

EL ARCO INTRAOCEÁNICO ALÓCTONO (CRETÁCICO INFERIOR) DE GUANAJUATO—CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS, GEOQUÍMICAS, ESTRUCTURALES E ISOTÓPICAS DEL COMPLEJO FILONIANO Y DE LAS LAVAS BASÁLTICAS ASOCIADAS; IMPLICACIONES GEODINÁMICAS

Luis Enrique Ortiz-Hernández,¹
Michel Chiodi,²
Henriette Lapiere,³
Olivier Monod,³ y
Philippe Calvet³

RESUMEN

El arco cretácico inferior de Guanajuato (México central) está constituido por un complejo plutónico, un complejo filoniano y lavas asociadas. Las lavas, de composición basáltica, están presentes en almohadillas intercaladas con tobas escasas de composición similar. Dichas lavas pertenecen a una serie toleítica de arco, caracterizada por valores bajos en TiO_2 , K_2O , Zr e Y, pero elevados en Nb (>5 ppm), así como por espectros de tierras raras horizontales y/o empobrecidos en tierras raras ligeras. El complejo filoniano, intrusivo en las cuarzodioritas, tonalitas, trondhjemitas, dioritas y gabros de la cima del complejo plutónico, está constituido por un enjambre de diques de dolerita y basalto. Éstos presentan las mismas características geoquímicas e isotópicas ($7.1 < \epsilon Nd [T=122.5 \text{ Ma}] < 9.1$) que las lavas y son, por ende, cogenéticos con éstas.

El estudio de los contactos entre las diferentes formaciones magmáticas y la metavolcanose-dimentaria, muestra que la zona cartografiada está constituida por un apilamiento de unidades tectónicas. Las direcciones de estrías y lineamientos observados sobre los planos de deformación indican dos fases principales de deformación: la primera del Titoniano-Neocomiano o del Albiano-Cenomaniano (oregoniana), y la segunda del Cretácico Tardío-Paleoceno temprano (laramídica).

La presencia de un metamorfismo de grado bajo (facies de esquisto verde), claramente oceánico, que afecta las lavas y los diques, la ubicuidad de estructuras almohadilladas, las texturas variolíticas, y la escasez de sedimentos detríticos intercalados con los basaltos, sugiere un arco sumergido y de ambiente intraoceánico.

Palabras clave: Complejo filoniano, lavas almohadilladas, rocas básicas, arco intraoceánico, petrografía, geoquímica, estructura, edades K/Ar, relaciones isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$, metamorfismo oceánico, Guanajuato, México central.

RESUMÉ

L'arc crétacique inférieur de Guanajuato (Mexique central) est constitué d'un complexe plutonique, un complexe filonien et des laves associées. Les laves, de composition basaltique, se présentent en coussins avec des intercalations rares de tufs de la même composition. Ces laves sont des tholéiites d'arc caractérisées par des teneurs faibles en TiO_2 , K_2O , Zr et Y, mais relativement élevées en Nb (>5 ppm), ainsi que par des spectres de terres rares plats et/ou appauvris en terres rares légères. Le complexe filonien, que s'enracine dans des roches plutoniques acides, des diorites et des gabbros du sommet du complexe plutonique, est formé de dolérite et de basalte. Ces roches basiques présentent, avec les laves en coussins, les caractères géochimiques signalés précédemment et $7.1 < \epsilon Nd (T=122.5 \text{ Ma}) < 9.1$, et sont donc cogenétiques avec ces dernières.

L'étude des contacts entre les différentes formations magmatiques et la métavolcano-sédimentaire, montre que la zone cartographiée est constituée par l'empilement des unités tectoniques. Les directions des stries et des linéations sur les plans de déformation indiquent deux phases principales de déformation: la première est estimée soit du Tithonien-Néocomien ou de l'Albien-Cénomanien (oregonienne), et la deuxième du Crétacé Supérieur-Paléocène inférieur (laramienne).

La présence d'un métamorphisme de faible degré (faciès des schistes verts), vraisemblablement océanique, qui affecte les laves et les dykes, l'ubiquité des coussins des laves et leur texture de trempé et, enfin, la rareté des sédiments détritiques intercalés dans ces derniers, suggèrent que l'arc était immergé et que son environnement était intraocéanique.

¹ Consejo de Recursos Minerales, Centro Minero Nacional, Blvd. Felipe Angeles (Carretera México-Pachuca Km 93.5), Pachuca, Hidalgo.

² Centre Scientifique et Technique, Embajada de Francia en México, Liverpool Núm. 67, Col. Juárez, México, D. F.

³ U.R.A.-C.N.R.S. No. 1366, Laboratoire de Géologie Structurale, Université d'Orléans, B.P. No. 6759, 45067 Orléans cedex 2, France.

Mots clef: Complexe filonien, laves en coussins, roches basiques, arc intraocéanique, pétrographie, géochimie, géologie structurale, âges K/Ar, rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, métamorphisme océanique, Guanajuato, Mexique central.

INTRODUCCIÓN

ANTECEDENTES

La exploración de yacimientos minerales asociados a las rocas básico-ultrabásicas de México, por parte del Consejo de Recursos Minerales, permitió reconocer la existencia de peridotitas y gabros a 10 km al ESE de León, Guanajuato (Servais y Rojo-Yaniz, 1981). En virtud de su carácter alóctono y su asociación con sedimentos pelágicos, Servais y colaboradores (1982) consideraron que este conjunto magmático pudiera representar parte de un complejo ofiolítico (complejo ofiolítico San Juan de Oates), el cual se habría formado en una cuenca marginal durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano y habría sido transportado a su posición actual durante las fases tectónicas del Mesozoico tardío (Servais *et al.*, 1982).

La cartografía geológica y el reconocimiento de contactos tectónicos subhorizontales en los complejos plutónico y filoniano y las lavas asociadas de la Sierra de Guanajuato, los cuales constituyen una parte del complejo basal mesozoico de dicha sierra, condujo a Monod y colaboradores (1990) a proponer una posición alóctona y un origen común para estas rocas.

Los estudios petrogenéticos efectuados recientemente, permiten demostrar, por una parte, el cogenetismo de los complejos plutónico y filoniano y las lavas asociadas de la Sierra de Guanajuato (Ortiz-Hernández, 1988a; Ortiz-Hernández y Lapiere, 1990; Monod *et al.*, 1990, Lapiere *et al.*, 1992) y, por la otra, proponer que dichos complejos sean los fragmentos de un arco magmático único: "arco intraoceánico cretácico inferior de Guanajuato" (Ortiz-Hernández, 1988a).

OBJETIVO Y LOCALIZACIÓN DE LA REGIÓN ESTUDIADA

El artículo presente describe las características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas, a él asociadas, del complejo basal mesozoico de la Sierra de Guanajuato, con la finalidad de contribuir a la mejor comprensión de la evolución geodinámica de esta región de México central, la cual ha constituido una fuente importante de menas argentoauríferas y polimetálicas desde la época de la Colonia.

Las lavas basálticas estudiadas afloran a lo largo del camino de terracería que comunica el poblado de La Luz con el Cerro del Cubilete, situado a 30 km al ESE de León, Guanajuato, y a 10 km al NW de la ciudad de Guanajuato (Figura 1). Estas rocas nunca han sido formalmente descritas y si bien Randall (1982) propone asignarles el nombre de formación La Luz, éste no reúne los requisitos establecidos por el Código de Nomenclatura Estratigráfica. En el presente artículo y dado que se trata de unidades tectonoestratigráficas, se propone formalmente el nombre de "Unidad Basáltica La Luz" para referirse a las lavas básicas del complejo basal mesozoico de la Sierra de Guanajuato.

Los diques doleríticos y basálticos están bien expuestos entre el poblado de Santa Ana y la presa La Soledad (Figura 1). En virtud de la existencia de varias generaciones de diques (ácidos y básicos), los cuales constituyen un verdadero complejo filoniano, se propone el nombre formal de "Complejo Filoniano Santa Ana" para estas rocas.

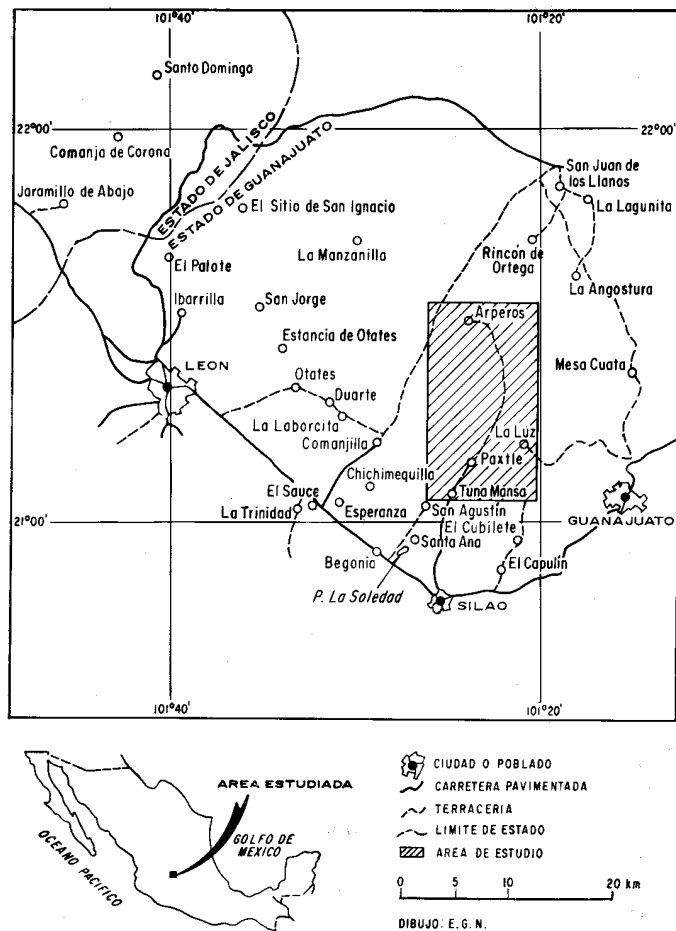


Figura 1.- Mapa de localización del área estudiada.

ESTUDIOS PREVIOS

Los estudios realizados en las regiones de La Luz-El Cubilete y Santa Ana son escasos (Randall, 1982; Ortiz-Hernández, 1988b) y, generalmente, de carácter geológico-minero (Terrazas, 1953; Gómez de la Rosa, 1961) o regional (Echegoyén-Sánchez, 1978).

A pesar que la estratigrafía de las rocas cenozoicas del distrito minero de Guanajuato fue establecida hace varios años (Bostford, 1909; Wandke y Martínez, 1928; Edwards, 1956), la estratigrafía precenozoica de la Sierra de Guanajuato comenzó apenas a ser descifrada a partir de los estudios de Martínez-Reyes (1987), Corona-Chávez (1988), Chiodi y colaboradores (1988), Quintero-Legorreta (1989) y Monod y colaboradores (1990).

En el presente artículo se propone una interpretación nueva de las rocas filonianas y volcánicas básicas del complejo basal de la Sierra de Guanajuato, desde el punto de vista de su significado geodinámico.

MÉTODO DE ESTUDIO Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

La metodología de estudio comprendió la cartografía geológica de la región de La Luz-El Cubilete a escala 1:50,000, tomando como mapa base la carta topográfica de CETENAL

(1973). El trabajo de gabinete consistió en la elaboración de secciones geológicas.

El estudio de muestras representativas mediante técnicas analíticas de laboratorio incluyó la determinación de elementos mayores por fluorescencia de rayos X en un espectrómetro SIEMENS SRS 1 del Centre de Recherches Péetrographiques et Géochimiques (C.R.P.G.) de Nancy, Francia, según las condiciones analíticas siguientes:

- Ánodo de Cr.
- Potencial de aceleración = 50 kV
- Intensidad de corriente = 44 nA
- Cuatro cristales:
 - a. LIF 100: Fe_K, Ti_K, Ca_K, K_K; tiempo utilizado = 20 seg.
 - b. LIF 110: Mn_K; tiempo utilizado = 20 seg.
 - c. PET: Si_K, Al_K; tiempo utilizado = 40 seg.
 - d. OVO 55: Mg_K; tiempo utilizado = 80 seg.
- Incertidumbre analítica = 1–5 %.

La determinación de elementos-indicio, incluyendo las tierras raras, fue realizada también en el C.R.P.G. utilizando las técnicas de fluorescencia de rayos X y emisión de plasma. Para los análisis de fluorescencia se utilizó un espectrómetro SIEMENS SRS 200 con las siguientes condiciones:

- Ánodo de Rh.
- Potencial de aceleración e intensidad de corriente variable según los elementos.
- Dos cristales:
 - a. LIF 100: Nb, Zr, Y, Sr, Rb y Ni.
 - b. LIF 110: Cr y V; tiempo utilizado = 40 seg.
- Incertidumbre analítica = 8–10 %.

Los contenidos en tierras raras fueron verificados en un espectrómetro Jobin-Yvon AJY48P 20, conectado a un generador ICP, según las condiciones siguientes:

- Tiempo utilizado para una solución = 85 seg.
- Precisión analítica = 0.5 ppm para contenidos <10 ppm, 5 % para contenidos >10 ppm.

La composición normativa CIPW, los espectros de tierras raras (con normalización respecto a las condritas según los valores de Evensen y colaboradores [1978]) y los diagramas multielementales (con normalización respecto al MORB —*Mid-Ocean Ridge Basalt*— según las especificaciones de Pearce, 1983) fueron obtenidos a partir de un programa de computadora. La norma CIPW fue calculada a partir de los análisis químicos de roca entera recalculados a 100 %, siendo considerados únicamente los minerales anhidros. Tanto los espectros de tierras raras como los diagramas multielementales son representados en figuras de escala semilogarítmica (diagramas de tipo Coryell-Winchester y *spider*, respectivamente).

Los análisis de silicatos (clinopiroxeno y plagioclasa) y óxidos (espinela cromífera) fueron realizados en la microsonda electrónica CAMEBAX del Bureau de Recherches Géologiques et Minières (B.R.G.M.), en Orléans, Francia, con las condiciones analíticas siguientes:

- Intensidad de corriente: 10 nA.
- Potencial de aceleración: 15 kV.
- Tiempo de cuenta: 6 a 10 seg por grupo de tres elementos.
- Tamaño del rayo: 3 μm.
- Programa de corrección ZAF MBXCOR (Hénoc y Tong, 1978).
- Espectrómetros:
 - a. LIF (fluoruro de litio): determinación de Fe, Mn y Ni.
 - b. PET (pentaeritritol): determinación de Ti, Ca, K y Cr.
 - c. TAP (ptalato ácido de talio): determinación de Si, Al y Na.
- Patrones: albita (Na), ortoclasa (K), corindón (Al), wollastonita (Si), hematita (Fe), forsterita (Mg), apatita (Ca), cromita (Cr), rutilo (Ti), rodonita (Mn) y bunsenita (Ni).

Las fórmulas estructurales de los clinopiroxenos y las plagioclasas fueron calculadas con base en una estequiometría de 6 y 8 átomos de oxígeno y 4 y 5 cationes, respectivamente, y la espinela cromífera con base en 32 átomos de oxígeno y 24 cationes (en este artículo no se presenta el análisis de estos minerales).

El estudio petrográfico comprendió la determinación de las relaciones texturales y de las paragénesis magmática y metamórfica, así como el establecimiento de la secuencia de cristalización de las rocas estudiadas.

La escala numérica de tiempo geológico utilizada en este artículo es aquella de Odin y Odin (1990).

Las dataciones radiométricas K-Ar fueron realizadas en el Laboratorio de Geocronología del C.R.P.G. de Nancy, Francia, tanto en roca entera como en anfíboles separados (hornblenda magnésiana y hornblenda actinolítica [Leake, 1978]). La pureza de estos minerales fue verificada por difracción de rayos X y por análisis de microsonda electrónica. El potasio fue determinado por absorción atómica y el argón por dilución isotópica, usando ³⁸Ar como trazador, con un espectrómetro de masa modificado THN 205E (Zimmermann *et al.*, 1985). La incertidumbre de las edades es ±2 σ. Las constantes de decaimiento usadas fueron:

$$\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ año}^{-1}$$

$$\lambda_{\gamma} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ año}^{-1}$$

$${}^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4} \text{ átomo / átomo}$$

La edad de la Diorita Tuna Mansa, determinada en hornblenda magnésiana, es de 122.5±5.5 Ma (Valanginiano-Hauteriviano). Las edades, en roca entera, de cuarzdiorita y diorita encajonantes del Complejo Filoniano Santa Ana son de 157.1±8.8 Ma (Batoniano-Oxfordiano) y de 143±9.6 Ma (Oxfordiano-Berriasiense), respectivamente. Las edades, en roca entera, de los basaltos de La Luz y de una facies de gabro de la Diorita Tuna Mansa son, respectivamente, de 108.4±6.2 Ma (Barremiano-Aptiano) y de 112.5±6.8 Ma (Hauteriviano-Albiano). Una datación efectuada en hornblenda actinolítica para este gabro arroja una edad de 82.6±5.4 Ma (Coniaciano-Campaniano).

Entonces, las edades 157–143 Ma (Calloviano-Kimeridgiano) pueden representar verdaderamente el intervalo de cristalización de los plagiogranitos *sensu lato* de Guanajuato, aunque un argumento en contra sería la pobreza en potasio de estas rocas, lo que puede provocar un exceso de argón radiogénico y, por consiguiente, la obtención de edades aparentes. La edad de la Diorita Tuna Mansa (122.5 Ma, Valanginiano) se considera como la más exacta, puesto que fue obtenida en anfíbol primario, mientras que las edades comprendidas entre 112–108 Ma (Aptiano-Albiano) pueden corresponder al emplazamiento de algunos granitoides (112±9 y 101±3 Ma; Zimmermann *et al.*, 1990). La edad más reciente obtenida, 82.6 Ma (Campaniano), puede ser atribuida, posiblemente, al emplazamiento tardío de granitoides o a los efectos de la fase compresiva subherciniana (?) del Senoniano.

Las relaciones isotópicas ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd y ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr fueron determinadas en un espectrómetro de masa CAMECA TSN 206, con una certidumbre analítica de ±2 σ.

En este aparato, los valores de los patrones son los siguientes:

- Patrón E&A: 0.70799±0.00004 normalizado a ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194.
- Patrón BCR 1: 0.51264±0.00003 normalizado a ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219.

