

MONOGRAFIA No. 1

CONTRIBUCIONES A LA TECTONICA DEL OCCIDENTE DE MEXICO

L.A. Delgado-Argote

A. Martín-Barajas

Editores



UNION GEOFISICA MEXICANA

CONTRIBUCIONES A LA TECTONICA DEL OCCIDENTE DE MEXICO

*Luis A. Delgado Argote
Arturo Martín Barajas*

Editores

Monografía No. 1

UNION GEOFISICA MEXICANA

Entre los propósitos principales de la Unión Geofísica Mexicana están los de promover las reuniones científicas y coadyuvar en la difusión de las actividades de investigación sobre Ciencias de la Tierra. Por esta razón, y para apoyar las acciones de *Geofísica Internacional* y *Geos*, la Unión inicia con este volumen una serie de *Monografías de la Unión Geofísica Mexicana* con las que se pretende mostrar un panorama amplio sobre investigaciones en las distintas disciplinas de las Ciencias de la Tierra. Las monografías, escritas en español, están dirigidas tanto a estudiantes como a investigadores para facilitar las labores de docencia como de investigación, donde la meta es la de ofrecer publicaciones con contenido de alta calidad.

Copyright © 1993 por la Unión Geofísica Mexicana
Monografía Geofísica No. 1
Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México
Editores L.A. Delgado-Argote y A. Martín-Barajas
Coordinador de la serie Francisco Medina

Todos los materiales incluidos en este volumen pueden ser
fotocopiados libremente para propósitos educativos y
científicos otorgando los créditos a los autores correspondientes
© Unión Geofísica Mexicana (en trámite)

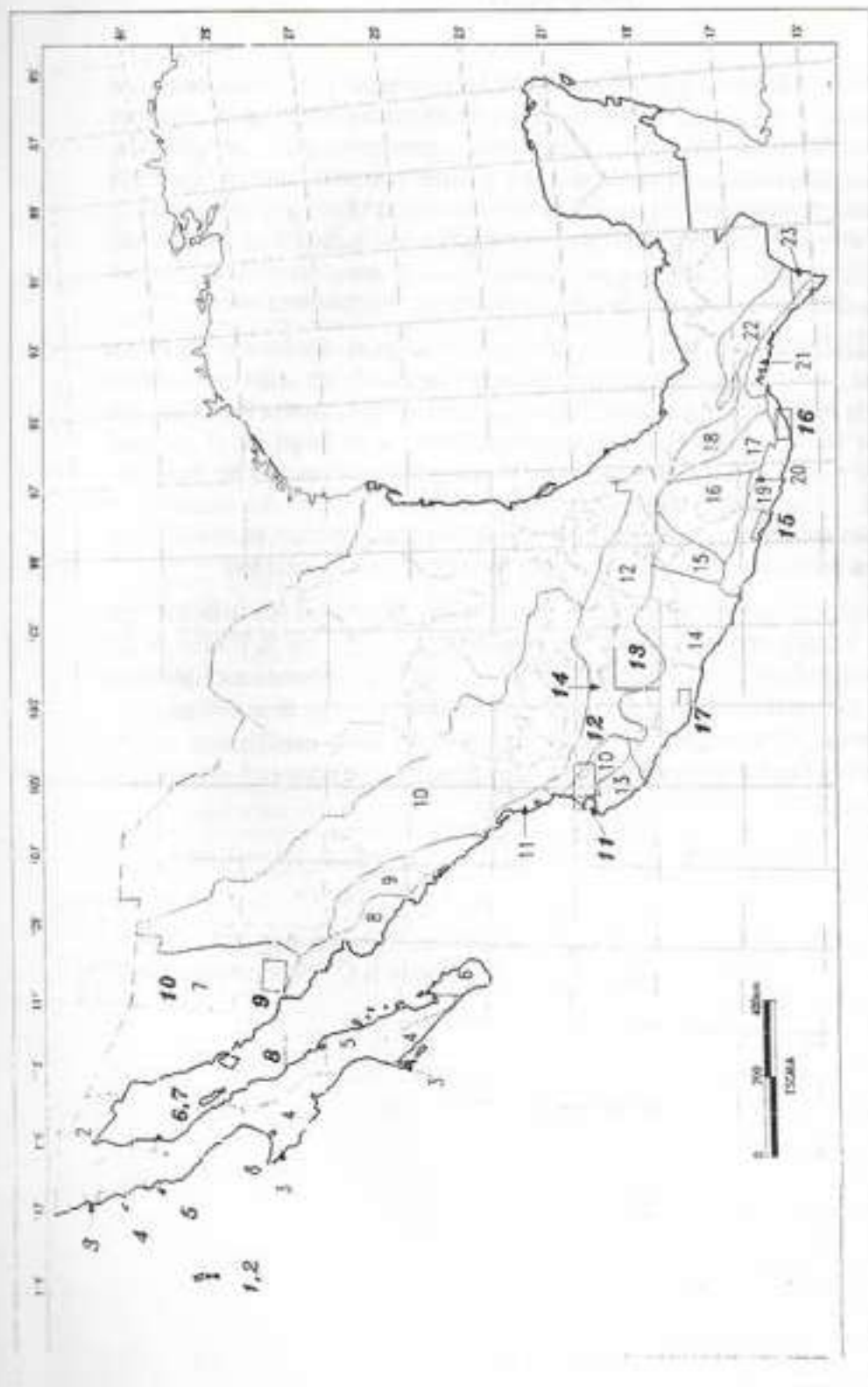
PREFACIO

Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México reúne 17 trabajos invitados en los que participan 33 especialistas que tratan, en un contexto tectónico, aspectos sobre la estratigrafía, geología estructural, geocronología, geoquímica, geomorfología, magnetometría, gravimetría y yacimientos minerales de distintas áreas del occidente mexicano, desde Baja California hasta Oaxaca. Prácticamente todos los trabajos son observacionales enfocados hacia la solución de problemas geológicos regionales, y aunque en la mayoría de los trabajos se siguen metodologías distintas, cada uno de ellos conlleva un objetivo tectónico.

Según se muestra en la figura de Provincias Geológicas de México (Ortega Gutiérrez et al., 1991), organizamos este volumen siguiendo un orden geográfico para facilitar la localización de los artículos. A pesar de que nuestra intención fue la de mostrar los avances sobre las investigaciones a lo largo de la margen occidental del país, se observan en la misma figura grandes áreas que no pudieron ser cubiertas. Esa distribución de trabajos refleja en parte la escasez de investigaciones actuales por parte de la comunidad en esas regiones, pero al mismo tiempo, indica parcialmente donde se desarrolla con mayor intensidad.

Uno de los objetivos que motivaron esta compilación de trabajos fue la de ofrecer un libro que llenara uno de los muchos huecos que existen en la literatura en español sobre temas en Ciencias de la Tierra. Aunque este volumen está lejos de mostrar las muchas actividades que sobre geociencias se están desarrollando en el país, estamos seguros que servirá de ayuda a nuestros estudiantes recién iniciados quienes frecuentemente se topan con literatura sobre México en idiomas otros que el español.

Luis A. Delgado Argote
Ensenada B.C., Noviembre, 1993



PROVINCIAS GEOLOGICAS DE MEXICO. 1) Batolito de Juárez-San Pedro Mártir; 2) Delta del Colorado; 3) Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita; 4) Cuenca de Vizcaino-Purisima; 5) Faja Volcánica de La Giganta; 6) Complejo Plutónico de La Paz; 7) Sonorense; 8) Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa; 9) Cinturón Orogénico Sinaloense; 10) Faja Igimbrifica Mexicana; 11) Cuenca de Nayarit; 12) Faja Volcánica Transmexicana; 13) Batolito de Jalisco; 14) Complejo Orogénico de Guerrero-Colima; 15) Plataforma de Morelos; 16) Mixteca; 17) Zapolteca; 18) Culcateca; 19) Cholina; 20) Juchateca; 21) Cuenca de Tehuantepec; 22) Batolito de Chiapas; 23) Macizo Igneo del Soconusco.

(modificado de Ortega-Gutiérrez et al., 1992, Texto explicativo de la Carta Geológica de la República Mexicana escala 1:2,000,000. UNAM, SEMIP, CRM, 74p.). Con números en *italica* se indican las zonas correspondientes a los trabajos en este volumen.

AGRADECIMIENTOS

Este libro es el producto de la inquietud de varios investigadores miembros de la Unión Geofísica Mexicana y de Francisco Medina en particular. Su edición se realizó gracias al patrocinio del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) y con recursos propios de la Unión Geofísica Mexicana. *Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México* es el primer volumen de una serie de *Monografías de la Unión Geofísica Mexicana* sobre temas relacionados con las Ciencias de la Tierra.

Cada uno de los artículos presentados en esta monografía fueron revisados por dos o más árbitros de las instituciones siguientes:

Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, México D.F.
Instituto de Geología, UNAM, E.R.N.O., Hermosillo, Son.
Instituto de Geología, UNAM, E.R.C., Guanajuato, Gto.
Facultad de Ingeniería, UNAM, Ciudad Universitaria, México D.F.
Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, México D.F.
Instituto de Física, UNAM, Estación Ensenada, Baja California.
Facultad de Ciencias Marinas, UABC, Ensenada, Baja California
Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, Baja California Sur.
Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora.
Fac. Ciencias Físico-Matemáticas, U. de G., Guadalajara, Jal.
División de Ciencias de la Tierra, CICESE, Ensenada, Baja California.

Agradecemos el tiempo y esfuerzo de cada uno de los revisores. Los editores de este volumen hacemos un reconocimiento especial al apoyo editorial de Victor M. Frías Camacho y secretarial de Marfa Eugenia García Campuzano del Departamento de Geología del CICESE. Finalmente, cuando las horas estaban marcadas, el apoyo en la edición final brindado por Gabriela Mora (coeditora del departamento de Geología, CICESE) fue invaluable.

CONTENIDO

Prefacio	iii
Agradecimientos	v
1 Delgado-Argote, Luis Alberto, Juan García-Abdeslem y Ramón Mendoza-Borunda: Correlación geológica entre la batimetría y los rasgos estructurales del oriente de la Isla Guadalupe	1
2 García-Abdeslem, Juan y Luis Alberto Delgado-Argote: Implicaciones geológicas de las anomalías magnéticas observadas en Isla Guadalupe, México	12
3 Suárez-Vidal, Francisco: Marco estructural de la Falla Agua Blanca, Baja California, México	24
4 Ledesma-Vásquez, Jorge: Marco tectónico para la depositación de secuencias de tempestitas, en la Formación Rosario en Baja California (Campaniano-Maastrichtiano)	40
5 Espinosa-Cardena, Juan Manuel y José Manuel Romo-Jones: Estimación de la profundidad al basamento en el Valle de San Quintín, B. Cfa, mediante observaciones de gravedad y magnetismo	51
6 Martín-Barajas, Arturo y Joann M. Stock: Estratigrafía y petrología de la secuencia volcánica de Puertecitos, noreste de Baja California. Transición de un arco volcánico a rift	66
7 Martín-Barajas, Arturo, Miguel Téllez-Duarte y Gabriel Rendón-Márquez: Estratigrafía y ambientes de depósito de la secuencia marina de Puertecitos, NE de Baja California. Implicaciones sobre la evolución de la margen occidental de la depresión del Golfo.	90
8 Ledesma-Vázquez, Jorge y Markes E. Johnson: Neotectónica del área Loreto-Mulege	115
9 Mora-Alvarez, Gabriela: Relaciones estratigráficas y geocronológicas entre las unidades volcánicas de la Sierra Santa Ursula, en Sonora, y el magmatismo de la región del Golfo de California	123

10	Pérez-Segura, Efrén: Los yacimientos de oro y plata en Sonora, México, y sus relaciones con la geología regional	147
11	Rosas-Elguera, José Guadalupe, Jorge Nieto-Obregón y Jaime Urrutia-Fucugauchi: Ambiente estructural en la frontera norte del Bloque Jalisco	175
12	Zárate-Del Valle, Pedro F. y Jorge A. Maldonado-Reyes: Comentarios metalogénicos sobre el estado de Jalisco, México	193
13	Delgado-Granados, Hugo, Jaime Urrutia-Fucugauchi, Toshiaki Hasenaka y Masao Ban: Migración del campo volcánico de Michoacán-Guanajuato 90 Km. hacia el suroeste durante los últimos .78 Ma.	211
14	Delgado-Granados, Hugo, Angélica Tristán-Serrano y José Héctor Rivera-Cabrera: Notas y bibliografía sobre la geología de la porción occidental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana	227
15	Morán-Zenteno, Dante, Peter Schaaf, Hermann Köhler, Harald Böhnell: Consideraciones acerca de la petrogénesis de los intrusivos de la región de Acapulco, basadas en datos isotópicos de Sr y Nd	305
16	Tolson, Gustavo, Gabriela Solís-Pichardo, Dante Morán-Zenteno, Alfredo Victoria-Morales, Teodoro Hernández-Treviño: Naturaleza petrográfica y estructural de las rocas cristalinas en la zona de contacto entre los terrenos Xolapa y Oaxaca, región de Santa María Huatulco, Oaxaca.	327
17	Alva-Valdivia, Luis M. y Jaime Urrutia-Fucugauchi: Propiedades petrofísicas y paleomagnéticas en la interpretación de anomalías magnetométricas del depósito de hierro Las Truchas, Michoacán, México. ..	350

CORRELACION GEOLOGICA ENTRE LA BATIMETRIA Y LOS RASGOS ESTRUCTURALES DEL ORIENTE DE LA ISLA GUADALUPE

L. A. Delgado-Argote, J. García-Abdeslem y R. Mendoza-Borunda

División de Ciencias de la Tierra, CICESE, Km. 107 Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, 22860, Baja California, México

RESUMEN

La Isla Guadalupe es un edificio volcánico elongado en dirección N-S, con una superficie aproximada de 300 km². Una de sus principales características es la de haberse desarrollado sobre la Dorsal Pacífico Oriental cuya actividad de dispersión cesó hace unos 11 Ma, al tiempo de la anomalía magnética 5A. Litológicamente, la isla está formada por derrames basálticos fisurales y volcanes cineríticos de composición alcalina. Estructuralmente, en la parte norte de la isla resaltan una caldera cuyo diámetro es de aproximadamente 10 km, y dos grandes lineamientos, orientados N45°W y N10°W definidos por la asociación de rasgos estructurales y volcánicos. La parte meridional de la isla está separada de la anterior por la Zona de Fracturamiento Esther (N60°E), a partir de la cual, los rasgos estructurales son de menor longitud y la frecuencia de centros volcánicos aumenta considerablemente. Aparentemente, la actividad volcánica en el sur de la isla es mas reciente, y cubre parcialmente una estructura de caldera similar a la del norte.

A partir de un levantamiento batimétrico de detalle del fondo oceánico al norte y oriente de la isla, se discriminaron rasgos morfológicos formados por avalanchas y volcanes submarinos. Es notable la tendencia hacia N60°E mostrada por los volcanes submarinos y su paralelismo con respecto a la península de la Punta Norte y la Zona de Fracturamiento Esther, hacia el sur de la cual, las morfologías submarina y terrestre se suavizan. Esta asociación sugiere una relación estrecha entre la Zona de Fractura Popcorn y la Dorsal Pacífico Oriental fósil con el origen y evolución de la Isla Guadalupe. Se interpreta que las orientaciones de los rasgos estructurales y volcánicos en la isla están influenciados por las estructuras de esos dos elementos tectónicos.

INTRODUCCION

La Isla Guadalupe se encuentra a unos 350 km al SW de Ensenada. Su longitud y anchura son de 30 y 10 km, aproximadamente, y se centra en las coordenadas 29°N y 118.25°W (Fig. 1). La isla se levanta unos 4 000 m con respecto al nivel promedio del piso oceánico hacia el oriente.

La porción de piso oceánico al oriente de la Isla Guadalupe ha sido objeto de varias investigaciones a partir del Proyecto Mohole (Engel y Engel, 1961; Krause, 1961). En éstas se resaltan algunas características típicas de la corteza oceánica, tales como las anomalías magnéticas (orientadas N-S), la composición toleítica de los basaltos y la estratigrafía sísmica. Menard (1978) llamó Placa Guadalupe a la porción de corteza oceánica limitada por la extinta Dorsal del Pacífico Oriental, la Fosa de Cedros y las fallas transformantes de Guadalupe (Popcorn Ridge) y Shirley. Al tomar como referencia a la fracción fósil

de la Dorsal Pacífico Oriental sobre la cual se encuentra la Isla Guadalupe, la placa localizada hacia el oriente de ésta representa un fragmento de la Placa Farrallón (Fig. 1).

Uno de los rasgos mas característicos de la isla es el haberse desarrollado sobre el extremo norte de la Dorsal Pacífico Oriental fósil. La composición química alcalina de sus diferentes series volcánicas contrastan con la composición toleítica del piso oceánico circundante (Batiza, 1977). Esta composición alcalina la hace similar a otros volcanes submarinos del Pacífico Oriental y volcanes localizados en los flancos de dorsales activas (Batiza, 1977; Lonsdale, 1991). Mayores detalles sobre el marco tectónico de la Isla Guadalupe pueden verse en García-Abdeslem y Delgado-Argote (este volumen).

El objetivo de este escrito es describir los principales rasgos estructurales y volcánicos de la parte sur de la isla y su correlación con las estructuras

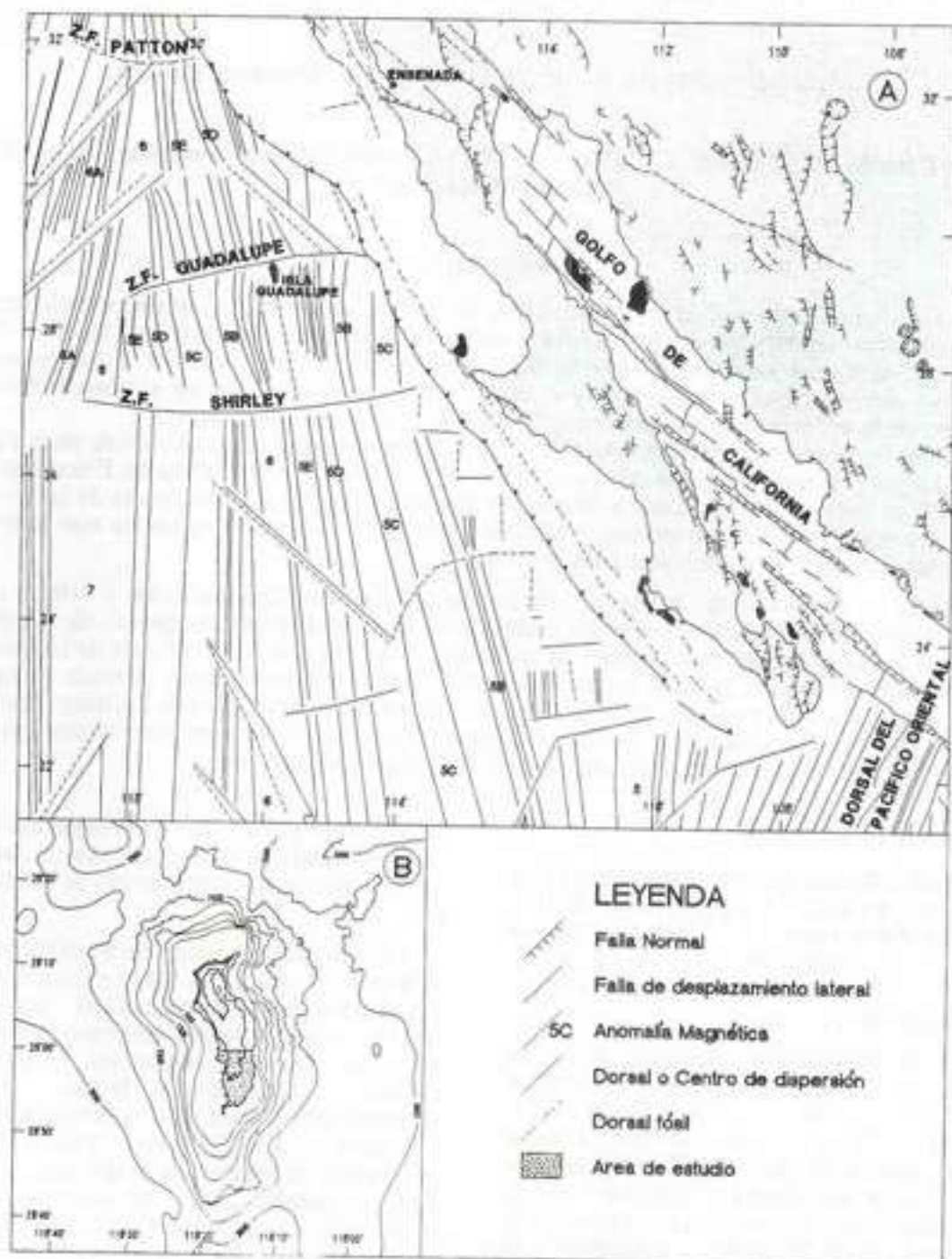


Fig.1. A. Mapa de localización y contexto tectónico de la Isla Guadalupe (Muhelberger, 1992); B. Batimetría alrededor de la isla (INEGI 1:1,000,000) mostrando el área de geología de detalle.

mayores del piso oceánico, identificadas a partir de la batimetría de detalle al norte y oriente de Guadalupe.

UNIDADES LITOLOGICAS Y EDIFICIOS VOLCANICOS PRINCIPALES

La Isla Guadalupe es un edificio insular volcánico formado por dos escudos alcalinos coalescentes parcialmente cubiertos por series de basaltos fisurales más tardías (Batiza, 1977). La edad más antigua reportada de las rocas alcalinas de Guadalupe es de 7 Ma (Engel y Engel, 1971 en Batiza, 1977) y las rocas más jóvenes fechadas son de 5.4 y 3.4 Ma (Batiza et al., 1979). La isla se levanta sobre la Dorsal Pacífico Oriental fósil cuya edad corresponde a la anomalía magnética 5A (unos 11 Ma; Lonsdale, 1991), lo que indica una diferencia de edad de por lo menos 4 Ma entre el fondo oceánico y la isla, lo que la hace distinta a los volcanes documentados en los flancos de otras dorsales (Batiza, 1989). De manera similar a la mayoría de los montes submarinos (Batiza, 1989), las rocas alcalinas se emplazaron sobre un basamento toleítico. Al igual que otros volcanes de escudo desarrollados sobre piso oceánico, los cuales presentan rifts lineales con marcada tendencia radial, la Isla Guadalupe aparentemente difiere de los grandes grupos de islas oceánicas solo por su forma elongada y la ausencia de una cima plana, la cual en la mayoría de los casos es erosional (Batiza, 1989; Cas y Wright, 1988).

En la primavera de 1991 se hizo un levantamiento magnetométrico (García-Abdeslem y Delgado-Argote, este volumen) y geológico en la parte sur de la isla. Litológicamente, esta porción está constituida por tres unidades litoestratigráficas principales: 1. derrames de basaltos alcalinos, 2. depósitos escoriáceos de la misma composición y 3. cenizas y domos de composición principalmente traquítica.

La porción sur de la isla (Fig.2) está dominada por derrames basálticos que cubren parcialmente a conos cineríticos y otros edificios piroclásticos. La potencia de estos derrames es evidente en los acantilados del poniente, donde se puede observar una sucesión de hasta 12 derrames basálticos sobrepuestos con algunos depósitos de cenizas intercalados. En estos acantilados también se observan diques basálticos verticales que terminan en pequeños conos de escoria. Los derrames extravasados a través de fisuras tienen típicamente menos de 3m de espesor y desarrollan mesetas subhorizontales. Batiza (1977) describió como lavas fisurales a los derrames basálticos del sur de la isla,

para diferenciarlos de las lavas de escudo que afloran en la parte norte, principalmente. La composición de ambas lavas es similar, y en este escrito los derrames de basalto se agrupan en una sola serie. En la Fig.2 se observa que aproximadamente el 70% de la superficie de la porción meridional de Guadalupe está dominada por estos derrames. Los basaltos son alcalinos de aluminio, y las fuentes que aportaron el mayor volumen de derrames parecen ubicarse en la parte media del sur de la isla, según se infiere a partir de las líneas de flujo en los derrames. Estas lavas representan el volcanismo más joven del sur de la isla, ya que rodean y cubren parcialmente a los conos cineríticos, domos y otros edificios piroclásticos, cuya edad mayor es evidente en las secciones de los acantilados occidentales. En las unidades basálticas, rasgos estructurales como fallas y fracturas no son comunes. En su lugar, son frecuentes los alineamientos de montículos que parecen corresponder a centros de emisión de lava asociados con grandes fracturas. Es posible, sin embargo, que algunos montículos representen fracturas locales de la superficie enfriada de un derrame por las cuales emerge material fundido de la parte inferior del mismo derrame. No obstante, su arreglo oblicuo con respecto al sentido del flujo y su persistencia lineal descarta en parte la segunda interpretación (Fig.2). Algunas de estas fisuras alimentadoras de los basaltos fisurales se observan claramente en forma de diques en los acantilados orientales cerca del extremo sur de la isla, entre Punta Mona y el Cerro Fondadero. Los conos cineríticos expuestos en los acantilados están cortados por diques basálticos posiblemente relacionados con esta última fase eruptiva.

El segundo grupo litológico lo forman otras unidades basálticas que forman los volcanes escoriáceos, ampliamente distribuidos en el sur de la isla. Estos se caracterizan por estar contruidos por tefra oxidada de tamaño de bombas y bloques, algunas veces soldados, formando cuerpos discontinuos de material aglutinado. Estos edificios, aunque están parcialmente cubiertos por derrames basálticos, muestran un diámetro de base hasta de 0.70 km. Se considera que otros volcanes de escoria más pequeños están completamente sepultados.

Es notable en los depósitos de escoria la presencia de kaersutita y olivino, y en algunos de ellos, como los localizados en la falda oriental del Volcán El Toreo, concentraciones masivas de magnetita en cuerpos "podiformes" de hasta 20 cm. Se asocian a estos volcanes de escoria algunos depósitos no consolidados

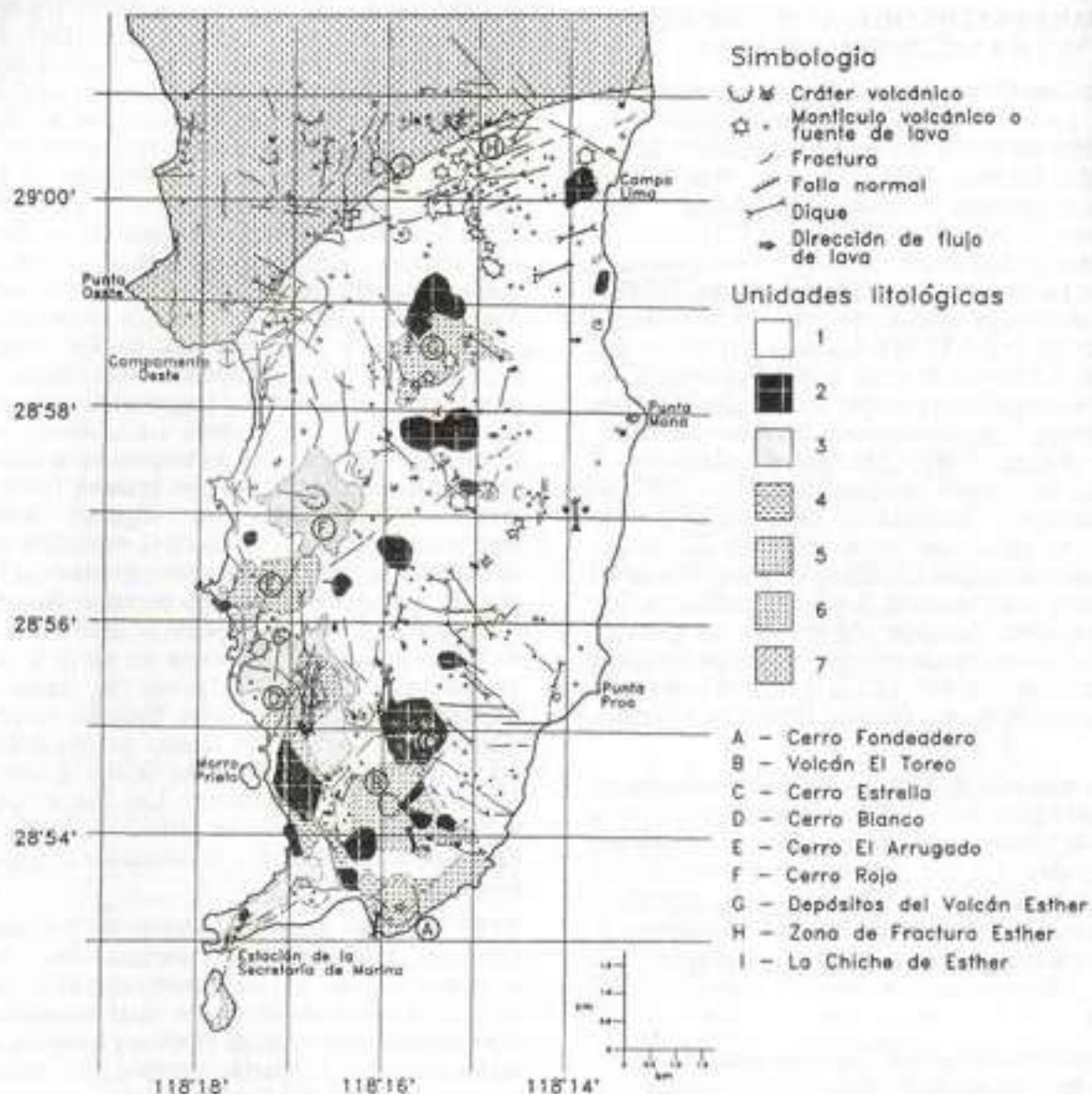


Fig.2. Mapa geológico del sur de la Isla Guadalupe. Las unidades litológicas corresponden a: 1. Derrames basálticos; 2. Depósitos piroclásticos (lapilli y aglomerados) de composición basáltica; 3. Depósitos piroclásticos finos (ceniza-lapilli) de composición basáltica; 4. Cenizas de coloración clara (traquíticas ?); 5. Pumicitas y cenizas dacíticas; 6. Brechas y derrames traquíticos y dacíticos asociados con domos; 7. Zona donde no se efectuó geología de campo.

de ceniza fina de color negro, cuya abundancia restringida se cree que se debe principalmente a que son fácilmente erosionables.

Debido a la erosión, no es evidente en todos los casos la fuente de origen de algunos de los depósitos de ceniza basáltica, y se infiere que algunos de estos depósitos de caída libre pueden provenir de volcanes vecinos en forma de nubes de ceniza. Hacia el surponiente de la isla, la morfología de la línea de costa y la distribución paralela de los volcanes de escoria, sugieren el desarrollo de actividad volcánica siguiendo un arreglo curvilíneo, posiblemente asociado con el borde de una pequeña caldera o estructura de colapso (Fig. 3). Por otro lado, aunque no existen evidencias en los acantilados de la costa, se cree que algunos de estos conos son de formación posterior a los volcanes cineríticos leucocráticos (traquíticos) del tercer grupo litológico.

El tercer grupo litológico importante está constituido por tefra de color claro, producto de eventos más explosivos, asociada a domos de composición principalmente traquítica (Batiza, 1977). El conjunto se desarrolló principalmente cerca de las márgenes poniente y sur de la isla, curvándose hacia el nororiente a la altura de la latitud 29°N, según se indica en el sombreado curvilíneo de la Fig. 3. Esta distribución puede corresponder con los límites de una posible caldera sepultada bajo los derrames fisurales basálticos. Los edificios volcánicos asociados a este grupo son los mas notables de la isla y aparentemente, definen la actividad volcánica más antigua que aflora en el sur de ésta.

Enseguida se describen, de sur a norte, los cinco edificios volcánicos mas importantes indicados en la Fig. 2, e incluidos en la franja curvilínea de la Fig. 3.

En el extremo sur de la isla se localiza el Cerro Fondeadero, el cual fue interpretado por Batiza (1977) como un edificio formado por derrames de lava irregulares y domos endógenos de composición benmorestica y traquítica. Son claras las texturas de flujo en los derrames de extensión corta y la formación de diaclasas de enfriamiento concéntrico y radiales. Estas últimas estructuras son particularmente evidentes desde el mar, al acercarse al muelle de la Estación de la Secretaría de Marina. Los depósitos piroclásticos y los derrames que antecedieron al domo del Volcán Embarcadero están inclinados hacia afuera por efecto del emplazamiento del domo. Batiza (1977) destaca que estos cuerpos silíceos se desarrollan en los flancos de los edificios de escudo que les

antecedieron. Debajo de los depósitos piroclásticos del Cerro Fondeadero, en los acantilados surorientales, afloran capas sedimentarias que muestran notables discordancias erosionales. A pesar de que estos afloramientos no se visitaron, se interpreta que los depósitos de ceniza aparentemente sobreyacen en discordancia a la Fm. Discovery Point fechada entre 110,000 y 130,000 años (Lindberg et. al., 1980). A su vez, estas unidades están cubiertas por los derrames basálticos de la primera unidad (Fig. 2), y de ser válida la interpretación de superposición, indicaría que la actividad volcánica en la isla alcanza hasta el Cuaternario.

El Volcán El Toreo debe su nombre a la forma de su cráter, y es el edificio volcánico mejor preservado en la isla. Se compone de depósitos de cenizas soldadas con textura sacaroides. La actitud de los depósitos de ceniza es horizontal, pudiendo inclinarse hasta 10° en la parte sur del volcán y hasta 20° en el cráter. En la cima se observan fragmentos soldados de ceniza del tamaño de bloques, los cuales pudieron haberse formado por removilización durante la fase explosiva. En la cima de El Toreo convergen dos fisuras en arreglo casi ortogonal en donde se desarrollaron montículos alineados de basaltos oxidados.

El Volcán Cerro Blanco, localizado en la margen occidental de la isla, tiene una forma elongada cuyo diámetro mayor mide unos 3 km (Fig. 2). Su avanzado estado de erosión permite observar parte de su estructura interna. Es el volcán cinerítico más grande del sur de la isla. A 2 km al sur de éste, se observan depósitos de nube rasante (base-surge) cubiertos por depósitos de caída libre de aproximadamente 5 m de espesor, que incluyen capas horizontales de pumicita con fragmentos menores de 1 cm. Algunas estructuras de impacto de bombas encontradas a menos de 2 km de la fuente, así como otras deformaciones plásticas, reflejan condiciones húmedas de depositación (Cas y Wright, 1988) y su forma sugiere que su fuente se localiza hacia el norte. La actividad explosiva fue intermitente, con ligeros cambios composicionales según se infiere de la variación de tonalidad y estratificación paralela de las cenizas. Los fragmentos accidentales representan menos del 5% del volumen total. Esta secuencia de color clara está cubierta por otra de coloración más oscura y de composición ligeramente más básica. Su porción oriental está parcialmente cubierta por los derrames de basalto de la parte central de la isla. La última etapa de actividad del Volcán Cerro Blanco corresponde al emplazamiento de un domo central de composición

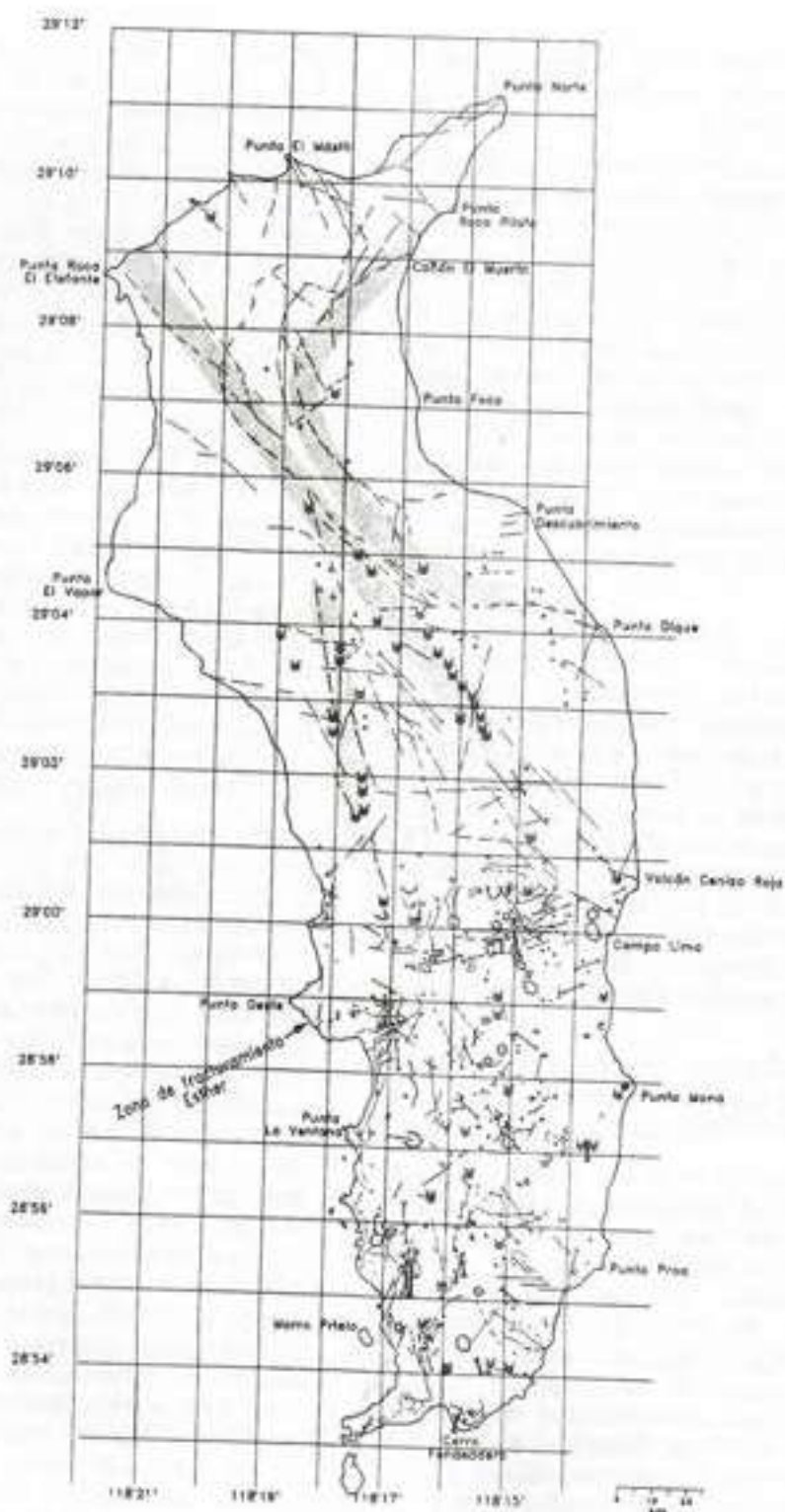


Fig.3. Rasgos estructurales y morfológicos principales de la Isla Guadalupe. Los indicados hacia el norte de la Zona de Fracturamiento Esther fueron interpretados de fotografías aéreas, y los localizados hacia el sur de esa zona corresponden a los de la Fig.2. En sombreado se muestran las tendencias principales de los rasgos volcánicos y estructurales. La simbología es la misma que la utilizada en la figura anterior.

traquítica. Todas las unidades que forman a este volcán están atravesadas por diques basálticos, que por su aspecto más alterado con respecto a otros conos de escoria, pueden ser más antiguos que los derrames basálticos más jóvenes.

Hacia el norte del Volcán Cerro Blanco, se localiza el domo del Cerro Arrugado el cual, por el menor volumen de depósitos asociados de ceniza y mayor área de exposición (aproximadamente 1 km de diámetro), debe corresponder a una estructura volcánica más erosionada y por lo tanto, más antigua que Cerro Blanco. Su composición también es traquítica e internamente se caracteriza por presentar un fracturamiento vertical persistente. En el conjunto se han desarrollado grandes cavidades favorecidas por el fracturamiento en la roca de textura sacaroide. Las escasas cenizas asociadas con este domo se localizan hacia el poniente, las cuales guardan un arreglo estratificado subhorizontal. La margen norte de El Arrugado está parcialmente cubierta por cenizas y tefra del Volcán Cerro Rojo.

El Volcán Rojo es un cono cinerítico de 2 km de diámetro formado por una sucesión de capas de grano fino y grueso de composición basáltica. Las cenizas son en general negras, parcialmente oxidadas. En las zonas mejor expuestas, la secuencia consiste de capas hasta de 1.5 m de espesor de tefra, seguida de cenizas negras, y puede presentar horizontes de aglutinado compuesto por fragmentos de lava soldada muy vesicular. La base de cada unidad de depósito suele mostrar zonas de cocimiento de algunos centímetros. Los fragmentos piroclásticos son en general de unos 2 cm de diámetro en promedio. Hacia el W, estos depósitos piroclásticos subyacen a derrames basálticos que terminan en las cenizas del domo del Cerro El Arrugado.

En el extremo norte del área cartografiada, la última secuencia de tobas claras de composición traquítica aflora en una zona profundamente erosionada por arroyos que desembocan hacia el oriente. Estos depósitos de cenizas están cubiertos por derrames basálticos. El espesor de cenizas es mayor a los 500 m y la parte superior comprende horizontes de cenizas negras con fragmentos líticos de composición basáltica. En la secuencia de color claro predominan las pumicitas con fragmentos subredondeados sin deposicionalmente. En general la secuencia gradúa hacia cenizas negras en la parte superior. Cerca de la cubierta de lavas basálticas, las tobas claras de caída libre, muestran fracturamiento vertical con

desplazamientos netos menores a unos 50 cm. Estas estructuras se interpretan como un producto de la carga debida a los derrames de lava basáltica. La secuencia está cortada por diques basálticos orientados N-NW de aproximadamente 2 m de espesor que terminan en la superficie como depósitos de aglutinado basáltico. Los productos de las últimas fases del vulcanismo explosivo cubrieron parte de la escoria basáltica indicando su contemporaneidad.

En las partes topográficamente más bajas se observan depósitos de nube rasante (base-surge deposits) sobre los que se depositan tobas de caída libre. La fuente de la secuencia se localiza hacia el poniente, posiblemente del edificio volcánico conocido como la Chiche de Esther en la parte central de la isla, en la latitud 29°N (Fig. 2)

RASGOS ESTRUCTURALES MAYORES

A diferencia de la parte norte de la isla, en donde Batiza (1977) reportó fallas normales asociadas con la subsidencia de una caldera, en la parte sur, por el contrario, los rasgos estructurales principales se interpretan de acuerdo al alineamiento de las diferentes estructuras locales tales como conos volcánicos y diques, principalmente. Según este criterio, se reconocen cuatro tipos de lineamientos dependiendo de las dimensiones de las fracturas o fallas y de las dimensiones de los aparatos volcánicos que involucran.

a) La estructura mas grande del sur de la isla se infiere de la tendencia de la secuencia volcánica y subvolcánica de composición traquítica que se inicia en el domo del Cerro Fondeadero. A partir de esta zona, el vulcanismo silíceo es continuo a lo largo de una franja semicircular de aproximadamente 1.5 km de anchura y unos 7 km de radio. El centro del semicírculo se localizaría frente a la costa entre Punta Proa y Punta Mona, en la parte oriental del área (Figs. 2 y 3). Desafortunadamente, el cubrimiento topográfico en la parte oriental de la isla no permite extender una interpretación morfológica. No obstante, se interpreta que el trazo de una posible estructura circular asociada con una caldera se localizaría en la pendiente insular (unos 2 700 m), antes de alcanzar el nivel promedio del fondo marino, que en la Placa Guadalupe es de cerca de 3 500 m. Batiza (1977) interpreta que la serie traquítica flanquea los bordes del volcán de escudo del sur del cual, solo reconoce una serie de lavas basálticas localizadas en la margen noroccidental de nuestra área de estudio. Coincidentemente, a todo lo largo del borde norte del área se interpretó de las fotografías aéreas

una amplia zona de discontinuidad estructural definida por abundantes curvilineamientos y estructuras rectilíneas orientadas E-NE, identificada en la Fig.2 como Zona de Fractura Esther. El distinto grado de preservación de los aparatos volcánicos indica que la actividad ígnea silfca no fué contemporánea a lo largo de esta zona. Salvo algunos volcanes de escoria localizados en la parte central de la isla, en general, los volcanes de este tipo, cuyo diámetro es mayor a 250 m, se localizan a lo largo de la misma franja de los edificios traquíticos.

b) El siguiente grupo de lineamientos está formado por los volcanes de escoria de composición basáltica cuyo diámetro es en general, menor a 250 m. Estos pequeños volcanes forman grupos de tres o mas, siguiendo un patrón rectilíneo de orientaciones NNW y cercana a N-S en la parte norte de la isla (Fig.3). En vista de que los derrames basálticos que forman las planicies centrales de la parte sur de la isla cubren parcialmente a estos volcanes, que en general se asocia con fracturas, se puede establecer inequívocamente su edad relativa.

c) El tercer grupo de lineamientos está definido por pequeños cuellos y fuentes de lava basálticos, identificables aun en fotografías aéreas a escala 1:85000 (INEGI, 1979). Estas estructuras se desarrollan en la serie de basaltos de meseta y se interpreta que se asocian a las fisuras por las cuales se extrusó el mayor volumen de basaltos. Los alineamientos principales de estos rasgos no se muestran en las figuras; sin embargo, un ejemplo de este tipo de lineamientos se puede observar en el extremo superior de la zona sombreada con dirección NE de la parte sur de la isla en la Fig.3. Las principales concentraciones de 84 lineamientos del sur de la isla, pertenecientes a este grupo siguen cinco tendencias principales que, en orden de abundancia son: $N45^{\circ}W = N65^{\circ}E > N35^{\circ}E > N-S > N80^{\circ}W$, según se presentan en la Fig.4, identificados como lineamientos volcánicos.

d) El cuarto grupo corresponde a rasgos lineales identificados de las fotografías aéreas como fracturas, y de diques cartografiados mayores de 100 m de longitud, identificados en la Fig.4 como lineamientos estructurales. Estos llegan a medir mas de 1 km, como el localizado en la parte central del Volcán Cerro Blanco. Algunas fracturas ocupadas por diques pueden presentarse asociados a pequeños volcanes de escoria o bien, con fuentes de lava, pero su linealidad es mas evidente que la del tercer grupo. De una malla

reticulada cada minuto, se midieron 263 lineamientos de este grupo. Las concentraciones características se orientan en $N30^{\circ}E > N-S > N15^{\circ}E > N45^{\circ}W > N60^{\circ}W > E-W > N45^{\circ}E$. Estas fracturas se forman indistintamente, tanto en basaltos como en otros volcanes mas antiguos, evidenciando su formación tardía en la historia de la isla.

De los lineamientos volcánicos, se observa que existen estructuras persistentes en $N45^{\circ}W$, $N-S$ y $N30^{\circ}E$. Son estructuras selectivas las fracturas del cuarto grupo, las cuales se concentran en $N15^{\circ}E$, $E-W$ y $N60^{\circ}W$, mientras que los lineamientos de los aparatos volcánicos siguen una tendencia selectiva distintiva en $N65^{\circ}E$.

En la roseta de la Fig.4, donde se muestran todos los lineamientos (347), se observa que las principales tendencias se concentran en promedio en $N50^{\circ}W (\pm 10^{\circ})$, $N05^{\circ}E (\pm 10^{\circ})$ y $N30^{\circ}E (\pm 5^{\circ})$.

Finalmente, aunque en la mitad norte de la isla no se hizo cartografía de campo, es importante resaltar, además de la caldera, la presencia de volcanes alineados en dirección $N30^{\circ}W$, paralelos a lineamientos estructurales que cruzan la isla desde Campo Lima hasta el extremo norte de la isla. En la Fig.3 se resaltan las principales tendencias estructurales regionales de toda la isla indicándolas en las franjas sombreadas.

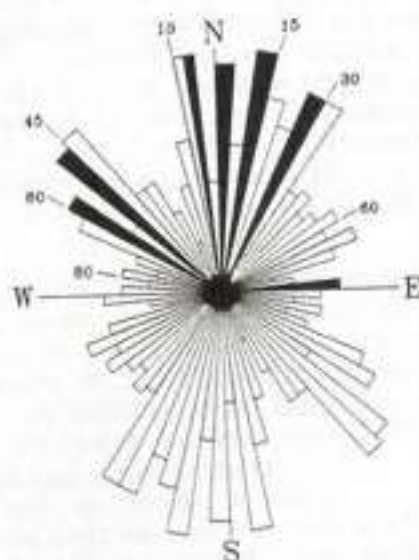


Fig.4. Roseta de lineamientos estructurales y volcánicos del sur de la Isla Guadalupe medidos en una malla con separación de 1' por lado. Las concentraciones principales de los lineamientos volcánicos se muestran con pantalla gris y los lineamientos estructurales en negro (ver texto).

BATIMETRIA

En septiembre de 1992 se hizo un levantamiento batimétrico con el sistema Sea Beam 2000, abordo del B/O Melville del Instituto Scripps de Oceanografía, de la Universidad de California en San Diego. Las estructuras mas grandes que se interpretan de la batimetría de detalle (isobatas cada 20 m) se observan en la parte norte de la isla (Fig.5). La península de la Punta Norte se continúa 15 km hasta la isobata de 2600 m en forma de un promontorio alargado que se adelgaza pendiente abajo. Este promontorio se interpreta como una estructura volcánica flanqueada por un volcán de 3 km de base, elongada en dirección ENE, y subparalela a la península. En la isla, la península está limitada hacia el sur por el Cañón El Muerto, el cual define la parte interna de la caldera del norte, cuyo diámetro es de 10 km. El cañón también tiene una clara expresión en la pendiente de la isla, marcada por un cambio abrupto en la isobatas. El cañón es a la vez, el límite norte de una zona de deslizamiento y flujo de detritos de 5 km de anchura y 14 km de longitud a partir de la costa, cuyo límite inferior está formado por una aparente barrera de volcanes orientados N-S. La margen oriental de la isla, entre Punta Descubrimiento y Punta Mona, se caracteriza por la presencia de varios canales y frentes de depósitos de avalanchas menores de 2 km. La tendencia general de estos rasgos es E-W y ENE y, dada la similitud en su orientación con respecto a los rasgos de la isla, se infiere que están asociados con el emplazamiento de diques y el fracturamiento de la parte norte de nuestra área de estudio en la isla. A pesar de que la batimetría de detalle termina frente a Punta Proa, parece que la morfología hacia el sur de Punta Mona es mas continua y suave, indicando que está menos afectada por accidentes estructurales.

En la parte oriental del norte de la isla, es notable también la presencia de grupos de volcanes cuyas bases tienen diámetros menores a 2.5 km. El conjunto formado por el promontorio de la Punta Norte y los agrupamientos de volcanes es N45°E, subparalelo a las estructuras mayores de la isla y la Zona de Fractura Popcorn (Figs.1 y 5). A su vez, esta orientación es ortogonal a las estructuras orientadas según la elongación NNW de la isla. Este arreglo estructural regional sugiere que la relación entre la Zona de Fractura Popcorn y la Dorsal Pacífico Oriental influenciaron fuertemente la construcción de la Isla Guadalupe.

DISCUSION

Una aparente simplicidad de los rasgos estructurales y volcánicos caracterizan a la Isla Guadalupe. Con excepción de las estructuras de colapso de la caldera del norte y el alineamiento curvilíneo del volcanismo félsico del sur, es notable la continuidad rectilínea de las fracturas y volcanes del norte en dirección NNW, por lo menos hasta el límite del área de trabajo de detalle, donde esa tendencia es interrumpida por la Zona de Fracturamiento de Esther cuya dirección es N50°E. A partir de esta zona, hacia el sur, los lineamientos son de menor longitud y mas complejos. Las orientaciones de los lineamientos volcánicos y de fracturas son principalmente N-S con desviaciones principales de $\pm 30^\circ$. Esta tendencia es similar a la geometría de diques y fracturas observada por Hill (1977) en otras islas oceánicas, y responde a la desviación empíricamente observada de los accidentes volcánicos con respecto al esfuerzo regional principal (Shaw, 1980).

Es importante notar también la continuidad hacia afuera de las grandes estructuras en forma de zonas de rift laterales. Por sus dimensiones, y tomando en cuenta el cubrimiento batimétrico, las estructuras mas importantes son las que se proyectan desde el norte de la isla en dirección N45°W y N70°E, formando una estructura similar a la observada en dorsales propagantes (Hey et al., 1989). De las dos anteriores, la que se dirige hacia el NE es particularmente importante por la continuidad de los volcanes submarinos que parecen terminar en la Zona de Fractura Popcorn. La intersección entre la Dorsal Pacífico Oriental y la Zona de fractura parece favorecer la construcción de la isla al definir una zona de debilidad cortical donde las principales tendencias estructurales de la isla serían "heredadas" de los rasgos regionales del piso oceánico.

La orientación de la Dorsal Pacífico Oriental y el Rift de Guadalupe es de N05°W, mientras que el fallamiento en piso oceánico al norte de la Placa Guadalupe (Mioceno Medio) se orienta en N55°W (Lonsdale, 1991). Estas últimas fallas se relacionan con la rotación de bloques o pequeñas placas durante esta época, y se observa que esta tendencia pudo haberse heredado en la isla, según lo sugiere su coincidencia con los lineamientos volcánicos y estructurales. Los lineamientos estructurales en N05°W reflejan la tendencia del rift, mientras que las tendencias de los lineamientos volcánicos en N65°E

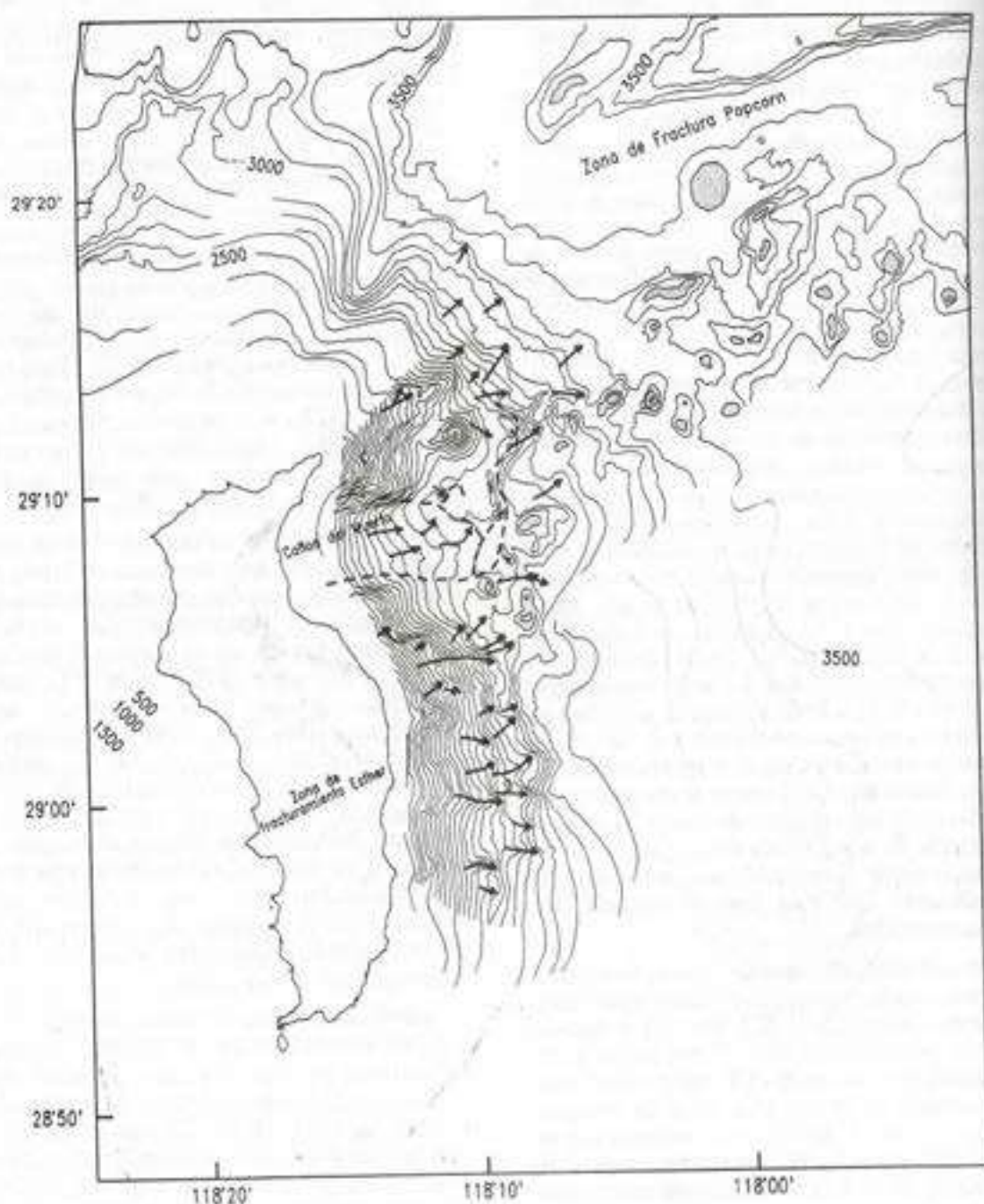


Fig.5. Batimetría de detalle (isobatas cada 20 m) del oriente y norte de la Isla Guadalupe. Las flechas indican el sentido y dimensiones de los flujos de detritos y avalanchas. En líneas discontinuas gruesas se indican los límites de la mayor zona de deslizamiento y los frentes de depósito de las avalanchas. Los montes sombreados representan edificios volcánicos; los trazos sombreados en la isla indican las tendencias estructurales de la Fig.2 (ver texto). La batimetría regional se tomó de la Carta Batimétrica del INEGI (indicadas con línea punteada).

coinciden con la Zona de Fracturamiento Popcorn y la cadena de volcanes submarinos interpretados de la batimetría (Fig.5).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a las autoridades de la Secretaría de Marina en Ensenada, B.C. por los permisos para efectuar este estudio, y a los pobladores de Isla Guadalupe por su apoyo logístico y de solidaridad durante los días de tormentas en 1991. A las tripulaciones de los B/O Sproul y Melville, del SIO, Univ. de California en San Diego, abordo de los cuales se efectuaron las campañas de 1991 y 1992, respectivamente. A los Drs. Ricardo Fernández, Peter Lonsdale y John Hildebrand, con quienes se iniciaron estos trabajos. A Victor Frías Camacho, quien efectuó el trabajo de edición de dibujos y mapas y a Mónica Chacón, quien digitalizó la topografía de la isla.

Este trabajo se realizó con el apoyo financiero de CONACYT (proyecto 1004-T9111) y fondos del CICESE.

BIBLIOGRAFIA

Baiza, R., 1977, Petrology and chemistry of Guadalupe Island: an alkaline seamount on a fossil ridge crest, *Geology*, v.5, p. 760-764.

Baiza, R., 1989, Abundances, distribution and size of volcanoes in the Pacific Ocean and implications for the origin of non-hotspot volcanoes, *Earth and Planetary Science Letters*, v.60, p. 195-206.

Baiza, R., T.J. Bernatowicz, C.M. Hohenberg, and F.A. Podosek, 1979, Relations of noble gas abundances to petrogenesis and magmatic evolution of some oceanic basalts and related differentiated volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 301-313.

Cas, R.A.F. and J.V. Wright, 1988, Volcanic successions, modern and ancient, Unwin Hyman Ltd.

Engel, C.G. and A.E.J. Engel, 1961, Composition of basalt cored in Mohole Project (Guadalupe Site), *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v.45, p. 1799.

García-Abdeslem, J. y L.A. Delgado-Argote, 1992, Implicaciones geológicas de las anomalías magnéticas observadas en Isla Guadalupe, México, en: *Contribuciones a la Tectónica de México*, Unión Geofísica Mexicana, L.A. Delgado Argote y A. Martín Barajas, editores (este volumen).

Hey, R.N., J.M. Sinton, and F.K. Duennebie, 1989, Propagating rifts and spreading centers, en: E.L. Winterer, D.M. Hussong, and R.M. Decker, eds., *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v.N, p. 161-176.

Hill, D.P., 1977, A model for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research*, v.82, p. 1347-1352.

INEGI, 1979, Fotomapa 1:20 000, Isla Guadalupe.

INEGI (DGGTENAL), 1981, Carta Batimétrica 1:1,000,000, Pacífico Norte CB-001.

Krause, D.C., 1961, Geology of the sea floor east of Guadalupe Island, *Deep-Sea Research*, v.8, p. 28-38.

Lindberg, D.R., B. Roth, M.G. Kellog, and C.L. Hubbs, 1980, Invertebrate megafossils of Pleistocene (Sangamon Interglacial) age from Isla de Guadalupe, Baja California, Mexico, en: D.M. Powers, ed., *The California Islands: Proceedings of a multidisciplinary symposium*, Santa Barbara Museum of Natural History, p. 42-62.

Lonsdale, P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California, en: J.P. Dauphin and B.R.T. Simoneit, eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 47, p. 87-125.

Menard, H.W., 1978, Fragmentation of the Farallon Plate by pivoting subduction, *Journal of Geology*, v.86, p. 99-110.

Muehlberger, W.R. (compiler), 1992, Tectonic map of North America - Southwest Sheet, Scale 1:5,000,000 -, American Association of Petroleum Geologists.

Shaw, H.R., 1980, The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface, en: R.B. Hargraves, ed., *Physics of Magmatic Processes*, Princeton University Press, p. 201-264.

IMPLICACIONES GEOLOGICAS DE LAS ANOMALIAS MAGNETICAS OBSERVADAS EN ISLA GUADALUPE, MEXICO

Juan García-Abdeslem y Luis Alberto Delgado-Argote

CICESE, División de Ciencias de la Tierra, km 107 Carretera Tijuana-Ensenada
Ensenada, B.C., 22860, México

RESUMEN

Mediante la inversión del espectro de potencia de Las anomalías magnéticas observadas en Isla Guadalupe, hemos inferido que la porción magnetizada de la litósfera oceánica se extiende hasta una profundidad de aproximadamente $10 \pm 4 \text{ km}$ por debajo del nivel del mar. Suponiendo que la magnetita, cuya temperatura de Curie es de 575°C , es el mineral portador de la magnetización, se interpreta que la base de la litósfera magnetizada representa la frontera reológica que marca el límite elástico-plástico, para la cual se han asignado Las isotermas de 550°C y de 600°C , dependiendo de la reología del manto. Nuestra interpretación sugiere que no existe raíz por debajo de la isla, implicando que la resistencia mecánica de la litósfera soporta el peso de la isla y que la actividad magnética que la originó se inició, aproximadamente, 2.7 Ma después de haber cesado la dispersión del piso oceánico en la Dorsal Guadalupe.

INTRODUCCION

Isla Guadalupe está situada en 29° de latitud norte y en 118.25° de longitud al oeste del meridiano de Greenwich, aproximadamente 350 km al surponiente de Ensenada, Baja California, México. Guadalupe es un edificio volcánico de 30 km de ancho que se levanta 4500 m por encima del piso oceánico alrededor de la isla y se extiende a lo largo de 100 km con una dirección norte sur. La isla alcanza una elevación máxima de 1200 m sobre el nivel del mar en la punta del volcán conocido como La Chiche de Esther. La isla ha sido descrita por Batiza (1977) como un edificio compuesto por dos volcanes de escudo de composición alcalina que se traslapan parcialmente y están emplazados

sobre el extremo norte de un segmento fósil de la Dorsal del Pacífico Oriental: la Dorsal Guadalupe. De acuerdo con la estratigrafía magnética del piso oceánico, la Dorsal Guadalupe cesó su actividad magnética a mediados del Mioceno después de la anomalía magnética 5B (12.5 Ma (Batiza, 1981), hace unos 11 Ma (Lonsdale, 1991a). La edad K-Ar reportada por Engel y Engel (1971; en Batiza, 1977) para un basalto alcalino de olivino ($7 \pm 2 \text{ Ma}$) y la reportadas por Batiza y otros (1979), por el mismo método para un basalto alcalino ($5.4 \pm 0.8 \text{ Ma}$) y para una traquita ($3.7 \pm 0.4 \text{ Ma}$) indican un período de actividad magnética que duró al menos 3.3 Ma, aproximadamente 4 Ma después de que la producción de piso oceánico cesó en la Dorsal

Guadalupe. La composición alcalina de las diferentes series volcánicas que constituyen el edificio contrasta con la composición toleítica del piso oceánico que lo rodea. Estudios geoquímicos y petrológicos han demostrado que la composición de la isla es similar a otros volcanes y montes marinos que han evolucionado en los flancos de centros de dispersión activos (Batiza, 1977; Lonsdale, 1991b).

La Figura 1 muestra la localización geográfica de Isla Guadalupe así como los rasgos tectónicos mayores adyacentes a la isla. La paleoplaca Guadalupe (Menard, 1978) abarca la región hacia el oriente, adjunta a la Dorsal (Shor) Guadalupe, limitada hacia el oriente por la Fosa de Cedros, por la Falla Transformante Guadalupe hacia el norte y por la Falla Transformante Shyrley hacia el sur. Algunas de las características geológicas y geofísicas más importantes del piso oceánico en la Placa Guadalupe fueron conocidas a partir del Proyecto Mohole (Engel y Engel, 1961; Krause, 1961). Entre éstas, destacan la orientación norte-sur de las anomalías magnéticas que reveló cambios en la polaridad del campo magnético terrestre (Cox y Doell, 1962; Raff, 1963). Estudios de refracción sísmica en la estación FF4 (29°N, 117°29'W) del sitio Mohole, situado a 75 km al oriente de Isla Guadalupe (Shor y otros, 1969), mostraron una estratigrafía sísmica constituida por 380 m de sedimentos pelágicos que representan a la capa 1, los cuales sobreyacen a la capa 2, constituida por 810 m de basaltos, y a la capa 3, formada por 5130 m de gabros, mostrándose el manto a una profundidad de 10060 m por debajo del nivel del mar. Siendo el tirante de agua en el

sitio Mohole de 3549 m, se tiene un grosor de corteza oceánica de 6511 m.

El origen de la isla ha sido atribuido a la actividad magmática producida por un Punto Caliente. La actividad magmática asociada con dicho Punto Caliente ha producido la cadena volcánica Fieberling-Guadalupe. Esta se extiende desde el Guyot Fieberling, cuyas edades K-Ar mínimas y máximas aparentes van de 20.3 a 17.5 Ma, incluye al Monte Marino Jasper, con edades que van de 10.3 a 4.1 Ma y termina en Isla Guadalupe con edades que van de 7 a 3.7 Ma (Batiza, 1977 y 1979; Lonsdale, 1991a). Debido a que el movimiento absoluto de la Placa del Pacífico es hacia el norponiente, a una velocidad del orden de 8 cm/año, se podría especular respecto a la posibilidad de encontrar volcanismo asociado a dicho Punto Caliente en algún sitio en la Península de Baja California. Por otra parte, el origen de la isla también puede estar asociado simplemente al "goteo" en la intersección de la Dorsal Guadalupe con la Falla Transformante Guadalupe (ver p. ej. Delgado-Argote y otros, 1993).

Iniciamos el estudio de Isla Guadalupe en marzo de 1991, como parte de una expedición conjunta CICESE-SCRIPPS a bordo del B/O Gordon Sproul, de la Universidad de California en San Diego. En la isla se midió la intensidad de la componente total del campo geomagnético, la susceptibilidad magnética *in situ* y se colectaron muestras de mano para estudiar sus propiedades magnéticas en el laboratorio. En una segunda expedición a la isla, durante junio de 1991, a bordo del buque de la Armada de México Fco. Zarco, se hicieron mediciones

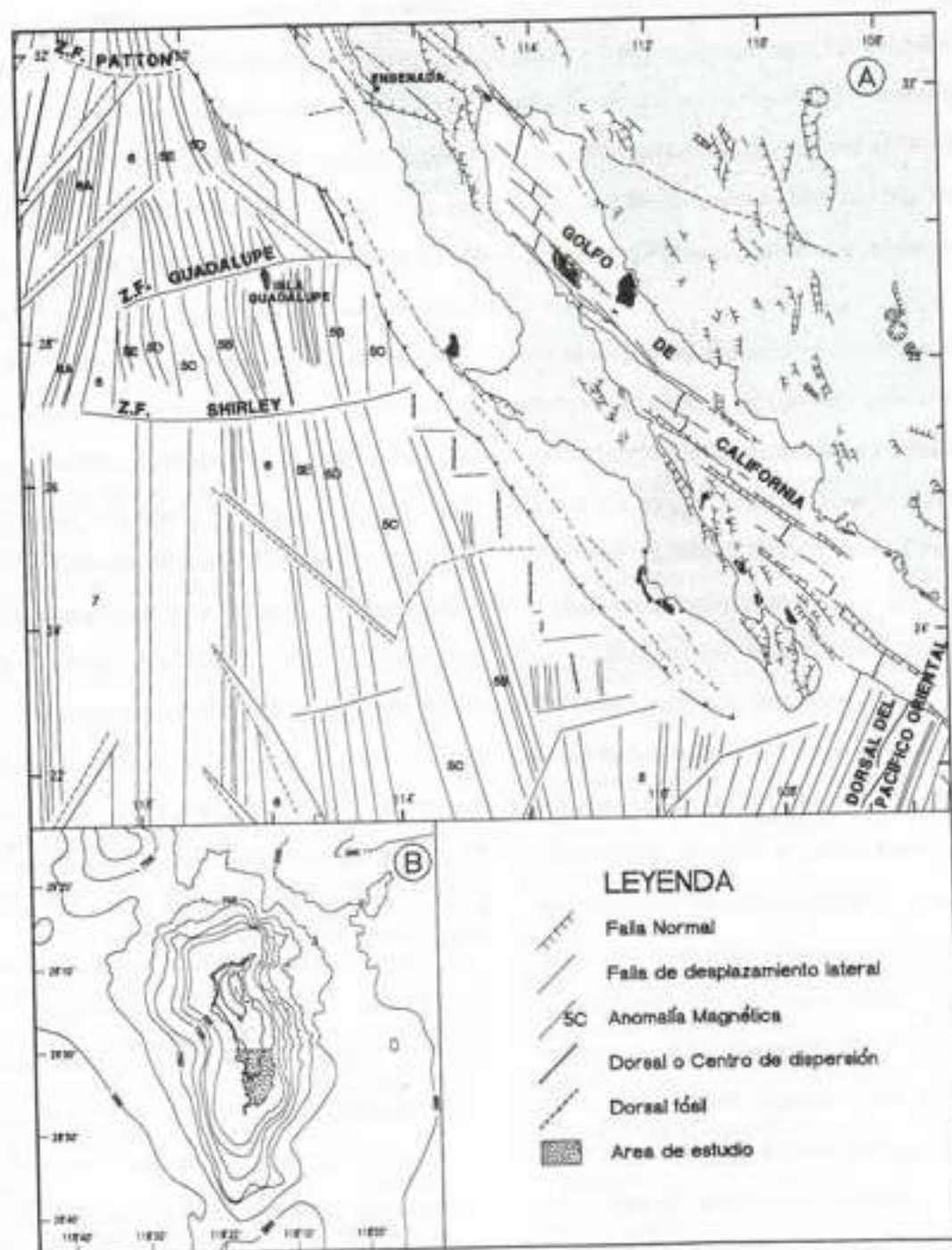


Figura 1. (A) Mapa de localización y contexto tectónico de Isla Guadalupe, adaptado de Muehlberger (1992); (B) Topografía y batimetría alrededor de la isla (INEGI 1:1,000,000) mostrando el área de estudio.

adicionales del campo magnético. En este escrito mostramos el resultado de nuestras pesquisas. La interpretación de las anomalías magnéticas observadas se basa en el análisis de su espectro de potencia. Utilizamos un modelo estadístico mediante el cual se infiere la extensión a profundidad de la porción magnetizada de la corteza y se discuten las implicaciones geológicas.

MAGNETOMETRIA

Durante los meses de marzo y junio de 1991 efectuamos un estudio de reconocimiento magnético en Isla Guadalupe, en la porción situada al sur del paralelo 29°N. Utilizamos dos magnetómetros de precesión nuclear para medir la intensidad de la componente total del campo magnético terrestre en 356 sitios distribuidos en un área de 100 km². Estimamos la posición geográfica de nuestras observaciones mediante un posicionador GPS, un altímetro, una carta topográfica y fotografías aéreas del INEGI (1979). Estimamos que la posición geográfica de nuestras observaciones puede tener, como máximo, un error del orden de 25 m. Contemporáneamente al reconocimiento de la isla, se registró la variación temporal del campo magnético en la Punta Sur; sin embargo, siendo el rango máximo de variación diaria del orden de 20 nT ($\pm 10^\circ$ Gauss), no se aplicó a los datos la "corrección diurna". El rango de los valores observados varió de 42000 a 52000 nT, estando los valores más grandes (50-52 mT) asociados a basaltos con concentraciones locales de magnetita en áreas no mayores de 4 m².

Con el fin de desplegar nuestras observaciones en un

mapa de anomalías magnéticas, los datos crudos, irregularmente espaciados y distribuidos aleatoriamente, fueron interpolados linealmente en una malla regular de 8x14 km con muestras a cada 250 m. A los datos regularizados se les restó el valor promedio y fueron "suavizados" con un operador digital (pasa bajas) de nueve puntos. El resultado se muestra en la Figura 2 como un mapa de contornos de igual intensidad, con curvas a cada 250 nT, en donde se muestra la posición de las observaciones.

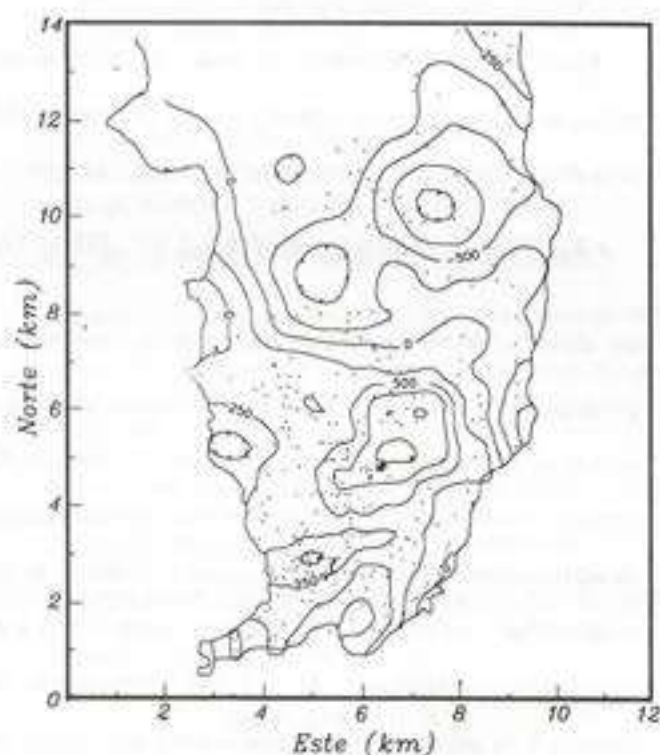


Figura 2. Se muestran las anomalías magnéticas observadas en Isla Guadalupe al sur del paralelo 29°N con curvas a cada 250 nT. Los puntos indican los sitios de medición.

METODO DE INTERPRETACION

A continuación vamos a describir, brevemente, el método de interpretación empleado para explicar las observaciones. Una descripción detallada se puede encontrar en García-Abdeslem y Ness (1993). Realizamos nuestra interpretación en el dominio del número de onda mediante un modelo estadístico. El modelo consiste de un conjunto de prismas verticales, cada uno magnetizado uniformemente. Suponemos que la anomalía magnética observada es debida al conjunto de prismas y se pretende estimar la geometría promedio del conjunto: espesor, dimensiones horizontales y profundidad a su cima.

En el dominio del número de onda, en coordenadas esféricas polares, el valor esperado, $\langle \cdot \rangle$, de la anomalía magnética debida al conjunto de prismas está dado por

$$\langle F(k, \theta) \rangle = \int_V dR \Phi(h, t, a, b, M, \phi, \lambda, I, D) F(k, \theta), \quad (1)$$

en donde $F(k, \theta)$ representa la anomalía magnética producida por un solo prisma, siendo k la magnitud del vector número de onda y θ su dirección. La función Φ representa una distribución de probabilidad que caracteriza estadísticamente al conjunto de prismas, donde h es la profundidad a su cima y t su espesor, siendo a y b sus dimensiones horizontales; M , ϕ y λ representan la magnitud, la inclinación y la declinación del vector de magnetización, respectivamente, I es la inclinación y D la declinación del campo geomagnético local.

Suponiendo que las variables de Φ son estadísticamente independientes, la ecuación (1) puede ser separada en un producto de integrales, las cuales se resuelven suponiendo

una distribución de probabilidad para cada una de las variables. Se puede demostrar que el valor esperado del espectro de potencia, promediado en anillos concéntricos con respecto al origen del espectro ($k=0$) depende únicamente de la geometría de la fuente, de tal suerte que podemos escribir la solución al problema directo como el producto de funciones que describen la geometría del conjunto de prismas de la siguiente manera:

$$g(k) = \text{Ln}[\langle h(h_0, \sigma_h) \rangle^2 \langle t(t_0, \sigma_t) \rangle^2 \langle s(a_0, \sigma_a, b_0, \sigma_b) \rangle^2]$$

Para una distribución normal, el valor esperado para la profundidad a la cima del conjunto de prismas es

$$\langle h(k) \rangle = \exp(-h_0 k + k^2 \sigma_h^2 / 2)$$

siendo h_0 su profundidad media y σ_h su desviación estándar.

Asimismo, para una distribución uniforme, el valor esperado para el espesor del conjunto de prismas está dado por

$$\langle t(k) \rangle = 1 - \exp(-t_0 k) \left[\frac{\sinh(2\sqrt{3} k \sigma_t)}{2\sqrt{3} k \sigma_t} \right],$$

siendo t_0 su espesor medio y σ_t su desviación estándar.

Similarmente, para una distribución uniforme, el valor esperado de las dimensiones horizontales es

$$\langle s(k) \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} d\theta \left[\frac{Si(a_2) - Si(a_1)}{4\sqrt{3} \sigma_a k \cos \theta} \right] \left[\frac{Si(b_2) - Si(b_1)}{4\sqrt{3} \sigma_b k \sin \theta} \right]$$

en donde Si es la integral seno, siendo sus argumentos:

$$\begin{aligned} a_1 &= (a_0 - 2\sqrt{3} \sigma_a) k \cos \theta, & a_2 &= (a_0 + 2\sqrt{3} \sigma_a) k \cos \theta, \\ b_1 &= (b_0 - 2\sqrt{3} \sigma_b) k \sin \theta, & b_2 &= (b_0 + 2\sqrt{3} \sigma_b) k \sin \theta. \end{aligned}$$

en donde a_0 y b_0 son las dimensiones horizontales medias del conjunto de prismas y σ_a y σ_b su desviación estándar.

Una vez descrita la solución al problema directo, procedemos a explicar la manera en que hemos calculado el espectro de Isla Guadalupe. Los datos observados, distribuidos irregularmente, fueron regularizados en una matriz de 57 por 33 elementos, con muestras a cada 250 m. Con el fin de evitar el problema de doblado, se aplicó una campana cosenoidal de 10 puntos, a partir del borde de la matriz de datos y la matriz resultante se expandió, añadiéndole ceros, hasta completar una matriz de 128 por 128 elementos. Mediante la transformada discreta bidimensional de Fourier, calculamos el espectro complejo de la matriz expandida, a partir del cual se obtuvo el espectro de potencia; el espectro se promedió radialmente y se le calculó su logaritmo natural, con lo cual obtenemos el espectro de Isla Guadalupe $d(k)$, en forma equivalente a lo expresado en (2).

Antes de proceder a explicar el problema inverso queremos declarar explícitamente que únicamente tenemos datos $d_i, i = 1, N$, para un grupo finito de números de onda $k_i, i = 1, N$. Cada d_i representa la "energía" de la señal, promediada en un anillo concéntrico con respecto al origen del espectro (v.g., $k = 0$) y normalizada con respecto a su componente directa. Similarmente, cada k_i representa la posición promedio de las componentes espectrales usadas para obtener cada d_i .

Para modelar nuestros datos necesitamos encontrar un grupo de parámetros $m_j, j = 1, \dots, M$, tales que $g_j(m)$ ajuste

los datos d_i del problema. Hemos obtenido una solución a este problema inverso mediante la minimización de una funcional definida por

$$Q(m) = \sum_{i=1}^N [d_i - g_i(m)]^2 \quad (6)$$

Para estimar m , buscamos el mínimo de $Q(m)$ de manera iterativa, basándonos en una expansión en serie de Taylor a primer orden de la solución al problema directo, alrededor de una estima inicial m_0 , de los parámetros del modelo:

$$d = g(m_0) + \partial g(m) / \partial m |_{m_0} (m - m_0) \quad (7)$$

o simplemente,

$$p = A \Delta m \quad (8)$$

donde el vector $p = d - g(m_0)$ representa la discrepancia entre el espectro observado y el calculado. La matriz $A(N, M)$ es una matriz simétrica, cuyos elementos son derivadas parciales de $g(m)$ con respecto a los parámetros del modelo. La solución al sistema de ecuaciones (6) es el vector Δm , el cual se sumará a la estima inicial (v.g., $m_1 = m_0 + \Delta m$) a fin de reducir el valor de $Q(m)$. El proceso se repetirá hasta lograr reducir la discrepancia entre el espectro observado y el espectro artificial. Para encontrar Δm utilizamos el algoritmo

$$\Delta m = [A^T A + \lambda I]^{-1} A^T p \quad (9)$$

(Marquardt, 1963) en donde I es la matriz identidad y $(\cdot)^T$ denota transposición, siendo λ un escalar positivo que ayuda a estabilizar la convergencia. Estimamos la incertidumbre en la solución mediante

$$\sigma_{a_j} = \sqrt{\sigma^2 a_{jj}} \quad , \quad (10)$$

(Bevington, 1969) donde $\sigma^2 = Q(\mathbf{m})/(N-M)$ es la variancia residual para $N-M$ grados de libertad y a_{jj} son los elementos de la diagonal principal de la matriz $[A^T A]_{jj}^{-1}$.

Inversión del espectro de Isla Guadalupe

A partir de la inversión del espectro de Isla Guadalupe hemos obtenido el valor medio y la desviación estándar de la profundidad a la cima de la estructura que produce la anomalía magnética observada, su espesor y sus dimensiones horizontales. Presentamos nuestros resultados en la Tabla 1 y en la Figura 3 mostramos, tanto el espectro de Guadalupe, como el espectro artificial logrado después de 8 iteraciones con $Q(\mathbf{m}) = 16.71$. Los resultados de la inversión indican que la profundidad media a la cima y a la base del material magnetizado yacen en promedio a $h_0 = 443\text{m}$ y a $t_0 = 10750\text{m}$ por debajo del nivel de referencia, $\bar{h}$.

Tabla 1. Parámetros del espectro artificial que explica los datos con $Q(\mathbf{m}_k) = 16.71$.

h_0	$408 \pm 71 \text{ m}$
σ_h	$206 \pm 29 \text{ m}$
t_0	$10750 \pm 3913 \text{ m}$
a_0	$7960 \pm 226 \text{ m}$
σ_a	$2158 \pm 20 \text{ m}$
b_0	$6670 \pm 71 \text{ m}$
σ_b	$1829 \pm 10 \text{ m}$

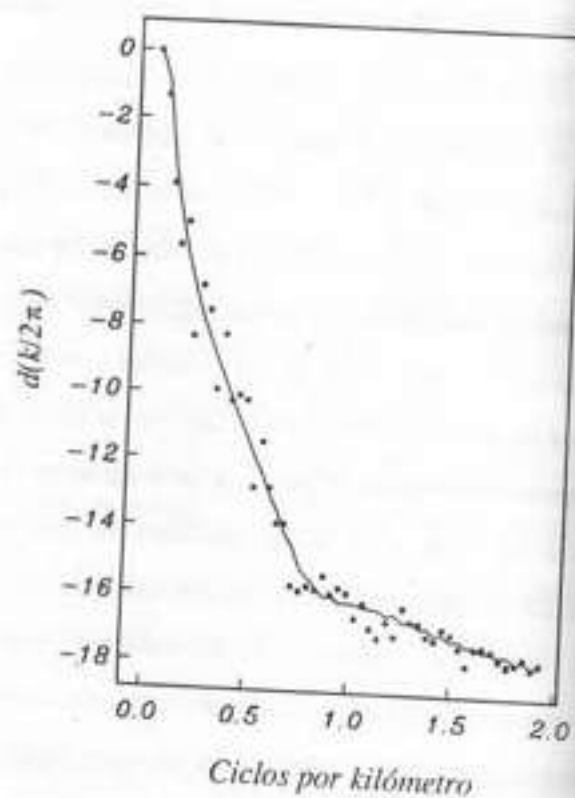


Figura 3. Por medio de círculos sólidos se muestra el espectro de potencia, calculado a partir de las anomalías magnéticas observadas en Isla Guadalupe. La línea continua representa el espectro artificial que se obtuvo mediante los parámetros que se enlistan en la Tabla 1.

Tomando en cuenta que en promedio, la altitud de los puntos de medición $\bar{h}$ está a una elevación de 375m ($\sigma = 155\text{m}$) por encima del nivel del mar, se infiere que la profundidad a la base de la corteza oceánica magnetizada, $z_c = \bar{h} - (t_0 - h_0)$, está a $9967 \pm 3916\text{m}$ por debajo del nivel del mar y se interpreta que z_c es la profundidad a la isoterma que corresponde a la temperatura de Curie, T_c .

DISCUSION

En la siguiente discusión queremos relacionar las

propiedades térmicas y mecánicas de la litósfera oceánica con los resultados de la interpretación de las anomalías magnéticas observadas en Isla Guadalupe.

Uno de los postulados fundamentales en la teoría de la Tectónica de Placas es que las placas tectónicas, mecánicamente rígidas, se desplazan sin deformarse en su interior, sobre un sustrato fluido: la astenósfera. Se ha observado, sin embargo, que el peso de las islas oceánicas ha producido flexión de la litósfera. Dicha flexión, modelada mediante una placa elástica delgada que reposa sobre un sustrato fluido (Turcotte y Schubert, 1982), ha permitido inferir algunas de las propiedades mecánicas y térmicas de la litósfera, en regiones aún inaccesibles al muestreo directo.

Debido a que el escurrimiento viscoso en las rocas ("creep") es un proceso que depende de la temperatura, el grosor elástico (mecánico) efectivo L_M de la litósfera oceánica se define mediante la isoterma (T_M) que marca la frontera reológica que separa el comportamiento puramente elástico del dúctil. En otras palabras, L_M corresponde con aquella porción de la litósfera que tiene resistencia mecánica suficiente para soportar, durante periodos de tiempo geológico, el esfuerzo desviador inducido por el peso de islas oceánicas y montes marinos.

Modelos numéricos del comportamiento de la litósfera, controlados con información reológica derivada de experimentos a presiones altas (Bodine y otros, 1981), indican que $L_M = at^{1/2}$ en donde a está en unidades de $[km Ma^{-1/2}]$ y su valor numérico depende de la reología del material. Por ejemplo, para una reología característica de

olivino hidratado $a = 4.3 \pm 0.5$, en tanto que para olivino seco $a = 3.3 \pm 0.5$. Mas recientemente, McNutt (1984) ha considerado el efecto de un valor finito para el límite elástico, sugiriendo un valor para a entre 3.8 y 4.2, lo cual corresponde con las isotermas de $550^\circ C$ y de $600^\circ C$ en una placa que se enfría por pérdida de calor por conducción.

La respuesta de la Placa Pacífico debido al peso de islas y montes marinos ha sido utilizada por Watts y otros (1980) para ayudar a determinar el ambiente tectónico de formación y la edad de episodios volcánicos en la cuenca del Pacífico. Dichos autores infieren, a partir del análisis de anomalías gravimétricas, que islas oceánicas o montes marinos formados sobre la cresta de una dorsal o sobre piso oceánico joven (2-8 Ma) están asociados con un grosor elástico relativamente pequeño, del orden de 5 km, en tanto que los edificios volcánicos formados sobre piso oceánico antiguo (>35 Ma) estarían asociados con un grosor elástico relativamente grande (25 km). Si la hipótesis de Watts y otros (1980) es correcta, podríamos esperar un grosor elástico del orden de 5 km en Isla Guadalupe. Esto es, que la resistencia mecánica de la litósfera oceánica ha sido suficiente para soportar el peso de la isla sin flexionarse.

En las rocas de la corteza terrestre, los minerales magnéticos mas importantes corresponden a la serie de las titanomagnetitas, la cual consiste de magnetita (Fe_3O_4) y de sus soluciones sólidas con ulvoespinela (Fe_2TiO_4). Desde la perspectiva del intérprete de anomalías magnéticas, el mineral más importante, debido a su abundancia y alta susceptibilidad magnética, es la magnetita. Este es un mineral ferrimagnético con magnetización espontánea de

$92 \text{ Am}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ a la temperatura de Curie, $T_{\text{cm}} = 575^\circ\text{C}$ (Tarling, 1983).

Algunos estudios de la composición mineralógica de la corteza inferior indican que el mineral magnético predominante es la magnetita (Frost y Shive, 1986). Por ejemplo, tanto en las ofiolitas de la zona Ivrea, en el Norte de Italia (Wasilewsky y Fountain, 1982), como en el Terreno Lofoten-Vesterålen en Noruega (Schlinger, 1985), y en la subprovincia Pikwitoney-Cross Lake de Manitoba, Canada (Williams y otros, 1985), se encuentran temperaturas de Curie en el rango de 550°C a 580°C . Las propiedades magnéticas, incluyendo la temperatura de Curie, en núcleos de rocas de la corteza oceánica obtenidas al occidente de Costa Rica, en el pozo 504B del Programa de Perforación Profunda del Océano (DSDP), ha sido estudiada por Smith y Banerjee (1986). Ellos reportaron que la parte superior del pozo (274.5-845 m) está constituida por basaltos, los cuales sobreyacen a una zona de transición (845-1055 m) constituida por lavas y diques, los que a su vez sobreyacen a un complejo de diques (1055-1350 m). Hacia la parte superior y en la zona de transición (274.5-825 m), Smith y Banerjee reportan bastante dispersión en la temperatura de Curie, con valores que van de 300°C a 500°C . Para la parte baja de la zona de transición y para la zona del complejo de diques (825-1350 m) estos autores reportan una temperatura de Curie de aproximadamente 580°C .

Debido a que las rocas que constituyen el Manto-Astenósfera están a temperaturas que rebasan el punto de Curie de los minerales magnéticos comunes,

algunos autores suponen que la región de la fuente de las anomalías magnéticas incluye a toda la corteza oceánica a la parte más superior del Manto-Litósfera, en donde estarían presentes los efectos ferro- y ferri-magnéticos (ver ej. Harrison, 1987). Nosotros interpretamos que la profundidad a la base del estrato magnetizado, $z_c = 9967 \text{ m}$, por debajo del nivel del mar, corresponde con la profundidad a la isoterma de Curie para magnetita.

Debido a que T_{cm} es muy cercano a T_M , sugerimos que z_c debe ser muy próximo a L_M y que por lo tanto, es una buena aproximación a la profundidad que marca la frontera reológica que separa el comportamiento puramente elástico del dúctil, en la litósfera oceánica.

La Figura 4 es un dibujo de profundidad contra tiempo que muestra las isotermas de 550°C y de 600°C que corresponden al modelo de una placa que se enfría por pérdida de calor por conducción, las cuales, de acuerdo con McNutt (1984) y con Jordan y otros (1989) corresponden con T_M . Asimismo, hemos dibujado la isoterma de 575°C que define la temperatura de Curie para la magnetita. Sobre la isoterma de Curie hemos dibujado un círculo que representa el "espesor elástico" en la Isla Guadalupe (6467 m), el cual se obtuvo restando de z_c el valor promedio de la profundidad al piso oceánico alrededor de la isla (3500 m). El tiempo mostrado en la Figura 4 representa la edad térmica de la litósfera oceánica. La posición de la flecha que apunta a 4 Ma se obtuvo restando la edad isotópica reportada para un basalto alcalino de olivino ($7 \pm 2 \text{ Ma}$) del tiempo estimado para el fin de la actividad magmática en la Dorsal Guadalupe (11 Ma). No obstante

que la incertidumbre en la determinación de la profundidad a la base de la corteza magnetizada, que es del orden de ± 4 km, en sugerimos que la actividad magmática que formó la isla se inició aproximadamente 2.7 Ma después de que la producción de piso oceánico cesó en la Dorsal Guadalupe.

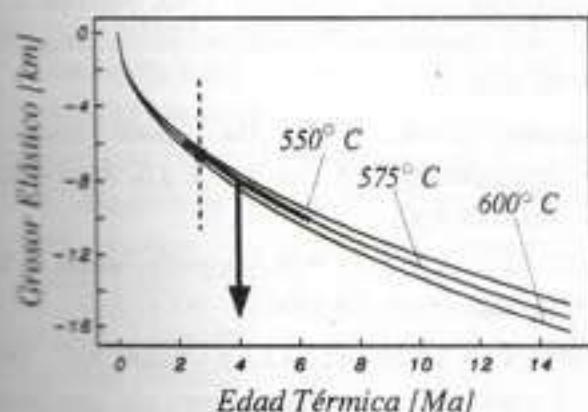


Figura 4. Utilizando como referencia las isoterma de 550°C, 600°C y de 575°C, se indica la edad térmica y el espesor elástico de la litósfera oceánica bajo Isla Guadalupe (ver explicación en texto). Siguiendo la isoterma de 575°C se indica la incertidumbre en la edad térmica utilizada, la línea discontinua indica la incertidumbre en la estimación del espesor elástico.

CONCLUSIONES

Hemos modelado el espectro de potencia de las anomalías magnéticas observadas en la Isla Guadalupe empleando un modelo estadístico. El resultado de la inversión nos ha permitido estimar la geometría promedio de la estructura que produce las anomalías magnéticas.

Suponiendo que la magnetita es el mineral portador de la magnetización, hemos interpretado que la profundidad a la base de la corteza magnetizada corresponde a la

profundidad de la isoterma que marca la temperatura de Curie para magnetita (575°C).

Teniendo en cuenta que la isoterma de Curie para la magnetita está situada justo en medio de las isoterma que marcan la frontera reológica que separa el comportamiento puramente elástico del ductil, en la litósfera oceánica. Sugerimos que el espesor de la capa magnetizada es equivalente al espesor elástico de la litósfera oceánica.

Nuestra estimación del espesor de la capa magnetizada, comparada con la estratigrafía sísmica observada en la Placa Guadalupe, sugiere que el peso de la isla es soportado por la resistencia mecánica de la litósfera oceánica, sin requerir de compensación a profundidad.

Sugerimos que la actividad magmática que dió origen a Isla Guadalupe, pudo haberse iniciado alrededor de 2.7 millones de años después de que cesó la actividad magmática en la Dorsal Guadalupe.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a las autoridades de la Secretaría de Marina en Ensenada, B.C. por conceder los permisos para efectuar este estudio y a los marinos destacados en Isla Guadalupe por su apoyo logístico y solidaridad durante los días de tormenta. Agradecemos a los revisores Drs. J. Urrutia Fucughauchi y O. Sánchez Zamora por sus comentarios y sugerencias al escrito original. También agradecemos a R. Moldrano Salgado y a R. Mendoza Borunda su ayuda generosa durante la colección de datos, a V. M. Frías Camacho y M. Almeida Vega, quienes elaboraron parte del material gráfico.

Este trabajo se realizó con apoyo financiero de CONACYT (Proyecto 1004-T9111) y CICESE.

BIBLIOGRAFIA

- Batiza, R., 1977, Petrology and chemistry of Guadalupe Island: an alkaline seamount on a fossil ridge crest, *Geology*, 5, 760-764.
- Batiza, R., T.J. Bernatowicz, C.M. Hohenberg, y F.A. Podosek, 1979, Relations of noble gas abundances to petrogenesis and magmatic evolution of some oceanic basalts and related differentiated volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 301-313.
- Batiza, R., y C.G. Chase, 1981, Miocene spreading center south of Isla Guadalupe, *Nature*, 289, 787-789.
- Batiza, R., 1982, Abundances, distribution and size of volcanoes in the Pacific ocean and implications for the origin of non-hotspot volcanoes, *Earth and Planetary Science Letters*, 60, 195-206.
- Bevington, P.R., 1969, *Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences*, Mc Graw-Hill, 356 p.
- Bodine, J.H., Steckler, M.S. y Watts, A.B., 1981, Observations of Flexure and the rheology of the oceanic lithosphere: *Journal of Geophysical Research*, 86, 3695-3707.
- Cox, A., y Doel, R.R., 1962, Magnetic properties of the basalt in hole EM 7, Mohole Project: *Journal of Geophysical Research*, 67, 3997-4004.
- Delgado-Argote, L.A., García-Abdeslem, J., y Mendoza-Borunda, R., 1993, Correlación geológica entre la batimetría y los rasgos estructurales del oriente de Isla Guadalupe: en *Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México*, Unión Geofísica Mexicana, L.A. Delgado Argote y A. Martín Barajas editores (este volumen).
- Engel, C.G. y A.E.J. Engel, 1961, Composition of basalt cores in Mohole Project (Guadalupe Site), *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 45, 1799.
- Frost, B.R., y Shive, P.N., 1986, Magnetic mineralogy of the lower continental crust: *Journal of Geophysical Research*, 91, 6513-6521.
- García-Abdeslem, J., y Ness, G.E., 1993, Inversion of the power spectrum from magnetic anomalies: *Geophysical Research Letters* (en prensa).
- Harrison, C.G.A., 1987, The crustal field: in *Geomagnetism*, v. 1, Capítulo 5, J.A. Jacobs (ed.), Academic Press.
- INEGI (DGGTENA), 1979, Fotografías aéreas de Isla Guadalupe escala 1:85,000.
- Jordan, T.H., Lerner-Lam, A.L., y Creager, K.C., 1980, Seismic imaging of Boundary Layers and Deep Mantle Convection: en *Mantle Convection* W.R. Peltier (ed.), Gordon and Breach Science Publishers, Capítulo 9, 97-201.
- Krause, D.C., 1961, Geology of the sea floor east of Guadalupe Island, *Deep-Sea Research*, 8, 28-38.
- Lonsdale, P., 1991a, Structural setting of Guadalupe Island, *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 72, 449.
- Lonsdale, P., 1991b, Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California, en J.P. Dauphin y B.R.T. Simoneit (eds), *The Gulf and Peninsula Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, 87-125.
- McNutt, M., 1984, Lithospheric flexure and thermal anomalies: *Journal of Geophysical Research*, 89, 11180-11194.
- Marquardt, D. W., 1963, An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters: *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics*, 11, 431-441.

- Menard, H.W., 1978, Fragmentation of the Farallon Plate by pivoting subduction, *Journal of Geology*, 86, 99-110.
- Muehlenberger, W.R., (compiler), 1992, Tectonic map of North America - Southwest Sheet, Scale 1:5,000,000-, American Association of Petroleum Geologists.
- Reid, A.D., 1963, Magnetic anomaly over Mohole Drill Site EM7, *Journal of Geophysical Research*, 68, 105-106.
- Reid, G.G., Menard, H.W., y Raitt, R.W., 1969, Structure of the Pacific Basin, en Maxwell, A.E. (ed), *The Sea*, v. 4, Wiley Intersciences.
- Sollinger, C.M., 1985, Magnetization of the lower crust and interpretation of magnetic anomalies: Example from Lofoten and Verstaen, Norway: 90, 1149-1154.
- Sollinger, C.M., y Banerjee, S.K., 1986, Magnetic structure of the upper kilometer of the marine crust at Deep Sea Drilling Project Hole 504B, eastern Pacific Ocean: *Journal of Geophysical Research*, 91, 10337-10354.
- Tarling, D.H., 1983, *Paleomagnetism, Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology*: Chapman and Hall Ltd.
- Taylor, P.T., J.A. Brennan, y N.J. O'Neill, 1971, Variable sea floor spreading off Baja California, *Nature*, 229, 396-399.
- Turcotte, D.L., y Schubert, G., 1982, *Geodynamics*: John Wiley & Sons.
- Wasilewski, P.J., y Fountain, D.M., 1982, The Ivrea Zone as a model for distribution of magnetization in the Continental crust: *Geophysical Research Letters*, 9, 333-336.
- Watts, A.B., Bodine, J.H., y Ribe, N.M., 1980, Observations of flexure and the geological evolution of the Pacific Ocean Basin: *Nature*, 283, 532-537.
- Williams, M., Shive, P.N., Fountain, D.M., y Frost, B.R., 1985, Magnetic properties of exposed deep crustal rocks from the Superior Province of Manitoba: *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 176-184.

MARCO ESTRUCTURAL DE LA FALLA AGUA BLANCA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO

Francisco Suárez Vidal

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE, Km. 107 Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, Baja California.

RESUMEN

De las estructuras geológicas activas en el norte de la península, la Falla de Agua Blanca presenta un patrón morfológico y estructural diferente al impuesto por el Sistema San Andrés-Golfo de California. Su orientación es casi Este-Oeste (N72W°) y se extiende en forma discontinua 135 km desde el paso de San Matías hasta la Bahía de Ensenada, identificándose tres segmentos. El oriental afecta desde el Paso de San Matías hasta el Cañón de Dolores. El central desde el cañón referido hasta el Oeste del Valle Agua Blanca y el occidental desde el Valle de Santo Tomás hasta la Bahía de Ensenada. En esta región, la falla se bifurca en dos estructuras que corren paralelo al Norte y Sur de la península de Punta Banda. El patrón estructural es claro y definido en los tres segmentos, los cuales se extienden en promedio 35 Km en forma discontinua y escalonada en sentido derecho, que ha dado lugar a los diversos valles como los de San Matías, Trinidad, Agua Blanca, Santo Tomás y Maneadero. En el Valle de Santo Tomás y en el cañón del mismo nombre se identifican tres fallas de carácter regional, siendo éstas la Falla de Santo Tomás, la Falla de Maximino y la Falla de Soledad. La primera de ellas se considera como la ancestral de Agua Blanca y actualmente su componente principal de movimiento es el sentido vertical. Las otras dos, su movimiento es predominantemente de rumbo en el sentido lateral derecho. La relación estructural entre las tres fallas aún no es clara.

La Falla de Agua Blanca es la más antigua de las estructuras activas en el norte de la península y a su vez establece una frontera que marca la diferencia en los procesos tectónicos mesozoicos. Hacia el sur existe continuidad en los bancos orgánicos desarrollados durante el Aptiano-Albiano; hacia el Norte estos bancos están ausentes dominando las litologías andesíticas típicas de la Formación Alisitos en Baja California y Santiago Pie de la Cumbre en el Sur de California. Otro aspecto es la discontinuidad en las anomalías gravimétricas regionales, las cuales pueden seguir en una forma continua desde la región de Vizcaino en el centro de la península y hasta la zona de la Falla de Agua Blanca en donde se interrumpen abruptamente.

El origen de la Falla de Agua Blanca está relacionado a la subducción de la Placa Farallón y la dorsal que le dio origen en la trinchera ubicada al Oeste del continente durante el Mesozoico. Primeramente actúa como un paleotransforme oceánica y en el Cenozoico se convierte en una falla continental por la cual parte del movimiento generado por el deslizamiento de las placas de Norteamérica y Pacífico, se transfiere y canaliza a las estructuras ubicadas en la margen continental de la península de Baja California.

Como resultado de diversos estudios geológicos y geofísicos en los tres segmentos, se estableció la evolución estructural y se determinó la velocidad de desplazamiento, siendo menor (0.2 a 4 mm/año) en el segmento Este y se incrementa hacia el Oeste llegando a ser de hasta 9 mm/año. Se estima que la velocidad promedio a lo largo de toda la falla es de 4-6 mm/año. No obstante lo anterior, a la Falla de Agua Blanca no se le asocia ningún temblor histórico de $M_L \geq 6.0$. En base a estudios de suelos, geomorfológicos y neotectónicos se estimó que el período de recurrencia de temblores de $M_L \geq 6.0$ es de cada 175-325 años.

MARCO ESTRUCTURAL DE LA FALLA DE AGUA BLANCA

INTRODUCCION.

La península de Baja California y zonas adyacentes al margen continental en el Océano Pacífico y el Golfo de California, poseen características tectónicas particulares lo que ha sido motivo de que existan numerosos estudios geológicos. Desde que Carey publicó su artículo en el que muestra la forma de las cuencas que se localizan en el Golfo de California, diversos artículos se han publicado tratando de explicar y modelar la evolución de la península y el Golfo de California; entre ellos están el de Blum y Roberts, 1958; Allen et al, 1960; Menard, 1962; Kovach et al., 1962; Wilson, 1965; Hamilton, 1967; Lomnitz et al, 1970; Gastil et al, 1975, 1979; Johnson et al, 1975; Johnson et al, 1976; Angelier et al, 1978; Dijkstra and Merriam, 1982; Stock 1988. Estos autores a través de sus trabajos definen a la provincia tectónica del Golfo de California como una zona estructuralmente compleja, dominada por el sistema de fallas San Andrés-Golfo de California, el cual lo constituyen una serie de fallas transformes dispuestas en escalón, con un movimiento predominantemente de derecha, uniendo segmentos de centros de dispersión los cuales se extienden desde la región de la Bahía del Pacífico del Este en la boca del golfo hasta la zona del Valle Imperial-Mexicali en el Norte (Fig.

En la región peninsular tres bloques estructurales pueden ser fácilmente identificados, hacia el Sur se encuentra el Bloque de la Paz el cual está suturado a la península a través de la Falla de la Paz orientada en dirección N-S (Hausback, 1984). Ha sido postulado que este bloque pueda ser una extensión del cinturón orogénico mexicano (Gastil and Jensky, 1973).

Al Norte del Bloque de la Paz y hasta la latitud de la Falla de Agua Blanca (Fig. 2) se considera el bloque estructural central y mas estable; sin embargo, Lomnitz y Curran (1968) postulan la existencia del sistema San Benito-San Hipólito, como también Lomnitz et al. (1964) proponen la existencia de la Falla de Rosalia asociadas con fallas activas. Sin embargo, las evidencias que indiquen la existencia de estas fallas son muy sutiles y por lo mismo su actividad reciente. Estas están cubiertas por secuencia de lavas volcánicas y clásticas de edad Mioceno y Plioceno, lo que indica la inactividad de dichas fallas. En contraste con lo anterior, Gastil et al (1975), identifica el lineamiento de San Luis Gonzaga que se extiende desde la región de Bahía de los Angeles en

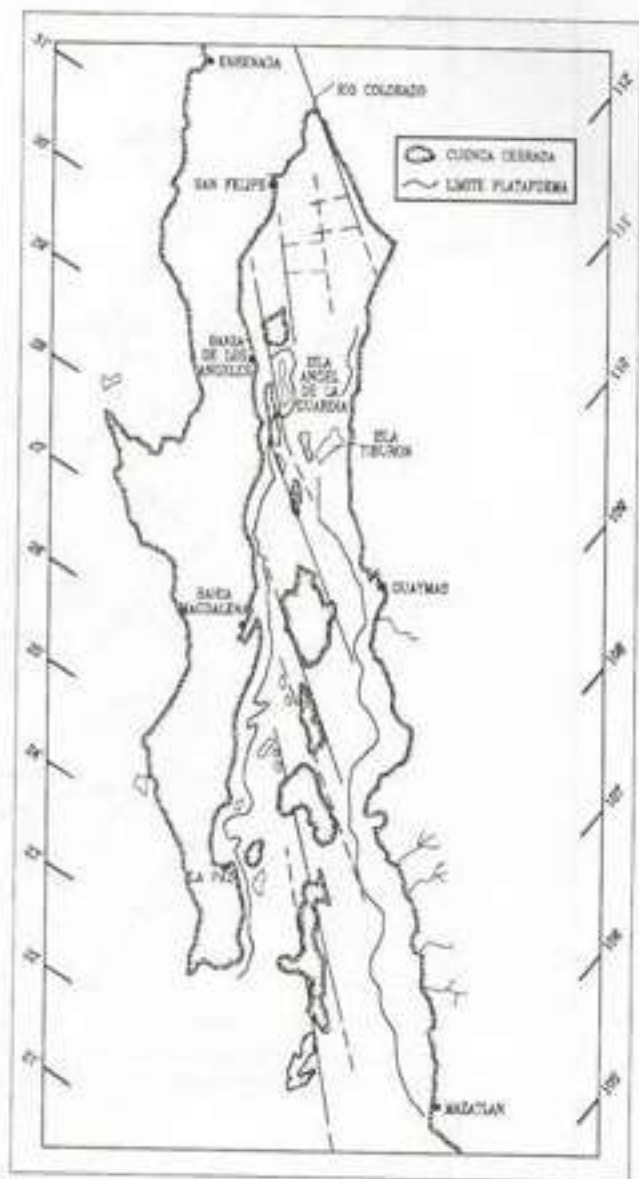


Fig. 1.- Mapa tectónico del Golfo de California. Las cuencas cerradas corresponden a centros de dispersión flanqueadas por fallas transformes activas constituyendo el sistema de fallas San Andrés-Golfo, (modificado de Suárez-Vidal et al., 1991).

dirección SW hasta la región de Vizcaino, el cual aparentemente no está cubierto por litologías antiguas; sin embargo no hay evidencias de que este lineamiento tenga un comportamiento de una falla activa.

Por último está el bloque estructural del Norte de Baja California el cual lo limita al Sur la Falla de Agua Blanca, al Norte la Falla Elsinore hasta el condado de Riverside, California, al Oeste la línea de Santillán y Barrera y al Este el escarpe principal del golfo (Fig. 3).

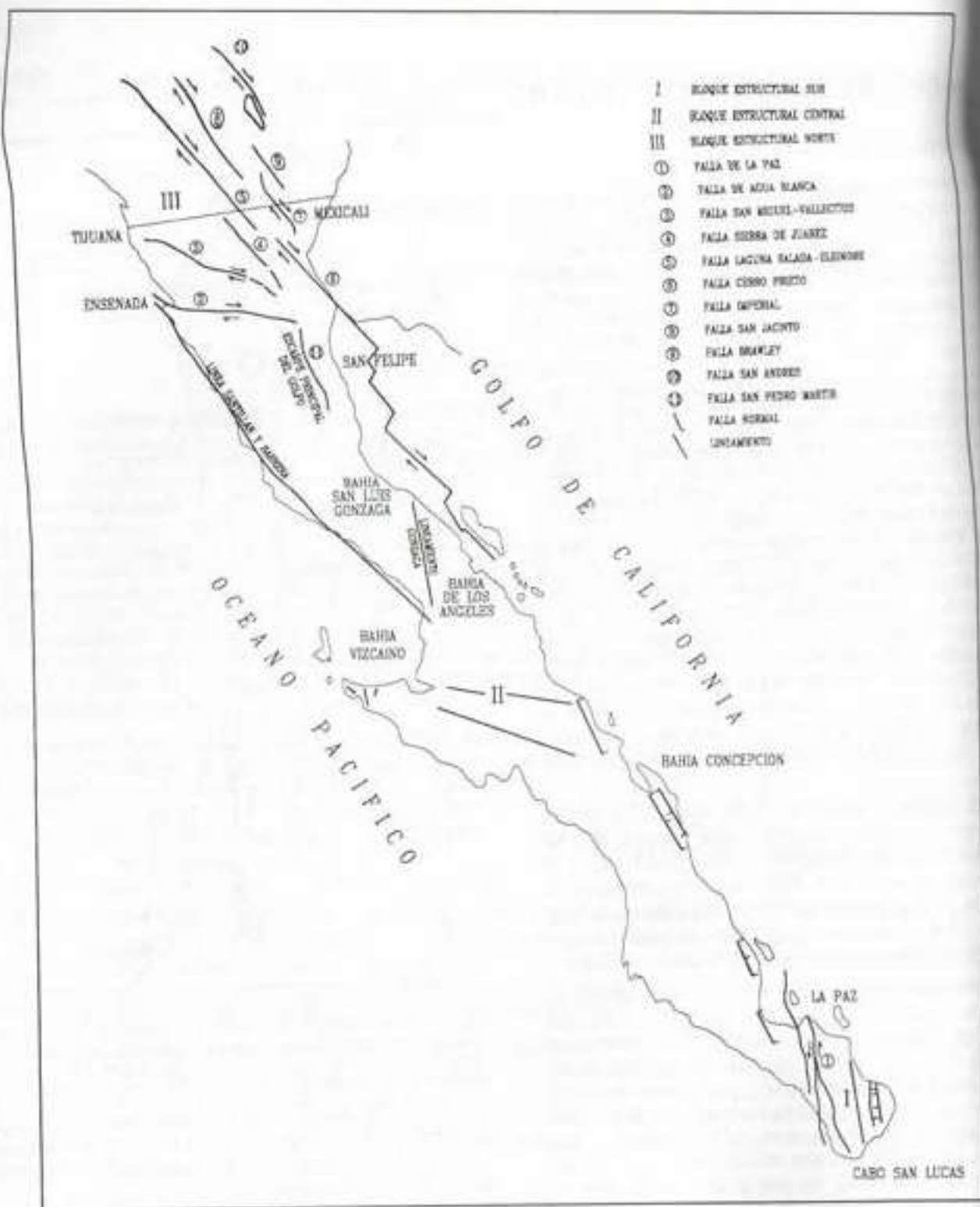


Fig. 2.- Mapa tectónico generalizado de la península de Baja California. Los números romanos indican los bloques en que se ha dividido tectónicamente a la península. Únicamente se presentan las fallas que se consideran como activas y de carácter regional.

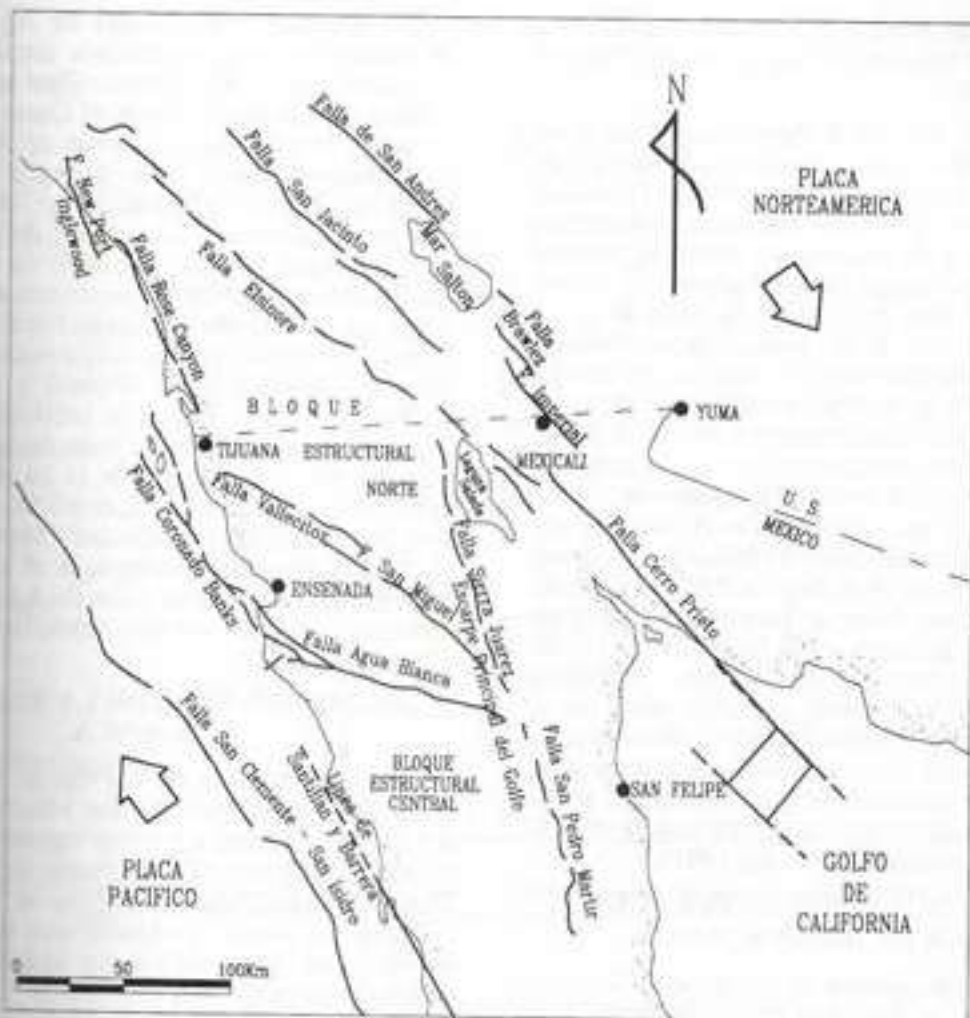


Fig. 3.- Distribución geográfica de las fallas activas en el Norte de la península de Baja California. A excepción de la Falla de San Pedro Mártir que es una falla normal, todas las demás son típicamente fallas de rumbo lateral derechas.

De los tres bloques, el del Norte es el más afectado por estructuras tectónicamente activas. En el extremo oriental del bloque se localizan las fallas activas de San Felipe, Imperial y Brawley que marcan la frontera entre las placas de Norteamérica y Pacífico, pero que además, son el eslabón estructural entre las estructuras activas del Golfo de California y la Falla de San Andrés. Al Oeste de estas estructuras se ubican las fallas de Laguna Salada y Cucapa. Propiamente y dentro del bloque Norte y con carácter transpeninsular, se localizan las fallas de Sierra de Juárez, Agua Blanca, San Miguel, Vallejos y Calabazas. Estas a su vez se continúan al Norte de la frontera siendo las fallas de Rose Canyon, entre otras, de las más activas en el Sur de California. Todas ellas guardan una

relación con las que se ubican en la margen continental como son Newport-Inglewood, Coronado Banks, San Diego y San Clemente. En su conjunto todas las fallas mencionadas, tienen la característica de conservar una orientación NNW con un movimiento relativo diestro, mismo que corresponde al del Sistema San Andrés-Golfo de California.

A diferencia de todas las fallas activas mencionadas anteriormente, resalta la de Agua Blanca, la cual se caracteriza primeramente por ser la más antigua de las fallas activas en el Norte de Baja California, su origen se asocia al proceso de subducción de la Placa de Farallón en el Mesozoico Temprano (Gastil, et al., 1975, Suárez et al., 1991). Su orientación es casi E-W

cortando transversalmente a la península establece una frontera tectónica entre el bloque peninsular Norte y el Central (Fig. 3).

En el Reciente, la Falla de Agua Blanca mantiene un movimiento relativo de rumbo con un sentido de desplazamiento lateral derecho; sin embargo, y aunque es considerada como activa, afectando estructuras Cuaternarias, no se le asocia una actividad sísmica importante, se desconoce cuando ocurrió el último sismo de $M_t \geq 6.0$. Por lo anterior la Falla de Agua Blanca ha sido motivo de un estudio neotectónico a detalle con el cual se determinó la velocidad promedio de desplazamiento en el último millón de años; así como posible período de recurrencia de temblores de $M_t \geq 6.0$. Lo anterior primeramente para estimar el riesgo geológico que la estructura representa para la región, y segundo para determinar la cantidad de movimiento horizontal que la falla puede tener derivado de un temblor de la magnitud referida. Desde el punto de vista tectónico lo anterior se reviste de importancia, debido a que en el Norte del Golfo de California y a lo largo de la frontera entre las placas Norteamérica-Pacífico, existe una diferencia en el movimiento relativo de hasta 3 cm/año con respecto a la parte Sur del Golfo. Es de suponerse que parte de la diferencia en movimiento se transfiera a través de las estructuras peninsulares activas, siendo una de ellas la Falla de Agua Blanca (Suárez et al., 1991).

CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LA FALLA DE AGUA BLANCA.

La Falla de Agua Blanca, descrita por Allen et al (1960), es la estructura activa geológicamente más notoria en el Norte de Baja California. Su longitud es de 130 km cortando transversalmente a la península desde el Paso de San Matías al Este hasta la Bahía de Ensenada en el Oeste (Fig. 4). En esta localidad se introduce al mar uniéndose con la Falla de Coronado Banks (Legg et al., 1991, Wong et al., 1987). Su característica más notoria es su orientación $N 72^\circ W$, casi paralelo a la orientación de las montañas transversas del Sur de California, la cual difiere del rumbo promedio $N 47^\circ W$ de las estructuras activas en la región y que corresponden al Sistema San Andrés-Golfo de California. Otra característica conspicua, es la expresión morfológica y topográfica a lo largo de ella, cortando desde las litologías más antiguas hasta las más recientes, lo que modifica el sistema de drenaje en los valles afectados por esta estructura.

Estructuralmente, la Falla de Agua Blanca está constituida por tres segmentos escalonados y definidos (Fig. 4). El segmento Este se extiende desde el Paso de San Matías hasta el Oeste del Valle de San Trinidad, en el inicio del Cañón de Dolores. Desde este punto, pasando por el Valle de Agua Blanca y hasta el extremo Este del Valle de Santo Tomás, se localiza el segmento central. En el Valle de Santo Tomás la Falla de Agua Blanca se divide en dos ramas que limitan al Sur y al Norte la península de Punta Banda. A la rama Sur se le conoce como Falla de Santo Tomás, que a su vez se ramifica en lo que se conocen como fallas de Soledad y Maximinos y al Norte de la península de Punta Banda se localiza la rama que propiamente es el segmento Oeste de la Falla de Agua Blanca. No obstante que se le ha dado una gran importancia a la rama Norte, la del Sur o Falla de Santo Tomás, con las fallas de Soledad y Maximinos genera un patrón estructural complejo el cual resulta en un movimiento de la misma Falla de Agua Blanca en primeros estadios como estructura de cuenca continental.

SEGMENTO ESTE DE LA FALLA DE AGUA BLANCA.

El segmento Este de la Falla de Agua Blanca se extiende desde el Paso de San Matías hasta el inicio del Cañón de Dolores. En esta región la Falla de Agua Blanca constituye el flanco Norte de los Valles de San Trinidad y San Matías, ambos se consideran cuencas con forma triangular con su ángulo agudo orientado al Sur, rellenos con sedimentos aluviales cuaternarios (Fig. 5).

En esta región la falla no es tan evidente como es al Oeste; sin embargo, se puede trazar a través de las litologías de carácter plutónico y volcánico, las cuales presentan un contacto típico de falla. El segmento es discontinuo pero colineal, presentando segmentos dispuestos en-echelón (Hilinski, 1988). No obstante que existe una cantidad mínima de movimiento, no se conoce el sentido del mismo, no ha sido fácil determinar ambos parámetros, primeramente porque la falla está cubierta en muchos lugares por deslizamientos de tierra cuaternarios y segundo porque el proceso de intemperismo ha sido tal que borrado cualquier manifestación o rasgo útil para ser usado como punto de referencia para medir desplazamientos. No obstante, en la zona del Valle de San Matías se observan estructuras relacionadas con la falla principal, en puntos donde ésta presenta escalonamiento izquierdo.

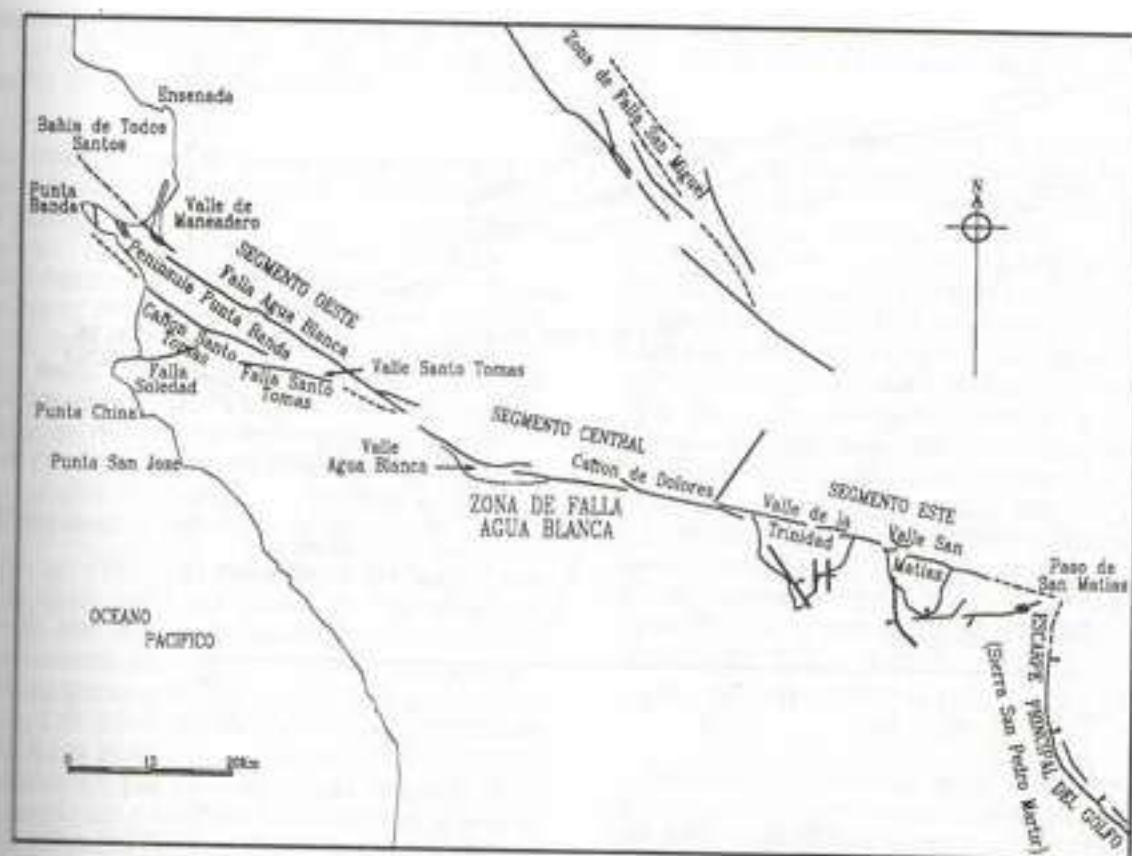


Fig. 4. Elementos estructurales que caracterizan a la Falla de Agua Blanca, distinguiéndose sus tres segmentos y regiones geográficas afectadas por la falla.

Tomando los resultados que obtiene Hilinski (1988), la cantidad de movimiento que la Falla de Agua Blanca ha tenido en el segmento Este, en el último millón de años es de 1 mm/año el cual es significativamente menor al observado en la parte Central y Oeste de la estructura que es de 5 mm/año; lo que motiva cuestionar por que de la deficiencia de movimiento y por donde se transmite la diferencia.

Tomando en cuenta los resultados que obtuvo Harrington (1981) en el estudio geofísico realizado en el Valle de la Trinidad se deduce que la diferencia de movimiento en el segmento Este de la Falla de Agua Blanca pudiera estar siendo transferida a través de dos estructuras activas que delimitan a los Valles de San Mateo y Trinidad con una orientación NNW (diferente a la WNW de Agua Blanca); y que son éstas dos estructuras las que conectan con el sistema de fallas activas en el escarpe de la Sierra de San Pedro Mártir postuladas por Hilinski (1988) como Falla de Valle Picacho y Falla Canoas (Fig. 5). Aún no ha sido posible identificar elementos que fundamenten lo anterior, no

obstante, y de acuerdo al mismo Harrington (1981), tanto la Falla de Canoas como la de Valle Picacho tienen evidencias de movimiento Plio-Cuaternario, con lo cual se puede explicar por que la Falla de Agua Blanca es menos activa al Este que al Oeste y además explicaría porque esta estructura no llega a extenderse hasta el Paso de San Matías y establecer un juego estructural con la Falla de San Pedro Mártir como ha sido postulado (Allen et al. 1960).

SEGMENTO CENTRO DE LA FALLA DE AGUA BLANCA.

El Valle de Agua Blanca ubicado al Este del Valle de Santo Tomás (Fig. 4), fue considerado por Allen et al (1960) como la localidad tipo para describir y definir a la Falla de Agua Blanca, exhibiendo rasgos fisiográficos clásicos de una falla de rumbo con un movimiento lateral derecho.

Al igual que en el segmento Este, en el Valle de Agua Blanca la Falla de Agua Blanca no es continua como una sola estructura; en este valle, el

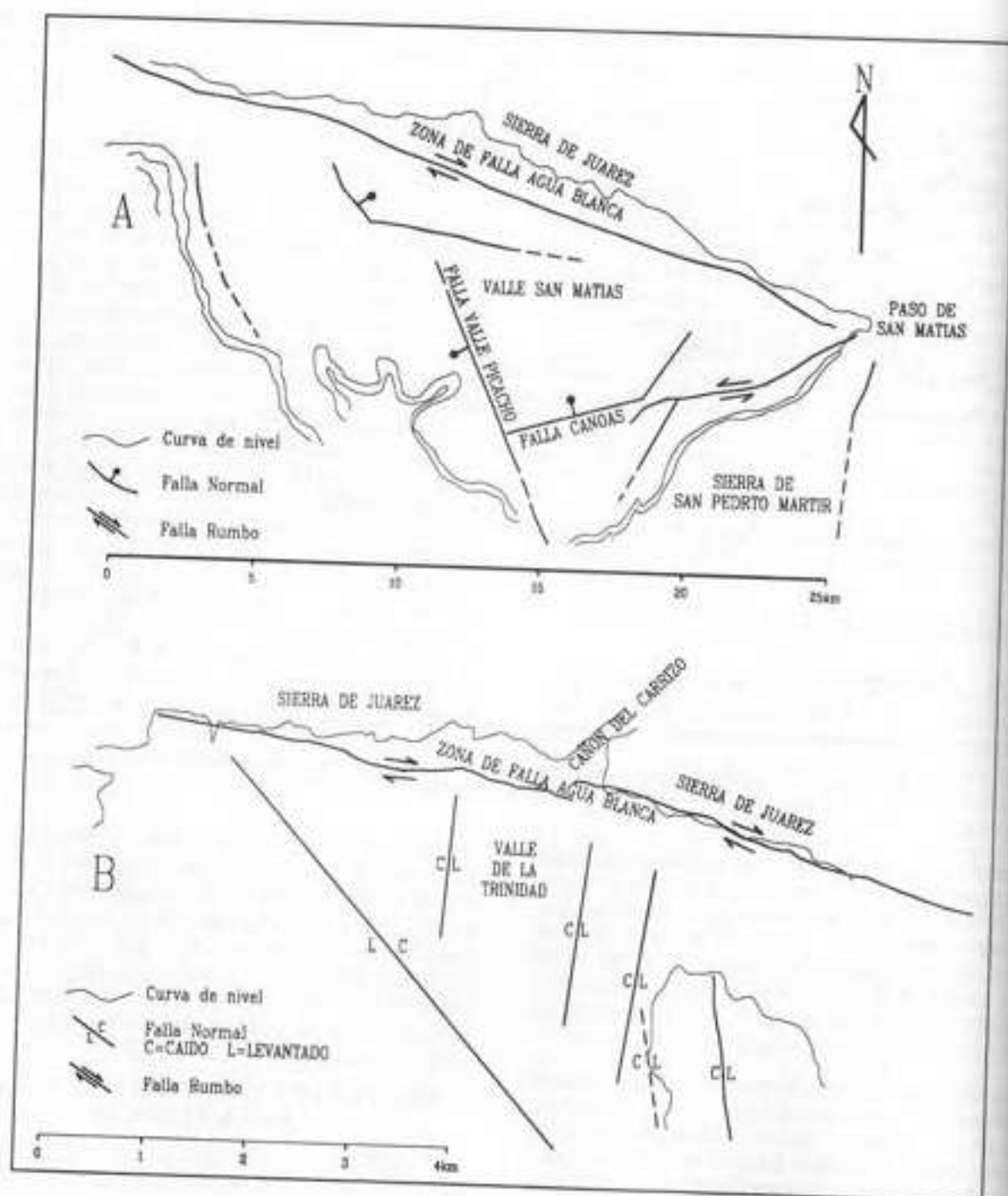


Fig. 5.- Principales estructuras tectónicamente activas del segmento Este de la Falla Agua Blanca en la región de los Valles Trinidad y San Matías. Los nombres de las Fallas Valle Picacho y Canoas son informales dados por Hilinski (1988).

movimiento que presenta la falla es derecho (Ortega, 1988; Rockwell et al., 1987), dando lugar a la formación de la cuenca del Valle de Agua Blanca (Fig. 5).

En este valle, la zona de falla de Agua Blanca tiene aproximadamente 1 km de ancho. La geometría de la falla es simple y consiste de dos segmentos orientados en sentido diestro (Fig. 6). Aproximadamente 500m al Oeste del Rancho Agua Blanca y en el primer escalón de la Falla de Agua Blanca, el trazo principal presenta una pequeña estructura hacia la izquierda, produciendo una estructura compresiva que es notoria en el valle (Fig. 6). Evidencias del movimiento de la falla pueden verse claramente en todo el valle a través de ríos y cañadas desviadas y/o cortadas, o abanicos aluviales igualmente cortados y desplazados.

Allen et al. (1960) al describir la Falla de Agua Blanca en esta región, estiman su velocidad de movimiento por el desplazamiento de un cuerpo geológico presente en el valle y cortado por la falla. Estos autores determinan que en la región del Valle de Agua Blanca el promedio de movimiento relativo de la Falla de Agua Blanca es de 5mm/año, sin embargo, no especifican en que período ubican esta velocidad de desplazamiento y además lo extrapolan a toda la falla a lo largo de sus 130 km de longitud. Sin embargo, son base únicamente en evidencias geológicas secundarias, como son los abanicos aluviales

disectados por la falla se han determinado velocidades que varían entre 4.7-10 mm/año (Ortega, 1988; Fig. 6).

Lo anterior queda igualmente sustentado a través del estudio de distribución de suelos y su cronología (Hatch y Rockwell, 1986; Rockwell et al., 1987; Hatch, 1987). Estos autores clasifican los suelos más recientes (menos de un millón de años) de Q_1 hasta Q_9 . La edad de estos suelos varía para Q_1 , Q_2 y Q_3 en menos de mil años; para Q_4 10.5×10^3 años, y de Q_5 a Q_9 una edad que varía de 150 a 495×10^3 años. De acuerdo con las fechas estimadas para cada Q , su distribución en el área, los autores anteriormente mencionados estiman las velocidades promedio de desplazamiento de la Falla Agua Blanca en el segmento central siendo éstas: de 4.05 mm/año para Q_4 ; para Q_5 entre 4.05 y 9.95 mm/año; para Q_6 se estima 6.1 mm/año y para Q_8 de 10.6 mm/año. De los datos anteriores se obtuvo que el valor promedio de desplazamiento de la Falla de Agua Blanca en este segmento es de 4 a 10 mm/año en el último millón de años.

SEGMENTO OESTE DE LA FALLA AGUA BLANCA.

Al Oeste del Valle de Agua Blanca se localiza el Valle de Santo Tomás, que al igual que el primero, está cortado longitudinalmente por la Falla de Agua Blanca. En este mismo valle la falla se bifurca en dos ramales que se extienden al Norte y Sur en forma paralela a la península de Punta Banda, (Fig. 4).

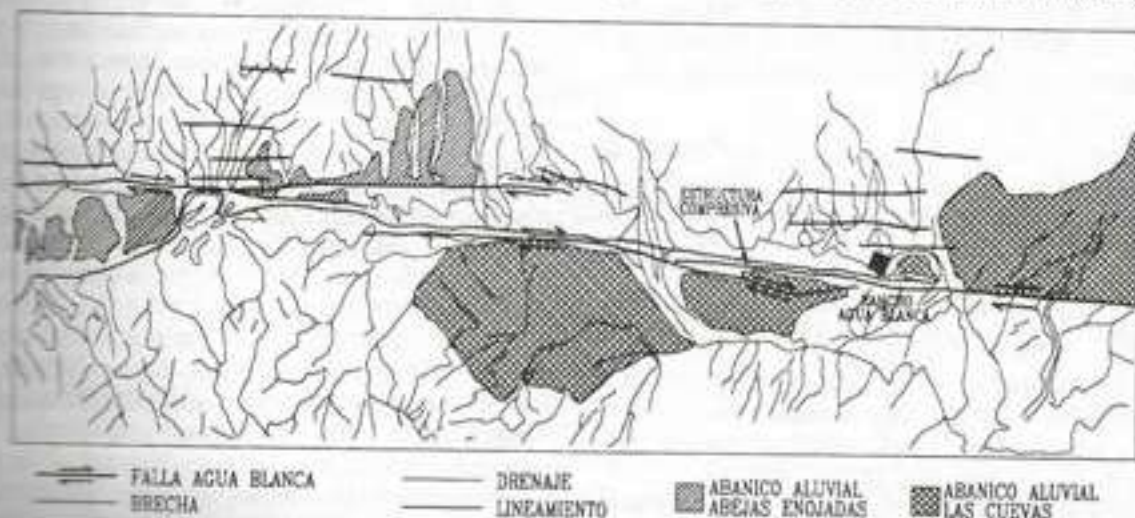


Fig. 6.- Distribución de abanicos aluviales en el Rancho Agua Blanca. El desplazamiento máximo medido entre un mismo abanico cortado por la Falla Agua Blanca es de 5 km. (modificado de Rockwell et al., 1987 y Ortega, 1988).

El Valle de Santo Tomás en su límite Sur, se encuentra limitado por la Falla de Santo Tomás, la cual se continua en dirección Oeste siguiendo al cañón del mismo nombre hasta llegar a la costa en donde establece una relación estructural poco entendida con la Falla de Soledad, la cual tiene una orientación SW (Fig. 7). También en este cañón la misma Falla de Santo Tomás se puede proyectar coincidiendo con el trazo de la Falla de Maximinos que limita al Sur a la península de Punta Banda. No obstante, la Falla de Maximinos se caracteriza por tener un movimiento lateral derecho. Por el contrario, la Falla de Santo Tomás se caracteriza por ser una falla con movimiento preferencialmente vertical; sin embargo, existen evidencias como son estriamientos en espejos de falla los cuales indican que la Falla de Santo Tomás tuvo movimiento horizontal, correspondiente al ancestro de la Falla de Agua Blanca. Esta estructura al reorientarse y formar el sector Norte, deja de tener movimiento de rumbo como principal y cambia a vertical lo que ocasiona que la falla adquiera características de una falla normal dando lugar al Valle de Santo Tomás (Armijo y Suárez, 1981).

Al Oeste del Valle de Santo Tomás y siguiendo la margen Norte de la península de Punta Banda, el sector Norte de la Falla de Agua Blanca (Fig. 7) se puede trazar como una sola falla hasta la latitud del Valle de Maneadero, en donde presenta un escalonamiento derecho en la zona del Estero de Punta Banda y se introduce al mar en la Bahía de Ensenada. En la Bahía de Ensenada sufre una deflexión y se orienta en dirección más NNW, uniéndose con el Sistema de Coronado Banks en la margen continental (Legg et al., 1991).

Aparentemente; el patrón estructural que presenta la Falla de Agua Blanca en la región de Punta Banda es muy simple; sin embargo, esta localidad geográfica se encuentra afectada por 3 fallas transversales que cortan a la península de Punta Banda en dirección NNW, cuyo origen está asociado al juego estructural entre el sector Norte y Sur de la Falla de Agua Blanca.

Las tres estructuras tienen un comportamiento similar, siendo éste de una falla normal que, a la vez de haber producido un desplazamiento vertical de bloques, generó un basculamiento en dirección SSW de los estratos de la Formación Rosario del Cretácico Superior (Gutiérrez y Suárez 1988) así como de las terrazas marinas cuaternarias desarrolladas al Norte y Sur de la península de Punta Banda (Rockwell et al., 1987) y en la zona de las Islas de Todos Santos (Pou, 1982; Quintanilla y Suárez, 1992).

EVOLUCION DE LA FALLA DE AGUA BLANCA.

La Falla de Agua Blanca es sin duda la estructura geológica activa mas evidente desarrollada en el Sur de Baja California, con evidencias a su vez de ser la más antigua dentro de aquellas que se consideran activas. Sus rasgos morfológicos así lo indican asociado a lo anterior su orientación está fuera del actual contexto tectónico regional. Esto es indicativo de que su origen no está relacionado al movimiento distensivo que generó al Golfo de California.

Tomando en consideración algunos aspectos de su carácter estructural y morfológicos se postula un posible origen de la Falla de Agua Blanca relacionado a una paleotransforme oceánica (Gastil et al., 1981). En este sentido el autor mencionado propone la existencia de una doble zona de subducción. La zona ubicada más al Este de la actual zona de subducción de la costa de Baja California fue la generadora del vulcanismo característico en el Mesozoico de Sur de Baja California y dejó de actuar al iniciar el Cretácico. La segunda zona de subducción da lugar al vulcanismo andesítico que constituye a la Formación Alisitos de Baja California (Armijo y Suárez, 1981; Suárez, 1991).

Debido a que la velocidad de consumo en la zona de subducción no fue constante a lo largo del tiempo, siendo mayor al Norte de la Falla de Agua Blanca (Gastil et al., 1981) se generó movimiento diferencial a lo largo de la zona de subducción. Los volcanes se fragmentaron arribando primero al sector norte y generaron el Sistema Transverso del Sur de Baja California, y el complejo actual de la región del Sur de Baja California. Cuando el extremo Este del ancestro de Agua Blanca arriba a la región peninsular el arco volcánico Alisitos se localizaba a una distancia de la trinchera que permitió que se desarrollaran bancos orgánicos (parte superior de Alisitos); el crecimiento estuvo limitado por la actividad volcánica en un ambiente de post-arco (Fig. 8) (Suárez, 1991). Al ser consumido uno de los segmentos de arco, se unió a la paleotransforme Agua Blanca, ésta manifestó en su posición actual continuando con movimiento relativo lateral izquierdo hasta el Cenozoico Temprano (Eoceno) que cambia a uno de rumbo lateral derecha. Este movimiento izquierdo es evidente en las estructuras identificadas primeramente en la margen continental, en donde Krausse (1965) reconoció a la Falla Santo Tomás como una estructura con un movimiento relativo lateral izquierdo. Asimismo, existen evidencias similares en los Valles de la Trinidad-San Matías (Hilinski, 1981).

