

CARACTERÍSTICAS DEL EJE NEOVOLCANICO TRANSMEXICANO Y SUS PROBLEMAS DE INTERPRETACION

*Alan Demant**

RESUMEN

Para tratar de resolver los problemas de interpretación de las vulcanitas del Eje Neovolcánico Transmexicano, es necesario primero definir bien sus características principales. Los estudios de campo indican que el vulcanismo que afectó a la parte central de México es únicamente plio-cuaternario y que su distribución no sigue una dirección general E-W, como siempre se ha indicado, sino que se pueden diferenciar cinco focos principales de actividad con orientación y características distintas.

Los caracteres vulcanológicos apoyan la existencia de dos tipos de estructuras: (1) grandes estrato-volcanes, con orientación general N-S, que coincide con la orientación de los pliegues terciarios que se observan en el sur de México y (2) un gran número de pequeños volcanes, alineado en dirección NE-SW, sobre fracturas de tensión que son responsables de la formación de las fosas tectónicas. La petrografía de las lavas comprueba esta subdivisión; la característica esencial de este punto de vista, la constituye la escasez de riolita y la ausencia total de ignimbritas.

Para interpretar estas características y explicar la orientación fundamental diferente entre el Eje Neovolcánico y la cadena volcánica de América Central, se considera un desplazamiento sinistral de Norteamérica con respecto a la Placa Caribeña, a lo largo de las fallas Polochic-Motagua y de su prolongación oriental, la falla de Bartlett. Este movimiento relativo entre las dos placas se produjo a partir del Oligoceno temprano y es responsable, en México, de la formación de pliegues de fondo perpendiculares a la dirección de compresión y de fallas de tensión paralelas a la dirección de los esfuerzos principales.

Este desplazamiento, apoyado por evidencias geológicas y geofísicas, permite explicar la edad plio-cuaternaria del vulcanismo del Eje Neovolcánico, puesto que la zona de subducción de la Fosa de Acapulco se pudo desarrollar únicamente después del movimiento hacia el oeste de la Placa Norteamericana. El cambio del polo de rotación de la Placa de Cocos durante el Mioceno tardío, aparece también como un factor importante en el desarrollo del Eje Neovolcánico.

Las características particulares del vulcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano se pueden explicar por lo tanto, mediante la subducción al sur de México que se efectúa debajo de una placa continental deformada y fracturada, cuyo límite es de creación reciente; a esto se superponen las características diferentes del piso oceánico que desaparece, con un ángulo débil y una orientación oblicua en México y con un ángulo mayor y perpendicularmente a la Placa Caribeña en América Central.

Finalmente, se subraya la presencia de un vulcanismo alcalino en la parte occidental del Eje Neovolcánico, que indica cambios importantes en el ambiente geodinámico, en relación con el acercamiento de la Placa Norteamericana a la Cordillera del Pacífico Oriental.

RESUME

Afin de pouvoir résoudre les problèmes concernant l'interprétation du volcanisme de l'axe transmexicain il convient avant tout de bien définir ses principales caractéristiques. Le travail de terrain permet tout d'abord de souligner l'âge uniquement plioquaternaire de ce volcanisme et de démontrer ensuite que sa localisation n'est pas E-W, comme on le dit en général pour simplifier, mais se répartit en 5 secteurs d'orientation et caractéristiques différentes. Si l'on considère les caractères volcanologiques, on peut différencier deux types de structures: (1) de grands stratovolcans orientés en général suivant des directions méridiennes, qui correspondent à l'orientation des grands plis de fond tertiaires que l'on observe au Sud du Mexique et (2) un grand nombre de petits cones scoriacés alignés suivant des directions NE-SW qui correspondent également à celles des fractures de distension qui limitent les grabens. Du point de vue pétrographique il existe aussi des différences entre ces deux types; le point le plus important est cependant la rareté des rhyolites dans l'axe et l'absence totale d'ignimbrites.

Pour interpréter ces caractères et rendre compte des différences qui existent entre le volcanisme de l'axe et celui d'Amérique centrale on fait intervenir un déplacement senestre de l'Amérique du Nord par rapport à la Plaque Caraïbe, le long des failles Polochic-Motagua et de leur prolongement à l'Est, la faille de Bartlett. Ce mouvement relatif entre les deux plaques s'est produit à partir de l'Oligocène inférieur, il est responsable du côté mexicain du développement de grands plis de fond perpendiculairement à la compression maximum, et de failles de distension parallèlement aux efforts principaux.

Ce mouvement, souligné par des observations géologiques et géophysiques, permet d'expliquer l'âge plio-quaternaire de la fosse étant donné que la zone de subduction de la fosse d'Amérique Centrale n'a pu commencer à fonctionner qu'après la dérive vers l'Ouest de la Plaque d'Amérique du Nord. Le changement d'angle de rotation de la Plaque de Cocos au Miocène supérieur apparaît également comme un facteur important dans le développement de l'axe transmexicain.

* Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México 20, D. F.

Les caractères particuliers du volcanisme de l'axe peuvent ainsi s'expliquer par le fait que la subduction dans le sud du Mexique se fait sous une plaque continentale déformée et fracturée dont la limite actuelle n'existe que depuis le Miocène. A ceci se surimposent les caractéristiques différentes du plancher océanique pacifique qui disparaît, avec un angle faible et d'une manière oblique au niveau du Mexique, sous un angle plus grand et surtout perpendiculairement à la Plaque Caraïbe en Amérique Centrale.

Il faut souligner enfin que dans la partie occidentale de l'axe le développement d'un volcanisme alcalin indique des changements importants du contexte géodynamique, liés au rapprochement de la Plaque Nord Américaine avec la cordillère du Pacifique oriental.

INTRODUCCION

La zona volcánica de la parte central de México (Figura 1), conocida como Eje Neovolcánico Transmexicano (Mooser, 1972a), constituye uno de los rasgos más característicos de la geología de México por su orientación con respecto a la Fosa de Acapulco, la cual marca la zona de subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana, mecanismo que origina los magmas andesíticos de dicho Eje Neovolcánico.



Figura 1.—Mapa de localización del Eje Neovolcánico Transmexicano.

Esta distribución, muy original entre todas las zonas de subducción alrededor del Pacífico, explica sin duda la gran abundancia de los modelos propuestos para aclarar este vulcanismo transcontinental calci-alcalino (Mooser, 1969, 1972a, 1972b, 1975; Alvarez, 1975; Urrutia y del Castillo, 1977). Sin embargo, muchos de estos modelos son únicamente interpretaciones que, en la mayoría de los casos, no se basan en estudios de campo (Alvarez, 1975; Urrutia y del Castillo, 1977); o bien son muy locales (Thorpe y Francis, 1975; Pichler y Weyl, 1976; Thorpe, 1977) y que extrapolan utilizando los datos bibliográficos más antiguos (Mooser *et al.*, 1958; Gunn y Mooser, 1970; Negendank, 1972), sin evaluación crítica de los mismos.

El propósito de este artículo es fijar las características principales del vulcanismo del Eje Neovolcánico y examinar de una manera crítica los modelos propuestos, para formular después una hipótesis de trabajo que plantee el problema a su escala con los datos disponibles actualmente.

Los datos que se presentan son el resultado de cuatro años de trabajo dentro del programa de investigación del Instituto de Geología de la UNAM sobre el Eje Neovolcánico, que comprende el levantamiento geológico a escala 1:50,000 de la parte

occidental del Eje, desde la Costa del Pacífico hasta Toluca, y reconocimientos a mayor escala en la parte oriental del mismo, hasta el límite del altiplano.

PRINCIPALES CARACTERISTICAS DEL EJE NEOVOLCANICO TRANSMEXICANO

Los principales elementos que deben ser definidos antes de proponer cualquier modelo son: la edad, la localización de los volcanes, la definición de los límites del Eje y los caracteres vulcanológicos y petrográficos.

Edad de las vulcanitas

En los artículos publicados sobre el Eje Neovolcánico (Mooser, 1969; Gunn y Mooser, 1970; Negendank, 1972; Bloomfield, 1975; Thorpe y Francis, 1975), los autores reconocen dos ciclos volcánicos: uno oligo-miocénico y otro plio-cuaternario, o bien señalan el principio de la actividad eruptiva durante el Oligo-Mioceno, y describen a las rocas más antiguas como andesitas, dacitas, riolitas e ignimbritas. Las características petrográficas (Gunn y Mooser, 1970; Negendank, 1972) demuestran, sin embargo, que la evolución magmática de estas rocas no corresponde con la curva de evolución del vulcanismo plio-cuaternario. Por otro lado, estas lavas están en ocasiones plegadas, como se observa en Mil Cumbres en Michoacán (Mauvois *et al.*, 1976), o en la región del Lago de Chapala (Díaz y Mooser, 1972), y afloran de igual manera al norte y al sur del Eje. Esto permite pensar que el vulcanismo oligo-miocénico constituye el "basamento" de la zona volcánica central, y no pertenece a la secuencia del Eje Neovolcánico.

De esta manera, el autor considera que el *vulcanismo del Eje Neovolcánico es únicamente plio-cuaternario* y, más aún, que la mayoría de la actividad volcánica se produjo durante los últimos 2 millones de años. Las rocas oligo-miocénicas representan la prolongación meridional del sistema volcánico de la Sierra Madre Occidental (Demant *et al.*, 1976); algunos testigos conservados y no recubiertos se encuentran a lo largo del Eje. Las grandes fracturas sobre las cuales se alinea el vulcanismo plio-cuaternario, recortan siempre las estructuras andesíticas e ignimbriticas de la Sierra Madre Occidental de rumbo NW-SE.

Las rocas de la Sierra Madre Occidental fueron estudiadas particularmente en los cortes de la carretera Durango-Mazatlán (McDowell y Clabaugh, 1972; McDowell y Keizer, 1977; Swanson *et al.*, 1978). Las andesitas que se observan en la base de la secuencia fueron fechadas del Oligoceno, aunque algunas emisiones se produjeron durante el Eoceno. Las ignimbritas comenzaron a emplazarse hace 32

m.a., en dos períodos principales, hace 28 m.a. y 23 m.a., respectivamente. Watkins y colegas (1971) obtuvieron fechas de 10 m.a. (Mioceno tardío) al norte de Guadalajara, lo que sugiere edades distintas a lo largo de la Sierra Madre Occidental.

Los principales afloramientos de andesitas oligocénicas, correspondientes al zócalo del Eje Neovolcánico, se ubican (Figura 2) a lo largo del Río Grande de Santiago, al sur de la fosa tectónica de Tepic, en los bordes del Lago de Chapala y de la fosa tectónica de Colima, en la región de la Presa del Infiernillo y del Río Balsas en la parte meridional de Michoacán. En la zona nororiental de este Estado, las andesitas están plegadas en forma de un gran anticlinorio que va desde Tzitzio hasta Huetamo, sobre más de 120 km (Mauvois *et al.*, 1976; Figura 2). Al oriente del Eje Neovolcánico son más escasos los afloramientos de andesitas, localizados en las cercanías del poblado del Carmen al noreste de Puebla, y en la falda occidental del Pico de Orizaba (Figura 2). También podrían añadirse las andesitas de Zimapán y Pachuca, fechadas del Mioceno por Cantagrel y Robin (en prensa).