Las relaciones iniciales fueron calculadas con las constantes de desintegración siguientes:

$$\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ año}^{-1} \text{ (para el } {}^{87}\text{Rb)}$$

$$\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ año}^{-1} \text{ (para el } {}^{147}\text{Sm)}$$

El ϵNd (T) fue calculado respecto a un valor de reservorio condritico uniforme (*chondritic uniform reservoir* o CHUR; De Paolo y Wasserburg, 1976) de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, mientras que el ϵSr (T) fue calculado también respecto a un reservorio uniforme de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$ y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$. Para ambos se utilizó la edad de 122.5 Ma obtenida para la Diorita Tuna Mansa, ya que ésta se considera la edad más precisa obtenida para la secuencia volcánico-plutónica de Guanajuato.

El símbolo ϵNd (T) es una cuantificación de las diferencias de composición entre las regiones que son fuente de los basaltos y los meteoritos condriticos, donde el cociente Sm/Nd se supone que represente aquél de la *bulk earth* (De Paolo y Wasserburg, 1976). En otras palabras, ϵNd (T) es la desviación en partes por 10,000 de las relaciones isotópicas iniciales de las condritas en un tiempo T, *i. e.*:

$$\epsilon\text{Nd} (T) = \left[\frac{(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_{\text{medido}}}{(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

Un valor ϵNd positivo corresponde a un manto empobrecido en elementos incompatibles; uno negativo, a un manto enriquecido en tales elementos.

El ϵSr puede ser calculado de la misma manera que el ϵNd , utilizando las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, es decir:

$$\epsilon\text{Sr} (T) = \left[\frac{(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_{\text{medido}}}{(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

El porcentaje de sedimentos pelágicos bajo subducción, involucrados en la génesis de las rocas básicas de Guanajuato, fue calculado tomando en consideración las composiciones isotópicas del Nd y del Sr en los sedimentos del Pacífico septentrional (datos actualmente disponibles) y una fuente magmática de tipo N-MORB, *i. e.*, considerando la relación siguiente:

$$(\text{Sr}/\text{Nd})_{\text{MORB}} / (\text{Sr}/\text{Nd})_{\text{sedimento}} = 5 \text{ (McCulloch y Perfit, 1981).}$$

CONTEXTO GEOLÓGICO

GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE GUANAJUATO

La Sierra de Guanajuato está situada en la parte central de México; su altura oscila entre los 2,000 y los 3,000 m s.n.m. En la sierra existe un importante afloramiento de un complejo cristalino mesozoico, el cual se extiende más o menos 80 km, desde la región de Comanja de Corona (Estado de Jalisco), al norponiente, hasta las inmediaciones de la ciudad de Guanajuato, situada al sudoriente. A este complejo basal corresponden, en parte, formaciones magmáticas y sedimentarias alóctonas pertenecientes a un arco magmático (arco de Guanajuato; Ortiz-Hernández, 1988a; Monod *et al.*, 1990), las cuales están actualmente superpuestas tectónicamente y forman cinco unidades magmáticas y una secuencia metavolcanosedimentaria discordante, que se describe a continuación, de la base a la cima (Figura 2):

Unidad Basáltica La Luz. Esta unidad, de ~1,000 m de espesor, es una sucesión de derrames de lava con estructura que varía de masiva a almohadillada, de edad K/Ar de 108.4 ± 6.2 Ma (datación en roca entera), intercalados con pedernal, piroclastitas (tobas, brechas y hialoclastitas) básicas y raramente con rocas volcanodetríticas (~50 m de espesor) y derrames dacítico-riodacíticos calcialcalinos hacia su cima. Esta unidad está en contacto tectónico con tobas basálticas y grauvacas tobáceas verdes (toba El Cubilete; Ortiz-Hernández *et al.*, en preparación) y cabalga a una secuencia metavolcanosedimentaria flyschoides constituida

predominantemente por grauvacas con fragmentos subangulosos de lava basáltica, plagioclasa, epidota y cuarzo, intercaladas con lutitas silíceas, pedernales, material tobáceo, limolitas laminadas, calizas micríticas de estratificación delgada, areniscas conglomeráticas, y sus equivalentes metamórficos, la cual ha sido llamada informalmente "formación Arperos" por Chiodi y colaboradores (1988) y Monod y colaboradores (1990). Esta formación es la unidad estructural inferior y presenta basaltos almohadillados, diques doleríticos y gabros subdoleríticos de afinidad alcalina en la base (Monod *et al.*, 1990; Ortiz-Hernández, *et al.*, 1991), los cuales afloran en los arroyos Guanajuatito y Barbosa (ofiolita Barbosa; Quintero-Legorreta, 1989). Estos autores, con Martínez-Reyes (1987), establecen para esta formación un alcance estratigráfico tentativo del Valanginiano-Turoniano en la sección de Magdalena-Arperos, mientras que Corona-Chávez (1988) consigna, para la misma sección, la presencia de *Nannoconus dolomiticus*, cuyo intervalo estratigráfico es Titoniano-Valanginiano. El contacto tectónico subhorizontal entre la Unidad Basáltica La Luz y la formación Arperos es claramente visible al oriente de Cuestecita y está caracterizado por la presencia de milonitas (Monod *et al.*, 1990). Ambas unidades fueron afectadas por un metamorfismo de grado bajo (facies de esquisto verde) (Corona-Chávez y López, 1988) y de tipo oceánico (Ortiz-Hernández, 1988b). Los mejores afloramientos de la Unidad Basáltica La Luz están a lo largo del camino de terracería que comunica el poblado de La Luz con el Cerro del Cubilete (Figuras 3 y 4).

Complejo Filoniano Santa Ana. Esta unidad está constituida por un enjambre de diques de dolerita, basalto y granófilo, los cuales cortan a gabros, dioritas (143 ± 9.6 Ma, K/Ar en roca entera) y plagiogranitos *sensu lato* (157.1 ± 8.8 Ma, K/Ar en roca entera) del complejo plutónico. El ramaleo de los diques, que se intersectan en todas direcciones (estructura *dike-in-dike*), así como la presencia de bordes de enfriamiento y su "enraizamiento" en la roca encajonante, son los rasgos más comunes del complejo filoniano (Figuras 5 y 6). En la base de dicho complejo, aparece una franja delgada (~150 m de espesor) de gabros de acumulación (*cumulate gabros*) (Figura 5), los cuales gradúan localmente a gabros subdoleríticos.

Diorita Tuna Mansa. Esta unidad, de edad de 122.5 ± 5.6 Ma (K-Ar en anfíbol), está constituida por dioritas de hornblenda-biotita, conteniendo enclaves de clinopiroxena. Esta unidad puede presentar localmente facies gabroicas (112.5 ± 6.8 Ma, K/Ar en roca entera), en ocasiones con estructura *flaser*. Ella constituye una serie de testigos tectónicos (*klippen*) que descansan sobre la unidad de La Luz y la formación Arperos (Figura 4). Sus afloramientos son visibles en el poblado de Tuna Mansa y en los alrededores de El Jitomatal, donde está también cortada por diques doleríticos. Estos últimos pueden presentar evidencias de milonitización.

Unidad ultrabásico-básica San Juan de Otates. Esta unidad está integrada por una serie de escamas tectónicas de serpentinitas, werhilitas y clinopiroxenas de olivino más o menos serpentinizadas, con texturas de acumulación (similares a aquellas descritas por Wager y Brown, 1968), y por gabros de piroxeno-hornblenda (también con textura de acumulación). Las peridotitas tectonizadas con evidencias de deformación plástica (las cuales son rocas típicas de secuencias ofiolíticas; Nicolas, 1989) están ausentes. Esta unidad constituye el nivel estructural más elevado y cabalga a una secuencia metavolcanosedimentaria parautoctona, la cual fue denominada informalmente "formación El Maguay" por Servais y colaboradores (1982). Dadas las características flyschoides y la similitud litológica de los sedimentos que descansan sobre esta secuencia, ella es correlacionable con la formación Arperos.

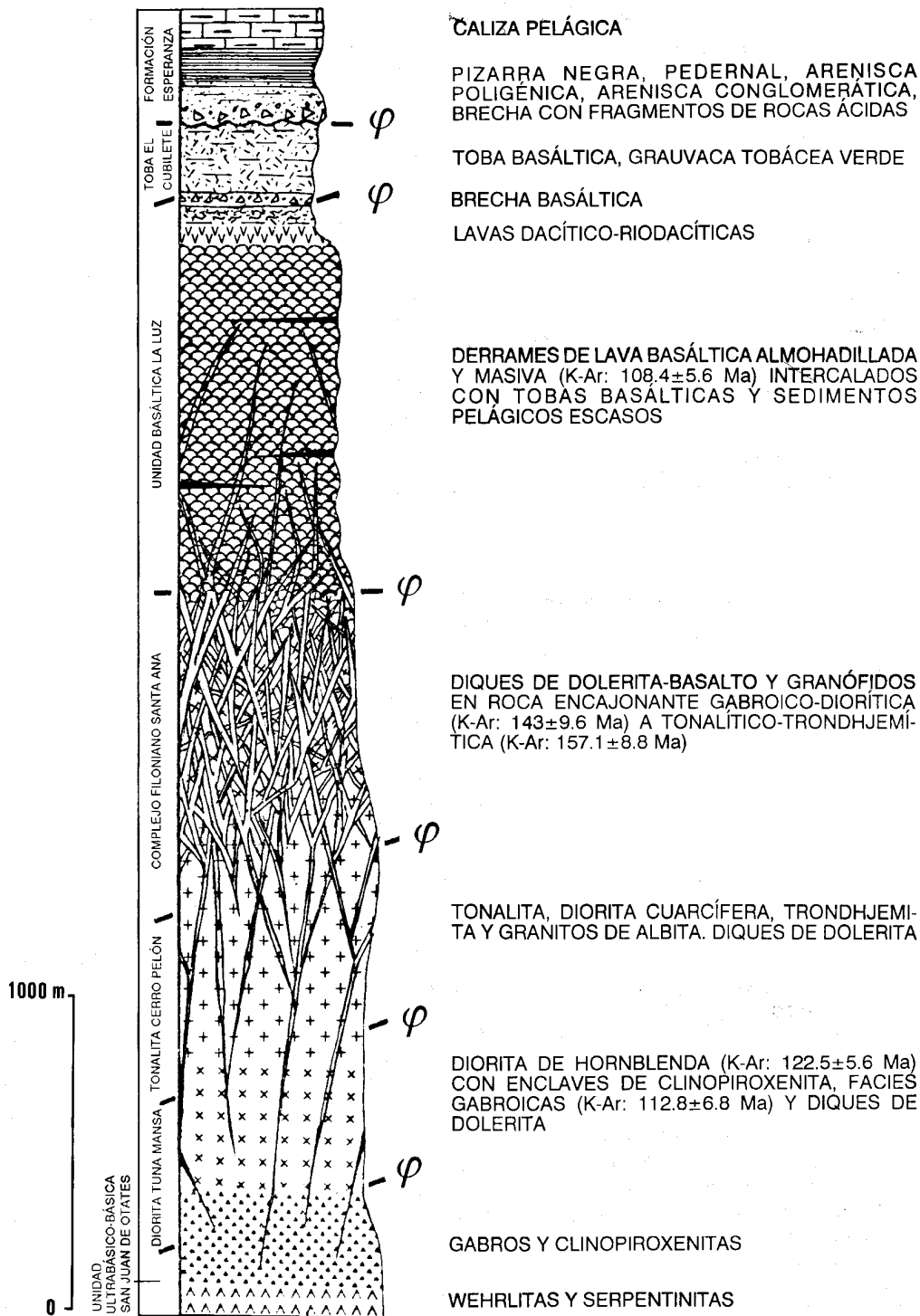


Figura 2.- Estratigrafía magmática del arco intraoceanico cretácico inferior de Guanajuato (Monod *et al.*, 1990, modificada). ϕ = Contacto tectónico.

El desplazamiento de las unidades alóctonas parece ser del SSW hacia el NNE, como lo atestiguan las alineaciones mecánicas y minerales de los contactos tectónicos entre dichas unidades (Figura 4). El orden actual de superposición es a la inversa del orden inicial (Figura 2).

Caliza La Perlita. Al norte del poblado de Comanja de Corona, en la ranchería de La Perlita, la formación Arperos está cubierta discordantemente por calizas arrecifales (Caliza La Perlita) con fauna del Aptiano temprano-Albiano tardío (Chiodi *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta, 1989).

Formación Esperanza. En el distrito minero de Guanajuato, entre la presa de Esperanza y la cañada de Española, en contacto tectónico subhorizontal con las unidades magmáticas alóctonas del complejo basal mesozoico de la Sierra de Guanajuato, afloran rocas metavolcanodetríticas y calizas de la formación informalmente llamada Esperanza por Echegoyén-Sánchez (1978), quien les asigna una edad tentativa triásico-jurásica, por correlación con rocas similares de Zacatecas. Con base en el reconocimiento de corales (?), Edwards (1955) *vide* Taylor (1971), asigna a las calizas de esta formación una edad jurásica tardía. Sin embargo,



Figura 3.- Lavas con estructura almohadillada de la Unidad Basáltica La Luz. Afloramiento en el corte del camino de terracería entre el poblado de La Luz y el Cerro del Cubilete.

la presencia de brechas de desmantelamiento (*brèches de démantèlement*) con fragmentos subangulosos de dacita-riodacita (similares a las rocas ácidas calcalcalinas de la cima de la Unidad Basáltica La Luz), areniscas volcanodetríticas con fragmentos subangulosos de ignimbritas riodacíticas y cuarcitas, siendo las cuarcitas derivadas probablemente de la erosión de plagiogranitos *sensu lato*, sugiere posiblemente una relación genética entre esta unidad y la Formación Esperanza y, por ende, una edad más reciente, al menos para la parte volcanodetrítica de la última. Esta formación está constituida asimismo por limolitas, pedernal negro y calizas micríticas con laminaciones de limolitas (y sus equivalentes metamórficos).

Las relaciones estructurales de esta formación son complejas, como lo demuestra la presencia de pliegues isoclinales con ejes curvos, los cuales no permiten precisar su dirección aparente de movimiento durante la deformación.

De acuerdo con su litología, estilo de deformación y edad probable del Jurásico, la Formación Esperanza es correlacionable con la Formación San Juan de la Rosa (Jurásico Superior, Chauvé *et al.*, 1985), la cual aflora en el vecino Estado de Querétaro.

Granito Comanja. A lo largo de la Sierra de Guanajuato, con una orientación general N45°W, aflora un batolito paleocénico cuyas facies de composición varían desde sienita, pasando a monzonita y granodiorita, hasta granito ("Granito Comanja", Quintero-Legorreta, 1989; 55±4 y 58±5 Ma, K/Ar en biotita, Mugica-Mondragón y Albarrán-Jacobo, 1983; 53±3 y 51±1 Ma, K/Ar en biotita, Zimmermann *et al.*, 1990), el cual corta al complejo basal de la Sierra de Guanajuato, provocando la formación de yacimientos filonianos polimetálicos (Yta y Chiodi, 1987), así como el desarrollo de skarns y rocas corneanas (Zárate del Valle, 1986). La presencia de granitoides del Cretácico medio (112±9 y 101±3 Ma, K/Ar en roca entera, Zimmermann *et al.*, 1990) en las cercanías de Sauce Seco, así como la evolución tectónica y magmática del Granito Comanja (Chiodi *et al.*, 1987), implican, sin embargo, una historia más compleja de magmatismo granítico en la Sierra de Guanajuato.

Rocas cenozoicas. Por último, el complejo basal está cubierto discordantemente por formaciones volcánicas de composición riolítica a andesítica (formaciones Loseros, Bufa, Calderones, El Cedro y Chichindaro: edades K/Ar variando entre 37±3 a 32±1 Ma, Gross, 1975). En la base de esta cubierta cenozoica hay una unidad clástica continental del Eoceno-Oligo-

ceno (Formación Guanajuato, Edwards, 1956) y en la cima aluviones y basaltos pliocénico-cuaternarios, sobre todo en el distrito minero de Guanajuato, Cerro del Cubilete y San Miguel de Allende (Martínez-Reyes, 1987).

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE LA LUZ-EL CUBILETE

En la región estudiada, las unidades geológicas reconocidas comprenden los basaltos de La Luz y la formación metavolcanosedimentaria Arperos. La unidad de La Luz cabalga a la formación Arperos, constituyendo una serie de escamas tectónicas (Figura 4). Los contactos subhorizontales que separan las unidades litológicas y tectónicas son claros y están caracterizados:

a. Por la presencia de zonas de deformación intensa (estas zonas raramente exceden de una decena de metros en espesor), en las cuales las rocas son transformadas en cataclitas y/o milonitas.

b. Por la aparición, sobre los planos de deformación, de alineaciones mecánicas y minerales. Estas alineaciones indican las direcciones aparentes de los movimientos (Figura 4).

Además, en las unidades antes mencionadas se tiene la presencia de pliegues isoclinales sinquistosos. El estudio conjunto de la geometría entre pliegues y planos de deformación, indica la existencia de dos fases de deformación principales, a saber:

– Una primera fase, de orientación N20°W e inclinación al N o S, dependiendo de los pliegues tardíos. Dicha fase provocó la aparición de una foliación penetrante (S₁) subhorizontal, la cual contiene una alineación mineralógica (L₁) orientada de N-S a N55°E (representada por clorita estrada en las rocas volcánicas y por sombras de presión en la formación Arperos). Las características de la deformación indican, asimismo, la existencia de un movimiento de tipo cizallante, lo que aporta argumentos en favor de una primera fase de deformación sinquistosa no coaxial tangencial, en la cual los mecanismos de deformación estarían relacionados con deformación plástica en las rocas volcánicas y con presión-disolución en la formación Arperos. Dada la geometría actual de la foliación S₁ y la anisotropía entre las unidades magmáticas, los criterios de vergencia indican el cabalgamiento de éstas del SSW al NNE, relacionado con un modelo de cizallamiento simple. Esta fase de deformación está registrada en todos los contactos tectónicos grandes; ella fue responsable de la proyección de las unidades magmáticas hacia el NNE y del fenómeno de desarticulación de las unidades tectonomagmáticas de la Sierra de Guanajuato. La edad precisa de esta deformación no ha sido todavía establecida; sin embargo, como primera aproximación y sin considerar la discordancia prealbiana propuesta por Chiodi y colaboradores (1988) para la "Caliza La Perlita" (la cual es aún materia de discusión; J. J. Aranda-Gómez, comunicación escrita), así como la edad tentativa de la formación metavolcanosedimentaria Arperos y las dataciones K/Ar obtenidas, esta deformación sería del Titoniano-Neocomiano o del Albiano-Cenomaniano (oregoniana).