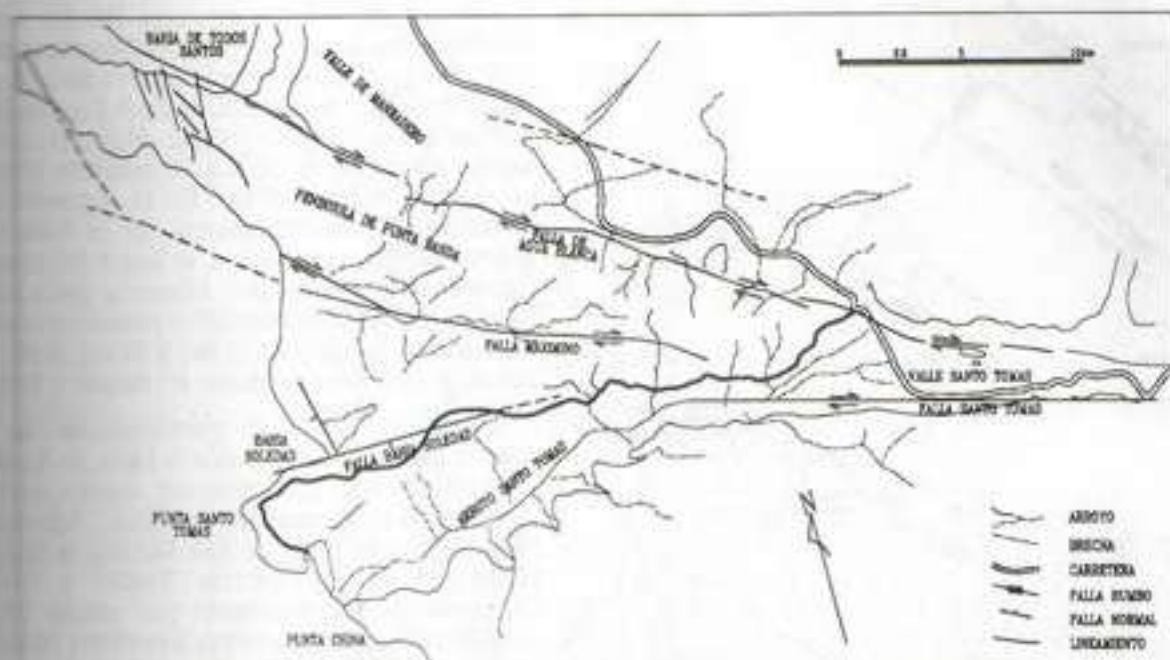


Fig. 7.- Principales elementos estructurales asociados al segmento Oeste de la Falla Agua Blanca en la región del Valle y Cañón de Santo Tomás y península de Punta Banda.

Agua Blanca (Rockwell et al., 1987; Ortega, 1988). Otras evidencias que se han observado y que han servido como referencias para apoyar el origen de la Falla de Agua Blanca como asociada a eventos tectónicos mesozoicos es el hecho que al Sur de la estructura, las anomalías gravimétricas regionales terminan abruptamente contra la falla. Es decir, si se observa el plano de anomalías gravimétricas regionales (Gastil et al., 1975) se aprecia que desde la región de Vizcaino y hasta la latitud de la Falla de Agua Blanca, existe una continuidad de las anomalías regionales, la cual se corta abruptamente contra la Falla de Agua Blanca. Otra evidencia de que Agua Blanca tuvo su origen en el Mesozoico, es la distribución de las facies volcánoclasticas marinas y de bancos orgánicos marinos de la Formación Alisitos que se extiende por más de 1300 km entre Baja California y Sonora (Gastil et al., 1981) y terminan drásticamente en la zona de la Falla de Agua Blanca. Al Norte de la Falla de Agua Blanca, no se desarrollaron las facies volcánicas y volcánoclasticas de la Formación Alisitos. Esta región está dominada por las litologías andesíticas de la misma Formación Alisitos y de la Formación Santiago Peak del Sur de California. Conjuntamente con lo anterior, se agrega que en los tres segmentos que constituyen la falla, y especialmente el Central y

Oriental, sus terminaciones sufren una deflexión de 15° al SW (Fig. 4). Este tipo de rasgos estructurales fueron observados por Tchalenko (1970) en su modelo de generación de fallas de rumbo y en especial el tipo de deflexión que presenta la Falla de Agua Blanca en los extremos de los segmentos descritos es típico de una falla de rumbo lateral izquierda.

En el Albiano Tardío el arco volcánico Alisitos que estuvo limitado por la Falla de Agua Blanca choca con el continente, sin que esto significara que cesara la actividad volcánica; ésta continúa por lo menos hasta el inicio del Cretácico Tardío (Maastrichtiano-Campaniano). Hacia el final del Cretácico se deposita la secuencia sedimentaria de la Formación Rosario, la cual se encuentra acunada contra la Formación Alisitos y está ampliamente distribuida a lo largo de la costa occidental del Estado de Baja California.

Durante el Cenozoico Temprano y hasta el Oligoceno la Falla de Agua Blanca evolucionó de paleotransforme oceánica a una falla de rumbo netamente continental ubicándose en su posición actual.

A partir del Mioceno y como consecuencia del proceso tectónico distensivo que origina al Golfo de

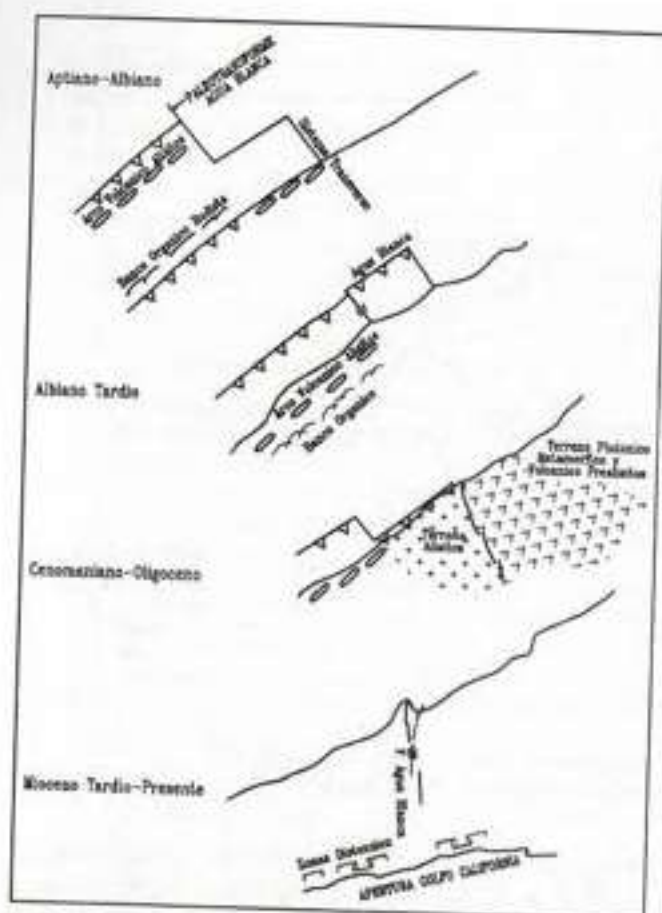


Fig. 8.- Modelo esquemático que muestra la evolución tectónica de la Falla de Agua Blanca en espacio y tiempo (modificado de Gastil et al., 1981 y Suárez-Vidal, 1987).

California, la Falla de Agua Blanca se reactiva cambiando su sentido de movimiento de rumbo a lateral derecho.

A partir del Mioceno Tardío y hasta el presente, parte del movimiento que se generó en la frontera de placas Norteamérica-Pacífico se absorbió y transfirió a través de las estructuras activas localizadas en la región Norte de la península, siendo una de éstas la de Agua Blanca, la cual desfogó su actividad en las estructuras localizadas en la margen continental de la península en el Océano Pacífico (Wong et al., 1987, Legg et al., 1991, Suárez, et al., 1991).

Los tres segmentos que constituyen a la Falla de Agua Blanca (25-35 km en longitud cada una) presentan evidencias de actividad cuaternaria. Allen et al. (1960) estimaron que el movimiento Cuaternario que ha tenido la falla es de 12-20 km. Esto se basa en el desplazamiento de un cuerpo granodiorítico ubicado en el Rancho Agua Blanca que promedia 5mm/año. Sin embargo, analizando por separado cada segmento,

se obtiene que la Falla de Agua Blanca tiene más desplazamiento en el segmento Oeste que en el Este. Mientras que en el segmento oriental la razón de desplazamiento horizontal es de 0.2 a 1 mm/año, el vertical es de 0.2 a 4 mm/año (Hilinski, 1988). En el segmento central es de 4 a 10 mm/año (Rockwell et al., 1987; Ortega, 1988). En el segmento Oeste la velocidad de desplazamiento de la Falla de Agua Blanca es más constante a lo largo del ramal Norte, variando de 4 a 6 mm/año. Mientras que a la rama Sur (del segmento Oeste) también conocido como Falla de Maximinos (Legg et al., 1991 y Wong et al., 1987) le asigna un desplazamiento no mayor a 1 mm/año.

Como se mencionó anteriormente, de los tres segmentos que constituyen a la Falla de Agua Blanca el oriental es el que presenta menos movimiento, siendo nulo en su extremo más Este. Aparentemente en la región del Paso de San Matías, la falla dejó de actuar en el Pleistoceno Tardío y durante el Cuaternario el movimiento que puede imprimirse al transferir el sistema de fallas San Pedro Mártir en esta zona es transferido a través de las fallas transversales Falla Valle Picacho y Canoas (Hilinski, 1988) que cortan a la Sierra de San Pedro Mártir en dirección NW y EW y dan origen a las depresiones en donde se localizan los Valles de San Matías y Trinidad. Sin embargo, no todo el movimiento que se pueda estar generando en la zona de confluencia de las estructuras activas del golfo y las peninsulares (posible zona de Puertecitos) (Fig. 9) se transfiere a la Falla de Agua Blanca, sino que una gran cantidad (se desconoce cuantitativamente) se transfiere al sistema de Fallas de Sierra Juárez y Falla de San Miguel (Meghan Miller comunicación personal, 1985), lo que ocasiona que la Falla de Agua Blanca en su extremo Este sea inactiva y por lo mismo se considere como una falla fósil en este sector. Lo que aún se desconoce es la cantidad de movimiento que tienen las fallas transversales que cortan a la Sierra de San Pedro Mártir y se unen a Agua Blanca a través de los Valles San Matías y Trinidad; sin embargo, aquí se considera que debe ser similar o igual a la cantidad medida en la región del Valle de Agua Blanca en el sector central. Para comprobar lo anterior, es necesario hacer un estudio estructural a detalle en la zona del Cañón de Dolores (Fig. 4) entre los Valles de Trinidad y Agua Blanca.

Con respecto al segmento central y occidental la cantidad de movimiento es más uniforme y en promedio es de 5 a 6 mm/año (Rockwell et al., 1987; Ortega, 1988); sin embargo, tomando los valores cronológicos de los suelos fechados en el Valle de Agua Blanca y la península de Punta Banda, se aprecia

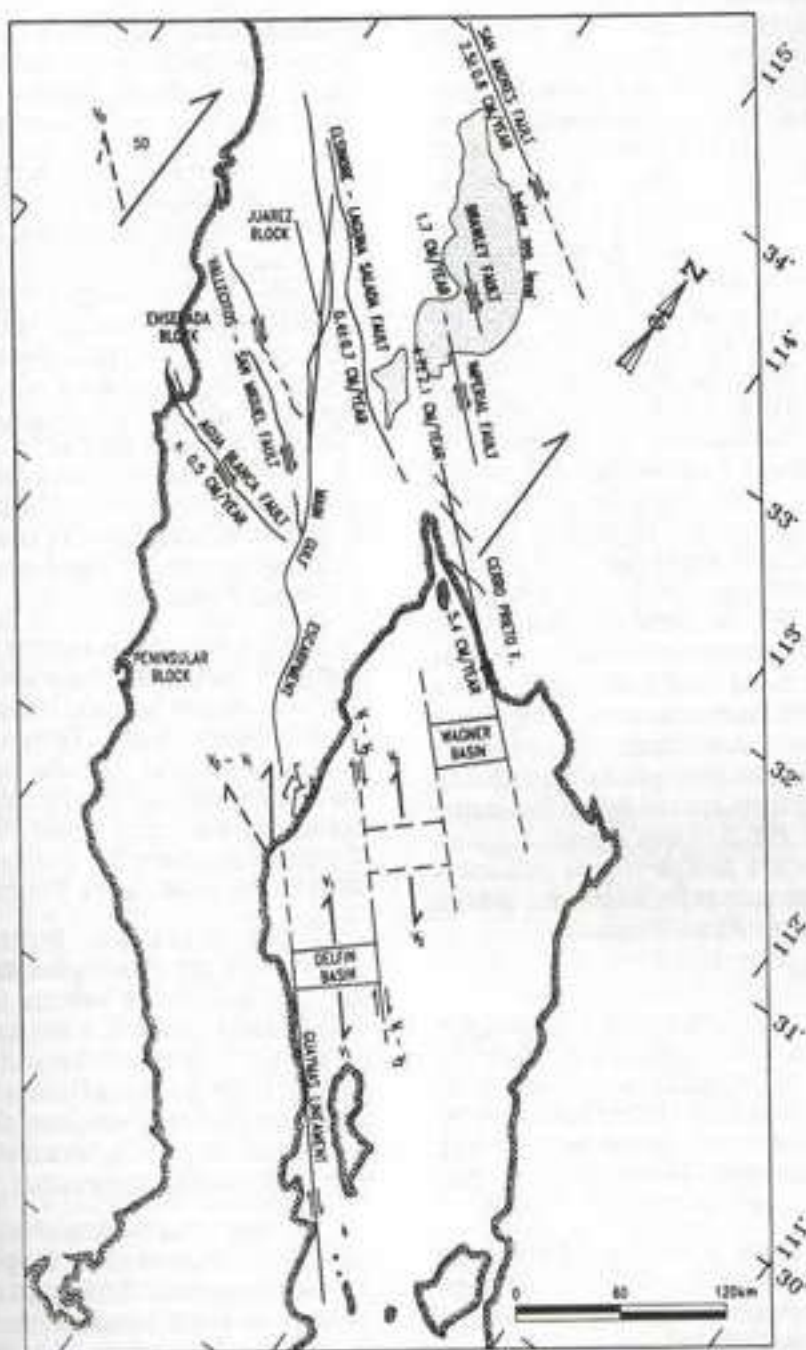


Fig. 9 - Mapa esquemático del Norte de la península de Baja California, Sur de California y Norte del Golfo de California, ilustrando la relación estructural entre ellas y su velocidad promedio de deslizamiento (modificado de Suárez-Vidal et. al., 1991).

que hay una mayor actividad en el segmento Oeste y específicamente en el sector Norte de la Falla de Agua Blanca. Aunado a lo anterior la componente vertical en Punta Banda es importante dando lugar al medio graben que constituye al Valle de Maneadero, el cual es una respuesta estructural a la deflexión que presenta la Falla de Agua Blanca al introducirse a la Bahía de Ensenada, en donde cambia su rumbo a N50W.

Conjuntamente con lo anterior, la Península de Punta Banda ha sido afectada por la conjugación de los movimientos que tienen tanto el ramal Sur como el ramal Norte de la Falla de Agua Blanca. El resultado es la formación de las fallas transversas que cortan a la península de Punta Banda las cuales han generado un régimen distensivo que basculan a la península en dirección SSW durante el Pleistoceno e inicio del Cuaternario. El porcentaje de extensión calculado en este sitio usando el método de Thompson (1960), modificado por Wernicke y Burchfield (1982) varió entre un 5% y 35% siendo el promedio 20% (Gutiérrez y Suárez, 1988). Esto se considera un valor alto de distensión para esta región considerando que para otras regiones de mayor actividad tectónica distensiva, los valores que se obtuvieron fueron menores (Angelier y Colletta, 1983). Esta misma deformación se observa en las Islas de Todos Santos contiguas a la península de Punta Banda; sin embargo, la cantidad de distensión es menor al 10% (Pou, 1982) lo que significa que en la zona de las islas tiende a desaparecer la influencia estructural de las dos ramas de la Falla de Agua Blanca presente en la península de Punta Banda.

CONCLUSIONES:

La Falla de Agua Blanca es la estructura geológica activa más antigua en la región Norte de la península de Baja California. Está orientada en una dirección N70°W diferente a la orientación preferencial N45°W que tienen todas las demás fallas activas en la misma región y que es el impuesto por el Sistema San Andrés-Golfo de California.

Su longitud es de 130 km y puede ser dividida en tres segmentos de aproximadamente 35-45 km de largo cada uno y se extiende desde el Paso de San Matías, al Este hasta la Bahía de Ensenada en el Oeste. Su movimiento relativo actual es de rumbo en sentido derecho; sin embargo, en su origen, la Falla de Agua Blanca estuvo asociada al proceso tectónico del Pacífico, uniendo a dos segmentos de una zona de subducción, y en ese tiempo el comportamiento fue de una paleotransforme con un movimiento relativo lateral izquierdo.

Asociado al proceso de apertura del Golfo de California durante el Mioceno Tardío la Falla de Agua Blanca se reactivó y cambió su sentido de movimiento al de una falla de rumbo con movimiento lateral derecho, conservando su orientación original.

Actualmente, los tres segmentos que constituyen a la falla se localizan: el primero y más oriental desde el Paso de San Matías hasta el Cañón de Dolores, al Oeste del Valle de la Trinidad; el central se extiende desde el Cañón de Dolores hasta el Valle de Santo Tomás, pasando por el Valle de Agua Blanca, que es donde Allen et al. (1960) describieron por primera vez a la Falla de Agua Blanca; el occidental se extiende longitudinalmente a lo largo del eje del Valle de Santo Tomás. Al inicio del Cañón de Santo Tomás, la Falla de Agua Blanca se bifurca formando las ramas Norte y Sur que flanquean a la península de Punta Banda. El ramal Norte conserva el nombre de Falla de Agua Blanca, mientras que el Sur se le conoce como Falla de Santo Tomás-Maximinos.

En los segmentos central y occidental la Falla de Agua Blanca, presenta escalonamientos en sentido derecho, lo que ha dado lugar a los mismos valles de Agua Blanca, Santo Tomás y Maneadero. En el segmento oriental, la Falla de Agua Blanca presenta un movimiento conjugado con dos fallas transversales que cortan a la Sierra de San Pedro Mártir, dándole una forma triangular a las dos cuencas que actualmente forman los Valles de la Trinidad y San Matías.

Basado en el estudio geomorfológico-estructural a lo largo de los tres segmentos de la Falla de Agua Blanca, se obtienen valores de desplazamiento en el Cuaternario, desde 0.1 mm/año en el extremo Este (Valle de la Trinidad) hasta 9 mm/año en el extremo Oeste (Valle de Agua Blanca y Punta Banda) siendo en promedio 5 mm/año, lo cual se considera bajo, dada la longitud de la falla, así como por las deformaciones plio-cuaternarias observadas.

De los tres segmentos, el occidental es el que mayor actividad cuaternaria despliega al reorientarse formando el ramal Norte y en este proceso, dar origen al Valle de Santo Tomás. En esta zona la Falla de Agua Blanca conjuntamente con la Falla de Maximinos (ramal sur de Agua Blanca) generan una deformación en la península de Punta Banda, a través de un sistema secundario de fallas transversas a la península, mismas que producen un basculamiento de los estratos de la Formación Rosario y de las terrazas marinas cuaternarias de Punta Banda.

No obstante que hay evidencias geológicas que atestiguan la actividad cuaternaria de la Falla de Agua Blanca, la actividad sísmica asociada es nula o casi nula. Históricamente no se sabe de la ocurrencia de un temblor mayor que haya sido generado por la falla. La actividad microsísmica es muy baja y está asociada, más que todo, a la prolongación de la Falla de Agua Blanca fuera de la costa (González y Suárez, 1984); en la zona continental, no más de 10 temblores de $M_L \geq 3.0$ han sido detectados por la red sismológica del CICESE (RESNOR) en un período de 13 años. Comparado con otras fallas igualmente activas en el Norte de Baja California, en donde ese número de temblores puede ser generado tan solo en un período de días.

Tomando en consideración lo anterior y conjuntamente con las evidencias geológicas, no se descarta el que la Falla de Agua Blanca pueda generar un temblor de $M_L \geq 6.0$. De acuerdo con Rockwell et al. (1987) la posibilidad de que un temblor de dicha magnitud ocurra en cualquiera de los segmentos de la Falla de Agua Blanca es de cada 200 a 300 años, produciendo rupturas superficiales con desplazamientos horizontales entre 0.5 y 1.5 m.

Lo anterior es importante en lo que concierne a la estimación del riesgo geológico que significa para la región de Ensenada; sin embargo, el dato de ocurrencia para un temblor de $M_L \geq 6.0$ de 200-300 años es impreciso, debido a que no se conoce cuando ocurrió el último temblor de esa magnitud. Sin embargo, desde un punto de vista tectónico, el valor estimado de desplazamiento de 0.5 a 1.5 m es altamente significativo porque esta cantidad de movimiento sería suficiente para compensar parte del desplazamiento que se genera a lo largo de la frontera entre las Placas Pacífico y Norteamérica, en la región Norte del Golfo de California.

Si se acepta que la cantidad promedio de desplazamiento relativo entre las placas de Norteamérica y Pacífico es de 5-6 cm/año, pero que en la parte Norte del Golfo de California esta cantidad de desplazamiento es únicamente de 3-4 cm/año, entonces la diferencia con respecto al Sur del Golfo, debe estar distribuida a través de estructuras localizadas en la región peninsular y en su margen continental en el Océano Pacífico (Fig. 9). De lo anterior, se concluye que si la Falla de Agua Blanca efectivamente genera temblores que a su vez producen desplazamientos del terreno del orden de entre 0.5 a 1.5 m cada 300 años esta falla estará contribuyendo con 0.5 a 1 cm por año, cantidad que debería sumar a las producidas por las demás fallas

activas que se conocen tanto en Baja California Norte como en el Sur de California y sus márgenes continentales, y en su conjunto generar los 5-6 cm por año de desplazamiento relativo entre las placas de Norteamérica y Pacífico a lo largo de su frontera en el Golfo de California.

AGRADECIMIENTOS:

El autor desea agradecer los comentarios y opiniones aportados por los árbitros que revisaron el trabajo; así como a la Sra. Lupita Fuentes por su paciencia y contribución en la corrección y edición del texto y a Victor Manuel Frías quien efectuó el trabajo de edición de dibujos y mapas.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- Allen, C., L. Silver, and F. Stehli, 1960, Agua Blanca Fault a major transverse structure of Northern Baja California México: Geological Society of America Bulletin, V. 71 p. 457-482.
- Angelier, J., B. Colletta, J. Chrowietz, L. Ortlieb, and C. Rangin, 1981, Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, México: Journal of Structural Geology, V. 3, p. 347-357.
- Angelier, J. and B. Colletta, 1983, Tension fractures and extensional tectonics: Nature, 301: 49-51.
- Armijo, R. and F. Suárez, 1981, Neotectonics of the Northern Baja California: Geological Society Of America Abstracts with Programs, Cordilleran Section Meeting, Hermosillo, México 42 p.
- Carey, S. 1958, The Tectonic approach to continental drift, in continental drift-a symposium: Hobart, University Tasmania, 355 p.
- Dokka, K., and R. Merriam, 1982, Late Cenozoic extension of Northeastern Baja California, México: Geological Society Of America Bulletin V. 93, p. 371-378.
- Gastil, R. G., and W. Jensky, 1973, Evidence for strike-slip displacement beneath the trans-mexican volcanic belt: Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andres Fault Systems: Ed. Robert L. Kovach and Amos Nur, Stanford University Publication, Geological Sciences, Vol. XIII, p. 171-186.
- Gastil, R. G., R. Phillips, and E. Allison, 1975, Reconnaissance Geology of the State of Baja California: Geological Society Of America Memoir 140, 170 p.

- Gastil, R. G., D. Krummenacher, and J. Minch, 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: Geological Society Of America Bulletin, V. 90, p. 839-857.
- Gastil, R. G., G. J. Morgan, and D. Krummenacher, 1981, The tectonic history of peninsula California and adjacent México, in W.G. Ernest, ed. The geotectonics development of California, Ruby Volume 1: Englewood Cliffs, N.S. Prentice Hall, Inc., p. 284-306.
- González, J.J. and F. Suárez, 1984, Geological and seismic evidence of new branch of the Agua Blanca fault: Geophysical Research letters, V. 11, No. 1, p. 42-45.
- Gutiérrez-Gutiérrez, A. y F. Suárez-Vidal, 1988, Reconstrucción tectónica de la falla de Agua Blanca en la Bahía de Ensenada de Todos Santos, Baja California, México: Revista de Ciencias Marinas, Vol. 14, No. 2, p. 15-27.
- Hamilton, W., 1971, Recognition on space photographs of structural elements of Baja California: USGS professional paper, 718, 26 p.
- Harrington, J.M., 1981, A geophysical investigation of Valle de la Trinidad, Baja California, México, M.S., Thesis, San Diego State University 154 p.
- Hatch, M., T. Rockwell, 1986, Neotectonics of Agua Blanca Fault, Agua Blanca Valley, Northern Baja California, México: Geological Society Of America Abstract Program Cordilleran section meeting Los Angeles, p. 114.
- Hatch, M., 1987, Neotectonics of the Agua Blanca Fault, Valle Agua Blanca, Baja California, México: M.S. Thesis San Diego State University.
- Hilinski, T. 1988, structure and Quaternary faulting about the eastern terminus of the Agua Blanca fault, Baja California, México: M.S. Thesis San Diego State University, 91 p.
- Hausback, P.B., 1984, Cenozoic Volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, México: In, Virgil, A. Frizzell Jr. Ed., Geology of the Baja California Peninsula Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Pacif. section, No. 39, p. 219-236.
- Johnson, L.T., J. Madrid, and T. Koczyński, 1976, A study of microseismicity in Northern Baja California, México: Seismological Society of America, Bulletin, V. 66 p. 1921-1929.
- Kovach, R., C. Allen and F. Press, 1962, Geophysical investigation in the Colorado Delta region: Journal of Geophysical Research, V. 67, No. 7, p. 2845-2871.
- Krause, D.C., 1965, Tectonics, bathymetry and geomagnetism of the Southern continental borderland West of Baja California, México: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA Bulletin, V. 76, No. 6, p. 617-650.
- Legg, M., V. Wong, and F. Suárez-Vidal, 1991, Geologic structure and tectonics of the inner Continental Borderland of Northern Baja California: In Paul Dauphin and Bernard S. moned, ed., The Gulf of California and Peninsular Province of the Californias. AAPG Memoir, 57 p. 145-177.
- Lomnitz, C., F. Mooser, C.R. Allen, J.N. Brune and W. Thatcher, 1970, Sismicidad y Tectónica de la gran región Norte del Golfo de California, México, Resultados Preliminares: Boletín Geofísica Internacional, V. 10, No. 2, p. 37-48.
- Menard, H., 1960, The East Pacific Rise: Science, No. 132, p. 1737-1746.
- Normark, W.R., and J.R. Curran, 1968, Geology and Structure of the tip of Baja California, México: Geological Society Of America, Bulletin, V. 79, p. 1589-1600.
- Ortega A., 1988, Neotectónica de un sector de la Falla de Agua Blanca, Valle de Agua Blanca (Rancho La Cocina-Rancho Agua Blanca) Baja California, México: Tesis de Maestría en Ciencias, CICESE, 146 p.
- Pou, A.S., 1982, Estudio de la tectónica de las Islas de Todos Santos, B.C., México: Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, UABC, 45 p.
- Quintanilla-Montoya, A. y F. Suárez-Vidal, 1992, Origen del depósito sedimentario de la Isla Norte de Todos Santos, B.C., México: Revista de Ciencias Marinas, V. 18, No. 1, p. 1-18.
- Reyes, A. J.N. Brune, T. Barker, L. Canales, J. Madrid, C. Rebollar, and L. Munguia, 1975, A microearthquake survey of the San Miguel fault zone, Baja California, México: Geophysical Research Letters, No. 2, p. 56-59.
- Rockwell, K.T., E.M. Hatch and L.D. Shug, 1987, Late quaternary rates Agua Blanca and Borderland faults: Final Technical report USGS, contract No. 14-08-0001-22012, 122 p.

- Rusnak, G.A., and R.L. Fisher, 1964, Structural history and evolution of Gulf of California: In Van Andel, T. H., and Shore, G.G., Jr ed, Marine Geology of the Gulf of California - A Symposium: AAPG, Memoir No. 3, p. 144-156.
- Shore, G.G. Jr., and E. Roberts, 1958, San Miguel, Baja California Norte earthquakes of February 1956: Seismological Society of America, Bulletin, V. 48, p. 101-116.
- Sock, M.J., 1988, Kinematic constraints of the evolution of the Gulf of California extensional province, Northeastern Baja California: Ph D thesis, Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts, 128 p.
- Suárez, F. 1987, The Alisitos formation Calcareous Facies early cretaceous episodes of tectonic calm: Revista de Ciencias Marinas, Vol. 13, No. 3, p. 131-154.
- Suárez-Vidal F., R. Armijo, G. Morgan, P. Bodin, and R. G. Gastil: 1991, Framework of recent and active faulting in Northern Baja California: In Paul Dauphin and Bernard Simoneit ed. The Gulf and Peninsular Province of the Californias, AAPG, Memoir No. 47 p. 285-300.
- Tchalenko, J., 1970, Similarities between shear zones of deficient magnitudes: Geological Society Of America Bulletin, V. 81, p. 1625-1640.
- Thompson, G.A., 1960, Problem of late Cenozoic structure of The Basin and Range. Modes of extensional tectonics: Proceeding of the 21st. International Geological Congress Copenhagen 18 p. 62-68.
- Wernicke, B. and B.C. Burchfiel, 1982, Modes of extensional tectonics: Journal of structural Geology, V. 4, No. 2, p. 105-115.
- Wilson, J.T., 1965, A new class of faults and their bearing on continental drift: Nature, No. 207, p. 343-347.
- Wong, V., M. Legg y F. Suárez-Vidal, 1987, Alallamiento y riesgo sísmico en la margen continental del Sur de California y Baja California Norte: Revista Geofísica Internacional V. 26, No. 3, p. 459-478.

MARCO TECTÓNICO PARA LA DEPOSITACIÓN DE SECUENCIAS DE TEMPESTITAS, EN LA FORMACIÓN ROSARIO EN BAJA CALIFORNIA [CAMPANIANO-MAASTRICTIANO]

J. Ledesma Vázquez.
Facultad De Ciencias Marinas
Universidad Autónoma de Baja California
Apdo. Postal 453, Ensenada, B.C., 22800

RESUMEN

Existen diferencias apreciables entre las secuencias sedimentarias resultado de la acción de procesos de tormenta, en base al marco tectónico bajo el cual se desarrollaron. En márgenes continentales activos los depósitos son mucho más potentes en varios ordenes de magnitud que para márgenes continentales pasivos. Además en las márgenes de alto tectonismo, las secuencias preservadas son generalmente transgresivas y para el segundo tipo regresivas. Estas características son observadas para la parte superior de la Formación Rosario [Campaniano-Maastrichtiano], representadas en tres localidades de la costa noroccidental de la península de Baja California. En base a los grandes espesores encontrados así como en su carácter amalgamado transgresivo se determinó que esta secuencia sedimentaria se formó dentro de un ambiente de alto tectonismo. Las areniscas que constituyen a las unidades sedimentarias son del tipo litoarenitas feldespáticas. La depositación se llevó a cabo dentro de una cuenca de frente de arco, posterior a los eventos principales de la formación de un arco magmático hace 95 millones de años.

ANTECEDENTES

Los depósitos sedimentarios resultados de eventos de tormenta denominados *TEMPESTITAS* [Ager, 1973], se encuentran representados en el registro estratigráfico con una frecuencia mayor a la esperada tomando en cuenta a las características de su génesis. La adecuada interpretación de estos

depósito ha sido intentada cada vez con mayor frecuencia durante los últimos años [Bourgeois, 1982; Dott y Bourgeois, 1982; Swift *et al.*, 1983; Walker, 1984; Allen y Pound, 1985; Duke, 1985; Southard *et al.*, 1990], de todos los estudios realizados el consenso alcanzado indica que el mecanismo de generación de estos depósitos es sin lugar a dudas una tormenta, la cual produjo un conjunto de estructuras sedimentarias características de la zona infralitoral hasta la parte interna de la plataforma, destacando entre estas estructuras sedimentarias la *ESTRATIFICACIÓN CRUZADA HAMACADA* [ECH] [Harms *et al.*, 1975] y la *ESTRATIFICACIÓN CRUZADA ACUNADA* [ECA] [Duke, 1980], las cuales se consideran producto de flujos oscilatorios anorbitales. Así también es posible identificar las icnofacies asociadas a estos depósitos [Seilacher, 1976; Walker, 1984] como *Glossifungites* transicionales a *Skolithos*, las cuales reflejan la presencia de organismos presentes en un medio arenoso inestable.

Una vez determinadas todas las características mediante las cuales es posible realizar la adecuada identificación de este tipo de depósitos [Walker, 1984; Ledesma Vázquez, 1991], se propusieron modelos idealizado para las tempestitas [Krisa, 1981; Dott y Bourgeois, 1982] que pudiera ser utilizado como un modelo semejante a la secuencia Bouma para las turbiditas. Sin embargo se observó que los dos modelos propuestos representan marcadas diferencias que han sido atribuidos a diferentes regimenes tectónicos [Mitchell & Reading, 1986], en el de Krisa [1981] se considera una margen continental estable, representada por el Western

menor Seaway [Jurásico-Cretácico] de Norteamérica, mientras que el de Dott y Bourgeois [1982] fue propuesto en base a las condiciones activas de la margen del Pacífico de Norteamérica desde el Cretácico.

Para el modelo de bajo tectonismo, las características más relevante incluyen que el espesor máximo alcanzado es menor a los 50 m. y que se trata de una secuencia regresiva. Mientras que la penetrada en la margen continental activa presenta espesores muy superiores a los 50 m y que pueden alcanzar hasta 200 m siendo secuencias de tipo transgresivo, pero no retrogradacionales, ya que este tendería a destruir a las secuencias ya acumuladas.

En la península de Baja California, es posible observar la presencia de secuencias estratigráficas resultado de procesos asociados a tormenta, cuyos rasgos sugieren su formación dentro de una margen continental activa.

AREA DE ESTUDIO

Se estudiaron tres diferentes localidades dentro de la Formación Rosario [Campaniano-Maastrichtiano][Beal, 1924], en la costa noroccidental de Baja California (Figura 1). La primera localidad, Los Indios, se encuentra 22 km. al norte de la ciudad de Ensenada, en la Mesa de Los Indios, representada por una sección de poca potencia, su posición estratigráfica se determinó por la presencia de fragmentos de *Coralliochama orcutti* (White, 1885), la cual representa una edad Cretácico superior. Los estratos cretácicos casi horizontales se presentan en discordancia sobre rocas graníticas del Batolito Peninsular.

En la parte sur de la Bahía de Todos Santos, se encuentra la península de Punta Banda. La localidad se ubica sobre los cantiles y terrazas presentes en el área denominada Rincón de la Ballena.

La posición estratigráfica se determinó nuevamente por la presencia de *Coralliochama orcutti*. Aquí, la sección estudiada en detalle mide tan solo 15 m, pero el grosor total de la columna supera los 10 m. La presencia de varias fallas activas [Punta Banda y Rincón; Rockwell *et al.*, 1989] impide correlacionar adecuadamente unidades superiores de manera segura, con más de 9 m de desplazamiento vertical, aunado a lo accidentado del terreno, siendo el echado promedio para las capas

de 30°.

La tercer zona estudiada denominada Peñasco La Lobera se localiza a 80 km. al sur de Ensenada, sobre la costa, en una área dominada por terrazas cuaternarias las cuales se encuentran formadas principalmente por rocas sedimentarias de la Formación Rosario, en un cinturón paralelo [a rumbo] a la costa por más de 5 km., con espesores superiores a los 60 m y con echados hacia el oeste menores a los 10°, en discordancia angular con la Formación Alisitos del Cretácico Inferior. La posición estratigráfica se determinó en base al trabajo que para la zona desarrollo Bárcenas Pazos en 1988.

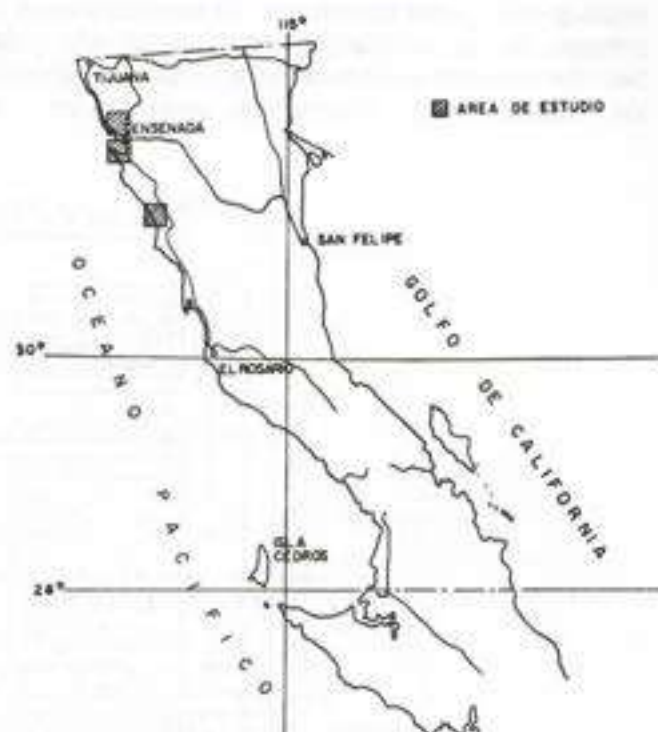


Figura 1. Localización del área de estudio en afloramientos para la Formación Rosario,

indicando en sus resultados que las capas aquí encontradas corresponden también al Cretácico superior.

MÉTODO

Se midió por lo menos una sección estratigráfica en cada una de las localidades visitadas. Se prestó particular interés a las estructuras sedimentarias producto de procesos asociados con tormentas

Sobre un contacto normal se presenta sobre yaciendo a la unidad anterior una capa de caliza arenosa de color naranja pálido, dentro de esta unidad se presentan excelentemente desarrolladas estructuras tipo ECA con una longitud hasta de 4 m y un espesor de 60 cm.

Rincón de la Ballena

En esta localidad se midieron 15 m de sección continua debido al alto fallamiento que afecta a la zona, observándose en particular desplazamiento de las temazas desarrolladas en la zona. El echado de la

sección es de 31°N.

La base de la columna (Figura 3) esta constituida por una lodolita de color gris verdoso masiva sin evidencias de bioturbación, su contacto superior es erosivo dando paso a una arenisca de grano grueso con fragmentos subangulares de tamaño guijarro en la parte baja de la capa, de origen volcánico que se encuentran diseminados dentro de la arenisca. El resto de esta arenisca presenta ECA con juegos de estructuras de 20 a 50 cm. de longitud. Sobre un contacto muy marcado se encuentra una capa fina de lodolita similar a la primera, presentando en esta segunda icnofósiles de tipo *Thalassinoides*.

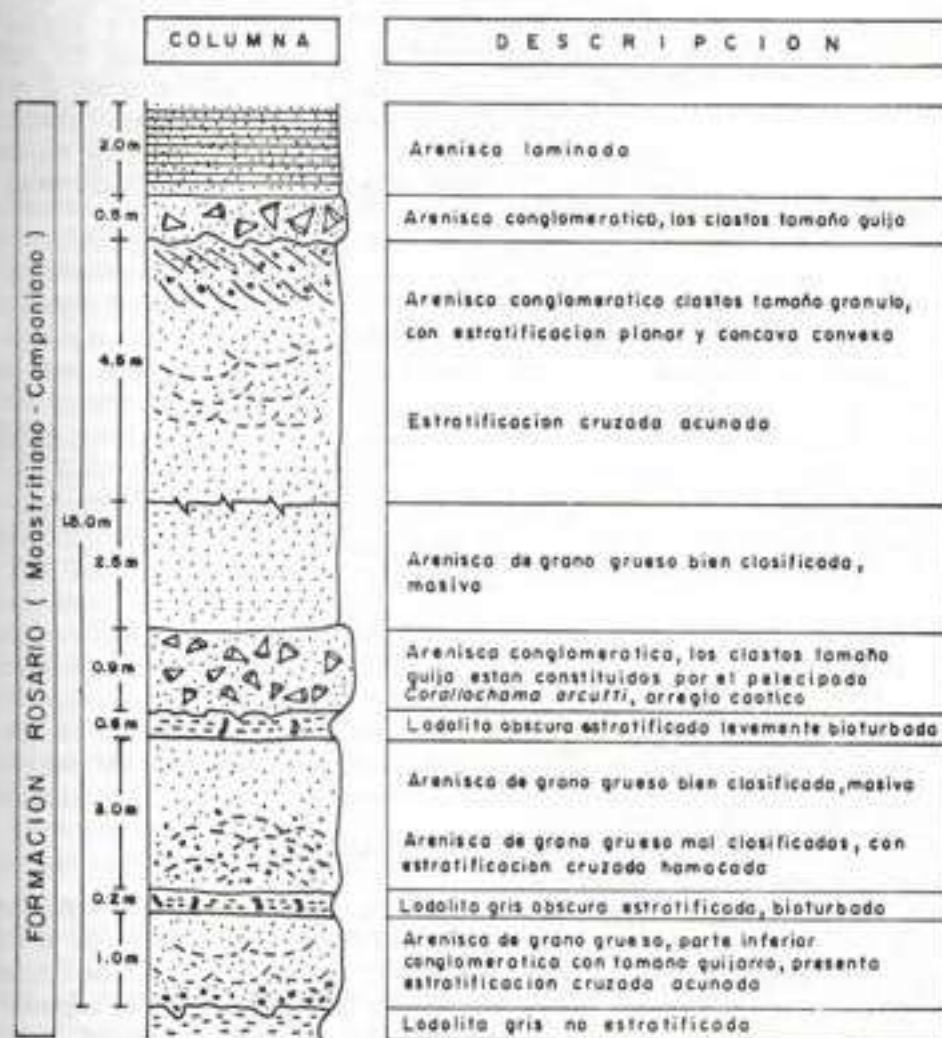


Figura 3. Sección estratigráfica en Rincón de la Ballena.

El contacto superior es erosivo depositándose sobre este una capa de arenisca gruesa pobremente clasificada en su parte basal con fragmentos angulosos tamaño guijarro, siendo su parte superior compuesta por una capa de la misma arenisca ahora bien clasificada presentando ECH con dimensiones de hasta 2 m de longitud y 40 cm. de profundidad.



Figura 4. Área de estudio en Peñasco La Lobera.

La capa superior es una lodolita oscura ligeramente bioturbada, sobre la cual en contacto erosivo se presenta una arenisca conglomerática en la cual los fragmentos tamaño guija gruesa corresponden a fósiles individuales del rudista *Corallichama orcutti*, estos se encuentran fragmentados y con evidencias de haber sido transportados, así como flotando dentro de la matriz que forma la arenisca. La capa cambia gradualmente a una arenisca gruesa bien clasificada en la cual en su parte media presenta ECA de 1 m de longitud y 20 cm. de profundidad, en la parte superior de esta arenisca nuevamente se observan fragmentos gruesos tamaño guija derivados de rocas volcánicas, presentando estratificación planar y concava-

convexa, en juegos de 20 y 30 cm. de espesor. Sobre un contacto erosivo se repite una capa de arenisca gruesa con fósiles de rudista dentro de la cual se repite la descripción con anterioridad. Sobre el contacto marcado se presenta una arenisca con laminación. Topográficamente se ha alcanzado la primera terraza resultado de la presencia de las fallas descritas por Rockwell *et al.* en 1989, en donde se puede observar que la sección continúa por más de 50 m en la segunda terraza pero es inaccesible.

Las capas en las cuales se presentan los ejemplares de *Corallichama orcutti*, han sido descritos como un arrecife [Saul, 1970] por su gran abundancia y su estado de conservación, sin embargo los ejemplares se encuentran flotando dentro de una matriz arenosa, de manera caótica, con evidencias de fragmentación o retransporte, por lo cual se considera que estas capas representan un depósito del tipo residual [lag deposit; Bourgeois, 1980] asociado con oleaje de tormenta.

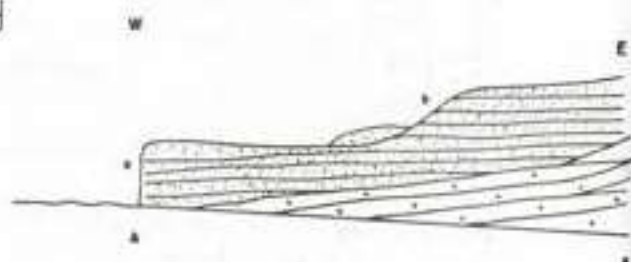


Figura 5. Perfil A-A' en la localidad Peñasco La Lobera.

Peñasco La Lobera

Cinco secciones fueron medidas en el cantil costero y dos más en el cantil de la segunda terraza (Figura 4). De estas se describe únicamente una de la porción inferior y una de la superior debido al alto grado de similitud, resultado de ser del tipo amalgamado descrito por Dott y Bourgeois (1982), por lo cual presentan gran similitud o repetición de secuencias.

Las capas pertenecientes al Cretácico superior se encuentran casi horizontales con echados menores de 5°W con rumbo N-S, que se encuentran en contacto discordante angular con capas de la Formación Alisitos del Cretácico inferior de origen eolocástico (Figura 5).

La sección costera (Figura 6) inicia con una arenisca pobremente estratificada no bioturbada, sobre la cual y en contacto erosional se encuentra una arenisca de grano grueso con fragmentos tamaño guano angulosos claramente procedentes de la Formación Alisitos, esta capa es lateralmente irregular con variaciones de 15 cm. a 1 m. El contacto superior es muy marcado encontrándose una arenisca laminada verde oscura, sobre esta capa en contacto erosivo se presenta una arenisca de grano grueso que posee corales [DOMICHNIA] del tipo *Psilonichus* y bajo este contacto de arenisca en esta y las capas sucesivas similares se presenta *Bergauria* y *Gastropoda* [DOMICHNIA], los cuales han sido identificados en la mayoría de los casos por la arenisca conglomerática o una brecha.

Sobre la capa de arenisca se presenta de forma erosiva una brecha arenosa de tamaño guano fino, en donde se encuentran abundantes fragmentos fósiles como *Ostrea* sp. y espinas de *Odontaspis* sp. En esta capa la estratificación muestra esta pobremente desarrollada existiendo varias superficies de reactivación. Gradualmente la brecha pasa a una arenisca media moderadamente clasificada, con abundante estratificación cruzada planar que indica un flujo hacia el Oeste. En contacto erosional se presenta otra brecha semejante a la de las capas inferiores, esta brecha gradúa a una capa de arenisca muy similar a la que presenta estratificación cruzada planar abundante. La última capa de la sección corresponde a una arenisca de grano medio, pobremente laminada que presenta ondulitas simétricas, con un patrón que indica flujo hacia el Oeste.

Los espesores totales varían lateralmente y los mostrados en la figura 6 corresponden a valores de un solo sitio. La sección descrita anteriormente puede presentar una variante dado por la presencia de un canal relleno por una brecha tamaño guano grueso a guija de fragmentos volcánicos claramente derivados de la Formación Alisitos, este canal puede variar de 2 a 10 m de ancho y

profundidades de 1 a 5 m. La interpretación asociada a este tipo de canales es el de representar los reflujos subsuperficiales desarrollados durante una tormenta.

Para la sección medida en la segunda terraza (Figura 7) se puede observar claramente (Figura 5) que se trata de una porción superior de la columna medida en el cantil costero, sin embargo al desarrollarse la primer terraza erosionó parte de la columna y aunado a la presencia de fragmentos derivados de los cantiles y la vegetación de la zona más de 30 m de sección han sido cubiertos.

El afloramiento muestra en su base una brecha pobremente clasificada similar a las anteriormente descritas dentro de una matriz arenosa graduando hacia la parte superior hacia una arenisca de grano fino presentando un contacto superior erosivo y que al igual que la sección inferior costera también contiene icnofósiles de tipo DOMICHNIA.

La secuencia de brecha arenosa gradúa hacia arenisca fina pobremente clasificada con algunos fragmentos angulosos con la presencia de fósiles. Sobre un contacto erosivo se presenta una arenisca bien clasificada de grano fino la cual a su vez infrayace a una brecha arenosa.

La sección se repite en numerosas ocasiones con la presencia de ECA y marcas de estructuras de carga estas segundas en los contactos. La repetición de las capas nos indica el modelo amalgamada propuesto por Dott y Bourgeois en 1982.

El espesor total para la sección desde la costa a la segunda terraza es de más de 80 m.

EDAD

La edad Cretácico tardío de las secuencias descritas en este trabajo se han asignado en base al estudio realizado por Bárcenas Pazos en 1988, en el cual ella colectó en diferentes afloramientos incluyendo los que corresponde a este estudio, identificando los fósiles de 6 pelecipodos, 2 briosuarios, 3 equinoideos y 3 bivalvos. De manera particular ella indica la presencia de *Corallochama arcuata* como fósil índice del Cretácico tardío. En sus resultados interpreta el ambiente de deposición como somero [menos de 10 metros] en base al conjunto obtenido y observa el alto grado de fragmentación y lo atribuye a un transporte y redeposición bajo condiciones de alta energía.

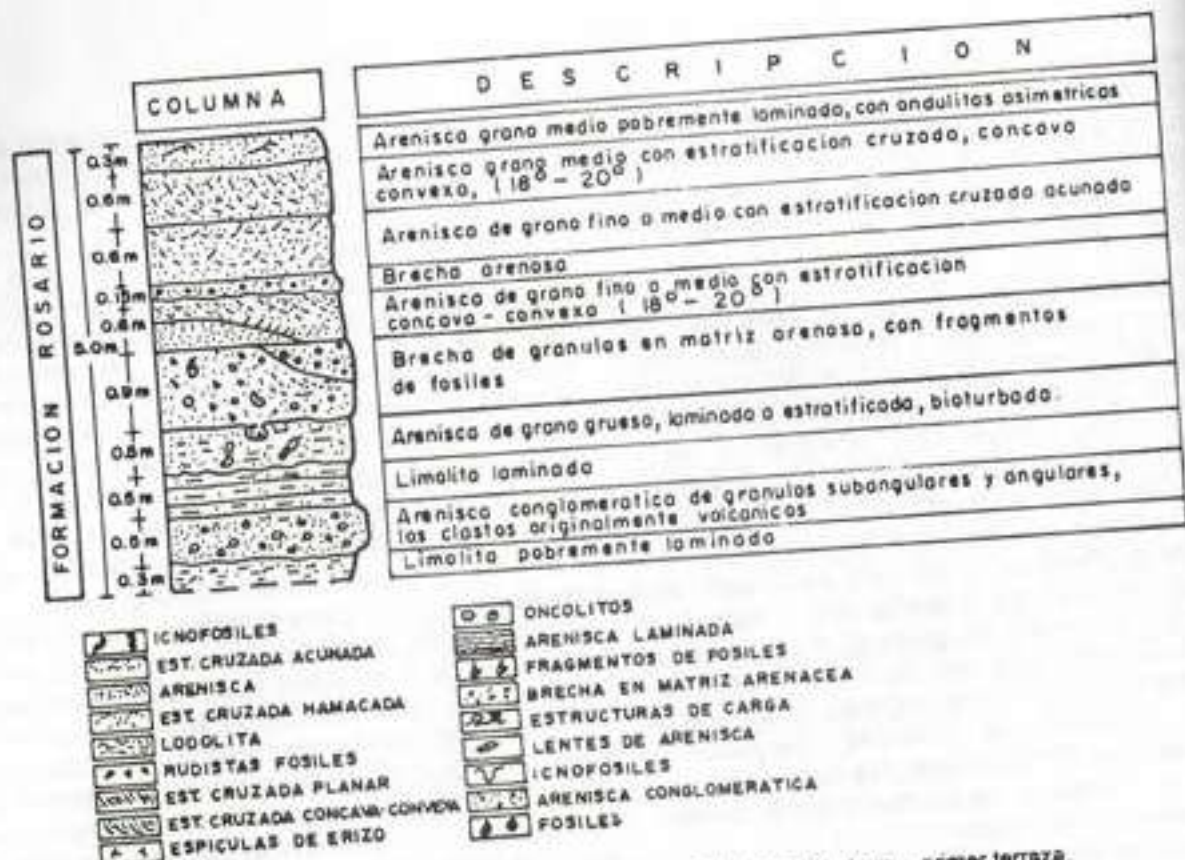


Figura 6. Sección estratigráfica en la localidad Peñasco La Lobera, primer terraza.

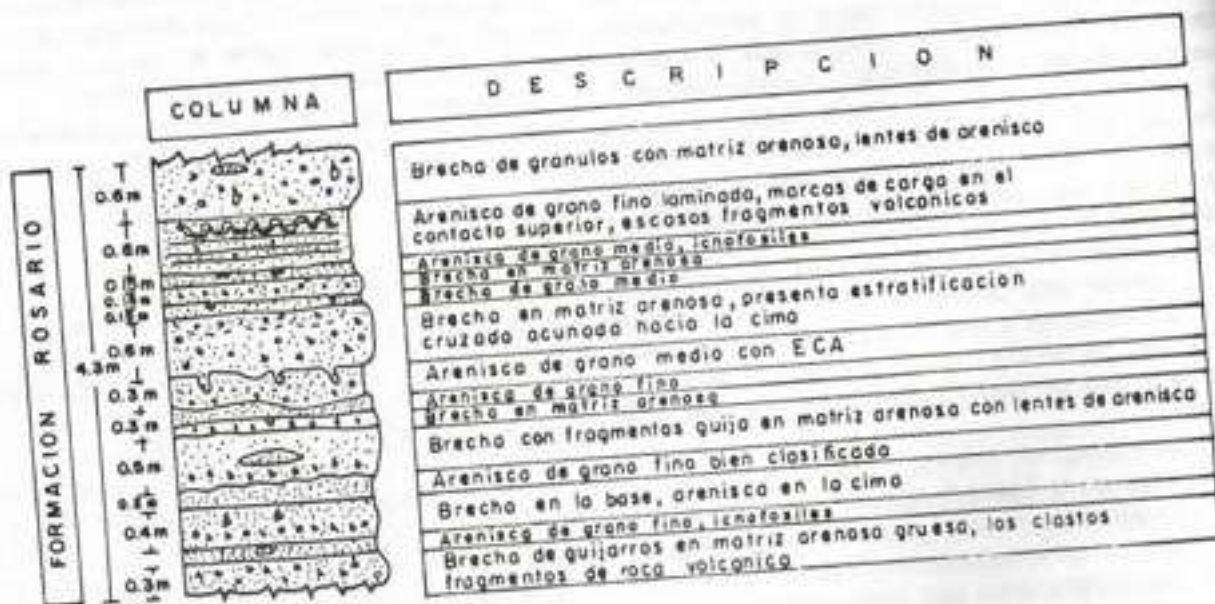


Figura 7. Sección estratigráfica de la localidad Peñasco La Lobera, segunda terraza.

PETROGRAFIA

Se colectaron 6 muestras de areniscas de las tres localidades estudiadas, los resultados son similares a los presentados por anteriores estudios [Neo, 1983; Miller & Abbott, 1989], de las muestras colectadas se determinó la madurez textural y mineralógica y en función de su espectro se concluye que las muestras son inmaduras, en base a la naturaleza angular a subangular de los fragmentos y su bajo índice de redondez aunado a su pobre clasificación. Mineralógicamente dentro de las areniscas estas pertenecen a las litoarenitas feldespáticas y litarenitas [arenitas volcánicas] (Folk, 1974) en base a sus constituyentes. Su mala clasificación y la gran abundancia de restos de rocas de origen volcánicas metamorizadas en bajo grado, indica su área fuente como la rocas de la Formación Alisitos [prebatolíticas] y en el caso de los conglomerados algunos fragmentos de rocas plutónicas al material del Bacito Peninsular como fuente de estos fragmentos mayores. En un análisis más detallado efectuado por Neo [1983], se interpreta en base a un número mayor de muestras no únicamente el poco retrabajo al que fueron sujetos los granos, sino también el clima árido bajo el cual se desarrollaron.

La interpretación del tipo de areniscas identificada en el área de estudio de acuerdo con Dickinson [1985] indica una provincia de arco magmático, dentro de un marco tectónico de arco de mar o continental.

INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA

La presencia de ECA y ECH, nos permiten en conjunto con el resto de estructuras sedimentarias primarias así como los icnofósiles inferir el origen somero del depósito, característica que se mantiene dentro de toda columna estudiadas, esto es, que independientemente de su posición hacia la cima o la base de la columna, la cuenca de sedimentación fue dominada por aguas someras. En el sitio Los Hornos, con su conglomerado que ha sido identificado como una facies de línea de costa rocosa [Ledesma y Johnson, 1991] nos permite aseverar lo anterior al encontrar aparejadas las características de esta facies con la presencia de la ECA. Las icnofacies identificadas para Peñasco La Lobera y Rincón de la Ballena, corresponden a medios someros de alta

energía y fondos inestables, primordialmente arenosos, por lo cual las icnofacies *Glossifungites* y *Skolithos* son las encontradas en el área de estudio.

De lo anterior es posible interpretar a las secciones Peñasco La Lobera y Rincón de la Ballena, como el resultado de los procesos generados por el oleaje durante la ocurrencia de una tormenta, asociado con la variación barométrica que modificaría local y temporalmente en las costa el nivel del mar. Así también los escurrimientos pluviales y fluviales asociados durante una tormenta coadyuvarían en el acarreo de sedimentos a la zona litoral, depositándose los sedimentos desde la parte superior de la cara de la playa [shoreface], hasta el límite interno de la plataforma interna.

Así también, el análisis estratigráfico/sedimentario de las columnas en los tres sitios representan un carácter transgresivo, establecida claramente la presencia de una secuencia por tormenta de tipo amalgamado tal y como fue propuesto por Dott y Bourgeois [1982]. Aún cuando no fue posible la medición continua de los espesores totales, estos rebasan para dos de las localidades [Rincón de la Ballena y Peñasco La Lobera] los 60 m.

De acuerdo a Dott y Bourgeois [1982] así como a Mitchell y Reading [1986], los espesores medidos superiores a los 50 m, pudiendo alcanzar hasta los 200 y la naturaleza transgresiva de las columnas medidas en los sitios de trabajo indican una margen continental activa, con una alta producción de sedimentos. El caso contrario lo representan secuencias de espesores menores a los 50 m y de tipo regresivo, constituyen el registro estratigráfico de márgenes estables.

INTERPRETACIÓN Y MARCO TECTÓNICO

Un par de modelos sedimentarios como indicadores del marco tectónico bajo el cual se desarrollaron han sido propuestos por Bourgeois [1980] y Dott y Bourgeois [1982] (Figuras 8 y 9), de acuerdo a su trabajo las secuencias encontradas en la costa NW de Baja California corresponde por sus características litoestratigráficas a una margen tectónicamente activa.

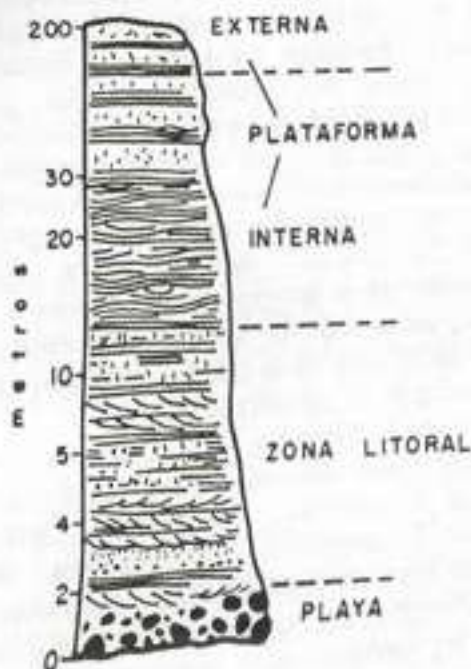


Figura 8. Modelo de tempestitas características de margen continental activa (Bourgeois, 1980).

Aunado a lo anterior, el trabajo previo de Yeo en 1983 y Cunningham [1985] sobre petrografía de areniscas y conglomerados de la Formación Rosario, así como las muestras colectadas durante este trabajo, nos permiten inferir una margen activa con una gran producción de detritus los cuales fueron transportados una distancia corta en dirección oeste.

Las relaciones de campo tanto estructurales como estratigráficas nos permiten interpretar la serie de eventos que dieron como resultado la deposición de los sedimentos de la Formación Rosario durante el Cretácico tardío a partir principalmente de la erosión de las unidades que conforman a la Formación Alisitos del Cretácico inferior, en una distancia sumamente corta.

El origen de la Formación Alisitos [Aptiano-Albiano] es considerada por Gastil [1981] como un arco de islas volcánicas que fue producto de la subducción de la Placa Farallon bajo Norteamérica, este arco constituiría posteriormente con algunas rocas Paleozoicas, Triásicas y Jurásicas las rocas

encajonantes al plutonismo [arco continental desarrollado desde 105 millones de años hasta el Paleoceno [Gastil, 1983], con la limitante de que el eje de magmatismo migró hacia el Este conforme disminuyó su edad. Estos procesos intrusivos produjeron un metamorfismo de bajo grado sobre las rocas preexistentes así como modificaron su echado original. Para el área de Peñasco La Lobera, las capas de la Formación Alisitos alcanzan echados que van de 15° a 40°. Los intrusivos, ocasionaron de igual forma un levantamiento regional con lo que la topografía se acentuó con zonas de altos topográficos cercanos a la costa. Esta topografía propició la erosión y el transporte de los materiales pertenecientes a la Formación Alisitos, rocas más antiguas y algunos afloramientos de rocas plutónicas (Figura 10), estos materiales depositados en la cuenca del Cretácico tardío fueron los sedimentos que conforman actualmente a la Formación Rosario [Campaniano-Maastrichtiano].

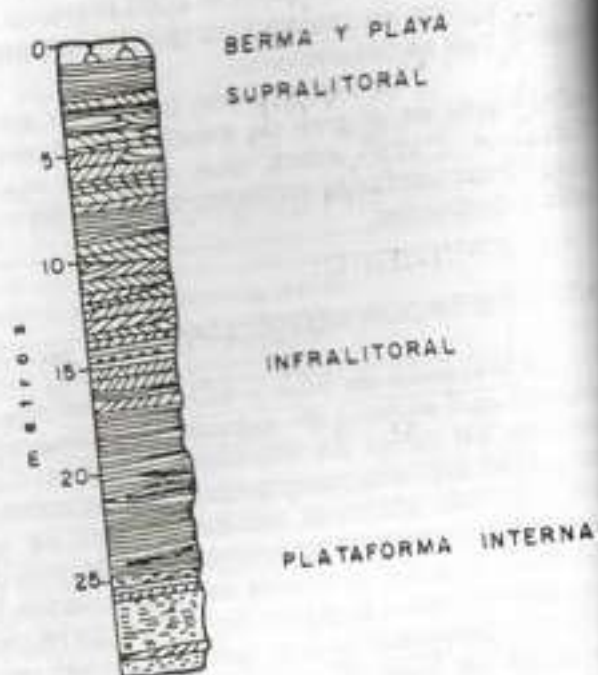


Figura 9. Modelo de tempestitas para margen continental pasiva (Harms, 1975).

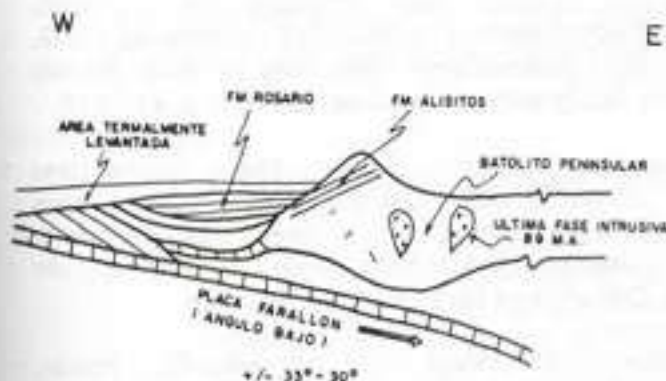


Figura 10. Diagrama esquemático del marco tectónico durante la deposición de la Formación Rosario durante el Cretácico tardío. Entre los 33° y los 30° de latitud Norte aproximadamente.

La historia sedimentológica para la Formación Rosario es mucho compleja que la síntesis presentada en este trabajo, ya que durante su deposición se presentaron movimientos eustáticos tanto regionales como globales, con lo cual las facies presentes son mucho muy variadas y estas han sido presentadas por diversos autores en detalle con anterioridad [Kilmer, 1963; Patterson, 1979; Yeo, 1983; Ledesma Vázquez, 1984; Cunningham, 1985; Miller y Abbott, 1988; Lescinsky *et al.*, 1991]

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte del Proyecto Líneas de costa rocosas en Baja California, proyecto UABC 4026.

Se agradece ampliamente la ayuda proporcionada por el Ocean. Gabriel López M. para el manejo de las figuras y la edición final.

REFERENCIAS

- Allen, P.A., and Pound, C.J., 1985, Storm Sedimentation; Conference report. J. Geol. Soc. London, V. 142, p. 411-412.
- Ager, D.V., 1973, The Nature of the Stratigraphic Record: New York, Mac Millan, 122 p.
- Barcenas, P.M.L.A., 1988, Paleontología y

Paleoecología de la Formación Rosario (Campaniano-Maastrichtiano), Baja California, México. tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, México, 79 p.

Beal, C.H., 1948, Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, México: Geological Society of America, Memoir 31, 138 p.

Bourgeois, J., 1980, A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon: Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, p. 681-702.

Cunningham, A.B., 1985, The sedimentology and provenance of the Upper Cretaceous Rosario Formation between Punta Banda and Punta San José, Baja California, México: M.S. Thesis, San Diego State University, 291 p.

Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones: in Zuffa, G.G. (ed), Provenance of Arenites: NATO ASI Series/ D. Reidel Publishing Company. pp. 333-361.

Dott, R.H., Jr., and Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: Geol. Soc. America Bull., V. 93, p. 663-680.

Duke, W.L., 1980, Upper Cretaceous (Turonian) Cardium Formation, southern Alberta, Tech. Mem. 80-4, Dept. Geol., McMaster University, 59 p.

Folk, R.L., 1974, Petrology of sedimentary rocks; Hemphill Publishing Co., 184 p.

Gastil, R.G., 1981, The tectonic history of Peninsular California and adjacent México; in W.G. Ernest [ed]: The geotectonic development of California, Rubey Symposium V. I: Freeman & Co. pp. 284-305.

Gastil, R.G., 1983, Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western México; in Roddick, J.A. [ed.], Circum-Pacific Plutonic

Terranes:GSA, Memoir 140,169 p.

- Harms,J.C., Southard,J.B., Spearing, D.R.,and Walker, R.G., 1975, Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences: Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Short Course No. 2, 161 p.
- Kilmer,F.H., 1963, Cretaceous and Cenozoic stratigraphy and paleontology, El Rosario area, Baja California, México: Ph. D. Dissertation University of California at Berkeley, 216 p.
- Kreisa, R.D., 1981, Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia: Jour. Sed. Petrology, V. 51,p. 823-848.
- Ledesma Vázquez, J., 1991, Upper Cretaceous-Paleocene storm deposits in Baja California, México. Tesis de Maestría, San Diego State University, 81 p.
- Ledesma Vázquez, J., 1984, Mechanisms of Sedimentation for a facies of the Upper Cretaceous Rosario Formation, B, Baja California, Mexico en Geology of the Baja California Peninsula, Frizzel,V. A., Jr., editor. Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Vol. 39.
- Lescinsky, H.L., Ledesma, V.J., and Johnson, M.E., 1991, Dynamics of Late Cretaceous Rocky Shores (Rosario Formation) from Baja California, México: *Palaios*, V. 6. pp. 126-141.
- Ledesma, V.J., and Johnson, M.E., 1991, Late Cretaceous rocky shorelines in Baja California, México: GSA Abstracts with programs, Vol. 23, no 5.
- Miller, V.V., and Abbott, P.L., 1988, Sedimentology of the Upper Paleocene / Lower Eocene Sepultura Formation near Colón, Baja California: in Filewicz, M.V., and Squires, R.L., eds, Paleogene Stratigraphy, West Coast of North America: Pacific Section, S.E.P.M., West Coast Paleogene Symposium, V. 58, p. 23-34.
- Mitchell, A.H.G., and Reading, H.G., 1986, Sedimentation and Tectonics: in Reading, H.G. ed; Sedimentary Environments and Facies Second edition: Blackwell Sci. Pub., p. 471-519.
- Patterson, D.L., 1979, The foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of the type Rosario Formation, El Rosario, Baja California, México: Tesis de maestría, Universidad de California en Santa Barbara, 150 p.
- Rockwell, T.K., Muhs, D.R., Kennedy, G.L., Hatch, M.E., Wilson, S.H., and Klinger, R.E., 1989, Uranium-series ages, faunal correlations and tectonic deformation of marine terraces within the Agua Blanca fault zone at Punta Banda, northern Baja California, México: in P.L. Abbott (ed), Geologic Studies in Baja California: SEPM Pacific Section, p. 1-16.
- Saul, L.R., 1970, Upper Cretaceous faunas of Punta Banda; in Allison E.C. *et al.* (eds), Pacific Slope Geology of Northern Baja California and Adjacent Alta California: Pacific Sections AAPG, SEPM, and SEG, A Guidebook, p. 79-81.
- Seilacher, A., 1967, Bathymetry of trace fossils: Marine Geology, V.5, p. 413-428.
- Southard,J.B., Lambie,J.M., Federico,D.C., Pile,H.T., and Weidman,C.R., 1990, Experiments on bed configuration in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow, and the origin of hummocky cross-stratification: Jour. Sed. Petr., V. 60, p. 1-17.
- Swift, D.J.P., Figueroa, A.G., Jr., Freeland, G.L., Oertel G.F., 1983, Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard?: Jour.Sed. Petrology, V. 53, p. 1295-1317.
- Walker, R. G., 1984, Facies Models , Geoscience Canada, reprint series 1, 317 p.
- Yeo, R.K., 1983, The stratigraphy and sedimentology of the Upper Cretaceous sediments of southwestern California and Baja California, México: Tesis doctoral: Universidad de Texas en Rice, 604 p.

ESTIMACION DE LA PROFUNDIDAD AL BASAMENTO EN EL VALLE DE SAN QUINTIN, B.Cfa. MEDIANTE OBSERVACIONES DE GRAVEDAD Y MAGNETISMO

Juan Manuel Espinosa Cardena y José Manuel Romo Jones

Departamento de Geofísica Aplicada, División Ciencias de la Tierra
Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de
Ensenada, B.Cfa.

RESUMEN

Para conocer la profundidad y geometría de la cuenca del valle de San Quintín, se realizó un levantamiento de gravedad y magnetismo que cubrió un área aproximada de 720 km² con un total de 350 estaciones. A partir del mapa de anomalías gravimétricas se estimó la profundidad al basamento mediante un proceso iterativo de inversión. Además se modelaron dos perfiles mediante técnicas de tipo Talwani. Los resultados indican que la estructura del valle de San Quintín es simple; se caracteriza por un basamento metavolcánico y granítico del Cretácico con una pendiente de aproximadamente 6° que se inclina hacia la costa y está afectado por rocas volcánicas del Holoceno. Está cubierto por un paquete de sedimentos no consolidados que se engrosa hacia el suroeste formando un monoclinial con rumbo N30°W. El eje de esta estructura es paralelo a un alineamiento formado por los cráteres de tres de los principales edificios del campo volcánico de San Quintín. Se puede concluir que la actividad volcánica que dió origen a este campo jugó un papel importante en la configuración estructural del valle, al provocar un levantamiento local del basamento en el occidente.

INTRODUCCION

La región del valle de San Quintín se localiza en la porción centro occidental del Estado de Baja California entre los paralelos 30° 22' y 30° 42' latitud Norte y los meridianos 115° 50' y 116° 03'

longitud Oeste (Fig. 1). En 1988 y 1989 se llevó a cabo un levantamiento simultáneo de gravedad y magnetismo en el valle. El estudio tuvo por objeto conocer la profundidad y estructura del basamento cristalino que subyace a los depósitos sedimentarios de la cuenca del valle de San Quintín.

Existen algunos trabajos geofísicos regionales que abarcan el área de estudio. Gastil et al. (1975) publicaron un mapa de anomalías gravimétricas sin corrección topográfica (Bouguer simple) del Estado de Baja California. De acuerdo con este autor la anomalía gravimétrica del valle de San Quintín se caracteriza por un intenso gradiente con rumbo noroeste-sureste e intensidades que varían de 0 a -30 mGal aumentando hacia la costa, con un cierre delimitado por la curva de -30 mGal, cerca de un derrame de rocas volcánicas del Holoceno localizado al suroeste del valle.

Krause (1965) realizó un levantamiento magnético marino que cubrió el margen continental occidental de Baja California. Gastil et al. (1975) señalaron que el mapa de anomalías magnéticas muestra frente a la bahía de San Quintín un patrón predominante noroeste-sureste, causado aparentemente por un alineamiento de estructuras geológicas del Pleistoceno Temprano con pronunciado buzamiento hacia el occidente.

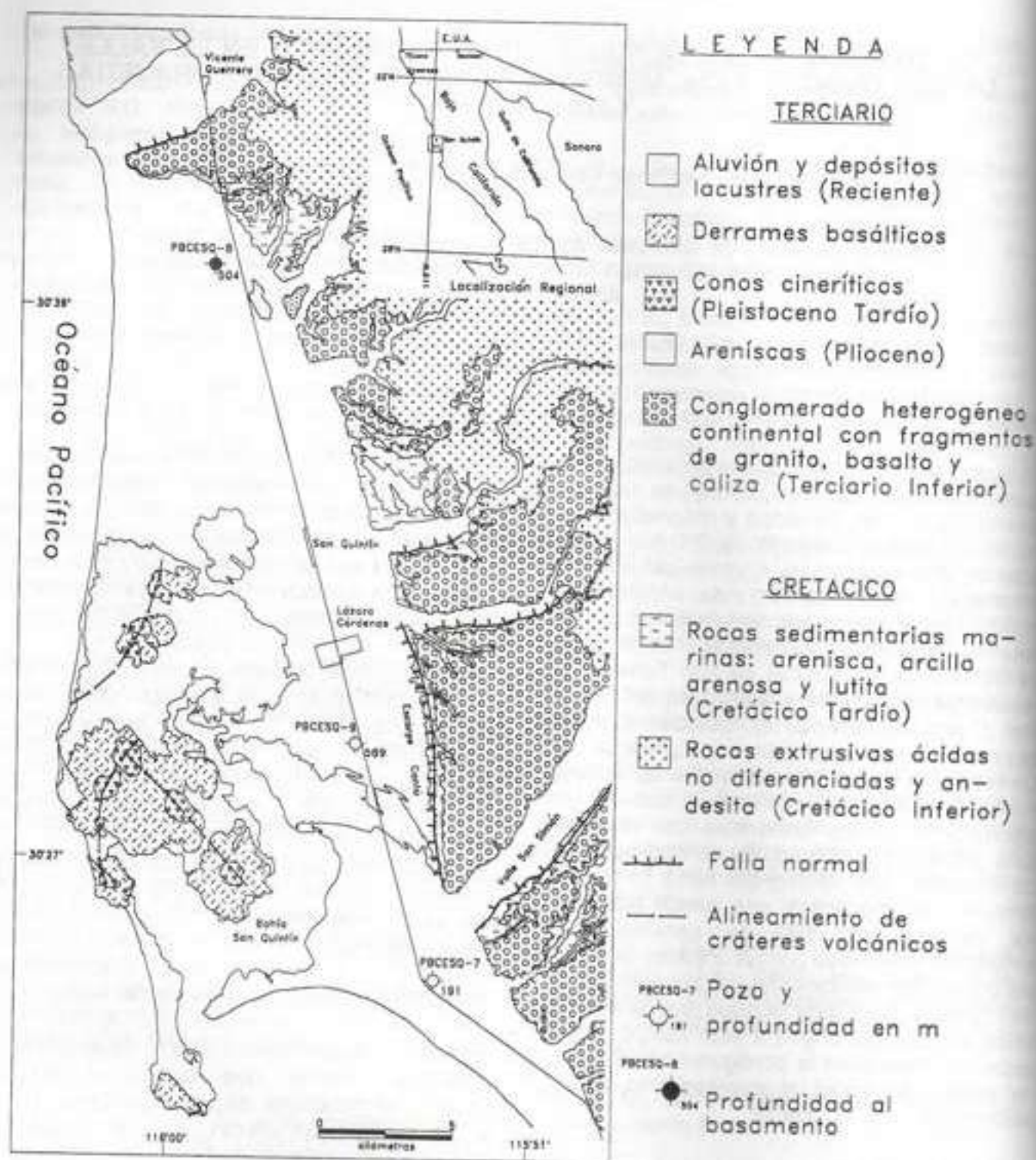


Figura 1. Mapa geológico del Valle de San Quintín, B.C., formado a partir de las cartas geológicas H11B64 y H11B74, escala 1:50,000 del INEGI. La localización, nombres y profundidad de los pozos se tomaron de reportes de la SARH (1978).

En 1967 el Consejo de Recursos Naturales no Renovables (CRNNR) en cooperación con la Organización de las Naciones Unidas (United Nations, 1969), realizó un vuelo aeromagnético regional para la prospección de yacimientos de fierro que incluyó al valle de San Quintín. En el mapa aeromagnético se observa un gradiente regional N30°W caracterizado por cuatro franjas magnéticas paralelas, cuya intensidad y extensión están aparentemente controladas por la distribución de las unidades litológicas. La franja occidental, paralela a la línea de costa incluye al valle de San Quintín y se caracteriza por un gradiente suave con valores de intensidad que decrecen hacia la costa. Esta franja está formada por aluvión del Reciente, areniscas del Plioceno y conglomerados pobremente cementados del Terciario. Este tipo de roca se caracteriza comunmente por tener una susceptibilidad magnética baja, por lo que dichos autores concluyen que las anomalías magnéticas observadas deben estar directamente relacionadas con variaciones en la susceptibilidad magnética de las rocas del basamento y que el gradiente magnético indica su relieve topográfico.

Entre otros estudios geofísicos realizados en el área se encuentran los que llevó a cabo en 1978 la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH - Ingenieros Civiles y Geólogos Asociados, 1978) y en 1988 el CICESE (Romo y Espinosa, 1988). En ambos se realizaron campañas de sondeos eléctricos verticales con la finalidad de conocer las características geohidrológicas del valle. Sin embargo, la composición arcillosa y el alto contenido de sales en el agua que satura las unidades sedimentarias provocan un incremento en la conductividad eléctrica, lo cual limitó la profundidad de exploración e impidió conocer la estructura y profundidad del basamento cristalino resistivo.

La fisiografía del valle de San Quintín está caracterizada por tres rasgos principales: (1) Hacia el occidente, una planicie costera suave con alturas que varían entre 0 y 30 m, interrumpida por volcanes del Holoceno que hacia el sur, están unidos por tómbolos y barras, y que originalmente formaban islas; (2) en el centro, mesetas y terrazas costeras con una altura promedio de 150 m y ligero buzamiento hacia el poniente, escalonadas y disectadas por arroyos intermitentes; (3) hacia el oriente, pequeñas cadenas montañosas alineadas en dirección noroeste-sureste que forman sierras con alturas promedio de 400 m.

Mejía (1990), describió la estratigrafía del valle de San Quintín (Fig. 1) de la manera siguiente: en las partes altas afloran grandes cuerpos de rocas ígneas extrusivas ácidas y tobas riolíticas no diferenciadas pertenecientes a la Fm. Allisitos (Cretácico Temprano). Las mesetas y terrazas costeras están constituidas por un conglomerado heterogéneo continental formado por fragmentos de granito, basalto y caliza metamorfozada, con un cementante arcilloso; y por rocas sedimentarias marinas (arenisca, limolita y lutita) del Grupo Rosario (Cretácico Tardío y Terciario). La planicie costera es una antigua terraza formada por material sedimentario marino (arenisca), aluvión y depósitos fluviales, que presenta espesores de 50 a 250 m descansando sobre una base de material arcilloso semiconsolidado de espesor variable del Pleistoceno y Holoceno.

Por otra parte, Woodford (1928) indica que durante el Pleistoceno Tardío y a principios del Holoceno se inició la actividad ígnea que formó el campo volcánico de San Quintín, caracterizado por conos cineríticos y derrames de lava de composición basáltica.

La única información directa acerca de la litología y estructura del basamento que subyace a los sedimentos de la planicie costera proviene de tres perforaciones realizadas por la SARH. El pozo PBCSQ-8 localizado en la parte norte

del valle (Fig. 1), penetró 32 m de andesita fracturada y alterada a una profundidad de 504 m (SARH - Ingenieros Civiles y Geólogos Asociados, 1978). Con esta información inferimos que la Fm. Alisitos, que aflora hacia el oriente del valle (Fig. 1), se profundiza hacia el occidente para formar el basamento de la cuenca sedimentaria. La Fm. Alisitos, en esta región, está constituida por una secuencia de rocas piroclásticas metamorizadas de composición andesítica y textura brechoide (Gastil et al., 1975). En la carta geológica 1-B del Estado de Baja California compilada por Gastil et al. (1975) se observan afloramientos de rocas intrusivas del Cretácico, de tamaño y composición variable (granodiorita, tonalita y gabro) que intrusionan a la Fm. Alisitos. Sin embargo, Gastil et al. (1975) consideran que las rocas graníticas podrían ser contemporáneas o anteriores a las rocas volcánicas.

En resumen, el valle de San Quintín es una porción emergente del borde continental con una estructura simple, terrazas marinas alabeadas y fallas normales con desplazamientos pequeños. Al oriente del valle, cruza la denominada Línea de Santillán y Barrera, un alineamiento sedimentario rectilíneo que marca el inicio del borde continental durante el Cretácico (Gastil et al., 1975). Además, sobresale un alineamiento que marca la terminación abrupta de las terrazas marinas conocido como el Escarpe Cantú (Fig. 1), el cual se extiende 20 km en dirección noroeste-sureste.

El levantamiento del margen continental está vinculado con el proceso de subducción de la placa Guadalupe que operó a todo lo largo de la península de Baja California desde el Cretácico y que finalizó hace 12 Ma, después de que parte de la dorsal Pacífico-Guadalupe fué consumida en la antigua trinchera (Rogers et al., 1985). El campo volcánico formado hace apenas 75000 años (Aranda-Gómez et al., 1993), está constituido por lavas cuya composición indica que provienen directamente del manto. Esto parece apoyar la hipótesis de que no existen

remanentes de la placa Guadalupe bajo la región del valle de San Quintín (Storey et al., 1989).

TRABAJO DE CAMPO

El trabajo de campo se inició estableciendo una línea de 32 bases gravimétricas a lo largo de la carretera federal No. 5 que cruza el valle de norte a sur. La separación entre las bases es de 1 km y se localizan sobre las marcas del kilometraje de la carretera. La primera estación base se ubicó en el km 5, localizado al sur de la colonia Lázaro Cárdenas, en la desviación del tramo antiguo de la carretera transpeninsular (EBKM5, Fig. 2). Los datos de gravedad y magnetismo se tomaron empleando la técnica de enlaces (Nettleton, 1976). Una vez establecida la línea de bases se levantaron líneas perpendiculares separadas 2 km y estaciones cada 0.5 km, sumando un total de 350 estaciones distribuidas en un área aproximada de 720 km² (Figs. 2 y 3).

Para la localización de los puntos de medición se utilizaron las cartas topográficas (HIIB64, HIIB74) y geológicas (HIIB64, HIIB74) escala 1:50,000 del INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática), así como el plano de localización de pozos del valle (SARH-Ingenieros Civiles y Geólogos Asociados, 1978). Las alturas de las estaciones localizadas en la planicie, se obtuvieron a partir de la interpolación lineal de las alturas reportadas en los brocales de los pozos que la SARH utiliza para monitorear variaciones regionales del nivel freático. Para determinar la altura de aquellas estaciones que se localizan sobre las mesetas y volcanes, se utilizó un altímetro barométrico junto con un microbarógrafo base que se usó para corregir por variaciones en la presión atmosférica. La técnica que se siguió es conocida como "Método con una sola base" (Hodgson, 1970), cuyo procedimiento de campo es similar al empleado en la obtención de datos de gravedad y magnetismo.

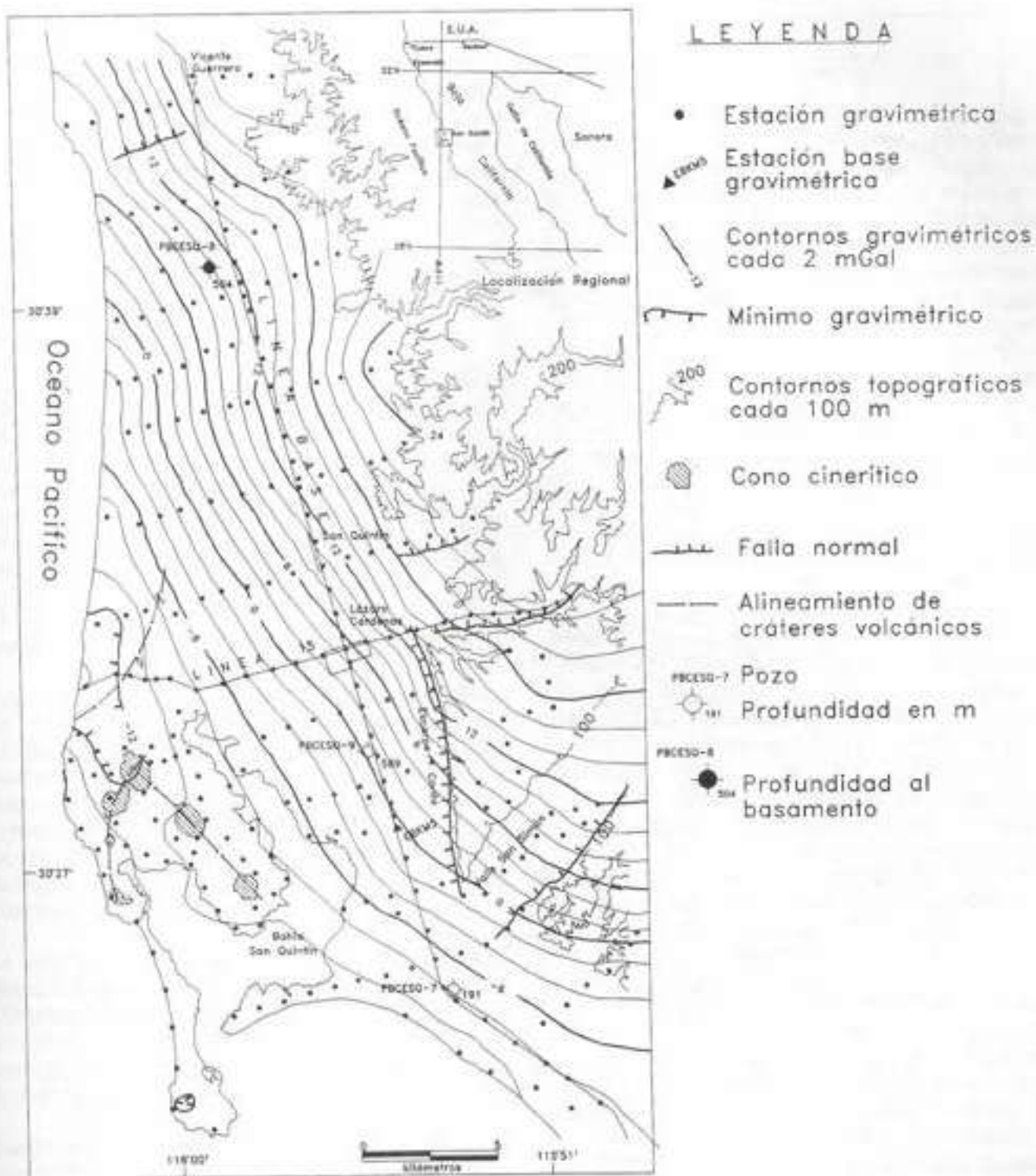


Figura 2. Mapa de anomalías gravimétricas relativas a la estación base EBKM5 con densidades de reducción de 1.8, 2.1, y 2.4 gr/cm³, obtenidas con perfiles de densidad para cada una de las principales unidades litológicas que afloran en el valle.

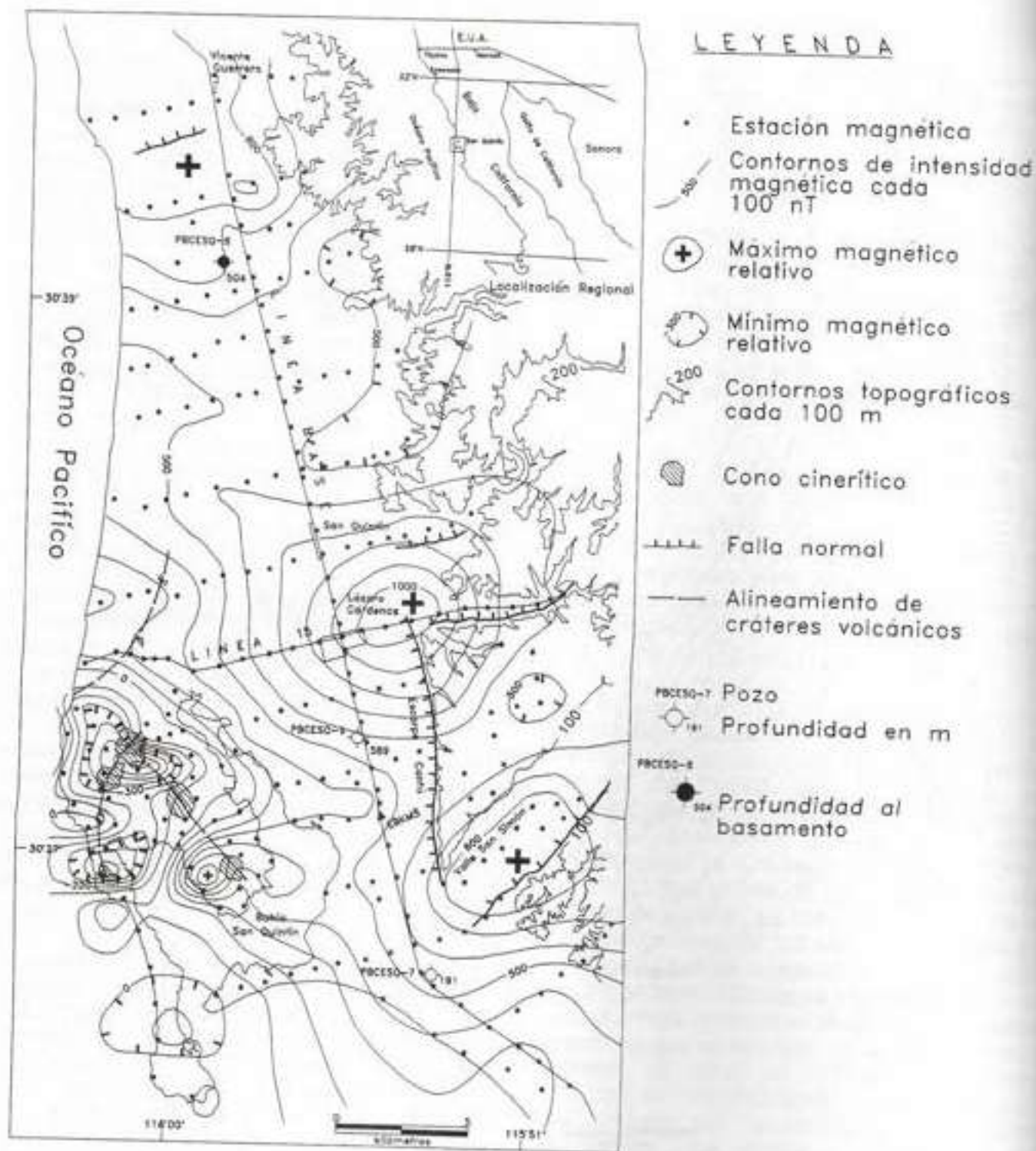


Figura 3. Mapa de anomalías magnéticas de intensidad total. Se ha substraído el campo magnético de referencia para 1989 (IAGA, Division I, Working Group 1, 1986).

Los valores de la atracción de la gravedad se obtuvieron con el gravímetro geodésico LaCoste-Romberg modelo G No. 599 que tiene una precisión de 0.01 mGal. El altímetro barométrico y el microbarógrafo base utilizados son los modelos T-5 y SMB5 de American Paulin, que tienen una precisión de 1.5 m. Para obtener valores de intensidad magnética total se utilizaron dos magnetómetros Geometrics modelo G-856 -como estación base y móvil- que tienen una precisión de 1 nT (nanoTesla).

Los valores observados de la atracción de la gravedad se redujeron a valores de anomalía de Bouguer completa corrigiendo por los efectos de deriva, altura, latitud y topografía. Para los efectos de altura y topografía se consideraron densidades de 1.8, 2.1 y 2.4 gr/cm³, obtenidas mediante perfiles de densidad (Netleton, 1976), las cuales representan las tres principales unidades litológicas que afloran en el valle: aluvión, arenisca y rocas ígneas, respectivamente.

Los valores observados de intensidad magnética se corrigieron por la variación temporal del campo geomagnético, para el año de 1985, (IAGA Division I, Working Group 1, 1986). Todos los valores son relativos a una estación fija de referencia, en donde se monitoreó la variación diurna de campo. El banco de datos y los detalles de su reducción se encuentran en Espinosa et al. (1992).

La principal fuente de error en la reducción de datos de gravedad proviene del control vertical. Consideramos un error de ± 3 m en las alturas de los puntos de medición, lo que introduce una incertidumbre de ± 1 mGal en la estimación de la anomalía de Bouguer.

Los datos magnéticos no están corregidos por la variación diurna, por lo que puede considerarse un error en la estimación de los valores de anomalía magnética de aproximadamente ± 20 nT, que corresponde a la máxima amplitud de la variación diurna observada.

INTERPRETACION

En el mapa de anomalías gravimétricas (Fig. 2) sobresale un fuerte gradiente con rumbo N20°0W y dirección hacia la costa, con intensidades que varían desde +20 mGal en el oriente, hasta -12 mGal en el occidente. Este comportamiento muestra distorsiones en la zona de la bahía, causadas por la presencia del derrame de rocas volcánicas, que se caracteriza por un mínimo abierto y alargado formado por la curva de -12 mGal. En el mapa de intensidad magnética (Fig. 3) se observa un alineamiento de altos magnéticos (800 a 1000 nT) a lo largo del margen occidental de las terrazas marinas y un conjunto de pequeñas anomalías (-400 a 500 nT) sobre el campo volcánico de San Quintín.

Se interpreta que los gradientes en ambos mapas reflejan el engrosamiento de la secuencia sedimentaria de norte a sur y hacia la línea de costa, lo cual coincide con la información arrojada por los pozos PBCESQ-7, PBCESQ-8 y PBCESQ-9 (Figs. 2, 3 y 4). El alineamiento de máximos magnéticos no tiene una expresión gravimétrica correspondiente, por lo que éstos pueden explicarse por la presencia de intrusiones ígneas dentro de un basamento de suave topografía. La extensión y naturaleza de las anomalías magnéticas positivas y negativas asociadas con los edificios del campo volcánico pueden explicarse como distorsiones del campo magnético causadas por el afloramiento y topografía de derrames volcánicos de alta susceptibilidad magnética.

Para conocer el espesor del relleno sedimentario, se realizó una interpretación cuantitativa del mapa de anomalías gravimétricas. La profundidad al basamento se estimó mediante un proceso iterativo de inversión. Se supone un modelo de una capa sobre un semiespacio, el contraste de densidad $\Delta\rho$ entre ambos medios se mantiene constante. El medio que sobreyace al basamento se supone compuesto por prismas rectangulares centrados en los nodos de una malla regular. Utilizamos un

modelo inicial en donde las bases de cada prisma se sitúan a una profundidad promedio (Z_p). La profundidad a la base de cada prisma es variable y se estima minimizando la diferencia entre observaciones y respuesta del modelo.

Para diferentes contrastes de densidad y una profundidad promedio Z_p de 500 m, se estimó el espesor de los sedimentos iterativamente hasta obtener una diferencia menor a 1 mGal entre los valores observados y calculados. El contraste de densidad encontrado ($\Delta\rho = -0.6 \text{ gr/cm}^3$) que mejor explica los datos, indica que los sedimentos que rellenan la cuenca están poco compactados y tienen espesores máximos de 1500 m en el sur de la bahía de San Quintín y de 500 a 1000 m en el valle del arroyo San Simón (Figs. 4 y 5), lo cual concuerda con la litología cortada por los pozos PBCESQ-7, PBCESQ-8 y PBCESQ-9, (SARH - Ingenieros Civiles y Geólogos Asociados, 1978).

El mapa de profundidades al basamento obtenido (Fig. 4), muestra un basamento con una suave pendiente de aproximadamente 6° que se inclina hacia la costa, en donde alcanza profundidades hasta de 1.5 km; con ondulaciones y separaciones de sus contornos a la altura de los derrames del campo volcánico de San Quintín, con un cambio del rumbo de la estructura al occidente de la bahía de San Quintín, y profundidades de 0.5 a 1.0 km en el valle del arroyo San Simón.

La pila de sedimentos que cubre al basamento sugiere un aparente monoclinial con rumbo $N30^\circ W$ con su eje casi paralelo al alineamiento formado por los cráteres de los tres principales edificios volcánicos que forman el campo volcánico de San Quintín. Lo anterior permite inferir que la actividad volcánica jugó un papel importante en la configuración estructural de valle, al producir un aplanamiento o levantamiento del basamento en la zona de influencia del campo.

El Escarpe Cantú y el valle del arroyo San Simón, que son los rasgos topográficos más sobresalientes del valle, son cortados por los contornos de gravedad y magnetismo (Figs. 2 y 3), lo cual nos permite concluir que dichos rasgos son estructuras que afectan únicamente a la columna de sedimentos y no afectan la configuración del basamento. Este resultado contradice la idea de que el valle de San Quintín está controlado por fallas que forman un graben (Coleman 1969). El Escarpe Cantú puede explicarse como el rasgo morfológico correspondiente a una antigua línea de costa.

Algunos rasgos estructurales del basamento se enfatizan en dos perfiles para los que se construyeron modelos en dos (2D) y en dos y media ($2\frac{1}{2}$ D) dimensiones tipo Talwani (Talwani,

1973). El perfil de la figura 5 incluye la modelación de los datos gravimétricos y magnéticos de la Línea Base. Para el perfil correspondiente a la Línea 15 (Fig. 6), solo se modelaron los datos gravimétricos ya que el perfil magnético es perpendicular a la anomalía magnética dipolar y el algoritmo utilizado tiene limitaciones que impiden utilizarlo en este caso.

La Línea Base es un perfil trazado a lo largo de la carretera federal No. 5 con una orientación noroeste-sureste, tiene una longitud de 42 km y es más o menos paralelo al eje de una amplia anomalía magnética dipolar ubicada en el centro del valle, con su máximo (1000 nT) localizado al occidente del poblado Lázaro Cárdenas (Fig. 3).

El perfil gravimétrico correspondiente a la Línea Base se modeló en 2D tomando en cuenta el contraste de -0.6 gr/cm^3 encontrado con el proceso de inversión aplicado al mapa gravimétrico. El ajuste a los datos se obtuvo modificando ligeramente la interfaz basamento-sedimentos. El relieve del basamento modelado es prácticamente igual al obtenido en el mapa de profundidades al basamento. Las densidades seleccionadas de 2.1 y 2.7 gr/cm^3

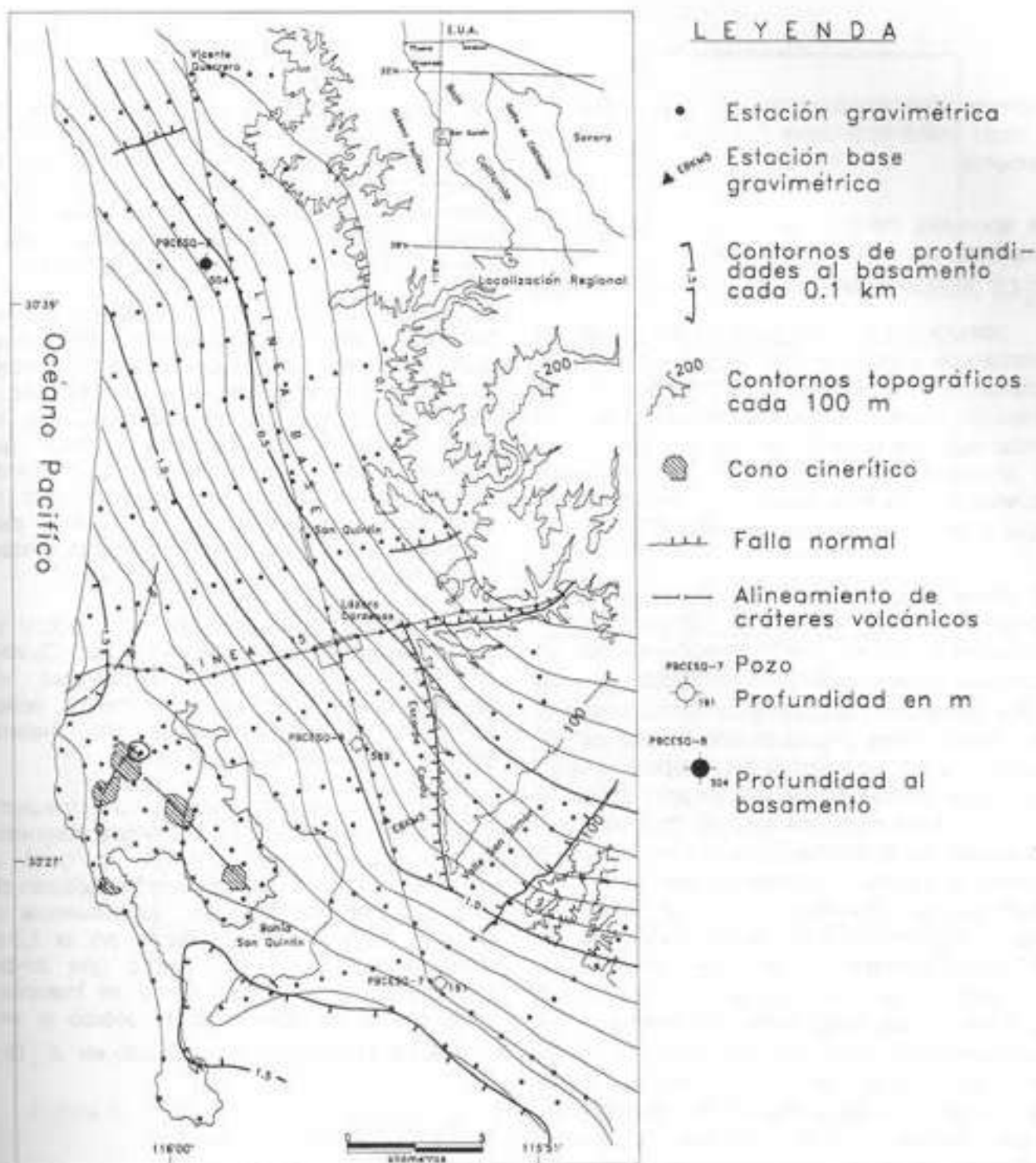


Figura 4. Mapa de profundidades al basamento para un contraste de densidad aparente $\Delta\rho = -0.6 \text{ gr/cm}^3$ entre basamento metavolcánico y sedimentos semi-consolidados suprayacentes.

corresponden a sedimentos semiconsolidados y a rocas volcánicas de la Fm. Alisitos, respectivamente.

La anomalía dipolar magnética de 500 nT de amplitud, se modeló con técnicas iterativas ($2\frac{1}{2}$ D) (EG&G, 1988) junto con curvas maestras y nomogramas auxiliares para cuerpos prismáticos (Vaquier et al., 1963), considerando solamente magnetización inducida en la dirección del campo geomagnético actual. La profundidad de la cima del cuerpo que produce la anomalía se constriñó con los resultados obtenidos de la interpretación gravimétrica, litología y profundidad del pozo PBCSQ-9.

El modelo obtenido (Fig. 5) muestra un basamento que profundiza hacia el sur, intrusado por un cuerpo magnético con un contraste de susceptibilidad magnética (Δk) de 0.008 (unidades c.g.s.), una densidad igual a la roca encajonante y echado aproximado de 29° hacia el norte. La longitud del cuerpo a lo largo del rumbo (perpendicular a la página) es de 10 km. El ajuste entre los valores observados y calculados es aceptable si se considera que el modelo explica independientemente las observaciones gravimétricas. La base del cuerpo magnético contribuye poco a los valores de anomalía magnética calculada, sin embargo, al colocarla a una profundidad menor, el ajuste se deteriora sensiblemente. El contraste de susceptibilidad magnética encontrado entre el basamento metavolcánico y el intrusivo, indica que la fuente de la anomalía es una roca con mayor contenido de minerales magnéticos. Si consideramos la composición petrológica de las rocas intrusivas que afloran al oriente del valle de San Quintín (carta geológica 1-B del Estado de Baja California; Gastil et al., 1975), podría tratarse de un intrusivo de composición máfica.

La Línea 15 (Fig. 6), es un perfil de 19 km de longitud que pasa al norte del derrame de rocas volcánicas y por el poblado Lázaro Cárdenas cruzando el centro del valle en dirección este-oeste. Lleva la dirección del gradiente de ambos campos potenciales por lo que refleja la suave caída del basamento hacia la costa.

El modelado del perfil gravimétrico correspondiente a esta línea fué similar al de la Línea Base. El relieve del modelo resultante también concuerda con el plano de profundidades al basamento. A la altura del Escarpe Cantú, los datos muestran una pequeña inflexión que provoca un ligero levantamiento en el relieve del basamento modelado, sin embargo esto no constituye una evidencia suficiente para interpretar alguna estructura importante a estas profundidades.

En el extremo occidental del perfil, sobre los derrames del campo volcánico de San Quintín, el modelo indica un levantamiento de basamento que, como ya mencionamos, puede asociarse al emplazamiento de material magmático que dió origen al campo.

El perfil magnético muestra un gradiente regional con los valores de intensidad magnética disminuyendo hacia el oeste, lo cual se interpreta como debido a la profundización del basamento en esa dirección. La influencia del intrusivo magnético interpretado en la Línea Base se manifiesta aquí como una amplia anomalía magnética que, como se mencionó antes, no es posible modelar debido a limitaciones del algoritmo de modelado en $2\frac{1}{2}$ D.

CONCLUSIONES

Los modelos obtenidos en este trabajo indican que la estructura del valle de San Quintín es simple. Se caracteriza por un basamento metavolcánico y granítico del Cretácico con una pendiente suave; afectado por rocas volcánicas del Reciente; cubierto por un paquete de

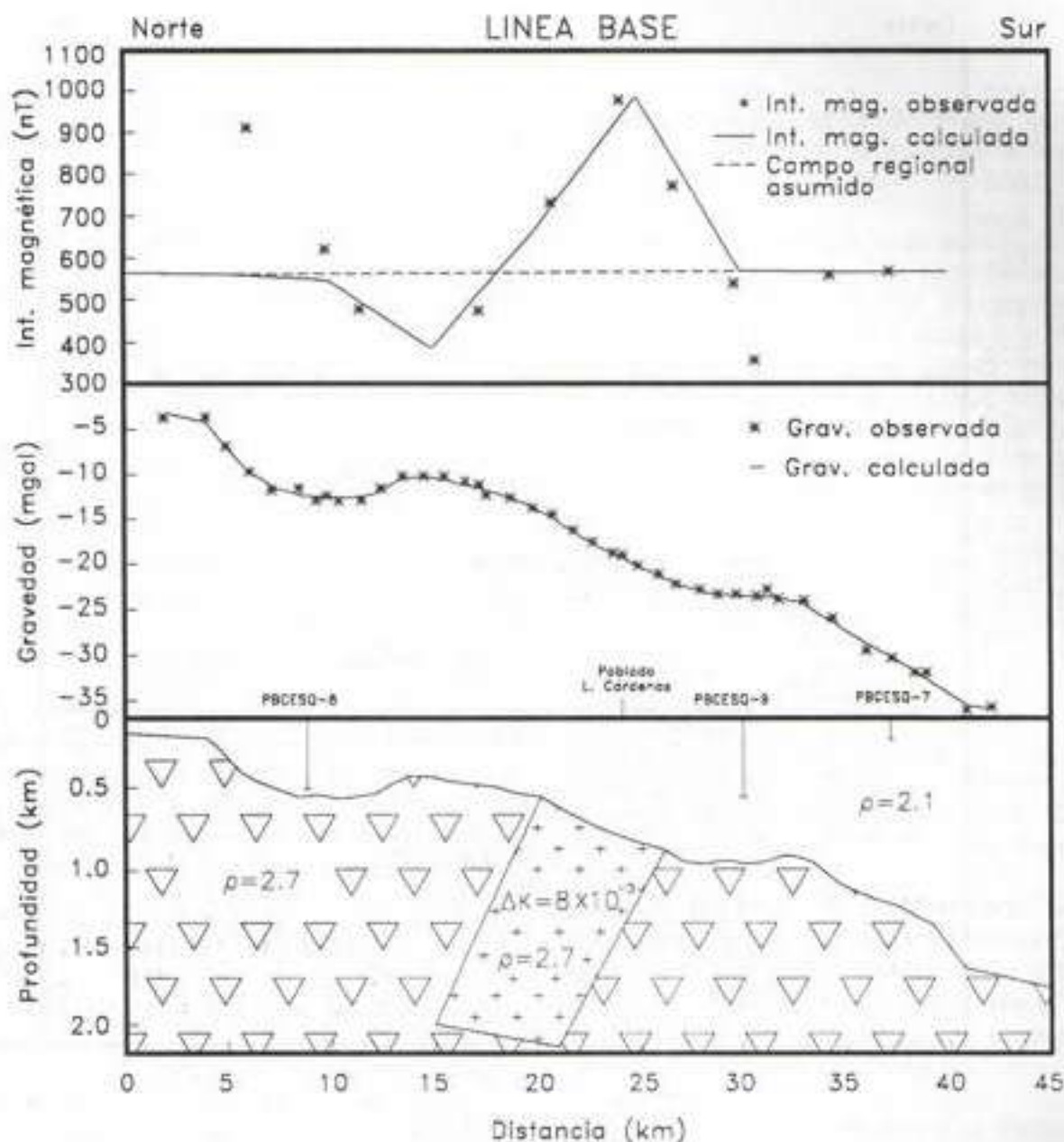


Figura 5. Modelo 2½D interpretado para el perfil localizado a lo largo de la Carretera Federal No. 5 (LINEA BASE). Para contrastes de densidad $\Delta\rho = -0.6 \text{ gr/cm}^3$ entre basamento y sedimentos y susceptibilidad magnética $\Delta k = 0.008$ unidades c.g.s. entre intrusivo (en cruces) y basamento (en triángulos). La longitud media del rumbo del intrusivo (perpendicular a la página) es de 5 km.

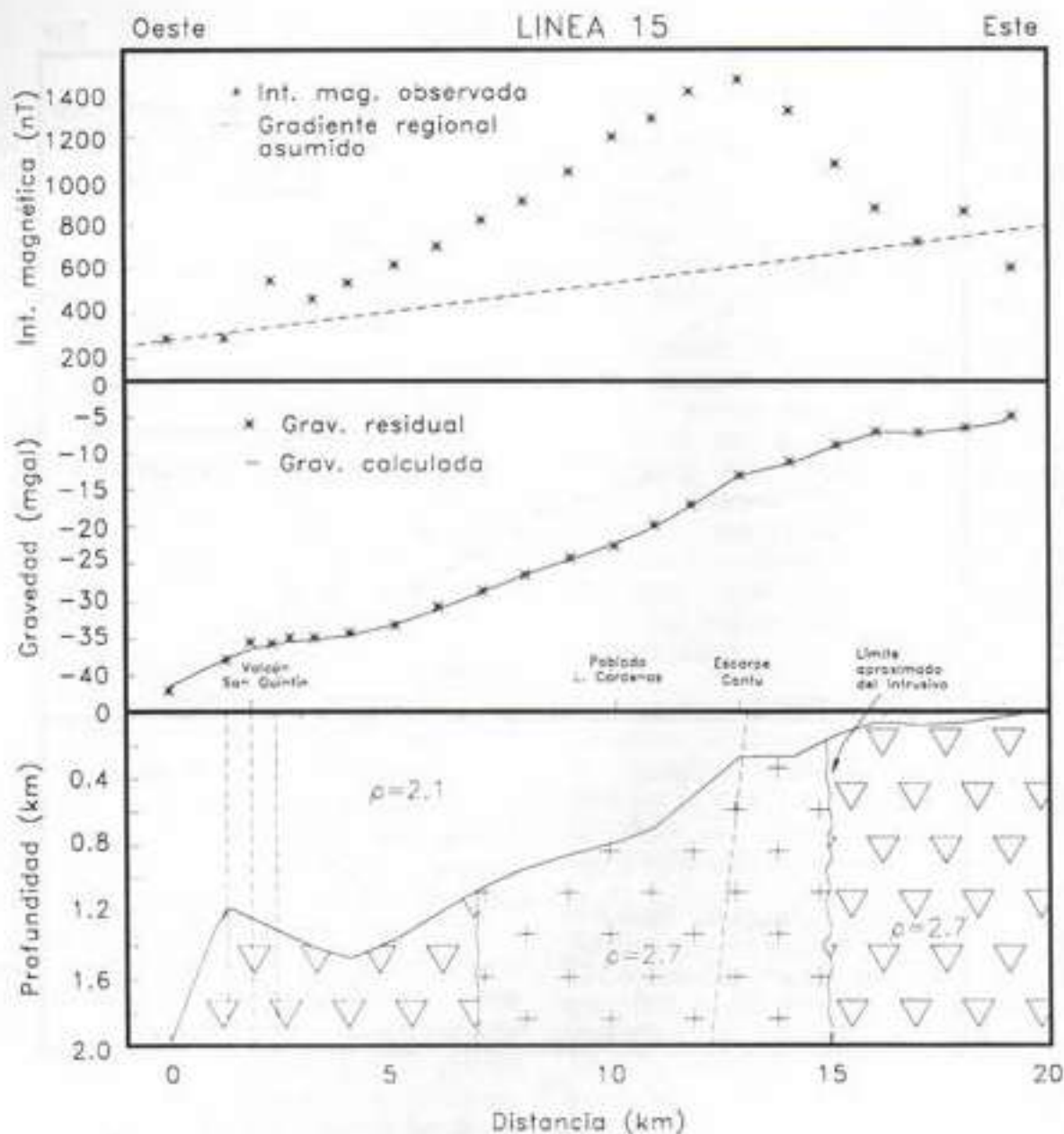


Figura 6. Modelo 2D interpretado para el perfil gravimétrico LINEA 15 para un contraste de densidad $\Delta\rho = -0.6 \text{ gr/cm}^3$ entre basamento (en triángulos y cruces) y sedimentos (en blanco). Se presenta el perfil magnético para propósitos de comparación cualitativa. Los límites del intrusivo se suponen con base en la interpretación del perfil LINEA BASE.

sedimentos no consolidados (Cuaternario ?) que se engrosa hacia el suroeste, formando un aparente monoclinal con rumbo N30°W.

El mapa de profundidades al basamento (Fig. 4), muestra un basamento con una suave pendiente de aproximadamente 6° buzando hacia la costa, en donde alcanza profundidades hasta de 1.5 km, con ondulaciones y separaciones de sus contornos en el campo volcánico de San Quintín, con un cambio del rumbo de la estructura al occidente de la bahía de San Quintín, y profundidades de 0.5 a 1.0 km en el valle del arroyo San Simón.

Los resultados indican un engrosamiento de la secuencia sedimentaria de norte a sur y hacia la línea de costa, lo cual concuerda con la información arrojada por los pozos PBCSQ-7, PBCSQ-8 y PBCSQ-9.

El alineamiento de máximos magnéticos no tiene una expresión gravimétrica correspondiente, por lo que pueden asociarse a la presencia de intrusiones ígneas dentro de un basamento de suave topografía. La falta de expresión gravimétrica sugiere que la densidad de estas intrusiones es muy similar a la del basamento encajonante.

El contraste de susceptibilidad magnética encontrado entre el basamento metavolcánico y el intrusivo modelado en la Línea Base, indica que la fuente de la anomalía es una roca con mayor contenido de minerales ferromagnesianos. De acuerdo con la información geológica, podría tratarse de un intrusivo de composición máfica.

La extensión y naturaleza de las anomalías magnéticas positivas y negativas asociadas con los edificios del campo volcánico de San Quintín pueden explicarse como distorsiones del campo magnético causadas por el afloramiento y topografía de derrames volcánicos de alta susceptibilidad magnética. Por otro lado, el

levantamiento del basamento que se localiza bajo el campo pudo estar asociado a la actividad volcánica que le dió origen.

Los rasgos topográficos más sobresalientes del valle, el Escarpe Cantú y el valle del arroyo San Simón, están cortados por los contornos de gravedad y magnetismo (Figuras 2 y 3), lo cual nos permite concluir que dichos rasgos son estructuras que afectan únicamente a la columna de sedimentos y no parecen afectar a la configuración del basamento. Este resultado contradice la idea de que el valle de San Quintín está controlado por fallas que forman un graben (Coleman, 1969). El Escarpe Cantú puede explicarse como el rasgo morfológico correspondiente a una antigua línea de costa.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es resultado de un proyecto de investigación financiado por el CICESE y llevado a cabo en el Departamento de Geofísica Aplicada de la División de Ciencias de la Tierra.

Deseamos agradecer muy especialmente a la Oc. Margarita Almeida Vega por su participación en las distintas etapas del proyecto, inicialmente en parte del trabajo de campo y más tarde en la reducción de datos así como en la preparación del informe técnico del proyecto.

Agradecemos al personal de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, en San Quintín y en Ensenada B. Cfa. por la información proporcionada relativa a la geohidrología y a los pozos del valle de San Quintín.

Los M. en C. Jaime Reyes y Mario Vega participaron en la etapa final del trabajo de campo. El Sr. Marco Paulo González estuvo a cargo de la edición gráfica de mapas y figuras, y el Oc. Luis Inzunza nos proporcionó asesoría en el uso de la tableta digitizadora.

BIBLIOGRAFIA

- Aranda-Gómez, J.J., J.F. Luhr, and J.G. Pier, 1993. Geología del campo volcánico de San Quintín, B.C., México. Memorias II Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California. Abril 19-23, Ensenada, B.Cfa., p. 6.
- Coleman, V., 1969. Ground Survey and Air-Photo analysis of the Llano de San Quintín, Baja California del Norte, México. Technical Report O-72-2 Office of Naval Research U.S.A., 13 pp.
- EG&G GEOMETRICS, 1988. User's Manual for MAG-PAC Ver. 3.0. Technical report #9, 14 pp.
- Espinosa, J.M., J.M. Romo, y V.M. Almeida, 1992. Exploración Gravimétrica y Magnética en el Valle de San Quintín, B.Cfa. Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Geofísica Aplicada, CICESE, 40 pp.
- Gastil, R.G., R.P. Phillips and E.C. Allison, 1975. Reconnaissance Geology of the State of Baja California, Mexico. Geological Society of America, Memoir 140, 170 pp.
- Hodgson, R.A. 1970. Precision Altimeter Survey Procedures, American Paulin System, Los Angeles, 50 pp.
- IAGA Division I, Working Group 1, 1986. International Geomagnetic Reference Field Revision 1985. EOS Transactions. American Geophysical Union, Vol. 67, No. 24.
- Krause, D.C., 1965. Tectonics, Bathymetry, and Geomagnetism of the Southern Continental Bordeland West of Baja California, Mexico. Geological Society of American Bulletin, Vol. 76, p. 617-650.
- Mejía, V.R., 1990. Modelo de simulación numérica de flujo dimensional del acuífero de San Quintín, B.Cfa., 11vo. Congreso Nacional de Hidráulica, Octubre 2-5 de 1990, Zacatecas, Zac. Tomo II p. 119-130.
- Nettleton, L.L., 1976. Gravity and Magnetics in Oil Prospecting, McGraw Hill Book. Co., New York, 453 pp.
- Rogers, G., A.D. Saunders, D.J. Terrel, S.P. Verma, and G.F. Marriner, 1985. Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. Nature, Vol. 315, No. 6018, p. 389-392.
- Romo, J.M. y J.M. Espinosa, 1988. Exploración Geofísica para la obtención de agua potable en el Municipio de Ensenada, B. Cfa. Informe Técnico GEO-88-01, CICESE, B.Cfa., 79 pp.
- SARH - Ingenieros Civiles y Geólogos Asociados, 1978. Estudio de Factibilidad Hidrológica en San Quintín y Maneadero, B. Cfa., Reporte Técnico, 100 pp.
- Storey, M., G. Rogers, A.D. Saunders, and D.J. Terrel 1989. San Quintín volcanic field, Baja California, Mexico: 'within-plate' magmatism following ridge subduction. TERRA Nova, Vol. 1, p. 195-202.
- Talwani, M., 1973. Computer Usage in the Computations of Gravity Anomalies. In: Methods in computational physics (B.A. Bolt editor). Academic Press, Inc. New York, 344-389.
- United Nations, 1969. Survey of metallic mineral deposits of México, United Nations Development Program. Technical Report, 1 pp.

Vacquier, V., S.N. Clarence, R.G. Henderson y I. Zietz, 1963. Interpretation of Aeromagnetic Maps. Geological Society of America, Memoir 47, 151 pp.

Woodford, A.O., 1928. The San Quintín volcanic field, Lower California. American Journal of Science, Vol. 15, p. 338-345.

ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA DE LA SECUENCIA VOLCANICA DE PUERTECITOS, NORESTE DE BAJA CALIFORNIA. TRANSICION DE UN ARCO VOLCANICO A RIFT.

Arturo Martín-Barajas⁽¹⁾ y Joann M. Stock⁽²⁾

⁽¹⁾ CICESE, Div. Ciencias de la Tierra. Apartado Postal 2732 Ensenada, B.C.

⁽²⁾ Seismological Laboratory. CIT, Pasadena, CA 91125.

RESUMEN

En la Provincia Volcánica de Puertecitos (PVP), en el NE de Baja California, una sucesión de depósitos piroclásticos y lavas riolíticas de la etapa temprana del rift del Golfo de California (Mioceno Tardío-Plioceno) sobreyace en discordancia a rocas andesíticas atribuidas al arco volcánico del Mioceno (Tma). En la franja oriental de la PVP se han documentado dos períodos de actividad volcánica contemporáneos al desarrollo del rift: uno a fines del Mioceno Tardío (ca. 6 Ma) y otro en el Plioceno Temprano (ca. 3 Ma). El primero incluye una secuencia de ignimbritas (Tobas El Canelo, Tmec) de más de 300 m de espesor contenida entre dos períodos efusivos de domos riolíticos. Los cambios de espesor de estas ignimbritas (Tmec), indican que su fuente está localizada hacia el NW de la zona de estudio, mientras que las coladas riolíticas son locales y forman una serie de domos sobrepuestos orientados N-S, en la misma dirección del fallamiento. A fines del Plioceno Temprano un segundo período de actividad explosiva produjo una serie de flujos piroclásticos de composición riolítica y dacítica (Tpr). Este paquete incluye hacia la costa central más de 20 unidades de depósito, con un espesor superior a 200 m que disminuye hacia el W y NNE, sugiriendo que la fuente de Tpr se encontraba al E de la costa actual. Hacia el norte, algunas unidades de Tpr se hallan interestratificadas con depósitos marinos someros del Plioceno Temprano. Este período culminó con la erupción del Volcán Prieto (monogenético) y derrames fisurales de composición andesítica durante el Plioceno Tardío y Pleistoceno.

Las andesitas asociadas al rift en los dos períodos de actividad volcánica son comparativamente de escaso volumen, y se caracterizan por el bajo contenido de K_2O y contenidos variables de TiO_2 y MgO con relación a las andesitas y basaltos asociados al arco volcánico del Mioceno. La característica común de las andesitas y las riolitas es la asociación clinopiroxeno-ortopiroxeno (y olivino en algunos casos), y bajo o nulo contenido de biotita, hornblenda, feldespato alcalino y cuarzo. Lo anterior sugiere una mezcla de magmas, uno máfico a alta temperatura y con posible afinidad toleítica, y otro más diferenciado y frío posiblemente formado por material de la corteza. La generación del magmatismo está asociado a la tectónica transtensional, que en el NE de la PVP se manifiesta con una extensión en dirección ESE a ENE durante el Mioceno Tardío - Plioceno.

INTRODUCCION

Los trabajos sobre la evolución del vulcanismo terciario en la Península de Baja California, muestran que tanto las características geoquímicas como el estilo del vulcanismo cambiaron en los últimos 15 millones de años. Este cambio se debe al cese de la subducción en la paleomargen Pacífico del noroeste de México y al desarrollo del rift que dio origen al Golfo de California (e.g. Saunders et al., 1987; Sawlan y Smith, 1984; Hausback, 1984; Sawlan, 1991). A partir del análisis de las anomalías magnéticas, se ha documentado que el contacto de la dorsal Pacífico-Guadalupe y la placa de Norteamérica ocurrió en algún punto al norte de la península hace

aproximadamente 25 Ma (Atwater, 1989; Stock y Molnar, 1988) (Fig. 1). Posteriormente, la actividad volcánica fue desvaneciéndose hacia el sur a medida que la subducción cesaba, terminando hace aproximadamente 11 Ma en Baja California Sur (Sawlan y Smith, 1984; Hausback, 1984; Sawlan, 1991). La actividad ígnea relacionada con el arco volcánico a lo largo de la península ha sido reportada como típicamente calcalcalina y con un rango de edad aproximada de 24 a 12 Ma (Gastil et al., 1979; Sawlan, 1991).

El vulcanismo posterior a la subducción presenta gran variación en su composición química. En la parte central y sur de la Península de Baja California se

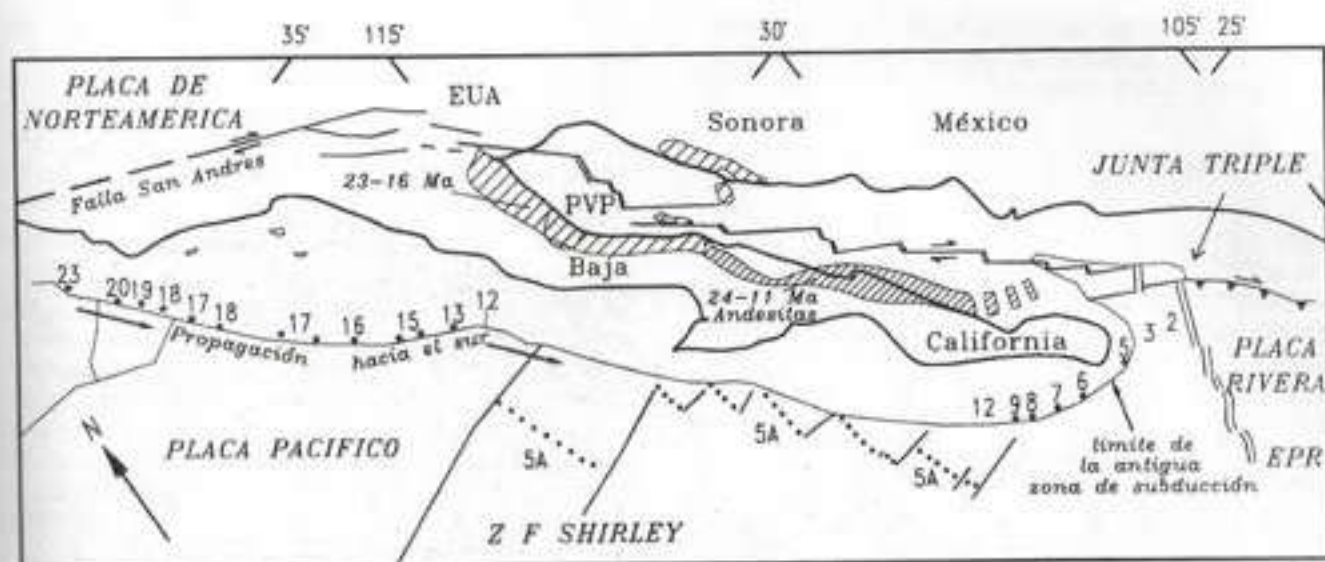


Fig. 1 Mapa tectónico del NW de México y la margen Pacífico. Los números indican la edad de las anomalías magnéticas más jóvenes en el piso oceánico a lo largo de la margen de California y Baja California (modificado de Atwater, 1991). Las zonas sombreadas muestran la posible distribución y las edades del vulcanismo de arco. Las líneas continuas indican la posición actual de los centros de dispersión abandonados entre la Placa Pacífico y las Placas Guadalupe y Magdalena (Lonsdale, 1991). EPR, dorsal del Pacífico Oriental.

observa una evolución de lavas calcialcalinas con moderado y alto contenido de potasio, a lavas alcalinas ricas en magnesio durante el Mioceno medio-tardío (Saunders et al., 1987). En las margenes del golfo, el vulcanismo de rift continental mantuvo un carácter esencialmente calcialcalino (Sawlan, 1991), mientras que en el golfo el vulcanismo asociado a los centros de dispersión es típicamente toleítico (Saunders, 1983; Saunders et al., 1982). Con referencia al vulcanismo calcialcalino coexistente con el rift (Fig. 2a), las edades reportadas para ignimbritas sugieren que este tipo de depósitos fueron comunes durante la transición arco-rift. En la región sur de Bahía de los Angeles, un paquete de ignimbritas subyace a andesitas basálticas fechadas en 12 Ma (Delgado-Argote, et al., 1992). Edades entre 12 y 14 Ma se reportan para las ignimbritas de la Sierra San Alberto (Sawlan y Smith, 1984). Entre estos centros volcánicos se incluyen también andesitas y dacitas de aproximadamente 9 Ma en Sierra Pinta (Gastil et al., 1979) y depósitos piroclásticos de entre 12 y 13 Ma en la región de la Sierra Santa Rosa, al SW de San Felipe (Fig. 2b) (Bryant, 1984). En las costas de Sonora, se ha documentado que el vulcanismo calcialcalino terminó hacia los 11 Ma, poco después del cese de la subducción y en traslape con el inicio del rift (Gastil et al., 1979; Mora-Alvarez, 1993). Adicionalmente, se han documentado algunos centros de vulcanismo

calcialcalino más joven en la depresión del golfo. El Volcán Tres Vírgenes (NW de Santa Rosalva) del Plio-Cuaternario (Sawlan, 1981) y posiblemente, las calderas Santa Ana y La Reforma localizadas al norte de Santa Rosalva, donde se observa además vulcanismo peralcalino (Demant, 1981; Sawlan, 1991). Con base en sus características petrológicas y estructurales se ha inferido, entre otras cosas, que el vulcanismo Plio-Cuaternario del Volcán Tres Vírgenes se localiza en una zona de cizalla producida por la tectónica transtensional y se infiere que el magma proviene de la fusión de la corteza previamente modificada por la subducción (Sawlan y Smith, 1984; Sawlan, 1981).

La relación entre el vulcanismo calcialcalino del Mioceno Tardío - Plioceno y el proceso de "rifting" está aún mal documentado y se desconoce su relación con la apertura del golfo y la posible existencia de una corteza transicional en las márgenes. La Provincia Volcánica de Puertecitos (PVP) es un centro volcánico contemporáneo al desarrollo del rift (Gastil et al., 1975). Esta provincia se localiza al NE de Baja California (Fig. 2a), y a pesar de ser uno de los centros de vulcanismo explosivo más extensos, es uno de los menos estudiados. Los trabajos sobre el área son en gran parte reconocimientos geológicos regionales apoyados en imágenes de satélite y fotografías aéreas, enfocados esencialmente al aspecto estructural

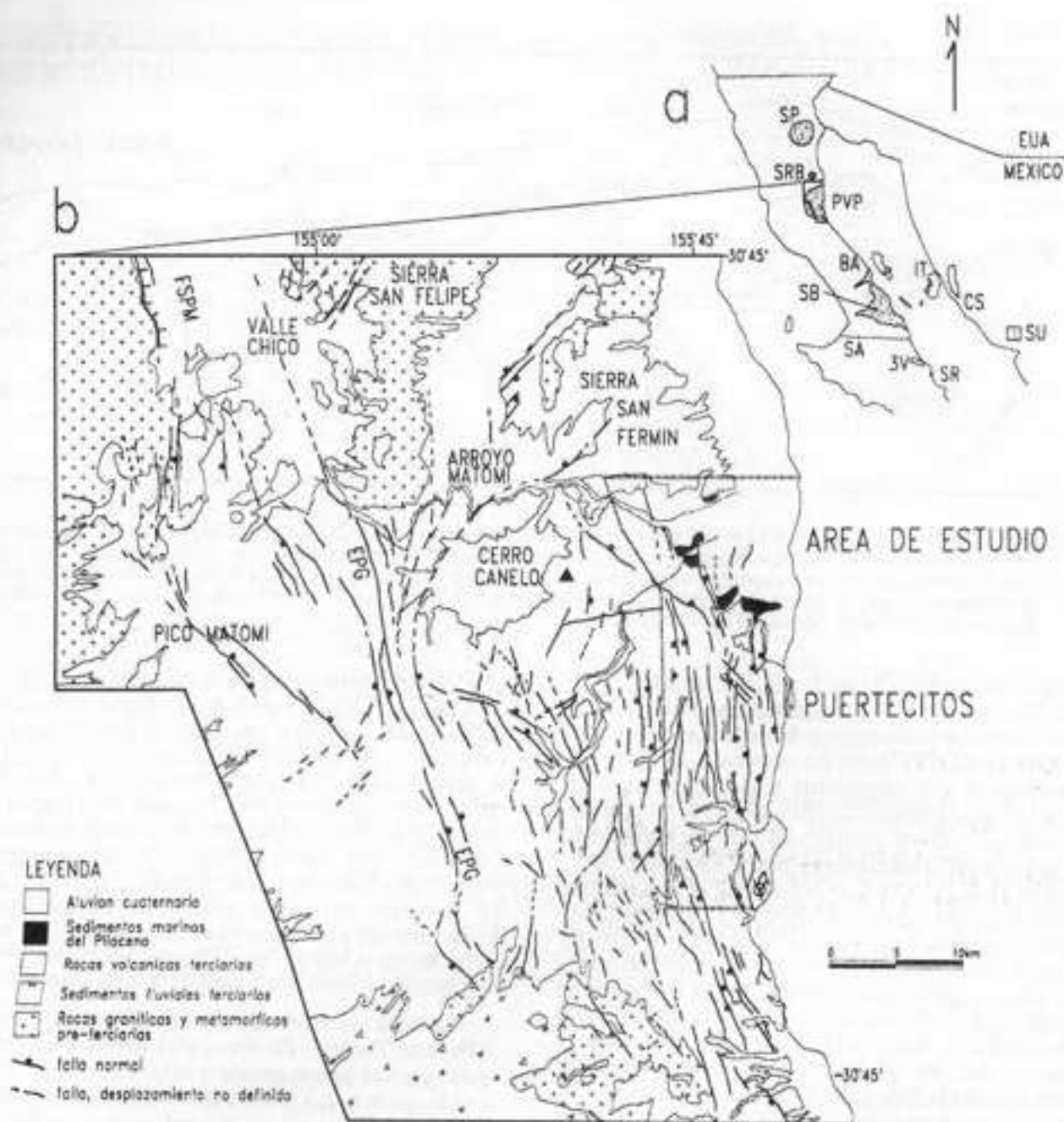


Fig. 2a Mapa regional con la localización y las edades reportadas de campos volcánicos con ignimbritas del Neógeno en Baja California y en la costa de Sonora (modificado de Sawlan, 1991). SU, Sierra de Santa Ursula (Mora-Alvarez, este vol.); SP, Sierra Pinta y CS, costa de Sonora (Gastil et al., 1979); BA, Bahía de los Angeles (Delgado-Argote, com. pers.); 3V, Tres Vírgenes (Sawlan, 1986); SA, Sierra San Alberto (Sawlan y Smith, 1984); Puertecitos (Stock, 1989; Martín-Barajas et al., en prep.); IT, Isla Tiburón; SR, Santa Rosalía. Fig. 2b. Mapa de localización de la zona de estudio dentro de la PVP (modificado de Gastil et al., 1975); FSPM, Falla San Pedro Martir; MT, Arroyo Matomí; EC, Arroyo El Canelo; LC, Arroyo La Canela; LH, Arroyo Los Heme. El recuadro indica la zona de este estudio.

(Hamilton, 1971; Dokka y Merriam, 1982; Gastil et al., 1975). Algunas edades radiométricas de unidades volcánicas en el norte de la PVP han sido reportadas por Sommer y García (1970) y Gastil et al. (1975; 1979). La cronoestratigrafía en el extremo noroeste de la PVP y las relaciones estructurales de las rocas volcánicas junto al escarpe del golfo, fueron estudiadas por Stock y Hodges (1990) y Stock (1989).

En la zona noreste de la PVP, en donde se sitúa este trabajo, estudios previos muestran que las ignimbritas y lavas riolíticas del Mioceno tardío y Plioceno sobreyacen a las rocas andesíticas atribuidas al arco volcánico del Mioceno temprano (Stock et al., 1991). Hacia la costa, se observan rocas volcánicas de edad Mioceno Tardío-Plioceno y depósitos marinos interstratificados (Martín-Barajas et al., este volumen).

El presente trabajo engloba cuatro objetivos principales: 1) describir la estratigrafía volcánica en el ENE de la PVP. 2) Mostrar la relación de entre el vulcanismo efusivo-explosivo y el fallamiento normal. 3) Describir las características petrográficas y geoquímicas de las rocas que componen los principales paquetes volcánicos en la franja oriental de la PVP. 4) Reflexionar sobre el origen de las cámaras magmáticas asociadas al rift en esta latitud y sus implicaciones tectónicas.

MARCO TECTONICO

En la zona del escarpe del golfo, dentro de la Provincia Volcánica de Puertecitos, se ha documentado que un período de máxima extensión debió ocurrir entre 11 y 6 Ma en esta latitud (Stock y Hodges, 1990; Stock 1989; 1993). Esto indica que el inicio de la extensión de la corteza es muy posterior a la terminación del vulcanismo de arco en esta zona (ca. 15 Ma) (Martín-Barajas et al., en preparación). Estructuralmente la PVP se encuentra afectada por una serie de fallas normales de ángulo subvertical, orientadas esencialmente al NNW y al NNE que constituyen el sistema sintético y antitético del escarpe principal del golfo (Dokka y Merriam, 1982). El escarpe del golfo es considerado como el límite entre la parte estable de la península hacia el oeste y la provincia extensional del golfo (PEG) hacia el este. Al norte de la PVP, el escarpe del golfo está bien definido por la Falla de San Pedro Martín (FSPM) (Fig. 2b), mientras que hacia el sur, la expresión superficial de este escarpe se suaviza a lo ancho de una zona de fallas normales subparalelas a la orientación de la Falla San Pedro Martín (Fig. 2b). Estas fallas muestran menor desplazamiento comparado con la FSPM y afectan a las ignimbritas y lavas del Mioceno tardío en la parte

occidental. Las fallas normales también afectan a las ignimbritas del Plioceno en la franja oriental de esta provincia (Dokka and Merriam, 1982; Stock, 1989; Stock et al., 1991).

METODO DE TRABAJO Y METODOS DE ANALISIS

El trabajo de cartografía se realizó en mapas topográficos base a escala 1:25 000 obtenidos de la carta topográfica escala 1:50 000 (hoja Puertecitos H11B77). En el campo, se levantaron diversas columnas estratigráficas (Fig. 2b) y la secuencia volcánica se estudió en diferentes cortes de arroyo: el Arroyo Los Heme (LH) en la parte sur; Valle Curbina (VC) y el Arroyo La Cantera (LC) en la parte noreste; y los arroyos Matomí (MT) y El Canelo (EC) en la porción nor-noroeste (Fig. 3). La correlación inequívoca de algunas unidades y grupos distintivos de rocas a lo largo de la zona se basa en la posición estratigráfica, en los espesores de las unidades, en sus características texturales y en su composición mineralógica y química. La correlación se apoya además en edades isotópicas obtenidas en algunas unidades y que se presentan en otro trabajo (Martín-Barajas et al., en prep.).

Términos empleados para designar a las unidades volcánicas.

En la literatura existen diversas clasificaciones y términos empleados para designar a las rocas piroclásticas. En este trabajo, la terminología y los criterios para diferenciar a las rocas piroclásticas, lavas y otras unidades volcánicas, así como las texturas en lámina delgada, son las propuestas por Fisher (1961), Cas y Wright (1987) y Bard (1986). El procedimiento implica una primera clasificación descriptiva, (Fisher, 1961) y sólo en los casos en donde las características petrológicas y las relaciones de campo lo definen, se ha propuesto una clasificación genética (Cas and Wright, 1987). La definición y la traducción al español de los principales términos empleados se basa en los trabajos de Araña y Ortiz (1984) y Araña y López (1974). Algunos de los términos propuestos por estos autores han sido modificados de acuerdo a su uso en México, principalmente el término "flujo" piroclástico en lugar de "colada" piroclástica. No obstante, a fin de evitar la proliferación de términos en idioma español, en lo posible se ha intentado seguir la nomenclatura de los autores españoles.

Análisis químicos. Los análisis de roca entera por elementos mayores, se realizaron por fluorescencia de rayos X (FRX) en la Universidad Estatal de San Diego

(SDSU), California y en la Universidad de Massachusetts, (U.Mass.), en Amherst, Mass. Los análisis de microsonda se efectuaron en la Universidad de Harvard, con un equipo Cameca Mod. Camebax, utilizando estándares de minerales para la calibración del aparato.

