

VOLCANISMO RIOLITICO EN EL EJE NEOVOLCANICO MEXICANO

H. FERRIZ*[¹]
G. A. MAHOOD**

RESUMEN

El Eje Neovolcánico Mexicano es una faja volcánica plio-cuaternaria, de orientación Este-Oeste, que bisecta la porción central de México. Está formada por grandes estratovolcanes andesíticos, centros volcánicos silíceos, y extensos campos de conos cineríticos basálticos y andesíticos. A la fecha han sido reconocidos cinco centros volcánicos silíceos en el Eje Neovolcánico: La Primavera, Jal., Los Azufres, Mich., Amealco, Qro., Huichapan, Hgo. y Los Humeros, Pue. Estos centros se encuentran localizados a lo largo de la porción norte del Eje, por "detrás" del frente definido por los volcanes andesíticos activos. Los volúmenes de magmas riolítico y riodacítico extruidos en cada uno de estos centros varían entre 10 y 150 km³. En la mayoría de estos centros volcánicos, algunas unidades eruptivas individuales muestran un fuerte zoneamiento composicional, en algunos casos incluyendo productos de composición riolítica a andesítica. La única excepción la constituye La Primavera, en que exclusivamente hizo erupción magma riolítico con alto contenido de sílice. Además de los centros mencionados existen numerosas manifestaciones adicionales de volcanismo riolítico a través del Eje Neovolcánico; algunas de ellas pueden estar relacionadas con grandes centros volcánicos que a la fecha no han sido identificados, pero en otros casos parecen representar eventos aislados. El volcanismo silíceo del Eje Neovolcánico tiene dos implicaciones económicas de importancia: riesgo volcánico y energía geotérmica. Entre los centros conocidos, La Primavera es el que representa el mayor riesgo por lo reciente de su actividad y por su cercanía a la ciudad de Guadalajara. En lo que respecta a energía geotérmica, Los Azufres es un campo geotérmico actualmente en explotación, y La Primavera y Los Humeros son prospectos actualmente en exploración. En los tres casos los yacimientos están localizados en zonas de permeabilidad secundaria en el basamento volcánico local.

ABSTRACT

The Mexican Neovolcanic Belt is a plio-quaternary volcanic belt, of east-west orientation, that bisects central Mexico. It is formed by large andesitic stratovolcanoes, silicic volcanic centers, and extensive basaltic and andesitic cinder cone fields. Five silicic volcanic centers have been recognized to date in the Neovolcanic Belt: La Primavera, Jal., Los Azufres, Mich., Amealco, Qro., Huichapan, Hgo., and Los Humeros, Pue. These centers are located along the northern portion of the Belt, "behind" the front of the active andesitic stratovolcanoes. The volumes of rhyolitic and rhyodacitic magmas erupted in each one of these centers range from 10 to 150 km³. In most of these centers some of the individual eruptive units are strongly zoned in composition, and in some ins-

* Dept. of Applied Earth Sciences, Stanford University.

** Dept. of Geology, Stanford University, Stanford, California 94305, EUA.

[¹] Dirección actual: Geólogos Consultores, Juan de la Barrera 37, Satélite, Mex. 53100, MEXICO.

tances span the range rhyolite to andesite. An exception is La Primavera, where only high-silica rhyolitic magma was erupted. In addition to these five centers, there are numerous other occurrences of rhyolitic volcanism throughout the Neovolcanic Belt; some of them might be related to large but as yet unrecognized volcanic centers, but others seem to represent isolated events. The silicic volcanism of the Neovolcanic Belt has two important economic implications: volcanic risk and geothermal energy. Among the known silicic centers, La Primavera represents the major potential hazard on account of its youth and proximity to the city of Guadalajara. With respect to geothermal energy, Los Azufres is a geothermal field currently under production, and La Primavera and Los Humeros are prospects currently under exploration. In all three cases the reservoirs are located in zones of secondary permeability within the local volcanic basement.

INTRODUCCION

Los grandes estratovolcanes andesíticos del Eje Neovolcánico Mexicano han atraído la atención de naturalistas y geólogos por largo tiempo, y la erupción del Parícutín (1943-1952) enfocó la atención de todo el mundo en esta provincia geológica. Menos atención han recibido los centros volcánicos silícicos, tal vez porque comúnmente no forman grandes aparatos volcánicos, o por la desafortunada concepción de que riolitas y riodacitas forman una porción volumétricamente insignificante del Eje Neovolcánico.

Los objetivos de este artículo son *a)* reunir la información publicada respecto a la distribución y características del volcanismo silícico, *b)* resumir brevemente la geología de algunos de estos centros, con el objeto de ilustrar diferentes problemas de interpretación, y *c)* identificar las áreas en que ha de ser realizado trabajo adicional, para poder realmente evaluar la importancia petrogenética, tectónica y económica del magmatismo riolítico. Al preparar este resumen nos hemos esforzado en tratar de compilar información contenida en tesis y en reportes internos de la Comisión Federal de Electricidad, pero como es natural no nos ha sido posible obtener copias de todo trabajo inédito. Deseamos, por tanto, pedir disculpas a aquellos de nuestros colegas cuyo trabajo ha sido omitido por esta causa (Robin, 1981; Arredondo, 1982, 1984; Reyes, 1982; Palma, 1983b; Palma y Romero, 1984; Garduño y Ríos, 1984). Lamentablemente, la naturaleza y longitud de este artículo también nos han forzado a omitir referencias históricas al trabajo del admirable geólogo mexicano Ezequiel Ordóñez (1900, 1901, 1904).

El Eje Neovolcánico Mexicano

El Eje Neovolcánico está formado por estratovolcanes andesíticos, campos de conos cineríticos basálticos y andesíticos, centros volcánicos silícicos (*i.e.*, centros que fueron foco de magmatismo riolítico por un periodo extenso de tiempo), y campos

de domos riolíticos y riodacíticos, distribuidos a través de México Central en una faja de orientación Este-Oeste (figura 1). En su extremo occidental translapa con la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1979), y en su extremo oriental con la provincia volcánica Oriental (Robin y Demant, 1975). La ubicación precisa de los bordes del Eje Neovolcánico, y la edad de las primeras manifestaciones de volcanismo, son materia de discusión (Demant, 1978), debido principalmente al número limitado de estudios geológicos de detalle. Se puede afirmar, sin embargo, que en diversas porciones del Eje se encuentran evidencias de volcanismo del Plioceno a la fecha (Mooser *et al.*, 1974; Demant *et al.*, 1975; Yáñez y García, 1982; Dobson y Mahood, 1985).

Los rasgos más prominentes del Eje Neovolcánico son los grandes estratovolcanes construidos por volcanismo eminentemente andesítico. En grupos de estratovolcanes orientados Norte-Sur, como los de los volcanes Cántaro - Nevado de Colima - Volcán de Colima, Tláloc - Iztaccihuatl - Popocatepetl y Cofre de Perote - Sierra Negra - Citlaltépetl, los volcanes meridionales conservan morfologías volcánicas, mientras que los volcanes septentrionales se caracterizan por edificios profundamente erosionados. Aparentemente, la actividad volcánica andesítica ha migrado hacia el Sur a lo largo de estos alineamientos (figura 1).

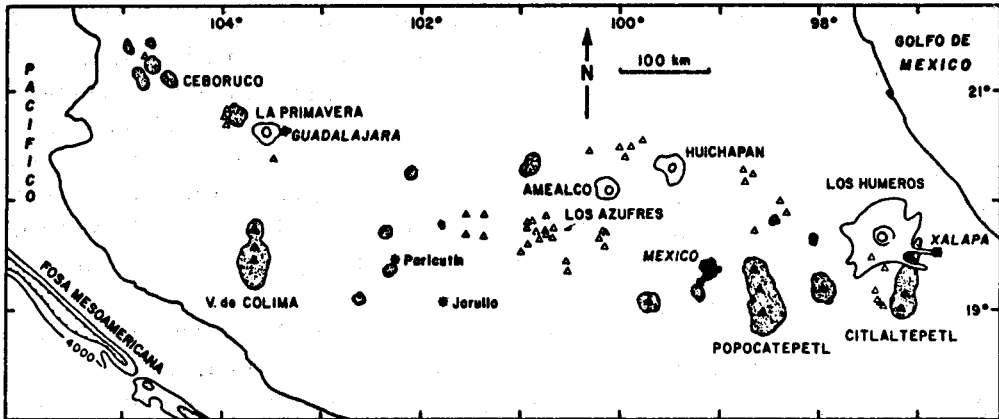


Fig. 1. Distribución simplificada de los principales centros volcánicos silíceos y andesíticos del Eje Neovolcánico Mexicano. Los centros volcánicos silíceos incluyen La Primavera, Los Azufres, Amalco, Huichapan y Los Humeros; excepto por Los Azufres, las líneas interiores indican la localización de calderas y las líneas exteriores indican la máxima extensión de ignimbritas relacionadas con estos centros. Los triángulos abiertos indican diversas localidades de afloramiento de rocas y depósitos riolíticos. Las zonas achuradas y triángulos negros representan los principales estratovolcanes andesíticos; los volcanes con actividad histórica están rotulados. Los conos céntricos han sido omitidos por claridad, excepto el Parícutin y el Jorullo.

Conos cinerfíticos de composición basáltica y andesítica se encuentran como rasgos aislados, frecuentemente rodeando a los volcanes andesíticos y a los centros volcánicos silícicos, o formando extensos campos como los del Parícutín y el Xitle.

Los principales focos de volcanismo silícico reconocidos a la fecha son los centros volcánicos de La Primavera, Los Azufres, Amealco, Huichapan, y Los Humeros. Estos centros se encuentran localizados a lo largo de la porción norte del Eje Neovolcánico, a una considerable distancia por "detrás" del frente definido por los volcanes andesíticos activos (figura 1). Además de estos grandes centros volcánicos, se encuentran manifestaciones aisladas de volcanismo riolítico a lo largo de todo el Eje Neovolcánico.

El significado tectónico del Eje Neovolcánico es materia de controversia. Las diferentes hipótesis propuestas, resumidas recientemente por Demant (1978, 1981) y Shurbet y Cebull (1984), pueden ser divididas en tres categorías: 1) Hipótesis que relacionan la actividad volcánica con una zona estrecha de debilidad cortical (Humboldt, 1867), tal como la extensión continental de fracturas oceánicas (Menard, 1955), una zona de sutura entre bloques cratónicos (Mooser, 1969, 1972), fallas de desplazamiento lateral (Gastil y Jensky, 1973; Le Pichon y Fox, 1971), o una zona incipiente de extensión continental (Stewart, 1971; Mooser *et al.*, 1974 figura 1). 2) Hipótesis que asocian el magmatismo al proceso de subducción de la Placa de Cocos (Molnar y Sykes, 1969; Urrutia y Del Castillo, 1977; Couch y Woodcock, 1981; Nixon, 1982), y que atribuyen la falta de paralelismo entre el Eje y la trinchera o fosa Mesoamericana a procesos tales como cambios a lo largo de la trinchera en la velocidad de subducción, en el ángulo de subducción, o en el espesor y edad de la placa oceánica, o a cambios durante los últimos millones de años en la velocidad u orientación de subducción. 3) Hipótesis que atribuyen la orientación del Eje Neovolcánico al régimen de esfuerzos corticales inducido por la combinación del proceso de subducción a lo largo de la trinchera Mesoamericana, y el desplazamiento relativo entre las placas Norteamericana y del Caribe (Demant, 1978, 1981; Shurbet y Cebull, 1984). Ninguno de estos modelos fue concebido tomando en cuenta la presencia y distribución espacial de centros volcánicos silícicos, que como hacemos notar más adelante, pueden tener implicaciones tectónicas interesantes.

VOLCANISMO SILICICO

A pesar de que en la porción central de México existe un número relativamente grande de localidades con afloramientos de rocas riolíticas (figura 1), el contexto geoló-

gico de la mayoría de estas localidades no ha sido establecido. En esta sección nos limitamos pues a discutir aquellas áreas en que al menos ha sido realizado trabajo geológico de reconocimiento.

Centros Volcánicos Silícicos

La Primavera

El centro volcánico de La Primavera, localizado al oeste de Guadalajara (figura 2), ha sido objeto de un detallado estudio estratigráfico, geocronológico, y petroológico, presentado recientemente por Mahood (1980, 1981a, b) y Mahood y Drake (1983). El presente resumen está basado en estos trabajos. Otras discusiones han

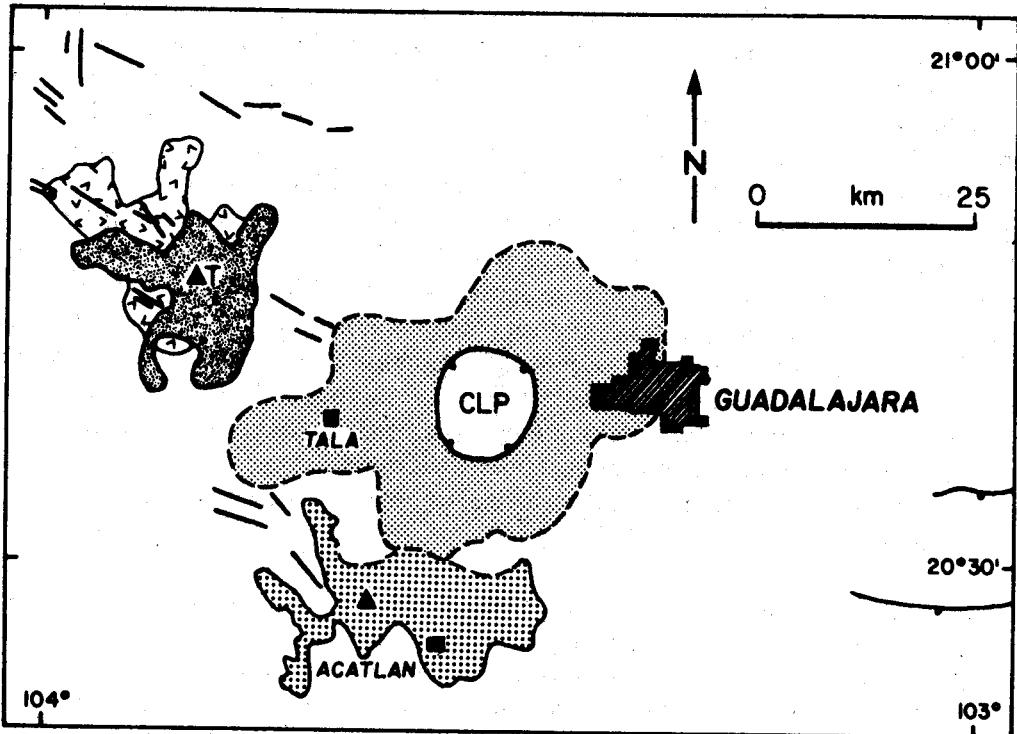


Fig. 2. Mapa de localización en que se muestra la caldera de La Primavera (CLP), la distribución de las ignimbritas Tala (punteado fino) y Acatlán (punteado rectilíneo), y las lavas riolíticas ("v") que afloran en el flanco oeste del volcán de Tequila (T; punteado oscuro). Las líneas gruesas indican fallas.

sido presentadas por Mahood (1977), Demant y Vincent (1978), Mahood (1979), Clough *et al.* (1981), Walker *et al.* (1981), y Wright (1981). Todas las unidades volcánicas de La Primavera son riolitas con alto contenido de sílice; en otras palabras, cuando los análisis químicos son recalculados en base anhidra, el porcentaje de SiO_2 está comprendido entre 75 y 77.5%. Las edades citadas en los siguientes párrafos han sido obtenidas por el método de K-Ar (Mahood y Drake, 1983).