– Una segunda fase de deformación, del Cretácico Tardío-Paleoceno temprano (laramídica), de tipo dúctil, responsable de la existencia de pliegues kilométricos amplios y una esquistosidad mal desarrollada, está registrada asimismo en las unidades magmáticas y en la formación metavolcanosedimentaria Arperos. Los ejes de los pliegues son horizontales, con una dirección E-W.

Es interesante señalar que las dos fases de deformación compresiva reconocidas en la Sierra de Guanajuato fueron, asimismo, identificadas en la región comprendida entre Valle de Bravo, México; Cuernavaca, Morelos; y Arcelia e Iguala, Guerrero, por Campa (1978) y Campa y colaboradores (1977).

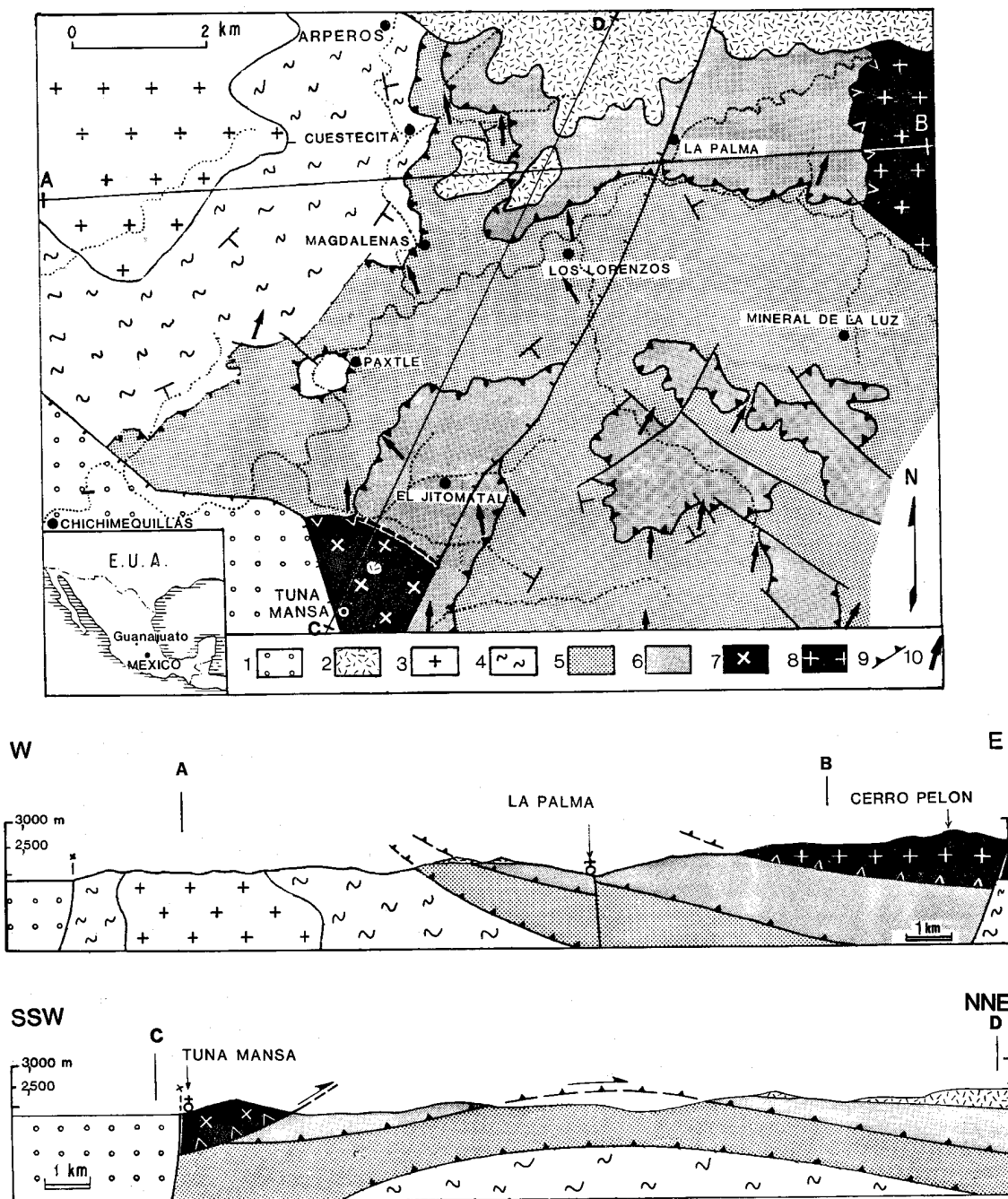


Figura 4.- Mapa y secciones geológicas de la región de La Luz-El Cubilete, Estado de Guanajuato. Explicación: 1 - aluvión, 2 - rocas volcánicas cenozoicas, 3 - granito, 4 - formación Arperos, 5 - Unidad Basáltica La Luz, 6 - Complejo Filoniano Santa Ana, 7 - Diorita Tuna Mansa, 8 - Tonalita Cerro Pelón, 9 - cabalgadura, 10 - dirección de alineaciones mecánica y mineral.

Sobre la Unidad Basáltica La Luz descansan testigos tectónicos de rocas plutónicas (Diorita Tuna Mansa, plagiogranitos del Cerro Pelón; Figura 4), los cuales fueron cortados por diques de dolerita con características petrográficas y geoquímicas similares a las del Complejo Filoniano Santa Ana. Asimismo, se reconoce un paquete grueso (~300 m?) de tobas basálticas y grauvacas tobáceas verdes (toba El Cubilete), bastante deformadas (presencia de pliegues y *boudinage*), que están en contacto tectónico subhorizontal con la Unidad Basáltica La Luz (Figura 2).

En la presa La Soledad y las cercanías del poblado de Santa Ana, los diques doleríticos, basálticos y granofídicos que cortan a gabros, dioritas y plagiogranitos *sensu lato* del complejo

plutónico, constituyen la localidad tipo del Complejo Filoniano Santa Ana (Figuras 5 y 6). Estos diques varían en espesor desde pocos centímetros (15–20) hasta 2 m y están emplazados preferentemente a lo largo de fracturas orientadas N20–35°W, 65°W. Algunos diques presentan, en ocasiones, evidencias de autobrechamiento en sus bordes, indicando posiblemente la inyección forzada del magma en niveles superiores de la cámara magmática o, bien, el inicio de una actividad explosiva en la misma.

En las cercanías del poblado de Tuna Mansa y el Cerro del Cubilete, el conjunto de unidades mesozoicas está cubierto discordantemente por rocas riolíticas cenozoicas, así como por basaltos pliocénico-cuaternarios y aluviones cuaternarios (Figura 4).

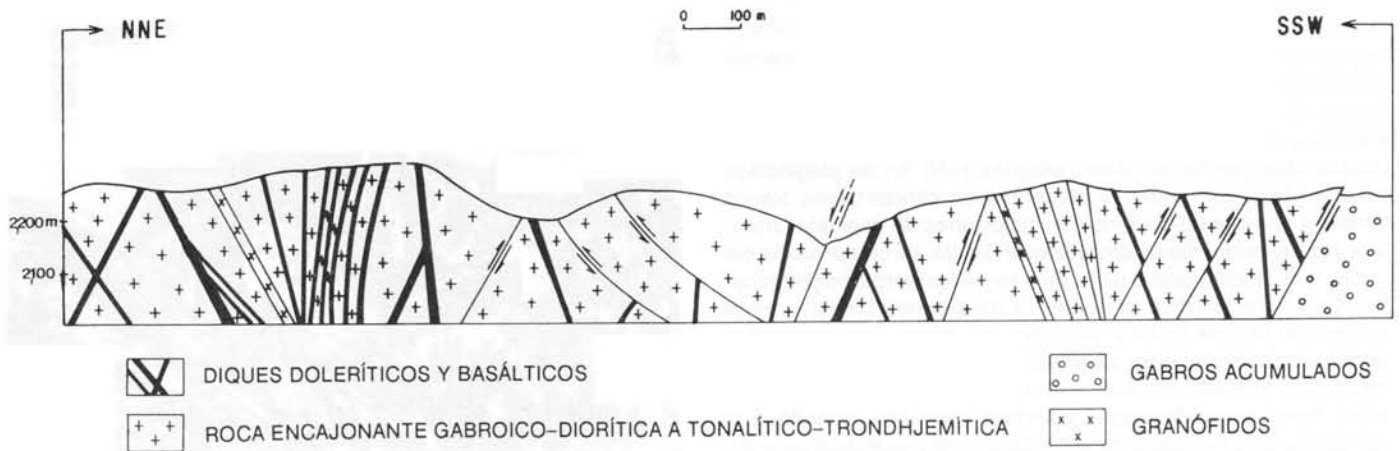


Figura 5.- Sección geológica detallada del Complejo Filoniano Santa Ana, entre el poblado del mismo nombre y la presa La Soledad, Estado de Guanajuato.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DEL COMPLEJO FILONIANO SANTA ANA Y DE LA UNIDAD BASÁLTICA LA LUZ

COMPLEJO FILONIANO SANTA ANA

El Complejo Filoniano Santa Ana está constituido por diques de dolerita, basalto y granófono. El artículo presente comprende únicamente el estudio de las rocas básicas.

En lámina delgada, la dolerita presenta una textura que varía de intersertal a subofítica (Figura 7) y está constituida por fenocristales escasos (<20 %) de clinopiroxeno (endiópsido) y labradorita (An_{65}), de tamaño variable (0.2–0.5 mm), con bordes de albita (An_5), embebidos en una matriz microlítica de plagioclasa albitizada (An_{10}), microcristales de clinopiroxeno (augita, endiópsido), olivino transformado en esmectita, titanomagnetita tardía y minerales secundarios intersticiales (clorita, hornblenda actinolítica, titanita, esmectita, epidota y limolita). En ciertos ejemplares es posible reconocer la presencia de vetillas de calcita o cuarzo que cortan la roca.

Los basaltos del complejo filoniano presentan una textura intersertal con un contenido promedio de 10 % de fenocristales de albita (An_8) y 5 % de clinopiroxeno (augita, endiópsido). Estos fenocristales están incluidos en una mesóstasis integrada por

microlitos de albita (An_{10}), microcristales de clinopiroxeno (augita), olivino reemplazado por esmectita y titanomagnetita reemplazada por titanita. Se observa también otros minerales secundarios característicos que incluyen clorita, actinolita, limonita y, en menor proporción, epidota y un material criptocristalino asociado a cuarzo secundario.

UNIDAD BASÁLTICA LA LUZ

En la Unidad Basáltica La Luz se reconoce lavas masivas y almohadilladas, con texturas típicas de basaltos emplazados en ambiente submarino. Las almohadillas son de tamaño medio (30–50 cm) y muestran vesículas (<5 % en volumen) rellenas por minerales secundarios (clorita, epidota, calcita o cuarzo). La matriz que rodea a las almohadillas está constituida por material arcilloso o, más raramente, por hialoclastitas.

No obstante el metamorfismo que las afectó, estas rocas exhiben localmente reliquias de la paragénesis magmática y texturas primarias más o menos conservadas. Así, las fábricas primarias reconocidas comprenden las texturas intersertal, vario-lítica, microlítica y, ocasionalmente, porfídica.

Petrográficamente, las lavas se asemejan más a los basaltos de complejos ofiolíticos que al MORB (Cameron *et al.*, 1979). Ellas están constituidas por microlitos de plagioclasa albitizada



Figura 6.- Diques doleríticos y basálticos del Complejo Filoniano Santa Ana, cortando a tonalitas del complejo plutónico. Afloramiento tipo entre el poblado de Santa Ana y la presa de La Soledad. Longitud del afloramiento mostrada: 5 m.

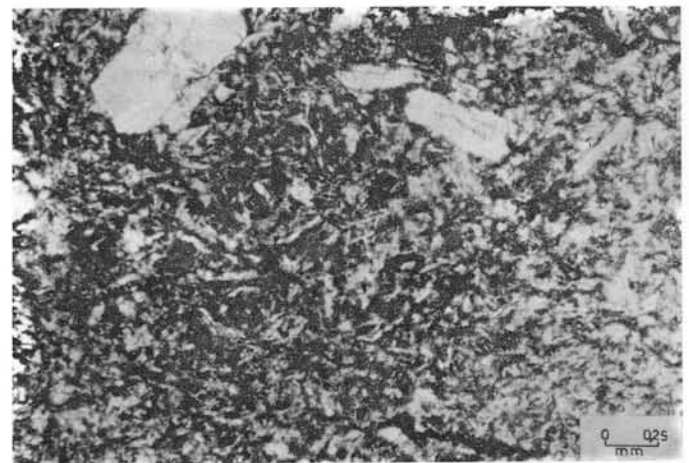


Figura 7.- Dolerita subofítica que muestra fenocristales escasos de andesina (An_{45}) con bordes de albita (An_5) incluidos en una matriz microlítica de albita (An_{10}) y clinopiroxeno (endiópsido-augita). Luz paralela.

(An₁₀) y/o saussuritizada (clorita + epidota + albita + calcita), incluidos en una mesóstasis formada por minerales de alteración intersticiales (clorita + epidota + actinolita + calcita ± cuarzo) (Figura 8), así como por titanita, limonita, clinopiroxeno alterado a clorita y olivino a iddingsita-esmectita. En la facies porfídica es posible observar fenocristales escasos (<10 %) de plagioclasa albitica (An₅), así como la presencia de clinopiroxeno fresco (augita y endiópsido), olivino con inclusiones de espinela cromífera y titanomagnetita de cristalización tardía. La composición del material criptocristalino o isotrópico es ópticamente indeterminable. Una característica petrográfica de algunos basaltos es la existencia de una textura variolítica en donde hay agregados dendríticos o esqueléticos de albita-clinopiroxeno (Figura 9). Esto sugiere un enfriamiento súbito y una cristalización incipiente de estas fases mineralógicas. La textura variolítica, aunada a la estructura almohadillada característica, y el porcentaje en volumen de vesículas (<5 %) sugieren que el volcanismo ocurrió en un ambiente submarino, a profundidad considerable (-1,000 m, Furnes, 1973; Moore y Schilling, 1973).

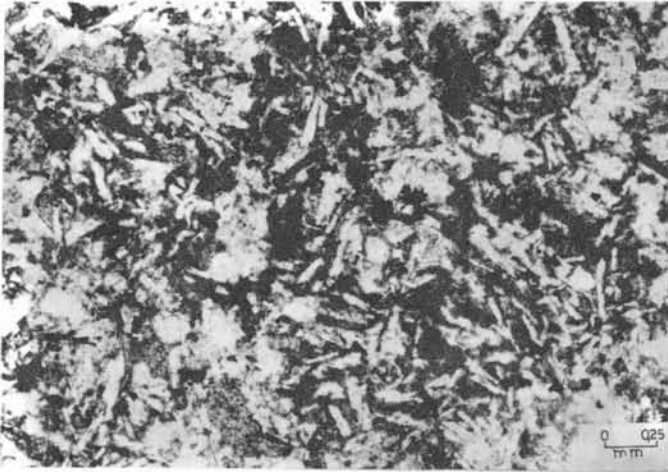


Figura 8.- Aspecto microscópico de un basalto intersertal que contiene microlitos de albita (An₁₀) en una mesóstasis formada por minerales de alteración (principalmente clorita) y titanomagnetita de cristalización tardía. Luz paralela.

A lo largo de contactos tectónicos (por ejemplo, en las cercanías del Cerro del Cubilete) afloran rocas metamórficas esquistosas cuyo protolito fue un basalto. Estas rocas pueden ser clasificadas petrográficamente como ortoprasinita o prasinita *sensu stricto*. Ellas consisten en porfidoblastos de albita, incluidos en una matriz esquistosa integrada por minerales típicos de la facies de esquistoso verde (albita + clorita + epidota + calcita + actinolita ± titanita) y, en proporción menor, limonita y material criptocristalino. Estas rocas presentan en ocasiones vesículas ovoides rellenas por calcita o vetillas de albita-limonita (Figura 10).

La secuencia de cristalización de los diques dolerítico-basálticos y de las lavas basálticas es la siguiente:

- Paragénesis magmática: olivino → espinela cromífera → clinopiroxeno → plagioclasa → titanomagnetita.

- Paragénesis metamórfica: albita → clorita → epidota → actinolita → sericita → titanita → hematita → cuarzo → calcita.

EL METAMORFISMO

El complejo filoniano de Santa Ana y las lavas basálticas asociadas de La Luz fueron afectados por un metamorfismo de grado bajo. Estas rocas presentan la paragénesis típica de la

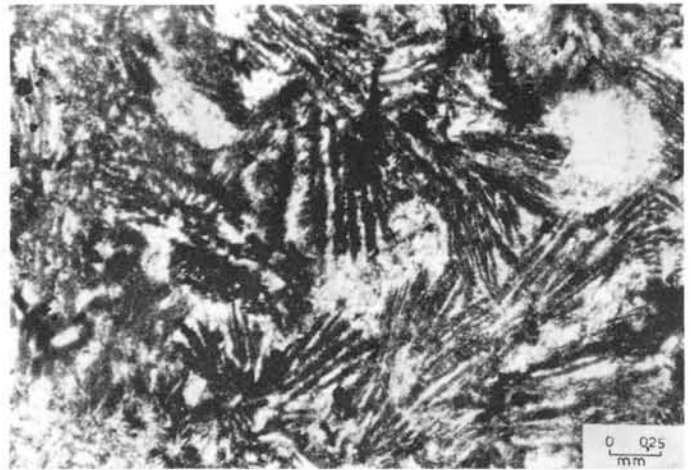


Figura 9.- Fotomicrografía de una lava almohadillada de textura variolítica formada de agregados dendríticos de albita-clinopiroxeno. Luz paralela.

facies de esquistoso verde, *i. e.*: albita + clorita + actinolita + epidota ± cuarzo ± titanita ± calcita ± hematita (Laird y Albee, 1981) y una conservación local de texturas magmáticas. Las características y las paragénesis resultantes de este metamorfismo son similares a aquellas de rocas espilíticas (Amstutz, 1974) o a las de basaltos oceánicos alterados hidrotermalmente por el agua de mar (Humphris y Thompson, 1977).

El origen del metamorfismo de facies de esquistoso verde en Guanajuato puede ser explicado en términos de una actividad hidrotermal submarina que afectó las lavas y diques contemporáneamente a su emplazamiento. Esta interacción de las rocas con el agua de mar fue más intensa en las lavas que en el complejo filoniano, donde las texturas magmáticas están mejor conservadas.