ESTRATIGRAFIA

Las unidades estudiadas pueden agruparse en tres grupos principales. El primero corresponde a las rocas andesíticas y dacíticas atribuidas al arco volcánico del Mioceno Temprano-medio (Tma). El segundo paquete o Grupo (Tmr-Tmba) consiste en domos riolíticos y en una secuencia de flujos de cenizas denominada Tobas El Canelo (Tmec). Las Tobas El Canelo están situadas estratigráficamente entre dos unidades de lavas riolíticas (Tmrl y Tmru, abajo y arriba respectivamente). Localmente afloran coladas de andesitas basálticas subordinadas a las riolitas. El tercer paquete (ó Grupo) es una secuencia de flujos piroclásticos de espesor variable denominada Tpr. Tpr sobreyace discordantemente a Tmr y a Tma, y comprende a las Tobas Los Heme (Tph), la Toba de Valle Curbina y a las Tobas de Mesa El Tábano (Tpet). Las unidades del Plioceno (Tpr) cubrieron las irregularidades del terreno y forman las mesetas en la franja oriental de la PVP. Hacia el norte, algunas unidades piroclásticas fueron depositadas en ambiente marino (Martín-Barajas et al., este volumen). Finalmente, dentro del área se presenta un volcán monogenético (Volcán Prieto), que junto con algunos volcanes y coladas andesíticas situadas al W del área de estudio, y aparentemente relacionadas a Tpr, constituyen las últimas manifestaciones volcánicas en la PVP.

GRUPO 1

Andesitas y dacitas del Mioceno medio (Tma).

Este paquete aflora en el Arroyo Los Heme en forma de una ventana estratigráfica (Fig. 3). El posible control estructural de esta ventana queda incierto debido a la cobertura de las unidades más jóvenes. En el Arroyo Los Heme, los afloramientos de Tma se extienden aproximadamente 4 km en dirección E-W. En este sitio, afloran cuellos volcánicos, coladas de lava, brechas volcánicas (posiblemente producidas por flujos piroclásticos) y depósitos epiclásticos proximales. Los conductos o cuellos volcánicos, más resistentes a la erosión, posteriormente formaron una topografía muy pronunciada con elevaciones del terreno de hasta 300m sobre el nivel base del arroyo. Sobre esta paleotopografía se depositaron en discordancia los piroclastos y lavas riolíticas del Plioceno.

Los depósitos piroclásticos asociados a Tma se localizan en los flancos de los cuellos volcánicos e interestratificados con coladas de lava. Consisten en brechas volcánicas con bloques de hasta 2-3 m de diámetro y lapilli lítico suspendidos en una matriz de cenizas. Estos depósitos carecen de estructura interna y se interpretan como depósitos proximales de flujos piroclásticos. Hacia el poniente y surponiente de este centro volcánico afloran depósitos en capas masivas de material volcánico, de unos centímetros a más de 1 metro de espesor, que se intercalan con depósitos de areniscas conglomeráticas con estratificación planar. En el primer caso la matriz es de cenizas y lapilli lítico y el tamaño de los fragmentos suspendidos en la matriz varía de un máximo de 20 cm a menos de 1 cm. En los depósitos de areniscas gruesas se tiene una mejor clasificación de tamaños entre capa y capa. Los depósitos epiclásticos, posiblemente representan depósitos de gravedad (avalanchas ?) intercalados con sedimentos volcánicos retrabajados por el agua. En algunos sitios afloran depósitos de cenizas vítreas y lapilli lítico estratificados entre los flujos piroclásticos. Estas capas presentan estructuras de corriente unidireccionales (dunas, estratificación cruzada y estratificación planar), que sugieren condiciones de fluidización y baja concentración de partículas (Cas y Wright, 1987) y posiblemente constituyen depósitos de nube rasante (*surge*).

Asociado a las rocas andesíticas se han localizado remanentes de conos cineríticos en este centro volcánico. Los depósitos se componen de escoria y cenizas estratificadas que afloran con un espesor inferior a 10 m. Tanto las lavas andesíticas como los depósitos cineríticos están afectados por un pequeño dique y un manto de composición andesítica que parecen conductos alimentadores del cono cinerítico.

GRUPO 2

Lavas riolíticas (Tmrl, Tmru).

En la porción norte de la PVP afloran domos riolíticos en una extensión de 10 km en dirección norte-sur. El número de domos no se ha establecido debido a que las riolitas están en gran parte cubierta por las ignimbritas de edad Mioceno Tardío-Plioceno. Sin embargo, a lo largo del Arroyo La Cantera, 6 km al W de Puertecitos, un domo riolítico tiene una extensión de 3 km en dirección N-S. En esta zona se han cartografiado dos etapas de actividad efusiva. Una serie de coladas (Tmrl) de número y edad no determinados subyace a las Tobas El Canelo (Tmec) las cuales se acunian contra el flanco sur del domo. La segunda serie de coladas riolíticas (Tmru) sobreyace a las Tobas El Canelo. En los bordes norte y sur de

domo, las lavas sobreyacen a Tmec, mientras que hacia el WSW, las Tobas El Canelo subyacen directamente a las ignimbritas del Plioceno. Las variaciones laterales de la secuencia en dirección E-W, sugieren que el emplazamiento de las coladas de lava riolítica estuvo en parte controlado por las fallas y por el paleorelieve del terreno.

Las coladas en la base de la secuencia (Tmrl) consisten en riolitas vítreas de aspecto masivo, con zonas de brechamiento de flujo. Presentan obsidiana, obsidiana perlitizada y zonas de alteración hidrotermal a pirofilita, y esmectita subordinada a la pirofilita. Estas zonas se reconocen a distancia por su coloración amarillo claro que contrasta con los tonos oscuros a gris claro de las riolitas. Sin embargo, la coloración amarillenta no es exclusiva de las zonas de alteración en las lavas y brechas riolíticas, ya que los piroclastos de caída libre y los depósitos epiclásticos presentan el mismo color amarillento en material pumfítico. Los depósitos piroclásticos son comunes entre las coladas de lava.

En el área del Arroyo Los Heme, afloran andesitas basálticas (Tmba) que sobreyacen en discordancia a las andesitas atribuidas al arco volcánico del Mioceno y a depósitos epiclásticos derivados de éstas. Las andesitas consisten en derrames fisurales de poca extensión (2-3 km) y subyacen en discordancia a las ignimbritas del Plioceno. Hacia el sur del Arroyo Los Heme las coladas son de menor espesor (2-3 m) y tienden a acunarse, mientras que hacia el NE del Arroyo Los Heme, los espesores llegan a más de 20 m. Esta variación en el espesor posiblemente se debe a la distancia de la fuente y al paleorelieve. En Valle Curbina se observó un dique andesítico que corta al domo riolítico y que se encuentran en la misma posición estratigráfica que sus similares del Arroyo Los Heme. En Valle Curbina esta andesita está localmente cloritizada por circulación hidrotermal. Una muestra de andesita fresca fué fechada en 5.0 ± 0.5 Ma (roca entera) lo que sugiere que son contemporáneas a la unidad superior de riolita (Tmru) (Martín-Barajas et al., en preparación).

Al sur de la Sierra de San Fermín (15 km al N de Puertecitos), afloran lavas riolíticas que se posiblemente se correlacionan con las riolitas del área de estudio ya que guardan la misma relación estratigráfica (C. Lewis, com. personal, 1992). En el Arroyo Matomí, la unidad superior de lavas riolíticas (Tmru) sobreyace a las Tobas El Canelo y ambas unidades sobreyacen a la unidad inferior de riolitas (Tmrl) que aflora casi al nivel del arroyo. Ambas zonas al sur y al norte del Arroyo Matomí podrían formar

parte de un conjunto de domos riolíticos contemporáneos que actualmente afloran separados más de 20 km en dirección norte-sur. Hacia el sur de Puertecitos, la unidad superior de riolitas aflora en la base de los arroyos en dirección N-S. y está cada vez más cubierta por las ignimbritas del Plioceno.

Tobas El Canelo (Tmec).

Esta secuencia aflora en la parte norponiente de la zona de estudio, entre el Arroyo La Cantera y el Arroyo Matomí (Fig. 3). En los arroyos Matomí y El Canelo al igual que en Mesa El Támano, las Tobas El Canelo están fuertemente basculadas hacia el W-SW, y están cubiertas en discordancia por la unidad superior de riolitas (Tmru) y, en una segunda discordancia, por las ignimbritas del Plioceno. En el Arroyo La Cantera y hacia el sur de la zona de domos riolíticos, las Tobas El Canelo están menos basculadas y tienden a acunarse sobre la unidad inferior de riolitas (Tmrl). La unidad en la base de la secuencia (Tmec1) se encuentra cubierta localmente por capas de cenizas y lapilli líticos de menos de 2 cm de diámetro. Estos depósitos se presentan en capas delgadas, con estratificación plana y huellas de impacto de fragmentos balísticos, lo que sugiere depósitos de caída libre. Estos depósitos están compuestos por fragmentos de riolita no alterada y abundantes fragmentos de riolita y pómez alterada a pirofilita y esmectita similar al material de alteración encontrado en las zonas de brechamiento en las riolitas (Tmrl). Si estas tefras fueron originadas durante el emplazamiento de Tmrl podemos suponer que la riolita inferior es contemporánea a las Tobas El Canelo.

Hacia el sur del Arroyo La Cantera se midió una columna completa de las Tobas El Canelo. En esa columna la secuencia está formada de 6 unidades (Tmec1-6) que en conjunto tienen un espesor cercano a los 300 m (Fig. 4). La unidad de la base (Tmec1) consiste de una toba riolítica cristalina no soldada (Tabla 1), que sobreyace directamente a Tmrl y a los depósitos de caída libre asociados a éste. Esta unidad fue fechada en 6.4 Ma (Martín-Barajas et al., en preparación). Las unidades 2 y 3 son unidades de gran potencia, con espesores de más de 100 m y con fuerte soldamiento en la parte intermedia. La unidad 4 es un flujo piroclástico de lapilli lítico en una matriz de cenizas no soldadas y poco consolidadas. La unidad 5 es un flujo de cenizas densamente soldado con foliación eutaxítica y bandas y lentes con minerales de fase vapor. Tiene un espesor mayor a 70 m, con un vitrófago basal de 1 a 2 m de espesor y presenta alto contenido de cristales (>25%). Esta unidad es distintiva debido a su denso soldamiento, a la foliación eutaxítica y al contenido de cristales, y permite correlacionar a Tm

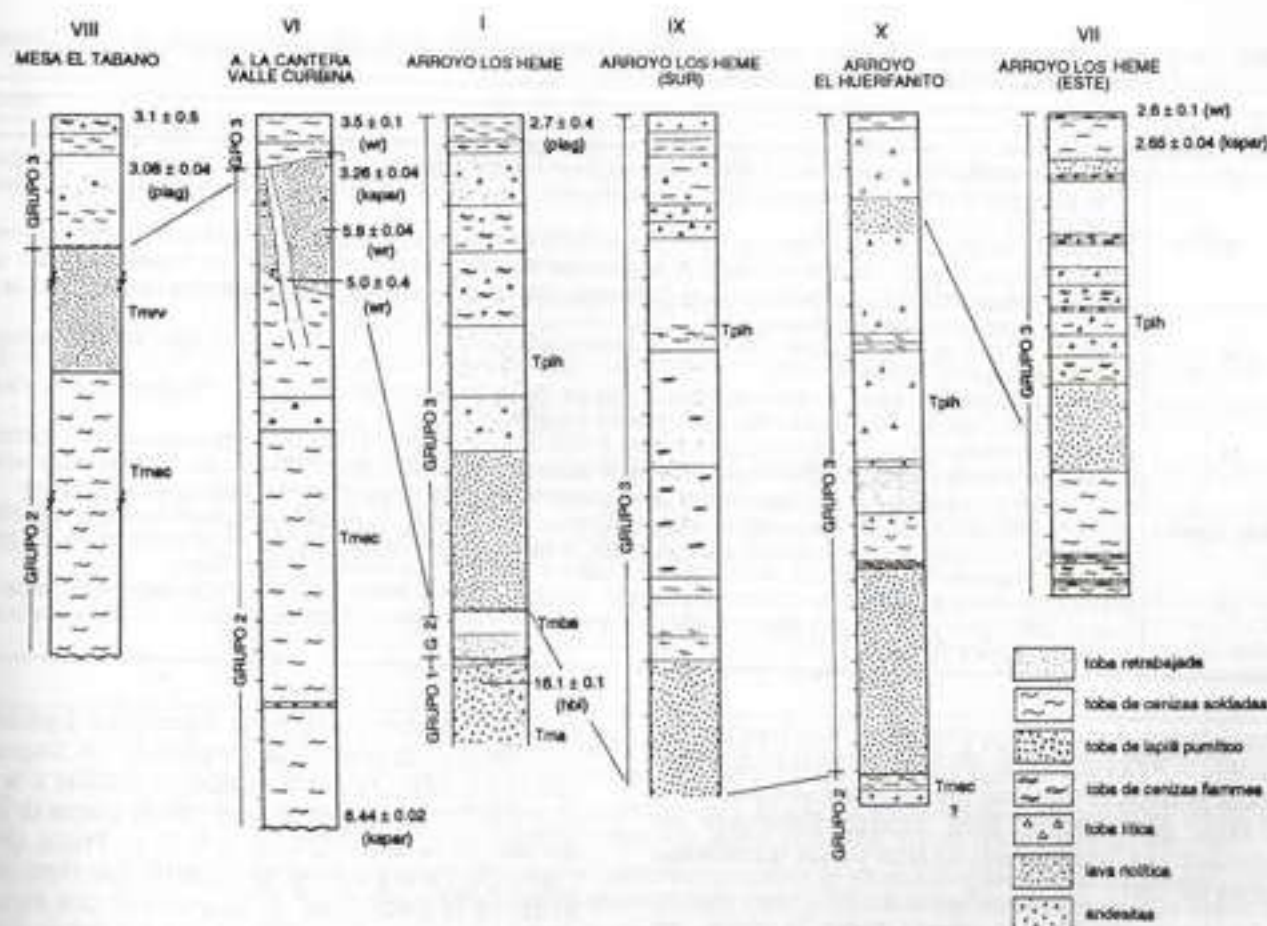


Fig. 4 Columnas estratigráficas compuestas y correlación de los principales paquetes de rocas volcánicas en el área de estudio. Las claves de las unidades como en la leyenda de la Fig. 3. Ver Tabla 1 para descripción litológica de Tmec. Ver Tabla 2 para descripción litológica de Tph en el Arroyo Los Heme. Ver Tabla 3 para descripción litológica de Tpet en Mesa El Tabano.

hacia el W-NW, donde se denomina t12 (Stock et al., 1991). Las Tobas El Canelo subyacen a la riolita superior (Tmru), y hacia el W del Arroyo La Cantera están cubiertas por ignimbritas del Plioceno.

GRUPO 3

Ignimbritas del Plioceno (Tpr): Tobas Los Heme (Tph), Toba de Valle Curbina y Tobas de Mesa El Tabano (Tpet)

El conjunto de Tobas Los Heme (Tph), Toba de Valle Curbina y Tobas de Mesa El Tabano se denomina Tpr (Terciario Plioceno riolitas). Tpr aflora en la franja oriental de la PVP formando las mesetas y bloques basculados que se observan en la costa hacia el sur de Paetecitos. Las Tobas Los Heme (Tph) es la sección medida en el Arroyo Los Heme, en donde Tph subyace a las andesitas del Mioceno

temprano-medio (Tma) y localmente sobreyace a coladas de andesita basáltica (Tmba).

Tobas Los Heme. En la parte cercana a la costa, en el Arroyo Los Heme, la secuencia de tobas del mismo nombre (Tph) tiene un espesor superior a los 200 m y contiene más de 20 unidades de flujo (flujos de cenizas, flujos piroclásticos de lapilli pumiceo y lapilli lítico y piroclastos de caída libre) (Tabla 2) (Fig. 4). Las unidades hacia la base presentan inclinaciones de 35° hacia el E, mientras que hacia la cima la inclinación de las unidades disminuye a menos de 15°. La base de la secuencia está compuesta por flujos piroclásticos de mayor espesor comparados con las unidades de la parte media superior. Estas incluyen dos depósitos de espesor variable (máximo 70 m) de pómez tamaño lapilli y bloques (generalmente menor a 10 cm de diámetro) en una matriz de cenizas pobremente

Tabla 1. Descripción litológica de las Tobas El Canelo. Las unidades corresponden a la columna estratigráfica en el sitio VI localizada hacia el sur sobre el cauce del Arroyo La Cantera.

Unidad Tmec	Descripción litológica
t6	depósito de cenizas y lapilli lítico (15-20%), no soldada, color gris claro, pobre en cristales (<10%), aproximadamente 10 m de espesor (irregular), masiva. Esta unidad subyace a las Tobas de Mesa El Tábano y aflora localmente; pertenencia a Tmec es tentativa.
t5	depósito de cenizas de mas de 75 m de espesor, cristales 20 % clinopiroxeno (augita ?), ortopiroxeno (hipersiena-bronci ?), plagioclasas y opacos, matriz vitroclástica densamente soldada, de color morado-oscuro. Presenta vitrófiro basal bandeamiento eutáctico. Gradúa hacia la cima a moderadamente soldada. Esta unidad generalmente subyace a la riolita superior (Tmr) en el área de estudio.
t4	depósito de cenizas y lapilli lítico (30-40%) de aproximadamente 10 m de espesor, color ocre, masiva, pobremente consolidada, matriz de ceniza vítrea.
t3	depósito de cenizas vítreas, de 95 m de espesor, con un depósito de lapilli-pumicítico, color amarillo ocre. Gradúa a toba lítica densamente soldada. Gradúa a pobremente soldada.
t2	depósito de cenizas soldadas, de aproximadamente 130 m de espesor, líticos (15-20%), cristales (5-10%), fuertemente soldada en la parte intermedia, con lentes y bandas de minerales de fase de vapor (lithophysae). Le sobreyace un estrato de 0.5 a 0.8 m de espesor de cenizas y lapilli lítico, con estratificación planar (posible depósito de caída libre).
tefra (Tmrl)	depósito de lapilli lítico (2-3 cm diámetro máximo) y matriz de cenizas. Estratificación planar en capas delgadas, 10 cm, principalmente compuesta por fragmentos de riolita y riolita alterada, huellas de impacto de los fragmentos mayores (depósito de caída libre). Se infiere su asociación a la unidad de riolita inferior (Tmrl).
t1	depósito de cenizas no soldadas, color beige a gris rosado, rica en cristales (25-30%), principalmente plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico y opacos, con matriz vitroclástica y con 20% de fragmentos líticos. Sobreyace a la unidad de riolita inferior (Tmrl).

consolidadas. Ambos depósitos presentan fragmentos líticos (25-30%) que incluyen riolita, rocas andesíticas y rocas graníticas y se interpretan como dos pulsos de un flujo piroclástico. Esta unidad sobreyace en discordancia a las andesitas de arco y a las ignimbritas y lavas de Tmr.

La secuencia Tplh contiene hacia la cima un depósito de fragmentos aglutinados de lava que aflora localmente al este en la boca del Arroyo Los Heme. A esta unidad le sobreyacen 3 unidades de cenizas soldadas y un depósito de lapilli pumítico sin matriz. Hacia el norte y hacia el oeste del Arroyo Los Heme, la secuencia disminuye en número de unidades y en espesor (Fig. 4).

Toba de Valle Curbina.

En la parte norte de la zona de estudio las ignimbritas del Plioceno comprenden únicamente 5 unidades de depósito. La unidad en la base se denomina Toba de Valle Curbina y se correlaciona con la unidad en la base de las Tobas Los Heme. La Toba de Valle Curbina (Tpvc) es una colada piroclástica de lapilli pumítico que contiene aproximadamente 50 a 60% de pómez y vidrio volcánico (cenizas), 20% de líticos y 20% de fenocristales. Tpvc fue fechada en 3.2 Ma (Martín-Barajas et al., en prep.). En la zona de Valle Curbina, 2 km al NW de Puertecitos, Tpvc presenta tubos de escape de vapor y abundantes fracturas de hasta 15 cm de espesor, rellenas por sedimentos tamaño arena y limo. En el Arroyo Los Heme la unidad que se correlaciona con Tpvc tiene un espesor superior

a 70 m y presenta una zona intermedia ligeramente soldada. La variedad y la proporción de fragmentos líticos y cristales en esta unidad es similar a la Toba de Valle Curbina, aunque se observan líticos de mayor tamaño en la zona cercana a Volcán Prieto (Fig. 4). (Tabla 3). En la parte sur de la Sierra San Fermín (Fig. 3) aflora la parte distal de esta unidad con espesor de 3 a 5 m, interestratificada con depósitos marinos someros. Esto indica que en esta zona la deposición fue submarina (Stock et al., 1991; Martín-Barajas et al., en este volumen). En este sitio el porcentaje y el tamaño de los fragmentos líticos y de pómez disminuyen sensiblemente. Las variaciones locales de espesor indican que el depósito de esta unidad estuvo controlado por la paleotopografía. Los espesores más importantes se localizan en las depresiones del paleorelieve. En Valle Curbina, esta unidad alcanza espesores de más de 50 m en los sitios en donde rellena las depresiones. Su correlación a lo largo de 30 Km en dirección N-S y los espesores medidos permiten calcular un volumen mínimo del orden de 5 km³ tomando en cuenta un ancho de por lo menos 5 km en dirección E-W.

Tobas de Mesa El Tábano (Tpet).

Este paquete consiste en cuatro unidades de enfriamiento, denominadas d-a de la base a la cima (Fig. 4). En Mesa El Tábano la unidad d es un depósito de lapilli pumítico pobremente consolidado. Las unidades sobreyacentes son coladas de cenizas moderadamente soldadas. La unidad b tiene

Tabla 2. Descripción litológica de una columna estratigráfica de Tplh. La descripción corresponde al sitio I en el Arroyo Los Heme.

Grupo	Unidad	Descripción litológica
1	t8	depósito de cenizas vítricas, color rojizo oscuro, pobre en cristales y en líticos, densamente soldada, fenocristales: plagioclasa > clinopiroxeno > ortopiroxeno, opacos. La base de la unidad es un vitrófiro negro.
	t7	depósito de cenizas y lapilli lítico, abundantes fiamme, color rojizo oscuro con líticos máficos. Fenocristales: plagioclasas > opacos > clinopiroxeno > ortopiroxeno.
	t6	toba pumíctica rica en cristales, moderadamente soldada a no soldada hacia la cima. 15 % de fenocristales: plagioclasas > clinopiroxeno > ortopiroxeno > opacos, trazas de hornblenda.
	t5	depósito de lapilli pumíctico gris verde, posiblemente depósito de caída o flujo de cenizas, bimodal (?).
	t4	depósito de cenizas soldadas, color rojizo a gris oscuro, rica en líticos y fiamme. Incluye fragmentos de escoria en una matriz vitrea.
	t3	depósito de lapilli pumíctico, color rosado-amarillo (naranja cuando está intemperizado), pobre en cristales.
	t2	toba soldada rica en líticos y en pomez, color gris-rojizo, vitrófiro basal y zona de cocimiento con un depósito de caída (?) en la base. Gradúa a menos soldada hacia la cima. Fenocristales (5-10%): plagioclasas > clinopiroxeno > ortopiroxeno, matriz devitrificada.
	t1	flujo piroclástico de lapilli-pumíctico (pomez con soporte de matriz de cenizas). Fenocristales (20-25%) con plagioclasas > feldespato alcalino > biotita > clinopiroxeno, trazas de hornblenda. Fragmentos líticos (20%) accidentales de rocas graníticas, andesita y riolita, parte intermedia ligeramente soldada. Base de la secuencia Tplh en este sitio, sobreyace en discordancia erosional a Tmba y a depósitos locales de areniscas líticas.
2	Tvidf	depósito de fragmentos tamaño lapilli soportados por una matriz arenosa compuesta de fragmentos líticos, clastos de andesita de hornblenda y andesita afanítica. Estratificación planar.
	Tmba	colada de andesita basáltica, color gris oscuro, afanítica a microcristalina. Fenocristales: plagioclasas > ortopiroxeno = clinopiroxeno > opacos > olivino (idingsita). Alteración hidrotermal selectiva.
	Tmsa	arenisca lítica con estratificación horizontal y cruzada en estratos delgados, depósito subaéreo (aluvial ?). Representa una discordancia erosional entre Tmba y Tma. Este depósito sobreyace a las andesitas de arco (Tma)

composición dacítica y las unidades a y c son riolitas. La unidad d está compuesta por pómez tamaño lapilli (< 2 cm de diámetro) y tiene 1 a 2 metros de espesor. Debido a coloración claro-oscuro del vidrio esta unidad es posiblemente de composición bimodal (riolita-dacita). Las unidades c, b, a tienen espesores variables de 2 a 12 m y cubren una gran extensión en la parte norte de la PVP. Hacia el noreste, algunas unidades volcánicas están intercaladas con depósitos marinos y posiblemente representan el equivalente submarino de Tpet (Stock et al., 1991; Martín Barajas et al., este volumen). Las Tobas de Mesa El Tábaro se han reconocido en la parte noreste de la zona de estudio, en donde sobreyacen a la Toba de Valle Curbina, y tienden a acuñarse en el sur de la Sierra San Fermín.

La correlación de las unidades de las Tobas de Mesa El Tábaro y las Tobas Los Heme es aún tentativa y se basa principalmente en datos de campo, en edades isotópicas y en estudios paleomagnéticos (Melbourne et al., 1993). Ambas secuencias fueron depositadas alrededor de 3 Ma. Las Tobas de Mesa El Tábaro

podrían corresponder a las unidades de la base de las Tobas Los Heme por arriba de Tpv (la única unidad correlacionada unequivocamente entre estas dos localidades). Además, las Tobas de Mesa El Tábaro tienen polaridad inversa, mientras que las unidades en la parte media superior de las Tobas Los Heme presentan polaridad normal (Melbourne, et al., 1993). La polaridad de las unidades hacia la base de las Tobas Los Heme está por definirse y ayudará a correlacionar estas dos secuencias. La correlación basada en los espesores y en las características mineralógicas y texturales no es definitiva debido a que estas unidades son de poco espesor (Fig. 4), y hacia el sur presentan interdigitizaciones con mas unidades de la Tobas Los Heme.

La fuente de las Tobas de Mesa El Tábaro, al igual que las Tobas Los Heme y la Toba de Valle Curbina debe estar al sur-sureste de la costa actual. Actualmente se ha localizado una estructura de colapso en la zona de Volcán Prieto que consiste en una falla normal de forma semicircular con echado de 45° al E (Fig. 3). Esta estructura afecta a la mayor parte de las Tobas

Tabla 3. Descripción litológica de las Tobas de Mesa El Tábano y Toba de Valle Curbina. La descripción corresponde a una columna compuesta en el NE de la PVP.

Unidad	Descripción litológica
Tpet-a	depósito de ceniza, color gris a amarillo claro, 20% líticos, 10% fenocristales, abundantes fiammes y recristalización de minerales de fase de vapor (lithophysae). Vitrófiro basal color negro, con devitrificación esferulítica. Plagioclasas > piroxeno > olivino.
Tpet-b	depósito de cenizas densamente soldadas, color morado a púrpura, < 10% líticos, 15-20% fenocristales. Presenta vitrófiro basal y abundantes fiammes (15-20%) hacia la cima. Plagioclasas > piroxeno > olivino.
Tpet-c	depósito de cenizas y lapilli lítico, no soldadas hacia la cima, ligeramente soldadas en la parte media inferior, cenizas soldadas en la base.
Tpet-d	depósito de lapilli pumítico, color gris verdoso, con pomez con dos coloraciones posiblemente de composición bimodal (?). Esta unidad tiene distribución local y sobreyace a Tmru en el flanco SE de Mesa El Tábano.

Los Heme, excepto a las unidades mas jóvenes que son el depósito de fragmentos aglutinados de lava y tres unidades de cenizas densamente soldadas, las cuales se acufian sobre el plano de falla. En el bloque caído afloran depósitos proximales de tefra con fragmentos balísticos de obsidiana de hasta 1 m de diámetro. Esta unidad tiene una distribución local y se sitúa en la parte media-inferior de la secuencia. El depósito de fragmentos aglutinados de lava también sugiere una zona próxima a la fuente, lo que permite inferir que la fuente (o fuentes) de las rocas del Plioceno estaría situada hacia el E de la línea de costa actual.

Volcán Prieto (Tpba)

El Volcán Prieto junto con algunos derrames andesíticos situados fuera de la zona de estudio son las manifestaciones más recientes de la PVP. El Volcán Prieto (VP) es un volcán monogenético de 280 m de altura localizado en la costa central de la PVP y dentro de la estructura de colapso descrita anteriormente (Fig. 3). Está formado por coladas de andesita de aspecto lajeado y color gris oscuro, con textura vesicular en la parte superior de los derrames y variaciones texturales de afanítica a fanerítica. El edificio volcánico está construido en parte por depósitos de escoria y bloques estratificados con lavas. Los flancos están cubiertos por derrames fisurales de unos cuantos metros de espesor. Las lavas del Volcán Prieto sobreyacen a las Tobas Los Heme, aunque en el flanco sur, algunas coladas de lava subyacen a una unidad de cenizas soldadas que corresponde a la cima de Tplh.

En resumen, la estratigrafía volcánica en la franja oriental de la PVP incluye dos períodos de vulcanismo riolítico relacionados al rift del Golfo de California y sobreyacen en discordancia a rocas andesíticas del Mioceno medio. Estos períodos de vulcanismo ocurrieron en el Mioceno Tardío (Tmr) y a fines del

Plioceno Temprano (Tpr), respectivamente (Martín-Barajas et al., en prep.). El primero aflora en el NNW de la zona de estudio e incluye domos riolíticos y una secuencia de ignimbritas denominadas Tobas El Canelo. La fuente de las Tobas El Canelo se situaba hacia el oeste, cerca del área de estudio. Esta última se infiere por el aumento de espesor en algunas unidades hacia el W y por la presencia de unidades compuestas de Tmec. Además, los domos riolíticos indican que la actividad volcánica estuvo concentrada en esta región durante el Mioceno Tardío. El segundo período comprende una serie de flujos piroclásticos que cubrieron en discordancia a las riolitas y a las Tobas El Canelo en el norte, y a las andesitas de arena en la parte sur. Ambos períodos incluyen lavas andesíticas en la etapa terminal. Las ignimbritas del Plioceno disminuyen en número y en espesor hacia el N y NW y se infiere que su fuente estuvo cercana a la parte sur de la zona de estudio y al E de la línea de costa actual.

Estructura

La zona de estudio está afectada principalmente por una serie de fallas normales de ángulo grande, que se presentan en un arreglo subparalelo de dirección N-S y localizadas a distancias de unos cuantos cientos de metros una de otra (Fig. 3). Los datos de fallamiento obtenidos corresponden a fallas que cortan a Tmr y a Tpr. Las fallas se orientan principalmente hacia el NNW y NE formando dos tendencias bien definidas al NNW-SE y al NE (Fig. 5a). En algunos casos, las fallas muestran estrías subhorizontales sobrepuestas a las estrías verticales en los planos de falla que indican una componente de rumbo. Esto indicaría que los mismos planos de falla han estado sujetos a cambios o permutaciones en la orientación de los vectores de esfuerzos principales. Con los datos de fallas con estrías bien definidas y tomando como criterio el

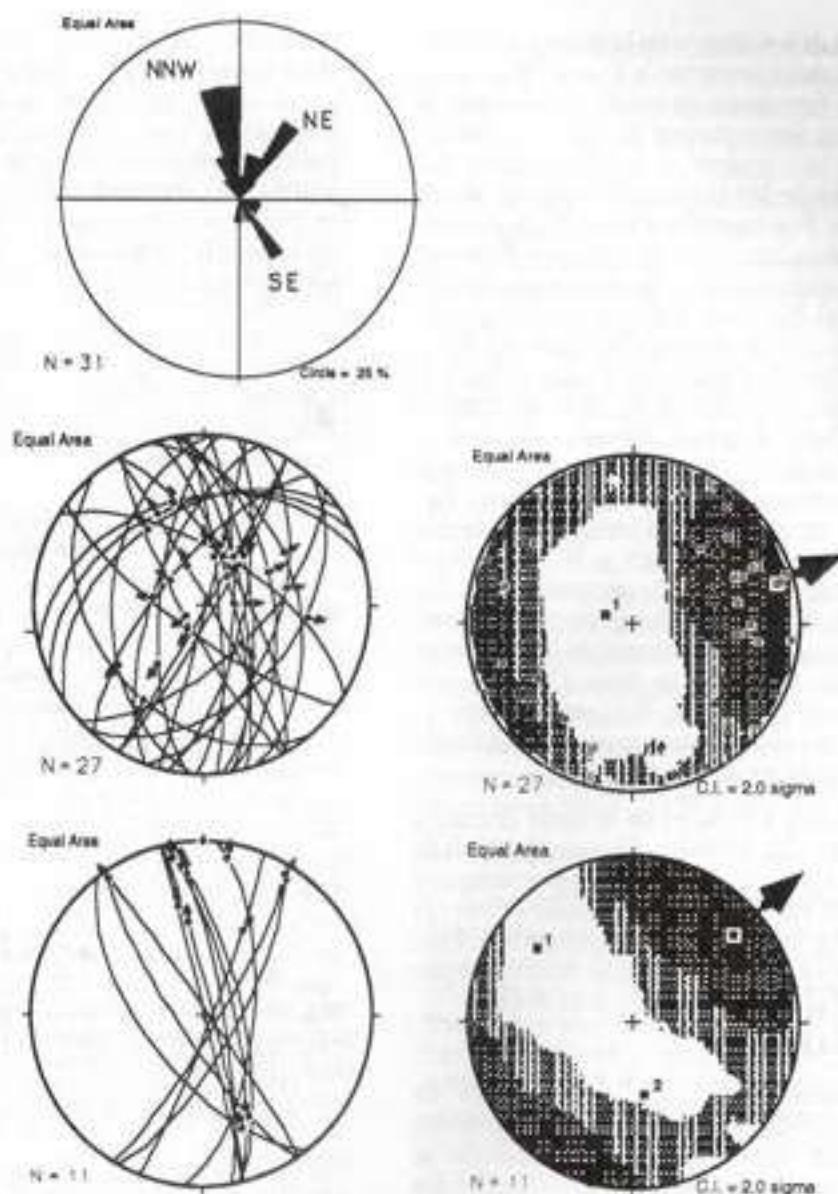


Fig. 5a Diagramas de rosas con la orientación de las fallas en la zona de estudio. 3b. Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de áreas iguales de fallas normales con datos de estrías (flechas). 3c. proyección de los ejes y contornos de tensión con la ubicación de σ_3 en dirección ENE. 3d Proyección de las fallas con estrías subhorizontales en la zona de estudio. 3e Ejes y contornos de tensión obtenidos con los datos de las fallas con estrías subhorizontales. Notar la consistencia de σ_3 al NE y la permutación de σ_1 y σ_2 en la vertical. Los ejes de extensión se determinaron con el programa Faultkin 3.25 de R. Allmendinger et al., Cornell University, Ithaca, N.Y.

ángulo entre la estría y la horizontal sobre el plano de falla (*pitch*), se dividieron dos poblaciones de fallas, una con estrías verticales y otra con estrías subhorizontales (Fig. 5b y 5d). De esta división resultan dos familias de estructuras cuyo análisis cinemático muestra consistencia con la orientación promedio de σ_3 hacia el ENE (Fig. 5c). De acuerdo al tipo de

fallamiento observado, el análisis preliminar parece indicar una permutación de los esfuerzos principales σ_1 y σ_2 , con σ_3 permaneciendo fijo sobre la horizontal y en dirección ESE-EW (Fig. 5e). Esto sugiere que el fallamiento normal y el fallamiento de rumbo resultaron del mismo régimen de esfuerzos durante el Mioceno tardío y el Plioceno.

El alineamiento de los domos en la misma dirección que las fallas normales que cortan a Tmr y Tpr sugiere que algunas fallas favorecieron el emplazamiento de las lavas. El relieve formado por las fallas normales formó estructuras de graben y medio graben que controlaron el flujo de las lavas y el depósito de los flujos piroclásticos. Por ejemplo, en una falla paralela al Arroyo La Cantera, en el bloque de piso Tmr no sobreyace a Tmec que está directamente subyaciendo a las ignimbritas del Plioceno. Del lado del bloque de techo aflora Tmr con un espesor de cerca de 70 m sobreyaciendo a Tmec, lo que sugiere que la falla es anterior a la riolita superior y ejerció un control topográfico en el flujo de la lava. Otras evidencias de fallamiento activo durante el depósito de las Tobas El Canelo es el basculamiento de las unidades. Las unidades en la base de la secuencia presentan foliación eutaxítica con basculamiento de 25° a 30° al ENE, el cual disminuye hacia el alto de la secuencia (5-10°). En la secuencia de Tobas Los Heme se observa esta misma diferencia en el basculamiento de las unidades siendo mas pronunciados en la base (25-30°) con respecto a la cima (10°-15°). En estos casos el basculamiento de las unidades parece estar relacionado al movimiento progresivo de las fallas.

Las fallas normales a lo largo de la costa afectan a las rocas volcánicas mas jóvenes. El cono del Volcán Prieto está afectado por fallas normales y fracturas con orientación N-NW a N-NE, consistentes con la tendencia general de las fallas en las ignimbritas. Esto sugiere que el proceso de extensión se manifestó por lo menos hasta fines del Plioceno en esta zona.

PETROGRAFIA

Las características petrográficas se basan en descripciones de muestras de mano y en descripciones de láminas delgadas. Los análisis de microsonda se obtuvieron en algunas unidades representativas de los principales paquetes.

Grupo 1

Andesitas asociadas al arco volcánico (Tma).

Las andesitas y dacitas son fánérficas de grano medio y color gris claro. En lámina delgada presentan textura porfírica a microporfírica, con una matriz generalmente vítrea a microcristalina. El dique de andesita basáltica que corta el depósito del cono cinerítico en el Arroyo Los Heme, es afánítico y presenta textura microporfírica, con oxidación selectiva de ferromagnesianos. La hornblenda basáltica (oxihornblenda) es el mineral accesorio más abundante en las andesitas y dacitas. Generalmente se presenta en forma de fenocristales orientados en la

dirección de flujo definiendo una textura pseudotraquítica. En lámina delgada, los cristales de hornblenda presentan halos de oxidación. Las plagioclasas con frecuencia muestran zoneamiento composicional con núcleos de labradorita (An₅₀₋₇₀) y anillos de andesina (An₃₀₋₅₀) (Fig. 6). Los cuernos andesíticos contienen diopsida en cristales ópticamente zoneados, pero de composición homogénea (Fig. 7).

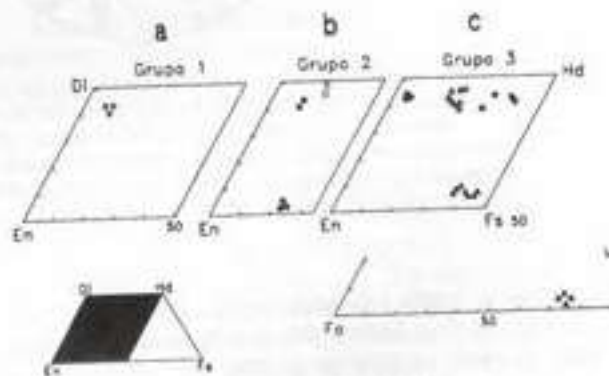
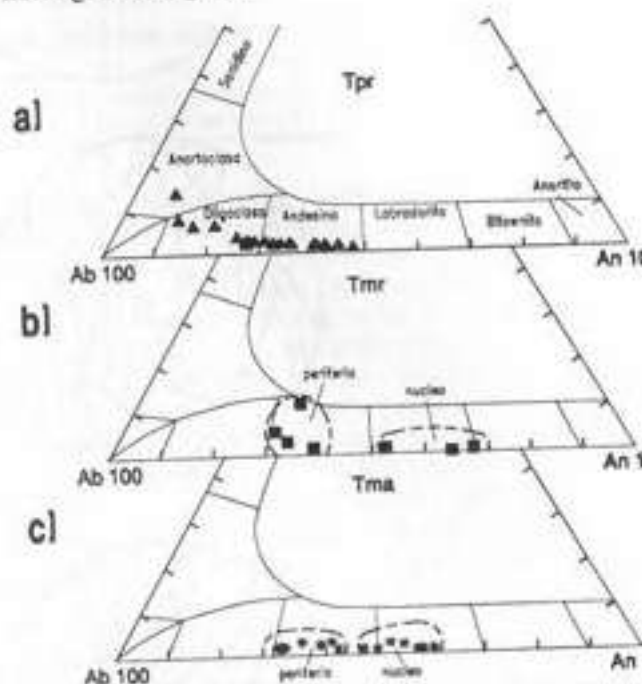


Fig. 7 Cuadriláteros con la composición normativa de piroxenos. a) Tma, b) Tmr, c) Tpr. Datos en Tabla 4 en apéndice.

Grupos 2 y 3

Unidades asociadas al rift

Riolitas (Tmrl y Tmru).

Las lavas de riolíticas son afaníticas, con menos de 5% de fenocristales, principalmente plagioclasas sódicas (oligoclasa-andesina), clinopiroxeno y minerales opacos, con una matriz vítrea a parcialmente recristalizada. La desvitrificación es radial, esferulítica con desarrollo de textura axialítica fibrocristalina de feldespato alcalino (Or_{40-50}) y cristobalita (Fig. 6). Es común observar calcita microcristalina diseminada en la matriz y asociada a microfracturas. Los cristales de clinopiroxeno (augita ?) son euhedrales y muestran halos de oxidación y alteración a lo largo de los planos de clivaje.

Andesitas basálticas (Tmba).

Las andesitas basálticas son afaníticas, de color gris oscuro. Presentan textura microlítica de flujo, con 5-10% de fenocristales de plagioclasa, algunas con zoneamiento composicional con núcleos de labradorita-bitownita y anillos de andesina (Fig. 6). Presentan microfenocristales de clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno (bronzita) (Fig. 7), y cristales de olivino con alteración selectiva a iddingsita. Algunos microfenocristales de piroxenos muestran también halos de oxidación y alteración del centro a la periferia. También presentan abundantes minerales opacos en la matriz.

Tobas El Canelo.

En esta secuencia la unidad de la base es una toba rica en cristales (25-30%) con plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo en una matriz vitroclástica. Esta asociación mineralógica es poco usual entre las Tobas El Canelo ya que las unidades hacia la cima no contienen cuarzo ni feldespato alcalino. La unidad 6 situada en la cima (Tabla 1) contiene 20% de cristales, principalmente ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa. No se tienen análisis químicos de los fenocristales.

Toba de Valle Curbina (Tpvc).

Mineralógicamente esta unidad se caracteriza por su contenido de biotita, trazas de clinopiroxeno (diopsida-ferroaugita) y trazas de hornblenda. Las plagioclasas son principalmente andesina (Ab_{50-75}) y prácticamente no contiene cuarzo. Los fragmentos líticos son principalmente de riolita y en menor cantidad de pórfido andesítico, andesita basáltica y granito. Una característica de Tpvc es la composición bimodal del vidrio volcánico, el cual presenta dos coloraciones, uno rojo oscuro-negro y otro incoloro.

Ambos son de composición riolítica (73.5-74.1% SiO_2 , respectivamente) con una diferencia 1 a 2% de sílice y el primero ligeramente más rico en FeO (1.41 y 1.38 %, respectivamente). El contenido de líticos varía de un 20% a un 10% en muestra de mano, y disminuye hacia el NNW en la parte distal de esta unidad. La composición mineralógica de Tpvc es similar a la unidad en la base de la secuencia de Tobas Los Heme. No obstante, hacia la cima los depósitos de cenizas soldadas con plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y trazas de olivino predominan.

Tobas de Mesa El Tábano. (Tpet).

Los depósitos de cenizas soldadas de Tpet y de algunas unidades de Tplh se caracterizan por la asociación de plagioclasas, minerales opacos, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Las unidades a, b y c presentan olivino en trazas (Fe_{25}) (Fig. 7), algunos con alteración incipiente a iddingsita. Tanto las plagioclasas como los piroxenos se presentan en cristales euhedrales y en cristales fragmentados en matriz vitroclástica. La composición de las plagioclasas varía de andesina a oligoclasa (Ab_{80-90}) y contienen clinopiroxeno augita y pigeonita. Los fenocristales de ortopiroxeno analizados son hiperstena (En_{50-60}) (Figs. 6 y 7).

Volcán Prieto.

Las lavas presentan variaciones texturales de faneríticas a afaníticas. Las coladas faneríticas son de grano medio a grueso (1-5 mm) con fenocristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasas y olivino en una matriz con textura microlítica de flujo. La matriz está compuesta principalmente por plagioclasas de hábito acicular y minerales opacos. Los piroxenos y plagioclasas se presentan en texturas glomeroféricas y en menor proporción en cristales individuales. Los fenocristales no muestran texturas de adsorción y sólo el olivino muestra halos de oxidación.

COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS VOLCANICAS

La descripción de la composición química está orientada a resaltar las diferencias entre las rocas andesíticas atribuidas al antiguo arco volcánico (>14 Ma) y las rocas contemporáneas al desarrollo del rift (<11 Ma). Las andesitas y andesitas basálticas contemporáneas a Tmr y a Tpr son las rocas más máficas y se incluyen en estos grupos. Con fines comparativos y a fin de mostrar la diversidad de las afinidades geoquímicas en las rocas atribuidas al arco volcánico del Mioceno, se incluyeron muestras de basaltos de la zona de Valle Chico, fechados en 17 y 20 Ma (Stock, 1989).

Las unidades contemporáneas al rift son predominantemente riolitas y dacitas, con algunas coladas de andesitas basálticas dentro de la secuencia. Las rocas de arco (Tma) son principalmente de andesitas y basaltos. A partir de la composición de elementos mayores se observan algunas diferencias entre estos dos grupos (Fig. 8).

Sílice. El contenido de sílice en Tmr-Tpr varía de 55% a más de 74%. Se observa un hueco entre 64% y 70% de SiO_2 y predominan las unidades de composición riolítica (Fig. 8). Asociadas a las tobas y lavas riolíticas se tienen coladas de andesita basáltica (55-57% SiO_2) y de andesitas que constituyen junto con el Volcán Prieto, las rocas más máficas asociadas al rift.

En las andesitas de arco los contenidos de sílice varían de 59% a 67%, con valores extremos de 49 y 50% de SiO_2 para los basaltos de Valle Chico. Las andesitas basálticas en Tma tienen un rango de 55 a 57% de SiO_2 . Las muestras corresponden al depósito de cono cinerítico y a una lava del Arroyo Los Heme.

Aluminio, hierro y titanio. En Tmr-Tpr el contenido de Al_2O_3 varía de 12.8% a 16.4% y en general disminuye con el aumento de sílice (Fig. 8). La disminución de Al_2O_3 con respecto al aumento de sílice presenta un escalón entre 62 y 69% de SiO_2 que se observa también en el gráfico de MgO . En las rocas pre-rift el contenido de Al_2O_3 es muy variable, principalmente en los basaltos de Valle Chico y en andesitas de Tmr. Dos muestras de basalto de Tma tienen muy baja concentración (13.0 y 15.8%) que podría estar relacionada a la cristalización fraccionada de plagioclasas. Tres muestras de andesitas de rift se apartan del tren que se observa (Fig. 8).

El hierro muestra una disminución lineal con el aumento de sílice en todas las unidades y varía de 1.3 a 6.8 %. Las lavas más básicas presentan un contenido muy similar, cercano a 6% que se observa tanto en Tma como en las andesitas basálticas asociadas a Tmr-Tpr. Algunas tobas pumíticas muestran mayor contenido de hierro total.

El contenido de TiO_2 forma dos agrupamientos de andesitas y dacitas del rift. Un grupo de muestras TiO_2 está enriquecido (0.8 a 1.18% de TiO_2). Otro grupo está empobrecido igual que las andesitas y dacitas de arco. Las riolitas de Tmr-Tpr muestran una disminución mas regular de TiO_2 con el aumento de la sílice.

Calcio y Magnesio. En ambos grupos, el contenido de magnesio muestra una disminución importante

alrededor de 63% de SiO_2 . Los basaltos asociados al arco (Tma) tienen un alto contenido de MgO , y solo las andesitas de Volcán Prieto y del oeste del Cerro Canelo muestran contenidos de Mg normativo ($\text{Mg\#}=(\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe})$) iguales o superiores a los basaltos de Valle Chico (Tabla 6). Las andesitas asociadas a Tmr (Tmba) tienen por el contrario, los valores mas bajos de $\text{Mg\#}$ (33-35).

El calcio se correlaciona negativamente con la sílice y presenta una fuerte disminución en las riolitas y dacitas que posiblemente está relacionada a la cristalización fraccionada de plagioclasas. En Tma el contenido de CaO varía de 5.0% a 8.7%, y se observa que el contenido de CaO en los basaltos de Valle Chico presentan menor concentración que la tendencia (Fig. 8), mientras que en Tmr-Tpr la variación es de 1% a 9% de CaO .

Alcalis y agua estructural. Es importante remarcar que las andesitas de Tmr-Tpr están empobrecidas en K_2O comparación con las rocas atribuidas al vulcanismo de arco. Dos muestras de basalto asociado a las andesitas de arco presentan contenidos de K_2O entre 2.3 y 2.8%; significativamente mas elevados que los basaltos y andesitas de Tma con afinidad calcialcalina (1.1%).

El sodio es el elemento que presenta mayor dispersión en los diagramas de Harker (Fig. 8). Una posible explicación radica en la sensibilidad del sodio al proceso de desvitrificación principalmente en las ignimbritas y lavas riolíticas. La desvitrificación secundaria, sistemáticamente disminuye el contenido de Na y aumenta relativamente el de K , mientras que la hidratación (perlitización) y lixiviación oxidan FeO y remueve Si y Na (Lipman, 1965; Conrad, 1984). En el gráfico de FeO y K_2O los análisis no muestran dispersión de los valores en las rocas félsicas lo que indica que las muestras no están alteradas. La dispersión en los valores de Na_2O se debe a la desvitrificación incipiente de algunos vitrófros en la base de las tobas y en lavas riolíticas.

Los contenidos de agua estructural son sistemáticamente mas elevados en las andesitas de arco y varían en el rango de 1.0 a 2.3%. Esta característica se refleja en su composición mineralógica específicamente con la abundancia de hornblenda. En Tmr-Tpr, el contenido de agua estructural es mucho menor, y las muestras analizadas muestran variaciones de 1.0 a 0.5% de H_2O , con un incremento a 1.5% en algunas muestras de tobas no soldadas y ligeramente zeolitizadas (Tabla 6).

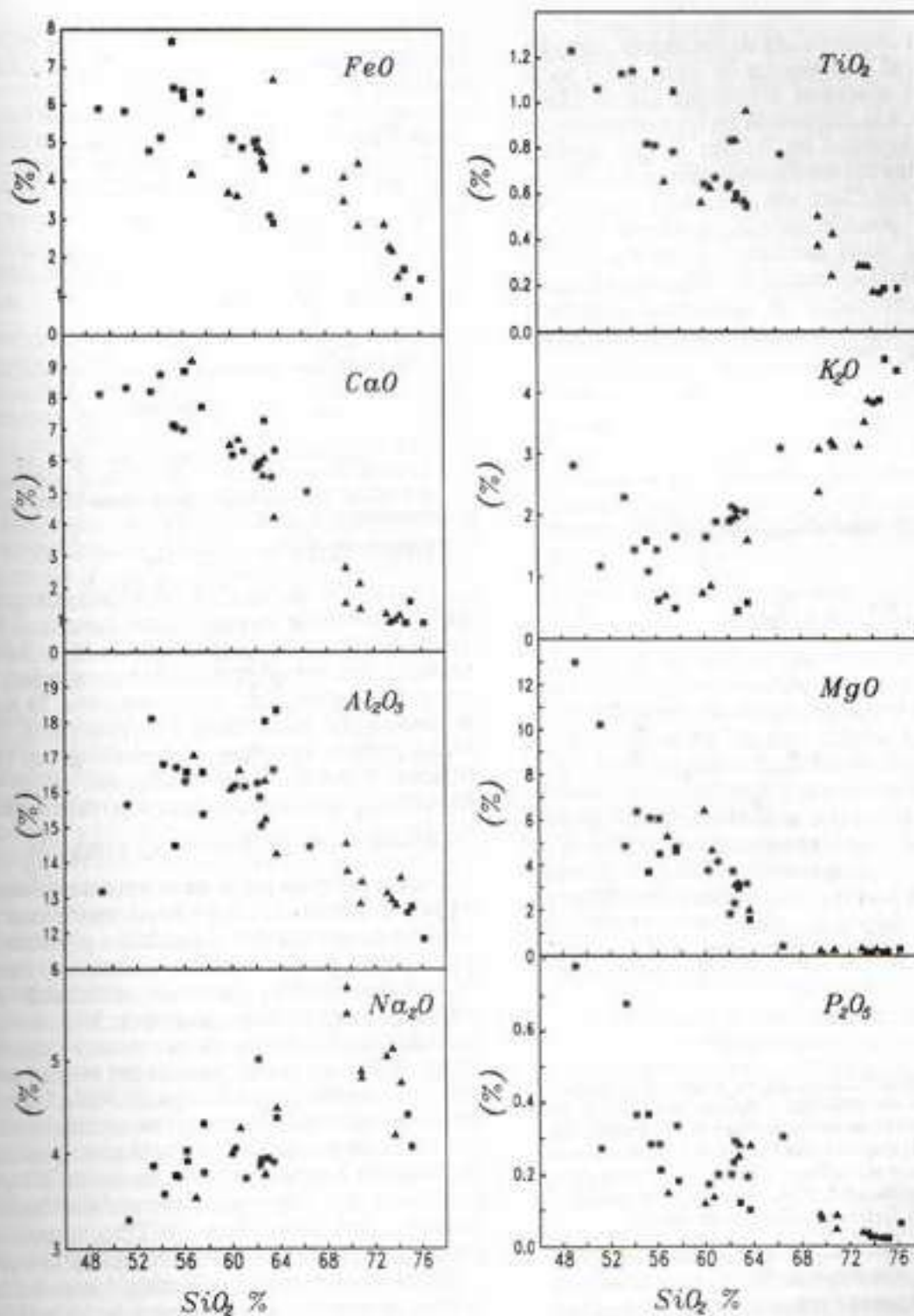


Fig. 8 Diagramas de variación en los contenidos de elementos mayores vs. sílice de los principales grupos de rocas. Los asteriscos corresponden a las rocas atribuidas al arco volcánico (Tma: Grupo 1). Los cuadros llenos corresponden a las rocas de ca. 6 Ma (Tmr-Tmba: Grupo 2). Los triángulos corresponden a las ignimbritas y andesitas del Plioceno (Tpr-Tpba: Grupo 3). Datos en Tabla 6.

A partir de la composición de los álcalis, tanto las rocas atribuidas al volcanismo de arco y las rocas asociadas al rift muestran afinidades calcialcalinas (Fig. 9). Debido a la dispersión en los contenidos de Na_2O no se incluyeron las riolitas ya que algunas muestras presentan desvitrificación incipiente. Dos de los basaltos de Valle Chico son alcalinos y representan una "anomalía" considerando el ambiente de arco volcánico al que están asociados. Estos basaltos se sitúan en la base de la secuencia volcánica del Mioceno Temprano y sobreyacen al basamento granítico (Cretácico) y a sedimentos continentales derivados de éste (Stock, 1989; 1993).

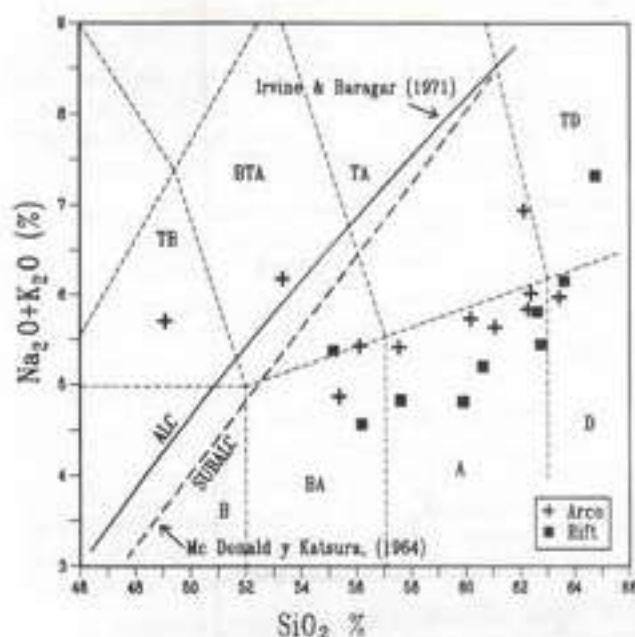


Fig. 9 Gráfico de contenido de álcalis vs. cuarzo. Los cuadros negros (Tmr-Tpr) son andesitas y dacitas asociadas al rift (Grupos 2 y 3). Las cruces son andesitas y basaltos atribuidos al arco volcánico (Grupo 1). Los límites en los campos para rocas volcánicas son de LeBas et al. (1987). B, basalto; A, andesita, TB, traquibasalto; BTA, traquiandesita basáltica; TA, traquiandesita. Datos en la Tabla 6 en apéndice.

En otro diagrama de discriminación de rocas ígneas (Miyashiro, 1974), los datos de las rocas asociadas al rift muestran que algunas riolitas se sitúan en el campo toleítico (Fig.10). Esto no se atribuye a la desvitrificación ya que las muestras que presentan dispersión en Na_2O no fueron incluidas. No obstante, el mayor número de muestras analizadas se sitúan en el campo subalcalino.

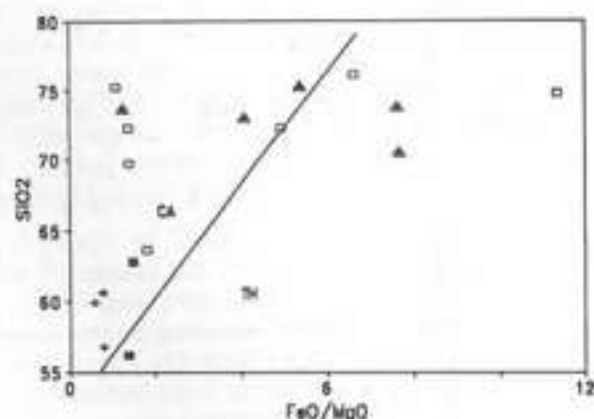


Fig. 10 Diagrama de clasificación de series subalcalinas y toleíticas (Miyashiro, 1974) de las rocas asociadas al rift en el E-NE de la PVP. FeO^* = hierro total. Datos en Tabla 6 en apéndice.

DISCUSION

En el NW de la PVP, dos factores principales parecen controlar el vulcanismo durante el Mioceno tardío y Plioceno: 1) extensión E-W y fallamiento normal como zonas de debilidad (conductos) y como control topográfico en la depositación, 2) mezcla de magmas a alta temperatura a nivel cortical. Tanto las características químicas y mineralógicas como las relaciones estructurales observadas en el área de estudio, son consistentes con estas observaciones.

Relación entre volcanismo y extensión

El control estructural en el emplazamiento de las rocas volcánicas de la PVP, se manifiesta por los cambios de espesor de los depósitos piroclásticos y la orientación de los domos riolíticos. Las fallas funcionaron como zonas de debilidad para el emplazamiento de algunos domos. Por otra parte, la variación en el espesor de las rocas volcánicas está relacionada a las características del evento volcánico (efusivo o explosivo). La Toba de Valle Curbina, por ejemplo, puede clasificarse como un flujo piroclástico con alta concentración de partículas, posiblemente emplazado a baja temperatura, en donde la topografía jugó un papel importante en su distribución. En contraste, las tobas soldadas de Tpr son unidades que presentan menor espesor pero comparativamente mas uniforme y con mayor distribución dentro del área. En la zona de estudio, los espesores de las unidades de enfriamiento en la secuencia del Plioceno, sugieren erupciones con volúmenes relativamente pequeños. Aunque se desconoce la existencia de una estructura caldérica al este de la línea de costa actual, los espesores pequeños de las unidades posiblemente no

ocasionaron grandes estructuras de colapso. La Toba de Valle Curbina, que es la unidad de mayor espesor en la secuencia del Plioceno se le calcula un volumen mínimo del orden de 5 km^3 , no obstante, se desconoce su distribución hacia el este de la línea de costa actual. La estructura de colapso que bordea al Volcán Prieto es relativamente pequeña (2-3 km) y solo afecta a parte de la secuencia, y aunque es especulativo, es posible que la subsidencia debida a las erupciones de las ignimbritas haya producido este tipo de estructuras pequeñas.

La actividad de las fallas debió ser contemporánea al emplazamiento de los paquetes de ignimbritas y lavas durante ambos períodos de volcanismo sinrift. Las unidades hacia la base de ambas secuencias presentan mayor basculamiento que las unidades hacia la cima. Esto se observa en Tplh en el Arroyo Los Heme, y en Tmec, en el Arroyo La Cantera en donde el basculamiento de las ignimbritas disminuye de manera sensible hacia la cima e indican el movimiento progresivo de las fallas. Localmente, los depósitos marinos interestratificados entre Tmr y Tpr en Valle Curbina contienen discordancias angulares asociadas al movimiento de fallas sinsedimentarias (Martín-Barajas et al., este volumen).

El análisis preliminar de los datos estructurales en fallas que cortan a Tmr y a Tpr indica que la deformación está asociada a una extensión en dirección E-NE con σ_3 en la horizontal y σ_1 en la vertical. La permutación de los esfuerzos principales σ_1 y σ_2 que se observa en el análisis de las fallas de rumbo y de las fallas normales parece ser común en regímenes extensionales (e.g. Angelier et al., 1985). En áreas situadas en la Sierra de San Fermín al norte, y en la zona del escarpe del Golfo al oeste, se han documentado fallas sinestrales con rumbo NE. En la Sierra de San Fermín estas fallas definen límites de bloques rotados en el sentido de las manecillas del reloj (Claudia Lewis, com. pers. 1992), y en la zona del escarpe, algunas fallas jóvenes sinestrales de rumbo E-NE forman una cuenca interna tipo "pull apart" (J. Stock, trabajo en curso). Esto significa que la deformación en zonas adyacentes a la zona de estudio se ha manifestado con diferentes estilos, pero igualmente asociados al sistema transtensivo del Golfo. Por otra parte, a pesar que en la zona de estudio no se ha definido un cambio en el régimen tectónico para el Plioceno y el Cuaternario, en fotos aéreas y en reconocimientos de campo se han detectado lineamientos y fallas en dirección NE y NW que atraviesan el aluvión cuaternario del Arroyo Matomí, pero aún se desconoce el tipo y la cantidad de movimiento de estas fallas.

Trabajos previos en la zona del escarpe del golfo (Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges., 1990) indican que una primera fase de extensión se inició entre 11 y 6 Ma en la porción occidental de la PVP, seguido de otra fase de extensión alrededor de 6 Ma que provocó la discordancia angular entre las Tobas El Canelo, la unidad de riolita superior (Tmr) y las ignimbritas del Plioceno en la zona de Mesa El Tábano (Gastil et al., 1979; Stock et al., 1991; Martín-Barajas et al., en prep.). El fallamiento normal y el basculamiento de las unidades del Plioceno en la franja costera de la PVP indican que el proceso de extensión continuó durante el Plioceno Tardío en esa zona. Las ignimbritas del Plioceno hacia el W de los arroyos La Cantera y Canelo, además de acunarse, no están basculadas y se infiere que las actividad de las fallas normales y el vulcanismo explosivo se desplazó hacia el E durante el Plioceno. Lo anterior establece una relación temporal entre el vulcanismo explosivo y el proceso de extensión; ambos son más jóvenes hacia el E.

Características petrológicas y posible origen del magmatismo sinrift.

Las características mineralógicas y geoquímicas del vulcanismo asociado al rift en el NE de Puertecitos, sugieren cámaras magmáticas muy diferenciadas y a alta temperatura. El vulcanismo podría ser resultado de un proceso de mezcla de magmas. La composición mineralógica de ortopiroxeno, clinopiroxeno y trazas de olivino en las riolitas es consistente con esta idea, y posiblemente las andesitas Tmba y Tpba representan estas cámaras magmáticas y menos contaminadas con material de la corteza, como sugiere el bajo contenido en K_2O y de P_2O_5 . Aunque volumétricamente subordinadas a las riolitas, las andesitas sugieren vulcanismo bimodal.

Para explicar la variedad (riolita-dacita-andesita) el origen del magmatismo se tienen dos posibles explicaciones; una explicación podría ser el zonamiento de la cámara magmática, y otra posible explicación es que la variación está asociada a la intrusión y mezcla de magmas máficos más calientes que favorecieron haber favorecido el inicio de la actividad volcánica. La asociación mineralógica; plagioclasas, clinopiroxeno, ortopiroxeno, y olivino en algunos casos, así como la escasa presencia de biotita y hornblenda es consistente con esta segunda hipótesis. Esta asociación mineralógica también se observa en las lavas andesíticas Tmba y Tpba y se infiere que este magma pudo haber sido emplazado a niveles más someros e interactuado con magmas más diferenciados.

Los datos sobre la composición química de las ignimbritas no permiten aún establecer la evolución de la cámara, o cámaras magmáticas en las dos secuencias (Tmec y Tplh). No obstante, en términos generales ambas secuencias presentan características petrológicas similares y pueden corresponder a un proceso similar de magmatismo asociado a extensión de la corteza que se manifestó en dos episodios separados por un período de 2.5 Ma de aparente calma. En ambas secuencias las ignimbritas son principalmente riolitas con algunas unidades dacíticas intercaladas en la secuencia del Plioceno. Ambos períodos de volcanismo presentan coladas andesíticas en la etapa terminal. Esta asociación riolita-andesita podría representar volcanismo bimodal, como sugiere el hueco en el contenido de SiO_2 entre 64 a 70 %. No obstante, solo el análisis de isótopos radioactivos y de elementos trazas podría definir la relación genética entre las andesitas y el volcanismo riolítico predominante.

Aunque con los datos disponibles es difícil evaluar el grado de cristalización fraccionada y/o de asimilación en la diferenciación, se observan algunas características que sugieren estos procesos en las rocas asociadas al rift. Los fenocristales de plagioclasas en las andesitas de Tmr presentan zonamiento de labradorita-bitownita en el núcleo y composición de oligoclasa-andesina en la periferia. Además, la composición de las rocas muestra una disminución fuerte en Al_2O_3 y CaO en las rocas de composición dacítica, la cual podría estar relacionada a la cristalización fraccionada de plagioclasas y de clinopiroxeno.

Una diferencia en el estilo de magmatismo entre los dos ciclos de volcanismo sinrift es la importante actividad efusiva en domos riolíticos hacia los 6 Ma. Este tipo de actividad no se ha documentado en el Plioceno en la zona de estudio, aunque es posible que haya ocurrido en la zona al E de la actual línea de costa. Las características físicas de los piroclastos en ambas secuencias sugieren erupciones magmáticas. En Tmr y en Tpr, el contenido de líticos en las ignimbritas pocas veces excede 25% y predomina el material juvenil (vidrio). Esto indicaría que el proceso de fragmentación fue principalmente por efecto de vesiculación (Cas y Wright, 1987). A pesar de esto, la interacción de los conductos de lava con el agua de mar podría explicar en parte la intensa actividad explosiva. La interacción seguramente ocurrió como sugieren los depósitos de calda libre asociados a los domos riolíticos, los cuales posiblemente se originaron por explosiones freáticas o fratomagmáticas. Además,

se tienen depósitos marinos someros interstratificados en la secuencia y algunas erupciones debieron efectuarse en ambiente submarino.

La presencia de basaltos alcalinos y basaltos calcialcalinos asociados al arco volcánico del Mioceno Temprano (basaltos de Valle Chico) es interesante ya que indica una diversidad en la fuente del vulcanismo contemporáneo a la subducción. En los basaltos alcalinos el empobrecimiento de Al_2O_3 y la disminución de CaO sugieren cristalización fraccionada de plagioclasas en comparación con los basaltos y andesitas con afinidad calcialcalina. Las características mineralógicas y geoquímicas de las andesitas en el Arroyo Los Heme, dentro de la zona de estudio, indican que estas rocas forma parte del arco volcánico del Mioceno, cuyo eje se localizó en la franja oriental de la actual península durante el Mioceno temprano y medio (Hausback, 1984; Sawlan, 1991). Las edades isotópicas de 16 Ma en andesitas del Arroyo Los Heme (Martín-Barajas et al., en prep.) y edades de 14.5 Ma en andesitas de la región de Valle Chico (Stock, 1989) sugieren que el vulcanismo asociado al arco volcánico en esta latitud disminuye o termina hacia los 15 Ma. A partir de los 11 Ma y principalmente alrededor de 6 Ma, volúmenes importantes de piroclastos y lavas de composición riolítica aparecen como las primeras manifestaciones asociadas a la extensión de la corteza (Stock, 1989; Stock et al., 1991). La asociación entre vulcanismo y extensión permite especular sobre el origen de las cámaras magmáticas. Su formación podría estar asociada al levantamiento de las isothermas, con posible contribución del manto o de una corteza transicional cuya composición difiere de la corteza continental. La formación de las cámaras magmáticas estaría relacionada a un proceso adiabático por extensión durante el rift (e.g. Bailey, 1983).

CONCLUSIONES

En el NE de la Provincia Volcánica de Puertecitos, las rocas volcánicas contemporáneas con el rift sobreyacen en discordancia a andesitas atribuidas al arco volcánico del Mioceno. El vulcanismo de rift ocurrió en dos ciclos eruptivos. El primero y más importante ocurrió en el Mioceno Tardío (ca. 6 Ma) y está compuesto de domos riolíticos, derrames de andesita y de una secuencia de mas de 300 m de espesor de rocas piroclásticas (Tobas El Canelo). La fuente de las Tobas El Canelo debió estar al oeste de la zona de estudio. El segundo paquete consiste de una serie de coladas piroclásticas de aproximadamente 200 m de espesor (Tobas Los Heme, Toba de Valle Curbina y Tobas de Mesa El Tábaro) emplazadas durante el

Plioceno temprano (ca. 3 Ma). Su fuente estaría situada en la parte suroriental de la PVP, hacia donde se incrementa el espesor, el número de unidades y afloran los depósitos piroclásticos proximales. Esta segunda fase de vulcanismo explosivo culminó con la formación de un volcán monogenético de composición andesítica (Volcán Prieto) y con coladas andesíticas al W del Cerro Canelo.

El control estructural del vulcanismo de rift está evidenciado por tres puntos principales: 1) el fallamiento en Tmr y Tpr corresponde a un tensor de esfuerzos con σ_3 en la horizontal en dirección ESE a ENE, que es consistente con la orientación de las fallas con planos de falla sin estrías, y con el lineamiento de los domos riolíticos. 2) La variación en el espesor de los depósitos piroclásticos y de algunas coladas están en parte relacionadas a la paleotopografía. Las fallas formaron estructuras de graben y medio graben que controlaron la depositación de las ignimbritas. 3) El basculamiento más intenso de las unidades hacia la base de las secuencias de Tobas El Canelo y de las Tobas Los Heme sugieren un movimiento progresivo de las fallas durante la depositación de las ignimbritas.

La composición mineralógica y las características geoquímicas de las rocas asociadas al rift sugieren erupciones magmáticas de magmas diferenciados pero de alta temperatura, que resultaron de un proceso de mezcla. Las andesitas asociadas al rift podrían representar magmatismo bimodal y provenir de cámaras magmáticas profundas, que posiblemente interactuaron con cámaras magmáticas someras y más diferenciadas. La afinidad geoquímica calcálcica en las rocas asociadas al rift parece reflejar la composición de la corteza continental. No obstante, el empobrecimiento en K_2O y P_2O_5 de las andesitas y andesitas basálticas, junto con sus variaciones en el contenido en Mg y Ti y la ausencia de minerales hidratados indican que estas lavas pudieron derivar de magmas primarios con posible afinidad toleítica y presentan diferentes grados de contaminación con material de la corteza.

La sucesión de eventos volcánicos en la PVP permite documentar una transición de vulcanismo de arco a vulcanismo de rift durante el Mioceno, y permite documentar diversos estilos de deformación asociada a la tectónica transtensional en la etapa temprana del actual Golfo de California.

REFERENCIAS

- Angelier, J., B. Colletta, E.R. Anderson, 1985. Neogene paleostress changes in the Basin and Range: A case study at Hoover Dam, Nevada-Arizona. *Geological Society American Bulletin*, 96, p. 347-361.
- Araña, V. y Ortiz, R., 1984. *Vulcanismo*, Rueda (Editor), Madrid, 509 p.
- Araña, V. y Lopez, J., 1974. *Vulcanismo. Dinámica y petrología de sus productos*. Itsmo (Editor), Madrid, 481 p.
- Arculus, R.J., 1987. The significance of source versus process in the tectonic controls of magmas genesis. In: S.D. Weaver and R.W. Johnson (Editors), *Tectonic Controls on Magmas Chemistry*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 32, p. 1-12.
- Atwater, T.M., Severinghaus, J.P., 1989. Tectonic map of the northeast Pacific. In: E.L. Wintered, D.M., Hussong, y R.W. Decker (Editors), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*: Boulder, CO, Geological Society of America. The Geology of North America, v. N., p. 15-72.
- Bard, J.P., 1986. *Microtextures of igneous rocks*. D. Reidel Pub. Co., 264 p.
- Bailey, D.K., 1983. The chemical and thermal evolution of rifts. In: P. Morgan and B.H. Baker (Editor), *Processes of Continental Rifting*, Tectonophysics, v. 94, p. 585-597.
- Cas, R.A. and Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions*, Allen & Unwin (Editors.), London, 528 p.
- Conrad, W., 1984. The mineralogy and petrology of compositionally zoned ash flow tuffs and related silicic volcanic rocks, from the McDermitt caldera complex, Nevada-Oregon, *Journal of Geophysical Research*, v. 89, No. B10, p. 8639-8664.
- Curry, J.R. y D.G. Moore, 1984. Geologic history of the mouth of the Gulf of California. In: Crouch, J.K., y S.B. Bachman, (Editors), *Tectonic and Sedimentation Along the California Margin*, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 38: 17-36.
- Delgado Argote, L., M. López Martínez y M. C. Perrillat, 1992. Edad del vulcanismo y de la fauna en sedimentos asociados de Bahía de Los Angeles, Golfo de California. *Geos*, Vol. 12, No. 5, p. 81.
- Demant, A., 1981. Plio-Quaternary volcanism of the Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. In: L. Orlied and J. Roldan-Q (Editors), *Geology of northwestern Mexico and southern Arizona: field guides and papers*, Geological Society of America, Cordilleran Section, Annual Meeting, Hermosillo, Son, Mexico, p. 295-305.
- Dokka, R.K. y R. H. Merriam, 1982. Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico, *Geological Society American Bulletin*, v. 93, p. 371-378.
- Fisher, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks, *Geological Society American Bulletin*, v. 72, p. 1409-1414.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D. y Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California, *Geological Society American Bulletin*, Part 1, v. 90, p. 839-857.
- Gastil, R.G., R.P. Phillips y E.C. Allison, 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California, *Geological Society of America Memoir* 140, 170 p.
- Hamilton, W., 1971. Recognition on space photographs of structural elements of Baja California, *U.S. Geological Survey Profesional Paper* 718, 26 p.

- Hausback, B.P., 1984. Cenozoic volcanism and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In: V.A. Frizzell, Jr. (Editor), *Geology of the Baja California Peninsula*, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 219-236.
- Lipman, P.W., 1965. Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks, *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1201-D, p. D1-D24.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1987. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal Petrology*, v. 77, p. 24-37.
- Lonsdale, P., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California, In: E.L. Wintered, D.M., Hussong, y R.W. Decker (Editors.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*: Boulder, CO, *Geological Society of America*, The Geology of North America, v. N, 499-522.
- Martín-Barajas A., J. Stock, P. Layer, B. Hausback and P. Renne M. Lopez-Martínez. Arc-rift transition Volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, Northeastern Baja California, México, en preparación.
- Martín-Barajas A., M. Téllez-Duarte y G. Rendón-Márquez. Estratigrafía y ambientes de depósito de la secuencia marina de Puertecitos, NE de Baja California. Implicaciones sobre la evolución de la margen Occidental de la depresión del Golfo. Enviado a: *Contribuciones de Tectónica del Occidente de México*, Delgado-Argote y Martín-Barajas (Editores), este volumen.
- Mora-Alvarez, G., 1993. Relaciones estratigráficas y geocronológicas entre las unidades volcánicas de la Sierra Santa Ursula en Sonora, y el magmatismo de la región del Golfo de California. En: *Contribuciones de Tectónica del Occidente de México*, Delgado-Argote y Martín-Barajas (Editores), este volumen.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, v. 274, p. 321-355.
- Saunders, A.D., G. Rogers, G.F. Marriner, D.J. Terrell, and S.P. Verma, 1987. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. In: S.D. Weaver and R.W. Johnson (Editors.), *Tectonic Controls on Magma Chemistry*, Journal of Volcanology and Geothermal Research., v. 32, p. 223-245.
- Saunders, A.D., 1983. Geochemistry of basalts recovered from Gulf of California during Leg 65 of the Deep Sea Drilling Project. In: P. Robinson, B.T. Lewis et al., *Initial Reports Deep Sea Drilling Project*, 65 Washington (US Govt. Print Off) p. 591-621.
- Saunders, A.D., D.J. Fornari, and M.A. Morrison, 1982. The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental margin basins: the Gulf of California, Mexico, *Journal Geological Society of London*, 139: 335-346.
- Saunders, A.D., Tarney, J. and Weaver, S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of the calc-alkaline magmas, *Earth Planetary Science Letter*, v. 46, 344-360.
- Sawlan, M.G. and J.G. Smith, 1984. Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. In: V.A. Frizzell, Jr. (Editor), *Geology of the Baja California Peninsula*, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 237-251.
- Sawlan, M.G., 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California rift. In: Dauphin, J.P. y Simoneit, B.R. (Editors), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists, memoir 47, p. 301-369.
- Sawlan, M.G., 1981. Late Cenozoic volcanism in the Tres Virgenes area. In: L. Ortlieb and J. Roldán-Q (Editors), *Geology of northwestern Mexico and southern Arizona*: field guides and papers: Geological Society of America, Cordilleran Section, Annual Meeting, Hermosillo, Son., Mexico, p. 309-319.
- Sommer, M. A. y J. García, 1970. Potassium-argon dates for Pliocene rhyolites sequences east of Puertecitos, Baja California, *Geological Society of American*, Abstracts proceedings, v. 2, no. 2, p. 146.
- Stock, J. and Molnar, P., 1988. Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula and Pacific plates, *Tectonics*, v. 7, p. 1339-1384.
- Stock, J.M., 1989. Sequence and geochronology of Miocene rocks adjacent to the Main Gulf Escarpment, southern Valle Chico, Baja California, *Geofísica Internacional*, 28-5, p. 851-896.
- Stock, J.M. y K.V. Hodges, 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and transfer of Baja California to the Pacific Plate, *Tectonics*, v. 8, no. 1, p. 99-115.
- Stock, J.M. y K.V. Hodges, 1990. Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, NE Baja California, Mexico, *Journal Structural Geology*, v. 12, 3, p. 315-328.
- Stock, J.M., A. Martín-Barajas, F. Suarez-Vidal and Miller, M., 1991. Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of NE Baja California, Mexico. In: Walawender y Hanan (Editors), *Geological excursions in southern California and Mexico*. Annual meeting Geological Society of America, San Diego, California, p. 44-67.
- Wilson, M. and Hyman, U., 1988. *Igneous Petrogenesis*, Unwin-Hyman Inc. (Editors), USA, 466 p.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó con apoyo del proyecto CONACYT, ref. 1224-T9203, para el estudio de la Provincia Volcánica de Puertecitos. Gracias a Ramón Mendoza por su colaboración en el procesamiento y en la discusión de los datos estructurales. Gracias a R. Allmendinger por su programa Faultkin 3.25 y Stereonet 4.3. Agradecemos a Hugo Delgado la revisión de una primera versión del manuscrito, y sus comentarios y sugerencias durante el arbitraje de este trabajo. Gracias a Joan Kimbrough y a Mike Walawender (San Diego State University) por las facilidades para el análisis por FRX. Gracias a Victor Manuel Frías C. quien efectuó el trabajo de edición de dibujos y mapas.

APENDICE

Tabla 4. Análisis de microsonda (seleccionados) en plagioclasas, Tma son andesitas y dacitas asociadas al arco (Grupo 1). Tmr y Tmba corresponden a rocas del grupo 2 asociadas al rift (ca. 6 Ma), y Tpr-Tpba corresponde a las ignimbritas del Plioceno y a andesitas de Volcán Prieto respectivamente (Grupo 3).

	Tma					Tmba					Tmr		
	II-12-3 (n)	II-12-8 (a)	II-1-4 (a)	II-1-6 (a)	II-1-9 (a)	II-1-8 (a)	II-1-11 (a)	II-1-13 (a)	22-V-2-5 (a)	22-V-2-7 (a)	22-V-2-9 (a)	III-11-1 (n)	III-11-4 (a)
SiO ₂	56.52	60.52	55.6	59.03	59.44	57.56	56.6	51.54	50.31	54.55	46.37	60.83	99.99
Al ₂ O ₃	27.73	25	27.94	25.48	25.84	26.48	27.62	30.55	31.38	28.39	34.29	24.17	0.15
FeO	0.20	0.47	0.20	0.13	0.24	0.23	0.64	0.55	0.56	0.98	0.44	0.30	0.04
CaO	9.56	7.50	10.21	7.13	7.48	8.22	10.07	13.22	14.72	11.13	17.89	13.51	5.75
Na ₂ O	6.12	6.81	5.58	7.13	6.85	6.49	4.97	3.89	3.22	5.10	1.42	3.90	0.01
K ₂ O	0.24	0.51	0.22	0.48	0.68	0.55	0.49	0.21	0.04	0.23	0	1.17	0.01
BaO	0.09	0.17	0.06	0.08	0.11	0.07	0.04	0.05	0.06	0.01	0	0.21	0.03
Total	100.45	100.97	99.82	99.47	100.64	99.61	100.44	100.01	100.3	100.39	100.41	100.12	100.25
Ab	52.90	60.30	49.10	62.60	59.90	57.00	45.20	34.30	28.30	44.70	12.50	66.10	56.50
An	45.70	36.70	49.60	34.60	36.20	39.90	51.20	64.50	71.40	53.90	87.50	27.30	30.40
Ox	1.30	3.00	1.30	2.80	3.90	3.20	3.00	1.20	0.20	1.30	0.00	6.60	13.00

Tabla 4 continuación

	Tmr			Tpr										
	III-11-5 (a)	III-11-8 (a)		1-16-1 (a)	1-16-3 (a)	1-16-4 (a)	1-16-7 (a)	1-7-1 (a)	1-7-2 (a)	1-7-3 (a)	1-7-5 (a)	P-35B-1 (a)	P-35B-2 (a)	P-35B-7 (a)
SiO ₂	61.53	66.12		60.5	61.32	63.19	61.75	64.68	63.88	65.66	65.43	59.85	61.71	60.45
Al ₂ O ₃	23.61	19.01		24.05	23.81	22.74	23.98	21.52	22.28	20.44	20.38	25.07	23.74	24.9
FeO	0.34	0.22		0.33	0.41	0.32	0.31	0.16	0.21	0.2	0.2	0.28	0.33	0.33
CaO	5.52	0.46		5.72	5.33	3.68	5.38	2.76	3.45	1.3	1.23	6.68	8.14	6.27
Na ₂ O	7.8	5.04		7.99	8.15	8.6	8.02	9.03	8.74	8.73	8.4	7.46	8.14	7.56
K ₂ O	1.05	9.4		0.5	0.52	1.36	0.54	1.34	1.23	2.72	3.38	0.43	0.55	0.46
BaO	0.09	0.17		0.05	0.03	0.05	0.09	0.46	0.22	0.7	0.92	0	0.03	0.13
Total	99.04	100.43		99.15	99.58	99.95	100.07	99.96	100	99.76	99.95	99.77	100.08	100.09
Ab	67.6	43.28		69.9	71.2	74.6	70.7	78.9	76.3	77.7	74.3	65.3	70.3	66.8
An	26.4	2.23		27.5	25.8	17.6	26.2	13.4	16.6	6.4	6.0	32.3	26.6	30.6
Ox	6.0	53.87		2.9	3.0	7.7	3.1	7.7	7.1	15.9	19.7	2.5	3.1	2.6

Tabla 4 continuación

	Tpr										
	P-35B-12 (a)	P-35B-13 (a)	III-6-1 (n)	III-6-2 (a)	III-6-3 (a)	MT91-07-2 (a)	MT91-07-4 (a)	MT91-07-6 (a)	III-2-4 (a)	III-2-5 (n)	III-2-13 (n)
SiO ₂	60.31	60.32	59.64	58.28	58.28	59.85	59.92	59.83	58.68	61.12	63.7
Al ₂ O ₃	24.35	24.63	25.2	26.11	26.96	25.29	24.98	25.26	25.45	23.85	22.52
FeO	0.3	0.37	0.44	0.46	0.42	0	0.02	0.03	0.23	0.25	0.35
CaO	6.15	6.32	7.04	7.83	9.11	6.68	6.6	6.7	7.22	5.36	4.72
Na ₂ O	7.57	7.63	7.04	6.81	6.19	7.94	7.96	7.7	7.1	8.07	8.06
K ₂ O	0.47	0.48	0.39	0.38	0.31	0.12	0.19	0.37	0.29	0.44	0.68
BaO	0.11	0.15	0.07	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05	0.01	0.07	0
Total	99.27	99.88	100.1	99.93	99.93	99.93	99.69	99.04	99.00	99.17	100.03
Ab	67.1	66.7	62.0	59.8	54.2	67.8	67.8	66.2	62.95	71.28	72.52
An	30.1	30.5	35.7	38.0	44.1	31.5	31.1	31.8	35.38	26.17	23.45
Ox	2.7	2.7	2.3	2.2	1.8	0.7	1.1	2.1	1.67	2.55	4.03

Tabla 5. Análisis de microsonda (seleccionados) en piroxenos y olivinos. Las etiquetas de los grupos igual que en la tabla 4.

	Tma										Tpr							
	II-1-20	II-1-22	22-V-2-2	22-V-2-3	III-11-6	III-11-7	1-16-6	1-16-8	1-7-8	1-7-9	III-6-7	III-6-8	III-6-12	III-6-18	MT-07-9	MT-07-10	MT-07-11	
SiO2	52.04	52.42	53.21	53.86	52.6	52.61	50.56	51.22	51.93	52.35	51.43	52.48	51.84	51.5	52.74	52.74	53.55	
TiO2	0.4	0.36	0.35	0.25	0.16	0.16	0.32	0.22	0.14	0.1	0.28	0.23	0.27	0.41	0.41	0.45	0.32	
Al2O3	2.98	1.95	1.83	2	0.67	0.64	0.8	0.3	0.68	0.65	0.48	0.46	0.5	1.06	2.48	2.22	1.81	
Cr2O3	0.36	0.04	0.07	0.11	0.03	0	0	0.01	0.06	0.05	0	0	0	0	0.47	0.32	0.12	
FeO	5.39	7.54	7.34	14.71	10.75	11.15	13.33	26.49	12.19	12.35	26.66	23.65	26.67	13.87	4.49	4.87	4.64	
MnO	0.15	0.22	0.19	0.32	0.38	0.39	0.63	1.06	0.45	0.52	0.82	0.87	0.86	0.46	0.15	0.1	0.13	
MgO	16.84	17.3	16.84	28.07	13.89	13.75	12.71	18.87	13.14	13.32	18.44	19.62	18.98	13.47	17.35	17.35	17.89	
CaO	21.21	19.45	20.57	1.66	21.39	20.98	19.25	1.6	20.68	20.74	1.88	1.86	1.81	18.71	21.83	21.78	21.83	
Na2O	0.3	0.23	0.27	0.02	0.33	0.31	0.37	0.02	0.34	0.36	0.05	0.05	0.03	0.29	0.32	0.28	0.25	
K2O	0.01	0.02	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0	
Total	99.71	99.54	100.65	101.06	100.19	99.99	97.99	99.8	99.6	100.44	100.04	99.21	100.95	99.78	100.28	99.92	100.51	
Fe	8.6	11.9	11.5	22.0	27.88	17.82	21.96	42.6	19.6	19.7	43.0	38.8	42.5	22.4	7.1	7.6	7.2	
En	48.0	48.7	47.1	74.8	0.98	39.19	37.36	54.1	37.7	37.9	53.1	57.3	53.9	38.8	48.5	48.5	40.4	
Wo	43.4	39.4	41.4	3.2	71.13	42.97	40.66	3.3	42.7	42.4	3.9	3.9	3.7	38.8	44.1	43.8	43.4	

Tabla 6. Análisis de FRX de elementos mayores de unidades correspondientes a los tres grupos principales. Tma, lavas y rocas piroclásticas andesíticas de > 11 Ma. Tmr-Tmba, lavas y rocas piroclásticas de ± 6.0 Ma. Tpr-Tpba, lavas y rocas piroclásticas de ± 3 Ma o menos. La posición estratigráfica de los basaltos de Valle Chico en Stock (1989). (1) Análisis efectuados en San Diego State University. (2) Análisis efectuados en University of Massachusetts, Amherst, Mass. Mg# = Mg/(Mg+Fe). FeO* y Fe₂O₃ como hierro total. Nota: Símbolos en Fig. 10: (+) Tmba, (o) Tmr, (x) Tplb-Tpet, (+) Tplb.

IMBS, (wt) Unit, (wt) 1 point of 100	Basaltos Valle Chico					Tma Arroyo Los Hornos									
	VC-87-11 (2)	VC-87-54 (2)	VC-87-58 (2)	VC-86-99 (2)	VC-86-99 (2)	21-III-7 (1)	1-19 (1)	21-III-6 (1)	IV-1 (1)	II-2 (1)	IV-4 (1)	P-46 (1)	P-38-1 (1)	P-38-2 (1)	I-3 (1)
SiO ₂	49.09	53.34	51.26	54.22	7.46	62.31	61.09	62.40	60.21	66.44	62.13	57.58	56.11	55.36	63.46
Fe ₂ O ₃ *	8.57	6.96	8.50	7.46	7.46	5.04	4.86	4.84	5.10	4.30	5.03	5.82	6.37	6.46	4.50
FeO*	-	-	-	-	-	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.09	0.10	0.11	0.08
MnO	0.14	0.11	0.14	0.11	0.11	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.09	0.10	0.11	0.11	0.08
TiO ₂	1.23	1.13	1.06	1.14	1.14	0.64	0.67	0.83	0.64	0.77	0.63	0.78	0.81	0.82	0.82
CaO	8.12	8.20	8.33	8.74	8.74	5.90	6.31	5.99	6.16	5.01	5.77	7.68	6.96	7.09	5.48
K ₂ O	2.81	2.29	1.17	1.44	1.44	1.94	1.88	2.13	1.64	3.01	1.89	1.64	1.43	1.09	2.04
Al ₂ O ₃	13.19	18.10	15.66	16.80	16.80	15.86	16.16	15.04	16.20	14.46	16.26	15.37	16.29	16.70	19.39
MgO	12.97	4.83	10.22	6.37	6.37	3.71	4.13	3.95	4.06	3.30	5.02	3.80	4.04	3.76	3.91
Na ₂ O	2.88	3.87	3.30	3.57	3.57	3.88	3.74	3.95	4.06	3.30	5.02	3.80	4.04	3.76	3.91
P ₂ O ₅	0.77	0.67	0.27	0.36	0.36	0.23	0.20	0.29	0.17	0.30	0.20	0.33	0.28	0.28	na
H ₂ O*	na	na	na	na	na	0.98	0.52	2.25	2.33	1.58	1.01	2.30	1.44	2.23	99.80
TOTAL	99.77	99.50	99.91	100.21	100.21	100.57	99.64	100.10	100.35	99.74	99.86	100.36	99.90	100.06	99.80
Mg#	0.56	0.37	0.5	0.42	0.42	0.36	0.39	0.26	0.36	0.07	0.21	0.38	0.42	0.42	0.37

Tabla 6 (Continuación)

	Tmba				Tmr			
	27-IV-2 (2)	30-IV-4 (1)	22-III-B (1)	VC-86-208 (1)	III-11 (1)	2-V-3 (2)	MT-90-21 (2)	2-V-2 (1)
SiO ₂	55.39	56.18	57.60	63.65	76.18	75.15	74.72	62.83
Fe ₂ O ₃ *	11.17	-	-	2.92	1.45	-	2.46	4.32
FeO*	-	6.18	6.31	0.05	0.02	0.02	0.05	0.082
MnO	0.15	0.11	0.12	0.55	0.19	0.19	0.17	0.598
TiO ₂	2.51	1.14	1.05	6.34	0.88	1.56	0.90	7.27
CaO	7.15	8.85	7.71	0.58	4.36	4.54	3.88	0.45
K ₂ O	1.58	0.62	0.49	18.34	11.86	12.74	12.59	18.02
Al ₂ O ₃	14.50	16.57	16.55	1.59	0.29	0.22	0.15	2.9
MgO	3.67	4.49	4.59	4.38	3.23	4.08	4.42	3.96
Na ₂ O	3.77	3.92	4.33	0.10	0.06	0.02	0.02	0.117
P ₂ O ₅	0.36	0.21	0.18	na	0.63	na	na	na
H ₂ O+	na	0.95	1.00	98.50	98.89	99.96	98.62	100.55
TOTAL	100.04	99.22	99.93	0.29	0.13	0.11	0.04	0.34
Mg [#]	0.21	0.35	0.35	-	-	-	-	-

Tabla 6 (Continuación)

	Tpr									
	Tph-Tpet					Tpr				
	I-16 (1)	I-7 (1)	III-3 (2)	III-4 (1)	V-11 (1)	I-8 (1)	V-4 (1)	I-11 (1)	III-2 (1)	P-35b (1)
	VP-1 (2)	VP-2 (2)	MT-91-67 (2)	VC-III-8 (2)	MT-90-73 (2)	VP-1 (2)	VP-2 (2)	MT-91-67 (2)	VC-III-8 (2)	MT-90-73 (2)
SiO ₂	62.78	62.67	73.44	70.79	69.62	74.19	63.64	73.02	69.60	70.90
Fe ₂ O ₃ *	4.75	4.53	3.33	2.87	3.52	1.55	6.71	2.92	4.11	4.49
FeO*	0.84	0.58	0.29	0.25	0.51	0.18	0.97	0.29	0.38	0.43
TiO ₂	6.11	5.56	0.95	2.20	1.57	1.19	4.25	1.23	2.67	1.40
CaO	2.09	1.99	3.54	3.20	3.09	3.85	1.61	3.16	2.39	3.14
K ₂ O	15.28	16.34	12.97	12.87	13.78	13.60	14.29	13.15	14.57	13.50
Al ₂ O ₃	3.24	3.08	0.23	0.26	0.32	0.37	2.06	0.36	0.21	0.34
MgO	3.32	3.79	5.15	4.90	5.81	4.78	4.51	5.06	5.53	4.83
Na ₂ O	0.28	0.25	0.04	0.05	0.08	0.03	0.28	0.04	0.09	0.09
P ₂ O ₅	0.54	0.76	na	1.56	0.66	1.04	0.75	0.34	0.75	1.08
H ₂ O+	99.30	99.63	100.00	99.01	99.05	100.79	99.17	99.62	100.38	100.33
TOTAL	0.34	0.34	0.05	0.06	0.06	0.15	0.19	0.08	0.03	0.05
Mg [#]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Nota: Símbolos en Fig. 10: (•) Tmba, (o) Tmr, (▲) Tph-Tpet, (•) Tpha

ESTRATIGRAFIA Y AMBIENTES DE DEPOSITO DE LA SECUENCIA MARINA DE PUERTECITOS, NE DE BAJA CALIFORNIA. IMPLICACIONES SOBRE LA EVOLUCION DE LA MARGEN OCCIDENTAL DE LA DEPRESION DEL GOLFO.

Martín-Barajas, A. ⁽¹⁾, Téllez-Duarte, M. ⁽²⁾, Rendón-Márquez, G. ^{(2)*}.

⁽¹⁾ CICESE, Div. Ciencias de la Tierra. Apartado Postal 2732 Ensenada, B.C.

⁽²⁾ Fac. Ciencias Marinas, UABC. Apartado Postal 453 Ensenada, B.C.

RESUMEN

La Secuencia Marina de Puertecitos (SMP) en la margen NE de la península de Baja California consiste en una secuencia regresiva de fines del Mioceno superior-Plioceno inferior. Está formada por cuatro litofacies principales: la litofacies A, compuesta por lodolitas de ambiente nerítico; la litofacies B, compuesta por areniscas lodosas muy fosilíferas de ambiente submareal; la litofacies C, compuesta por conglomerados y areniscas gruesas de ambiente internareal; la litofacies D, formada por brechas conglomeráticas y areniscas gruesas que representan depósitos de gravedad. La distribución espacial de estas litofacies indica condiciones más profundas hacia el E, y depósitos de avalancha asociados al movimiento de fallas normales. La actividad tectónica sinsedimentaria y el emplazamiento de coladas piroclásticas en ambiente submarino modificaron la línea de costa durante el Plioceno temprano ocasionando discordancias angulares en la secuencia y la progradación de la línea de costa en algunas localidades. La sedimentación en la cuenca fue esencialmente volcanoclástica. Hacia la cima de la secuencia, la aparición de caolinita, el aumento relativo de illita sobre esmectita y la presencia de guijarros de rocas graníticas indican la contribución del basamento. La composición de la fracción arenosa es homogénea en toda la secuencia, indicando que la fracción arcillosa fue más sensible que la fracción arenosa a este cambio en la fuente de aporte. Con base en la edad de las rocas volcánicas interestratificadas, la SMP puede correlacionarse con la Fm. Llano el Moreno al NW de San Felipe y con la Fm. Imperial de Valle Imperial, California. Estas localidades sugieren una transgresión marina de proporciones regionales en la margen NW del golfo hacia fines del Mioceno tardío y la progradación de la línea de costa durante el Plioceno temprano.

INTRODUCCION

El estudio de los depósitos marinos del Neógeno en la Provincia Extensional del Golfo (PEG) (Gastil et al., 1975) contribuye al conocimiento de las características estructurales, sedimentológicas y paleoecológicas en la etapa temprana del Golfo de California. El período de tiempo transcurrido entre la primera incursión marina y el inicio del *rift* que originó el actual golfo no está bien definido. Los depósitos más antiguos reportados en la PEG se localizan en Isla

Tiburón, frente a las costas de Sonora (Fig. 1). Varias edades mutuamente consistentes limitan a esta secuencia entre 13 y 11 Ma (Gastil et al., 1979; Smith et al., 1985) indicando que un proceso de extensión y subsidencia de la corteza debió ocurrir durante el Mioceno medio. A esta primera cuenca se le ha denominado el protogolfo (Larson et al., 1968; Karig y Janski, 1972). Aunque se desconoce si esta primera invasión fue permanente, el proceso de extensión fue seguido durante el Mioceno tardío-Plioceno por el

*Actualmente Departamento de Geología, CICESE.

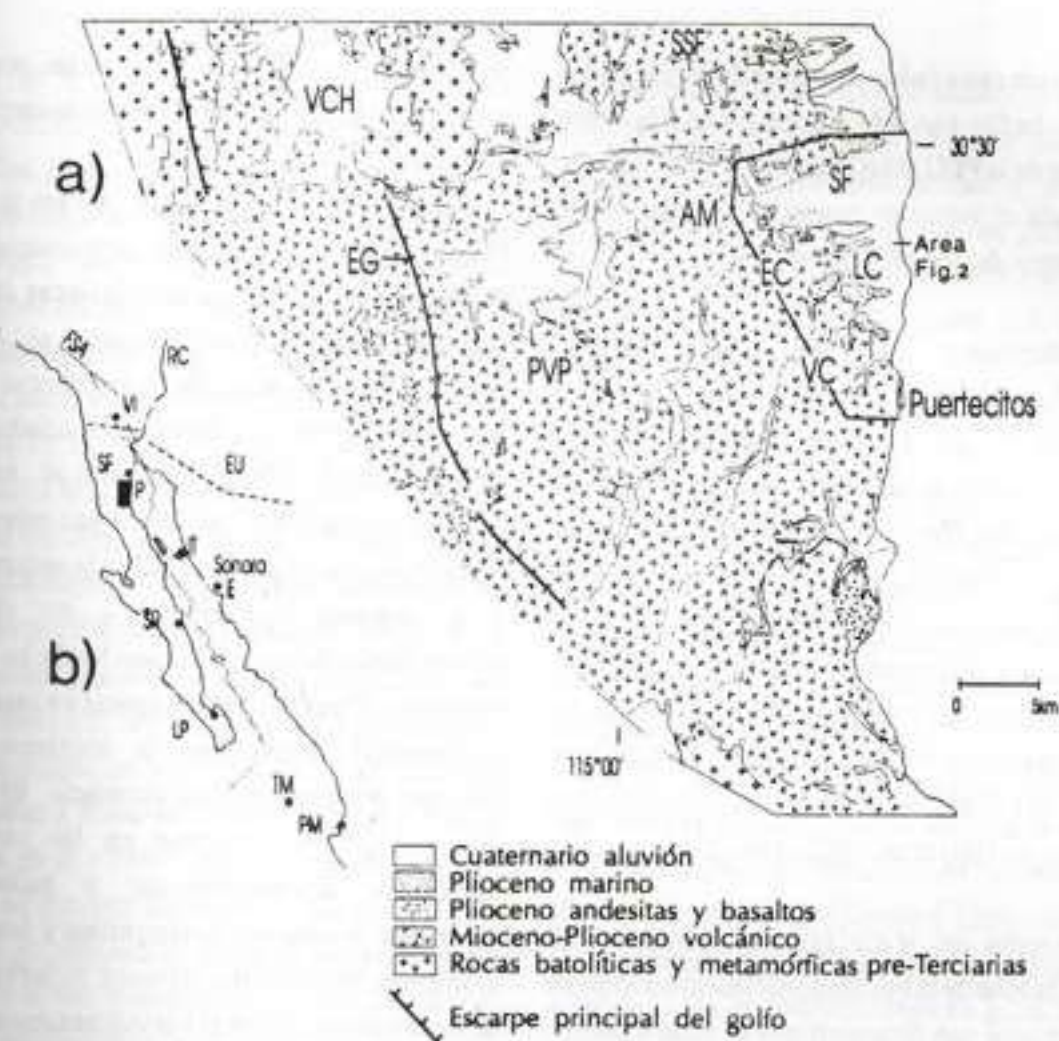


Fig. 1a. Mapa geológico generalizado de la Provincia Volcánica de Puertecitos (PVP) y localización de las localidades mencionadas en el texto: VCH, Valle Chico; AM, Arroyo Matomí; EC, Arroyo El Canelo; LC, Arroyo La Cantera; VC, Valle Curbina; SSF, Sierra de San Fermín; EG, Escarpe principal del Golfo. Fig. 1b. Mapa de localización de las localidades con depósitos marinos del Neógeno en la depresión del golfo, las siglas corresponden al nombre de las localidades; VI, Valle Imperial; SF, San Felipe; P, Puertecitos; SR, Sierra Rosalita; IT, Isla Tiburón; TM, Isla Maria Madre; PM, Punta Mita; RC, Rio Colorado; FSA, falla de San Andrés; E, Empalme; LP, La Paz.

micio del movimiento a lo largo de fallas de desplazamiento lateral en la depresión del golfo que definen el nuevo límite de placas entre Pacífico y Norteamérica (Johnson et al., 1983; Lonsdale, 1991;

Curry y Moore, 1984). Esta etapa se caracteriza por la formación de cuencas más profundas, posiblemente asociadas al desarrollo de los centros de dispersión en el golfo (Curry y Moore, 1984; Lonsdale, 1989).

Otras localidades asociadas al protogolfo de principios del Mioceno tardío han sido reportadas en Isla María Madre, al sur de la PEG (McCloy et al., 1988; Carreño, 1985) y hacia el norte en muestras de pozo en la planicie costera de Sonora (Gómez, 1971).

Los depósitos marinos del Mioceno superior-Plioceno se han localizado principalmente a lo largo de la margen norte y occidental de la PEG (Ingle, 1974; Gastil et al., 1975). Al norte de Santa Rosalía, Baja California Sur, la Formación Boleo (Wilson, 1948) incluye un conglomerado marino interestratificado con una toba y una arenisca limo-arcillosa del Mioceno superior (Schmidt, 1977). A este depósito le sobreyace una secuencia de areniscas y lutitas de la Fm. Tirabuzón (Fm. La Gloria de Wilson, 1948) de edad Plioceno, la cual representa un ambiente nerítico franco (Carreño, 1981).

En la región del Valle Imperial, en el sur de California, la base de la Fm. Imperial incluye depósitos de yeso fechados con foraminíferos de edad Mioceno tardío-Plioceno (Dean, 1988) y representan la primera incursión marina en esa región (Woodard, 1974). Hacia el sur, 20 km al NW de San Felipe, Baja California, afloran depósitos de diatomita de edad Mioceno tardío-Plioceno (Boehm, 1984). La diatomita subyace a una arenisca lodosa rica en foraminíferos y ambas unidades representan un ambiente hemipelágico o batial. La secuencia gradúa a lodolitas y areniscas de ambientes más someros que indican una regresión marina (Boehm, 1982; 1984). Esto implica que durante el depósito de la diatomita y las lodolitas de la Fm. Llano el Moreno, la línea de

costa debió situarse hacia el poniente, posiblemente en el Valle de San Felipe al pie del escarpe principal del golfo.

En el área de Puertecitos, 80 km al sur de San Felipe (Fig. 1), afloran sedimentos marinos interestratificados con rocas volcánicas del Mioceno superior-Plioceno (Martín-Barajas et al., 1991; Stock et al., 1991). La edad de la secuencia marina de Puertecitos (SMP) está definida con edades isotópicas de 5.8 y 3.0 Ma (Martín-Barajas et al., en prep.). La primera corresponde a la edad de una colada de riolita que subyace en contacto de falla a la secuencia marina y la segunda corresponde a un depósito de pómez-lapilli interestratificado hacia la cima de la secuencia. Otras edades isotópicas en esta región son mutuamente consistentes y confirman la edad Plioceno temprano de esta secuencia. El objetivo de este trabajo es, con base en las características litológicas, sedimentológicas y paleontológicas, establecer la columna estratigráfica y los principales ambientes de depósito. Mostrar la influencia de la deformación extensional y el vulcanismo explosivo en la sedimentación, y discutir las implicaciones tectónicas regionales de la secuencia marina y su correlación con otras localidades con depósitos marinos del Neógeno en el noroeste de la PEG.

MARCO GEOLOGICO DE LA SECUENCIA MARINA DE PUERTECITOS (SMP)

La SMP aflora en la porción nororiental de la Provincia Volcánica de Puertecitos (PVP) (Fig. 2). En la franja oriental el patrón estructural está dominado por fallas normales de gran ángulo con orientación N-NW a N-NE y separadas por distancias mu-

pequeñas (100 a 500 m). Las fallas afectan a las ignimbritas del Plioceno, indicando que el proceso de extensión fue intenso durante el Plioceno tardío y posiblemente durante el Cuaternario (Martín-Barajas et al., en prep.). No obstante, se ha definido que al menos la mitad del proceso de extensión que afectó la región occidental de la PVP debió ocurrir entre los 9 y los 6 Ma (Stock y Hodges, 1990).

En el NE de la PVP, las fallas tienen un rumbo preferente hacia el NW, con buzamientos del plano de falla hacia el NE (Fig. 2). Las fallas normales afectan a los depósitos marinos, y a lo largo del frente noreste de la PVP es posible observar escarpes de falla bien conservados que sugieren actividad reciente de estas.

En la porción NE, la PVP consiste en una sucesión de rocas piroclásticas y domos riolíticos de edad Mioceno tardío y Plioceno (Martín-Barajas et al., en prep.; Stock et al., 1991). En esta región las rocas volcánicas se agrupan alrededor de dos períodos de vulcanismo. El primero es de edad Mioceno tardío (alrededor de 6 Ma) y consiste de un paquete de más de 500 m de espesor de coladas piroclásticas y coladas de riolitas (Tmr). Hacia el E, las riolitas forman un domo que subyace a la secuencia marina y está en contacto lateral por una falla normal de más de 60 m de desplazamiento vertical. El segundo período de vulcanismo es de edad Plioceno (alrededor de 3 Ma) y consiste de coladas piroclásticas y coladas de cenizas densamente soldadas (Tpr). En la zona de estudio, Tpr incluye una colada piroclástica denominada Toba de Valle Curbina (Tpvc), y un paquete de cuatro unidades de coladas de cenizas soldadas y un depósito de caída conocidas como tobas de Mesa El Tabano (Tpet) (Gastil et al., 1975; Stock et al., 1991). Hacia el N-NW

de Puertecitos, Tpvc y por lo menos una unidad de Tpet fueron depositadas en ambiente marino. Estas unidades están interestratificadas y en posición concordante en la secuencia marina (referida como Tpms en la Fig. 2a-b) y constituyen los principales horizontes de correlación entre las localidades estudiadas.

METODO DE ESTUDIO

El trabajo de campo consistió en la cartografía de detalle en cuatro localidades que bordean el abanico aluvial del Arroyo Matomí (Fig. 2). Se midieron diversas columnas estratigráficas y se describieron las principales estructuras sedimentarias, las variaciones litológicas y el contenido de fósiles. Los fósiles colectados fueron identificados y comparados con ejemplares de la colección de referencia de la Facultad de Ciencias Marinas de la UABC y del Museo de Historia Natural en Los Angeles, California.

Las muestras de sedimento fueron tratadas para la separación de la fracción arenosa y de la fracción arcillosa. La composición mineralógica de las arenas se determinó mediante el análisis modal según el método de Gazzi-Dickinson (e.g. Ingersoll et al., 1984) contando entre 300 y 350 granos por muestra. Para el conteo se elaboraron secciones delgadas de sedimento incluido en resina epóxica. Los feldespatos y plagioclasas fueron teñidos con cobaltinitrito y rodiozinato, respectivamente, para facilitar su identificación. Para el teñido de minerales se siguió el método descrito por Hutchison (1974). De cada muestra de sedimento se elaboraron dos secciones delgadas y el conteo de partículas se efectuó por duplicado. En las muestras en donde hubo

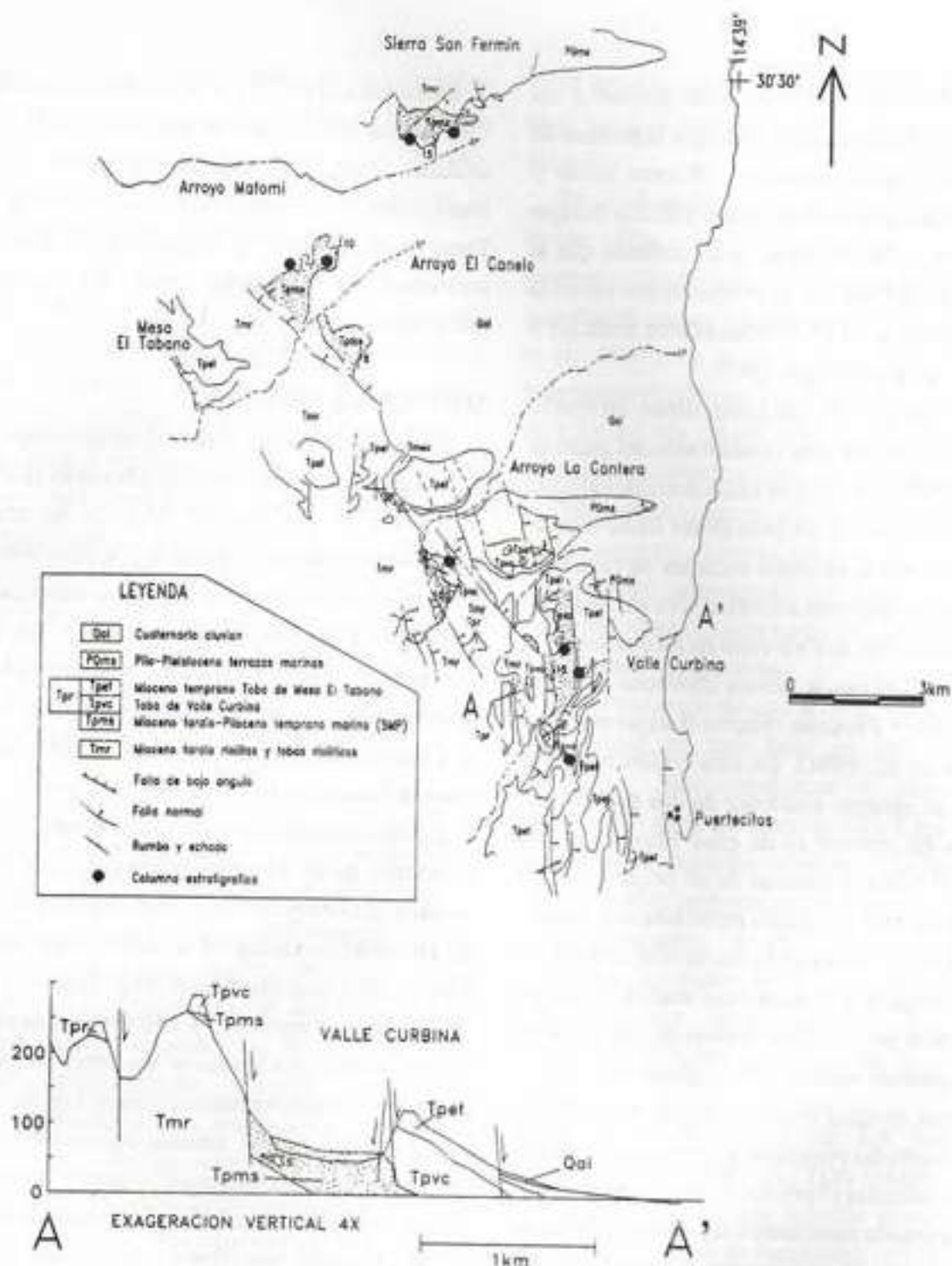


Fig. 2a Mapa geológico simplificado de la porción NE de la PVP. La geología de la zona del Arroyo El Canelo está modificada de Stock et al. (1991). Fig. 2b. Sección geológica en dirección ENE a través de Valle Curbina. Escala vertical exagerada x 4.

discrepancias de más del 50% en el conteo entre el analista A y el analista B, el conteo se volvió a realizar. Las discrepancias mas importantes en el conteo corresponden a los porcentajes de cuarzo y líticos plutónicos y metamórficos. En total se analizaron 12 muestras representativas de sedimento, incluyendo muestras de sedimentos de arroyo y depósitos marinos del Plio-Cuaternario.

La fracción limo-arcillosa fue separada en columnas de asentamiento según el método de Folk (1974). La mineralogía de las arcillas se determinó por difracción de rayos X (DRX) en un difractómetro DIANO modelo XRD 8545D-F(A) del Departamento de Geología de San Diego State University (SDSU). Las condiciones del análisis de rutina fueron: energía de 40 KV y 20 MA, monocromador de cobre y una velocidad de 0.03 grados por paso, corriendose únicamente el ángulo de 2° a 30° de 2 θ . Se realizaron tratamientos de glicol y de quemado de las muestras a 350° y 500°C.

RESULTADOS

Definición de litofacies.

Con base en las características litológicas, texturales y el tipo de fauna asociada se definieron cuatro litofacies principales.

Litofacies A. Consiste en una lodolita generalmente de color amarillo-ocre, compuesta en un 90% de material limo-arcilloso. Se presenta generalmente masiva, con algo de estratificación laminar y textura fósil cuando está intemperizada. Los minerales evaporíticos (yeso, halita) son abundantes y se presentan en la matriz y rellenando fracturas. La escasez de fósiles y la presencia de yeso y halita en

estos sedimentos de baja energía fue primeramente interpretado como un depósito lagunar (Martín-Barajas et al., 1991). No obstante, su origen marino ha quedado plenamente comprobado con la descripción de foraminíferos bentónicos, nannoplancton y por la presencia de moldes de bivalvos. Las principales estructuras sedimentarias son huellas de bioturbación y son relativamente escasas. Consisten en tubos de forma y posición irregular, de menos de 5 mm de espesor y rellenos con material ferruginoso. Las características de la litofacies sugieren una circulación restringida y una rápida depositación del sedimento fino en suspensión por debajo del nivel base del oleaje en condiciones de tormenta. Los foraminíferos identificados como *Bolivina sp.* y *Bulimina sp.*, cuyo rango batimétrico es de 65 a más de 1000 m, (Segura-Vernis com. pers., 1992) sugieren condiciones neríticas. No obstante, esta descripción es preliminar y carece de rigor estadístico debido a la escasez de microfósiles.

La litofacies A representa un ambiente de plataforma somera a moderadamente profunda en la zona nerítica y con alto aporte de sedimento limo-arcilloso de origen volcánico. La presencia de minerales evaporíticos diseminados en la matriz y rellenando fracturas sugiere un origen diagenético para los minerales evaporíticos. No obstante, no es de excluirse un origen primario bajo condiciones de circulación restringida y posiblemente estratificación de la columna de agua debida al incremento de salinidad (Kirkland y Evans, 1973).

Litofacies B. Esta litofacies consiste en una litoarenita de grano fino a medio, color beige, marrón y/o amarillo ocre, con cantidades variables de matriz

arcillosa. Está compuesta por estratos gruesos (20 cm a 1.0 m) con estructuras de bioturbación y escasas estructuras de corriente. Alterna con areniscas fosilíferas de grano medio, con estratificación masiva y escasa estratificación cruzada de bajo ángulo. Localmente, intercalados en esta litofacies se observan estratos de gravilla conglomerática, con clastos de hasta 15 cm de diámetro en una matriz limo-arenosa.

La asociación faunística es abundante. Se compone de 26 especies (Tabla 1), de las cuales 23 son moluscos, 1 braquiópodo, 1 equinodermo y 1 cirripedio, que en conjunto representan una comunidad de aguas cálidas someras, comparables con las que actualmente imperan en el norte del Golfo de California. A excepción de un diente de *Carcharodon sp.*, la fauna es ambientalmente compatible con las características del sedimento, y ambos reflejan una disminución de la profundidad en comparación con la litofacies A. El límite superior del rango batimétrico es la zona intermareal, y el límite inferior estaría situado a una profundidad aproximada de 30 m. Este último se definió de acuerdo a la presencia del bivalvo *Panopea sp.* (Keen y Coan, 1974) y el equinodermo *Encope sp.* Aunque la primera se ha reportado en el golfo hasta profundidades de 60 m en substrato areno-arcilloso (Keen, 1971; McLean, 1978; Goodwin, 1977), *Encope* vive a profundidades menores a los 30 m (Morris et al., 1980) y podemos suponer que éste es el límite inferior de la litofacies B. Esta inferencia es consistente con las observaciones de campo ya que varias de las especies de bivalvos, (e.g. *Panopea*, *Chione* y *Dosinia*) se encontraron en sus posiciones de vida, y son compatibles con el tipo de sedimento descrito. Por otro lado, las evidencias tafonómicas,

como el poco desgaste y fragmentación de los organismos indican que las comunidades no sufrieron transporte considerable. La litofacies B representa un ambiente submareal a intermareal, posiblemente en un litoral dominado por mareas.

Litofacies C. Está compuesta de conglomerados marinos formados de guijarros y cantos de rocas volcánicas subredondeados en una matriz arenosa de grano grueso. Presenta estratificación planar y estratificación cruzada de bajo ángulo. Los conglomerados están compuestos por clastos de rocas volcánicas, principalmente de riolita, de hasta 60 cm de diámetro. La matriz arenosa se compone de fragmentos líticos, con menor cantidad de vidrio volcánico y cristales. Son comunes los fragmentos de conchas y presenta calcita como cementante. La biofacies está definida por los moluscos *Ostrea*, *Thais* y *Solenosteira*, y el cirripedio *Balanus*, cuyo hábitat se localiza en substratos rocosos de la zona intermareal.

Dentro de los fósiles encontrados en esta litofacies, la asociación *Ostrea-Thais-Balanus* es característica de la zona intermareal rocosa. El alto contenido de fósiles transportados indican condiciones de alta energía del ambiente, y apesar de que los fragmentos son abundantes representan pocas especies, lo que es de esperarse en condiciones de alto rigor ambiental donde la diversidad es baja. Esta litofacies representa una línea de costa rocosa con alta energía de oleaje.

Litofacies D. Esta litofacies tiene una distribución local y consiste de conglomerados con soporte de matriz, brechas conglomeráticas y areniscas gruesas. Se localizan interestratificados principalmente en la litofacies B, aunque fueron también observados

TABLA 1. Listado faunístico (macrofósiles) comparativo entre las localidades de Valle Curbina (VC), Arroyo La Cantera (LC) y Arroyo El Canelo (EC). La X indica la presencia de la especie sin indicar su abundancia.

	VC	LC	EC
Bivalvos			
<i>Panopea</i> sp.		X	
<i>Chione</i> sp.		X	
<i>Ostrea</i> sp. cf. <i>O. angelica</i>		X	
<i>Ostrea</i> sp. cf. <i>O. californica</i>	X	X	X
<i>Ostrea</i> sp. cf. <i>O. vespertina</i>	X		
<i>Ostrea erici</i>	X	X	X
<i>Agropecten</i> sp.	X	X	X
<i>Dosinia</i> sp.-1		X	
<i>Dosinia</i> sp.-2	X		
<i>Solen</i> sp.		X	
<i>Leopecten</i> cf. <i>L. bakeri</i>		X	
<i>Flabellipecten</i> sp.	X	X	X
Gasterópodos			
<i>Thais</i> sp.		X	
<i>Turritella</i> sp.	X	X	X
<i>Oliva</i> sp.	X	X	
<i>Oliva</i> sp. cf. <i>O. incrassata</i>	X	X	
<i>Conus</i> sp.	X		
<i>Polinices</i> sp.	X	X	
<i>Architectonica nobilis</i>		X	
<i>Solenosteira</i> sp.	X	X	
<i>Hexaplex</i> sp.	X	X	
<i>Persicula</i> sp.			X
<i>Semicassis</i> sp.			X
Braquiópodos			
<i>Eogryphus</i> sp. (?)		X	
Equinodermos			
<i>Encope</i> sp.	X	X	X
Cirripedios			
<i>Balanus</i> sp.	X	X	X
Peces			
<i>Carcharodon</i> sp.			X

sobreyaciendo al domo riolítico en Valle Curbina. Carecen de estructura interna y forman estratos y lentes que se acuñan dentro de la litofacies B. Estos depósitos son interpretados como flujos de gravedad de sedimentos gruesos, posiblemente derivados en parte de los depósitos de la litofacies C y producidos por el movimiento de las fallas.

Estratigrafía.

Con base en su posición relativa a la Toba de Valle Curbina (Tpvc), Tpms se dividió en una sección inferior (Tpml) y una sección superior (Tpmu) (Fig. 3). La sección inferior está mejor expuesta en Valle Curbina (VC) y en el Arroyo La Cantera (LC), mientras que la sección superior está mejor expuesta en el Arroyo El Canelo (EC) y en la Sierra de San Fermín (SF) (Fig. 2). Con base en los espesores medidos en VC y LC, la columna estratigráfica compuesta de la SMP tiene un espesor superior a 70 m.

Valle Curbina y Arroyo La Cantera constituyen un graben y un semigraben, respectivamente, formados por fallas normales de orientación N-S. Valle Curbina es el graben situado al E y forma una cuenca semicerrada de 2.5 km de largo y alrededor de 700 m de ancho (Fig. 2b). La falla en el flanco W tiene un desplazamiento vertical de más de 80 m, que es la diferencia de nivel de un horizonte volcánico (Tptn) interestratificado en la secuencia inferior (Tpml). El bloque de piso está formado por las riolitas de Tmr, y la falla pone en contacto lateral a los depósitos marinos con el domo riolítico. En esta localidad, las litofacies B y C de Tpml descansan y se acuñan hacia el poniente sobre el domo riolítico (Tmr) definiendo el paleolitoral; mientras que hacia el E, afloran

únicamente las lodolitas de la litofacies A de ambiente más profundo. En la parte SSE de VC afloran depósitos de brechas conglomeráticas (litofacies D) interestratificadas con la litofacies B. Estos depósitos afloran también sobre el domo riolítico en el bloque de piso de la falla situada al W del valle, lo que sugiere que el movimiento de las fallas y la formación del graben son sinsedimentarios.

Otra evidencia de la actividad tectónica sinsedimentaria es una discordancia angular en Tpm1 en el centro del graben de Valle Curbina. La discordancia es de 15° con buzamiento hacia el E (Fig. 2b). El basculamiento de los sedimentos debió ocurrir por el movimiento de la falla en el flanco E del graben y es anterior a las unidades volcánicas del Plioceno, las cuales sobreyacen a la secuencia marina en ambos lados del graben. En el flanco E de Valle Curbina, una falla normal con rumbo N-NE con buzamiento hacia el E, produce el acortamiento del espesor de TpvC (Fig. 2b). Las evidencias de campo como el desplazamiento vertical (2 a 3 m) de aluvión recientes y el fracturamiento, sugieren alguna actividad reciente de esta falla.

En el Arroyo La Cantera (LC), 8 km al NW de Puertecitos (Fig. 2a), la secuencia inferior tiene un espesor de 25 m y está compuesta por las litofacies B y C (Fig. 3). La secuencia consiste hacia la base de una alternancia de lodolitas arenosas y areniscas lodosas fosilíferas (litofacies B) con estratos de material bentónico color verdoso. Las areniscas lodosas gradúan hacia la cima a areniscas líticas y conglomerados (litofacies C). La litofacies C tiene un espesor de 15 m y consiste en dos estratos de conglomerados que contienen a un estrato de areniscas

de grano grueso en la parte media. Ambos estratos presentan estratificación planar tabular y estratificación cruzada de bajo ángulo. Los clastos son principalmente de riolita y de toba soldada y flotan en una matriz de gravilla arenosa sin sedimentos finos. En este sitio, la secuencia marina está afectada por fallas normales con desplazamientos verticales de 3 a 5 m que no se propagan hacia las unidades volcánicas que sobreyacen a la secuencia. En esta localidad, hacia la entrada del arroyo aflora un conglomerado aluvial de 10 a 15 m de espesor situado entre TpvC y Tpet. El conglomerado está formado exclusivamente por clastos de roca volcánica, y en la base contienen fragmentos de ostreas. Este depósito subaéreo indica que el emplazamiento de TpvC provocó la progradación de la línea de costa en esta zona.

En el Arroyo El Canelo (EC), situado 15 km al NW de Valle Curbina (Fig. 2), la secuencia está afectada por una serie de fallas normales de orientación NW-NE. Los estratos buzcan 8° a 10° principalmente hacia el NE. Un afloramiento remanente de la secuencia superior (Tpmu) sobreyace a las Tobas de la Mesa El Tabano (Tpet) a una altitud superior a 200 metros sobre el nivel del mar (msnm) (Stock et al., 1991). Los afloramientos de Tpmu situados hacia el NE de esta zona indican que las fallas están aproximadamente a 100 msnm, lo que indica que las fallas tienen en conjunto un desplazamiento vertical de más de 100 m posterior a Tpmu.

En el Arroyo El Canelo, Tpm1 subyace a TpvC y tiene un espesor de afloramiento inferior a 7.0 m. Tpm1 se compone en la base de un estrato limo-arcilloso color amarillo y de aspecto masivo con algo de bioturbación y moldes de bivalvos (litofacies A).

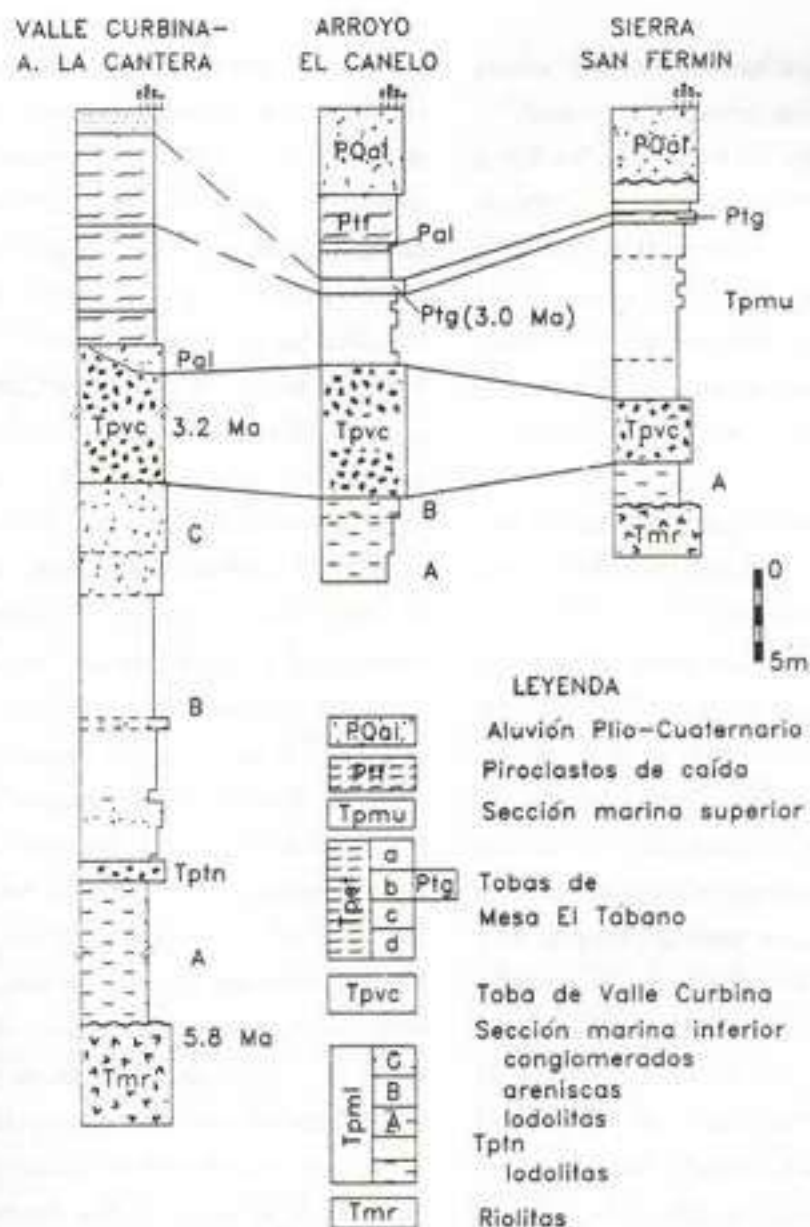


Fig. 3 Columnas compuestas de correlación estratigráfica de las unidades entre las localidades estudiadas. La nomenclatura de las unidades se explica en la tabla 2. La posición de las columnas estratigráficas se muestran en la figura 2a.

Esta litofacies gradúa a una arenisca limosa color café claro (litofacies B) que contiene un horizonte bentonítico color verdoso de 90 cm de espesor. Hacia el SSW las areniscas a su vez están cubiertas por un

conglomerado aluvial de fragmentos subangulosos de 1 m de espesor que indica la progradación de la línea de costa previa a la deposición de Tpvc. Las facies marinas de alta energía (litofacies C) no afloran en

este sitio, lo que sugiere que hacia el poniente la línea de costa estaba parcialmente protegida del oleaje.

En este sitio, TpvC tiene un espesor de 3 a 5 m y subyace a Tpmu. Este último aflora con un espesor aproximado de 10 m y contiene dos unidades piroclásticas denominadas Ptg y Ptf (Stock et al., 1991). Estas unidades representan horizontes estratigráficos de correlación entre las secciones medidas en esta localidad y al sur de la Sierra de San Fermín (SF).

En el Arroyo El Canelo, Tpmu consiste en una alternancia de areniscas limosas, fosilíferas, que varían en cuanto al contenido de matriz y a la abundancia de fósiles. Con excepción de algunas especies de la asociación de fósiles, estos depósitos son equivalentes a la litofacies B de la secuencia inferior (Tpml). Hacia la cima, Tpmu gradúa a una arenisca con horizontes de coquina que a su vez está cubierta por un conglomerado aluvial de aspecto masivo. Los clastos de mayor tamaño tienen de 10 a 15 cm de diámetro, y el conglomerado contiene además abundantes fragmentos de moluscos. En la colina situada al norte, Ptf aflora intercalada en depósitos fluviales en la cima de la sección estratigráfica, la cual está basculada entre 10° y 15° hacia el E. Estos depósitos representan la progradación de la línea de costa y la transición a un ambiente subaéreo en esta localidad.

La asociación faunística encontrada en Tpmu en el Arroyo El Canelo muestra algunas diferencias con la asociación encontrada en Tpml. Con excepción de *Ostrea* sp. y *Leopecten* sp. y algunos equinodermos del género *Encope* sp. la mayor parte de las especies muestra un alto grado de fragmentación y de mezcla

de bioclastos por transporte. Los más comunes son los pectínidos, y menos diversos los gasterópodos, ostreidos, cirripedios, así como estructuras de bioturbación y excepcionalmente dientes de tiburón. La presencia de los géneros de gasterópodos *Persicula* sp. y *Semicassis* sp. en Tpmu, distinguen a esta localidad ya que estos géneros no se observaron en Valle Curbina ni en Arroyo La Cantera. Las especies fragmentadas posiblemente se derivan de secciones de sedimentos marinos que fueron erosionadas de las partes más altas situadas en el bloque de techo de las fallas. El equinodermo *Encope* sp. y las ostras repoblaron el sitio después de la irrupción de la colada piroclástica y constituyen las especies características de la fase terminal de la regresión marina en este sitio.

Al sur de la Sierra San Fermín (SF) (Fig. 2), la secuencia marina está afectada por una serie de fallas normales de orientación principalmente N-NE. Los estratos buzan 10° a 20° grados hacia el W debido al basculamiento producido por las fallas normales. Hacia el norte los sedimentos descansan y se acufan sobre coladas de riolitas de edad no determinada. Tpml aflora en la base de la secuencia y está constituido principalmente por lodolitas amarillas de la litofacies A. No obstante, en uno de los arroyos que drenan la parte SE de la Sierra de San Fermín, se observó un afloramiento de conglomerado marino de aproximadamente 3 m de espesor que correspondería a la litofacies C. Sin embargo, este sitio se localiza hacia el E de los afloramientos de lodolitas y areniscas, indicando que en esa dirección el litoral estuvo más expuesto a la acción del oleaje.

En el sur de la Sierra de San Fermín, TpvC tiene un espesor inferior a 3.0 m y representa la parte distal del flujo piroclástico cuya fuente estaría situada hacia el sur (Martín-Barajas et al., en prep). TpvC sobreyace a Tpm1 y en la base contiene fragmentos fósiles, principalmente gasterópodos y ostreas, que indican que la colada piroclástica se depositó en un ambiente marino y parte de los sedimentos fueron transportados junto con los piroclastos en la base del flujo.

Sobreyaciendo a TpvC, Tpmu aflora con un espesor aproximado de 12 m. En esta localidad, Ptg se sitúa hacia la cima de la sección y junto con TpvC, permiten la correlación de Tpmu entre la Sierra de San Fermín y el Arroyo El Canelo (Fig. 3). En la base, Tpmu se compone de una alternancia de areniscas limo-arcillosas y lodolitas de 7.0 m de espesor. Las areniscas se presentan en estratos delgados (< 10 cm). Hacia la parte media de la sección, Tpmu contiene un estrato de conglomerado con matriz arenosa de 30 a 50 cm de espesor. En el conglomerado predominan los clastos de roca volcánica, y presenta además clastos de rocas graníticas y metamórficas. En este nivel estratigráfico se aprecia por primera vez la influencia del basamento granítico-metamórfico en la sedimentación de la SMP.

Hacia la cima Tpmu presenta alta bioturbación y un horizonte fosilífero con abundantes gasterópodos (principalmente turritelas), equinodermos y bivalvos (principalmente ostreas) bien conservados. Esta secuencia gradúa a una arenisca lítica de 1.0 m de espesor, con estratificación planar y gradación normal, estratificación planar cruzada, y estratificación graduada inversa con lapilli pumiceo en la cima. Las estructuras de corriente (ondulitas) sugieren transporte

en dirección norte-sur, no obstante, no se realizó un análisis estadístico sobre la dirección de transporte debido a que estas estructuras son escasas.

La toba Ptg está interestratificada en la porción limo-arenosa de Tpmu. Aflora con un espesor aproximado de 1.0 m, es masiva en la base y presenta estratificación planar en la parte media superior del estrato. Está compuesta básicamente por lapilli pumiceo color blanco a gris claro, y con base en la composición química (dacítica) y mineralógica de Ptg, esta unidad podría corresponder a una de las tobas de la Mesa El Tábano (Stock et al., 1991).

La nomenclatura de las unidades sedimentarias y volcánicas en el NE de la PVP ha sufrido algunos cambios a medida que el trabajo de cartografía de detalle se ha incrementado. Las equivalencias de nomenclatura de las unidades descritas en este trabajo y sus equivalentes en otros trabajos se presenta en la Tabla 2.

Composición mineralógica de los sedimentos

La sección inferior (Tpm1) de la secuencia marina, está compuesta exclusivamente por sedimentos de origen volcánico, y hacia la cima, la sección superior (Tpmu) contiene sedimentos derivados del basamento granítico-metamórfico. Además de los clastos de roca granítica y metamórfica en Tpmu, la contribución del basamento en las lodolitas está indicada por un cambio de composición en las arcillas. La fracción arcillosa de Tpmu incluye caolinita y una mayor proporción de illita con respecto a esmectita (Fig. 4). En Tpm1 la esmectita es el componente dominante. La illita se presenta como componente menor pero de manera sistemática. La pirofilita fue detectada en trazas en

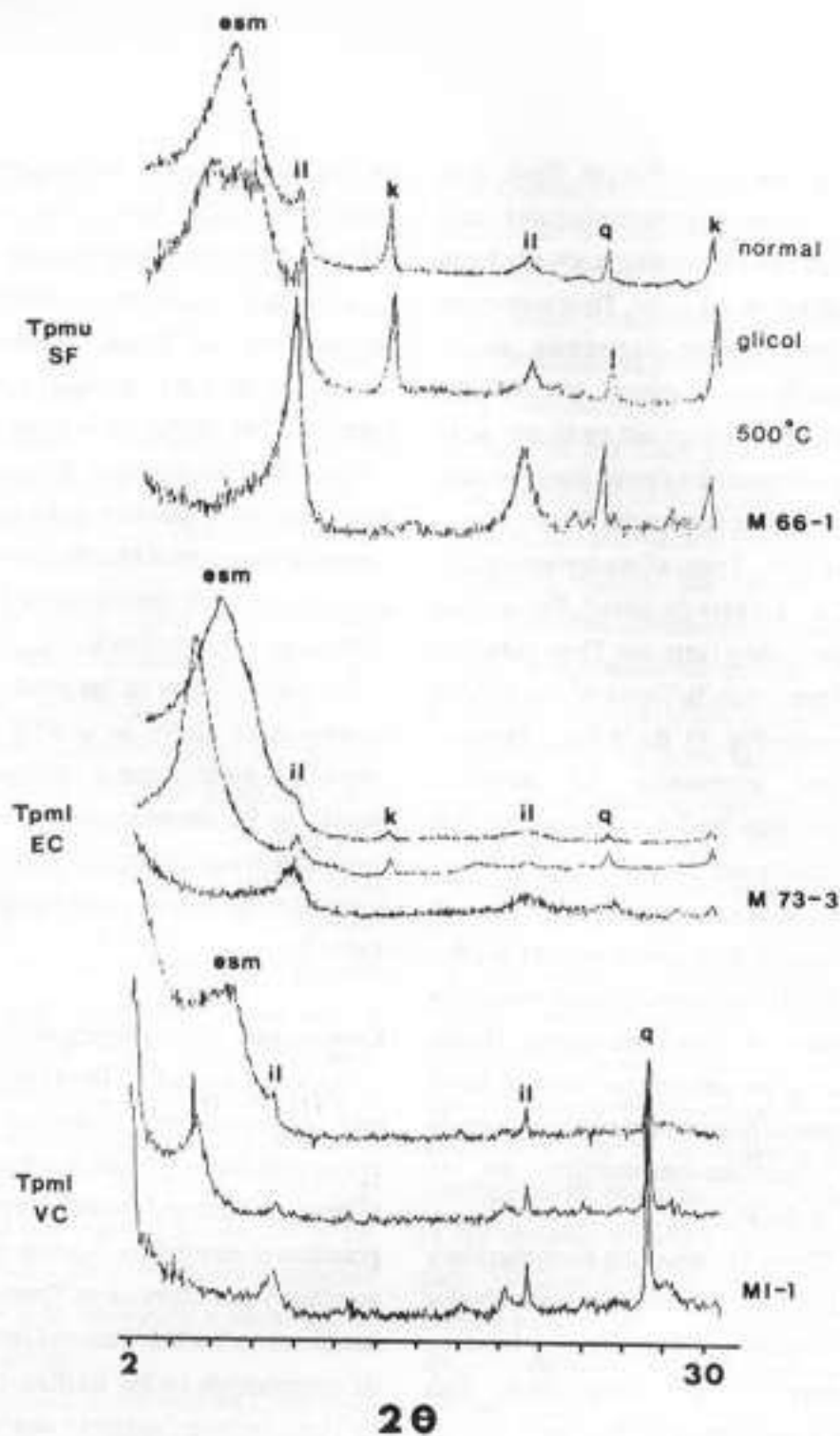


Fig. 4. Diagramas de difracción de rayos X de muestras representativas de la fracción arcillosa de la Secuencia Marina de Puertecitos. a) análisis representativo de la fracción arcillosa en Tpmu. b) análisis representativo de la fracción arcillosa en Tpml.

TABLA 2. Descripción mineralógica y posición estratigráfica de las principales unidades volcánicas utilizadas como horizontes de correlación dentro de la SMP. Las dos columnas de la izquierda explican la nomenclatura utilizada en este trabajo y la nomenclatura utilizada en otras publicaciones para las mismas unidades.