El primer evento volcánico que puede ser relacionado con el centro de La Primavera fue la erupción de lavas riolíticas (figura 3a), cuyas edades varían entre 0.14 y 0.095 Ma (millones de años), sobre un substrato de ignimbritas y lavas andesíticas con edades comprendidas entre 9 y 2.5 Ma (Watkins *et al.*, 1971; Gilbert *et al.*, 1985). Posteriormente tuvo lugar la erupción y emplazamiento de la Toba Tala, una secuencia eruptiva, datada en 0.095 Ma, que incluye una ignimbrita y tobas riolíticas de caída libre. El volumen de magma representado por esta erupción ha sido estimado entre 32 (Wright, 1981) y 40 km^3 (Mahood, 1983). La pómez de la primera parte de la erupción es ligeramente peralcalina mientras que la de la última parte es metalumínica. La erupción de la Toba Tala provocó el colapso de una caldera somera de 11 km de diámetro que fue rápidamente ocupada por un lago (figura 3b). Al mismo tiempo que se acumulaban en la depresión sedimentos lacustres, diversos grupos de domos riolíticos hicieron erupción en la porción central de la caldera, y a lo largo de la zona de fractura anular (figuras 3b y 3c). Estos grupos de domos tienen edades radiométricas esencialmente indistinguibles de la edad de la Toba Tala, y probablemente fueron emplazados en un período máximo de 10 000 años después de ella. Sus composiciones son similares o ligeramente más máficas que la de la pómez de la última etapa de erupción de la Toba Tala. Mahood (1981a, b) atribuye los cambios observados en la composición de la pómez de la ignimbrita, y en la composición de los domos emplazados inmediatamente después del colapso de la caldera de La Primavera, a la erupción de niveles progresivamente más profundos de una cámara magmática zonada.

Después de un período de relativa inactividad volcánica, durante el cual se depositaron ~30 m de sedimentos lacustres, un nuevo grupo de domos hizo erupción a lo largo de la porción sur de la zona de fractura anular de la caldera (figura 3d) hace ~0.075 Ma. El emplazamiento de estos domos fue seguido por un suave levantamiento del bloque colapsado, lo que puso fin a la sedimentación lacustre. El levantamiento, que Mahood (1980) atribuye al ascenso de magma, culminó en la erupción de un grupo de domos al sur de la caldera (figura 4). Las edades de éstos domos va-

rían entre ~ 0.06 y 0.03 Ma. Las lavas de los domos emplazados hace 0.075 , 0.06 y 0.03 Ma son progresivamente menos peralcalinas, y enriquecidas en Si, Rb, y Cs a medida que la edad decrece. Mahood (1981a, b) las considera como el resultado de la erupción progresiva de "muestras" de magma de la parte superior de la cámara magmática. El volumen total de magma riolítico extruido en La Primavera ha sido estimado en aproximadamente 60 km^3 (Walker *et al.*, 1981; Mahood, 1983).

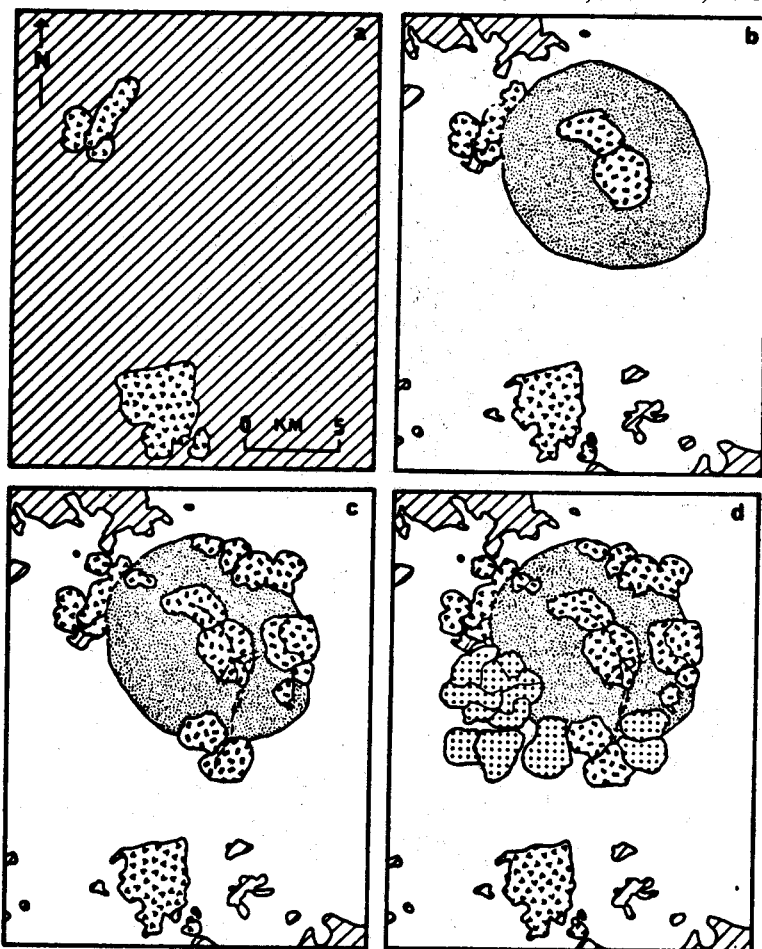


Fig. 3. Evolución esquemática del centro volcánico de La Primavera (Mahood, 1980). Basamento local: líneas diagonales; lavas pre-Tala: "v"; TobaTala: sin ornamento; sedimentos lacustres: punteado fino; domos emplazados inmediatamente después del colapso de la caldera: guiones dobles; domos más recientes: punteado rectilíneo. (a) 0.1 Ma. Erupción de lavas riolíticas. (b) 0.095 Ma. Erupción de la Toba Tala, colapso de la caldera de La Primavera, comienzo de la sedimentación lacustre, y erupción de dos domos en mitad del lago. (c) 0.09 Ma. Erupción de domos riolíticos a lo largo de dos arcos concéntricos. Uno de estos arcos sigue la porción noreste de la fractura anular que limita la caldera, y otro corta a través de su porción central. (d) 0.065 Ma. Erupción de domos riolíticos a lo largo de la porción sur de la zona de fractura anular. La última etapa de la evolución del centro volcánico está representada en la Fig. 4.

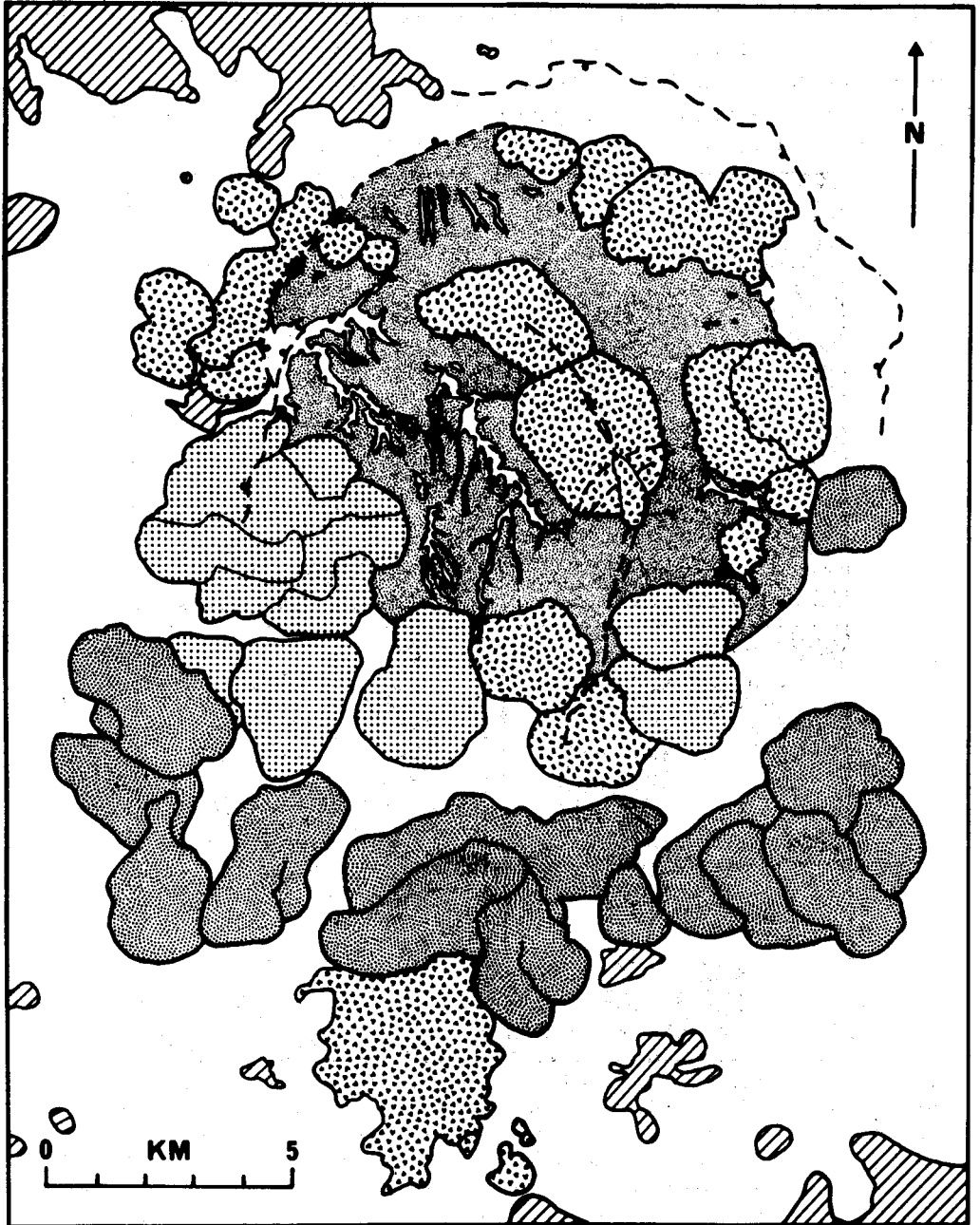


Fig. 4. Mapa geológico simplificado del centro volcánico de La Primavera (Mahood, 1980), en que se muestran las unidades descritas en la Fig. 3, y el grupo de domos y lavas riolíticas emplazadas al Sur de la caldera (punteado oscuro).

Mahood (1981b) ha demostrado que por sí solos los procesos de fusión parcial progresiva o cristalización fraccionada son incapaces de explicar el zoneamiento composicional de la Toba Tala, o los cambios progresivos en la composición de los domos emplazados durante los últimos 0.075 Ma. El zoneamiento composicional probablemente se debe, particularmente en lo que respecta a elementos traza, a la difusión de complejos volátiles disueltos, en la presencia de gradientes térmicos y gravitacionales, en un magma enriquecido en H₂O, F, y Cl. Por otra parte, la evolución de la porción superior de la cámara magmática durante los últimos 0.075 Ma parece deberse a la difusión de elementos en un magma relativamente anhidro, a medida que el estado de polimerización del magma aumentaba (Mahood, 1981a, b).

Los Azufres

El área de Los Azufres (figura 5), localizada 200 km al Noroeste de la Ciudad de México y 50 km al este de la ciudad de Morelia, puede ser descrita como un campo de domos riolíticos, riodacíticos y dacíticos que cubre una área de ~600 km². La parte central del campo está dominada por la Sierra de Los Azufres o Sierra de San Andrés, un macizo montañoso de orientación Este-Oeste. El área ha sido objeto de diversos estudios regionales (Demant *et al.*, 1975; Silva, 1979; Demant, 1981) y de detalle (Garfias y González, 1978; Camacho, 1979; De la Cruz *et al.*, 1982; Dobson y Mahood, 1985). El presente resumen está basado principalmente en los trabajos de Demant (1981) y Dobson y Mahood (1985).

El basamento local está constituido por una secuencia predominantemente andesítica, con un espesor agregado superior a los 2 900 m, con edades que varían entre 18 y 1 Ma (Demant *et al.*, 1975; Camacho, 1979; Aumento y Gutiérrez, 1980; Dobson y Mahood, 1985). En la porción central del área, la primera etapa de actividad volcánica silfca la constituye la erupción de los domos riolíticos y riodacíticos Agua Fría (figura 5). Dobson y Mahood (1985) estiman el volumen de estos domos entre 10 y 15 km³, y reportan edades que varían desde 1.0 hasta 0.85 Ma. El siguiente evento volcánico fue la erupción de las lavas dacíticas y riodacíticas que forman el volcán de San Andrés. Las lavas San Andrés, una de las cuales ha sido datada en 0.3 Ma, representan un volumen aproximado de 15 a 20 km³ (Dobson y Mahood, 1985).

Las riolitas Agua Fría y las lavas San Andrés están cortadas por tres grupos de fallas normales (De la Cruz *et al.*, 1982). Los dos grupos más antiguos tienen, respectiva-

mente, orientaciones Norte-Sur y noreste-suroeste. El grupo más reciente tiene orientación Este-Oeste, y es subparalelo al patrón de fracturamiento regional. Este último grupo de fallas normales formó un graben que ocupa la porción superior de la Sierra de Los Azufres (figuras 5 y 14).