La sobreposición de un metamorfismo dinámico (restringido a los grandes contactos tectónicos) está ligado al emplazamiento tectónico de lavas y diques. Este segundo episodio de metamorfismo provocó la obliteración de las texturas magmáticas y el desarrollo de rocas cataclásticas y miloníticas. En virtud del grado bajo de éste, no existió retromorfosis de la paragénesis

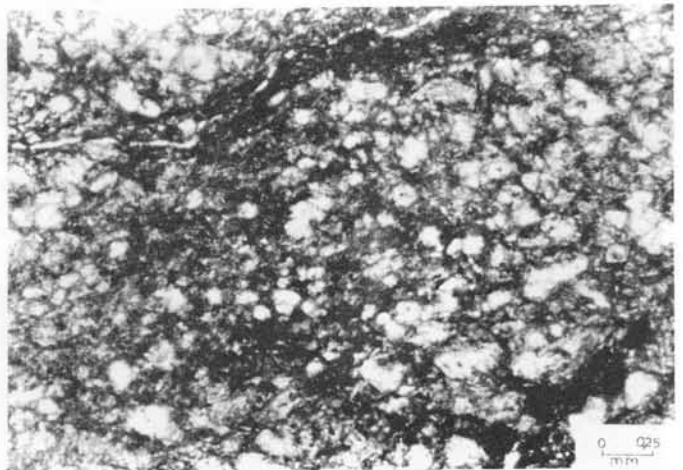


Figura 10.- Ortoprasinita constituida esencialmente por porfidoblastos de albita, incluidos en una matriz esquistosa de albita, clorita, epidota, calcita, actinolita y titanita. La vetilla en el margen superior izquierdo de la fotomicrografía corresponde a calcita tardía. Luz paralela.

metamórfica desarrollada en el transcurso del primer episodio metamórfico, con excepción de una presencia mayor de calcita, indicando posiblemente una actividad mayor de CO₂.

Desde el punto de vista geoquímico, el metamorfismo provocó una hidratación importante de las rocas. La pérdida por calcinación (P.C.), comprendida entre 2 y 11 % para los basaltos de la unidad de La Luz y entre 2 y 3 % para las doleritas y basaltos de Santa Ana (Tabla 1), demuestra que la actividad hidrotermal fue más intensa en las lavas que en el complejo filoniano. Se constata la existencia de correlaciones negativas entre SiO₂, CaO y Fe₂O₃ y positivas entre Al₂O₃, Na₂O y K₂O respecto a la P.C. Estas correlaciones están, sin duda, ligadas a la movilidad diferencial de estos óxidos y a la presencia, en cantidades variables, de clorita, epidota y actinolita en las rocas.

Tabla 1.- Análisis químico de roca entera (% en peso) y norma CIPW de basaltos de La Luz (HM-90, HM-109, HM-106 y HM-110) y diques doleríticos y basálticos de Santa Ana (HM-89, HM-85, LP-87, MC-191 y LP-123). P.C. = pérdida por calcinación.

| OXÍDOS | HM-90 | HM-109 | HM-106 | HM-110 | HM-89 | HM-85 | LP-87 | MC-191 | LP-123 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 42.56 | 48.83 | 48.66 | 47.47 | 49.17 | 48.84 | 47.17 | 50.57 | 47.97 |
| TiO ₂ | 0.45 | 1.25 | 0.84 | 1.18 | 1.10 | 1.30 | 1.50 | 0.54 | 1.03 |
| Al ₂ O ₃ | 12.49 | 16.65 | 17.18 | 17.08 | 16.22 | 16.69 | 15.23 | 14.70 | 17.97 |
| Fe ₂ O ₃ | 8.54 | 9.97 | 9.25 | 9.21 | 11.05 | 10.15 | 14.50 | 9.98 | 9.55 |
| MnO | 0.14 | 0.16 | 0.12 | 0.17 | 0.15 | 0.15 | 0.20 | 0.16 | 0.14 |
| MgO | 12.96 | 6.32 | 6.52 | 7.29 | 7.03 | 7.12 | 5.23 | 8.67 | 7.64 |
| CaO | 8.42 | 10.25 | 7.17 | 8.65 | 11.22 | 10.62 | 8.78 | 12.13 | 11.91 |
| Na ₂ O | 2.66 | 3.75 | 4.54 | 3.34 | 2.49 | 2.66 | 3.20 | 2.05 | 2.32 |
| K ₂ O | 0.13 | 0.26 | 0.10 | 1.23 | 0.03 | 0.09 | 0.02 | 0.09 | 0.03 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.15 | 0.10 | 0.16 | 0.14 | 0.18 | 0.14 | 0.16 | 0.15 |
| P. C. | 11.19 | 2.62 | 5.13 | 3.70 | 1.81 | 2.64 | 3.41 | 1.10 | 2.05 |
| TOTAL | 99.66 | 100.21 | 99.61 | 99.48 | 100.41 | 100.44 | 99.38 | 100.15 | 100.76 |
| Ap | 0.25 | 0.33 | 0.23 | 0.35 | 0.31 | 0.40 | 0.31 | 0.35 | 0.34 |
| Il | 0.28 | 0.34 | 0.26 | 0.36 | 0.32 | 0.33 | 0.43 | 0.35 | 0.31 |
| Or | 0.71 | 1.54 | 0.61 | 7.18 | 0.18 | 0.54 | 0.12 | 0.54 | 0.18 |
| Ab | 20.89 | 31.80 | 39.41 | 27.93 | 21.26 | 22.93 | 27.31 | 17.46 | 20.02 |
| An | 20.20 | 27.90 | 26.88 | 27.65 | 33.29 | 33.97 | 27.37 | 30.84 | 39.29 |
| Di | 15.08 | 16.38 | 5.73 | 9.21 | 16.66 | 2.94 | 9.96 | 24.46 | 15.05 |
| Hy | 3.33 | 6.02 | 8.27 | 5.29 | 7.19 | 8.45 | 6.00 | 7.79 | 8.76 |
| Ol | 19.12 | | 1.81 | 6.29 | | | | | |
| Qz | | 0.63 | | | 5.90 | 5.04 | 6.64 | 6.31 | 2.81 |
| Hm | 7.95 | 10.02 | 9.52 | 9.13 | 11.18 | 10.37 | 14.67 | 10.07 | 9.77 |
| Tn | 0.67 | 2.63 | 1.77 | 2.40 | 2.31 | 2.83 | 3.16 | 0.89 | 2.18 |
| TOTAL | 88.47 | 97.59 | 94.48 | 95.78 | 98.60 | 97.80 | 95.97 | 99.05 | 98.71 |

El enriquecimiento en Na₂O, K₂O y Al₂O₃, conjuntamente ligado a una disminución de la sílice y a un enriquecimiento en Rb, Sr y Ba, está relacionado con la albitización de las plagioclasas cálcicas.

Los elementos incompatibles (Zr, Nb e Y) y de transición (Cr, Ni, V y Sc), por su parte, no presentan evidencia significativa de movilidad durante el metamorfismo, ya que sus valores son más o menos constantes en los ejemplares estudiados (con excepción de la muestra HM-90, donde el Cr y el Ni presentan valores superiores a los otros). Esta movilidad nula o casi nula de los elementos-indicio de las rocas de Guanajuato corresponde a la misma movilidad limitada propuesta por Humphris y Thompson (1978) para el caso de los basaltos oceánicos afectados por alteración hidrotermal.

Respecto a las tierras raras, su comportamiento refractario durante el metamorfismo está demostrado por la ausencia de variaciones grandes en sus contenidos (Tabla 2), aunque el Ce presente, en ocasiones, valores elevados (9–16 ppm en basalto y dolerita), pudiendo éstos ser atribuidos al metamorfismo o a la presencia de sedimentos pelágicos, involucrados en la génesis de estas rocas (Hole *et al.*, 1984). De la misma manera, no muestran variaciones grandes los cocientes (La/Yb)_N (0.93–1.18 en basalto y 0.46–1.24 en dolerita) y (La/Sm)_N (0.67–0.69 en basalto y 0.36–0.95 en dolerita), lo que permite descartar una movilidad importante de estos elementos durante el metamorfismo (Hellman y Henderson, 1977).

Tabla 2.- Análisis de elementos-indicio y de tierras raras (ppm) y valores normalizados respecto a las condritas (Evensen *et al.*, 1978) de basaltos de La Luz (HM-90, HM-109, HM-106 y HM-110) y diques doleríticos y basálticos de Santa Ana (HM-89, HM-85, LP-87, MC-191 y LP-123).

| ELEMENTOS | HM-90 | HM-109 | HM-106 | HM-110 | HM-89 | HM-85 | LP-87 | MC-191 | LP-123 |
|----------------------|----------|--------|--------|----------|-------|--------|-------|----------|--------|
| Rb | 10 | 10 | 10 | 21 | 10 | 10 | 5 | 10 | 5 |
| Sr | 78 | 195 | 195 | 214 | 140 | 211 | 257 | 276 | 99 |
| Ba | 89 | 38 | 67 | 148 | 48 | 73 | 7 | 110 | 10 |
| Cr | 1100 | 368 | 218 | 327 | 149 | 197 | 45 | 364 | 296 |
| Ni | 431 | 117 | 92 | 224 | 73 | 71 | 22 | 94 | 116 |
| V | 194 | 244 | 241 | 253 | 298 | 290 | 378 | 277 | 240 |
| Sc | 35 | 41 | 41 | 42 | 45 | 39 | 51 | 51 | 37 |
| Zr | 38 | 70 | 52 | 67 | 42 | 74 | 45 | 31 | 51 |
| Y | 13 | 25 | 25 | 28 | 25 | 29 | 23 | 14 | 26 |
| Nb | 21 (4.6) | 10 | 10 | 11 (4.4) | 10 | 19 (5) | 5 | 10 (3.7) | 5 |
| La | 2.05 | 3.65 | 3.04 | 4.49 | 2.09 | 3.67 | 2.53 | 3.00 | 1.52 |
| Ce | 9.14 | 15.33 | 11.34 | 14.70 | 10.28 | 15.47 | 12.44 | 9.27 | 11.85 |
| Nd | 4.27 | 10.43 | 7.57 | 9.87 | 6.26 | 9.34 | 6.75 | 5.91 | 6.60 |
| Sm | 1.85 | 3.42 | 2.84 | 3.53 | 2.80 | 3.65 | 2.59 | 1.98 | 2.76 |
| Eu | 0.54 | 1.61 | 1.07 | 1.27 | 0.96 | 1.00 | 1.07 | 0.64 | 1.05 |
| Gd | 1.77 | 3.93 | 3.22 | 3.95 | 3.40 | 3.92 | 3.65 | 2.49 | 3.72 |
| Dy | 1.81 | 4.46 | 3.76 | 4.50 | 3.88 | 4.57 | 3.94 | 2.57 | 4.44 |
| Er | 1.12 | 2.45 | 2.20 | 2.57 | 2.20 | 2.52 | 2.34 | 1.68 | 2.56 |
| Yb | 1.17 | 2.34 | 2.17 | 2.47 | 2.22 | 2.65 | 2.07 | 1.63 | 2.33 |
| Lu | 0.17 | 0.28 | 0.30 | 0.31 | 0.27 | 0.34 | 0.39 | 0.26 | 0.46 |
| TOTAL | 23.89 | 47.90 | 37.51 | 47.66 | 34.36 | 47.13 | 37.77 | 29.43 | 37.29 |
| LaN | 8.38 | 14.92 | 12.42 | 18.35 | 8.54 | 15.00 | 10.34 | 12.26 | 6.46 |
| CeN | 14.32 | 24.03 | 17.77 | 23.04 | 16.11 | 24.25 | 18.58 | 14.53 | 18.58 |
| NdN | 9.01 | 22.01 | 15.97 | 20.83 | 13.21 | 19.71 | 13.93 | 12.47 | 13.93 |
| SmN | 12.01 | 22.20 | 18.44 | 22.92 | 18.18 | 23.70 | 17.92 | 12.86 | 17.92 |
| EuN | 9.30 | 27.74 | 18.44 | 21.88 | 16.54 | 17.23 | 18.09 | 11.03 | 18.09 |
| GdN | 8.66 | 19.23 | 15.76 | 19.33 | 16.64 | 19.18 | 18.20 | 12.19 | 18.20 |
| DyN | 7.12 | 17.55 | 14.79 | 17.70 | 15.26 | 17.98 | 17.47 | 10.11 | 17.47 |
| ErN | 6.74 | 14.75 | 13.25 | 15.48 | 13.25 | 15.18 | 15.42 | 10.12 | 15.42 |
| YbN | 7.08 | 14.17 | 13.14 | 14.96 | 13.43 | 16.05 | 14.11 | 9.87 | 14.11 |
| LuN | 6.71 | 11.06 | 11.85 | 12.25 | 10.67 | 13.43 | 18.12 | 10.24 | 18.12 |
| (La/Yb) _N | 1.18 | 1.05 | 0.94 | 1.23 | 1.19 | 0.93 | 0.73 | 1.24 | 0.46 |
| (La/Sm) _N | 0.70 | 0.67 | 0.67 | 0.80 | 0.46 | 0.63 | 0.58 | 0.95 | 0.36 |

En este contexto, las variaciones geoquímicas en el Complejo Filoniano Santa Ana y las lavas basálticas asociadas de La Luz demuestran que el metamorfismo que afectó estas rocas no es isoquímico, sobre todo en lo que respecta a los elementos alcalinos (Na₂O, K₂O, Rb) y alcalinotérreos (Sr, Ba).

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL COMPLEJO FILONIANO SANTA ANA Y DE LA UNIDAD BASÁLTICA LA LUZ

COMPOSICIÓN QUÍMICA

Los basaltos de La Luz y los basaltos y las doleritas del Complejo Filoniano Santa Ana tienen valores en SiO₂ (47–51 %) similares a aquéllos de las rocas básicas, con excepción de HM-90 (43 %). Ellos son hiperaluminosos (16 % < Al₂O₃ < 18 %), pobres en K₂O y en TiO₂ (< 1.5 %) (Tabla 1). Sus concentraciones variables en CaO (7–12 %), Na₂O (3–5 %) y en volátiles (P.C. = 2–11 %) (Tabla 1), son debidas al metamorfismo de facies de esquisto verde que los afectó. Algunos ejemplares (e. g., HM-90; Tabla 1) son ricos en MgO (13 %), Cr (1,100 ppm) y Ni (431 ppm), revelando la presencia de un proceso de acumulación de olivino (Ni) y de espinela cromífera (Cr). Las concentraciones en Fe₂O₃, MnO y P₂O₅ varían poco en los otros ejemplares y la relación FeO*/MgO (FeO* obtenido por el método de Irvine y Baragan, 1971, *i. e.*, FeO* = 0.9 x Fe₂O₃), más o menos constante, sugiere la ausencia de una gran diferenciación magmática para estas rocas.

La proyección nefelina-dióxido-olivino-hiperstena-cuarzo (Ne-Di-Ol-Hy-Qz) del tetraedro basáltico de Yoder y Tilley (1962), muestra que desde el punto de vista normativo, la mayor parte de los basaltos (con excepción de la muestra HM-109) está subsaturada en sílice y corresponde a toleíta con olivino (hiperstena y olivino normativos), mientras que los diques de dolerita y basalto están saturados en sílice y caen en el campo de toleíta con cuarzo (hiperstena y cuarzo normativos) (Figura 11), lo cual sugiere que estos últimos están más diferenciados que las lavas. Se constata que los basaltos y las doleritas no ocupan el campo de las toleítas abisales (MORB) definido por Thompson y colaboradores (1972)

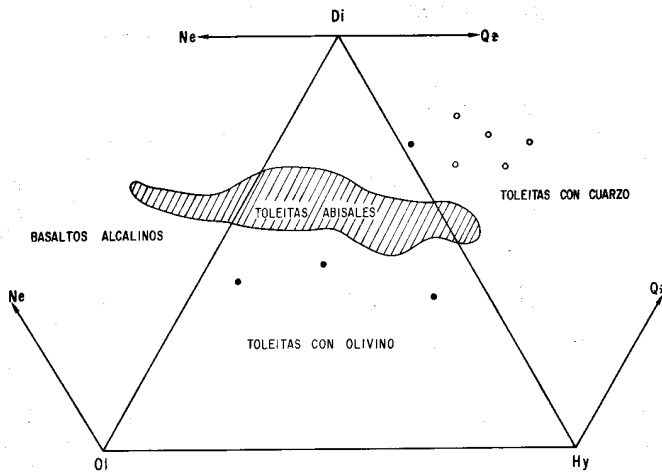


Figura 11.- Composición normativa de lavas (●) y diques (○) en la proyección Ne-Di-Ol-Hy-Qz del tetraedro basáltico de Yoder y Tilley (1962). Campo de toleitas abisales definido por Thompson y colaboradores (1972). Fe^{2+} estandarizado como $Fe_2O_3/FeO = 0.15$.

y a pesar del metamorfismo que afecta estas rocas, ellas no se emplazan en el campo del basalto alcalino (nefelina normativa).

Respecto a las concentraciones de elementos-indicio incompatibles, las lavas basálticas de La Luz y los diques basálticos de Santa Ana presentan valores bajos en Zr (<75 ppm) e Y (<30 ppm), pero elevados en Nb (>5 ppm) (Tabla 2). Por su parte, la dolerita del complejo filoniano tiene contenidos más elevados en estos elementos incompatibles (Tabla 2), lo que sugiere que sufrió una ligera diferenciación magmática. Los cocientes Ti/Zr (71–200) de basalto y dolerita son, a la vez, similares a aquéllos de toleita de arco y de basalto abisal (Pearce y Cann, 1973). El cociente Y/Nb, que es en general superior a uno (excepción hecha de HM-90), es típico de basalto orogénico (Pearce y Norry, 1979). El cociente Zr/Nb, en general inferior a 10, es característico de toleita de arco (6–10; Pearce y Norry, *op. cit.*).

En general, los valores de los elementos de transición (Ni, Co, Sc, V, Cr) de basalto y dolerita (Tabla 2) son muy parecidos a los valores consignados para la toleita oceánica (Engel *et al.*, 1965), si bien el cociente V/Sc (5–10) acerca estas rocas más bien a toleita de arco (6–15, Dupuy *et al.*, 1982), mientras que sus cocientes Ti/V (11–31) caen en el intervalo fijado para toleita de arco (<20) o basalto de cuenca detrás de arco (10–50) (Shervais, 1982).

No obstante que la movilidad del Sr y el Ba de las lavas y los diques es un hecho indiscutible (en virtud de la alteración de las plagioclasas), los valores de estos elementos-indicio (Tabla 2) son, en general, similares a aquéllos de rocas orogénicas ($50 < Ba < 150$ ppm y $100 < Sr < 200$ ppm; Jakes y White, 1972) y comparables con los valores consignados para el basalto típico de series toleíticas de arco (Jakes y White, *op. cit.*). Los valores variables, en ocasiones bajos (5 ppm), del Rb de lavas y diques de Guanajuato, pueden ser atribuidos, asimismo, a la alteración de la plagioclasa durante el metamorfismo.