Unidad		Descripción del afloramiento y posición estratigráfica	Descripción de la unidad
Este Trabajo	Otros Trabajos		
Ptf	Ptf (Stock et al., 1991).	Aflora en EC interstratificada en conglomerados aluviales (Pal) sobreyaciendo a Tpmu (Pmw de Stock et al [1991]). Espesor de 2.0 a 2.5 m en estratos basculados.	Depósito de lapilli pumicítico, color blanco. Fenocristales: andesina-oligoclasa, biotita, hornblenda.
Ptg	Ptg (Stock et al., 1991).	Aflora en EC y en SSF interestratificada hacia la cima de Tpmu. Espesor de 1.0 a 1.5 m en estratos basculados.	Depósito de lapilli pumicítico, color gris-blanco, masivo en la base y estratificación planar en la cima. Composición dacítica (65% SiO ₂). Fenocristales: andesina> augita-hiperstenas> opacos, trazas de hornblenda.
Tpvc	Tv1 (Martín-Barajas et al., 1991; Stock et al., 1991). Pth (Stock et al., 1991).	Aflora en VC-LC, EC y SSF. Sobreyace a Tpm1 (Pty de Stock et al [1991]) y subyace a Tpmu. Localmente con un depósito de cenizas de caída en la base. Espesores variables de 20 a 50 m en VC-LC y de 3 a 5 m en EC y SSF.	Colada piroclástica de pomez y lapilli pumicítico, con 10 % de líticos, 75% vidrio y pomez y 15-20% cristales. Composición riolítica (72-75% SiO ₂), con vidrio incoloro y marrón rojizo. Fenocristales: andesina> biotita>> hornblenda> clinopiroxeno.
Tptn	Tv1b (Martín-Barajas et al., 1991; Stock et al., 1991).	Aflora en Valle Curbina interestratificada en Tpm1, dentro de la litofacies A. Espesor variable entre 1.5 a 2.0 m. Permite medir el desplazamiento de fallas normales en Valle Curbina.	Depósito submarino de lapilli lítico color gris amarillento a negro, muy pobre en cristales. Posible composición andesítica.

algunas muestras de lodolitas, y la clorita solamente en una de las muestras analizadas (Fig. 4). En Tpmu la presencia de caolinita y el aumento en la proporción de illita hacia la cima de la secuencia se interpretan como sedimentos derivados del basamento granítico por descomposición de los eldespatos (Berner, 1971).

Esta observación es consistente con la presencia de clastos de roca granítica y metamórfica en los sedimentos gruesos. A pesar de lo anterior, el análisis modal de la fracción arenosa indica que Tpm1 y Tpmu son similares y se caracterizan por el predominio de fragmentos líticos, principalmente de origen

volcánico (Fig. 5a).

A efecto de establecer la contribución de sedimentos de fuentes más alejadas por transporte litoral y/o fluvial se incluyeron en el análisis modal de la fracción arenosa, muestras de sedimentos recientes del Arroyo Matomí (MT-1), de las terrazas marinas del Plio-Cuaternario situadas al norte de Puertecitos (SF-14, SF-22) y de la playa moderna en el extremo N del delta del Arroyo Matomí (PC-1, PC-2) (Tabla 3). Las muestras de las terrazas marinas al norte de Puertecitos (SF-14, SF-22) presentan una fuerte contribución de sedimentos derivados del basamento (Tabla 3). Estas muestras corresponden a dos estratos de areniscas cuarzofeldespáticas intercaladas con lodolitas y depósitos volcánoclasticos retrabajados. Su composición cuarzofeldespática sugiere que estos sedimentos provienen del norte de la Sierra de San Fermín, en donde aflora extensivamente el basamento granítico-metamórfico. Estos sedimentos debieron ser transportados por la corriente litoral hacia el sur.

En el triángulo QmPK (Fig. 5c) los sedimentos de Tpm1 y Tpmu presentan una tendencia que parte del vértice de las plagioclasas (P) hacia el de cuarzo monocrystalino (Qm), con un aumento menos pronunciado del contenido relativo de feldespato potásico (K). En el triángulo LsLmpLv (Fig. 5b), las muestras de sedimento Plio-Cuaternario, tanto marino como fluvial muestran mayor porcentaje de líticos provenientes del basamento (Lmp) lo que permite distinguirlos de los sedimentos de Tpm1 y Tpmu. En el triángulo QFL las muestras de playa moderna se agrupan junto a los sedimentos marinos posiblemente debido a que son de grano muy grueso (arenisca conglomerática) y contiene abundantes bioclastos

(Ls). Las muestras del Arroyo Matomí y las terrazas del Plio-Cuaternario contienen un mayor porcentaje relativo de feldespato y cuarzo monocrystalino que representan la contribución del basamento. A este respecto, las muestras de las terrazas Plio-Pleistoceno se caracterizan por un mayor contenido de cuarzo monocrystalino y una relación P/K (plagioclasas vs. total de feldespatos) del orden de 0.5. El aumento en el contenido de feldespato potásico es proporcionalmente mucho menor que el aumento en el contenido de cuarzo, lo que sugiere que es necesaria una contribución significativa de rocas graníticas y metamórficas a los sedimentos para producir variaciones substanciales en la relación P/K. Esto explicaría por qué el sedimento moderno en el Arroyo Matomí y los sedimentos marinos de Tpmu no reflejan en forma clara la contribución del basamento en el triángulo QmPK (Fig. 5c). Otra posible explicación es que, en general, los porcentajes de cuarzo monocrystalino en Tpm1 son muy bajos, por lo que un error en el conteo entre el analista A y el analista B produce diferencias importantes.

Los resultados del análisis mineralógico indican que en la zona de estudio la fracción arcillosa fue más sensible a las variaciones en la fuente de aporte en comparación con la fracción arenosa de Tpm1.

DISCUSION.

Distribución de litofacies y paleoambientes de depósito.

En la región de Puertecitos, el fallamiento normal y la formación de estructuras orientadas N-S que modelaron la línea de costa, es resultado de la extensión de la corteza durante el Mioceno tardío y

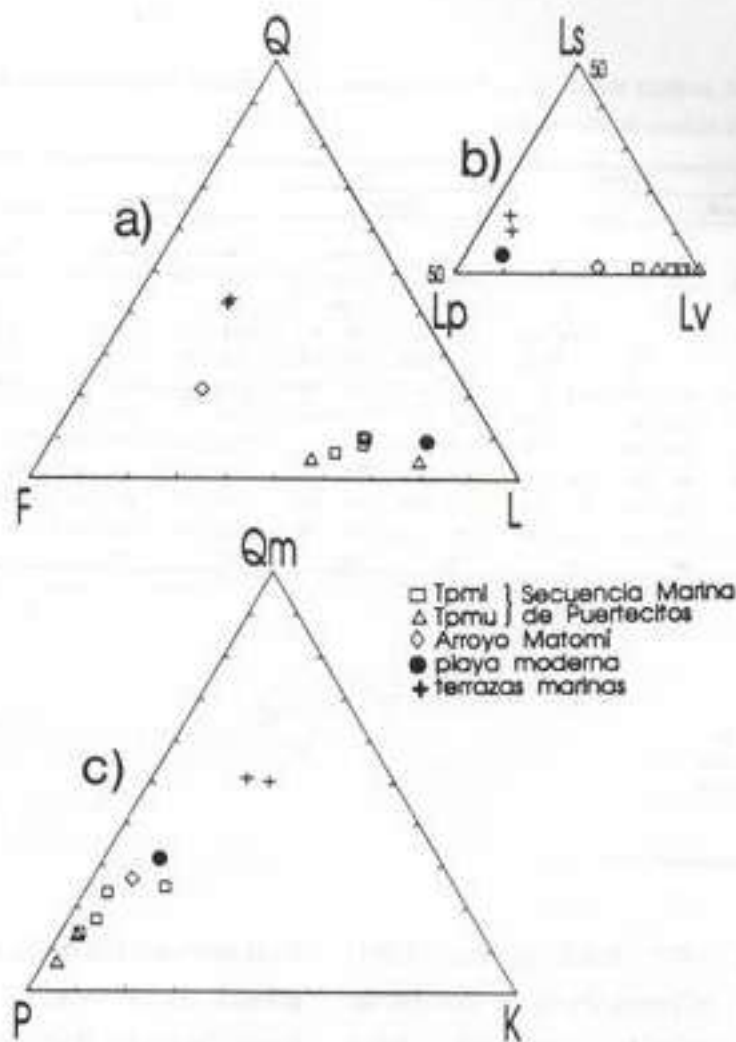


Fig. 5. Diagramas ternarios resultado del análisis modal de la tabla 3. 5a) Triángulo QFL; Q, cuarzo total; F, total de feldespatos; L, total de líticos. 5b) Triángulo LpmLsLv; Lpm, fragmentos líticos metamórficos, líticos plutónicos y cuarzo policristalino; Ls, líticos sedimentarios incluyendo bioclastos; Lv, líticos volcánicos. 5c) Triángulo QmPK; P, plagioclasas; K, feldespato potásico.

posiblemente contribuyó a erosionar en forma acelerada la cobertura volcánica del Mioceno-Plioceno.

En la segunda hipótesis, el basamento estuvo expuesto al E de la Sierra San Fermín antes de los 3

Ma, lo cual posiblemente ocurrió. Sin embargo, el drenaje del Arroyo Matomí antes de esta época debió efectuarse hacia las cuencas situadas al norte (e.g. Valle Chico y Valle de San Felipe), y a fines del Plioceno temprano este arroyo habría definido su

TABLA 3. Resultados del análisis modal de la fracción arenosa en muestras representativas de la SMP y de otros ambientes sedimentarios modernos en la zona de Puertecitos.

	Tpms																PQms	Qal	Qms									
	Tpml								Tpmu																			
	SEC1		E13-2		E13-6		E31		E32		E34-1		SP-14		SP-22								MT-1		PC-1		PC-2	
	%AVG	DVS	%AVG	DVS	%AVG	DVS	%AVG	DVS	%AVG	DVS	%AVG	DVS	%AVG	DVS	%AVG	DVS							%AVG	DVS	%AVG	DVS	%AVG	DVS
	(4)		(4)		(2)		(2)		(4)		(2)		(4)		(4)		(3)		(2)		(3)		(3)					
Qm	8.0	3.3	7.8	5.5	6.3	2.7	5.1	0.3	2.8	0.0	2.9	0.1	36.6	12.0	36.6	11.3	17.3	4.6	6.1	0.1	6.5	1.5						
Op	0.6	0.1	1.7	0.6	2.0	1.7	1.0	0.3	1.8	0.9	0.8	0.3	4.3	1.5	5.3	0.6	1.5	0.7	1.8	0.5	2.7	1.9						
Plag	19.7	1.4	24.5	1.5	24.5	4.3	32.6	2.4	37.8	2.7	17.3	0.5	19.3	3.8	22.1	6.4	43.3	1.1	14.7	1.4	12.2	3.2						
K-fel	8.4	2.6	1.8	0.4	2.0	1.3	1.7	1.4	1.5	0.1	1.0	1.0	16.2	2.7	14.6	1.8	8.1	1.5	0.5	0.2	2.8	0.4						
Lv	58.8	1.6	80.6	3.1	58.4	4.2	51.8	4.9	49.9	7.6	74.5	1.4	12.8	6.3	13.3	3.5	19.1	5.5	82.7	3.0	45.4	20.0						
La	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.7	0.4	0.4	0.0	0.0	2.3	2.4	3.4	3.4	3.0	0.0	9.3	0.3	3.4	4.8						
Lm	1.4	1.1	0.8	1.1	1.8	1.8	8.3	8.3	3.1	1.3	0.0	0.0	3.5	3.6	2.4	2.4	3.5	1.0	4.8	0.5	27.2	19.8						
Min P	6.0	0.8	2.9	3.8	6.0	1.0	1.0	3.8	3.1	1.4	3.8	0.0	3.0	0.7	2.4	1.0	9.1	1.2	0.2	0.2	0.0	0.0						
Total	100		100		100		100		100	100.0	100		100		100		100		100.0		100							

Qm = cuarzo monocristalino

Op = cuarzo policristalino

Plag = plagioclasa

K-fel = feldespato potásico

Lv = fragmentos líticos volcánicos

La = fragmentos líticos sedimentarios

Lm = fragmentos líticos metamórficos

Min P = minerales pesados

(j) número de conteos realizados en cada muestra.

Plioceno (Gastil et al., 1975; Stock et al., 1991; Martín-Barajas et al., en prep). Parte del proceso de extensión ocurrió durante el Mioceno tardío y debió producir la subsidencia y la subsecuente transgresión marina a fines del Mioceno y principios del Plioceno. En esa región, el vulcanismo explosivo y el fallamiento normal contribuyeron a modificar de manera significativa la sedimentación y la configuración de la línea de costa.

En Puertecitos, el conjunto de litofacies A, B y C representa un incremento en la energía del ambiente de depósito. Este incremento está relacionado tanto a una variación lateral de las facies sedimentarias como a una variación temporal (Fig. 6a). En Valle Curbina, la variación lateral de las facies muestra un aumento

de la profundidad hacia el E, en donde únicamente afloran las lodolitas de la litofacies A. La rápida variación de las litofacies sugiere incremento en la paleobatimetría, que debió ser en forma de "escalones" formados por las fallas normales. La presencia de depósitos de gravedad dentro de la secuencia y la discordancia angular en Valle Curbina son consistentes con la actividad sinsedimentaria de las fallas.

En Valle Curbina y en el Arroyo La Cantera la disposición vertical de litofacies implica una progradación de la línea de costa previa a la irrupción de Tpv (Fig. 6a). Localmente Tpv ocasionó cambios importantes en la configuración de la cuenca. En estas dos localidades, en donde Tpv presenta espesores de

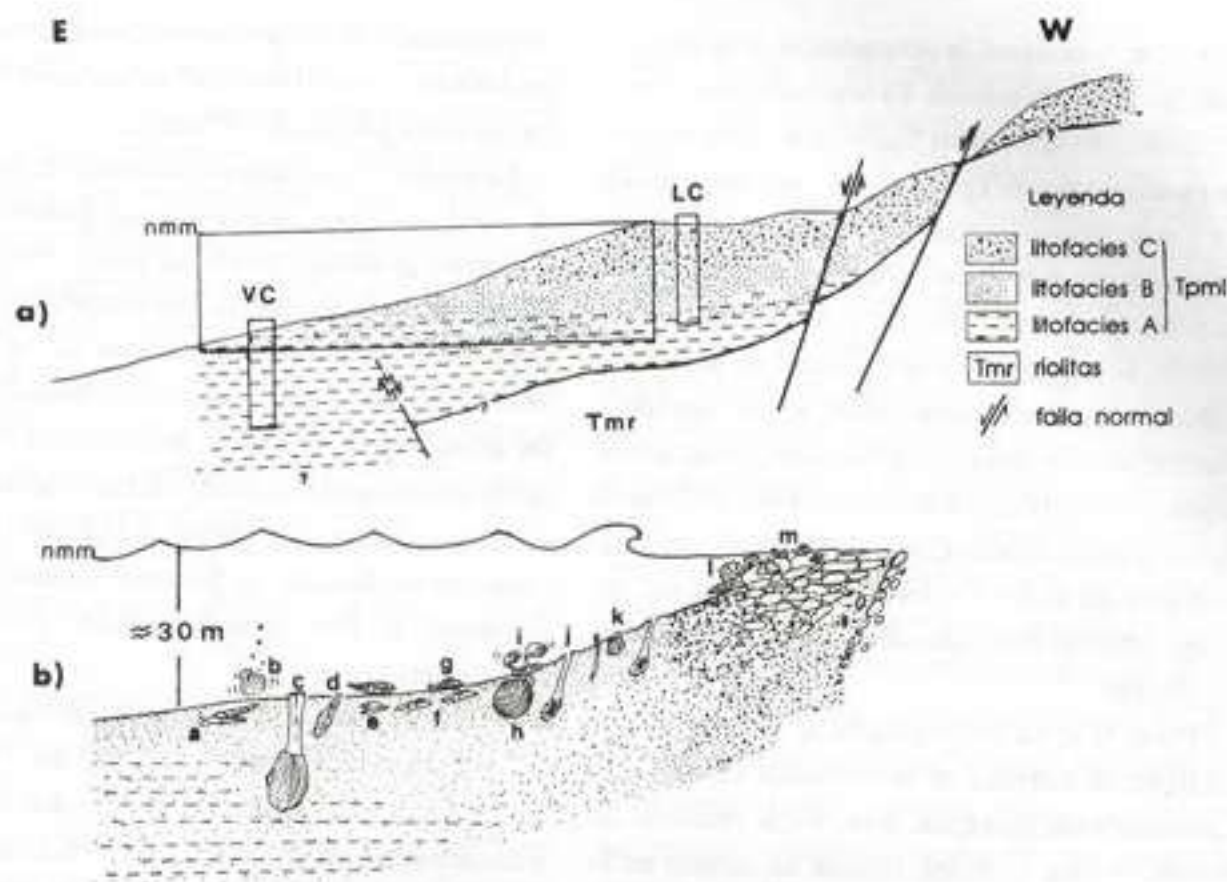


Fig. 6a. Esquema sin escala con la distribución de litofacies al tiempo de la irrupción de TpvC en Valle Curbina. 6b. Interpretación de paleoambientes y descripción paleontológica en la zona de Valle Curbina-Arroyo La Cantera: a) *Turrítela* sp., b) *Leopetien* sp., c) *Panopea* sp., d) *Solen* sp., e) *Oliva* sp., f) *Encope* sp., g) *Architectonica* sp., h) *Dosinia* sp., i) *Eogryphus* sp., j) galerías de cangrejos, k) *Chione* sp., l) *Ostrea* sp., m) *Balanus* sp.

cauce actual hacia el golfo. En apoyo a esta hipótesis, a lo largo del cauce del Arroyo Matomí al W de la zona de estudio, aflora una secuencia de mas de 100 m de conglomerados aluviales, los cuales han sido interpretados como depósitos de una cuenca aluvial exhumada por la actividad tectónica reciente (Stock et al., 1991). La edad de estos depósitos no está bien definida, pero son más jóvenes que Tpet y

posiblemente corresponden al Plio-Cuaternario. Esto indica que los drenajes en esa región han sufrido cambios en la dirección de transporte debido a la intensa actividad tectónica. En cualquiera de estos dos escenarios, concluimos que la sedimentación volcánoclastica representó la fuente dominante de aporte hacia la cuenca, y a fines del Plioceno temprano, la disminución del vulcanismo explosivo

20 a 50 m, y ocasionó la progradación de la línea de costa en forma permanente. En contraste, en el Arroyo El Canelo y en la Sierra de San Fermín se depositaron las facies distales de T_{pvc} con espesores del orden de 3 a 5 m y posteriormente las condiciones marinas se restablecieron. A pesar de esta recuperación de la línea de costa en el Arroyo El Canelo y la Sierra de San Fermín, la progradación debió continuar durante el Plioceno temprano como indican los depósitos aluviales concordantes que sobreyacen a la secuencia superior (T_{pmu}) en estas dos localidades, en donde la ausencia de la litofacies C se interpreta como una zona protegida del oleaje y el área del abanico aluvial del arroyo Matomí debió constituir una bahía dominada por mareas.

Hacia la cima de la secuencia, la aparición de caolinita, el aumento en el contenido de illita y la disminución de esmectita, así como la presencia de clastos de roca granítica, indican un cambio en la fuente de los sedimentos terrígenos hacia la cuenca. La caolinita y el mayor contenido de illita se interpretan como resultado de la alteración de feldespatos y plagioclasas en rocas graníticas (Berner, 1971; Blatt et al., 1975, p. 235). En el análisis modal, la influencia del basamento granítico y metamórfico se refleja en el aumento en cuarzo monocristalino y en feldespato potásico y en la presencia de fragmentos líticos plutónicos y metamórficos. En el triángulo QmPK, el Arroyo Matomí presenta la misma composición modal que las arenas de la secuencia marina, sugiriendo que aún actualmente la contribución de sedimentos del basamento a través del Arroyo Matomí no es lo suficientemente importante para producir un cambio

en la relación P/K del sedimento fluvial moderno, lo que también explica la similitud en la relación P/K con los depósitos marinos del Plioceno.

La similitud en la composición modal de las arenas de T_{pml} y T_{pmu} indica que la influencia del basamento granítico a través del Arroyo Matomí fue poco importante durante la deposición de T_{pmu}. Estas observaciones son consistentes con la idea de una fuente local dominada por rocas volcánicas para los sedimentos de la SMP, y sugiere además que el aporte de sedimentos derivados de las rocas graníticas y metamórficas a lo largo del litoral no fue significativo durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano y fue incrementándose durante el Plio-Cuaternario.

Sobre el aporte de los sedimentos, este cambio en la proveniencia ocurrido a fines del Plioceno temprano, podría explicarse según dos hipótesis mutuamente no excluyentes. La primera asume que el arroyo Matomí, el único en el norte de la PVP que drena actualmente rocas del basamento granítico-metamórfico, erosionó la cobertura volcánica durante el Plioceno debido a levantamientos tectónicos en las zonas situadas hacia el W de la zona de estudio. A este respecto, se ha inferido que el levantamiento de las sierras al W de San Felipe se inició hacia los 9 Ma (Gastil et al., 1979). Al W de Puertecitos, en Valle Chico el relieve del escarpe debió iniciarse entre 11 y 6 Ma (Stock y Hodges, 1990). No obstante, algunos autores proponen que el levantamiento de la Sierra San Pedro Martir (SSPM) fue más vigoroso durante el Plio-Pleistoceno (O'Connors y Chase, 1989; Brown, 1978), lo que

(Martín-Barajas et al., en prep.) y la erosión de la cubierta volcánica por el Arroyo Matomí ocasionaron el aporte de sedimentos derivados del basamento. La contribución de sedimentos finos a través del litoral es también probable, no obstante, los depósitos fluviales que sobreyacen a Tpmu sugieren que a fines del Plioceno temprano el Arroyo Matomí habría definido su cauce actual a este sitio, por lo que se infiere que el cambio en la mineralogía de las arcillas hacia la cima de la secuencia marina está también relacionado al aporte del Arroyo Matomí.

Condiciones paleoecológicas y evolución de la cuenca.

Con base en las características texturales de los sedimentos y en la asociación faunística, la lodolita en la base de la secuencia (litofacies A) representa un medio ambiente relativamente profundo con circulación restringida y posiblemente una columna de agua estratificada con mayor salinidad en el fondo. El aporte de sedimentos volcánico-lásticos debió ser relativamente alto, principalmente en forma de cenizas volcánicas.

Aunado al aumento del tamaño de grano hacia la cima de la secuencia, existen cambios en las comunidades de organismos que se asocian a un gradiente de energía, de tal forma que la litofacies A representa un ambiente nerítico, la litofacies B representa condiciones submareales costeras y la litofacies C representa condiciones intermareales (Fig. 6b).

Con referencia a las biofacies, en la litofacies A los foraminíferos bentónicos del género *Bolivina* sp. y *Balminia* sp. sugieren un rango de profundidad muy

amplio, por lo que únicamente se puede generalizar a un ambiente de plataforma. No se considera una ambiente batial (plataforma somera) ya que no se observaron sedimentos biogénicos pelágicos (radiolarios, diatomeas y/o foraminíferos planctónicos). El desarrollo de bioturbación en algunos niveles, indica variaciones en la razón de sedimentación del material limo-arcilloso. En Tpm1, los horizontes fosilíferos y la bioturbación se localizan preferentemente hacia la cima de esta litofacies. Esto sugiere que las lodolitas se depositaron a tasas de sedimentación relativamente elevadas que impedían el establecimiento permanente de fauna bentónica.

El límite inferior de la litofacies B lo define una asociación tipificada por *Panopea-Chione-Encope*, que caracteriza las aguas submareales por debajo del nivel base de la ola en condiciones normales. A esta sucede una asociación dominada por icnofósiles equivalente a la icnofacies de skolitos (Howard, 1978; Ekdale et al., 1984), lo cual es acorde a la dominancia de suspensívoros en la zona submareal somera y en la zona intermareal inferior. Las areniscas contienen estratos donde son comunes los gasterópodos *Turritella* sp., *Oliva* sp. y *Conus* sp., así como los bivalvos *Chione* sp., *Ostrea* sp., *Panopea* sp. y *Dosinia* sp. De estas especies, *Panopea* sp. y *Encope* sp., son buenos indicadores batimétricos debido a que viven de la zona intermareal hasta 20 y 30 m de profundidad en substratos limo-arenosos, (Keen y Coan, 1974; Mc Lean, 1978; Goodwin, 1977), por lo que la litofacies B corresponde a un ambiente somero de aguas cálidas, muy similar a las condiciones actuales de la parte norte del Golfo de California. Finalmente, los depósitos de conglomerado-arenisca y la asociación *Ostrea-*

Thais-Balanus de la cima de Tpm1 (litofacies C) es característica de la zona intermareal rocosa. En Valle Curbina y Arroyo La Cantera, esta litofacies representa la posición de la línea de costa en el momento de la depositación de Tpv. La interpretación paleoambiental con base en las características sedimentológicas y paleontológicas se muestra en las figuras 6a y 6b, respectivamente.

Correlación de la Secuencia Marina de Puertecitos (SMP) con otras secuencias marinas del Neógeno en el Norte de la Provincia Extensional del Golfo.

La configuración exacta del Mioceno tardío en el norte de la depresión del golfo es aún incierta debido a que las formaciones sedimentarias del Neógeno ya han sido erosionadas o yacen bajo paquetes sedimentarios más recientes (Smith, 1991). La correlación estratigráfica de la Secuencia Marina de Puertecitos con otros depósitos marinos del Neógeno en el NW del golfo se basa en edades isotópicas de las unidades volcánicas (Martín-Barajas et al., en prep.) (Fig. 7). Las edades reportadas para las unidades volcánicas interestratificadas en la secuencia marina la sitúan entre 5.8 y 3 Ma. Estas edades permiten inferir que la SMP es contemporánea con la Formación Llano El Moreno, al noroeste de San Felipe (Boehm, 1984). En esa localidad, una transgresión marina durante el Mioceno tardío depositó los estratos de diatomita y las lodolitas sobreyacentes en un ambiente marino batial (Boehm, 1984). Hacia la cima, esa secuencia representa igualmente una regresión marina ocurrida durante el Plioceno y podría corresponder a la misma regresión que hemos documentado en la región de Puertecitos. La SMP situada a escasos 80 km al sur de

San Felipe, posiblemente representa las facies de litoral equivalentes en tiempo a los depósitos batiales de la Fm. Llano El Moreno al noroeste de San Felipe.

Así mismo, la SMP podría correlacionarse con la parte inferior de la Formación Imperial de Valle Imperial, California. Sin embargo, la edad de esta Formación es aún controversial debido al desacuerdo sobre la interpretación de la frontera Mioceno-Plioceno (Dibblee, 1984). Algunos autores proponen una edad Mioceno medio con base en las asociaciones faunísticas (Woodard, 1974; Dibblee, 1984; Winker y Kidwell, 1986; Smith, 1991). Sin embargo, otros estudios paleontológicos, paleomagnéticos y datos de trazas de fisión, indican una edad Mioceno-Plioceno temprano para la base de la Formación Imperial (Ingle, 1974; Johnson et al., 1983; Dean, 1988), lo que permitiría su correlación con Puertecitos.

Los depósitos marinos de Puertecitos, San Felipe y Valle Imperial, parecen indicar una transgresión marina de proporciones regionales que inundó la margen NW del golfo a fines del Mioceno superior y principios del Plioceno. La regresión durante el Plioceno parece coincidir en Puertecitos y San Felipe, mientras que en la región del Valle Imperial la evolución tectónica y la sedimentación de la cuenca presentan complicaciones adicionales. En esa zona, el sistema de fallas de San Andrés parece haber desplazado los depocentros hacia el NW (Johnson et al., 1983; Kerr y Kidwell, 1991), y la sedimentación marina durante el Plioceno estuvo influenciada por los depósitos deltáicos del Río Colorado (Kerr y Kidwell, 1991).

Área	Valle Imperial California	San Felipe Baja California	Santa Rosalía Baja California Sur	Provincia Volcánica Puertecitos
Fuente de datos	(Ingle, 1974; Johnson, 1983; Dean, 1988)	(Ingle, 1974; Boehm, 1984)	(Wilson, 1948; Schmidt et al., 1977; Correia, 1981)	(Stock et al., 1991; Martín-Barajas et al., 1991)
Plioceno			Rocas volcánicas	
			Fm. Santa Rosalía	Terrazas marinas Campa Cristina- El Colorado
Plioceno superior	Conglomerado Canebrake			(Tpr)
	Fm. Palm Spring			Tobas riolíticas
Plioceno inferior	?	Conglomerado y conglomerado marino sin nombre	Fm. Infierno	(Tpm)
	Miembro Superior	Fm. Llano El Moreno	Fm. Tirabuzén	* 3.2 Ma (Tprc)
	Fm. Imperial	Miembro Ladonitas		SECUENCIA MARINA DE PUERTECITOS
	Miembro Arenisco Lahorra	Miembro Diamante		
Mioceno superior	Tesos		Fm. Boles	* 6.0 Ma
	Fm. Split Mountain		Tobas, areniscas y conglom- erados	(Tmr)
	?		?	Riolitas y tobas riolíticas
Mioceno media	Andesito Alverson		Andesito basáltico	
	?			
Mioceno inferior	Fm. Anzo			* 16.0 Ma Andesitos de Arroyo La Cartera (Martín-Barajas et al., en prep.)

Fig. 7 Correlación estratigráfica de la Secuencia Marina de Puertecitos con otras localidades con depósitos marinos del Neógeno en el NW de la Provincia Extensional del Golfo. (Modificado de Smith, 1991).

Los estudios futuros sobre las asociaciones paleontológicas en la SMP permitirán establecer rangos bioestratigráficos bien definidos para algunas especies que poblaron las margenes del golfo durante

el Mioceno tardío y Plioceno temprano. Será importante establecer si la distribución espacial y temporal de los organismos corresponde a condiciones locales o regionales en la sedimentación, el

vulcanismo y en las variaciones batimétricas debidas a la intensa actividad tectónica. Otro aspecto a considerar en futuros trabajos de estratigrafía de detalle son las variaciones de las litofacies y las biofacies asociadas a cambios climáticos durante el Mioceno tardío y el Plioceno y sus efectos en la distribución a escala regional.

CONCLUSIONES

Los depósitos marinos de Puertecitos constituyen una secuencia progradante formada por cuatro litofacies principales: 1) la litofacies A, que representa un ambiente de plataforma lodoso por debajo del nivel base de la ola en condiciones de tormenta, 2) la litofacies B, que representa un ambiente submareal con depósitos de areniscas lodosas y abundante fauna bentónica, 3) la litofacies C, que representa un ambiente intermareal de playa rocosa y depósitos de alta energía y 4) la litofacies D, que sugiere depósitos de gravedad asociados a fallas activas. El rango de profundidad de la litofacies B está definido por la asociación de *Panopea sp.* y *Encope sp.* entre la zona intermareal y una profundidad máxima de 30 m.

El sitio que actualmente ocupa el abanico aluvial del Arroyo Matomf constituía una bahía protegida por la acción directa del oleaje. La distribución de las facies sedimentarias y la sedimentación fue controlada por la tectónica extensional y por el vulcanismo explosivo que caracterizaron a esta región a fines del Neógeno. La fuente de sedimentos en la cuenca es de carácter local y de composición esencialmente vulcanoclástica. No obstante, hacia la cima de la secuencia y hacia fines del Plioceno inferior, el Arroyo Matomf contribuye con sedimentos derivados del

basamento cristalino. Este cambio podría estar relacionado a la erosión de la cobertura volcánica del Mioceno tardío-Plioceno, posiblemente asociada al levantamiento de las sierras al W de la zona de estudio y/o al establecimiento del cauce moderno del Arroyo Matomf.

La discordancia angular dentro de la secuencia marina en VC, las rápidas variaciones laterales de las facies sedimentarias y en particular la presencia de depósitos de gravedad (litofacies D), indican una fuerte actividad tectónica sinsedimentaria. El fallamiento normal y el emplazamiento de coladas piroclásticas durante el Plioceno contribuyeron significativamente a modificar la margen de esta cuenca.

Las edades isotópicas reportadas para las unidades volcánicas interestratificadas limitan a la Secuencia Marina de Puertecitos entre fines del Mioceno tardío y el Plioceno temprano (Martín-Barajas et al., en prep). Con base en estos datos, esta secuencia podría ser contemporánea a los depósitos marinos de la Fm. Llano El Moreno al NW de San Felipe y la Fm. Imperial de Valle Imperial, California. Estas tres localidades sugieren una transgresión marina a escala regional a fines del Mioceno y una regresión durante el Plioceno temprano.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue desarrollado con fondos del convenio CONACYT-CICESE no. 1224-T9203. Se agradecen las facilidades proporcionadas por el Laboratorio de Geología de la Facultad de Ciencias Marinas de la UABC para el tratamiento y preparación de las muestras. Se agradecen también las facilidades otorgadas en la Facultad de Geología de la Universidad Estatal de San Diego, en particular a Joan Calhoun y Gary Girty.

Victor Frías su ayuda en la elaboración de los dibujos y a Jorge Ledesma por sus comentarios y discusiones que mejoraron este trabajo.

REFERENCIAS

- Berner, A.R., 1971. *Principles of Chemical Sedimentology*, McGraw-Hill, New York, N.Y., 169 pp.
- Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R., 1975. *Origin of Sedimentary Rocks*, Prentice-Hall, Inc., 634 pp.
- Boehm, M.C., 1982. Biostratigraphy, lithostratigraphy and paleoenvironmental of the Miocene-Pliocene sequence Baja California, Mexico. MS Thesis, Stanford University, 326 pp.
- Boehm, M.C., 1984. An overview of the lithostratigraphy, biostratigraphy and paleoenvironments of the late Neogene San Felipe sequence, Baja California, Mexico. In: V.A. Frizzel Jr., (Editor), *Geology of the Baja California Peninsula*, Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 39: 253-265.
- Brown, L.G., 1978. Recent fault scarps along the eastern escarpment of the Sierra San Pedro Mártir, Baja California. Unpublished M.S. thesis, San Diego State University.
- Carreño, A.L., 1981. Ostrácodos y foraminíferos planctónicos de la Loma del Tirabuzón, Santa Rosalía, Baja California Sur, e implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología revista*, 5: 55-64.
- Carreño, A.L., 1985. Biostratigraphy of the late Miocene to Pliocene on the Pacific Island Maria Madre, Mexico. *Micropaleontology*, 31 (2): 139-166.
- Curry, J.R. y D.G. Moore, 1984. Geologic history of the mouth of the Gulf of California. In: J.K. Crouch, y S.B. Bachman, (Editors), *Tectonic and Sedimentation Along the California Margin*, Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 38: 17-36.
- Dean, M.A., 1988. Genesis, mineralogy and stratigraphy of the Neogene Fish Creek Gypsum, southwestern Salton Trough, California. MS thesis San Diego State University, 150 pp.
- Dibblee, W.T., 1984. Stratigraphy and tectonics of the San Felipe Hills, Borrego Badlands, Superstition Hills, and vicinity. In: C.A. Rigby, (Editor), *The Imperial Basin-Tectonics, sedimentation and thermal aspect*, Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 40: 31-44.
- Erdale, A.A., Bromley, R.G. y Pemberton, S.G., 1984. *Ichthyology: Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course (15): 192 pp.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's (Eds.), 170 pp.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D. y Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California, *Geological Society America Bulletin*, Part I, 90: 839-857.
- Gastil, R.G., R.P. Phillips y E.C. Allison, 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California, *Geological Society of America, Memoir* 140: 170 pp.
- Gómez, M., 1971. Sobre la presencia de estratos marinos del Mioceno en el estado de Sonora, México, *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, III (4): 77-78.
- Goodwin, L., 1977. The effects of season on visual and photographic assessment of subtidal geoduck clam (*Panopea generosa* Gould) populations. *Veliger* 20: 155-158.
- Howard, J.D., 1978. Sedimentology and trace fossils. In: P.D. Basan, (Editor), *Trace Fossil Concepts*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, short course notes (5): 13-47.
- Hutchison, C.S., 1974. *Laboratory Handbook of Petrographic Techniques*, John Wiley & Sons, 527 pp.
- Ingle, J.C., 1974. Paleobathymetric history of Neogene marine sediments, northern Gulf of California. In: *Geology of Peninsular California*, Pacific Section American Association of Petroleum Geologists, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists and Society of Economic Geologists, 121-138.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Green, J.P., Pickle, J.D. and Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method, *Journal Sedimentary Petrology*, 54 (1): 103-116.
- Johnson, N.M., Officer, C.W., Opdyke, N.D., Woodard, G.D., Zeittler, P.K. y Linsay, E.H., 1983. Rates of the late Cenozoic tectonism in the Vallecitos-Fish Creek Basin, Western Imperial Valley California, *Geology*, 11: 664-667.
- Karig, D.E. y Jansky, W., 1972. The Proto-Gulf of California, *Earth and Planetary Science Letter*, 17: 169-174.
- Keen, A.M., 1971. *Sea Shells of Tropical West America*, Stanford University Press, 273 pp.
- Keen, A. M. and Coan, E., 1974. *Marine Mollusca Genera of Western North America*, Stanford University Press, 161 pp.
- Kerr, R.D. y Kidwell, M.S., 1991. Late Cenozoic sedimentation and tectonics, western Salton Trough, California. In: M.J. Walawender y B.B. Hanan (Editors), *Geological excursions in southern California and Mexico*. Annual Meeting Geological Society of America, San Diego, California, 397-416.

- Kirkland, D.W. y Evans, R., 1973. Marine Evaporites: origin, diagenesis and geochemistry. D.W. Kirkland and R. Evans (Editors), Hutchinson & Ross, 426 pp.
- Larson, R.L., y Menard, H.W. y Smith, S.M., 1968. Gulf of California: A result of ocean-floor spreading and transform faulting, *Science*, 161: 781-783.
- Lonsdale, P., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. In: E.L. Winfred, D.M. Hussong, y R.W. Decker (Editors), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, Boulder, CO, Geological Society of America, The Geology of North America, (N): 499-522.
- Lonsdale, P., 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular Californias. In: J.P. Dauphin y B.R. Simoneit (Editors), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47: 87-125.
- Martín-Barajas A., Rendón-Márquez, G., López-Martínez, M., 1991. A Neogene marine sequence in the Puertecitos Volcanic Province, Baja California; new evidence of early basin stage in the northern Gulf of California. *Geological Society of America*, Abstract Proceedings, 196.
- Martín-Barajas A. J. Stock, P. Layer, B. Hausback, M. López-Martínez y P. Renne. Arc-rift transition vulcanism in the Puertecitos Volcanic Province, NE Baja California, Mexico. En preparación.
- McCloy, C., Ingle, J.C. Jr. y Barron, J.A., 1988. Neogene stratigraphy, foraminifera, diatoms and depositional history of the Maria Madre Islands, Mexico; evidence of the early Neogene marine conditions in the southern Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 13 (3): 193-212.
- McLean, J.H., 1978. Marine shells of southern California. *Natural History Museum of Los Angeles County*, Science Serie 24: 90.
- Morris, R.H., Abbott, D.P. and Haderlie, E.C., 1980. *Intertidal Invertebrates of California*, Stanford University Press, 168-169.
- O'Connors, J. E. and Chase, C.G., 1989. Uplift of the Sierra San Pedro Martir, Baja California, Mexico, *Tectonics*, 8 (4): 833-844.
- Schmidt, E.K., 1977. Structural evolution of the Santa Rosalia Area, Baja California, Mexico. *Geological Society of America*, Abstract Proceedings, 1160.
- Smith, J. T., Smith, J. G., Ingle, J. G., Gastil, R. G., Boehm, C. M., Roldán, J. Q. y Casey, R. E., 1985. Fossil and K-Ar age constraints on upper middle Miocene conglomerate, SW Isla Tiburón, Gulf of California, *Geological Society of America*, Abstracts Proceedings, 17: 409.
- Smith, J.T., 1991. Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California. In: J.P. Dauphin y B.R. Simoneit (Editors), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47: 637-666.
- Stock, J.M. y Hodges, K.V., 1990. Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, NE Baja California, Mexico, *Journal Structural Geology*, 12 (3): 315-328.
- Stock, J.M., Martín-Barajas, A., Suarez-Vidal, F. y Miller, M., 1991. Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of NE Baja California, Mexico. In: M.J. Walawender y B.B. Hanan (Editors), *Geological excursion in southern California and Mexico*, Annual Meeting Geological Society of America, San Diego, California, 44-67.
- Wilson, L.F., 1948. Buried topography, initial structures and sedimentation in Santa Rosalia Area, Baja California, Mexico, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 32 (9): 1762-1807.
- Winker, C.D. y Kidwell, S.M., 1986. Southeasterly paleocurrents in Pliocene Colorado delta-plain sequence, Fish Creek-Vallecitos section, southern California, *Geology*, 14 (9): 788-791.
- Woodard, G.D., 1974. Redefinition of Cenozoic stratigraphic column in Split Mountain Gorge, Imperial Valley, California, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58: 521-539.

NEOTECTONICA DEL ÁREA LORETO-MULEGE

JORGE LEDESMA VAZQUEZ
Facultad de Ciencias Marinas
U. Autónoma de Baja California
Ensenada, B.C., México 22800

MARKES E. JOHNSON
Williams College
Department of Geology
Williamstown Ma 01267

RESUMEN

La franja costera Loreto-Mulegé B.C.S., dentro de la Formación Infierno del Plioceno superior, presenta facies de líneas de costa rocosas en la margen occidental del Golfo de California. En base a la presencia de estos excelentes indicadores del nivel del mar, es posible indicar el grado de deformación neotectónica a la que se han visto sujetas tres áreas sobre una distancia de más de 130 Km. Estas tres zonas son de Sur a Norte; Arroyo Arce, cerca de Loreto; Rancho Santa Rosalita en la esquina suroriental de Bahía Concepción; y Mulegé como el límite norte de la zona de estudio. La mayor deformación y levantamiento ocurre en la región de Arroyo Arce, dicha deformación se acomoda en base a juegos de fallas listricas normales orientadas N-NO, en conjunción con fallas antitéticas. Las fallas listricas normales producen grabens que posteriormente son ocupados por fragmentos del bloque del techo al generarse las fallas antitéticas. Todo lo anterior, produce secuencias estratigráficas repetitivas con fuertes echados hacia el Este.

La presencia de depósitos sedimentarios costeros formados durante el Plioceno tardío a una altitud de 175 m, indican una razón de levantamiento para el área al norte de Loreto superior a la tasa encontrada para la península en general. Hacia el norte, en Rancho Santa Rosalita la región no sufrió una gran deformación y el levantamiento al cual se vio sujeta fue moderado. Mulegé es el área menos afectada.

La variación en el grado de deformación nos permite visualizar un grupo de bloques de pequeñas

dimensiones los cuales representan altos y bajos estructurales y topográficos. La neotectónica de la zona esta asociada con la extensión producida por la apertura del Golfo de California desde el Plioceno tardío.

INTRODUCCIÓN

El uso de terrazas de abrasión de origen marino como herramientas para interpretar los movimientos recientes de la corteza ha sido desarrollado por varios autores en la Península de Baja California [Orme, 1973; Ortlieb, 1978, 1980, 1991a, 1991b; Woods, 1980; Rockwell *et al.*, 1989]. El consenso general de estos estudios indican que el valor promedio de levantamiento regional es de 100 mm./10³ años a partir del final del Plioceno, pero que su velocidad ha disminuido para los últimos cientos de miles de años [Ortlieb, 1991a]. De manera local existen áreas como Santa Rosalita, la Península de Vizcaino y Punta Banda que presentan valores de levantamiento vertical superiores a la media de toda la península [Rockwell *et al.*, 1989; Ortlieb, 1990b]. Estas regiones se encuentran asociadas con rasgos tectónicos de importancia, tales como la falla de Agua Blanca para Punta Banda o el campo volcánico La Reforma para Santa Rosalita.

Los movimientos corticales de fragmentos costeros en Baja California producen fallas orientadas en general hacia el Norte, no como un bloque homogéneo, sino como un grupo de bloques de dimensiones más restringidas, limitados estos paquetes de bloques por fallas mayores como Agua

Blanca y San Benito. La diferencia en la velocidad de desplazamiento entre estos bloques, nos generan las características contrastantes tanto estructurales como topográficas para bloques adyacentes [Orme, 1973]. Cerca de Ensenada, B.C., se localiza Punta Banda sobre la costa del Pacífico, en contacto con la falla de Agua Blanca, esta región ha sido estudiada en detalle por Rockwell *et al.* [1989] encontrando que el valor de desplazamiento vertical es de 300 mm/ma dentro de un grupo de 14 terrazas encontrando la más alta a los 298 m. Este valor es varias veces mayor que la media para toda Baja California. Rockwell *et al.* [1989], encontraron también una componente horizontal, la cual es mínima al compararla con la vertical ya que su proporción es de 25:1, este valor se obtuvo sobre una de las fallas asociadas a la de Agua Blanca.

Para las áreas localizadas en las márgenes al noroeste del Mar de Cortéz el marco tectónico está constituido por juegos de fallas normales listricas orientadas N-NW, cuyo bloque rotado se desliza en dirección hacia el golfo [Dokka & Merriam, 1979]. Asociadas a las fallas listricas tenemos fallas antitéticas normales con bloques que se deslizan hacia el oeste rellenando los grabens creados por las fallas sintéticas. Ortleib en su trabajo de 1991a muestra que desde finales del Plioceno, las costas de Sonora y Baja California han estado sujetas a diferentes rangos de levantamiento, en donde las costas de Sonora en el Golfo de California presentan menor tectonismo que las localizadas en Baja California. Dentro de las costas en la península Ortleib [1991a] encontró que las regiones norte y sur fueron menos afectadas por levantamientos cuaternarios, al compararlas con la región central [La Reforma-Santa Rosalía].

La mayoría de los resultados anteriormente descritos, han sido alcanzados mediante la utilización de terrazas marinas como elemento de referencia, ya que de acuerdo a Ortleib [1991b] la interpretación de las posiciones antiguas del nivel del mar se determina más adecuadamente cuando se hace uso de terrazas de erosión [terrazas marinas] y no mediante el uso de afloramientos de sedimentos marinos. Sin embargo, con base en nuestra experiencia proponemos que las facies sedimentarias del tipo de línea de costa rocosa se pueden presentar aún cuando no exista una terraza marina. Cuando esta facies es adecuadamente identificada [Johnson, 1988], nos proporciona una herramienta de trabajo de igual valor que las terrazas, para el estudio de variación del nivel del

mar y para su interpretación dentro de estudios de tectónica o como en el presente trabajo de neotectónica.

OBJETIVO

El propósito de esta contribución es el de proponer un modelo neotectónico para incorporar las estructuras presentes en la zona costera Loreto-Santa Rosalía del Golfo de California, en base a la presencia de facies de línea de costa rocosas, como una herramienta para evaluar el grado de deformación tectónica de la zona.

METODOLOGÍA

El rasgo geomorfológico más evidente en toda el área de estudio lo constituyen las terrazas marinas y los depósitos de línea de costa rocosa pliocénicos y pleistocénicos [McFall, 1968; Mclean, 1988].

Las facies de línea de costa rocosas presentes dentro de las unidades estratigráficas en el área de estudio constituyen un registro preciso de la frontera tierra/océano ó en otras palabras el nivel medio del mar durante la depositación de estas facies sedimentarias. Por lo anterior su adecuada identificación y localización nos permitirá determinar de una manera muy precisa la posición de la paleolínea de costa y de ahí poder caracterizar las variaciones del nivel del mar por factores eustáticos vs. tectónicos.

La localización geográfica de cada una de los afloramientos fue determinada mediante el uso de un equipo de navegación tipo SISTEMA DE POSICIÓN GLOBAL [GPS] modelo 1000 PRO Magellan. Este equipo nos proporciona longitud, latitud y altura del terreno. Con los datos de localización será posible determinar la variación relativa del nivel del mar para cada localidad.

LOCALIZACIÓN

Se visitaron varios afloramientos ubicados entre las poblaciones de Loreto y Mulegé B.C.S. [Figura 1], como parte de un curso de campo de Líneas de Costa Rocosas, que se impartió de manera conjunta por la UABC y Williams College, Mass. La mayoría de las localidades fueron preseleccionadas al curso tanto para Bahía Concepción, Mulegé y Santa Rosalía. Una área en

decenas de metros. Las fallas generaron bloques inclinados de la sección sedimentaria pliocénica, con un echado promedio de 26° E, se consideran a las fallas cuaternarias ya que afectan a toda la sección estratigráfica. En esta zona se presenta un excelente ejemplo de línea de costa rocosa del Plioceno, que se encuentra expuesta a los 175 m de altura sobre el nivel medio del mar, en la margen norte del arroyo. Este depósito costero está compuesto por un conglomerado oligomictico con clastos bien redondeados de origen volcánico de tamaño guija dentro de una matriz de calcarenita, las capas de caliza asociadas con este conglomerado presentan abundantes y bien preservados fósiles de ostreas, pectens, gasteropodos y balanus. Tanto los pectinidos como las ostreas desarrollaron bancos biostromales.

Los fósiles de esta zona han sido recientemente estudiados por Smith [1991] y en conjunto con datos de fechado radiométrico proporcionados por McLean [1988], indican una edad Plioceno tardío para la base de la sección. Para la cima de la columna estratigráfica no se ha podido asignar una edad con certeza, ya que el fechado radiométrico obtenido [McLean, op. cit.] para esa parte de la sección indica 1.8 millones de años, y esta edad no coincide con la asignada con el uso de moluscos fósiles por parte de Smith [op.cit.].

La nomenclatura estratigráfica no se encuentra bien definida para las capas del Plioceno en toda el área de estudio. Algunos autores han indicado que se trata de la Formación Salada (Beal, 1948; Mina 1957; and Chávez Valois, 1978). También se considera como parte de las Formaciones San Marcos, Carmen y Marquer (Anderson, 1950; Durham, 1950), o simplemente como Capas Marinas del Embahiamiento Loreto [McLean, 1988]. Sin embargo, la sección tipo de la Fm. Salada localizada en la planicie de Magdalena es en realidad de edad Mioceno medio y de acuerdo a Smith [1991] es erróneo denominar a unidades del Mioceno y/o Plioceno como pertenecientes a la Fm. Salada desde San Felipe a La Paz en la parte Este de la península. En este trabajo se considera que las capas sedimentarias estudiadas pertenecen a la Formación Infierno del Plioceno superior [Wilson y Rocha, 1955], ya que se encuentran ampliamente distribuidas en Bahía Concepción [McFall, 1968], Mulegé [Ashby y Minch, 1987] y Santa Rosalía [Wilson y Rocha, 1955].



RESULTADOS

ARROYO ARCE

117

BAHÍA CONCEPCIÓN: Santa Rosalita

El área de estudio dentro de Bahía Concepción (Figura 1) se encuentra aproximadamente a 75 km. al norte de Arroyo Arce, en la esquina suroriental de la bahía, denominándose a los afloramientos como sección Santa Rosalita por su cercanía al rancho de ese nombre. En este sitio McFall [1968] describió la presencia de varias terrazas marinas[?], en las que localmente se presentan capas de la Formación Infierno del Plioceno superior como areniscas calcáreas y margas [?], interestratificadas con coquinas de equinoideos [galletas de mar] y conglomerados tamaño guijarro fino de origen volcánico. En nuestro trabajo encontramos unidades conglomeráticas con mayor tamaño de grano (hasta de 30 cm. de diámetro) presentes de manera continua sobre la discordancia angular (butress) formada entre las capas sedimentarias marinas del Plioceno y las unidades volcánicas de la Fm. Comondú (Figuras 2 y 3). Este conglomerado representa una facies de línea de costa rocosa protegida, encontrando estos depósitos hasta los 135 m de altura. La edad fue confirmada para el Plioceno por la presencia del equinoideo *Clypeaster marqueriensis* y los moluscos *Strombus subgracilis*, *Turritella marcosseksi* y *Acanthina muricata*.



Figura 2. Columnas estratigráficas en la localidad Santa Rosalita, Bahía Concepción.

En el trabajo de McFall [op.cit.] se interpreta a esta sección como una terraza, sin embargo se trata en realidad de un embahamiento con estratos de origen marino con 32 m de espesor, los cuales rellenaron la depresión topográfica que en una menor escala imita a la actual Bahía Concepción (Figura 1).

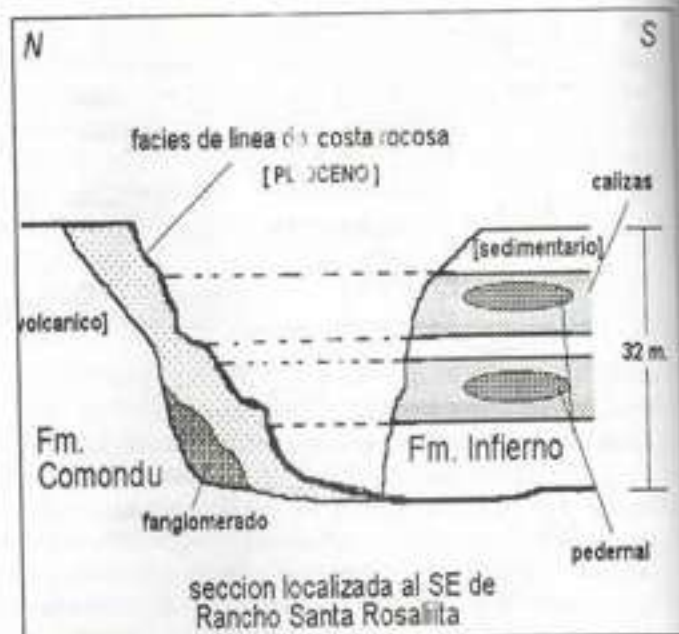


Figura 3. Sección que muestra la relación estratigráfica entre las rocas volcánicas de la Formación Comondú y la Formación Infierno por medio de la superficie erosiva, en la localidad de Santa Rosalita.

Las capas pliocénicas se encuentran casi horizontales en marcado contraste con las de Arroyo Arce de la misma edad. Las columnas medidas inician con fanglomerados de color rojizo, caliza fosilífera, pedernal blanco y capas de lodolita silicea con fragmentos de pedernal, la secuencia se presenta interestratificada, en donde los fanglomerados representan la influencia del tectonismo como levantamientos locales, las calizas y el pedernal representan la invasión de las aguas marinas y los conglomerados muestran el límite de cada cuenca. La posición de las facies de línea de costa rocosa varía desde cercanas al nivel actual del mar hasta los 135 m de altura, esta variación solo puede ser interpretada como resultado de movimientos de tipo tectónico como la principal componente, ya que la máxima variación del nivel del mar no puede ajustar a estos valores tan altos de variación del nivel medio del mar.

MULEGÉ:

Mulegé se encuentra situado en las costas del Mar de Cortéz a 60 km. al norte de Rancho Santa Rosalita (Figura 1), aquí los depósitos marinos de edad Plioceno se encuentra muy bien representado en la zona costera a ambos lados del estuario. Esta zona fue estudiada por Ashby y Minch [1987], quienes indican la presencia de la Fm. Infierno por su contenido fosilífero que incluye *Chione californiensis*, *Anomia peruviana*, *Argopecten circularis* y *Ostrea vespertina*. Nuestro trabajo confirmó la presencia de los fósiles descritos dentro de una arenisca café-amarillenta como el material sobre el que se labraron las terrazas del Pleistoceno en la margen sur del estuario, en la localidad denominada La Serenidad en donde se localiza la pista de aviación. Las capas del Plioceno buzcan hacia el E con echados menores a 10°. La reconstrucción paleogeográfica intentada por Ashby y Minch [op. cit.] describe varias zonas de playas de guijarros y de cantiles a ambos lados del estuario, indicando estos autores interrogantes en cuanto a los límites precisos de cada facies. Sin lugar a dudas estos afloramientos representan facies de línea de costa rocosa, caracterizados por el facies conglomerática y el contenido fosilífero, encontrándose en su máxima altura a 9 m sobre el nivel del mar. Nuestras observaciones basadas en la posición relativa de las facies de línea de costa rocosa dentro de esta zona nos permiten reconocer al igual que Ashby y Minch [1987], que la deformación tectónica fue mínima, a diferencia de McFall [1968] quien reconoce por lo menos 16 niveles de terrazas marinas, nuestro trabajo identifica únicamente 3 bien definidas.

SANTA ROSALÍA:

A 60 km. al norte de Mulegé se localiza Santa Rosalía, en donde fue descrita la Fm. Infierno por primera vez [Wilson, 1948; en Wilson y Rocha, 1955], con la sección tipo en el Arroyo Infierno al norte de la población. Tectónicamente esta área ha sido fuertemente afectada por procesos volcánicos, por medio de los cuales la velocidad de levantamiento es mayor a la del promedio para la península [Ortlieb, 1991a], presentando terrazas marinas cuaternarias en la zona adyacente a la costa. Las relaciones tectónicas son más complicadas que para el resto de las zonas visitadas

por lo que se utiliza únicamente como un ejemplo de efecto local de tectonismo.

MODELO NEOTECTÓNICO PARA LA REGIÓN LORETO-MULEGE

La región ha sido estudiada previamente [McFall, 1968; Chávez-Valois, 1978; Minch, 1979; Hausback, 1984] interpretando variadas condiciones de deformación tectónica de área en área (Figura 3). Nuestros resultados muestran que los estratos inclinados hacia el este en Arroyo Arce pertenecen a Plioceno tardío y épocas más recientes, mientras que las rocas del Embahamiento Loreto de McLean [1988] deben de haber estado sujetas a subsidencia con anterioridad en el Plioceno medio a tardío [Dorsey, 1993]. Lo anterior coincide con lo propuesto por Chávez-Valois [1978], Minch [1979] y Hausback [1984]. Nuestros recorridos por los afloramientos al norte del Arroyo Arce, nos permite coincidir con Minch [op. cit.] en proponer que las fallas que afectan a la región presentan un desplazamiento acumulado de cientos de metros. Siendo estas fallas de carácter listrico normal para acomodar los movimientos extensionales que afectaron al área [Zanchi, 1993] que aún cuando son mostradas en el trabajo de McLean [1989], este autor no las describe como de tipo listrico.

El patrón tectónico encontrado se compara favorablemente con el descrito por Dokka y Merriam [1979, Figs. 3 y 4], en el cual fallas listricas normales con rotación hacia el golfo se consideran como el mecanismo por medio del cual el fallamiento norte-noroeste se desarrolla en la región de Puertecito: B.C. Allí, fallas normales antitéticas listricas normales originan desplazamientos hacia el oeste rellenando los grabens creados por los primeros juegos de falla. Nuestros resultados en Arroyo Arce concuerdan con el modelo anterior, en donde el juego de fallas produce los altos y bajos topográficos.

El trabajo elaborado por Ashby y Minch [1987] en la zona de Mulegé y Bahía Concepción indica una estabilidad tectónica con poco levantamiento y deformación desde el Plioceno tardío. Sin embargo durante el desarrollo de nuestro estudio, fue evidente que la Península de Concepción en la margen oriental de la bahía se comporta como un bloque tectónico aislado de la margen occidental de la misma bahía (Figura 3).



Figura 4. Localización de las principales fallas que afectan a la región considerada en este trabajo, modificada de trabajos previos (McFall, 1968; Chávez Chalois, 1978; McLean, 1988).

Ambas márgenes son consideradas dentro de este trabajo como bajos topográficos, pero a diferentes niveles, en donde Rancho Santa Rosalita se ubicaría en la margen de mayor elevación relativa para unidades del Plioceno. Esta diferencia puede ser explicada con la Falla de Bahía Concepción propuesta por McFall en 1968, como una falla lateral que acomodó aproximadamente 30 kms de movimiento horizontal al mismo tiempo que generó un levantamiento de hasta 4 kms en sentido vertical en la margen oriental [alto topográfico], todo lo anterior produciendo una cuenca transtensional [bajo topográfico] que constituye la actual Bahía Concepción.

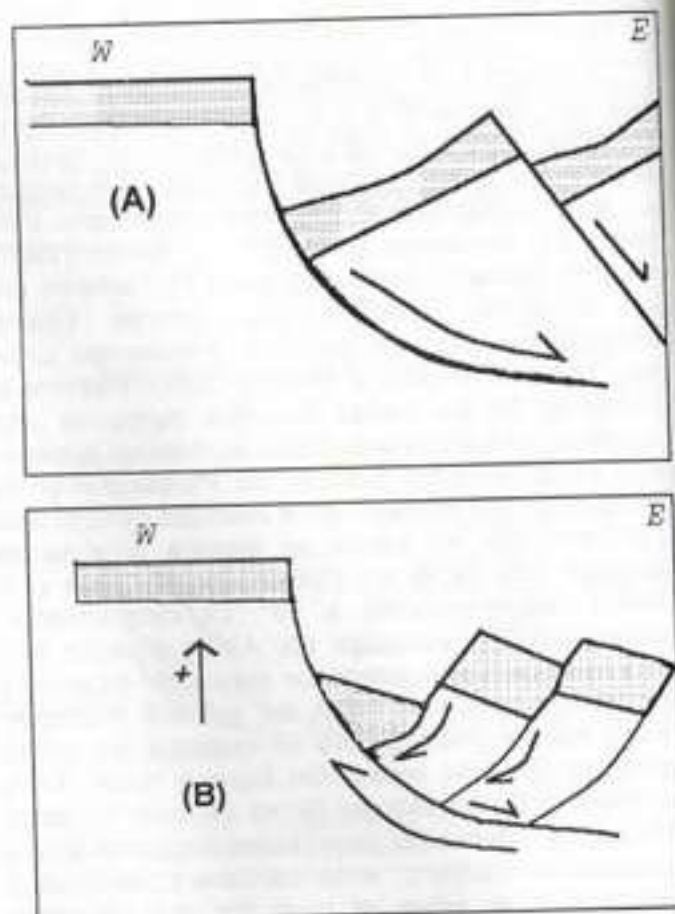


Figura 5. Diagrama-esquemático de la zona de Arroyo Arce. A. Desarrollo de fallamiento tipo listrico a finales del Plioceno. B. Levantamiento local de la parte occidental del bloque y subsecuente desarrollo de fallas antitéticas en el Pleistoceno temprano.

La parte sur de la región considerada en este estudio ha sido o esta siendo afectada por una estructura tectónica principal en forma de falla normal (Figura 3) [McLean, 1989] ó un graben [Chávez-Valero, 1978; Hausback, 1984]. Aquí consideramos que una estructura tectónica ha estado manifestando su actividad desde el Plioceno hasta el presente (Figura 4), tal y como es interpretado por Dorsey y Umhoefer [1993]. Además consideramos que la estructura presente en esta región sur [Figura 5] presenta un rizado de desplazamiento horizontal alta, interpretándose como anterior a partir de la posición topográfica actual de las facies de línea rocosa pliocénicas encontradas en Arroyo Arce y disminuye paulatinamente en topografía hasta Cerro San Juan hacia el norte, de manera similar a la geometría existente para Bahía Concepción [McFall, 1968]. Esta falla es parte de

sistema que acomoda la megatectónica asociada con los procesos de extensión en el Golfo de California.

De manera similar la parte noroccidental de la Península de Baja California presenta depresiones [Valle de Camalú y Maneadero] y altos topográficos [Mesa del Rosario y San José] con los cuales acomodó el movimiento lateral de la península para los últimos 4 millones de años [Orme, 1973].

La razón máxima de levantamiento estimada para la zona de Arroyo Arce es de 170 mm./mil años, en base a la posición relativa de las facies de línea de costa rocosas [175 m], superior al promedio para toda la península pero muy inferior a la velocidad estimada para Punta Banda por Rockwell *et al.* [1989] para la costa del Pacífico.

CONCLUSIONES

La utilización de una línea de base del Plioceno tardío es un enfoque particular, que será de gran importancia al contrastar y comparar la neotectónica regional que ha afectado a la Península de Baja California en sus costas Pacíficas y del Mar de Cortéz, en relación a la megatectónica del Golfo de California. La variación regional tanto estructural como topográfica como una serie de altos y bajos, indica la interacción existente de una serie de bloques fallados. La presencia de la facies de línea de costa rocosa como un base de referencia, representa una herramienta importante en definición de los movimientos relativos de estos bloques mostrando sin lugar a dudas la componente vertical dentro del tectonismo del área, la cual ha sido difícil de observar por la presencia del Grupo Comondú.

AGRADECIMIENTOS:

El trabajo aquí presentado fue apoyado por CONACYT, dentro del programa Asuntos Internacionales CONACYT-NSF Primavera 1992.

El presente trabajo forma parte del proyecto de investigación 4026 UABC Líneas de costa rocosas en Baja California.

La selección del área de estudio fue resultado del curso Líneas de Costa Rocosas UABC / Williams College.

Se agradece ampliamente la ayuda proporcionada por el Ocean. Gabriel López M. para el manejo de las figuras y la edición final.

REFERENCIAS

- Anderson, C.A., 1950, Geology of islands and neighboring land areas, Pt. 1 of 1940 E.W. Scripps cruise to the Gulf of California: GSA Memoir 43, p. 1-53.
- Ashby, J.R., and Minch, J.A., 1987, Stratigraphy and paleoecology of the Mulege embayment, Baja California Sur, México: Ciencias marinas, Vol. 13, N° 2, pp. 89-112.
- Beal, C.H., 1948, Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, México: Geological Society of America, Memoir 31, 138 p.
- Chávez Valois, V.M., 1978, Estudio geológico general del Área Loreto-Comondú-Bahía Concepción, Estado de Baja California Sur, thesis, escuela Superior de Ingeniería y arquitectura, IPN, México, D.F., 83 p.
- Dokka, R.K., and Merriam, R.H., 1979, Tectonic evolution of the main gulf escarpment between latitude 31°N and 30°N, northeastern Baja California, México: in Abbott and Gastil (eds) Baja California Geology, Field guide and papers GSA Annual Meeting; SDSU Geology department publication, pp. 139-147.
- Dorsey, R. & P. Umhoefer, 1993, Stratigraphy, age, and synbasinal growth structures of the Pliocene Loreto basin. Memorias de la II Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California. Ensenada, B.C.
- Durham, J.W., 1950, Megascopic paleontology and marine stratigraphy, Pt. 2 of the E.W. Scripps cruise to the Gulf of California: GSA Memoir 43, 195 p.
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic vulcanism and tectonic evolution of Baja California Sur, in Frizzeil, V.A., Jr., ed., Geology of the Baja California Peninsula: SEPM, Pacific Section, Vol. 39, pp. 219-236.

- Johnson, M.E., 1988, Hunting for ancient rocky shores: *Jour. Geol. education*, V. 36, p.147-154.
- McFall, C.C., 1968, Reconnaissance geology of the Concepción Bay Area, Baja California, México: Stanford Univ. Public., Geological Sci., Vol. 10 [5], 25 pp.
- McLean, Hugh, 1988, Reconnaissance geologic map of the Loreto and part of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, México: USGS Map-MF-200. Scale 1: 50,000
- Mina, U.F., 1957, Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. IX, N°3-4, pp. 139-269.
- Minch, J.A., 1979, Loreto and its bearing of the petroleum possibilities of Baja California: AAPG, SEPM Pacific Sections; Abs, p.28.
- Orme, R. A., 1973, Quaternary deformation of western Baja California, México, as indicated by marine terraces and associated deposits; Technical report 0-72-6, Department of Geography, University of California, Riverside. pp. 627-634.
- Ortlieb, Luc, 1978, Reconocimiento de las terrazas marinas Cuaternarias en la parte central de Baja California: *Revista del Inst. Geol. UNAM, México*; Vol. 2, N° 2, pp. 200-211.
- Ortlieb, Luc 1980, Neotectonics from Marine Terraces along the Gulf of California. in Möner, N.A. (ed), *Earth Rheology, Isostasy and eustasy*. John Wiley and Sons, pp. 497-504.
- _____, 1991a, Quaternary vertical movements along the coasts of Baja California and Sonora, in Dauphin, J.P., and Simoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and Peninsular province of the Californias*; Tulsa, AAPG Memoir 47, 447-480.
- _____, 1991b, Quaternary shorelines along the north-eastern Gulf of California; Geochronological data and neotectonic implications: in Pérez Segura, E., and Jacques Ayala, C., eds; *Studies of Sonoran geology*; GSA Special Paper 254, p 95-120.
- Rockwell, T.K., Muhs, D.R., Kennedy, G.L., Katch, M.E., Wilson, S.H., and Klinger, R.E., 1989, Uranium-series ages, faunal correlations and tectonic deformation of marine terraces within the Agua Blanca fault zone at Punta Banda, Northern Baja California, México: in Abbott, P.L. (ed.), *Geologic studies in Baja California*; SEPM, V. 63, p. 1-16.
- Smith, T.J., 1991, Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California. in Dauphin, P. and Simoneit, B.R.Y. [eds], *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. AAPG Memoir 47, pp. 637-666.
- Wilson, I.F., and Rocha, S.V., 1955, Geology and Mineral deposits of the Boleo Copper district in Baja California, Mexico: USGS Professional Paper 273, 134 p.
- Woods, A.J., 1980, Geomorphology, Deformation, and Chronology of marine terraces along the Pacific coast of central Baja California, Mexico. *Quaternary research*, Vol. 13, pp. 346-364
- Zanchi, A. 1993. Structural and Geological Analysis of the Loreto Region (Baja California Sur, México) During Opening of the Gulf of California. *Memorias de la II Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California*. Ensenada, B.C.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS Y GEOCRONOLOGICAS ENTRE LAS UNIDADES VOLCANICAS DE LA SIERRA SANTA URSULA, EN SONORA, Y EL MAGMATISMO DE LA REGION DEL GOLFO DE CALIFORNIA

Gabriela Mora Alvarez*

Department of Geological Sciences, University of Texas at Austin,
Austin, TX. 78712, USA.

RESUMEN

La región que rodea el Golfo de California posee un marco ideal para estudiar la transición tectónica de un ambiente convergente que actuó desde el Cretácico hasta el Terciario temprano a un ambiente extensivo que dió lugar a la creación del Golfo de California a partir del Terciario medio. Estudios geológicos de reconocimiento y de detalle en ambos lados del Golfo han ayudado a la caracterización de la edad y naturaleza química de los cuerpos ígneos emplazados durante los diferentes eventos tectónicos. El objetivo de este trabajo es la definición de la cronoestratigrafía de las rocas volcánicas de la Sierra Santa Ursula y la determinación de la afinidad en tiempo y estilo de volcanismo que tienen con las rocas de la parte central de Baja California y la costa norte de Sonora.

En la Sierra Santa Ursula, las rocas más antiguas son sedimentos probablemente del Triásico que están intrusionados por plutones del Batolito de Sonora. Después de un período de quietud magmática de 53 millones de años, se inicia el volcanismo del Terciario, el cual está restringido al Mioceno. El volcanismo ocurrió en dos episodios entre 23.5 y 8.5 Ma. El primer episodio corresponde a volcanismo de arco, que produjo flujos de lava intermedios, tobas de flujos de ceniza, lavas, flujos y domos perlíticos de composición félsica y tobas de flujos de ceniza alteradas de composición félsica que fueron emplazados de 23.5 a 11.4 Ma (Mioceno Temprano a Medio). Este evento fué seguido por un cese en la actividad magmática de duración desconocida. Posteriormente se emplazaron flujos de lava de composición máfica que forman parte del último episodio volcánico, el cual ocurrió entre 10.3 y 8.5 Ma (Mioceno Tardío).

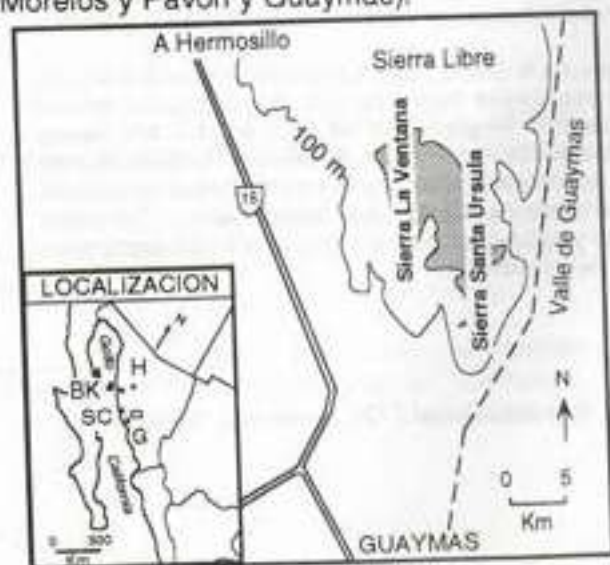
La naturaleza y edad del volcanismo del Terciario en la Sierra Santa Ursula están asociados a los cambios tectónicos de subducción a extensión. Los resultados muestran que la subducción estuvo activa desde el Cretácico (77 Ma). Las rocas volcánicas emplazadas de 23.5 a 11.4 Ma tienen características afines con las rocas volcánicas estudiadas alrededor del Golfo. El período de quietud entre este evento y el emplazamiento de los flujos basálticos puede estar relacionado con el cambio en el estilo tectónico de subducción a extensión que afectó el noroeste de México. Los flujos máficos del último evento volcánico en la Sierra Santa Ursula son de edad y naturaleza química similar a rocas producidas durante los inicios de la extensión en la parte central de Baja California.

* Dirección actual: CICESE, Departamento de Geología, Apartado Postal 2732, Ensenada, BCN, 22830, México.

INTRODUCCION

El occidente de México posee un marco ideal para estudiar los efectos geológicos de la transición tectónica de un margen convergente continente-oceano, a la presente región del Golfo de California caracterizada por un ambiente extensivo. Ambos episodios han sido muy estudiados a lo largo de la península de Baja California (Silver y otros, 1969; Atwater, 1970; Gastil y otros, 1972b; Gastil y otros, 1974a,b; Gastil y otros, 1975; Angelier y otros, 1981; Dokka y Merriam, 1982; Sawlan y Smith, 1984a; Hausback, 1984a; Stock y Hodges, 1989; Sawlan, 1991, entre otros). En contraste, muy poco se ha publicado sobre la geología terciaria del Estado de Sonora, que también es importante para entender la evolución tectónica del occidente de Norteamérica (King, 1939; Gastil y Krummenacher, 1977; Johnpeer, 1977; Wilson, 1978; Cochemé, 1985; Pérez-Segura y Jacques-Ayala, 1991).

En este trabajo se presentan los resultados de una investigación sobre la estratigrafía volcánica terciaria de la Sierra Santa Ursula, localizada a 30 km al norte de Guaymas, en Sonora, México (Figura 1). La cartografía geológica a escala 1:50,000 cubre un área aproximada de 1,000 km². El área cartografiada incluye partes de tres hojas topográficas de INEGI (Ortiz, José María Morelos y Pavón y Guaymas).



MARCO GEOLOGICO

La Sierra Santa Ursula es un bloque inclinado de 32 km de longitud, con una orientación preferencial N-S en la cual se encuentran rocas mesozoicas y cenozoicas (Figura 2). La sierra está limitada hacia el oriente por el graben del Valle de Guaymas, el cual separa a la Sierra Santa Ursula de la Sierra Bacatete (J. Roldán, com. pers., 1991); hacia el occidente y sur, se encuentran las regiones costeras de San Carlos y Guaymas, respectivamente; al norte de Santa Ursula está la Sierra Libre.

Las rocas más antiguas del área son sedimentos del Triásico Superior los cuales fueron intrusionados en el Cretácico Superior por rocas plutónicas que forman parte del Batolito de Sonora. Sobreyaciendo en forma discordante a las rocas mesozoicas se encuentran rocas volcánicas del Mioceno, que a su vez están cubiertas discordantemente por sedimentos y abanicos aluviales.

La Sierra Santa Ursula tiene una morfología del tipo "horst y graben", definida por sierras alargadas orientadas norte-sur, que están separadas de los valles lineales adyacentes por fallas normales. En Sonora, las fallas normalmente están sepultadas bajo gruesas cubiertas de aluvión y depósitos de talud. Las pendientes adyacentes a las mesas y otros altos topográficos están parcialmente cubiertas por depósitos de talud en este ambiente desértico.

Figura 1. Mapa de localización del área. La región ashurada en la ampliación muestra la localización de las Sierras La Ventana y Santa Ursula. La línea doble es la carretera 15 de Hermosillo a Guaymas. La línea punteada representa la vía del tren. La línea continua es la curva de nivel de 100 m que rodea el área estudiada. Las abreviaciones son BK: Bahía Kino; G: Guaymas; H: Hermosillo; SC: San Carlos.

Las fallas del área estudiada que definen gran parte de la morfología actual son normales, e involucran desplazamientos del bloque caído con translaciones laterales mínimas. Las trazas de las fallas que cortan linealmente la topografía más accidentada indican, por lo menos cerca de la superficie, que éstas son fallas normales de ángulo alto. Las fallas ocurren en dos orientaciones preferenciales: NW-SE y NE-SW (con una componente casi N-S) y cortan a todas las unidades anteriores al Cuaternario, pero no afectan a los depósitos de aluvión. Fracturas paralelas con desplazamientos mínimos, ocurren abundantemente en el área, y tienen las mismas orientaciones que las fallas.

La información de pozos en el Valle de Guaymas documenta que las fallas sepultadas dentro del graben ocasionalmente forman "cuencas" hidrológicamente aisladas (Prol-Ledesma, 1991).

TRABAJOS PREVIOS

Las rocas volcánicas del norte de Sonora y oriente de la Península de Baja California han sido ampliamente estudiadas, en cambio al sur de Hermosillo, solamente se han estudiado las rocas de la Sierra Libre, Guaymas y San Carlos (Figura 1). Johnpeer (1977) y Wilson (1978) presentaron la estratigrafía volcánica a detalle del magmatismo producido por calderas en las regiones de Guaymas y San Carlos, respectivamente. Su trabajo incluye un total de 61 análisis químicos que cubren toda la secuencia volcánica. Otro trabajo importante es el de Cochemé (1985), el cual incluye la cartografía geológica de reconocimiento a lo largo de la Sierra Libre y la Sierra Santa Ursula, ambas localizadas entre Hermosillo y Guaymas. En su trabajo Cochemé incluyó dos mapas litológicos de la Sierra Libre y uno de la Sierra Santa Ursula, y más de 100 análisis químicos.

Dada la proximidad geográfica entre Guaymas, San Carlos, la Sierra Libre y la Sierra Santa Ursula, los resultados de Johnpeer (1977), Wilson (1978) y Cochemé (1985) fueron una fuente importante de referencia durante la realización de este trabajo.

ESTRATIGRAFIA

El mapa geológico del área de estudio se muestra en la Figura 2. La columna estratigráfica presentada en este trabajo (Figura 3) muestra las 10 unidades cartografiadas en la Sierra Santa Ursula (Mora-Alvarez, 1992) así como su naturaleza química general. Como este estudio es el primero que subdivide las rocas de esta área, todos los nombres aquí mencionados son nuevos e informales (Mora-Alvarez, 1992). Las rocas más antiguas son rocas clásticas del Triásico Superior que fueron intrusionadas por una granodiorita del Cretácico Superior. Encima de las rocas mesozoicas hay una secuencia volcánica terciaria de 890 m de espesor. De la base a la cima, la columna estratigráfica (Figura 3) consiste de: flujos piroclásticos de composición intermedia (Tobas Gito Baleado); andesitas con intercalaciones de areniscas (Andesitas la Espuela); derrames de lava y domos dacíticos (Unidad Dacítica El Mezquite); flujos de lava de composición intermedia (Andesita La Pasión); flujos de lava, domos, flujos de ceniza y brechas de composición predominantemente silícica (Unidad Félsica La Ventana); flujos de ceniza cuya naturaleza química es desconocida (Tobas Santa Ursula) y flujos de basalto de composición toleítica que forman extensas mesetas (Basaltos Las Trincheras). El Granitoide El Papalote intrusiona a las rocas de la Unidad El Mezquite y está cubierto por las rocas de la parte superior de la Unidad Félsica La Ventana.

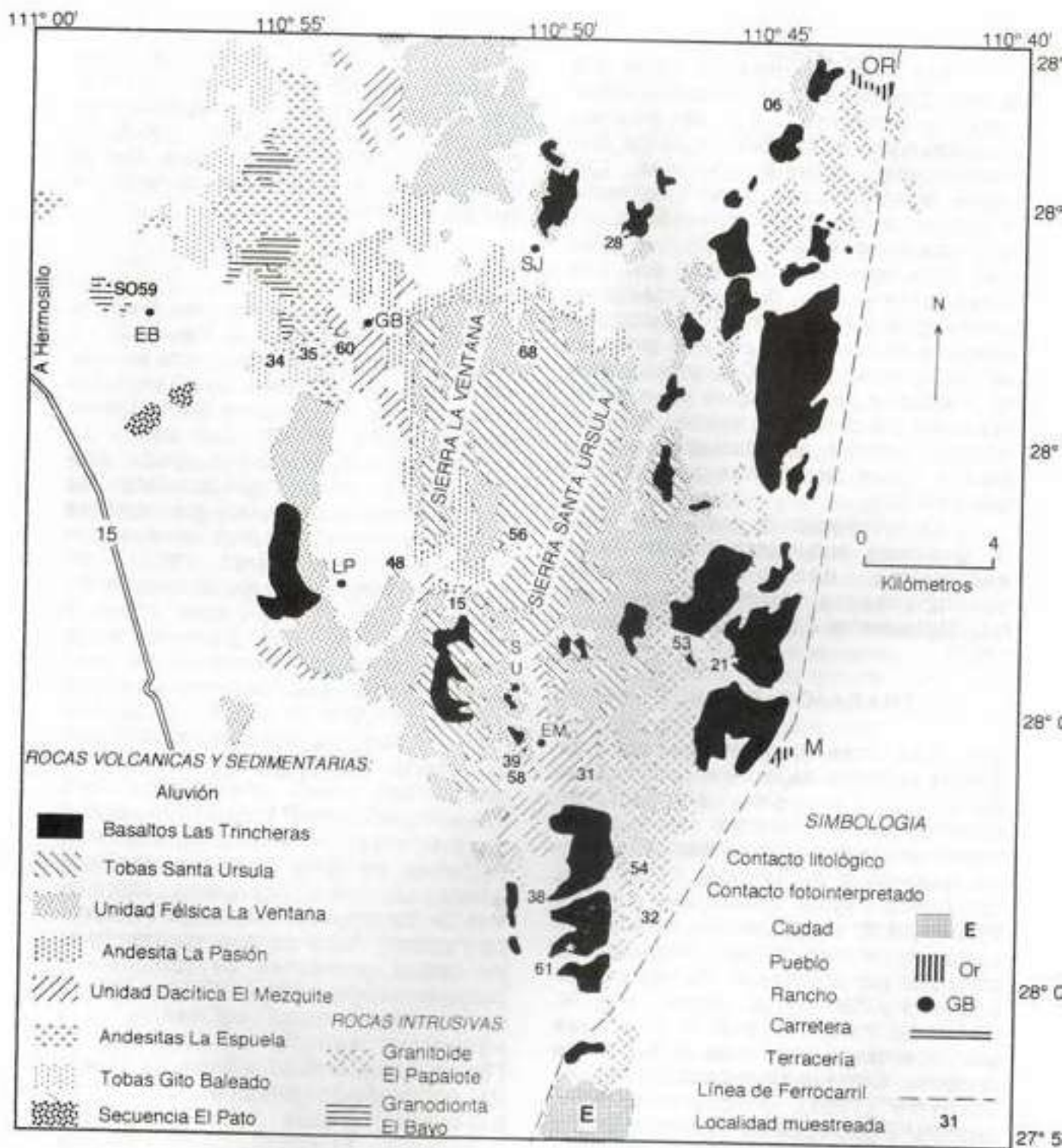


Figura 2. Mapa geológico de la Sierra Santa Ursula. Se omiten los rasgos estructurales para facilitar la presentación de las unidades litológicas. Las abreviaciones son: E = Empalme; EB = El Bayo; GB = Gito Baleado; LP = La Pasión; M = Maytorena; OR = Ortiz; SJ = San José y SU = Santa Ursula.

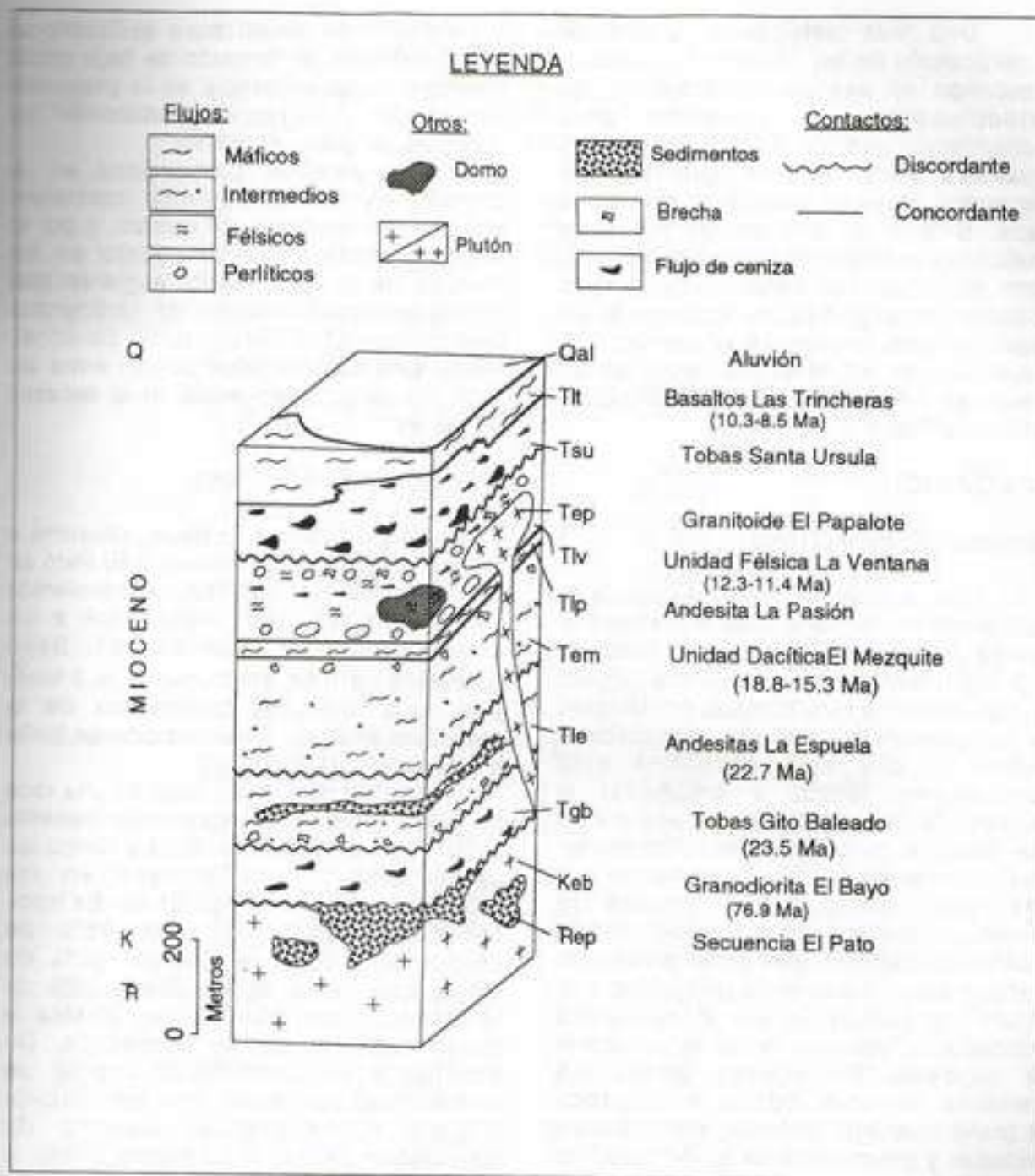


Figura 3. Columna estratigráfica generalizada de las rocas de la Sierra Santa Ursula

Una vez definido el orden de superposición de los cuerpos volcánicos y efectuado el análisis petrográfico, se seleccionaron 21 muestras para fechamiento por el método K-Ar y 9 muestras para análisis químicos de elementos mayores y algunos elementos traza. Solamente una de las muestras analizadas químicamente no fué fechada, pero su edad fué establecida por su posición estratigráfica de acuerdo a las observaciones hechas en el campo. Los resultados de las muestras fechadas se presentan en la Tabla 1 y su localización está en la Figura 2.

MESOZOICO

Secuencia El Pato (TRep)

Los sedimentos de la secuencia El Pato están restringidos a los afloramientos que se presentan en el Cerro El Pato, en la porción NW del área estudiada (Figura 2). La secuencia está formada por bloques de conglomerado, arenisca y mudstone. Debido a que esta secuencia está comunmente fallada y brechada, el espesor de la unidad no se pudo medir. Los bloques de conglomerado contienen clastos ricos en cuarzo, cementados por una matriz arenosa. Los bloques de arenisca presentan estratificación cruzada y cambios gradacionales en el tamaño de grano, pero el aislamiento geográfico y la naturaleza fallada de los afloramientos impidieron la observación de la secuencia de depósito. En algunas partes las areniscas contienen lodolita recristalizada de grano muy fino, pedernal, concreciones oxidadas y ortocuarcita de grano muy fino (R.L. Folk, com. personal, 1991). La presencia de epidota le da un color verdoso característico a las areniscas y especialmente a las lodolitas.

El aislamiento de los afloramientos de esta unidad fue probablemente el resultado de la intrusión de la granodiorita El Bayo, la cual produjo el aspecto fallado

y brechoide en estas rocas así como un metamorfismo de contacto de bajo grado (hornfels) cuya evidencia es la presencia de epidota y la recristalización de las litologías de grano muy fino.

Los estratos paleozoicos en la porción central de Sonora contienen abundantes areniscas de cuarzo, y por lo tanto, la abundancia de cuarzo en los bloques de conglomerado, sugieren que probablemente provienen de sedimentos paleozoicos (J. Roldán, com. personal, 1991). Una característica común entre las litologías de esta secuencia, es la escasez de fósiles.

Granodiorita El Bayo (Keb)

La granodiorita El Bayo intrusión a los sedimentos de la secuencia El Pato en la porción NW del área. Los afloramientos de esta unidad están restringidos a los alrededores del Rancho El Bayo cubriendo un área aproximada de 3 km², y al igual que los sedimentos de la secuencia anterior, su exposición se limita a esta localidad (Figura 2).

La granodiorita El Bayo es una roca de grano medio que localmente presenta variaciones a fases más finas y forma las partes bajas y los arroyos en los alrededores del Rancho El Bayo. Es holocristalina, constituida por 45% de plagioclasa, 20% de cuarzo, 20% de biotita que forma agregados y 15% de feldespato, con hornblenda, apatita y zircón como minerales accesorios. De acuerdo a su composición modal, se puede clasificar como una granodiorita (Figura 4), según el sistema de clasificación del IUGS (Le Maitre, 1989).

A pesar de la escasez de afloramientos del Batolito de Sonora en la porción centro-occidental de Sonora, dos unidades intrusivas similares se han identificado en la región: la granodiorita El Bayo (este estudio) y la granodiorita San Antonio, en el área de San Carlos, 15 km al occidente de El Bayo (Wilson, 1978).

TABLA 1. Edades K-Ar de las rocas de la Sierra Santa Ursula

UNIDAD	MTRA	MIN	K (peso %)	%Ar*	⁴⁰ Ar [*] (10 ⁻⁶ scc/g)	EDAD (Ma) ± 1 σ
LAS TRINCHERAS	M61	RE	0.6520 0.6449	2.3 2.9	0.1847 0.2430	8.5 ± 1.5
	M39	RE	0.2716 0.2788 0.2737	13 7.3	0.1062 0.0906	9.2 ± 1.6
	M21	RE	0.6379 0.6380	14 16	0.2344 0.2673	10.1 ± 1.2
	M28	RE	0.8567 0.8737	32 38	0.3436 0.3530	10.3 ± 0.3
LA VENTANA	M54	PLAG	1.929 1.906	52	0.8528	11.4 ± 0.3
	M48	PLAG	0.5072 0.5141	27 24	0.2319 0.2267	11.5 ± 0.6
	M06	FEL-K	5.442 5.293 5.443	65	2.478	11.8 ± 0.3
	M56	PLAG	0.6306 0.6306	17 15	0.2768 0.3048	11.8 ± 0.9
	M38	PLAG	0.2749 0.2824 0.2843	1.3 2.7	0.1076 0.1599	12.2 ± 4.3
	M68	PLAG	1.408 1.348 1.357	27 24	0.6351 0.6510	12.0 ± 0.3
	M53	PLAG	2.012 1.917 1.869	40 36	0.9177 0.9400	12.3 ± 0.3
EL MEZQUITE	M60	PLAG	0.5218 0.5154	13 15	0.2767 0.3356	15.3 ± 2.4
	M31	PLAG	1.521 1.471	2.7 2.9	0.8536 1.054	16.3 ± 3.6
	M15	PLAG	0.5954 0.5973	3.6 4.1	0.3479 0.4303	16.7 ± 3.1
	M32	PLAG	0.5404 0.6005	3.7	0.3843	17.3 ± 2.8
	M58	PLAG	0.2579 0.2545	18 19	0.2099 0.1663	18.8 ± 3.7
LA ESPUELA	M35	HBD	0.6440 0.6398	73 71	0.5624 0.5748	22.7 ± 0.5
GITO BALEADO	M34	BIO	5.949 6.119 6.089	73 70	5.407 5.467	23.0 ± 0.4
	M34	HBD	0.5025 0.5075 0.5151	59 60	0.4895 0.4609	24.0 ± 0.5
	M34	PLAG	0.3209 0.3200	33 23	0.3418 0.3618	28.0 ± 1.2
EL BAYO	SO59	BIO	6.732 6.703	94 93 94	21.12 20.67 19.72	76.0 ± 2.8

MTRA: MUESTRA; MIN: MINERAL; RE: ROCA ENTERA; PLAG: PLAGIOCLASA; FEL-K: FELDESPATO POTÁSICO; BIO: BIOTITA; HBD: HORNBLENDA.

$$\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ año}^{-1}; \lambda_E + \lambda_{\beta} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ año}^{-1}; {}^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4};$$

*radiogénico

La edad K-Ar en biotitas de la granodiorita El Bayo es 76.9 Ma, la cual es consistente con la edad de 78 Ma obtenida por el método U-Pb, en zircones de la misma muestra (Fred McDowell, com. personal, 1992).

Tanto la posición geográfica como estratigráfica de la granodiorita El Bayo, así como su composición mineralógica (Figura 4), sugieren una afinidad con los intrusivos laramídicos del Batolito de Sonora.



Figura 4. Clasificación mineralógica de las Granodioritas El Bayo y San Antonio según el IUGS (Le Maitre, 1989). También se muestran los Batolitos Jaralito y Aconchi de Roldán- Quintana (1991) y rocas del Batolito de Sonora (Damon y otros, 1983a). Los campos son: G-granito; GD-granodiorita; T- tonalita.

TERCIARIO

Tobas Gito Baleado (Tgb)

Esta unidad fue nombrada por el Rancho Gito Baleado, localizado en la porción noroccidental del área estudiada (Figura 2), donde los afloramientos son restringidos. Los más grandes están a 3 km al occidente del rancho. Las tobas Gito Baleado sobreyacen discordantemente a la Granodiorita El Bayo y están separadas de las Andesitas La Espuela por una discordancia erosional. Las rocas de esta unidad consisten en una serie de flujos de ceniza, no soldados, que varían de grano fino a medio, ricos en cristales y con abundantes fragmentos de pómez. En los afloramientos se observa gradación inversa, típica de tobas de flujos de ceniza (ash-flow tuffs). Los flujos contienen fragmentos de líticos y pómez que varían de 0.5 a 4 cm. El tamaño de los fragmentos de pómez se incrementa de la base a la cima hasta llegar a formar bloques con una longitud aproximada de un metro. La secuencia gradacional se repite tres veces hacia la cima, alcanzando un espesor total de 80 m.

Los fragmentos de pómez y la matriz presentan la misma mineralogía: plagioclasa 30%, hornblenda 15%, biotita 10% y cuarzo 3% con cristales de piroxeno observados ocasionalmente. Estos minerales están contenidos en un 35% de matriz intemperizada y localmente desvitrificada. La edad de 23.5 Ma de esta unidad representa el promedio de edades obtenidas con biotita (23 Ma) y hornblenda (24 Ma). La edad obtenida con plagioclasas separadas (Tabla 1) parece inconsistente (28 Ma) y fué descartada. El emplazamiento turbulento de la parte basal de las tobas de flujo de ceniza probablemente permitió la incorporación de cristales de feldespatos más antiguos en el depósito (Dalrymple and Lanphere, 1969). El promedio de

edades representa probablemente la edad de la erupción.

Andesitas La Espuela (Tle)

Esta unidad consiste en flujos de lava intermedios que afloran en la base del Cerro La Espuela en la porción noroeste del área (Figura 2). Los afloramientos de los flujos están restringidos localmente; alcanzan un espesor de 120 m, pero parece que son más abundantes hacia el norte. Las Andesitas La Espuela están separadas de las Tobas Gito Baleado por una discordancia erosional, mientras que una discordancia angular separa las Andesitas La Espuela de la Unidad Dacítica El Mezquite que le sobreyace. Las Andesitas La Espuela también están cubiertas discordantemente por la Unidad Félsica La Ventana, en el Cerro La Espuela.

En la localidad estudiada, la parte inferior de la unidad está formada por una brecha que es sobreyacida por areniscas intercaladas con un flujo de lava porfíritico de composición intermedia. La parte superior consiste en un flujo porfíritico de composición más máfica (Figura 3).

El flujo intermedio contiene 5% de fenocristales de hornblenda de hasta 2 cm de longitud, contenidos en una matriz afanítica de color morado. No se encontraron otros fenocristales. Algunas hornblendas tienen anillos de oxidación. La textura de la matriz es traquítica de grano fino y contiene magnetita, plagioclasa y ocasionalmente cuarzo. La composición andesítica de este flujo se determinó de su mineralogía y química.

El flujo de lava superior contiene un 28% de fenocristales contenidos en una matriz afanítica negra. Los fenocristales presentes tienen las siguientes proporciones: hornblenda 15%, olivino 10% y clinopiroxeno 3%. La matriz es hipocristalina y equigranular compuesta en su mayoría por plagioclasa, olivino y magnetita. La plagioclasa forma

agregados cristalinos en los cuales algunos piroxenos son visibles.

Las Andesitas La Espuela tienen una edad de 22.7 Ma, la cual fué obtenida de hornblenda. La edad es consistente con su posición estratigráfica, pues yace discordantemente sobre las Tobas Gito Baleado.

Unidad Dacítica El Mezquite (Tem)

La Unidad El Mezquite consiste en una serie de flujos de lava y domos de composición dacítica que están en discordancia angular con las Andesitas La Espuela (Figura 3). En la parte central del área, la Unidad Dacítica El Mezquite es sobreyacida concordantemente por la Andesita La Pasión, mientras que en la porción sur la Unidad Félsica La Ventana la cubre discordantemente (Figura 2). En una localidad se observó al Granitoide El Papalote intrusionando la base de la Unidad Dacítica El Mezquite.

La abundancia de fenocristales en los flujos de lava decrece de la base (10%) a la cima (1%) dentro de toda la unidad. Los fenocristales están contenidos en una matriz hipocristalina de textura traquítica, y tienen tamaños que varían de 1 a 0.45 mm. La matriz desvitrificada con tonos café de alteración es frecuente, y localmente, la matriz se encuentra recristalizada. Los minerales opacos (transformados a hematita) y la hornblenda (comúnmente alterada), presentes en la matriz, también son indicadores del grado de alteración de los flujos.

La mineralogía y química de los derrames y domos es principalmente dacítica. Las lavas y domos de la Unidad Dacítica El Mezquite tienen la mineralogía general: plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno ± cuarzo ± olivino ± anfíbol (el cuarzo y el olivino no ocurren simultáneamente). La proporción de fenocristales en la roca total es generalmente de 5 a 10% de plagioclasa (localmente alcanza hasta el 15%), 3% de

feldespato potásico, 3% de piroxeno (en ocasiones en trazas) y 1% de cuarzo. Una característica comúnmente visible en lámina delgada es la presencia de glomerocristales de plagioclasa euhedral y minerales máficos ocasionando texturas porfiríticas. En algunas localidades estas rocas incluyen dos piroxenos, pero en general sólo un piroxeno es encontrado y muy raramente el piroxeno y el olivino se presentan juntos. Una variación encontrada es la presencia de glomerocristales formados por minerales máficos exclusivamente.

Hacia la cima de la unidad, los flujos son vítreos y presentan texturas traquíticas. Los fenocristales de feldespato contenidos en una matriz hipocristalina llegan a formar el 1% del volumen total de la roca. También se observa piroxeno alterado diseminado en la roca cuya abundancia es menor al 1%. Los minerales contenidos en la matriz de grano fino probablemente son plagioclasa y piroxeno. A pesar de la dispersión y escasez de fenocristales, éstos tienden a formar glomerocristales similares a los descritos anteriormente. En los afloramientos de la porción norte, se encontró una brecha de flujo asociada a los flujos vítreos. Los clastos de la brecha tienen las mismas características que los flujos vítreos.

Una capa encontrada en la porción sureste del área tiene una estructura cilíndrica que se interpretó como el conducto de un domo externo. Este exponente lávico tiene la misma mineralogía que los flujos y domos descritos arriba con la excepción de que el piroxeno llega a formar hasta el 10% del volumen total. Los minerales presentes en esta roca están fuertemente fracturados. Las relaciones de campo indican que esta capa fué emplazada en las lavas ricas en fenocristales. Bordes de reacción en algunos minerales máficos y fenocristales de plagioclasa reabsorbida indican disequilibrio. La presencia de

agregados máficos en los flujos más félsicos sugieren que gran parte de esta unidad fue formada por la mezcla de magmas máficos y félsicos.

No se identificó una sola fuente para la Unidad Dacítica El Mezquite. Los flujos y domos en el Rancho El Mezquite (Figura 2) tienen un espesor de 250 m, mientras que en los alrededores de El Gito Baleado, solo tienen 120 m de espesor. El hecho de que el espesor de los flujos incrementa hacia el sur, sugiere que esta unidad probablemente fué emplazada por varias fuentes.

La edad de emplazamiento de la Unidad Dacítica El Mezquite fué obtenida mediante la separación de plagioclasas de los flujos de lava. Cinco muestras provenientes de la base (M32, M58), parte media (M15, M31) y cima (M60), fueron fechadas para determinar las relaciones en el tiempo y el espacio. Las edades tienen un rango de 18.8 a 15.3 Ma. Las partes basal y media de la Unidad Dacítica El Mezquite fueron reconocidas en la porción centro meridional del área únicamente, mientras que hacia el norte, la parte superior de la unidad yace discordantemente sobre las Andesitas La Espuela, indicando un período sin actividad volcánica.

Varias muestras de la Unidad Dacítica El Mezquite necesitaron correcciones grandes para ^{40}Ar atmosférico (81 a 97% del total: Tabla 1). El argón atmosférico enmascara la componente radiogénica, especialmente al fechar rocas jóvenes. La imprecisión en las mediciones de argón se observó al repetir los análisis de éstas muestras, y parece estar relacionada con la presencia del alto contenido de argón atmosférico. Por razones desconocidas, casi todas las muestras de la Unidad Dacítica El Mezquite tienen esta característica. En lámina delgada, las muestras presentan características texturales, mineralógicas y de frescura similares a las de los flujos de la Unidad Félsica La Ventana y las

Andesitas La Espuela. A pesar de la magnitud del error, las edades K-Ar son consistentes con su posición estratigráfica.

Andesita La Pasión (Tlp)

Los mejores afloramientos de esta unidad se presentan en estructuras de capas delgadas ("lava sheets") de aproximadamente 20 a 30 m de espesor total con afloramientos restringidos a los pies de la Sierra La Ventana en la parte central del área (Figura 2). La ocurrencia restringida de estos flujos sugiere su emplazamiento a través de fisuras. Esta unidad yace concordantemente sobre los flujos superiores de la Unidad Dacítica El Mezquite en la parte norte del área y es cubierta concordantemente por flujos y tobas de carácter silícico de la Unidad Félsica La Ventana (Figura 3).

La Andesita La Pasión contiene la siguiente asociación de fenocristales: plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno $\pm$ olivino $\pm$ hornblenda $\pm$ biotita, que en conjunto forman un 15% del volumen total de la roca. Un rasgo característico de la unidad en el campo es la presencia de fenocristales de plagioclasa de hasta 3 cm de longitud contenidos en una matriz alterada color café rojiza. Los demás fenocristales varían en tamaño de 0.30 a 0.45 mm, están comúnmente alterados y están contenidos en una matriz desvitrificada de grano fino. La matriz cuenta con una textura traquítica, y tiene cavidades que han sido rellenadas (parcial a completamente) por minerales silícicos, zeolitas (?) y raramente por calcita. La matriz está alterada hidrotermalmente. El color amarillento de la superficie de intemperismo junto con el tamaño de los cristales de plagioclasa son características que hacen esta unidad fácilmente distinguible en el campo.

El grado de alteración de la Andesita La Pasión impidió obtener buenos fechamientos y análisis químicos, por lo que su edad está limitada por las

edades obtenidas de las unidades que se encuentran encima y debajo de ella. La Andesita La Pasión debió haber sido emplazada entre 15.3 y 12.3 Ma.

Unidad Félsica La Ventana (Tlv)

La Unidad Félsica La Ventana contiene una serie de voluminosos flujos félsicos, domos y tobas de flujo de ceniza que ocurren a lo largo de la Sierra La Ventana y en parte de la Sierra Santa Ursula, en la parte central del área estudiada. Los afloramientos más septentrionales fueron interpretados en fotografías aéreas (Figura 2).

La Unidad Félsica La Ventana yace concordantemente sobre la Andesita La Pasión en la parte central del área, sin embargo, fotografías aéreas indican que descansa directamente sobre derrames de la Unidad Dacítica El Mezquite en los afloramientos más septentrionales. Hacia el sur, la Unidad Félsica La Ventana descansa discordantemente sobre el Granitoide El Papalote (Figura 2). En la porción nororiental del área, los afloramientos de la Unidad Félsica La Ventana están coronados por los Basaltos Las Trincheras y en el resto de las localidades la parte superior de esta unidad está cubierta discordantemente por las Tobas Santa Ursula. El espesor de la unidad varía de 60 a 80 m en los afloramientos más meridionales, hasta alcanzar un máximo de 170 m en la parte central de la Sierra La Ventana.

En cualquier parte del área la base de la unidad la forman flujos perlíticos (Figura 5). Estos contienen 5% de fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico con texturas de reabsorción. Otros minerales presentes son: 3% de cuarzo (comúnmente como pequeños cristales diseminados) y hasta 2% de piroxenos (orto>clino) que invariablemente están asociados a la plagioclasa. Estos minerales están contenidos en una matriz desvitrificada de

grano fino que está comúnmente alterada y en algunos lugares recrystalizada. El arreglo subparalelo de los minerales de la matriz le da una textura pseudotraquítica. Los fenocristales de plagioclasa y minerales máficos tienden a formar glomerocristales, como en las unidades inferiores. Los cristales de feldespato varían en tamaño de 0.25 a 0.8 mm y los de cuarzo tienen un promedio de 0.25 mm. La alteración de la matriz da un color gris característico a los afloramientos. Hacia la porción occidental, los flujos perlíticos son pobres en cristales, incrementándose su contenido hacia el oriente.

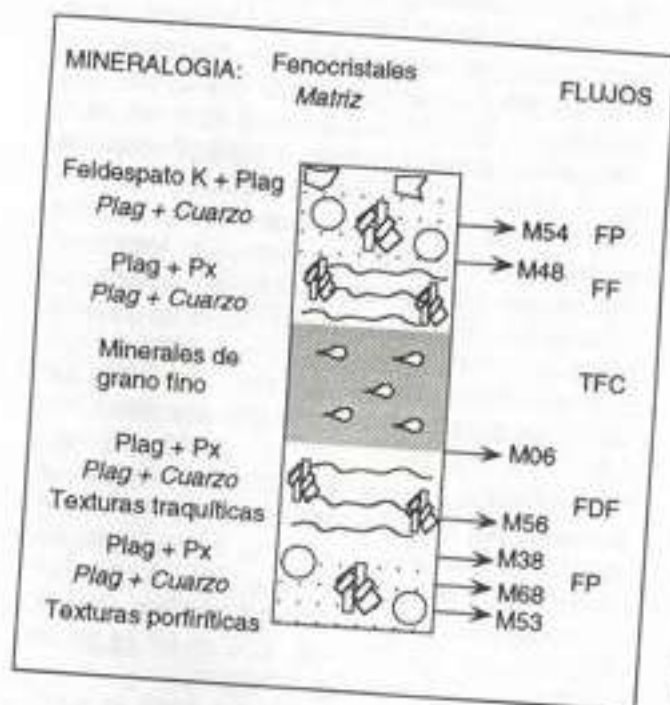


Figura 5. Columna generalizada de la Unidad Félsica La Ventana a lo largo del área. El espesor total de la unidad es de 170 m. Las flechas indican edades K-Ar obtenidas en este estudio. Los valores de las edades K-Ar están en la Tabla 1. Las abreviaciones de los minerales son: Plag: Plagioclasa, Px: Piroxeno y Feldespato K: Feldespato potásico. Los flujos son: FP: Flujos Perlíticos; FF: Flujos Félsicos; TFC: Tobas de Flujos de Ceniza; FDF: Flujos y Domos Félsicos.

Encima de los flujos perlíticos fueron identificados dos flujos de lavas félsicas como parte de esta unidad (Figura 5). Los flujos de lava tienen fenocristales de plagioclasa + feldespato contenidos en una matriz desvitrificada de grano fino, de textura traquítica, pero alteración da un color morado característico a los afloramientos. Los flujos perlíticos están localmente sobreyacidos por domos de lava y afloramientos de color rosáceo. Estas lavas están cubiertas a su vez por una secuencia de tobas de flujo de ceniza que domina los afloramientos de la Santa Ventana y la parte norte de la Santa Ursula (Figura 5). Las texturas eutaxíticas no se observan comúnmente. Localmente se encontró una toba de ceniza de color amarillento descansando sobre los flujos en la porción meridional del área. Esta toba contiene 10% de fragmentos de pómez y líticos de lavas morado y fragmentos grises de lavas alterada de tamaños variables.

Arriba de las tobas de flujo de cenizas se encuentra un flujo de lava desvitrificada, color rojo claro y pobre en cristales, que presenta texturas de flujo en los afloramientos.

Un segundo flujo perlítico descansa sobre las tobas (Figura 5). Este flujo consiste en 5% de fenocristales de plagioclasa + piroxeno contenidos en una matriz desvitrificada de grano muy fino y fresca. Los fenocristales imparten un aspecto porfírico al flujo. La plagioclasa es muy fresca y no presenta texturas reabsorbidas como en todos los flujos anteriores. También se presentan los piroxenos (clino-orto), como microfenocristales aislados y en glomerocristales.

La parte superior de la Unidad Félsica La Ventana la forma una brecha de flujo que incluye clastos líticos de los flujos de perlita y flujos félsicos (Figura 5). Los clastos son subangulares y varían en tamaño de 0.7 a 6 cm, de los cuales los más grandes provienen de los flujos de

perlita. Los fragmentos líticos de los flujos parecen frescos, mientras que los fragmentos vítreos están alterados. Los fragmentos pumicíticos son frescos y amarillentos. Todos los fragmentos están contenidos en una matriz vítrea color café que está ligeramente alterada. El único material cristalino de la brecha es la plagioclasa, la cual está contenida en los fragmentos provenientes de los flujos de roca.

Debido a la gran variedad de flujos félsicos ricos en cristales y flujos perlíticos desvitrificados, la Unidad Félsica La Ventana fué la más muestreada. De aquí se pudieron obtener siete edades, porque algunas de las muestras tuvieron que ser desechadas durante su procesamiento. La base (M38, M53, M68), la parte media (M06, M56) y la cima (M48, M54) de la Unidad Félsica La Ventana fueron muestreadas (Figura 5) y se obtuvieron las edades de feldespato potásico (M06) y plagioclasas separadas (Tabla 1). La base de la unidad está mejor expuesta en la porción meridional del área. Sólo los afloramientos de la región central se observaron descansando en forma concordante sobre la Andesita La Pasión. Plagioclasas concentradas de los flujos perlíticos de la base de la Unidad Félsica La Ventana dieron una edad promedio de aproximadamente 12 Ma, la cual es consistente con las relaciones estratigráficas regionales. La parte media consiste en flujos félsicos y tobas que están ampliamente distribuidos a lo largo de la parte central y en la esquina nororiental del área. Minerales separados dieron una edad de 11.8 Ma (Tabla 1). En las partes centrales y meridionales del área, la cima de la Unidad Félsica La Ventana consiste en flujos perlíticos cuyo rango de edades está entre 11.5 y 11.4 Ma (Tabla 1). El rango total de edad de la Unidad Félsica La Ventana, determinado con las muestras de flujos perlíticos (M53 de la base y M54 de la cima de la sucesión), es de aproximadamente 0.9

Ma. Esta unidad fué emplazada en un período de tiempo relativamente corto. Los resultados obtenidos para la Unidad Félsica La Ventana muestran una pequeña o nula variación en las edades.

Tobas Santa Ursula (Tsu)

Las Tobas Santa Ursula descansan discordantemente sobre el flujo de brecha superior de la Unidad Félsica La Ventana. Ambas unidades están separadas por una discordancia angular. Hacia la cima, las tobas están interestratificadas localmente con los Basaltos Las Trincheras (Figura 3). Esta unidad está ampliamente distribuida en las sierras centrales, pero no hay afloramientos a lo largo de las márgenes del área estudiada. En los afloramientos más occidentales, la unidad tiene 50 m de espesor y localmente cubre un flujo de lava de la Unidad Félsica La Ventana. Hacia el oriente, la unidad incrementa su espesor a 110 m y cubre localmente una brecha de flujo que representa la cima de la Unidad Félsica La Ventana. Observaciones de campo sugieren que éstas tobas fueron depositadas en una superficie paleotopográfica erosionada y previamente basculada.

Las Tobas Santa Ursula están constituidas por dos series de flujos de ceniza, con el mismo contenido general de líticos y pómez, grado de alteración y color. En cada unidad, los clastos líticos varían de grueso a fino hacia la cima. El grado de soldamiento dentro de la unidad varía verticalmente desde pobremente soldado en la base a densamente soldado en la cima.

La primer serie de tobas de flujo de cenizas contiene fragmentos líticos con tamaños restringidos de 0.6 a 1.2 cm. Estos clastos son frescos, subangulares y no están soldados. Fueron derivados principalmente de las lavas félsicas de la Unidad Félsica La Ventana. También se presentan fragmentos de pómez redondeados y alterados. Los fragmentos

líticos están contenidos en una matriz vítrea de color café. El único fenocristal identificable es la plagioclasa, cuya abundancia no es mayor al 1% del volumen total. En la parte central del área esta unidad se confunde fácilmente con las tobas de la Unidad Félsica La Ventana debido a que muestran un grado de alteración y compactación similar.

La segunda serie de tobas conforma la parte superior de la secuencia. En estas tobas los fragmentos de pómez son más abundantes que los líticos. Los fragmentos líticos son relativamente pequeños (hasta 0.6 cm), mientras que los fragmentos de pómez alcanzan 1.2 cm de longitud. En general, estas tobas están alteradas, son de color amarillento y tienen un hábito columnar característico. En la parte central del área las tobas están interestratificadas con los Basaltos Las Trincheras. En esas localidades la parte superior de las tobas incluye clastos líticos de los flujos máficos. La interestratificación de las unidades no es un rasgo común y solo fué observado en un par de afloramientos en la región central. Hacia el oriente el segundo miembro tobáceo no está interestratificado con los flujos máficos, sino que está cubierto por ellos.

Las tobas Santa Ursula son pobres en fases cristalinas, por lo que su edad puede ser limitada solamente por las edades obtenidas de las unidades infra y suprayacentes. En la parte central del área, las Tobas Santa Ursula descansan discordantemente sobre flujos perlíticos de la Unidad Félsica La Ventana. Por lo tanto, la base de las tobas Santa Ursula debe ser menor a 11.4 Ma. Sólo una de las localidades que está interestratificada con los flujos basálticos fué muestreada (M39), y se obtuvo una edad de roca entera para el flujo máfico de 9.2 Ma. El error relativamente grande (1.6 Ma) permite colocar la edad del emplazamiento hasta 10.8 Ma, la cual es consistente con las edades de los Basaltos Las Trincheras.

Resumiendo, las edades de las tobas Santa Ursula están limitadas entre un máximo de 11.4 y un mínimo de 9.2 a 10.8 Ma.

Basaltos Las Trincheras (Tlt)

Los Basaltos Las Trincheras son la unidad volcánica más joven. Consisten de varios flujos máficos que están interestratificados con las Tobas Santa Ursula en la porción meridional del área (Figura 3). En los demás afloramientos los Basaltos Las Trincheras se presentan como grandes cuerpos aislados. A lo largo del margen oriental del área, los flujos máficos descansan discordantemente sobre los afloramientos del Granitoide El Papalote (Figura 2). En la parte centro-septentrional, los basaltos descansan directamente en rocas de la Unidad Félsica La Ventana, según se observa en las fotografías aéreas. Los basaltos forman cuerpos orientados hacia el NE, que están distribuidos en el margen oriental principalmente, y tienen un espesor total de 100 ± 20 m.

Los basaltos están fuertemente fracturados y muestran una superficie de intemperismo color café. Petrográficamente, estos basaltos se definen como rocas afaníticas holocristalinas constituidas por plagioclasa + piroxeno (clino >> orto) + olivino, con texturas ofíticas a subofíticas. Microfenocristales de plagioclasa zoneada presentan texturas de exsolución. Algunos piroxenos están zoneados, pero la mayoría son demasiado pequeños como para análisis más detallados. El olivino contenido en la matriz está comúnmente alterado a iddingsita. Algunos de los microfenocristales de olivino están rodeados por un anillo con características petrográficas parecidas a las de los cristales de piroxeno.

Los Basaltos Las Trincheras están representados por flujos máficos casi

horizontales (muestras M21, M28, M39, M61). Las edades obtenidas por roca entera de los flujos que coronan la secuencia varían entre 10.3 y 8.5 Ma (Tabla 1). La mayoría de las muestras fueron colectadas de las partes bajas de los derrames formadores de mesas que afloran en los alrededores de la Sierra Santa Ursula. La interestratificación de las Tobas Santa Ursula con los flujos máficos sugiere un emplazamiento penecontemporáneo, pero la última actividad ígnea consistió en flujos máficos exclusivamente.

El fechamiento de la parte superior de los Basaltos Las Trincheras es muy importante pues indica el cese de la actividad volcánica registrada en la Sierra Santa Ursula. Este dato es impreciso debido a los resultados obtenidos de la muestra M61. La primera medición de argón dió una edad que parece muy joven (7.3 Ma) cuando es comparada con la edad de la muestra M39 (9.2 Ma), perteneciente a la parte inferior de la unidad, a sólo 3.5 km al NE (Figura 2). La segunda determinación de M61 parece ser más consistente con la estratigrafía (9.6 Ma). Aunque ambos análisis muestran incertidumbres grandes debido al alto contenido de argón atmosférico y bajo argón radiogénico (Tabla 1), no hay suficientes razones analíticas para desechar ninguno de los resultados. La edad promedio balanceada obtenida por la falta de consistencia en los análisis es 8.5 ± 1.5 Ma. Tomando en cuenta todos los datos, los flujos máficos de la Sierra Santa Ursula fueron emplazados de 10.3 a 8.5 Ma.

CUATERNARIO

Aluvión (Qal)

Los depósitos aluviales se encuentran hacia el oriente (Valle de Guaymas) y el suroccidente. En el Valle de Guaymas, los depósitos aluviales

contienen clastos de los flujos félsicos, tobas y el granitoide: están contenidos en una matriz blanca- amarillenta. En la porción nororiental del área, los depósitos aluviales incluyen clastos de los Basaltos Las Trincheras. Estos depósitos tienen un espesor aproximado de 5 m en el área estudiada.

Otro tipo de depósitos aluviales ocurre como abanicos aluviales en los valles. Hacia el noroccidente se pueden distinguir clastos de las unidades más antiguas: la Granodiorita El Bayo, las Tobas Gito Baleado y la base de las Andesitas La Espuela. Los abanicos aluviales rodean la Sierra La Ventana y las sierras del norte y occidente. Estos abanicos tienen varios kilómetros de amplitud y un mínimo de 25 m de espesor.

OTRAS ROCAS INTRUSIVAS

Granitoide El Papalote (Tep)

El Granitoide El Papalote intrusión a los flujos intermedios de la Unidad Dacítica El Mezquite, y está cubierto discordantemente por los flujos perlíticos superiores de la Unidad Félsica La Ventana (Figura 3). Hacia el norte esta unidad está cubierta por los Basaltos Las Trincheras.

Los afloramientos de esta unidad forman colinas de colores claros, por lo que son fáciles de reconocer en el campo. En el área de estudio fueron identificados por lo menos dos cuerpos con la misma mineralogía pero diferentes características texturales. Debido a la naturaleza fuertemente recristalizada de esta unidad, las relaciones de campo y observaciones petrográficas fueron los criterios usados para agrupar el granitoide en una sola unidad.

Los afloramientos meridionales corresponden a una roca de grano fino a medio con la asociación mineralógica: plagioclasa + feldespato potásico + cuarzo, en orden decreciente de

abundancia. Estos afloramientos contienen xenolitos (probablemente de la Unidad Dacítica El Mezquite). La presencia de cavidades miarolíticas, comúnmente rellenas de cuarzo, indican la interacción tardía de fluidos. Esta parte de la unidad también presenta texturas de intercrecimiento (mirmecíticas y granofíricas). Los minerales máficos presentes incluyen biotita $\pm$ piroxeno con una abundancia total del 3%, y hornblenda en trazas, la cual se encuentra reemplazada por minerales magnéticos. Las facies de grano medio son generalmente equigranulares y holocristalinas, y cuentan con las mismas texturas de intercrecimiento que las facies finas. Existen cambios laterales contrastantes entre las facies de grano fino y medio que son comúnmente observados en algunos de los afloramientos septentrionales.

Algunos afloramientos aislados en la parte central del área también forman parte de ésta unidad, y consisten en una roca de grano grueso, equigranular con la misma asociación mineralógica que las facies de grano fino a medio. La única diferencia se observa en el tamaño de grano. Los minerales máficos presentes son biotita y piroxeno con una abundancia total aproximada de 5%. La hematita, magnetita, zircón y apatita son minerales accesorios. La relación entre las facies gruesa y fina a media no se observó en el campo.

La naturaleza y origen del Granitoide El Papalote dentro de las masas volcánicas en la Sierra Santa Ursula han sido controversiales y parecen no tener una explicación sencilla. Cochemé (1981) lo consideró un granito subvolcánico genéticamente relacionado a los flujos félsicos del área de Guaymas. Su composición química y mineralógica permitió que Johnpeer (1977) interpretara los afloramientos en Empalme como tobas desvitrificadas soldadas, similares a las tobas del Cerro El Vigia. Es necesario más

trabajo de campo y análisis químicos y petrográficos para entender mejor esta unidad.

Los diferentes cuerpos de granitoide están expuestos a lo largo de unos 33 km, en el margen oriental del área. Algunos afloramientos de la parte central de la Sierra Santa Ursula muestran que el Granitoide El Papalote presenta facies de grano fino a medio que están intrusionando a rocas de la Unidad Dacítica El Mezquite, lo que produjo alteración hidrotermal en los afloramientos de la Unidad Dacítica El Mezquite.

La petrografía, relaciones de campo y la restringida ocurrencia de los afloramientos en la porción oriente del área, junto con sus 33 km de longitud, sugirieron que el Granitoide El Papalote es un cuerpo somero de intrusiones múltiples a través de diques pequeños.

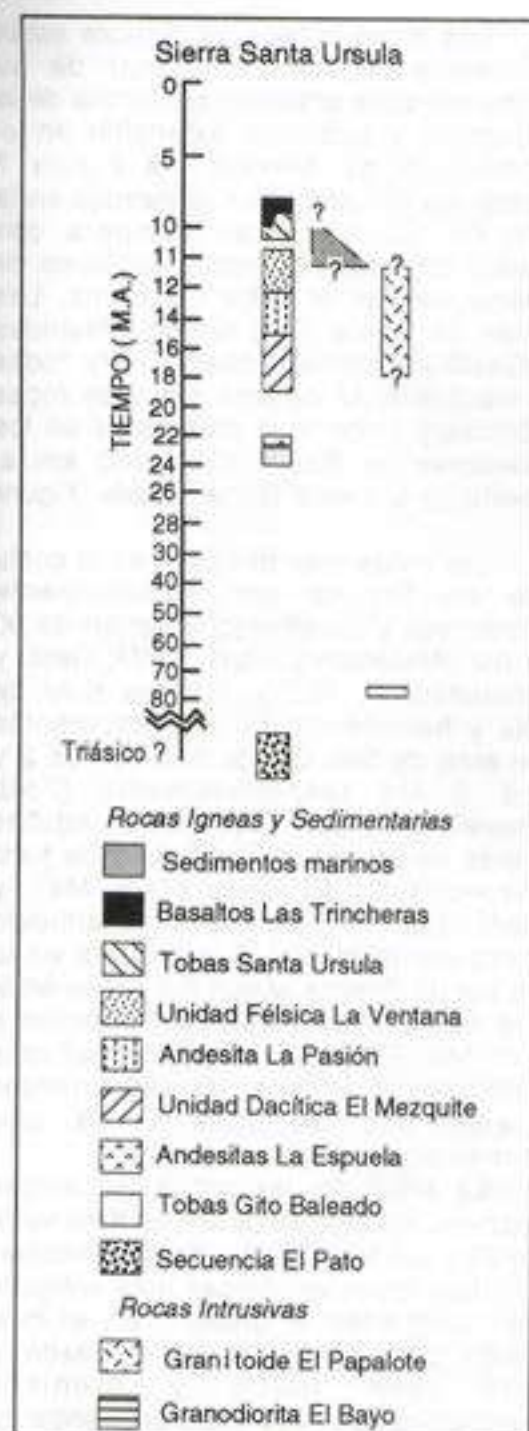
HISTORIA MAGMÁTICA DE LA SIERRA SANTA URSULA

La Figura 6 muestra la historia plutónica, volcánica y sedimentaria conocida de la Sierra Santa Ursula desde el Triásico Superior (?) al Mioceno.

Las rocas más antiguas en la Sierra Santa Ursula son areniscas, lodolitas y conglomerados ricos en cuarzo de la Secuencia El Pato. Estas rocas son similares a las rocas del Triásico Superior que afloran en la Sierra San Javier, aproximadamente 100 km al nororiente del área de estudio, en donde los estratos triásicos se encuentran descansando discordantemente en calizas del Paleozoico (Alencaster, 1961; Stewart y Roldán-Quintana, 1991). En la Sierra Santa Ursula no se encontraron afloramientos de rocas paleozoicas.

La recristalización local de los sedimentos clásticos de la Secuencia El Pato y la presencia de epidota son la evidencia de que los sedimentos estuvieron afectados por un metamorfismo de contacto, el cual fué producido probable-

mente por la intrusión de plutones laramídicos, incluyendo la Granodiorita El Bayo.



Por lo tanto, la Secuencia El Pato debe ser más antigua que 76.9 Ma, edad obtenida para la Granodiorita El Bayo.

Los cuerpos intrusivos del Batolito de Sonora fueron emplazados aproximadamente entre 40 y 90 Ma (Anderson y Silver, 1974; Damon y otros, 1983a). Las edades K-Ar en biotita (76.9 ± 1.3 Ma) y U-Pb en zircón (78 ± 2 Ma) de la Granodiorita El Bayo sugieren que el magmatismo producido por subducción inició en el Cretácico Superior en la Sierra Santa Ursula.

Aparentemente de 77 a 24 Ma hay un período de quietud en la actividad magmática en la Sierra Santa Ursula (Figura 6). Con base en las edades obtenidas de las rocas estudiadas, el intervalo máximo calculado es de 53 millones de años.

El primer evento registrado en el Terciario en la Sierra Santa Ursula está representado por las Tobas Gito Baleado del Mioceno (23.5 Ma). La localización de sus afloramientos y características de campo sugieren que las Tobas Gito Baleado representan facies emplazadas cerca de la fuente. Las Tobas Gito Baleado están separadas de las Andesitas La Espuela mediante una discordancia erosional. Las Andesitas La Espuela tienen una edad de 22.7 Ma.

La actividad volcánica entre las Andesitas La Espuela y la Unidad Dacítica El Mezquite no fué continua (Figura 6). Las 5 edades K-Ar obtenidas de diferentes localidades y litologías distribuidas en el área estudiada varían de 18.8 a 15.3 Ma.

La Andesita La Pasión descansa en forma concordante sobre la Unidad Dacítica El Mezquite. Esta unidad aflora únicamente en la parte central del área y no fué identificada en ninguna otra localidad, por lo que se infiere que representa un episodio volcánico menor. Como se mencionó anteriormente, el grado de alteración de esta unidad impidió la realización de análisis isotópicos en las muestras de la misma.

Figura 6. Historia volcánica, plutónica y sedimentaria conocida de la Sierra Santa Ursula. Note el cambio de escala a lo largo del tiempo.

La Unidad Félsica La Ventana fué emplazada en forma concordante sobre la Andesita La Pasión. La variedad en litologías y frescura de los afloramientos dieron lugar a que ésta fuera la unidad con más análisis isotópicos (7). Edades K-Ar obtenidas de concentrados de plagioclasa de la base y la cima de la unidad varían de 12.3 a 11.4 Ma. A pesar de la amplia distribución geográfica de los afloramientos (Figura 2), todas las edades son consistentes (Tabla 1).

El Granitoide El Papalote fué emplazado entre la Unidad Dacítica El Mezquite y la Unidad Félsica La Ventana aproximadamente entre el intervalo de 16.7 a 11.4 Ma. La presencia de un cuerpo intrusivo entre las masas volcánicas y la similitud en la composición química del intrusivo y los flujos de lava sugieren que un gran complejo volcánico-plutónico se extiende hacia el sur de Sonora, hasta llegar a Guaymas (Cochemé, 1981).

Dentro de un breve período de duración desconocida no se registraron depósitos en la Sierra Santa Ursula, hasta que se emplazaron discordantemente las Tobas Santa Ursula sobre la Unidad Félsica La Ventana. El depósito de las Tobas Santa Ursula fué en parte contemporáneo con la erupción de los Basaltos Las Trincheras de 10.3 a 8.5 Ma, los cuales formaron extensas mesas en la parte septentrional del área (Figura 2).

La secuencia volcánica en la Sierra Santa Ursula es completamente subaérea, pero King (1939) documentó la presencia de depósitos de rocas marinas del Mioceno en el área de Guaymas. Gómez (1971) usó foraminíferos plantónicos del Mioceno para compilar una columna cronoestratigráfica detallada de 140 m de espesor de un pozo en Guaymas. Algunos de los géneros descritos por Gómez todavía existen, por lo que no sirvieron para determinar el tiempo de depósito de las rocas marinas.

ROCAS IGNEAS FECHADAS EN LA REGION ALREDEDOR DEL GOLFO DE CALIFORNIA

Las rocas ígneas de Sonora son pobremente fechadas a pesar de su importancia para entender la historia de subducción y posterior extensión en el noroccidente de México. La Figura 1 muestra los fechamientos realizados en la costa de Sonora y las compara con aquellos obtenidos en rocas similares de la parte central de Baja California. Las edades de Bahía Kino fueron obtenidas por Gastil y Krummenacher (1977), todas son edades K-Ar de una serie de rocas plutónicas y volcánicas colectadas en los alrededores de Bahía Kino, 165 km al noroeste de la Sierra Santa Ursula (Figura 1).

Las rocas más antiguas en la costa norte de Sonora son generalmente granodioritas y tonalitas que varían de 90 a 65 Ma (Anderson y Silver, 1974; Gastil y Krummenacher, 1977). Edades K-Ar de biotita y hornblenda de una granodiorita en el área de San Carlos son de 83 ± 2 y 81 ± 3 Ma respectivamente (Fred McDowell, com. per. 1992). Estas edades son más viejas que la edad obtenida para la Granodiorita El Bayo (76.9 Ma), y sugiere que el plutonismo Laramídico empezó por lo menos a los 83 Ma en la costa sur de Sonora, y aún fué activo en la Sierra Santa Ursula aproximadamente a los 77 Ma. Este evento puede ser más amplio, pero la escasez de afloramientos de este tipo de roca limita una determinación más precisa.

La edad de las rocas volcánicas cenozoicas en el área de Bahía Kino varía entre 22 y 3.7 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977). Las rocas volcánicas más antiguas fueron asignadas al grupo "T2", el cual consiste principalmente de andesita y dacita (con riolita y arenisca interestratificada), cuya edad está entre 22 y 18 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977). Para la zona costera de Guaymas y San

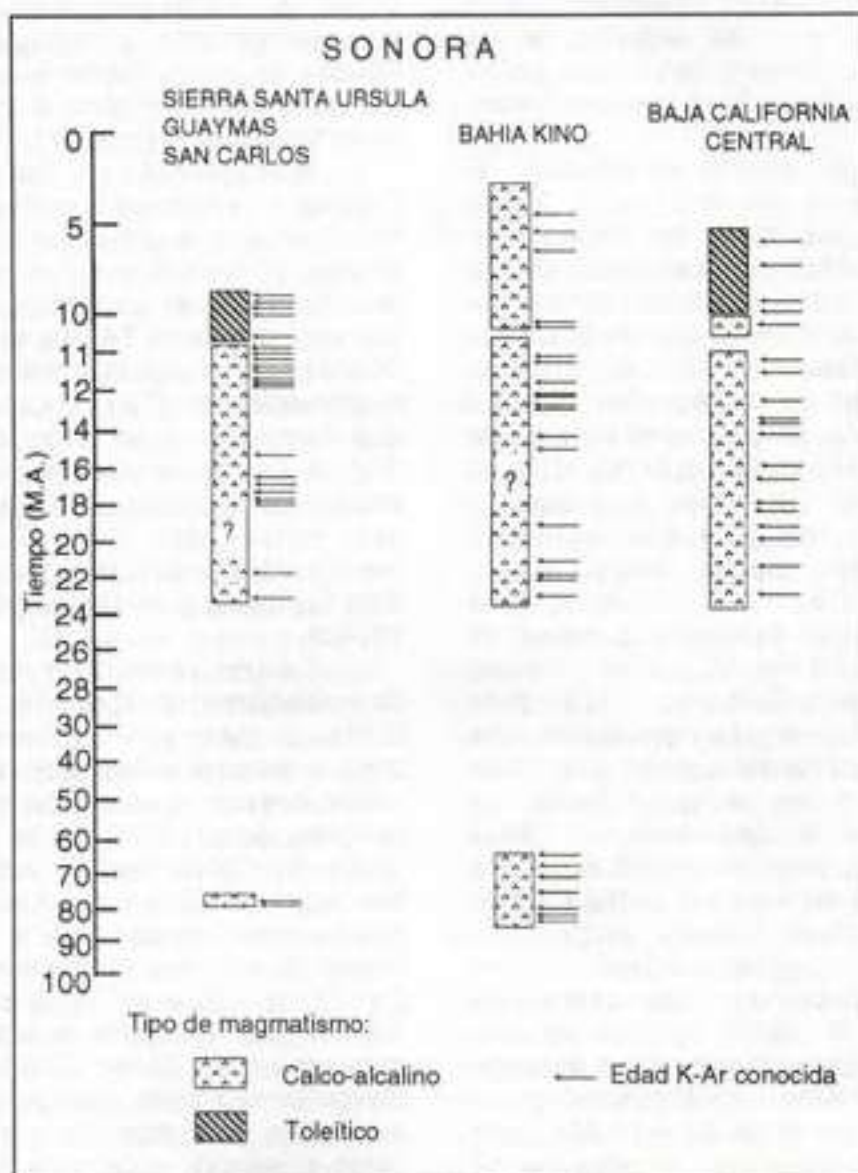


Figura 7. Edades K-Ar de rocas plutónicas y volcánicas en la Sierra Santa Ursula, Guaymas y San Carlos comparadas con las de Bahía Kino (Gastil y Krummenacher, 1977) y Baja California central (Sawlan y Smith, 1984).

Carlos existe solamente una edad isotópica publicada (Gastil y Krummenacher, 1977), la cual pertenece a un flujo máfico de 23 Ma que descansa sobre un granito en las cercanías de Empalme. Edades K-Ar provenientes de 5 flujos máficos y tobas félsicas de las regiones de Guaymas y San Carlos varían entre 17.8 y 10.2 Ma (Fred McDowell, com. per., 1992).

El primer evento volcánico del Terciario que se registró en la Sierra Santa Ursula fué el de las Tobas Gito Baleado (23.5 Ma). La localización de sus afloramientos y sus relaciones de campo sugieren que las tobas fueron emplazadas cerca de la fuente volcánica. En otras áreas, las tobas de caída varían en edad de 25 a 17.6 Ma, pero incluyen algunas de hasta 29 a 27 Ma en Bahía Concepción, al centro de Baja California, que pueden representar la expresión más occidental del volcanismo de la Sierra Madre Occidental (McFall, 1968; Hausback, 1984 a,b). En Mazatlán existen unas tobas de edad similar (~23 Ma; McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979), pero a la fecha no se ha realizado una correlación petrográfica entre las tobas continentales y las de la península. La ubicación de la península de Baja California en su posición pre-rift pondría a las ignimbritas de La Paz y Mazatlán en forma casi contigua (Sawlan, 1991).

Flujos intermedios con interestratificaciones de areniscas caracterizan la parte inferior de las Andesitas La Espuela y también al grupo "T2" en Bahía Kino. Las rocas del grupo "T2" se formaron entre 23 y 16 Ma, pero localmente se obtuvieron edades de 14 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977). La edad K-Ar de las Andesitas La Espuela coincide relativamente bien con la edad de la plagioclasa de una brecha andesítica (22.7 Ma) del grupo "T2". La edad (23 Ma) y la posición estratigráfica de un flujo máfico cerca de Empalme y las Andesitas La Espuela, también parece ser

consistente. Por el contrario, la edad de un basalto (17.8 Ma) en el área de San Carlos, que también forma parte del grupo más antiguo de rocas volcánicas, es ligeramente más joven que el basalto cerca de Empalme, pero también es consistente con el rango general de edades del magmatismo calco- alcalino de composición máfica a intermedia del norte de Sonora (Figura 7).

Edades K-Ar de las Andesitas La Espuela y la Unidad Dacítica El Mezquite muestran que la actividad volcánica entre ambas unidades no fué continua. La relación entre el volcanismo de 20 a 18 Ma y el menor a 14 Ma en el norte de Sonora no fué documentado por Gastil y Krummenacher (1977), pero es posible que tampoco haya sido continuo ahí (Figura 7). Rocas volcánicas similares en edad y composición a las del grupo "T2" del norte de Sonora, han sido identificadas sobre toda la península de Baja California y en Nayarit (Gastil y otros, 1974b).

La uniformidad en tiempo y estilo de volcanismo en la región alrededor del Golfo sugiere un régimen tectónico común, pero el volcanismo de arco pudo haber cesado localmente en diferentes tiempos, de acuerdo con la evolución del Golfo de California. El volcanismo del Mioceno Temprano a Medio tuvo una amplia manifestación a lo largo de la región que rodea la península de Baja California (Sawlan y Smith, 1984a; Sawlan, 1991). Dentro de este período se emplazaron las Tobas Gito Baleado de la Sierra Santa Ursula y en Baja California la secuencia está dominada por andesitas calco-alcalinas, que incluyen algo de basaltos y dacitas con edades de 24 a 11 Ma (Sawlan, 1991). Al sur de La Paz las andesitas están ausentes debido al truncamiento y traslación de los afloramientos a lo largo de la falla La Paz (Sawlan, 1991).

Las edades K-Ar así como las evidencias de campo, muestran que el

volcanismo en la Sierra Santa Ursula fué prácticamente continuo desde el emplazamiento de la Unidad Dacítica El Mezquite a la Unidad Félsica La Ventana (Figura 6). Entre 12.3 y 11.4 Ma fueron emplazados en la Sierra Santa Ursula flujos de lava intermedios y félsicos, tobas félsicas y flujos perlíticos. En Bahía Kino se encontraron dacitas y riolitas con edades de 12 a 10 Ma que representan la secuencia más ampliamente distribuida (Gastil y Krummenacher, 1977). Lavas similares fueron emplazadas en la Sierra San Alberto (Baja California central) entre 12.5 y 10 Ma (Sawlan y Smith, 1984a), con un intervalo de emplazamiento ligeramente más extenso que en la Sierra Santa Ursula (Figura 7). Las edades de la Sierra Santa Ursula son ligeramente mayores al compararlas con las del norte de Sonora, pero básicamente son concordantes, lo que indica que el magmatismo de arco fué contemporáneo a lo largo de la región alrededor del Golfo.

Durante un breve periodo de duración desconocida no se registraron depósitos en la Sierra Santa Ursula, hasta que las Tobas Santa Ursula fueron emplazadas en forma discordante sobre la Unidad Félsica La Ventana. El depósito de las tobas fué, en parte, contemporáneo con la erupción de los Basaltos Las Trincheras, cuya edad es de 10.3 a 8.5 Ma. Edades K-Ar de rocas equivalentes a las Tobas Santa Ursula en áreas adyacentes se pueden usar indirectamente. La edad de una roca granofírica del área de San Carlos dió 10.7 Ma (F. McDowell, com. per., 1992). Una toba soldada con la misma posición estratigráfica en el área de Guaymas dió una edad de 10.2 Ma. Estas edades son consistentes en parte con el tiempo de emplazamiento de las tobas Santa Ursula, pero los límites de las unidades equivalentes pueden ser diferentes en las áreas de los alrededores.

Las rocas volcánicas más jóvenes del área que rodean al Golfo son flujos

máficos cuya variación en composición corresponde a las etapas de desarrollo del rift del Golfo de California (Sawlan, 1991). Las edades de las rocas en Bahía Kino, cuya composición varía de riolita a basalto, varían de 12.3 a 6.4 Ma, pero la edad de un dique de andesita obtenida con plagioclasa dió 3.7 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977; Gastil y otros, 1979).