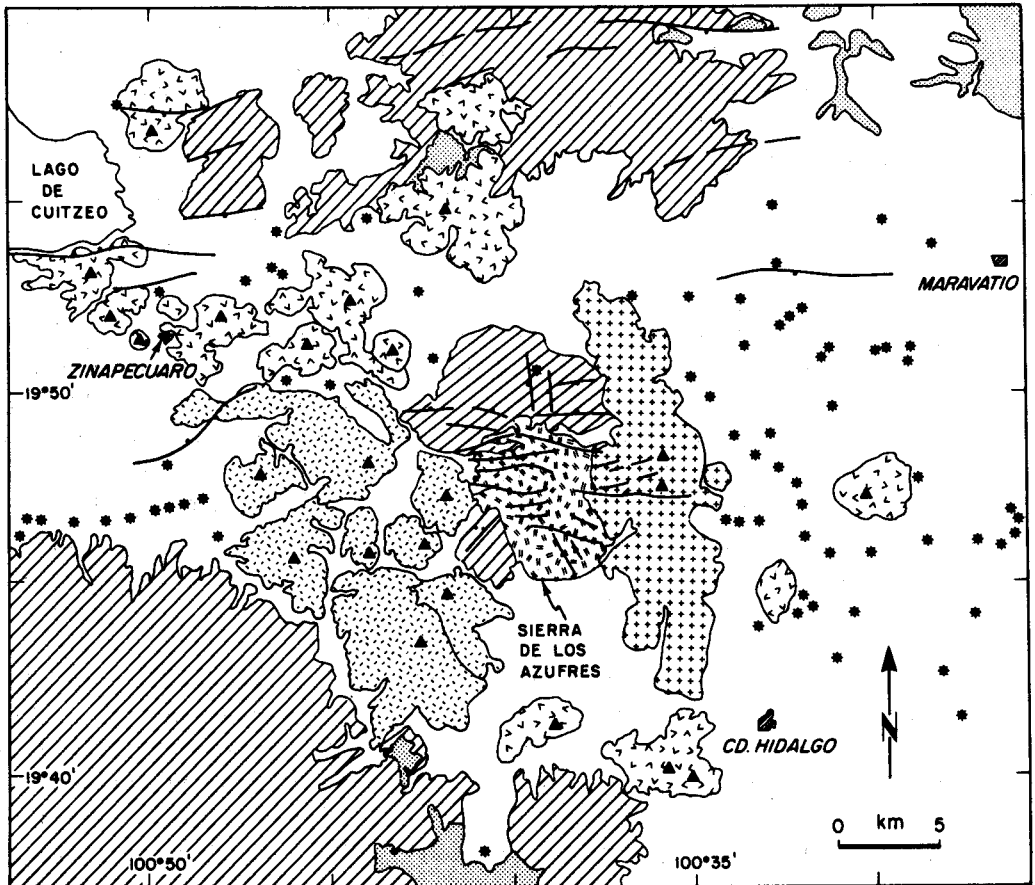


Fig. 5. Mapa geológico simplificado de la Sierra de Los Azufres y sus alrededores (Demant, 1981; Dobson *et al.*, en impresión). Lavas andesíticas mio-pliocénicas: líneas diagonales; riolitas Agua Fría: guiones dobles; dacitas y riodacitas San Andrés: cruces; riolitas Yerbabuena: guiones; otros domos riolíticos, riodacíticos y dacíticos: "v"; conos cineríticos: estrellas; ignimbritas: punteado fino. Los triángulos negros indican la localización de focos eruptivos, y las líneas gruesas indican fallas normales.

En la porción oeste de la sierra un grupo de ocho domos riolíticos hizo erupción a lo largo de las fallas más recientes, truncándolas. Estos domos, conocidos localmente como riolitas Yerbabuena (Camacho, 1979), representan un volumen de $\sim 8 \text{ km}^3$, y han sido datados entre 0.3 y 0.15 Ma (Dobson y Mahood, 1985).

Las evidencias de magmatismo silfco no se encuentran limitadas a la Sierra de Los Azufres. En las planicies y valles que la rodean se observan numerosos domos riolfticos, riolactfcos, y dacfticos, asf como cuerpos de considerable espesor de ignimbritas riolfticas (figura 5). Hacia el norte de la sierra se encuentra un grupo de mäs o menos diez domos que Silva (1979) denomina las riolitas del sector Ucareo-Zinapécuaro. Distribuidos entre estos domos se encuentran conos cinerfticos aislados de composición basáltica y andesftica. Treinta kil6metros al noreste del Volcán de San Andrés, aflora una secuencia de ignimbritas riolfticas que Silva (1979) asign6 al Mioceno superior. Estas ignimbritas, sin embargo, no han sido datadas radiométricamente. Hacia el este de la sierra se encuentran dos domos dacfticos rodeados por un extenso campo de conos cinerfticos. Dos domos riolfticos afloran en la ladera meridional de la Sierra de Los Azufres, y aún más hacia el sur aflora una gruesa secuencia de ignimbritas riolfticas de edad indeterminada. Hacia el oeste de la sierra, el rasgo volcánico más prominente es un alineamiento Este-Oeste de conos cinerfticos que parece estar controlado por una falla paralela a aquéllas que controlaron el emplazamiento de los domos riolfticos Yerbabuena. Aún más hacia el poniente, en las cercanías de la ciudad de Morelia, afloran ignimbritas riolfticas nuevamente de edad indefinida.

Las relaciones entre el magmatismo silfco de la Sierra de Los Azufres y el de las áreas circundantes son inciertas. Demant (1981) y Dobson y Mahood (1985) favorecen la idea de que los domos y lavas pleistocénicas representan un solo sistema magmático, pero la evidencia petrológica, estratigráfica, geocronológica y estructural disponible a la fecha, no es conclusiva. Dobson y Mahood (1985) también sugieren, basados en semejanzas en composición química, que las ignimbritas que afloran en la periferia de la Sierra de Los Azufres pueden haber estado genéticamente ligadas al volcanismo pleistocénico. Demant (1981) por su parte, acepta la edad miocénica sugerida por Silva (1979) para estas ignimbritas, y asigna su emplazamiento a una etapa anterior de volcanismo, no necesariamente relacionada con el área de Los Azufres. La necesidad de edades radiométricas para resolver esta incertidumbre es evidente. También es evidente que, independientemente de que el volcanismo riolftico del área de Los Azufres haya representado o no una sola cámara magmática, esta área fue un foco importante de magmatismo silfco por más de 0.9 Ma.

Amealco y Huichapan

Muy poco ha sido publicado respecto a los centros volcánicos de Amealco y Huichapan. Su clasificación como centros volcánicos silfcos sería dudosa, de no ser

por el hecho de que en cada uno de ellos tuvo lugar al menos una voluminosa erupción piroclástica, lo que demuestra la existencia de una cámara magmática de grandes proporciones.

El centro volcánico de Amealco está localizado 125 km al noroeste de la Ciudad de México. Sánchez (1978) lo describe como una caldera de 11 km de diámetro, cuya porción sur está truncada por una falla normal regional (figura 6). El colapso de esta caldera se debió probablemente a la erupción de la Ignimbrita Amealco, en la cual se observa pómez riolítica y dacítica. La ignimbrita cubre una área de $\sim 1\,200\text{ km}^2$, y G. Sánchez E. (comunicación escrita, 1984) estima su volumen entre 35 y 180 km^3 .

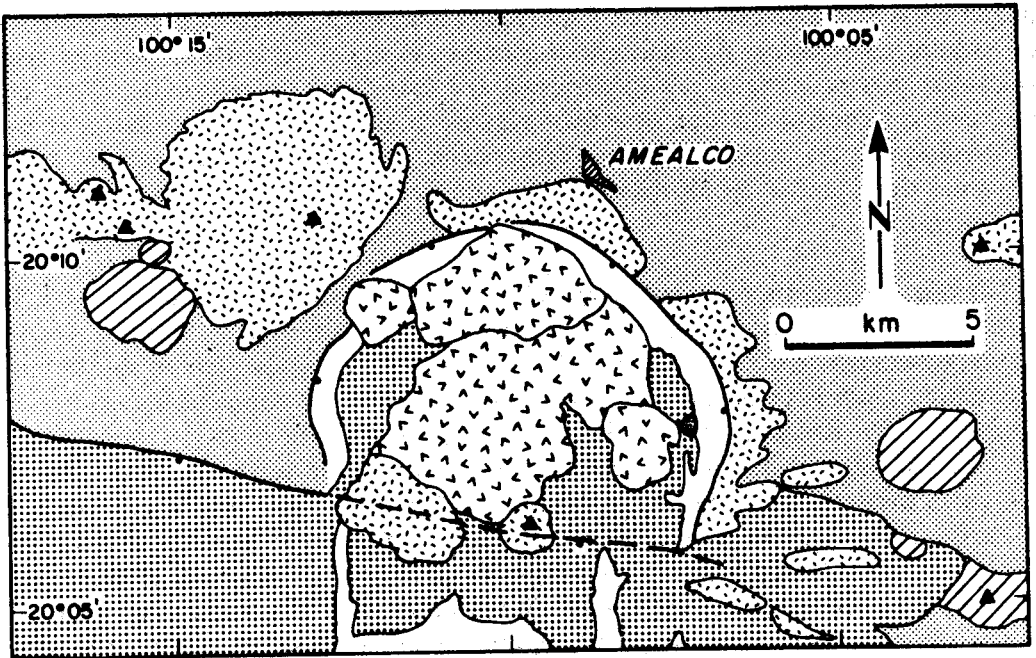


Fig. 6. Mapa geológico simplificado del centro volcánico de Amealco (G.S Sánchez R., comunicación escrita, 1984). Lavas andesíticas, dacíticas y riolíticas pre-Ignimbrita Amealco: líneas diagonales; Ignimbrita Amealco: punteado fino; tobas de caída libre asociadas (?) a la Ignimbrita Amealco: punteado rectilíneo; riolitas y dacitas post-Ignimbrita Amealco: "v"; andesitas post-Ignimbrita Amealco: guiones; basalto post-Ignimbrita Amealco: punteado oscuro.

Después del emplazamiento de la ignimbrita, hicieron erupción lavas dacíticas y riolíticas en el centro del bloque colapsado, mientras que en su periferia hicieron erupción lavas andesíticas y basálticas. En las paredes de la caldera se observa la Ig-

nimbrita Amealco, localmente cubierta por lavas andesíticas. El hecho de que los escarpes corten a estas lavas sugiere que el borde topográfico actual de la caldera está desplazado con respecto al borde estructural original, probablemente debido a inestabilidad de los escarpes originales. La edad del centro volcánico de Amealco no ha sido establecida, pero G. Sánchez R. (comunicación escrita, 1984) hace notar que la Ignimbrita Amealco cubre lavas que han sido datadas radiométricamente (K-Ar) en 5 Ma.

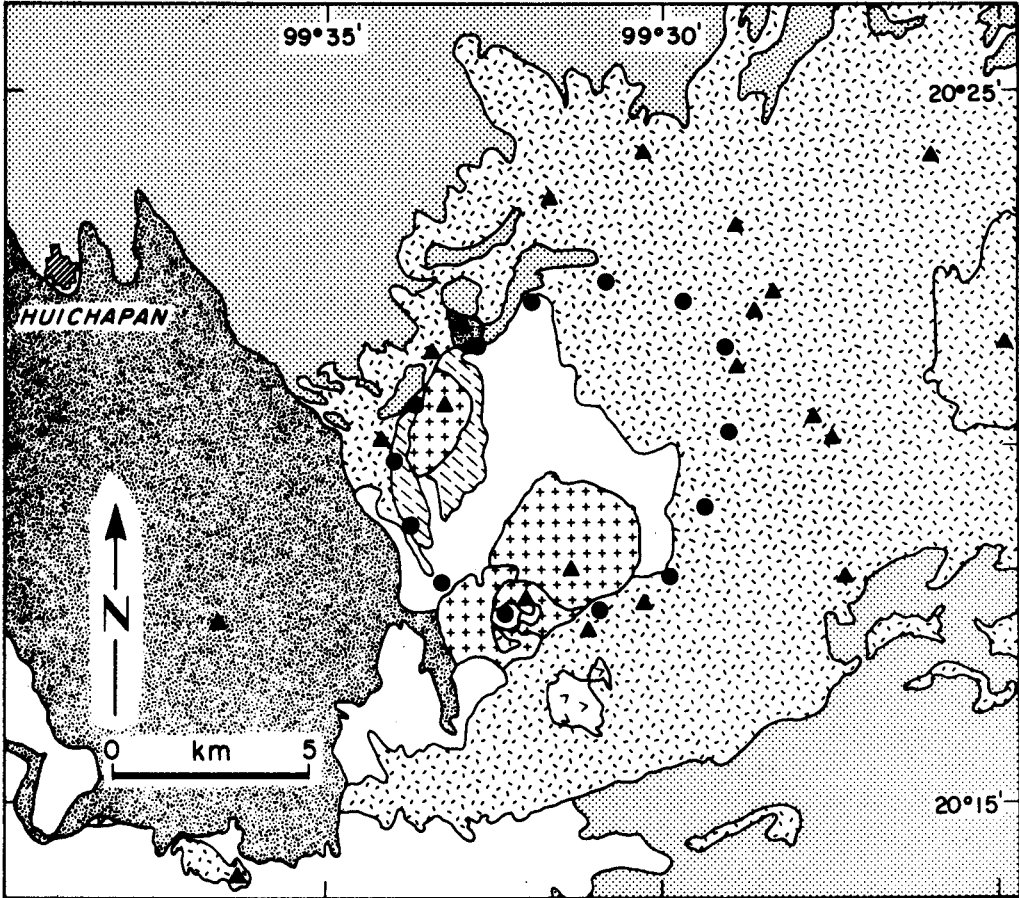


Fig. 7. Mapa geológico simplificado del centro volcánico de Huichapan (Yáñez, en preparación). Lavas riolíticas (pre-Donguinyo ?): "v"; Ignimbrita Donguinyo y tobas de caída libre asociadas (?): punteado fino; sedimentos lacustres: guiones diagonales; riolitas y dacitas post-Donguinyo: cruces; andesitas post-Donguinyo: guiones; basaltos de olivino post-Donguinyo: punteado oscuro. Los círculos negros delimitan el límite inferido de la caldera de Huichapan.

La caldera de Huichapan es una depresión de aproximadamente 9 km de diámetro (figura 7) localizada 100 km al nor-noroeste de la Ciudad de México. El colapso de esta depresión fue probablemente consecuencia de la erupción de la Ignimbrita Donguinyo, para la cual Yáñez (en preparación) reporta una edad radiométrica (K-Ar) de 4.2 ± 0.3 Ma. La ignimbrita, en la cual se observa tanto pómez riolítica como escoria andesítica, representa un volumen mínimo de 10 km^3 de magma (Yáñez, en preparación). La Ignimbrita Donguinyo descansa discordantemente sobre calizas cretácicas y sobre lavas riolíticas y andesíticas terciarias. Localmente está cubierta por una gruesa secuencia de tobas de caída libre, en las que son comunes fragmentos de pómez formados por bandas alternantes de composición riolítica y andesítica.

Después del colapso, se acumularon en el interior de la caldera sedimentos lacustres, y se formaron un domo riolítico en su porción sur y un pequeño volcán dacítico en su porción occidental. Varios conos de escoria hicieron erupción a lo largo de las márgenes de la caldera, así como en las laderas que la rodean. Extensos derrames de andesitas y basaltos derivados de estos conos cubren a la Ignimbrita Donguinyo y a las tobas de caída libre que la suprayacen (Yáñez, en preparación).

