.  
 Dahl, P.S., 1980, The thermal-compositional dependence of Fe-Mg distributions between coexisting garnet and pyroxene; applications to geothermometry: American Mineralogist, v. 65, p. 854-866.  
 Danckwerth, P.A., y Newton, R.C., 1978, Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite reaction in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  in the range  $900^\circ C-1100^\circ C$  and  $Al_2O_3$  isopleths of enstatite in the spinel field: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 66, p. 189-201.  
 Davis, B.T.C., y Boyd, F.R., 1966, The join  $Mg_2Si_2O_6-CaMgSi_2O_6$  at 30 kilobars and its application to pyroxene from kimberlites: Journal of Geophysical Research, v. 71, p. 483-487.  
 Ellis, D.J., y Green, D.H., 1979, An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 71, p. 13-22.  
 Engi, M., 1978, Mg-Fe exchange among Al-Cr spinel, olivine, orthopyroxene, and cordierite: Zurich, E. T. H., disertación doctoral núm. 6256, 95 p. (inédita).  
 Engi, M., y Evans, B.W., 1980, A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer—discussion: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 73, p. 201-203.  
 Evans, B.W., 1977, Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite: Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 5, p. 397-447.  
 Evans, B.W., y Frost, B.R., 1975, Chrome-spinel in progressive metamorphism—a preliminary analysis: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 39, p. 959-972.  
 Evans, B.W., y Wright, T.L., 1972, Composition of liquidus chromite from the 1959 (Kilauea Iki) and 1965 (Makeopuhii) eruptions of the Kilauea volcano: American Mineralogist, v. 57, p. 217-230.

- Fabriès, J., 1979, Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 69, p. 329-336.  
 Forbes, R.B., y Kuno, H., 1967, Peridotite inclusions and basaltic host rocks, in Wyllie, P.J., ed., Ultramafic and related rocks: Nueva York, John Wiley and Sons, p. 328-336.  
 Fujii, Toshitsugu, 1977, Solubility of  $Al_2O_3$  in enstatite coexisting with forsterite and spinel: Carnegie Institution of Washington Yearbook, v. 75, p. 566-571.  
 Ganguly, J., 1978, Garnet solid solution and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient: EOS Transactions of the American Geophysical Union, v. 59, p. 395.  
 ———, 1979, Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 43, p. 1021-1029.  
 Ganguly, J., y Kennedy, G.C., 1974, The energetics of natural garnet solid solution; pt. 1, Mixing of the aluminosilicate end members: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 48, p. 137-148.  
 Gaskin, B.J.; Butler, J.C.; y Gaskin, W.A., 1973, Geology of the Xalapasco de La Joya crater: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 5, p. 631-632 (resumen).  
 Gasparik, T., y Lindsley, D.H., 1980, Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions, in Prewitt, C.T., ed., Pyroxenes: Reviews in Mineralogy, v. 7, p. 309-339.  
 Ghent, E.D., 1976, Plagioclase-garnet- $Al_2SiO_5$ -quartz—a potential geobarometer-geothermometer: American Mineralogist, v. 61, p. 710-714.  
 Goldsmith, J.R., 1980, Melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures: American Mineralogist, v. 65, p. 874-885.  
 Gómez-Morán, C., y Elthon, Don, 1986, Composition and equilibration conditions of lower crust under Xalapasco de La Joya (State of San Luis Potosí, Mexico): Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 18, p. 618 (resumen).  
 Gordon, T.M., 1977, Derivation of internally consistent thermochemical data from phase equilibrium experiments using linear programming, in Greenwood, H.J., Short course in application of thermodynamics to petrology and ore deposits: Toronto, Mineralogical Association of Canada, p. 185-198.  
 Greene, G.M., 1975, The geochemistry of spinel lherzolites from Xalapasco de La Joya in San Luis Potosí, Mexico: Houston, University of Houston, tesis de maestría, 43 p. (inédita).  
 Greene, G.M., y Butler, J.C., 1979, Spinel lherzolites from Xalapasco de La Joya, San Luis Potosí, SLP, Mexico: Mineralogical Magazine, v. 43, p. 483-486.  
 Grover, J.E., 1980, Thermodynamics of pyroxenes, in Prewitt, C.T., ed., Pyroxenes: Reviews in Mineralogy, v. 7, p. 341-417.  
 Hariya, Y., y Kennedy, G.C., 1968, Equilibrium study of anorthite under high pressure and high temperature: American Journal of Science, v. 266, p. 193-203.  
 Hays, J.F., 1966, Lime-alumina-silica: Carnegie Institution of Washington Yearbook, v. 65, p. 234-239.  
 Henry, D.J., y Medaris, Jr., L.G., 1980, Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in southwestern Oregon: American Journal of Science, v. 280-A, p. 211-231.  
 Hensen, B.J., 1973, Pyroxene and garnets as geothermometers and geobarometers: Carnegie Institution of Washington Yearbook, v. 72, p. 527-534.  
 Hensen, B.J.; Schmid, R.; y Wood, B.J., 1975, Activity composition relations for pyrope-grossular garnet: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 51, p. 161-166.  
 Herzberg, C.T., 1978a, Pyroxene geothermometry and geobarometry and thermodynamic evaluation of some sub-solidus phase relations involving pyroxenes in the system  $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ : Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 42, p. 945-957.  
 ———, 1978b, The bearing of phase equilibria in simple and complex systems on the origin and evolution of some well-documented garnet websterites: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 66, p. 375-382.  
 Holdaway, M.J., 1971, Stability of andalusite and the aluminosilicate phase diagram: American Journal of Science, v. 271, p. 97-131.