La edad de una andesita, parte de las rocas más jóvenes de San Carlos dió 10.2 ± 0.6 Ma (F. McDowell, com. per., 1992). El flujo más joven de la región de Guaymas (Basalto de Empalme), es de composición toleítica y dió una edad de 11.2 ± 2.7 Ma (Fred McDowell, com. per., 1992). Las edades de unidades con la misma posición estratigráfica en la Sierra Santa Ursula (Basaltos Las Trincheras) varían entre 10.3 y 8.5 Ma. Considerando el error asociado al Basalto de Empalme, todas las unidades parecen tener edades regionales consistentes.

Las erupciones de basaltos subaéreos que provinieron del área del Golfo antes de la subsidencia se conocen como el Basalto Esperanza en la parte central de Baja California, cuya edad es de 10 Ma (Sawlan y Smith, 1984a; Sawlan, 1991). Estos basaltos fueron emplazados, en parte, simultáneamente que los Basaltos Las Trincheras en la Sierra Santa Ursula (Figura 7).

A pesar de la gran distribución geográfica del área que rodea el Golfo de California y la variedad de rocas encontradas a lo largo de ésta, un rasgo común a lo largo de la costa de Sonora es la ausencia de volcanismo muy joven. Una excepción se encuentra aproximadamente a 500 km al norte, donde la expresión de magmatismo más joven ha sido reconocido como el campo volcánico El Pinacate, aunque algunos autores lo consideran independiente del origen del Golfo.

Todavía se desconoce cual es la expresión más oriental del volcanismo

relacionado a la región alrededor del Golfo. El volcanismo parecido al de la Sierra Madre Occidental se encuentra solamente en áreas aisladas en la parte oriente de Sonora (F. McDowell, com. per., 1992). Es posible una combinación de traslape de edad y actividad ígnea en la unión de las provincias volcánicas de la región alrededor del Golfo y la Sierra Madre Occidental en Sonora, que también puede estar complicada por la presencia de volcanismo del régimen Basin and Range.

CONCLUSIONES

La actividad ígnea anterior al Terciario en la Sierra Santa Ursula está representada por una granodiorita que produjo metamorfismo de contacto en pequeños afloramientos de sedimentos detríticos de probable edad triásica. La edad de la intrusión es de 76.9 por K-Ar (biotita) y 78 Ma por U-Pb (zircón), edades que son consistentes con el plutonismo Laramídico en el resto de Sonora. Estos intrusivos son de naturaleza calcoalcalina.

El volcanismo Terciario está restringido al Mioceno, y ocurrió en dos episodios entre 23.5 y 8.5 Ma. De 23.5 a 11.4 Ma el volcanismo de arco produjo flujos intermedios, tobas de flujo de cenizas, lavas silíceas y flujos perlíticos y tobas silíceas alteradas y domos. Flujos máficos forman el episodio más joven, el cual ocurrió entre 10.3 y 8.5 Ma. Estos últimos son de naturaleza toleítica.

A pesar de la amplia distribución geográfica y la variedad de rocas que se encuentran en la región alrededor del Golfo de California, existe una buena correlación en la edad y la naturaleza del volcanismo entre la parte central de Baja California y la costa occidental de Sonora.

Debido a la escasez de datos sobre las rocas volcánicas del sur de Hermosillo, la principal contribución de este trabajo es el establecimiento de las relaciones estratigráficas y petrológicas de las rocas de la Sierra Santa Ursula así como la comparación en tiempo y espacio con las rocas que afloran en la región alrededor del Golfo de California.

AGRADECIMIENTOS: La autora agradece al Dr. Dante Morán-Zenteno y al M. C. Jaime Roldán-Quintana por sus valiosos comentarios para mejorar este trabajo. Al M. C. Luis Delgado-Argote por revisiones y sugerencias desde los inicios del presente manuscrito. También a los doctores Fred W. McDowell, Juan García Abdeslem y Keith A. Klepeis por su ayuda desinteresada. Este proyecto fue patrocinado en parte por CONACYT (con una beca para estudios de maestría) y por la Universidad de Texas en Austin (Instituto de Estudios Latinoamericanos, Fundación de Geología y un proyecto de la NSF al Dr. Fred W. McDowell).

BIBLIOGRAFIA

- Alencaster, G., 1961a, Paleontología del Triásico Superior de Sonora, Parte I: Rev. Instituto de Geol., UNAM, p. 3-15.
- Anderson, T. H. and Silver, L. T., 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico and its relationship to circum-Pacific magmatism: *Geol. Soc. America Abstracts with programs*, v. 6, p. 484.
- Angelier, J., Colletta B., Choprowicz, J., Ortlieb, L., and Rangin, C., 1981, Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: *Jour. Struct. Geol.*, v.3, p. 347-357.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic evolution of western North America: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 81, pp. 3513-3536.
- Cochemé, J. J., 1985, Le magmatisme Cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique. Cartographie de la région de Yecora-maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif (Ph. D. Dissertation): Université de Droit, D'économie et des sciences d Aix-Marseille, France.

- Dalrymple, G. B. and Lanphere, M. A., 1969, Potassium-argon dating: principles, techniques and applications to geochronology: Freeman and Co., San Francisco, 258 p.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., and Cochemé, J. J., 1983a, El batolite Laramide (90-40 Ma) de Sonora: *Mem. Asoc. Minas Metalurg. Geol.*, México, A. C., Conv. Nac., 15, p. 63-95.
- Dokka, R.K. and Merriam, R.H., 1982, Late Cenozoic extension of northeastern Baja California: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 93, p. 371-378.
- Gastil, R. G. and Krummenacher, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 88, p. 189-198.
- Gastil, R. G., Krummenacher, D., and Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 90, pp. 839-857.
- Gastil, R. G., Krummenacher, D., Doupont, J., and Bushee, J., 1974a, The batholith belt of southern California and western Mexico: *Pacific Geology*, v. 8, p. 73-78.
- Gastil, R. G., Krummenacher, D., Minch, J. A., and Dowlen, R. J., 1974b, Cenozoic volcanic stratigraphy around the Gulf of California: *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, v. 6, p. 181.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., and Allison, E. C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California: *Geol. Soc. America Memoir* 140, 170 p.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., and Rodriguez-Torres, R., 1972b, The reconstruction of Mesozoic California: *24th Internat. Geol. Cong., Montreal*, sec. 3, p. 217-229.
- Johnpeer, G. D., 1977, Reconnaissance geology and petrology of the Guaymas area, Sonora, Mexico (M. S. Thesis): Arizona State University, 67 p.
- Hausback, P. B., 1984a, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, en V. F. Frizzell (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*: SEPM, v. 39, p. 219-236.
- Hausback, P. B., 1984b, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico (Tesis de Doctorado): University of California at Berkeley, 162 p.
- King, R. E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 50, p. 1625-1727.
- Le Maitre, R. W., 1989, in Le Maitre (ed.), *A classification of Igneous rocks and Glossary of terms: recommendations of the IUGS*, Oxford, Blackwell, p. 193.
- McDowell, F. W. and Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of eastern Mexico: *Geol. Soc. America Spec. Paper* 180, p. 113-124.
- McDowell, F. W. and Kelzer, 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. 1479-1486.
- McFall, C. C., 1968, Reconnaissance geology of the Concepción Bay area, Baja California, Mexico: *Stanford University Publ. Geol. Sci.*, 10(5).
- Mora-Alvarez, G., 1992, History of Cenozoic Magmatism in the Sierra Santa Ursula, Sonora, Mexico (M.A. Thesis: The University of Texas at Austin, 153 p.
- Pérez-Segura, E. and Jacques-Ayala, C., 1991, Geology of Sonora, in Pérez-Segura, E. and Jacques-Ayala (eds.): *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 254.
- Prol-Ledesma, R. M., 1991, Chemical geothermometers applied to the study of thermalized aquifers in Guaymas, Sonora, Mexico: a case study: *Jour. Volcan. Geoth. Res.*, v. 46, p. 49-59.
- Roldán-Quintana, 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, Mexico, in Pérez-Segura, E. and Jacques-Ayala, C., eds., *Studies of Sonoran geology: Geological Society of America Special Paper* 254, p. 69-80.

- Sawlan, M. G. and Smith, J. G., 1984a, Petrologic characteristics, age, and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, in V. F. Frizzell (ed.): *Geology of the Baja California peninsula*: SEPM, v. 39, p. 237-251.
- Sawlan, M. G., 1991, Magmatic evolution of the Gulf of California rift: *AAPG Memoir* 47, p. 301-369.
- Silver, L. T., Aller, C. R., and Stehle, F. G., 1969, Geological and geochronological observations on a portion of the Peninsular Range batholith of northwestern Baja California, Mexico [abs.]: *Geol. Soc. America Spec. Paper* 121, p. 279-280.
- Stewart, J. and Roldán-Quintana, J., 1991, Upper Triassic Barranca Group: Nonmarine and shallow-marine rift basin deposits of northwestern Mexico, in Pérez-Segura, E. and Jacques-Ayala, C., eds., *Studies of Sonoran geology: Geol. Soc. America Spec. Paper* 254 p. 19-36.
- Stock, J. M. and Hodges, K. V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: *Tectonics*, v. 8, no. 1, p. 99-115.
- Wilson, R. T., 1978, Reconnaissance geology and petrology of the San Carlos area, Sonora, Mexico (M. S. Thesis): Arizona State University, 107 p.

LOS YACIMIENTOS DE ORO Y PLATA EN SONORA, MEXICO, Y SUS RELACIONES CON LA GEOLOGIA REGIONAL

Efrén Pérez Segura

Departamento de Geología, Universidad de Sonora
Rosales y Bd. Luis Encinas
83 000 Hermosillo, Sonora, México.

RESUMEN

En 1991, el Estado de Sonora ocupó el tercer lugar en la producción nacional de oro y el cuarto en plata. Mucha de esta producción se obtuvo como subproducto de pórfidos cupríferos, pero también existen numerosos depósitos de Au-Ag de muy variables tipos y tamaños. Entre los principales se tienen: vetas epitermales con Ag(Au)-Pb-Zn, así como stockworks e impregnaciones en domos riolíticos con Au-Pirita, vetas mesotermales en zonas de fisalia con Au(Pb-Te-W), mantos y vetas en rocas sedimentarias con Au(Ag-Pb-Zn-As-Sb) de origen discutido, skarns con Au-As(Co)-Pb-Zn-Cu, y placeres o paleoplaceres de Au. Las rocas encajonantes son muy variadas y de diferentes edades, aunque hay más preferencia por series volcánicas calcoalcalinas del Eoceno-Oligoceno y granitoides del Terciario inferior. Las estructuras preferidas por los

depósitos son N60-90°E, N0°-30°E y N10°-30°W, las cuales corresponden en parte a estructuras antiguas reactivadas durante el Laramídico y el Terciario, el sistema dominante está acentuado por la estructura posterior de Sierras y Valles ("Basin and Range"). Hacia la Sierra Madre Occidental es frecuente la asociación mineral a calderas. Dos grandes grupos de yacimientos son evidenciados como dominantes: 1) depósitos epitermales *sensu-stricto* asociados a series calcoalcalinas y 2) depósitos mesotermales producto de fluidos acuo-carbonosos de origen profundo, asociados con granitos anatexiticos. Ambos afloran en superficie y evidencian dos regiones con diferente intensidad en la distensión del Terciario. Los paleoplaceres son depósitos que merecen mas exploración intensiva.

INTRODUCCION

La producción minera de oro y plata de Sonora se incrementó notablemente a partir de la segunda mitad de los años setenta, alcanzando un máximo en 1980 (Fig.1). Dicho máximo se explica por la crisis de los países industrializados así como por los altos precios del petróleo y los metales preciosos en aquel año. En 1991, Sonora produjo 1292 kg de oro y 136 989 kg de plata, lo cual representó el 13.2 % y 6.0 % de la producción nacional respectiva. Aún cuando se considera que en el Estado de Chihuahua existe un cinturón de metales preciosos en la parte de la Sierra Madre Occidental, la producción sonorense de oro en los últimos años ha sido superior a la del vecino Estado. La diferencia la hacen los pórfidos cupríferos (recuperación de oro y plata como subproducto), y las dos fundiciones de Sonora (Cananea y La Caridad), que han reactivado pequeñas minas.

En otras épocas, han sido célebres diferentes distritos mineros de Sonora. Se calcula que los distritos de Alamos y La Colorada produjeron mineral por más de 100 millones de dólares cada uno (Wisser, 1966). La mina de Mulatos tuvo grandes bonanzas de oro a principios de siglo. Son célebres también las "Planchas de Plata" procedentes de la mina del mismo

nombre en Magdalena, que pesaron más de una tonelada (Flores, 1929, Radelli, 1986). Grandes pepitas de oro fueron extraídas de la región de Trincheras (Pérez, 1981) y, aún en nuestros días se siguen encontrando pepitas de varias decenas de gramos de oro en los placeres de la Ciénega y El Puerto de Camou utilizando ¡detectores de metales!; una de ellas, encontrada cerca de la mina Tajitos en 1987, pesó ¡14 kilogramos!, tenía forma de botella y el tamaño de un bebé recién nacido.

En la actualidad, la principal producción de oro y plata proviene de las regiones geográficas de Magdalena, Cucurpe, Caborca, Sahuaripa, San Javier y Alamos. Desde un punto de vista metalogenético, los tipos de yacimientos son variados. El objeto de este artículo es el de describir de una manera general, las características de los diferentes tipos de yacimientos minerales, tomando como base principios morfológicos de las rocas asociadas, se habla de la importancia de las estructuras y del nivel de erosión de los depósitos; también se postulan algunas hipótesis en relación con el origen de los mismos.

Tomando en cuenta lo anterior, los yacimientos no se agrupan en función de definiciones en términos económicos o mineros; por ejemplo, preferimos no hablar de yacimientos

de oro diseminado porque éste es sólo un término económico. En ese sentido podemos tener depósitos de oro diseminado que corresponden a diferentes tipos geológicos. Así, se ha mencionado la existencia de concentraciones de "oro diseminado" en depósitos como Mulatos (epitermal en ambiente volcánico). Amelia o Santa Gertrudis (epitermal en rocas sedimentarias o "Tipo Carlin") o la Choya (mesothermal en terrenos ígneo-metamórficos). Por dichas razones, la descripción que se hace aquí trata de seguir conceptos tipológicos, en donde la característica económica es sólo una más, entre otras.



Figura 1. Producción de Au y Ag en Sonora de 1961-1991

MARCO GEOLOGICO Y TECTONICO DE REFERENCIA

- Provincias Geológicas

El estado de Sonora es una de las zonas geológicamente mas complejas del país. De una manera general

podemos hablar de tres provincias geomórficas cuyos rasgos mas notables se señalan a continuación, al mismo tiempo que se definen diferentes términos utilizados en el texto, referidos a periodos tectónicos y cronológicos. Dichas provincias fueron definidas por King (1939) y son las de: la Sierra Madre Occidental, Sierras y Valles Paralelos y el Desierto de Sonora.

Provincia de la Sierra Madre Occidental (SMO). Se trata de un grueso paquete de rocas volcánicas cuya orientación guarda una estructura general NNW-SSE (King, 1939), con una sección de mesetas y una de barrancas. En este paquete se distinguen dos series de rocas: una calcoalcalina (andesitas, riolitas y tobas ácidas) del Eoceno-Oligoceno y otra bimodal (andesitas basálticas y riolitas) del Oligoceno-Mioceno (Cochemé y Demant, 1991). La primera serie también es conocida como "Upper Volcanic Series" (Mc Dowell y Clabaugh, 1979) cuya extravasación se relaciona con calderas, bien estudiadas en la sierra de Chihuahua (Wark, et al, 1993, Swanson y Mc Dowell, 1985, Cameron et al, 1986). La segunda serie se reporta como ubicua en todo el territorio sonorense (Roldán y Clark, 1993). El basamento de las rocas volcánicas de la SMO son series sedimentarias mesozoicas que afloran como ventanas

(King, 1939) y, en otras partes un complejo vulcano-plutónico laramídico (Mc. Dowell y Clabaugh, 1979).

Provincia de Sierras y Valles Paralelos. Se trata de un conjunto de sierras orientadas al N10°W separadas por valles intermontanos que, según King (1939) se extienden desde el meridiano 109 hasta el oeste de la Sierra de San Javier. Nosotros pensamos que la extensión puede hacerse hasta el meridiano 110. En detalle las sierras tiene una estructura y una geología compleja, donde podemos encontrar series paleozoicas de plataforma que coexisten con otras de cuenca profunda (Stewart et al, 1990, Radelli et al, 1987, Barrera y Domínguez, 1987, Soto y Navarro, 1987), series continentales y palustres del Triásico-Jurásico (Wilson y Rocha, 1946, Alencaster, 1961), rocas jurásicas (?) y cretácicas (Pubellier, 1987, Pubellier y Rangin, 1987). Pero lo mas notable es seguramente la abundancia de macizos graníticos laramídicos que constituyen por ejemplo las sierras de Aconchi (Roldán, 1991), La Madera (Roldán, 1990), Mazatán (Richard, 1991) y La Campanería (Araux y Vega, 1984), entre otras. En los valles es frecuente observar paquetes detríticos del Grupo Báucarit (Dumble, 1900, King, 1939, Roldán y McDowell, 1992).

Desierto de Sonora. Esta Provincia se caracteriza por una planicie de la cual emergen pequeñas montañas aisladas sin una orientación bien definida, aunque en el Desierto de Altar hay una orientación burda NW-SE. Probablemente la característica fundamental sea que la estructura de las montañas es compleja y es difícil la correlación de unidades geológicas de una montaña a otra. Otra característica casi general es la presencia de un basamento de rocas precámbricas ígneo-metamórficas (Damore et al, 1962, Anderson y Silver, 1981) y sedimentarias (Longoria y González, 1979, Cevallos y Weber, 1980), así como de una cobertura de rocas paleozoicas (Copper y Arellano, 1946, Stewart et al, 1984), del Triásico y Jurásico (Hardy, 1973, Corona, 1980, González, 1982, Morales, 1984, Longoria y Pérez, 1979, Herrera y Pérez, 1990, Caudillo y Oviedo, 1990) y de series vulcanosedimentarias cretácicas (Jacques, 1983, Jacques et al, 1990, García y Barragán, 1992). Intrusiones laramídicas y del Terciario también están presentes.

- Los eventos tectónico-magmáticos más importantes

La historia tectónica de Sonora es también complicada y esta lejos de

ser conocida en su totalidad. Por tratarse de los eventos más importantes en la formación de los depósitos minerales aquí enfatizaremos únicamente lo referente al Mesozoico y Cenozoico. Indudablemente que el evento tectónico más célebre es el referente a la actividad del llamado Mojave-Sonora Megashear -MSM- (Anderson y Silver, 1979). El MSM se considera que ocurrió a finales del Jurásico y se caracteriza por una estructura transformante izquierda de dimensiones continentales, la cual pone en contacto dos zócalos precámbricos de diferentes edades y es indicada por un cinturón de rocas vulcanosedimentarias jurásicas que va en dirección de Santa Ana-Caborca-Sonoyta. Otros autores niegan la existencia del MSM y, en base a datos de campo, reivindican los efectos de una Orogenia Nevádica sumamente importante con fallas de cabalgamiento orientadas NW-SE (Rangin, 1982, Radelli y Calmus, 1988, Sosson y Calmus, 1990, Herrera y Pérez, 1990). Al final del Cretácico inferior algunos autores documentan también una tectónica compresiva importante (Pubellier, 1987, Pubellier y Rangin, 1987). El evento más conocido es el de la llamada Orogenia Laramide, el cual es muy discutido en términos de orogenia. En efecto, mientras en el suroeste de Arizona se documenta para el período

laramídico una tectónica compresiva con metamorfismo de bajo grado implicado (Haxel et al, 1984), también reconocida por algunos en la región de Caborca (De Jong et al, 1988, Jacques et al, 1990), otros autores señalan sólo efectos tectónicos secundarios para este evento (Rangin, 1982, Radelli y Calmus, 1988). Por tal motivo, y para los efectos de este trabajo, nosotros preferimos considerar el período Laramide, como un evento temporal caracterizado por una modesta tectónica compresiva, pero sobre todo por la intrusión de grandes batolitos de granitoides y sus correspondientes volcánicos entre 80-40 Ma, tal y como ha sido reportado en trabajos previos (Damon et al, 1981, Damon et al, 1983). Después de la tectónica compresiva laramídica inicia la distensión, la cual en el Sur de Arizona data del Oligoceno tardío (Dickinson, 1981), pero en Sonora se sugiere durante el Eoceno tardío (Roldán y Clark, 1992), época en la cual se formaron los "metamorphic core complexes" (Nourse, 1990), aunque otros consideran que la extensión comenzó durante el Oligoceno tardío(?) Mioceno temprano (Miranda y de Jong, 1992) o desde hace 35 Ma (Aiken Kistler, 1992). Finalmente, el fallamiento en bloques causante de la actual morfología de las sierras y valles paralelos (Basin and Range) :

llevó a cabo desde hace 17 a 22 Ma (Stewart, 1978), Damon et al 1981, Cochemé y Demant, 1991, Anderson, 1992, Aiken y Kistler, 1992).

LOS TIPOS DE YACIMIENTOS (Fig. 2 y 3)

- Vetas y estructuras discordantes relacionadas con magmatismo subaéreo

Son seguramente los yacimientos más conocidos en la historia de la minería sonorense.

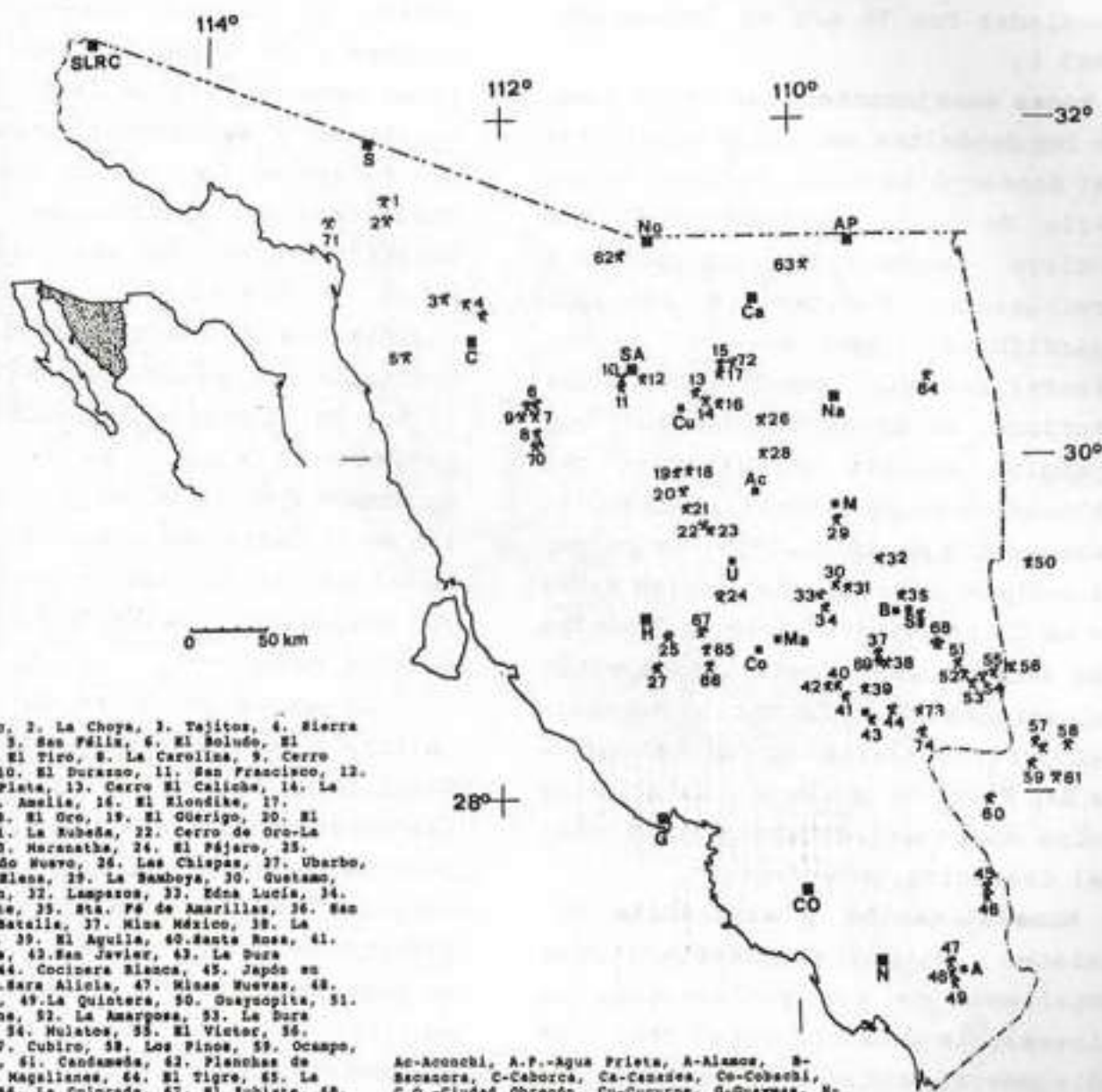
+ **Contenidos Metálicos** De acuerdo con la relación Au/Ag, los yacimientos que podrían llamarse de oro tienen una relación Au/Ag $>1/10$, los de oro-plata tienen Au/Ag de $1/10$ a $1/100$.

+ **Estructura.** Las estructuras más persistentes son N60-90°E, N10°-30°W y N-NE (Fig. 4). Las estructuras no muestran preferencia por algún tipo de roca en especial o por conjuntos petrológicos de edad específica. Las inclinaciones entre 40-70° con la horizontal parecen ser mucho más frecuentes que las estructuras verticales, sin ninguna preferencia por el sentido del buzamiento.

+ **Forma y Tamaño.** Desde un punto de vista morfológico, hay vetas con respaldos bien definidos en los distritos de Alamos y La Colorada. Sin embargo, vetillas entrelazadas y "stockworks" con mineralización

diseminada de oro o plata pueden encontrarse en algunos domos tales como los prospectos de Mulatos, El Victor, La Dura (Mulatos), La Amargosa, Cerro de Oro, La Blanca, etc. En ocasiones puede haber forma de "pipe" como en la mina La Dura (Mulatos), donde una brecha con valores de oro está cementada por cuarzo y algo de turmalina.

La mayor parte de los yacimientos de Sonora tienen una talla inferior a un millón de toneladas. Sólo raramente como en las minas de La Colorada, se han producido en un distrito más de dos millones de toneladas de mineral. Casi todas las vetas se extienden rumbo por menos de un kilómetro, los espesores de las mismas son inferiores a un metro, salvo excepciones (La Colorada: hasta 9 metros, La Quintana más de 5 metros). El desarrollo vertical de los cuerpos es poco conocido, sólo en contados casos se ha explotado mineral a más de 400 metros de profundidad. Domos riolíticos con mineralización en "stockwork" diseminada pueden ser evaluados como depósitos de gran volumen y baja ley con ciertas posibilidades de éxito. En la región de Mulatos, por ejemplo se considera la existencia de millones de toneladas con 1 g/t de oro (Gamiño e Islas, 1986). Los mismos autores señalan que la mina San Carlos tiene 4 millones de toneladas con 4



1. Quitovaes, 2. La Choya, 3. Tejitos, 4. Sierra La Gloria, 5. San Félix, 6. El Soludo, 7. El Tiro, 8. La Carolina, 9. Cerro Colorado, 10. El Durazno, 11. San Francisco, 12. Cintas de Plata, 13. Cerro El Caliche, 14. La Brisco, 15. Amelia, 16. El Riondike, 17. Maribel, 18. El Oro, 19. El Querigo, 20. El Trasmado, 21. La Rubeda, 22. Cerro de Oro-La Sultana, 23. Moránatha, 24. El Pájaro, 25. Miriam y Ado Nuevo, 26. Las Chispas, 27. Ubarbo, 28. Santa Elena, 29. La Bamboya, 30. Gustavo, 31. Crestón, 32. Lampazos, 33. Edna Lucía, 34. El Chilicote, 35. Sta. Fé de Amarillas, 36. San Felipe-La Batalla, 37. Mina México, 38. La California, 39. El Águila, 40. Santa Rosa, 41. Las Góleras, 42. San Javier, 43. La Bura (Onava), 44. Cocinera Blanca, 45. Japón en México, 46. Sara Alicia, 47. Minas Nuevas, 48. San Manuel, 49. La Quintera, 50. Guaycopita, 51. La Chigrióna, 52. La Amargosa, 53. La Bura (Molates), 54. Molates, 55. El Víctor, 56. Ruizops, 57. Cubiro, 58. Los Pinos, 59. Ocampo, 60. Zapote, 61. Candaméa, 62. Planchas de Plata, 63. Magallanes, 64. El Tigre, 65. La Brexuda, 66. La Colorado, 67. El Sublate, 68. Los Pinos, 69. Hidalgo, Tepehuaje, San Cristóbal, 70. El Cajón de Amarillas, 71. Sierra Plata, 72. Santa Gertrudis, 73. Los Tejos, 74. La Concepción.

Ac-Aconchi, A.P.-Agua Prieta, A-Aizcos, B-Bacanora, C-Caborca, Ca-Cañadas, Co-Cobachi, C.O.-Ciudad Obregón, Cu-Curuppe, G-Guaymas, H-Hermosillo, M-Moctezuma, Na-Nasatán, Na-Nacozari, N-Navajas, No-Noquales, Sa-Sahuaripa, SLRC-San Luis Río Colorado, S.A.-Santa Ana, S-Sonoyta, U-Ures.

Figura 2. Localización de los principales yacimientos de Au y Ag en Sonora

g/t de Au. En el prospecto Cocinera Blanca se estiman 5 millones de toneladas con 70 g/t Ag (Domínguez, 1983).

+ Rocas encajonantes. Las preferidas de los depósitos son rocas volcánicas del Eoceno-Oligoceno. Se trata de una serie de rocas calcoalcalinas que incluye andesitas, ignimbritas y protrusiones dómicas de pórfidos cuarcíferos. También se conoce mineralización, aunque en menor cantidad, en rocas más antiguas por ejemplo: calizas y cuarcitas del Paleozoico están mineralizadas en los yacimientos de La Sultana, La Palma, El Zubiato y Marahanata; en las minas de La Colorada, San Javier y Cumuripa las estructuras mineralizadas están en cuarcitas de la Formación Barranca del Triásico-Jurásico; en la región de San Pedro de la Cueva y Cucurpe hay vetas en rocas vulcanosedimentarias del Cretácico inferior (?).

+ Mineralización y alteración No existen estudios paragenéticos detallados de los yacimientos, la mineralogía metálica que se conoce es sólo general, en tanto que los conjuntos de alteración hidrotermal son casi desconocidos. Los sulfuros de metales base como pirita, calcopirita, galena y esfalerita, son convencionales en los depósitos y se presentan en proporciones variables. Las sulfosales de plata son comunes sobre todo cuando

la relación Au/Ag es inferior a 1/100, por ejemplo en los depósitos de San Javier, El Zubiato, Alamos, La Dura (Onavas), La Chipriona, etc. En el yacimiento de Mulatos la pirita son auríferas y es frecuente encontrar oro nativo en la zona de oxidación. Zonificaciones minerales pueden existir a nivel de yacimiento y a nivel de distrito minero. En los yacimientos de Alamos, la plata parece disminuir con la profundidad (Vázquez, 1975); en la región de Sahuaripa, el yacimiento Los Pinos tiene fundamentalmente plomo y zinc pero, 1.5 km al Oeste del mismo, en la mina La Salvia, hay oro nativo que coexiste con sulfosales de plata y sulfuros de metales base.

La ganga común es de cuarzo, calcita y en ocasiones barita. En el Distrito de San Javier hay grafito en las vetas y, en minas de la región de Cucurpe, óxidos y carbonatos de manganeso son frecuentes. La alteración hidrotermal en la paredes filonianas es poco desarrollada y puede constar de silicificación, argilización y más comúnmente propilitización. En los domos cuarcíferos hay alteración hidrotermal fuerte y penetrante de cuarzo-sericita y argilita (Soto e Ibarra, 1993). La antigua mina La Dura (Mulatos) es un domo silicificado.

+ Edad de la mineralización No se tienen fechas radiométricas

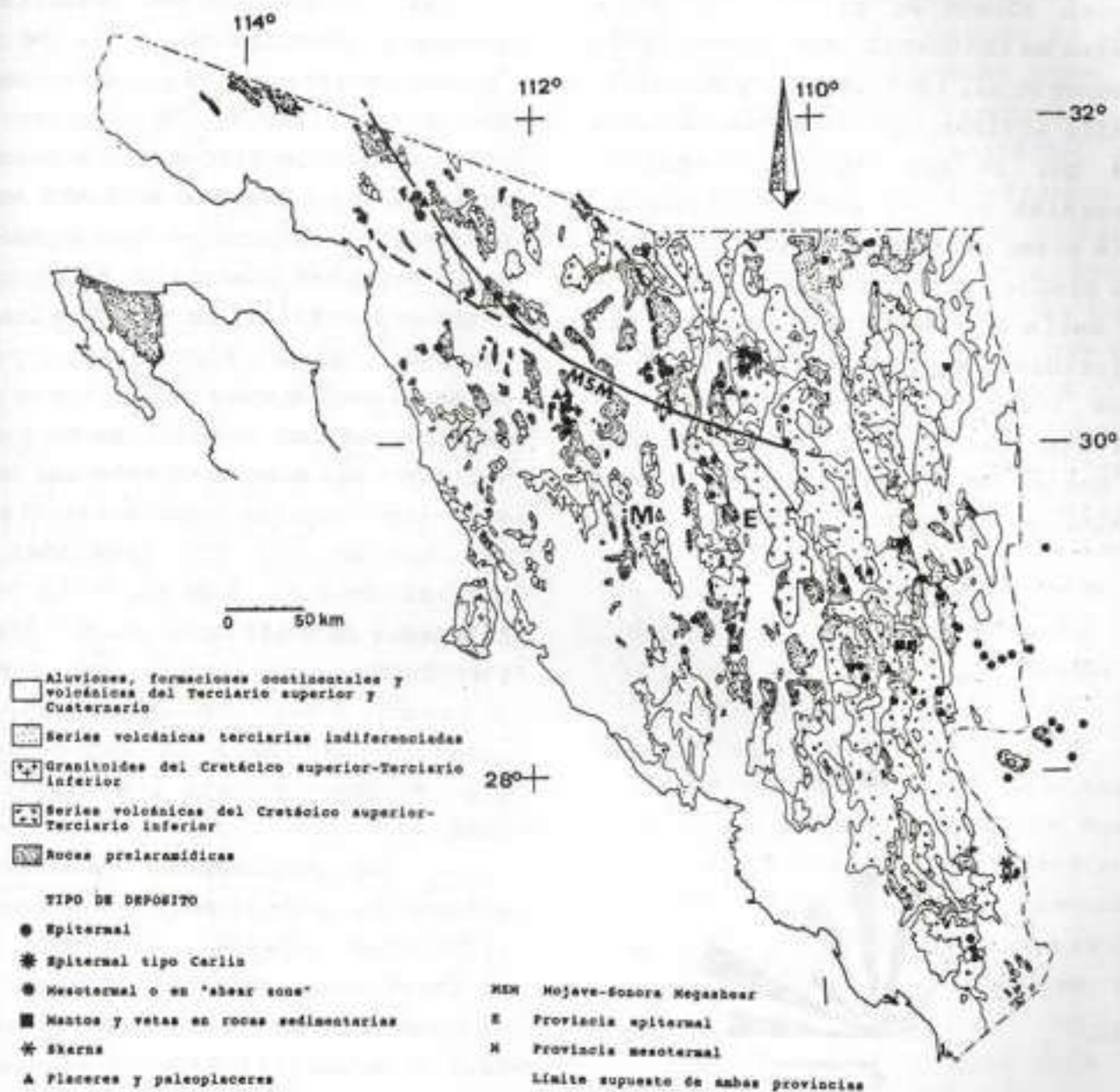


Figura 3. Geología simplificada y tipos de yacimientos seleccionados de Au y Ag en Sonora y Chihuahua

específicas para este tipo de yacimientos. Diferentes autores que han trabajado sobre magmatismo en Sonora (Damon et al 1981) y en la Sierra de Chihuahua (Bockhoven, 1980, Cameron et al, 1980, Swanson y McDowell, 1985), indican que las rocas ígneas a las que se asocian los depósitos minerales son del Eoceno-Oligoceno, este mismo rango puede extrapolarse a los propios yacimientos. Las rocas de la serie bimodal que sobreyace las anteriores, entre 29 y 17 millones de años (Cochemé y Demant, 1991) se caracterizan por ser estériles, por lo que el Oligoceno tardío es la edad máxima de la mineralización.

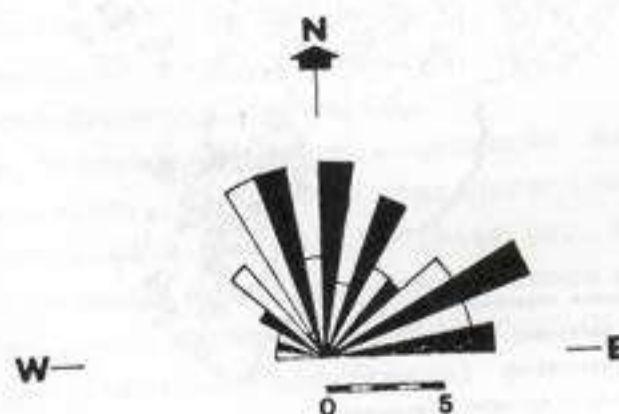


Figura 4. Rumbos preferenciales para yacimientos de oro y plata en Sonora (Total 86 estructuras mineralizadas).

- Vetas mesotermales y zonas de cizalla en terrenos ígneo-metamórfico

En la provincia del Desierto de Sonora y principalmente al NW del Estado, existen varios yacimientos con mineralización de oro en un cinturón que se orienta en dirección NW entre los poblados de Santa Ana Sonoyta. A este corresponden depósitos como los de San Francisco, El Tiro, Cajón de Amarillas, Tajitos, La Choy, Quitovac y Sierra Pinta (Fig. 2 y 3). No se tienen muchos datos sobre las características económicas de estos yacimientos, aunque se sabe que en la mina San Francisco (Estación Lla) hay más de 300 000 toneladas de mineral con 2.5 g/t de Au, en La Choy alrededor de 4 millones con 1.5 g/t y en Quitovac también parece existir un pequeño cuerpo con leyes altas, potencialidad para un depósito de gran volumen y baja ley (Padiella, 1986).

Los yacimientos de oro se encuentran encajonados en rocas de diferentes edades y grados de metamorfismo y deformación. Se trata de rocas metamórficas precámbricas, facies anfibolíticas y de esquistos verdes en los depósitos de San Francisco y Quitovac (Pérez y Cheilletz, 1989; Caudillo y Oviedo, 1990), dioritos y riolitas jurásicas con metamorfismo epizonal en la zona de Tajitos (

Figüeroa, 1992); granitoides (terciarios?) de dos micas en el depósito de La Choya y de biotita-hornblenda en el de Sierra Pinta. Una característica común es que, aún cuando las rocas encajonantes pueden ser de diferentes edades, la mineralización en sí se relaciona con minerales de alteración fechados como del Terciario en los yacimientos de San Francisco y Tajitos; dichos minerales de alteración se asocian a una actividad magmática de granitoides terciarios. Se observa también que existen diferentes etapas de deformación superpuesta dentro de las cuales dos, por lo menos, toman particular importancia por su influencia en las estructuras mineralizadas:

- Una implica metamorfismo de grado medio a alto involucrando rocas precámbricas y estructuras cabalgantes que sobreponen diferentes niveles de deformación, la edad de la misma es devónica (Herrera y Pérez, 1990).

- Otra etapa implica estructuras francamente distensivas ocurridas durante el Terciario que proceden de fallamiento normal (Mina Tajitos), metamorfismo regional de bajo grado, emplazamiento de granitos bajo esfuerzos (San Francisco), e incluso milonitas postminerales en fallas de "detachment" como en la Choya.

Las estructuras minerales siguen

patrones a diferentes niveles. A un nivel general, los yacimientos están gobernados por estructuras de rumbo E-W y NW-SE. En el primer caso, las estructuras pueden controlar la intrusión de rocas graníticas, como en el caso de la mina San Francisco y se trata de estructuras jurásicas heredadas y reactivadas. En el área de Tajitos las vetas mineralizadas siguen una dirección principal de N50-60°W con echados de 79-88° al sur. A nivel del afloramiento la mineralización puede encontrarse como enrejados de vetillas en filoncillos centimétricos a milimétricos ("network") o en zonas de brechas con cuarzo y turmalina (depósitos de San Francisco y Quitovac), lo cual parece indicar una distribución aleatoria de las fracturas, controlada por un rompimiento de la roca encajonante por fracturamiento hidráulico, debido a la presión de un fluido hidrotermal rico en gases. En los yacimientos de Tajitos y la Sierra Pinta se trata de un claro relleno de estructuras, pero no en condiciones de espacios totalmente abiertos, sino solo como zonas de discontinuidad que privilegiaron el paso de los fluidos. A una escala más detallada, la mineralización de oro no se asocia al relleno de la veta principal que consta de cuarzo lechoso ("bull quartz"), sino a **microestructuras**

tardías que cortan el cuarzo de las estructuras principales.

Dos de los yacimientos mas conocidos son los de San Francisco y Tajitos:

+ **San Francisco** cuenta con varios cientos de miles de toneladas con 2.5 g/t Au. El yacimiento se asocia con un granito leucocrático cuya sericita de alteración hidrotermal ha arrojado edades de 41 Ma, el granito y la mineralización son cortados por diques lamprofidicos cuya biotita fué datada en 27 Ma. Las edades se obtuvieron por el método de Ar^{40}/Ar^{39} en minerales separados y fueron reportados por Pérez Y Cheillett (1991). El granito esta emplazado en rocas metamórficas del Precámbrico con edades mínimas para el metamorfismo de 91 ± 9.2 Ma obtenida sobre anfíboles (Pérez y Cheillett, 1991). La mineralización está en vetas de cuarzo lechoso y turmalina (chorlita y dravita), con menor cantidad de albíta, sericita, clorita y calcita. Existe una paragénesis caracterizada por la asociación Au-Te con contenidos anómalos de Pb, Mo, Bi y W, entre cuyos minerales se cuentan petzita, hessita, sylvanita, calaverita, telurio nativo, altaíta y otros más raros (Pérez-Segura, 1989, 1990). Datos originales nuestros de inclusiones fluidas

evidencian dos tipos de fluidos: uno primario acuo-carbonoso con temperaturas de homogeneización de 260-300 °C; y uno secundario solo con agua, temperaturas de homogeneización de 150-180 °C y temperaturas de fusión del hielo que indican muy bajo NaCl equivalente (-7 °C).

+ **Tajitos** es un depósito cuyas rocas encajonantes son ígneas (andesitas y riolitas) y vulcanosdimentarias del Jurásico, las cuales han sufrido metamorfismo e hidrotermalismo. Una pegmatita diorítica comagmática con las andesitas encajonantes de las vetas fué fechada en 144 ± 7 Ma por el método de K/Ar en anfíboles separados. La alteración hidrotermal implica cuarzo, sericita y turmalina. La mineralización está controlada por fallas normales de alto ángulo de dirección N50-60°W y 80° al Sur y han sido afectadas por deformación posterior incluyendo fallamiento normal con componente dextral.

La paragénesis metálica es deficitaria en azufre con oro-pirita calcopirita-galena y tetraedrita. El oro es nativo y se localiza entre las placas de cuarzo. Existen también inclusiones fluidas primarias acuo-carbonosas y otras secundarias acuosas a las cuales probablemente se relaciona el oro. Hay edades de 49.2 ± 2 Ma (K/Ar) para sericita asociada a la fase

con mineralización de oro y de 1 ± 1 Ma (K/Ar) para la biotita de diques lamprofidicos que acompañan las vetas mineralizadas pero que son posteriores a las mismas. Los anteriores datos fueron obtenidos en los laboratorios de geocronometría del Instituto Mexicano del Petróleo y son publicados aquí por primera vez.

En síntesis, la mineralización en sí debe corresponder a un evento distensivo precoz claramente Terciario (hacia 41-49 millones de años), que parece marcar el pasaje de la compresión barandica a la distensión terciaria.

- Mantos y vetas en rocas sedimentarias

En la región de Soyopa y Bacanora se han reconocido mantos concordantes con la estratificación con leyes interesantes de oro y plata. Las rocas encajonantes son lutitas carbonosas del Ordovícico inferior (Barrera y Domínguez, 1987, Soto y Navarro, 1987) interpretadas anteriormente como del Triásico-Jurásico (King, 1939). Las relaciones de campo enseñan la aloctonia de estas rocas, de cuenca profunda, sobre una plataforma paleozoica con la que coexiste espacialmente (Radelli et al, 1987). Son yacimientos de este tipo los de Mina México, Hidalgo, La Montaña de Oro, Tepehuaje y San Cristóbal, entre otros (Fig 2 y 3). En Tepehuaje y San

Cristobal, la mineralización se presenta a veces entre las capas o bien como vetas que cortan la estratificación pero que siguen la dirección de la misma. La paragénesis de los yacimientos no se conoce, a simple vista se observa: cuarzo, sulfuros de metales base y cobres grises. La relación Au/Ag parece ser entre 1/50-1/100. A excepción de algunos diques andesíticos no se observa magmatismo directamente asociado con los yacimientos. Otros mantos en la Sierra del Encinal son los de Sacramento, California y Dipo (Arreola, 1976). Aquí se reportan leyes de más de 6 gr. Au/ton y una mineralogía de galena, esfalerita, tetrahedrita argentífera, calcosita, cuarzo, calcita y barita.

Al norte del poblado de Cucurpe, en las estribaciones de la Sierra Azul, se han descubierto en los últimos años nuevos yacimientos de oro. Los depósitos están dentro de rocas de una serie pelítico carbonatada del Cretácico inferior (Aptiano-Neocomiano). En la mina Amelia, la mineralización es burdamente estratiforme en zonas de brechamiento dentro de lutitas carbonosas con pirita singenética. En la misma, hay casi 40 000 toneladas con 15 gr. Au/ton y es posible la existencia de más de 3 millones de toneladas con leyes económicas de oro. Las rocas

encajonantes son areniscas de grano fino y limolitas bandeadas con anillos de "Liesegang" limoníticos en superficie de intemperismo. Dichas rocas muestran evidencias de un hidrotermalismo penetrativo con desarrollo importante de cuarzo, montmorillonita, caolinita, epidota ferrífera e incipiente sericita. La pirita es parcialmente sedimentaria con aglomerados de cristales muy finos, a menudo automorfos y rotados enseñando "sombras" de presión. El oro es invisible en muestra de mano y en superficie pulida, lo cual, aunado a las características geológicas y modo de mineralización, permite comparar estos depósitos con los conocidos en Nevada como de tipo Carlin (Percival et al, 1988). El tipo Carlin es considerado como una variedad muy específica de los depósitos epitermales (Percival et al, 1988, Sillitoe y Bonham, 1990). La ausencia de vulcanismo asociado o de otras concentraciones estratiformes en las series sedimentarias del Cretácico inferior permiten deshechar hipótesis de origen volcánico exhalativo o sedimentario para estas concentraciones.

En la misma región opera desde hace unos años la Compañía Minera Santa Gertrudis, la cual ha cubicado en todo el distrito de Santa Gertrudis varios cuerpos con alrededor de 15

millones de toneladas y 2 g/t (Mendoza et al, 1993). Son yacimientos de un tipo similar a los de la mina Amelia. En la mina Maribel se conoce mineralización hidrotermal en lutitas fuertemente argilizadas con pirita y trazas de fluorita en forma diseminada y en vetillas entrecruzadas; existen leyes del orden de 5.8 g/t Au y 1 g/t Ag y hay más de 20 000 toneladas de mineral.

- Skarns.

En contraposición a los skarns de tungsteno y de metales base que abundantes en Sonora, los skarns de oro y plata son bastante raros. restringen a algunos yacimientos en la región de Alamos tales como Japón en México y Sara Alicia. Son depósitos pequeños inferiores a medio millón de toneladas de mineral. En Japón en México se tiene leyes de 9 g/t Au y 1 g/t Ag con contenidos importantes de Pb y Zn. En Sara Alicia hay 200 toneladas con 3.6 g/t Au, 4.9 g/t Ag y 0.32 % Co. De este mineral se han obtenido concentrados con 24 % As, 1 % de Co y más de 60 g/t Au. En dicho yacimiento se reconoce lollingita, safflorita, oro nativo y microinclusiones en sulfuros y eritro en la zona de oxidación. La mineralización es masiva en un skarn de granate y de piroxeno, muy parecida a otras que se asocian a mineralización de tungsteno o metales base (Pérez)

1985, mead et al, 1988). Los skarns se ubican en zonas de contacto de plutones granitoides laramídicos con series vulcanosedimentarias del Cretácico inferior (?).

- Placeres y paleoplaceres

Tienen una gran potencialidad económica y probablemente, algún día, podrían ser los yacimientos de oro en explotación mas grandes de Sonora. En la región de Trincheras (El Boludo-El Puerto-La Ciénega) se extraen a pequeña escala más de 100 kg de oro al año. A nivel regional, los placeres de oro se encuentran en conglomerados y terrazas aluviales con diferentes grados de consolidación. La edad de las rocas asociadas debe ser de diferentes épocas del Terciario superior. Dichas rocas forman la parte superior de series sedimentarias continentales depositadas en fosas tectónicas del sistema "Basin and Range".

En el Boludo y el Puerto de Camou, más de dos millones de toneladas de terreros son testimonio de grandes fiebres de oro en el pasado. Los yacimientos fueron descubiertos en 1779 y, durante la Segunda Guerra Mundial, más de diez mil gambusinos poblaron el área. El oro esta en la matriz de conglomerados y brechas bien compactados, intercalados con conglomerados de grano fino, areniscas y limolitas. Esta serie sedimentaria

reposa en discordancia sobre un complejo precámbrico metamórfico-sedimentario compuesto de: esquistos, augen-gneises, granitos, dolomías y cuarcitas (Pérez, 1981, Radelli y Pérez, 1992). El medio de depósito comprende abanicos aluviales cuyo mayor espesor parece estar controlado por paleorelieves. Se han observado tres horizontes mineralizados, el más importante de los cuales es el inferior, en contacto con el basamento ("bed rock"). El espesor de los mismos (con leyes superiores a de 10 g/t Au) es menor de un metro. El oro está como pepitas aplastadas sumamente puras y alrededor de los granos detríticos. Otros minerales pesados relacionados con el oro son granates, zircón, epidota y magnetita.

A escala local, el oro se asocia con minerales pesados de óxidos de fierro como magnetita, hematita e ilmenita. En el Placer del Aguila, por ejemplo, concentrados obtenidos en mesas vibratorias gravimétricas tienen más de 50 % de óxidos de fierro. Otros elementos detríticos importantes son: fragmentos de roca, cuarzo, feldespatos, zircón, granate (Vélez, 1987). Tanto cuarzo como feldespatos son angulosos a subredondeados. El oro está libre y es de tamaño entre 4 y 2500 micrones, eventualmente está incluido en los óxidos de fierro. Las leyes de los yacimientos es entre 0.3

y 1 g/t de Au.

ESTRUCTURAS Y YACIMIENTOS MINERALES

Las estructuras que se analizan aquí corresponden a fracturas y fallas pre-existentes a escala del yacimiento e independientemente del tipo de éste. Los datos que se tienen no son suficientes para hacer un análisis estadístico pero sí dan, de manera general, una representatividad de las direcciones estructurales más importantes de Sonora. Muchos de estos datos fueron colectados por nosotros y otros provienen de fuentes bibliográficas.

- Estructuras lineales

Las estructuras mineralizadas de Sonora son parecidas a los patrones posteriores del sistema "Basin and Range" el cual en Sonora Central-Chihuahua se comporta casi Norte-Sur, pero que en la Provincia del Desierto de Sonora toma direcciones de N60-90°W.

En relación con las rocas encajonantes el 70 % de las vetas se alojan en rocas ígneas originadas durante el periodo Cretácico superior-Oligoceno, el resto lo hace en rocas prelaramídicas. Las vetas en rocas paleozoicas y mesozoicas se distribuyen preferencialmente en dos tendencias: N60°-90°E y N40°-70°W (Pérez, 1985); mientras tanto, las estructuras en

rocas laramídicas y terciarias muestran los patrones: N70-90°E, N0°-30°E N10°-30°W (Fig. 4).

El hecho de que vetas mineralizadas en rocas sedimentarias prelaramídicas se orienten en general casi E-W, al igual que la cuenca de Formación Barranca y que otras estructuras tectónicas precretácicas sugiere que la dirección Este-Oeste de las vetas puede reflejar estructuras antiguas reactivadas.

- Estructuras anulares

En general se sabe que, a escala regional, numerosos yacimientos relacionan a estructuras tectónicas magmáticas de tipo caldera. En Sonora y Chihuahua se ha reconocido un número de estructuras anulares (Fig. 6). La mayor parte de ellas corresponden a calderas, pero eventualmente reconocen cúpulas de domos gneissicos de tipo "metamorphic core complex". Algunos yacimientos de oro en vetas e impregnaciones están en domos riolíticos resurgentes ubicados en los bordes de caldera como los de Mulatos, El Victor, La Dura (Mulatos), Amargosa, La Blanca, Cocinera Blanca, Cerro de Oro y otros.

+ Calderas mineralizadas y calderas estériles. La mineralización en calderas parece clara en la región de Ocampo, Chihuahua y Chichupá, Sonora (Cochemé, 1985). Una condición

necesaria para la concentración mineral en estas estructuras debe ser su composición andesítico-riolítica (calcoalcalina); en tanto que las estructuras andesítico-basálticas son estériles como en Tepoca (Cochemé, 1985) y Guaymas (Wilson, 1978). En los límites Sonora-Chihuahua existentes de las calderas más conocidas de la Sierra Madre Occidental: Ocampo, El Zapote y Tómochic (Fig. 5). La composición y la edad de las tres es muy parecida, así como sus estadios de formación, sin embargo las dos primeras están mineralizadas y la tercera sorprende por su pobreza mineral;

este último caso se puede justificar por un nivel de erosión poco desarrollado. En cualquier caso, no puede negarse que la mineralización en las calderas es netamente posterior a la formación de las propias calderas como ha sido constatado ya por otros autores (Lipman et al, 1976, Rytuba, 1981).

- Nivel de emplazamiento y nivel de erosión de los yacimientos

Wisser (1966) señala que hacia el basamento prevolcánico de la Sierra Madre Occidental los yacimientos tienen una relación Au/Ag inferior a 1/200. En la provincia de las Sierras y Valles Paralelos ningún depósito tiene una relación Au/Ag > 1/100, con excepción de los yacimientos en rocas paleozoicas (mantos) y de la mina La Colorada, donde al parecer hay un segundo evento de mineralización (Velasco, 1956). Se puede decir por lo tanto que se trata de yacimientos de plata-oro. En el ascenso del pueblo de Sahuaripa a Mulatos, hay un cambio de vetas con plata (mina La Chipriona) a domos auríferos (minas La Dura y Mulatos). En la provincia de la Sierra Madre Occidental, más de un 90 % de los yacimientos están entre 1000 y 2000 metros de altura. A elevaciones superiores a 2000 metros los depósitos son raros. Si se considera que el grupo volcánico del Eoceno-Oligoceno



Figura 5. Estructuras anulares y yacimientos minerales de Au-Ag en la Sierra Madre Occidental.

debe tener unos 1000 metros de espesor (y poca inclinación), se puede considerar que las diferencias de elevación corresponden al espesor del paquete volcánico que se reconoce como preferido por la mineralización. Volviendo al caso de las calderas del Zapote, Ocampo y Tómoche (Fig. 5), aún cuando las tres se parecen (Swanson y Mc Dowell, 1985), las dos primeras están mineralizadas y la última es estéril aflorando a elevaciones superiores a dos mil metros. Se puede entonces concluir que existe una zonificación vertical en los yacimientos de la Sierra Madre Occidental, con un incremento de la relación Au/Ag, a medida que los depósitos se aproximan al basamento prevolcánico de la Sierra. En el mismo sentido una guía práctica para la búsqueda de depósitos en esta provincia es que las mineralizaciones están entre 1000 y 2000 metros sobre el nivel del mar.

En el caso de los yacimientos de la provincia del desierto de Sonora, se trata de depósitos con una relación Au/Ag mucho más alta que los anteriores, las rocas encajonantes pueden ser precámbricas, jurásicas y terciarias. La mineralización, aunque claramente terciaria, se emplazó en niveles estructurales de la epizona (esquistos verdes). Por lo tanto dichos depósitos no sólo se emplazaron a mayor

profundidad que los de la Sierra Madre Occidental, sino que además han quedado al descubierto gracias a que el fenómeno de distensión fué más acentuado en la región del desierto.

ORIGEN DE LOS DEPOSITOS MINERALES

- Vetas epitermales

Estos depósitos, los más abundantes de Sonora, tienen una clara relación espacial y temporal con el magmatismo laramídico y del Terciario inferior. El vulcanismo calcoalcalino del Eoceno-Oligoceno (Cochemé, 1985) es el relacionado con la mineralización; mientras que el vulcanismo bimodal del Mioceno es estéril. El primer tipo de vulcanismo es contemporáneo con uno definido en la Sierra Madre Occidental, al sureste de Sonora como: "Upper Volcanic Series" (Mc Dowell y Clabaugh, 1979). Estas rocas parecidas se tienen para rocas volcánicas mineralizadas en la Sierra Madre Occidental: 27-29 Ma en Ocampo (Bockoven, 1980) y 30 Ma en Batopilas (Cameron et al, 1980). Por otra parte, los isótopos de estroncio indican un origen procedente del manto para las rocas volcánicas de Batopilas (Lanphere et al, 1986; Cameron et al, 1986), aún cuando en la región de Creel otros datos, tanto de estroncio, señalan una relación más cortical (Lanphere et al, 1986).

Es indudable que la mayor parte de estos yacimientos son de tipo epitermal, formados muy cerca de la superficie, en sistemas hidrotermales con aporte de aguas meteóricas, pero con un origen de los metales común con el de las rocas ígneas asociadas. Los modelos geológicos para estos yacimientos son muy conocidos en la literatura (Buchanan, 1981, Berger, 1982)

- Vetas mesotermales y zonas de cizalla

Por lo que se refiere a los yacimientos de la Provincia del Desierto de Sonora, estudios nuestros de inclusiones fluidas han permitido descubrir la presencia constante de inclusiones primarias acuo-carbonosas (H_2O-CO_2) y de inclusiones secundarias (tardías), de más baja temperatura y únicamente acuosas, con características de una composición pobre en NaCl equivalente. Dichas características han sido también reconocidas de manera independiente por otro investigador, con intereses científicos casualmente muy parecidos a los del suscrito (Albinson, 1989). La presencia de CO_2 en los yacimientos es característica de terrenos metamórficos y de depósitos en zonas de cizalla; también se interpreta como producto de degasificación de la corteza profunda o del manto. A

reserva de posteriores constataciones utilizando técnicas isotópicas, parece posible sugerir que el oro en la región, al igual que algunos granitos a los que se asocia la mineralización, debe tener un origen profundo. Lo anterior no implica que el oro provenga de los mismos granitos, sino que el origen para el oro y los granitos debe ser común. El ascenso de las soluciones hidrotermales se favorece a través de grandes estructuras de fallamiento normal (¿listrico?) durante la época distensiva del Terciario.

De acuerdo con lo anterior, los dos tipos de mineralización de metales preciosos de Sonora (Fig. 3): yacimientos epitermales y yacimientos mesotermales o en zonas de cizalla, aunque de la misma época, representan dos niveles diferentes de emplazamiento a nivel de la corteza, cuya continuidad espacial de uno a otro, queda como un problema metalogenético de primer orden y de consecuencias económicas importantes.

- Mantos y vetas en rocas sedimentarias

Sólo se encuentran yacimientos de este tipo en Sonora Central en series del Paleozoico inferior de las áreas de Soyopa y Bacanora: Mina México, San Cristobal, Tepehuaje, y otros. En Mazatán y Cobachí los yacimientos de barita estratiforme de

origen sedimentario mas importantes de México también están en la misma secuencia (Pregger, 1981, Noll, 1981, Córdova y Montijo, 1981). La ausencia de magmatismo asociado a los primeros depósitos mencionados, podría sugerir un origen sedimentario o vulcanogénico distal, aunque no se han definido concentraciones metálicas de este tipo en Sonora. No obstante, en San José de Gracia, Sinaloa, ha sido descrita mineralización de oro entre los planos de estratificación de pizarras, calizas y lutitas del Paleozoico (Rodríguez y Córdova, 1977). Por lo anterior, valdría la pena considerar una hipótesis de origen vulcanosedimentario, para los depósitos mencionadas en Sonora Central y Sinaloa.

- Placeres y Paleoplaceres.

Desde un punto de vista económico, lo que se conoce hasta ahora demuestra que las concentraciones de placer no han sido debidamente evaluadas. Las fosas tectónicas, abanicos aluviales en el borde de fallas y los paleorelieves, son las trampas más importantes a explorar. Los tipos de minerales pesados enseñan que la fuente de origen de los mismos y del oro, no es lejana. En Onavas la fuente deben ser las rocas del Paleozoico inferior y la Formación Barranca del Triásico-Jurásico. En Trincheras la

fuentes deben ser las vetas mesotermal y el zócalo precámbrico, mientras que en Sáríc y la Brisca, la fuente hay que buscarla en los yacimientos de t. Carlin dentro de las series cretácicas adyacentes.

- AIKEN, J.L., KISTLER, R.B. 1992. General geology of the Magdalena Basin, Sonora, Mexico. In: "Geology and Mineral Resources of Northern Sierra Madre Occidental, Mexico". Edited by K.F. Clark, J. Roldán-Quintana and R.H. Schmidt. El Paso Geological Society. 367-376.
- ALBINSON, T.F. 1989. Vetas mesotermales auríferas del sector Norte del Estado de Sonora. Memorias XVII Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C.: 19-40.
- ALLENCASTER, G. 1961. Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del Estado de Sonora, parte I. In: Paleontología del Triásico Superior de Sonora. Editado por Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México. Paleontología Mexicana. v. 11: 18-83.
- ANDERSON, T.H., SILVER, L.T. 1979. The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora. In: "Geology of Northern Sonora". Edited by T.H. Anderson and J. Roldán-Quintana. Geological Society of America, Annual Meeting Guidebook (Trip 27). 59-68.
- ANDERSON, T.H., SILVER, L.T. 1981. An overview of precambrian rocks. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista. 5-2: 131-137.
- ANDERSON, T.H. 1992. An overview of some aspects of sonoran geology. In: "Geology and Mineral Resources of Northern Sierra Madre Occidental, Mexico". Edited by K.F. J. Rodán-Quintana y R.H. Schmidt. El Paso Geological Society. 211-221.
- ARAUX-SANCHEZ, E., VEGA-GRANILLO, R. 1984. Geología y yacimientos minerales de la Sierra La Campaneria, municipio de Bacanora, Sonora Central. Tesis Profesional. Departamento de Geología, Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora.
- ARREOLA-RAZURA, L. 1976. Reconocimiento geológico-minero de las Sierras El Encinal y El Pinito, Municipios de Bacanora y Soyopa, Estado de Sonora. Tesis Profesional. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura. México, D.F.
- BARRERA-MORENO, E., DOMINGUEZ-PERLA, E. 1987. Geología de la carta Tonichi (H12D65) con énfasis en el Paleozoico, porción central del Estado de Sonora. Tesis profesional, Departamento de Geología, Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora.
- BERGER, B.R., EIMON, P.E. 1982. Comparative models of Epithermal silver-gold deposits. Society of Mining Engineers, Annual meeting. Preprint: 82-13.
- BOCKHOVEN, N.T. 1980. Reconnaissance geology of the Yécora-Ocampo area, Sonora and Chihuahua, Mexico. PhD Thesis. University of Texas, Austin.

- BUCHANAN, L. 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. In: "Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera". Edited by W.R. Dickinson and W.D. Payne. Arizona Geological Society Digest, v. 14: 237-261.
- CAUDILLO, S.G., OVIEDO, L.F. 1990. Geología del área de Quitovac, Municipio de Puerto Peñasco Sonora. Tesis Profesional, Departamento de Geología. Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora.
- CAMERON, K.L., CAMERON, M., BAGBY, W.C., MOLL, E.J. 1980. Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico. *Geology*. 8: 87-91.
- CAMERON, K.L., CAMERON, M., BARREIRO, B. 1986. Origin of voluminous mid-tertiary ignimbrites of the Batopilas region, Chihuahua: Implications for the formation of continental crust beneath the Sierra Madre Occidental. *Geofísica Internacional*. 25-1: 39-59.
- CAMERON, M., BAGBY, W.C., CAMERON, K.L. 1980. Petrogenesis of voluminous Mid-Tertiary Ignimbrites on the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, México. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 74: 271-284.
- CERVANTES-RIVERA, A., OCHOA-LANDIN, L. 1984. Reconocimiento geológico económico de algunos prospectos en el área de Caborca-Sonoyta y Agua Prieta. Reporte interno, Cobre de Hércules. Hermosillo, Son.
- CEVALLOS, F.S., WEBER, R. 1980. Arquitectura, estructura y ambiente de depósito de algunos estromatolitos del Precámbrico sedimentario de Caborca, Sonora. *Revista. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*. 4-2: 97-103.
- COACHEME, J.J. 1985. Le magmatisme cénozoïque dans le nordouest du Mexique. Cartographie de la région Yecora-Maycoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction magmatique et du passage à un régime distensif. These Docteur ès Sciences. Université d'Aix Marseille, Fac. des Sciences et Techniques de St. Jerome. France.
- COACHEME, J.J., DEMANT, A. 1991. Geology of the Yecora area, northern Sierra Madre Occidental, México. In: "Studies of Sonoran Geology". Edited by E. Pérez-Segura and C. Jacques-Ayala. Geological Society of America. Special Paper 254: 81-94.
- COOPER, G.A., ARELLANO, A.R. 1946. Stratigraphy near Caborca, N. Sonora, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 30: 606-611.
- CORONA, F. 1980. Reconnaissance geology of Sierra La Gloria
- CORDOVA-BARRIOS, M., MONTIJO-CONTRERAS, O. 1982. Geología del área Sur del depósito de barita de Cobachi, Sonora. Tesis Profesional. Departamento de Geología, Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora.

- and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico. Master in Science Thesis. University of Pittsburgh. Pennsylvania, USA.
- DAMON, P., SHAFIQUILLAH, M., CLARK, K.F. 1981. Age trends of igneous activity in relations to metallogenesis in the Southern Cordillera. In: "Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera". Edited by W.R. Dickinson and W.D. Payne. Arizona Geological Society Digest, v. 14: 137-154.
- DAMON, P.E., SHAFIQUILLAH, M., ROLDAN, Q. J. COCHEME, J.J. 1983. El Batolito Laramide (90-40 m.a.) de Sonora. In Memoria de la XV Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C. Guadalajara, Jalisco. 63-95.
- DAMON, P.E., LIVINGSTON, D.E., MAUGER, R.L., GILETTI, R.J., PANTOJA, A.J. 1962. Edad del Precámbrico "Anterior" y de otras rocas del zócalo de la región de Caborca-Altar de la parte noroccidental del Estado de Sonora. Boletín del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México. 64-2: 11-44.
- DE JONG, K., ESCARCEGA, J., DAMON, P.E. 1988. Eastward thrusting, southwestward folding, and backsliding in the Sierra La Vibora, Sonora, México. Geology. 16: 904-907.
- DICKINSON, W.R. 1981 Plate tectonic evolution of the Southern Cordillera. In: "Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera". Edited by W.R. Dickinson and W.D. Payne. Arizona Geological Society Digest, v. 14: 113-135.
- DOMINGUEZ-LARA, E. 1983. Informe geológico de las minas Cocinera Blanca, Ampliación Cocinera Blanca y La Blanca. Reporte interno del autor. Hermosillo, Sonora.
- DUMBLE, E.T. 1900. Notes on the Geology of Sonora. Transactions American Institute of Mining Engineers. 29: 122-152.
- FLORES, T. 1929. Reconocimientos geológicos en la región central del Estado de Sonora. Instituto Geológico de México. 49.
- GAMIÑO, H., ISLAS, J. 1986. Geología y mineralización del yacimiento de Mulatos, Sonora. Libro de resúmenes de la VIII Convención Geológica Nacional.
- GARCIA Y BARRAGAN, J.C. 1992. Geology of the Western Cerros El Amol, Altar, Sonora, Mexico. Master in Science Thesis. University of Cincinnati. Cincinnati, USA.
- GONZALEZ-LEON, C. 1982. La Formación Antimonio (Triásico superior-Jurásico Inferior) en la Sierra del Alamo, Estado de Sonora. Notas Geológicas. Boletín de la Asociación de Egresados de Geología de la Universidad de Sonora y de la Delegación Noroeste de la Sociedad Geológica Mexicana. 3: 9-12.
- HARDY, L.R. 1973. The geology of an allochthonous Jurassic sequence in the Sierra de Santa Rosa, northwest Sonora, Mexico. Master in Science Thesis.

- California State University.
San Diego, USA.
- HAXEL, G.B., TOSDAL, R.M., MAY, D.J., WRIGHT, J.E. 1984. Latest Cretaceous and Early Tertiary orogenesis in south-central Arizona: Thrust faulting, regional metamorphism and granitic plutonism. Geological Society of America Bulletin. 96: 631-653.
- HERRERA-URBINA, S., PEREZ-SEGURA, E. 1990. Facies de metamorfismo en las secuencias de las inmediaciones del poblado de Estación Llano, Sonora. Boletín del departamento de Geología UNISON. 7-1,2: 7-28.
- JACQUES-AYALA, C. 1983. Sierra El Chanate, NW Sonora, México: Stratigraphy, sedimentology, and structure. Master in Science Thesis. University of Cincinnati. Cincinnati, USA.
- JACQUES-AYALA, C., GARCIA Y BARRAGAN, J.C., DE JONG, K. 1990. Caborca-Altar Geology: cretaceous sedimentation and compression. Tertiary uplift and extension. In: "Geologic Excursions through the Sonoran Desert Region, Arizona and Sonora". Edited by G.E. Gehrels and J.E. Spencer. Arizona Geological Survey. Special Paper 7: 165-182.
- KING, R.E. 1939. Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico. Geological Society of America Bulletin. 50-11: 1625-1722.
- LANPHERE, M. CAMERON, K.L., CAMERON, M. 1980. Sr isotopic geochemistry of voluminous rhyolitic ignimbrites and related rocks of Batopilas area, Western Mexico. Nature. 5773: 594-596.
- LIPMAN, P.W., et al. 1976. Multiple ages of Midtertiary in the Western San Juan Mountains, Colorado. Economic Geology. 71: 571-588.
- LONGORIA, J.F., GONZALEZ, 1979. Estudios estratigráfico-estructurales en el Precámbrico de Sonora: geología de los cerros El Arpa y Gamuza. Boletín del Departamento de Geología UNISON. 2-2: 106-149.
- LONGORIA, J.F., PEREZ, V.A. 1979. Bosquejo geológico de los Cerros Chino y Rajón, cuadrángulo Pitiquito-La Primavera (NW Sonora). Boletín del Departamento de Geología UNISON. 1-1: 119-144.
- MCDOWELL, F.W., CLABAUGH, S.E. 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. In: "Ash Flow Tuffs". Edited by C.E. Chapin and W.E. Elston. Geological Society of America. Special Paper 180: 113-124.
- MEAD, R.D., KESLER, S.E., FOLAND, K.A., JONES, L.M. 1988. Relationship of Sonoran Tungsten Mineralization to the Metallogenic Evolution of Mexico. Economic Geology. 83: 1943-1965.
- MENDOZA, H.A., GOMEZ, S.D., and McKELVY, G. 1993. Geology and exploration of the Santa Gertrudis Gold District, Sonora, Mexico. Proceedings of the Society of Mining

- Engineers Annual Meeting.
Reno, Nevada.
- MEZA-FIGUEROA, D. 1992. Estudio metalogenético de los yacimientos de oro de Tajitos, Sonora. Tesis Profesional. Departamento de Geología, Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora.
- MINERO NOTICIAS. 1985. La actividad minera en Sonora. 111: 3-8.
- NERANDA-GASCA. M., DE JONG, K. 1992. The Magdalena mid-Tertiary extensional basin. In: "Geology and Mineral Resources of Northern Sierra Madre Occidental, Mexico". Edited by K.F. Clark, J. Roldán-Quintana and R.H. Schmidt. El Paso Geological Society. 377-384.
- MORALES-MONTAÑO, M. 1984. Bosquejo geológico del cuadrángulo Estación Llano-Imuris. Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora. 1-1: 25-49.
- NOLL, J.H. 1981. Geology of the Picacho Colorado Area, Northern Sierra de Cobachi, Central Sonora, Mexico. Master in Science Thesis. Northern Arizona University. Flagstaff, Arizona, USA.
- POURSE, J.A. 1990. Tectonostratigraphic development and strain history of the Magdalena metamorphic core complex, northern Sonora. In: "Geologic Excursions through the Sonoran Desert Region, Arizona and Sonora". Edited by G.E. Gehrels and J.E. Spencer. Arizona Geological Survey. Special Paper 7: 155-164.
- PADILLA-LARA, P. 1986. geología y evaluación del proyecto Quitovac, Sonora. Reporte interno del autor.
- PERCIVAL, T.J., BAGBY, W.C., RADTKE, A.S. 1988. Physical and chemical features of precious-metal deposits hosted by sedimentary rocks in the western United States. In: "Bulk mineable precious metal deposits of the western United States". Edited by R.W. Schafer, J.J. Cooper, P.G. Vikre. Geological Society of Nevada: 11-34.
- PEREZ-SEGURA, E. 1985. Carta Metalogenética de Sonora 1:250 000-Una Interpretación de la Metalogenia de Sonora. Gobierno del Estado de Sonora-Universidad de Sonora.7.
- PEREZ-SEGURA, E. 1989. Descubrimiento de una paragénesis de Au-Te en el yacimiento de San Francisco, Sonora. XVIII Convención Nacional de la Asociación Nacional de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C. Memorias Técnicas: 63-79.
- PEREZ-SEGURA, E. 1990. A new Au-Te paragenesis in Sonora, Mexico. Geological Society of America. 86 th. Annual meeting, Cordilleran Section. Abstracts with Programs.
- PEREZ-SEGURA, E. 1981. Evaluación preliminar de los depósitos minerales de El Boludo, El Tiro, Trincheras, Sonora. Reporte interno del autor.

- PEREZ-SEGURA, E. CHEILLETZ, A. 1991. Mineralization and age of the San Francisco gold deposit, northern Sonora, Mexico. Society for mining, metallurgy and exploration, Inc. 120th AIME Annual Meeting, Denver, Colorado.
- PEREZ-SEGURA, E. y CALMUS, T. 1991. Características y significado metalogenético del yacimiento de oro de Tajitos, Estado de Sonora. In: Memoria "Convención sobre la evolución geológica de México". Editado por: Raúl Rubinovich-Kogan y Ana Luisa Carreño. Hidalgo, Pachuca. 158-160.
- PREGGER, B.H. 1981. The geology and origin of the Cobachi, Barite Deposit, Northern Sierra Cobachi, Mexico. Master in Science Thesis. Northern Arizona University. Flagstaff, Arizona, USA.
- PUBELLIER, M. 1987. Relations entre domaines cordilleraire et mesogéen au nord du Mexique; étude géologique de la vallée de Sahuaripa, Sonora Central. Thèse de l'Université de Paris 6. France.
- PUBELLIER, M., RANGIN, C. 1987. Mise en évidence d'une phase Cénomano-Turonien en Sonora Central (Mexique). Consequences sur les relations structurales entre domaine cordilleraire et domaine tethysien. Comptes Rendues de l'Académie des Sciences de Paris. 305-II: 1093-1098.
- RADELLI, L., 1986. The Planchas de Plata silver mineralization, north Sonora, northwest Mexico. Boletín del Departamento de Geología UNISON. 3-2: 1-11.
- RADELLI, L., MENICUCCI, H., MESNIER, Ph., ARAUX, E., CALMUS, T., AMAYA, R., BARRERA, M., DOMINGUEZ, E., NAVARRO, L., SOTO, C. 1987. Allochthonous Paleozoic bodies of Central Sonora. Boletín del Departamento de Geología UNISON. 4-1,2:1-15.
- RADELLI, L., CALMUS, T. 1988. Suture et nappes d'âge névadien sur la bordure sud du Colorado Colorado, Arizona, U.S.A.; Sonora, Mexique). Géologie Alpine, Grenoble, France. 66: 57-100.
- RADELLI, L., PEREZ-SEGURA, E. 1992. The gold placer of El Boludo, northern Sonora, Mexico. Boletín del Departamento de Geología UNISON. 9-1: 63-80.
- RANGIN, C. 1982. Contribution à l'étude géologique du système cordilleraire du nord-ouest du Mexique. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences. Université Pierre et Marie Curie. Paris, France.
- RICHARD, D. 1991. De la subduction à l'extension intra-continentale: Plutonisme et gisements de tungstène de l'Etat de Sonora (Mexique). Thèse de doctorat. Université de Paris XI. Orsay, France.
- ROLDAN-QUINTANA, J. 1991. Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, Mexico. In: "Studies of Sonoran Geology". Edited by E. Pérez-Segura and C. Jacques-Ayala. Geological Society of America. Special Paper 254: 69-80.
- ROLDAN-QUINTANA, J. 1990. Geology of the Tonibabi Quadrangle in Northeastern Sonora, México.

Geological Society of America.
86th Annual Meeting
Cordilleran Section. Abstracts
with Programs.

ROLDAN-QUINTANA, J., CLARK, K.
1992. An overview of the
geology and mineral deposits
of Northern Sierra Madre
Occidental and adjacent areas.
In: "Geology and Mineral
Resources of Northern Sierra
Madre Occidental, Mexico".
Edited by K.F. Clark, J.
Roldán-Quintana and R.H.
Schmidt. El Paso Geological
Society. 39-65.

ROLDAN-QUINTANA, J., MCDOWELL, F.
1992. The Baucarit Formation
in the Río Yaqui area,
municipality of Onavas,
Sonora. In: "Geology and
Mineral Resources of Northern
Sierra Madre Occidental,
Mexico". Edited by K.F. Clark,
J. Roldán-Quintana and R.H.
Schmidt. El Paso Geological
Society. 223-228.

RYTUBA, J. 1981. Relation of caldera
to ore deposits in the Western
United States. In: "Relations
of Tectonics to Ore Deposits
in the Southern Cordillera".
Edited by W.R. Dickinson and
W.D. Payne. Arizona Geological
Society Digest, v. 14: 227-
235.

SHILLITOE, R., BONHAM, H.F. 1990.
Sediment hosted gold deposits:
Distal products of magmatic-
hydrothermal systems. *Geology*.
18: 157-161.

SOSSON, M., CALMUS, T. 1990. Early-
late Cretaceous overthrusting
in northern Sonora (Mexico)
responsible for a large
displacement of the nevadian
belt, In: "Tectonics of
Circum-Pacific Continental

Margins". Edited by J. Aubouin
and J. Bourgois. 37-40.

SOTO, M.A., IBARRA-SERRANO, A. 1992.
Mulatos gold deposit, Sonora,
Mexico. In: "Geology and
Mineral Resources of Northern
Sierra Madre Occidental,
Mexico". Edited by K.F. Clark,
J. Roldán-Quintana and R.H.
Schmidt. El Paso Geological
Society. 229-238.

SOTO-CONTRERAS, L., NAVARRO-MARTINEZ,
L. 1987. Geología de la carta
Tecoripa (H12D64), porción
este central del Estado de
Sonora-Nuevas contribuciones
al Paleozoico. Tesis
profesional, Departamento de
Geología. Universidad de
Sonora. Hermosillo, Sonora.

STEWART, J.H. 1978. Basin-Range
structure in Western North
America: a Review. *Geological
Society of America. Memoir*
152.

STEWART, J.H., MCMENAMIN, A.M.,
MORALES-RAMIREZ, J.M. 1984.
Upper Proterozoic and Cambrian
rocks in the Caborca region,
Sonora, Mexico: Physical
stratigraphic,
biostratigraphy, paleocurrent
studies, and regional
relations. *United States
Geological Survey. Professional
Paper* 1309.

STEWART, J.H., POOLE, F.J., KETNER,
B.K., MADRID, J.R., ROLDAN,
Q.J., AMAYA, M.R. 1990.
Tectonics and stratigraphy of
the Paleozoic and Triassic
southern margin of North
America, Sonora, Mexico. In:
"Geologic Excursions through
the Sonoran Desert Region,
Arizona and Sonora". Edited by
G.E. Gehrels and J.E. Spencer.
*Arizona Geological Survey.
Special Paper* 7: 183-202.

- SWANSON, E.R., McDOWELL, F.W. 1985. Geology and geochronology of the Tomochic caldera; Chihuahua, Mexico. Geological Society of America Bulletin. 96: 1477-1482.
- WILSON, I.F., ROCHA, V.S. 1946. yacimientos de carbón de la región de Santa Clara, municipio de San Javier, Estado de Sonora. Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales. Boletín 49.
- RODRIGUEZ-TORRES, R.T., CORDOVA, D. 1977. Atlas Geológico y evaluación geológico-minera del Estado de Sinaloa. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- WISSER, E., 1966. The epithermal precious metal province of Northwest Mexico. Nevada Bureau of Mines. 13: 63-92.
- VAZQUEZ, A. 1975. Economic Geology of the Alamos Mining District. Master in Science Thesis. University of Arizona. Arizona, USA.
- VELASCO, R. 1946. Report on reconnaissance examination of La Colorada Group near Hermosillo, Sonora, Mexico, The Cananea Consolidated Copper Company. Internal Report.
- VELEZ, C. 1987. Estudio mineralógico de los placeres del Aguila, Onavas, Sonora. Reporte interno, Servicios Industriales Peñoles, S.C.L.
- WARK, D., MCDOWELL, F., KEMPTER, K., SWANSON, E. 1992. Geology and magmatic history of the Tomochic volcanic center, Sierra Madre Occidental. In: "Geology and Mineral Resources of Northern Sierra Madre Occidental, Mexico". Edited by K.F. Clark, J. Roldán-Quintana and R.H. Schmidt. El Paso Geological Society. 139-151.
- WILSON, R.T. 1978. Reconnaissance geology and petrology and petrology of the San Carlos Area, Sonora, Mexico. Master in Science Thesis. Arizona State University.

AMBIENTE ESTRUCTURAL EN LA FRONTERA NORTE DEL BLOQUE JALISCO

J. Rosas-Elguera¹⁾, J. Nieto-Obregón²⁾ & J. Urrutia-Fucugauchi³⁾

- (1) Centro de Ciencias de la Tierra, Universidad de Guadalajara, Juan N. Cumplido No. 36, 44100 Guadalajara, Jal., México
(2) División en Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Del. Coyoacán, 04510 México, D.F.
(3) Laboratorio de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Del. Coyoacán, 04510 México, D. F.

RESUMEN

El Bloque Jalisco es una morfoestructura regional ubicada al occidente de México. Aquí se sugiere que el límite norte del Bloque Jalisco está definido por una serie de depresiones tectónicas de dirección general NW-SE cuya traza tiene forma de Z alargada. Las principales características de estas depresiones son: a) el bloque hundido es siempre el bloque SW; b) el bloque hundido está basculado hacia el norte; c) el límite norte de estas cuencas tiene una dirección E-W la cual (hacia el oriente) cambia a NW-SE. La fase tectónica reciente que ha afectado a las depresiones está asociada con una dirección de extensión NE-SW. El análisis de la estructura de las cuencas tectónicas no apoyan la posibilidad de que el Bloque Jalisco esté derivando hacia el NW a lo largo de un sistema transcurrente diestro. Aquí se postula que la depresiones que constituyen la frontera norte del Bloque Jalisco se originaron como consecuencia de una fase extensional de dirección NE-SW provocada por el movimiento hacia el SW del Bloque Jalisco. Intrínsecamente, esta interpretación conlleva a dos observaciones: a) cuestiona la existencia del Graben de Tepic; aquí sugerimos que un sistema de medios grábenes explicaría mejor los rasgos observados y b) plantea un esquema donde las estructuras que conforman el Graben de Colima tendrían una componente lateral izquierda.

ABSTRACT

Jalisco Block is major morphostructure located at west side of Mexico. Northern border of Jalisco Block is conformed by tectonic depressions running NW-SE. Fault-traces have a elongate Z pattern. Main characteristics of these depressions are: a) down-block is always SW-block; b) down-block is tilting northward; c) fault-traces trending E-W changing eastward to NW-SE trend. Earlier tectonic phase of the basins is associated with a NE-SW extension. The possibility that Jalisco Block is drifting to northwest along dextral fault system is not supported by the analysis of the structure of these depressions. We suggest that they are the response to an extensional phase trending NE-SW which has been provoked by the SW movement of the Jalisco Block. Intrinsically, two major conclusions rise up from this interpretation: a) controversy about existence of the Tepic Graben; we propose that our observations agree with a half-grabens system, and b) left-lateral component would be associated with the structures making up the Colima graben.

1.- INTRODUCCION

La tectónica cenozoica del occidente de México se ha desarrollado en un ambiente muy dinámico a lo largo de su historia debido a: la continua subducción de la placa oceánica por debajo de la placa continental (Bourgois et al., 1988; Luhr et al., 1985; Atwater, 1970), los cambios de las direcciones de movimiento relativo entre placas, los saltos hacia el continente de la Cresta del Pacífico Oriental que han venido ocurriendo desde hace 12 Ma (Mammerickx y Klitgord, 1982) y a la apertura del Golfo de California (Gastil y Jensky, 1973). El marco geodinámico actual del occidente de México está influenciado por la interacción de la placa de Rivera, la Placa de Cocos, la placa de Norteamérica, la oblicuidad y los diferentes ángulos de la subducción a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. En este ambiente se encuentra situado el Bloque de Jalisco (Fig. 1).

El marco morfoestructural del occidente de la Faja Volcánica Transmexicana está dominado por cuencas tectónicas y cadenas montañosas. Las orientaciones principales de las depresiones tectónicas son E-W (graben de Chapala), N-S (graben de Colima) y

NW-SE (graben de Tepic) (Fig. 1). Los orígenes de estos grábenes han sido objeto de recientes discusiones (Serpa et al., 1992; Rosas-Elguera, 1991; Delgado-Granados, 1991; DeMets y Stein, 1990; Delgado-Granados y Urrutia-Fucugauchi, 1986; Luhr et al., 1985). En general, las depresiones tectónicas muestran expresiones morfológicas características tales como las elongadas, colinas alineadas y es común encontrarlas asociadas a sedimentos recientes, actividad volcánica y geotérmica, eventualmente, con manifestaciones de hidrocarburos.

Respecto al movimiento del Bloque Jalisco son dos las propuestas básicas: a) que el Bloque Jalisco deriva hacia el NW a lo largo de un sistema diestro (Alvarado et al., 1991; Garduño y Tibaldi, 1991; Garduño, 1988; Bourgois et al., 1988; Pasquaré et al., 1988) b) Nieto et al. (1985) y Harris y Johnson (1988) postulan la posibilidad de un sistema siniestro a lo largo del Río Grande de Santiago. En ambos casos el límite del Bloque Jalisco lo establecen a la altura del Río Grande de Santiago. Recientemente, Guzmán de la Cruz (1989) sugirió una dirección de

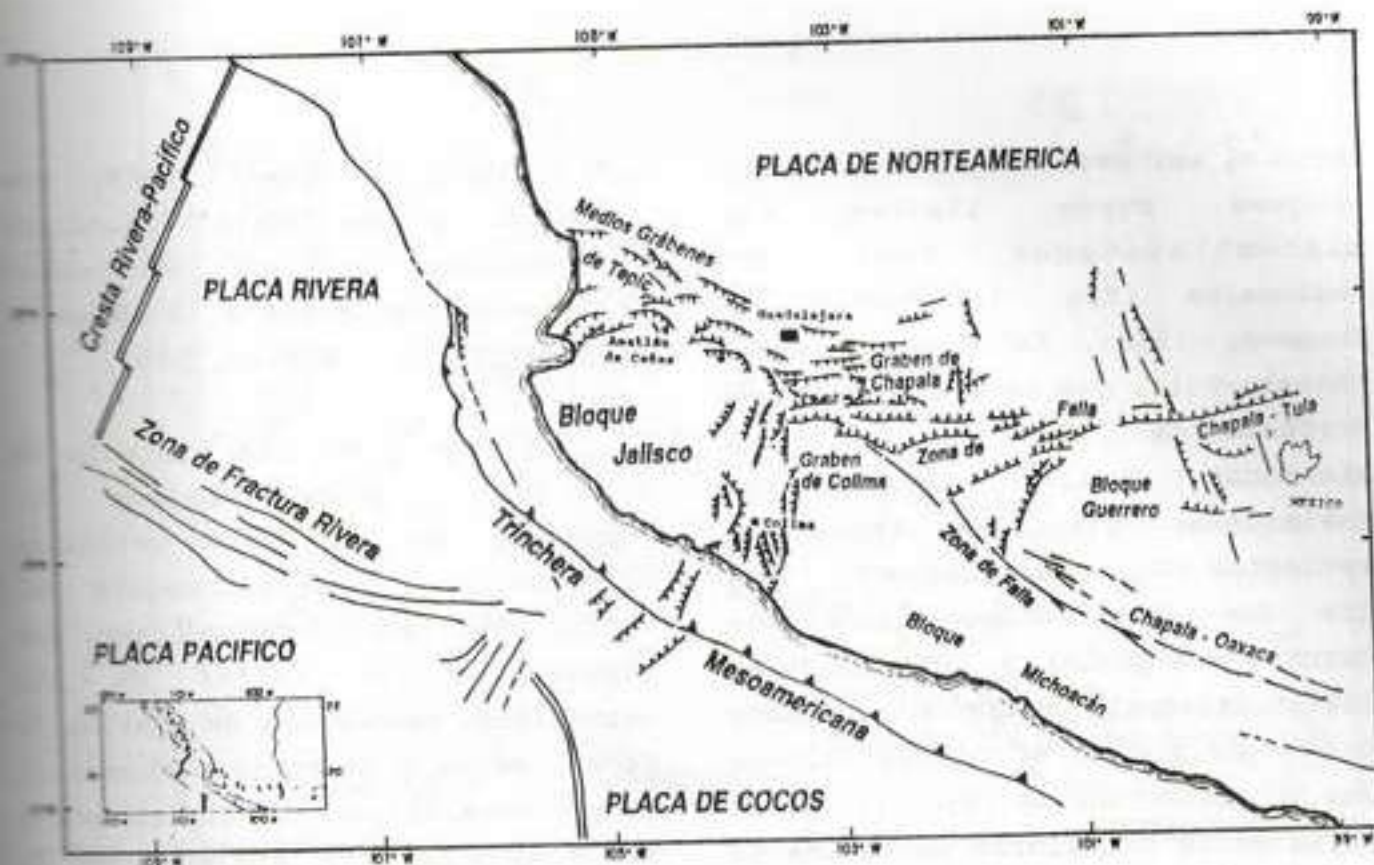


Figura 1.- Ambiente geodinámico en el occidente de México y rasgos neotectónicos de su parte central donde se muestran las principales estructuras regionales. El Bloque Jalisco está definido por el Graben de Colima, la Trinchera Mesoamericana y el sistema de medios grábenes de Tepic. Las zonas de falla Chapala-Oaxaca y Chapala-Tula son transcurrentes sinistras. Los triángulos en el recuadro son volcanes que indican la distribución de la Faja Volcánica Transmexicana. Adaptado de Rarrison y Johnson (1988) y DeMets y Stein (1990).

extensión NE-SW en la Depresión de Amatlán de Cañas.

Con el propósito de contribuir al conocimiento de la frontera norte del Bloque Jalisco y de su problemática, aquí se hace una síntesis de algunos de los resultados publicados que, en conjunto, con el análisis e interpretación de las depresiones que conforman el marco morfoestructural de la porción NW de la Faja Volcánica Transmexicana, se

discuten en términos de un mecanismo extensional que involucra el movimiento hacia el S-SW del Bloque Jalisco, originando las depresiones aquí descritas y discutidas. El análisis morfotectónico se llevó a cabo con mapas hipsográficos (escala 1:250 000) y con imágenes de satélite Landsat (escala 1:1 000 y 1: 500 000).

2.- LIMITES DEL BLOQUE JALISCO

La zona central de México es una región tectónicamente activa que

hacia el sur está dividida en varios bloques cuyos límites son discontinuidades tectónicas regionales (Fig. 1; Harrison y Johnson, 1988). La zona de Falla Chapala-Tula, que separa la Placa de Norteamérica de los bloques Michoacán y Guerrero (Fig. 1), tiene movimientos laterales izquierdos recientes (Harrison y Johnson, 1988) que han sido documentados por Urrutia-Fucugauchi y Böhnel (1988; 1987). Hacia el occidente, el Graben de Colima separa el Bloque Jalisco del Bloque Michoacán (Fig. 1). En la parte norte del Graben de Colima el desplazamiento vertical es de 2.5 km y ocurrió en los últimos 4.9 millones de años (Allan, 1986). Es posible que el Graben de Colima se prolongue hacia el mar y junto con la Falla Barra de Navidad, constituyen el límite activo del Bloque Jalisco (Bourgeois et al., 1988). DeMets y Stein (1990) sugirieron que el Graben de Colima pudiera ser una cuenca tensional pasiva como respuesta al movimiento hacia el SE del Bloque Michoacán a lo largo de la zona de Falla Chapala-Oaxaca de carácter izquierdo (Fig. 1). La porción occidental y sur del Bloque Jalisco está limitada por la Trinchera Mesoamericana. Las características más peculiares de esta frontera son su oblicuidad de

20° (Molnar y Sykes, 1969) con respecto a la Faja Volcánica Transmexicana y sus diferentes ángulos de subducción a lo largo de la fosa (Pardo y Suárez, 1992).

La Fig. 2 es una síntesis de los rasgos morfotectónicos del occidente de la Faja Volcánica Transmexicana, específicamente del sector norte del Bloque Jalisco. Las trazas de las fallas de las depresiones tectónicas de Amatlán de Cañas, Ameca y Atotonilco-Zacoalco, y que constituyen el límite norte del Bloque Jalisco, tienen forma de Z alargada con una dirección general NW-SE. El basculamiento de estas depresiones es consistentemente hacia el N-NE lo que, en conjunto, provoca una estructura del tipo medios-grábenes más que un graben. Este ambiente estructural, a priori, cuestionaría la existencia del Graben de Tepic.

Los rocas volcánicas Pliocuaternarias ubicados al SE de Tepic (Fig. 2) son de afinidad calcoalcalina y alcalina, las primeras son volumétricamente predominantes y forman estratovolcanes mientras que las alcalinas, de menor volumen, están asociadas con fisuras profundas (Nelson y Carmichael,

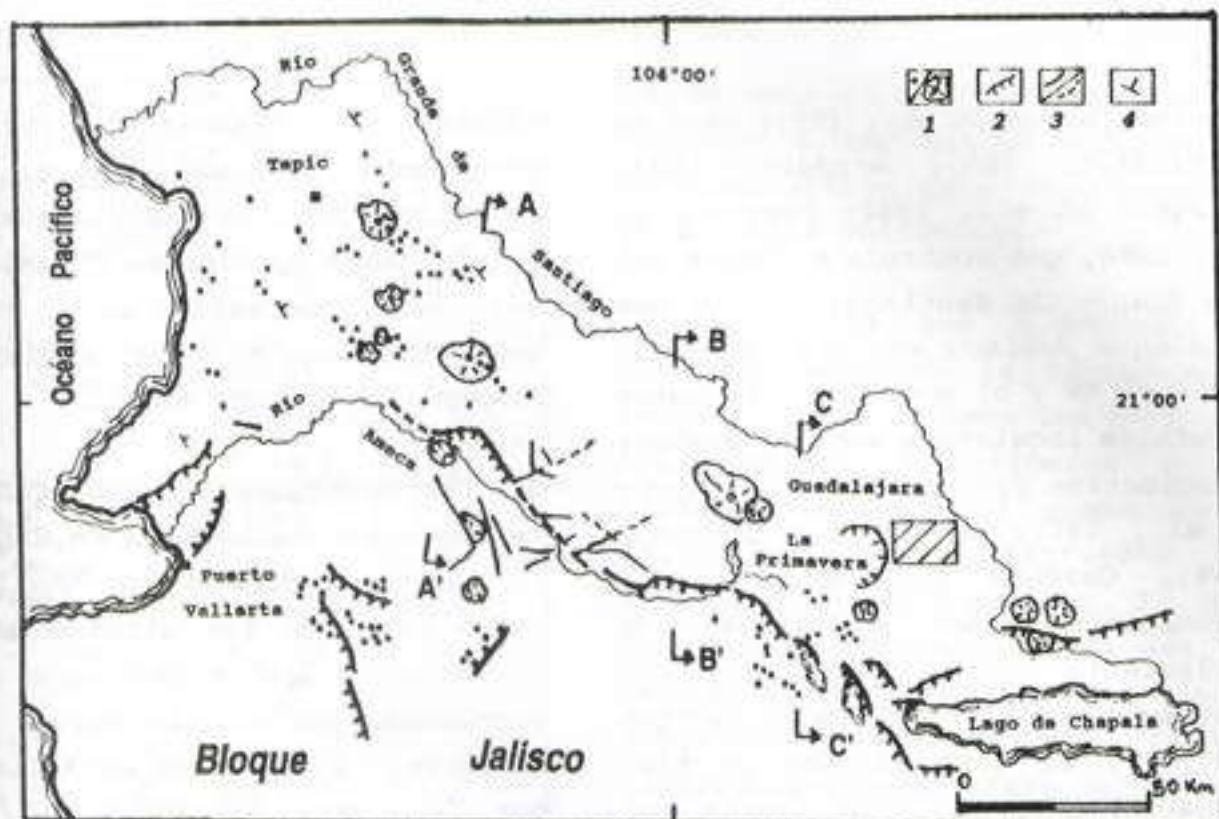


Figura 2.- Síntesis del ambiente volcánico y tectónico de la parte norte del Bloque Jalisco. Nótese: a) la dirección general NW-SE y la forma de Z alargada de las trazas de las fallas que conforman la frontera norte del Bloque Jalisco y que controlan el cauce del Río Ameca; b) La disposición de las trazas de las fallas en la región de Talpa-Mascota; c) la gran similitud de los cauces de los ríos Grande de Santiago y Ameca. 1, Volcanes; 2, Falla Normal; 3, Falla o fractura indiferenciada; 4, Inclínación de la estratificación.

1984; Nelson y Livieres, 1986). En la misma región de Tepic los estratos volcánicos pre-pliocénicos generalmente buzan 30° - 40° NE (Gastil et al., 1979 a y b, Fig. 2). En el área de Tepic, existen varios grupos de volcanes y cráteres que forman cadenas cuya dirección es $N45^{\circ}$ W (Gastil et al., 1979 a y b) que indican un sistema de fracturas cuya dirección de extensión máxima sería NE-SW, ortogonal a la dirección de los volcanes. hacia el oriente de

Puerto Vallarta (Fig. 2) se ha desarrollado el campo volcánico de Mascota-Talpa que contiene numerosos volcanes cuaternarios de composición alcalina y calcoalcalina (Lange y Carmichael, 1990).

Básicamente existen dos propuestas para explicar el movimiento del Bloque Jalisco: a) que el límite norte del Bloque Jalisco está controlado por un sistema transcurrente lateral

derecho (Allan et al., 1991; Garduño y Tibaldi, 1991; Garduño, 1988; Bourgois et al., 1988; Pasquaré et al., 1986) que controla el cauce del Río Grande de Santiago, por lo que el Bloque Jalisco estaría derivando hacia el NW y b) que los movimientos laterales izquierdos son los mayores y dominantes para este sector (Nieto et al., 1985; Harrison y Johnson, 1988). Garduño y Tibaldi (1991) reconocieron dos sistemas de fallamiento en el Río Grande de Santiago: uno normal de dirección $N40^{\circ}-75^{\circ}$, el otro sistema de tipo transcurrente, y que corta al anterior, tiene una dirección $N110^{\circ}-150^{\circ}$, en este sistema las fallas laterales izquierdas son miocénicas y las derechas del Plio-Cuaternario. Sin embargo, la fase tectónica más recientes para este sector está asociada con una distensión de dirección NE-SW (Michaud et al., 1991).

Los estudios de neotectónica sugieren que a partir del Graben de Chapala, y hacia el oriente, los movimientos izquierdos son los dominantes (Harrison y Johnson, 1988; Urrutia-Fucugauchi y Böhnell, 1988; 1987), mientras que hacia el occidente no se han identificado rotaciones de bloques como cabría esperar en un ambiente transcurrente

(diestro o siniestro) (Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera, 1993, sometido). Así, es posible que hacia el occidente del Graben Chapala esté actuando un mecanismo en el cual la participación de los movimientos transcurrentes sea menor.

3.- LAS DEPRESIONES TECTÓNICAS

La Depresión de Amatlán de Cañas

En la Depresión de Amatlán de Cañas (Fig. 3) las alturas máximas de la cuenca son de 1000 msnm y está seccionada por el Río Ameca. Hacia el norte, la depresión está limitada por la Sierra del Guamuchil cuyas elevaciones mayores son de 1500 msnm. Lo bien preservado de las facetas triangulares del escarpe que limita la planicie de la sierra evidencia lo reciente de la estructura. En la Depresión de Amatlán de Cañas se desarrolló el campo volcánico de Amatlán de Cañas (Nieto-Obregón et al., 1992).

Las rocas basales de la Sierra del Guamuchil consisten en dioritas, granodioritas, monzodioritas y gabros cuyas edades varían entre los 40.8 y 97.6 Ma (Gastil et al., 1979 a y b) que subyacen a ignimbritas riolíticas y tobas (Guzmán de la Campa, 1989) relacionadas con la Sierra Madre Occidental (Nieto-

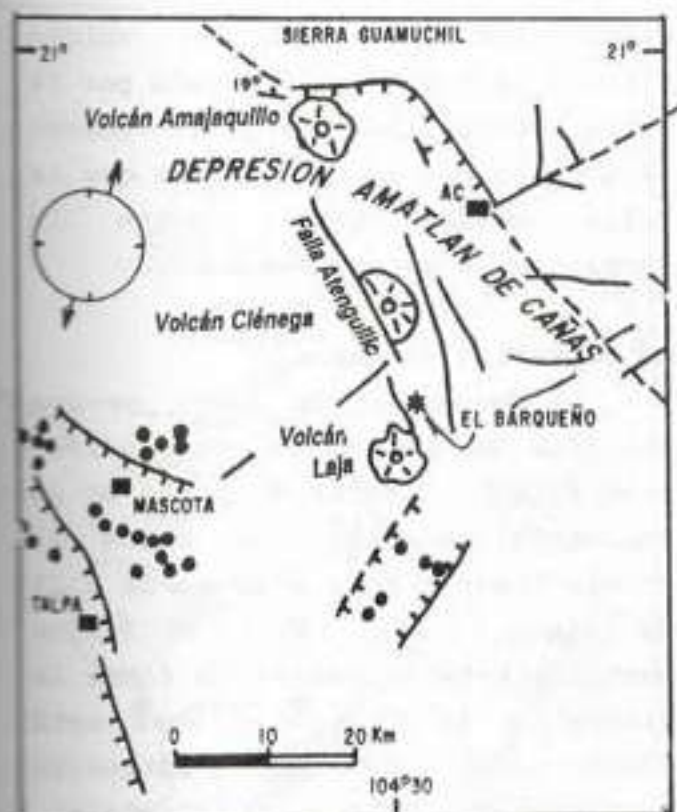


Figura 3.- Ambiente tectónico simplificado de las depresiones de Amatlán de Cañas, Mascota-Talpa y Los Volcanes. AC = Amatlán de Cañas. El círculo es un estereograma de igual Área con proyección en el plano inferior, las flechas indican la dirección de extensión máxima encontrada por Guzmán de la Campa (1989). El resto de los símbolos son como en la figura 2.

Obregón et al., 1992). Los volcanes encontrados en la Depresión de Amatlán de Cañas son de afinidad alcalina y calcoalcalina y se llegan a encontrar intercalados con conglomerados formados por fragmentos de rocas volcánicas y plutónicas. Los restos fósiles de mamut (Nieto-Obregón et al., 1992)

encontrados en los conglomerados que subyacen a los flujos máficos más antiguos ubican en el Pleistoceno a estas rocas volcánicas.

La falla que constituye la frontera norte de la Depresión de Amatlán de Cañas tiene una dirección casi E-W en sus primeros 15 km, hacia el oriente el rumbo de la falla cambia a $N35^{\circ}-40^{\circ}W$ por aproximadamente 40 km (Fig. 3). Esta falla es continua y puede ser muy reciente según se desprende de lo bien conservado de sus facetas triangulares en la traza del escarpe de falla y del hecho de que está cortando a los conglomerados donde se encontraron los fósiles de mamut (Nieto-Obregón et al., 1992). Hacia el SW de Amatlán de Cañas se localiza la falla Atenguillo de dirección $N25^{\circ}-30^{\circ}W$ que es subparalela a otras dos ubicadas inmediatamente al NE de ella (Fig. 3). En el bloque levantado de la Depresión de Amatlán de Cañas se puede apreciar un sistema conjugado de estructuras que posiblemente estén asociadas a las fallas regionales, las direcciones principales de este sistema de estructuras son $N60^{\circ}E$ y $N45^{\circ}-60^{\circ}W$ (Fig. 3).

A partir de que la unidad conglomerática buza de 10° a 20° hacia el escarpe de la falla (hacia el NE) que limita hacia el norte y noreste de la Depresión de Amatlán de Cañas y de los resultados obtenidos a través de su investigación paleomagnética, Nieto-Obregón et al. (1992) interpretaron que la Depresión de Amatlán de Cañas se asocia a un fallamiento listrico regional. La dirección de la inclinación de los estratos es consistente con la encontrada por Gastil et al. (1979 a y b) para las rocas volcánicas pre-pliocénicas de la región de Tepic, aunque en esta región el buzamiento varía de 30° a 40° .

Las morfoestructuras volcánicas más relevantes en la Depresión de Amatlán de Cañas son los volcanes Amajaquillo, Ciénega y Laja (Fig. 3). Los volcanes Amajaquillo y La Ciénega son de carácter calcoalcalino mientras que la Laja, el Vigía y las mesas de basaltos entre los ríos Ameca y Atenguillo son de carácter alcalino (Righter y Carmichael, 1992; Nieto-Obregón et al., 1992). Las edades radiométricas por K-Ar (Righter y Carmichael, 1992) indican edades entre 0.64 y 3.6 Ma para el vulcanismo reciente del Campo Volcánico de Amatlán de

Cañas. Debido a que el volcán Ciénega (2.2 Ma) está cortado por la falla Atenguillo, pero el volcán Laja (0.66 Ma) no, se deduce que la falla estuvo activa entre la formación de esos volcanes.

La Depresión de Ameca

La Depresión de Ameca es una planicie con una altura menor a 1300 msnm (Fig. 4). Hacia el norte de la Depresión de Ameca se ubica el volcán Tequila cuya edad es de 0.22 Ma (Nixon et al., 1987). El límite norte de esta depresión lo forma la Sierra de la Laja cuya base está constituida por un intrusivo granítico de 76 ± 6 Ma (Grajales, 1986) sobre el que descansan, discordantemente, conglomerados y areniscas del Cretácico Tardío (Ramírez, 1981). Hacia el SW de Ameca aflora un intrusivo cuarzomonzonítico de 54.3 ± 4.9 Ma (González-Partida y Martínez-Serrano, 1989). Al oriente, la Depresión de Ameca está limitada por rocas riolíticas y andesíticas del Mioceno sobre las que fluyeron derrames andesíticos y basálticos del Cuaternario. Finalmente, en la Depresión de Ameca también aflora una secuencia volcano-sedimentaria basculada 10° NE (Fig. 4).

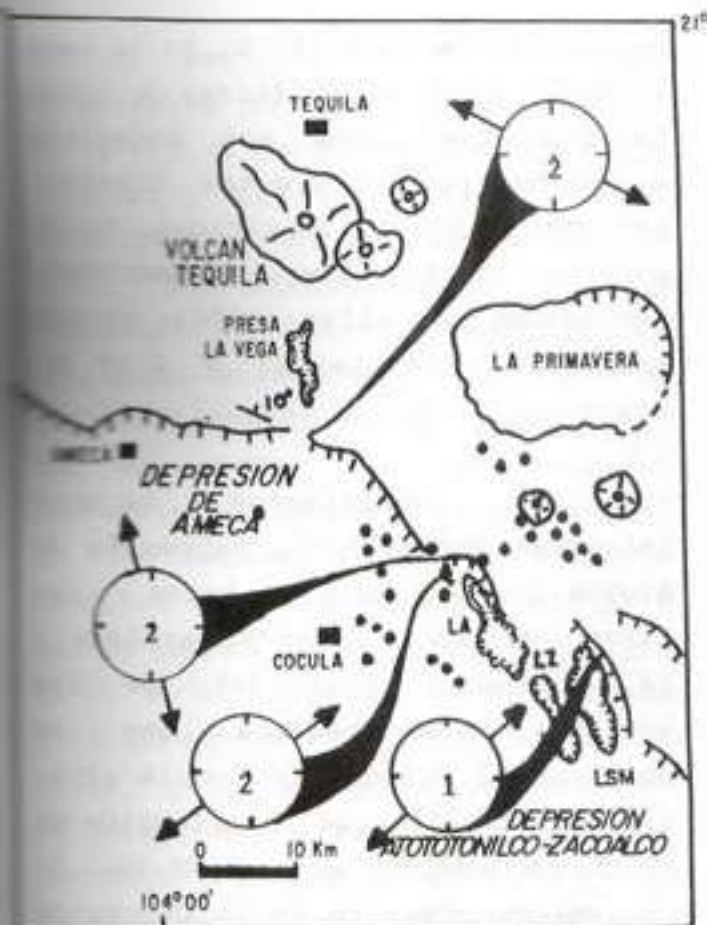


Figura 4.- Ambiente tectónico de la Depresiones de Ameca y Atotonilco-Zacoalco. De los estereogramas: dirección de máxima extensión encontrada por Barrier et al., 1990 (1); este trabajo (2), dirección obtenida a partir del análisis de una población de fallas (2a, $n = 11$) y de fracturas tensionales (2b, $n = 85$). LA = Laguna de Atotonilco; LZ = Laguna de Zacoalco; LSM = Laguna de San Marcos. El resto de los símbolos son como en la figura 2.

El límite norte de la Depresión de Ameca es un escarpe cuya longitud es de 30 km, de dirección E-W que hacia el oriente, cambia a una dirección $N35^{\circ}W$ (Fig. 4). En esta depresión no se tienen datos sobre

la potencia de los sedimentos. En nuestro trabajo estructural preliminar hemos considerado el buzamiento y la dirección del buzamiento del plano de falla así como el plunge y la dirección del plunge de las estrias. Para establecer el sentido de las fallas se consideraron los criterios de Petit (1987) y Petit et al. (1983). Se usó el método de Aleksandrowski (1985) para determinar el tensor de esfuerzos en los sitios evaluados. El estudio en la Sierra La Laja ha evidenciado fallamiento inverso ($N5^{\circ}E$ $20^{\circ}SE$ y pitch de $60^{\circ}SE$), mientras que para el sitio ubicado al sur de la Presa de la Vega se estimó una dirección NW-SE para σ_3 (Fig. 4).

Depresión Atotonilco-Zacoalco

La Depresión de Atotonilco-Zacoalco cuya altura promedio es de 1400 msnm) constituye el extremo SE del graben de Tepic (Fig. 4). Esta depresión está conformada por dos pequeñas cuencas que contienen a las lagunas de Atotonilco, Zacoalco y San Marcos cuyos ejes mayores tienen una dirección NW-SE (Fig. 4). Al igual que en las anteriores depresiones, en estas dos cuencas el límite norte lo constituye un escarpe cuya dirección es casi E-W. En ambos casos, las dimensiones son

considerablemente menores que en las anteriores depresiones; sin embargo, también hacia el oriente, el escarpe cambia de E-W a una dirección NW-SE. La traza de la falla San Marcos sirve como conducto a las manifestaciones termales cuyas temperaturas alcanzan hasta 90°C. En este sector el espesor de los sedimentos lacustres y vulcanosedimentarios es de por lo menos 750 m (Gutiérrez-Negrín, 1984), aunque pudieran superar los 900 m como ocurre al norte del graben de Colima (Allan, 1985).

Hacia el norte, la característica principal de la Depresión de Atotonilco-Zacoalco es la naturaleza bimodal de su vulcanismo calco-alcalino cuyas edades varían entre 2.0 y 0.65 Ma (Delgado-Granados, 1991; Allan 1986). Hacia el norte de la depresión se desarrolló el complejo volcánico de La Primavera, cuyas rocas hiperalcalinas son del Pleistoceno (Mahood, 1980; Demant y Vincent, 1978).

Hacia el oriente, la Depresión de Atotonilco-Zacoalco está limitada por la Sierra de San Marcos la cual puede separarse en dos porciones. La porción sur está formada por una secuencia de rocas volcánicas cuyo

espesor es de unos 750 m. En la base afloran tobas riodacíticas y hacia la cima las rocas son andesitas separadas (en diferentes niveles) por dos flujos ignimbríticos. En su porción norte los fechamientos reportados por Allan (1986), varían entre 0.65 (andesita) y 1.44 Ma (dacita).

Los lineamientos mayores interpretados para la Depresión de Atotonilco-Zacoalco tienen una dirección general N35°W paralela a la tendencia principal de los volcanes monogenéticos que se observan al oriente de Cocula (Fig. 4). Ello implica que la dirección de máxima extensión es de NE-SW. El vulcanismo presente en la Depresión de Atotonilco-Zacoalco constituye la diferencia principal con respecto a las otras dos depresiones ya que en la Depresión de Ameca los volcanes monogenéticos están prácticamente ausentes. Por su parte, en la Depresión de Amatlán de Cañas el vulcanismo es de afinidad alcalina y calco-alcalina (Nieto-Obregón et al., 1992; Richter y Carmichael, 1992) mientras que en la Depresión de Atotonilco-Zacoalco es de carácter calco-alcalino (Delgado-Granados, 1991). Los bloques hundidos en la Depresión de Atotonilco-Zacoalco son los ubicados

en el SW. Es común encontrar manantiales termales asociados con estas fallas (e.g. San Marcos, Villa Corona, Aguacaliente) cuyas temperaturas varían entre 40° y 90°C. El límite norte de la Depresión de Atotonilco-Zacoalco es una falla normal cuya dirección de máxima extensión es NW-SE (Fig. 4). Por su parte, el fracturamiento distensivo en la parte suroccidental de la Depresión de Atotonilco-Zacoalco tiene una actitud N25-30°W por lo que se asume que la dirección de σ_3 es N60°E que es casi paralela a la encontrada por Barrier et al. (1990) para la región de Zacoalco (Fig. 4), a la estimada para el Río Santiago (Michaud et al., 1991) y a la asumida según la distribución de los volcanes en los límites entre las depresiones de Ameca y Atotonilco-Zacoalco (Fig. 4).

Las Secciones Morfoestructurales

La Fig. 5 muestra las secciones morfoestructurales de las depresiones de Amatlán de Cañas, de Ameca y de Atotonilco-Zacoalco. Los bloques ubicados al norte de las depresiones muestran diferentes grados de disección vertical. En el Bloque Ceboruco, el Río Grande de Santiago ha profundizado su cauce hasta los 200 msnm, lo que contrasta notablemente con la Sierra del

Guamuchil, donde la disección vertical alcanza sólo los 1000 msnm, y con la Depresión de Amatlán de Cañas donde el cauce del Río Ameca está a 600 msnm (Fig. 5a). En el Bloque Laja el cauce del Río Grande de Santiago está a 500 msnm, mientras que el del Río Ameca está a 1300 msnm; finalmente en el Bloque Primavera el cauce del Río Grande de Santiago está a 750 msnm. Al comparar los niveles bases de erosión (Fig. 5) puede notarse que en el extremo más occidental de la zona de estudio (Fig. 5a) el nivel alcanza una elevación considerablemente menor que en las dos zonas restantes (Figs. 5b y 5c). Ello implica, a priori, que la erosión fluvial ha alcanzado a afectar rocas más antiguas en el occidente que hacia el oriente. El hecho de que la Sierra del Guamuchil, donde afloran rocas cristalinas cretácicas (Gastil et al., 1979 a y b), esté profundamente disectada (Fig. 5a) soporta la idea anterior. Con estos argumentos y considerando que los cauces de los ríos Grande de Santiago y Ameca están controlados por fallas, entonces es posible que estas características pudieran interpretarse en términos de sus edades relativas y sugerirse que la actividad tectónica que las originó

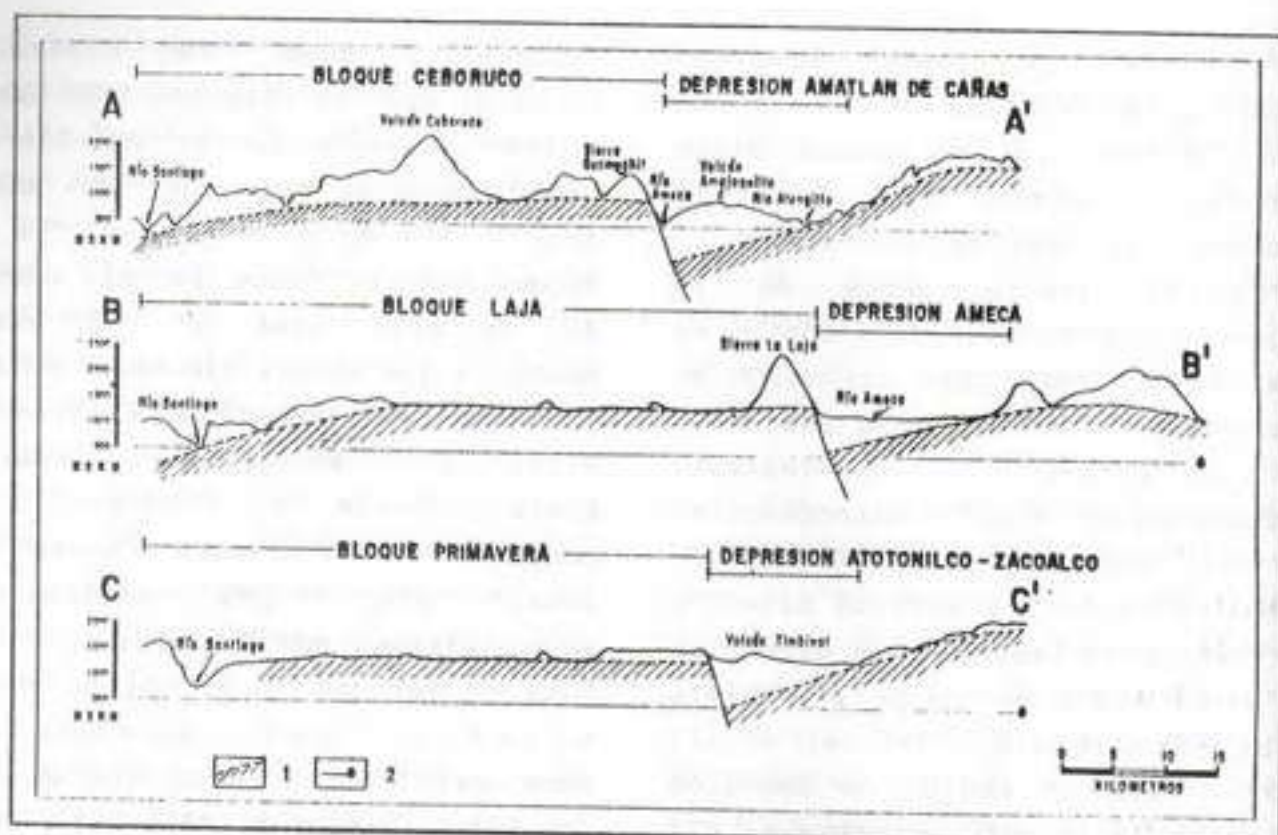


Figura 5.- Secciones Morfoestructurales de las Depresiones de Amatlán de Cañas (5a), Ameca (5b) y Atotonilco-Zacoalco (5c), su orientación se muestra en la figura 2. Nótese la diferencia de alturas entre los cauces de los ríos Grande de Santiago y Ameca, y el basculamiento hacia el norte del macizo montañoso. 1, Nivel base de erosión; 2, Línea de referencia de 500 msnm. Ver texto.

se inició en el occidente haciéndose más joven hacia el oriente.

De las premisas anteriores se desprenden básicamente dos observaciones: a) que el fallamiento que controla los cauces de los ríos Grande de Santiago y Ameca es más reciente hacia el sur. Este fallamiento sería de carácter lístrico con el bloque basculado hacia el norte (Fig. 5); b) que los procesos erosivos han actuado con

mayor intensidad de occidente a oriente, debido en gran medida a la participación de la actividad tectónica.

4.- DISCUSION

La continua subducción de la placa oceánica por debajo de la placa continental (Atwater, 1970), los cambios de las direcciones de movimiento relativo entre placas, los saltos de la Cresta del Pacífico Oriental hacia el continente

(Mammerickx y Klitgord, 1982) y la apertura del Golfo de California han influenciado grandemente la geología del occidente de México. Actualmente esa influencia está relacionada con la interacción entre las placas de Rivera, de Cocos y de Norteamérica, la oblicuidad y los diferentes ángulos de la subducción a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. La región suroccidental de México está dividida en varios bloques cuyos límites son discontinuidades tectónicas regionales de reciente actividad (Fig. 1, Harrison y Johnson, 1988). Estudios recientes indican que hacia el oriente del Graben de Chapala los movimientos con una componente lateral izquierda son los dominantes (Harrison y Johnson, 1988; Urrutia-Fucugauchi y Böhnell, 1988), mientras que hacia el occidente no se han identificado rotaciones de bloques como cabría esperar en un ambiente transcurrente (diestro o siniestro) (Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera, 1993, *in* prensa). Así, es posible que hacia el occidente de Chapala esté actuando un mecanismo en el cual la participación de los movimientos laterales sea menor.

Las premisas en esta discusión son las siguientes: a) la expresión morfotectónica de la frontera norte

del Bloque Jalisco está dominada por una serie de depresiones tectónicas (medios grábenes) cuyo bloque hundido es consistentemente el bloque SW; c) la dirección general de estas estructuras es NW-SE, y presentan una forma de Z alargada; b) las depresiones tectónicas son penecontemporáneas y se deben a un evento tectónico extensional; c) la consistencia del basculamiento hacia el NE de las rocas neógenas y cuaternarias; d) el carácter alcalino de las rocas volcánicas en la Depresión de Amatlán de Cañas. El problema fundamental es explicar la geometría de las trazas de las fallas que limitan las depresiones estructurales que caracterizan la frontera norte del Bloque Jalisco.

Gastil y Jensky (1973) propusieron una falla regional de carácter diestro por debajo de donde actualmente se instala la Faja Volcánica Transmexicana. Recientemente, también se ha sugerido que los movimientos mayores en el límite norte del Bloque Jalisco, desde su porción más NW (región de Tepic) hasta su extremo SE (graben de Zacoalco) están controlados por fallas laterales derechas debido al movimiento del Bloque Jalisco hacia el NW (Allan et al., 1991; Garduño y Tibaldi, 1991;

Garduño, 1988; Bourgois et al., 1988; Pasquaré et al., 1986). Varios argumentos no apoyan esta hipótesis. a) La traza de las depresiones estudiadas tienen forma de Z alargada, por lo que en un sistema diestro, se esperaría que en las fronteras septentrionales (de dirección E-W) de la traza hubiesen estructuras compresivas recientes lo cual no se ha observado, sino que, por el contrario, lo que se han desarrollado son depresiones tectónicas cuyo bloque hundido es consistentemente el bloque sur con respecto a la traza E-W de los escarpes; b) La dirección NW-SE de los volcanes que van desde Guadalajara hasta la región de Tepic, así como los descritos para la Depresión de Atotonilco-Zacoalco, sugieren una dirección NE-SW de máxima extensión; c) se ha documentado que la última fase de deformación en el Río Grande de Santiago (Michaud et al., 1990), en el graben de Zacoalco (Barrier et al., 1990) y en la Depresión de Amatlán de Cañas (Guzmán de la Campa, 1989) está relacionada con un régimen distensivo de dirección NE-SW.

En un intento por conciliar de manera simplificada las premisas de esta discusión, se plantea la

posibilidad de explicar estas características a través de una fase extensional que ocasiona que el movimiento del Bloque Jalisco sea hacia el S-SW. Esta actividad sería progresivamente más joven de norte a sur y ocasionaría la fragmentación en bloques a lo largo de fallas lístricas y fallas planas rotadas (fallamiento tipo dominó). Además, con este tipo de movimientos se explicarían las estructuras de medios-grábenes, cuyos basculamientos dan la gran consistencia del buzamiento hacia el NE de las rocas volcánicas y vulcanosedimentarias neogénicas en las regiones de Tepic y al sur de la Depresión de Atotonilco-Zacoalco y de los conglomerados en la Depresión de Amatlán de Cañas. Debido a que los cauces de los ríos Grande de Santiago y Ameca están controlados por fallas, a que la traza de su cauce es prácticamente idéntica y a que morfológicamente el Río Ameca es el más joven es posible sugerir una migración de la actividad tectónica hacia el sur la cual también está sustentada en el hecho de que las rocas basculadas hacia el norte de la Depresión de Amatlán de Cañas son del Cenozoico Medio (Gastil et al., 1979 a y b) mientras que las de esta depresión son del Cuaternario (Nieto-Obregón et al., 1992). Por

otra parte, lo bien conservado de las facetas triangulares del escarpe que limita al norte a la Depresión de Ameca, se puede sugerir lo reciente de su formación (Nieto-Obregón et al., 1992). Interpretar un movimiento hacia el S-SW del Bloque Jalisco plantea, intrínsecamente, un esquema donde las estructuras que conforman el Graben de Colima tendrían una componente lateral izquierda. DeMets y Stein (1990) sugirieron que el graben de Colima es una cuenca tensional pasiva en respuesta al movimiento hacia el SE del Bloque Michoacán a lo largo de la zona de falla Chapala-Oaxaca de carácter siniestro. Finalmente, nuestra interpretación sería congruente con el hecho de que las direcciones de máxima extensión recientes en el Río Grande de Santiago (Michaud et al., 1990), en la Depresión de Amatlán de Cañas (Guzmán de la Campa, 1989), en el Graben de Zacoalco (Barrier et al., 1990).

5.- CONCLUSIONES

Aquí se sugiere que el límite norte del Bloque Jalisco (sur del "graben de Tepic") está definido por una serie de depresiones tectónicas de dirección general NW-SE cuya traza tiene forma de Z alargada. El bloque hundido de estas depresiones

está consistentemente basculado hacia el N-NE lo que cuestionaría la existencia del Graben de Tepic. Por ello, se sugiere que las estructuras al norte del Bloque Jalisco corresponden a un sistema de medios-grábenes los cuales se originaron como consecuencia de un mecanismo de extensión que involucra un movimiento hacia el S-SW del Bloque Jalisco. En esta interpretación el Graben de Colima correspondería a una estructura asociada con una extensión oblicua-siniestra. Finalmente, es necesario enfatizar la necesidad de llevar a cabo un intenso trabajo estructural y estratigráfico, particularmente en las fronteras del Bloque Jalisco, que aporte un mayor número de datos. Hasta ahora se ha considerado al Bloque Jalisco como un macizo coherente; sin embargo las fosas de Los Volcanes, Mascota y Talpa, así como lo reciente de su vulcanismo, pueden considerarse como evidencias de su fragmentación interna.

Agradecimientos. La cuidadosa y completa revisión de Luis A. Delgado Argote nos ayudó a mejorar la primera versión del manuscrito y para la conclusión de este trabajo. Reconocemos el apoyo incondicional de David Barrera Hernández para llevar a cabo este estudio. Las figuras fueron realizadas por Gonzalo Guerrero.

REFERENCIAS

- Allan, J. F., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt, *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 77, p. 473-481.
- Allan, J. F., 1985. Sediment depth in the northern Colima graben from 3-D interpretation of gravity, *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 21-30.
- Allan, J. F., S.A. Nelson, J.F. Luhr, I.S.E. Carmichael, M. Wopat, y P.J. Wallace, 1991. Pliocene-Recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: An exotic terrane in the making, in Dauphin, P.J., and Simoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and peninsular province of the Californias*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., v.47, p. 425-445.
- Aleksandrowski, P., 1985. Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method, *Journal of Structural Geology*, v. 7, p. 73-82.
- Atwater, T., 1970. Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America, *Bulletin of the Geological Society of America*, v.81, p. 3513-3536.
- Barrier, E., J. Bourgois, y F. Michaud, 1990. Le système de rifts actifs du point triple de Jalisco: vers un proto-golfe de Jalisco, *Comptes Rendues des séances de l'Académie de Sciences de Paris*, t. 310, Série II, p. 1513-1520.
- Bourgois, J., V. Renard, J. Auboin, W. Bandy, E. Barrier, T. Calmus, J.C. Carfanten, J. Guerrero, J. Mammericks, B. Mercier, F. Michaud y M. Sosson, 1988. Fragmentation encours du bord Ouest du Continent Nord Américain: Les frontières sous-marines du Bloc Jalisco (Mexique), *Comptes Rendues des séances de l'Académie de Sciences de Paris*, t.307, Série II, p. 1121-1130.
- Delgado-Granados, 1991. Características del Rift de Chapala, *Convención sobre la Evolución Geológica de México, Memoria, Resúmenes*, p.40.
- Delgado-Granados, H. y J. Urrutia-Fucugauchi, 1986. Tectónica cuaternaria del Lago de Chapala. VIII Convención Geológica Nacional, *Sociedad Geológica Mexicana, Resúmenes*, 18-19.
- De Mets, C. y S. Stein, 1990. Present-Day Kinematics of Rivera Plate an Implications for Tectonics in Southwestern Mexico, *Journal of Geophysics Research*, v.95, No. B13, p. 21931-21948.
- Demant, A. y P.M. Vincent, 1978. A preliminary rept on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco; Discussion: UNAM, México, *Revista del Instituto de Geología*, v. 2, p. 218-222.
- Garduño, V.H., 1988. Análisis bibliográfico de Teledetección de los Alrededores de La Primavera, Jal. y Programa de Trabajo, Reporte GG 10/88. CFE, Inédito.
- Garduño, V.H. y A. Tibaldi, 1991. Kinematic Evolution of the Continental Triple Junction of the Western Part of the Mexican Volcanic Belt, *Comptes Rendues des séances de l'Académie de Sciences de Paris*, t. 312, Série II, p. 135-142.
- Gastil, G., D. Krummenacher y W.A. Jensky, 1979a. Reconnaissance geology of west central Nayarit, Mexico: Geological Society of America, Map and Chart Series, No. MC-24, scale 1:200,000.
- Gastil, G., D. Krummenacher y W.A. Jensky, 1979b. Reconnaissance geology of west central Nayarit, Mexico: Summary, *Bulletin of the Geological Society of America*, part I, v. 90, p.15-18.

- Gastil, G. y Jersky, W., 1973. Evidence for Strike-Slip Displacement Beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt. In: Proc. Conf. on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System, Stanford University Publ. Geological Science, v. 13, p. 173-181.
- González-Partida, E. y R. Martínez-Serrano, 1989. Geocronometría, termometría e isotopía de azufre y carbono de la brecha cuprífera La Sorpresa, Estado de Jalisco, UNAM, México, Revista del Instituto de Geología, v. 8, No. 2, p. 202-210.
- Grajales, M., 1986. Proyecto C-1160. Instituto Mexicano del Petróleo, Inédito.
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A. 1984. Petrografía y mineralogía secundaria en el pozo SM-1, San Marcos, Jal. Informe 9-84. C.F.E. Inédito.
- Guzmán de la Campa, A., 1989. Geología, Petrología y Geoquímica de Amatlán de Cañas, límites de los Estados de Jalisco y Nayarit. Tesis Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, (no publicada).
- Harrison, Ch. A. G. y Ch. A. Johnson, 1988. Neotectonics on Central Mexico from Landsat TM Data: Final Report, RSMAS, University of Miami, Department of Marine Geology and Geophysics, 127 p.
- Lange, R.A. y I.S.E. Carmichael, 1990. Hydrous basaltic andesites associated with minette and related lavas in western Mexico: Journal of Petrology, v.31, p. 1225-1259.
- Luhr, J. F., S. A. Nelson, J. F. Allan, y I. S. E. Carmichael, 1985. Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump, Geology, v. 13, p. 54-57.
- Mahood, G., 1980. Geological evolution of Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 8, p. 199-230.
- Mammerickx, J. y K. D. Klitgord, 1982. Northern East Pacific Rise: evolution from 25 m.y. B.P. to the Present. Journal of Geophysical Research, 87, 6751-6759.
- Michaud, F., O. Quintero, E. Barrier y J. Bourgois, 1991. La Frontière Nord du Bloc Jalisco (Ouest du Mexique): localisation et évolution de 13 Ma à l'actuel, Comptes Rendues des séances de l'Académie de Sciences de Paris, t. 312, serie II, p. 1359-1365.
- Molnar, P. y L.R. Sykes, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from mechanism and seismicity, Bulletin of the Geological Society of America, 80, 1639-1684.
- Nelson S. A. y R. A. Livieres, 1986. Contemporaneous calcaikaline and alkaline volcanism at Sangangüey Volcano, Nayarit, Mexico, Bulletin of the Geological Society of America, 97, p. 798-808.
- Nelson, S. A. y I. S. E. Carmichael, 1984. Pleistocene to Recent alkalic volcanism in the region of Sangangüey Volcano, Nayarit, Mexico, Contributions to Mineralogy and Petrology, 85, 321-335.
- Nieto-Obregón, J., J. Urrutia-Fucugauchi, E. Cabral-Cano y A. Guzmán de la Campa, 1992. Listric faulting and continental rifting in western Mexico- A paleomagnetic and structural study, Tectonophysics, v. 208, p. 365-376.
- Nieto O. J., L. Delgado A. y P.E. Damon, 1985. Geochronologic, petrologic and structural data related to large morphologic features between the

- Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 623-663.
- Nixon, G. T., A. Demant, R. L. Armstrong y J.E. Harakal, 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geofísica Internacional*, v. 26, No. 1, p. 109-158.
- Pardo, M. y G. Suárez, 1992. Morfología de la subducción en el sur de México, Jalisco-Oaxaca, *GEOS*, Unión Geofísica Mexicana, v. 12, No. 5, p. 79.
- Pasquaré, G., F. Forcella, A. Tibaldi, L. Vezzoli y A. Zanchi, 1986. Structural behaviour of a continental volcanic arc: the Mexican Volcanic Belt. In F. C. Wezel (Editor), *The origin of Arcs*. Elsevier, Amsterdam, p. 509-527.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the senses of movement on faults surfaces in brittle rocks, *Journal of Structural Geology*, v. 9, No. 5/6, p. 597-608.
- Petit, J.P., Proust, F. y P. Tapponnier, 1983. Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires, *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXV, No. 4, p. 589-608.
- Ramirez, G., 1981. Estudio Geohidrológico de la Zona Geotérmica La Primavera-San Marcos-Hervores de la Vega, Edo. Jalisco, Plano geológico estructural, No. Clasificación: LP-G2-224. Comisión Federal de Electricidad. Inédito.
- Rigther, K. y Carmichael, I.S.E., 1992. Hawaiites and related lavas in the Atenguillo graben western Mexican Volcanic belt, *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 104, p. 1592-1607.
- Rivera, E. y R. Luna, 1987. Plano geológico Area El Barqueño, Municipio de Guachinango, Jal., Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Centro. Inédito.
- Rosas-Elguera, J., 1991. La Cuenca Tensional de Chapala-Atotonilco y Paleomagnetismo de su porción Oriental. Tesis de Maestría. Facultad de Ingeniería, UNAM, (no publicada)
- Serpa, L., S. Smith, C. Katz, Ch. Skidmore, R. Sloan, y T. Pavlis, 1992. A Geophysical Investigation of the Southern Jalisco Block in the State of Colima, Mexico. *Geofísica Internacional*, v. 31, p. 475-492.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y J. Rosas-Elguera, Paleomagnetic study of the eastern sector of Chapala Lake and implications for the tectonics of west-central Mexico, *sometido Tectonophysics*, 1993.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y H. N. Böhnel, 1988. Tectonics along Trans-Mexican volcanic belt according to paleomagnetic data, *Physics Earth Planetary Interiors*, 52, p. 320-329.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y H. N. Böhnel, 1987. Tectonic interpretation of the Transmexican Volcanic Belt - Discussion. *Tectonophysics*, 138, 319-323.

COMENTARIOS METALOGENICOS SOBRE EL ESTADO DE JALISCO, MEXICO

POR: Pedro F. Zárate-Del Valle y Jorge A. Maldonado-Reyes

Universidad de Guadalajara, Centro de Ciencias de la Tierra
Juan N. Cumplido núm. 36, S. H., c.p. 44100, Guadalajara, Jal.
México. Tel. y Fax: (3) 626-98-16.

RESUMEN

El estudio sistemático de los yacimientos minerales de Jalisco aquí propuesto, se inicia con el conocimiento de la evolución geológica de su territorio, la cual es más comprensible al interpretarla en base a cuatro de las 35 provincias geológicas mexicanas recientemente definidas. Se denomina provincia metalogénica a aquella porción de la corteza terrestre caracterizada por una permanencia geoquímica de uno o mas metales. Para el estudio y prospección de los yacimientos minerales metálicos de Jalisco se proponen las siguientes provincias metalogénicas: a) plutónica con tres dominios metálicos: 1) de Fe; 2) de Cu-Mo y 3) de W y Se-Bi y de REE; b) calcófila con dos dominios metálicos: 1) de Pb-Zn, Ba (Ag) y 2) de Mn (Fe); c) de metales preciosos con un solo dominio metálico: de Au-Ag (Mn). Para el estudio de los yacimientos de minerales no metálicos y de rocas industrializables, debe tomarse en cuenta a las provincias geológicas que convergen en el territorio de Jalisco, a cuya evolución están ligados éstos depósitos minerales y que para fines de estudio y prospectivos éstas deben ser consideradas como provincias minerogénicas.

INTRODUCCION

El Estado de Jalisco se localiza en la porción occidental de la República Mexicana (Fig. 1) y ha estado vinculado con la minería desde tiempos precolombinos por sus depósitos minerales argentíferos. En la primera parte se sintetiza el conocimiento actual sobre la geología de Jalisco con énfasis en las rocas cretácicas y precretácicas para hacer, posteriormente, una interpretación metalogénica preliminar de su territorio. Es necesario aclarar que se ha optado por aplicar el adjetivo calificativo metalogénico en lugar de metalogenético por razones de semántica, ya que el sufijo -genético(a) significa perteneciente a o relacionado con la ciencia de la herencia biológica (Espasa-Calpe, 1988). Por lo mismo, a la relación existente entre la génesis de un

yacimiento mineral y su entorno geológico debe denominársele relación genesiaca y no relación genética. Aclarado lo anterior, puede decirse que el establecimiento de esta relación genesiaca es el objetivo fundamental de las cartas metalogénicas las que, por ser mapas interpretativos, deben de actualizarse conforme se avanza en el conocimiento de la génesis de los yacimientos minerales de una región. Las provincias "metalogenéticas" de Salas (1975) que convergen en Jalisco son: Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur, Eje Neovolcánico y Mesa Central. Al respecto se considera que la provincia denominada por este autor Eje Neovolcánico solo debe de incluir rocas más jóvenes que 5 m.a. (Venegas-Salgado et al., 1985; Rosas-Elguera, comunicación personal) por lo que su límite



Fig. 1 Localización del Estado de Jalisco.

occidental, no llega hasta la costa del Océano Pacífico. Se interpreta que el carácter metalogénico de esta provincia es inexistente ya que la roca encajonante así como los yacimientos minerales metálicos que hasta ahora en ella se han incluido, tienen una historia geológica más antigua y bien definida (p. ej. Cuale, Autlán, "La Sorpresa"); a su vez, las épocas metalogénicas en que se originaron los yacimientos minerales de esta provincia, son más antiguas que 5 Ma (p. ej. albiano-cenomaniana para la secuencia cretácica volcano-sedimentaria en Cuale, Jal.; 54.3 ± 4.2 Ma para el pórfido cuarzo-monzonítico en "La Sorpresa", Jal.). Por otro lado, la provincia denominada Sierra Madre del Sur (Salas, 1975) incluye yacimientos diferentes en su contenido metálico: fierro en Peña Colorada, Col., y Pihuamo, Jal.; zinc-plomo con barita en "La Minita"

en Coalcomán, Mich. Por lo antes expuesto se propone, para el territorio de Jalisco, modificar las provincias "metalogenéticas" de Salas (1975) en particular la provincia Eje Neovolcánico, subdividiéndola aplicando un criterio geológico más integral. Así, para delimitar las provincias metalogénicas de Jalisco se considerará su evolución geológica en conjunto y no solo al aspecto tectónico de su territorio, lo que implica que en la delimitación citada se aplicará el concepto de provincia geológica.

Ahora bien, las rocas y los depósitos minerales tienen en común el ser agregados naturales de minerales (metálicos y no metálicos) cuya forma, clase y composición, al igual que su origen, están íntimamente relacionados con la evolución geológica de la región

donde ocurren (Stanton, 1972) y es, considerando esta evolución, como deben ser estudiados para ser comprendidos y explorados con éxito.

GEOLOGIA

El conocimiento geológico actual sobre el estado de Jalisco es pobre, sobre todo de su porción occidental en donde afloran rocas sobre todo cretácicas y pre-cretácicas (Fig. 2). En este trabajo se describirán los rasgos geológicos fundamentales de Jalisco en base a sus provincias geológicas, designando como provincia geológica a cualquier porción de la superficie terrestre caracterizada por su: litología, secuencia y estructura y que conforma una historia geológica que es única y diferente a la de las áreas adyacentes, de las cuales está separada por límites estratigráficos o tectónicos (Ortega-Gutiérrez et al., 1991).