Las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental afloran hacia el sur cerca de Magdalena y de Guadalajara en el Estado de Jalisco; en este último lugar presentan una facies muy particular, con grandes fragmentos de vidrio negro, que se ha interpretado como un depósito denso acumulado cerca del punto de emisión (Wright y Walker, 1977), así como en la región de Autlán de Navarro (Figura 2). Se observan también rocas ignimbriticas al poniente del Lago de Cuitzeo, Michoacán y cerca de Salvatierra, Guanajuato. Entre Guadalajara y Querétaro, serranías ignimbriticas forman el límite septentrional de la gran depresión tectónica del Bajío. Al oriente de Querétaro, el límite de las ignimbritas parece desplazado hacia el sur a lo largo de grandes fracturas que se siguen desde San Miguel de Allende hasta Taxco (Demant, 1976; Demant *et al.*, 1976, Figura 2). Las rocas ácidas afloran hacia el oriente hasta los límites de la Sierra Madre Oriental, cerca de Pachuca (Figura 2). En esta zona algunas calderas están bien conservadas, sobre todo la de Amealco (Sánchez-Rubio, 1978) y la de Huichapan, o del Astillero (Demant *et al.*, 1976); por su morfología probablemente son del Mioceno tardío.

Los estrato-volcanes del Eje Neovolcánico han sido considerados muchas veces como pliocénicos o plio-cuaternarios (Mooser, 1961; von Erffa y Hilger, 1975; Bloomfield y Valastro, 1977). En realidad, estudios recientes sobre el Iztaccíhuatl muestran que este volcán tiene una edad radiométrica menor a 1 m.a. (Nixon, comunicación personal), y direcciones de magnetización únicamente normales (Steele, 1971). Las emisiones de pómez de la Malinche, que marcaron la fase de la actividad volcánica, fueron fechadas por el método del ^{14}C de 28,000 y 12,000 años (Heine y Heide-Weise, 1973). El aspecto irregular de muchos de los estrato-volcanes se debe, por lo tanto, a la erosión glacial que afectó a estos aparatos de más de 4,000 m de altura, durante el último período de glaciación.

El autor considera que las evidencias arriba mencionadas permiten asignar a todas las rocas del Eje Neovolcánico *s. s.* una edad plio-cuaternaria.

Distribución de los volcanes

Si se establece la distinción entre las rocas oligo-miocénicas que pertenecen a la secuencia efusiva de la Sierra Madre Occidental y el vulcanismo reciente que corresponde al Eje Neovolcánico propiamente dicho, éste ya no puede definirse como un eje E-W, idea admitida desde de Humboldt (1808).

Mooser (1975) distingue en el Eje Neovolcánico dos partes, una occidental al oeste de Chapala y la otra al oriente; en tanto que Demant (1976) y Demant y colegas (1976), lo dividen en cinco partes principales, definidas por sus orientaciones y características vulcanológicas peculiares, que son:

(1) — La fosa tectónica de Tepic-Chapala, caracterizada por su orientación NW-SE, y la presencia de cuatro volcanes principales: San Juan, Sangangüey, Ceboruco y Tequila (Figura 2). Con estos volcanes están asociados numerosos conos cineríticos alineados según las fracturas regionales NW-SE.

(2) — La fosa tectónica de Colima se extiende en dirección N-S; el macizo volcánico principal está constituido por el Nevado de Colima y el Volcán de Colima.

(3) — En Michoacán, donde más abundan los volcanes cuaternarios en México, la distribución de los conos permite inferir la existencia de líneas de fracturas NE-SW. Esta región se extiende al norte hasta el Bajío, y está limitada al este por el anticlinorio de Tzitzio y las fallas San Miguel de Allende-Taxco (Figura 2).

(4) — Al oriente de estas fallas se ubican los grandes valles de Toluca, México y Puebla, caracterizados por la presencia de cuatro de los siete estrato-volcanes principales del Eje, separados por amplias zonas lacustres. La Sierra Chichinautzin, que se extiende desde Toluca hasta el pie de la Sierra Nevada, está formada por una serie de pequeños volcanes con orientación NE-SW.

(5) — Finalmente, más allá de Puebla, el Eje Neovolcánico termina con su parte más oriental, de rumbo N-S, limitada al este por la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

En resumen, el Eje Neovolcánico no se puede definir como una zona volcánica continua, sino como un conjunto de diferentes áreas volcánicas.

Límites del Eje Neovolcánico Transmexicano

Al poniente, el Eje Neovolcánico termina en el Pacífico. Entre San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, se encuentran los volcanes más occidentales que se puedan correlacionar con el vulcanismo de la parte central de México. Algunos investigadores han prolongado el Eje Neovolcánico hasta el volcán de Las Tres Vírgenes en Baja California (Mooser, 1969; Gastil y Jensky, 1973; Thorpe y Francis, 1975). Dicho volcán tuvo su última erupción en 1746 (Mooser y Reyes, 1961; Ives, 1962); por su posición a más de 600 km de la Fosa de Acapulco, es obvio que no puede relacionarse con el Eje Neovolcánico. El volcán Tres Vírgenes forma parte de las emisiones volcánicas inducidas por la abertura del Golfo de California desde el Mioceno tardío (Karig y Jensky, 1972), y la formación de una corteza oceánica en su seno.

En la parte oriental del Eje Neovolcánico, las

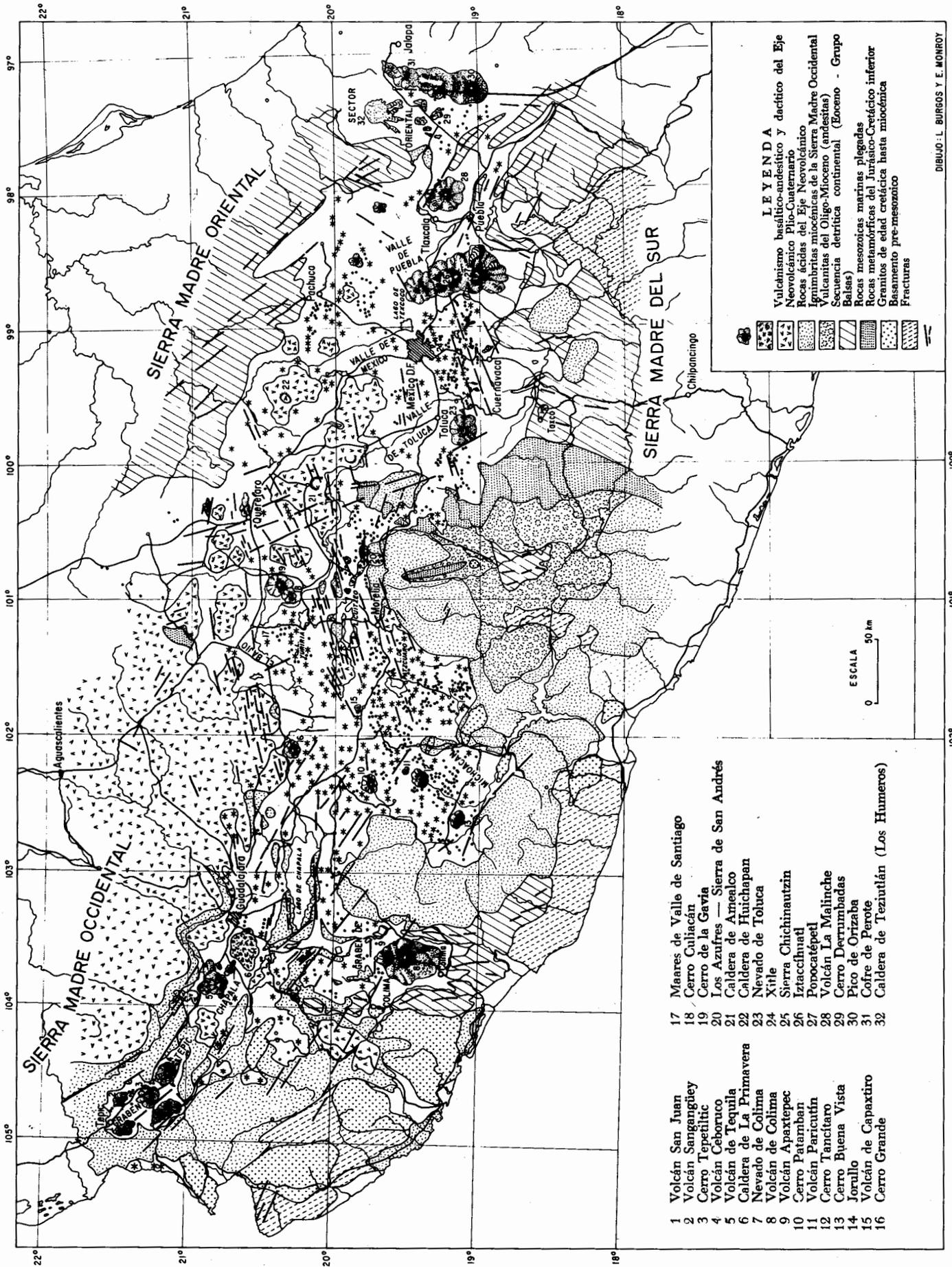


Figura 2.—Mapa geológico simplificado del Eje Neovolcánico Transmexicano.

manifestaciones del vulcanismo calci-alcalino terminan en el altiplano, cerca de Perote y Jalapa, Veracruz, (Figura 2). Todas las emisiones ígneas que se ubican en las pendientes que bajan hacia el Golfo de México o en las planicies costeras pertenecen a otra provincia petrológica relacionada con la evolución del Golfo de México (Demant y Robin, 1975; Robin, 1976).

Algunos autores incluyen en el Eje Neovolcánico los volcanes de Tuxtla al sur de Veracruz (Thorpe y Francis, 1975; Bloomfield, 1975); sin embargo, las características químicas subsaturadas de este vulcanismo (basanitas y basaltos alcalinos) indican una relación más estrecha con las manifestaciones volcánicas de la Planicie Costera (Robin y Demant, 1974). Pichler y Weyl (1976) y Thorpe (1977) interpretan los volcanes de Tuxtla como resultado de un vulcanismo alcalino que se desarrolló atrás de una cadena "andesítica", como sucede en América Central (Tournon, 1972) o en el arco de las Pequeñas Antillas (Sigurdsson *et al.*, 1973). En vista de que los productos de este vulcanismo alcalino no se presentan detrás de la zona calci-alcalina del Eje Neovolcánico sino más al oriente, que estos volcanes se extienden a lo largo de todo el margen del Golfo de México hasta la Sierra de Tamaulipas (Bloomfield y Cepeda, 1973; Cantagrel y Robin, en prensa) con un rumbo N-S, y que algunos de estos volcanes fueron también reconocidos debajo del mar (Moore y Del Castillo, 1974), estas manifestaciones volcánicas no deben ser incluidas en el Eje Neovolcánico, ni relacionadas con él.

El límite entre las manifestaciones del vulcanismo calci-alcalino y alcalino lo constituye la cadena formada por el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote, que probablemente esté sobre la falla descrita por Alvarez (1975), y cuya orientación N 30°W es muy similar a la de las fallas San Miguel de Allende-Taxco (Figuras 1 y 2).

Muchos autores han postulado la existencia de una falla en el Istmo de Tehuantepec (Moore y Del Castillo, 1974; Pal y Urrutia, 1977; Urrutia y Del Castillo, 1977; Urrutia y Pal, 1977), que limitaría al Eje Neovolcánico y marcaría también más al norte el límite del Golfo de México. Sin embargo, no existe evidencia geológica que permita aceptarla. Infieren esta falla para poder explicar la formación del Golfo de México como resultado del desplazamiento hacia el sur de la Península de Yucatán. El carácter oceánico del fondo del Golfo de México parece estar ya establecido. Sin embargo, algunos lo interpretan como un antiguo piso oceánico pre-paleozoico (Antoine y Pyle, 1970) que siguió la deriva hacia el oeste de la Placa Americana; para otros, en cambio (Ladd *et al.*, 1976; Van der Voo *et al.*, 1976), representa una zona de *rift* que se abrió cuando empezó la separación entre América del Norte y América del Sur.