- Howells, S., y O'Hara, M.J., 1975, Paleogeotherms and the diopside-enstatite solvus: *Nature*, v. 254, p. 406-408.
- Irvine, T.N., 1965, Chromian spinel as a petrogenetic indicator; pt. 1, Theory: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 2, p. 648-672.
- Jackson, E.D., 1969, Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater Complex: *Economic Geology Monograph* 4, p. 41-71.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, 1978, Algunos xalapascos en el Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 58, 17 p.
- Lindsley, D.H., 1980, Phase equilibria of pyroxenes at pressures of 1 atmosphere, in Prewitt, C.T., ed., *Pyroxenes: Reviews in Mineralogy*, v. 7, p. 289-307.
- , 1983, Pyroxene thermometry: *American Mineralogist*, v. 68, p. 477-493.
- Lindsley, D.H., y Andersen, D.J., 1983, A two-pyroxene thermometer: *Journal of Geophysical Research, Proceedings of the 13th Lunar and Planetary Science Conference*, pte. 2, v. 88, Supplement, p. A887-A906.
- Lindsley, D.H., y Dixon, S.A., 1976, Diopside-enstatite equilibria at 850 to 1400°C, 5 to 35 kb: *American Journal of Science*, v. 276, p. 1285-1301.
- Lindsley, D.H.; Grover, J.E.; y Davidson, P.M., 1981, The thermodynamics of the  $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$  join—a review and a new model, in Saxena, S.K., ed., *Advances in physical geochemistry*: Nueva York, Springer-Verlag, v. 1, p. 149-175.
- Lindsley, D.H.; King, Jr., H.E.; y Turnock, A.C., 1974, Composition of synthetic augite and hypersthene coexisting at 810°C—application to pyroxenes from lunar highland rocks: *Geophysical Research Letters*, v. 1, p. 134-136.
- Luhr, J.F.; Aranda-Gómez, J.J.; y Pier, J.G., 1989, Spinel-Iherzolite-bearing, Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico; pt. 1, Geology, mineralogy and petrology: *Journal of Geophysical Research*, v. 94B6, p. 7916-7940.
- Mac Gregor, I.D., 1974, The system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ : solubility of  $Al_2O_3$  in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions: *American Mineralogist*, v. 59, p. 110-119.
- Mercier, J.C.C., y Nicolas, A., 1975, Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts: *Journal of Petrology*, v. 16, p. 454-487.
- Mori, Takeshi, 1978, Experimental study of pyroxene equilibria in the system  $CaO-MgO-FeO-SiO_2$ : *Journal of Petrology*, v. 19, p. 45-65.
- Mori, Takeshi, y Green, D.H., 1975, Pyroxenes in the system  $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$  at high pressure: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 277-286.
- , 1976, Subsolidus equilibria between pyroxenes in the  $CaO-MgO-SiO_2$  system at high pressures and temperatures: *American Mineralogist*, v. 61, p. 616-625.
- , 1978, Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet Iherzolites: *Journal of Geology*, v. 86, p. 83-97.
- Nehru, C.E., y Wyllie, P.J., 1974, Electron microprobe measurement of pyroxenes coexisting with  $H_2O$  under saturated liquid in the join  $CaMgSi_2O_6$ - $MgSi_2O_6$ - $H_2O$  at 30 kilobars, with applications to geothermometry: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 48, p. 221-228.
- Newton, R.C., 1966, Some calc-silicate equilibrium relations: *American Journal of Science*, v. 264, p. 204-222.
- Newton, R.C., y Haselton, H.T., 1981, Thermodynamics of the garnet-plagioclase- $Al_2SiO_5$ -quartz geobarometer, in Newton, R.C.; Navrotsky, A.; y Wood, B.J., eds., *Thermodynamics and melts*: Nueva York, Springer-Verlag, p. 131-147.
- Newton, R.C.; Charlu, T.V.; y Kleppa, O.J., 1977, Thermochemistry of high pressure garnets and clinopyroxenes in the system  $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 41, p. 369-377.
- , 1980, Thermochemistry of the high structural state plagioclases: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 44, p. 933-941.
- Obata, Masaaki, 1976, The solubility of  $Al_2O_3$  in orthopyroxene in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenite: *American Mineralogist*, v. 61, p. 804-816.