En el Estado de Jalisco convergen las cuatro provincias geológicas siguientes (Fig. 3):

- a) Batolito de Jalisco (Mesozoico; plutónico; raíz de arco);
- b) Complejo Orogénico Guerrero-Colima (Mesozoico; volcano-sedimentario; arco submarino)
- c) Faja Ignimbrítica Mexicana (Cenozoico; volcánico; arco continental)
- d) Faja Volcánica Transmexicana (Cenozoico; volcánico; arco continental)

de las que se señala entre paréntesis: edad, origen y ambiente geotectónico (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). Debe aclararse que se detallará más la descripción de la geología de las dos primeras provincias por ser menos conocida.

Provincia geológica Batolito de Jalisco

Esta provincia se caracteriza por estar constituida por las rocas más antiguas que se conocen en el territorio de Jalisco y cuyo origen, en nuestra opinión, es mixto: metamórfico, plutónico y sedimentario; estos tipos litológicos pueden separarse en tres grupos:

- 1)
Remanentes de rocas de facies pelítica y volcánica submarina, ambas metamorfozadas a facies de esquistos verdes. Esta unidad fue denominada por González-Partida y Torres-Rodríguez (1988) "secuencia volcano-sedimentaria metamorfozada", quienes le asignan una edad probable permo-triásica. Los afloramientos de esta unidad (Fig. 2) se localizan:
 - a) al SE de Puerto Vallarta en las inmediaciones de los poblados Cuale y Concepción de Bramador;
 - b) al NE de Tecalitlán (I.N.E.G.I., 1982b).

En Comanja de Corona (extremo NW de la Sierra de Guanajuato, Fig. 2) aflora una secuencia de rocas generadas por un arco volcano-plutónico, metamorfozadas también a facies de esquistos verdes (Monod et al., 1990).

- 2)
Remanentes de depósitos deltaicos jurásicos (ortoconglomerado y lechos rojos) cuyos sedimentos son de origen ígneo como los aflorantes en San Miguel, Jal. (González-Partida y Torres-Rodríguez, 1988) y entre Puerto Vallarta y San Sebastián del Oeste (Gastil et al., 1979).

- 3)
El batolito Puerto Vallarta-Río Santiago, denominado así por Zimmermann et al. (1988), es de

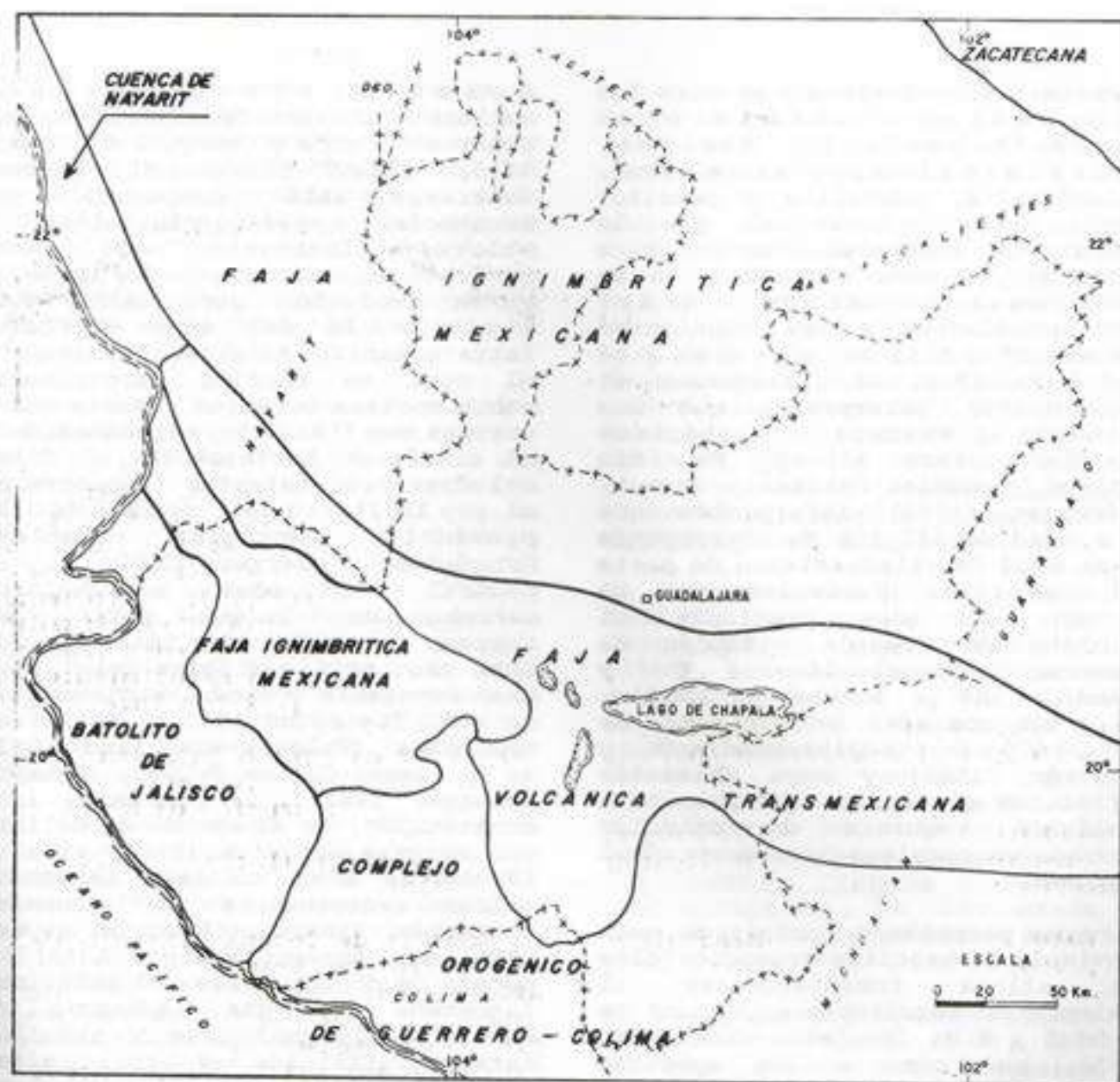


Fig. 3 Provincias geológicas de Jalisco (según Ortega-Gutiérrez et al., 1992; modificado).

caracter calcoalcalino y muestra las siguientes variaciones composicionales: diorita, cuarzodiorita, tonalita, granodiorita, adamelita y granito. Según estos autores es posible definir un zoneamiento cronológico indicado por tres alineamientos de isócronas (método K-Ar) correspondientes a las siguientes edades: 85 ± 5.65 Ma, 65 ± 5 Ma y 55 ± 4.2 Ma (Fig. 2). Zimmermann et al., (1988) interpretan que los primeros eventos plutónicos ocurrieron hace 110-100 Ma. Sin embargo, González-Partida y Torres-Rodríguez (1988) interpretan que esta edad de 110-100 Ma corresponde a una edad de calentamiento de parte del batolito. Tentativamente se incluye en esta provincia al batolito de Comanja, también de carácter calco-alcalino (Yta y Chiodi, 1987; Zárate-Del Valle, 1992) con una edad (método K-Ar) de 55 ± 4.0 Ma (Mújica-Mondragón y Albarrán, 1983) y cuya ubicación definitiva en ésta u otra provincia geológica requiere de estudios geológicos complementarios a nivel regional.

Nosotros proponemos incluir en esta provincia al batolito granodiorítico que aflora inmediatamente al poniente de Tecalitlán cuya edad es de 57.5 ± 5 Ma (Grajales-Nichimura, 1985), así como a los apófisis aflorantes en Pihuamo (66 ± 1 Ma; granodiorítico: Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986) y al SW de Ameca (54.3 ± 4.2 Ma; cuarzomonzonítico; Zimmermann et al., 1988) (Fig. 2). Con lo anterior, los límites originales de esta provincia quedan desplazados (compárese Fig. 2 y Fig. 3).

Provincia geológica Complejo Orogénico Guerrero-Colima

Gran parte del occidente de México, desde Baja California hasta Acapulco, está constituido por un

mosaico de terrenos estratotectónicos denominado Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983; Campa 1985; Coney 1989). El Terreno Guerrero está compuesto por secuencias volcano-plutónicas y volcano-sedimentarias de edad jurásico superior-cretácico inferior y su evolución geodinámica está ligada a la del arco cretácico intra-océanico Alisitos-Teloloapan, el cual se edificó parcialmente sobre corteza oceánica y parte sobre corteza continental, acrecionándose al cratón de Norteamérica al final del Cretácico inferior (Lapierre et al., 1992). Las rocas de la provincia geológica Complejo Orogénico Guerrero-Colima, en general de edad berriasiano-cenomaniana, forman parte del Terreno Guerrero. La litología de esta provincia geológica constituye una secuencia volcano-sedimentaria la cual fue estudiada por Petróleos Mexicanos (Salazar-Mandujano 1983) en la cuenca Colima-Jalisco (Aguayo-Camargo, 1983). Su basamento está constituido, en el estado de Colima, por corteza oceánica (Tardy et al., 1993). La base de esta secuencia volcano-sedimentaria se denomina formación Alberca (Pimentel-Reyes, 1980 en Aguayo-Camargo 1983) y consta de dos miembros: el inferior, integrado por una secuencia de lutita negra carbonosa y arenisca interestratificada y por caliza negra arcillosa y, el superior, formado por capas de toba y derrames ígneos andesíticos. Pimentel-Reyes (1980 en Aguayo-Camargo 1983) por contener Neocomites sp., Tarais cf. Neoleonensis Cantú y Leopoldia sp., la ha asignado al Berriasiano-Hauteriviano. Sobre la formación Alberca se tiene un depósito volcanoclástico de 1,800 m de espesor, constituido por toba, arenisca y aglomerado con intercalaciones andesíticas y de limolita y de lutita denominado formación Tecalitlán (Rodríguez-Figueroa 1977, en Aguayo-Camargo

1983). Es conveniente aclarar, para evitar confusiones, que Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986), utilizando también el nombre de Tecalitlán, han denominado formalmente como Formación Tecalitlán a una gruesa secuencia de roca volcánica continental de composición ácida a intermedia de edad neocomiana aflorante en la mina "El Encino", en Pihuamo, Jal. (Fig. 2).

Sobre la formación Tecalitlán (Rodríguez-Figueroa 1977, en Aguayo-Camargo 1983) se depositó una secuencia cuya composición litológica es mas calcárea que la secuencia subyacente e incluye cambios de facies por irregularidad en la paleotopografía (facies carbonatada de plataforma y facies arcillo-calcárea) con intercalaciones de lava y de roca piroclástica. A esta diversidad de facies se le han asignado diferentes nombres formacionales (Aguayo-Camargo, 1983):

a) La asociación de caliza con volcanoclásticos se ha denominado formación Tepalcatepec (Pimentel-Reyes 1980 en Aguayo-Camargo, 1983), la cual está constituida por caliza con rudistas y microfauna bentónica (Orbitolina sp., Colomiella recta Bonet, Palorbitolina lenticularis) que permiten datarla del Aptiano superior-Cenomaniano; alterna con capas gruesas de toba andesítica y de brecha volcánica (Cuevas-S. 1981, en Aguayo-Camargo, 1983), variando su espesor entre 1,700 y 2,000 m;

b) La facies calcárea es conocida como formación Morenas (o incluso Morelos, lo cual es incorrecto por designarse así a rocas de la misma edad pero de características deposicionales diferentes). La formación Morenas (Rodríguez-Figueroa 1977, en Aguayo-Camargo, 1983) está constituida por estratos medianos y gruesos de caliza con

bancos de rudistas y de yeso interestratificados, por su microfauna su edad es albiano superior-cenomaniano;

c) La facies calcáreo-arcillosa está integrada por caliza arcillosa y lutita carbonosa en estratos delgados con cambios laterales a estratos delgados de caliza arcillosa y de yeso. Esta unidad fue denominada formación Madrid por Pano-Arciniega en 1975 (en Salazar-Mandujano 1983) quien la dató del Aptiano superior-Albiano inferior por contener Hedbergella cf Gorbachiki, Colomiella recta Bonet, Nummuloculina heimi Bonet.

En los alrededores de la mina "El Encino", en Pihuamo, Jal., (Fig. 2) Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986) han denominado formalmente Formación Encino a un depósito volcanoclástico marino de edad aptiano superior-albiano inferior, la cual está cubierta por la Formación Vallecitos constituida por dos miembros: uno inferior tobáceo y otro superior calcáreo; por contener Coalcomana ramona Boehm y Chodrodonta sp., ha sido datada por estos autores del Albiano inferior-medio.

De lo anterior puede concluirse que en el occidente de México, únicamente durante el Cretácico, se dieron las condiciones paleogeográficas para el desarrollo y depósito de secuencias volcanosedimentarias; por ello, en este trabajo se considera que son correlacionables con la formación Tepalcatepec (Pimentel-Reyes 1980 en Aguayo-Camargo, 1983) las secuencias volcanosedimentarias (sobre toda toba), que encajonan a los siguientes depósitos minerales tipo sulfuros polimetálicos volcanosedimentario de Jalisco (Fig. 5): a) de Cuale (Berrocal et al., 1988); b) de Talpa de Allende (González-R. et al., 1986); c) de Bramador (Cruz

Ríos y Omaña-Pulido, 1986) d) de Aranjuez-El Rubí (Omaña-Pulido, 1988). Asimismo, se correlaciona con la formación Tepalcatepec a la toba que, en general, constituye a las formaciones San Pedro y San Francisco consideradas de edad terciaria (United Nations, 1969; Zantop, 1979) aflorantes en Autlán, Jal., por constituir la roca encajonante de concentraciones metálicas estratiformes de óxidos de manganeso y de fierro cuyo ambiente de formación también es volcano-sedimentario marino.

Por lo antes expuesto puede concluirse que al incluir en esta provincia geológica a las rocas volcánicas cretácicas de Jalisco citadas, sus límites originales se modificarán (compárese Figs. 2 y 3).

Provincia geológica Faja Ignimbrítica Mexicana

Esta provincia, de acuerdo con Mc Dowell y Clabaugh (1979) tiene un basamento constituido por caliza cretácica intercalada con andesita, consistiendo su litología de dos secuencias ígneas, la basal de carácter andesítico que incluye una fase plutónica y cuya edad varía entre 100 y 45 Ma y la mas joven integrada principalmente por ignimbritas de composición riodacítica cuya edad oscila entre 34 y 27 Ma (Mc Dowell y Clabaugh, 1979), estando esta secuencia coronada por basaltos. En Jalisco afloran las dos secuencias, la inferior lo hace en Amatlán de Cañas, Bolaños, Ameca, mientras que la superior existe al norte de Guadalajara (Fig. 2). Geoquímicamente la secuencia superior es de carácter calco-alcalino careciendo de un enriquecimiento en Fe (Cameron y Cameron, 1987). Las rocas de la Faja Ignimbrítica Mexicana son interesantes ya que constituyen la roca encajonante de yacimientos

minerales hidrotermales tipo relieve de fisura, de edad terciaria, principalmente de plata y de oro.

Provincia geológica Faja Volcánica Transmexicana

Los extremos SW y NW de esta provincia geológica afloran en Jalisco, en donde está constituida, en lo general, por roca volcánica de composición andesítica (p. ej. volcán Tequila) y, en lo particular, por roca de composición ácida (complejo volcánico La Primavera) y básica, siendo su edad plio-cuaternaria, es decir menor que 5 Ma (Venegas-Salgado et al., 1985).

El basamento de la Faja Volcánica Mexicana, también volcánico y de carácter calco-alcalino, está constituido principalmente por andesita depositada entre 27 y 5 Ma, es decir en el Mioceno y al inicio del Plioceno, perteneciente a la Faja Ignimbrítica Mexicana (Nieto-Obregón et al., 1985; Urrutia-Fucugauchi and Pal S., 1977). Por otro lado, a esta provincia geológica pertenecen numerosos lagos: Lago de Chapala, Lago de Sayula, etc., formándose en algunos de ellos depósitos lacustres de interés económico por constituir depósitos de minerales no metálicos (p. ej. diatomitas en Gabriel Figueroa, Jal.; Fig. 2) o bien por contener trazas de metales preciosos (Sayula, Jal.; Rocha-Moreno, 1992; Fig. 2). Así mismo, debe mencionarse que alrededor del 40% de las localidades con manifestación geotérmica en México se localiza en Jalisco y muchas de ellas dentro de la Faja Volcánica Mexicana (Herrera-Franco y Castillo-Hernández, 1987).

Es necesario señalar que el límite entre la 2da. y 3ra. provincias geológicas, en el territorio de Jalisco, es difícil de precisar debido a su similitud litológica ya que se caracterizan por contener,

entre otras, roca volcánica piroclástica cuya expresión de campo es, en ocasiones parecida, lo que dificulta su cartografía, por lo que hasta ahora la delimitación cartográfica de estas dos provincias en el occidente de Jalisco ha sido ambigua. Por ejemplo, inmediatamente al oeste de San Sebastián, Jal. (Fig. 2), Gastil y Jensky (1979) obtuvieron una edad cretácica temprana (método K-Ar, 114 Ma) para una roca volcánica silíceas que se ha interpretado como perteneciente a la provincia Faja Ignimbrítica Mexicana (del Cenozoico); algo similar sucede con la toba que encajona a la mineralización de Cuale, Jal., que se ha asignado al Terciario (Santiago-Canseco, 1985), cuando en realidad es de edad cretácica (Ortigoza, 1983 y Macías y Solís 1985, en Berrocal et al., 1988).

ANÁLISIS METALOGÉNICO

Introducción

Consideramos que una carta metalogénica debe estar organizada jerárquicamente por:

- a) Provincias metalogénicas
- b) Dominios o franjas metálicos
- c) Sub-provincias metalogénicas
- d) Distritos Mineros
- e) Prospectos

A continuación, se explicarán estos conceptos, para después comentar los yacimientos minerales metálicos y no metálicos de Jalisco.

Provincias metalogénicas. Se designa así a aquellas porciones de la corteza terrestre caracterizadas, a través de las orogéneas sufridas, por una permanencia geoquímica específica (Bertraneau 1969 en Routhier 1980). Se dice que en un sector de la corteza terrestre hay permanencia geoquímica cuando el depósito de una o varias sustancias, metálicas o no, se

repite en el tiempo geológico (época metalogénica; Pavillon, 1976, modificado). Lo anterior lleva a la especialización metálica de esa provincia metalogénica. Las provincias metalogénicas pueden ser homócronas o heterócronas dependiendo de que sus yacimientos minerales se hayan formado durante una época metalogénica de corta duración o bien en épocas variadas distantes en el tiempo (Routhier, 1980). Además, es necesario mencionar que una provincia metalogénica puede incluir a más de una provincia geológica.

Dominios o franjas metálicos. Constituyen zoneamientos dentro de una provincia metalogénica, basados en los metales predominantes.

Sub-provincias metalogénicas. Son regiones de un dominio o franja metálica caracterizadas por incluir el mismo tipo de depósito mineral.

Distritos Mineros. Son porciones de sub-provincias metalogénicas caracterizadas por tener minas, activas o no, del mismo tipo de yacimiento mineral.

Prospectos. Son localidades mineralizadas cuyos rasgos geológicos permiten modificar los límites establecidos para un dominio o franja metálica.

Yacimientos de minerales metálicos

En base a lo descrito, para el estudio de los yacimientos minerales metálicos del estado de Jalisco se proponen las siguientes provincias metalogénicas:

- a) plutónica (Fig. 4)
- b) calcófila (Fig. 5)
- c) de metales preciosos (Fig. 6)

cuyos límites corresponden, aproximada y respectivamente, con los de las siguientes provincias

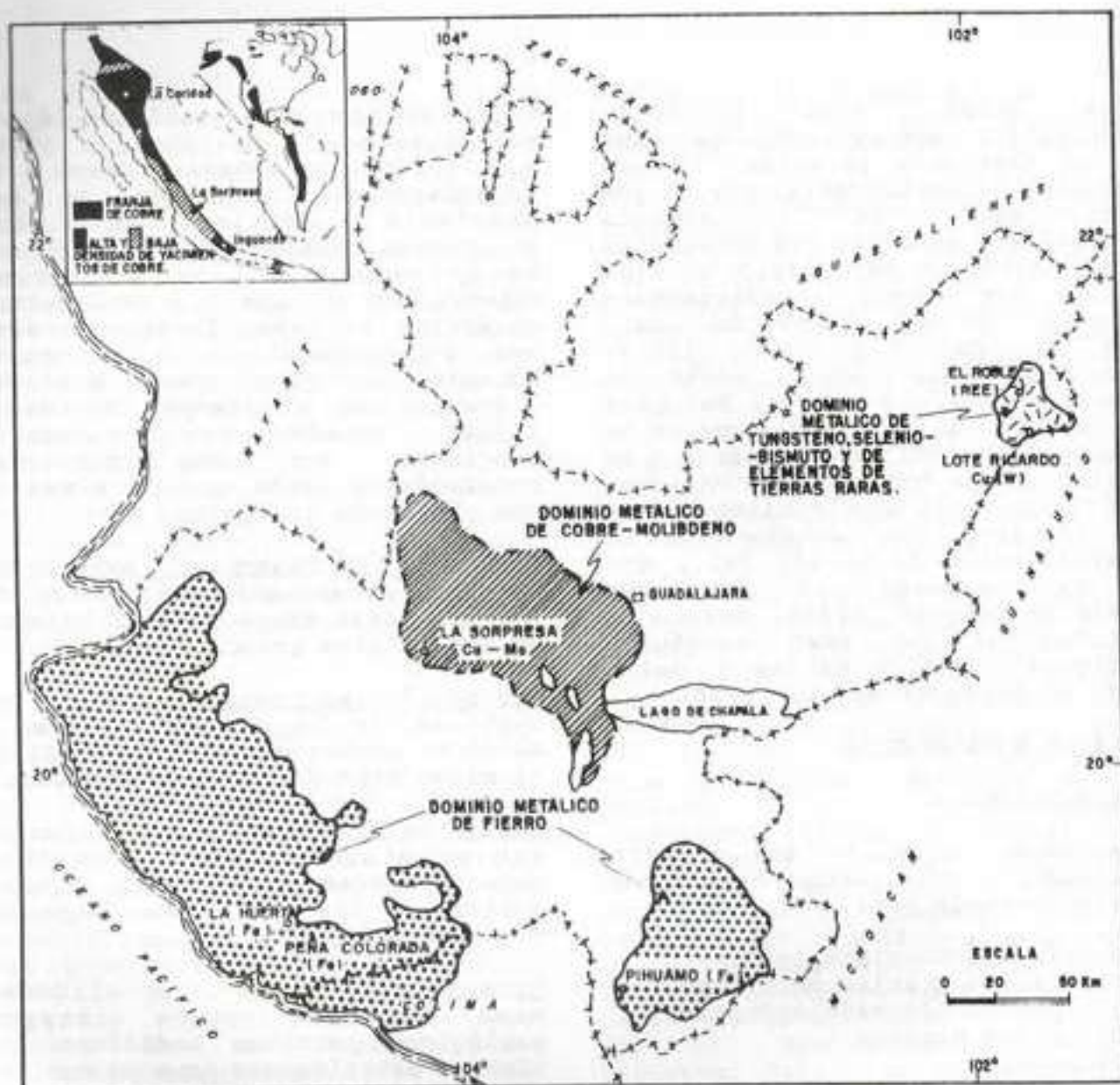


Fig. 4 Provincia metalogénica plutónica de Jalisco. Dominios metálicos: a) de Fe; b) de Cu-Mo y c) de W-Se-Bi y de REE (REE= elementos de tierras raras). El trazo discontinuo corresponde a una delimitación aproximada. En el recuadro se muestra la distribución de la franja cuprífera en América y las zonas de densidades alta y baja de yacimientos de cobre en México según Damon et al. 1983 en González-Partida y Martínez-Serrano 1989.

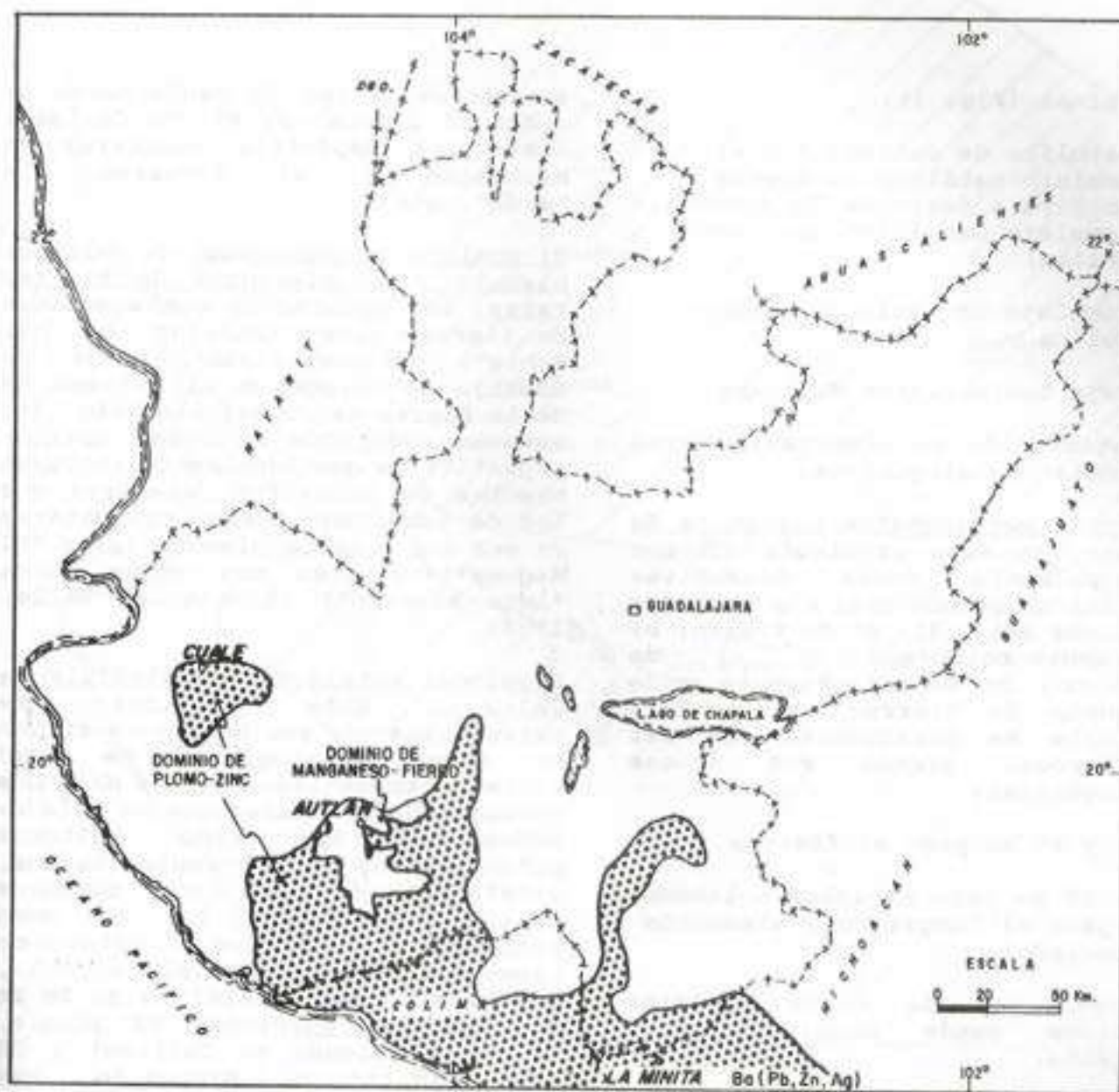


Fig. 5 Provincia metalogénica calcófila de Jalisco. Dominios metálicos: a) de Pb-Zn (Ag), barita y b) de Mn (Fe).

geológicas (Fig. 3):

- a) Batolito de Jalisco (en el dominio metálico de fierro incluye a parte de la provincia Complejo Orogénico Guerrero-Colima)
- b) Complejo Orogénico Guerrero-Colima y,
- c) Faja Ignimbrítica Mexicana

A continuación se comentarán estas provincias metalogénicas.

Provincia metalogénica plutónica de Jalisco. En esta provincia afloran principalmente rocas intrusivas batolíticas siendo tres sus dominios metálicos (Fig. 4): a) de fierro; b) de cobre-molibdeno y c) de tungsteno, de selenio-bismuto y de elementos de tierras raras. Esta provincia se caracteriza por ser heterócrona, siendo sus épocas metalogénicas:

- a) 88 y 66 Ma para el fierro;
- b) 66-55 Ma para el cobre-molibdeno y para el tungsteno y elementos asociados.

De cada uno de estos dominios metálicos puede mencionarse lo siguiente:

a) dominio de fierro: Los yacimientos de fierro son depósitos minerales tipo skarn generados durante el emplazamiento de rocas plutónicas del Batolito de Jalisco dentro de la secuencia volcano-sedimentaria cretácica;

b) dominio de cobre-molibdeno: El prospecto "La Sorpresa" se localiza al SW de Ameca (Fig. 4), es la única localidad que se conoce en Jalisco con depósitos tipo pórfido cuprífero (González-Partida y Martínez-Serrano 1989), por lo que representa la continuación de la franja hacia el

sur de este tipo de yacimientos de cobre en Sonora (p. ej. La Caridad) hasta los depósitos similares de Michoacán (p. ej. Inguarán, "La Verde", etc.);

c) dominio de tungsteno, de selenio-bismuto y de elementos de tierras raras: Los prospectos con elementos de tierras raras (REE) (p. ej. "El Roble") se localizan al SE de Comanja de Corona en el extremo NW de la Sierra de Guanajuato (Fig. 4), estando asociados a diques aplito-pegmatíticos que localmente incluyen brechas de turmalina, mientras que los de tungsteno pueden presentarse ya sea con selenio-bismuto (mina "El Maguey") o bien con cobre (mina "Lote Ricardo") (Zárate-Del Valle, 1993).

Provincia metalogénica calcófila de Jalisco. Esta provincia se caracteriza por ser homócrona siendo su época metalogénica de edad albiano-cenomaniano (106-94 Ma). Los yacimientos minerales que en ella se encuentran son tipo sulfuros polimetálicos volcano-sedimentarios, existiendo en ella dos dominios metálicos (Fig. 5), tal vez como producto de dos episodios mineralizantes (Routhier et al., 1978): a) dominio metálico de Pb-Zn (Ag) en sus porciones NW (Cuale, Talpa de Allende en Jalisco) y SE ("La Minita" en Michoacán, con barita dominante); b) dominio metálico de manganeso-fierro en su porción central (Autlán de Navarro, Jal.).

Provincia metalogénica de metales preciosos de Jalisco. Los yacimientos minerales de esta provincia, consisten en general de vetas epitermales y están alojados en rocas volcánicas del Mioceno inferior de la provincia geológica Faja Ignimbrítica Mexicana por lo que sus límites, en general, coinciden con los de ésta (Hostotipaquillo, Bolaños, Cinco

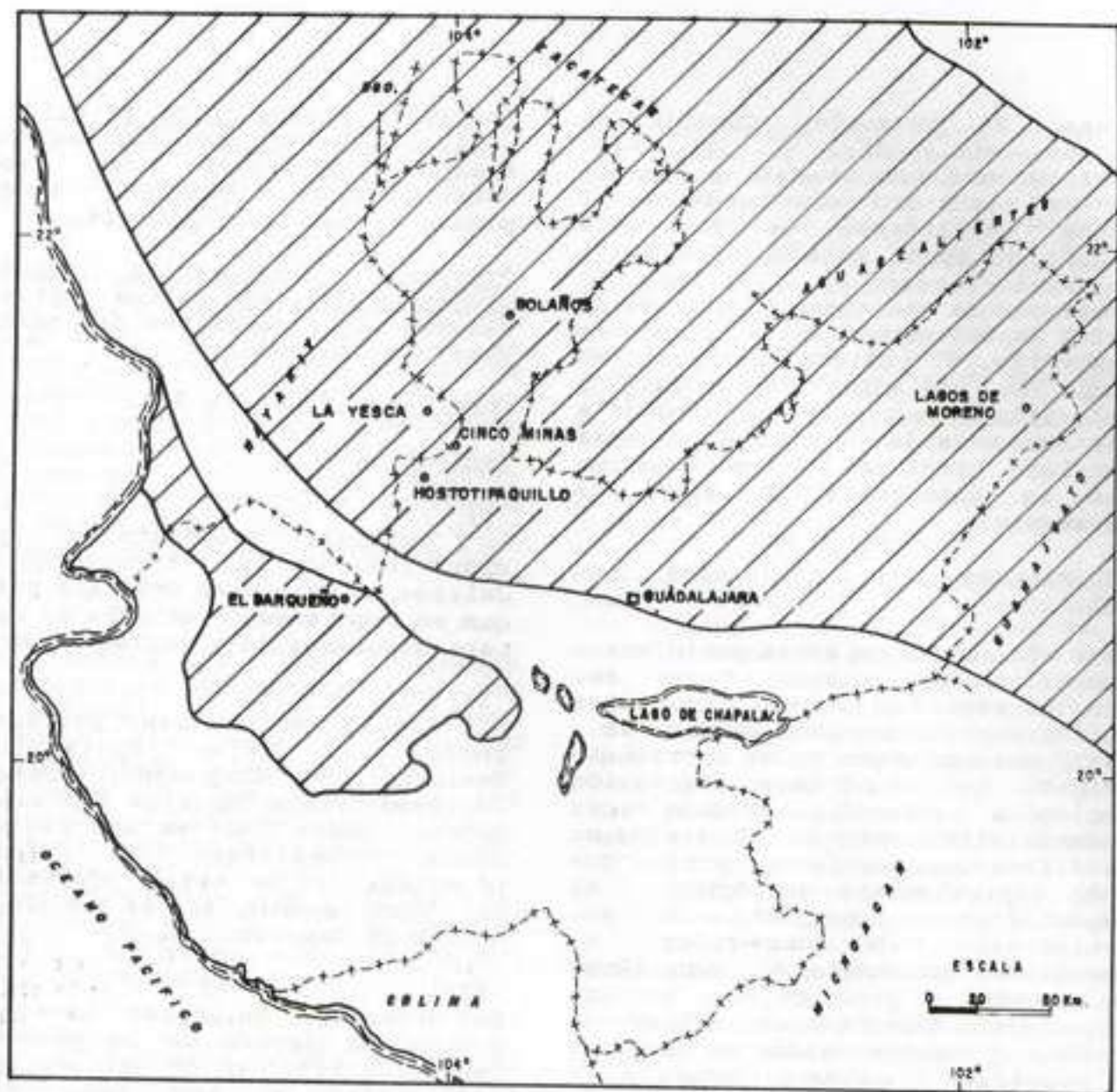


Fig. 6 Provincia metalogénica de metales preciosos de Jalisco. Único dominio metálico de: Au-Ag (Mn).

Minas, El Barqueño, Comanja de Corona, etc.; Fig. 6). El único dominio metálico de esta provincia es de plata-oro con manganeso y puede calificarse de homócrona siendo su época metalogénica 16-11 Ma (Nieto-Obregón et al., 1981). La presencia de manganeso en algunos de estos depósitos minerales (p. ej. La Yesca Fig. 6) pudiera interpretarse como una contaminación geoquímica del sistema geotérmico al afectar a las rocas de la provincia geológica Complejo Orogénico Guerrero-Colima que se interpreta le sirve de basamento.

Yacimientos de minerales no metálicos

Para el estudio de estos yacimientos minerales en Jalisco deben ser consideradas las cuatro provincias geológicas (Ortega-Gutiérrez et al., 1992) que convergen en su territorio (Fig. 3) y a cuya evolución geológica están ligados las rocas industrializables y los minerales no metálicos que contienen, por lo que cada provincia geológica, al especializarse respecto a sus yacimientos de minerales no metálicos, se convierte, para fines de estudio y prospectivos, en una provincia minerogénica (Kuzvart, 1984). A continuación se exponen brevemente estas provincias minerogénicas que, por razones de simplicidad, se denominarán como sus homólogas geológicas:

Provincia minerogénica Faja Volcánica Transmexicana (Plio-Cuaternario); depósitos de: diatomita, agregados pétreos, ópalo, obsidiana, trona, caolín, arcilla, etc.

Provincia minerogénica Faja Ignimbrítica Mexicana (Oligo-Mioceno); depósitos de: agregados pétreos, geodas, arena sílica, cuarzo, arcillas.

Provincia minerogénica Batolito de Jalisco (Jurásico superior-Terciario medio); depósitos de: rocas dimensionables: granito, mármol, piedra celestial; lapidaria.

Provincia minerogénica Complejo Orogénico Guerrero-Colima (Albiano-Cenomaniano); depósitos de: caliza, yeso y de dolomía.

CONCLUSIONES

Geológicas

I)

La geología cretácica y precretácica en el territorio de Jalisco no está bien definida por lo que se requieren de estudio de campo para comprenderla y cartografiarla;

II)

El límite entre las provincias geológicas Faja Ignimbrítica Mexicana y Complejo Orogénico Guerrero-Colima ha sido difícil de ubicar, sobre todo en las regiones donde coexisten la facies piroclástica de estas provincias, tal como sucede en la región de Autlán de Navarro, Jal.;

III)

Es necesario delimitar tres subprovincias dentro de la provincia geológica Batolito de Jalisco, para diferenciar a los tres tipos litológicos que la integran, a saber: metamórfico, plutónico y sedimentario-continental 4) Los límites entre las provincias geológicas de Jalisco son, en general, de carácter estratigráfico por lo que algunas de ellas afloran dentro de otras, gracias a ventanas de erosión.

Metalogénicas

I)

Para Jalisco se proponen, preliminarmente, las provincias metalogénicas siguientes:

- a) plutónica (Fig. 4)
- b) calcófila (Fig. 5)
- c) de metales preciosos (Fig. 6)

II)

En las provincias metalogénicas plutónica y calcófila de Jalisco (Figs. 4 y 5), es en donde es factible desarrollar con éxito, la prospección de yacimientos de gran volumen y baja ley, que constituyen actualmente los "blancos" de exploración de las compañías mineras, p. ej., pórfidos cupríferos y depósitos de sulfuros polimetálicos volcano-sedimentarios.

III)

Los límites de las provincias metalogénicas propuestas no son definitivos y se modificarán conforme se avance en su interpretación, sobre todo al delimitar con mas detalle a las unidades que las conforman (dominio metálico, subprovincia metalogénica) en base a los diferentes metales y sustancias que en ellas se concentraron p. ej.: cobre, estaño, barita, fluorita, etc., y a sus tipos de yacimientos.

IV)

Para el occidente de México, fue en el Cretácico en donde se dieron las condiciones paleogeográficas para la formación de yacimientos minerales tipo sulfuros polimetálicos volcanosedimentarios.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a las autoridades de la Universidad de Guadalajara las facilidades brindadas para la realización de este trabajo, en particular al M. C. D. Barrera-Bernández director del Centro de Ciencias de la Tierra; a los ings. J. L. Edgard Rodríguez-Medina y A. López-Ojeda, subgerente y residente, respectivamente, del Consejo de Recursos Minerales por la autorización para visitar algunos prospectos en el área de Ameca, Jal.; al M. I. J.

Rosas-Elguera y al Ing. R. Maciel-Flores por los comentarios acertados acerca de la geología de las provincias geológicas Faja Ignimbrítica Mexicana y Faja Volcánica Transmexicana; al arq. R. Reyes-Rodríguez por el dibujo de las ilustraciones de este trabajo, al Sr. G. Guerrero-Rodríguez por la elaboración del original esc. 1:500,000 de la carta geológica de Jalisco y al estudiante P. J. Jiménez-Ramírez por el apoyo incondicional brindado durante el análisis cartográfico efectuado. Asimismo se agradece al Dr. E. Pérez-Segura y al M. C. J. Nieto-Obregón las acertadas sugerencias proporcionadas en su revisión crítica de este artículo.

BIBLIOGRAFIA

- Aguayo-Camargo J. E. 1983. Integración y análisis de la información geológico-geofísica de la cuenca Colima-Jalisco. pyto. C-1144, Inst. Mexicano del Petróleo, inédito.
- Bates R. L. 1969. *Geology of Industrial Rocks and Minerals*: Dover Pub. Inc.
- Berrocá G., Guerrero-L. E., Ramírez P. y Reyes-Marquez R. J. 1988. Cuale en Ordoñez-Cortés (ed.) *Minas Mexicanas*, t 4, A.I.M.E., sección México.
- Cameron M., Spaulding K. and Cameron K. L. 1987. A synthesis and comparison of the geochemistry of volcanic rocks of the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, sp. vol. on Mexican Volcanic Belt, part 3A (ed. S.P. Verma), v. 26-1, pp. 29-84. MEX.
- Consejo de Recursos Minerales. 1992. *Monografía geológico-minera del Estado de Jalisco*. Pub. M-5e, SEMIP.
- Cruz-Ríos R. y Omaña-Pulido H. 1986. La geoquímica aplicada a la exploración de sulfuros masivos vulcanogénicos: Proyecto Eje Neovolcánico. VIII Conv. Nal. Sociedad Geológica Mexicana. resúmenes.
- Espasa-Calpe. 1988. *El pequeño*

- Tertiary igneous rocks, northern Jalisco, Mexico: Earth and Planetary Science letters, v36, pp. 202-206.
- United Nations. 1969. Survey of Metallic Mineral Deposits in Mexico: Geological Survey Map of part of Jalisco and Colima, Mexico. Zone 3.
- Venegas-Salgado S., Herrera-Franco J. J. y Maciel-Flores R. 1985. Algunas características de la faja volcánica mexicana y de sus recursos geotérmicos, rev. Geofísica Internacional, vol. especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano, parte 1 (editor S. P. Verma), v. 24-1.
- Yta M. y Chioldi M. M. 1987. Nueva hipótesis sobre la evolución magmático-tectónica y relación metalogenética del batolito granítico Comanja, Comanja de Corona, Jal.; mem. XVII conv. nal. Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México.
- Zantop H. 1978. Geologic Setting and Genesis of Iron Oxides and Manganese Oxides in the San Francisco Manganese Deposit, Jalisco, Mexico: Economic Geology bull., v-73, pp. 1137-1149.
- Zárate-Del Valle P. F. 1985. Caracterización de la mina El Maguey: única evidencia tungstenífera conocida en el centro de México. VIII convención nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, A. C. resúmenes.
- Zárate-Del Valle P. F. y Barrera-Hernández D. 1991. El Fenómeno de dolomitización en la Cuenca Colima-Jalisco y sus implicaciones en la exploración geológico-minera: mem. XIX conv. nal. de la Asociación de Ingeniero de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C.
- Zárate-Del Valle P. F. 1992a. Metodología en la Elaboración de la carta Metalogénica del Estado de Jalisco: mem. XI conv. geológica nal, Sociedad Geológica Mexicana, A.C.
- 1992b. Rasgos geoquímicos y metalogénicos del batolito granítico circunscrito de la Sierra de Guanajuato, México. bol. Geos., v. 12-5. (resúm. Reunión Anual, Unión Geofísica Mexicana).
- Zárate-Del Valle P. F. y Maldonado-Reyes J. A. 1992. Comentarios metalogénicos sobre el estado de Jalisco, bol. Geos. Unión Geof. Mex., v. 12-5. (resúmenes Reunión Anual, Unión Geofísica Mexicana).
- Zárate-Del Valle P. F. (1992, en prensa): Rasgos Geoquímicos y Estructurales de las dolomías diagenéticas e Hidrotermales en la Cuenca Cretácica Colima-Jalisco, México: Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Zárate-Del Valle P. F. (1993, en arbitraje) Analyse métallogénique de la Sierra de Guanajuato, Mexique. bulletin de la Société Géologique de France.
- Zimmermann J.-L., Stussi J.-M., González-Partida E. and Arnold M. 1988. K-Ar evidence for age and compositional zoning in the Puerto Vallarta-Río Santiago Batholith (Jalisco, Mexico), Journ. South America Earth Sciences, v1-3, p. 267-274.

MIGRACION DEL CAMPO VOLCANICO DE MICHOACAN-GUANAJUATO 90 km HACIA EL SUROESTE DURANTE LOS ULTIMOS .78 Ma

Hugo Delgado Granados¹, Jaime Urrutia Fucugauchi¹, Toshiaki Hasenaka² y Masao Ban³

¹ Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510, México, D.F.

² Institute of Petrology, Mineralogy and Economic Geology, Faculty of Science, Tohoku University, Aoba-ku, Sendai 980, JAPAN

³ Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Yamagata University, Yamagata 990, JAPAN

RESUMEN

Un muestreo paleomagnético en 32 sitios fué llevado a cabo a lo largo de una sección orientada noreste-suroeste a través del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG), con el fin de obtener parámetros de edad relativos que al usarlos junto con fechamientos isotópicos permitieran visualizar un patrón espacial y temporal del volcanismo en la región. Los resultados sugieren una migración del CVMG, 90 km en dirección hacia la trinchera mesoamericana en un tiempo cercano a 0.78 Ma entre los crones Brunhes y Matuyama. Esta migración se asocia con cambios en la cinemática y geometría de las placas Rivera, Cocos y Norteamérica, los cuales explican la rotación del vector de esfuerzos S_3 y la extrusión de magmas poco diferenciados como los del volcán El Jorullo.

INTRODUCCION

La Faja Volcánica Trans-Mexicana [FVTM] es una provincia volcánica con tendencia general este-oeste que se extiende por más de 1000 km a través de México central (Figura 1) y que tiene entre 20 y 150 km de ancho. La FVTM está constituida por volcanes compuestos, conos monogenéticos de pequeñas y medianas dimensiones y centros silfícos, relacionados con la subducción de las placas de Cocos y de Rivera debajo del la margen meridional de la placa Norteamericana (Demant, 1978). Los volcanes del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato [CVMG] y todos aquéllos que se encuentran localizados al oriente y sureste de Sahuayo, Michoacán (Figura 1), se asocian a la subducción de la placa de Cocos (Nixon, 1982), mientras que los volcanes del denominado bloque de Jalisco (Mooser, 1972; Allan et al., 1991) están asociados a la subducción de la placa Rivera (Wallace et al., 1992; Delgado,

1993a). En contraste con otros sistemas arco-trinchera, la FVTM sólo es paralela a la trinchera Mesoamericana en su parte occidental (Figura 2).

Robin (1982), Ferríz y Mahood (1986) y Nixon et al. (1987) han mencionado la posibilidad de migración del volcanismo de la FVTM en dirección sur o hacia la trinchera. Volcanes compuestos históricamente activos como el Popocatepetl, Citlaltépetl y Colima,

se encuentran situados en la parte sur de las cadenas volcánicas cuaternarias orientadas N-S o NE-SW. Cantagrel y Robin (1979) describen un desplazamiento del magmatismo hacia el sur en la parte oriental de la FVTM desde el Plioceno utilizando fechamientos K-Ar. Por su parte, Mora et al. (1991) establecen con datos paleomagnéticos y edades K-Ar la migración hacia el sur de la actividad volcánica en la Sierra de las Cruces.

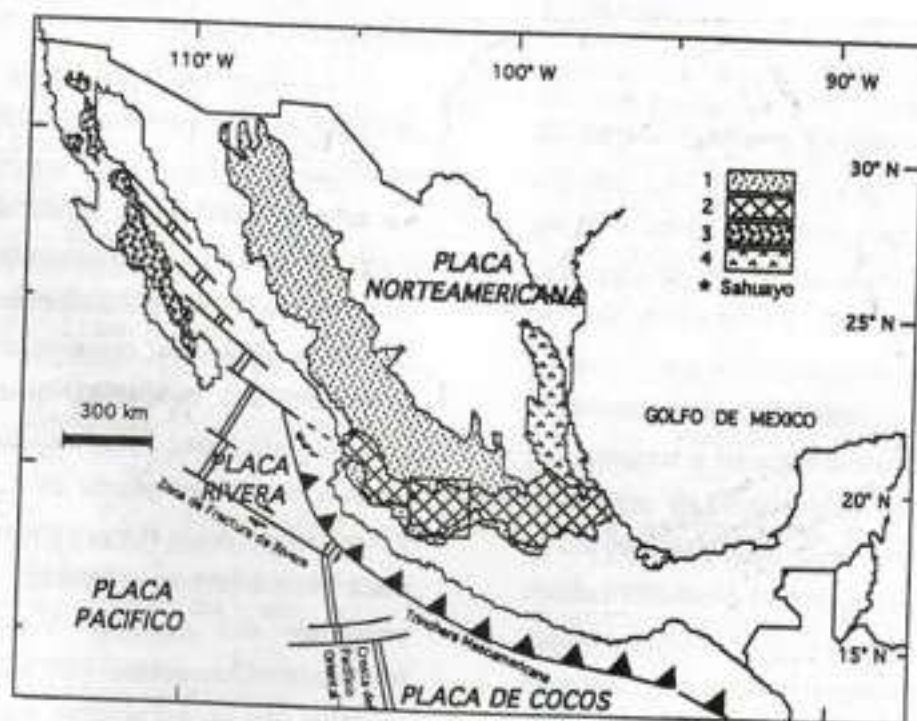


Figura 1. Mapa de localización del área estudiada. La figura muestra las provincias volcánicas de México: 1) Sierra Madre Occidental; 2) Faja Volcánica Trans-Mexicana; 3) Provincia Volcánica de Baja California; 4) Provincia Alcalina Oriental. El cuadro pequeño enmarca el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato.

al oeste de la cuenca de México.

En este estudio se aborda el problema de la influencia de la tectónica en la evolución del magmatismo a través de las observaciones de la distribución y edad del volcanismo. Las edades relativas de las rocas volcánicas en el

CVMG se determinaron con técnicas paleomagnéticas, que fueron calibradas con edades absolutas (K-Ar). También se hace una revisión y crítica de algunas de las características más importantes del mencionado campo.

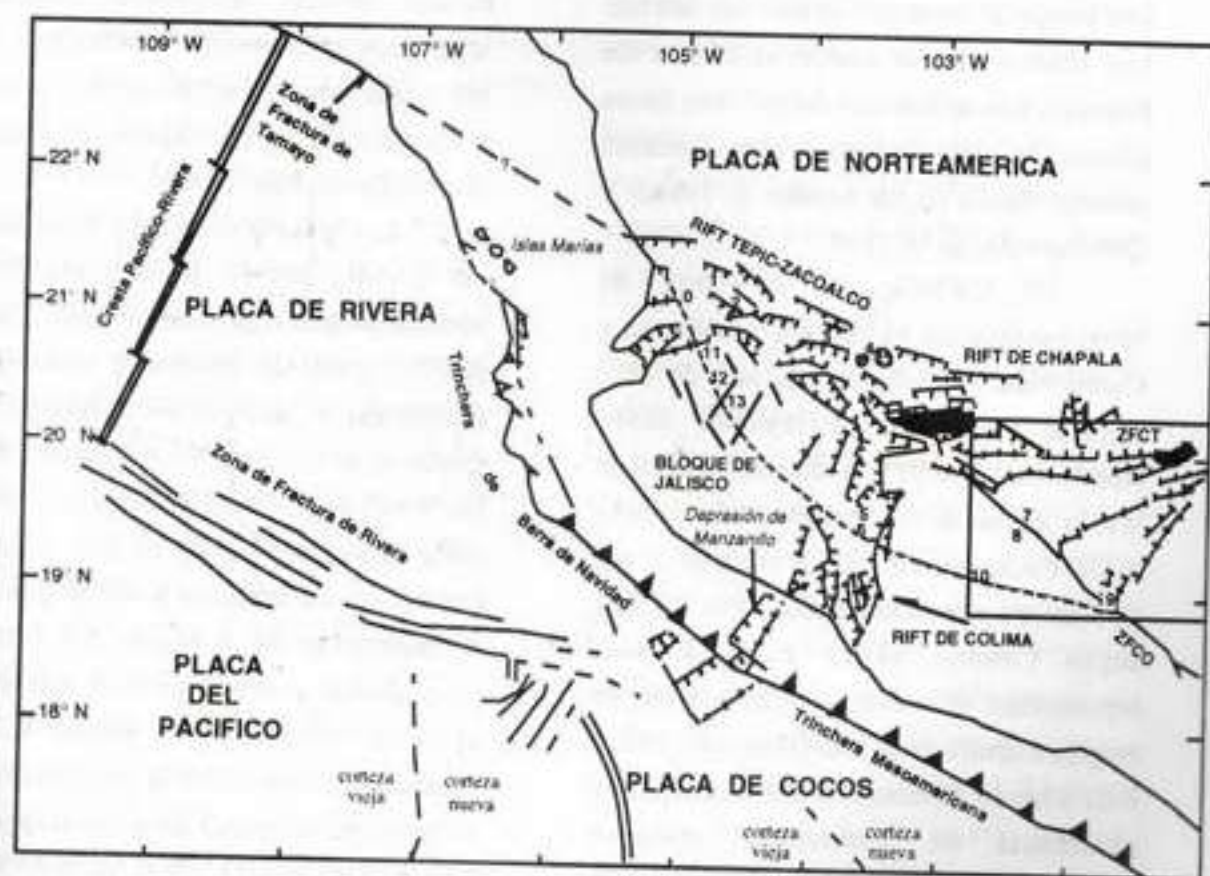


Figura 2. Elementos tectónicos del occidente de México. ZFCT es la zona de fracturamiento Chapala-Tula y ZFCO es la zona de fracturamiento Chapala-Oaxaca de Johnson y Harrison (1990). En negro: lagos; los números corresponden a volcanes: 0) Sangangüey; 1) San Juan; 2) Ceboruco; 3) Tequila; 4) La Primavera; 5) Cántaro-Nevaldo de Colima; 6) Colima; 7) Parícutín; 8) Tancitaro; 9) El Jorullo; 10) Buenavista; 11) San Sebastián; 12) Mascota; y 13) Los Volcanes. El cuadro indica la localización del área de estudios paleomagnéticos de la figura 3.

EL CAMPO VOLCANICO DE MICHOACAN-GUANAJUATO

El CVMG se encuentra en la parte central de la FVTM (Figura 1) y fue definido por Hasenaka y Carmichael (1985a y b) como un campo volcánico dominado por volcanes monogenéticos. Hasenaka y Carmichael denominaron a este campo con el nombre de Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato debido a que la mayor parte de este campo se encuentra en esos dos estados. Los límites de este campo volcánico sin embargo, aún no han sido definidos en forma precisa, ya que también existen volcanes monogenéticos en los estados de Jalisco y Querétaro (Delgado, 1992).

El CVMG, en un área de aproximadamente 40,000 km² (Hasenaka y Carmichael, 1985a), contiene más de 1000 centros volcánicos incluyendo conos cineríticos, flujos de lava, maares y domos de lava y cerca de 300 volcanes de tamaño medio (volcanes escudo) de cerca de 10 km de diámetro promedio (en total 1894 volcanes según Connor, 1987). Estos últimos, representan el volumen más grande de magma extruído en el área (Hasenaka, 1992). Aún cuando Connor (1987) menciona la existencia de numerosos volcanes poligenéticos, su identidad como tales está aún sin dilucidarse, ya que Hasenaka y Carmichael (1985b) los consideran en su mayoría de carácter monogenético.

Las escorias y lavas de los conos cineríticos del CVMG son esencialmente

basaltos de olivino y andesitas de olivino conteniendo fenocristales de olivino, plagioclasa y menos frecuentemente augita. En menor abundancia se observan andesitas de piroxeno y andesitas de hornblenda (Hasenaka y Carmichael, 1987). La mayoría de las rocas son calcialcalinas, aunque Hasenaka y Carmichael reportan también la presencia de rocas alcalinas y transicionales. El volcanismo en algunas partes del CVMG ha sido bimodal (calcialcalino y alcalino) según Luhr y Carmichael (1985a). Las rocas del Jorullo representan las etapas iniciales de la diferenciación de los magmas calcialcalinos (Luhr y Carmichael, 1985b).

Las lavas y productos piroclásticos del CVMG cubren la mayoría de las estructuras de la región. No obstante, Connor (1987) a partir del análisis de lineamientos tectónicos y de volcanes reconoce la presencia de tres patrones principales: N 60° W, N 60° E y E-W. El primero lo considera como el patrón fósil de un arco volcánico extinto. Los lineamientos N 60° W y N 60° E se intersectan en la región del Parícutín coincidiendo con una gran abundancia de aparatos volcánicos. El patrón E-W lo considera Connor como la orientación de la componente horizontal del esfuerzo principal (s_1). Ferrari et al. (1990) reconstruyen el campo de esfuerzos en tres etapas principales de deformación: 1) el Plioceno Tardío caracterizado por fallamiento transcurrente con s_1 orientado ENE-WSW y s_3 NNW-SSE, 2) durante el Pleistoceno Temprano-

Medio caracterizado por fallamiento normal con componente transcurrente izquierda con s_3 orientado en la misma dirección que la anterior y s_2 ENE-WSW, y 3) Durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno caracterizado por fallamiento normal con una leve rotación de s_3 .

ESTUDIOS PALEOMAGNETICOS

Los fechamientos isotópicos son importantes para calibrar la estratigrafía de un área. Sin embargo, estos fechamientos constituyen una herramienta poco accesible por su alto costo. Las técnicas de fechamiento relativo son menos costosas y más versátiles. Entre estas técnicas, el paleomagnetismo representa una herramienta económica para establecer fechas relativas por correlación con la escala magnetoestratigráfica, tomando en cuenta las características normales y reversas del campo geomagnético, las cuales son heredadas por las rocas al momento de su formación. Los estudios paleomagnéticos pueden arrojar información adicional sobre las temperaturas de emplazamiento de las lavas y la mineralogía de las rocas, así como información tectónica.

La paleovariación secular, las excursiones y cambios de polaridad son variaciones del campo geomagnético que constituyen una referencia útil para resolver problemas estratigráficos, particularmente problemas estratigráficos de secuencias volcánicas cenozoicas (Bremer y Urrutia, 1985). Las rocas volcánicas están caracterizadas por su registro magnético, la

cual es en general, una magnetización remanente de alta estabilidad e intensidad adquirida durante el cambio de temperatura al momento de emplazarse. Usando el registro magnético de las rocas volcánicas es posible establecer correlaciones o, bajo ciertas condiciones, fechar unidades volcánicas usando: a) cambios de polaridad y excursiones; b) direcciones y posiciones polares (paleovariación secular); c) dispersión de las direcciones y posiciones polares; d) propiedades magnéticas; y e) intensidad del campo geomagnético.

Debido a que este método de fechamiento es relativo, necesita calibración con fechamientos isotópicos. El método requiere de un buen control estratigráfico de las unidades a fechar.

El desarrollo de la Escala Geomagnética de Cambios de Polaridad ha estado relacionada a estudios diversos de fechamiento y correlación tales como el modelado de anomalías magnéticas marinas y la estimación de cocientes de expansión o esparcimiento y la edad de la litósfera oceánica, la cronología de sedimentos marinos, correlación y fechamiento de secciones sedimentarias y secuencias volcánicas (Harland et al., 1990). La escala para los últimos 5 Ma se ha derivado principalmente de estudios combinados de paleomagnetismo y fechamientos K-Ar en rocas volcánicas continentales y es la sección de la Escala mejor definida y la cual es empleada como base de calibración para otras (McDougall, 1985).

Parte de la precisión del método paleomagnético y consecuentemente de su potencial como marco de referencia estratigráfico depende de la precisión con la cual se determinan las edades de los cambios de polaridad y transiciones del campo geomagnético. Recientemente, las edades para los cambios de polaridad se han revisado a partir de correlaciones con escalas astronómicas (Hilgen, 1991) y con fechamientos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Spell y McDougall, 1992). La fecha para la frontera Brunhes - Matuyama es de 780 ± 10 ka, en vez de la considerada anteriormente de 730 ka. Esta nueva fecha se ha derivado de

estudios $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la secuencia volcánica de la caldera Valles, en los Estados Unidos (Spell y McDougall, 1992), en donde se había definido la cronología anterior.

METODO DE TRABAJO

Se seleccionaron 32 sitios de muestreo paleomagnético, tratando de abarcar el mayor número posible de volcanes a lo largo de una franja orientada noreste - suroeste en el CVMG (Figura 3). En cada sitio se tomaron de 5 a 17 núcleos de roca utilizando una perforadora portátil con una barrena de 2.5 cm de diámetro interno. Cada cilindro mide de 4 a 15 cm de largo y es

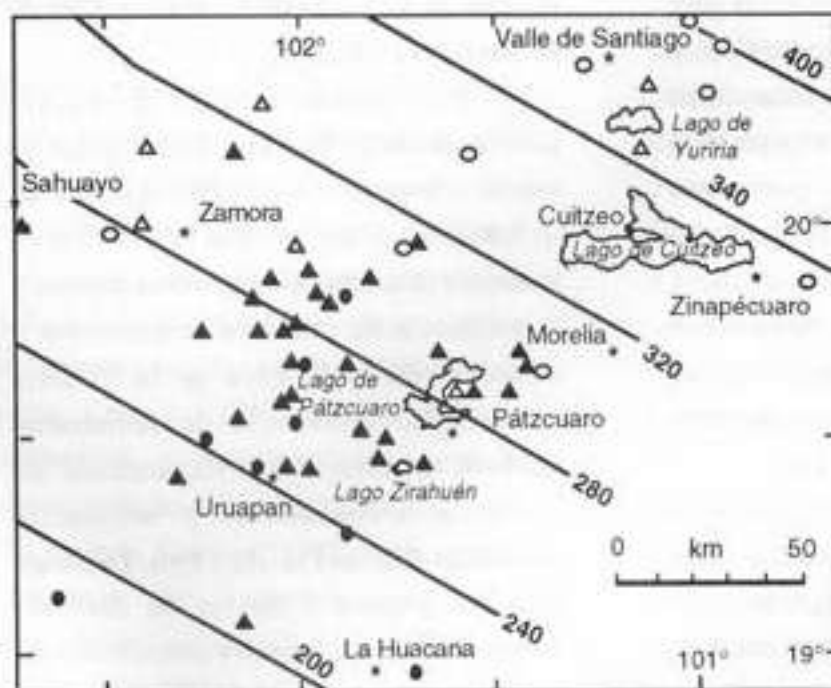


Figura 3. Localización de los muestreos paleomagnéticos para el área de el CVMG. Los triángulos oscuros indican polaridades normales, los triángulos vacíos polaridades reversas, los círculos negros muestran los sitios donde existen datos radiométricos con menos de 78 Ma (ver Tabla 2) y los círculos vacíos muestran los sitios donde las edades radiométricas son mayores a 78 Ma. Las líneas acotadas con números indican la distancia a la trinchera en kilómetros. La localización de este mapa está indicado en la Figura 1.

orientado usando una brújula sin corrección de declinación montada en un soporte de bronce, antes de ser sacado del afloramiento.

Estos núcleos fueron llevados al Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M., donde los núcleos fueron cortados en cilindros de 2.2 cm de largo, para medir su magnetismo remanente natural (MRN) por medio de un magnetómetro Molspin. Después cada núcleo fue desmagnetizado por campos magnéticos alternos en pasos de 2.5, 5, 20, 40, 60 y 80 militeslas. En cada paso se midieron las 6 componentes de la magnetización en cada núcleo (x, -x, y, -y, z, y -z). Los sitios que al final del proceso de desmagnetización resultaron con un polo geomagnético virtual (VGP) entre 45° y 90° N fueron considerados como de polarización normal, mientras que aquéllos con VGP entre 45° y 90° S fueron considerados con polarización reversa. Los sitios con VGP entre 0° y 45° N se consideraron de polarización intermedia normal y aquéllos con VGP entre 0° y 45° S fueron considerados de polarización intermedia reversa.

Un ejemplo de la obtención de los datos se trata a continuación.

Se obtuvieron 8 núcleos de lavas del volcán Janamo (volcán escudo basáltico, localizado a 22 km al noroeste de la ciudad de Uruapan, Michoacán) para su estudio paleomagnético. Una componente viscosa aparece en los primeros pasos de la desmagnetización y después la muestra se

comporta estable (Figura 4) y con una pequeña deriva hacia el norte. El comportamiento del resto de los núcleos del mismo sitio es similar aunque se observa algo de dispersión. Los valores obtenidos fueron tratados estadísticamente de acuerdo al método de Fisher (1953) y resultaron ser adecuados para la estimación de edad. Para este volcán se obtuvo una polaridad normal que indica una edad de menos de 0.78 Ma.

RESULTADOS

Los resultados obtenidos para las rocas del CVMG son mostrados en la Tabla 1. Los datos isotópicos utilizados para la calibración de los datos paleomagnéticos se muestran en la Tabla 2. Además, se muestran datos paleomagnéticos compilados de otras fuentes.

Asumiendo que la magnetización remanente característica observada en los diferentes sitios corresponde a la magnetización térmica adquirida al tiempo de emplazamiento, entonces la correlación de la polaridad con la Escala Geomagnética permite tener una estimación de la edad para la actividad volcánica. Para el caso de la actividad en conos cineríticos, el período representado es usualmente corto (del orden de unos pocos años; por ejemplo Parícutín y Jorullo), dos o tres órdenes de magnitud menores que el tiempo involucrado en un cambio de polaridad (del orden de 2,000 a 10,000 años) y aún menores que la duración media de los crones de polaridad en el Cenozoico Tardío (del orden de 0.5 Ma) (Harland et al., 1990). Para

el caso de la actividad en volcanes poligenéticos (calderas o centros silíceos y parcialmente los volcanes escudo) los períodos son mayores del orden del millón de años, por lo que en su estudio se

requiere estudiar las diferentes unidades de las épocas eruptivas (Urrutia et al., 1988). En conos cineríticos uno o dos sitios son representativos (así como un fechamiento isotópico), dentro de las limitaciones y precisión de los métodos.

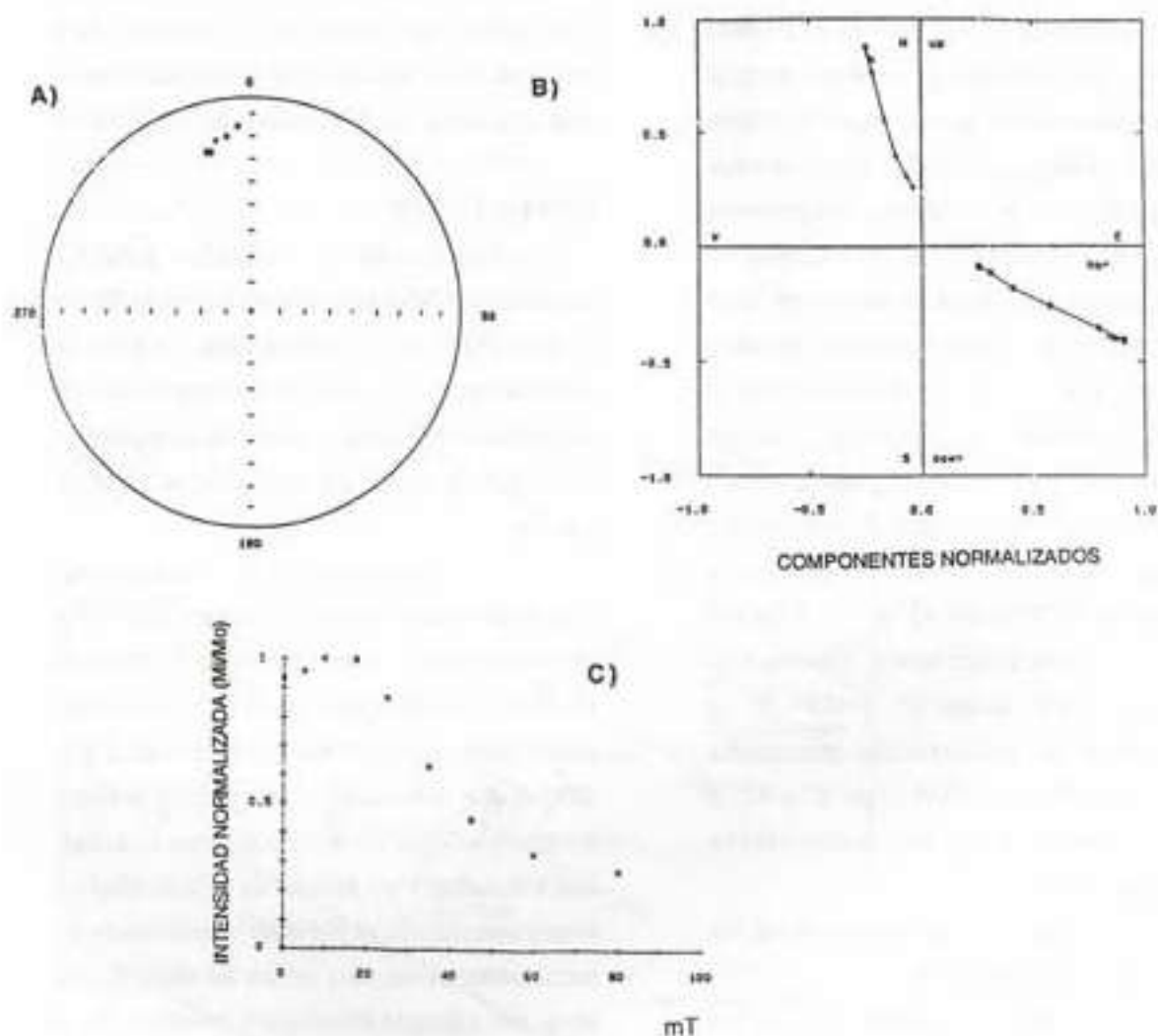


Figura 4. Diagramas de desmagnetización de una muestra piloto del volcán Janamo (HKA-960-B-F). A) Proyección estereoscópica de los polos (Los asteriscos significan polaridad normal). B) Cambios en la dirección de la magnetización remanente durante los diferentes pasos de la desmagnetización por campos alternos (diagrama de Zijderveld). C) Diagrama que muestra la variación de la intensidad normalizada de la muestra con respecto al incremento del campo aplicado a la muestra durante el proceso.

SITIO	N	DEC	INC	K	a95	Latitud (N)	Longitud (W)	EDAD (Ma)	P
HKA-902	6	339.78	52.32	119.75	6.14	19.45	102.01		*
HKA-904						19.60	102.01		*
HKA-909						19.59	102.03	0.06 ± 0.02	*
HKA-928	11	341.22	-1.74	49.44	6.55	19.04	102.14		*
HKA-929	12	350.51	33.75	9.21	15.11	19.10	102.64	0.58 ± 0.09	*
HKA-960B	8	344.87	30.47	39.17	8.95	19.51	102.12		*
HKA-963	11	359.07	34.68	27.32	8.89	19.70	101.99		*
HKA-964	11	39.30	27.68	27.68	8.00	19.71	102.01		*
HKA-965						19.70	101.87		*
HKA-966						19.51	101.84		*
HKA-967	10	340.24	36.22	18.88	11.40	19.49	101.79		*
HKA-968						19.50	101.78		*
HKA-969						19.44	101.72		*
HKA-972						19.46	101.73		o
HKA-974	7	237.58	-3.27	1.44	86.45	19.63	101.55	0.56 ± 0.07	r
HKA-975						19.73	101.64		*
HKA-977	7	30.70	31.95	39.17	9.76	19.89	101.81		*
HKA-978	6	12.73	40.88	2.94	47.45	19.92	101.75	1.97 ± 0.23	*
HKA-982						19.80	102.02		*
HKA-983	9	344.28	23.49	64.17	6.47	19.85	102.07		*
HKA-984	12	184.86	-12.69	153.40	3.51	19.96	101.97		o
HKA-986						19.93	101.98		*
HKA-988	8	335.77	37.01	29.82	10.31	19.83	101.98	0.18 ± 0.03	*
HKA-993									o
HKA-994									o
HKA-1011						19.41	101.98		*
HKA-1017						19.37	102.33		*
HKA-1023	11	352.00	26.18	152.90	3.70	19.36	102.25	0.55 ± 0.06	*
A	8	319.07	32.26	70.51	9.17	19.98	102.11	Pleist. Tardío	*
B	8	209.90	49.43	16.15	17.18	19.76	102.01	Pleist. Medio	*
C	8	88.93	44.60	109.99	7.32	19.82	101.91	Pleist. Medio	*
D	8	311.41	9.81	17.23	18.96	19.95	101.69	Pleist. Medio	*
E	8	330.94	42.64	246.51	3.53	19.71	101.42	Pleist. Tardío	*
F	8	344.67	15.91	97.51	6.81	19.67	101.42	Pleist. Medio	*
G	8	324.43	23.88	129.74	5.32	19.62	101.46	Pleist. Medio	*
H	8	352.59	13.49	161.65	4.76	19.75	102.03	Pleist. Medio	*
J	8	17.02	69.87	146.58	5.55	19.79	102.21	Pleist. Medio	*
K	8	141.76	6.05	30.32	14.11	20.18	102.16	Pleist. Medio	*
I	8	182.21	-36.73	120.51	6.12	20.32	102.11	Plio. Tardío	o
M	8	174.51	-44.82	346.26	2.98	20.17	102.38	Pleist. Temp.	o
N	8	310.70	-27.54	71.72	7.96	20.02	102.39	Holoceno (?)	o

Tabla 1. Datos paleomagnéticos de muestras de roca del CVMG. N: número de muestras, P: polaridad, *: polaridad normal, o: polaridad reversa, r: polaridad intermedia reversa. Los sitios de la A a la N fueron obtenidos de Alor y Uribe (1986).

En la siguiente sección, la discusión asume que los datos de polaridad magnética y los fechamientos isotópicos representan la edad de la actividad de los conos cineríticos. Ello lleva una incertidumbre asociada, que en el caso general de la correlación con la Escala Geomagnética, ésta es bastante grande, del

orden de 500 ka para los crones de polaridad y de ~100 ka para los sub-crones y transiciones. Ello impone limitaciones en la magnitud de los cambios, en la distribución espacio - temporal del volcanismo y la aparente migración hacia la trinchera en el CVMG.

Muestra	Volcán	Tipo	Roca	Método	Edad (Ma)	Latitud (N)	Longitud (W)
Referencia							
909	Paracho	E A	K-Ar (WR)	0.06±0.02	19°35'21"	102°02'28"	1
929	Buena Vista	E A	K-Ar (WR)	0.58±0.09	19°09'22"	102°36'31"	1
974	Yahuarato	E A	K-Ar (WR)	0.56±0.07	19°36'53"	101°33'06"	1
978	Brinco del Diablo	E A	K-Ar (WR)	1.97±0.23	19°56'21"	101°43'55"	1
988	El Picacho	E A	K-Ar (WR)	0.18±0.03	19°50'20"	101°58'01"	1
995	Culiacan	E A	K-Ar (WR)	2.23±0.23	20°20'16"	101°58'11"	1
997	Grande	E A	K-Ar (WR)	2.27±0.27	20°25'23"	100°52'35"	1
999	Camutaran	E A	K-Ar (WR)	1.22±0.13	20°10'37"	101°33'30"	1
1023	Tancitaro	ES A	K-Ar (WR)	0.55±0.06	19°16'34"	102°24'57"	1
-	Parícutin	C	RH	1943-1952	19°29'33"	102°15'04"	2
-	El Jorullo	C	RH	1759-1774	18°58'19"	101°43'03"	2
-	El Jabali	C	C14	.0038±.0001	19°26'56"	102°06'46"	2
-	El Metate	E	C14	.0047±.0002	19°32'20"	101°59'33"	2
-	La Taza	C	C14	.0084±.0003	19°31'33"	101°43'28"	2
-	El Huaniño	C	C14	.0091±.0002	19°41'01"	101°59'04"	2
-	La Mina	C	C14	.0171±.0004	19°42'45"	101°26'02"	2
-	El Pueblito	C	C14	.0290±.0003	19°49'29"	101°55'24"	2
-	Las Cabras	C	C14	>.040	19°49'34"	101°53'37"	2
-	Pelon	C	K-Ar (WR)	0.37±0.05	19°17'52"	101°54'47"	2
-	Santa Teresa	C	K-Ar (WR)	2.78±0.07	20°29'50"	100°59'53"	2
-	San Nicolás	M	K-Ar (WR)	1.2	20°23'17"	101°15'25"	3
340	Sanambo	E A	K-Ar (WR)	0.87±0.05	19°38'58"	101°26'32"	4
706	Grande de La Piedad	E A	K-Ar (WR)	1.60±0.10	20°18'10"	102°07'01"	4
881	Alto	E A	K-Ar (WR)	2.60±0.10	19°59'18"	102°30'34"	4
Mex 211		San Joaquín Jarpeo	E	AB	K-Ar (WR)	0.75±0.15	
	19°51'00"	100°44'50"	5				

Tabla 2. Edades radiométricas de volcanes del CVMG. A: andesita, AB: andesita basáltica, E: volcán escudo, ES: estrato-volcán, C: cono cinerítico o cono de lava, M: maar, RT: roca total, RH: registro histórico, ¹⁴C: Carbono 14, 1: Ban y otros (1992), 2: Hasenaka y Carmichael (1985a), 3: Murphy y Carmichael (1984), 4: Nixon y otros (1987), 5: Ferrari y otros (1990).

DISCUSION

El rango total de edad del volcanismo monogenético en el CVMG no ha sido reconocido. Sin embargo, Allan y Carmichael (1984), Allan et al. (1991) y Delgado y Hasenaka (1993) mencionan que el volcanismo monogenético en regiones vecinas de Jalisco se registra desde el Mioceno (al menos desde hace 10 Ma). La existencia de rocas volcánicas con edades comparables a las de Jalisco en el CVMG no se encuentran referidas en la literatura, posiblemente porque han sido cubiertas por las lavas y productos piroclásticos más jóvenes, o bien debido a que tales rocas no cuentan con fechamientos isotópicos. Hasenaka y Carmichael (1985b) y Ban et al. (1992) reportan edades para los volcanes de Michoacán y Guanajuato de hasta 2.8 Ma (Volcán Santa Teresa; Tabla 2), que es la edad mínima del volcanismo reportada en el CVMG. El volcanismo sin embargo, es activo en la región como lo indican las erupciones del Jorullo (1759-1774) y del Parícutín (1943-1952).

El volcanismo monogenético del CVMG se extiende más allá de los límites de los estados de Michoacán y Guanajuato, siendo reconocidos en zonas vecinas del estado de Jalisco, donde las manifestaciones volcánicas tienen una historia de 10 Ma asociadas con una tectónica extensional (Delgado, 1993b).

Considerando que el volcanismo monogenético posee un posible rango de edad de 10 Ma en la región, es notorio que

este rango excede los límites plio-cuaternarios establecidos por Demant y Robin (1975) para el inicio de la actividad volcánica relacionada con la FVTM y se traslapa con las edades miocénicas del volcanismo de la SMO (Damon et al., 1981).

Nieto et al. (1985) han sugerido que el período Mioceno Tardío ~ Plioceno Temprano representa el tiempo en que se desarrolla una "proto-FVTM". Este período parece ser una época de transición en las características y distribución del volcanismo (Delgado, 1993a), con variaciones en la composición de los magmas ya que se observan en coexistencia volcanes con lavas alcalinas (típicas de zonas asociadas a procesos de riftogénesis) y lavas calcialcalinas (típicas de zonas de convergencia) (Luhr y Carmichael, 1985a; Allan et al., 1991; Wallace y Carmichael, 1992b). Delgado (1993a) ha sugerido que los cambios en composición de los magmas así como los cambios en la distribución del volcanismo, se pueden asociar a cambios en la geometría de las placas durante el Mioceno Tardío ~ Plioceno Temprano. El estado cinemático de las placas origina además, un régimen tectónico transcurrente en el Plioceno Tardío (Ferrari et al., 1990), tensional con componente lateral izquierda en el Pleistoceno Temprano-Medio (con s_3 NNW-SSE) y tensional en el Mioceno y en el Pleistoceno-Holoceno (con rotación de s_3 hacia N-S). Este patrón extensional parece favorecer el desarrollo del volcanismo monogenético, en vez de permitir el

desarrollo de grandes edificios volcánicos. Asimismo, el régimen tensional ha propiciado en los últimos 10 Ma (particularmente entre los 6.5–4.5 Ma) (Delgado, 1993a y 1993b) que magmas viajen a través de una corteza altamente fracturada hasta la superficie con poca diferenciación magmática.

En la Figura 3 se observan las localidades muestreadas para paleomagnetismo (triángulos) y las localidades con datos de edad obtenidos por K-Ar o ^{14}C (círculos). El frente volcánico actual del CVMG, representado por el volcán Buenavista (0.6 Ma, Tabla 2), se encuentra a 190 km de distancia respecto a la trinchera (triángulo sólido). Los resultados paleomagnéticos obtenidos en la primera fase de este proyecto, indican que los volcanes ubicados al noreste de una línea NW-SE a partir de los $19^{\circ}35'$ de latitud norte aproximadamente, son más antiguos que 0.78 Ma (triángulos abiertos) y que al sur de tal latitud, los volcanes son en general, más jóvenes (Delgado et al., 1991). Observando las líneas de igual distancia a la trinchera, observamos que el primer volcán con edad mayor a .78 Ma aparece a los 275 km, al oeste de Zamora y que hacia el sureste (siguiendo la línea de los 280 km), a los 285 km aparece el primer volcán con polaridad reversa, al este del lago de Pátzcuaro. Esto sugiere que antes de .78 Ma el frente volcánico se encontraba a 280 km de la trinchera aproximadamente y después de esta fecha, migró hacia el suroeste 90 km. Esta migración del CVMG, incluyó no sólo al

frente volcánico sino al CVMG en su totalidad. Esto significa que la zona tras-ante fue desplazada también hacia el suroeste.

La presencia de volcanes con polaridades normales por encima de la línea que marca los 280 km a partir de la trinchera, representan edades mayores a 2.5 Ma (frontera de los cronos Gauss y Matuyama). Otros datos de polaridad normal en esta zona que pertenecen al Cron Brunhes, indican que la migración se llevó a cabo paulatinamente.

Los resultados paleomagnéticos son consistentes con los resultados obtenidos de 9 fechamientos isotópicos en volcanes del CVMG (Ban et al., 1992) realizados paralelamente a este estudio y 10 más obtenidos de diferentes autores (Tabla 2). Esto coincide con la localización del volcanismo reciente al sur de la zona mencionada (volcanes Parícutín y Jorullo) y la presencia en el norte, del volcán más antiguo registrado dentro del CVMG, cerca de Valle de Santiago, Guanajuato (Volcán Grande, 2.3 Ma).

La distribución y evolución espacio-temporal de la actividad volcánica en el CVMG refleja cambios en los procesos dinámicos, en el proceso de subducción y de interacción de placas en el margen continental (Nixon et al., 1987; Ban et al., 1992; Delgado, 1993a).

Los factores involucrados en la evolución de los sistemas trinchera-arco magmático han mostrado ser difíciles de cuantificar y varios fenómenos se interrelacionan para producir cambios

observables en superficie. Entre las observaciones potenciales que pueden permitir la documentación de los procesos se tienen: 1) el frente magmático representado por la línea de volcanes activos se localiza entre los 75 km y 180 km arriba de la zona de Wadati-Benioff y generalmente entre 100 km y 120 km (Gill, 1981); 2) usualmente el ángulo de subducción en la zona adyacente a la trinchera es menos que bajo el margen continental; 3) ángulos pequeños parecen estar asociados a la ausencia de volcanismo (por ejemplo en Perú 9° y en Chile Central ~12°); 4) los ángulos son más agudos en el período inicial y generalmente se vuelven más menores, en los casos en que la edad de la placa que subduce se vuelve cada vez más joven; 5) la geometría y cinemática para el sistema arco - trinchera debe corresponder a los procesos tectónicos en la placa superior (tectónica compresional a extensional, direcciones de esfuerzos principales); 6) la geometría debe correlacionarse con el carácter geoquímico y petrológico de los magmas; y 7) la distribución espacio - temporal de los productos magmáticos debe correlacionar con la geometría propuesta y la cinemática de interacción de placas al borde continental.

Adicionalmente, se tienen otros factores tales como la ocurrencia de irregularidades topográficas (fracturas, aparatos volcánicos, etc.) en la placa oceánica, velocidad y dirección de convergencia y las características de la corteza y manto en la placa continental.

La migración hacia el suroeste en el CVMG sugiere que, el ángulo de subducción de la placa oceánica asociada (placa de Cocos), parece haber cambiado su inclinación en los últimos .78 Ma haciéndose más pronunciada. Este cambio pudo haber estado vinculado con una intensificación del régimen tensional en la región, que produjo que magmas más primitivos alcanzaran la superficie, como en el caso del Jorullo (Luhr y Carmichael, 1985b) y que la orientación del vector de esfuerzos s_3 rotara de una posición NNW-SSE a N-S (Ferrari et al., 1990).

AGRADECIMIENTOS

Durante el desarrollo del trabajo de campo se contó con la cooperación de J. Delgado y J. J. Delgado. G. Aguirre y G. Carrasco con sus revisiones críticas, contribuyeron de manera importante al mejoramiento de este trabajo. Este estudio ha sido financiado en parte por CONACYT (proyecto 1195-T9203).

REFERENCIAS

- ALLAN, J.F., and I.S.E. CARMICHAEL, 1984, Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico, *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 88, pp. 203-216.
- ALLAN, J.F., S. A. NELSON, J. F. LUHR, I.S.E. CARMICHAEL, M. WOPAT and P. J. WALLACE, 1991, Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico: an exotic terrane in the making, *Mem. A.A.P.G.*, 47, Chapter 21, pp. 425-445.

ALOR, J., y J. URIBE, 1986, Geología y Paleomagnetismo de una parte del estado de Michoacán, tesis profesional, Fac. de Ingeniería, U.N.A.M., México, 229 pp.

BAN, M., T. HASENAKA, H. DELGADO y N. TAKAOKA, 1992, K-Ar Ages of lavas from shield volcanoes in Michoacan-Guanajuato, Mexico, Geof. Int. v.31, no.4, en prensa.

BREMER, M., y URRUTIA, J., 1985, Magnoestratigrafía y Variaciones del Campo Geomagnético en Rocas Volcánicas del Centro de México. Revista de Ingeniería, p. 41-45.

CANTAGREL, J. M., y C. ROBIN, 1979, K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks - relations between the andesitic and the alkaline provinces, J. Volcanol. Geotherm. Research, 5, pp. 99-114.

CONNOR, C. B., 1987, Structure of the Michoacan, Guanajuato Volcanic Field, Mexico, J. Volcanol. Geotherm. Res., 33, p. 191-200.

DAMON, P. E., M. SHAFIQULLAH, and K. F. CLARK, 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern cordillera, in: W. R. Dickinson and W. D. Payne, eds., Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera, Arizona Geological Society Digest, 14, p. 137-154.

DELGADO, H., 1992, Geology of the Chapala Rift, Dissertation: Doctor of Science, Tohoku University, Fac. of Science, 283 pp.

DELGADO, H., 1993a, Late Cenozoic tectonics offshore western Mexico and its relation to the structure and volcanic activity in the western Trans-Mexican Volcanic Belt: A Review, Geofísica Internacional, special volume on the activity of Volcán de Colima, en prensa.

DELGADO, H., 1993b, Strong relationship between monogenetic volcanism and extensional tectonics: 10 m.y. of volcanic history in Chapala, Jalisco, Mexico, IAVCEI Meeting Canberra, abstracts.

DELGADO, H., URRUTIA, J., BAN, M., y T. HASENAKA, 1991, Preliminary paleomagnetic data from the Michoacán-Guanajuato volcanic field: Southward migration of the volcanism during the last 23 m.y., Reunión Anual, Puerto Vallarta, p. 17.

DELGADO, H., y HASENAKA, T., 1993, Characteristics and implications of the monogenetic volcanism south of Guadalajara (Jalisco) since the Miocene, 50 Años del Volcán Parícutín, Uruapan, Michoacán: Instituto de Geografía, U.N.A.M., en prensa.

DEMANT, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Trans-Mexicano y sus Problemas de Interpretación. Revista Instituto de Geología, U. N. A. M., p. 172-187.

DEMANT, A. y C. ROBIN, 1975, Las Fases del Volcanismo en México, una Síntesis en Relación con la Evolución Geodinámica desde el Cretácico, Rev. Inst. Geología, U.N.A.M., v.1, pp. 71-85.

FERRARI, L., G. PASQUARÉ, y A. TIBALDI, 1990, Plio-Quaternary tectonics of the central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode, Geof. Intern., 29, 1, p. 5-18.

FERRÍZ, D.H., y MAHOOD, G.A., 1986, Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico, Geof. Intern., México, vol. 25, no.1, p. 117-156.

FISHER, R. A. 1953, Dispersion on a sphere; Royal Soc. (London) Proc. A. v.21, p.163-185.

GILL, J. B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics, Berlin, Springer-Verlag, 358 pp.

- HARLAND, W. B., A. V. COX, P. G. LLEWELLYN, C. A. G. PICKYON, A. G. SMITH y R. WATTERS, 1990, A Geologic Time Scale 1989, Cambridge: Cambridge University Press, New York, 131 pp.
- HASENAKA, T., 1992, Size distribution and magma supply rate for shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico, in: Subduction Volcanism and Tectonics of western Mexican Volcanic Belt, ed. K. Aoki, pub. Tohoku University, Japan, pp.115-141.
- HASENAKA, T., y CARMICHAEL, I. S. E., 1985a, A Compilation of Location Size and Geomorphological Parameters of Volcanoes of the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico., *Geofísica Internacional*, 24, p. 577-607.
- HASENAKA, T., y CARMICHAEL, I. S. E., 1985b, The Cinder Cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico-Their Age, Volume and Distribution and Magma Discharge Rate., *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, p. 105-124.
- HASENAKA, T., y CARMICHAEL, I. S. E., 1987, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and Chemistry, *Journal of Petrology*, 28, 2, p. 241-269.
- HENRY, C. y ARANDA-GOMEZ, J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico, *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- HILGEN, F. J., 1991, Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, 349-368.
- LUHR, J. F., y CARMICHAEL, I. S. E., 1985a, Contemporaneous Eruptions of Calc-Alkaline and Alkaline Magmas Along the Volcanic Front of the Mexican Volcanic Belt, *Geof. Internal.*, 24, 1, p. 203-216.
- LUHR, J. F., y CARMICHAEL, I. S. E., 1985b, Jorullo Volcano, Michoacán, Mexico (1759-1774). The Earliest Stages of Fractionation in Calc-Alkaline Magmas., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, p. 142-161.
- LUHR, J. F., J. F. ALLAN, I. S. E. CARMICHAEL, S. A. NELSON y T. HASENAKA, 1989, Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt, *Jour.Geophys. Res.*, v. 94, p. 4515-4530.
- MANKINEN, E. A. y DALRYMPLE, G. B., 1979, Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. B.P., *J. Geophys. Res.*, 84, 615-626.
- McDOUGALL, I., 1985, Status of the geomagnetic polarity time scale, *J. Geomag. Geoelect.*, 37, 129-137.
- MOOSER, F., 1969, The Mexican Volcanic Belt-Structure and Development. Formation of Fractures by Differential Crustal Heating., *Pan-American Symp. on Upper Mantle*, México, D.F.: Instituto de Geofísica, p. 15-22.
- MOOSER, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt: Structure and Tectonics., *Geof. Inter.*, 12, p. 55-70.
- MORA-ALVAREZ, G., CABALLERO MIRANDA C., URRUTIA FUCUGAUCHI J. y UCHIUMI S., 1991, A Southward Migration of Volcanic Activity in the Sierra de las Cruces, Basin of Mexico? A Preliminary K-Ar Dating and Paleomagnetic Study., *Geofísica Internacional*, 30, 2, p. 61-70.
- MURPHY, G. P., y I. S. E. CARMICHAEL, 1984, A report on the occurrence of maars in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico, *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.* p.16.

NIETO OBREGON, J., DELGADO ARGOTE, L. A., y DAMON, P. E., 1985, Geochronologic, Petrologic and Structural Data Related to Large Morphologic Features Between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt., *Geofísica Internacional*, 24, 4, p. 623-663.

NIXON, G. T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, *G.S.A. Bull.*, v. 93, pp. 514-523.

NIXON, G. T., A. DEMANT, R. L. ARMSTRONG, y J. E. HARAKAL, 1987, K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geof. Int.*, 26, 1, p. 109-158.

PASQUARÉ, G., FORCELLA, G., TIBALDI, A., VEZZOLI, L., y ZANCHI, A., 1986, Structural Behaviour of a Continental Volcanic Area., In F. C. Wezel (Eds.), *The Mexican volcanic Belt Amsterdam: The Origin of Arcs*. Elsevier, pp. 509-527.

ROBIN, C., 1982, Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: Application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud Mexicain (Axe Trans-Mexicain et Province Alcaline Orientale), Doctorat d'Etat Université de Clermont-Ferrand, France, 501 pp.

SHURBET, D. H., y CEBULL, S. E., 1984, Tectonic Interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt., *Tectonophysics*, Elsevier Sci. pub., 101, p. 159-165.

SPELL, T.L. y McDOUGALL, I., 1992, Revisions to the age of the Brunhes-Matuyama boundary and the Pleistocene geomagnetic polarity timescale, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1181-1184.

URRUTIA, F. J., y BÖHNEL, H., 1987, Tectonic Interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt Discussion and Reply, *Tectonophysics*, 138, p. 319-329.

URRUTIA, F. J., y BÖHNEL, H., 1988, Tectonics Along the Trans-Mexican Volcanic Belt according to Paleomagnetic Data., *Phys. Earth Planet Inter.*, 52, p. 320-329.

URRUTIA, F. J., A. RAMIREZ NEGRETE, S. VENEGAS SALGADO, S. SANCHEZ REYES, H. DELGADO G., J. O. CAMPOS ENRIQUEZ y D. J. MORAN ZENTENO, 1988, Paleomagnetismo y magnetoestratigrafía de la Sierra de La Primavera, Jalisco, *Geof. Int.*, vol. 27, no. 3, pp. 395-414.

VENEGAS, S. S., MACIEL, F. R., y HERRERA, F. J., 1985, Recursos Geotérmicos de la Faja Volcánica Mexicana., *Geof. Inter.*, 22, 24, p. 27-292.

WALLACE, P., I. S. E. CARMICHAEL, K. RIGHTER, T. A. BECKER, 1992, Volcanism and Tectonism in western Mexico: A contrast of style and substance, *Geology*, v. 20, pp. 625-628.

WALLACE, P., e I. S. E. CARMICHAEL, 1992, Alkaline and calcalkaline lavas near Los Volcanes, Jalisco, Mexico: geochemical diversity and its significance in volcanic arcs, *Contrib. Miner. Petrol.* v. 111, pp. 423-439.

NOTAS Y BIBLIOGRAFIA SOBRE LA GEOLOGIA DE LA PORCION OCCIDENTAL DE LA FAJA VOLCANICA TRANS-MEXICANA

H. Delgado Granados¹, A. Tristán Serrano^{1,2} y J. H. Rivera Cabrera^{1,2}

¹ Instituto de Geofísica, U.N.A.M., Circuito Exterior, C. U., Coyoacán 04510, D. F.

² Facultad de Ingeniería, U.N.A.M., Circuito Escolar, C. U., Coyoacán 04510, D. F.

RESUMEN

En este trabajo se presenta un compilación de bibliografía referente a la parte occidental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana que consiste en más de 520 referencias. Además, se hace un análisis de la evolución de la producción científica en el área de las ciencias de la tierra, en función de las referencias que se presentan. El estado de Michoacán es el que posee el mayor número de referencias y Guanajuato el menor. La mayor parte de las referencias se refieren al tema de la vulcanología y en particular, a la evolución del volcán Parícutín. Otros volcanes que han recibido gran atención son: volcán de Fuego de Colima, la caldera de La Primavera, el complejo volcánico Los Azufres, el volcán El Ceboruco y el volcán El Jorullo (mencionados en orden decreciente del número de referencias). El segundo tema más importante es la petrología, lo cual es obvio debido a su relación con la vulcanología. En tercer lugar, están los estudios de tectónica regional. En cuarto lugar se encuentra la geología económica, esto es debido al interés que se ha prestado a la construcción de presas y a la prospección minera (especialmente de hierro). Es notoria la escasez de trabajos de geología básica (estratigráficos y de geología estructural), a pesar de la relativa abundancia de trabajos tectónicos regionales. Finalmente, se considera que a futuro se debe desarrollar un mayor número de trabajos enfocados a reconocer la estratigrafía y estructura de la región con el fin de apoyar o deshechar los modelos tectónicos propuestos para la evolución del occidente de México.

INTRODUCCION

Con motivo de la publicación del presente volumen sobre la tectónica del occidente de México, consideramos oportuno el aportar una colección bibliográfica básica sobre esta región del país. Esta bibliografía se centra fundamentalmente en la parte occidental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, la geología de los productos volcánicos de la misma, así como de algunos rasgos de su basamento.

La parte occidental de México, y en particular de la Faja Volcánica Trans-Mexicana [FVTM], es una región de grandes contrastes geológicos. Por una parte, los eventos tectónicos, volcánicos y sedimentarios que, desde el Mesozoico han producido acreción del terreno tectono-estratigráfico conocido como Terreno Guerrero y que representa el basamento de la parte occidental de la FVTM (Campa y Coney, 1983). Por otra parte, se presume una tectónica tensional a partir del Oligoceno y con certeza desde el Mioceno (Gastil et al., 1979; Pasquaré y Zanchi, 1985; Pasquaré et al., 1987; Delgado y Hasenaka, 1993). La paleo-orientación del campo de esfuerzos constituye un tema de discusión importante ya que la evolución tectónica del bloque de Jalisco y de la región occidental de la FVTM en general, se ha interpretado como producto de una deformación bidimensional (tensional o transtensional), y en ocasiones tridimensional (Nieto et al., 1985; Urrutia y Böhnel, 1988; Tibaldi, 1989a y b; Quintero, 1992; Delgado, 1992). Los estudios de neotectónica en la región son temas de investigación científica que además, cobran

importancia en la evaluación de riesgos geológicos (Nieto et al. 1985; Nieto, 1992; Michaud et al., 1991; Quintero y Suter, 1992).

Otro aspecto geológico de importancia relevante para la región lo constituye el volcanismo. En el occidente de México se encuentra el mayor número de volcanes que han tenido actividad histórica, tanto en la porción continental como en la zona marítima (Jorullo, Parícutin, Colima, Ceboruco, Bárcena). De hecho, el volcán más activo de México, el volcán de Fuego de Colima, se encuentra en los límites de lo que Mooser (1972) denominó como bloque Jalisco, su ambiente tectónico, intensa actividad y asociación a la subducción de una placa poco activa (Placa Rivera) hacen de este volcán, foco de gran atención. Sin embargo, el volcanismo de la región no sólo tiene importancia desde el punto de vista del riesgo volcánico (Luhr y Carmichael, 1981, 1990; Robin et al., 1987a y b, 1991; Rodríguez et al., 1991; Komorowski, 1992), sino que además, posee gran importancia desde el punto de vista petrológico, ya que en un área relativamente pequeña, es posible encontrar una gama muy amplia de rocas volcánicas, correspondientes a ambientes típicamente de subducción, de riftogénesis e incluso con características comparables a las de rocas de islas oceánicas (Luhr y Carmichael, 1981, 1982, 1985a y b; Nelson y Carmichael, 1984, 1986; Nelson y Hegre, 1990; Allan, 1986; Allan y Carmichael, 1984; Allan et al., 1991; Hasenaka y Carmichael, 1987; Lange y Carmichael, 1990, 1991; Wallace et al., 1992).

Los recursos naturales de esta parte de México incluyen depósitos de hierro de los estados de Jalisco y Michoacán, principalmente asociados a rocas volcánicas cretácicas (Pantoja Alor, 1957, 1992; Pantoja Alor et al., 1978; Ortigoza, 1992; Labarthe Hernández, 1957; Labarthe Hernández y Tristán González, 1992), así como depósitos cupríferos y auríferos como El Barqueño, Jalisco.

Por esta región fluyen hasta su desembocadura los ríos más importantes del centro de México, lo que hace que ríos como el río Grande de Santiago sea utilizado para la generación de energía eléctrica.

El esbozo muy general que se ha hecho en las líneas anteriores, tiene como objeto el mencionar algunos de los puntos de mayor interés que existen en la geología del occidente de la FVTM, como presentación de esta recopilación bibliográfica.

El presente trabajo no pretende hacer una revisión crítica del material bibliográfico, lo cual sería muy ambicioso, sino aportar una recopilación de los trabajos que se han publicado hasta la fecha sobre cualquier tema relacionado con las ciencias de la tierra alusivas a la región. El material que se ha incluido, comprende artículos publicados en revistas nacionales y extranjeras, resúmenes de congresos, tesis, reportes, libros y mapas. Las referencias que se presentan abarcan desde el año 1839 a la fecha, sin embargo, esta compilación no puede ser considerada exhaustiva, aún cuando comprende más de 520 fichas; existe la posibilidad de haber omitido alguna referencia de importancia¹.

El material ha sido ordenado por temas en orden cronológico y alfabético, aunque las citas completas se encuentran en la sección de referencias. Esto es con el fin de visualizar de manera cronológica creciente, la evolución de las ciencias de la tierra a través del material que se ha publicado. También de esta manera, se pueden ubicar fácilmente las referencias correspondientes a eventos importantes, aún sin conocer el nombre del autor (p. ej. la erupción del Parícutin o alguna erupción del volcán de Colima).

¹ El material bibliográfico aquí presentado fue capturado por computadora. Para poder realizar una actualización de este material, solicitamos que cualquier omisión de importancia en que se haya incurrido y que se desee agregar en el acervo previamente capturado, sea comunicada a la dirección del primer autor.

CONSIDERACIONES SOBRE EL MATERIAL BIBLIOGRAFICO

La FVTM ha sido objeto de interés desde mucho tiempo antes del viaje de Humboldt y en especial después de la publicación de su libro *Cosmos* (Humboldt, 1826). Los grandes volcanes de la región central de México fueron el foco de atención fundamental de viajeros y científicos tanto mexicanos como extranjeros. Particularmente, los ingenieros que visitaron México durante el siglo XIX y principios del siglo XX con el fin de realizar trabajos para las compañías mineras establecidas en México, dedicaron parte de su tiempo libre (o durante sus viajes de trabajo), a describir sus observaciones de los rasgos geológicos del país. Así es como se tienen las primeras descripciones sobre los volcanes Jorullo, Ceboruco, etc. Las referencias recopiladas hasta antes del fin del s. XIX son 31 (cerca del 6 % del total de las fichas). El 80% de las publicaciones del siglo pasado que se presentan, son referentes al vulcanismo, siendo las más numerosas acerca de los volcanes de Colima, Ceboruco y Jorullo. El 15 % restante trata sobre las dimensiones y características del Lago de Chapala. Llama poderosamente la atención, el interés que se tuvo en el siglo XIX por los fenómenos volcánicos, al grado de contarse con expediciones específicamente enfocadas a determinar las posibilidades de una erupción volcánica (Urquiza, 1872). Una referencia sumamente interesante es la de Crisóstomo y Martínez (1875) en la que reporta temblores en el volcán del Colli (último domo asociado a la estructura caldérica de La Primavera) cuya edad es de 30,000 años aproximadamente (Mahood, 1983).

El siglo XX comenzó con una proliferación de reportes (19) sobre la actividad de los principales volcanes de México (Colima,

Jorullo y Popocatepetl). Sin embargo, esta actividad científica se vio frenada durante los años que duró la Revolución Mexicana y continuó hasta antes de 1943 (Figura 1). Los trabajos que se publicaron durante esta etapa (39) comprenden observaciones volcanológicas y reportes de geología económica (enfocadas a la minería y al petróleo: Ely, 1922; Palmer, 1926; Barrera, 1931, entre otros).

La erupción del volcán Parícutín el 20 de febrero de 1943 vino a sacudir el interés por la vulcanología nuevamente. Entre 1943 y 1950 una gran cantidad de trabajos sobre el Parícutín (más de 100) fueron publicados. De hecho, hasta el momento El Parícutín sigue siendo el volcán más estudiado del occidente de México (Figura 2) y del país en general. La erupción del Parícutín no sólo marca una nueva época en la historia de la vulcanología del país y mundial, sino también el inicio de los estudios científicos basados en técnicas analíticas, ya que la mayoría de los trabajos previos son reportes de observaciones de campo.

Los años 50's están caracterizados todavía por una abundante cantidad de trabajos publicados acerca del Parícutín. Aunque el volcán Bárcena hizo erupción en 1952, su actividad no fue tan ampliamente monitoreada debido a la inaccesibilidad (Williams, 1952; Richards, 1953). Por otra parte, otro fenómeno importante atrajo la atención poderosamente durante estos años: el Lago de Chapala, el mayor lago de México sufrió una disminución alarmante del nivel de sus aguas. Esto hizo que varias dependencias gubernamentales estudiaran la cuenca hidrológica del lago (Comisión del Río Lerma, 1952; Delgado, 1956). Además, como una parte del antiguo fondo del lago quedó expuesta, una gran cantidad de restos fósiles fueron encontrados (Bargalló, 1952; Downs, 1958). Al comparar el número de publicaciones de la década de los 40's con la de los 50's es notorio un decremento en la producción científica.

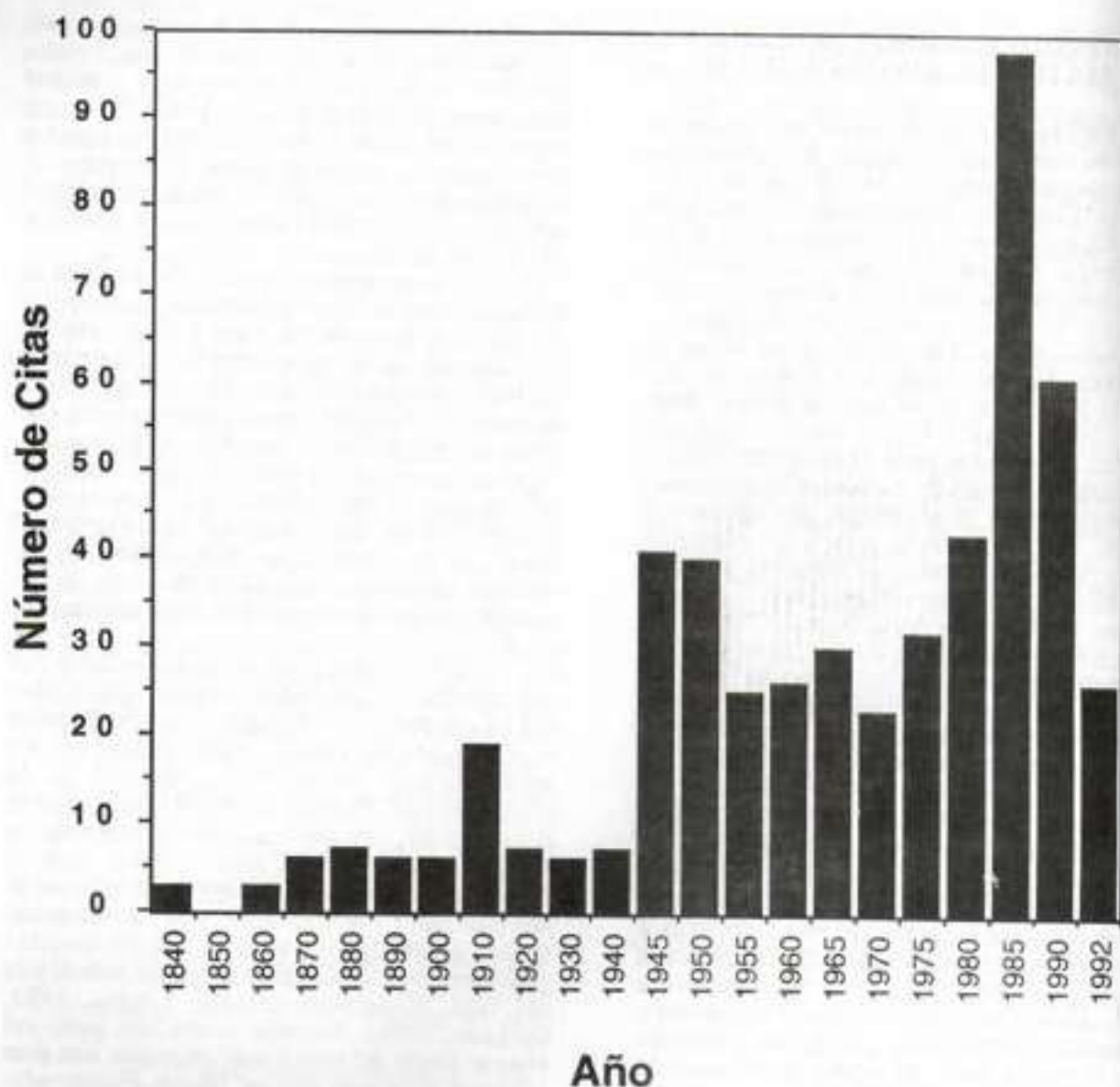


Figura 1. Número de publicaciones en ciencias de la tierra referentes a la porción occidental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana a través del tiempo, desde 1839. De 1840 a 1940 los intervalos de observación son cada 10 años. A partir de 1940 los intervalos de observación son cada 5 años, excepto 1990-1992. Estos cambios de escala observacional se deben a la escasa producción en los primeros 100 años, respecto a los últimos 50 años. Se observa que los años con mayor producción científica relativa son la década de los 40's-50's y de los 80's.

En los años 60's y 70's, la producción científica se incrementó paulatinamente (Figura 1). De 53 trabajos que se presentan (comparados con 81 en los 40's y 51 en los 50's), 42 son trabajos de geología básica (principalmente tesis) y de ellos 15 están enfocados a la minería y 8 a

geotecnia. Esto refleja por una parte, un mayor interés por la geología económica en el país. Sin embargo, la geología científica también avanzó en esta década ya que parte de los estudios de geología fueron de tectónica (11). Es a fines de esta época cuando aparecen los primeros trabajos

de tectónica de placas referentes al occidente de México, con interés en la apertura del Golfo de California (Larson, 1968). En los 60's la producción de trabajos vulcanológicos disminuye notablemente (sólo 10 trabajos). La década de los 70's por otra parte marca un interés creciente por la tectónica y la vulcanología (principalmente desde el punto de vista petrológico ya que las observaciones con fines de monitoreo disminuyen). Los trabajos de geología básica

aumentan (25) y los trabajos de carácter científico aumentan en proporción a los de geología económica (43 contra 21). Es en este tiempo cuando los investigadores nacionales se interesan más fuertemente por esta región, apareciendo un mayor número de trabajos y más variados (geocronología, geología, paleomagnetismo, etc.). En esta década también comienzan a aparecer los trabajos geológicos de los campos geotérmicos de la región occidental de la FVTM.



Figura 2. Abundancia relativa de publicaciones referentes a volcanes de la porción occidental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. El Parícutín es notoriamente el volcán más estudiado de México aún cuando se trata de un volcán monogénico del cual se estima difícil una nueva actividad. El Parícutín junto con el volcán de Colima representan más del 60 % de la atención vulcanológica en la región. La Primavera y Los Azufres deben su importancia y la atención que se les ha prestado, a que representan recursos geotérmicos en desarrollo.

Los años 80's representan la época en la que mayor trabajo geocientífico se ha desarrollado en esta parte del país. El mayor número de trabajos es de carácter regional y abarca la petrología, geología estructural, tectónica y geocronología. Es en esta década cuando surgen las mayores discusiones sobre la evolución geológica de la región. El concepto del volcanismo típico de subducción para la región es cuestionado, ya que existe la posibilidad de que en esta parte del país se desarrolló un proceso de riftogénesis que separa al bloque de Jalisco del resto del continente. Muchos trabajos surgen en este período aportando evidencias en pro o en contra (Nieto et al., 1985; Lurh et al., 1985;

Allan, 1986; Ness et al., 1985), y la discusión al respecto continúa hasta lo que va de los 90's (Delgado, 1990, 1991; Allan et al. 1991; Michaud et al. 1991; Wallace et al. 1992; Quintero y Suter, 1992).

Las referencias bibliográficas citadas en este trabajo, muestran que el estado con mayor atención es el de Michoacán y el menos atendido es el de Guanajuato (Figura 3). Los temas que mayor atención han recibido, en orden decreciente del número de citas son: la vulcanología, petrología, tectónica, geología económica, geología estructural y estratigrafía (Figura 4).

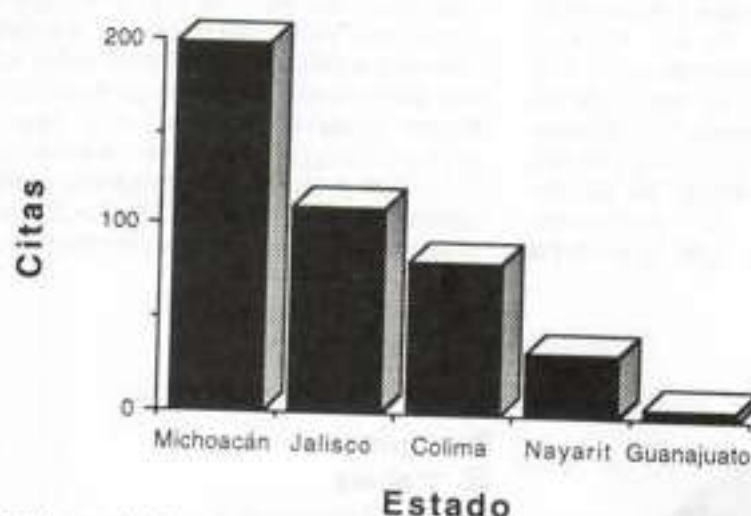


Figura 3. Número de citas bibliográficas por estado. El estado de Michoacán posee la mayor cantidad de referencias a dos factores: a) el volcán Parícutín se encuentra en este estado (este volcán sólo, posee más del 20 % del total de citas de esta compilación) y b) la ocurrencia de yacimientos de hierro importantes. Guanajuato a pesar de registrar el menor número de citas, no refleja la producción científica del estado pues sólo se tomaron algunas de las citas referentes a la provincia de la FVTM.

Aunque la vulcanología parece haber recibido una gran atención, el mayor volumen de publicaciones corresponde al Parícutín y fué llevado a cabo en una década (Figura 5). El segundo volcán más estudiado es el de Fuego de Colima (o de Colima simplemente). Esto se debe a que El Parícutín recibió gran atención por la comunidad geológica internacional y el volcán de Colima es el volcán más activo de México. Además, Luhr y Carmichael (1985a) han reportado la presencia de rocas alcalinas que contrastan con el patrón calco-alcalino del volcán de Colima. Juntos los dos volcanes han merecido el 50 % de las publicaciones vulcanológicas hechas a la fecha. Los siguientes en importancia son los complejos volcánicos La Primavera y Los Azúfres (41 referencias, representando el 12 %

del total). Esto se debe al interés de la Comisión Federal de Electricidad por desarrollar campos geotérmicos generadores de energía eléctrica en ambas estructuras volcánicas. A su vez, La Primavera despertó gran interés debido a que sus lavas son de composición hipercalcalina (Demant y Vincent, 1978; Mahood, 1977, 1980, 1981, 1983), la cual es anómala para un arco volcánico que se considera asociado a un proceso de subducción. Los siguientes volcanes más estudiados son El Ceboruco y El Jorullo (13 referencias cada uno). Ambos tuvieron actividad en tiempos históricos. Las lavas del Jorullo tienen gran importancia, ya que representan el primer ejemplo reportado de las etapas más tempranas del fraccionamiento de los magmas calco-alcalinos.

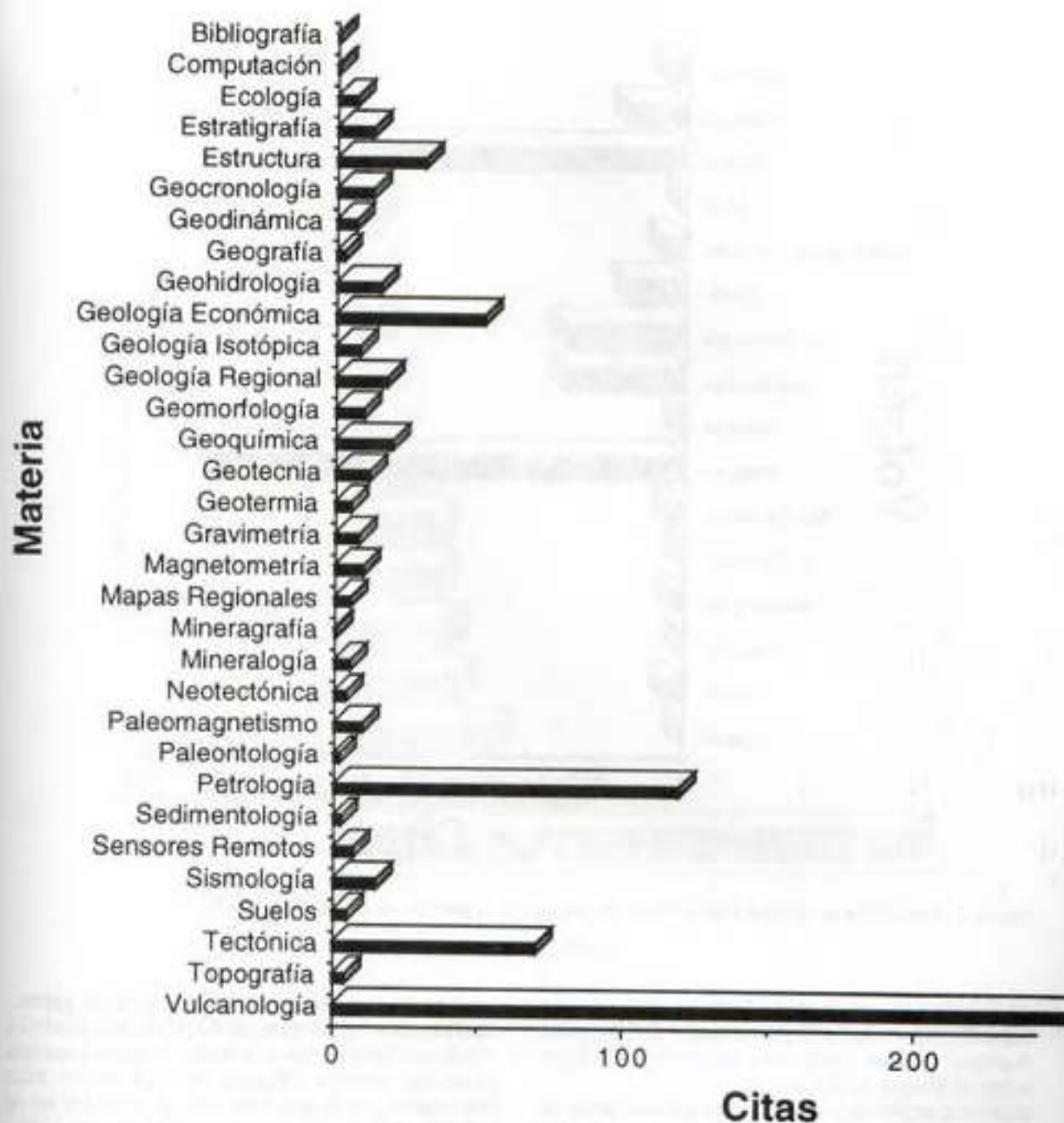


Figura 4. Abundancia de citas bibliográficas por materia. La vulcanología sigue siendo en apariencia el área más atendida de las geociencias. Este hecho no representa la realidad nacional, ya que la una vulcanología nacional está en proceso de desarrollo. Más del 90 % de las citas de vulcanología no fueron producidas por investigadores nacionales. La alta incidencia de citas en vulcanología es un indicador de la importancia que este campo tiene y justifica la necesidad de fortalecerla a nivel nacional. Esto se ve reflejado también en la producción de trabajos petrológicos (disciplina hermana de la vulcanología), cuya mayor parte (98 %) fue producida por científicos extranjeros. Es alarmante ver la desproporción entre los trabajos de tectónica (71), y de geología estructural (31) y estratigrafía (13) que son disciplinas en las que debería apoyarse la primera.

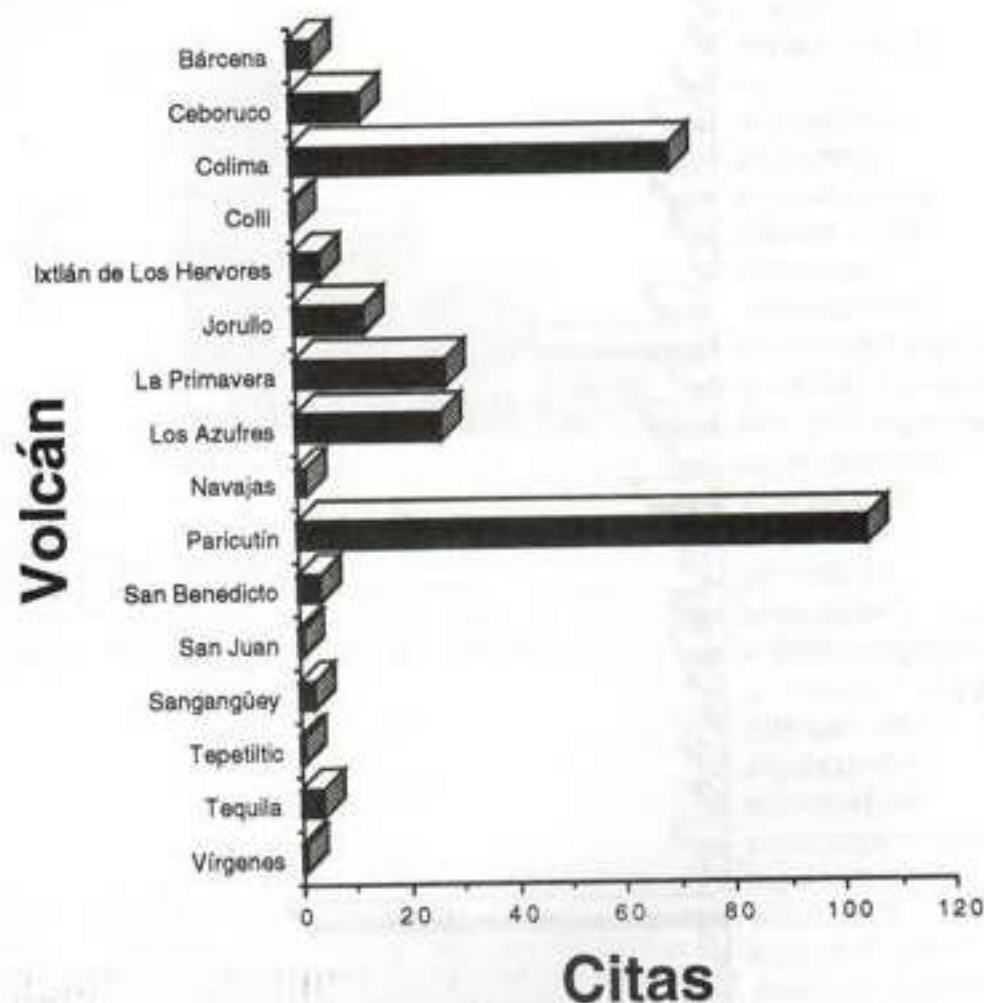


Figura 5. Abundancia de las citas bibliográficas de volcanes de la porción occidental de la FVTM.

La Figura 6 ilustra la atención que se le ha dado a los diferentes elementos tectónicos de la región. Aunque se han publicado numerosos trabajos sobre el bloque de Jalisco, la tectónica regional y la estructura del occidente de México, paradójicamente los trabajos

fundamentales (estratigrafía y geología estructural) que se requieren para apoyar los modelos tectónicos propuestos a la fecha, han recibido una atención mínima (Figura 4). La razón más importante por la que este tipo de trabajos no se han desarrollado, es la inaccesibilidad de la zona.

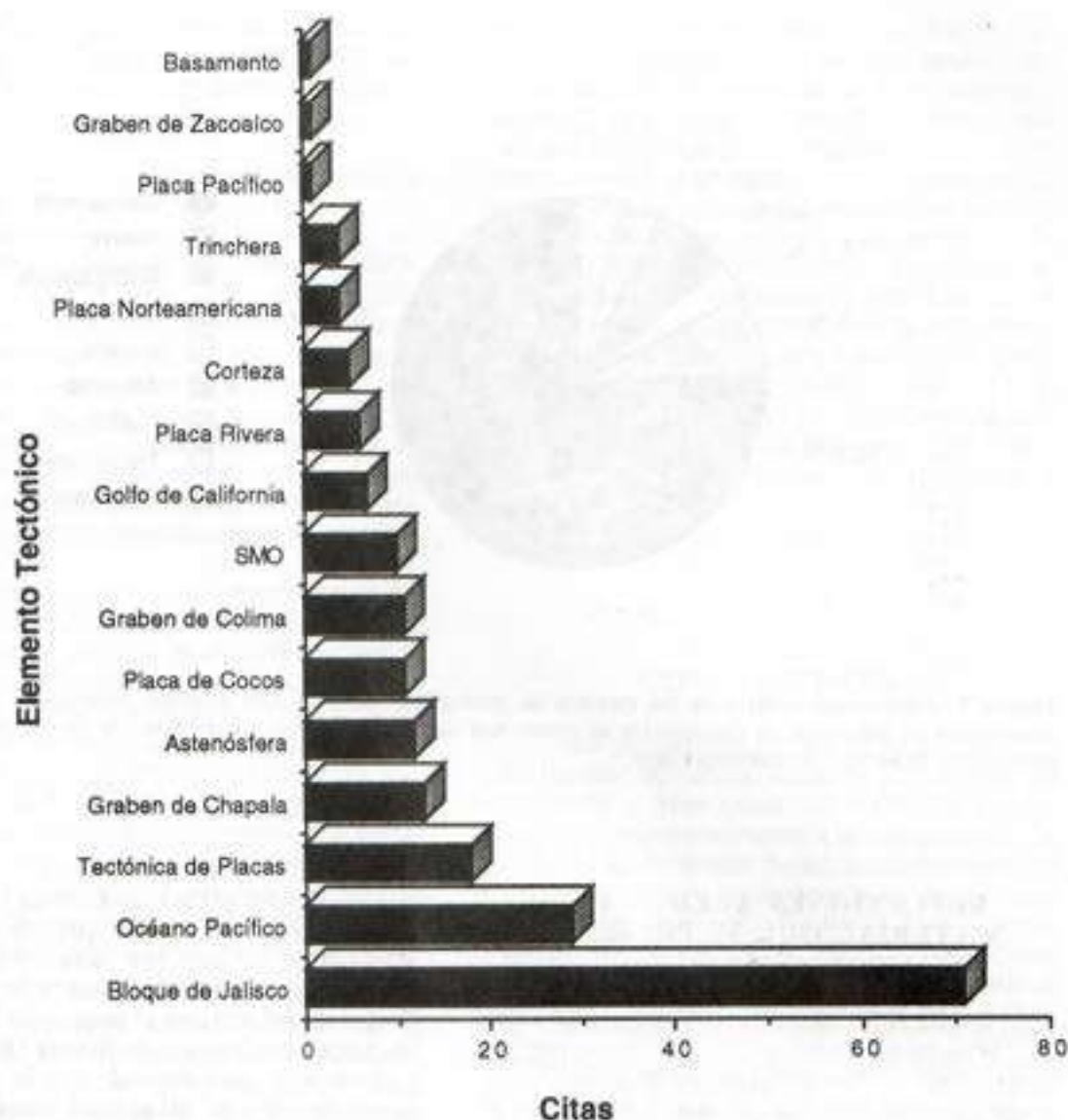


Figura 6. Abundancia de trabajos publicados de elementos estructurales o temas de tectónica referentes a la porción occidental de la FVTM. Se observa que los estudios acerca del basamento de la FVTM son escasos. Los estudios de las estructuras tensionales de Colima, Zacualco y Chapala han incrementado mucho.

Finalmente, en lo referente a la geología económica, la Figura 7 muestra los tipos de yacimientos que se han estudiado en la región. Se nota un gran interés por la construcción de

presas en primer lugar y en segundo término los estudios mineros. De los estudios mineros, los más numerosos se han enfocado a la prospección de minerales de hierro.

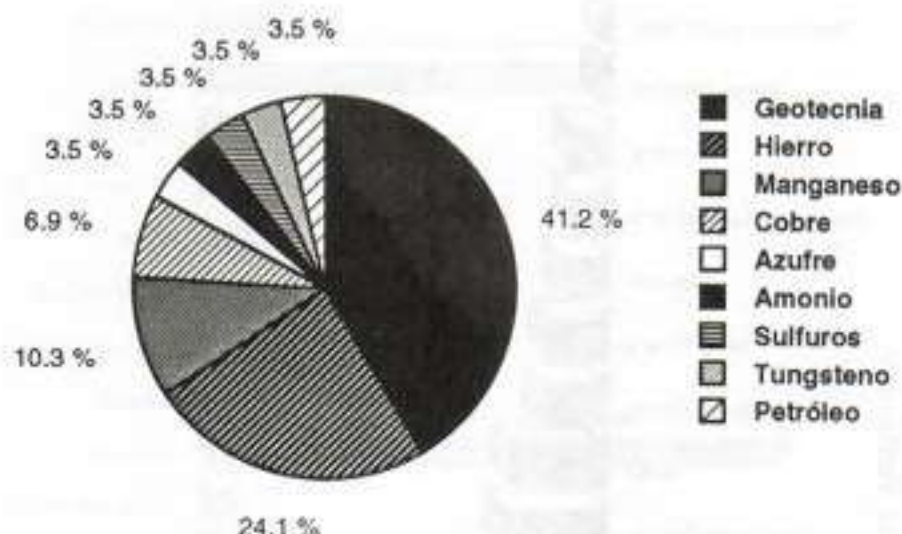


Figura 7. Abundancia relativa de los estudios de geología económica. Los estudios geotécnicos enfocados a la localización de sitios para la construcción de presas han sido los de mayor importancia. De los estudios mineros, la prospección de hierro es la más importante.

REFLEXIONES ACERCA DEL MATERIAL QUE SE PRESENTA

La historia del material bibliográfico que aquí se muestra comienza en 1826 con la visita de Humboldt como se ha mencionado anteriormente. Sin embargo, es necesario hacer notar aquéllos trabajos que han influenciado el pensamiento geocientífico y particularmente la visión geológica del occidente de México.

El rasgo geológico más importante del occidente de México en la actualidad, es el bloque de Jalisco, ya que ha provocado gran discusión debido a su posible separación del continente mexicano (placa norteamericana) migrando hacia el noroeste a causa de un proceso de riftogénesis continental (Lühr et al., 1985; Allan, et al. 1991). El bloque de Jalisco es la unidad tectónica definida inicialmente por Mooser (1972), que está limitada al noreste por las fallas de Pochotitán y Mazatán (Nieto et al., 1985; Allan, et al., 1991), al oriente por las

estructuras del graben de Colima (Allan, 1986) que separan a este bloque del bloque de Michoacán, al sur por una zona difusa de fallamiento normal que marca la frontera del bloque de Jalisco con el bloque de Michoacán y las placas de Cocos y de Rivera (Bandy, 1988), y al suroeste está limitado por la continuación noroeste de la trinchera mesoamericana (Segmento de Trinchera Barra de Navidad Delgado, 1993) que separa al bloque de Jalisco de la placa de Rivera. En la actualidad existen varias opiniones acerca del papel que juega el bloque de Jalisco en la tectónica regional (Pasquaré y Zanchi, 1985; Tibaldi, 1989; Michaud et al., 1990; Delgado, en prensa), de la existencia o inexistencia de algunos rasgos tectónicos (Serpa et al., 1990, 1992), sin embargo el trabajo del Grupo de Berkeley (Lühr et al., 1985) puede ser considerado clave no sólo por una nueva visión de la geología regional del occidente de México, sino además por haber sido el impulsor de numerosos trabajos que se han realizado a la fecha para sustentar o rebatir

(Wallace y Carmichael, 1989; Wallace et al., 1992; Lange y Carmichael, 1990, 1991) tal interpretación y que a la fecha se siguen realizando.

Relacionado con los trabajos sobre la evolución del bloque de Jalisco, han surgido numerosos trabajos de carácter estructural y de mapeo regional (Pasquaré y Zanchi, 1985; Pasquaré et al., 1987; Delgado, 1991, 1992; Rosas y Urrutia, 1992), lo cual ha contribuido a un mejor conocimiento de los procesos que se llevan a cabo en la región. Estos estudios con base en trabajo de campo marcan una etapa de mayor desarrollo en los trabajos geológicos en los que la parte interpretativa de los mismos está apoyada en evidencias de campo, dejando así, una etapa de geología especulativa en el pasado.

Los estudios geofísicos en esta región del país han sido incrementados notablemente a raíz de la proposición de Luhr et al. (1985) sobre la riftogénesis continental, para conocer mejor la estructura regional, a través de estudios gravimétricos (Serpa et al., 1992; Bandy et al., 1988, 1991) y sismológicos (Suárez et al., 1990, 1992; Pardo y Suárez, 1992), que no sólo contradicen al modelo de riftogénesis propuesto, sino que muestran además, una regularidad en la morfología de la zona de subducción para el occidente de México que coincide con un frente volcánico bien definido (Delgado, 1993).

Otro tema que resalta a través de la observación de este compendio bibliográfico se refiere a la evolución de la vulcanología en México, la cual ha estado sujeta a los diferentes acontecimientos volcánicos que han ocurrido en la región occidental de México desde la erupción del Jorullo en 1759-1774 (Burkart, 1839; Luhr y Carmichael, 1985) hasta la erupción submarina llevada a cabo en las Islas Revillagigedo en 1993 (Komorowski et al., 1993). La mayor parte de los volcanes mejor estudiados del país están en el sector occidental de México e incluyen al volcán El Jorullo, Parícutin, Colima, Ceboruco, Bárcena y Evermann. Sin embargo cabe señalar que si bien existen estudios acerca de las erupciones de estos volcanes, sólo el volcán de Colima está siendo estudiado y monitoreado con detalle. La erupción del Parícutin (1943-1952) marcó una nueva etapa en la historia de la vulcanología mundial al permitir conocer

diversos procesos asociados al desarrollo de un volcán monogenético y a su vez, marcó una nueva etapa en el desarrollo de la vulcanología nacional, una etapa de transición hacia una vulcanología más moderna, no sólo observacional sino también más cuantitativa, permitiendo el desarrollo de áreas afines como la petrología de rocas ígneas, la geoquímica y la cartografía y estratigrafía de regiones volcánicas. Esta etapa está caracterizada por numerosos trabajos por parte de investigadores extranjeros (Nelson, 1980, 1986; Luhr y Carmichael, 1980, 1981, 1982; Mahood, 1980, 1981, 1983; Demant, 1975, 1976, 1978, 1979), y algunos investigadores nacionales (Mooser, 1959, 1961, 1963, 1965; Silva Mora, 1979; Ferríz y Mahood, 1985).

CONCLUSIONES

La producción científica en geociencias para la parte occidental de la FVTM, a fines del siglo XIX y principios del siglo XX estuvo enfocada fundamentalmente a la vulcanología. La erupción del Parícutin llamó poderosamente la atención científica en la década de los 40's, lo cual marcó a su vez el comienzo de una nueva etapa en la investigación de México, volviéndose más analítica. Aunque la producción científica disminuyó durante la década de los 50's, ésta se incrementó paulatinamente a partir de entonces. El advenimiento de la tectónica de placas a fines de los 60's provocó que los geocientíficos volvieran su atención hacia la parte occidental de la FVTM, lo cual se observa no sólo en la cantidad de trabajos publicados desde entonces, sino también en la amplia variedad de temas tratados. La producción alcanzó un pico máximo en el período 1980-1985. No obstante la atención que recientemente se ha vertido sobre la región, los estudios estratigráficos y de geología estructural aún son escasos. Esto implica un grave problema, ya que la validación de los modelos propuestos para explicar y comprender la evolución de los fenómenos geológicos del área requiere de estos estudios básicos. Los trabajos que se desarrollen en el futuro para estudiar la evolución regional, deben contemplar un extensivo trabajo de reconocimiento estratigráfico y estructural.

AGRADECIMIENTOS

En la preparación del material bibliográfico ayudaron varias personas (en orden alfabético): R. Arciniega, D. Calvario e I. Vivián. Se agradece a la Sra. Estela Zambrano su ayuda en la captura de las fichas en la

computadora. Agradecemos a Jaime Urrutia Fucugauchi y Dante Morán Zenteno sus sugerencias y comentarios a versiones previas del manuscrito. Las revisiones críticas de Gabriela Mora y Francisco Medina contribuyeron a mejorar sustancialmente este artículo. Este trabajo es parte del proyecto de investigación T9203 de CONACYT.

BIBLIOGRAFIA POR TEMAS

Agronomía

- Jiménez Mayorquín, V. (1956). Rescate de Salitre de 150 millones Ha. en la Costa N de Nayarit..
Cervantes, R., G. (1964). Génesis y Clasificación de Algunos Suelos de la Meseta Tarasca...

Bloque de Jalisco

- Dollfus, A. (1867). "Volcán de Colima"
Iglesias, M. (1875). "La Exploración Científica del Ceboruco"
Iglesias, M., M. Bárcena, et al. (1877). "El Ceboruco"
Iglesias, M., M. Bárcena, et al. (1877). "Informe sobre los Temblores de Jalisco y la Erupción..."
Ordóñez, E. (1897). "Les volcans Colima et Ceboruco."
Dodge, C. R. (1903). "The Volcano of Colima"
Urquiza, M., R. S., et al. (1906). "Informe sobre los temblores y volcanes ..."
Díaz, S. (1907). Vulcanografía, Efemérides del Volcán de Colima, según las Observaciones...
Keller, W. T. (1925). West Mexico (parts of Colima, Jalisco, Michoacan and Nayarit).
Palmer, R. H. (1926). "Tectonic Setting of Lago de Chapala (Mexico), Jalisco."
Peters, R. B. (1951). A Preliminar Report on the Geography of Lake Chapala ...
Delgado, R. R. (1956). "La Laguna de Chapala"
Mooser, F. and M. Maldonado Koerdell (1959). "State of the Volcanoes-Colima Volcano..."
Mooser, F. (1961). "Los Volcanes de Colima, México"
Reyes, L. A. (1961). "Las Nuevas Solfataras del Volcán de Colima"

- De la Peña Legorreta, A. (1963). La Geología del Proyecto de Aguamilpa...
- Mooser, F. and M. Maldonado Koerdell (1963). "State of the Volcanoes-Colima Volcano."
- Gastil, R. G. and W. Jensky (1973). "Evidence for Strike Slip Displacement ..."
- Nelson, S. A. (1976). "Eruptive history of volcan Ceboruco, Nayarit, México"
- Mahood, G. (1977). "A Preliminary Report on the Comenditic...Sierra La Primavera..."
- Demant, A. and P. M. Vincent (1978). "A Preliminary Report of the Comenditic dome and Ash..."
- Luhr, J. F. (1978). "Factors Controlling the Evolution of the Prehistoric Evolution of Volcan ..."
- Damon, P. E., J. Nieto Obregón, et al. (1979). "Un Plegamiento Neogénico en Nayarit y Jal..."
- Del Río, L. (1979). Tectónica del Area de la Primavera-San Marcos...
- Delgado Argote, L. A. (1979). Estudio Metalotectónico de Nayarit ...
- Mahood, G. A. (1979). "A Preliminary Report on the Comenditic Dome and Ash Flow ..."
- Nelson, S. A. (1979). The Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico.
- Allan, J. F. (1981). "The Colima Graben, SW Mexico"
- Delgado Argote, L. A., J. Nieto Obregón, et al. (1981). Evolución magmática ... SMO-FVM
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1981). "The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part II..."
- Allan, J. F. and J. F. Luhr (1982). "K-Ar Ages of Late-Cenozoic ... Lavas of the Colima"
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1982). "The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part III..."
- Allan, J. F. and I. S. E. Carmichael (1983). "Lamprophyric Lavas in the Colima Graben..."
- Livieres, R. A. and S. A. Nelson (1983). "The Geology and Petrology of Volcan Sangangüey..."
- Allan, J. F. and I. S. E. Carmichael (1984). "Lamprophyric Lavas in the Colima Graben..."
- Eissler, H. K. and M. Nally (1984). "Seismicity and tectonics of Rivera Plate and implication..."
- Guerrero Cruz, A. (1984). "Estudio Geológico del Cuadrángulo de Colima, Col"
- Nelson, S. A. and I. S. E. Carmichael (1984). "Pleistocene to... Volcanism... of Sangangüey ..."
- Ortigoza Cruz, F. (1984). "Geología de la region de Cuale, Jalisco. Escala 1:50000"
- Allan, J. F. (1985). "Sediment Depth The Northern Colima Graben From 3-D Interpretation ..."
- De Remer, L. A. and S. A. Nelson (1985). "Geologic and Chemical Evolution of Volcan ..."
- Delgado, H. (1985). "The Structure of the Chapala Graben, Mexico"
- Hegre, J. and S. A. Nelson (1985). "Geology of Volcan Las Navajas, Nayarit Mexico"
- Macías, R. C. and P. G. Solís (1985). Mineragrafia, Microtermometría e Isotopía de ...
- Allan, F. (1986). "Geology of the Northern Colima and Zacoalco grabens..."
- Delgado, H. and J. Urrutia Fucugauchi (1986). "Estructura del Graben de Chapala"
- Delgado, H. and J. Urrutia Fucugauchi (1986). "Migración de la actividad volcánica y..."
- Delgado, H. and J. Urrutia Fucugauchi (1986). Tectónica Cuaternaria en... Lago ...
- Heatherington, A., S. A. Bowring, et al. (1987). "Petrogenesis of Alkaline and Calc-Alkaline..."
- Tibaldi, A. (1989). "Latest Miocene-Quaternary Tectonics of the Western-Central MVB..."
- Wallace, P. J. and I. S. E. Carmichael (1989). "Minnete Lavas and Associated Leucities..."
- De Mets, C. and S. Stein (1990). "Present-day Kinematics of the Rivera Plate and..."
- Delgado, H. (1990). Riftogénesis en Colima-Jalisco-Nayarit: Geología del ...
- Delgado, H. (1990). "Volcanism and structures of the Chapala graben..."