Los Humeros

El centro volcánico de Los Humeros (figura 8), localizado 180 km al este de la Ciudad de México, ha sido cartografiado en detalle por Ferriz y Yáñez (1981), y una descripción detallada de su evolución y estratigrafía ha sido presentada por Ferriz y Mahood (1984). El presente resumen se basa en estos trabajos. Las edades citadas en los siguientes párrafos fueron obtenidas por K-Ar (Ferriz y Mahood, 1984). Descripciones previas de la geología de Los Humeros, basadas en fotogeología y cartografía de semidetalle, han sido presentadas por Pérez (1978) y Yáñez y Casique (1980), respectivamente. Estudios geofísicos han sido resumidos por Alvarez (1978) y Palacios y García (1981). Los resultados de estudios geoquímicos e isotópicos preliminares han sido presentados por Verma (1983, 1984) y Verma y López (1983), y discusiones detalladas del zoneamiento mineralógico y composicional de los productos eruptivos de este centro volcánico se presentan en Ferriz (1985b) y en Ferriz y Mahood (en revisión).

El basamento local de Los Humeros está constituido por un complejo paleozoico metamórfico e intrusivo, una secuencia sedimentaria mesozoica plegada, intrusiones sieníticas y granodioríticas del Terciario Inferior, y andesitas pliocénicas (Yáñez y Casique, 1980).

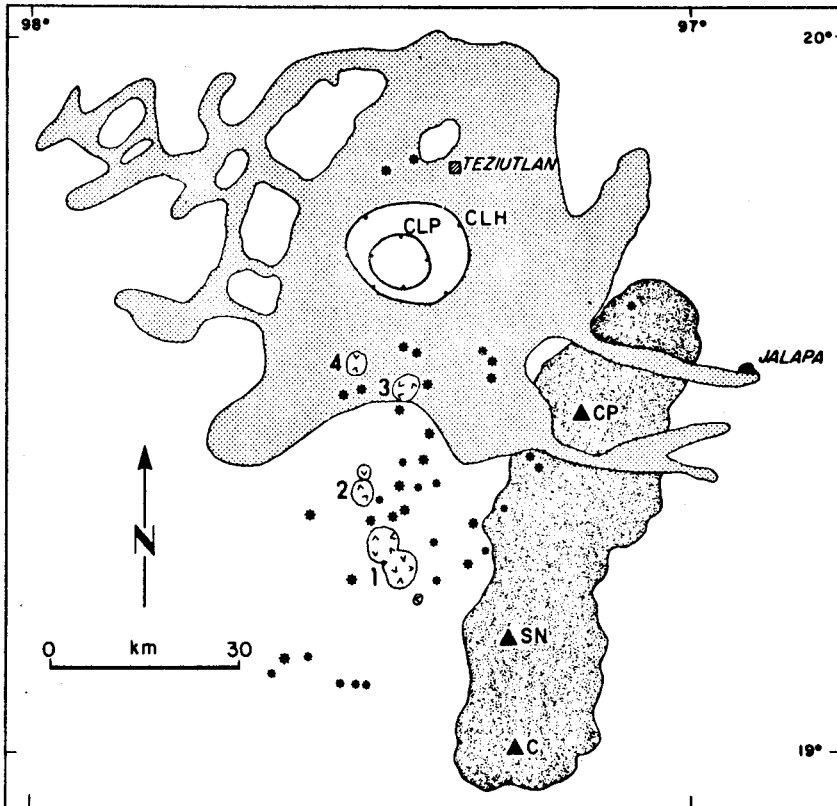


Fig. 8. Mapa de localización del centro volcánico de Los Humeros (CLH= caldera de Los Humeros, CLP= caldera de Los Potreros), en el que también se muestran la distribución de la Ignimbrita Xáltipan (punteado fino), los domos riolíticos ("v") y conos cineríticos (estrellas) de la Cuenca de Oriental, y la cadena montañosa formada por los volcanes andesíticos Cofre de Perote (CP) - Sierra Negra (SN) - Citlaltépetl (C) (punteado oscuro). 1= domos de Las Derrumbadas, 2= domo del Cerro Pinto, 3= domo del Cerro Pizarro, 4= domo del cerro Las Aguilas.

La primera etapa de actividad volcánica en el área de Los Humeros está representada por la erupción de lavas andesíticas y ferrobasálticas de la Formación Teziutlán (figura 9a). Edades de 3.6 y 1.6 Ma en dos lavas de esta unidad indican un largo período de intrusión de magmas máficos en la corteza como precursor de la etapa de magmatismo riolítico. La primera manifestación de volcanismo silícico la constituye la erupción de dos lavas riolíticas con alto contenido de sílice en la periferia del centro volcánico hace ~ 0.47 Ma (figura 9a). Poco después (0.46 Ma) tuvo lugar una erupción pliniana que llevó al emplazamiento de la Ignimbrita Xáltipan (figura 8), y al colapso de la caldera de Los Humeros, cuyas dimensiones han sido estimadas en

21 por 15 km (figura 9b). La pómez de la Ignimbrita Xáltipan, que representa aproximadamente 115 km^3 de magma, es predominantemente riolítica ($72\text{-}77\%$ SiO_2), pero también se observa pómez riodacítica ($72\text{-}69\%$ SiO_2) y, en escaso volumen, escoria andesítica. Después del colapso, domos riolíticos hicieron erupción a lo largo o en la cercanía de la zona de fractura anular de la caldera (figura 9b). Estos domos están

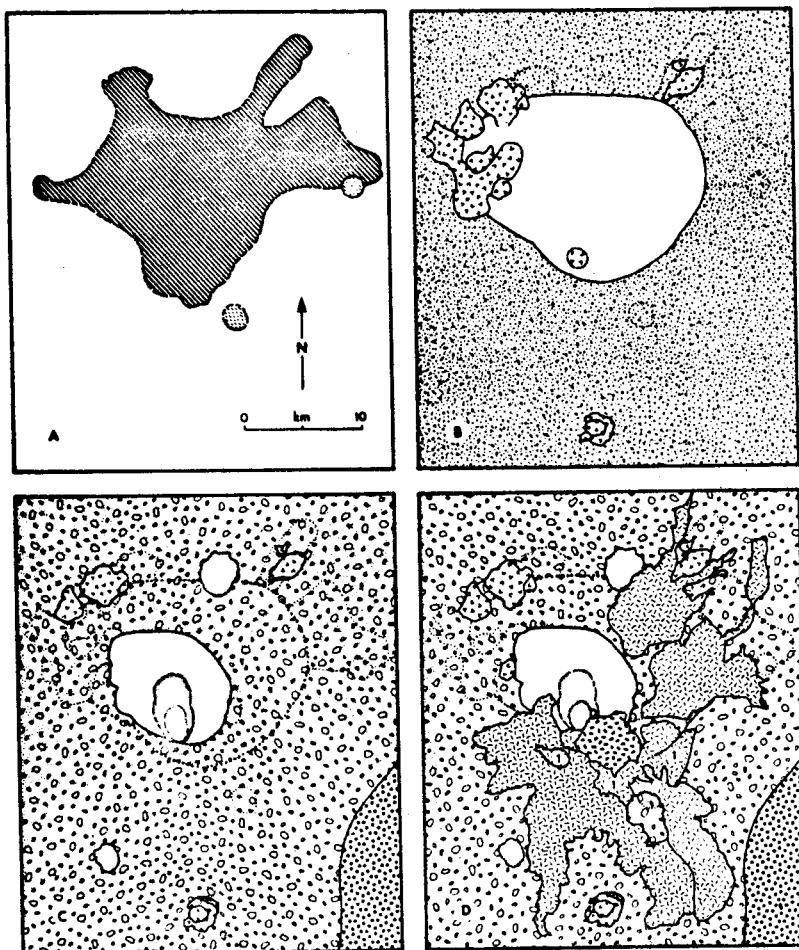


Fig. 9. Evolución esquemática del centro volcánico de Los Hornos (Ferriz y Mahood, 1984). (a) Erupción de andesitas y basaltos de la Formación Teziutlán (líneas diagonales), y erupción posterior de riolitas pre-Xáltipan (guiones diagonales). (b) Erupción de la Ignimbrita Xáltipan (patrón de areniscas), colapso de la caldera de Los Hornos, y erupción de riolitas Post-Xáltipan ("v"). Las facies de intracaldera de la Ignimbrita Xáltipan han sido omitidas por claridad. (c) Erupción de la Toba Faby (punteado grueso), erupción posterior de la Ignimbrita Zaragoza (patrón de conglomerados), colapso de la caldera de Los Potreros, y erupción de lavas andesíticas, riolíticas y riolíticas post-Zaragoza (punteado rectilíneo). (d) Formación de un arco de conos de escoria (1), erupción de andesitas y andesitas basálticas (guiones), y erupción de las lavas andesíticas y riolíticas del volcán de Maztaloja (guiones dobles). Las últimas etapas de la evolución del centro volcánico están representadas en la Fig. 10.

cubiertos por la Toba Faby, una secuencia predominantemente riodacítica de tobas de caída libre, que representan $\sim 10 \text{ km}^3$ de magma. La Toba Faby ha sido datada en 0.24 Ma. Una tercera etapa de erupción pliniana tuvo lugar hace $\sim 0.1 \text{ Ma}$. 12 km^3 de magma de composición riodacítica a andesítica formaron la Ignimbrita Zaragoza. Esta erupción provocó el colapso de la caldera de Los Potreros, la cual tiene un diámetro promedio de 10 km, y está anidada dentro de la antigua caldera de Los Humeros (figura 9c).

Poco después del colapso de la caldera de Los Potreros, lavas andesíticas y riodacíticas hicieron erupción en su parte central (figura 9c), y una extensa área del centro volcánico experimentó un suave levantamiento, probablemente debido al restablecimiento del equilibrio entre la cámara magmática y sus rocas encajonantes. Entre 0.05 y 0.03 Ma un arco de conos de escoria se formó a lo largo de la porción sur de la fractura anular de la caldera de Los Humeros. Algunos de estos conos alimentaron extensos derrames andesíticos que ahora se extienden al sur del centro volcánico (figura 9d). Contemporáneamente, lavas andesíticas formaron dos pequeños escudos en el área comprendida entre los bordes orientales de ambas calderas (figura 9d). Esta etapa de actividad andesítica representa la erupción de aproximadamente 6 km^3 de magma. Una pequeña erupción subpliniana dio origen a la Toba Cuicuiltic, un depósito de caída libre en que se encuentra pómez riodacítica íntimamente mezclada con escoria andesítica. Esta erupción provocó el colapso de la pequeña caldera de El Xalapazco, de 1.7 km de diámetro, en el extremo sur de la caldera de Los Potreros (figura 10). Posteriormente, el cuadrante sureste de la caldera de Los Potreros fue levantado estructuralmente a lo largo de fallas normales (figura 10), probablemente debido a intrusión de magma a lo largo de la zona de fractura anular. La actividad volcánica continuó, hasta hace aproximadamente 0.02 Ma, con la erupción de 10 km^3 de lavas riodacíticas, y un volumen reducido de lavas andesíticas. Sus focos eruptivos estuvieron localizados en la cercanía de la margen norte de la caldera de Los Potreros, en el área entre los bordes orientales de las dos calderas principales, y en una amplia faja donde la porción sur de las zonas de fractura anular de las dos calderas casi coinciden (figura 10). La última etapa de actividad volcánica está representada por la erupción de $\sim 0.25 \text{ km}^3$ de basaltos de olivino, durante los últimos 0.02 Ma, en los pisos de las calderas de Los Potreros y El Xalapazco, y a lo largo de la porción sur de la fractura anular de la caldera de Los Humeros (figura 10).

Prácticamente todas las unidades eruptivas de Los Humeros exhiben un fuerte zonamiento composicional. La figura 11 es una gráfica que muestra la variación en el contenido de sílice de los productos de cada una de las unidades principales, e ilus-

tra tres características importantes: 1) La ausencia virtual de magmas de composición dacítica indica la existencia de una discontinuidad composicional en la cámara magmática (Smith, 1979). 2) El zoneamiento y la discontinuidad composicional

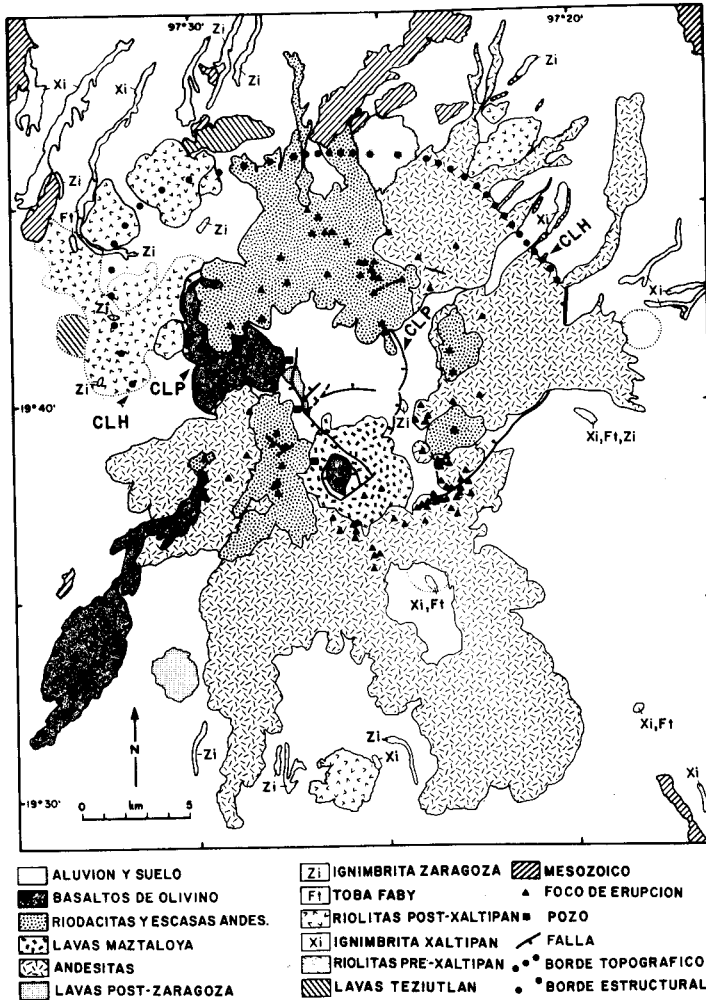


Fig. 10. Mapa geológico simplificado del centro geológico de Los Humeros (Ferriz y Mahood, 1984). Los círculos negros indican el límite norte inferido de la caldera de Los Humeros (CLH). CLP indica las fallas este y oeste de la caldera de Los Potrerros. Los contactos punteados indican unidades cubiertas. Además de las unidades mostradas en la Figura 9 se muestran centros eruptivos predominantemente riodacíticos (punteado grueso) y derrames posteriores de basalto de olivino (punteado oscuro). Las áreas en blanco representan a la Ignimbrita Xáltipan (Xi), Toba Faby (Ft), Ignimbrita Zaragoza (Zi), o aluvión y suelo que cubre depósitos piroclásticos de diversos tipos.