Las concentraciones bajas en tierras raras del basalto y la dolerita provocan que el cociente $(La/Yb)_N$ (valores de normalización de Evensen *et al.*, 1978) sea bajo (0.46–1.24) (Tabla 2), lo que es un rasgo típico de las rocas de series toleíticas de arco insular (Jakes y White, 1970).

AFINIDAD MAGMÁTICA

La determinación de la afinidad magmática de las rocas básicas de la Unidad Basáltica La Luz y el Complejo Filoniano

Santa Ana es difícil debido al metamorfismo de facies de esquisto verde que las afectó. En virtud de tal circunstancia, para su caracterización geoquímica se utilizó los elementos mayores (SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO), menores (TiO_2 , MnO, P_2O_5) e indicio (Zr, Y), considerados como refractarios o poco móviles durante los procesos de alteración y/o metamorfismo (Pearce y Cann, 1973; Miyashiro, 1974; Pearce y Norry, 1979; Mullen, 1983; Pearce, 1983). Como complemento de estos elementos se utilizó los espectros de tierras raras normalizados respecto a las condritas (ya que las tierras raras son consideradas como inmóviles durante la alteración o el metamorfismo; Hellman y Henderson, 1977), así como los diagramas multielementales normalizados respecto al MORB propuestos por Pearce (1983) y las relaciones isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Con la finalidad de confrontar los datos geoquímicos e isotópicos, se efectuó el análisis mineralógico cuantitativo de las reliquias de fenocristales de clinopiroxeno, así como de la plagioclasa y, además, de la espinela incluida en el olivino de las lavas.

Diagramas de Miyashiro

Los diagramas de Miyashiro (1974) fueron concebidos para diferenciar las series magmáticas subalcalinas (toleíticas o calcialcalinas). Estos diagramas permiten asignar la afinidad magmática de los basaltos y las doleritas de Guanajuato a la serie toleítica (Figura 12). En efecto, el enriquecimiento en FeO^* y TiO_2 respecto a FeO^*/MgO es una característica común en estas rocas y es muy parecido a la tendencia Fenner de las toleitas oceánicas (Miyashiro, *op. cit.*). No obstante, para el caso de las rocas de Guanajuato (poco diferenciadas), dicho enriquecimiento está más bien ligado al proceso de acumulación de titanomagnetita de cristalización tardía.

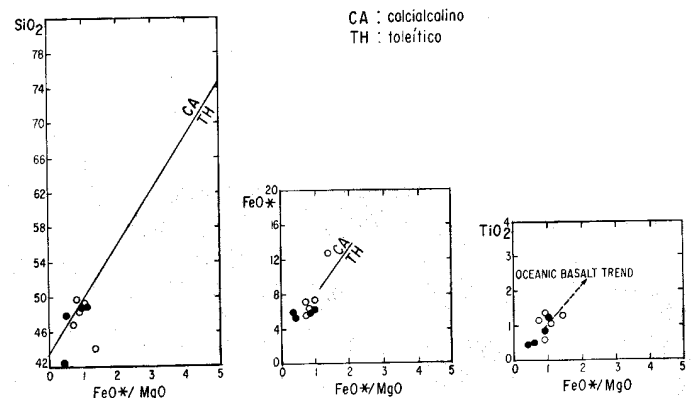


Figura 12.- Diagramas de Miyashiro (1974) del complejo filoniano (○) y las lavas (●) del arco de Guanajuato.

En el diagrama SiO_2 en función de FeO^*/MgO , algunos ejemplares de basalto y dolerita presentan afinidad de rocas calcialcalinas. Dicha afinidad es, sobre todo, corroborada en los ejemplares ricos en Al_2O_3 , pudiendo tratarse de rocas transicionales hacia la serie calcialcalina (basaltos ricos en alúmina) o, bien, es la movilidad diferencial de la sílice durante el metamorfismo la que es responsable de esta afinidad.

Diagrama de Mullen

Dado que las toleitas tienen una distribución amplia y pueden aparecer en ambientes geotectónicos diferentes, se utilizó el diagrama discriminante $TiO_2 - MnO \times 10 - P_2O_5 \times 10$ de Mullen (1983), para determinar el ambiente geotectónico de formación de las rocas básicas de La Luz y Santa Ana. Así, las lavas y los

diques son asignados al dominio de toleítas de arco (IAT; Figura 13). Se constata que algunas de ellas caen en el dominio calcalcalino (CAB), pudiendo ser válida la suposición anterior, de que en verdad se trate de rocas transicionales calcalcalinas, ya que el TiO_2 , el P_2O_5 y el MnO parecen ser, en general, poco movibles durante la alteración y el metamorfismo (Mullen, *op. cit.*).

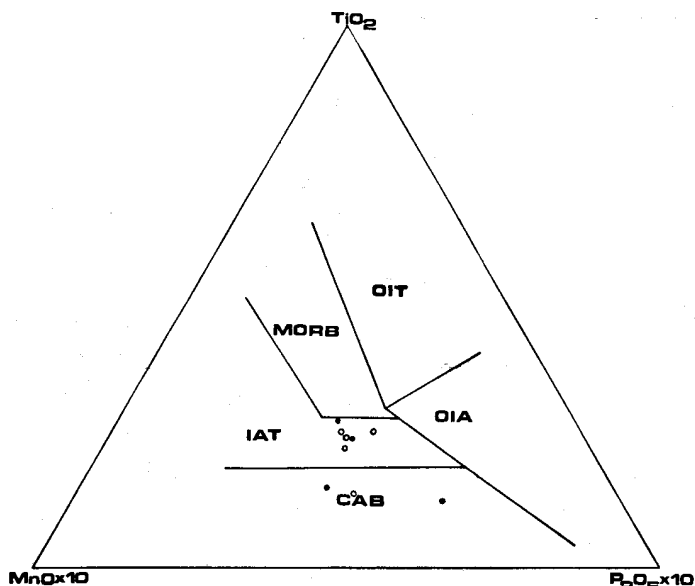


Figura 13.- Diagrama discriminante $TiO_2-10MnO-10P_2O_5$ (Mullen, 1983) del complejo filoniano (o) y las lavas (•) del arco de Guanajuato. MORB: *mid-ocean ridge basalts*; OIA: *ocean island alkali basalts*; OIT: *ocean island tholeiites*; IAT: *island arc tholeiites*; CAB: *calc-alkali basalts*.

Diagramas de elementos-indicio

Los diagramas propuestos por Pearce y Norry (1979) y Pearce (1983), con base en los elementos-indicio incompatibles y refractarios, son más discriminantes en comparación con los anteriores.

Los cocientes Zr/Y son bajos (2-3 en el basalto y 1.9-2.6 en la dolerita) y distintivamente inferiores que los valores del MORB, razón por la cual en el diagrama Zr/Y en función de Zr , propuesto para la distinción entre basalto orogénico (basalto de arco insular), basalto intraplaca y MORB, la totalidad de los basaltos y la parte mayor de las doleritas (con excepción de HM-89) del complejo filoniano y las lavas asociadas de Guanajuato están situados en el dominio orogénico (Figura 14) y, más específicamente, en el contexto geodinámico de arco intraoceánico (Figura 15).

Diagramas de tierras raras

Los espectros de tierras raras (normalizados respecto a las condritas) de lavas y diques son horizontales o empobrecidos en tierras raras pesadas (Gd a Lu) (Figura 16). Este tipo de espectro es a la vez idéntico a aquél del MORB (Basaltic Volcanism Study Project, 1981) o al de toleíta de arco inmaduro (Jakes y Hill, 1970).

El patrón condritico para los basaltos y las doleritas de Guanajuato muestra solamente anomalías positivas para el Ce [$1.35 < (Ce/Yb)_N < 2.02$ y $1.31 < (Ce/Yb)_N < 1.55$, respectivamente] y, en general, también para el Eu ($0.9 < Eu/Eu^* < 1.4$ y $0.8 < Eu/Eu^* < 1.1$, respectivamente) (Figura 16). Sin embargo, los contenidos en Ce y Eu de algunos basaltos y doleritas, obtenidos por dilución isotópica, arrojan anomalías negativas en Ce y posi-

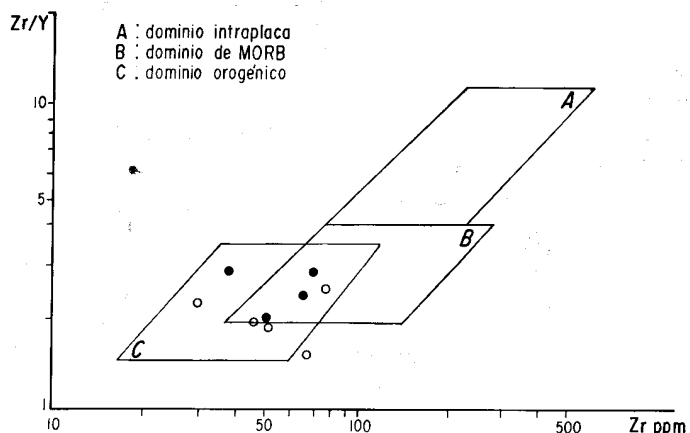


Figura 14.- Diagrama $Zr/Y-Zr$ (Pearce y Norry, 1979). Complejo filoniano (o) y lavas (•) del arco de Guanajuato.

tivas en Eu, tanto para los basaltos ($0.75 < Ce/Ce^* < 0.95$ y $1.02 < Eu/Eu^* < 1.07$) como para las doleritas ($0.77 < Ce/Ce^* < 0.92$ y $1.02 < Eu/Eu^* < 1.10$). Las primeras pueden ser debidas al metamorfismo o a la introducción de sedimentos pelágicos en la fuente magmática (Hole *et al.*, 1984), mientras que las segundas están asociadas al fraccionamiento de las plagioclasas (Basaltic Volcanism Study Project, 1981). La concentración en tierras raras de la dolerita es ligeramente superior a la del basalto (Tabla 2), lo cual confirma el hecho de que la primera sufrió una ligera diferenciación magmática.

Es necesario mencionar que la concentración baja en tierras raras, tanto del basalto como de la dolerita (10 a 30X condritas), señala un carácter relativamente primitivo de la fuente magmática (manto empobrecido en elementos incompatibles de tipo N-MORB). Además, la similitud geoquímica a nivel de elementos-indicio y el patrón de tierras raras normalizado respecto a las condritas indican que estas rocas proceden de una misma fuente magmática (*i. e.*, son comagmáticas) y que la cristalización fraccionada (con excepción de la plagioclasa) sólo jugó un papel menor en la diferenciación de las rocas básicas del complejo filoniano y las lavas asociadas de Guanajuato.

Diagramas multielementales

Los diagramas multielementales, normalizados respecto al MORB (*spidergrams*; Pearce, 1983), complementan el estudio de caracterización geoquímica de las rocas de Guanajuato y permiten

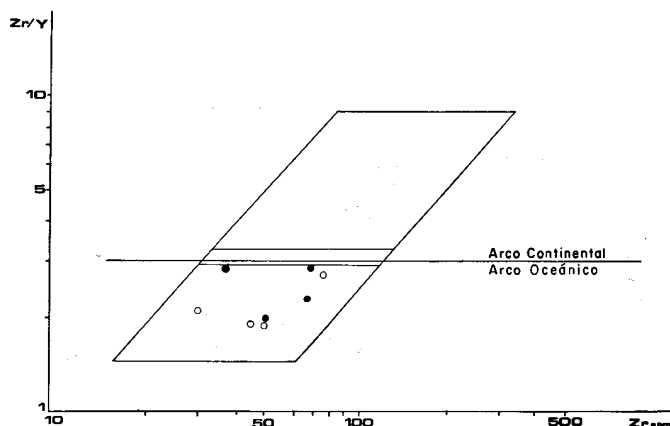


Figura 15.- Diagrama Zr/Y en función de Zr (Pearce, 1983) del complejo filoniano (o) y lavas (•) del arco de Guanajuato mostrando su contexto geodinámico.

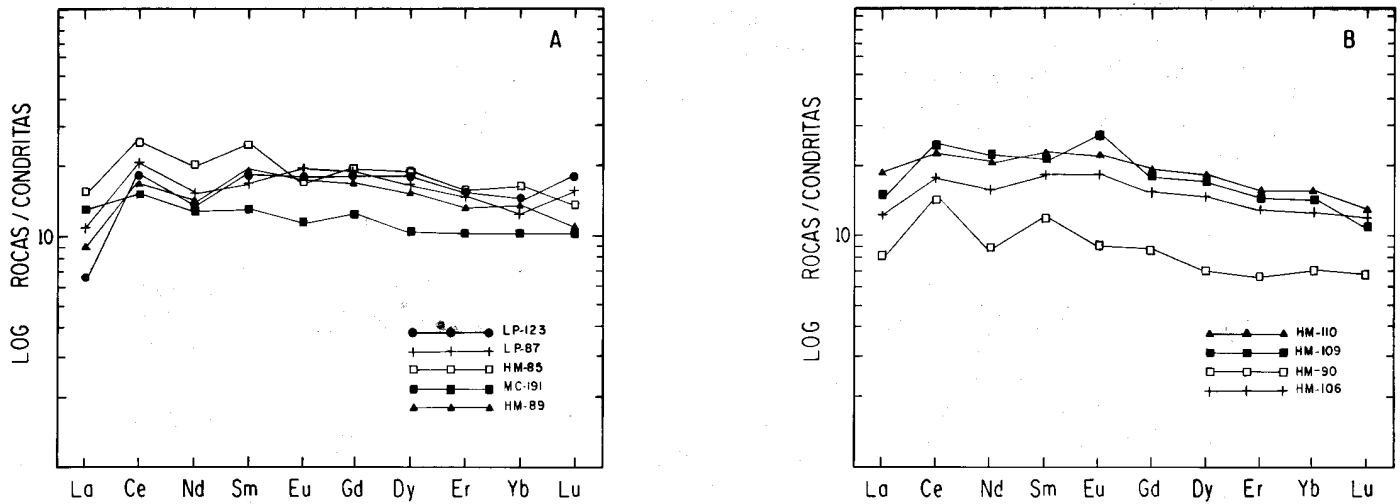


Figura 16.- Espectros de tierras raras normalizados respecto a condritas (Evensen *et al.*, 1978) del complejo filoniano (A) y de las lavas basálticas asociadas (B).

confirmar las observaciones anteriores. En efecto, la totalidad de las rocas básicas estudiadas muestra un espectro enriquecido en elementos litófilos (LIL [*large-ion lithophile elements*]: Sr, K, Rb y Ba) respecto de aquéllos con una débil carga iónica (HFS [*high-field strength*]: Sm, Ti, Y e Yb) (Figura 17). Este tipo de espectro es característico de toleítas de arco insular (Pearce, *op. cit.*).

El marcado enriquecimiento en Rb, Ba y, en ocasiones, K está sin duda relacionado a la alteración de las plagioclasas, mientras que la anomalía positiva de Cr (muestra HM-90; Figura 17,B) está ligada a la espinela cromífera ($Cr_2O_3 = 46\%$), presente como inclusiones en el olivino.

Los altos valores en Nb de lavas y diques, comparados con aquéllos de las toleítas de arco típicas (Nb = 1.7 ppm; Pearce, 1982), están asociados a la fuente magmática, ya que de manera similar, valores elevados para este elemento han sido también reconocidos en lavas toleíticas y calcialcalinas cretácicas de Zacatecas, Zac.; San Miguel de Allende, Gto.; y Teloloapan y Arcelia, Gro. (Yta *et al.*, en prensa; Talavera-Mendoza *et al.*, en prensa; Ortiz-Hernández *et al.*, 1991, en prensa). En efecto, los contenidos en Nb de lavas y diques de Guanajuato fueron recuantificados por dilución isotópica, encontrándose que si bien son en general inferiores a 5 ppm (Tabla 2, valores entre paréntesis),

ellos son, sin embargo, superiores a los contenidos en este elemento de las toleítas de arco típicas.

Argumentos mineralógicos: composición química de clinopiroxeno y espinela cromífera

Es bien sabido que el piroxeno proporciona información petrogenética (T, P, fO_2 , etc.) fiable, ya que representa la *liquidus* del magma que lo alberga. Además, dada su gran estabilidad, puede ser el único mineral que subsista, en forma de reliquia, en rocas alteradas o con metamorfismo (caso de las rocas de Guanajuato). Leterrier y colaboradores (1982) propusieron una serie de diagramas discriminantes basados en los contenidos (en cationes por fórmula estructural) de Ti, Cr, Ca, Na y Al del clinopiroxeno de series paleovolcánicas. Estos diagramas permiten determinar la afinidad magmática y el ambiente geodinámico de formación de las rocas que contienen dicho mineral. Así, el diagrama Ti en función de Ca + Na discrimina el piroxeno de basaltos subalcalinos (toleíticos y calcialcalinos) del de basaltos alcalinos, mientras que el diagrama Ti en función de Al total permite discriminar el clinopiroxeno de basaltos orogénicos del de los no orogénicos. La aplicación de estos diagramas (Figura 18) a los fenocristales reliquias de clinopiroxenos (augita:

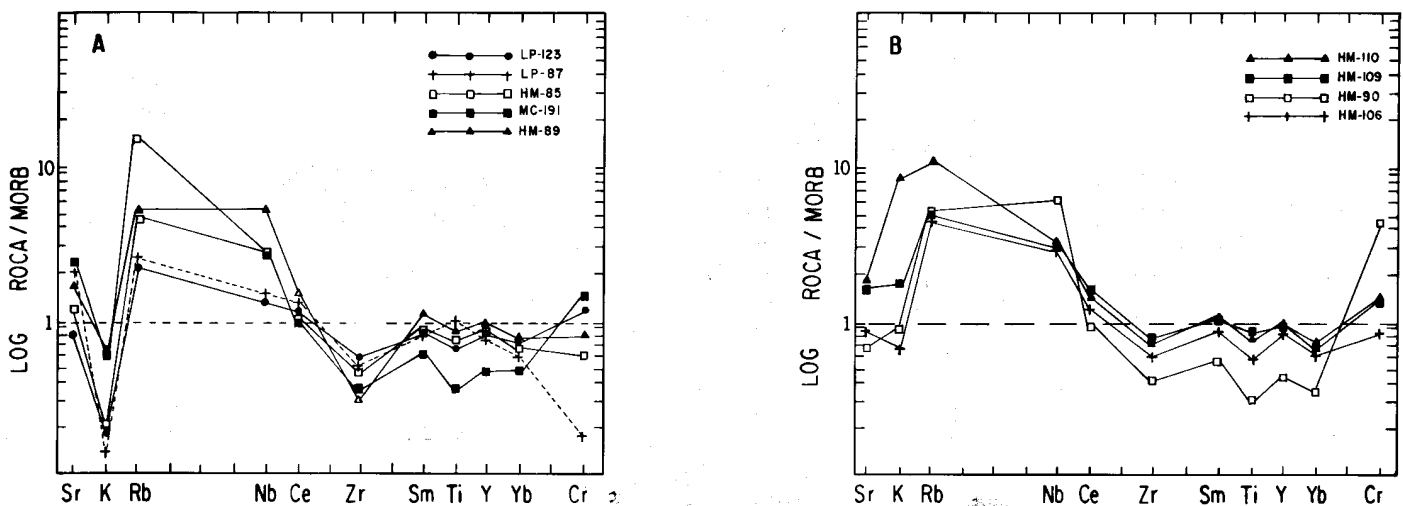


Figura 17.- Diagrama multielemental normalizado respecto al MORB (Pearce, 1983) del complejo filoniano (A) y las lavas basálticas asociadas (B).