- Johnson, C. A. and C. G. A. Harrison (1990). "Neotectonics in Central Mexico"
- Lange, R. A. and I. S. E. Carmichael (1990). "Hydrous basaltic andesites associated with ...
- Serpa, L., C. Katz, et al. (1990). Potential Field Studies South of Volcan de Colima.
- Abrams, I. G. M. and M. Sheridan (1991). "Monitoring Colima Volcano..."
- Delgado, H. (1991). Características del Rift de Chapala.
- Delgado, H. (1991). Correlación entre la evolución de los elementos tectónicos en WM..
- Delgado, H. and T. Hasenaka (1991). Geochemical characteristics of volcanic rocks...
- Garduño, V. H. y Tibaldi A. (1991). "Evolution cinématique de la triple jonction continentale..."
- Michaud, F., Q. O., et al. (1991). "La frontiere nord du Bloc Jalisco..."
- Munguía Logas, P. (1991). "El Volcán de Colima"
- Delgado, H. (1992). Geology of the Chapala Rift.
- Delgado, H. and T. Hasenaka (1992). "Geochemistry of a volcanic sequence ...
- Delgado, H. and K. Otsuki (1992). Lithological and structural characteristics of the...
- Stoops, G. R. and M. F. Sheridan (1992). "Giant Debris Avalanches from the Colima Volcanic...

Ceboruco

- Caravanes, A. (1870). "El Ceboruco"
- Banda, L. (1871). "Ceboruco, Depto. de Ahuacatlán, Municipalidad del Mismo Nombre"
- Iglesias, M. (1875). "La Exploración Científica del Ceboruco"
- Bárcena, M., M. Iglesias, et al. (1877). Informe sobre los Temblores de Jalisco y la Erupción ...
- Iglesias, M., M. Bárcena, et al. (1877). "El Ceboruco"
- Iglesias, M., M. Bárcena, et al. (1877). "Informe sobre los Temblores de Jalisco y la Erupción..."
- Ordóñez, E. (1894). "Un fragmento de roca granítica encontrado en el volcán Ceboruco, México"
- Ordóñez, E. (1897). "Les volcans Colima et Ceboruco"
- Waitz, P. (1920). "Nubes Ardientes Observadas en las Erupciones ...
- Peters, R. B. (1951). A Preliminar Report on the Geography of Lake Chapala ...
- Foshag, W. F. (1954). "Activity of Parícutin Volcano During the Year 1952"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1954). "Activity of Parícutin Volcano During the Year 1952"
- Thorpe, R. S. and P. W. Francis (1975). "Volcan Ceboruco: a major composite volcano..."
- Nelson, S. A. (1976). "Eruptive history of volcan Ceboruco, Nayarit, México"
- Nelson, S. A. (1979). The Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico.
- Nelson, S. A. (1980). "Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico"
- Nelson, S. A. (1986). "Geología del Ceboruco, Nayarit, México, con una Estimación ...

Colima

- Dollfus, A. (1867). "Volcán de Colima"
- Sartorius, C. (1869). Eruption of The Volcano of Colima in June 1869.
- Sartorius, C. (1869). "Eruption of The Volcano of Colima in June 1869"
- Bárcena, M. (1887). "Informe sobre el Estado Actual del Volcán de Colima"
- Puga, G. B. (1889). "La última erupción del volcán de Colima"

- Castellanos, P. S. (1895). "Observaciones del Volcán de Colima"
- Arreola, J. M. (1896). "El Volcán de Colima (1896)"
- Arreola, J. M. (1896). "Observaciones del Volcán de Colima (1895-1896)"
- Inda, J. (1897). "Observaciones del Volcán de Colima"
- Ordóñez, E. (1897). "Les volcans Colima et Ceboruco"
- Ordóñez, E. (1902). "Les Dernieres eruptions du Volcan de Colima"
- Arreola, J. M. (1903). Las Erupciones del Volcan "Colima" en 1903.
- Castellanos, A. (1903). Observaciones del Volcán Colima.
- Díaz, S. (1903). Las Últimas Erupciones del Volcán de Colima ...
- Dodge, C. R. (1903). "The Volcano of Colima"
- Ishikawa, S. (1904). "Ultimas Erupciones del Volcán de Colima, México"
- Díaz, S. (1906). Efemérides del Volcán de Colima.
- Hovey, E. O. (1906). "Volcanoes of Colima, Toluca and Popocatepetl"
- Waitz, P. (1906). "Le Volcan de Colima"
- Díaz, S. (1907). Vulcanograpfia, Efemérides del Volcán de Colima, según las Observaciones...
- Sabatini, V. (1908). "Il Vulcano Colima"
- Jones, T. A. (1909). "The Colima Volcano: Republic of Mexico"
- Arreola, J. M. (1912). "Catalogue des Eruptions Anciennes du Volcán de Colima"
- Waitz, P. (1915). Der Gegenwertige Stand der Mexikanischen Vulkane und Die Letzie Eruption ...
- Waitz, P. (1920). "Nubes Ardientes Observadas en las Erupciones ...
- Ely, F. B. (1922). "Southern Mexico"
- Keller, W. T. (1925). West Mexico (parts of Colima, Jalisco, Michoacan and Nayarit).
- Friedlaender, E. (1930). Volcanes Mexicanos del Pico de Orizaba, Cerro de Tequila y Colima.
- Zehele, W. (1932). "Neue Quell-Kuppenpildudng in Colima Krater"
- Waitz, P. (1935). "Datos Históricos y Bibliográficos acerca del Volcán de Colima"
- Waitz, P. (1936). "Datos Históricos y Bibliográficos acerca del Volcán de Colima"
- Sosa, A. H. (1952). "Excursión al Cráter del Volcán de Fuego de Colima"
- Foshag, W. F. (1954). "Activity of Paricutin Volcano During the Year 1952"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1954). "Activity of Paricutin Volcano During the Year 1952"
- Mooser, F. and M. Maldonado Koerdell (1959). "State of the Volcanoes-Colima ...
- Mooser, F. (1961). "Los Volcanes de Colima, México"
- Reyes, L. A. (1961). "Las Nuevas Solfataras del Volcán de Colima"
- Romero Martínez, S. (1961). Análisis geológico de la Zona de Coquimatlán y levantamiento...
- Solís Vorrath, J. (1961). Bosquejo Geológico General de una Parte de los Estados de Colima y...
- Arriaga García, G. (1962). Geología y Génesis del Yacimiento de Fierro del Cerro Náhuatl...
- Peña Buendía, A. (1962). Bosquejo geológico de la región de Minatitlán, Colima ...
- Harper Burgueño, C. O. (1963). Geología Aplicada en Obras de Ingeniería..., Peña Colorada..
- Mooser, F. and M. Maldonado Koerdell (1963). "State of the Volcanoes-Colima Volcano"
- Armenta Cruz, F. (1964). Exploración Geoquímica Regional de ... Estados de Jalisco-Colima.

- Constantino Herrera, S. E. (1966). Geología de los Volcanes de Colima. México.
- Sobota, K. F. (1967). "Los Estudios Sobre el Ciclo de la Actividad del Volcán de Colima..."
- Rodríguez Herrera, A. (1970). Estudio geológico para el proyecto de la presa Minatitlán ...
- Thorpe, R. S., G. I.L., et al. (1973). "Andesitic Pyroclastic Flows from Colima Volcano"
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1979). "Basanite and Minette Cinder Cones from..."
- Carmichael, I. and D. J. De Paolo (1980). "Nd and Sr Isotopes in the Lavas of Colima, Mexico"
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1980). "The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part I..."
- Allan, J. F. (1981). "The Colima Graben, SW Mexico"
- Luhr, J. F. (1981). "Colima: History and Cyclicity of Eruptions"
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1981). "The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part II..."
- Medina, F. and M. Mena (1981). Historia Eruptiva del Volcán de Colima y Análisis ...
- Allan, J. F. and J. F. Luhr (1982). "K-Ar Ages of Late-Cenozoic...Lavas of the Colima ...
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1982). "The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part III..."
- Allan, J. F. and I. S. E. Carmichael (1983). "Lamprophyric Lavas in the Colima Graben..."
- Medina, F. (1983). "Analysis of the Eruptive History of the Volcan de Colima, Mexico"
- Allan, J. F. and I. S. E. Carmichael (1984). "Lamprophyric Lavas in the Colima Graben..."
- Guerrero Cruz, A. (1984). "Estudio Geológico del Cuadrángulo de Colima, Col"
- Allan, J. F. (1985). "Sediment Depth The Northern Colima Graben From 3-D Interpretation of..."
- Allan, F. (1986). "Geology of the Northern Colima and Zacoalco grabens..."
- Robin, C., P. Mossand, et al. (1987). "Mixed Magma...Debris Avalanche Deposits at Colima..."
- Robin, C., P. Mossand, et al. (1987). "Eruptive History of Colima Volcanic Complex (Mexico)"
- Robin, C., A. Gourgod, et al. (1988). "Magma Juvenile Basique ... Volcans de Colima ...
- SEAN (1988). "Colima Volcano (Mexico)"
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1988). ... Hazard related to Giant Debris Avalanches ..Colima
- Capaccioni, B. and S. Rodríguez Eizarrarás (1989). "Volcán de Colima..."
- Robin, C. and J. C. Komorowski (1989). Mafic Juvenile...Pyroclastic Surge Deposits ...Colima
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1989). "Giant Holocene Debris Avalanches... Colima ...
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1989). Large Debris Avalanches from volcan de Colima ...
- Delgado, H. (1990). Riftogénesis en Colima-Jalisco-Nayarit...
- Luhr, J. and I. S. E. Carmichael (1990). Vigilancia petrológica de la actividad eruptiva cíclica.
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1990). "Petrological monitoring...at Volcan Colima, Mexico"
- Robin, C., J. C. Komorowski, et al. (1990). "Mixed-Magma Pyroclastic...Colima Volcanoes..."
- Serpa, L., C. Katz, et al. (1990). Potential Field Studies South of Volcan de Colima.
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1990). Hazards Related to Giant Volcanic...
- Abrams, I. G. M. and M. Sheridan (1991). "Monitoring Colima Volcano..."
- Bandy, W. L., C. A. Mortera Gutierrez, et al. (1991). "Gravity survey of the Colima graben..."
- Komorowski, J. C., C. G. Siebe, et al. (1991). "Eruptive Events of...1991 at Volcan de Colima..."
- Munguía Logas, P. (1991). "El Volcán de Colima"
- Robin, C., G. Camus, et al. (1991). "Eruptive and magmatic Cycles at Fuego de Colima ...

- Rodríguez Elizarrarás, S., C. Siebe, et al. (1991). "Field Observations Block-and-Ash Flow..."
- Rodríguez Elizarrarás, S., C. G. Siebe, et al. (1991). The April 16, 1991 Eruptive event in...
- Rodríguez Elizarrarás, S. (1991). Geología del Volcán de Colima Estados de Jalisco y Colima...
- Stoopes, G. R. (1991). Studies of Two Giant debris avalanche from Volcan Colima Complex
- Komorowski, J. C., I. Galindo, et al. (1992). Emplazamiento de lahares por lluvias...
- Sheridan, M. F. and J. L. Macias (1992). Pe...Gravity- Driven Flows... Colima and Chichón...
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1992). "Giant Debris Avalanches from the Colima ...

Estructura

- Palmer, R. H. (1926). "Tectonic Setting of Lago de Chapala (Mexico), Jalisco" ...
- Woolard, G. P. and J. Monges Caldera (1956). "Gravedad, Geología Regional y Estructura..."
- Chase, T. E. and H. W. Menard (1968). Four Fracture Zones of Mexico.
- Mooser, F. (1969). The Mexican Volcanic Belt: Structure and Development...
- Mooser, F. (1972). "The Mexican Volcanic Belt: Structure and Tectonics"
- Gastil, R. G. and W. Jensky (1973). "Evidence for Strike Slip Displacement..."
- Shor, G. G., T. W. Raitt, et al. (1973). "Anisotropy and Crustal Structure of the Cocos Plate"
- Mauvois, R., A. Demant, et al. (1976). "Estructuras Terciarias en Base del Eje Neovolcánico..."
- Damon, P. E., J. Nieto Obregón, et al. (1979). "Un Plegamiento Neogénico en Nayarit y Jal..."
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1979). "Basanite and Minette Cinder Cones..."
- Couch, R. and S. Woodcock (1981). "Gravity and Structure of the Continental Margins..."
- Cruz, V. d. L., J. Aguilar, et al. (1983). Estudio Geológico-Estructural a Detalle...
- Connor, C. B. (1984). "Structure of Michoacán volcanic field México"
- Molina Garza, R. S. (1984). Interpretación de Anomalias, Gravimétricas y Estructura Cortical...
- Delgado, H. (1985). "The Structure of the Chapala Graben, Mexico"
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael (1985). "The Cinder Cones of Michoacan-Guanajuato..."
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael (1985). "The Michoacan-Guanajuato Volcanic Field ...
- Nieto, O., J., L. A. Delgado Argote, et al. (1985). "Geochronologic, Petrologic and Structural..."
- Delgado, H. and J. U. Fucugauchi (1986). "Estructura del Graben de Chapala"
- Iparrea, V., J. Alvarez, et al. (1986). "Algunas Grandes Estructuras Geológicas en la Porción ...
- López, G. G. (1986). "Estructura Tectónica y Desarrollo del Eje Volcánico Transmexicano"
- Tibaldi, A. (1986). Studio Structurale dell'area Cuitzeo-Patzcuaro...
- Connor, C. B. (1987). "Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico"
- Johnson, A. C. (1987). "Regional Tectonic in Central Mexico: Active Rifting ...
- Pasquaré, G., L. Vezzoli, et al. (1987). "Morphological and Structural Model of Mexican Belt"
- Tibaldi, A. (1989). "...Tectonics...MVB; From a Left-Lateral Shear to a Triple Junction- ...Zone"
- Tibaldi, A. (1989). "The Pleistocene Fault Pattern in Northern Michoacan..."
- Delgado, H. and K. Otsuki (1992). Lithological and structural characteristics of the...

Geología

- Waitz, P. (1915). Der Gegenwertige Stand der Mexikanischen Vulkane...

- Keller, W. T. (1925). West Mexico (parts of Colima, Jalisco, Michoacan and Nayarit).
- King, R. E. (1939). "Geological Reconnaissance on Northern Sierra Madre Occidental of Mexico"
- Büllerried, F. K. G. (1944). "Problemas Geológicos del Volcán de Parícutín"
- Flores, T. (1946). "Geología Minera de la Región Noreste del Estado de Michoacán"
- Blásquez, L. (1956). Bosquejo Fisiográfico y Vulcanológico del Occidente de México.
- Blásquez, L. (1956). Volcanismo Terciario y Reciente del Eje Volcánico de México.
- Castañeda Sánchez, A. (1956). Reconocimiento Geológico Preliminar del Yacimiento Ferrífero...
- Woolard, G. P. and J. Monges Caldera (1956). "Gravedad, Geología Regional Estructura..."
- Pantoja Alor, J. (1957). Bosquejo geológico de la región de Huetamo, Michoacán...
- Hernández Contreras, A. (1959). Estudio Geológico-Económico de depósitos de Hierro ...
- Pantoja, A. J. (1959). "Estudio Geológico de reconocimiento de la región de Huetamo..."
- Pineda Ramírez, A. (1959). Bosquejo geológico de la región de Cihuatlán ...
- Rodríguez Aldaco, V. (1960). Estudio Geológico regional de la zona ferrífera de Pihuamo, Jalisco.
- Sampeiro Peniche, A. (1960). Reconocimiento Geológico de la Boquilla de Santa Rosa...
- Gómez Juárez, D. (1961). Estudio Geológico de la Mina de Manganeso San Francisco
- Reyes, L. A. (1961). "Las Nuevas Solfataras del Volcán de Colima."
- Romero Martínez, S. (1961). Análisis geológico de la Zona de Coquimatlán, Colima ...
- Solís Vorrath, J. (1961). Bosquejo Geológico General de una Parte de los Estados de Jal. y Col.
- Arriaga García, G. (1962). Geología y Génesis del Yacimiento de Hierro del Cerro Nahuatlán...
- Peña Buendía, A. (1962). Bosquejo geológico de la región de Minatitlán, Col. y Jal...
- Aceituno Sotomayor, M. A. (1963). Reconocimiento Geológico del Área de Arteaga-Playa Azul...
- Chiñas Lalo, R. (1963). Bosquejo Geológico de las Islas Marías, México.
- De la Peña Legorreta, A. (1963). La Geología del Proyecto de Aguamilpa en el Río Santiago ...
- González Salazar, A. (1963). Geología del Proyecto de Presa de La Yesca en el Río Santiago, Jal.
- Harper Burgueño, C. O. (1963). Geo. Aplicada en Obras de Ing. Civil del Proy. de Peña...
- Ojeda, J. and E. Mapes (1963). Reconocimiento geológico-minero del área cinco minas, Jalisco.
- Altamirano Ramírez, F. J. (1964). Geología y Yacimientos Minerales de Arango, Michoacán.
- Gómez, R., L. (1964). Estudios Geo. Relacionados con el Proy. de Const. de El Mezquite, Jalisco.
- Prieto Cabrera, M. (1964). Estudio geo. para seleccionar la ubicación de una boquilla ...
- Richards, A. F. (1964). "Geology of the Islas Revillagigedo, Mexico IV..."
- Bravo Medina, N. (1965). Hidrología de la Meseta Tarasca, Estado de Michoacán.
- Constantino Herrera, S. E. (1966). Geología de los Volcanes de Colima. México.
- Cantú Chapa, C. M. (1968). Las Rocas Marinas Eocretácicas de Zitácuaro, Michoacán.
- Rodríguez Morales, D. (1969). Estudio geológico de la Región Minera de Angango...
- Carrasco Centeno, M. (1970). Estudio Geológico-Económico de Real del Oro...
- Rodríguez Herrera, A. (1970). Estudio geológico para el proyecto de la presa Minatitlán ...
- Beltrán Sierra, J. I. (1971). Estudio Geológico... Presa "Las Piedras" sobre el Río San Miguel...
- Rodríguez Vazquez, H. (1971). Estudio geológico de la región del Distrito Minero de Amaltea...
- Carrillo Lira, S. R. (1972). Estudio Geológico para el Proyecto de Presa "La Caballada"...

- Maldonado Reyes, J. A. (1972). Detalle Geológico de una Zona en la Mina "La Verde" ...
- Monsivais, S. H. (1972). Estudio Geol. y Geotécnico para el Proy de la Presa Tepaxtepec...
- Aguilar Nogales, M. (1974). Estudio Geológico y Prospección Minera del Sur de Nayarit.
- Castillo Hernández, J. L. (1974). Estudio Geológico del Area de Huetámo, Michoacán ...
- Cerda, M., J. M. (1975). Estudio Geológico del Area Las Truchas, La Mira...
- Demant, A., R. Mauvois, et al. (1975). Estudio Geológico de las Hojas Morelia-Maravatío...
- Gómez, S., J. E. (1975). Estudio Geológico Proyecto Presa Aguamilpa...
- Durán Miramontes, H. A. (1977). Estudio Geológico Minero Loma Oeste Mina Verde...
- Gastil, G., D. Krummenacher, et al. (1978). Reconnaissance Geology of West-Central Nayarit.
- Mercado, R., J. (1978). Geología Superficial del Distrito Minero de Angangueo, Mich.
- Camacho, F. (1979). Geología de la Zona Geotérmica de los Azufes, Michoacán.
- Damon, P. E., J. Nieto Obregón, et al. (1979). "Un Plegamiento Neogénico en Nayarit y Jal..."
- Navarro Candelas, J. I. (1979). Geología del Proyecto Hidroeléctrico Aguamilpa, Nayarit.
- Nelson, S. A. (1979). The Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico.
- Silva Mora, L. (1979). Contributions a` la Connaissance d'axe Volcanique Trans-Mexican...
- Aumento, F. and L. C. A. Gutiérrez (1980). Geocronología de Los Azufres, Michoacán.
- Mahood, G. (1980). "Geological Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center..."
- Mahood, G. A. (1980). The Geological and Chemical Evolution of a Late Pleistocene Rhyolitic...
- Nelson, S. A. (1980). "Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico"
- Mahood, G. A. (1981). "A Summary of the Geology and Petrology of the Sierra La Primavera..."
- Rosas, E. J. G. (1981). Estudio geológico de las zonas geotérmicas...
- Walker, G. P. L., J. V. Wright, et al. (1981). "Pyroclastic Geology of ... La Primavera, Mexico"
- Cruz, V. d. I., J. Aguilar, et al. (1983). Estudio Geológico-Estructural ...los Azufres, Michoacán.
- Domínguez, B. and M. Lipman (1983). Some Comments on the La Primavera Geothermal...
- Livieres, R. A. and S. A. Nelson (1983). "The Geology and Petrology Vol. Sangangüey..."
- Campos Madrigal, E. (1984). Estudio Geológico Regional del Area de Valle de Bravo-Tzitzio...
- Guerrero Cruz, A. (1984). "Estudio Geológico del Cuadrángulo de Colima, Col."
- Herrera Cedillo, J. (1984). "Estudio Geológico Regional de la Porción Occidental del CVM."
- Mandujano, V. J. (1984). "Geología y Geotecnia del Proyecto Hidroeléctrico Picos..."
- Ortigoza Cruz, F. (1984). "Geología de la region de Cuale, Jalisco. Escala 1:50000"
- Wopat, M. A. and I. S. E. Carmichael (1984). "Geology of the Santiago Canyon Near Tequila."
- De Remer, L. A. and S. A. Nelson (1985). "Geol. and Chemical Evolution of Vol. Tepetitlic Nay."
- Hegre, J. and S. A. Nelson (1985). "Geology of Volcan Las Navajas, Nayarit Mexico"
- Verma, S. P. (1985). "Mexican Volcanic Belt"
- Verma, S. P. (ed.). (1985). "Mexican Volcanic Belt"
- Delgado, H., M. A. Armienta, et al. (1986). "Geoquímica y geología... de Chapala"
- Delgado, H. and J. U. Fucugauchi (1986). "Estructura del Graben de Chapala"
- Iparrea, V., J. Alvarez, et al. (1986). "Algunas Grandes Estructuras...Sierra Madre Occidental"
- Isra de, I. and L. Martínez (1986). Contribución...Pacífico-Tethys en... Zitácuaro

- López, G. G. (1986). "Estructura Tectónica y Desarrollo del Eje Volcánico Transmexicano"
- Nelson, S. A. (1986). "Geología del Ceboruco, Nayarit, México..."
- Tibaldi, A. (1986). Studio Structurale dell'area Cuitzeo-Patzcuaro e Geologico -Strutturale...
- Nixon, G. T., A. Demant, et al. (1987). "K-Ar and Geologic Data Bearing on the Age and..."
- Johnson, C. A. and C. G. A. Harrison (1989). "Thematic Mapper Studies of Volcanism ..."
- Delgado, H. (1990). Riftogénesis en Col-Jal-Nay. Geología del Aulacógeno de Chapala.
- Carballido, E. (1991). Geología de la Isla Socorro, Islas Revillagigedo, México.
- Delgado, H. (1991). Características del Rift de Chapala.
- Dewey, J. W. and Suárez (1991). "Seismotectonics of Middle Northamerica. The Geology..."
- Rodríguez Elizarrarás, S. (1991). Geología del Volcán de Colima Estados de Jalisco y Colima.
- Uribe Afif, R. (1991). Consideraciones Geológicas sobre la Unión Triple de Jocotepec...
- Delgado, H. (1992). Geology of the Chapala Rift.
- Labarthe, H., G. and M. T. González (1992). Geología del área de la mina del Encino..

Geomorfología

- Blásquez, L. (1956). Bosquejo Fisiográfico y Vulcanológico del Occidente de México.
- I. G. C. (1956). (Guía Geol. 1956) Geología...Baja California...
- Segerstrom, K. (1960). "Erosion and related phenomena at Parícutín at 1957"
- Clements, T. (1962). "Pleistocene History of Lake Chapala, Jalisco, Mexico"
- Mooser, F. (1975). "The Mexican Volcanic Belt: Interpretation Derived from Fractures and Form"
- Damon, P. E., J. Nieto Obregón, et al. (1979). "... Evolución Geomórfica del Río de Santiago"
- Mammerick, J. (1984). "Morphology of Propagating Spreading Centers: New and Old"
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael (1985). "A Compilation of Location Size and Geomor..."
- Lugo Hubp, J. I., P. M. A. Ortiz, et al. (1985). "Las Zonas más Activas en el CVM"
- Nieto, O., J., et al. (1985). "...Large Morphologic Features Between the SMO and MV."
- Pasquaré, G., L. Vezzoli, et al. (1987). "Morphological and Structural Model of Mexican Belt"

Geoquímica

- Wilcox, R. E. (1954). "Summary with Title, Origin of the Compositional Variaton of the Lavas ..."
- Armenta Cruz, F. (1964). Exploración Geoquímica Regional de una parte los Estados de Jal-Col.
- Gunn, B. M. (1969). "Geoquemistry of Volcanics of the Guadalajara Region"
- León Vallejo, G. and P. Segalen (1970). Observations Sur Des Sols Ronges Derives de Roches...
- Watkins, N. D., B. M. Gunn, et al. (1971). "Paleomagnetism, Geochemistry and ..."
- Pal, S. and J. U. Fucugauchi (1977). Paleomagnetism, Geochronology and Geochemistry of..
- Mahood, G. A. (1981). "Chemical Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center"
- Quijano, J. L. and Chacón (1982). Evaluación geoquímica de las zonas geotérmicas...
- Templos, L. A. (1982). Estudio geoquímico detallado del campo geotérmico la Vega, Jalisco.
- Templos, L. A. (1982). Geoquímica preliminar de la zona geotérmica de Hervores ...
- Janik, C. J. and P. F. Dobson (1983). "Thermodynamic, Isotopic and Chemical Evidence..."
- Mahood, G. A., A. H. Truesdall, et al. (1983). "A Reconaissance...La Primavera Geothermal ..."

- Dobson, P. F. (1984). Volcanic Stratigraphy and Geochemistry of the Los Azufres ...
- Aguilar Vargas, V. H. (1985). Composición Química de los Magmas en el CVM
- De Remer, L. A. and S. A. Nelson (1985). "Geologic and Chemical Evolution of Volcan Tepetitlic.
- Verma, S. P., L. M. M., et al. (1985). "Geochemistry of Tertiary Igneous Rocks from ...
- Delgado, H., M. A. Armienta, et al. (1986). "Geoquímica y geología de ...
- Delgado, H. and J. U. Fucugauchi (1986). "Estructura del Graben de Chapala"
- Delgado, H. and U. Fucugauchi (1986). Tectónica Cuaternaria en el Lago de Chapala.
- Aguilar Vargas, V. H. and S. P. Verma (1987). "Composición Química de los Magmas en FVM.
- Cameron, M., K. Spaulding, et al. (1987). "A Synthesis ...of Volcanic... of the SM and MVB"
- Cathelineau, M., R. Oliver, et al. (1987). "Geochemistry of Volcanic Series in the Azufres...
- Arnold, M. and E. González Partida (1988). "Equilibrio Químico e Isotópico...Los Azufres...
- Capaccioni, B. and S. Rodríguez Eizarrarás (1989). "Volcán de Colima...
- Wallace, P. J. and I. S. E. Carmichael (1989). "Minette Lavas and Associated Leucites ...
- Delgado, H. and T. Hasenaka (1991). Geochemical characteristics of volcanic rocks...
- Komorowski, J. C., C. G. Siebe, et al. (1991). "Eruptive Events at Volcan de Colima...
- Delgado, H. and T. Hasenaka (1992). "Geochemistry of a volcanic sequence...
- Ortigoza, C., F. A. Changkakoti, et al. (1992). Geoquímica de Isótopos de Sr ..
- Centeno García, E., J. Ruiz, et al. (1993). "Guerrero terrane...new geochemical data"

Geotecnia

- Sampeiro Peniche, A. (1960). Reconocimiento Geológico de la Boquilla de Santa Rosa ...
- González Salazar, A. (1963). Geología del Proyecto de Presa de La Yesca ...
- Harper Burgueño, C. O. (1963). Geología Aplicada en Obras de Ingeniería Civil ...
- Prieto Cabrera, M. (1964). Estudio geológico para seleccionar la ubicación de una boquilla...
- Rodríguez Herrera, A. (1970). Estudio geológico para el proyecto de la presa Minatitlán ...
- Carrillo Lira, S. R. (1972). Estudio Geológico para el Proyecto de Presa "La Caballada" ...
- Monsivais, S. H. (1972). Estudio Geológico y Geotécnico...la Presa Tepaxtepec...
- Navarro Candelas, J. I. (1979). Geología del Proyecto Hidroeléctrico Aguamilpa, Nayarit.
- Mandujano, V. J. (1984). "Geología y Geotecnia del Proyecto Hidroeléctrico Picos...

Graben de Chapala

- Villaseñor, P. J. (1853). "Barranca del Tecuán (Chapala, Jalisco)"
- Ely, F. B. (1922). "Southern Mexico"
- Peters, R. B. (1951). A Preliminary Report on the Geography of Lake Chapala ...
- Díaz, E. and F. Mooser (1972). Formación del Graben de Chapala.
- Delgado, H., M. A. Armienta, et al. (1986). "Geoquímica y geol. del Lago de Chapala"
- Delgado, H. and J. Urrutia Fucugauchi (1986). "Estructura del Graben de Chapala"
- Delgado, H. and J. Urrutia Fucugauchi (1986). Tectónica Cuaternaria...Chapala.
- Delgado, H. (1990). Riftogénesis en Colima-Jalisco-Nayarit...
- Delgado, H. (1990). "Volcanism and structures of the Chapala graben...

- Delgado, H. (1991). Características del Rift de Chapala...
- Delgado, H. (1992). Geology of the Chapala Rift.
- Delgado, H. and T. Hasenaka (1992). "Geochemistry of a volcanic sequence ...
- Delgado, H. and K. Otsuki (1992). Lithological and structural... of Chapala graben...

Jalisco

- Galeotti, H. G. (1839). Coup-D Oeil Sur la Laguna de Chapala au Mexique.
- Galleotti, H. G. (1840). La Laguna de Chapala.
- Villaseñor, P. J. (1853). Barranca del Tecuán (Chapala, Jalisco).
- Orozco, y Berra, M. (1857). La Laguna de Chapala.
- Saussure, H. D. (1859). Note Sur la Formation du Volcan de Jorullo (Mexique).
- Crisóstomo, F. M. d. S. J., y Martínez, J. (1875)... Volcán del Colli y ...Temblores.
- Bárcena, M., et al. (1877)...Temblores de Jalisco y la Erupción del Volcán Ceboruco.
- Villafana, A. (1907). El volcán de Jorullo.
- Landívar, R. S. J. (1914). El Volcán del Jorullo (Trad. en Verso), Jalisco, Michoacán.
- Sapper, K. T. (1919). Ueber Hornitos Und Verwand Te Gebilde (Jorullo).
- Waitz, P. (1920). Nubes Ardientes Observadas en las Erupciones del Jorullo...
- Ely, F. B. (1922). Southern Mexico...
- Barrera, T. (1931). Zonas Mineras de los Estados de Jalisco y Nayarit...
- Webber, J. W. (1947). Jorullo, Mexico S. Second Youngest Volcano...
- Peters, R. B. (1951)...Lake Chapala...the Site of Late Pleistocene Man.
- Bargalló, M. (1952). Nuevos Yacimientos de Mamuts...SE del Lago de Chapala...
- Labarthe Hernández, G. (1957) Levantamiento Magnético...El Encino, Jalisco...
- Downs, T. (1958). Fossil Vertebrates from Lago de Chapala, Jalisco, Mexico.
- Echegoyen, J. (1958). Yacimientos de Manganeso en el Area de Los Volcanes, Jal.
- Clements, T. D. (1959). Chapala Formation, Jalisco, Mexico.
- Hernández Contreras, A. (1959)...depósitos de Fierro y Manganeso...SWde Jalisco.
- Pineda Ramírez, A. (1959)...geológico...Cihuatlán Jalisco y levantamiento magnético...
- Rodríguez Aldaco, V. (1960) Estudio Geológico...zona ferrífera de Pihuamo, Jalisco.
- Sampeiro Peniche, A. (1960)...Boquilla de Santa Rosa sobre el Río Santiago...
- Godínez Rincón, A. (1961) Lago de Chapala.
- Gómez Juárez, D. (1961)...Mina de Manganeso San Francisco Localizada en Autlán...
- Solís Vorrath, J. (1961) Bosquejo Geológico...Parte...de Jalisco y Colima.
- Clements, T. (1962). Pleistocene History of Lake Chapala, Jalisco, Mexico.
- Peña Buendía, A. (1962)... región de Minatitlán, Colima y Tuxcacuesco, Jalisco...
- Clements, T. (1963). Pleistocene History of Lake Chapala, Jalisco, Mexico.
- González Salazar, A. (1963)...Proyecto de Presa de La Yesca en el Río Santiago, Jal.
- Ojeda, J., y Mapes, E. (1963)...geologico-minero del area cinco, minas, Jalisco.
- Armenta Cruz, F. (1964) Exploración Geoquímica...de Jalisco-Colima.
- Gómez, R., L. (1964)...Proyecto de Construcción de la Presa de El Mezquite, Jalisco.

- Prieto Cabrera, M. (1964) Estudio geológico...presa La Yesca en el Edo. de Jalisco.
- Sobota, K. F. (1967)...Sobre el Ciclo de la Actividad del Volcán de Colima. Jalisco.
- Gunn, B. M. (1969). Geochemistry of Volcanics of the Guadalajara Region.
- Beltrán Sierra, J. I. (1971) Estudio Geológico...Presa "Las Piedras"...Río San Miguel...
- Rodríguez Vazquez, H. (1971) Estudio geológico...Distrito Minero de Amaltea Cuale.
- Carrillo Lira, S. R. (1972)...Presa "La Caballada" ...Río América,...Tolimán, Jalisco.
- Díaz, E., y Mooser, F. (1972). Formación del Graben de Chapala.
- Urrutia Fucugauchi, J. (1976) Estudio Paleomagnético de rocas ígneas...de Jalisco.
- Buitrón, B. E., et al. (1978)...Cretácico Inferior del Cerro de Tuxpan, Jalisco.
- Pantoja, A., et al. (1978)...Cretácico Inferior de la mina El Encino,... Pihuamo, Jalisco.
- Urrutia Fucugauchi, J., y Pal, S. (1979). Paleomagnetic Data...Tertiary Igneous Rocks.
- Mahood, G. (1980)...Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera.
- Mahood, G. A. (1980) The Geological and Chemical Evolution of...La Primavera, Jal.
- Palomino Huerta, C. G. (1980) Distrito minero Cuale, Jalisco...
- Urrutia Fucugauchi, J. (1980). Paleointensity...and K-Ar dating... Tertiary...volcanics.
- Clough, B. J., Wright, J. V., y Walker, G. P. L. (1981). An Unusual Bed of Giant Pumice.
- Gutiérrez, N. L. C. A. (1981). Litología y Mineralogía...Pozo PR-2 de La Primavera, Jal.
- Mahood, G. A. (1981)...Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center...La Primavera...
- Mahood, G. A. (1981). A Summary of the Geology and Petrology...La Primavera, Jal.
- Nieto Obregon, et al. (1981)...magmatismo de la SMO y el EN en Nayarit, Jalisco y...
- Walker, G. P. L., et al. (1981). Pyroclastic Geology...Volcano of La Primavera, Mexico.
- Wright, J. V., y Walker, G. P. L. (1981) Eruption, Transport and Deposition of Ignimbrite..
- Martínez Bringas, A. (1982) Sedimentología Litoral Estados Nayarit, Jalisco,...
- Templos, L. A. (1982). Estudio geoquímico...campo geotérmico la Vega, Jalisco.
- Templos, L. A. (1982). Geoquímica...de Hervores de La Vega Jalisco, México.
- Domínguez, B., y Lipman, M. (1983)...on the La Primavera Geothermal Field, Mexico..
- Gutiérrez, N. L. C. A., y López, A. (1983)...Trazas de Fisión de Obsidias...
- Mahood, G. A. (1983)...The Rio Caliente Ignimbrite: Analysis of a Compound...
- Mahood, G. A., y Drake, R. A. (1983). K-Ar Dating Young Volcanic Rocks: A Case...
- Mahood, G. A., et al. (1983)...Geochemical Study of La Primavera Geothermal Area.
- Rubio Gragedo, A. (1983). Aprovechamiento hidroeléctrico de Jalisco.
- Alvarez, J., y Rosas, S. L. (1984) Análisis Tectónico Metalogenético... "El Barqueño".
- Gutiérrez, N. L. (1984). Petrografía y Mineralogía...Pozo SM-1 San Marcos, Jalisco.
- Harris, J., y Carmichael, I. S. E. (1984) Volcanic Products ... Region of Tequila, Mex.
- Mandujano, V. J. (1984)... Geotecnia del Proyecto...Picos de Guadalajara, Jalisco.
- Vargas Romero, A. (1984) Evaluación...geohidrológica del área de Guadalajara, Jal.
- Wopat, M. A., y Carmichael, I. S. E. (1984). Geology of the Santiago Canyon Near Teq.
- Gilbert, C. M., et al. (1985). Volcanic Stratigraphy of the Guadalajara Area. Mexico.
- Halliday, A., et al. (1985). Mantle Signature for High-Silica Rhyolites with <1ppm Sr...

- Singh, S. K., et al. (1985). The Great Jalisco, Mexico Earthquake of 1932...
- Verma, S. P., et al. (1985). Geochemistry of Tertiary Igneous Rocks from Arandas...
- Delgado, et al. (1986). Geoquímica y geología...Lago de Chapala.
- Harris, J. M. (1986) Silicic Volcanics of Volcan Tequila, Jalisco México.
- Campos, E., J.O. , et al. (1987). Paleomagnetic study of the Sierra La Primavera...
- Bourgeois, et al. (1988). Fragmentation...du Bond Ouest du Continent Nord American...
- Urrutia Fucugauchi, et al. (1988). Paleomagnetismo y magnetoest...La Primavera, Jal.
- Nieto Obregón, et al. (1989)...listric component in...Ameca River Fault...Jalisco Block.
- Wopat, M. A. (1990) Quaternary Alkaline Volcanism and Tectonics in the MVB...
- Delgado, et al. (1991)...data from the MGVF: Southward migration of volc...
- Lange, R. A., y Carmichael, I. S. E. (1991). A potassic volcanic front in western Mexico.
- Rodríguez Elizarrarás, S. (1991) Geología del Volcán de Colima Estados de Jal. y Col.
- Uribe Afif, R. (1991)...la Unión Triple de Jocotepec, Edo. de Jal. al W de la FVTM.
- Komorowski, J. C., et al. (1992). Emplazamiento de lahares...volcán de Colima...
- Labarthe, H., G., y González, M. T. (1992)...la mina del Encino, ...Pihuamo, Jalisco.
- Nieto, O., J. (1992)...sobre la tectónica Neogénica del centro-occidente de México.
- Ortigoza, et al. (1992). Geoquímica de Isótopos de Sr en Barita de...La Minita, Mich.
- Pantoja, A., J. (1992). Nuevas aportaciones al Tethys occidental de México.
- Delgado, H., y Hasenaka, T. (1993)... monogenetic volcanism south of Guadalajara.
- Pardo, M., y G. Suárez (1993). Morphology of the Subduction of Rivera Plate beneath...

Jorullo

- Burkart, J. (1839). "Excursión al Volcán de Jorullo (en 1827)"
- Saussure, H. D. (1859). "Note Sur la Formation du Volcan de Jorullo (Mexique)"
- Dominguez, J. d. D. (1870). "El Volcán del Jorullo"
- Reynoso, M. and L. M. (1870). "El volcán de Jorullo"
- Leclercq, J. (1886). "Une Visite au Volcan de Jorullo (Mexique)"
- Denza, P. F. (1887). "Il Nuovo Vukano Della Sierra Madre (Messico)"
- Danlos, J. (1907). "Un Volcán Mexicain. Le Jorullo"
- Villafana, A. (1907). "El volcán de Jorullo"
- Landívar, R. S. J. (1914). "El Volcán del Jorullo (Trad. en Verso), Jalisco, Michoacán"
- Sapper, K. T. (1919). "Ueber Hornitos Und Verwandte Gebilde (Jorullo)"
- Waitz, P. (1920). "Nubes Ardientes Observadas en las Erupciones del Jorullo..."
- Webber, J. W. (1947). "Jorullo, Mexico S. Second Youngest Volcano"
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1985). "The 1759-1774 Eruption of Jorullo Volcano..."

Lago de Chapala

- Galeotti, H. G. (1839). "Coup-D Oeil Sur la Laguna de Chapala au Mexique...."
- Galleotti, H. G. (1840). La Laguna de Chapala.
- Orozco and M. Berra (1857). "La Laguna de Chapala"

- Ely, F. B. (1922). "Southern Mexico"
- Palmer, R. H. (1926). "Tectonic Setting of Lago de Chapala (Mexico), Jalisco"
- Peters, R. B. (1951). A Prel.Report on the Geog. of L. Chapala and ...
- Bargalló, M. (1952). "Nuevos Yac. de Mamuts y otros Mamíferos de la R.SE del L.de Chapala.
- Comisión del Rio Lerma, C. R. L. (1952). Estudio Integral del Sistema Lerma-Chapala-Santiago.
- Delgado, R. R. (1956). "La Laguna de Chapala"
- Downs, T. (1958). Fossil Vertebrates from Lago de Chapala, Jalisco, Mexico.
- Godínez Rincón, A. (1961). Lago de Chapala.
- Clements, T. (1962). "Pleistocene History of Lake Chapala, Jalisco, Mexico"
- Clements, T. (1963). Pleist. History of Lake Chapala, Jalisco, Mexico...
- Delgado, H., M. A. Armienta, et al. (1986). "Geog. y geol.del Lago de Chapala"
- Delgado, H. and U. Fucugauchi (1986). Tect. Q en la Region del Lago de Chapala.

Michoacán

- Burkart, J. (1839). "Excursión al Volcán de Jorullo (en 1827)"
- Dominguez, J. d. D. (1870). "El Volcán del Jorullo"
- Reynoso, M. and L. M. (1870). "El volcán de Jorullo"
- Urquiza, M. (1872). "Informe del Ingeniero encargado de reconocer la Sierra de Ucareo..."
- Leclercq, J. (1886). "Une Visite au Volcan de Jorullo (Mexique)"
- Ordóñez, E., Prado, et al. (1902). "Los Volcanes de Zacapú, Michoacán, México"
- Ordóñez, E., Prado, et al. (1905). "Los Volcanes de Zacapú, Michoacán, México"
- Waitz, P. (1905). "Volcan de San-Andrés y Región Geyserana de Tajimaroa y Morelia, Mich.
- Martínez, S. M. (1906). "...Acerca de Algunos Productos Volánico... (Morelia)"
- Danlos, J. (1907). "Un Volcán Mexicain. Le Jorullo"
- Landívar, R. S. J. (1914). "El Volcán del Jorullo (Trad. en Verso), Jalisco, Michoacán"
- Ordóñez, E. (1917). "Paricutín Newest Volcano , Now fifteen months old , Mexico"
- Ely, F. B. (1922). "Southern Mexico"
- Salazar, S. L. (1931). "Los Geysers de Iztlán (México) Fenómenos Post-Volcánicos"
- Sánchez, P. C. (1935). Impor.geog.de FV, cordillera que atraviesa la Rep.Mex.del E al W...
- Anónimos (1943). "Have you seen American Spectacular Live Volcano?"
- Anónimos (1943). "Mexico and New Volcano (Paricutín)"
- Anónimos (1943). "The New Mexican Volcano (Paricutín)"
- Davis, W. (1943). "Paricutin, México a New Volcano"
- De la O Carreño, A. (1943). "El Volcán de Paricutín en las Primeras Fases de su Erupción..."
- Killinger, P. E. (1943). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Killinger, P. E. (1943). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Ordóñez, E. (1943). "Birth of a New Volcano (Paricutin) in Michoacan, Mexico"
- Ordóñez, E. (1943). "El volcán Paricutín"
- Ordóñez, E. (1943). "The new volcano of Paricutin, Mexico"
- Raymond, J. (1943). "A Volcano is Born (February 20, 1943 the Eruption ...

- Trask, P. D. (1943). "The Mexican Volcano Paricutin"
- Valencia, R. F. (1943). "El Volcán de Guayutziro (Paricutín), informe..."
- Waitz, P. (1943). "El Nuevo Volcán de Paricutín (Michoacán, México)"
- Graton, L. C. (1943 (1944)). "Mexican Volcano (Paricutín), Michoacán"
- Acosta del Campo, C. (1944). Estudio de los Depósitos Metalíferos de Chapuato y San Carlos ...
- Anónimos (1944). "Volcano Paricutin is Sample of Earth and Interior Hell"
- Bullard, F. M. (1944). "Origin and Development of the Volcano, Paricutin, Mexico-Michoacan"
- Castigliola, J. (1944). "A Volcano is Born (Paricutin, Mexico 1943) Michoacán"
- Green, J. A. (1944). Paricutin, The Cornfield that Grew a Volcano.
- Killinger, P. E. (1944). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Lawrence, D. B. (1944). "A Visit to Paricutin Volcano (Mexico)"
- Müllerried, F. K. G. (1944). "Problemas Geológicos del Volcán de Paricutín"
- Westland, A. J. (1944). "The Paricutin Volcano (Mexico) and Associated Activity"
- Wicket, W. A. (1944). "El Volcán Paricutín"
- Dorf, E. (1945). "Observations on the Preservation of Plants in the Paricutin Area ...
- Eggler, W. A. (1945). "Paricutín (México)"
- Flores, T. (1945). "Investigaciones Geológicas Relativas al Vol. Paricutín, Vulcan y Orogenia ...
- Fuller, R. E. e. a. (1945). "A Report on the USC for the Study of the Paricutin Volcano (Mexico)"
- Graton, L. C. (1945). "Ciertos Aspectos Genéticos del Paricutín, Nuevo Volcán de Michoacán"
- Graton, L. C. (1945). "Ciertos Aspectos Genéticos del Paricutín, Nuevo Volcán de Michoacán"
- Graton, L. C., E. T. Nichols, et al. (1945). "Army-G. S. A. Helicopter Expedition to Paricutin ...
- Lester, J. G. (1945). "The Birth of a Volcano (Paricutin) Mexico"
- Milton, C. (1945). "Note on Volcanic Rocks From Paricutin, Mexico"
- National, R. C., N. R. C. (1945). "Activity of Paricutin Volcano (Mexico)"
- Ordóñez, E. (1945). Les Cahiers de L.I.F.A.L., un Nouveau Volcan Mexicain Le Paricutin.
- Schmitter, E. (1945). "Estudio Petrográfico de Lavas y Productos Piroclásticos..."
- Trask, P. D. (1945). "Early history of The Mexican Volcano Paricutin"
- White, D. E. (1945). "Paricutin's Cyclic Activity (Mexican Volcano)"
- Williams, H. (1945). "Geologic Setting of Paricutin Volcano (Mexico)"
- Aubert de la, F. E. (1946). "Visite au Paricutin, Nouveau Volcan Mexicain"
- Flores, T. (1946). "Geología Minera de la Región Noreste del Estado de Michoacán"
- Foshag, W. F. and E. P. Henderson (1946). "Primary Syblimates at Paricutin Volcano (Mexico)"
- García, G. L. (1946). Volcán Paricutín.
- Kennedy, G. C. (1946). "Activity of Paricutin volcano from april 12 to may 3 1946"
- Krauskopf, K. B. (1946). "Notes on Activity of Paricutin Volcano ...
- Krauskopf, K. B. (1946). "Notes on Activity of Paricutin Volcano..."
- Krauskopf, K. B. (1946). "Notes on Activity of Paricutin Volcano ...
- Pérez, P. A. (1946). "Informe sobre el volcán de Paricutín"
- Shorrock, R. R. (1946). "Sedimentation and Wind Action Around Volcan Paricutin, Mexico"

- Zies, E. G. (1946). "Temperature Measurements at Paricutin Volcano (Mexico) Michoacan"
- Bullard, F. M. (1947). "The Story of El Paricutin (Mexican Volcano) Michoacán"
- Bullard, F. M. (1947). "Studies on Paricutin Volcano, Michoacan, Mexico"
- Foshag, W. F. (1947). "Aqueous Emanation From Paricutin Volcano"
- Lowdermilk, W. C. (1947). "Erosional Phenomena Assoc. with Volcanic Eruption of Paricutin."
- Ordóñez, E. (1947). Actividad del volcán de Paricutín durante el año de 1947.
- Rosales, M. B. (1947). "Observations Concerning the Volcanic ash of the New Volcano Paricutin."
- Segerstrom, K. and C. Gutiérrez (1947). "Activity of Paricutin Volcano from May 4 to..."
- Wilcox, R. E. (1947). "Activity of Paricutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Wilcox, R. E. (1947). "Activity of Paricutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Barnes, V. E. and F. E. Romberg (1948). "Observations of Relative Gravity at Paricutin Vol."
- Foshag, W. F. (1948). "Aqueous Emanation From Paricutin Volcano"
- González, R. J., W. F. Foshag, et al. (1948). Paricutin and Mexico's Volcanic Area.
- Krauskopf, K. B. (1948). "Lava Movement at Paricutin Volcano, Mexico"
- Krauskopf, K. B. (1948). "Mechanism of Eruption at Paricutin Volcano"
- Pough, F. H. (1948). "The Fifth anniversary of Paricutin (volcano)"
- Wilcox, R. E. (1948). "Activity of Paricutin Vol. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Wilcox, R. E. (1948). "Activity of Paricutin Vol. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Linne, S. (1949). "En Vulkans Födelse (The Birth of a Volcano)"
- Ordóñez, E. (1949). Actividad del volcán de Paricutín durante el año de 1948.
- Pough, F. H. (1949). "Volcanes (Paricutín), Michoacán"
- Foshag, W. F. (1949 (1953)). The Development of Paricutin Volcano (Mexico), Michoacan.
- Foshag, W. F. (1950). "The Aqueous Emanation from Paricutín Volcano"
- Fries, C. (1950). "Activity of Paricutin Volcano From July 1, to December 31, 1949"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1950). "Activity of Paricutin Vol. From Aug. 1st, 1948 to June 30th..."
- Hatt, R. T. (1950). A Bibliography of Paricutin Volcano. Michoacán,
- Segerstrom, K. (1950). "Erosion studies at Paricutín. State of Michoacán, México"
- Williams, H. (1950). "Volcanoes of the Paricutin Region, Mexico"
- Bullard, F. M. (1951). "Paricutin Mexico's Newest Volcano"
- Derruan, M. (1951). El Paricutín.
- Dorf, E. (1951). "Lithologic and Floral Facies in the Paricutin ash Deposits"
- Fries, C. (1951). "Activity of Paricutin Volcano From July 1, to December 31, 1950"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1951). "Activity of Paricutin Vol. From Janu. 1st. to June 30th, 1950"
- Peters, R. B. (1951). A Preliminar Report on the Geog. of L. Chapala and ...
- Pough, F. H. (1951). "The birth and growth of a volcano"
- Wilcox, R. E. (1951). "Progressive Chem.Changes in the Lavas of Paricutin Volcano, Mexico"
- Fries, C. (1952). "Activity of Paricutin Volcano From July 1 to December 31, 1951"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1952). Actividad del Volcán Paricutín, Michoacán.
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1952). "Activity of Paricutín Volcano from Janu. 1st. to June 30th..."

- Foshag, W. F. (1953). "Volumes and Weights of Pyroclastic Material..."
- Fries, C. (1953). "Volumes and Weights of Pyroclastic Material. Lava and Water...Paricutin..."
- Foshag, W. F. (1954). "Activity of Paricutin Volcano During the Year 1952"
- Foshag, W. F. (1954). The Life and Death of a Volcano (Mexico).
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1954). "Activity of Paricutin Volcano During the Year 1952."
- Wilcox, R. E. (1954). "Petrology of Paricutin Volcano, Mexico"
- Wilcox, R. E. (1954). "Sum. with Title, Origin of the Comp. Variaton of the Lavas of Paricutin."
- Molina, B. R. (1955). "Formación de Sales de Amonio en los Procesos Volcánicos (Paricutín)."
- Bullard, F. M. (1956). Resúmen de la Historia del Volcán Paricutín, Michoacán, México.
- Castañeda Sánchez, A. (1956). Recon. Geol. Preliminar del Yac. Ferrífero "La Guayabera"...
- Foshag, W. F. and R. J. González (1956). "Birth and Development of Paricutin Volcano"
- Pantoja Alor, J. (1957). Bosquejo geológico de la region de Huetámo, Michoacán.
- Pantoja, A. J. (1959). "Estudio Geol. de reconocimiento de la region de Huetamo, Edo de Mich."
- Segerstrom, K. (1960). "Erosion and related phenomena at Paricutín at 1957"
- Aceituno Sotomayor, M. A. (1963). Recon. Geol. del A.de Arteaga-Playa Azul, Edo. de Mich..
- Altamirano Ramírez, F. J. (1964). Geol.y Yac.Min.del Distrito Minero de Arango, Michoacán.
- Cervantes, R., G. (1964). Génesis y Clasificación de Algunos Suelos de la Meseta Tarasca...
- Bravo Medina, N. (1965). Hidrología de la Meseta Tarasca, Estado de Michoacán.
- Elenes Lerma, M. (1966). Introducción al Estudio Geotér. de la Z. Central del Estado de Mich..
- Gómez, M., M. (1967). Los Yacimientos de Santa Clara del Grupo Ferrífero de las Truchas, Mich.
- Cantú Chapa, C. M. (1968). Las Rocas Marinas Eocretácicas de Zitácuaro, Michoacán.
- Rodríguez Aldaco, R. (1969)...los cuerpos de brecha mineralizados en...Inguarán, Michoacán.
- Rees, J. D. (1970). "Paricutín Revisited a Review of Man's Attempts to Adapt to Ecological ..."
- Rosales Gómez, J. (1971). Estudio geol. en la exploración del Cu en el A. de la Colmilluda
- Eggler, D. H. (1972). "Water Saturated and Undersaturated Melting Relations in a Paricutin And..."
- Maldonado Reyes, J. A. (1972). Detalle Geol. de una Z. en la Mina "La Verde"
- Monsivais, S. H. (1972). Estudio Geol.y Geotéc....Proy.de Sobreelevación... Presa Tepaxtepec.
- Castillo Hernández, J. L. (1974). Est. Geol. del A. de Huetámo, Michoacán y sus Pos. Petrol.
- Balbontin Montañó, E. (1975). Dep.Metasom. de Min. de Hierro en la Costa Occidental del País...
- Cerda, M., J. M. (1975). Estudio Geológico del Area Las Truchas, La Mira, Edo de Michoacán.
- Demant, A., R. Mauvois, et al. (1975). Estudio Geológico de las Hojas Morelia-Maravatío...
- Mauvois, R., A. Demant, et al. (1976). "Estructuras Terciarias en Base del Eje Neovolcánico..."
- Durán Miramontes, H. A. (1977). Estudio Geol. Minero Loma Oeste Mina Verde...
- Garza, G. V. C. E. (1978). Metalogén. de los depósitos min.de Tiamaro Michoacán...
- Mercado, R., J. (1978). Geología Superficial del Distrito Minero de Angangueo, Mich.
- Camacho, F. (1979). Geología de la Zona Geotérmica de los Azufes, Michoacán.
- Rees, J. D. (1979). Effects of the Eruption of Paricutín Volcano on Landforms,vegetation...
- Reyes Vermont, P. (1979). Estudio de la zona geotérmica de Araró Michoacán.
- Silva Mora, L. (1979). Contributions a` la Connaissance d'axe VTM Etude Géol. et Pétrol...

- Aumento, F. and L. C. A. Gutiérrez (1980). Geocronología de Los Azufres, Michoacán.
- Gutiérrez, N. L. C. and F. Aumento (1981). "The Los Azufres (Mich.-Méx.) Geother. Field"
- Rosas, E. J. G. (1981). Estudio geol. de las zonas geotér. Ixtlán de Los Hervores - Los Negritos.
- Hasenaka, T. (1982). "Alk. and Calc-alk. vol. in the Mich.-Guan. Cinder Cone Field, SW Mex".
- Jaimes Maldonado, J. G. (1982). Reinyección Campo Geotérmico "Los Azufres"
- Martínez Bringas, A. (1982). Sedimentología Litoral Estados Nay., Jal., Mich., Guerrero, Mex.
- Quijano, J. L. and Chacón (1982). Eval. geoq. de las zonas geotér. de Ixtlán de los Hervores ...
- Ayala Galindo, M. d. J. (1983). Prog. Control Proy. Expan. Sider. Lázaro Cárdenas...
- Cathelineau, M., R. Oliver, et al. (1983). Min. and Distrib. of Hydroth. Min Z. in Los Azufres
- Cruz, V. d. I., J. Aguilar, et al. (1983). Est. Geol.-Estruc. a Detalle del Campo Geotér. Azufres...
- Dobson, P. F. (1983). "Statigraphy of the Los Azufres Volcanic Center, NE, Michoacan, Mexico"
- Gutiérrez, N. L. C. A. and A. López (1983). Datación por Trazas de Fisión de Obsidianas...
- Janik, C. J. and P. F. Dobson (1983) "Thermodynamic, Isotopic and Chemical Evidence for Eq...
- Nieva, D., Q. L., et al. (1983) Heterogeneity of the liquid phase and vapor separation in Los Az...
- Reid, M. R. (1983). "Parícutin Volcano Revisited: Isotopic and Trace Element...
- Campos Madrigal, E. (1984). Estudio Geol. Regional del Area de Valle de Bravo-Tzitzio...
- Connor, C. B. (1984). "Structure of Michoacán volcanic field México"
- Dobson, P. F. (1984). Volcanic Stratigraphy and Geochemistry of the Los Azufres...
- Gutiérrez Arroyo, J. (1984). "Estudio Hidrogeológico Preliminar Delta del Río Balsas, Mich."
- Murphy, G. P. and I. S. E. Carmichael (1984). "A report on the occurrence of maars in the MGVF
- Zenteno Zuñiga, E. (1984). Interpretación de Anomalías Aeromagn. en la R. Sur de Michoacán.
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael (1985). "The Cinder Cones of Mich.-Guan....
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael (1985)...Location, Size and Geom...of Volcanoes...
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael (1985). "The Mich.-Guan. Volcanic Field...
- Lugo Hubp, J. L., P. M. A. Ortiz, et al. (1985). "Las Zonas más Activas en el C. Volc. Mex...
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1985). "The 1759-1774 Eruption of Jorullo Volcano...
- Morán, D. J., J. Urrutia Fucugauchi, et al. (1985). "Magnetoestrat. y Paleomag. en los Azufres...
- Pradal, E. et C. Robin (1985) "...une Caldera Majeure Associée au Champ Géothermique "Los...
- Urrutia Fucugauchi, J., M. D.J., et al. (1985). Paleomagnetismo... de rocas en...los Azufres...
- Isra de, I. and L. Martínez (1986). Contrib. al Estudio Geol. de la Transición Pacífico Tethys ...
- Tibaldi, A. (1986). Studio Structurale dell'area Cuitzeo-Patzcuaro...
- Cathelineau, M., et al. (1987). "Geoch. of Volc. Series in the Azufres Geothermal Field...
- Connor, C. B. (1987). "Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico"
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael (1987). "The cinder cones of Mich.-Guan., Central Mex...
- Verma, S. P. and P. F. Dobson (1987). "Sr, Nd and Pb Isotopic Evidence for Complex...Azufres.
- Verma, S. P. and T. Hasenaka (1987). "Nd and Sr Isotopes in the Mich.-Guan. Volcanic Field...
- Arnold, M. and E. González Partida (1988). "Equilibrio Químico Isotópico...Los Azufres...
- Ferrari, L., G. Pasquare, et al. (1989). Volcanic and Tect. Evolution of Los Azufres Caldera ...
- Tibaldi, A. (1989). "The Pleistocene Fault Pattern in N. Mich. Mexico ...

- Yokayama, I. and R. S. De la Cruz (1990). "Precursory e Earthquakes of the 1943 Eruption...
 Delgado, H., et al. (1991)...data from the MGVF: S. migration of the volcanism...
 Ferrari, L., V. H. Garduño, et al. (1991). Geology of Los Azufres Caldera...
 Hasenaka, T., M. Ban, et al. (1991). Shield volcanoes of the Mich.-Guan. volcanic field...
 Ban, M., T. Hasenaka, et al. (1992). "K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in Mich-Guan...
 Ortigoza, C., F., A. Changkakoti, et al. (1992). Geoq.de Isótopos de Sr en Barita... La Minita...
 Delgado, H. and T. Hasenaka (1993) Char. and implications of the monog. vol. S of...

Minería

- Flores, T. (1946). "Geología Minera de la Región Noreste del Estado de Michoacán"
 Labarthe Hernández, G. (1957). Levantamiento Magnético del Yac. Ferrífero de El Encino...
 Echegoyen, J. (1958). Yacimientos de Manganeso en el Area de Los Volcanes, Jalisco.
 Hernández Contreras, A. (1959)...depósitos de Fe y Mn de la Parte SW del Edo. de Jalisco.
 Rodríguez Aldaco, V. (1960). Estudio Geol.regional de la zona ferrífera de Pihuamo, Jalisco.
 Gómez Juárez, D. (1961). Estudio Geol.de la Mina de Manganeso San Francisco .
 Ojeda, J. and E. Mapes (1963). Reconocimiento geologico-minero del area cinco, minas, Jalisco.
 Gómez, M., M. (1967). Los Yacimientos de Santa Clara del Grupo Ferrífero de las Truchas...
 Rodríguez Aldaco, R. (1969)...cuerpos de brecha mineralizado...Distrito...de Inguarán, Mich.
 Rodríguez Morales, D. (1969). Estudio geológico de la Región Minera de Angango...
 Carrasco Centeno, M. (1970). Estudio Geológico-Económico de Real del Oro...
 Rodríguez Vazquez, H. (1971). Estudio geol. de la región del Distrito Minero de Amaltea Cuale.
 Rosales Gómez, J. (1971). Estudio geol. en la exploración del cobre en el área de la Colmilluda...
 Maldonado Reyes, J. A. (1972). Detalle Geológico de una Zona en la Mina "La Verde" Aguilar
 Nogales, M. (1974). Estudio Geol.y Prosp. Minera de la Porción Sur del Estado de Nayarit.
 Durán Miramontes, H. A. (1977). Estudio Geológico Minero Loma Oeste Mina Verde
 Garza, G. V. C. E. (1978). Metalogénesis de los depósitos min. de Tiamaro Mich.y su relación...
 Mercado, R., J. (1978). Geología Superficial del Distrito Minero de Angango, Mich.
 Pantoja, A., J., B. Estrada, et al. (1978). Secuencia estratigrafica del Ki de la mina El
 EncinoPalomino Huerta, C. G. (1980). Distrito minero Cuale, Jalisco. Situación actual ...
 Macías, R. C. and P. G. Solís (1985). Mineragrafía, Microtermometría e Isotopía de...Cuale, Jal.
 Labarthe, H., G. and M. T. González (1992). Geol. del área de la mina del Encino.
 Ortigoza, C., F., A. Changkakoti, et al. (1992). Geoq. de Isót. de Sr en Barita de... La Minita

Nayarit

- Caravanes, A. (1870). "El Ceboruco"
 Banda, L. (1871). "Ceboruco, Depto. de Ahuacatlán, Municipalidad del Mismo Nombre"
 Bárcena, M., M. Iglesias, et al. (1877). Informe sobre los Temblores de Jalisco y la Erupción...
 Ordóñez, E. (1894). "Un fragmento de roca granítica encontrado en el volcán Ceboruco,México"
 Ordóñez, E. (1897). "Les volcans Colima et Ceboruco"
 Keller, W. T. (1925). West Mexico (parts of Colima, Jalisco, Michoacan and Nayarit).

- Barrera, T. (1931). "Zonas Mineras de los Estados de Jalisco y Nayarit"
- Jiménez Mayorquín, V. (1956). Rescate de Salitre de 150 000 000 Ha. en la Costa N.de Nayarit...
- De la Peña Legorreta, A. (1963). La Geología del Proyecto de Aguamilpa en el Río Santiago ...
- Carrasco Centeno, M. (1970). Estudio Geológico-Económico de Real del Oro...
- Aguilar Nogales, M. (1974). Estudio Geol. y Prospección Minera de la Porción S del Edo de Nay.
- Gómez, S., J. E. (1975). Estudio Geológico Proyecto Presa Aguamilpa, Río Santiago...
- Thorpe, R. S. and P. W. Francis (1975). "Volcan Ceboruco..."
- Nelson, S. A. (1976). "Eruptive history of volcan Ceboruco, Nayarit, México"
- Gastil, G., D. Krummenacher, et al. (1978). Reconnaissance Geol. of W-Central Nayarit, Mexico.
- Luhr, J. F. (1978). "Factors Controlling the Evol. of the Prehistoric Evolution of Volc. San Juan..."
- Damon, P. E., J. Nieto Obregón, et al. (1979). "Un Plegamiento Neogénico en Nay. ..."
- Delgado Argote, L. A. (1979). Estudio Metalotectónico de Nay. Utilizando Imágenes de Satélite.
- Navarro Candela, J. I. (1979). Geología del Proyecto Hidroeléctrico Aguamilpa, Nayarit.
- Nelson, S. A. (1979). The Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico.
- Nelson, S. A. (1980). "Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico"
- Delgado Argote, L. A., J. Nieto Obregón, et al. (1981). Evolución magmática de la SMO y el EN.
- Nieto Obregon, et al. (1981). "Rel. petrol. y geocronól. del magmatismo de la SMO y el EN..."
- Martínez Bringas, A. (1982). Sedimentología Litoral Estados Nay. Jal., Mich., Guerrero, Mex.
- Livieres, R. A. and S. A. Nelson (1983). "The Geol and Petrol of Volc Sangangüey, Nay., Méx."
- Nelson, S. A. and I. S. E. Carmichael (1984). "Pleistocene to Recent Alkaline Volcanism ..."
- De Remer, L. A. and S. A. Nelson (1985). "Geol. and Chem. Evol. of Vol. Tepetitlic Nay., Mexico"
- Hegre, J. and S. A. Nelson (1985). Geología del Ceboruco, Nay., Méx.... Estimación de Riesgos...
- Nelson, S. A. and R. A. Livieres (1986). "Contemp Calc-Alk. and Alk. Volc. at Sangangüey V."
- Delgado, H. (1990). Riftogénesis en Col. Jal.-Nay.: Geol. del Aulacógeno de Chapala...

Oceano Pacífico

- Mooser, F. and M. Maldonado Koerdell (1961). "Tectónica... a lo Largo de la Costa Mexicana..."
- Richards, A. F. (1964). "Geology of the Islas Revillagigedo..."
- Moore, J. G. (1970). "Submarine Basalt from the Revillagigedo Islands Region, Mexico"
- Anderson, R. N. and E. E. Davis (1973). "A Topographic Interp. of the Matematician Ridge..."
- Martínez Bringas, A. (1982). Sedimentología Litoral Estados Nay.- Jal.- Mich.- Gro, Mex.
- Burbach, G. V., C. Frohlich, et al. (1984). "Seismicity and Tectonics of the Subducted Cocos P."
- Prol, R. M., V. M. Sugrobov, et al. (1984). Variaciones en el régimen tect. a lo largo de la TM
- Ness, G. E., M. W. Lyley, et al. (1985). Revised Pacific North America, Rivera and Cocos...
- Rodey Batiza, D. A. (1985). "Petrology Evolution of Foiled Rifts in the Eastern Pacific..."

Parícutin

- Ordóñez, E. (1917). "Parícutín Newest Volcano, Now fifteen months old, Mexico"
- Anónimos (1943). "Have you seen American Spectacular Live Volcano?"
- Anónimos (1943). "Mexico and New Volcano (Parícutín)"

- Anónimos (1943). "The New Mexican Volcano (Paricutín)"
- Davis, W. (1943). "Paricutin, México a New Volcano"
- De la O Carreño, A. (1943). "El Volcán de Paricutín en las Primeras Fases de su Erupción..."
- Killinger, P. E. (1943). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Killinger, P. E. (1943). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Killinger, P. E. (1943). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Ordóñez, E. (1943). "Birth of a New Volcano (Paricutin) in Michoacan, Mexico"
- Ordóñez, E. (1943). "El volcán Paricutín"
- Ordóñez, E. (1943). "The new volcano of Paricutin, Mexico"
- Raymond, J. (1943). "A Volcano is Born (February 20, 1943 the Eruption..."
- Trask, P. D. (1943). "The Mexican Volcano Paricutin"
- Valencia, R. F. (1943). "El Volcán de Guíyutziro (Paricutín)"
- Waitz, P. (1943). "El Nuevo Volcán de Paricutín (Michoacán, México)"
- Graton, L. C. (1943 (1944)). "Mexican Volcano (Paricutín), Michoacán"
- Anónimos (1944). "Volcano Paricutin is Sample of Earth and Interior Hell"
- Castigliola, J. (1944). "A Volcano is Born (Paricutin, Mexico 1943) Michoacán"
- Green, J. A. (1944). Paricutin, The Cornfield that Grew a Volcano.
- Killinger, P. E. (1944). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Lawrence, D. B. (1944). "A Visit to Paricutin Volcano (Mexico)"
- Müllerried, F. K. G. (1944). "Problemas Geológicos del Volcán de Paricutín"
- Westland, A. J. (1944). "The Paricutin Volcano (Mexico) and Associated Activity"
- Wicket, W. A. (1944). "El Volcán Paricutín"
- Dorf, E. (1945). "Observations on the Preservation of Plants in the Paricutin Area (Mex. Volcano)"
- Eggler, W. A. (1945). "Paricutín (México)"
- Flores, T. (1945). "Investigaciones Geológicas Relativas al Vol. Paricutín, Vulc. y Orogenia..."
- Fuller, R. E. e. a. (1945). "A Report on the United States Committe for the Stu. of the Paricutin..."
- Graton, L. C. (1945). "Ciertos Aspectos Genéticos del Paricutín, Nuevo Volcán de Michoacán"
- Graton, L. C. (1945). "Ciertos Aspectos Genéticos del Paricutín, Nuevo Volcán de Michoacán"
- Graton, L. C., E. T. Nichols, et al. (1945). "Army-G. S. A. Helicopter Expedition to Paricutin..."
- Lester, J. G. (1945). "The Birth of a Volcano (Paricutin) Mexico"
- Milton, C. (1945). "Note on Volcanic Rocks From Paricutin, Mexico"
- National, R. C., N. R. C. (1945). "Activity of Paricutin Volcano (Mexico)"
- Ordóñez, E. (1945). Les Cahiers de L.I.F.A.L., un Nouveau Volcan Mexicain Le Paricutin.
- Schmitter, E. (1945). "Estudio Petrográfico de Lavas y Productos Piroclásticos..."
- Trask, P. D. (1945). "Early history of The Mexican Volcano Paricutin"
- White, D. E. (1945). "Paricutin's Cyclic Activity (Mexican Volcano)"
- Williams, H. (1945). "Geologic Setting of Paricutin Volcano (Mexico)"
- Aubert de la, F. E. (1946). "Visite au Paricutin, Nouveau Volcan Mexicain"
- Foshag, W. F. and E. P. Henderson (1946). "Prymary Syblimates at Paricutin Volcano (Mexico)"

- García, G. L. (1946). Volcán Parícutín.
- Kennedy, G. C. (1946). "Activity of Parícutin volcano from april 12 to may 3 1946"
- Krauskopf, K. B. (1946). "Notes on Activity of Parícutin Volcano (Mexico)..."
- Krauskopf, K. B. (1946). "Notes on Activity of Parícutin Volcano (Mexico) ..."
- Krauskopf, K. B. (1946). "Notes on Activity of Parícutin Volcano (Mexico) ..."
- Pérez, P. A. (1946). "Informe sobre el volcán de Parícutín"
- Shorrock, R. R. (1946). "Sedimentation and Wind Action Around Volcan Parícutin, Mexico"
- Zies, E. G. (1946). "Temperature Measurements at Parícutin Volcano (Mexico) Michoacán"
- Bullard, F. M. (1947). "The Story of El Parícutin (Mexican Volcano) Michoacán"
- Bullard, F. M. (1947). "Studies on Parícutin Volcano, Michoacán, Mexico"
- Foshag, W. F. (1947). "Aqueous Emanation From Parícutin Volcano"
- Lowdermilk, W. C. (1947). "Erosional Phenomena Associated with Volcanic Eruption..."
- Ordóñez, E. (1947). Actividad del volcán de Parícutín durante el año de 1947.
- Rosales, M. B. (1947). "Obs. Concerning the Volcanic ash of the New Volcano Parícutin ..."
- Segerstrom, K. and C. Gutiérrez (1947). "Activity of Parícutin Volcano from May 4 ..."
- Wilcox, R. E. (1947). "Activity of Parícutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Wilcox, R. E. (1947). "Activity of Parícutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Barnes, V. E. and F. E. Romberg (1948). "Observations of Relative Gravity at Parícutin ..."
- Foshag, W. F. (1948). "Aqueous Emanation From Parícutin Volcano"
- González, R. J., W. F. Foshag, et al. (1948). Parícutin and Mexico's Volcanic Area.
- Krauskopf, K. B. (1948). "Lava Movement at Parícutin Volcano, Mexico"
- Krauskopf, K. B. (1948). "Mechanism of Eruption at Parícutin Volcano"
- Pough, F. H. (1948). "The Fifth anniversary of Parícutin (volcano)"
- Wilcox, R. E. (1948). "Activity of Parícutin Volcano. (Mex.). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Wilcox, R. E. (1948). "Activity of Parícutin Volcano. (Mex.). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Linne, S. (1949). "En Vulkans Födelse (The Birth of a Volcano)"
- Ordóñez, E. (1949). Actividad del volcán de Parícutín durante el año de 1948.
- Pough, F. H. (1949). "Volcanes (Parícutín), Michoacán"
- Foshag, W. F. (1949 (1953)). The Development of Parícutin Volcano (Mexico), Michoacán.
- Foshag, W. F. (1950). "The Aqueous Emanation from Parícutín Volcano"
- Fries, C. (1950). "Activity of Parícutin Volcano From July 1, to December 31, 1949"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1950). "Activity of Parícutin Volcano From August 1st, 1948 to..."
- Hatt, R. T. (1950). A Bibliography of Parícutin Volcano.
- Segerstrom, K. (1950). "Erosion studies at Parícutín. State of Michoacán, México"
- Williams, H. (1950). "Volcanoes of the Parícutin Region, Mexico"
- Bullard, F. M. (1951). "Parícutin Mexico's Newest Volcano"
- Derruan, M. (1951). El Parícutín.
- Dorf, E. (1951). "Lithologic and Floral Facies in the Parícutin ash Deposits"
- Fries, C. (1951). "Activity of Parícutin Volcano From July 1, to December 31, 1950"

- Fries, C. and C. Gutiérrez (1951). "Activity of Paricutin Volcano From January 1st. to June..."
- Pough, F. H. (1951). "The birth and growth of a volcano"
- Wilcox, R. E. (1951). "Progressive Chemical Changes in the Lavas of Paricutin Volcano, Mexico"
- Fries, C. (1952). "Activity of Paricutin Volcano From July 1 to December 31, 1951"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1952). *Actividad del Volcán Parícutín, Michoacán.*
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1952). "Activity of Parícutín Volc. from Jan. 1st. to June 30th, 1951"
- Foshag, W. F. (1953). "Volumes and Weights of Pyroclastic Material. ..."
- Fries, C. (1953). "Volumes and Weights of Pyroclastic Material. ..."
- Foshag, W. F. (1954). "Activity of Paricutin Volcano During the Year 1952"
- Foshag, W. F. (1954). *The Life and Death of a Volcano (Mexico).*
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1954). "Activity of Paricutin Volcano During the Year 1952"
- Wilcox, R. E. (1954). "Petrology of Paricutin Volcano, Mexico"
- Wilcox, R. E. (1954). "Summary with Title, Origin of the Comp. Var. of the Lavas of Paricutin..."
- Molina, B. R. (1955). "Formación de Sales de Amonio en los Procesos Volcánicos (Parícutín)..."
- Bullard, F. M. (1956). *Resumen de la Historia del Volcán Parícutín, Michoacán, México.*
- Foshag, W. F. and R. J. González (1956). "Birth and Development of Paricutin Volcano"
- International Geological Congress, I. G. C. (1956). *Vulcanismo Terciario y Reciente...*
- Segerstrom, K. (1960). "Erosion and related phenomena at Parícutín at 1957"
- Rees, J. D. (1970). "Parícutín Revisited a Review of Man's Attempts to Adapt to Ecological..."
- Egglar, D. H. (1972). "Water Saturated and Undersaturated Melting Rel. in a Paricutin Andesite..."
- Rees, J. D. (1979). *Effects of the Eruption of Parícutín Volcano ...*
- Reid, M. R. (1983). "Paricutin Volcano Revisited: Isotopic and Trace Element ..."
- Yokayama, I. and R. S. De la Cruz (1990). "Precursory e Earthquakes of the 1943 Eruption..."

Petrología

- Ordóñez, E. (1894). "Un fragmento de roca granítica encontrado en el volcán Ceboruco, México"
- Milton, C. (1945). "Note on Volcanic Rocks From Paricutin, Mexico"
- Schmitter, E. (1945). "Estudio Petrográfico de Lavas y Productos Piroclásticos (Parícutín)..."
- Dorf, E. (1951). "Lithologic and Floral Facies in the Paricutin ash Deposits"
- Wilcox, R. E. (1954). "Petrology of Paricutin Volcano, Mexico"
- Wilcox, R. E. (1954). "Summary with Title, Origin of the Comp. Var. of the Lavas of Paricutin..."
- International Geological Congress, I. G. C. (1956). *Vulcanismo Terciario y Reciente de FVM...*
- Bryan, W. B. (1959). *High-Silica Alkaline Lavas of Clarion and Socorro Islands...*
- Richards, A. F. (1964). "Geology of the Islas Revillagigedo, Mexico IV. Geol. and petrography..."
- Cantú Chapa, C. M. (1968). *Las Rocas Marinas Eocretácicas de Zitácuaro, Michoacán.*
- Rodríguez Aldaco, R. (1969). "...cuerpos de brecha min. en el Distrito Minero de Inguarán, Mich."
- León Vallejo, G. and P. Segalen (1970). "...Sols Rouges Derives de Roches Volcaniques Basiques..."
- Moore, J. G. (1970). "Submarine Basalt from the Revillagigedo Islands Region, Mexico"
- McDowell, F. W. and S. E. Clabaugh (1972). "Edades K-Ar de Rocas Volcánicas de la SMO..."
- Thorpe, R. S., G. L.L., et al. (1973). "Andesitic Pyroclastic Flows from Colima Volcano"

- Mahood, G. (1977). "...Comenditic Dome and Ash Flow Complex of Sierra La Primavera, Jal."
- Pal, S. and J. U. Fucugauchi (1977). *Paleomag., Geochronol. and Geoch. ...Igneous Rocks...*
- Demant, A. and P. M. Vincent (1978) "...Comenditic dome and Ash Flow Complex of Sierra La..."
- Demant, A. (1979). *Vulcanología y Petrografía del Sector Occidental del Eje Neovolcánico.*
- McDowell, F. W. and C. S.G. (1979). "Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental ..."
- Nelson, S. A. (1979). *The Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico.*
- Silva Mora, L. (1979). *Contributions a la Connaissance d'axe Volcanique Trans-Mexican...*
- Urrutia Fucugauchi, J. and S. Pal (1979). "Paleomag. Data from Tertiary Igneous Rocks, NE Jal."
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1980). "The Colima Volcanic Complex, Mexico."
- Mahood, G. (1980). "Geol. Evol. of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera, Jal."
- Mahood, G. A. (1980). *The Geol. and Chem. Ev. of a Late Pleistocene Rhyolitic Center...*
- Nelson, S. A. (1980). "Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico"
- Clough, B. J., J. V. Wright, et al. (1981). "An Unusual Bed of Giant Pumice in Mexico"
- Gutiérrez, N. L. C. A. (1981). *Litología y Min. Secundaria del Pozo PR-2 de La Primavera, Jal.*
- Mahood, G. A. (1981). "Chem. Evolu. of a Pleistocene Rhyolitic Center-S. La Primavera, Jal."
- Mahood, G. A. (1981). "A Summary of the Geol. and Petrol. of the Sierra La Primavera, Jal."
- Nieto Obregon, J., D. A. L.A., et al. (1981). "Relaciones petrológicas y geocronológicas..."
- Walker, G. P. L., et al. (1981). "Pyroclastic Geol. of the Rhyolitic Volc. of La Primavera, Mexico"
- Wright, J. V. (1981). "The Rio Caliente Ignimbrite: Analysis ..."
- Wright, J. V. and G. P. L. Walker (1981). "Eruption, Transport and Deposition of Ignimbrite..."
- Allan, J. F. and J. F. Luhr (1982). "K-Ar Ages of Late-Cenozoic Alk. and Calc-Alk. Lavas ..."
- Hasenaka, T. (1982). "Alk. and Calc-alk. volcanism in the Michoacán-Guanajuato..."
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1982). "The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part III..."
- Allan, J. F. and I. S. E. Carmichael (1983). "Lamprophyric Lavas in the Colima Graben..."
- Livieres, R. A. and S. A. Nelson (1983). "The Geology and Petrology of Volcan Sangangüey..."
- Mahood, G. A. (1983). "Discussion of 'The Rio Caliente Ignimbrite: Analysis..."
- Allan, J. F. and I. S. E. Carmichael (1984). "Lamprophyric Lavas in the Colima Graben..."
- Gutiérrez, N. L. C. A. (1984). *Petrografía y Min. Sec. en el Pozo SM-1 San Marcos, Jalisco.*
- Harris, J. and I. S. E. Carmichael (1984). "Volcanic Products in the Region of Tequila, Mexico"
- Ferríz, H. and G. A. Mahood (1985). "Volcanismo Riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano"
- Halliday, A., G. Mahood, et al. (1985). "Mantle Signature for High-Silica Rhyolites ..."
- Nieto, J., et al. (1985) "Geochronol., Petrol. and Structural Data Related to...SMO and the MVB."
- Rodey Batiza, D. A. (1985). "Petrology Evolution of Foiled Rifts in the E-Pacific: petrology..."
- Harris, J. M. (1986). *Silicic Volcanics of Volcan Tequila, Jalisco México.*
- Cameron, M., et al. (1987). "A Synth. and Comp...Geoch. of Volc. Rocks of the SMO and MVB"
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael (1987). "The cinder cones of Michoacán-Guanajuato..."
- Heatherington, A., et al. (1987) "Petrog. of Alk. and Calc-Alk. Volc. Rocks...W MVB-Pb Isotop."
- Milan, et al. (1988). "...Estudio Petrológico Transversal al Cinturón Volcánico Mexicano"
- Wallace, P. J. and I. S. E. Carmichael (1989). "Minnete Lavas and Associated Leucities...MVB..."

- Lange, R. A. and I. S. E. Carmichael (1990). "Hydrous basaltic andesites ..."
- Luhr, J. and I. S. E. Carmichael (1990). Vigilancia petrológica de la actividad eruptiva cíclica.
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1990). "Petrol. monitoring...activity at Volcan Colima, Mex."
- Nelson, S. A. and J. Hegre (1990). "Volcan Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene ..."
- Hasenaka, T., M. Ban, et al. (1991). Shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato ...
- Lange, R. A. and I. S. E. Carmichael (1991). "A potassic volcanic front in western Mexico..."
- Wallace, P., I. S. E. Carmichael, et al. (1992). "Volcanism and tectonism in W Mexico..."

Placa Rivera

- Eissler, H. K. and M. Nally (1984). "Seismicity and tectonics of Rivera Plate ..."
- Ness, G. E., M. W. Lyley, et al. (1985). Revised Pacific North America, Rivera ...
- Singh, S. K., L. Ponce, et al. (1985). "The Great Jalisco, Mexico Earthquake of 1932..."
- Bandy, W. T., W. C. Hilde, et al. (1988). "Redefinition of the Plate Boundaries ..."
- Bourgeois, J., et al. (1988). "La Jonction...de la dorsale...Avec la Zone de Fractures de Rivera..."
- Nieto Obregón, J., J. Urrutia Fucugauchi, et al. (1989). "Evidence of a listric component ..."
- De Mets, C. and S. Stein (1990). "Present-day Kinematics of the Rivera Plate..."
- Pardo, M. and Suárez G. (1993) "Mophol...Subduction of Rivera Plate beneath the Jal. Block..."

Revillagigedo

- Williams, H. (1952). "Recent eruption on San Benedicto Island, Revillagigedo Group, Mexico"
- Richards, A. F. (1953). The Eastern Revillagigedo Islands Investigation.
- Foshag, W. F. (1954). "Activity of Parícutin Volcano During the Year 1952"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1954). "Activity of Parícutin Volcano During the Year 1952"
- Maldonado Koerdell, M. (1958). "El Volcán Bárcena en la Isla San Benedicto..."
- Richards, A. F. (1964). "Geology of the Islas Revillagigedo..."
- Richards, A. F. (1965). "Geology of the Islas Revillagigedo..."
- Moore, J. G. (1970). "Submarine Basalt from the Revillagigedo Islands Region, Mexico"
- Carballido, E. (1991). Geología de la Isla Socorro, Islas Revillagigedo. México.

Socorro

- Richards, A. F. and L. W. Walter (1954). "Operation Cremation (...volcano San Benedicto Island)"
- Richards, A. F. (1957). Volcanism in eastern Pacific Ocean Basin.
- Richards, A. F. (1964). "Geology of the Islas Revillagigedo.... Geol. and petrog...Roca Partida"
- Richards, A. F. (1965). "Geology of the Islas Revillagigedo..."

Tectónica

- Palmer, R. H. (1926). "Tectonic Setting of Lago de Chapala (Mexico), Jalisco"
- Mooser, F. and M. Maldonado Koerdell (1961). "Tectónica...Costa Mexicana del O. Pacífico"
- Chase, T. E. and H. W. Menard (1968). Four Fracture Zones of Mexico.
- King, P. B. (1968). Tectonic Map of North America.
- Larson, R., M. H.W., et al. (1968). "Gulf of California..."
- Moore, D. G. and E. C. Buffington (1968). "Transform Fault. and Growth of the Gulf Calif. ..."

- Molnar, P. and J. R. Sykes (1969). "Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions..."
- Atwater, T. (1970). "Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution..."
- Larson, R. L. and C. G. Chase (1970). "Relative Velocities of the Pacific-North America and..."
- Jarson, R. L. (1972). "Bathymetry, Magnetic Anomalies and Plate Tectonic..."
- Mooser, F. (1972). El Eje Volcánico Mexicano: Debilidad Cortical ...
- Mooser, F. (1972). "The Mexican Volcanic Belt: Structure and Tectonics"
- Anderson, R. N. and E. E. Davis (1973). "...Interpretation of the Mathematician Ridge..."
- Gastil, R. G. and W. Jensky (1973). "Evidence for Strike Slip Displacement..."
- Shor, G. G., T. W. Raitt, et al. (1973). "Anisotropy and Crustal Structure of the Cocos Plate"
- Truchman, M. and L. R.L. (1973). "Tectonic lineaments on the Cocos Plate"
- Anderson, R. N. (1974). "Cenozoic Motion of the Cocos Plate Relative to the Asthenosphere..."
- Armströng, R. L. (1974). "Magmatism, Orogenic Timing and Orogenic Diachronism in the..."
- Demant, A., R. Mauvois, et al. (1975). Estudio Geológico de las Hojas Morelia-Maravatfo...
- Demant, A. and C. Robin (1975). Las Fases del Volcanismo en México...
- Demant, A. and C. Robin (1975). "Les Quatre Provinces Volcaniques du Mexique..."
- Mooser, F. (1975). "The Mexican Volcanic Belt: Interpretation Derived from Fractures and Form"
- Demant, A. (1976)....Diferentes Fases Volcánicas y Tectónicas del Eje Neovolcánico Mexicano.
- Lynn, W. S. and W. R. Lewis (1976). "Tectonic Evolution of the Northern Cocos Plate"
- Reyes, C. A. and J. N. Brune (1976). "Surface wave Observations Accross the Mex. Plateau..."
- Kennet, J. P., M. A.R., et al. (1977). "Episodes of Cenozoic Vol. in the Circum-Pacific Region"
- Pal, S. and J. U. Fucugauchi (1977). Igneous Rocks from Mexico and their Tectonic Implications.
- Karig, E. E., R. K. Cardwell, et al. (1978). "Late Cenozoic Subduction and Continental Margin..."
- Damon, P. E., J. Nieto Obregón, et al. (1979). "Un Plegamiento Neogénico en Nay. y Jal..."
- Del Río, L. (1979). Tectónica del Area de la Primavera-San Marcos e Implicaciones Geotérmicas.
- Delgado Argote, L. A. (1979). Estudio Metalotectónico de Nayarit ...
- McDowell, F. W. and C. S.G. (1979). "Ignimbrites of the SMO and their Relation to the Tect..."
- Drummond, K. J. (. (1981). Plate Tectonic Map of the Circum-Pacific Region NEQuadrant.
- Medina, F. and M. Mena (1981). Historia Eruptiva del Volcán de Colima y Análisis Preliminar. .
- Allan, J. F. and J. F. Luhr (1982). "...Alk. and Calc-Alkaline Lavas of the Colima Graben, rift"
- Mammerick, J. and K. D. Klitgord (1982). "NE Pacific Rise..."
- Luhr, J. F., J. F. Allan, et al. (1983). "Pliocene-Recent Rifting in Southwestern Mexico..."
- Allan, J. F. and I. S. E. Carmichael (1984). "Lamprophyric Lavas in the Colima Graben..."
- Alvarez, R. J. and S. L. Rosas (1984). Análisis Tectónico Metalogenético..."El Barqueño", Jal.
- Burbach, G. V., C. Frohlich, et al. (1984). "Seismicity and Tectonics of the Subducted Cocos P."
- Eissler, H. K. and M. Nally (1984). "Seismicity and tectonics of Rivera Plate ...
- Mammerick, J. (1984). "Morphology of Propagating Spreading Centers: New and Old"
- Prol, R. M., et al. (1984). Var...régimen tectónico a lo largo de la trinchera Mesoamericana.
- Shurbet, D. H. and S. E. Cebull (1984). "Tectonic Interpretation of the TMVB"
- Allan, J. F. (1985). "Sediment Depth The Northern Colima Graben ...

- Luhr, J. F., S. A. Nelson, et al. (1985). "Active Rifting in Southwestern Mexico..."
- Ness, G. E., M. W. Lyley, et al. (1985). Revised Pacific North America, Rivera and Cocos...
- Nieto, J., et al. (1985) "...Structural Data Related to Large Morph... Features...SMO and...MVB"
- Pasquaré, G. and A. Zanchi (1985). "Cenozoic Volcanism and Tectonics in West Central Mexico"
- Rodey Batiza, D. A. (1985). "Petrology Evolution of Foiled Rifts in the Eastern Pacific..."
- Singh, S. K., L. Ponce, et al. (1985). "The Great Jalisco, Mexico Earthquake of 1932 ..."
- Tharp, T. M. (1985). Mechanical Analysis of the Mexican Ridges Fold Belt.
- Allan, F. (1986). "Geology of the Northern Colima and Zacoalco grabens..."
- Delgado, H. and J. U. Fucugauchi (1986). "Estructura del Graben de Chapala"
- Delgado, H. and J. U. Fucugauchi (1986). "Migración de la actividad volcánica y tectónica..."
- Delgado, H. and U. Fucugauchi (1986). Tectónica Cuaternaria en la Region del Lago de Chapala.
- Johnson, C. A. (1986). A Study of Neotectonics in Central Mexico...
- López, G. G. (1986). "Estructura Tectónica y Desarrollo del Eje Volcánico Transmexicano"
- Johnson, A. C. (1987). "Regional Tectonic in Central Mexico..."
- Johnson, C. A. (1987). A study of neotectonics in central México ...
- Bandy, W., et al. (1988) "...Plate Boundaries...Pacific, Rivera, Cocos and North Am. Plates..."
- Bourgeois, J., et al. (1988) "Fragmentation en Cours du Bord Ouest du Continent Nord American..."
- Bourgeois, J., et al. (1988) "La Jonction...dorsale Est-Pacifique...la Zone de Fractures de Rivera..."
- Urrutia Fucugauchi, J. and H. Böhnell (1988). "Tectonics Along the TMVB..."
- Nieto Obregón, J., J. Urrutia Fucugauchi, et al. (1989). "Evidence of a listric component in the..."
- Tibaldi, A. (1989). "Latest Miocene-Quaternary Tectonics of the W-C MVB..."
- Tibaldi, A. (1989). "The Pleistocene Fault Pattern in Northern Michoacan Mexico..."
- De Mets, C. and S. Stein (1990). "Present-day Kinematics of the Rivera Plate..."
- Delgado, H. (1990). Riftogénesis en Colima-Jalisco-Nayarit...
- Delgado, H. (1990). "Volcanism and structures of the Chapala graben"
- Suárez, G., et al. (1990). "Geometry of Subduction and Depth of the Seismogenic Zone Guerrero..."
- Wopat, M. A. (1990). Quaternary Alk. Volcanism and Tectonics in the MVB Near Tequila, Jal...
- Allan, J. F., S. Nelson, et al. (1991). "Pliocene-Recent rifting in SW Mexico..."
- Bandy, W. L., C. A. Mortera Gutiérrez, et al. (1991). "Gravity survey of the Colima graben..."
- Carballido, E. (1991). Geología de la Isla Socorro, Islas Revillagigedo. México.
- Delgado, H. (1991). Características del Rift de Chapala.
- Delgado, H. (1991). Cor. entre la evol.de los elementos tectónicos en el W de Méx...
- Delgado, H. and T. Hasenaka (1991). Geoch.charact.of vol.rocks from the Chapala rift.
- Dewey, J. W. and Suárez (1991). "Seismotectonics of Middle Northamerica..."
- Garduño, V. H. and T. A. (1991). "Evolution cinématique de la triple jonction continentale..."
- Michaud, F., Q. O., et al. (1991). "La frontiere nord du Bloc Jalisco..."
- Singh, S. K. and M. F. (1991) "Source Time Funtion of Large Mexican Subduction Earthquakes..."
- Uribe Afif, R. (1991). Consideraciones Geológicas sobre la Unión Triple de Jocotepec...
- Delgado, H. and T. Hasenaka (1992). "Geoch...volc. sequence assoc. with rifting: a case study..."

- Delgado, H. and K. Otsuki (1992). Lith. and structural charact. of the Chapala graben, Mexico...
- Nieto, O., J. (1992). Reflexiones sobre la tectónica Neogénica del centro-occidente de México...
- Quintero Legorreta, O. y M. Suter (1992). Tectónica extensional activa...centro-occidental...FVM.
- Pardo, M. and Suárez G. (1993) "Mophol...Subduction of Rivera Plate beneath the Jal. Block...

Tectónica de Placas

- Larson, R., M. H.W., et al. (1968). "Gulf of California..."
- Moore, D. G. and E. C. Buffington (1968). "Transform Faulting and Growth of the Gulf of..."
- Atwater, T. (1970). "Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic..."
- Larson, R. L. and C.C.G. (1970) "Relative velocities of Pacific, North America and Cocos plates."
- Shor, G. G., et al. (1973). "Anisotropy and Crustal Structure of the Cocos Plate"
- Anderson, R. N. (1974). "Cenozoic Motion of the Cocos Plate Relative to the Asthenosphere..."
- Karig, E. E., et al. (1978). "Late Cenozoic Subduction and Continental Margin Truncation..."
- Drummond, K. J. (. (1981). Plate Tectonic Map of the Circum-Pacific Region Northeast Quadrant.
- Mammerick, J. and K. D. Klitgord (1982). "Northern East Pacific Rise..."
- Luhr, J. F., et al. (1983). "Pliocene-Recent Rifting in Southwestern Mexico..."
- Mammerick, J. (1984). "Morphology of Propagating Spreading Centers: New and Old"
- Luhr, J. F., et al. (1985). "Active Rifting in Southwestern Mexico..."
- Ness, G. E., et al. (1985). Revised Pacific North America, Rivera and Cocos...
- Bandy, W., et al. (1988). "...Plate Boundaries...Pacific, Rivera, Cocos and North Am.Plates..."

Volcán de Colima

- Dollfus, A. (1867). "Volcán de Colima"
- Sartorius, C. (1869). "Eruption of The Volcano of Colima in June 1869"
- Bárcena, M. (1887). "Informe sobre el Estado Actual del Volcán de Colima"
- Puga, G. B. (1889). "La última erupción del volcán de Colima"
- Castellanos, P. S. (1895). "Observaciones del Volcán de Colima"
- Arreola, J. M. (1896). "El Volcán de Colima (1896)"
- Arreola, J. M. (1896). "Observaciones del Volcán de Colima (1895-1896)"
- Inda, J. (1897). "Observaciones del Volcán de Colima"
- Ordóñez, E. (1897). "Les volcans Colima et Ceboruco"
- Ordóñez, E. (1902). "Les Dernieres eruptions du Volcan de Colima"
- Castellanos, A. (1903). Observaciones del Volcán Colima.
- Díaz, S. (1903). Las Ultimas Erupciones del Volcán de Colima...
- Dodge, C. R. (1903). "The Volcano of Colima"
- Ishikawa, S. (1904). "Ultimas Erupciones del Volcán de Colima, México"
- Díaz, S. (1906). Efemérides del Volcán de Colima.
- Waitz, P. (1906). "Le Volcan de Colima"
- Díaz, S. (1907). Vulcanografía, Efemérides del Volcán de Colima...
- Sabatini, V. (1908). "Il Vulcano Colima"

- Jones, T. A. (1909). "The Colima Volcano: Republic of Mexico"
- Arreola, J. M. (1912). "Catalogue des Eruptions Anciennes du Volcán de Colima"
- Waitz, P. (1920). "Nubes Ardientes Observadas en las Erupciones del Volcán de Colima ..."
- Friedlaender, E. (1930). Volcanes Mexicanos del Pico de Orizaba, Cerro de Tequila y Colima.
- Zehele, W. (1932). "Neue Quell-Kuppenpildudng in Colima Krater"
- Waitz, P. (1935). "Datos Históricos y Bibliográficos acerca del Volcán de Colima"
- Waitz, P. (1936). "Datos Históricos y Bibliográficos acerca del Volcán de Colima"
- Sosa, A. H. (1952). "Excursión al Cráter del Volcán de Fuego de Colima"
- Mooser, F. and M. Maldonado Koerdell (1959). "State of the Volcanoes-Colima Volcano..."
- Mooser, F. (1961). "Los Volcanes de Colima, México"
- Reyes, L. A. (1961). "Las Nuevas Solfataras del Volcán de Colima"
- Mooser, F. and M. Maldonado Koerdell (1963). "State of the Volcanoes-Colima Volcano"
- Constantino Herrera, S. E. (1966). Geología de los Volcanes de Colima. México.
- Sobota, K. F. (1967). "Los Estudios Sobre el Ciclo de la Actividad del Volcán de Colima..."
- Thorpe, R. S., G. I.L., et al. (1973). "Andesitic Pyroclastic Flows from Colima Volcano"
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1979). "Basanite and Minette Cinder Cones from the..."
- Carmichael, I. and D. J. De Paolo (1980). "Nd and Sr Isotopes in the Lavas of Colima, Mexico"
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1980). "The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part I..."
- Luhr, J. F. (1981). "Colima: History and Cyclicity of Eruptions"
- Medina, F. and M. Mena (1981). Historia Eruptiva del Volcán de Colima ..
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1982). "The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part III..."
- Medina, F. (1983). "Analysis of the Eruptive History of the Volcan de Colima, Mexico"
- Robin, C., P. Mossand, et al. (1987). "Eruptive History of Colima Volcanic Complex (Mexico)"
- SEAN (1988). "Colima Volcano (Mexico)"
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1988)...Giant Debris Avalanches from Volcan the Colima...
- Capaccioni, B. and S. Rodríguez Elizarrarás (1989). "Volcán de Colima..."
- Robin, C. and J. C. Komoroswski (1989). Mafic Juvenile Fragments from Pyroclastic Surge...
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1989). "Giant Holocene Debris Avalanches from Volcán..."
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1989). Large Debris Avalanches from volcan de Colima...
- Luhr, J. and I. S. E. Carmichael (1990). Vigilancia petrológica de la actividad eruptiva cíclica.
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1990). "Petrological monitoring of cyclical eruptive activity"
- Robin, C., J. C. Komorowski, et al. (1990). "Mixed-Magma Pyroclastic Surge Deposits..."
- Serpa, L., C. Katz, et al. (1990). Potential Field Studies South of Volcan de Colima.
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1990). Hazards...Giant Volcanic Debris Avalanches from...
- Komorowski, J. C., et al. (1991). "Eruptive Events of April 16-17, 1991 at Volcan de Colima..."
- Munguía Logas, P. (1991). "El Volcán de Colima"
- Robin, C., G. Camus, et al. (1991). "Eruptive and magmatic Cycles at Fuego de Colima Vol..."
- Rodríguez Elizarrarás, S., et al. (1991) "...Block-and-Ash Flow Deposits Emplaced April 16-17..."
- Rodríguez Elizarrarás, S., C. G. Siebe, et al. (1991). The April 16, 1991 Eruptive event...

- Rodríguez Elizarrarás, S. (1991). Geología del Volcán de Colima Estados de Jalisco y Colima.
- Stoopes, G. R. (1991). Studies of Two Giant debris avalanche from Volcan Colima Complex.
- Komorowski, J. C., et al. (1992). Emplazamiento de lahares...en junio 1991 y enero 1992...
- Sheridan, M. F. and J. L. Macias (1992). Pc Software for 2-Dimensional Gravity- Driven Flows...
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1992). "Giant Debris Avalanches from the Colima Volc...

Vulcanismo Monogenético

- Dominguez, J. d. D. (1870). "El Volcán del Jorullo"
- Reynoso, M. and L. M. (1870). "El volcán de Jorullo"
- Banda, L. (1871). "Ceboruco, Depto. de Ahuacatlán, Municipalidad del Mismo Nombre"
- Bárcena, M., M. Iglesias, et al. (1877). Informe sobre los Temblores de Jalisco y la Erupción...
- Leclercq, J. (1886). "Une Visite au Volcan de Jorullo (Mexique)"
- Denza, P. F. (1887). "Il Nuovo Vukano Della Sierra Madre (Messico)"
- Ordóñez, E., Prado, et al. (1902). "Los Volcanes de Zacapú, Michoacán, México"
- Ordóñez, E., Prado, et al. (1905). "Los Volcanes de Zacapú, Michoacán, México"
- Danlos, J. (1907). "Un Volcán Mexicain. Le Jorullo"
- Villafana, A. (1907). "El volcán de Jorullo"
- Ordóñez, E. (1917). "Paricutín Newest Volcano, Now fifteen months old, Mexico"
- Anónimos (1943). "Have you seen American Spectacular Live Volcano?"
- Anónimos (1943). "Mexico and New Volcano (Paricutín)"
- Anónimos (1943). "The New Mexican Volcano (Paricutín)"
- Davis, W. (1943). "Paricutín, México a New Volcano"
- De la O Carreño, A. (1943). "El Volcán de Paricutín en las Primeras Fases de su Erupción ..."
- Killinger, P. E. (1943). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Killinger, P. E. (1943). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Killinger, P. E. (1943). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Ordóñez, E. (1943). "Birth of a New Volcano (Paricutin) in Michoacan, Mexico"
- Ordóñez, E. (1943). "El volcán Paricutín"
- Ordóñez, E. (1943). "The new volcano of Paricutin, Mexico"
- Trask, P. D. (1943). "The Mexican Volcano Paricutin"
- Graton, L. C. (1943 (1944)). "Mexican Volcano (Paricutín), Michoacán"
- Anónimos (1944). "Volcano Paricutin is Sample of Earth and Interior Hell"
- Bullard, F. M. (1944). "Origin and Development of the Volcano, Paricutin, Mexico-Michoacan"
- Castigliola, J. (1944). "A Volcano is Born (Paricutin, Mexico 1943) Michoacán"
- Green, J. A. (1944). Paricutin, The Cornfield that Grew a Volcano.
- Killinger, P. E. (1944). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT..."
- Lawrence, D. B. (1944). "A Visit to Paricutin Volcano (Mexico)"
- Müllerried, F. K. G. (1944). "Problemas Geológicos del Volcán de Paricutín"
- Westland, A. J. (1944). "The Paricutin Volcano (Mexico) and Associated Activity"
- Wicket, W. A. (1944). "El Volcán Paricutín"

- Eggler, W. A. (1945). "Paricutín (México)"
- Flores, T. (1945). "Investigaciones Geológicas Relativas al Volcán Paricutín..."
- Fuller, R. E. (1945) "A Report on the U.S. Committee for the Study of...Paricutin Volcano..."
- Graton, L. C. (1945). "Ciertos Aspectos Genéticos del Paricutín, Nuevo Volcán de Michoacán"
- Graton, L. C. (1945). "Ciertos Aspectos Genéticos del Paricutín, Nuevo Volcán de Michoacán"
- Graton, L. C., E. T. Nichols, et al. (1945). "Army-G. S. A. Helicopter Expedition to Paricutin"
- Lester, J. G. (1945). "The Birth of a Volcano (Paricutin) Mexico"
- Milton, C. (1945). "Note on Volcanic Rocks From Paricutin, Mexico"
- National, R. C., N. R. C. (1945). "Activity of Paricutin Volcano (Mexico)"
- Ordóñez, E. (1945). Les Cahiers de L.I.F.A.L., un Nouveau Volcan Mexicain Le Paricutin. I
- White, D. E. (1945). "Paricutin's Cyclic Activity (Mexican Volcano)"
- Williams, H. (1945). "Geologic Setting of Paricutin Volcano (Mexico)"
- Aubert de la, F. E. (1946). "Visite au Paricutin, Nouveau Volcan Mexicain"
- Foshag, W. F. and E. P. Henderson (1946). "Primary Syblimates at Paricutin Volcano (Mexico)"
- García, G. L. (1946). Volcán Paricutín.
- Kennedy, G. C. (1946). "Activity of Paricutin volcano from april 12 to may 3 1946"
- Krauskopf, K. B. (1946). "Notes on Activity of Paricutin Volcano..."
- Krauskopf, K. B. (1946). "Notes on Activity of Paricutin Volcano..."
- Krauskopf, K. B. (1946). "Notes on Activity of Paricutin Volcano ..."
- Pérez, P. A. (1946). "Informe sobre el volcán de Paricutín"
- Shorrock, R. R. (1946). "Sedimentation and Wind Action Around Volcan Paricutin, Mexico"
- Zies, E. G. (1946). "Temperature Measurements at Paricutin Volcano (Mexico) Michoacan"
- Bullard, F. M. (1947). "The Story of El Paricutin (Mexican Volcano) Michoacán"
- Bullard, F. M. (1947). "Studies on Paricutin Volcano, Michoacan, Mexico"
- Foshag, W. F. (1947). "Aqueous Emanation From Paricutin Volcano"
- Lowdermilk, W. C. (1947). "Erosional Phenomena Assoc. with Volcanic Eruption of Paricutin"
- Ordóñez, E. (1947). Actividad del volcán de Paricutín durante el año de 1947.
- Webber, J. W. (1947). "Jorullo, Mexico S. Second Youngest Volcano"
- Wilcox, R. E. (1947). "Activity of Paricutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Wilcox, R. E. (1947). "Activity of Paricutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Barnes, V. E. and F. E. Romberg (1948). "Observations of Relative Gravity at Paricutin Volcano..."
- Foshag, W. F. (1948). "Aqueous Emanation From Paricutin Volcano"
- González, R. J., W. F. Foshag, et al. (1948). Paricutin and Mexico's Volcanic Area.
- Krauskopf, K. B. (1948). "Lava Movement at Paricutin Volcano, Mexico"
- Krauskopf, K. B. (1948). "Mechanism of Eruption at Paricutin Volcano"
- Pough, F. H. (1948). "The Fifth anniversary of Paricutin (volcano)"
- Wilcox, R. E. (1948). "Activity of Paricutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Wilcox, R. E. (1948). "Activity of Paricutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Linne, S. (1949). "En Vulkans Fodelse (The Birth of a Volcano)"

- Ordóñez, E. (1949). Actividad del volcán de Parícutín durante el año de 1948.
- Pough, F. H. (1949). "Volcanes (Parícutín), Michoacán"
- Foshag, W. F. (1950). "The Aqueous Emanation from Parícutín Volcano"
- Fries, C. (1950). "Activity of Parícutín Volcano From July 1, to December 31, 1949"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1950). "Activity of Parícutín Volcano From August 1st, 1948..."
- Hatt, R. T. (1950). A Bibliography of Parícutín Volcano. Michoacán.
- Williams, H. (1950). "Volcanoes of the Parícutín Region, Mexico"
- Bullard, F. M. (1951). "Parícutín Mexico's Newest Volcano"
- Derruan, M. (1951). El Parícutín.
- Dorf, E. (1951). "Lithologic and Floral Facies in the Parícutín ash Deposits"
- Fries, C. (1951). "Activity of Parícutín Volcano From July 1, to December 31, 1950"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1951). "Activity of Parícutín Volc. From January 1st..."
- Pough, F. H. (1951). "The birth and growth of a volcano"
- Wilcox, R. E. (1951). "Progressive Chemical Changes in the Lavas of Parícutín Volcano, Mexico"
- Fries, C. (1952). "Activity of Parícutín Volcano From July 1 to December 31, 1951"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1952). Actividad del Volcán Parícutín, Michoacán.
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1952). "Activity of Parícutín Volcano from January 1st. ..."
- Foshag, W. F. (1953). "Volumes and Weights of Pyroclastic Material..."
- Fries, C. (1953). "Volumes and Weights of Pyroclastic Material..."
- Foshag, W. F. (1954). "Activity of Parícutín Volcano During the Year 1952"
- Foshag, W. F. (1954). The Life and Death of a Volcano (Mexico).
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1954). "Activity of Parícutín Volcano During the Year 1952"
- Wilcox, R. E. (1954). "Petrology of Parícutín Volcano, Mexico"
- Wilcox, R. E. (1954). "Summary with Title, Origin of the Comp. Vari. of the Lavas of Parícutín..."
- Bullard, F. M. (1956). Resumen de la Historia del Volcán Parícutín, Michoacán, México.
- Foshag, W. F. and R. J. González (1956). "Birth and Development of Parícutín Volcano"
- International Geological Congress, I. G. C. (1956). Vulcanismo Terciario y Reciente....
- Demant, A., R. Mauvois, et al. (1975). Estudio Geológico de las Hojas Morelia-Maravatío...
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1979). "Basanite and Minette Cinder Cones from..."
- Rees, J. D. (1979). Effects of the Eruption of Parícutín Volcano ...
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1981). "The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part II..."
- Hasenaka, T. (1982). "Alkaline and Calc-alkaline volcanism in the Michoacán-Guanajuato..."
- Reid, M. R. (1983). "Parícutín Volcano Revisited..."
- Connor, C. B. (1984). "Structure of Michoacán volcanic field México"
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael (1985). "A Compilation of Location Size and Geomorph..."
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael (1985). "The Michoacán-Guanajuato Volcanic Field..."
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1985). "The 1759-1774 Eruption of Jorullo Volcano..."
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1985). "Contemporaneous Eruptions of Calc-Alkaline..."
- Connor, C. B. (1987). "Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico"

- Yokayama, I. and R. S. De la Cruz (1990). "...Earthquakes of the 1943 Eruption of Parícutin..."
 Delgado, H., et al. (1991). Preliminary paleomagnetic data from the MG volcanic field...
 Hasenaka, T., et al. (1991). Shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato ...
 Ban, M., et al. (1992). "K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in Mich.-Guan., México"

Vulcanología

- Burkart, J. (1839). "Excursión al Volcán de Jorullo (en 1827)"
 Saussure, H. D. (1859). "Note Sur la Formation du Volcan de Jorullo (Mexique)"
 Dollfus, A. (1867). "Volcán de Colima"
 Sartorius, C. (1869). "Eruption of The Volcano of Colima in June 1869"
 Sartorius, C. (1869). Eruption of The Volcano of Colima in June 1869.
 Caravanes, A. (1870). "El Ceboruco"
 Dominguez, J. d. D. (1870). "El Volcán del Jorullo"
 Reynoso, M. and L. M. (1870). "El volcán de Jorullo"
 Banda, L. (1871). "Ceboruco, Depto. de Ahuacatlán, Municipalidad del Mismo Nombre"
 Urquiza, M. (1872). "Informe del Ingeniero encargado de reconocer la Sierra de Ucareo, Mich..."
 Crisóstomo, F. M. d. S. J. and J. Martínez (1875). Dictámen Sobre el estado del Volcán del Colli
 Iglesias, M. (1875). "La Exploración Científica del Ceboruco"
 Iglesias, M., M. Bárcena, et al. (1877). "El Ceboruco"
 Iglesias, M., M. Bárcena, et al. (1877). "Informe sobre los Temblores de Jalisco y la Erupción ..."
 Leclercq, J. (1886). "Une Visite au Volcan de Jorullo (Mexique)"
 Bárcena, M. (1887). "Informe sobre el Estado Actual del Volcán de Colima"
 Denza, P. F. (1887). "Il Nuovo Vukano Della Sierra Madre (Messico)"
 Aguilar y Santillán, R. and G. B. Puga (1889). "Geodinámica, Catálogo de los Temblores ..."
 Puga, G. B. (1889). "La última erupción del volcán de Colima"
 Aguilar y Santillán, R. and G. B. Puga (1890). "Geodinámica, Catálogo de los Temblores..."
 Ordóñez, E. (1894). "Un fragmento de roca granítica encontrado en el volcán Ceboruco, México"
 Castellanos, P. S. (1895). "Observaciones del Volcán de Colima"
 Arreola, J. M. (1896). "El Volcán de Colima (1896)"
 Arreola, J. M. (1896). "Observaciones del Volcán de Colima (1895-1896)"
 Inda, J. (1897). "Observaciones del Volcán de Colima"
 Ordóñez, E. (1897). "Les volcans Colima et Ceboruco"
 Ordóñez, E. (1902). "Les Dernieres eruptions du Volcan de Colima"
 Ordóñez, E., Prado, et al. (1902). "Los Volcanes de Zacapú, Michoacán, México"
 Arreola, J. M. (1903). Las Erupciones del Volcan "Colima" en 1903.
 Castellanos, A. (1903). Observaciones del Volcán Colima.
 Díaz, S. (1903). Las Ultimas Erupciones del Volcán de Colima ...
 Dodge, C. R. (1903). "The Volcano of Colima"
 Ishikawa, S. (1904). "Ultimas Erupciones del Volcán de Colima, México"
 Ordóñez, E., Prado, et al. (1905). "Los Volcanes de Zacapú, Michoacán, México"

- Waitz, P. (1905). "Volcan de San-Andrés y Región Geyserrana de Tajimaroa y Morelia..."
- Díaz, S. (1906). Efemérides del Volcán de Colima.
- Hovey, E. O. (1906). "Volcanoes of Colima, Toluca and Popocatepetl"
- Martínez, S. M. (1906). "...Acerca de Algunos Productos Volcánicos de...esta Ciudad (Morelia)"
- Urquiza, M., R. S., et al. (1906). "Informe sobre los temblores y vol. de Agua Fría y Jaripeo"
- Waitz, P. (1906). "Le Volcan de Colima"
- Danlos, J. (1907). "Un Volcán Mexicain. Le Jorullo"
- Díaz, S. (1907). Vulcanografía, Efemérides del Volcán de Colima...
- Villafana, A. (1907). "El volcán de Jorullo"
- Sabatini, V. (1908). "Il Vulcano Colima"
- Jones, T. A. (1909). "The Colima Volcano: Republic of Mexico"
- Arreola, J. M. (1912). "Catalogue des Eruptions Anciennes du Volcán de Colima"
- Landívar, R. S. J. (1914). "El Volcán del Jorullo (Trad. en Verso), Jalisco, Michoacán"
- Waitz, P. (1915). Der Gegenwertige Stand der Mexikanischen Vulkane und Die Letzie Eruption...
- Ordóñez, E. (1917). "Paricutín Newest Volcano, Now fifteen months old, Mexico"
- Sapper, K. T. (1919). "Ueber Hornitos Und Verwandte Gebilde (Jorullo)"
- Waitz, P. (1920). "Nubes Ardientes ...en las Erupciones del Jorullo..Ceboruco..Colima..."
- Díaz, S. (1922). Las manifestaciones Volcánicas en las Cercanías de Guadalajara.
- Ely, F. B. (1922). "Southern Mexico"
- Mitchell, J. (1928). "El Volcán de las Vírgenes, Baja California"
- Friedlaender, E. (1930). Volcanes Mexicanos del Pico de Orizaba, Cerro de Tequila y Colima.
- Salazar, S. L. (1931). "Los Geysers de Iztlán (México) Fenómenos Post-Volcánicos"
- Zehle, W. (1932). "Neue Quell-Kuppenpildung in Colima Krater"
- Sánchez, P. C. (1935). Importancia geográfica del Eje Neovolcánico...
- Waitz, P. (1935). "Datos Históricos y Bibliográficos acerca del Volcán de Colima"
- Waitz, P. (1936). "Datos Históricos y Bibliográficos acerca del Volcán de Colima"
- Anónimos (1943). "Have you seen American Spectacular Live Volcano?"
- Anónimos (1943). "Mexico and New Volcano (Paricutín)"
- Anónimos (1943). "The New Mexican Volcano (Paricutín)"
- Davis, W. (1943). "Paricutin, México a New Volcano"
- De la O Carreño, A. (1943). "El Volcán de Paricutín en las Primeras Fases de su Erupción..."
- Killinger, P. E. (1943). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Killinger, P. E. (1943). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Killinger, P. E. (1943). "Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1..."
- Ordóñez, E. (1943). "Birth of a New Volcano (Paricutin) in Michoacan, Mexico"
- Ordóñez, E. (1943). "El volcán Paricutín"
- Ordóñez, E. (1943). "The new volcano of Paricutin, Mexico"
- Raymond, J. (1943). "A Volcano is Born (February 20, 1943 the Eruption Began Near..."
- Trask, P. D. (1943). "The Mexican Volcano Paricutin"

- Valencia, R. F. (1943). "El Volcán de Guayutziro (Parícutín)"
- Waitz, P. (1943). "El Nuevo Volcán de Parícutín (Michoacán, México)" I
- Graton, L. C. (1943 (1944)). "Mexican Volcano (Parícutín), Michoacán"
- Anónimos (1944). "Volcano Parícutín is Sample of Earth and Interior Hell"
- Bullard, F. M. (1944). "Origin and Development of the Volcano, Parícutín, Mexico-Michoacán"
- Castigliola, J. (1944). "A Volcano is Born (Parícutín, Mexico 1943) Michoacán"
- Green, J. A. (1944). Parícutín, The Cornfield that Grew a Volcano.
- Killinger, P. E. (1944). "Parícutín the Wonder of the Hemisphere-pT. 1...
- Lawrence, D. B. (1944). "A Visit to Parícutín Volcano (Mexico)"
- Müllerried, F. K. G. (1944). "Problemas Geológicos del Volcán de Parícutín"
- Westland, A. J. (1944). "The Parícutín Volcano (Mexico) and Associated Activity"
- Wicket, W. A. (1944). "El Volcán Parícutín"
- Dorf, E. (1945). "Observations on the Preservation of Plants in the Parícutín Area...
- Eggler, W. A. (1945). "Parícutín (México)"
- Flores, T. (1945). "Investigaciones Geológicas Relativas al Volcán Parícutín...
- Fuller, R. E. (1945). "A Report on the US Committee for the Study of the Parícutín Volcano ...
- Graton, L. C. (1945). "Ciertos Aspectos Genéticos del Parícutín, Nuevo Volcán de Michoacán"
- Graton, L. C. (1945). "Ciertos Aspectos Genéticos del Parícutín, Nuevo Volcán de Michoacán"
- Graton, L. C., et al. (1945). "Army-G.S.A. Helicopter Expedition to Parícutín Volcano (Mexico)"
- Lester, J. G. (1945). "The Birth of a Volcano (Parícutín) Mexico"
- Milton, C. (1945). "Note on Volcanic Rocks From Parícutín, Mexico"
- National, R. C., N. R. C. (1945). "Activity of Parícutín Volcano (Mexico)"
- Ordóñez, E. (1945). Les Cahiers de L.I.F.A.L., un Nouveau Volcan Mexicain Le Parícutín.
- Trask, P. D. (1945). "Early history of The Mexican Volcano Parícutín"
- White, D. E. (1945). "Parícutín's Cyclic Activity (Mexican Volcano)"
- Williams, H. (1945). "Geologic Setting of Parícutín Volcano (Mexico)"
- Aubert de la, F. E. (1946). "Visite au Parícutín, Nouveau Volcan Mexicain"
- Foshag, W. F. and E. P. Henderson (1946). "Primary Syblimates at Parícutín Volcano (Mexico)"
- García, G. L. (1946). Volcán Parícutín. .
- Kennedy, G. C. (1946). "Activity of Parícutín volcano from april 12 to may 3 1946"
- Krauskopf, K. B. (1946). "Notes on Activity of Parícutín Volcano (Mexico)..."
- Krauskopf, K. B. (1946). "Notes on Activity of Parícutín Volcano (Mexico)..."
- Krauskopf, K. B. (1946). "Notes on Activity of Parícutín Volcano (Mexico)..."
- Pérez, P. A. (1946). "Informe sobre el volcán de Parícutín"
- Shorrock, R. R. (1946). "Sedimentation and Wind Action Around Volcan Parícutín, Mexico"
- Zies, E. G. (1946). "Temperature Measurements at Parícutín Volcano (Mexico) Michoacán"
- Bullard, F. M. (1947). "The Story of El Parícutín (Mexican Volcano) Michoacán"
- Bullard, F. M. (1947). "Studies on Parícutín Volcano, Michoacán, Mexico"
- Foshag, W. F. (1947). "Aqueous Emanation From Parícutín Volcano"

- Lowdermilk, W. C. (1947). "Erosional Phenomena Assoc with Volcanic Eruption of Paricutin..."
- Ordóñez, E. (1947). Actividad del volcán de Paricutín durante el año de 1947.
- Rosales, M. B. (1947). "Obser. Concerning the Volcanic ash of the New Volcano Paricutin..."
- Segerstrom, K. and C. Gutiérrez (1947). "Activity of Paricutin Volcano from May 4 ..."
- Webber, J. W. (1947). "Jorullo, Mexico S. Second Youngest Volcano"
- Wilcox, R. E. (1947). "Activity of Paricutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Wilcox, R. E. (1947). "Activity of Paricutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946"
- Barnes, V. E. and F. E. Romberg (1948). "Observations of Relative Gravity at Paricutin ..."
- Foshag, W. F. (1948). "Aqueous Emanation From Paricutin Volcano"
- González, R. J., W. F. Foshag, et al. (1948). Paricutin and Mexico's Volcanic Area.
- Krauskopf, K. B. (1948). "Lava Movement at Paricutin Volcano, Mexico"
- Krauskopf, K. B. (1948). "Mechanism of Eruption at Paricutin Volcano"
- Pough, F. H. (1948). "The Fifth anniversary of Paricutin (volcano)"
- Wilcox, R. E. (1948). "Activity of Paricutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 ..."
- Wilcox, R. E. (1948). "Activity of Paricutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18..."
- Linne, S. (1949). "En Vulkans Födelse (The Birth of a Volcano)"
- Ordóñez, E. (1949). Actividad del volcán de Paricutín durante el año de 1948.
- Pough, F. H. (1949). "Volcanes (Paricutín), Michoacán"
- Foshag, W. F. (1949 (1953)). The Development of Paricutin Volcano (Mexico), Michoacan.
- Foshag, W. F. (1950). "The Aqueous Emanation from Paricutín Volcano"
- Fries, C. (1950). "Activity of Paricutin Volcano From July 1, to December 31, 1949"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1950). "Activity of Paricutin Volcano From August 1st, 1948..."
- Hatt, R. T. (1950). A Bibliography of Paricutin Volcano.
- Segerstrom, K. (1950). "Erosion studies at Paricutín. State of Michoacán, México"
- Williams, H. (1950). "Volcanoes of the Paricutin Region, Mexico"
- Bullard, F. M. (1951). "Paricutin Mexico's Newest Volcano"
- Derruan, M. (1951). El Paricutín.
- Dorf, E. (1951). "Lithologic and Floral Facies in the Paricutin ash Deposit"
- Fries, C. (1951). "Activity of Paricutin Volcano From July 1, to December 31, 1950"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1951). "Activity of Paricutin Volcano From January 1st..."
- Pough, F. H. (1951). "The birth and growth of a volcan"
- Wilcox, R. E. (1951). "Progressive Chemical Changes in the Lavas of Paricutin Volcano, Mexico"
- Fries, C. (1952). "Activity of Paricutin Volcano From July 1 to December 31, 1951"
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1952). Actividad del Volcán Paricutín, Michoacán.
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1952). "Activity of Paricutín Volcano from January 1st..."
- Sosa, A. H. (1952). "Excursión al Cráter del Volcán de Fuego de Colima"
- Williams, H. (1952). "Recent eruption on San Benedicto Island, Revillagigedo Group, Mexico"
- Foshag, W. F. (1953). "Volumes and Weights of Pyroclastic Material, Lava and Water Erupted..."
- Fries, C. (1953). "Volumes and Weights of Pyroclastic Material..."

- Foshag, W. F. (1954). "Activity of Paricutin Volcano During the Year 1952"
- Foshag, W. F. (1954). The Life and Death of a Volcano (Mexico).
- Fries, C. and C. Gutiérrez (1954). "Activity of Paricutin Volcano During the Year 1952"
- Wilcox, R. E. (1954). "Petrology of Paricutin Volcano, Mexico"
- Wilcox, R. E. (1954). "Summary with Title, Origin of the Compositional Variation of the Lavas..."
- Molina, B. R. (1955). "Formación de Sales de Amonio en los Procesos Volcánicos (Paricutín)..."
- Blásquez, L. (1956). Bosquejo Fisiográfico y Vulcanológico del Occidente de México.
- Bullard, F. M. (1956). Resumen de la Historia del Volcán Paricutín, Michoacán, México.
- International Geological Congress, I. G. C. (1956). Vulcanismo Terciario y Reciente del E. Volc.
- Snodgrass, J. M. and A. F. Richards (1956) "...Underwater Volcanic Acoustics at Barcena Volc..."
- Richards, A. F., Ed. (1957). Volcanism in eastern Pacific Ocean Basin. (1945-1955)...
- Echegoyen, J. (1958). Yacimientos de Manganeso en el Area de Los Volcanes, Jalisco.
- Maldonado Koerdell, M. (1958). "El Volcán Bárcena en la Isla San Benedicto..."
- Bryan, W. B. (1959). High-Silica Alkaline Lavas of Clarion and Socorro Islands, Mexico.
- Mooser, F. and M. Maldonado Koerdell (1959). "Mexican National Report on Volcanology ..."
- Mooser, F. and M. Maldonado Koerdell (1959). "State of the Volcanoes-Colima Volcano..."
- Segerstrom, K. (1960). "Erosion and related phenomena at Paricutín at 1957"
- Mooser, F. (1961). "Los Volcanes de Colima, México"
- Reyes, L. A. (1961). "Las Nuevas Solfataras del Volcán de Colima"
- Brattstrom, P. and H. Bayard (1963). Barcena Volcano, 1952-Its Effect ...
- Chiñas Lalo, R. (1963). Bosquejo Geológico de las Islas Marías, México.
- Mooser, F. and M. Maldonado Koerdell (1963). "State of the Volcanoes-Colima Volcano"
- Mooser, F. (1965) "...Recent Developments of Geothermal Energy and Volcanology in Mexico"
- Richards, A. F. (1965). "Geology of the Islas Revillagigedo. 3. Effects..."
- Constantino Herrera, S. E. (1966). Geología de los Volcanes de Colima.
- Sobota, K. F. (1967). "Los Estudios Sobre el Ciclo de la Actividad del Volcán de Colima..."
- Gunn, B. M. (1969). "Geochemistry of Volcanics of the Guadalajara Region"
- León Vallejo, G. and P. Segalen (1970)..."Sols Rouges Derives de Roches Volcaniques Basiques..."
- Rees, J. D. (1970). "Paricutín Revisited a Review of Man's Attempts t..."
- Eggler, D. H. (1972) "Water Saturated and Undersaturated Melting Relations in a Paricutin Andesite..."
- Gastil, R. G. and W. Jensky (1973). "Evidence for Strike Slip Displacement Beneath the TMVB"
- Demant, A. and C. Robin (1975). Las Fases del Vulcanismo en México...
- Demant, A. and C. Robin (1975). "Les Quatre Provinces Volcaniques du Mexique..."
- Thorpe, R. S. and P. W. Francis (1975). "Volcan Ceboruco..."
- Demant, A. (1976). Contribución a la Definición de las Diferentes Fases Volc. y Tec. de FVM.
- Nelson, S. A. (1976). "Eruptive history of volcan Ceboruco, Nayarit, México"
- Kennet, J. P., M. A.R., et al. (1977). "Episodes of Cenozoic Volcanism in the Circum-Pacific ..."
- McDowell, F. and Keizer (1977). "Timing of Mid-Tertiary Volcanism in the SMO..."
- Demant, A. and P. M. Vincent (1978). "...Comenditic dome and Ash Flow Complex of Sierra..."

- Demant, A. (1979). *Vulcanología y Petrografía del Sector Occidental del Eje Neovolcánico*.
- Gastil, R. G., D. Krummenager, et al. (1979). "The record of Cenozoic Volcanism ..."
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1979). "Basanite and Minette Cinder Cones from the N..."
- Mahood, G. A. (1979). "...Comenditic Dome and Ash Flow Complex of S. La Primavera, Jal."
- McDowell, F. W. and C. S.G. (1979) "Ignimbrites of the SMO and...Tectonic History of W-Mex."
- Nelson, S. A. (1979). *The Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico*.
- Rees, J. D. (1979). *Effects of the Eruption of Parícutín Volcano...*
- Silva Mora, L. (1979). *Contributions a la Connaissance d'axe Volcanique Trans-Mexican...*
- Carmichael, I. and D. J. De Paolo (1980). "Nd and Sr Isotopes in the Lavas of Colima, Mexico"
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1980). "The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part I"
- Nelson, S. A. (1980). "Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico"
- Urrutia Fucugauchi, J. (1980). "Paleointensity determination and k-Ar dating of the Tertiary..."
- Allan, J. F. (1981). "The Colima Graben, SW Mexico"
- Clough, B. J., J. V. Wright, et al. (1981). "An Unusual Bed of Giant Pumice in Mexico"
- Delgado Argote, et al. (1981). *Evolución magmática de la junta de la SMO y el Eje Neovolcánico*.
- Luhr, J. F. (1981). "Colima: History and Cyclicity of Eruptions"
- Medina, F. and M. Mena (1981). *Historia Eruptiva del Volcán de Colima y Análisis...*
- Walker, G. P. L., et al. (1981). "Pyroclastic Geology of the Rhyolitic Volcano of La Primavera, ..."
- Wright, J. V. (1981). "The Rio Caliente Ignimbrite..."
- Wright, J. V. and G. P. L. Walker (1981). "Eruption, Transport and Deposition of Ignimbrite..."
- Allan, J. F. and J. F. Luhr (1982). "K-Ar Ages of Late-Cenozoic Alk. and Calc-Alk. Lavas of..."
- Hasenaka, T. (1982). "Alkaline and Calc-alkaline volcanism in the Michoacán-Guanajuato ..."
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1982). "The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part III..."
- Allan, J. F. and I. S. E. Carmichael (1983). "Lamprophyric Lavas in the Colima Graben..."
- Dobson, P. F. (1983). "Stratigraphy of the Los Azufres Volcanic Center..."
- Livieres, R. A. and S. A. Nelson (1983). "The Geology and Petrology of Volcan Sangangüey..."
- Mahood, G. A. (1983). "Discussion of 'The Rio Caliente Ignimbrite'..."
- Mahood, G. A. and R. A. Drake (1983) "K-Ar Dating Young Volcanic Rocks: A Case Study of..."
- Medina, F. (1983). "Analysis of the Eruptive History of the Volcan de Colima, Mexico"
- Reid, M. R. (1983). "Parícutín Volcano Revisited..."
- Allan, J. F. and I. S. E. Carmichael (1984). "Lamprophyric Lavas in the Colima Graben..."
- Connor, C. B. (1984). "Structure of Michoacán volcanic field México"
- Dobson, P. F. (1984). *Volcanic Stratigraphy and Geochemistry of the Los Azufres ...*
- Harris, J. and I. S. E. Carmichael (1984). "Volcanic Products in the Region of Tequila, Mexico"
- Murphy, G. P. and I. S. E. Carmichael (1984). "...maars in the Michoacán-Guanajuato Volcanic..."
- Nelson, S. A. and I. S. E. Carmichael (1984). "Pleistocene to Recent Alkaline Volcanism in the..."
- De Remer, L. A. and S. A. Nelson (1985). "Geol. and Chem. Evolution of Volcan Tepetitiltic ..."
- Dobson, P. F. and G. A. Mahood (1985). "Volcanic Stratigraphy of the Los Azufres..."
- Ferriz, H. and G. A. Mahood (1985). "Volcanismo Rioltico en el Eje Neovolcánico Mexicano"

- Gilbert, C. M., G. A. Mahood, et al. (1985). "Volcanic Stratigraphy of the Guadalajara Area..."
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael (1985). "A Compilation of Location Size and Geomorph..."
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael (1985). "The Michoacan-Guanajuato Volcanic Field..."
- Lugo Hubp, et al. (1985). "Las Zonas más Activas en el CVM (Entre Michoacán y Tlaxcala)"
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1985). "The 1759-1774 Eruption of Jorullo Volcano, Mich..."
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1985). "Contemporaneous Eruptions of Calc-Alkaline and..."
- Pasquaré, G. and A. Zanchi (1985). "Cenozoic Volcanism and Tectonics in West Central Mexico"
- Pradal, E. and C. Robin (1985). "...Caldera Majeure Associée au..." "Los Azufres" (Mexico)"
- Rodey Batiza, D. A. (1985). "Petrology Evolution of Foiled Rifts in the Eastern Pacific..."
- Terrell, D. J. and M. A. Armienta (1985). "Patrón de Gases Nobles en algunas Rocas Igneas..."
- Venegas, S., J. J. Herrera, et al. (1985). "Algunas Características de la Faja Volcánica Mexicana..."
- Verma, S. P., L. M. M., et al. (1985). "Geochemistry of Tertiary Igneous Rocks from Arandas..."
- Delgado, H. and J. U. Fucugauchi (1986). "Migración de la actividad volcánica..."
- Harris, J. M. (1986). Silicic Volcanics of Volcan Tequila, Jalisco México.
- Nelson, S. A. (1986). "Geología del Ceboruco, Nayarit, México..."
- Nelson, S. A. and R. A. Livieres (1986). "Contemporaneous Calc-Alkaline and Alkaline Volc..."
- Robin, C., P. Mossand, et al. (1987). "Eruptive History of Colima Volcanic Complex (Mexico)"
- Verma, S. P. (1987). "Mexican Volcanic Belt"
- Verma, S. P. (1987). "Mexican Volcanic Belt"
- Verma, S. P. (1987). "Mexican Volcanic Belt: Present State of Knowledge and Unsolved Problem"
- Verma, S. P. and T. Hasenaka (1987). "Nd and Sr Isotopes in the Michoacan-Guanajuato..."
- Robin, C., A. Gourgod, et al. (1988). "Magma Juvenile Basique..."
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1988). Smithsonian Hazard related to Volcan de Colima...
- Capaccioni, B. and S. Rodríguez Eizarrarás (1989). "Volcán de Colima..."
- Ferrari, L., G. Pasquare, et al. (1989). Volcanic and Tectonic Evolution of Los Azufres Caldera ...
- Johnson, C. A. and C. G. A. Harrison (1989). "Thematic Mapper Studies of Volcanism..."
- Robin, C. and J. C. Komoroswski (1989). Mafic Juvenile Fragments from Pyroclastic...
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1989) "Giant Holocene Debris Avalanches from Volcan Col..."
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1989). Large Debris Avalanches from volcan de Colima...
- Verma, S. P. and S. A. Nelson (1989). "Isotopic and Trace Element Constrains on the Origin..."
- Delgado, H. (1990). Riftogénesis en Col.-Jal.-Nay.: Geol. del Aulacógeno de Chapala
- Johnson, C. A. and C. G. A. Harrison (1990). "Neotectonics in Central Mexico"
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael (1990). "Petrological monitoring of cyclical eruptive activity..."
- Nelson, S. A. and J. Hegre (1990). "Volcan Las Navajas..."
- Robin, C., J. C. Komoroswski, et al. (1990). "Mixed-Magma Pyroclastic Surge Deposits..."
- Serpa, L., C. Katz, et al. (1990). Potential Field Studies South of Volcan de Colima.
- Sheridan, M. F., C. Siebe, et al. (1990). Remotely Sensed Data for Volcanoes of the TMVB.
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1990). Hazards Related to Giant Volcanic Debris Avalanches...
- Yokayama, I. and R. S. De la Cruz (1990). "Precursory e Earthquakes of the 1943 Eruption..."

- Allan, J. F., S. Nelson, et al. (1991). "Pliocene-Recent rifting in SW Mexico..."
- Ban, M., T. Hasenaka, et al. (1991). "K-Ar age of shield volcanoes of the WMVB"
- Delgado, H., J. U. Fucugauchi, et al. (1991). Preliminary paleomagnetic data from the MGVE...
- Ferrari, L., V. H. Garduño, et al. (1991). Geology of Los Azufres Caldera...
- Garduño, V. H. and T. A. (1991). "Evolution cinématique de la triple jonction..."
- Hasenaka, T., M. Ban, et al. (1991). Shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato ...
- Komorowski, J. C., et al. (1991). "Eruptive Events of April 16-17, 1991 at Volcan de Colima,..."
- Munguía Logas, P. (1991). "El Volcán de Colima"
- Robin, C., G. Camus, et al. (1991). "Eruptive and magmatic Cycles at Fuego de Colima Volcano"
- Rodríguez Elizarrarás, S., et al. (1991). "...Block-and-Ash Flow Deposits Emplaced April 16-17..."
- Rodríguez Elizarrarás, S., et al. (1991). The April 16, 1991 Erup. event in Colima Volcano...
- Rodríguez Elizarrarás, S. (1991). Geología del Volcán de Colima...
- Stoopes, G. R. (1991). Studies of Two Giant debris avalanche from Volcan Colima Complex.
- Ban, M., T. Hasenaka, et al. (1992). "K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in Mich.-Guan..."
- Delgado, H. and T. Hasenaka (1992). "Geoch. of a vol. sequence assoc. with rifting..."
- Kevin, R. and I. S. E. Carmichael (1992). "Hawaiites and related lavas in the Atenguillo Graben..."
- Sheridan, M. F. and J. L. Macias (1992). Pc Software for 2-Dimensional Gravity- Driven Flows...
- Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1992). "Giant Debris Avalanches from the Colima Volcanic..."
- Delgado, H. and T. Hasenaka (1993)...implications of the monogenetic volc. S of Guadalajara...

Yacimientos Minerales

- Barrera, T. (1931). "Zonas Mineras de los Estados de Jalisco y Nayarit"
- Acosta del Campo, C. (1944). Estudio de los Depósitos Metalíferos de Chapuato y San Carlos ...
- Echegoyen, J. (1958). Yacimientos de Manganeso en el Area de Los Volcanes, Jalisco.
- Hernández Contreras, A. (1959)...depósitos de Fe y Mn de la Parte Suroeste del Edo. de Jalisco.
- Arriaga García, G. (1962). Geol. y Génesis del Yac. de Fierro del Cerro Náhuatl, Coquimatlán...
- Peña Buendía, A. (1962). Bosquejo geol. de la región de Minatitlán, Col. y Tuxcacuesco, Jal...
- Altamirano Ramírez, F. J. (1964). Geología y Yac. Min. del Distrito Minero de Arango, Mich.
- Balbontin Montaña, E. (1975). Depósitos Metasomáticos de Minerales de Hierro en la Costa...
- Delgado Argote, L. A. (1979). Estudio Metalotectónico de Nayarit ...
- Ayala Galindo, M. d. J. (1983)...Proy. Expan. Sider. Lázaro Cárdenas, Las Truchas, Mich.
- Campa, M. F. and P. Coney (1983). "Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distrib..."
- Alvarez, R. J. and S. L. Rosas (1984). Anál. Tect. Metalogenético en el Prospecto "El Barqueño".

REFERENCIAS

- Abrams, I. G. M., y Sheridan, M., 1991, Monitoring Colima Volcano, Mexico Using Satellite Data., Bulletin of Volcanology, 53, 7, p. 571-575.
- Aceituno Sotomayor, M. A., 1963, Reconocimiento Geológico del Area de Arteaga-Playa Azul, Edo. de Michoacán, Tesis Profesional: Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M., 68 pp.