persistieron por lo menos 460 000 años, indicando que la coexistencia de magmas silíceo y andesítico era un proceso estable, y no el resultado fortuito de inyección de magma andesítico en una cámara magmática silíceo. Debido a que la densidad del magma aumenta a medida que su contenido de sílice disminuye, es razonable suponer que una cámara magmática con fuerte zoneamiento composicional tenderá a estar estratificada, con los magmas riolíticos de menor densidad acumulándose en la porción superior, y magmas progresivamente más máficos y densos acumulándose hacia la porción inferior. 3) El máximo contenido de sílice en los productos de las diversas erupciones tiende a disminuir entre 0.46 y 0.02 Ma, probablemente debido a

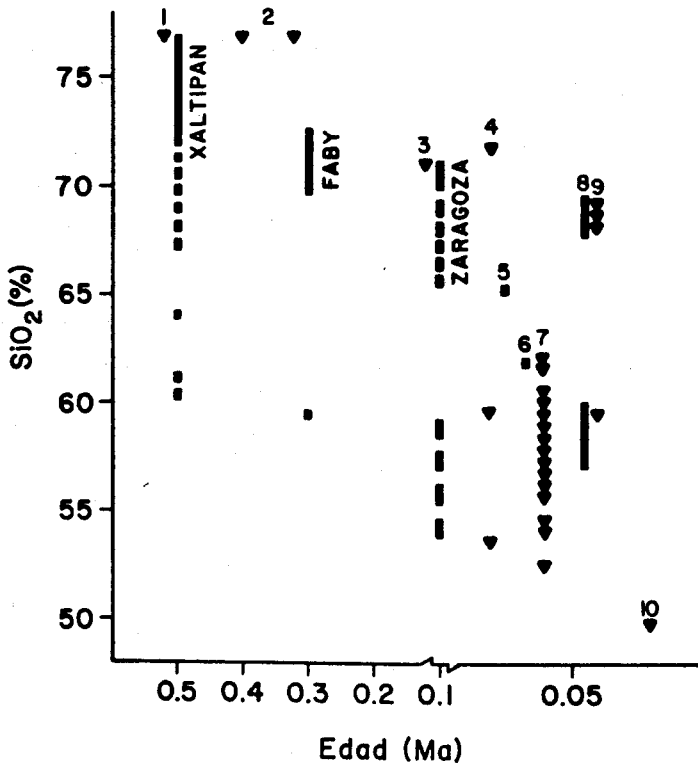


Fig. 11. Contenido de sílice (análisis recalculados en base anhidra) de los productos de las diversas unidades eruptivas del centro volcánico de Los Humeros (Ferriz y Mahood, 1984). Las barras indican unidades piroclásticas; la porción continua de las barras representa el volumen dominante de cada erupción. Los triángulos representan lavas. 1 = riolitas pre-Xáltipan, 2 = riolitas post-Xáltipan, 3 = riodacita pre-Zaragoza, 4, 5 y 6 = unidades post-Zaragoza de escaso volumen, 7 = andesitas y andesitas basálticas, 8 = Toba Cuicuiltic, 9 = Riodacitas y escasos volúmenes de andesita, 10 = Basaltos de olivino.

que el ritmo promedio de erupción excedió el ritmo de regeneración del magma silícico (Ferriz y Mahood, 1984). El ritmo promedio de erupción aumentó de $\sim 0.06 \text{ km}^3$ por milenio hace 0.25 Ma a $\sim 0.21 \text{ km}^3$ por milenio en los últimos 0.1 Ma. Este incremento en el ritmo de erupción fue probablemente el resultado de la disminución progresiva de la integridad estructural del techo de la cámara magmática, debido a que las distintas erupciones piroclásticas no sólo crearon nuevas zonas de debilidad estructural sino que también reactivaron zonas preexistentes de debilidad. Un techo progresivamente menos coherente permitió a los magmas máficos alcanzar la superficie rápidamente, disminuyendo su tiempo de residencia en la cámara y por tanto el tiempo disponible para su diferenciación.

La geotermometría en los productos volcánicos de Los Humeros (Ferriz, 1985b) indica que la cámara magmática estaba zonada no sólo en composición, sino también en temperatura. La temperatura calculada de los magmas riolíticos, que presumiblemente ocupaban la porción superior de la cámara magmática, varía entre 800° y 875°C ; la de los magmas riodacíticos varía entre 860° y 940°C , y la de los magmas andesíticos entre 920° y 1000°C . Cambios similares en temperatura han sido reportados en otros sistemas magmáticos (*cf.* Hildreth, 1979, 1981, figura 3, 1983). Otro rasgo significativo de Los Humeros es que la temperatura calculada de tipos equivalentes de magma no cambió significativamente en los últimos 0.46 Ma. Los modelos conductivos de pérdida de calor (Smith y Shaw, 1978, figura 3) demuestran que esta condición no puede haber persistido por un período tan largo, a menos que el sistema haya recibido una alimentación continua de energía térmica. La única fuente razonable de energía térmica adicional en un sistema magmático silícico es la inyección continua de magma basáltico a elevada temperatura en la porción inferior de la cámara magmática (Smith, 1979; Huppert y Sparks, 1980). La erupción de los basaltos de olivino que constituyen la última etapa de actividad volcánica en Los Humeros es probablemente el resultado de una nueva inyección de magma basáltico en el sistema magmático (Ferriz y Mahood, 1984).

A pesar de la aparente complejidad de la evolución del centro volcánico de Los Humeros, no dejan de existir ciertas semejanzas entre éste y los centros de La Primavera, Amealco y Huichapan. Por ejemplo, la evolución de La Primavera guarda notables semejanzas con el ciclo volcánico de la caldera de Los Humeros, que es esencialmente riolítico, mientras que Amealco y Huichapan comparten muchas características con el ciclo volcánico de la caldera de Los Potreros, en que la asociación entre magmas silícicos y andesíticos está claramente representada.

Manifestaciones aisladas de Volcanismo Silícico

Además del volcanismo asociado a los centros silícicos de que hemos hecho mención en la sección anterior, existen a lo largo del Eje Neovolcánico numerosos afloramientos adicionales de rocas o depósitos riolíticos. Algunas de estas unidades pueden haber estado relacionadas con centros volcánicos que a la fecha no han sido reconocidos, pero en otros casos parecen constituir manifestaciones aisladas de volcanismo, cuyo significado aún no ha sido comprendido. En la breve enumeración que presentamos en los siguientes párrafos, que de ninguna manera pretende ser exhaustiva, hemos excluido específicamente las manifestaciones de volcanismo silícico asociadas a los estratovolcanes andesíticos, no por considerarlas de poca importancia, sino porque una presentación adecuada deberá incluir una discusión detallada del volcanismo andesítico, lo que rebasa el objetivo de este artículo.

En la porción occidental del Eje Neovolcánico, dentro del Graben Tepic-Chapala, Demant (1979, 1981) ha descrito un grupo de lavas riolíticas, con un volumen estimado de $\sim 15 \text{ km}^3$, que aflora en el flanco occidental del volcán andesítico de Tequila (figura 2). Este grupo de lavas incluye tanto riolitas ligeramente peralcalinas como riolitas metalumínicas. Algunas de estas riolitas cubren un derrame de dacita que ha sido datado radiométricamente (K-Ar) en 0.6 Ma. Demant (1981) las considera anteriores al desarrollo del volcán de Tequila, y atribuye su emplazamiento a las fracturas regionales que definen la porción central del Graben Tepic-Chapala. Harris y Carmichael (1983) por otra parte, las consideran contemporáneas del volcanismo andesítico de Tequila.

En las cercanías de la ciudad de Guadalajara afloran varias secuencias de ignimbritas riolíticas, pero dado que en esta región se traslapan la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico, la asignación de las diversas unidades a una u otra de estas provincias es hasta el momento incierta. Entre las unidades pleistocénicas y pliocénicas destacan las ignimbritas Acatlán y Guadalajara. La Ignimbrita Acatlán ha sido descrita por Wright y Walker (1981), quienes le han asignado una edad pleistocénica basados en la naturaleza inversa de su magnetismo residual. La ignimbrita, cuyo foco de erupción estuvo localizado 40 km al suroeste de Guadalajara (figura 2), exhibe un fuerte zoneamiento composicional, encontrándose en ella tanto pómez riolítica como escoria andesítica. Gilbert *et al.* (1985), por su parte, describen la Ignimbrita Guadalajara, datada radiométricamente (K-Ar) en 3.5 Ma, de la cual se ha hecho extenso uso como material de construcción en la ciudad de Guadalajara. La pómez de esta última ignimbrita varía en composición, de riolítica a riodacítica.

Hacia el sureste de Guadalajara, en las porciones central y oriental del estado de Michoacán, afloran las ignimbritas riolíticas descritas por Silva (1979) de que hemos hecho mención al discutir el área de Los Azufres. Hacia el Este, en la porción oriental de Michoacán y la porción occidental del Estado de México, afloran las ignimbritas de la Formación Las Américas, descrita originalmente por Fries *et al.* (1965) quienes le asignan una edad pleistocénica. Silva (1979) asigna esta formación al Mioceno y Demant (1981) al Plioceno. La Formación Las Américas está constituida por cuatro ignimbritas en las que se encuentra pómez riolítica, pómez dacítica, y fragmentos de pómez formados por una mezcla de ambos magmas. En la región de Tlalpujahua - El Oro, en el límite entre los estados de Michoacán y México, la Formación Las Américas está cubierta por lavas derivadas de un grupo de diez domos riolíticos y dacíticos. Silva (1979) sugiere que estos domos están genéticamente ligados a las ignimbritas, y que fueron emplazados en las cercanías de los focos eruptivos de éstas.

En la región de Pachuca, Hidalgo, Geyne *et al.* (1963) describieron una gruesa secuencia volcánica constituida por lavas y depósitos piroclásticos de composición basáltica a riolítica. Entre las unidades que forman esta secuencia destaca la Formación Las Navajas, que Geyne *et al.* (1963) han asignado al Plioceno inferior. La Formación Las Navajas está constituida por lavas e ignimbritas riolíticas ligeramente peralcalinas, que cubren una área de aproximadamente 200 km² y alcanzan espesores máximos de 500 m. El foco de erupción de esta formación parece haber estado localizado en la Sierra de Las Navajas, unos 4 km al este del distrito minero de Real del Monte, Hidalgo (Geyne *et al.*, 1963, figura 8).

Finalmente, en la porción oriental del estado de Puebla, hacia el sur del centro volcánico de Los Humeros, se extiende la cuenca endorréica de Oriental, en la que un grupo de domos riolíticos hizo erupción, probablemente durante los últimos 0.4 Ma (figura 8). También es prominente dentro de esta cuenca la presencia de conos cineríticos y mares freáticos y freatomagmáticos (Ordóñez, 1906; Reyes, 1979; Yáñez y Casique, 1980; Yáñez y García, 1982). Los domos, cuyos volúmenes varían entre 1 y 5 km³, son de composición riolítica con alto contenido de sílice, y tienen una mineralogía similar de plagioclasa, sanidino, cuarzo, biotita, magnetita e ilmenita, excepto por los domos de Las Derrumbadas, que además contienen pequeños fenocristales de granate. Los domos están distribuidos en una área de aproximadamente 300 km², y muestran una burda alineación norte-sur (figura 8). A pesar de semejanzas generales en contenido de sílice y mineralogía, estos domos parecen tener orígenes radicalmente distintos, como lo sugieren los patrones de abundancias relativas

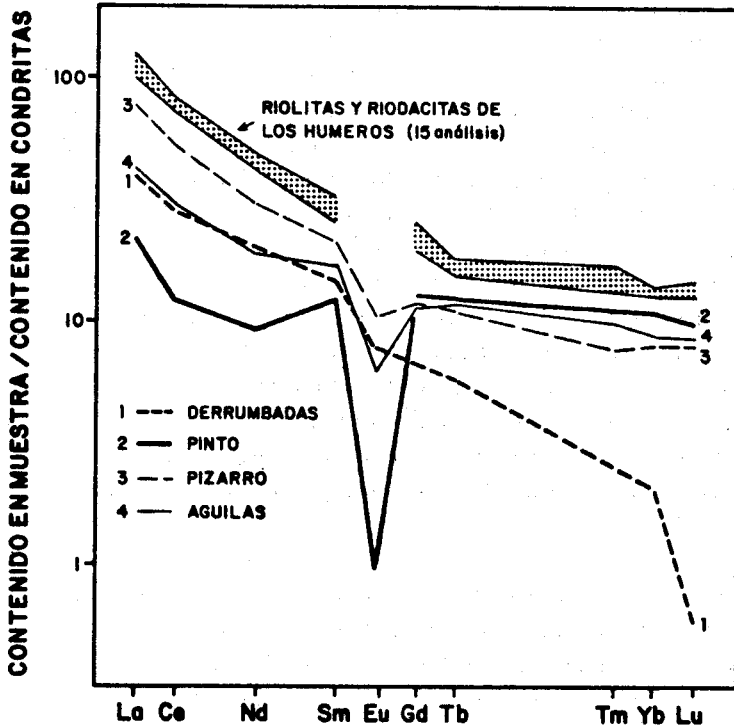


Fig. 12. Abundancias de elementos del grupo de los lantánidos, normalizados con respecto a las abundancias en meteoritos condriticos (Haskin *et al.*, 1968), en domos riolíticos de la Cuenca de Oriental, Puebla.

de los elementos del grupo de los lantánidos (figura 12). Por ejemplo, a pesar de que los domos de riolita de biotita-granate de Las Derrumbadas se encuentran a solo 10 km de distancia del domo Pinto, los primeros parecen provenir de una fuente en que el granate era una fase residual o fuertemente fraccionada, mientras que el patrón del segundo parece haber estado dominado por plagioclasa. Las diferencias en los patrones de los domos Las Aguilas y Pizarro no son tan pronunciadas, pero claramente indican que provienen de diferentes fuentes, y que a pesar de su cercanía al centro volcánico de Los Humeros no pertenecen a su sistema magmático.