No existen argumentos suficientes para elegir entre estas dos hipótesis; sin embargo, si se considera la distribución perpendicular del vulcanismo del margen del Golfo con respecto al Eje Neovolcánico, es más lógico interpretarlo como ligado con una evolución geodinámica reciente del Golfo de México (Robin, 1976; Robin y Nicolas, 1978), que relacionarlo con la subducción de la Placa de Cocos, como lo hace Thorpe (1977).

Caracteres vulcanológicos y petrográficos

Dentro de las manifestaciones del vulcanismo plio-cuaternario del Eje Neovolcánico se pueden diferenciar: (a) — grandes estrato-volcanes de vida larga, que representan además un volumen importante de lava, (b) — pequeños conos y derrames de actividad breve, tal como se pudo observar con el Parícutín, y (c) — productos riolíticos, siempre escasos y agrupados en ciertas áreas.

(a) *Los estrato-volcanes* son escasos a lo largo del Eje Neovolcánico; sin embargo, como constituyen las cimas más elevadas del país, se les considera siempre como la imagen clásica de los volcanes de México. Pertenecen a esta categoría el Nevado de Colima y su prolongación meridional, el Volcán de Colima (únicos estrato-volcanes grandes de la zona occidental del Eje), el Nevado de Toluca, el Popocatepetl, el Iztaccihuatl y La Malinche, que están agrupados en la parte central, y la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote, en la parte oriental del Eje Neovolcánico (Figura 2).

Cada uno de estos volcanes representa un volumen total de material de más de 100 km³. Las lavas que los constituyen presentan características muy semejantes; son rocas generalmente porfídicas, de composición dacítica, en las cuales abundan los fenocristales de plagioclasa y de hornblenda; al microscopio se observan ortopiroxena y/o clinopiroxena de tamaño más reducido.

Si se considera de una manera global la evolución en el tiempo de estos estrato-volcanes, se puede ver que sus etapas de construcción siguen un patrón común. Las primeras lavas emitidas son derrames gruesos de dacitas con anfífolas. Durante esta fase, son frecuentes las emisiones de nubes ardientes que generan, a su vez, lahares y depósitos aluviales, los cuales se observan muy bien, por ejemplo, alrededor del Nevado de Toluca. Los volcanes crecen así en altura, por la acumulación de lava, y se extienden lateralmente, con pendientes suaves por depósito de material proveniente de las fases explosivas. El mejor ejemplo lo constituye el Volcán de Colima, actualmente en actividad, cuyas faldas se extienden, muy regulares, alrededor del cráter.

En la fase final de esta primera etapa, cuando el volcán tiene un tamaño importante, generalmente se producen erupciones muy violentas. Estas erupciones fueron descritas en detalle en el volcán Nevado de Toluca (Bloomfield, 1974; Bloomfield y Valastro, 1974 y 1977; Bloomfield *et al.*, 1977). Después de una explosión paroxismal que destruyó gran parte del cráter, ocurrieron dos erupciones, fechadas de 24,500 y 11,600 años respectivamente, durante las cuales grandes cantidades de pómez fueron emitidas en muy poco tiempo (1 ó 2 días) (Bloomfield y Valastro, 1977), a través de un conducto abierto, tal como se deduce por la escasez de fragmentos ajenos al magma en los depósitos pumílicos. El volumen importante de material emitido (1.4 km³ en equivalente de roca) en la erupción más reciente (Bloomfield y Valastro, 1977), provocó un vaciado rápido de la cámara magmática, lo cual probablemente indujo a un colapso de la parte superior del volcán. La forma actual del Nevado de Toluca existe desde la última erupción pliniana, que fue seguida por el desarrollo del domo dacítico

“del Ombligo”, tapón de lava que obstruyó a la chimenea (Bloomfield y Valastro, 1977).

En el Nevado de Colima, así como debajo del Volcán de Colima actual (Mooser, 1961), se reconocen también los límites de una antigua caldera. La reconstrucción es más difícil para La Malinche y El Cofre de Perote, debido a los efectos de la erosión glacial que afectó a estos volcanes. En el caso del Popocatepetl, la primera fase eruptiva corresponde con el Volcán Nexpayantla (Mooser *et al.*, 1958), cubierto después por el cono más reciente; lo mismo ocurre con el Pico de Orizaba, cuya forma se debe igualmente al desarrollo de un volcán de formación reciente arriba de una estructura volcánica más antigua, la Sierra Negra (Mooser *et al.*, 1958).

Los conos actuales del Popocatepetl y del Pico de Orizaba están formados por lavas que ya no tienen grandes anfífolas, sino hiperstena asociada o no con olivino, y de grano más fino. Existe una cámara magmática debajo de estos volcanes, como lo demuestran las erupciones recientes de pómez del Popocatepetl fechadas en 900 y 450 años respectivamente (Heine y Heide-Weise, 1973). El volumen emitido es, sin embargo, muy inferior al que resulta de una fase pliniana y, por lo tanto, no hay modificación en la forma del cono. Estas erupciones, con emisión primero de pómez y después de cenizas y lavas andesíticas, se parecen mucho al tipo de erupciones del Hekla, en Islandia (Thorarinsson, 1970), interpretadas como resultado de un fenómeno de diferenciación en una cámara magmática, con formación de una fase rica en gases. El Popocatepetl y el Pico de Orizaba, actualmente en una fase fumarólica, han alcanzado entonces un nivel de evolución más maduro; el Cofre de Perote y La Malinche, desde su última erupción hace 12,000 años (Heine y Heide-Weise, 1973), el Nevado de Toluca, desde la formación del Ombligo hace 11,600 años, y el Nevado de Colima se encuentran en fase de reposo.

En el caso del Volcán de Colima (Figura 2), después de la creación de la caldera del antiguo volcán, se formó el Volcán de Fuego actual dentro de esta estructura. Este volcán tuvo muchas erupciones históricas (Waitz, 1920 y 1936). Desde 1957 (Mooser, 1961), el nivel de lava en el cráter subió lentamente pero de manera continua, y formó un domo que, a partir de 1975, produjo derrames en los flancos oriental y suroriental, por desbordamiento en las partes bajas del cráter (Demant *et al.*, 1976; Thorpe *et al.*, 1977).

El Volcán de Colima constituye actualmente el volcán más peligroso del Eje Neovolcánico, no por las avalanchas de bloques y las nubes que se produjeron al frente de los derrames (Thorpe *et al.*, 1977), sino por el hecho de que es un aparato de tipo peleano (“Montagne Pelée”), con un tapón de lava de dacita de hornblenda y piroxenas que obstruye al cráter, por lo que se debe de temer el desarrollo de nubes ardientes. Las últimas fueron observadas durante la erupción de 1913 (Waitz, 1920) que duró apenas 4 días, pero destruyó gran parte del cráter; afortunadamente, en esa ocasión afectaron únicamente las partes altas del volcán. Antes de ésta, ocurrieron otras dos erupciones en épocas históricas (1611 y 1818) (Mooser, 1961).

En la parte occidental del Eje Neovolcánico existen cuatro volcanes importantes: San Juan y Sangangüey al suroeste y este de Tepic (Nayarit); Ceboruco al noroeste de Ixtlán del Río (Nayarit) y Tequila (Jalisco) (Figura 2). Sin embargo, estos volcanes no son de la misma magnitud que los estrato-volcanes, ya que el volumen de lava emitido es 5 veces inferior. También existen diferencias en la mineralogía de las lavas; no son frecuentes las lavas dacíticas ricas en anfífolas, que se observan únicamente en el Volcán San Juan y en la base del Sangangüey; es de notarse que el Volcán San Juan produjo, en sus últimas erupciones, nubes ardientes y derrames de pómez. Las lavas que predominan son andesitas de 55 a 60% de SiO₂ con plagioclasa y dos piroxenas. El más conocido de estos volcanes, el Ceboruco, tuvo su última erupción en 1870 (Mooser *et al.*, 1958); las lavas tienen una composición que varía desde andesitas ricas en sílice hasta riocitas (Thorpe y Francis, 1975; Nelson, 1976). El Volcán de Tequila también muestra una gran variedad de productos, desde basaltos hasta riolitas (Demant *et al.*, 1976).

El tipo de evolución que presentan estos volcanes, así como los estrato-volcanes del Eje Neovolcánico, sugiere la existencia de una cámara magmática debajo de estas estructuras. Sin embargo, pese a este contacto íntimo entre el magma y las rocas circundantes de la corteza, no parecen haberse desarrollado muchos fenómenos de contaminación, como lo demuestran las relaciones del Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ publicadas recientemente (Whitford y Bloomfield, 1976; Moor bath *et al.*, 1978; Robin y Cantagrel, 1978), por lo que la génesis de las dacitas no puede adjudicarse principalmente a un fenómeno de contaminación por la corteza.

Los estrato-volcanes no se ubican al azar a lo largo del Eje Neovolcánico sino que, por lo general, se orientan según direcciones N-S; es el caso del macizo formado por el Nevado de Colima y el Volcán de Colima y lo mismo ocurre para la Sierra Nevada y la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote. En el caso del Nevado de Toluca y La Malinche, es más difícil inferir direcciones estructurales. Sin embargo, este último volcán se ubica cerca de las fallas de San Miguel de Allende-l'axco (Figura 2). Mooser (1972b) distingue varias fracturas con rumbo N 40° E o N 50° E en el Eje Neovolcánico sobre las cuales se alinean los estrato-volcanes; tales fracturas no son evidentes en las imágenes de satélite y tampoco en el campo. Para el autor, los grandes volcanes están orientados según direcciones más o menos N-S y se diferencian así de los pequeños volcanes alineados según direcciones NE-SW. Esto es particularmente evidente en el Valle de México, donde la Sierra Chichinautzin, de rumbo N 60° E, llega hasta el pie de la Sierra Nevada orientada N 10° W (Figura 2).

(b) *Los pequeños volcanes o volcanes monogénicos* están constituidos por eyecciones piroclásticas alrededor del conducto y derrames de lava de poca extensión. El ejemplo típico de estas erupciones es la del Parícutín ocurrida entre 1943 y 1952 y que, sin duda, es una de las más estudiadas en el mundo (Bullard, 1947; Segerstrom, 1950; Williams, 1950; Wilcox, 1954; Foshag y González, 1956). Durante los 10 años de su actividad, el volumen emi-

tido fue del orden de 1 km³ y las lavas cubrieron una superficie de 25 km².

Estos volcanes están alineados según las direcciones tectónicas regionales NW-SE en la fosa tectónica de Tepic-Chapala, y NE-SW en la región al oriente de Chapala, en Michoacán, donde más se concentró la actividad volcánica y donde la franja volcánica es la más ancha, alcanzando 120-150 km (Figura 2).

Un hecho interesante es que estos volcanes, que en ocasiones se desarrollan al pie de los estratovolcanes, no parecen tener relación con ellos. En la mayoría de los casos, los productos emitidos son basaltos, basaltos andesíticos y andesitas; el olivino es el mineral más frecuente en estas lavas y la asociación mineralógica más común es olivino + plagioclasa + ortopiroxena ± clinopiroxena. Los productos diferenciados de composición dacítica pueden ser afaníticos con piroxena o porfídicos con anfífolas.