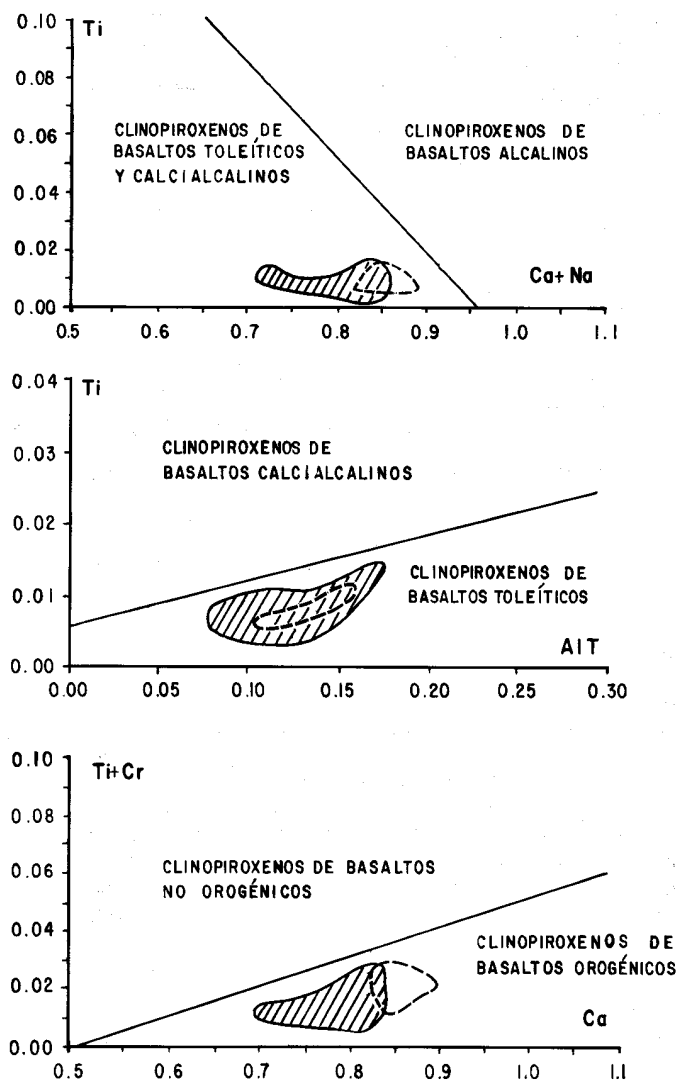


Figura 18.- Diagramas de Leterrier y colaboradores (1982) que muestran la afinidad toleítica y orogénica de los clinopiroxenos de lavas (▨) y diques (▨) de Guanajuato.

Wo₃₇-En₄₇-Fs₁₆ y endiópsido: Wo₄₄-En₄₇-Fs₉) de las rocas volcánicas y filonianas de Guanajuato (Ortiz y Lapierre, 1990), confirma los resultados geoquímicos, a saber: que estas rocas son subalcalinas (toleíticas) y que ellas fueron formadas en un contexto orogénico. En virtud de sus valores bajos en Cr₂O₃ (<0.3 % para el basalto y <0.4 % para la dolerita) y TiO₂ (<0.4 % para el basalto y <0.5 % para la dolerita) y moderadamente ricos en Al₂O₃ (<4 % para ambas rocas), estos clinopiroxenos son distintivamente diferentes de aquéllos de la corteza oceánica (los cuales son más ricos en Cr₂O₃, TiO₂ y Al₂O₃) y muy similares a los clinopiroxenos de rocas formadas en un contexto de subducción. De la misma manera, el enriquecimiento en hierro de los bordes de los fenocristales de estos minerales ferromagnesianos, es típico de rocas toleíticas y sus valores en sílice y manganeso son comparables a aquéllos de rocas volcánicas básicas formadas en zonas de subducción (Nisbet y Pearce, 1977).

Por otra parte, dado que la espinela es también un excelente indicador petrogenético, se realizó su análisis cuantitativo en microsonda electrónica, encontrándose que la espinela cromífera presente como inclusiones en el olivino de las lavas de

Guanajuato es cromita aluminosa, con relaciones $Cr/(Cr+Al) = 0.81-0.83$ y $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.37-0.39$.

Dick y Bullen (1984) mostraron que la relación $Cr/(Cr+Al)$ (0.4-0.6) de espinela cromífera (espinela de tipo I), es típica del MORB o de lavas de ofiolitas de tipo I (tipo Mediterráneo; Rocci *et al.*, 1975). Los valores altos para esta relación (>0.6) son característicos de la espinela de tipo III, correspondiente a lavas de arco o a lavas ofiolíticas formadas en un contexto de arco insular con cuenca marginal asociada (e. g., Troodos). Existe también un tipo transicional de espinela cromífera (tipo II), aún mal documentado, con relaciones $Cr/(Cr+Al)$ variables (Dick y Bullen, *op. cit.*).

Ya que las relaciones $Cr/(Cr+Al)$ son elevadas (>0.6), la espinela cromífera de las lavas de Guanajuato pertenece entonces al tipo III de Dick y Bullen (1984), pudiendo ser considerada como espinela perteneciente a lavas de arco o a lavas ofiolíticas. Por sus valores elevados en Cr₂O₃ (46 %), ellas son más bien comparables a la espinela de lavas de arco (e. g., islas Aleutianas en Alaska; Dick y Bullen, *op. cit.*).

En resumen, las lavas de la Unidad Basáltica La Luz y los diques basálticos y doleríticos del Complejo Filoniano Santa Ana son rocas poco diferenciadas, comagmáticas y orogénicas, pertenecientes a una serie toleítica de arco caracterizada por un enriquecimiento marcado en elementos LIL y un empobrecimiento en elementos HFS respecto al MORB, una evolución marcada en la relación FeO*/MgO y, además, un patrón condritico primitivo, similar a aquéllos de las toleitas pobres en potasio de arco insular (Jakes y Gill, 1970; Jakes y White, 1972). Desde el punto de vista mineralógico, estas rocas contienen clinopiroxenos cálcico-magnesianos y espinela cromífera, que confirman el carácter subalcalino (toleítico) del magma madre y aportan argumentos en favor de un contexto orogénico de arco insular para la génesis del magmatismo básico de Guanajuato.

RELACIONES ISOTÓPICAS $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$

Dado que los isótopos de Nd/Sm y Rb/Sr proporcionan una información valiosa sobre la heterogeneidad de la fuente magmática, fueron determinadas las relaciones isotópicas iniciales $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$ en dos basaltos (HM-90 y HM-110) y dos doleritas (LP-87 y HM-191) de Guanajuato (Tabla 3).

Las relaciones isotópicas iniciales del $^{143}Nd/^{144}Nd$ de las doleritas están comprendidas entre 0.513005 ± 0.000027 (2 σ) y 0.513033 ± 0.000026 , en tanto que las mismas relaciones para los basaltos son de 0.512992 ± 0.000026 a 0.513104 ± 0.000022 . Los valores de estas relaciones isotópicas son así similares a aquéllos de rocas volcánicas de arco insular (De Paolo, 1988) y, en especial, a los de los arcos intraoceánicos del Pacífico occidental (Izu-Marianas: De Paolo y Wasserburg, 1977; Nueva Britania: De Paolo y Johnson, 1979; Aleutianas: McCulloch y Perfit, 1981; Von Drack *et al.*, 1986) o del Caribe (Antillas Menores [St. Kitts, Guadalupe y Grenada]: Hawkesworth y Powell, 1980; Tobago: Frost y Snoke, 1989), pero diferentes de aquéllos de los arcos de la Sonda y Banda (White y Patchett, 1984). Por otra parte, los valores de las relaciones isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$ de diques y lavas, bastante próximos los unos de los otros, indican que estas rocas derivan de una misma fuente magmática, i. e., que ellas son comagmáticas, lo que confirma los resultados obtenidos en el estudio geoquímico.

Las relaciones isotópicas iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ de diques y lavas basálticas asociadas están comprendidas entre 0.703472 ± 0.000030 (2 σ) y 0.704343 ± 0.000039 y $0.704498 \pm 0.000036-0.704787 \pm 0.000032$, respectivamente. Estos valores, no obstante su ligera dispersión, son similares a aquéllos consig-

Tabla 3.- Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de diques doleríticos (LP-87 y MC-191) y lavas basálticas asociadas (HM-90 y HM-110).

| MUESTRA | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [$\times 10^{-6}$] | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [$\times 10^{-6}$] | ϵSr (T) | ϵNd (T) |
|---------|---|---|-------------------------|-------------------------|
| HM-90 | 704498 \pm 36 | 512992 \pm 26 | -0.48 | +7.1 \pm 0.5 |
| HM-110 | 704787 \pm 32 | 513104 \pm 22 | -5.80 | +9.1 \pm 0.4 |
| LP-87 | 704433 \pm 39 | 513033 \pm 26 | -0.50 | +7.3 \pm 0.5 |
| MC-191 | 703472 \pm 30 | 513005 \pm 27 | -13.40 | +7.4 \pm 0.5 |

nados para rocas toleíticas de arco insular (0.7027–0.7062; Basaltic Volcanism Study Project, 1981), en general a aquéllos de los arcos intraoceánicos del Pacífico occidental (e. g., Izu-Marianas; Dixon y Batiza, 1979; Stern, 1982) y en particular a las rocas volcánicas de las islas Aleutianas (Von Drach *et al.*, 1986; Myers *et al.*, 1986). Estas relaciones isotópicas son netamente diferentes de aquéllas correspondientes a basaltos de tipo N-MORB (0.7024–0.7030, Basaltic Volcanism Study Project, *op. cit.*) o E-MORB (0.7030–0.7035, Basaltic Volcanism Study Project, *op. cit.*) o al de basaltos de cuencas marginales asociadas a los arcos intraoceánicos del Pacífico occidental (0.70287–0.70336; Stern, 1982) y, finalmente, a aquéllas de basaltos ofiolíticos de América Central (e. g., Complejo Nicoya en Costa Rica, 0.7037–0.7071; Wildberg y Albrecht, 1987).

El valor del ϵNd (T) de lavas y diques de Guanajuato (de +7.1 a +9.1 [T=122.5 Ma]) (Monod *et al.*, 1990; Ortiz-Hernández *et al.*, 1991; Lapierre *et al.*, 1992) confirma el origen de la fuente magmática a partir de un manto empobrecido en elementos incompatibles y la poca o nula contaminación cortical sufrida por estas rocas. Este valor está comprendido en el intervalo de valores definido para rocas de arco insular (Figura 17) instalado sobre corteza oceánica (de +6.5 a +10; De Paolo, 1988) y es distintivamente diferente en 1 a 3 unidades del valor de +10 del MORB (De Paolo, *op. cit.*).

Por otra parte, los valores variables del ϵSr (T) de basalto y dolerita (Tabla 3) de Guanajuato (de -0.48 a -13.4 [T=122.5 Ma]), sugieren que hubo interacción de éstos con el agua de mar, dado que en un diagrama ϵNd - ϵSr (Figura 19), con excepción de una dolerita (MC-191), basaltos y doleritas caen fuera de la línea de la reserva del manto (*mantle array*) definida por De Paolo y Wasserburg (1976) y están desplazados hacia la derecha del diagrama (Figura 19). Esto indica que el Sr que contienen estas rocas es sobre todo de tipo radiogénico, lo que podría indicar una contaminación de la fuente magmática por Sr derivado de corteza oceánica que descendió por subducción, alterada por el agua de mar, o bien una contribución mínima de sedimentos pelágicos (Hawkesworth y Powell, 1980; Von Drach *et al.*, 1986). Una dolerita y un basalto (LP-87 y HM-90) están emplazados exactamente en el mismo lugar, en tanto que HM-110 y MC-191 están en el campo definido para las rocas de arco insular. Se puede constatar también que ninguna muestra cae en el campo definido para el MORB.

Tomando como base el ϵNd (T), Nohda (1984) clasificó los arcos magmáticos en dos tipos, a saber: el tipo A con ϵNd (T) promedio de 8.1 y el tipo B con ϵNd (T) variable. Los arcos de tipo A son de tipo intraoceánico (instalados sobre corteza oceánica), con cuenca activa asociada, e incluyen los arcos de Izu-Marianas, Nueva Britania, Aleutianas y South Sandwich. Al contrario, los arcos de tipo B son aquéllos en los cuales existe una participación importante de corteza continental (e. g., Sonda, Banda, Nueva Zelanda y los Andes). Los arcos de tipo A estarían instalados sobre corteza oceánica de poco grosor (<20 km), mientras que los de tipo B lo estarían sobre corteza oceánico-continental grue-

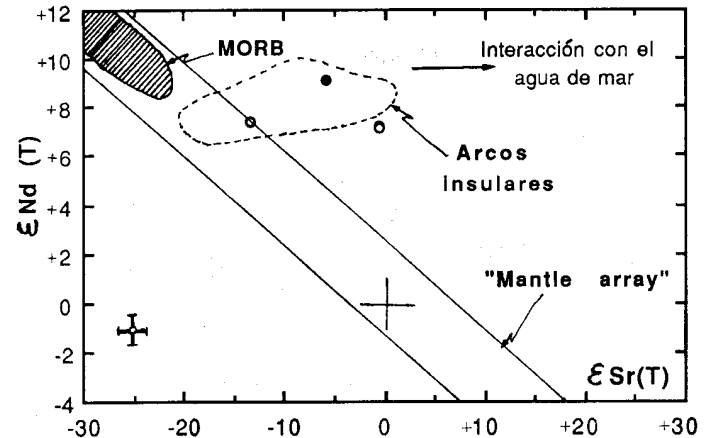


Figura 19.- Diagrama ϵNd (T)- ϵSr (T) de diques (o) y lavas asociadas (•) de Guanajuato.

sa (20–70 km). El ϵNd (T) de las rocas básicas de Guanajuato conduce a considerarlas como pertenecientes a un arco intraoceánico inmaduro (i. e., en inicio de funcionamiento), instalado sobre corteza oceánica de grosor escaso (<20 km).

PETROGÉNESIS DEL COMPLEJO FILONIANO SANTA ANA Y DE LA UNIDAD BASÁLTICA LA LUZ; IMPLICACIONES GEODINÁMICAS

Los resultados obtenidos en éste y otros artículos (Ortiz-Hernández, 1988a; Monod *et al.*, 1989; Monod *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1992) permiten proponer un modelo geodinámico para el magmatismo mesozoico de la Sierra de Guanajuato. Este modelo es la edificación, evolución y dislocación tectónica de un arco intraoceánico y su cuenca de arco anterior asociada (Ortiz-Hernández *et al.*, 1991) (Figura 20).

Las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas de los diques del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas del complejo basal de la Sierra de Guanajuato, muestran que se trata de toleitas de arco insular inmaduro. Este tipo de rocas representa las primeras manifestaciones magmáticas de un arco insular ensimático, i. e., instalado sobre una corteza oceánica (Jakes y Gill, 1970; Miyashiro, 1974).

Lapierre y colaboradores (1992) demostraron, por una parte, que los gabros, dioritas y plagiogranitos *sensu lato* del complejo plutónico de la Sierra de Guanajuato presentan también una afinidad magmática toleítica de arco insular y, por la otra, que ellos están genéticamente ligados al Complejo Filoniano Santa Ana y la Unidad Basáltica La Luz.

La sucesión magmática que constituye una parte del complejo basal mesozoico de la Sierra de Guanajuato (Figura 2) es así comparable a la de la corteza oceánica (Christensen y Salisbury, 1975) o a la de las ofiolitas (Coleman, 1977). Sin embargo, la secuencia volcánico-plutónico-sedimentaria de Guanajuato no puede ser considerada como una ofiolita típica en virtud de la ausencia de peridotitas tectonizadas y de la abundancia de plagiogranitos. Estos últimos no exceden del 10 % en volumen en las ofiolitas (Coleman y Peterman, 1975), mientras que en la Sierra de Guanajuato sobrepasan este porcentaje (~20 %). Además, si bien la secuencia volcánico-plutónica fue edificada sobre corteza oceánica, la composición química e isotópica, así como los clinopiroxenos (Ortiz-Hernández y Lapierre, 1990) y espinelas cromíferas del complejo filoniano y las lavas asociadas excluyen un carácter ofiolítico.