IMPLICACIONES DEL VOLCANISMO SILICICO

Las diversas hipótesis que han sido formuladas para explicar el origen de los magmas riolíticos han sido resumidas recientemente por Hildreth (1981), e incluyen: 1) Diferenciación de magmas máficos o intermedios a través de cristalización fraccionada,

tal vez acompañada de asimilación parcial de las rocas encajonantes. 2) Diferenciación de magmas menos silícicos a través de difusión o transferencia de complejos volátiles. 3) Fusión parcial de los precursores máficos de la etapa de volcanismo silfíco (e.g., cuerpos intrusivos relacionados con las lavas Teziutlán en Los Humeros). 4) Fusión parcial de la corteza continental. 5) Separación de magmas silfícos a partir de diapiros corticales de composición intermedia parcialmente fundidos. Estos mecanismos no son mutuamente exclusivos y de hecho es sumamente probable que varios de ellos hayan operado simultánea o secuencialmente para generar los grandes volúmenes de magma riolítico representados por algunas erupciones piroclásticas. Hildreth (1981) también hace notar que aun cuando estos mecanismos implican diferentes procesos, todos tienen un común denominador: la inyección de magmas máficos en la corteza. En efecto, los magmas máficos no sólo constituyen el punto de partida de los mecanismos de diferenciación, sino que también constituyen la única fuente razonable de energía térmica para promover la fusión parcial de segmentos de la corteza continental (Christiansen y Lipman, 1972; Eichelberger y Goo-ley, 1977; Shaw, 1980).

A partir de esta concepción fundamentalmente basáltica del magmatismo continental, Hildreth (1981) ha sugerido que el tipo de centro volcánico desarrollado en una porción restringida de la corteza dependerá de 1) el ritmo de aporte de magmas máficos derivados de la astenosfera, y 2) el ritmo de percolación de estos magmas a través de la litosfera, que a su vez es función del ambiente local de esfuerzos. Por ejemplo, en una área sometida a esfuerzos compresionales en que el ritmo de inyección de magma basáltico es moderado, se podrían favorecer grados avanzados de fusión de la corteza, la diferenciación del magma basáltico, y la mezcla entre magma basáltico, los productos de su diferenciación, y magmas derivados de la fusión parcial de la corteza, para originar un centro volcánico andesítico, tal como los grandes estratovolcanes de México Central. Por otra parte, en áreas sometidas a un régimen moderado de extensión se podría favorecer la separación de magmas riolíticos producto de fusión parcial de la corteza o de la diferenciación de magmas máficos, y su coalescencia en cámaras magmáticas someras del tipo representado por los centros volcánicos silfícos del Eje Neovolcánico. Finalmente, un régimen de extensión rápida, y un ritmo lento de inyección de magma basáltico, podrían favorecer el desarrollo de volcanismo bimodal o de manifestaciones aisladas de volcanismo silfíco.

La evolución de centros volcánicos como Los Humeros - y tal vez Amealco y Hui-chapan - sugiere una estrecha relación entre el magmatismo silfíco, andesítico y ba-

sáltico, y la distribución de los diversos tipos de centros volcánicos sugiere la existencia de amplias áreas dentro del Eje Neovolcánico que pudieran estar sometidas a diferentes regímenes de esfuerzos. La migración hacia el sur de los focos activos del volcanismo andesítico, perpendicular a la faja volcánica pero persistente a través de ella, podría representar la migración hacia el sur de un amplio dominio de esfuerzos compresionales. Por otra parte, la localización selectiva de la mayoría de los centros volcánicos silícicos en la porción norte del Eje Neovolcánico podría estar determinada por un amplio régimen de extensión en la litosfera, hipótesis que es en términos generales congruente con la tectónica extensional plio-pleistocénica de la porción norte del Eje Neovolcánico. Estas ideas a la fecha no pasan de ser simples modelos hipotéticos, y para aceptarlas o rechazarlas el número de estudios geológicos de detalle en los diversos tipos de centros volcánicos deberá de aumentar. Es evidente que aún existen numerosas interrogantes en el estudio del Eje Neovolcánico, y para resolverlas será necesario incorporar a la información geológica y geofísica existente los resultados de estudios acerca de 1) la evolución de otros centros volcánicos silícicos, andesíticos y basálticos, 2) la cronología detallada de los diversos sistemas magmáticos, y 3) la evolución del ambiente tectónico local de los distintos centros volcánicos. En nuestra opinión, durante la próxima década deberemos enfocar nuestros esfuerzos en geología de detalle complementada, pero no remplazada, con estudios analíticos selectos.

IMPORTANCIA ECONOMICA DEL MAGMATISMO RIOLITICO

Los antiguos pobladores de México fueron indudablemente los primeros en reconocer implícitamente la importancia económica del volcanismo riolítico del Eje Neovolcánico. Ya hacia comienzos del Preclásico se comerciaba extensamente con obsidiana en Mesoamérica (Cobean *et al.*, 1971; Hester *et al.*, 1971; Spence y Parsons, 1972; Ferriz, 1985a), y los pueblos de lengua náhuatl legaron al México moderno la localización de extensos bancos de materiales en la forma de nombres geográficos que incluyen el prefijo xalli (arena o ceniza volcánica), *e.g.*, Xalapa, Xaltipan, Jala, y Jalisco. Con la llegada de los españoles y la introducción de instrumentos de hierro, el comercio de obsidiana desapareció, pero el uso de ignimbritas moderadamente consolidadas como material de construcción floreció, como lo atestiguan numerosos monumentos coloniales de México Central.

Los materiales de construcción desafortunadamente carecen del atractivo que tienen por ejemplo los yacimientos minerales, y en consecuencia el volcanismo pleistocénico y cuaternario del Eje Neovolcánico frecuentemente ha sido considerado "es-

téril". En los últimos años, sin embargo, al menos dos importantes aspectos económicos han recibido alguna atención: riesgo volcánico y energía geotérmica.

Riesgo volcánico

El daño que una erupción volcánica puede causar a la propiedad y vida humana ha sido dramáticamente ilustrado por la erupción de El Chichón, Chiapas, en 1982, en la que ignimbritas de escaso volumen devastaron dentro de un radio de 7 km el área que rodea al volcán, y formaron al menos una represa natural que al romperse causó una seria inundación y corrientes destructoras de lodo (Silva *et al.*, 1982; Duffield *et al.*, 1984); tobas de caída libre destruyeron la vegetación en una área muy extensa y provocaron el colapso de los techos de varios centenares de viviendas. Otros eventos potencialmente catastróficos que ocasionalmente acompañan a la actividad volcánica, incluyen sismos, emplazamientos de derrames de lava, colapso estructural, emisión de gases perniciosos, violentas erupciones laterales, y eyección balística de grandes bloques (Booth, 1979). Estos eventos han sido generalmente considerados como catástrofes naturales, respecto a las cuales ninguna previsión puede ser tomada, pero el riesgo involucrado es tan grande que esta actitud es poco satisfactoria. Es cierto que con la tecnología actual es virtualmente imposible detener una erupción, pero si el ciclo eruptivo de cada centro volcánico fuera documentado adecuadamente, sería posible para las autoridades civiles y militares diseñar medidas preventivas para disminuir el impacto de una erupción. Entre otras, estas medidas pueden incluir la instalación de redes sismológicas de vigilancia, diseño de planes de evacuación, construcción de rutas de evacuación, o la elaboración de estrictos códigos de construcción en áreas en las que el riesgo es particularmente alto. La tarea de coleccionar los datos necesarios para evaluar el riesgo volcánico asociado a la gran cantidad de centros eruptivos del Eje Neovolcánico será indudablemente ardua, pero no es del todo imposible. Consideramos que 75 o 100 días-hombre de trabajo de campo en cada uno de los principales centros volcánicos, complementado con un número reducido de dataciones radiométricas, es probablemente suficiente para identificar áreas con alto riesgo en que es necesario realizar un trabajo detallado.

Los comentarios del párrafo anterior pueden por supuesto aplicarse a todo tipo de centro volcánico, pero una simple comparación entre los volúmenes de las unidades piroclásticas de La Primavera o Los Humeros con los 0.25 km^3 de magma extruidos durante la erupción de El Chichón (Varekamp y Luhr, 1982) es todo lo que se necesita para poner en evidencia el inmenso poder destructivo de las erupciones volcáni-

cas silíceas, y por tanto la necesidad de asignarles una alta prioridad en la estimación de riesgo volcánico. Entre los centros volcánicos silíceos conocidos, La Primavera es indudablemente el que tiene mayor potencial de causar serios daños, esencialmente por su cercanía a la ciudad de Guadalajara. El estudio geológico y petrológico (Mahood, 1980, 1981a) sugiere que la cámara magmática de La Primavera persiste hasta nuestros días, y que las erupciones potenciales pueden ser de dos tipos: a) emplazamiento de domos riolíticos, probablemente precedido por erupciones sub-plinianas que darían origen a tobas de caída libre, b) voluminosas erupciones plinianas que pueden formar ignimbritas o extensos depósitos de tobas de caída libre.

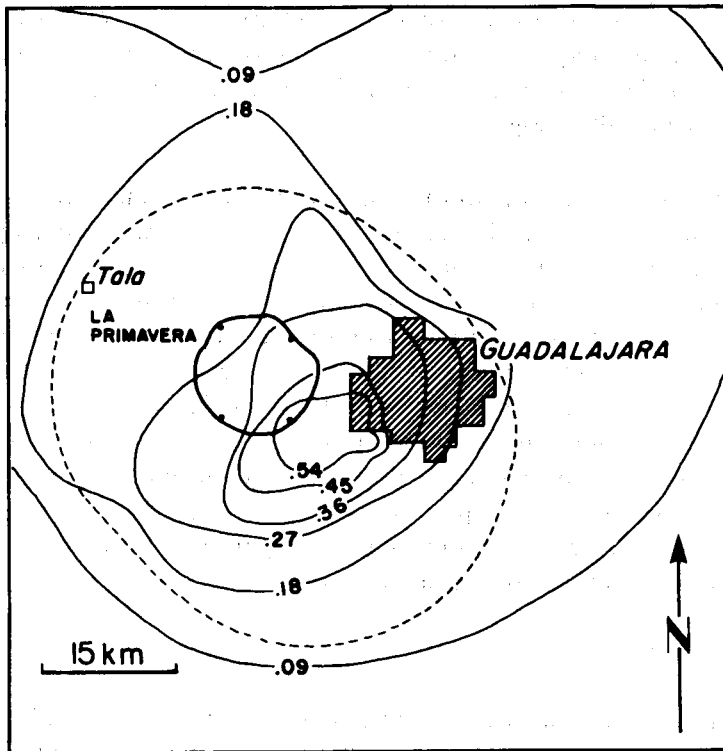


Fig. 13. Mapa de riesgo volcánico para la ciudad de Guadalajara (Booth, 1979). Los contornos muestran la probabilidad de que en una área específica el espesor de pómez exceda un metro en el caso del emplazamiento de un nuevo domo riolítico. La línea discontinua define el área en que el riesgo de caída de bloques balísticos de más de 10 cm de diámetro es particularmente alto. Toda el área mostrada está sujeta a alto riesgo en el caso de una erupción ignimbrítica.

Durante los últimos 60 000 años, el emplazamiento de domos en La Primavera ha seguido un patrón definido de migración hacia el Este (Mahood, 1980; Mahood y Drake, 1983). Existe por tanto una alta posibilidad de que si la erupción de un nuevo domo tiene lugar, su foco eruptivo estará localizado en el extremo oriental del grupo de domos que se encuentra al sur de la caldera de La Primavera. Basado en la distribución y espesores de las tobas de cada libre asociadas al emplazamiento de los domos más recientes, Booth (1979) presentó un mapa preliminar de riesgo volcánico (figura 13) en el que se representa la probabilidad de que en una localidad determinada el espesor de pómez acumulada exceda un metro (un metro de pómez húmeda representa una carga de $\sim 1\ 000\ \text{kg/m}^2$, carga suficiente para colapsar los techos de estructuras habitacionales convencionales), y el área que puede ser afectada por la eyección balística de bloques de roca con diámetro superior a 10 cm. De la figura 13 es evidente que la mayor parte de la ciudad de Guadalajara debe de ser considerada como una zona de alto riesgo.

La probabilidad de una erupción pliniana semejante en magnitud a la de la Toba Tala, sobre la cual está construida la ciudad de Guadalajara, es desafortunadamente difícil de estimar. La historia volcánica de La Primavera es demasiado corta para que sea posible establecer la ciclicidad de este tipo de volcanismo. Sin embargo, centros volcánicos como Los Humeros, Valles (Smith y Bailey, 1966), Yellowstone (Christiansen y Blank, 1972) o Calabozos (Hildreth *et al.*, 1984), ilustran claramente que a pesar de estar caracterizadas por períodos de reposo de varias decenas de miles de años, este tipo de voluminosas erupciones piroclásticas es frecuentemente recurrente. Por pequeña que sea la probabilidad de una erupción pliniana en La Primavera, la amenaza que un evento de este tipo representa para Guadalajara es tan grande que es injustificable el no tomar medidas mínimas de seguridad, como por ejemplo la instalación de una red automática de vigilancia sísmica.

Energía geotérmica

Durante la última década, la Comisión Federal de Electricidad ha llevado a cabo la exploración de diversas áreas del Eje Neovolcánico en la búsqueda de fuentes de energía geotérmica. Entre otros resultados, estos trabajos han llevado al desarrollo del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, en el que actualmente se generan 25 MW, y a la identificación de dos prospectos de considerable interés: La Primavera y Los Humeros. La asociación entre yacimientos geotérmicos y áreas caracterizadas por volcanismo silfíco no es fortuita. Las cámaras magmáticas someras de gran vo-

lumen constituyen una fuente ideal de energía térmica, y las estructuras asociadas al volcanismo silíceo en ocasiones proveen condiciones favorables para el desarrollo de un sistema hidrotermal susceptible de explotación. En el caso de los campos y prospectos del Eje Neovolcánico, estos sistemas hidrotermales parecen estar restringidos a zonas de permeabilidad secundaria en el basamento local. Cada sistema presenta, sin embargo, características particulares, como lo ilustra la comparación entre el campo de Los Azufres y los prospectos de La Primavera y Los Humeros.

La prospección eléctrica en Los Azufres ha permitido definir dos sectores con múltiples bajos resistivos (figura 14); la perforación profunda ha comprobado que en estas áreas el gradiente geotérmico es mucho más alto que en el graben que las separa.