El estudio detallado de la erupción del Parícutín mostró un cambio regular en la composición química de sus lavas, que varía desde 55 hasta 60% de SiO₂, y una modificación progresiva de la mineralogía con la desaparición del olivino y el desarrollo de ortopiroxena en las lavas más ricas en SiO₂. Estas diferencias fueron interpretadas por Wilcox (1954), como el resultado de un fenómeno de contaminación y cristalización fraccionada al nivel de lo que llamó una cúpula magmática. Sin embargo, los valores de los isótopos del Sr, que no varían entre basaltos y andesitas, indican que el fenómeno de contaminación no parece jugar un papel importante (Tilley *et al.*, 1968). Por otro lado, un estudio experimental más reciente (Egglar, 1972) demuestra que un fenómeno de fraccionamiento y de contaminación cerca de la superficie, no puede explicar el origen de las lavas del Parícutín; éstas provendrían de la fusión parcial, en ambiente rico en agua, de los basaltos oceánicos de un placa en hundimiento.

Esto demuestra con claridad los problemas que existen para explicar las características de las lavas de los volcanes monogenéticos; no obstante, es obvia la ausencia de una diferenciación en una cámara magmática si se considera la gran extensión lateral de este vulcanismo. Los datos geoquímicos son todavía escasos para poder escoger un modelo entre las diferentes hipótesis que existen para explicar las líneas calci-alcalinas. En estudios recientes sobre las rocas del Valle de México, Negendank (1976) y Richter y Negendank (1976) las interpretaron como resultado de un fenómeno de fusión parcial de la parte profunda de la corteza pero, por lo general, se hace intervenir o una fusión parcial de la placa oceánica que se hunde, o una fusión parcial del manto sobreyacente.

(c) *Los productos riolíticos* son escasos y junto con la ausencia total de ignimbritas (Demant, 1978) constituyen otra de las características importantes del Eje Neovolcánico.

Las riolitas parecen ser más abundantes en la parte occidental del Eje Neovolcánico. Se observa un pequeño domo riolítico, de edad reciente entre Tepic e Ixtlán del Río, en el flanco meridional del Cerro Tepetitlic (Figura 2), pero estos productos son más frecuentes entre Magdalena y Tequila, donde están cubiertos por las andesitas del Volcan de Tequila; muchas obsidias aparecen al frente o

en el borde de dichos derrames (Demant *et al.*, 1976).

Al suroeste de Guadalajara se ubica la estructura ácida más típica del Eje Neovolcánico, la caldera de la Primavera (Figura 2), cuyos domos son muy visibles en las imágenes de satélite (Demant *et al.*, 1976). Un estudio reciente (Mahood, 1977) señala una edad muy joven para esta estructura (menos de 100,000 años) y el carácter potásico de las lavas riolíticas (comenditas). En la última parte de este artículo se discutirá el significado geodinámico de estas rocas.

En Los Azufres, Michoacán (Figura 2), se conoce la existencia de domos riolíticos (Waitz, 1906); trabajos cartográficos en esta área (Demant *et al.*, 1975) han permitido extender estas riolitas desde Huajúbaro hasta Zinapécuaro (Figura 2). La superficie cubierta por los domos y derrames riolíticos es del orden de los 400 km²; sin embargo, ninguna estructura de tipo caldera se pudo reconocer. La existencia de numerosos manantiales de agua caliente suscita gran interés, puesto que hacen de esta zona una posible fuente de energía geotérmica.

En la parte central y oriental del Eje Neovolcánico son muy escasos los productos de diferenciación; existen sólo dos grandes domos, los Cerros Derrumbadas, cerca de Zacatepec (Figura 2), sobre la carretera que une Puebla con Perote, y otros al norte de la Laguna del Carmen (Figura 2).

En la caldera de Los Humeros (Figura 2), que se localiza en la parte más oriental del Eje Neovolcánico, no aparecen riolitas. En efecto, tenemos aquí una asociación íntima entre basaltos de carácter alcalino y grandes emisiones de pómez de composición dacítica. La ubicación de esta caldera en el límite entre el Eje Neovolcánico y la región del Golfo de México, explica esta mezcla de los dominios alcalinos y calci-alcalinos.

Ningunas erupciones ignimbriticas cuaternarias se manifiestan en el Eje Neovolcánico. Fries y colegas (1965) describen en la región de Tlalpujahua derrames piroclásticos cuaternarios, pero los datos de campo demuestran muy bien que estas ignimbritas son, de hecho, miocénicas (Demant *et al.*, 1975; Silva-Mora, en prensa).

DIFERENTES INTERPRETACIONES DEL ORIGEN DEL EJE NEOVOLCANICO

Una de las primeras hipótesis para explicar el vulcanismo del Eje Neovolcánico consistió en considerarlo como la prolongación de la Fractura de Clarión, gran falla de transformación del Pacífico oriental (Menard, 1955; Mooser *et al.*, 1958; Mooser y Maldonado-Koerdell, 1961). Sobre esta falla se localizan las Islas Revillagigedo, en las cuales la última erupción fue la del Volcán Bárcena en 1952 (Richards, 1959), y que constituyen, para Mooser y Maldonado-Koerdell (1961), las manifestaciones más occidentales del Eje Neovolcánico. Sin embargo, las rocas que forman estas islas son basaltos, traquitas y riolitas (Richards, 1964; Bryan, 1964, 1966); es decir, una secuencia típicamente alcalina, característica de un vulcanismo de islas oceánicas (Barberi *et al.*, 1974). Por otro lado, prolongar la Fractura de Clarión hasta el Eje Neovolcánico implica la existencia de movimientos horizontales (*strike*

slip) en esta parte, lo que es admitido por Mooser (1969).

Para Gastil y Jensky (1973), el Eje Neovolcánico corresponde también a una falla dextral y constituye la prolongación del sistema del Golfo de California; eso les permite explicar el desplazamiento de los batolitos costeros, del límite entre la Sierra Madre Occidental y la zona de cuencas y sierras (*basin and range*) que bordea el Golfo de California, así como de lo que llaman el "Cinturón de Cobre". El movimiento total durante el Paleoceno-Plioceno sería del orden de 435 km. Hasta la fecha, no existe evidencia alguna que apoye un movimiento horizontal a lo largo del Eje Neovolcánico; todas las fracturas son fallas normales de tensión. Tampoco se observa un desplazamiento de las rocas oligocénicas de la Sierra Madre Occidental de un lado y otro de la zona neovolcánica. Por último, las manifestaciones volcánicas del Golfo de California son basaltos toleíticos (Batiza y Hawkins, 1974; Johnpeer, 1977; Batiza, 1978) o magmas alcalinos, los que caracterizan una zona de *rift* en proceso de oceanización, mientras que en el Eje Neovolcánico se presenta una secuencia calci-alcalina.

Mooser (1969) desarrolla otro modelo, según el cual el Eje Neovolcánico representa una antigua "geosutura", anterior al Paleozoico, entre dos bloques cratónicos. La existencia de fracturas antiguas con movimientos de desplazamiento lateral fue sugerida en varios lugares de la parte meridional de la Placa Norteamericana como el "Texas Lineament" (Muehlberger, 1965), la falla de Caborca (Silver y Anderson, 1974), o bien las inferidas por de Cserna (1976) en México. Para Mooser (1969), una consecuencia de este movimiento en el Eje Neovolcánico es la formación de cinco bloques en el basamento de la parte meridional de México, en realidad no se comprende muy bien cuáles son los argumentos geológicos que permiten dividir en cinco bloques la Sierra Madre del Sur. La formación de los masmas debajo de esta geosutura se debe, según Mooser (1969), a un "calentamiento diferencial de la corteza". En términos de tectónica global, esta debilidad cortical se puede explicar como una zona de fallas de tensión continental, en su primera fase de evolución; es decir, con ascensión de la astenósfera debajo de ella. Flores (1978) supone esto al comparar al Eje Neovolcánico con el *graben* del Rin; sin embargo, en una zona de *rift* continental, el vulcanismo que se genera es de tipo alcalino. El calentamiento diferencial pudiese estar relacionado también, lo que hasta ahora no fue propuesto, con un foco caliente (*hot spot*), que pudiera existir debajo del Eje Neovolcánico. Esta hipótesis, que es muy atractiva, no está apoyada por los datos geológicos, ya que debiera observarse una disminución progresiva en la edad del vulcanismo de poniente a oriente, puesto que un foco caliente es normalmente fijo y la Placa Norteamericana se desplaza hacia el oeste. Tomando en cuenta la velocidad de desplazamiento de esta placa, la diferencia en edad de las rocas entre ambas extremidades del Eje Neovolcánico debiera ser del orden de 30 m.a. Este no es el caso, ya que el vulcanismo, como se ha expuesto, únicamente es plio-cuaternario.

Mooser (1972a y 1972b) considera también la existencia de una geosutura, reactivada por los procesos de subducción en el Pacífico.

La mayoría de los autores está a favor de la existencia de un mecanismo de subducción a lo largo de la Fosa Mesoamericana (o Fosa de Acapulco). Para explicar la posición oblicua del Eje Neovolcánico con respecto a la fosa, se han propuesto diferentes formas geométricas para la placa en hundimiento. Mooser (1975) explica lo que llama la estructura zigzagueante del Eje Neovolcánico por una Placa de Cocos fragmentada en diferentes elementos con pendientes de hundimiento distintas. Alvarez (1975) utiliza el mismo modelo involucrando sólo a dos de estos segmentos; el límite entre ambos corresponde con la Falla Pico de Orizaba-Tehuacán-Oaxaca. Recientemente, Urrutia y del Castillo (1977) siguieron la misma idea de Mooser, pero proponen una disminución continua del ángulo y un aumento de la velocidad de hundimiento de la Placa de Cocos, desde el oeste hasta América Central. Sin embargo, para determinar la posición del plano de Benioff, estos autores utilizan el modelo de Dickinson y Hatherton (1968), que relaciona el valor en K_2O con la altura (*h*) respecto al plano de subducción. Este modelo fue muy criticado (Nielsen y Stoiber, 1973), porque la relación K_2O/h varía en cada arco volcánico. Por otro lado, esta relación es todavía menos válida cuando pueden intervenir fenómenos de contaminación por la corteza, como es el caso del vulcanismo de tipo margen continental (Lefevre, 1973). Así, los ángulos de subducción de Urrutia y del Castillo (1977) no concuerdan con los que se pueden definir a partir de los datos sísmicos (Molnar y Sykes, 1969). Otro factor que impide pensar en un ángulo importante de subducción es la ausencia de focos sísmicos profundos (superior a 150 km) en México (Molnar y Sykes, 1969).

Urrutia y Pal (1977) y Pal y Urrutia (1977) presentan un modelo en el cual admiten, a partir de datos paleomagnéticos, una rotación de México con respecto a la Placa Norteamericana. En la evolución geodinámica que presentan, suponen la existencia de una parte continental al nivel de la Placa Farallón durante el Jurásico-Cretácico, que formaría actualmente la parte sur de México, separada de la Placa Norteamericana por un mar. Consideran que ambos continentes chocaron durante el Paleoceno y que la sutura se encontraría así en la posición del Eje Neovolcánico (geosutura de Mooser, 1972a). Esta reconstrucción no está apoyada por lo que se sabe de la geología del Jurásico-Cretácico del sur de México (Campa *et al.*, 1976; Carfantán, 1976 a y b; Demant *et al.*, 1976; Tardy, 1977), ya que no existía a lo largo de la Placa Norteamericana un continente, sino un sistema arco insular-mar marginal-continente. Durante el Paleoceno, este mar marginal quedó cerrado y todo el sistema cabalgó sobre el margen continental pacífico de México.