La existencia de una cuenca oceánica situada entre el arco y el cratón norteamericano, pero alejada de la margen continental,

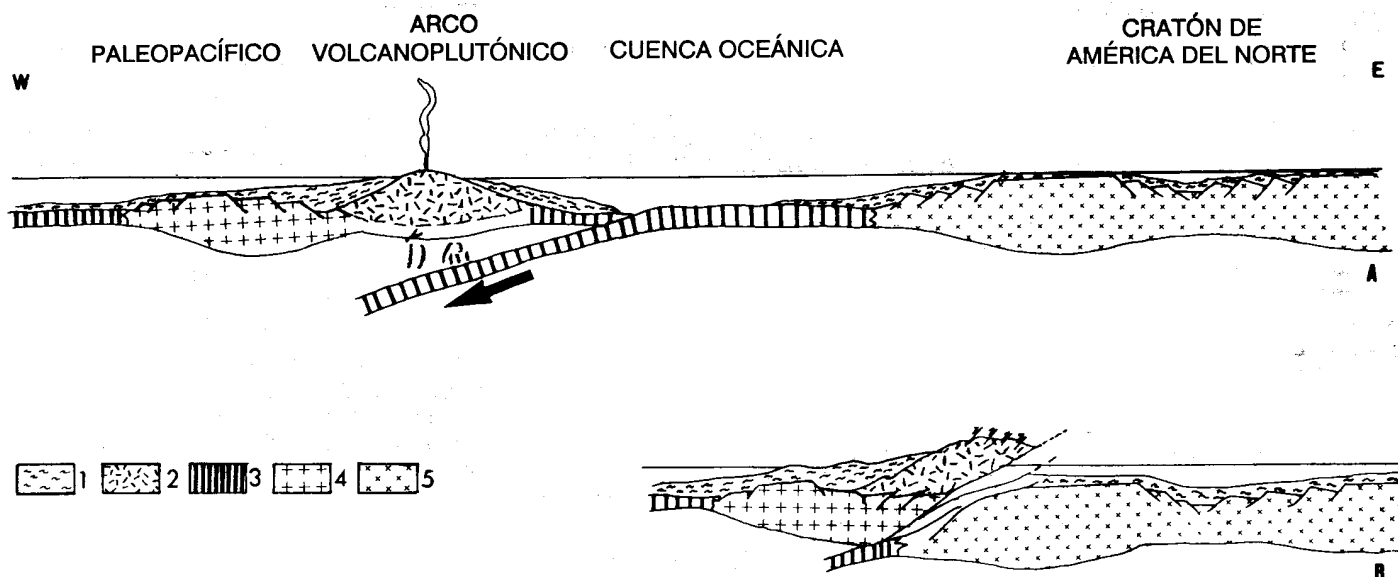


Figura 20.- Evolución geodinámica del arco intraoceánico de Guanajuato durante el: (a) Jurásico Tardío-Neocomiano y (b) Albiano-Cenomaniano. Explicación: 1 - sedimentos pelágicos; 2 - secuencia volcanoplutónica; 3 - corteza oceánica (triásico-jurásica); 4 - bloque continental paleozoico de Sinaloa; 5 - corteza continental.

está evidenciada por la presencia de rocas volcánico-detríticas inmaduras, en parte derivadas de la erosión de rocas volcánicas básicas, y por una secuencia pelágica flyscholide (formación Arperos, Chiodi *et al.*, 1988; cubierta sedimentaria de la ofiolita Barbosa, Quintero-Legorreta, 1989) del Titoniano-Valanginiano (Corona-Chávez, 1988). Esta última presenta en su base basaltos almohadillados, diques doleríticos y gabros subdoleríticos relacionados con un magmatismo de intraplaca oceánica (Ortiz-Hernández *et al.*, 1991). Este magmatismo alcalino bien puede representar la evidencia de *rifting*, asociado con las primeras etapas de apertura de esta cuenca con *substratum* oceánico.

La secuencia volcánico-plutónico-sedimentaria de Guanajuato no es un testigo aislado del magmatismo toleítico de arco cretácico. En efecto, en Bacubirito, Sinaloa, Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1979) clasificaron a una secuencia cretácica similar como una probable ofiolita. Sería importante dilucidar si ésta constituye parte de la cuenca oceánica o es simplemente la prolongación noroccidental del arco intraoceánico de Guanajuato. En opinión de los autores presentes, dada la similitud de esta secuencia con la de Guanajuato, así como la presencia contigua de rocas sedimentarias y andesíticas aptiano-albianas (Bonneau, 1972), similares a las rocas calcialcalinas de la Formación Alisitos, en la Península de Baja California (Almazán-Vázquez, 1988a, 1988b), ella puede estar asociada al arco de Guanajuato. Otros afloramientos de secuencias volcánico-plutónicas cretácicas están presentes en los complejos básico-ultrabásicos de Guerrero, donde ellas fueron interpretadas como ofiolitas (Núñez-Espinal *et al.*, 1981) o raíces de complejos volcánicos de arco (Delgado-Argote y Morales-Velázquez, 1984; Delgado-Argote *et al.*, 1986). Dada la similitud litológica de sus facies ultrabásicas (wehrlita, clinopiroxena de olivino, harzburgita), básicas (gabro) e intermedias (diorita), su carácter acumulativo y el predominio de clinopiroxeno respecto a ortopiroxeno (como en Guanajuato), estas secuencias magmáticas pudieran representar los productos resultantes de la cristalización fraccionada, después de la extracción de líquidos basálticos toleíticos y/o toleítico-calcialcalinos, en cámaras magmáticas asociadas espacial y temporalmente al funcionamiento del arco de Guanajuato.

Argumentos adicionales para proponer la existencia de un arco magmático activo y su cuenca asociada durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano serían la evidencia de rocas volcanosedimentarias del Cretácico Inferior —similares a aquellas rocas "triásicas" de la Formación Chilitos, descritas por de Cserna (1976) en Fresnillo— con afinidad toleítica de arco, en el Estado de Zacatecas (Yta *et al.*, en prensa; M. Yta, comunicación personal); el reconocimiento de bloques exóticos jurásicos (?) de pedernal, rocas volcánicas, areniscas volcanoclásticas, lutitas y calizas al norte de Zacatecas (Klein *et al.*, 1990; Anderson *et al.*, 1990); fragmentos de rocas volcánicas calcialcalinas precenomanianas en los *flysch* del Cretácico Superior de Coahuila y Zacatecas (Tardy y Maury, 1973), así como de San Miguel de Allende, Guanajuato (Ortiz-Hernández, en preparación); una serie de unidades tectónicas en México central (Monod *et al.*, 1990); una discordancia de origen tectónico del Cretácico Superior en México centrooriental (Smith, 1989); y, finalmente, una discordancia angular entre las formaciones San Juan de la Rosa (Jurásico Superior) y La Peña Azul (Cretácico Inferior-Cenomaniano) en Querétaro (Chauve *et al.*, 1985). Éstos constituyen, asimismo, argumentos definitivos para proponer la existencia de importantes *nappes de charriage*, responsables de la aloctonía de la secuencia volcánico-plutónico-sedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de Guanajuato.

El origen de las lavas de La Luz y del Complejo Filoniano Santa Ana está, así, estrechamente ligado a la existencia de una cámara magmática activa durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, la cual fue formada en un contexto de arco insular intraoceánico. La presencia de acumulados de composición ultrabásica (peridotitas-clinopiroxenitas) y básica (gabros), rocas de composición intermedia (dioritas) y de facies ácidas (plagiogranitos *sensu lato*) en el complejo plutónico, revela la existencia de una gran diferenciación magmática (poco notable en el complejo filoniano y las lavas), en el seno de dicha cámara. Es entonces el modo de emplazamiento el que determinó el origen de los basaltos de La Luz y el Complejo Filoniano Santa Ana, a saber: extravasación oceánica, originándose las lavas, o emplazamiento a lo largo de fracturas, formándose los diques doleríticos y basálticos. El comportamiento de los elementos-indicio, en especial de

aquéllos considerados como higromagmáticos (Treuil, 1973), así como los isótopos de Nd-Sm y Rb-Sr, permiten establecer un origen a partir de fusión parcial de manto superior que experimentó subducción (*mantle wedge*), con una cantidad escasa (<5 %) de sedimentos pelágicos también en subducción y una contribución importante de agua de mar (Figura 20).

Las unidades litológicas del sistema arco-cuenca fueron deformadas y transportadas tectónicamente sobre la plataforma carbonatada de Valles-San Luis Potosí, por efecto de la orogenia Oregoniana, durante el Albiano-Cenomaniano. Estas unidades fueron deformadas nuevamente durante la orogenia Laramide, del Cretácico Tardío-Terciario temprano, sufriendo después la intrusión de los plutones graníticos tectónicos posteriores (Granito Comanja).

Finalmente, la presencia de un metamorfismo de tipo oceánico de grado bajo (facies de esquisto verde), la ubicuidad de estructura almohadillada, la textura variolítica, la predominancia de basalto con ausencia de andesita y la escasez de sedimentos detríticos intercalados con las lavas, así como la afinidad magmática toleítica del basalto y la dolerita, sugieren su origen en un ambiente intraoceánico.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las rocas dolerítico-basálticas del Complejo Filoniano Santa Ana y las lavas a él asociadas de la Unidad Basáltica La Luz son cogenéticas, poco diferenciadas y pertenecen a una serie toleítica de arco caracterizada por valores bajos en K_2O , TiO_2 , Zr e Y, así como por contenidos bajos en tierras raras [10 a $30X$ condritas, $0.46 < (La/Yb)_N < 1.24$] y relaciones isotópicas iniciales $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512992 \pm 0.000026 - 0.513104 \pm 0.000022$ y $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.703472 \pm 0.000030 - 0.704787 \pm 0.000032$ ($+7.1 < \epsilon Nd [T=122.5 \text{ Ma}] < +9.1$; $-13.4 < \epsilon Sr [T=122.5 \text{ Ma}] < -0.48$), similares a aquéllas de las rocas volcánicas de los arcos intraoceánicos del Pacífico occidental o del Caribe. Esta serie toleítica de arco está, sin embargo, enriquecida en Nb, lo que constituye la característica geoquímica más significativa del magma a partir del cual ella se formó. Este enriquecimiento en Nb está asimismo representado en la serie toleítica de arco de la secuencia volcanosedimentaria cretácica inferior de Zacatecas (Yta *et al.*, en prensa); Arcelia, Estado de Guerrero (Ortiz-Hernández, 1991); y en la serie calciocalina aptiano-albiana de Tloloapan, Estado de Guerrero (Talavera-Mendoza *et al.*, en prensa), y San Miguel de Allende, Estado de Guanajuato (Ortiz-Hernández, en preparación).

Desde el punto de vista mineralógico, las lavas y diques básicos de Guanajuato contienen fenocristales, que consisten en reliquias de clinopiroxenos cálcico-magnesianos, enriquecidos en hierro en sus bordes (augita: $Wo_{37}-En_{47}-Fs_{16}$; endiópsido: $Wo_{44}-En_{47}-Fs_9$), pobres en titanio, cromo y moderadamente ricos en aluminio; así como en cromitas aluminosas con relaciones $Cr/(Cr+Al)=0.81-0.83$ y $Mg/(Mg+Fe^{2+})=0.37-0.39$, que confirman el carácter subcalino (toleítico) y orogénico del magmatismo básico de Guanajuato. Estas rocas sufrieron un metamorfismo de tipo oceánico, de grado bajo, con conservación de las texturas magmáticas, desarrollándose la paragénesis típica de la facies de esquisto verde, *i. e.*: albita + clorita + actinolita + epidota \pm cuarzo \pm titanita \pm calcita \pm hematita. La sobreposición de un metamorfismo dinámico, sin duda ligado a su emplazamiento tectónico, está restringida a los grandes contactos tectónicos, donde se observa la presencia de zonas miloníticas o cataclásticas que raramente exceden de una decena de metros en grosor.

El Complejo Filoniano Santa Ana y las lavas basálticas asociadas de La Luz constituyen así una parte de las unidades

tectonoestratigráficas que conforman el complejo basal mesozoico de la Sierra de Guanajuato. Estas unidades se formaron en la parte superior de una cámara magmática —en un contexto orogénico de arco insular intraoceánico— durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano. El magmatismo toleítico del arco fue generado, sobre todo durante el Cretácico Temprano, por efecto de subducción de vergencia occidental en una cuenca de arco anterior con *substratum* oceánico, localizada entre el Paleopacífico y el cratón de América del Norte (Tardy *et al.*, en prensa). Este magmatismo evolucionó hacia un tipo transicional entre toleítico y calciocalino, o francamente calciocalino, durante el Aptiano terminal-Albiano temprano, como está ejemplificado en Arcelia y Tloloapan, Estado de Guerrero; San Miguel de Allende, Estado de Guanajuato (Ortiz-Hernández *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza *et al.*, en prensa); Sinaloa (Bonneau, 1972); y Alisitos, Estado de Baja California (Almazán-Vázquez, 1988a, 1988b). A fines del Albiano y principios del Cenomaniano, los esfuerzos compresivos de la orogenia Oregoniana provocaron el cierre de la cuenca oceánica y la colisión del arco magmático con el cratón de América del Norte. Los efectos de esta deformación fueron la proyección del arco intraoceánico hacia el NNE, siendo la anisotropía entre la secuencia volcánico-plutónico-sedimentaria la que favoreció las cabalgaduras con vergencia al NNE y la inversión de la polaridad unidad por unidad en un nivel epizonal (facies de esquisto verde).

De esta manera, las formaciones mesozoicas de la Sierra de Guanajuato no pueden seguir siendo consideradas como triásicas. Ellas representan la primera etapa de magmatismo del arco intraoceánico que funcionó al inicio de la subducción, entre el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en el Paleopacífico (Figura 20), alcanzando su máxima actividad durante esta última época; mientras que el magmatismo calciocalino albiano-aptiano (Almazán-Vázquez, 1988a, 1988b; Talavera-Mendoza *et al.*, en prensa) del arco de Alisitos-Tloloapan (Campa *et al.*, 1976) representa su continuación lógica, al curso de la subducción. Si bien el arco estuvo instalado sobre corteza oceánica (triásico-jurásica), no se descarta la posibilidad de que hayan existido bloques de corteza continental paleozoica que sirvieran localmente como basamento del mismo (bloque continental paleozoico de Sinaloa; Figura 20), ya que las secuencias volcanosedimentarias cretácicas de arco en Sinaloa descansan discordantemente sobre sedimentos carboníferos (Bonneau, 1972).

La originalidad del arco intraoceánico del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano de Guanajuato estriba, así, en el hecho de que todas las facies magmáticas (plutónica, filoniana y volcánica), incluyendo sus "raíces" (acumulados ultrabásicos y gabros de San Juan de Otates), afloran gracias a la tectónica compresiva tangencial que lo afectó.

La secuencia volcánico-plutónico-sedimentaria de Guanajuato representa, entonces, la expresión más central de las formaciones alóctonas del arco intraoceánico del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, colocadas por acreción durante el Albiano-Cenomaniano (orogenia Oregoniana) sobre la plataforma carbonatada de Valles-San Luis Potosí. La amplitud de la acreción es considerable (~450 km entre Guanajuato y la costa pacífica), lo que sugiere una traslación tectónica importante.

En el caso de que otro magmatismo toleítico de arco del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano sea reconocido en México, y con la finalidad de uniformar su terminología, se propone formalmente aquí el nombre de *arco intraoceánico cretácico inferior de Guanajuato* para referirse a él, por ser esta última época la de máxima actividad del arco y por ser Guanajuato el lugar donde primeramente ha sido descrito este magmatismo.

Resulta interesante destacar, desde el punto de vista de la exploración minera regional, que la provincia argentoaurífera "Faja de Plata", que ha forjado la riqueza minera de nuestro país, se sitúe exactamente en el frente de la cabalgadura de esta estructura tectónica particular de arco intraoceánico alóctono (el *Zacatecas-Guanajuato Thrust Front* [de Cserna, 1970] o el *Mexican Thrust Belt* [Campa, 1985]). He ahí una conclusión digna de reflexión que amerita ser tomada en cuenta por los geólogos mineros.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a las autoridades del Consejo de Recursos Minerales las facilidades otorgadas para la publicación del presente artículo.

Asimismo, se reconoce al Dr. Jorge Aranda-Gómez, de la Estación Regional del Centro del Instituto de Geología de la UNAM, y al Dr. Rodey Batiza del *Hawaii Institute of Geophysics*, las acertadas sugerencias proporcionadas en su revisión crítica de este artículo.

Por último, se agradece al CONACYT el haber financiado parcialmente esta investigación y al personal de la Residencia Guanajuato del Consejo de Recursos Minerales el apoyo brindado en el trabajo de campo, en especial a los ingenieros Carlos F. Yáñez-Mondragón, Antonio Sánchez y Salvador G. Ramos-Galán.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almazán-Vázquez, Emilio, 1988a, Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la península de Baja California: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 41-51.
- 1988b, Geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Alisitos del arroyo La Bocana en el Estado de Baja California Norte: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 78-88.
- Amstutz, G. C., 1974, Spilitic and spilitic rocks: International Union of Geological Sciences, A4, 482 p.
- Anderson, T. H., McKee, J. W., y Jones, N. W., 1990, Jurassic (?) mélange in north-central Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 22, p. 3 (resumen).
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981, Ocean floor basaltic volcanism, in Basaltic volcanism on the terrestrial planets: Nueva York, Pergamon Press, p. 132-160.
- Bonneau, Michel, 1972, Données nouvelles sur les séries crétaées de la côte pacifique du Mexique: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 7, p. 55-66.
- Bostford, C. W., 1909, Geology of Guanajuato district, Mexico: Engineering and Mining Journal, v. 87, p. 691-694.
- Cameron, W. E., Nisbet, E. G., y Dietrich, V. J., 1979, Petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean-floor basalts, in Panayiotou, A., ed., Ophiolites: Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus, p. 182-192.
- Campa, M. F., 1978, La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 2, p. 52-64.
- 1985, The Mexican thrust belt, in Howell, D. G., ed., Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region: Houston, Texas, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 299-313.
- Campa, M. F., Oviedo, R. A., y Tardy, Marc, 1976, La cabalgadura laramídica del dominio volcánico sedimentario (arco Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los Estados de Guerrero y México: Congreso Latinoamericano de Geología, 3, Acapulco, Resúmenes, p. 23 (resumen).
- Campa, M. F., Flores, Roberto, Guerrero, Patricia, Limón, Mario, Ramírez, B. R., Ramírez, Joel, y Vázquez, Marcial, 1977, La evolución tectónica y la mineralización en la región de Valle de Bravo, México, e Iguala, Guerrero: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 12, Acapulco, Guerrero, Memoria, p. 143-169.
- CETENAL, 1973, [Hoja] Nuevo Valle de Moreno (F14-C42), Guanajuato: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, carta topográfica, escala 1:50,000.
- Chauve, P., Fourcade, E., y Carrillo-Martínez, Miguel, 1985, Les rapports structuraux entre les domaines cordilléran et mésogéen dans la partie centrale du Mexique: Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences (Paris), ser. 2, v. 301, p. 335-340.
- Chiodi, Michel, Ortiz-Hernández, L. E., e Yta, Miriam, 1987, Evolución tectónica y magmática de un segmento del batolito granítico de Comanja, Estado de Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Cincuentenario de la carrera de Ingeniería Geológica, México, D. F., Memoria, p. 18 (resumen).
- Chiodi, Michel, Monod, Olivier, Busnardo, R., Gaspard, D., Sánchez, Antonio, e Yta, Miriam, 1988, Une discordance anté-albienne datée par una faune d'ammonites et de brachiopodes de type téthysien au Mexique central: Geobios, v. 21, p. 125-135.
- Christensen, N. I., y Salisbury, M. H., 1975, Structure and constitution of the lower oceanic crust: Reviews of Geophysics, Space Physics, v. 13, p. 57-86.
- Coleman, R. G., y Peterman, Z. E., 1975, Oceanic plagiogranite: Journal of Geophysical Research, v. 80, p. 1099-1108.
- Coleman, R. G., y Donato, M. M., 1979, Oceanic plagiogranite revisited, in Barker, F., ed., Trondhjemites, dacites, and related rocks: Amsterdam, Elsevier, p. 149-168.
- Corona-Chávez, Pedro, 1988, Análisis estratigráfico estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato: México, D. F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 60 p. (inérita).
- Corona-Chávez, Pedro, y López, P. A., 1988, Análisis estratigráfico-estructural de la secuencia volcánico-sedimentaria metamorfizada de la Sierra de Guanajuato: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 9, México, D. F., Resúmenes, p. 104 (resumen).
- Cserna, Zoltan de, 1970 (1971), Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico, in Seewald, K., y Sundeen, D., eds., The geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt: Midland, West Texas Geological Society, p. 99-117.
- 1976, Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 1191-1199.
- Dávila-Alcocer, V. M., y Martínez-Reyes, Juventino, 1987, Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato, Resúmenes, p. 19-20 (resumen).
- Delgado-Argote, L. A., Rubínovich-Kogan, Raúl, y Gasca-Durán, Abel, 1986, Descripción preliminar de la geología y mecánica de emplazamiento del complejo ultrabásico del Cretácico de Loma Baya, Guerrero, México: Geofísica Internacional (México), v. 25, p. 537-558.
- De Paolo, D. J., 1988, Neodymium isotope geochemistry—an introduction: Berlín, Springer-Verlag, 187 p.
- De Paolo, D. J., y Johnson, R. W., 1979, Magma genesis in the New Britain island-arc—constraints from Nd and Sr isotopes and trace-element patterns: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 70, p. 367-379.
- De Paolo, D. J., y Wasserburg, G. J., 1976, Nd isotope variations and petrogenetic models: Geophysical Research Letters, v. 3, p. 249-252.
- 1977, The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies: Geophysical Research Letters, v. 4, p. 465-468.
- Dick, H. J. B., y Bullen, T., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 86, p. 54-76.
- Dixon, T. H., y Batiza, Rodey, 1979, Petrology and chemistry of recent lavas in the northern Marianas—implications for the origin of island arc basalts: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 70, p. 167-181.
- Dupuy, C., Dostal, J., Marcelot, G., Bougault, H., Joron, J. L., y Treuil, M., 1982, Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc—implications for their source rock composition: Earth and Planetary Science Letters, v. 60, p. 207-225.