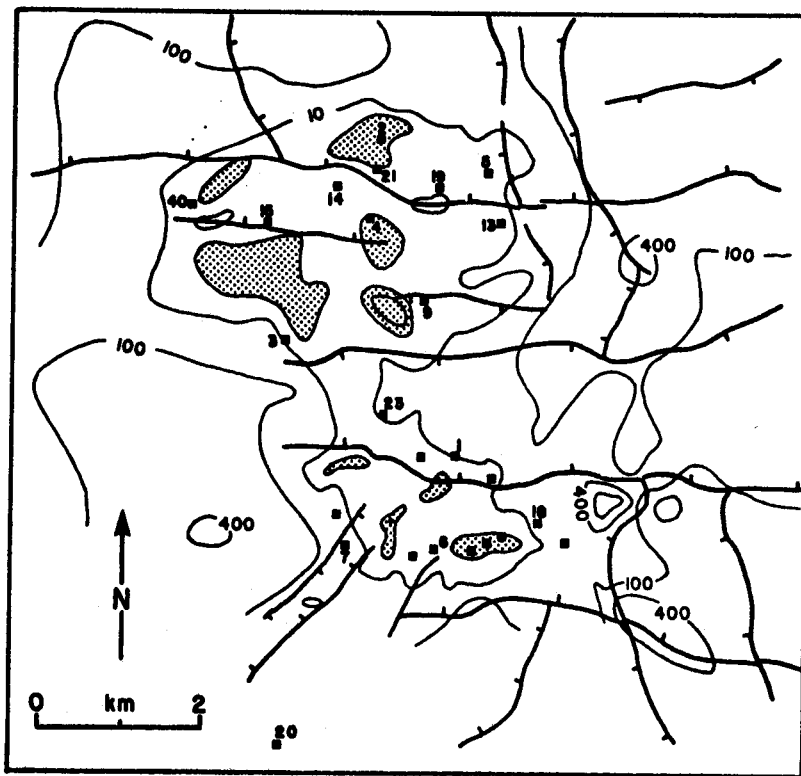


Fig. 14. Contornos simplificados de iso-resistividad aparente (ohms-m) en la porción central de la Sierra de Los Azufres, para una semiapertura entre electrodos ($AB/2$) de 1 500 m (Palma, 1983a). Bajos resistivos definidos por el contorno de 7.5 ohms-m: punteado fino; cuadrados: perforaciones profundas; líneas gruesas: fallas.

La distribución de minerales de alteración sugiere que estas anomalías en el gradiente térmico se deben al ascenso de fluidos geotérmicos a lo largo de dos zonas principales de permeabilidad secundaria (Gutiérrez y Aumento, 1981; Cathelineau *et al.*, 1983).

La zona de producción del yacimiento se encuentra a profundidades que varían entre 1 000 y 2 000 m, generalmente dentro de la secuencia de andesitas mio-pliocénicas que constituyen el basamento local. La permeabilidad es secundaria, como lo demuestra claramente el alineamiento de abundantes fumarolas y manantiales termales a lo largo de las prominentes trazas de las fallas normales del área. La mayoría de los pozos producen mezclas desiguales de agua y vapor, y en el sector sur del yacimiento también se encuentran algunos pozos productores de vapor sobrecalentado. Nieva *et al.* (1983) han concluido, basados en los análisis químicos e isotópicos de los fluidos geotérmicos, que el yacimiento carece de recarga local, y que en los dos sectores con alto gradiente geotérmico, la presión de condensación del fluido es mayor que la presión confinante, particularmente en áreas intensamente fracturadas o en la zona de alimentación de los pozos. Esto conduce a la ebullición del fluido dentro de la formación, y tal vez explique las diferencias en las proporciones relativas de los fluidos producidos en diversas partes del campo.

La existencia de un yacimiento geotérmico explotable en La Primavera no ha sido comprobada. Se observan manifestaciones termales superficiales en diversas partes del centro volcánico (Mahood *et al.*, 1983), pero a pesar de que los pozos exploratorios han comprobado la existencia de temperaturas de hasta 300°C a profundidades de 2 000 m, no han intersectado zonas importantes de permeabilidad (Domínguez y Lipman, 1983). La perforación ha demostrado, sin embargo, que de existir un yacimiento, éste está localizado en la secuencia volcánica que constituye el basamento local, presumiblemente en zonas de permeabilidad secundaria. Los bajos resistivos del área de La Primavera (figura 15) están distribuidos en dos grupos. El primero, que se extiende desde la porción sur de la caldera de La Primavera hacia el noroeste, guarda un paralelismo más cercano al sistema de fallas normales del Graben de Tepic (figura 2) que a las fallas cartografiadas en el centro volcánico. El segundo, que se encuentra al sur de la caldera, tiene una orientación general Norte-Sur, y nuevamente parece no guardar relación con zonas de falla cartografiadas en superficie. Aparentemente ambos grupos de anomalías están determinados por estructuras desarrolladas en el basamento local, tal vez con anterioridad al desarrollo del centro volcánico.

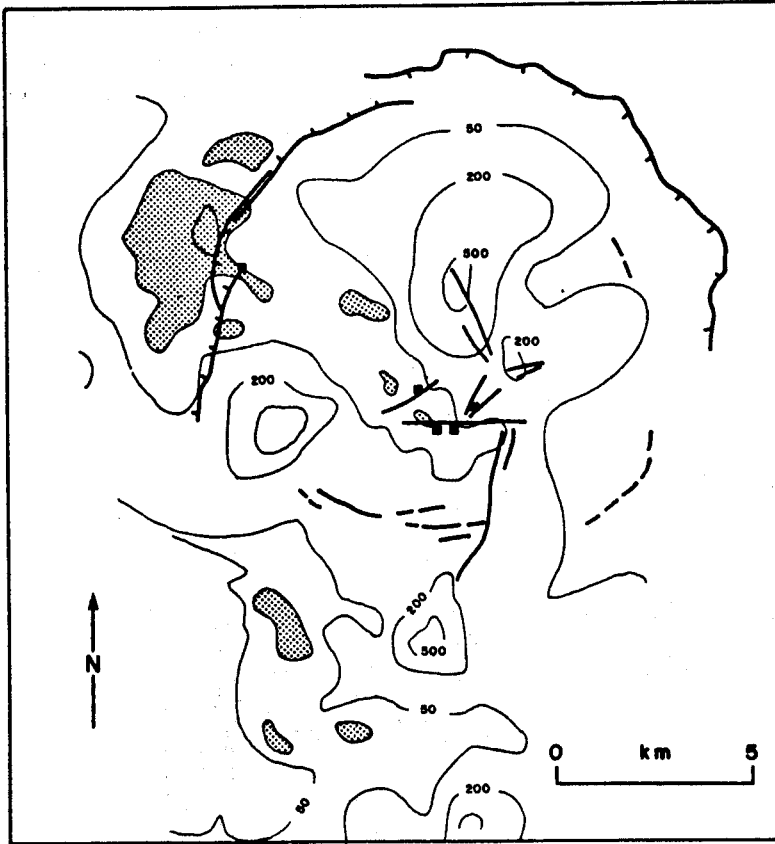


Fig. 15. Contornos simplificados de iso-resistividad aparente (ohms-m) en el centro volcánico de La Primavera, para una semiapertura entre electrodos (AB/2) de 1 500 m (Romero y Reyes, 1980). Bajos resistivos definidos por el contorno de 20 ohms-m: punteado fino; cuadrados: perforaciones profundas; líneas gruesas: fallas (discontinuas donde solo son inferidas).

Los resultados de la perforación exploratoria en Los Humeros (Ferriz, 1982) han comprobado la existencia de un yacimiento geotérmico, actualmente en proceso de caracterización. Se han encontrado zonas productoras con permeabilidad secundaria a profundidades que varían entre 1 000 y 1 400 m, dentro de la secuencia de lavas andesíticas y ferrobasálticas de la Formación Teziutlán. La prospección eléctrica (Palacios y García, 1981) ha definido un bajo resistivo en el centro de la caldera de Los Potreros (figura 16), cuya forma está determinada por la falla f-1 y la extensión hacia el noroeste de la falla f-2. La delimitación del contorno de 50 ohm-m por las fallas f-2 y f-3 es particularmente clara. Estas tres fallas limitan el levantamiento es-

tructural del cuadrante sureste de la caldera, y probablemente constituyen la causa principal de la permeabilidad del campo. También es notable en la figura 16 el aumento que se observa en la resistividad hacia el borde de la caldera de Los Potreros, excepto en su porción noroeste, en que los contornos de resistividad están abiertos,

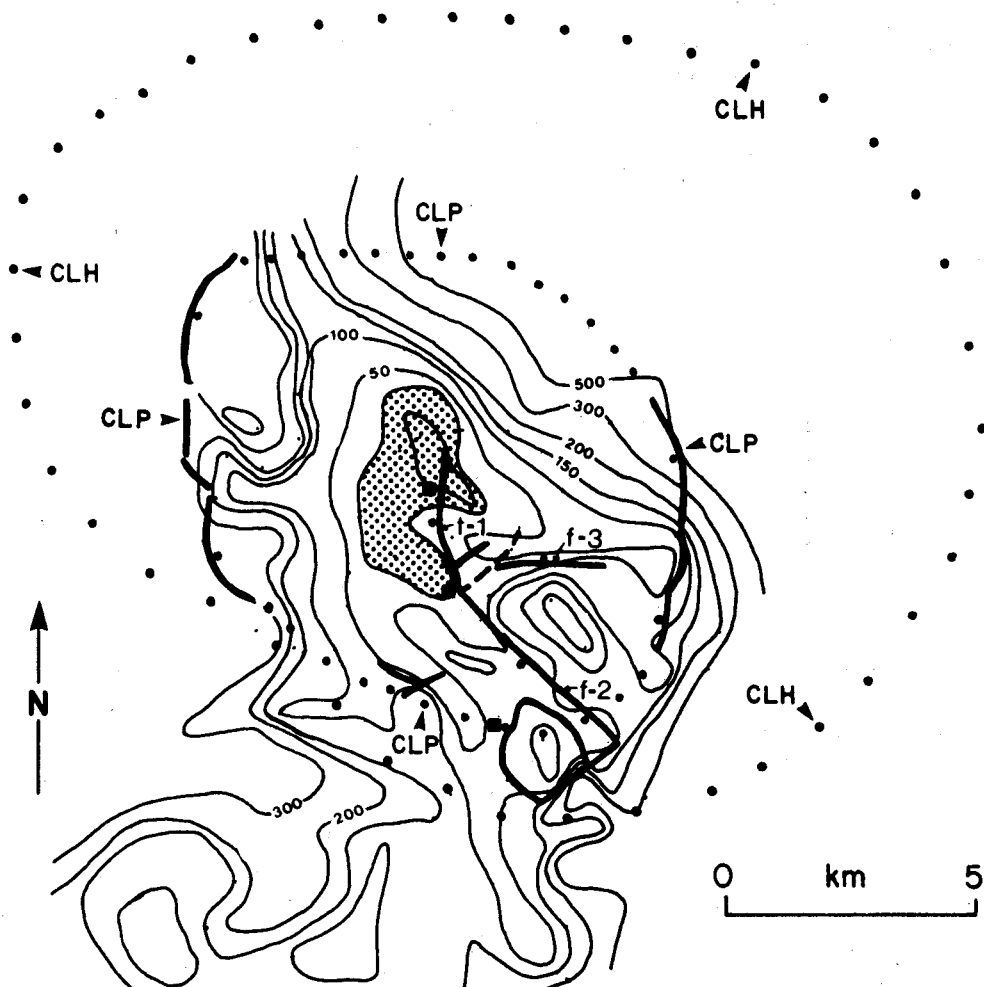


Fig. 16. Contornos simplificados de iso-resistividad aparente (ohms-m) en la porción central del centro volcánico de Los Humeros, para una semiapertura entre electrodos ($AB/2$) de 1 000 m (Palacios y García, 1981; Ferriz, 1982). Bajo resistivo definido por el contorno de 20 ohms/m: punteado fino; cuadrados: perforaciones profundas; líneas gruesas: fallas; CLH: caldera de Los Humeros; CLP: caldera de Los Potreros. Los puntos rectilíneos indican la localización del punto de atribución del sondeo eléctrico.

probablemente debido a la existencia de una zona de recarga. Entre otras, estas observaciones han llevado a concluir (Ferriz, 1982) que el yacimiento 1) está localizado en las lavas Teziutlán, dentro de zonas de permeabilidad secundaria desarrolladas por eventos ligados a la evolución del centro volcánico, 2) está confinado lateralmente por la zona de fractura anular de la caldera de Los Potreros, 3) está confinado en su porción superior por las facies de intracaldera de la Ignimbrita Xáltipan, y 4) que un volumen potencialmente grande de agua meteórica puede llegar a introducirse en el yacimiento a través de la porción noroeste de la caldera de Los Potreros, y tal vez a través de la porción sur de la caldera de Los Humeros.

Las diferencias entre los sistemas hidrotermales de Los Azufres, La Primavera y Los Humeros ilustran claramente que la presencia de actividad volcánica silfca "reciente" puede llegar a constituir una buena guía inicial de exploración, pero es insuficiente para garantizar el éxito de un programa de exploración directa, o para realizar una evaluación significativa del potencial de generación de energía eléctrica de una área específica. En el caso de yacimientos profundos alojados en zonas de permeabilidad secundaria es particularmente importante que el programa de perforación esté basado en estudios geológicos y geofísicos de detalle que abarquen una área mucho más extensa que el área de interés inmediato. En nuestra opinión es necesario enfocar los estudios geológicos en 1) la determinación de la estratigrafía de detalle, tanto de la secuencia volcánica "reciente" como del basamento local, 2) la determinación del patrón estructural del basamento local, 3) la determinación del patrón estructural asociado a las etapas más recientes de volcanismo, y 4) la evaluación de las propiedades mecánicas y físicas de las diversas unidades litológicas.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestra gratitud a A. Demant, C. García H., A. Razo, G. Sánchez R., y C. Yáñez por habernos facilitado información que aún no ha sido publicada, y a P. Dobson, A. Grunder, W. Hildreth y tres árbitros anónimos por haber revisado este manuscrito. Este trabajo ha sido auspiciado por la Comisión Federal de Electricidad (México), el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (México), el Petroleum Research Fund administrado por la American Chemical Society (EUA), y la National Science Foundation (EAR-8121380) (EUA).

BIBLIOGRAFIA

ALVAREZ, R., 1978. Los Humeros Caldera Special Issue, *Geofis. Int.*, 17, 407-478.