Pal y Urrutia (1977) visualizan otro tipo de vulcanismo que, a partir del Eoceno, se empezó a desarrollar en el sitio del Eje Neovolcánico, siendo éste paralelo a la zona de subducción de la Fosa de Acapulco. Cabe señalar que durante el Oligoceno-Mioceno no existía todavía el Eje Neovolcánico, ni tampoco la Fosa Mesoamericana; lo que se formó durante este tiempo fue el sistema de la Sierra Madre Occidental (Demant *et al.*, 1976), en relación con otra zona de subducción, perteneciente al sistema Pacífico-Farallón.

Puede concluirse que, a pesar de las numerosas interpretaciones propuestas, aún no existe un modelo preciso que permita explicar las causas de la localización del vulcanismo del Eje Neovolcánico; debido a la falta de datos geofísicos, sobre todo sísmicos, y a una buena ubicación en el tiempo de los diferentes eventos tectónicos y vulcanológicos.

HIPOTESIS PROPUESTA Y DATOS GEOLOGICOS Y GEOFISICOS EN QUE SE APOYA

Uno de los elementos geológicos más importantes que hay que tomar en cuenta para formular una hipótesis que explique el origen del Eje Neovolcánico es que la costa sur actual de México no puede constituir el límite meridional de la Placa Norteamericana, sino que representa una zona truncada tectónicamente (de Cserna, 1965; Malfait y Dinkelmann, 1972). Trabajos geofísicos recientes (Karig *et al.*, 1978) apoyan estas relaciones demostrando que el Complejo Xolapa, considerado como del Paleozoico por de Cserna y colegas (1962) y como del Mesozoico por Guerrero y colegas (1978), se encuentra limitado al sur por una falla importante. El material de la corteza continental no puede desaparecer por subducción por su densidad; tiene que existir entonces en alguna parte, lo que ya no se observa al sur de México.

Se sabe que en Guatemala el sistema de fallas Polochic-Motagua constituye el límite entre las Placas Norteamericana y del Caribe (Muehlberger y Ritchie, 1975). Carfantan (1976 a y b) y Burkart (1978) demostraron que este sistema de fracturas se sigue hasta la Fosa de Acapulco, cortando el suroeste del Estado de Chiapas. Carfantan (1976a y 1977) enfatiza que estas fallas marcan además un límite muy importante entre dos regiones geológicas distintas; en efecto, el macizo paleozoico de Chiapas no se observa más al sur, mientras que el Terciario es marino en México y de tipo molasa continental (equivalente del Grupo Balsas) en Guatemala. Los trabajos geofísicos sobre el temblor de febrero de 1976 en Guatemala (Plafker, 1976; Kanamori y Stewart, 1978) demostraron el carácter sinistral de estas fracturas, lo que implica un movimiento relativo entre la Placa Norteamericana y la Placa del Caribe; no obstante, los autores no están de acuerdo con la amplitud de este desplazamiento, ya que Malfait y Dinkelmann (1972) consideran 800 km, mientras que Kesler (1971) o Burkart (1978) sólo admiten 120-130 km.

Dos hechos geológicos permiten suponer un desplazamiento importante del orden de los 800-1000 km. El primero es la desaparición del Batolito de Chiapas al sur del sistema de fallas (Carfantan, 1977); el otro es la similitud que existe entre la historia mesozoica y terciaria de la parte meridional de México y septentrional de América Central. Según Williams (1960), McBirney y Williams (1965), Williams y McBirney (1969), se pueden distinguir en América Central: (1) — un basamento metamórfico, (2) — una secuencia sedimentaria de tipo plataforma jurásica-cretácica, (3) — una secuencia sedimentaria y volcánica metamorfoseada con ofiolitas en algunas partes y (4) — una potente secuencia ignimbrítica terciaria que descansa sobre conglomerados rojos.

Así, se tienen los equivalentes del basamento del sur de México, de las secuencias (autóctona y alóctona) mesozoicas del Grupo Balsas y de las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental, cuya acumulación se prolongó hasta el Plioceno. Para poner en concordancia los afloramientos de América Central con los de México, se necesitaría trasladar la costa pacífica actual de Guatemala hasta Zihuatanejo-Playa Azul, en México.

Como este movimiento interviene directamente en la formación de la Fosa de Acapulco y, por lo tanto, en la génesis de las lavas del Eje Neovolcánico, es necesario detallar las relaciones entre la Placa Norteamericana y la Placa Caribeña.

Relación de los movimientos de Norteamérica y de la Placa del Caribe

En varias ocasiones se ha considerado que el movimiento de la Placa Caribeña es hacia el este pero, en realidad, la Placa de Cocos, que se hunde al nivel de América Central (Figura 3), no está empujando la Placa Caribeña. El movimiento proviene del Atlántico, por la creación de nueva corteza a lo largo de la cordillera meso-oceánica, que es el mecanismo responsable de la rotación de la Placa Norteamericana hacia el oeste. La Placa Caribeña se encuentra limitada al norte por la Falla de Bartlett y la Fosa Caymán, que constituye una zona en expansión (Holcombe *et al.*, 1973; Perfit, 1977; Perfit y Heezen, 1978) y al este por las Pequeñas Antillas (Figura 3). Estas islas forman un arco volcánico, resaltando la existencia de una subducción hacia el oeste, donde una parte del piso oceánico se hunde debajo de otra parte más antigua del fondo oceánico atlántico (Pitman y Talwani, 1972). Este mecanismo de subducción explica que la Placa Caribeña ya no se desplaza hacia el oeste como sucede con América del Norte; la Fosa Caymán y las fallas Polochic-Motagua juegan, por lo tanto, el papel de una falla transformante entre la Placa Norteamericana que se desplaza hacia el poniente y la Placa Caribeña que se puede considerar como fija (Jordan, 1975). Desde el punto de vista geológico o geofísico (Jordan, 1975; Bowin, 1976), el límite meridional de la Placa Caribeña no está bien marcado, lo que implica la ausencia de un movimiento importante entre ésta y la Placa Sudamericana. La característica de la Placa Caribeña se debe a su posición, en el límite sur de la Placa Norteamericana, que tiene aquí su mayor velocidad de rotación, y al norte de la Placa Sudamericana, que se desplaza con una velocidad más leve en relación a su posición, más cerca del polo de rotación.

Edad y velocidad del desplazamiento

Como el movimiento relativo entre las dos placas se debe a la subducción en las Pequeñas Antillas, se tiene con el vulcanismo de este arco, un buen elemento para datar el principio del hundimiento del piso oceánico atlántico. El vulcanismo más antiguo fue fechado como Oligoceno-Mioceno temprano (Andreieff *et al.*, 1974; Butterlin, 1977), lo que dataría al principio de la subducción como Oligoceno inferior (en efecto, es necesario que la placa que se hunde llegue a una cierta profundidad antes de poder generar magmas).

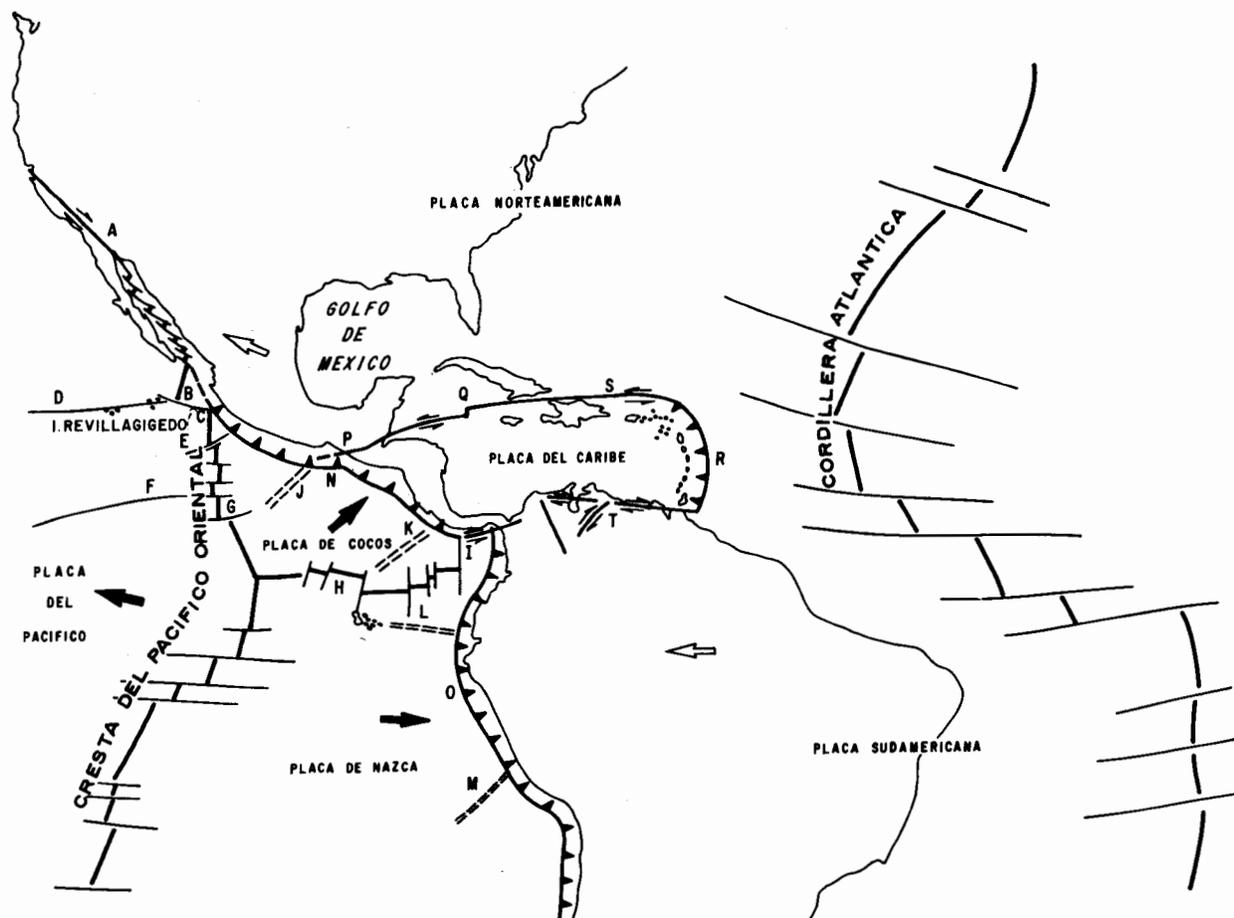


Figura 3.—Tectónica del Caribe y del Pacífico Centro—Oriental. Según datos de Molnar y Sykes (1969), Sclater *et al.*, (1971), Malfait y Dinkelman (1972), Herron (1972), Stover (1973), Jordan (1975), Karig *et al.*, (1978) y Lonsdale y Klitgord (1978). (A) Sistema de Fracturas de San Andreas—Golfo de California; (B) Fractura de Rivera; (C) Rivera Triple Junction; (D) Fractura de Clarión; (E) Fractura de Orozco; (F) Fractura de Siqueiros; (G) Fractura de Clipperton; (H) Cresta de las Galápagos; (I) Fractura de Panamá; (J) Cresta de Tehuantepec; (K) Cresta de Cocos; (L) Cresta de Carnegie; (M) Cresta de Nazca; (N) Fosa meso-americana; (O) Fosa Perú Chile; (P) Fallas Polochic-Motagua; (Q) Falla Caymán o Bartlett; (R) Zona de subducción de las Pequeñas Antillas; (S) Fosa de Puerto Rico; (T) Fallas Oca-El Pilar.