- Obata, Masaaki; Banno, Schoehei; y Mori, Takeshi, 1974, The iron-magnesium partitioning between naturally occurring coexisting olivine and Ca-rich clinopyroxene—an application of the simple mixture model to olivine solid solution: *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, v. 97, p. 101-107.
- Orville, P.M., 1972, Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution—results at 700°C and 2000 bars in the presence of quartz: *American Journal of Science*, v. 272, p. 234-272.
- Perkins, Dexter, III, y Newton, R.C., 1980, The compositions of coexisting pyroxenes and garnet in the system  $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$  at 900°C-1100°C and high pressures: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 75, p. 291-300.
- Pier, J.G.; Podosek, F.A.; Luhr, J.F.; Brannon, J.C.; y Aranda-Gómez, J.J., 1989, Spinel-Iherzolite-bearing, Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico; pt. 2, Sr and Nd isotopic systematics: *Journal of Geophysical Research*, v. 94B6, p. 7941-7951.
- Powell, J.A., y Gromet, P.L., 1980, Preliminary geochemical studies of selected crustal xenoliths, Xalapasco de La Joya Maar, San Luis Potosí, Mexico: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 61, p. 388.
- Powell, Marjorie, y Powell, Roger, 1977, Plagioclase-alkali feldspar geothermometry revisited: *Mineralogical Magazine*, v. 41, p. 253-256.
- Råheim, A., y Green, D.H., 1974, Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 48, p. 179-203.
- Roberts, S.J.; Ruiz, Joaquín; Arculus, R.J.; y Patchett, P.J., 1987, Major and trace element zonation of the Mexican lower crust: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 68, p. 1548 (resumen).
- Robie, R.A.; Hemingway, B.S.; y Fisher, J.R., 1978, Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15°K and 1 bar (105 Pascals) pressure and at higher temperatures: *U.S. Geological Survey Bulletin* 1452, 456 p.
- Roeder, P.I.; Campbell, I.H.; y Jamieson, H.E., 1979, A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 68, p. 325-334.
- Ryburn, R.J.; Råheim, A.; y Green, D.H., 1976, Determination of the P, T paths of natural eclogites during metamorphism record of subduction—a correction to a paper by Råheim and Green (1975): *Lithos*, v. 9, p. 161-164.
- Ruiz, Joaquín; Essene, E.J.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1982, Pyroxenites from La Joya Honda Maar, San Luis Potosí, central Mexico: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 63, p. 463 (resumen).
- Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1986, Isotopic and petrologic characteristics of crustal xenoliths from central Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 18, p. 178 (resumen).
- Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Arculus, R.J., 1988, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths—evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 99, p. 36-43.
- Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 274-281.
- Ruiz, Joaquín; Ortega-Gutiérrez, Fernando; y Essene, E.J., 1983, Geochemical and petrographic characteristics of inclusions in Cenozoic alkalic basalts from central Mexico: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 64, p. 343 (resumen).
- Schmid, R.; Cressey, G.; y Wood, B.J., 1978, Experimental determination of univariant equilibria using divariant solid solution assemblages: *American Mineralogist*, v. 63, p. 511-515.
- Schmid, R., y Wood, B.J., 1976, Phase relationships in granulite metapelites from the Ivrea-Verbano Zone (northern Italy): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 54, p. 255-279.
- Seck, H.A., 1971, Der Einfluss des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspate und Plagioclase im System  $NaAl-Si_3O_8-KAlSi_3O_8-CaAl_2Si_2O_8-H_2O$ : *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 31, p. 67-86.
- Smith, P., y Parsons, I., 1974, The alkali feldspar solvus at 1 kilobar water-vapour pressure: *Mineralogical Magazine*, v. 39, p. 747-767.