- ARREDONDO, J., 1982. Estudio geoelectrico de detalle en la zona geotermica de Los Humeros, Puebla, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno.
- ARREDONDO, J., 1984. Interpretación gravimétrica regional preliminar del campo geotermico de Los Humeros, Puebla, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno.
- AUMENTO, F. y L. C. A. GUTIERREZ, 1980. Geocronología de Los Azufres, Michoacán, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno.
- BOOTH, B., 1979. Assessing volcanic risk, *J. Geol. Soc. Lond.*, 136, 331-340.
- CAMACHO, F., 1979. Geología de la zona geotermica de Los Azufres, Michoacán, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno.
- CATHELINÉAU, M., R. OLIVER, G. IZQUIERDO, A. GARFIAS, D. NIEVA y O. IZAGUIRRE, 1983. Mineralogy and distribution of hydrothermal mineral zones in Los Azufres (Mexico) geothermal field, *in*: Proceedings Ninth Workshop Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California.
- CLOUGH, B. J., J. V. WRIGHT y G. P. L. WALKER, 1981. An unusual bed of giant pumice in Mexico, *Nature*, 289, 49-50.
- COBEAN, R. H., M. D. COE, E. A. PERRY, K. K. TUREKIAN y D. P. KHARKAR, 1971. Obsidian trade at San Lorenzo Tenochtitlan, Mexico, *Science*, 174, 666-671.
- COUCH, R. y S. WOODCOCK, 1981. Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.*, 86, 1829-1840.
- CHRISTIANSEN, R. L. y H. R. BLANK, 1972. Volcanic stratigraphy of the Quaternary rhyolite plateau in Yellowstone National Park, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 729-B, 18 p.
- CHRISTIANSEN, R. L. y P. W. LIPMAN, 1972. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. II. Late Cenozoic, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A-271, 249-284.
- DE LA CRUZ, V., J. AGUILAR, D. ORTEGA y J. M. SANDOVAL, 1982. Estudio geológico-estructural a detalle del campo geotermico de Los Azufres, Michoacán, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno.
- DEMANT, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, UNAM, México, *Rev. Inst. Geol.* 2, 172-187.
- DEMANT, A., 1979. Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico, UNAM, México, *Rev. Inst. Geol.*, 3, 39-57.
- DEMANT, A., 1981. L'Axe Neo-volcanique Transmexicain: Etude volcanologique et petrographique, et signification geodynamique (Tesis doctoral): Marsella, Francia, Univ. Aix-Marseille III, 259 p.

- DEMANT, A. y P. M. VINCENT, 1978. A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco; Discussion. UNAM, México, *Rev. Inst. Geol.*, 2, 218-222.
- DEMANT, A., R. MAUVOIS y L. SILVA, 1975. Estudio geológico de las hojas Morelia-Maravatío, Estado de Michoacán; UNAM, México, Inst. Geol. reporte interno.
- DOMINGUEZ, B. y M. LIPMAN, 1983. Some comments on the La Primavera geothermal field, Mexico, *in*: Proceedings Ninth Workshop Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California.
- DOBSON, P. F. y G. A. MAHOOD (1985). Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico, *J. Volc. Geotherm Res.*, 25, 273-288.
- DUFFIELD, W. A., R. I. TILLING y R. CANUL, 1984. Geology of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 20, 117-132.
- EICHELBERGER, J. C. y R. GOOLEY, 1977. Evolution of silicic magma chambers and their relationships to basaltic volcanism, *in*: The Earth's Crust, Geophys. Monograph 20, *Am. Geophys. Union*, p.57-77.
- FERRIZ, H., 1982. Geologic and preliminary reservoir data on the Los Humeros geothermal system, Puebla, Mexico, *in*: Proceedings Eight Workshop Geothermal Reservoir Engineering, p.19-24, Stanford University, Stanford, California.
- FERRIZ, H. (1985a). Caltonac, a prehispanic obsidian-mining center in Eastern Mexico, *J. Field Archaeology*, 12, 363-370.
- FERRIZ, H. (1985b). Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros, Puebla, México, *Geofís. Int.*, 24, 97-157.
- FERRIZ, H. y G. A. MAHOOD, 1984. Eruptive rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico, *J. Geophys. Res.*, B89, 8511-8524.
- FERRIZ, H. y G. A. MAHOOD (en revisión). Strong compositional zonation in a silicic magmatic system of the Mexican Neovolcanic Belt: Los Humeros, Puebla, *J. Petrology*
- FERRIZ, H. y C. YAÑEZ, 1981. Mapa geológico del centro volcánico de Los Humeros, estados de Puebla y Veracruz, México - Edición Preliminar, Comisión Federal de Electricidad, J. de la Barrera 37, Satélite, México, 53100, MEXICO.
- FRIES Jr., C., C. S. ROSS y A. OBREGON, 1965. 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, UNAM, México, *Inst. Geol., Bol.* 70, 85 p.
- GARDUÑO, V. H. y F. RIOS, 1984. Análisis geológico estructural preliminar del campo geotérmico Los Humeros, Puebla, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno.

- GARFIAS, A. y A. GONZALEZ, 1978. Resultados de las exploraciones en la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno.
- GASTIL, G. R. y W. JENSKY, 1973. Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic belt, *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, 13, 171-180.
- GEYNE, A. R., C. FRIES, K. SEGERSTROM, R. F. BLACK y I. F. WILSON, 1963. Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte District, State of Hidalgo, Mexico, Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Pub.5E, 203 p.
- GILBERT, C. M., G. A. MAHOOD y I. S. E. CARMICHAEL (1985). Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico, *Geofís. Int.*, 24, 169-191.
- GUTIERREZ, L. C. y F. AUMENTO, 1981. The Los Azufres (Michoacan - Mexico) geothermal field, *J. Hidrology*, 56, 137-162.
- HARRIS, J. y I. S. E. CARMICHAEL, 1983. Volcanic products in the region of Tequila, Mexico, *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 15, 592 (Abs.)
- HASKIN, L. A., M. A. HASKIN, F. A. FREY y T. R. WILDEMAN, 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, in: Origin and Distribution of the Elements, L. H. Ahrens (Ed.), *Int. Ser. Mon. Earth Sci.*, 30, 45-54.
- HESTER, T. R., R. N. JACK y R. F. HEIZER, 1971. The obsidian of Tres Zapotes, Veracruz, Mexico, *Contributions of the University of California Archaeological Research Facility*, 13, 65-131.
- HILDRETH, W., 1979. The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers, in: C. E. Chapin y W. E. Elston (Eds.), Ash-flow Tuffs, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 180, 43-75.
- HILDRETH, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism, *J. Geophys. Res.*, 86B, 10153-10192.
- HILDRETH, W., A. L. GRUNDER y R. E. DRAKE, 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of Central Chile, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 45-54.
- HUMBOLDT, A. von, 1867. Kosmos, IV, Paris.
- HUPPERT, H. E. y R. S. J. SPARKS, 1980. The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma, *Contrib. Mineral Petrol.*, 75, 279-289.
- LE PICHON, X. y P. J. FOX, 1971. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 26, 6294-6308.
- MAHOOD, G. A., 1977. A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco, UNAM, México, *Rev. Inst. Geol.* 1, 177-190.

- MAHOOD, G. A., 1979. A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco; Reply, UNAM, *Rev. Inst. Geol.*, 3, 184-189.
- MAHOOD, G. A., 1980. Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center - Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 199-230.
- MAHOOD, G. A., 1981a. Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center - Sierra La Primavera, Jalisco, México, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 129-149.
- MAHOOD, G. A., 1981b. A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 86, 10137-10152.
- MAHOOD, G. A., 1983. Discussion of "The Rio Caliente Ignimbrite: Analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major Late Quaternary Mexican eruption" by J. V. Wright, *Bull. Volcanol.*, 46, 103-106.
- MAHOOD, G. A. y R. A. DRAKE, 1983. K-Ar dating young volcanic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 1232-1241.
- MAHOOD, G. A., A. H. TRUESDELL y L. A. TEMPLOS, 1983. A reconnaissance geochemical study of La Primavera geothermal area, Jalisco, Mexico, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 16, 247-261.
- McDOWELL, F. W. y S. E. CLABAUGH, 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, in: C. E. Chapin y W. E. Elston (Eds.), *Ash-Flow Tuffs*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 180, 113-124.
- MENARD, H. W., 1955. Deformation of the northeastern Pacific basin and the west coast of Northamerica, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66, 1149-1198.
- MOLNAR, F. y L. R. SYKES, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1639-1684.
- MOOSER, F., 1969. The Mexican volcanic belt - structure and development, formation of fractures by differential crustal heating, *Pan-Am. Symp. on the Upper Mantle (México, D. F.)*, 2, 15-22.
- MOOSER, F., 1972. The Mexican volcanic belt, *Geofis. Int.*, 12, 55-70.
- MOOSER, F., A. E. M. NAIRN y J. F. W. NEGENDANK, 1974. Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks. VIII. A Palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico, *Geol. Rundsch.*, 63, 451-483.
- NIEVA, D., L. QUIJANO, A. GARFIAS, R. M. BARRAGAN y F. LAREDO, 1983. Heterogeneity of the liquid phase, and vapor separation in Los Azufres (Mexico)

- geothermal reservoir, *in*: Proceedings Ninth Workshop Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California.
- NIXON, G. T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 514-523.
- ORDOÑEZ, E., 1900. Las Rhyolitas de México, Inst. Geol. México, 76 p.
- ORDOÑEZ, E., 1901. Las Rhyolitas de México. Segunda parte: Descripción sistemática de las rhyolitas, Inst. Geol. de México, 89 p.
- ORDOÑEZ, R., 1904. Las barrancas de Las Minas y de Tatatila, E. de Veracruz, *Bol. Soc. Geol. Mexicana, Tomo I*, 119-133.
- ORDOÑEZ, E., 1906. Los Xalapazcos del Estado de Puebla, *Inst. Geol. México, Parergones, 1*, 295-393.
- PALACIOS, L. H. y H. GARCIA, 1981. Informe geofísico del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 99 pp.
- PALMA, O., 1983a. Iso-resistividades aparentes de $AB/2 = 1\ 500$ m, zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán (mapa), Comisión Federal de Electricidad, reporte interno.
- PALMA, O., 1983b. Integración de los estudios geoelectricos de la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán, *Bol. Asoc. Mex. Geof. Expl.*, 23.
- PALMA, O. y C. ROMERO, 1984. Integración de los estudios geofísicos del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno.
- PEREZ, J., 1978. Geología y petrografía de la caldera de Los Humeros, *Geomimet*, 91, 97-106.
- REYES, M., 1979. Geología de la cuenca de Oriental, Estados de Puebla, Veracruz y Tlaxcala, *Inst. Nal. Antropol. Hist., Colección Científica Prehistoria*, 71, 62 p.
- REYES, P., 1982. Estudio geoelectrico de detalle en el área geotérmica La Azufrera-Cerritos Colorados, Jalisco, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno.
- ROBIN, C., 1981. Relations Volcanologie-Magmatologie-Géodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le Sud Mexicain (Axe trans-mexicain et province alcalin oriental) (Tesis Doctoral), Clermont-Ferrand, Francia, Univ. Clermont-Ferrand II, 503 p.
- ROBIN, C. y A. DEMANT, 1975. Les quatre provinces volcaniques du Mexique, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 280D, 1345-1348.
- ROMERO, C. y P. REYES, 1980. Configuración de iso-resistividad aparente para $AB/2 = 1\ 500$ m, zona geotérmica de La Primavera, Jalisco (mapa), Comisión Federal de Electricidad, reporte interno.

- SANCHEZ, G., 1978. The Amealco caldera, *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 10, 145 (abs).
- SHAW, H. R., 1980. The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface, in: *Physics of Magmatic Processes*, editado por R. B. Hargraves, p.201-264, Princeton University Press, Princeton, USA.
- SHURBET, D. H. y S. E. CEBULL, 1984. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, 101, 159-165.
- SILVA, L., 1979. Contribution à la connaissance de l'Axe Volcanique Transmexicain. Etude géologique et pétrologie des laves du Michoacan Nord-Oriental (Tesis doctoral), Marsella, Francia, Univ. Aix-Marseille III, 234 p.
- SILVA, L., J. J. COCHEME; R. CANUL, W. A. DUFFIELD y R. I. TILLING, 1982. The March-April, 1982 eruptions of Chichonal volcano, Chiapas, Mexico: Preliminary observations, *EOS (Trans. Amer. Geoph. Union)* 63, 1126 (abs).
- SMITH, R. L., 1979. Ash-flow magmatism, in: *Ash-flow Tuffs*, C. E. Chapin y W. E. Elston (Eds.), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 180, 5-27.
- SMITH, R. L. y R. A. BAILEY, 1966. The Bandelier Tuff: a study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers, *Bull. Volcanol.*, 29, 83-104.
- SMITH, R. L. y H. R. SHAW, 1978. Igneous-related geothermal systems, in: L. J. P. Muffler (Ed.), *Assessment of Geothermal Resources of the United States*, U. S. *Geol. Surv. Circ.* 790, 12-17.
- SPENCE, M. W. y J. R. PARSONS, 1972. Prehispanic obsidian exploitation in Central Mexico, a preliminary synthesis, *Anthropological Papers, Museum of Anthropology, Univ. Michigan*, 45, 1-44.
- STEWART, J. H., 1971. Basin and Range structure: a system of horsts and grabens produced by deep-seated extension, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 1019-1044.
- URRUTIA, J. F. y L. DEL CASTILLO, 1977. Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano, *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, 38, 18-28.
- VAREKAMP, J. C. y J. LUHR, 1982. The 1982 eruption of El Chichón volcano: Nature of the eruption, ash and volatiles, *EOS (Trans. Am. Geoph. Union)*, 63, 1126 (abs).
- VERMA, S. P., 1983. Magma genesis and chamber processes at Los Humeros caldera, Mexico - Nd and Sr isotope data, *Nature*, 302, 52-55.
- VERMA, S. P., 1984. Alkali and alkaline earth element geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 20, 21-40.
- VERMA, S. P. y M. LOPEZ, 1983. Geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico, *Bull. Volcanol.*, 45, 63-79.

- WALKER, G. P. L., J. V. WRIGHT, B. J. CLOUGH y B. BOOTH, 1981. Pyroclastic geology of the rhyolitic volcano of La Primavera, Mexico, *Geol. Rundsch.*, 70, 1100-1118.
- WATKINS, N. D., B. M. GUNN, A. K. BAKSI, D. YORK y J. ADE-HALL, 1971. Paleomagnetism, geochemistry, and potassium-argon ages of the Rio Grande de Santiago volcanics, Central Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 1955-1968.
- WRIGHT, J. V., 1981. The Rio Caliente Ignimbrite: Analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major Late Quaternary Mexican eruption, *Bull. Volcanol.*, 44, 189-212.
- WRIGHT, J. V. y G. P. L. WALKER, 1981. Eruption, transport, and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9, 111-131.
- YAÑEZ, C., en preparación: Geología de la caldera de Huichapan, Hidalgo, para ser sometido a Geofísica Internacional.
- YAÑEZ, C. y J. CASIQUE, 1980. Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 59 p.
- YAÑEZ, C., y S. GARCIA, 1982. Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz, Comisión Federal de electricidad, *Ed. Sector Eléctrico*, 29, 98 p.

(Recibido: 21 de mayo, 1984)

(Aceptado: 22 de octubre, 1984)