El movimiento entre las placas Norteamericana y Caribeña principió también en el Oligoceno y, por lo tanto, la Fosa de Acapulco comenzó a formarse progresivamente desde esta época. El estudio de Karig y colegas (1978) confirma esta hipótesis, puesto que los sedimentos encontrados en la fosa al sur de Acapulco, no son más antiguos que el Mioceno medio. La velocidad de expansión del Atlántico a esta latitud es del orden de 2.1 cm/a, 2.2 cm/a (Le Pichon, 1968), y se puede considerar como la velocidad relativa entre Norteamérica y el Caribe (Jordan, 1975). La amplitud del desplazamiento que se obtiene desde el Oligoceno es de 840-580 km, lo cual concuerda con las observaciones geológicas.

Es de aclararse que para Perfit y Heezen (1978) el sistema Polochic-Motagua-Fosa Caymán comenzó a funcionar durante el Eoceno; sin embargo, si se consideran las reconstrucciones de Malfait y Dinkelman (1972), se puede ver que la Placa Caribeña se individualizó sólo durante el Oligoceno temprano, en el Paleoceno-Eoceno esta región constituía toda una parte del piso oceánico del Pacífico Oriental.

Consecuencias tectónicas del desplazamiento entre América del Norte y la Placa Caribeña

La característica esencial de una placa litosférica es poder acumular los esfuerzos sin fluir y liberarlos únicamente en sus márgenes, ya sea donde se consumen las placas (subducción) o en los límites laterales de éstas, que corresponden a fallas de transformación (Le Pichon, 1972). Esta característica está demostrada por la distribución de los focos sísmicos a escala global (Barazangi y Dorman, 1969).

Las fallas de desplazamiento lateral generan esfuerzos de naturaleza distinta, cuyas direcciones se calculan utilizando el método de Wilcox y colegas (1973). Carfantan (1976b) pudo determinar así que la dirección de los esfuerzos principales en la Fosa de Acapulco es N 55° E. El sistema de fracturas N 60°E — N 70° E, que se observa en la parte central y oriental del Eje Neovolcánico, y sobre el cual se alinean los pequeños volcanes, son fallas normales y paralelas a la dirección de compresión máxima. En cambio, el pliegue terciario de Tzitzio (N 15° W) y los estrato-volcanes (Sierra Nevada N 10° W — Nevado de Colima N 10° W) siguen una dirección perpendicular al rumbo de la compresión principal. Las grandes fallas Pico de Orizaba-Tehuacán-Oaxaca y San Miguel de Allende-Taxco son dextrales, y se

pueden interpretar en este modelo como fallas anti-téticas del sistema principal Polochic-Motagua. El desplazamiento hacia el norte de las ignimbritas, al poniente de Toluca, destaca este hecho (Figuras 1 y 2).

Con el movimiento relativo entre América del Norte y el Caribe, se puede también explicar la ausencia de vulcanismo calci-alcálico entre el Pico de Orizaba y la cadena volcánica de América Central, cuyo límite septentrional corresponde con el Volcán de Tacaná. La nueva zona formada durante los últimos 10 m.a., por el movimiento hacia el oeste de América del Norte, se encuentra en efecto entre Puerto Angel y la frontera con Guatemala es decir, la parte ístmica de México. En esta región, la Placa de Cocos no ha alcanzado todavía una profundidad suficiente como para poder generar magmas. Sin embargo, este modelo es complicado por: (1) la presencia de la Falla Pico de Orizaba-Tehuacán, que parece limitar al Eje Neovolcánico al oriente y, (2) la Cresta de Tehuantepec (Figura 3), antigua falla transformante (Lynn y Lewis, 1976), que marca el límite entre dos partes del piso oceánico de la Placa de Cocos con características diferentes (Truchan y Larson, 1973).

Si se toman en cuenta los datos geológicos y geofísicos, se puede admitir que la magnitud del desplazamiento entre América del Norte y la Placa Caribeña fue del orden de 840-900 km. Esto implica que originalmente el margen de la plataforma continental pacífica de Guatemala se encontraba al sur de Zihuatanejo, lo cual marca el límite de la zona donde se manifestó la interacción entre las dos placas. Es de notarse que en el Eje Neovolcánico este límite coincide con el cambio en la orientación de las fracturas desde el NE-SW en la parte central y oriental, hasta el NW-SE en la parte occidental.

En la parte occidental del Eje Neovolcánico existen rocas con características petrográficas particulares. Al pie oriental del Nevado de Colima se encuentra un pequeño volcán basáltico holocénico (Waitz, 1936; Mooser, 1961), de composición alcalina (Demant *et al.*, 1976), llamado Volcán Apaxtepec. Cerca de Guadalajara, la caldera de La Primavera está formada por lavas riolíticas hiperalcalinas potásicas (comenditas) (Mahood, 1977). Estas manifestaciones alcalinas no presentan una distribución espacial definida que permita interpretarlas por el esquema clásico de evolución en el espacio de las cadenas andesíticas, desde un vulcanismo calci-alcálico, hasta shoshonitas y basaltos alcalinos, al alejarse de la fosa, tal como se observa en América Central (Pichler y Weyl, 1973), Perú (Lefevre, 1973), o Chile (Derruelle, 1977). El presente autor piensa, más bien, como Smith y colegas (1977), que la presencia de un vulcanismo hiperalcalino asociado con rocas calci-alcálicas denota cambios importantes del régimen tectónico que prevalece en la génesis de los magmas, desde un sistema en compresión (subducción), hasta uno de tensión.

Ahora bien, ¿cuál es el elemento geodinámico que permite explicar este cambio en la parte occidental del Eje Neovolcánico? En la entrada del Golfo de California se localiza, desde el Plioceno, la Cordillera del Pacífico Oriental (*East Pacific Rise*). Por su movimiento de deriva hacia el poniente, la Placa Norteamericana se va acercando más y más

a ella, y es probable que la cordillera meso-oceánica vaya a desaparecer debajo de la parte suroccidental de México, tal como desapareció ya, a lo largo de la costa pacífica de Norteamérica, entre San Francisco y el extremo meridional de Baja California (Anderson, 1971), durante todo el Oligoceno y el Mioceno. No se conoce bien el mecanismo de desaparición de una cordillera oceánica en una zona de subducción; sin embargo, puede suponerse que en relación con el flujo importante de calor que existe en la cordillera (Sclater *et al.*, 1971), se deben de facilitar mucho los fenómenos de fusión siálica. Ahí tenemos un elemento importante que puede explicar el enorme volumen de ignimbritas de la Sierra Madre Occidental. Las edades más recientes que se observan al sur, cerca de Guadalajara (Watkins *et al.*, 1971), parecen demostrar una disminución progresiva de la edad de norte a sur, lo que se ajusta muy bien con la desaparición progresiva también de la Cordillera del Pacífico Oriental.

Las comenditas de Guadalajara y el Volcán Apaxtepec son señales premonitorias del fin próximo de la actividad calci-alcálica en la parte occidental del Eje Neovolcánico, en relación con la desaparición progresiva de la Placa de Rivera. La subducción de la Placa de Cocos es activa únicamente al oriente del punto triple de Rivera (Karig *et al.*, 1978) (Figura 3). Una de las características esenciales de esta zona de subducción es la ausencia de focos sísmicos profundos (>150 km), lo que implica un ángulo de hundimiento bastante débil que se puede evaluar como de 20-30° (Molnar y Sykes, 1969), y que no parece cambiar de poniente a oriente, sino hasta América Central, donde la Placa de Cocos se enfrenta perpendicularmente al continente y con un ángulo mayor. La Cresta de Tehuantepec representa el límite entre estas dos zonas de subducción con pendientes distintas (Truchan y Larson, 1973), pero con una velocidad bastante similar, del orden de 5.5 cm/a (Sclater *et al.*, 1971).

En México, la Placa de Cocos se hunde con una disposición oblicua (Karig *et al.*, 1978) debajo de la Placa Norteamericana, lo que implica que la edad del piso oceánico va aumentando de poniente hacia el oriente (el espesor de la placa también aumenta en el mismo sentido), pero es de todos modos muy joven (4 m.a. al sur de Michoacán) (Sclater *et al.*, 1971), debido a la cercanía de la Cordillera del Pacífico Oriental.

Desde el Mioceno tardío se produjeron cambios importantes en la Placa de Cocos, en relación con el salto (*Jump*) de las crestas de Clipperton y Mathematician hasta la posición actual de la Cordillera Pacífica (Lynn y Lewis, 1976). La disposición en forma de abanicos que presentan las anomalías magnéticas, así como la orientación N 45° E de la Fractura Orozco y de la Cresta de Tehuantepec con respecto a la Fractura Siqueiros (N 80° E), denotan el cambio en el sentido de desplazamiento de la Placa de Cocos en relación con el paso del sistema Pacífico-Farallón al sistema Pacífico-Cocos. Esta modificación, producida a consecuencia del salto de la Cordillera del Pacífico Oriental (Lynn y Lewis, 1976) y de un cambio del polo de rotación de la Placa de Cocos (Truchan y Larson, 1973), proporciona un elemento interesante para explicar la orientación distinta del Eje Neovolcánico con respecto a la Sierra Madre

Occidental, ya que el primero está en relación con el movimiento de la Placa de Cocos, mientras que la segunda está ligada al sistema Pacífico-Farallón. Esto parece ser fundamental para dar cuenta de la edad del vulcanismo del Eje Neovolcánico, puesto que si éste estuviera únicamente en relación con la apertura progresiva de la Fosa de Acapulco, la cual empezó en el Oligoceno, se debiera observar un cambio en la edad del vulcanismo de poniente a oriente. La ausencia de tales variaciones laterales y la edad únicamente plio-cuaternaria de este vulcanismo coinciden con un modelo que hace intervenir un cambio mayor en los procesos de subducción (con desaparición de la Placa Farallón y desarrollo del sistema Pacífico-Cocos) en el Mioceno tardío, después de la reorganización intervenida en la Cordillera del Pacífico Oriental.

CONCLUSIONES

Al discutir las diferentes interpretaciones referentes al origen del Eje Neovolcánico propuestas hasta el momento, se ha visto que este vulcanismo no se puede explicar por la formación de una fosa tectónica continental, de una geosutura entre dos bloques cratónicos, o por la presencia de un foco caliente (*hot spot*).

La edad plio-cuaternaria de los volcanes del Eje Neovolcánico se explica, según la hipótesis formulada por el presente autor, en base a dos mecanismos que son: (1) — la apertura progresiva de la Fosa de Acapulco, desde el Oligoceno, en relación con el desplazamiento hacia el oeste de la Placa Norteamericana, y (2) — las modificaciones sufridas en el Mioceno tardío por la Cordillera del Pacífico Oriental (salto de ésta hacia el oriente), junto con el cambio en la rotación de la Placa de Cocos inducido por ellas.

La Placa de Cocos que se hunde de una manera oblicua en México es muy joven y, por lo tanto, poco gruesa y más caliente que la parte que forma la zona de subducción de América Central (Truchan y Larson, 1973). Sin embargo, no parece posible explicar la diferencia en orientación del Eje Neovolcánico y de la cordillera volcánica de América Central únicamente por las diferentes características del piso oceánico que desaparece.