- Stormer, J.C., 1975, A practical two-feldspar geothermometer: *American Mineralogist*, v. 60, p. 667-674.
- Takahashi, Taro, y Liu, L.G., 1970, Compression of ferromagnesian garnets and the effect of solid solutions on the bulk modulus: *Journal of Geophysical Research*, v. 75, p. 5757-5766.
- Thompson, J.B., y Waldbaum, D.R., 1969, Mixing properties of sanidine crystalline solutions; pt. 3, Calculations based on two-phase data: *American Mineralogist*, v. 54, p. 811-838.
- Waldbaum, D.R., y Thompson, J.B., 1969, Mixing properties of sanidine crystalline solutions; pt. 4, Phase diagrams from equations of state: *American Mineralogist*, v. 54, p. 1274-1298.
- Warner, R.D., y Luth, W.C., 1974, The diopside-orthoenstatite two-phase region in the system  $CaMgSi_2O_6$ - $Mg_2Si_2O_6$ : *American Mineralogist*, v. 59, p. 98-109.
- Wells, P.R.A., 1977, Pyroxene thermometry in simple and complex systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 62, p. 129-139.
- Wood, B.J., 1974, The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 46, p. 1-15.
- Wood, B.J., 1976, The partitioning of iron and magnesium between coexisting garnet and clinopyroxene: *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, v. 75, p. 571-574.
- Wood, B.J., y Banno, S., 1973, Garnet-orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 42, p. 109-124.
- Wood, B.J., y Fraser, D.G., 1978, *Elementary thermodynamics for geologists*: Oxford University Press, 303 p.
- Ziagos, J.P.; Blackwell, D.D.; y Mooser, Federico, 1985, Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction: *Journal of Geophysical Research*, v. 90, p. 5410-5420.

El procesamiento editorial se realizó en la Unidad Académica de Apoyo Editorial del Instituto de Geología de la UNAM por Magdalena Alcayde, Arturo Gómez-Caballero, Enrique Gutiérrez-Navarrete, Ruth Moreno-Chávez y Jerjes Pantoja-Yris.

La composición tipográfica, así como el arreglo y la selección de color del frontispicio, mediante computadora, se llevó a cabo por Juan Manuel López.

Se agradece la valiosa colaboración del Dr. Zoltan de Cserna en todo el proceso editorial.

El Boletín 106 del Instituto de Geología: XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO, fue editado en la Unidad Académica de Apoyo Editorial del Instituto de Geología, UNAM, y se terminó de imprimir en los talleres de Impresiones Integradas del Sur, S.A. de C.V., en el mes de octubre de 1993. La edición consta de 1,200 ejemplares.