- Echegoyén-Sánchez, José, 1978, Yacimientos minerales de la Sierra de Arperos y Comanja, Estado de Guanajuato: GEOMIMET (México), núm. 93, p. 44–73.
- Edwards, D. J., 1956, Estudios acerca de algunos de los conglomerados rojos del Terciario inferior del centro de México: Congreso Geológico Internacional, 20, México, D. F., Memoria.
- Engel, A. E. J., Engel, C. G., y Havens, R. G., 1965, Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle: Geological Society of America Bulletin, v. 76, p. 719–734.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., y O'Nions, R. K., 1978, Rare-earth abundances in chondritic meteorites: Geochimica and Cosmochimica Acta, v. 42, p. 719–734.
- Frost, C. D., y Snoke, A. W., 1989, Tobago, West Indies, a fragment of a Mesozoic oceanic island arc—petrochemical evidence: Journal of the Geological Society of London, v. 146, p. 953–964.
- Furnes, H., 1973, Variolitic structure in Ordovician pillow lava and its possible significance as an environmental indicator: Geology, v. 1, p. 27–30.
- Gómez de la Rosa, Enrique, 1961, Estudio geológico minero de La Luz, Distrito de Guanajuato: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 45 p. (inédita).
- Gross, W. H., 1975, New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico: Economic Geology, v. 7, p. 1175–1189.
- Hawkesworth, C. J., y Powell, M., 1980, Magma genesis in the Lesser Antilles island arc: Earth and Planetary Science Letters, v. 51, p. 297–308.
- Hellman, P. L., y Henderson, Paul, 1977, Are rare-earth elements mobile during spilitisation?: Nature, v. 267, p. 38–40.
- Hénoc, J., y Tong, M., 1978, Automatisation de la microsonde: Journal de Microscopie et de Spectroscopie Electroniques, v. 3, p. 247–254.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Morrimer, G. F., y Tarney, J., 1984, Subduction of pelagic sediments—implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Marianas islands: Journal of the Geological Society of London, v. 141, p. 453–472.
- Humphris, S. E., y Thompson, G., 1977, Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater: Geochimica and Cosmochimica Acta, v. 41, p. 107–125.
- , 1978, Trace elements mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts: Geochimica and Cosmochimica Acta, v. 42, p. 127–136.
- Irvine, T. N., y Baragan, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523–548.
- Jakes, P., y Gill, J., 1970, Rare-earth elements and the island arc tholeiitic series: Earth and Planetary Science Letters, v. 9, p. 17–28.
- Jakes, P., y White, A. J. R., 1972, Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 29–40.
- Klein, R. T., Hannula, S. R., Norris, W., McKee, J. W., y Anderson, T. H., 1990, Cerro El Pedernal—block-in-mélange features in northern Zacatecas, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 22, p. 35 (resumen).
- Laird, J., y Albee, A. L., 1981, Pressure, temperature, and time indicators in mafic schists—their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont: American Journal of Science, v. 281, p. 127–175.
- Lapierre, Henriette, Monod, Olivier, Ortiz-Hernández, L. E., Chiodi, Michel, Martínez-Reyes, Juventino, y Zimmermann, J. L., 1989, New evidence for the ensimatic origin of Guanajuato island arc (Lower Cretaceous) in central Mexico: Terra, European Union of Geosciences EUG V, Estrasburgo, Francia, 20–23 de marzo, v. 1, p. 165 (resumen).
- Lapierre, Henriette, Ortiz-Hernández, L. E., Abouchami, Wafa, Monod, Olivier, Coulon, Christian, y Zimmermann, J. L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc—the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico: Earth and Planetary Science Letters, v. 108, p. 61–77.
- Leake, B. E., 1978, Nomenclature of amphiboles: Bulletin of Mineralogy, v. 101, p. 453–467.
- Leterrier, Jacques, Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., y Marshal, M., 1982, Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series: Earth and Planetary Science Letters, v. 59, p. 139–154.
- Martínez-Reyes, Juventino, 1987, Resumen de la geología y excursión a la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato, Gto., Programa, resúmenes y guía de la excursión, p. 50–91 (resumen y guía).
- McCulloch, M. T., y Perfit, M. R., 1981, ^{143}Nd - ^{144}Nd , ^{87}Sr - ^{86}Sr and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian island arc magmas: Earth and Planetary Science Letters, v. 56, p. 167–179.
- Miyashiro, Akiho, 1974, Volcanic rocks series in island arc and active continental margins: American Journal of Science, v. 274, p. 321–355.
- Monod, Olivier, Lapierre, Henriette, Chiodi, Michel, y Ortiz-Hernández, L. E., 1988, Allochtonie de l'arc de Guanajuato (Mexique): Société Géologique de France, Réunion des Sciences de la Terre, 12, Lille, Francia, p. 100 (resumen).
- Monod, Olivier, Lapierre, Henriette, Ortiz-Hernández, L. E., Chiodi, Michel, Martínez-Reyes, Juventino, Zimmermann, J. L., y Teiten, M., 1989, A complete oceanic island arc of Lower Cretaceous age in central Mexico—Guanajuato magmatic series: International Geological Congress, 28, Washington, D. C., v. 2, p. 452 (resumen).
- Monod, Olivier, Lapierre, Henriette, Chiodi, Michel, Martínez-Reyes, Juventino, Calvet, Philippe, Ortiz-Hernández, L. E., y Zimmermann, J. L., 1990, Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central—la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé Inférieur): Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences (Paris), ser. 2, v. 310, p. 45–51.
- Moore, J. G., y Schilling, J. G., 1973, Vesicles, water, and sulfur in Reykjanes Ridge basalts: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 41, p. 105–118.
- Mugica-Mondragón, Raúl, y Albarrán-Jacobo, Jorge, 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano: México, D. F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-1156, informe, 78 p. (inédito).
- Mullen, E. D., 1983, $\text{MnO/TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ —a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis: Earth and Planetary Science Letters, v. 62, p. 53–62.
- Myers, J. D., Marsh, D. B., y Sinha, A. K., 1986, Geochemical and strontium isotopic characteristics of parental Aleutian arc magmas—evidence from the basaltic lavas of Atka: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 94, p. 1–11.
- Nicolas, Adolphe, 1989, Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere; part 4, Petrology and structural geology: Dordrecht, Holanda, Kluwer Academic Publishers, 367 p.
- Nisbet, E. G., y Pearce, J. A., 1977, Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 63, p. 149–160.
- Nohda, Susumo, 1984, Classification of island arcs by Nd-Sr isotopic data: Chemical Geology, v. 18, p. 1–9.
- Núñez-Espinal, Jaime, Salgado-Terán, Virgilio, y Segura-García, Ladislao, 1981, Reconocimiento geológico del área cromífera de Papanoa-Petatlán, Guerrero: GEOMIMET (México), núm. 114, p. 45–63.
- Odin, G. S., y Odin, C., 1990, Échelle numérique des temps géologiques—mise à jour 1990: Géochronique, núm. 35, p. 12–21.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, Prieto-Vélez, Ramón, Zúñiga, Yira, y Flores, Sergio, 1979, Una secuencia volcano-plutónica-sedimentaria cretácica en el norte de Sinaloa; ¿un complejo ofiolítico?: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 3, p. 1–8.
- Ortiz-Hernández, L. E., 1988a, L'arc intra-océanique crétacé de Guanajuato (Mexique central): caractères pétrographiques et affinité magmatique du complexe filonien et des laves associées—implications métallogéniques et géodynamiques: Orléans, Université d'Orléans, memoria del D.E.A., 50 p. (inédita).
- , 1988b, Metamorfismo suboceanico de pillow-lavas y filones doleríticos de la zona La Luz-El Cubilete, Estado de Guanajuato: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 9, México, D. F., Resúmenes, p. 115–116 (resumen).

- Ortiz-Hernández, L. E., y Lapierre, Henriette, 1990, Composition des clinopyroxènes et processus de cristallisation fractionnée dans l'arc de Guanajuato (Mexique central): Grenoble, Francia, Réunion des sciences de la Terre, 13, p. 99 (resumen).
- Ortiz-Hernández, L. E., Lapierre, Henriette, y Monod, Olivier, en prensa, The Guanajuato and Arcelia tholeiitic magmatic sequences of central-southern Mexico—remnants of a Late Jurassic-Early Cretaceous intra-paleo-Pacific island arc: Lateinamerika-Kolloquium, Munich, Alemania, 21–23 de noviembre de 1990.
- Ortiz-Hernández, L. E., Yta, Miriam, Talavera-Mendoza, Oscar, Lapierre, Henriette, Monod, Olivier, y Tardy, Marc, 1991, Origine intraocéanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique Supérieur-Crétacé Inférieur du Mexique centro-méridional: Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences (Paris), ser. 2, v. 312, p. 399–406.
- Pearce, J. A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in Thorpe, R. S., ed., Andesites—orogenic andesites and related rocks: Nueva York, John Wiley, p. 525–548.
- , 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in Hawkerworth, C. J., y Norry, M. J., eds., Continental basalts and mantle xenoliths: Shiva Publishing Nantwich, p. 230–249.
- Pearce, J. A., y Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: Earth and Planetary Science Letters, v. 19, p. 290–300.
- Pearce, J. A., y Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 69, p. 33–47.
- Phelps, D., y Avé Lallemand, H. G., 1980, The Sparta ophiolite complex, northeast Oregon—a plutonic equivalent to low K_2O island-arc volcanism: American Journal of Science, v. 280, p. 345–358.
- Quintero-Legorreta, Odranoel, 1989, Contribución al conocimiento de la geología de la Sierra de Guanajuato en la región de Comanja de Corona, Jalisco: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 87 p. (inédita).
- Randall, J. A., 1982, Contacto entre el Terciario y el Mesozoico, Distrito de Guanajuato, Gto.: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 6, México, D. F., Resúmenes (resumen).
- Rocci, G., Ohnenstetter, D., y Ohnenstetter, M., 1975, Duality of Tethyan ophiolites: Pétrologie, v. 1, p. 172–174.
- Servais, Marc, y Rojo-Yaniz, Roberto, 1981, Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y estudio preliminar de las zonas ofiolíticas de San Juan de Oates, Gto.: México, D. F., Consejo de Recursos Minerales, informe, 100 p. (inédito).
- Servais, Marc, Rojo-Yaniz, Roberto, y Colorado-Liévano, Daniel, 1982, Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato: postulación de un paleo-golfo de Baja California y de una digitación téthysiana en México central: GEOMIMET (México), núm. 115, p. 53–71.
- Shervais, J. W., 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas: Earth and Planetary Science Letters, v. 59, p. 101–118.
- Smith, B. A., 1989, Tectonic origin of Upper Cretaceous unconformity in east-central Mexico: International Geological Congress, 28, Washington, D. C., t. 3, p. 137–138 (resumen).
- Stern, J. R., 1982, Strontium isotopes from circum-Pacific intra-oceanic island arcs and marginal basins: Regional variations and implications for magma genesis: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 477–486.
- Talavera-Mendoza, Oscar, Ramírez-Espinosa, Joel, Lapierre, Henriette, Monod, Olivier, Campa, M. F., y Tardy, Marc, en prensa, The Albo-Aptian volcano-sedimentary calc-alkaline arc series of Teloloapan (southern Mexico)—correlations with the contemporaneous Zihuatanejo sequence and geodynamic implications: Lateinamerika-Kolloquium, Munich, Alemania, 21–23 de noviembre de 1990.
- Tardy, Marc, y Maury, R., 1973, Sobre la presencia de elementos de origen volcánico en las areniscas de los flyschs de edad cretácica superior de los estados de Coahuila y de Zacatecas, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 34, p. 5–12.
- Tardy, Marc, 1980, Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique: Paris, Université Pierre et Marie Curie, tesis de doctorado de estado, 459 p. (inédita).
- Tardy, Marc, Lapierre, Henriette, Talavera-Mendoza, Oscar, Ortiz-Hernández, L. E., Yta, Miriam, Monod, Olivier, y Beck, C., en prensa, Paleogeographic relations between Tethys and paleo-Pacific during Mesozoic times evidenced by the tectono-magmatic features of the Late Jurassic-Early Cretaceous allochthonous arc of central-southern Mexico: Lateinamerika-Kolloquium, Munich, Alemania, 21–23 de noviembre de 1990.
- Taylor, P. S., 1971, Mineral variations in the silver veins of Guanajuato, Mexico: Hanover, New Hampshire, Dartmouth College, disertación doctoral, 139 p. (inédita).
- Terrazas, A., 1953, Report on the Nuestra Señora de La Luz, prospect El Salto del Maguey, district of León, Gto., Mexico: México, D. F., Consejo de Recursos Minerales, informe 5.2/9, 13 p. (inédito).
- Thompson, G., Shido, F., y Miyashiro, Akiho, 1972, Trace element distribution in fractionated oceanic basalts: Chemical Geology, v. 9, p. 89–97.
- Treuil, M., 1973, Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la gènesse et de la différenciation des magmas basaltiques—exemple de l'Afar: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 15, p. 500–540.
- Von Drach, V., Marsh, B. D., y Wasserburg, G. J., 1986, Nd and Sr isotopes in the Aleutians—multicomponent parenthood of island-arc magmas: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 92, p. 13–34.
- Wager, L. R., y Brown, G. M., 1968, Layered igneous rocks: Edinburgo, Oliver & Boyd, 588 p.
- Wandke, Alfred, y Martínez, Juan, 1928, The Guanajuato mining district, Guanajuato, Mexico: Economic Geology, v. 23, p. 1–44.
- White, W. M., y Patchett, Jonathan, 1984, Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs—implications for magma origins and crust-mantle evolution: Earth and Planetary Science Letters, v. 67, p. 167–185.
- Wildberg, H., y Albrecht, B., 1987, Composición de isótopos de Sr de las rocas magmáticas del complejo ofiolítico de Nicoya, Costa Rica, América Central: Miller Hubert, ed., Proyectos de la Deutsche Forschungsgemeinschaft, Inv. Alem. Rec. en Latinoamérica—Geología, p. 18–24.
- Yoder, H. S., y Tilley, C. E., 1962, Origin of basaltic magmas—an experimental study of natural and synthetic rock systems: Journal of Petrology, v. 3, p. 342–532.
- Yta, Miriam, y Chiodi, Michel, 1987, Nueva hipótesis sobre la evolución magmático-tectónica y relación metalogénica del batolito granítico Comanja, Comanja de Corona, Jalisco: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 16, Acapulco, Gro., Memoria, p. 78–89.
- Yta, Miriam, Lapierre, Henriette, Monod, Olivier, y Weber, P. de, en prensa, Magmatic and structural characteristics of the Lower Cretaceous arc-volcano-sedimentary sequences of Saucito-Zacatecas-Fresnillo (central Mexico)—geodynamic implications: Lateinamerika-Kolloquium, Munich, Alemania, 21–23 de noviembre de 1990.
- Zárate del Valle, P. F., 1986, Caracterización de la mina El Maguey—única evidencia tungstenífera conocida en el centro del país: México, D.F., Convención de la Sociedad Geológica Mexicana, 7, Resúmenes, p. 43–44 (resumen).
- Zimmermann, J. L., Vernet, M., Guyetand, G., y Dautel, D., 1985, Données sur potassium et argon (de 1976 à 1984) dans quelques échantillons géochimiques de référence: Geostandards Newsletter, v. 9, p. 205–208.
- Zimmermann, J. L., Stein, G., Lapierre, Henriette, Vidal, Raúl, Campa, M. F., y Monod, Olivier, 1990, Données géochronologiques nouvelles sur les granites laramiens du centro et de l'ouest du Mexique (Guerrero et Guanajuato): Société Géologique de France, Réunion des Sciences de la Terre, 13, Grenoble, Francia, p. 127 (resumen).

Manuscrito presentado: 5 de abril de 1989.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 19 de abril 1991.

Manuscrito aceptado: 16 de mayo de 1991.