En efecto, la disposición de los volcanes en México parece recalcar la influencia de los esfuerzos tectónicos sufridos en la parte sur de la Placa Norteamericana, como consecuencia del movimiento relativo entre ésta y la Placa Caribeña. Así, los estrato-volcanes están orientados perpendicularmente a la dirección de los esfuerzos máximos, mientras que los pequeños volcanes se alinean más bien sobre las fallas de tensión.

Las diferencias que se manifiestan entre la parte central y oriental del Eje Neovolcánico y su parte occidental, donde aparecen magmas alcalinos, demuestran el establecimiento en esta última región de un nuevo contexto geodinámico relacionado con el acercamiento de la Placa Norteamericana con la Cordillera del Pacífico Oriental, y el fin de la Placa de Rivera.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Alvarez, Román, 1975, Transcontinental faulting; evidence for superimposed subduction in Mexico: *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 56, p. 1066 (resumen).
- Anderson, D. L., 1971, The San Andreas fault: *Scientific American*, v. 225, p. 52-66.
- Andrieuff, P., Bellon, Hervé, y Westercamp, Denis, 1974, Chronométrie et stratigraphie comparée des édifices volcaniques et formations sédimentaires de la Martinique (Antilles Françaises); Point-à-Pitre, Conf. Géol. Caraïbes, VII, p. 1-8.
- Antoine, J. W., y Pyle, T. E., 1970, Crustal studies in the Gulf of Mexico: *Tectonophysics*, v. 10, p. 477-494.
- Barazangi, M., y Dorman, J., 1969, World seismicity maps compiled from ESSA coast and geodetic survey epicenter data, 1961-1967: *Seism. Soc. America Bull.*, v. 59, p. 369-380.
- Barberi, Franco, Innocenti, F., Marinelli, G., y Mazzuoli, R., 1974, Vulcanismo e tettonica a placche; esempi nell'area mediterranea: Parma, 67 Cong. Soc. Geol. Italia, 89 p.
- Batiza, Rodolfo, 1978, Geology, petrology and geochemistry of Isla Tortuga, a recently formed tholeiitic island in the Gulf of California: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 89, p. 1309-1324.
- Batiza, Rodolfo, y Hawkins, J. W., 1974, Petrology and geochemistry of basaltic rocks, Isla Tortuga, Gulf of California: *Geol. Soc. America, Abstr. Programs*, v. 6, p. 143 (resumen).
- Bloomfield, Keith, 1974, Reconocimiento geológico en el Nevado de Toluca: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, 74(2), p. 43-47.
- 1975, A late Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico: *Geol. Rundschau*, v. 64, p. 476-497.
- Bloomfield, Keith, y Cepeda, Leovigildo, 1973, Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico: *Geol. Mag.*, v. 110, p. 551-555.
- Bloomfield, Keith, Sánchez-Rubio, Gerardo, y Wilson, Lionel, 1977, Plinian eruptions of Nevado de Toluca volcano, Mexico: *Geol. Rundschau*, v. 66, p. 120-146.
- Bloomfield, Keith, y Valastro, S., 1974, Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca, central Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 85, p. 901-906.
- 1977, Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca volcano, central Mexico: *Overseas Geol. Miner. Resour.*, n. 46, 15 p.
- Bowin, Carl, 1976, Caribbean gravity field and plate tectonics: *Geol. Soc. America, Spec. Paper* 169, 79 p.
- Bryan, W. B., 1964, Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association; evidence from Clarion and Socorro Islands, Mexico: *J. Geophys. Research*, v. 69, p. 3047-3049.
- 1966, History and mechanism of eruption of soda rhyolite and alkali basalt, Socorro Island, Mexico: *Bull. Volcanol.*, v. 29, p. 453-480.
- Bullard, F. M., 1947, Studies on Parícutin volcano, Michoacan, Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 58, p. 433-450.

- Burkart, Burke, 1978, Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: *Geology*, v. 6, p. 328-332.
- Butterlin, Jacques, 1977, Géologie structurale de la région des Caraïbes: Paris, Masson, 259 p.
- Campa, M. F., Oviedo, Amador, y Tardy, Marc, 1976, La cabalgadura laramídica del dominio volcánico-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México: Acapulco (México), *Cong. Latinoamer. Geología*, 3, p. 23, (resumen).
- Cantagrel, J. M., y Robin, Claude, K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks - relations between the andesitic and the alkaline provinces: *J. Volcanol. Geoth. Research*, v. 5 (en prensa).
- Carfentan, J. C., 1976a, La falla de Motozintla (Chiapas) prolongación de la falla Polochic y frontera entre dos provincias geológicas: Acapulco (México), *Cong. Latinoamer. Geología*, 3, Resúmenes, p. 27 (resumen).
- 1976b (1979), El prolongamiento del sistema de fallas Polochic-Motagua en el sureste de México; una frontera entre dos provincias geológicas: Acapulco (México), *Cong. Latinoamer. Geología*, 3, Memoria (en prensa).
- 1977, La cobijadura de Motozintla; un palearco volcánico en Chiapas: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 1, p. 133-137.
- Cserna, Zoltan de, 1965, Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del sur de México entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol.* 62, 76 p.
- 1976, Mexico - geotectonics and mineral deposits: *New Mexico Geol. Soc., Spec. Publ.* 6, p. 18-25.
- Cserna, Zoltan de, Schmitter, Eduardo, Damon, P. E., Livingston, D. E., y Kulp, J. L., 1962, Edades isotópicas de rocas metamórficas del centro sur de Guerrero y de una monzonita cuarcífera del norte de Sinaloa: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol.* 64, p. 71-84.
- Demant, Alain, 1976, Contribución a la definición de las diferentes fases volcánicas y tectónicas del Eje Neovolcánico mexicano: Acapulco (México), *Cong. Latinoamer. Geología*, 3, Resúmenes, p. 41 (resumen); texto en Memoria (en prensa).
- 1978, Algunos caracteres petrográficos de las rocas del Eje Neovolcánico mexicano: México, D. F., *Soc. Geol. Mexicana, Convención Nal.*, 4, p. 17 (resumen).
- Demant, Alain, Mauvois, Roger, y Silva, Luis, 1975, Estudio geológico de las hojas Morelia-Maravatio, Estado de Michoacán: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, informe*, (inédito).
- 1976, El Eje Neovolcánico: Acapulco (México), *Cong. Latinoamer. Geología*, 3, Libro-guía 4, 30 p.
- Demant, Alain, y Robin, Claude, 1975, Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, 75 (1), p. 70-82.
- Deruelle, Bernard, 1977, Subduction et zonation du volcanisme plio-quaternaire des Andes du Sud (18° — 55° S): *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, v. 19, p. 179-188.
- Díaz, E. C., y Mooser, Federico, 1972, Formación del graben de Chapala: Mazatlán, *Soc. Geol. Mexicana, Convención Nal.*, 2, Resúmenes, p. 144-145 (resumen).
- Dickinson, W. R., y Hatherton, T. H., 1968, Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific: *Science*, v. 157, p. 801-803.
- Eggler, D. H., 1972, Water saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma: *Contr. Miner. Petrol.*, v. 34, p. 261-271.
- Erffa, A. von, y Hilger, W., 1975, Geologische Karte des Gebietes von Puebla-Tlaxcala: Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft.
- Flores, L. R., 1978, Las posibles relaciones tectónicas entre la faja volcánica mexicana y una porción de la cuenca sedimentaria de Morelos-Guerrero: México, D. F., *Soc. Geol. Mexicana, Convención Nal.*, 4, Resúmenes, p. 19 (resumen).
- Foshag, W. F., y González, R. J., 1956, Birth and development of the Paricutin volcano, Mexico: *U. S. Geol. Survey, Bull.* 965-D, p. 355-489.
- Fries, Carl, Jr., Ross, C. S., y Obregón, Alberto, 1965 (1977), Mezcla de vidrios en los derrames cineríticos Las Américas de la región de El Oro - Tlalpujahua, Estados de México y Michoacán, parte centro-meridional de México: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol.* 70, 85 p.
- Gastil, G. R., y Jency, Wallace, 1973, Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic belt: *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, v. 13, p. 171-180.
- Guerrero, G. J., Silver, L. T., y Anderson, T. H., 1978, Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa: México, D. F., *Soc. Geol. Mexicana, Convención Nal.*, 4, Resúmenes, p. 22 (resumen).
- Gunn, B. M., y Mooser, Federico, 1970, Geochemistry of the volcanics of central Mexico: *Bull. Volcanol.*, v. 34, p. 577-616.
- Heine, K., y Heide-Weise, M., 1973, Jungquartäre Förderfolgen des Malinche-vulkans und des Popocatepetl (Sierra Nevada, Mexico): *Münster Forsch. Geol. Paleont.*, v. 31/32, p. 303-322.
- Herron, E. M., 1972, Sea floor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 83, p. 1671-1692.
- Holcombe, T. L., Vogt, P. R., Matthews, J. E., y Murchison, R. R., 1973, Evidence for sea floor spreading in the Cayman trough: *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 20, p. 357-371.
- Humboldt, Alexandre de, 1808, *Essai politique sur le Royaume de la Nouvelle Espagne*: Paris, F. Schoell, 905 p.
- Ives, R. L., 1962, Dating of the 1746 eruption of Tres Virgenes volcano, Baja California del Sur, Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 73, p. 647-648.

- Johnpeer, G. D., 1977, Reconnaissance geology and petrology of the Guaymas area, Sonora, Mexico: Tempe, Arizona State Univ., tesis de maestría, 64 p. (inédito).
- Jordan, T. H., 1975, The present day motions of the Caribbean plate: *J. Geophys. Res.*, v. 80, p. 4433-4439.
- Kanamori, Hiroo, y Stewart, G. S., 1978, Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976: *J. Geophys. Res.*, v. 83, p. 3427-3434.
- Karig, E. E., Cardwell, R. K., Moore, G. F., y Moore, D. G., 1978, Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America trench: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 89, p. 265-276.
- Karig, D. E., y Jansky, Wallace, 1972, The proto-gulf of California: *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 17, p. 169-174.
- Kesler, S. E., 1971, Nature of the ancestral orogenic zone in nuclear Central America: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 55, p. 2116-2129.
- Ladd, J. W., Buffler, R. T., Watkins, J. S., Lamar-Worzel, J., y Carranza, Arturo, 1976, Deep seismic reflection results from the Gulf of Mexico: *Geology*, v. 4, p. 365-368.
- Lefevre, Christian, 1973, Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quadernaire des Andes dans le sud du Pérou: *Contr. Mineral Petrol.*, v. 41, p. 259-272.
- Le Pichon, Xavier, 1968, Sea-floor spreading and continental drift: *Jour. Geophys. Res.*, v. 73, p. 3661-3697.
- 1972, Cinématique de la tectonique des plaques: in Allegre, C. J., y Mattauer, Maurice, *Structure et dynamique de la lithosphère*: Paris, Hermann, p. 1-73.
- Lonsdale, Peter, y Klitgord, K. D., 1978, Structure and tectonic history of the eastern Panama basin: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 89, p. 981-999.
- Lynn, W. S., y Lewis, B. T., 1976, Tectonic evolution of the northern Cocos plate: *Geology*, v. 4, p. 718-722.
- Mahood, G. A., 1977, A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 1, p. 177-190.
- Malfait, B. T., y Dinkelman, M. J., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 83, p. 251-272.
- Mauvois, Roger, Demant, Alain, y Silva, Luis, 1976, Estructuras terciarias en la base del Eje Neovolcánico; ejemplo de la depresión Tzitzio-Huetamo: Acapulco (México), *Cong. Latinoamer. Geología*, 3, Resúmenes, p. 87 (resumen).
- McBirney, A. R., y Williams, Howell, 1965, Volcanic history of Nicaragua: *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, v. 55, p. 1-65.
- McDowell, F. W., y Clabaugh, S. E., 1972, Edades potasio-argón de rocas volcánicas en la Sierra Madre Occidental al noreste de Mazatlán: *Mazatlán, Soc. Geol. Mexicana, Convención Nal.*, 2, Resúmenes, p. 182-185 (resumen).
- McDowell, F. W., y Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 88, p. 1479-1487.
- Menard, H. W., 1955, Deformation of the northeastern Pacific basin and the west coast of North America: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 66, p. 1149-1198.
- Molnar, Peter, y Sykes, L. R., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from local mechanisms and seismicity: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 80, p. 1639-1684.
- Moorbath, S. T., Thorpe, R. S., y Gibson, I. L., 1978, Strontium isotope evidence for petrogenesis of Mexican andesites: *Nature*, v. 271, p. 437-438.
- Moore, G. W., y Del Castillo, Luis, 1974, Tectonic evolution of the southern Gulf of Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 85, p. 607-618.
- Mooser, Federico, 1961, Los volcanes de Colima: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol.* 61, p. 49-71.
- 1968(1969), The Mexican volcanic belt — structure and development; formation of fractures by differential crustal heating: México, D. F., *Pan-Am. Symp. on the Upper Mantle (1968)*, pte. 2, p. 15-22.
- 1972a, El Eje Neovolcánico mexicano; debilidad cortical prepaleozoica reactivada en el Terciario: Mazatlán, *Soc. Geol. Mexicana, Convención Nal.*, 2, Resúmenes, p. 186-188 (resumen).
- 1972b, The Mexican volcanic belt; structure and tectonics: *Geofís. Internal.*, v. 12, p. 55-70.
- 1975, The Mexican volcanic belt; interpretation derived from fractures and form: *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 56, p. 1066 (resumen).
- Mooser, Federico, y Maldonado-Koerdell, Manuel, 1961, Tectónica penecontemporánea a lo largo de la costa mexicana del Océano Pacífico: *Geofís. Internal.*, v. 1, p. 3-20.
- Mooser, Federico, Meyer, Abbich H., y McBirney, A. R., 1958, Catalogue of active volcanoes of the world; Part VI, Central America; *Internal. Volc. Assoc.*, pte. 6, 36 p.
- Mooser, Federico, y Reyes, L. A., 1961, El grupo volcánico de las Tres Virgenes: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol.* 61, p. 47-48.
- Muehlberger, W. R., 1965, Late Paleozoic movement along the Texas lineament: *New York Acad. Sci. Trans.*, ser. 2, v. 27, p. 385-392.
- Muehlberger, W. R., y Ritchie, A. W., 1975, Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on SKYLAB IV orbital photography: *Geology*, v. 3, p. 232-235.
- Negendank, J. F., 1972, Volcanics of the valley of Mexico, Part I, Petrography of the volcanics: *N. Jb. Miner. Abh.*, v. 116, p. 308-320.
- 1976, The crustal origin of the valley of Mexico volcanics: Acapulco (México), *Cong. Latinoamer. Geología*, 3, Resúmenes, p. 97 (resumen).
- Nelson, S. A., 1976, Eruptive history of volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico: *Geol. Soc. America, Abst. Programs*, v. 8, p. 1027 (resumen).
- Nielson, D. R., y Stoiber, R. E., 1973, Relationship of potassium content in andesitic lavas and depth to seismic zone: *J. Geophys. Res.*, v. 78, p. 6887-6892.

- Pal, Surendra, y Urrutia, J. F., 1977, Palomagnétisme, geochronology and geochemistry of some igneous rocks from Mexico and their tectonic implications: Calcutta Proceed IV, Intern. Gondwana Symposium, (in press).
- Perfit, M. R., 1977, Petrology and geochemistry of mafic rocks from the Cayman trench; evidence for spreading: *Geology*, v. 5, p. 105-110.
- Perfit, M. R., y Heezen, B. C., 1978, The geology and evolution of the Cayman trench: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 89, p. 1155-1174.
- Pichler, Hans, y Weyl, Richard, 1973, Petrochemical aspects of Central American magmatism: *Geol. Rundschau*, v. 62, p. 357-396.
- 1976, Quaternary alkaline volcanic rocks in eastern Mexico and Central America: *Münster Forsch. Geol. Paleont.*, v. 38, p. 159-178.
- Pitman, W. C., y Talwani, M., 1972, Sea floor spreading in the north-Atlantic: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 83, p. 619-646.
- Plafker, G. W., 1976, Tectonic aspects of the Guatemalan earthquake of 4 February, 1976: *Science*, v. 193, p. 1201-1208.
- Richards, A. F., 1959, Geology of the Islas Revillagigedo, Mexico; I. Birth and development of Volcán Bárcena, Isla San Benedicto: *Bull. Volcanol.*, v. 22, p. 73-123.
- Richards, A. F., 1964, Geology of the Islas Revillagigedo, Mexico; IV. Geology and petrography of Isla Roca Partida: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 75, p. 1157-1164.
- Richter, Peter, y Negendank, J. F., 1976, Spurenelementuntersuchungen und vulkaniten des Tales von Mexiko: *Münster. Forsch. Geol. Paleont.*, v. 38/39, p. 179-200.
- Robin, Claude, 1976, Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'Est du Mexique: *Bull. Soc. Géol. France*, v. 18, p. 1637-1645.
- Robin, Claude, y Cantagrel, J. M., 1978, Le volcanisme de l'Est mexicain: premières données isotopiques du strontium: 6e. Réunion Annuelle Sci. Terre. 1978, p. 337 (resumen).
- Robin, Claude, y Demant, Alain, 1974, Les trapps de l'Est mexicain; coexistence de séries alcalines et tholéitiques caractères différentiels entre le volcanisme des plaines et celui des plateaux: *C. R. Acad. Sci.*, Paris t. 278, p. 2413-2416.
- Robin, Claude, y Nicolas, E., 1978, Particularités géochimiques des suites andésitiques de la zone orientale de l'axe transmexicain dans leur contexte tectonique: *Bull. Soc. Géol. France*, v. 20, p. 193-202.
- Sánchez-Rubio, Gerardo, 1978, The Amealco caldera: *Geol. Soc. America, Abstr. Programs*, v. 14, p. 145 (resumen).
- Sclater, J. G., Anderson, R. N., y Bell, M. L., 1971, Elevation of ridges and evolution of the central Eastern Pacific: *J. Geophys. Res.*, v. 76, p. 7888-7915.
- Segerstrom, Kenneth, 1950, Erosion studies at Paricutin, State of Michoacán, Mexico: *U. S. Geol. Survey, Bull.* 965-A, p. 1-164.
- Sigurðsson, H., Tomblin, J. F., Brown, G. M., Holand, J. G., y Arculus, R. J., 1973, Strongly undersaturated magmas in the Lesser Antilles island arc: *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 18, p. 285-295.
- Silva-Mora, Luis, Contribution à la connaissance de l'axe Volcanique Transmexicain. Etude géologique et pétrologie des laves du Michoacan Nord-Oriental: Univ. Aix-Marseille III, tesis doctoral, (en prensa).
- Silver, L. T., y Anderson, T. H., 1974, Possible left lateral early to middle mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin: *Geol. Soc. America, Abstr. Programs*, v. 6, p. 955 (resumen).
- Smith, I.E.M., Chappell, B. W., Ward, G. K., y Frceman, R. S., 1977, Peralkaline rhyolites associated with andesitic arcs of the southwest Pacific: *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 37, p. 230-236.
- Steele, W. F., 1971, Paleomagnetic directions from Iztaccihuatl volcano, Mexico: *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 11, p. 211-218.
- Swanson, E. R., Keizer, R. P., Lyons, J. L., y Clabaugh, S. E., 1978, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 89, p. 1000-1012.
- Tardy, Marc, 1977, Essai sur la reconstitution de l'évolution paléogéographique et structurale de la partie septentrionale du Mexique au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque: *Bull. Soc. Géol. France*, v. 19, p. 1297-1308.
- Thorarinsson, Sigurdur, 1970, Hekla a notorious volcano: Reykjavik, Almenna Bókafelagid, 62 p.
- Thorpe, R. S., 1977, Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico: *Tectonophysics*, v. 40, p. 19-26.
- Thorpe, R. S., y Francis, P. W., 1975, Volcan Ceboruco - a major composite volcano of the Mexican volcanic belt: *Bull. Volcanol.*, v. 39, p. 201-213.
- Thorpe, R. S., Gibson, I. L., y Vizcaino, J. S., 1977, Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano: *Nature*, v. 265, p. 724-725.
- Tilley, C. E., Yoder, H. S., y Schairer, J. F., 1968, Melting relations of igneous rocks series: *Carnege Inst. Washington, Yearbook* 66, p. 450-457.
- Tournon, Jean, 1972, Présence de basaltes alcalins récents au Costa Rica (Amérique Centrale). *Bull. Volcanol.*, v. 36, p. 140-147.
- Truchan, Marek, y Larson, R. L., 1973, Tectonic lineaments on the Cocos plate: *Earth and Planet. Sc. Letters*, v. 17, p. 426-432.
- Urrutia, J. F., y Del Castillo, Luis, 1977, Un modelo del Eje Volcánico mexicano: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. 38, p. 18-28.
- Urrutia, J. F., y Pal, Surendra, 1977, Paleomagnetic data from Tertiary igneous rocks, northeast Jalisco, Mexico: *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 36, p. 202-206.
- Van der Voo, R., Mauk, F., y French, R. B., 1976, Permian-Triassic continental configurations and the origin of the Gulf of Mexico: *Geology*, v. 4, p. 177-180.
- Waitz, Paul, 1906, Phénomènes post-paroxysmiques du San Andres: México, Cong. Géol. Internal., 10, Guide des Excurs. 10, 29 p.
- 1920, Nubes ardientes observadas en las erupciones del Jorullo (1759), del Ceboruco (1870) y del Volcán de Colima (1913): *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate (México)*, v. 37, p. 267-277.

- 1936, Datos históricos y bibliográficos acerca del Volcán de Colima: Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate (México), v. 53, p. 349-384.
- Watkins, N. D., Gunn, B. M., Baksi, A. K., York, D., y Ade-Hall, J., 1971, Paleomagnetism, geochemistry and potassium-argon ages of the Río Grande de Santiago volcanics, central Mexico: Geol. Soc. America Bull., v. 82, p. 1955-1968.
- Whitford, D. J., y Bloomfield, Keith, 1976, Geochemistry of late Cenozoic volcanic rocks from the Nevado de Toluca area, Mexico: Carnegie Inst. Washington, Yearbook 75, p. 207-213.
- Wilcox, R. E., 1954, Petrology of the Paricutin volcano, Mexico: U. S. Geol. Survey Bull. 965-C, p. 281-353.
- Wilcox, R., Harding, T., y Seely, D., 1973, Basic wrench tectonics: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., v. 57, p. 74-96.
- Williams, Howell, 1950, Volcanoes of the Paricutin region, Mexico: U. S. Geol. Survey, Bull. 965-B, p. 165-279.
- 1960, Volcanic history of the Guatemala highlands: Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., v. 38, p. 1-86.
- Williams, Howell, y McBirney, A. R., 1969, Volcanic history of Honduras: Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., v. 85, p. 1-99.
- Whight, J. V., y Walker, G. P., 1977, The ignimbrite source problem; significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit: Geology, v. 5, p. 729-732.
-