- Acosta del Campo, C., 1944, Estudio de los Depósitos Metalíferos de Chapuato y San Carlos en el Municipio de Tzitzio del Estado de Michoacán, Tesis Profesional: Ingeniero Geólogo, Escuela Nacional de Ingenieros, U.N.A.M., 57 p.
- Aguilar Nogales, M., 1974, Estudio Geológico y Prospección Minera de la Porción Sur del Estado de Nayarit, Tesis Profesional: Ingeniero Geólogo, E.S.I.A., I.P.N., 62 pp.
- Aguilar Vargas, V. H., 1985, Composición Química de los Magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano, Profesional: Ingeniero Geólogo, ESIA, IPN, 74 pp.
- Aguilar Vargas, V. H., y Verma, S. P., 1987, Composición Química (Elementos Mayores) de los Magmas en el Eje Volcánico Mexicano., Special Volume on Mexican Volcanic Belt, 26, 3 B.
- Aguilar, Santillán, R., y Puga, G. B., 1889, Geodinámica, Catálogo de los Temblores de Tierra y Fenómenos Volcánicos Verificados en la República Mexicana, Durante el Año de 1889 y 1890, Memorias Sociedad Científica Antonio Alzate, 4, p. 179.
- Aguilar y Santillán, R., y Puga, G. B., 1890, Geodinámica, Catálogo de los Temblores de Tierra y Fenómenos Volcánicos Verificados en la República Mexicana, Durante el Año de 1889 y 1890, Memorias Sociedad Científica Antonio Alzate, 4, p. 323.
- Allan, J. F., 1981, The Colima Graben, SW Mexico, EOS, 62, 45, p. 103.
- Allan, J. F., y Luhr, J. F., 1982, K-Ar Ages of Late-Cenozoic Alkaline and Calc-Alkaline Lavas of the Colima Graben, rift, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 63, 45, p. 1154.
- Allan, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1983, Lamprophyric Lavas in the Colima Graben, SW Mexico, Abstract of Geology Society of America, 15, p. 513.
- Allan, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1984, Lamprophyric Lavas in the Colima Graben, SW Mexico, Contributions to Mineralogy and Petrology, 88, p. 203-216.
- Allan, J. F., 1985, Sediment Depth The Northern Colima Graben From 3-D Interpretation of Gravity, Geofísica Internacional, 24, 1, p. 21-30.
- Allan, F., 1986, Geology of the Northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in Mexican volcanic belt, Bulletin Geological Society of America, 97, p. 475-485.
- Allan, J. F., Nelson, S., Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E., Wopat, M., y Wallace, P. J., 1991, Pliocene-Recent rifting in SW Mexico and associated volcanism. An exotic terrane in the making, American Association of Petroleum Geologists, memoir 4F, p. 475.
- Altamirano Ramírez, F. J., 1964, Geología y Yacimientos Minerales del Distrito Minero de Arango, Michoacán, Tesis Profesional: Ingeniero Geólogo, E.S.I.A., I.P.N., 62 pp.
- Alvarez, R. J., y Rosas, S. L., 1984, Análisis Tectónico Metalogenético en el Prospecto "El Barqueño", Jalisco, Tesis Profesional: Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M., 79 pp.
- Anderson, R. N., y Davis, E. E., 1973, A Topographic Interpretation of the Matematician Ridge, Clipperton Ridge, East Pacific Ridge System, Nature, 241, p. 191.
- Anderson, R. N., 1974, Cenozoic Motion of the Cocos Plate Relative to the Asthenosphere and Hot Spots, Bulletin of Geological Society of America, 85, p. 175-180.
- Anónimos, 1943, Mexico and New Volcano (Parícutín), PEMEX Travel Club Bulletin, 5, p. 141.
- Anónimos, 1943, Have you seen American Spectacular Live Volcano?, Am. Motorist., II, 11, p. 4.
- Anónimos, 1943, The New Mexican Volcano (Parícutín), Science, 98, 2537, p. 10.
- Anónimos, 1944, Volcano Parícutín is Sample of Earth and Interior Hell, Life, 16, 16, p. 88.
- Armenta Cruz, F., 1964, Exploración Geoquímica Regional de una parte los Estados de Jalisco-Colima, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 95 pp.
- Armstrong, R. L., 1974, Magmatism, Orogenic Timing and Orogenic Diachronism in the

- Cordillera From Mexico to Canada, *Nature*, 247, p. 348-351.
- Arnold, M., y González Partida, E., 1988, Equilibrio Químico e Isotópico entre Sulfatos y Sulfuros de los Fluidos Hidrotermales de el Campo Geotérmico Los Azufres, Michoacán. Implicaciones sobre el Origen del Azufre., *Instituto de Geología, Revista*, 7, 1, p. 97-105.
- Arreola, J. M., 1896, Observaciones del Volcán de Colima (1895-1896), *Boletín del Observatorio Meteorológico Central*, p. 9.
- Arreola, J. M., 1896, El Volcán de Colima (1896), *Boletín del Observatorio Meteorológico Central*, p. 10.
- Arreola, J. M., 1903, Las Erupciones del Volcan "Colima" en 1903, . Seminario Católico de Colima, 22 pp.
- Arreola, J. M., 1912, Catalogue des Eruptions Anciennes du Volcán de Colima, *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 32, p. 443.
- Arriaga García, G., 1962, Geología y Génesis del Yacimiento de Hierro del Cerro Náhuatl, Coquimatlán, Colima, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 79 pp.
- Arroyo, E., y Urrutia Fucugauchi, J., 1985, Cartografía del Basamento Cristalino en la Porción Septentrional del Eje Neovolcánico Mediante las Técnicas Estadístico-Espectrales de la Magnetometría, *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual*, 3, p. 7.
- Atwater, T., 1970, Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America, *Bulletin of the Geological Society of America*, 81, p. 3513-3536.
- Aubert de la, F. E., 1946, Visite au Parícutin, Nouveau Volcan Mexicain, *Soc. Geol. Fran. Compt. Rend.*, resúmen, 1, p. 18.
- Aumento, F., y Gutiérrez, L. C. A., 1980, Geocronología de Los Azufres, Michoacán, Comisión Federal de Electricidad,
- Ayala Galindo, M. d. J., 1983, Programación Control Proyecto Expansión Siderúrgica Lázaro Cárdenas, Las Truchas, Mich., Ingeniero de Minas y Metalurgista, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 73 pp.
- Balbontin Montañó, E., 1975, Depósitos Metasomáticos de Minerales de Hierro en la Costa Occidental del País. Yacimientos Ferrotepec, Municipio de Lázaro Cárdenas, Edo. de Michoacán, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 64 pp.
- Balleza Sánchez, J. F., 1963, Evaluación, Investigación y Caracterización de Arcillas Localizadas en la Zona del Bajío para su Industrialización, Tesis Profesional Químico, Universidad Iberoamericana, 44 pp.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., y Takaoka, N., 1991, K-Ar age of shield volcanoes of the western Mexican volcanic belt., *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geol.*, Annual Meeting of the Jap. Assoc. of Min Petrol. and Econ. Geol., p. 171.
- Ban, M., Hasenaka, T., Granados, H. D., y N. Takaoka, 1992, K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in Michoacán-Guanajuato, México., *Geofísica Internacional*, 31, No.4, p. .
- Banda, L., 1871, Ceboruco, Depto. de Ahuacatlán, Municipalidad del Mismo Nombre, *Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística*, 3, p. 26.
- Bandy, W. T., Hilde, W. C., y Bourgois, J., 1988, Redefinition of the Plate Boundaries Between the Pacific, Rivera, Cocos and North American Plates at the North end of Middle America Trench, *EOS, Trans. AGU*, 70, p. 1342 p.
- Bandy, W. L., Mortera Gutiérrez, C. A., y Urrutia Fucugauchi, J., 1991, Gravity survey of the Colima graben, México, *EOS (Transactions), American Geophysical Union*, 72, p. 469.
- Bargalló, M., 1952, Nuevos Yacimientos de Mamuts y otros Mamíferos de la Región Suroriental

- del Lago de Chapala (México), *Ciencias Rev.*, 12, 3, p. 107.
- Barnes, V. E., y Romberg, F. E., 1948, Observations of Relative Gravity at Paricutin Volcano (Mexico), *Bulletin of Geological Society of America*, 59, 10, p. 1019.
- Barrera, T., 1931, Zonas Mineras de los Estados de Jalisco y Nayarit, *Boletín Instituto Geológico de México*, 51, p. 5-46.
- Bárcena, M., Iglesias, M., y Matute, J. I., 1877, Informe sobre los Temblores de Jalisco y la Erupción del Volcán Ceboruco, *Anales del Ministerio de Fomento*, 115.
- Bárcena, M., 1887, Informe sobre el Estado Actual del Volcán de Colima, *Naturaleza*, II, 1, p. 249-289.
- Beltrán Sierra, J. I., 1971, Estudio Geológico de la Boquilla y Vaso de Almacenamiento del Proyecto de Presa "Las Piedras" sobre el Río San Miguel, Municipio de Ejutla, Edo. de Jalisco, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Escuela de Ingenieros, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 43 pp.
- Blásquez, L., 1956, Volcanismo Terciario y Reciente del Eje Volcánico de México, XX Congreso Geológico Internacional, México: Excursión A-15 XX, p. 56-74.
- Blásquez, L., 1956, Bosquejo Fisiográfico y Vulcanológico del Occidente de México, XX Congreso Geológico Internacional, México: Libro de la excursión A-15, p. 9-55.
- Bourgeois, J., Renard, V., Aubouin, J., Bandy, W., Barrier, E., Calmos, T., Carfantán, J., Guerrero, J., Mammerick, J., Lepinay, B. M. d., Michaud, F., y Sosson, M., 1988, Fragmentation en Cours du Bord Ouest du Continent Nord American: Les Frontiers Sous-Marine du Bloc Jalisco (Mexique), *C.A. Acad. Sci. Paris*, 307, 11, p. 1121-1130.
- Bourgeois, J., Renard, V., Aubouin, J., Bandy, W., Barrier, E., Calmos, T., Carfantán, J., Guerrero, J., Mammerick, J., Lepinay, B. M. d., Michaud, F., y Sosson, M., 1988, La Jonction Orientale de la dorsale Est-Pacifique Avec la Zone de Fractures de Rivera au Large du Mexique, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, 11, p. 617-626.
- Brattstrom, P., y Bayard, H., 1963, Barcena Volcano, 1952-Its Effect on the Fauna and Flora of San Benedicto, Island, Mexico, *Pacific Sci. Cong. 10th*, Honolulu: Bishop Mas. Press, Honolulu, p. 499-524.
- Bravo Medina, N., 1965, Hidrología de la Meseta Tarasca, Estado de Michoacán, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, E. S. I. A., I. P. N., 60 pp.
- Bryan, W. B., 1959, High-Silica Alkaline Lavas of Clarion and Socorro Islands, Mexico. Their Genesis and Regional Significance, Ph. D. Thesis, University of Wisconsin.
- Buitrón, B. E., Pantoja Alor, J., y Alencaster, G., 1978, Secuencia Estratigráfica del Cretácico Inferior del Cerro de Tuxpan, Jalisco, *Boletín Sociedad Geológica Mexicana (Convención Geológica Nacional)*, Reúmenes, 39, 1, p. 12.
- Bullard, F. M., 1944, Origin and Development of the Volcano, Paricutin, Mexico-Michoacan, *Geol. Soc., Tulsa Digest*, 12-13, p. 43: 81.
- Bullard, F. M., 1947, Studies on Paricutin Volcano, Michoacan, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, 58, 5, p. 433-450.
- Bullard, F. M., 1947, The Story of El Paricutin (Mexican Volcano) Michoacán, *Sc. Monthly*, 65, 5, p. 357.
- Bullard, F. M., 1951, Paricutin Mexico's Newest Volcano, *Geol. Soc., Tulsa Digest (Resumen)*, 19, p. 94.
- Bullard, F. M., 1956, Resumen de la Historia del Volcán Paricutín, Michoacán, México, XX Congreso de Geología Internacional, p. 61.
- Burbach, G. V., Frohlich, C., Pennington, W. D., y Matsumoto, T., 1984, Seismicity and

- Tectonics of the Subducted Cocos Plate, *Journal of Geophysical Research*, 89, p. 7719-7735.
- Burkart, J., 1839, Excursión al Volcán de Jorullo (en 1827), *Nonvelles Annales des Voyages*, 3, 22, p. 92.
- Camacho, F., 1979, Geología de la Zona Geotérmica de los Azufes, Michoacán, Comisión Federal de Electricidad.
- Cameron, M., Spaulding, K., y Cameron, K., 1987, A Synthesis and Comparison of the Geochemistry of Volcanic Rocks of the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt, *Geofísica Internacional*, 26, 1, p. 29-84.
- Campa, M. F., y Coney, P., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, p. 1040-1051.
- Campos, E., J.O., Salgado, S. V., Reyes, S. S., Negrete, A., Zenteno, D. M., Granados, H. D., y Fucugauchi, J. U., 1987, Paleomagnetic study of the Sierra La Primavera: Preliminary Results, *Geothermal Resources Council, Transactions*, 11, p. 323-326.
- Campos Madrigal, E., 1984, Estudio Geológico Regional del Area de Valle de Bravo-Tzitzio, Estados de Mexico y Michoacán, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., pp.
- Cantú Chapa, C. M., 1968, Las Rocas Marinas Eocretácicas de Zitácuaro, Michoacán, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, E. S. I. A., I. P. N., pp.
- Capaccioni, B., y Rodríguez Eizarrarás, S., 1989, Volcán de Colima: Present activity Inferred from Stratigraphic Records and Geochemical Data, *N.M. Bur. Mines Miner. Resous. Bull.*, 131, p. 41.
- Caravanes, A., 1870, El Ceboruco, *La Naturaleza*, 1, p. 248-252.
- Carballido, E., 1991, Geología de la Isla Socorro, Islas Revillagigedo, México, Convención Nacional sobre Evolución Tectónica de México., México:
- Carmichael, I., y De Paolo, D. J., 1980, Nd and Sr Isotopes in the Lavas of Colima, Mexico, *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 12, p. 398.
- Carrasco Centeno, M., 1970, Estudio Geológico-Económico de Real del Oro, Municipio Amatlán de Cañas, Nayarit, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, E. S. I. A., I. P. N., 65 pp.
- Carrillo Lira, S. R., 1972, Estudio Geológico para el Proyecto de Presa "La Caballada" sobre el Río América, en el Municipio de Toluca, Estado de Jalisco, México, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Escuela de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 43 pp.
- Castañeda Sánchez, A., 1956, Reconocimiento Geológico Preliminar del Yacimiento Ferrífero "La Guayabera", Estado de Michoacán, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, E. S. I. A., I. P. N., 60 pp.
- Castellanos, P. S., 1895, Observaciones del Volcán de Colima, *Boletín Observatorio Meteorológico Central*, p. 1-11.
- Castellanos, A., 1903, Observaciones del Volcán Colima, . Seminario Católico de Colima, 32 pp.
- Castigliola, J., 1944, A Volcano is Born (Paricutin, Mexico 1943) Michoacán, *Geol. Soc. City Coll. Geol. Rev.*, 4, 1, p. 19.
- Castillo Hernández, J. L., 1974, Estudio Geológico del Area de Huetamo, Michoacán y sus Posibilidades Petrolíferas, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, E. S. I. A., I. P. N., 46 pp.
- Cathelineau, M., Oliver, R., Izquiero, G., Garfias, A., Nieva, D., y Izaguirre, O., 1983, Mineralogy and Distribution of Hydrothermal Mineral Zones in Los Azufres (Mexico) *Geothermal Field, Ninth Workshop of Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford California: Stanford University.
- Cathelineau, M., Oliver, R., y Nieva, O., 1987, Geochemistry of Volcanic Series in the Azufres Geothermal Field (Mexico), *Geofísica Int. Special Issue on Mexican Volcanic Belt*, 26, 3 B part, p.

195-
272.

- Centeno García, E., Ruiz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., y Gutiérrez, F. O., 1993, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data, *Geology*, 21, p. 419-422.
- Cerda, M., J. M., 1975, Estudio Geológico del Area Las Truchas, La Mira, Estado de Michoacán, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Escuela de Ingeniería Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 44 pp.
- Cervantes, R., G., 1964, Génesis y Clasificación de Algunos Suelos de la Meseta Tarasca, Estado de Michoacán, Tesis Maestría en Ciencias, Escuela Nacional de Agronomía, Chapingo, México, 100 pp.
- Chase, T. E., y Menard, H. W., 1968, Four Fracture Zones of Mexico, Pan American Symposium on the Upper Mantle, México, D. F.: p. 7.
- Chiñas Lalo, R., 1963, Bosquejo Geológico de las Islas Marías, México, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, E. S. I. A., I. P. N., 26 pp.
- Clements, T. D., 1959, Chapala Formation, Jalisco, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, 12, p. 1713.
- Clements, T., 1962, Pleistocene History of Lake Chapala, Jalisco, Mexico, *Geol. Soc. America Spec. Paper.*, 68, p. 15.
- Clements, T., 1963, Pleistocene History of Lake Chapala, Jalisco, Mexico, In *Essays in Marine Geology in Honor of K.O. Emery*, *Geologia Regional*. Los Angeles, Ca.: Univ. Sout. Calif. Press., pp. 35-49.
- Clough, B. J., Wright, J. V., y Walker, G. P. L., 1981, An Unusual Bed of Giant Pumice in Mexico, *Nature*, 289, p. 49-50.
- Comisión del Rio Lerma, C. R. L., 1952, Estudio Integral del Sistema Lerma-Chapala-Santiago, Guadalajara: Inst. Geol., 124 pp.
- Connor, C. B., 1984, Structure of Michoacán volcanic field México, *EOS, Trans*, 65, Num. 45, p. 1145.
- Connor, C. B., 1987, Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm Res.*, 33, p. 191-200.
- Constantino Herrera, S. E., 1966, Geología de los Volcanes de Colima. México, Tesis Profesional: Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 62 pp.
- Couch, R., y Woodcock, S., 1981, Gravity and Structure of the Continental Margins of South Western Mexico and Northwestern Guatemala, *Journal Geophysical Research*, 86, p. 1829-1840.
- Crisóstomo, F. M. d. S. J., y Martínez, J., 1875, Dictámen sobre el estado del Volcán del Colli y los Temblores que del 25 de Marzo al 27 de Mayo de 1884 se sintieron en la Ciudad de Guadalajara, *Inf. Fen. Geol. Jalisco*, 239 pp.
- Cruz, V. d. L., Aguilar, J., Ortega, D., y Sandoval, J. M., 1983, Estudio Geológico-Estructural a Detalle del Campo Geotérmico de los Azufres, Michoacán, Comisión Federal de Electricidad, 36 pp.
- Damon, P. E., Nieto Obregón, J., y Delgado Argote, L. A., 1979, Un Plegamiento Neogénico en Nayarit y Jalisco y Evolución Geomórfica del Río de Santiago, *Memoria Técnica Asociación Ingenieros Mineros, Metalúrgicos y Geólogos de México*, XII, p. 156-191.
- Danlos, J., 1907, Un Volcán Mexicain. *Le Jorullo, La Nature*, 35 E Année, 1781, p. 107.
- Davis, W., 1943, Paricutin, México a New Volcano, *Science*, 97, 2525, p. 8.
- De la O Carreño, A., 1943, El Volcán de Paricutín en las Primeras Fases de su Erupción

- Consideraciones de Carácter Geofísico sobre el Vulcanismo, *Irrig. Mex.*, 24, 4, p. 49.
- De la Peña Legorreta, A., 1963, La Geología del Proyecto de Aguamilpa en el Rfo Santiago en el Estado de Nayarit, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 49 pp.
- De Mets, C., y Stein, S., 1990, Present-day Kinematics of the Rivera Plate and Implications for Tectonics in Southwestern Mexico., *Jour. of Geophys. Res.*, 95, B13, p. 21931-21948.
- De Remer, L. A., y Nelson, S. A., 1985, Geologic and Chemical Evolution of Volcan Tepetitlic Nayarit, Mexico, *Geol. Soc. Am. Abst. with Prog.*, 17, p. 561.
- Del Rfo, L., 1979, Tectónica del Area de la Primavera-San Marcos e Implicaciones Geotérmicas, Instituto de Investigaciones Eléctricas e Instituto de Geofísica,
- Delgado, R. R. (ed.), 1956, La Laguna de Chapala, *Bol. de la Soc. Mexicana de Geog. y Estad.*, 10, p. 3-131.
- Delgado Argote, L. A., 1979, Estudio Metalotectónico de Nayarit Utilizando Imágenes de Satélite, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 79 pp.
- Delgado Argote, L. A., Nieto Obregón, J., y Damon, P. E., 1981, Evolución magmática de la junta de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico, Abstracts with Programs, Cordilleran Section 77th Annual Meeting: p. 52.
- Delgado, H., 1985, The Structure of the Chapala Graben. Mexico, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 66.1, 46, p. 1090.
- Delgado, H., y J., Urrutia Fucugauchi, 1986, Estructura del Graben de Chapala, *Com. Tec. Ser. Inv., Inst. de Geof. UNAM*, 32, p. 12.
- Delgado, H., y J., Urrutia Fucugauchi, 1986, Tectónica Cuaternaria en la Region del Lago de Chapala, *Resúmenes de la VIII convención Nacional*, p. 18-19.
- Delgado, H., Armienta, M. A., y Juárez, F., 1986, Geoquímica y geología de los alrededores del Lago de Chapala, *GEOS boletín, Resúmenes de la Reunión Anual de la UGM*, p. 25.
- Delgado, H., y J., Urrutia Fucugauchi, 1986, Migración de la actividad volcánica y tectónica en la porción occidental de la FVTM: una alternativa, *GEOS boletín, resúmenes de la Reunión Anual de la U.G.M.*, p. 25-26.
- Delgado, H., 1990, Volcanism and structures of the Chapala graben: Relationship with a rifting process in Western México, *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, p. 950.
- Delgado, H., 1990, Riftogénesis en Colima-Jalisco-Nayarit: Geología del Aulacógeno de Chapala, Segunda Reunión Nacional "Volcán de Colima", Primera Reunión Internacional de Vulcanología, resúmenes, p. 47.
- Delgado, H., 1991, Características del Rift de Chapala, Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hgo.: Instituto de Geología, U.N.A.M., p. 40-41.
- Delgado, H., 1991, Correlación entre la evolución de los elementos tectónicos en el Occidente de México y la evolución de la parte occidental de la FVTM durante los últimos 10 m.a., Reunión Anual U.G.M., Puerto Vallarta: p. 18.
- Delgado, H., y Hasenaka, T., 1991, Geochemical characteristics of volcanic rocks from the Chapala rift, Reunión Anual U.G.M., Puerto Vallarta: U.G.M., p. 18-19.
- Delgado, H., J., Urrutia Fucugauchi, Ban, M., y Hasenaka, T., 1991, Preliminary paleomagnetic data from the Michoacán-Guanajuato volcanic field: Southward migration of the volcanism during the last 2.3 m.y., Reunión Anual, Puerto Vallarta: p. 17.
- Delgado, H., 1992, Geology of the Chapala Rift, Dissertation: Doctor of Science,

- Tohoku University, Fac. of Science, 283 pp.
- Delgado, H., y Otsuki, K., 1992, Lithological and structural characteristics of the Chapala graben, Mexico: a case study of a failed rift, The 99th Annual Meeting of the Geological Society of Japan, p. 366.
- Delgado, H., y Hasenaka, T., 1992, Geochemistry of a volcanic sequence associated with rifting: a case study of the failed rift of Chapala (México), J. of mineralogy, Petrology and Economic Geol. Annual meeting of the Jap. Assoc. of Min. Petrol. and Econ. Geo. of Japan (Ganko), p. 152.
- Delgado, H., y Hasenaka, T., 1993, Characteristics and implications of the monogenetic volcanism south of Guadalajara (Jalisco) since the Miocene, 50 Años del Volcán Parícutín, Uruapan, Michoacán: Instituto de Geografía, U.N.A.M.,
- Delgado, H., 1993, Late Cenozoic tectonics offshore western Mexico and its relation to the structure and volcanic activity in the western Trans-Mexican Volcanic Belt: A Review, Geofísica Internacional, special volume on the activity of volcán de Colima, en prensa.
- Demant, A., Mauvois, R., y Silva, M. L., 1975, Estudio Geológico de las Hojas Morelia-Maravatío, Estado de Michoacán, Instituto de Geología, U. N. A. M.,
- Demant, A., y Robin, C., 1975, Las Fases del Volcanismo en México, una Síntesis en Relación con la Evolución Geodinámica desde el Cretácico. Revista Instituto de Geología, U. N. A. M., p. 71-85.
- Demant, A., y Robin, C., 1975, Les Quatre Provinces Volcaniques du Mexique. Relations avec l'Evolution Geodynamique depuis le Crétace: les deux Provinces Occidentales, Academie des Sciences de Paris D., 280, p. 1437-1440.
- Demant, A., 1976, Contribución a la Definición de las Diferentes Fases Volcánicas y Tectónicas del Eje Neovolcánico Mexicano, III Congreso Latinoamericano Geológico, Acapulco, México: p. 41.
- Demant, A., y Vincent, P. M., 1978, A Preliminary Report of the Comenditic dome and Ash Flow Complex of Sierra La Primavera, Jalisco, Discusión, Revista del Instituto de Geología, U. N. A. M., 2, p. 218-222.
- Demant, A. 1979, Vulcanología y Petrografía del Sector Occidental del Eje Neovolcánico. Revista Instituto de Geología, U. N. A. M., p. 39-57.
- Denza, P. F., 1887, Il Nuovo Vukano Della Sierra Madre (Messico), Annal. Scient. Ind., 24, p. 94.
- Derruan, M. 1951, El Parícutín. Revista de Geografía Alpina, p. 325.
- Dewey, J. W., y Suárez, 1991, Seismotectonics of Middle Northamerica. The Geology of Northamerica, Geological Society of America, p. 309-321.
- Díaz, S., 1903, Las Últimas Erupciones del Volcán de Colima a la Luz de Nuestra Diaria Observación, . Imp. Aguilar, 76 pp.
- Díaz, S., 1906, Efemérides del Volcán de Colima, X Congreso Geológico Internacional, Compt. Rend., p. 763.
- Díaz, S., 1907, Vulcanografía, Efemérides del Volcán de Colima, según las Observaciones Practicadas en los Observatorios de Zapotlán y Colima de 1893 a 1905 (199 págs.), X Congreso Geológico Internacional Compt. Rend., México: p. 199.
- Díaz, S. 1922, Las manifestaciones Volcánicas en las Cercanías de Guadalajara. Gaceta Municipal, p. 6.4.
- Díaz, E., y Mooser, F., 1972, Formación del Graben de Chapala, Mem. II Conv. Nac., México, D.F.: p. 144-145.
- Dobson, P. F., 1983, Statigraphy of the Los Azufres Volcanic Center, Northeastern, Michoacan,

- Mexico, Geological Society of America Abstract Prog., 15, p. 558-559.
- Dobson, P. F., 1984, Volcanic Stratigraphy and Geochemistry of the Los Azufres Geothermal Center Mexico, M. of Sciences Thesis, Stanford University, Stanford California, 58 pp.
- Dobson, P. F., y Mahood, G. A., 1985, Volcanic Statigraphy of the Los Azufres Geothermal Area. Mexico, Journal Volcanological and Geothermal Research, 25, p. 273-288.
- Dodge, C. R., 1903, The Volcano of Colima, Sci. Am. Suppl., 56, p. 23092.
- Dollfus, A., 1867, Volcán de Colima, Comm. Sc. Mex. Arch., 3, p. 43.
- Dominguez, J. d. D., 1870, El Volcán del Jorullo, Boletín Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, 14, p. 561.
- Domínguez, B., y Lipman, M., 1983, Some Comments on the La Primavera Geothermal Field, Mexico, Ninth Workshop Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California: Stanford University, Stanford California.
- Dorf, E., 1945, Observations on the Preservation of Plants in the Paricutin Area (Mexican Volcano), American Geophysics Union Transactions, 26, 2, p. 257.
- Dorf, E., 1951, Lithologic and Floral Facies in the Paricutin ash Deposits, Acad. Sc. New York. Trans, II, 13.8, p. 317.
- Downs, T., 1958, Fossil Vertebrates from Lago de Chapala, Jalisco, Mexico, XX Internl. Geol. Cong., México, D.F.: p. 75-77.
- Drummond, K. J., chairman, 1981, Plate tectonic map of the Circum-Pacific region northeast quadrant, scale 1:10'000,000, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Okla., U.S.A.
- Durán Miramontes, H. A., 1977, Estudio Geológico Minero Loma Oeste Mina Verde M. Gabriel Zamora, Michoacán, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 42 pp.
- Echegoyen, J., 1958, Yacimientos de Manganeso en el Area de Los Volcanes, Jalisco, Consejo de Recursos Naturales No Renovables.
- Eggler, W. A., 1945, Paricutín (México), Mazama, 27, 13, p. 80.
- Eggler, D. H., 1972, Water Saturated and Undersaturated Melting Relations in a Paricutin Andesite and an Estimate of Water Content in the Natural Magma, Contributions to Mineralogy and Petrology, 34, p. 261-271.
- Eissler, H. K., y McNally, M., 1984, Seismicity and tectonics of Rivera Plate and implication for 1932, Jalisco México earthquake, Journal Geophys Res., 89(B6), p. 4520-4530.
- Elenes Lerma, M., 1966, Introducción al Estudio Geotérmico de la Zona Central del Estado de Michoacán, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, E. S. I. A., I. P. N., 51 pp.
- Ely, F. B., 1922, Southern Mexico, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 6, p. 154.
- Ferrari, L., Pasquare, G., y Tibaldi, F., 1989, Volcanic and Tectonic Evolution of Los Azufres Caldera and Surrounding Areas, Central Mexico, Special Issue on EGS XIV General Assamble, Barcelona: p. 57.
- Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquare, G., y Tibaldi, A., 1991, Geology of Los Azufres Caldera, Mexico and its Relationship with Regional Tectonics, In S. P. Verma (Eds.), Journal of Volcanology and Geotherm. Res. pp. 129-148.
- Ferríz, H., y Mahood, G. A., 1985, Volcanismo Riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano, Geofísica Internacional, Volumen Especial sobre Dinámica de la Litósfera, p. 117-156.
- Flores, T., 1945, Investigaciones Geológicas Relativas al Volcán Paricutín, Vulcanismo y Orogenia del Estado de Michoacán, Instituto Geológico Mexicano, 3, p. 43.
- Flores, T., 1946, Geología Minera de la Región Noreste del Estado de Michoacán, Boletín

- Instituto de Geología, U. N. A. M., 52, p. 106.
- Foshag, W. F., y Henderson, E. P., 1946, Primary Syblimates at Paricutin Volcano (Mexico), American Geophysics Union Transactions, 27, 5, p. 685.
- Foshag, W. F., 1947, Aqueous Emanation From Paricutin Volcano, Geological Society of America Bulletin, 58, 12, p. 1180.
- Foshag, W. F., 1948, Aqueous Emanation From Paricutin Volcano, American Mineralogist, 33, 3, p. 195.
- Foshag, W. F., 1949 (1953), The Development of Paricutin Volcano (Mexico), Michoacan, VIII Pacific Sciences Congres, New Zeland; p. 398.
- Foshag, W. F., 1950, The Aqueous Emanation from Paricutin Volcano, American Mineralogist, 39, 9, p. 749.
- Foshag, W. F., 1953, Volumes and Weights of Pyroclastic Material. Lava and Water Erupted by Paricutin Volcano, Michoacán, Mexico, American Geophysics Union Transactions, 34, p. 4.
- Foshag, W. F. 1954, The Life and Death of a Volcano (Mexico). Geography Magazine, p. 159.
- Foshag, W. F., 1954, Activity of Paricutin Volcano During the Year 1952, American Geophysics Union Transactions, 35, p. 3.
- Foshag, W. F., y González, R. J., 1956, Birth and Development of Paricutin Volcano, U. S. G. S. Bulletin, 965 D, p. 355.
- Friedlaender, E., 1930, Volcanes Mexicanos del Pico de Orizaba, Cerro de Tequila y Colima, 16 pp.
- Fries, C., 1950, Activity of Paricutin Volcano From July 1, to December 31, 1949, American Geophysics Union Transactions, 31, 5, p. 732.
- Fries, C., y Gutiérrez, C., 1950, Activity of Paricutin Volcano From August 1st, 1948 to June 30th, 1949, American Geophysics Union Transactions, 31, 3, p. 406.
- Fries, C., 1951, Activity of Paricutin Volcano From July 1, to December 31, 1950, American Geophysics Union Transactions, 32, 4, p. 572.
- Fries, C., y Gutiérrez, C., 1951, Activity of Paricutin Volcano From January 1st. to June 30th, 1950, American Geophysics Union Transactions, 32, 2, p. 212.
- Fries, C., 1952, Activity of Paricutin Volcano From July 1 to December 31, 1951, American Geophysics Union Transactions, 33, 5, p. 725.
- Fries, C., y Gutiérrez, C., 1952, Activity of Paricutin Volcano from January 1st. to June 30th, 1951, American Geophysics Union Transactions, 33, 1, p. 91.
- Fries, C., 1953, Volumes and Weights of Pyroclastic Material. Lava and Water Erupted by Paricutin Volcano, American Geophysics Union Transactions, 34, 4, p. 603.
- Fries, C., y Gutiérrez, C., 1954, Activity of Paricutin Volcano During the Year 1952, American Geophysics Union Transaction, 35, 3, p. 486.
- Fuller, R. E. e. a., 1945, A Report on the United States Committe for the Study of the Paricutin Volcano (Mexico), American Geophysics Union Transactions, 26, 1, p. 131.
- Galeotti, H. G., 1839, Coup-D Oeil Sur la Laguna de Chapala au Mexique. Avec des Notes Geognostiques-Jalisco, Acad. Roy. Soc., Bruxelles, Bull., 6, p. 1.
- Galleotti, H. G., 1840, La Laguna de Chapala, In Diccionario Universal de Historia y de Geografia Reprinted in Orozco y Berra, M., 1857: La Laguna de Chapala, Bol. Soc. Mexicana de Geog. y Estad., pp. 153-165.
- García, G. L., 1946, Volcán Paricutín, Consejo de Recursos Naturales no Renovables.
- Garduño, V. H., y A., T., 1991, Evolution cinématique de la triple jointion continentale du secteur

- ovest del' arc volcanique Mexicain, C.R. Acad. Sci. Paris, t.312, serie II, p. 135-142.
- Garza, G. V. C. E., 1978, Metalogénesis de los depósitos minerales de Tiamaro Michoacán y su relación con los yacimientos de cobre tipo porfidico, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 64 pp.
- Gastil, R. G., y Jensky, W., 1973, Evidence for Strike Slip Displacement Beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt, Geology Sciences Publication, Stanford University, 13, p. 171-180.
- Gastil, G., Krummenacher, D., y Jensky, W. A., 1978, Reconnaissance Geology of West-Central Nayarit, Mexico, In Mexico: Geological Society of America.
- Gastil, R. G., Krummenager, D., y Minch, J., 1979, The record of Cenozoic Volcanism Around the Gulf of California, Geological Society of America Bulletin, 90, Part I, p. 839-357.
- Gilbert, C. M., Mahood, G. A., y Carmichael, I. S. E., 1985, Volcanic Stratigraphy of the Guadalajara Area, Mexico, Geofísica Internacional, 24, 1, p. 169-191.
- Godínez Rincón, A., 1961, Lago de Chapala, Maestría en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM., 84 pp.
- González, R. J., Foshag, W. F., y Pough, F. H., 1948, Paricutin and Mexico's Volcanic Area, XVIII Congreso Geológico Internacional, p. 2.
- González Salazar, A., 1963, Geología del Proyecto de Presa de La Yesca en el Río Santiago, Jalisco, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 35 pp.
- Gómez, R., L., 1964, Estudios Geológicos Relacionados con el Proyecto de Construcción de la Presa de El Mezquite, Jalisco, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, E. S. I. A., I. P. N., 55 pp.
- Gómez, M., M., 1967, Los Yacimientos de Santa Clara del Grupo Ferrífero de las Truchas, Estado de Michoacán, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 92 pp.
- Gómez, S., J. E., 1975, Estudio Geológico Proyecto Presa Aguamilpa, Río Santiago Municipio Tepic, Nayarit, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 41 pp.
- Gómez Juárez, D., 1961, Estudio Geológico de la Mina de Manganeso San Francisco Localizada en Autlán, Estado de Jalisco, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 83 pp.
- Graton, L. C., 1943 (1944), Mexican Volcano (Paricutín), Michoacán, Sky-Telesc., 3, 4, p. 3.
- Graton, L. C., Nichols, E. T., y Foshag, W. F., 1945, Army-G. S. A. Helicopter Expedition to Paricutin Volcano (Mexico), Geological Society of America Bulletin, 56, 12, p. 1162.
- Graton, L. C., 1945, Ciertos Aspectos Genéticos del Paricutín, Nuevo Volcán de Michoacán, Instituto Geológico Mexicano, 61, p. 28.
- Graton, L. C., 1945, Ciertos Aspectos Genéticos del Paricutín, Nuevo Volcán de Michoacán, American Geophysics Union Transactions, 26, 2, p. 249.
- Green, J. A. 1944, Paricutin, The Cornfield that Grew a Volcano. National Geographic Magazine, p. 144.
- Guerrero Cruz, A., 1984, Estudio Geológico del Cuadrángulo de Colima, Col., Boletín GEOS, 3, p. 25.
- Guido Campuzano, M., 1980, La Geotermia en México, Tesis Profesional Ingeniero Petrolero, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 63 pp.
- Gunn, B. M., 1969, Geochemistry of Volcanics of the Guadalajara Region, Geological Society of America Bulletin, p. 121-122.
- Gutiérrez, N. L. C. A., 1981, Litología y Mineralogía Secundaria del Pozo PR-2 de La Primavera, Jal., Comisión Federal de Electricidad, p. 19-81.

- Gutiérrez, N. L. C., y Aumento, F., 1981, The Los Azufres (Michoacán-México) Geothermal Field, *Journal Hydrology*, 56, p. 137-162.
- Gutiérrez, N. L. C. A., y López, A., 1983, Datación por Trazas de Fisión de Obsidias de los Campos Geotérmicos de la Primavera, Jalisco y Los Azufres, Michoacán, Comisión Federal de Electricidad (Depto. de Exploración), p. 64-82.
- Gutiérrez, N. L. C. A., 1984, Petrografía y Mineralogía Secundaria en el Pozo SM-1 San Marcos, Jalisco, Comisión Federal de Electricidad, 9-84.
- Gutiérrez Arroyo, J., 1984, Estudio Hidrogeológico Preliminar Delta del Río Balsas, Michoacán, *Boletín GEOS*, 3, p. .
- Halliday, A., Mahood, G., y Hildreth, W., 1985, Mantle Signature for High-Silica Rhyolites with <1ppm Sr: Sierra Madre, La Primavera, Mexican Volcanic Belt, *EOS (MVB)*, 66, p. 1136.
- Hanus, V., y J. Vanek, 1978, Subduction of the Cocos plate and deep active fracture zones of Mexico, *Geof. Internal.*, v. 17, pp. 14-53.
- Harper Burgueño, C. O., 1963, Geología Aplicada en Obras de Ingeniería Civil del Proyecto de Peña Colorada, Colima, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, E. S. I. A., I. P. N., 98 pp.
- Harris, J., y Carmichael, I. S. E., 1984, Volcanic Products in the Region of Tequila, Mexico, *Geological Society of America Abstract and Program*, 16, p. 530.
- Harris, J. M., 1986, Silicic Volcanics of Volcan Tequila, Jalisco México., Unpublished MS thesis, University of California, Berkely, Ca., 98 pp.
- Hasenaka, T., 1982, Alkaline and Calc-alkaline volcanism in the Michoacán-Guanajuato Cinder Cone Field, SW Mexico, *Geological Society of America, Abstract and Program*, 14, 7, p. 509.
- Hasenaka, T., y Carmichael, I. S. E., 1985, The Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. Estimation of Eruption Age and Volume of Cinder cones, *Journal Volcanology Geothermal Research*, 25, p. 105-124.
- Hasenaka, T., y Carmichael, I. S. E., 1985, The Cinder Cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico-Their Age, Volume and Distribution and Magma Discharge Rate, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, p. 105-124.
- Hasenaka, T., y Carmichael, I. S. E., 1985, A Compilation of Location Size and Geomorfological Parameters of Volcanoes of the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico, *Geofísica Internacional*, 24, p. 577-607.
- Hasenaka, T., y Carmichael, I. S. E., 1987, The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and Chemistry, *Journal of Petrology*, 28, 2, p. 241-269.
- Hasenaka, T., Ban, M., Granados, H. D., y Fucugauchi, J. U., 1991, Shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field: Characterization of eruption mode and petrology of lavas, *Reunión anual U.G.M.*, Puerto Vallarta: p. 20.
- Hatt, R. T., 1950, A Bibliography of Parícutin Volcano, . Michoacán: 227 pp.
- Heatherington, A., Bowring, S. A., y Luhr, J. F., 1987, Petrogenesis of Alkaline and Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Western Mexican Volcanic Belt-Pb Isotopes., *G.S.A. Abstracts with Programs*, 19, p. 698.
- Hegre, J., y Nelson, S. A., 1985, Geology of Volcan Las Navajas, Nayarit Mexico, *Geological Society of Americas Abstracts with Programs*, 17, p. 606.
- Hernández Contreras, A., 1959, Estudio Geológico-Económico de algunos depósitos de Fierro y Manganese de la Parte Suroeste del Edo. de Jalisco, Tesis Profesional Ingeniero Geólogo, ESIA, Instituto Politécnico Nacional, 58 pp.
- Herrera Cedillo, J., 1984, Estudio Geológico Regional de la Porción Occidental del Eje Volcánico Transmexicano, *GEOS Boletín*, Epoca II, 3, p. .

- Hovey, E. O., 1906, Volcanoes of Colima, Toluca and Popocatepetl, Geol. Soc. Am. Bull., 18, p. 635.
- Humboldt, A. d., 1826, Cosmos, . Buenos Aires, Argentina: Glem., 593 pp.
- Iglesias, M., 1875, La Exploración Científica del Ceboruco, Min. Mex., 3, p. 12 -13.
- Iglesias, M., Bárcena, M., y Matute, J. L., 1877, Informe sobre los Temblores de Jalisco y la Erupción del Volcán Ceboruco. (México), Minist. Fom. Anal., 1, p. 115.
- Iglesias, M., Bárcena, M., y Matute, J. L., 1877, El Ceboruco, Ministerio de Fomento, México, Anales, 1, p. 168 - 196.
- Inda, J., 1897, Observaciones del Volcán de Colima, Obs. Meteor. Centr. Mex. Bol., p. 149.
- International Geological Congress, I. G. C., 1956, Vulcanismo Terciario y Reciente del Eje Volcánico, Formaciones Andesíticas (Sierras de las Cruces y Ozumatlan), Formaciones Basálticas (Zitácuaro, Morelia), Paricutín, Fenómenos Post-Paroxismales de la Sierra de San Andrés y el de Cuitzeo y Estructura e Historia del Nuevo Volcán Paricutín-Michoacán., México, D.F.: Cong. Geol. Inter. (XX), 74 pp.
- International Geological Congress, I. G. C., 1956, (Guía Geol. 1956) Geología General de la Parte Sur de la Península de Baja California, Depósitos Continentales et Volcánicos del Cenozoico Superior y Marinos del Inferior, así como Sedimentos Marinos del Cretácico Superior, Características Fisiográficas y Efectos de Intemperismo en la Región Desértica, XX International Geol. Cong., México, D.F.: Cong. Geol. Inter. (XX), p. 79.
- Iparrea, V., Alvarez, J., Bello, A., Martínez, V., y Moreno, S., 1986, Algunas Grandes Estructuras Geológicas en la Porción Sur de la Sierra Madre Occidental, Soc. Geol. Mex. Mem. VIII Conv. Nal., p. 1-27.
- Ishikawa, S., 1904, Últimas Erupciones del Volcán de Colima, México, Geol. Soc. Tokyo. Jour., 11, p. 98.
- Isra de, I., y Martínez, L., 1986, Contribución al Estudio Geológico de la Transición Pacífico Tethis en el Area de Zitácuaro, Mich., Licenciatura, ESIA, IPN, 86 pp.
- Jaimes Maldonado, J. G., 1982, Reinyección Campo Geotérmico "Los Azufres" . Teoría y Análisis, Licenciatuara: Ingeniero Petrolero., Facultad de Ingeniería, UNAM., 67 pp.
- Janik, C. J., y Dobson, P. F., 1983, Thermodynamic, Isotopic and Chemical Evidence for Equilibrium in the Los Azufres Geothermal System, Geol. Soc. Am. Abstr. Prog., 15, p. 603.
- Jarson, R. L., H.W., M., y S.M., S., 1968, Gulf of California: A Result of Ocean Floor Spreading and Transform Faulting, Science, 161, p. 781 - 783.
- Jarson, R. L., 1972, Bathymetry, Magnetic Anomalies and Plate Tectonic History of the Mouth of the Gulf of California, Geol. Soc. Am., Bull., 83, p. 3345 - 3360.
- Jiménez Mayorquín, V., 1956, Rescate de Salitre de 150 000 000 Ha. en la Costa Norte de Nayarit, por Medio de Entarquiamento, Lavados y Drenes, Tepic, Nayarit, Licenciatura: Ingeniero Agrónomo., ENA, Chapingo, México., 64 pp.
- Johnson, C. A., 1986, A Study of Neotectonics in Central Mexico from a LANDSAT Thematic Mapper Imagery, Maestría, School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Coral Gables, Florida, Rosentiel, 112, pp.
- Johnson, A. C., 1987, Regional Tectonic in Central Mexico: Active Rifting and Transtension within the Mexican Volcnic Belt, EOS, 68, p. 16.
- Johnson, C. A., 1987, A study of neotectonics incentral Mexico from landsat Thematic Mapper imaginery, doctoral, Universidad de Miami, 172 pp.
- Johnson, C. A., y Harrison, C. G. A., 1989, Thematic Mapper Studies of Volcanism and in Central Mexico, United-State Advances in Space Research, 9, 1, p. 85-88 pp.

- Johnson, C. A., y Harrison, C. G. A., 1990, Neotectonics in Central Mexico, *Phy Earth Planet Inter.*, 64, p. 187-210.
- Jones, T. A., 1909, The Colima Volcano: Republic of Mexico, South. Min. Albuquerque., 1, 10, p. 1.
- Karig, D. E., Cardwell, R. K., Moore, G. F., y D. G., Moore, 1978, Late Cenozoic Subduction and Continental Margin Truncation along the Northern Middle America Trench, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, p. 265 - 276.
- Kennedy, G. C., 1946, Activity of Paricutin volcano from april 12 to may 3 1946, *Am. Geophys. Union Trans.*, 3, p. 410.
- Kennet, J. P., A.R., M., y R.C., T., 1977, Episodes of Cenozoic Volcanism in the Circum-Pacific Region, *J. Volc. Geoth. Res.*, 2, p. 145 - 163.
- Kevin, R., y Carmichael, I. S. E., 1992, Hawaiites and related lavas in the Atenguillo Graben, western Mexican Volcanic Belt, *Geological Society of America Bulletin*, 104, p. 1592-1607.
- Killinger, P. E., 1943, Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1, as the Volcano Appeared on May 9, 1943, *Rocks, Miner.*, 18, 9, p. 264.
- Killinger, P. E., 1943, Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1, as the Volcano Appeared on May 9, 1943, *Rocks, Miner.*, 18, 10, p. 304.
- Killinger, P. E., 1943, Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1, as the Volcano Appeared on May 9, 1943, *Rocks, Miner.*, 18, 11, p. 336.
- Killinger, P. E., 1944, Paricutin the Wonder of the Hemisphere-pT. 1, as the Volcano Appeared on May 9, 1943, *Rocks, Miner.*, 19, 1, p. 10.
- King, R. E., 1939, Geological Reconnaissance on Northern Sierra Madre Occidental of Mexico, *Geol. Soc. America Bull.*, V 5, p. 1625 - 1722.
- Komorowski, J. C., Siebe, C. G., Rodríguez-Eliza, Marás, S., Espíndola, J. M., y Saucedo, R., 1991, Eruptive Events of April 16-17, 1991 at Volcan de Colima, Mexico: Field Characteristics, Sedimentology, and Chemistry of Products, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 23, 5, p. 551-552.
- Komorowski, J. C., Galindo, I., Siebe, C., Macías, J. L., Espíndola, J. M., Navarro, C., Cortés, A., y Saucedo, R., 1992, Emplazamiento de lahares por lluvias en junio 1991 y enero 1992 en el volcán de Colima, México: Características en el campo, sedimentología, reología, relación con ciclones y El Niño, e implicaciones para riesgos futuros, *Reunión Anual U. G. M.* (1992), Puerto Vallarta, Jalisco: Unión Geofísica Mexicana, p. 61-62.
- Komorowski, J.-C., C. Siebe, H. Delgado Granados, A. Cortés, C. Navarro, I. Galindo et G. Calderón, 1993, Mexique, Ile Socorro, archipel Revillagigedo, *L'Association Volcanologique Européenne*, no. 42, p. 8.
- Krauskopf, K. B., 1946, Notes on Activity of Paricutin Volcano (Mexico) During December 1945, *Am. Geophys. Union. Trans.*, 27, 1, p. 119.
- Krauskopf, K. B., 1946, Notes on Activity of Paricutin Volcano (Mexico) During December 1945, *Am. Geophys. Union. Trans.*, 27, 2, p. 218.
- Krauskopf, K. B., 1946, Notes on Activity of Paricutin Volcano (Mexico) During December 1945, *Am. Geophys. Union. Trans.*, 27, 3, p. 406.
- Krauskopf, K. B., 1948, Lava Movement at Paricutin Volcano, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 59, 12, p. 1267.
- Krauskopf, K. B., 1948, Mechanism of Eruption at Paricutin Volcano, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 59, 8, p. 711.

- Labarthe H., G., 1957, Levantamiento Magnético del Yacimiento Ferrífero de El Encino, Jalisco, Licenciatura: Ingeniero Geólogo, Escuela Nacional de Ingeniería, UNAM, 49 pp.
- Labarthe, H., G., y González, M. T., 1992, Geología del área de la mina del Encino, Municipio de Pihuamo, Jalisco, 1a. Reunión sobre la Evolución Geológica de México, Guadalajara, Jalisco: Universidad de Guadalajara, Centro de Ciencias de la Tierra, p. 7.
- Landfvar, R. S. J., 1914, El Volcán del Jorullo (Trad. en Verso), Jalisco, Michoacán, El Estudiante, Mexico., 1, 7, p. 239.
- Lange, R. A., y Carmichael, I. S. E., 1990, Hydrous basaltic andesites associated with minette and related lavas in Western Mexico, *Journal of Petrology*, 31, p. 1225-1259.
- Lange, R. A., y Carmichael, I. S. E., 1991, A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian, *Geological Society of America Bulletin*, 103, p. 928-940.
- Larson, R., H.W., M., y S.M., S., 1968, Gulf of California: A result of ocean floor spreading and transform faulting, *Science*, 161, p. 781-783.
- Larson, R. L., y C.G., C., 1970, Relative velocities of Pacific, North America and Cocos plates in the Middle America region, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7, p. 425-428.
- Larson, R. L., 1972, Bathymetry magnetic anomalies and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 3345-3360.
- Lawrence, D. B., 1944, A Visit to Parícutin Volcano (Mexico), *Geol. Soc. Oreg. Country Ns. L.*, 10, 9, p. 48.
- Leclerk, J., 1886, Une Visite au volcan de Jorullo (Mexique), *Excursion, Soc. Geog. Paris. Bull.*, 7, p. 5.
- León Vallejo, G., y Segalen, P., 1970, Observations Sur Des Sols Ronges Derives de Roches Volcaniques Basiques Daus Le Bajío (Mexique Central), In S. P. S. Cahiers (Eds.), Paris: Office Recherche Sci. et Tech. Outre-Mer., pp. 49 - 60.
- Lester, J. G., 1945, The Birth of a Volcano (Parícutin) Mexico, *Emery. Univ. Quart.*, 1, 1, p. 3.
- Linne, S., 1949, En Vulkans Födelse (The Birth of a Volcano), *Svenska Sällskapet för Autr. Och Geog.*, 69, p. 189.
- Livieres, R. A., y Nelson, S. A., 1983, The Geology and Petrology of Volcan Sangangüey, Nayarit, México, *Ged. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 15, p. 628 - 629.
- Lowdermilk, W. C., 1947, Erosional Phenomena Associated with Volcanic Eruption of Parícutin, Mexico, *Am. Geophys. Union. Trans.*, 28, 2, p. 269.
- López, G. G., 1986, Estructura Tectónica y Desarrollo del Eje Volcánico Transmexicano, *Soc. Geol. Mex., Mem. VII, Conv. Nal.*, p. 83-94.
- Lugo Hubp, J. I., Ortiz, P. M. A., Palacio, J. L., y Bocco, G., 1985, Las Zonas más Activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (Entre Michoacán y Tlaxcala), *Geof. Int.*, 24, 1, p. 83-96.
- Luhr, J. F., 1978, Factors Controlling the Evolution of the Prehistoric Evolution of Volcan San Juan, Mexico, *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 10, p. 114.
- Luhr, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1979, Basanite and Minette Cinder Cones from the Northern Flanks of the Andesitic Colima Volcanoes, Mexico, *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 11, p. 469-470.
- Luhr, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1980, The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part I: Post-Caldera Andesites from Volcan Colima, *Contrib. Min. Petrol.*, 71, p. 343-372.
- Luhr, J. F., 1981, Colima: History and Cyclicity of Eruptions, *Volcano News*, 7, p. 1-3.
- Luhr, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1981, The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part II: Late Quaternary Cinder Cones, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 127-147.

- Luhr, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1982, The Colima Volcanic Complex, Mexico, Part III: Ash and Scoria-Fall Deposits from the Upper Slopes of Volcan Colima, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, p. 262-275 pp.
- Luhr, J. F., Allan, J. F., Carmichael, I. S. E., y Nelson, S., 1983, Pliocene-Recent Rifting in Southwestern Mexico: An Incipient Eastward Spreading Ridge Jump of the E.P.R., *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 64, p. 853.
- Luhr, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1985, The 1759-1774 Eruption of Jorullo Volcano, Michoacan, Mexico. The Earliest Stages of Fractionation in Calc-Alkaline Magmas, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, p. 142-161.
- Luhr, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1985, Contemporaneous Eruptions of Calc-Alkaline and Alkaline Magmas Along the Volcanic Front of the Mexican Volcanic Belt, *Geof. Internal.*, 24, 1, p. 203-216.
- Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1985, Active Rifting in Southwestern Mexico: Manifestations of an Incipient Eastward Spreading Ridge Jump, *Geology*, 13, p. 54-57.
- Luhr, J., y Carmichael, I. S. E., 1990, Vigilancia petrológica de la actividad eruptiva cíclica, 2a. Reunión Nacional "Volcán de Colima", Colima, Colima: Universidad de Colima, p. 8.
- Luhr, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1990, Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at Volcan Colima, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, p. 235-260.
- Lynn, W. S., y Lewis, W. R., 1976, Tectonic Evolution of the Northern Cocos Plate, *Geology*, 4, p. 718-722.
- Macías, R. C., y Solís, P. G., 1985, Minerografía, Microtermometría e Isotopía de Algunos Yacimientos del Distrito Minero de Cuale, Jalisco., *Licenciatura: Ingeniero Geólogo., Facultad de Ingeniería, UNAM.*, 105 pp.
- Mahood, G., 1977, A Preliminary Report on the Comenditic Dome and Ash Flow Complex of Sierra La Primavera, Jalisco, *Inst. Geol. Rev., UNAM.*, 1, p. 177-190.
- Mahood, G. A., 1979, A Preliminary Report on the Comenditic Dome and Ash Flow Complex of Sierra La Primavera, Jalisco, *Reply. UNAM, Inst. Geología, Rev.*, 3, p. 184-189.
- Mahood, G. A., 1980, The Geological and Chemical Evolution of a Late Pleistocene Rhyolitic Center: The Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico, Ph.D., University Berkeley, Ca., USA.
- Mahood, G., 1980, Geological Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera, Jal., México., *J. Volc. Geoth. Res.*, 8, p. 199-230.
- Mahood, G. A., 1981, Chemical Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center-Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, p. 129-149.
- Mahood, G. A., 1981, A Summary of the Geology and Petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 86, p. 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", *Bull. Volcanol.*, 46, p. 103-106.
- Mahood, G. A., y Drake, R. A., 1983, K-Ar Dating Young Volcanic Rocks: A Case Study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, p. 1232-1241.
- Mahood, G. A., Truesdall, A. H., y Templos, L. A., 1983, A Reconnaissance Geochemical Study of La Primavera Geothermal Area, Jalisco, Mexico, *J. Volcanol. Geothermal Res.*, 16, p. 247-261.
- Maldonado Koerdell, M., 1958, El Volcán Bárcena en la Isla San Benedicto, Archipiélago de las Revillagigedo, México., *Ciencia*, 18, 17, p. 114.
- Maldonado Reyes, J. A., 1972, Detalle Geológico de una Zona en la Mina "La Verde", Municipio

de Gabriel Zamora, Edo. de Michoacán, Licenciatura: Ingeniero Geólogo, Escuela de Ingeniería, UASLP, 39 pp.

Mammerick, J., y Klitgord, K. D., 1982, Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to Present, *J. of Geophys. Res.*, 87, p. 6750-6759.

Mammerick, J., 1984, Morphology of Propagating Spreading Centers: New and Old, *J. of Geophys. Res.*, 89, p. 1817-1828.

Mandujano, V. J., 1984, Geología y Geotecnia del Proyecto Hidroeléctrico Picos de Guadalajara, Jalisco., *GEOS, Bol.*, Epoca II, 3, p. .

Martínez, S. M., 1906, Breve Noticia Acerca de Algunos Productos Volcánicos de las Inmediaciones de esta Ciudad (Morelia), *Soc. Mich. Geogr. Estad. Bol.*, 2, 8, p. 59.

Martínez Bringas, A., 1982, Sedimentología Litoral Estados Nayarit, Jalisco, Michoacán, Guerrero, Mex., Licenciatura: Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM, 85 pp.

Mauvois, R., Demant, A., y Silva Mora, L., 1976, Estructuras Terciarias en Base del Eje Neovolcánico (Ejemplo de la Depresión Tzitzio-Huetamo, Estado de Michoacán), III Congreso Latino-Amér. Geol. Acapulco, Res., 87, p. .

McDowell, F. W., y Clabaugh, S. E., 1972, Edades Potasio-Argón de Rocas Volcánicas de la Sierra Madre Occidental al Noreste de Mazatlán, II Convención Soc. Geol. Mex., p. 182-185.

McDowell, F. y Keizer, 1977, Timing of Mid-Tertiary Volcanism in the Sierra Madre Occidental Between Durango City and Mazatlán, Mexico, *Geological Society of America Bull.*, 88, p. 1479-1487.

McDowell, F. W., y S.G., C., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their Relation to the Tectonic History of Western Mexico, *Geol. Soc. Am.*, paper No.188, p. 113-124.

Medina, F., y Mena, M., 1981, Historia Eruptiva del Volcán de Colima y Análisis Preliminar de la Gravimetría del Graben de la Zona Volcánica de Colima, México, *Memorias-Simposio Riesgo Sísmico y Volcánico*, Roma:

Medina, F., 1983, Analysis of the Eruptive History of the Volcan de Colima, Mexico, *Geof. Int.*, 22, p. 157-170.

Mercado, R., J., 1978, Geología Superficial del Distrito Minero de Angangueo, Mich., Licenciatura: Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM, 47 pp.

Michaud, F., O., Q., E., B., y J., B., 1991, La frontiere nord du Bloc Jalisco covest du Mexique localization et évolution de 13 Ma à l' actuel, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312 serie II, p. 1359-1365.

Michaud, F., J. Bourgois, y J. Aubouin, 1990, Active continental fragmentation of the west Mexican Pacific Coast: the Jalisco Block, a future "un"suspected terrane?, in: *Tectonics of Circum-Pacific Continental Margins*, Proceed. 28th Inter. Geol. Cong. 1989, J. Aubouin and J. Boourgois eds. Utrecht: VSP, The Netherlands, pp. 51-76.

Milan, M., Carrasco, N. G., y Verma, S. P., 1988, Muestreo y Resultados Preliminares del Estudio Petrológico Transversal al Cinturón Volcánico Mexicano, *GEOMIMET (Mexico)*, 151, p. 18-34.

Milton, C., 1945, Note on Volcanic Rocks From Paricutin, Mexico, *Am. Geophys. Union.*, 4, p. 618.

Mitchell, J., 1928, El Volcán de las Vírgenes, Baja California, *Soc. Mex. Geog. Estad. Bol.*, 36, p. 332.

Molina, B. R., 1955, Formación de Sales de Amonio en los Procesos Volcánicos (Paricutín) Michoacán, *Inst. Geofis. Mex. Anal.*, 1, p. 100.

Molina Garza, R. S., 1984, Interpretación de Anomalias, Gravimétricas y Estructura Cortical en el Eje Neovolcánico Mexicano, Licenciatura: Ingeniero Geofísico., Facultad de Ingeniería, UNAM.,

73 pp.

- Molnar, P., y Sykes, J. R., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from the Focal Mechanisms and Seismicity., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, p. 1639-1684.
- Monsivais, S. H., 1972, Estudio Geológico y Geotécnico para el Proyecto de Sobreelevación de la Presa Tepaxtepec, Municipio de Contepec, Michoacán, Licenciatura: Ingeniero Geólogo., Esc. Ing., UASLP., 48 pp.
- Moore, D. G., y Buffington, E. C., 1968, Transform Faulting and Growth of the Gulf of California Since the Late Pliocene, *Science*, 161, p. 1258-1241 pp.
- Moore, J. G., 1970, Submarine Basalt from the Revillagigedo Islands Region, Mexico, *Marine Geol.*, 9, p. 331-345.
- Mooser, F., y Maldonado Koerdell, M., 1959, State of the Volcanoes-Colima Volcano, Renewed Activity, Mexican Natl. Report. Volcanology XIth General Assembly of the IUGG, Extract of *Bull. Volcanol.*, 21, 2, p. 164.
- Mooser, F., y Maldonado Koerdell, M., 1959, Mexican National Report on Volcanology (1954-57)., *Volcanol., Italy. Bull.*, 21, 2, p. 163-169.
- Mooser, F., 1961, Los Volcanes de Colima, México, UNAM, *Inst. de Geol. Bol.*, 61, p. 49-71.
- Mooser, F., y Maldonado Koerdell, M., 1961, Tectónica Penecontemporánea a lo Largo de la Costa Mexicana del Océano Pacífico, *Geof. Internal.*, 1, p. 3-20.
- Mooser, F., y Maldonado Koerdell, M., 1963, State of the Volcanoes-Colima Volcano, Mexican Natl. Report on Volcanology, XIII General Assembly of the IUGG.
- Mooser, F., 1964, Provincias Geotérmicas de México, *Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet.*, 16, (7-8), p. 153-161.
- Mooser, F., 1965, Progress Report on Recent Developments of Geothermal Energy and Volcanology in Mexico, *Bull. Volcanol.*, 28, p. 69-73.
- Mooser, F., 1969, The Mexican Volcanic Belt: Structure and Development. Formation of Fractures by Differential Crustal Heating, Pan-American Symp. on Upper Mantle, México, D.F.: Instituto de Geofísica, p. 15-22.
- Mooser, F., 1972, El Eje Volcánico Mexicano: Debilidad Cortical Pre-Paleozoica Reactivada en el Terciario, *Soc. Geol. Mex., Mem. IIa Conv. Nal.*, Mazatlán: p. 186-188.
- Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt: Structure and Tectonics, *Geof. Inter.*, 12, p. 55-70.
- Mooser, F., 1975, The Mexican Volcanic Belt: Interpretation Derived from Fractures and Form, *EOS, Trans. AGU, Epoca II*, 56, p. 1066.
- Morán, D. J., Urrutia Fucugauchi, J., y Campos, J. O., 1985, Magnetoestatigrafía y Paleomagnetismo en el Campo Geotérmico de los Azufres, Michoacán., *Mem. de la Reunión de "Commemoración del XV Aniversario de la Creación de la Carrera de Ingeniero Geofísico"*, Fac. de Ingeniería, UNAM., p. 27.
- Munguía Logas, P., 1991, El Volcán de Colima, *Geomimet*, 18, 177, p. 49-64 pp.
- Murphy, G. P., y Carmichael, I. S. E., 1984, A report on the occurrence of maars in the Michacán-Guanajuato Volcanic Field, central México, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 16, p. .
- Müllerried, F. K. G., 1944, Problemas Geológicos del Volcán de Parícutín, *Acad. Nac. Cienc. Ameun. y Rev.*, 55, 10, p. 329.
- National, R. C., N. R. C., 1945, Activity of Parícutín Volcano (Mexico), *Science.*, 101, 2630, p. 530.
- Navarro Candelas, J. I., 1979, Geología del Proyecto Hidroeléctrico Aguamilpa, Nayarit,

- Licenciatura: Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM., 58 pp.
- Nelson, S. A., 1976, Eruptive history of volcan Ceboruco, Nayarit, México, Geol. Soc. América, 8, p. 1027.
- Nelson, S. A., 1979, The Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico, Ph. D., University of Calif. Berkeley, USA, Part. I, 164 pp.
- Nelson, S. A., 1980, Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico, Geol. Soc. Am. Bull., Part II, 91, p. 2290-2431.
- Nelson, S. A., y Carmichael, I. S. E., 1984, Pleistocene to Recent Alkaline Volcanism in the Region of Sangangley Volcano, Nayarit, Mexico, Contrib. Mineralogy Petrol., 85, p. 321-335.
- Nelson, S. A., 1986, Geología del Ceboruco, Nayarit, México, con una Estimación de Riesgos de Erupciones Futuras, Instituto de Geología, Revista, UNAM., 6, 2, p. 243-258 pp.
- Nelson, S. A., y Livieres, R. A., 1986, Contemporaneous Calc-Alkaline and Alkaline Volcanism at Sangangley Volcano Nayarit-Mexico, Geological Society of American Bull., 97, p. 798-809.
- Nelson, S. A., y Hegre, J., 1990, Volcan Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene Trachyte-peralkaline, Rhyolite Volcano in the Northwestern Mexican Volcanic Belt, Bull. of Volcanogy, 52, 3, p. 186-204.
- Ness, G. E., Lyle, M. W., y Lonseth, A. T., 1985, Revised Pacific North America, Rivera and Cocos Relative Motion Poles Implications for Strikes-Slip Motion Along the Trans-Mexican Volcanic Belt, Resúmenes de la Reunión Anual de la UGM,
- Nieto, O., J., Delgado Argote, L. A., y Damon, P. E., 1985, Geochronologic, Petrologic and Structural Data Related to Large Morphologic Features Between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt., Geofísica Internacional, 24, 4, p. 623-663.
- Nieto, O., J., 1992, Reflexiones sobre la tectónica Neogénica del centro-occidente de México, la Reunión sobre la Evolución Geológica de México, Guadalajara, Jalisco: Universidad de Guadalajara, Centro de Ciencias de la Tierra, p. 14.
- Nieto Obregon, J., L.A. D. A., y P.E., D., 1981, Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas, Asoc. Ing. Min. Met. y Geol. Mex., Mem. técnica XIV, p. 327-361.
- Nieto Obregón, J., Urrutia Fucugauchi, J., Cabral Cano, E., y Guzman de la Campa, A., 1989, Evidence of a listric component in the America River Fault: Implications of motion on the Jalisco Block., Geological Society of America Abstracts with Programs, p. A92.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armoströng, R. L., y Harakal, J. E., 1987, K-Ar and Geologic Data Bearing on the Age and Evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Geof. Int., 26, 1, p. 109-158.
- Ojeda, J., y Mapes, E., 1963, Reconocimiento geológico-minero del area cinco minas, Jalisco, C.R.M.,
- Ordóñez, E., 1894, Un fragmento de roca granítica encontrado en el volcán Ceboruco, México, Naturaleza, II, p. 418.
- Ordóñez, E., 1897, Les volcans Colima et Ceboruco, Soc. Cient. Ant. Alz., Mem. II, p. 325-333.
- Ordóñez, E., 1902, Les Dernieres eruptions du Volcan de Colima, Soc. Cient. Ant. Alz., 20, p. 99.
- Ordóñez, E., Prado, y Tapia, F., 1902, Los Volcanes de Zacapú, Michoacán, México, Soc. Cient. Ant. Alz. Mem., 18, p. 257.
- Ordóñez, E., Prado, y Tapia, F., 1905, Los Volcanes de Zacapú, Michoacán, México, Soc. Mich. Bol., 1, 25, p. 197.
- Ordóñez, E., 1917, Paricutín Newest Volcano, Now fifteen months old, Mexico, Min. Met., 25, no. 450, p. 294.

- Ordóñez, E., 1943, The new volcano of Parícutin, Mexico, *Am. Assoc. Petrol. Geolog.*, 62, p. 223.
- Ordóñez, E., 1943, Birth of a New Volcano (Parícutin) in Michoacan, Mexico, *Min. Met.*, 24, 439, p. 314.
- Ordóñez, E., 1943, El volcán Parícutín, *Irrigacion Mexicana*, Anuario, 24, 4, p. 5.
- Ordóñez, E., 1945, Les Cahiers de L.I.F.A.L., Un Nouveau Volcan Mexicain Le Parícutin, *Inst. Franc. Am. Lat.*, 19.
- Ordóñez, E., 1947, Actividad del volcán de Parícutín durante el año de 1947, In C. I. Cient. (Eds.), *Anuario Mexico*: p. 145.
- Ordóñez, E., 1949, Actividad del volcán de Parícutín durante el año de 1948, *Com. Imp. Coord. Inv. Cient.*.
- Orozco, y Berra, M., 1857, La Laguna de Chapala, *Bol. Soc. Mex. Geog. y Estad.*, 5, p. 153-165.
- Ortigoza, C., F., Changkakoti, A., Morton, R. D., y Gray, J., 1992, Geoquímica de Isótopos de Sr en Barita de los Yacimientos de La Minita, Michoacán, México, 1a. Reunión sobre la Evolución Tectónica del Occidente de México, Guadalajara, Jalisco: Universidad de Guadalajara, Centro de Ciencias de la Tierra, p. 15.
- Ortigoza Cruz, F., 1984, Geología de la región de Cuale, Jalisco. Escala 1:50000, *GEOS, boletín*, época, II, num.3, p. .
- Pal, S., y Fucugauchi, J. U., 1977, Paleomagnetism, Geochronology and Geochemistry of Some Igneous Rocks from Mexico and their Tectonic Implications, *Proc. IV Int. Gondwana Symp.*, Calcuta: p. 814-831.
- Palmer, R. H., 1926, Tectonic Setting of Lago de Chapala (Mexico), *Jalisco*, *Pan. Am. Geol.*, 45, 2, p. 125-134.
- Palomino Huerta, C. G., 1980, Distrito minero Cuale, Jalisco. Situación actual y sus perspectivas futuras, *Ing. Minas y metalurgia*, Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería, 57 pp.
- Pantoja, A. J., 1959, Estudio Geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán., *Consejo de Recursos Naturales no renovables Boletín*, 50, p. 1-33.
- Pantoja, A. J., Estrada, B., y Alencaster, G., 1978, Secuencia estratigráfica del Cretácico Inferior de la mina El Encino, municipio de Pihuamo, Jalisco, *Geol. Nal.*, Mexico: p. 28.
- Pantoja, A. J., 1992, Nuevas aportaciones al Tethys occidental de México, 1a. Reunión sobre la Evolución Geológica de México, Guadalajara, Jalisco: Universidad de Guadalajara, Centro de Ciencias de la Tierra, p. 16.
- Pantoja Alor, J., 1957, Bosquejo geológico de la región de Huetamo, Michoacán, *Ingeniero Geólogo*, ESIA, IPN, 87 pp.
- Pardo, M., y G. Suárez, 1992, Morfología de la Subducción en el sur de México, Jalisco-Oaxaca, *GEOS, Bol. U. G. M.*, 12, 5, p. 79.
- Pardo, M., y G. Suárez, 1993, Morphology of the Subduction Rivera Plate beneath the Jalisco Block in Western Mexico, Submitted to *GRL*.
- Pasquaré, G., y Zanchi, A., 1985, Cenozoic Volcanism and Tectonics in West Central Mexico, *Rend. Acad. Naz. Lincei*, 95, p. 293-301.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L., y Zanchi, A., 1987, Morphological and Structural Model of Mexican Belt, *Geofísica Internacional*, 26, 2, p. 159-176.
- Peña Buendía, A., 1962, Bosquejo geológico de la región de Minatitlán, Colima y Tuxcacuesco, Jalisco y Levantamiento magnetométrico del yacimiento de Peña Colorada, Colima, *Ing. Geólogo*.

ESIA.IPN, 65 pp.

Peters, R. B., 1951, A Preliminar Report on the Geography of Lake Chapala and the Possibility of its Being the Site of Late Pleistocene Mn. Assoc. Pacif. Coast. Geograph., 48 pp.

Pérez, P. A., 1946, Informe sobre el volcán de Parícutín, Bol. Min. Petrol., 17 num. 10, p. 3.

Pineda Ramírez, A., 1959, Bosquejo geológico de la región de Cihuatlán Jalisco y levantamiento magnético del Cerro de la Mina, Ing. Geologo, ESIA. IPN, 78 pp.

Pough, F. H., 1948, The Fifth anniversary of Parícutin (volcano), Science, 107. num. 2790, p. 635.

Pough, F. H., 1949, Volcanes (Parícutín), Michoacán, Rev. Min. Petrol., 15, 188, p. 24.

Pough, F. H., 1951, The birth and growth of a volcano, Endeavour, 10. num. 37, p. 50.

Pradal, E., y Robin, C., 1985, Decouvertel d'une Caldera Majeure Associée au Champ Géothermique "Los Azufres" (Mexique), C.R. Acad. Sc. Paris, 11, 14, p. 301-316.

Prieto Cabrera, M., 1964, Estudio geológico para seleccionar la ubicación de una boquilla en el proyecto de presa La Yesca en el Edo. de Jalisco, Ing. geólogo, ESIA.IPN, 82 pp.

Prol, R. M., Sugrobov, V. M., Sminorv, Y. B., Flores, L., G. Juárez, Gorshkov, A. P., Bondarentko, V. G., Rashidov, V. A., Nedopekin, L. M., y Gavrily, V. A., 1984, Variaciones en el régimen tectónico a lo largo de la trinchera Mesoamericana, Reunión de la Unión Geofísica Mexicana, La Paz, Baja California Sur México:

Puga, G. B., 1889, La última erupción del volcán de Colima, Memorias Soc. Cient. Antonio Alzate, 3, p. 97.

Quijano, J. L., y Chacón, 1982, Evaluación geoquímica de las zonas geotérmicas de Ixtlán de los Hervores y de los Negritos, Michoacán, México, CFE, Informe técnico, 22 pp.

Quintero Legorreta, O., y Suter, M., 1992, Tectónica extensional activa en la porción centro-occidental de la Faja Volcánica Mexicana, VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España: p. 151-156.

Raymond, J., 1943, A Volcano is Born (February 20, 1943 the Eruption Began Near Parangaricutiro and Parícutín in Michoacán, México), Mexican Life., 19, 5, p. 15-51.

Rees, J. D., 1970, Parícutín Revisited a Review of Man's Attempts to Adapt to Ecological Changes Resulting Catastrophe, Geoforum, 4, p. 7-25.

Rees, J. D., 1979, Effects of the Eruption of Parícutín Volcano on Landforms, vegetation, and human occupancy, en: Sheets, P. D., and D. K. Grayson, Volcanic Activity and Human Ecology, . N.Y. U.S.A.: 249-291 pp.

Reid, M. R., 1983, Parícutin Volcano Revisited: Isotopic and Trace Element Evidence for Crustal Assimilation, EOS, Transactions Am. Geophys. Union., 64, p. 907.

Reyes, L. A., 1961, Las Nuevas Solfataras del Volcán de Colima, México, UNAM, Inst. Geología, Bol., 61, p. 73-75.

Reyes, C. A., y Brune, J. N., 1976, Surface wave Observations Accross the Mexican Plateau and the Sierra Madre Occidental, EOS, 57, p. 951.

Reyes Vermont, P., 1979, Estudio de la zona geotérmica de Araró Michoacán, Ing. geofísico, Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de ingeniería, 49 pp.

Reynoso, M., y M., L., 1870, El volcán de Jorullo, Soc. Mex. Geog. Estad. Bol., 2, p. 561.

Richards, A. F., 1953, The Eastern Revillagigedo Islands Investigación, Scripps Inst. Ocean., La Jolla, California, unpublished.

Richards, A. F., y L.W., W., 1954, Operation Cremation (Bosquejos volcano San Benedicto Island), Nat. Hist., 63. Num. 2, p. 56.

- Richards, A. F. (Ed.), 1957, Volcanism in eastern Pacific Ocean Basin. (1945-1955). XX Congreso Geológico Internacional.
- Richards, A. F., 1964, Geology of the Islas Revillagigedo, Mexico IV. Geology and petrography of isla Roca Partida, Geol. Soc. Am. Bull., 75, p. 1157-1164.
- Richards, A. F., 1965, Geology of the Islas Revillagigedo. 3. Effects of erosion on Isla San Benedicto 1952-61, on Isla San Benedicto 1952-61. Following the birth of volcan Barcena, Bull. Volcanol., 28, p. 381-403.
- Robin, C., 1982, Mexico, en: Andesites, Thorpe R. S. ed., Chichester: Wiley, 137-147 pp.
- Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J. M., Goorgood, A., y Vicent, P., 1987, Mixed Magma Pyroclastic Surge Deposits Associated with Debris Avalanche Deposits at Colima Volcanoes Mexico, Bulletin of Volcanology, 52, p. 391-403.
- Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J. M., Goungaud, A., y Vicent, P., 1987, Eruptive History of Colima Volcanic Complex (Mexico), Journal Volcanol. Geo. Res., 31, p. 99-113.
- Robin, C., Gourgod, A., y Boudal, C., 1988, Magma Juvenile Basique Associé Aux Evenements de Type Saint Helens Dans les Volcans de Colima (Mexique), Acad. Sci. Paris, II, 307, p. 813-818.
- Robin, C., y Komorosowski, J. C., 1989, Mafic Juvenile Fragments from Pyroclastic Surge Deposits Associated with Debris Avalanche at Nevado de Fuego de Colima Volcanoes, Mexico, IAVCEI General Assembly, Santa Fe, N.M.: IAVCEI General Assembly, p. 223.
- Robin, C., Komorowski, J. C., Boudal, C., y Mossand, R., 1990, Mixed-Magma Pyroclastic Surge Deposits Associated with debris Avalanche Deposit at Colima Volcanoes. Mexico, Bull. Volcanol., 52, 5, p. 391-404.
- Robin, C., Camus, G., y Gourgand, A., 1991, Eruptive and magmatic Cycles at Fuego de Colima Volcano Mexico, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 45, 3-4, p. 209-225 pp.
- Rodey Batiza, D. A., 1985, Petrology Evolution of Foiled Rifts in the Eastern Pacific: petrology of Volcanic and Plutonic Rock from Mathematician Ridge Area and the Guadalupe Trough, Journal of Petrology, 26, 3, p. 564-602.
- Rodríguez Elizarrarás, S., Siebe, C., Komorowski, J.-C., Espíndola, J. M., y Saucedo, R., 1991, Field Observations Block-and-Ash Flow Deposits Emplaced April 16-17, 1991 at Volcan de Colima, Mexico, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 48, 3-4, p. 399-412.
- Rodríguez Aldaco, V., 1960, Estudio Geológico regional de la zona ferrífera de Pihuamo, Jalisco, Ingeniero geólogo, Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería, 98 pp.
- Rodríguez Aldaco, R., 1969, Exploración geológica de los cuerpos de brecha mineralizados en el Distrito Minero de Inguarán, Michoacán, Ingeniero geólogo, Universidad Autonoma de México. Facultad de Ingeniería, 73 pp.
- Rodríguez Elizarrarás, S., Siebe, C. G., Espíndola, J. M., Komorowski, J. C., y Saucedo, R., 1991, The April 16, 1991 Eruptive event in Colima Volcano: A Preliminary Report, In R. R. K. y A. L. Carreño (Eds.), Convención sobre la Evolución geológica de México Pachuca, Hgo.: UNAM-IICT-SMM-SEP,
- Rodríguez Elizarrarás, S., 1991, Geología del Volcán de Colima Estados de Jalisco y Colima, Maestría, Instituto de Geología, UNAM, 147 pp.
- Rodríguez Herrera, A., 1970, Estudio geológico para el proyecto de la presa Minatitlán sobre el Río Maravasco en el municipio de Minatitlán, Edo. de Colima, Ingeniero geólogo, Universidad Nacional Autonoma de Mexico. Facultad de Ingeniería, 87 pp.
- Rodríguez Morales, D., 1969, Estudio geológico de la Región Minera de Angangueo, indicando

además los procesos de explotación que se llevan a cabo, Ingeniero en minas y metalurgia, Esc. Ing. Min. Met. U.G., 58 pp.

Rodríguez Vazquez, H., 1971, Estudio geológico de la región del Distrito Minero de Amalteá Cuale, Ingeniero en minas y metalurgia, Esc. Ing. Min. Met. U.G., pp.

Romero Martínez, S., 1961, Análisis geológico de la Zona de Coquimatlán, Colima y levantamiento Magnetométrico del cerro Náhuatl, Ingeniero Geólogo, ESIA. IPN., pp.

Rosales, M. B., 1947, Observations Concerning the Volcanic ash of the New Volcano Parícutin in Mexico, *Rocks. Miner.*, 22, 3, p. 211.

Rosales Gómez, J., 1971, Estudio geológico en la exploración del cobre en el área de la Colmilluda, municipio Churumuco, Michoacán, Ingeniero geólogo, ESIA, IPN, pp.

Rosas, E. J. G., 1981, Estudio geológico de las zonas geotérmicas Ixtlán de Los Hervores - Los Negritos, Michoacán, Licenciatura, IPN, 76 pp.

Rosas, E. J. G. y J. Urrutia, 1992, Magnetoestratigrafía volcánica de la zona geotérmica Ixtlán de los Hervores-Los Negritos, Michoacán, México: Resultados Preliminares, *Geof. Internal.*, v.31, n. 4, pp. 443-466.

Rubio Gragedo, A., 1983, Aprovechamiento hidroeléctrico de Jalisco, In Atlas Copco México D.F.: pp. 5-10.

Sabatini, V., 1908, Il Vulcano Colima, *Real Com. Geol. Italia, bol.*, 39, p. 279.

Salazar, S. L., 1931, Los Geysers de Iztlán (México) Fenómenos Post-Volcánicos, *Inst. Geol. Mex.*, 1-5, p. 422.

Sampeiro Peniche, A., 1960, Reconocimiento Geológico de la Boquilla de Santa Rosa sobre el Río Santiago en el Estado de Jalisco., Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México., 46 pp.

Sapper, K. T., 1919, Ueber Hornitos Und Verwandte Gebilde (Jorullo), *Zeitschr F. Mit. Textfig U. 5 Taf. I-IX, Volk 5, 1*, p. 1.

Sartorius, C., 1869, Eruption of The Volcano of Colima in June 1869, *Am. Jour. Sc.*, III, 2, p. 381.

Sartorius, C., 1869, Eruption of The Volcano of Colima in June 1869, *Smiths Inst. Anal. Rep.*,

Saunders, H. D., 1859, Note Sur la Formation du Volcan de Jorullo (Mexique), *Soc. Vandoise. Sc. Nat. Bull.*, 6, p. 195.

Sánchez, P. C., 1935, Importancia geográfica del Eje Neovolcánico, cordillera que atraviesa la República Mexicana del E al W sensiblemente sobre el paralelo 19, . México: Pan. Am. Inst. Geog. Hist. Publ., II pp.

Schmitter, E., 1945, Estudio Petrográfico de Lavas y Productos Piroclásticos, Determinación de las Formas Cristalinas e Índices de Refracción de Algunos de los Sublimados del Volcán, en el Parícutín, Instituto de Geología, México, p. 113-131.

SEAN, 1988, Colima Volcano (Mexico), *SEAN, Bull.*, p. 14.

Segerstrom, K., y Gutiérrez, C., 1947, Activity of Parícutin Volcano from May 4 to September 8, 1946, *Am. Geophys. Union. Trans.*, 28, 4, p. 559.

Segerstrom, K., 1950, Erosion studies at Parícutín. State of Michoacán, México, U.S. Geol. Survey, Bull., 965-A, p. 1-64.

Segerstrom, K., 1960, Erosion and related phenomena at Parícutín at 1957, *Geol. Survey*, 1004-A, p. 1-18.

Serpa, L., Katz, C., y Skidmore, C., 1990, Potential Field Studies South of Volcan de Colima, "Colima Volcano" Second National Reunion, Colima, Col.: p. 36.

- Serpa, L., S. Smith, Katz, C., Skidmore, C., R. Sloan, and T. Pavlis, 1992, A geophysical investigation of the Southern Jalisco Block in the state of Colima, Mexico, *Geof. Internal.*, v. 31, n. 4, pp. 475-492.
- Sheridan, M. F., Siebe, C., Hahle, A., y Abrams, M. J., 1990, Remotely Sensed Data for Volcanoes of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Symposium: The tectonics, Geophysics and Volcanism of Mexico, New Orleans:
- Sheridan, M. F., y Macias, J. L., 1992, Pc Software for 2-Dimensional Gravity- Driven Flows Applications to the Colima and Chichón Volcanoes, Mexico, 3o. Reunión Nacional "Volcán de Colima" y 2a. Reunión Internacional de Vulcanología, Colima, Col.: Universidad de Colima,
- Shor, G. G., Raitt, T. W., Henry, M., Bentley, L. R., y Sulton, G. H., 1973, Anisotropy and Crustal Structure of the Cocos Plate, *Geof. Internal.*, 13, 4, p. 337-362.
- Shrock, R. R., 1946, Sedimentation and Wind Action Around Volcan Paricutin, Mexico, *Acad. Sc. In. Proc.*, 55, p. 117.
- Shurbet, D. H., y Cebull, S. E., 1984, Tectonic Interpretation of the Trans-Mexicano Volcanic Belt, *Tectonophysics*, Elsevier Sci. pub., 101, p. 159-165.
- Silva Mora, L., 1979, Contributions a' la Connaissance d'axe Volcanique Trans-Mexican. Etude Géologique et Pétrologie des Laves du Michoacan Nord Oriental, Doctoral, Univ. d'Aix Harseille III, 3eme Cycle, 146 pp.
- Singh, S. K., Ponce, L., y Nishenko, S. P., 1985, The Great Jalisco, Mexico Earthquake of 1932 and the Rivera Subduction Zone, *Bull. Seis Soc. Am.*, 75, p. 1301-1314.
- Singh, S. K., y F. M., 1991, Source Time Funtion of Large Mexican Subductuion Earthquakes, Morphology of the Benioff Zone, age of the plate and their Tectonic Implications., *Jorunal of Geophys Res.*, 96, p. 21487-21502.
- Snodgrass, J. M., y Richards, A. F., 1956, Observations of Underwater Volcanic Acoustics at Barcena Volcano, San Benedicto Island, Mexico and in Skelikof Strait, Alaska, *Am. Geophys. Union Trans.*, 37, 1, p. 97.
- Sobota, K. F., 1967, Los Estudios Sobre el Ciclo de la Actividad del Volcán de Colima. Jalisco en los Años 1894-1965., *Geología y Metalurgia.*, 3, 20, p. 73-95.
- Solís Vorrath, J., 1961, Bosquejo Geológico General de una Parte de los Estados de Jalisco y Colima, Licenciatura: Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México, 71 pp.
- Sosa, A. H., 1952, Excursión al Cráter del Volcán de Fuego de Colima, *Soc. Mex. Geog. Estad. Bol.*, 73, 1, p. 153.
- Stoopes, G. R., y Sheridan, M. F., 1988, Smithsonian Hazard related to Giant Debris Avalanches from Volcan the Colima and Nevado de Colima Mexico, "Colima Volcano Second National Reunion", Colima, Col. Mexico: Universidad de Colima, p. 15-16.
- Stoopes, G. R., y Sheridan, M. F., 1989, Large Debris Avalanches from volcan de Colima and Nevado de Colima Mexico and Related Hazards, Symposium on Tectonics Geophysics and Volcanism of Mexico, p. 32-34.
- Stoopes, G. R., y Sheridan, M. F., 1989, Giant Holocene Debris Avalanches from Volcan Colima Mexico in Continental Magmatism, New Mexico Bureau of Mineral Resources Bull., 131, p. 258.
- Stoopes, G. R., y Sheridan, M. F., 1990, Hazards Related to Giant Volcanic Debris Avalanches from Volcan de Colima, Mexico, 2o. National Reunion and 1o. International Reunion in Vulcanology Colima., Colima, Col.: p. 15-16 pp.
- Stoopes, G. R., 1991, Studies of Two Giant debris avalanche from Volcan Colima Complex, Master of Science, Tampa Arizona State University, 132 pp.
- Stoopes, G. R., y Sheridan, M. F., 1992, Giant Debris Avalanches from the Colima Volcanic

- Complex, Mexico: Implication for Cone-Runout Landslides (>100 km) and Hazard assesment, 2a. Reunión del Volcán de Colima, 20, 4, p. 299-302.
- Suárez, G., y L. Ponce, 1986, Intraplaate Seismicity and Crustal Deformation in Central Mexico, EOS Transactions of the American Geophysical Union, 67, p. 1114.
- Suárez, G., P. Ligorria y L. Ponce, 1992, Preliminary crustal structure of the coast of Guerrero México, using the minimum apparent velocity of refracted waves, Geof. Internal., 31, pp. 247-252.
- Suárez, G., T. Monfret, G. Wittlinger, y C. David, 1990, Geometry of Subduction and Depth of the Seismogenic Zone Guerrero., Nature, 345, p. 336-338.
- Templos, L. A., 1982, Estudio geoquímico detallado del campo geotérmico la Vega, Jalisco, CFE, 19pp.
- Templos, L. A., 1982, Geoquímica preliminar de la zona geotérmica de Hervores de La Vega Jalisco, México, CFE, 11pp.
- Terrell, D. J., y Armienta, M. A., 1985, Patrón de Gases Nobles en algunas Rocas Igneas del Eje Volcánico Mexicano, Unión Geofísica Mexicana., 3, p. 26.
- Tharp, T. M., 1985, Mechanical Analysis of the Mexican Ridges Fold Belt, 1985 Spring Meeting, AGU, p. 376.
- Thorpe, R. S., I.L., Gibson, y J.S., Vizcaíno, 1973, Andesitic Pyroclastic Flows from Colima Volcano, Nature, 265, p. 724-725.
- Thorpe, R. S., y Francis, P. W., 1975, Volcan Ceboruco: a major composite volcano of the Mexican volcanic belt, Bull. Volc., 39, p. 201-213.
- Tibaldi, A., 1986, Studio Strutturale dell'area Cuitzeo-Patzcuaro e Geologico -Strutturale dell'area di Talpujahuá, Messico, Univ. of Milan Italy, 35 pp.
- Tibaldi, A., 1989, Latest Miocene-Quaternary Tectonics of the Western-Central Mexican Volcanic Belt: From a Left-Lateral Shear to a Triple Junction- Transtension Zone, EOS, Transaction American Geophysical Union, 70, 43, p. 1309.
- Tibaldi, A., 1989, The Pleistocene Fault Pattern in Northern Michoacan Mexico an Example of Three Dimensional Strain, Annales Tectonicae, 3, 1, p. 34-43.
- Trask, P. D., 1943, The Mexican Volcano Paricutin, Science, 98. num. 2554, p. 501.
- Trask, P. D., 1945, Early history of The Mexican Volcano Paricutin, Am. Geophys. Union, An. Mtg. Trans., XXV, 4, p. 617.
- Truchman, M., y R.L., L., 1973, tectonic lineaments on the Cocos Plate, Earth Planet. Sc. Let., 17, p. 426-432.
- Uribe Afif, R., 1991, Consideraciones Geológicas sobre la Unión Triple de Jocotepec, Estado de Jalisco al Occidente de la Faja Volcánica Transmexicana, Convención sobre la Evolución Geológica de México, Pachuca, Hidalgo: UNAM, U.A.H., S.M.M. y S.E.S.I.C., p. 223.
- Urquiza, M., 1872, Informe del Ingeniero encargado de reconocer la Sierra de Ucareo, Michoacán, para Averiguar las probabilidades de una erupción volcánica, Soc. Mex. Geogr. Estad. Bol., 16, p. 586.
- Urquiza, M., 1906, Informe sobre los temblores y volcanes de Agua Fría y Jarapeo, Soc. Mich. Geog. Estad. Bol., 2, num. 8, p. 61.
- Urrutia Fucugauchi, J., 1975, Estudio tectonofísico sobre la Placa de Cocos, Ingeniero geofísico, Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería, 85 pp.
- Urrutia Fucugauchi, J., 1976, Estudio Paleomagnético de rocas igneas del noreste del estado de Jalisco, México, Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México. facultad de Ciencias, 87 pp.

- Urrutia Fucugauchi, J., y Pal, S., 1979, Paleomagnetic Data from Tertiary Igneous Rocks, Northeast Jalisco. Mexico, *Earth Planet Sci. Letters*, 36, p. 202-206.
- Urrutia Fucugauchi, J., 1980, Paleointensity determination and k-Ar dating of the Tertiary northeast Jalisco volcanics, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 63, p. 601-618.
- Urrutia Fucugauchi, J., D.J., Morán, y O., Campos, 1985, Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y magnetismo de rocas en el Campo Geotérmico de los Azufres, Michoacán. Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, inédito.
- Urrutia Fucugauchi, J., Negrete, A. R., Salgado, S. V., Reyes, S. S., Granados, H. D., Enríquez, J. O. C., y Zenteno, D. J. M., 1988, Paleomagnetismo y magnetoestratigrafía de la Sierra de la Primavera, Jalisco, *Geofísica Internacional*, 27, No.3, p. 395-414.
- Urrutia Fucugauchi, J., y Böhm, H., 1988, Tectonics Along the Trans-Mexican Volcanic Belt according to Paleomagnetic Data., *Phys. Earth Planet Inter.*, 52, p. 320-329.
- Valencia, R. F., 1943, El Volcán de Guizutziro (Parícutín), informe de la Expedición Científica organizada por el Instituto de Geología y realizada por los profesores universitarios, *Rev. Mex. Geol.*, 4. Num.1, p. 59.
- Vargas Romero, A., 1984, Evaluación de la información geohidrológica del área de Guadalajara, Jalisco, Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería. 85 pp.
- Venegas, S., Herrera, J. J., y Maciel, R., 1985, Algunas Características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus Recursos Geotérmicos, *Geofísica Internacional*, 24, 1, p. 47-81.
- Verma, S. P., M. L., Martínez, y D.J., Terrell, 1985, Geochemistry of Tertiary Igneous Rocks from Arandas-Atotonilco Area, Northeast Jalisco. Mexico, *Geofísica Internacional*, 24, p. 31-45.
- Verma, S. P., 1985 (ed.), Mexican Volcanic Belt, *Geof. Internal.*, 24, 1, p. 1-216.
- Verma, S. P., 1985 (ed.), Mexican Volcanic Belt, *Geof. Internal.*, 24, 4, p. 459-714.
- Verma, S. P., 1987 (ed.), Mexican Volcanic Belt, *Geof. Internal.*, 26, 1, p. 1-162.
- Verma, S. P., 1987 (ed.), Mexican Volcanic Belt, *Geof. Internal.*, 26, 2, p. 163-340.
- Verma, S. P., y Dobson, P. F., 1987, Sr, Nd and Pb Isotopic Evidence for Complex Petrogenetic Evolution of Silicic Lavas in the los Azufres volcanic Field, Michoacan, Mexico, *EOS, Trans. AGU*, 68, p. 1520.
- Verma, S. P., y Hasenaka, T., 1987, Nd and Sr Isotopes in the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field Mexico, *EOS Trans. AGU*, 68, 463, p. .
- Verma, S. P., 1987, Mexican Volcanic Belt: Present State of Knowledge and Unsolved Problem., *Geofísica Internacional*, 26, 3, p. 309-340.
- Verma, S. P., y Nelson, S. A., 1989, Isotopic and Trace Element Contrains on the Origin and Evolution of Alkaline and Calcalkaline Magmas in the Northwestern Mexican Volcanic Belt, *Journal Geophysics Res.*, 94, p. 4531-4544.
- Villafana, A., 1907, El volcán de Jorullo, *Instituto de Geol. Mex. Parerg.*, 3, p. .
- Villaseñor, P. J., 1853, Barranca del Tecuán (Chapala, Jalisco), *Inst. Geol. Mex.*, 4, p. 541.
- Waitz, P., 1905, Volcan de San-Andrés y Región Geyserrana de Tajimaroa y Morelia, Michoacán., *Soc. Mich. Geogr. Estad. Bol.*, 1, 17, p. 132.
- Waitz, P., 1906, Le Volcan de Colima, *Cong. Geol. Inter. (X) Mexico. Guia Excur.*, 13, p.
- Waitz, P., 1915, Der Gegenwertige Stand der Mexikanischen Vulkane und Die Letzie Eruption das Vulkane von Colima, . Berlin: 91 pp.
- Waitz, P., 1920, Nubes Ardientes Observadas en las Erupciones del Jorullo. (1759), del Ceboruco (1870) y del Volcán de Colima (1913), *El Volcán del Jorullo, la Nueva Actividad y el*

- Estado Actual del Volcán Popocatepetl, Soc. Cient. Ant. Alz. Mem. y Rev., 37, 4, p. 267.
- Waitz, P., 1936, Datos Históricos y Bibliográficos acerca del Volcán de Colima, Mem. Soc. Cientif. Antonio Alzate., 53, 9, p. 349-384.
- Waitz, P., 1943, El Nuevo Volcán de Parícutín (Michoacán, México), Irrig. Mex., 24, 4, p. 37.
- Walker, G. P. L., Wright, J. V., Clough, B. J., y Booth, B., 1981, Pyroclastic Geology of the Rhyolitic Volcano of La Primavera, Mexico, Geol. Rundsch., 70, p. 1100-1118.
- Wallace, P. J., y Carmichael, I. S. E., 1989, Minnete Lavas and Associated Leocities from the Western front of the Mexican Volcanic Belt: Petrology, Chemistry and Origin, Contr. Miner. Petrol., 103, p. 470-492.
- Wallace, P., Carmichael, I. S. E., Richter, K., y Becker, T. A., 1992, Volcanism and tectonism in western Mexico: a contrast of style and substance, Geology, 20, p. 625-628.
- Watkins, N. D., Gunn, B. M., Baksi, A. K., York, D., y Ade-Hall, J., 1971, Paleomagnetism, Geochemistry and Potassium-argon Ages of the Rio Grande de Santiago Volcanics, Central Mexico, Geol. Soc. Am. Bull., 82, p. 1955-1968.
- Webber, J. W., 1947, Jorullo, Mexico S. Second Youngest Volcano, Appalachia., 104, p. 477.
- Westland, A. J., 1944, The Parícutin Volcano (Mexico) and Associated Activity, Acad. Sc. Jour. Ala., 16, p. 61.
- White, D. E., 1945, Parícutin's Cyclic Activity (Mexican Volcano), Am. Geophys. Union (XX). Trans., 4, p. 621.
- Wicket, W. A., 1944, El Volcán Parícutín, Sierra Club. Bull., 29, 5, p. 67.
- Wilcox, R. E., 1947, Activity of Parícutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946, Am. Geophys. Union. Trans., 28, 4, p. 567.
- Wilcox, R. E., 1947, Activity of Parícutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946, Am. Geophys. Union. Trans., 28, 5, p. 725.
- Wilcox, R. E., 1948, Activity of Parícutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946, Am. Geophys. Union. Trans., 29, 1, p. 69.
- Wilcox, R. E., 1948, Activity of Parícutin Volcano. (Mexico). From Sept. 18 to Nov. 30, 1946, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 32, 12, p. 2315.
- Wilcox, R. E., 1951, Progressive Chemical Changes in the Lavas of Parícutin Volcano, Mexico, Am. Geophys. Union. Trans., 32, p. 327.
- Wilcox, R. E., 1954, Summary with Title, Origin of the Compositional Variation of the Lavas of Parícutin Volcano, Mexico, Science, 119, 3094, p. 515.
- Wilcox, R. E., 1954, Petrology of Parícutin Volcano, Mexico, U.S. Geol. Surv. Bull., 965 C, p. 281-353.
- Williams, H., 1945, Geologic Setting of Parícutin Volcano (Mexico), , 26, 2, p. 255.
- Williams, H., 1950, Volcanoes of the Parícutin Region, Mexico, U.S. Geol. Surv. Bull., 965, B, p. 165-279.
- Williams, H., 1952, Recent eruption on San Benedicto Island, Revillagigedo Group, Mexico, The Volcano Letter, 517, p. 7.
- Woolard, G. P., y Monges Caldera, J., 1956, Gravedad, Geología Regional y Estructura Cortical en Mexico, Anales Inst. de Geof., UNAM., 2, p. 60-112.
- Wopat, M. A., y Carmichael, I. S. E., 1984, Geology of the Santiago Canyon Near Tequila Mexico, EOS, Transaction AGU, 65, 45, p. 1145.
- Wopat, M. A., 1990, Quaternary Alkaline Volcanism and Tectonics in the Mexican Volcanic Belt Near Tequila, Jalisco, Southwestern Mexico, Doctoral, University of California, Berkeley. 280 pp.

- Wright, J. V., 1981, The Rio Caliente Ignimbrite: Analysis of a Compound Infra Plutonian Ignimbrite From a Major Late Quaternary Mexican Eruption, *Bull. Volcanol.*, 44, p. 189-212.
- Wright, J. V., y Walker, G. P. L., 1981, Eruption, Transport and Deposition of Ignimbrite: A Case Study From Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9, p. 111-131.
- Yokayama, I., y De la Cruz, R. S., 1990, Precursory e Earthquakes of the 1943 Eruption of Parícutín Volcano, Michoacan, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 34, p. 265-201.
- Zehele, W., 1932, Neue Quell-Kuppenpildudng in Colima Krater, *Zeitschr. Vulle.*, Bd XIV, 3, p. .
- Zenteno Zúñiga, E., 1984, Interpretación de Anomalias Aeromagnéticas en la Región Sur de Michoacán, Tesis Profesional: Ingeniero Geólogo., Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Zies, E. G., 1946, Temperature Measurements at Parícutín Volcano (Mexico) Michoacan, *Am. Geophys. Union Trans.*, 27, 2, p. 178.

CONSIDERACIONES ACERCA DE LA PETROGENESIS DE LOS INTRUSIVOS DE LA REGION DE ACAPULCO, BASADAS EN DATOS ISOTOPICOS DE Sr y Nd

Morán-Zenteno, D.J.,¹ Schaaf, P.,² Köhler, H.,² Böhnel, H.,¹ Urrutia-Fucugauchi, J.,¹

¹Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, CP 04510

México D.F.

²Mineralogisch-Petrographisches Institut, Theresienstr. 41, 8000 München 2, Alemania.

RESUMEN

La región comprendida entre Tierra Colorada, Acapulco y Cruz Grande, en el Estado de Guerrero, se caracteriza por la presencia de extensos plutones no deformados del Terciario que intrusionan a una secuencia metamórfica de la corteza media que incluye plutones deformados de una generación de magmatismo cretácico. Por su extensión y aparentes conexiones, la mayoría de los plutones no deformados parecen representar apófisis de una masa batolítica con una área de afloramiento aproximada a 2000 km². Los cuerpos mas prominentes de la región son los de Tierra Colorada-El Ocotito, Xaltianguis, Acapulco, San Juan Reparo, San Marcos-El Limón y Cruz Grande.

La composición modal de este grupo de plutones manifiesta principalmente variaciones en los campos de la cuarzo-monzodiorita y la granodiorita, aunque existen fracciones desde el gabro y la diorita hasta el granito de feldespato alcalino. La composición química de los plutones define una tendencia lineal dentro del campo calcalcalino para los diagramas K₂O+Na₂O vs SiO₂ y AFM.

Las relaciones iniciales de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr para los plutones, calculadas con base en las edades de biotita, varían dentro de un rango relativamente estrecho. Excluyendo a la fracción de cuarzo-sienita del Intrusivo de Acapulco, que tiene relaciones iniciales de

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0.706320, para el resto de los plutones varían entre 0.703842 y 0.704921. Por otra parte los valores del parámetro εNd inicial varían entre +1.54 y +3.36. Estos últimos valores contrastan con valores ligeramente negativos reportados para el intrusivo de Atoyac.

Al graficar los valores de ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr y ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de todos los plutones estudiados en un diagrama de isocrona se obtuvo un arreglo lineal que corresponde a una edad de 55±1 Ma. Esta línea de regresión es interpretada como una falsa isocrona producida por las diferentes edades de intrusión, diferentes grados de diferenciación y una incipiente pero variable contaminación de la corteza continental.

Los resultados obtenidos confirman inferencias previas en el sentido de que la margen suroccidental de México constituyó en el Terciario una zona de crecimiento de la corteza continental a partir de aportaciones significativas de materiales provenientes del manto empobrecido.

ABSTRACT

The area between Tierra Colorada, Acapulco and Cruz Grande, Guerrero State, is characterized by extensive outcrops of Tertiary, undeformed plutons, intruding middle crustal metamorphic sequences which are partly composed of Cretaceous deformed plutonic rocks.

Due to their extensive outcrops and apparent field connections, majority of

undeformed plutons seem to represent apophysis of a single batholith, covering an area of about 2000 Km². The most extensive plutons of this region are those of Tierra Colorada-El Ocotito, Xaltianguis, San Juan Reparo, San Marcos-El Limón, and Cruz Grande.

The modal composition characterize majority of the plutonic rocks as members of the quartz-monzodiorite to granodiorite fields, however, there are occurrences of gabbros and diorites, as well as granites and alkali-feldspar-granites. The chemical composition of the intrusives defined a linear trend within the calc-alkaline field in K₂O+Na₂O vs. SiO₂ and AFM diagrams.

Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values of the granitoides, calculated by using their biotite cooling ages, are relative widespread. Excluding a quartz-syenitic sample of the Acapulco Intrusive with ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr of 0.706320, data lie between 0.703843 and 0.704921. On the other hand, initial εNd values range between +1.54 and +3.36, in contrast with slightly negative values, obtained from the Atoyac Intrusive.

Rb-Sr data from all intrusives define a linear arrangement in an isochron diagram, yielding an age of 55±1 Ma. However, this regression line is to be interpreted in the sense of an errorchron, fortuitously produced by different intrusion ages, non uniform degrees of differentiation and slight, but variable, contamination from the continental crust.

The obtained isotopic results support earlier interpretations concerning the Tertiary southwestern margin of Mexico as a zone of continental crust growth

accompanied by significant contributions of depleted mantle derived magmas.

INTRODUCCION

La porción noroccidental del Terreno Xolapa (Figs. 1 y 2) está caracterizada por la presencia de extensos afloramientos de rocas metamórficas de la corteza media intrusionadas por plutones no deformados que varían en composición de granitos a dioritas. Dichos plutones forman parte de una cadena de cuerpos intrusivos que se encuentra emplazada a lo largo de la margen continental del occidente de México, desde Baja California hasta las costas del Estado de Oaxaca. En toda la extensión de dicha cadena los plutones intrusionan terrenos de diferente naturaleza petrológica y edad.

En la región de Acapulco los plutones no deformados se encuentran afectando, en relación postectónica, una secuencia metamórfica de facies anfibolita que presenta intercalados cuerpos intrusivos silíceos con una foliación muy marcada y con la presencia abundante de enclaves máficos ricos en biotita (Ortega-Gutiérrez, 1981; Alaniz-Alvarez, 1988; Morán-Zenteno, 1992). Estos intrusivos con foliación constituyen una generación de plutonismo más antigua cuyo periodo de ocurrencia ha sido estimado dentro del intervalo Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Morán-Zenteno, 1992).

De acuerdo con De Cserna (1965) los plutones no deformados de la región de Acapulco son troncos aislados con una composición variable de cuarzo-monzonita a granito. En el mapa elaborado por el mismo autor se pueden reconocer tres troncos intrusivos, que afloran respectivamente en

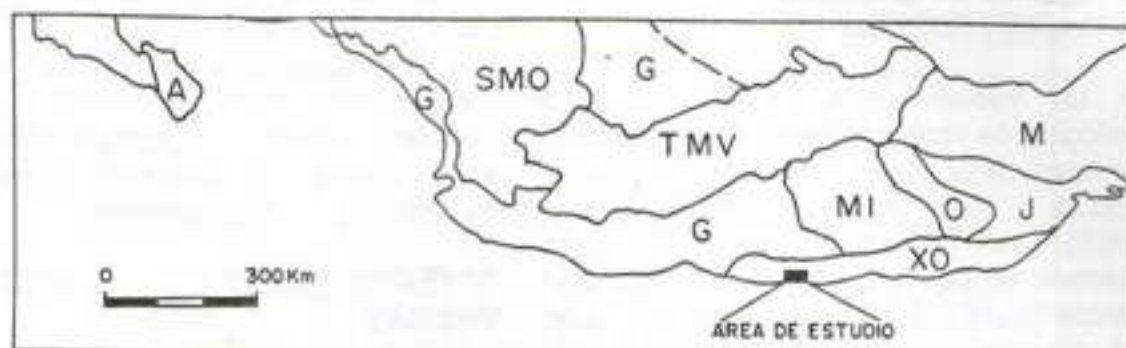


Fig. 1: Mapa de terrenos tectonoestratigráficos de la porción central de México, según Campa y Coney (1983). A=Alisitos, G=Guerrero, J=Juárez, M=Maya, MI=Mixteca, O=Oaxaca, XO=Xolapa, SMO=Sierra Madre Occidental, TMV=Eje Neovolcánico.

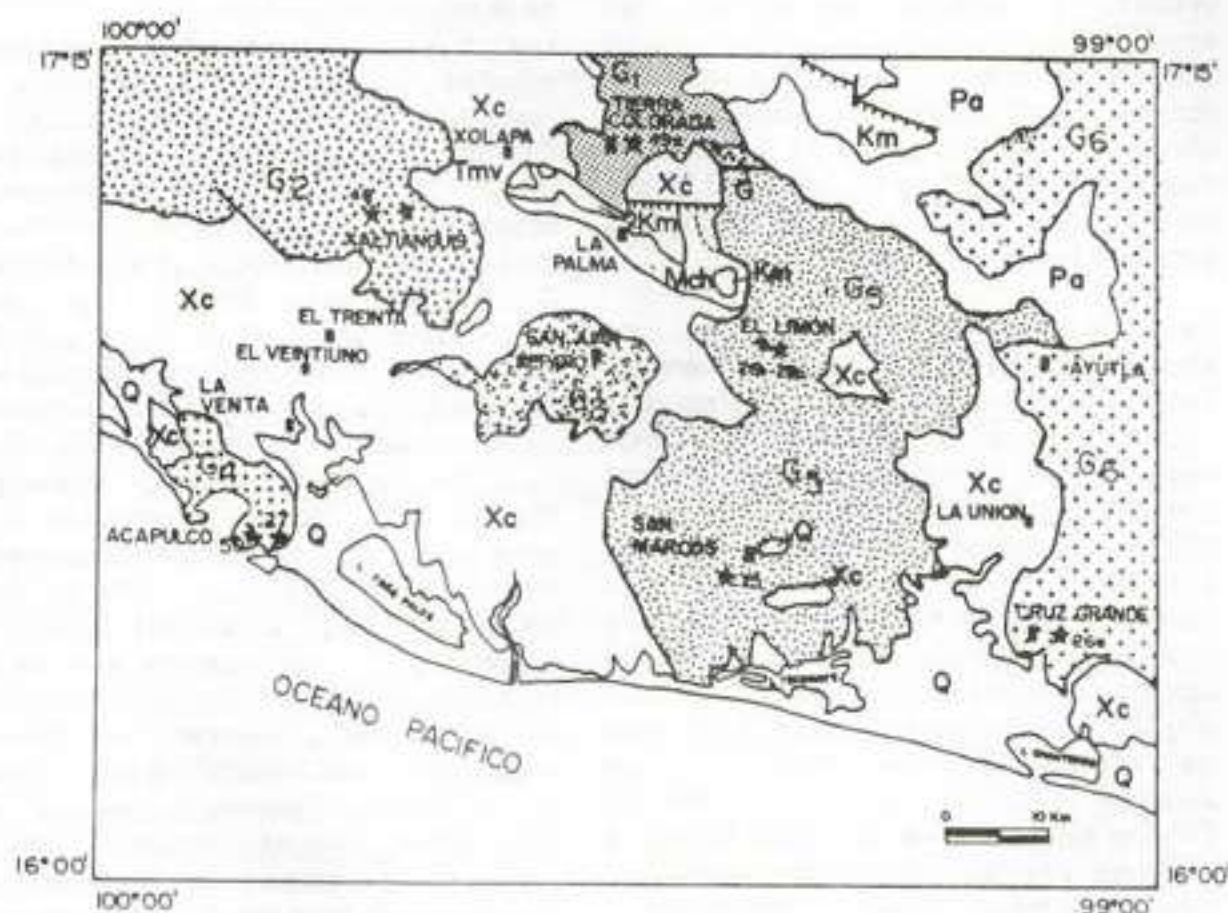


Fig. 2: Esquema geológico general de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande en el que se muestra la distribución general de los plutones terciarios no deformados. G1 Intrusivo de Tierra Colorada-El Ocotito; G2 Intrusivo de Xaltiangulis; G3 Intrusivo de San Juan del Reparo; G4 Intrusivo de Acapulco; G5 Intrusivo de San Marcos-El Limón; G6 Intrusivo de Cruz Grande; G Rocas plutónicas de edad y afinidad inciertas. Xc=Complejo Xolapa; MCh=Volcánico milonitizado (For. Chapolapa); Km=Form. Morelos; Pa=Complejo Acatlán; TmV= Terciario Volcánico. * Lugares del muestreo.

las regiones de El Ocotito-Tierra Colorada, Xaltianguis y Acapulco.

En un trabajo reciente de cartografía geológica de reconocimiento llevada a cabo por nosotros al norte y noreste de Acapulco, incluida el área estudiada por De Cserna (1965), se delimitaron otros intrusivos extensos no deformados en el sector San Marcos-El Limón y en las áreas de San Juan del Reparo y Cruz Grande (Fig. 2). Adicionalmente se observó que el intrusivo de Xaltianguis, que aparece en el mapa de De Cserna como un tronco relativamente pequeño, se extiende mas allá del área estudiada por el mismo autor por cerca de 300 km². De acuerdo a nuestras observaciones la superficie ocupada por los afloramientos de intrusivos en la región de Acapulco es superior a los 2000 km², lo que los convierte en un tipo de rasgo muy característico en esta región.

La extensión y proximidad de los afloramientos de los batolitos de Xaltianguis, Tierra Colorada, San Juan del Reparo y aquellos del sector San Marcos-El Limón sugieren que estos cuerpos plutónicos pueden formar a profundidad una masa batolítica continua. Otros batolitos extensos a lo largo del Terreno Xolapa han sido recientemente reportados en la cartografía geológica regional del INEGI (1985; 1989) y han sido también reconocidos por nosotros (Fig. 2). De acuerdo a estas observaciones los afloramientos de rocas intrusivas alcanzan el 50% de la superficie total del Terreno Xolapa, lo que da a dicho terreno la visión de un cinturón plutónico-metamórfico, más que la de un cinturón predominantemente metamórfico como tradicionalmente se le concebía.

En este trabajo presentamos los resultados isotópicos de Sr y Nd que hemos obtenido

de los plutones no deformados de la región de Acapulco-Tierra Colorada-Cruz Grande (Fig. 2) y discutimos, en conjunto con otros datos geoquímicos y petrográficos, las posibles relaciones petrogenéticas entre estos plutones, su fuente de procedencia y su ambiente de emplazamiento.

DETERMINACIONES PREVIAS

ISOTOPICAS

En la tabla 1 se presentan las determinaciones geocronológicas previas realizadas por otros autores en los intrusivos de la región de Acapulco.

Las primeras determinaciones basadas en estudios isotópicos corresponden a las realizadas por Larsen et al. (1958) y De Cserna (1974) que fueron realizadas por el método Pb- α en zircones. Los resultados obtenidos por estos autores en los intrusivos de Acapulco, Xaltianguis y Tierra Colorada-Ocotito varían entre 90 y 100 Ma. A pesar de la consistencia interna que presentan dichos datos, la edad de intrusión inferida de ellos no puede ser considerada confiable en virtud de que los fundamentos del método Pb- α han sido fuertemente cuestionados (Faure, 1986; Geyh y Schleicher, 1990, entre otros), especialmente en lo referente a los supuestos de que todo el plomo contenido en los minerales fechados es radiogénico y de que no han existido pérdidas de U, Th y Pb. La presencia de plomo no radiogénico en los minerales analizados puede afectar significativamente las inferencias geocronológicas en rocas magmáticas jóvenes, arrojando generalmente edades mayores a las reales. Este parece ser el caso de los intrusivos de la región de Acapulco, a juzgar por las edades más jóvenes inferidas posteriormente a partir de determinaciones de Rb-Sr (Guerrero-García, 1975) y K-Ar (López-Infanzón y Grajales Nishimura, 1984).

LOCALIDAD	ROCA	METODO	MATERIA	EDAD Ma	REFERENCIA
ACAPULCO	Granito	Pb-α	Zircón	98 ± 10	Larsen et al 1958.
XALTIANGUIS	Granito	Pb-α	Zircón	97 ± 10	Larsen et al 1958.
OCOTITTO (TIERRA COLORADA)	Granito	Pb-α	Zircón	96 ± 10	Larsen et al 1958.
ACAPULCO	Granito Rapakivi	Pb-α	Zircón	100 ± 10	Cserna et al 1974.
XALTIANGUIS	Granito	Pb-α	Zircón	90 ± 9	Cserna et al 1974.
ACAPULCO	Granito	Rb-Sr	Feldespatos K	> 80	Fries & Rincón- Orta 1965.
ACAPULCO	Granito	Rb-Sr	WR (isocrona de 4 puntos)	43 ± 7	Guerrero - García 1975.
ACAPULCO	Granitos	Rb-Sr	Biotita	48 ± 0.5	Guerrero - García 1975.
XALTIANGUIS	Cuarzo- monzonita	Rb-Sr	Biotita	31.5 ± 0.3	Guerrero - García 1975.
TIERRA COLORADA	Cuarzo monzonita	Rb-Sr	Biotita	36.6 ± 2	Guerrero - García 1975.
ACAPULCO	Intrusivo	K-Ar	Biotita		López - Infanzón & Grajales Nishimura, 1984.
XALTIANGUIS	Intrusivo	K-Ar	Biotita	27-50	López - Infanzón & Grajales Nishimura, 1984.
TIERRA COLORADA	Intrusivo	K-Ar	Biotita		López - Infanzón & Grajales Nishimura, 1984.

Tabla 1. Relación de determinaciones geocronológicas previas basadas en análisis isotópicos. Las edades de Rb-Sr reportadas por Guerrero García (1975) están calculadas de acuerdo a la constante de decaimiento $\lambda = 1.32 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

Guerrero-García (1975) llevó a cabo una determinación por el método Rb-Sr en roca entera y tres en concentrados minerales de biotita en el mismo grupo de plutones previamente estudiados por Larsen et al. (1958) y De Cserna et al. (1974). La línea de regresión de cuatro puntos de roca entera calculada por Guerrero-García para el Intrusivo de Acapulco arrojó una edad de 43 ± 7 Ma (basada en $\lambda = 1.47 \times 10^{-11}$ /año) con una relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7037. Esta edad fue considerada por Guerrero García como la edad de la intrusión, sin embargo es incompatible con la edad de 48 ± 0.5 Ma calculada de una determinación biotita-roca entera obtenida para el intrusivo de Acapulco en la misma investigación. Las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presentes obtenidas por el mismo autor en los plutones no deformados de esta región varían entre 0.7028 y 0.7072.

Otras determinaciones de Rb-Sr realizadas en concentrados de biotita por Guerrero-García (1975) para los intrusivos de la región de Acapulco corresponden a 31.5 ± 0.3 Ma y 36 ± 0.6 Ma obtenidas respectivamente de los plutones de Tierra Colorada-Ocotito y Xaltianguis.

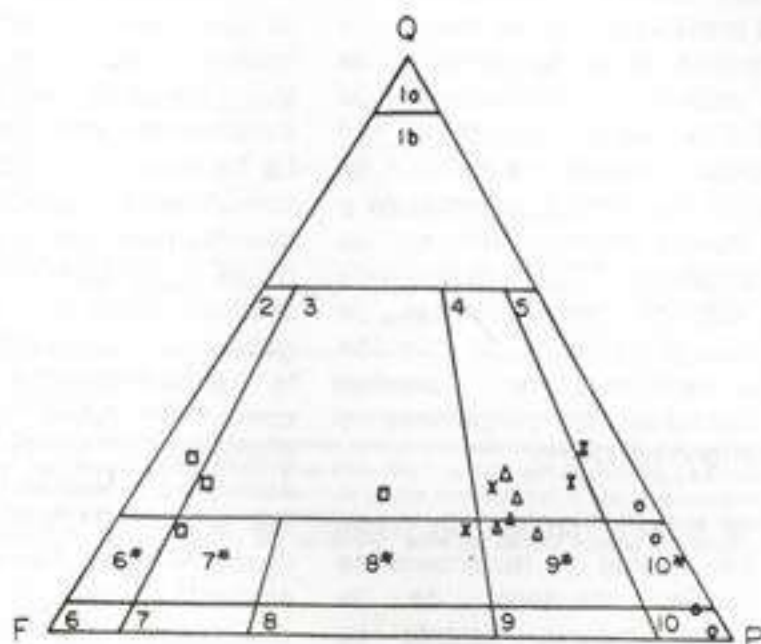
López Infanzón y Grajales Nishimura (1984) reportaron determinaciones de K-Ar en biotitas de los mismos plutones no deformados de la región de Acapulco-Tierra Colorada. Las edades obtenidas varían de 27 a 50 millones de años y deben ser consideradas, al igual que las edades de Rb-Sr en los mismos minerales, como edades de enfriamiento.

PETROGRAFIA Y GEOQUIMICA DE LAS ROCAS PLUTONICAS

La composición modal de los intrusivos de la región Acapulco-Tierra Colorada-Cruz Grande se presenta en el diagrama de Streckeisen (1976) de la figura 3. Como se puede observar dichos plutones varían desde gabros y dioritas hasta granitos de feldespato alcalino. Los intrusivos más extensos, sin embargo, varían dentro de los campos de la tonalita, granodiorita y cuarzo-monzodiorita, con algunas dioritas de hornblenda y biotita. La hornblenda y la biotita se presentan en proporciones variables, aunque esta última tiende a ser más abundante. Al microscopio la biotita presenta normalmente tonalidades de verde en luz paralela. Las hornblendas contienen frecuentemente en sus núcleos relictos de ortopiroxeno y clinopiroxeno, especialmente hacia las fracciones de cuarzo-monzodiorita. En pocos casos el piroxeno se vuelve el accesorio dominante.

Las rocas plutónicas en el área de San Marcos son principalmente cuarzo-dioritas y tonalitas equigranulares con plagioclasas zoneadas, así como hornblenda y biotita aproximadamente en la misma proporción. El plutón del área de Cruz Grande está compuesto por granodioritas y tonalitas en las que la biotita es el accesorio dominante; presenta también hornblenda y, en menor proporción, hiperstena, esfena y zircón.

El Intrusivo de Tierra Colorada presenta variaciones dentro de los campos de la cuarzo-monzodiorita y la granodiorita con biotita y hornblenda en proporciones similares. Uno de los detalles más característicos de este plutón es la presencia de relictos de hiperstena en el núcleo de las hornblendas.



- ACAPULCO
- SAN MARCOS EL LIMON
- x CRUZ GRANDE
- Δ TIERRA COLORADA
- * XALTIANQUIS

Campos dentro del diagrama. 2. Granito de feldespato alcalino, 3. Granito, 4. Granodiorita, 5. Tonalita, 6* Cuarzo-Sienita de feldespato alcalino, 7* Cuarzo-Sienita, 8* Cuarzo-Monzonita, 9* Cuarzo-Monzodiorita, 10* Cuarzo-Diorita, 6 Sienita de feldespato alcalino, 7 Sienita, 8 Monzonita, 9 Monzodiorita, 10 Diorita (Gabro)

Fig. 3: Distribución de la composición modal de los intrusivos no deformados de la región de Acapulco en el diagrama de clasificación de Streckeisen (1976). A= Feldespato alcalino; Q= cuarzo P= Plagioclasa.

El Intrusivo de Acapulco está formado principalmente por granito de biotita con desarrollos extensos de textura rapakivi y feldespatos con textura micropertítica y granofírica. La textura rapakivi se manifiesta por la forma ovoide de los fenocristales de feldespato potásico rodeados de plagioclasa. En la porción occidental del intrusivo de Acapulco existe una fracción de sienita de cuarzo, con biotita, hornblenda y una marcada textura micropertítica en los feldespatos potásicos. La hornblenda presenta en algunos casos relictos de piroxeno en su núcleo. En la porción occidental del Intrusivo de Acapulco aumenta la cantidad de plagioclasa y disminuye el tamaño del grano.

El origen de la textura rapakivi en rocas graníticas ha sido recientemente interpretado como resultado de la descompresión del magma durante su ascenso que, bajo ciertas condiciones de cambio de temperatura y presión, resulta en una mayor desestabilización de las fases cristalinas de cuarzo y feldespato potásico con respecto a la plagioclasa (Nekvasil, 1991). La formación de la textura rapakivi ha sido también interpretada como resultado de mezcla de magmas silícicos y máficos (Bussy, 1990), sin embargo, esta interpretación ha sido formulada para intrusivos donde abundan los enclaves máficos microgranulares. La ausencia de enclaves máficos en el Intrusivo de Acapulco, o de evidencias de mezcla con un magma máfico, hace más factible explicar, el origen de la textura rapakivi mediante el primer proceso. Otro proceso que ha sido considerado en relación al origen de la textura rapakivi es el reemplazamiento por metasomatismo del feldespato potásico (Dawes, 1966); sin embargo, la corona de plagioclasa estaría más probablemente

formada por albita y no por oligoclasa como es el caso de Acapulco.

En el área El Limón, al noreste de Acapulco, se puede observar una fracción que varía de tonalita a diorita de hornblenda y biotita y que presenta enclaves gabroicos de dimensiones variables ricos en hiperstena. La hiperstena en dichos enclaves presenta comúnmente núcleos de olivino y se observan cantidades subordinadas de biotita parda. El carácter incompleto de la reacción olivino-hiperstena en las fracciones gabroicas y de la hiperstena-hornblenda en la fracción diorítica que lo circunda, así como el fuerte zoneamiento de las plagioclasas y la presencia de una estructura pseudoestratificada, sugiere que los enclaves gabroicos y las fracciones dioríticas que los circundan representan porciones de cristales tempranamente acumulados durante la cristalización fraccionada del magma. Las porciones cumúlíticas de cristales pueden haber sido posteriormente removilizadas y puestas en contacto con la fase fluida que produjo una reacción parcial en los minerales acumulados.

Otro de los minerales accesorios observados con relativa abundancia fue la esfena, que en las fracciones de cuarzo-monzodiorita y granodiorita llega a alcanzar un 3%. También se observaron zircon, apatito y alanita. El primero de ellos es particularmente significativo en la fracción de cuarzo-sienita del Intrusivo de Acapulco. Negendank y colaboradores (1987), basados en observaciones en microscopio electrónico, reportan además, para los intrusivos de Acapulco, Xaltianguis y Tierra Colorada, la presencia de xenotima, monacita, thorogummite y thortveitita.

DIAGRAMA HARKER INTRUSIVOS NO DEFORMADOS

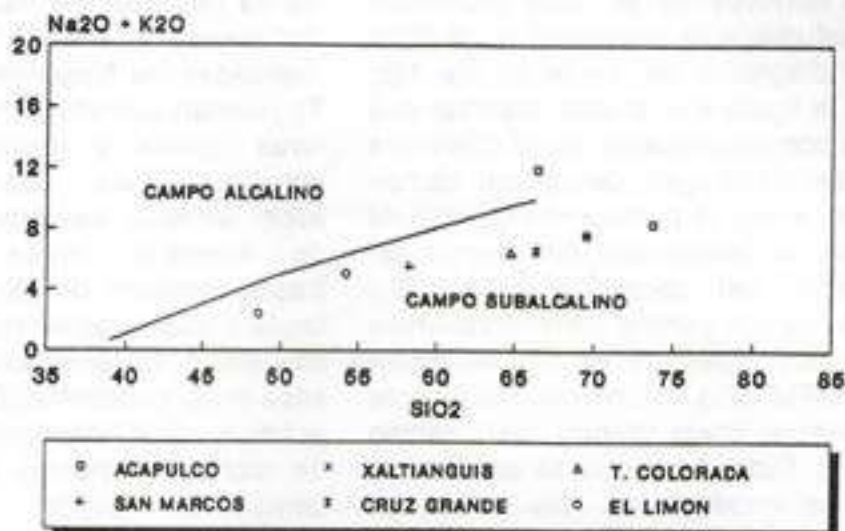


Fig. 4. Diagrama de variación tipo Harker K_2O+Na_2O vs. SiO_2 correspondiente a los intrusivos no deformados de la región de Acapulco. Los puntos corresponden a muestras analizadas en el presente estudio. Los puntos caen dentro del campo subalcalino, salvo una de las muestras del intrusivo de Acapulco (muestra 27). La división entre los campos alcalino y subalcalino es de acuerdo a Irvine y Baragar (1971).

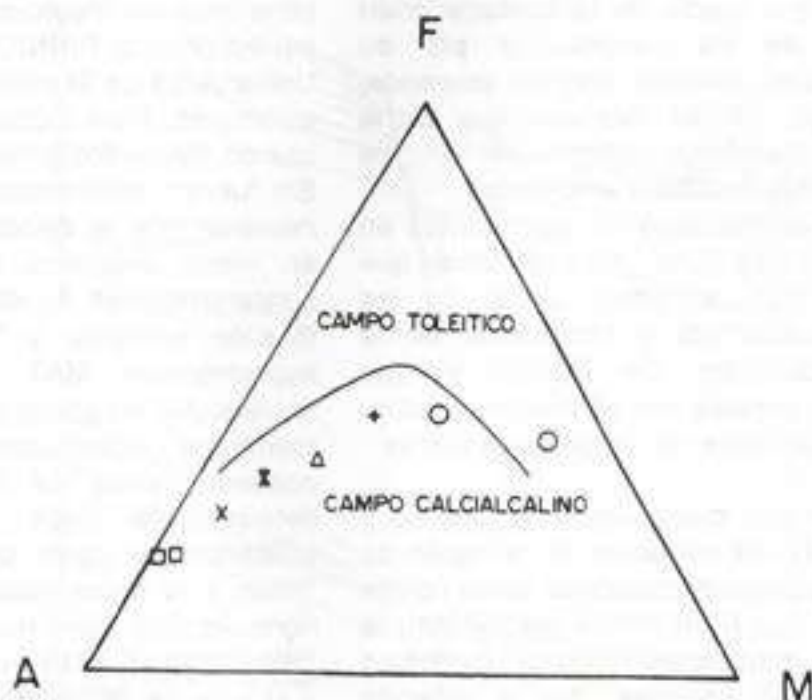


Fig. 5. Diagrama de variación AFM en donde se muestra la distribución de los puntos correspondientes a las muestras de plutones no deformados analizadas durante el presente estudio. A = K_2O+Na_2O ; F = $FeO+0.8996Fe_2O_3$; M = MgO . El límite entre los campos toleítico y calcicalino es de acuerdo a Irvine y Baragar (1971).

Las concentraciones porcentuales de los elementos mayores de las rocas plutónicas del área estudiada se presentan en la tabla 2. En el diagrama de variación de tipo Harker de la figura 4 se puede observar que los puntos correspondientes a los diferentes plutones se distribuyen dentro del campo subalcalino, salvo el punto correspondiente a la sienita de cuarzo que cae dentro del límite inferior del campo alcalino. La distribución de los puntos correspondientes a las mismas muestras en un diagrama triangular AFM (Fig. 5) revela claramente una tendencia lineal dentro del campo calcalcalino. Dicho tendencia se confirma al graficar los puntos de las muestras estudiadas por De Cserna (1965) y Negendank et al. (1987) pertenecientes a los intrusivos de Tierra Colorada, Xaltianguis y Acapulco (Fig. 6). En este último diagrama los puntos revelan una mayor dispersión, lo que puede reflejar variaciones reales producidas por efecto de la contaminación diferencial de los magmas o por su procedencia de distintos magmas primarios; sin embargo, no se descarta que dicha dispersión manifieste diferencias en los procedimientos analíticos empleados. El carácter calcalcalino de los plutones en esta región es una característica que comparten con la mayor parte de los plutones mesozoicos y cenozoicos de la margen occidental de México y que relaciona su génesis con un arco magmático asociado a un límite convergente de placas.

De acuerdo a la clasificación de Chapell y White (1974), los intrusivos de la región de Acapulco se pueden considerar como típicos granitos de tipo I, en donde predominan la biotita y hornblenda como minerales accesorios, por valores de la relación $Al/(Na+K+2Ca)$ menores a 1 y por valores de $\delta^{18}O$ (SMOW) menores a 10 (tabla 3).

Las determinaciones de concentraciones de tierras raras en los intrusivos de Acapulco, Xaltianguis y Tierra Colorada-El Ocotito, realizadas por Negendank et al. (1987) (Fig. 7), revelan patrones enriquecidos en tierras raras ligeras y anomalías negativas de europio. Esta última característica, especialmente desarrollada en el intrusivo de Acapulco, indica probablemente el fraccionamiento de plagioclasas durante la cristalización y ascenso de los magmas. Por otra parte, la tendencia hacia valores más altos en la concentración de tierras raras en el intrusivo de Acapulco expresa la retención de dichos elementos en fases cristalinas como el zircón y la monacita, particularmente abundantes en dicho plutón.

DATOS ISOTOPICOS DE Sr y Nd

Los resultados isotópicos de Sr, Sm y Nd reportados en el presente trabajo fueron obtenidos de mediciones realizadas en el espectrómetro FINNIGAN MAT 261 de la Universidad de Munich, equipado con cinco colectores. Para dichas determinaciones se usaron filamentos dobles de renio. El Sr y el Sm fueron determinados en modo estático, mientras que el neodimio fue determinado en modo dinámico. El análisis de las concentraciones de Rb se llevó a cabo por dilución isotópica y fue realizado en un espectrómetro MAT CH4 de la misma universidad equipado con un colector y una fuente de doble filamento de tántalo. Las concentraciones de Sr, Nd y Sm fueron determinadas por dilución isotópica utilizando un spike combinado ^{84}Sr - ^{145}Nd - ^{149}Sm . Los datos isotópicos de Nd fueron normalizados con respecto a la relación $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ y los de Sr con respecto a la relación $^{86}Sr/^{87}Sr = 0.1194$. El promedio de los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ obtenidos para el patrón internacional Eimer y Amend durante el tiempo en el que se realizaron los análisis

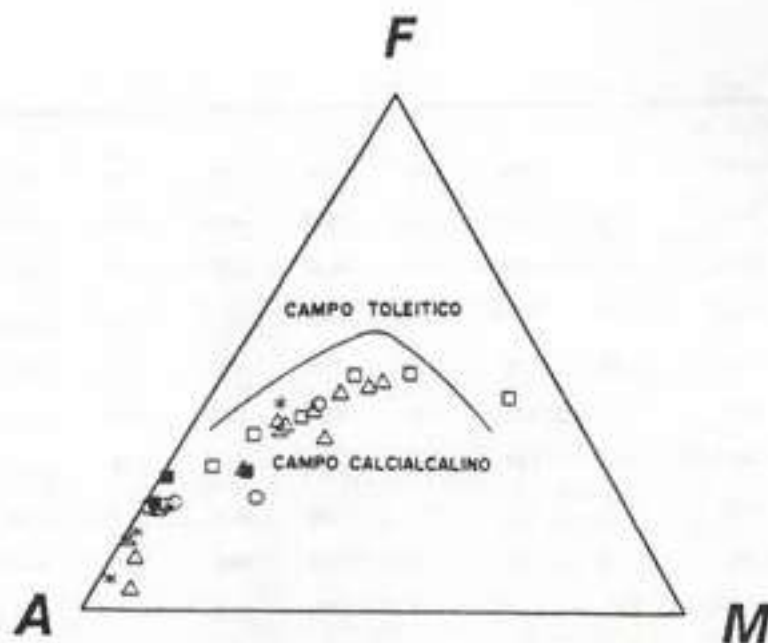


Fig. 6: Diagrama de variación AFM en donde se muestra la distribución de los puntos correspondientes a las muestras analizadas en el presente estudio ($\square$) junto con aquellos reportados por De Cserna (1965) ($\blacksquare$) y Negendank et al. (1987) (Δ o $\circ$).

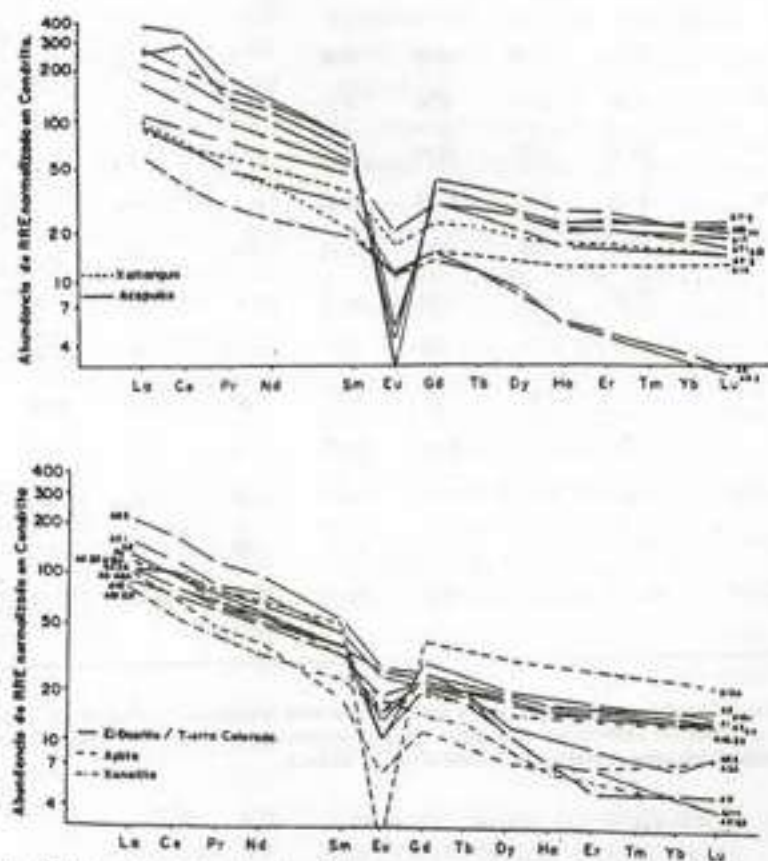


Fig. 7: Patrones de concentración de tierras raras, normalizados con respecto a las concentraciones en las condritas para los intrusivos de Acapulco, Yaxiangui y Tierra Colorada (de acuerdo a Negendank et al., 1987).

	25	26a	26b	26c	27	48a	49a	50
SiO ₂	58.15	66.27	54.13	48.56	66.29	69.41	64.70	73.64
TiO ₂	0.78	0.45	1.33	0.78	0.27	0.37	0.63	0.27
Al ₂ O ₃	17.07	16.45	15.74	15.38	16.12	15.53	15.61	13.75
Fe ₂ O ₃	2.14	1.95	1.25	5.59	1.27	1.75	2.21	0.60
FeO	5.52	2.23	8.50	5.49	1.80	1.64	3.19	1.64
MnO	0.11	0.07	0.11	0.14	0.11	0.08	0.11	0.07
MgO	3.41	1.23	6.27	12.43	0.15	0.83	2.28	0.39
CaO	6.44	4.12	7.49	9.52	0.93	2.75	4.79	1.29
Na ₂ O ₂	3.49	4.15	3.42	1.84	5.78	4.09	3.04	3.91
K ₂ O	2.03	2.38	1.59	0.53	6.04	3.44	3.32	4.38
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.47	0.17	0.04	0.11	0.11	0.06
TOTAL	99.32	99.68	100.30	100.43	98.80	98.91	99.38	99.92
qtz	9.71	21.76	0.76	0.00	7.51	25.12	20.35	29.96
or	12.07	14.13	9.36	3.11	36.10	20.31	19.62	25.85
ab	29.79	35.35	28.90	15.53	49.64	34.71	25.76	33.17
an	25.08	19.87	22.83	32.00	0.10	12.91	19.13	5.99
di	4.85	0.54	9.16	10.98	3.76	0.00	3.16	0.00
hy	13.49	4.69	23.61	24.50	0.47	3.16	7.33	3.17
ol	0.00	0.00	0.00	3.94	0.00	0.00	0.00	0.00
mi	3.12	2.84	1.80	8.07	1.87	2.53	3.20	0.87
il	1.49	0.85	2.51	1.47	0.52	0.71	1.20	0.51
ap	0.42	0.42	1.10	0.40	0.09	0.26	0.26	0.14
otros	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.38
TOTAL	100.02	100.02	100.01	100.00	100.06	100.04	100.01	100.04

Tabla 2. Composiciones químicas en % del peso y normas respectivas (CIPW) de las muestras de los plutones no deformados analizadas durante el presente estudio. Las determinaciones se realizaron por espectrometría de fluorescencia de rayos X.

fue 0.708018 ± 40 ($n=30$), mientras que el promedio de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para el patrón BCR-1 fue de 0.512627 ± 26 ($n=7$) (errores = $\pm 1\sigma$). Las reproducibilidades (1σ) para $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ fueron 0.0935%, 0.0045%, 0.039% y 0.003% respectivamente. Los blancos analíticos totales para Rb, Sr, Sm y Nd fueron respectivamente 1.45 ng, 4.1 ng, 0.047 pg y 0.32 pg.

Los resultados isotópicos de roca entera y de los concentrados minerales se presentan en la tabla 3. En dicha tabla se incluyen como referencia los valores obtenidos de una muestra del Intrusivo de Atoyac, de una localidad ubicada aproximadamente 40km al noroccidente de Acapulco. Las relaciones medidas para las muestras de roca entera de la región de Acapulco varían entre 0.7039 y 0.7149, las relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.512706 y 0.512779, las edades modelo T_{DM} (promedio del tiempo de residencia en la corteza) entre 0.72 y 0.48 Ga y el valor de $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) entre +7.8 %, y +9.8%. El parámetro ϵ_{Nd} expresa la divergencia de las relaciones isotópicas de las muestras analizadas con respecto al valor de las relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de Reservorio Uniforme Condritico (CHUR), el cual representa idealmente el valor del manto no diferenciado de la Tierra.

Las edades de enfriamiento obtenidas por nosotros de los datos isotópicos de los concentrados de biotita y la roca entera para los intrusivos de Tierra Colorada, Xaltianguis y Acapulco son respectivamente de 26.3 ± 0.5 , 30.5 ± 0.3 y 43.4 ± 0.9 Ma, que son edades cercanas a las obtenidas por Guerrero-García (1976) para los mismos intrusivos. Las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas con dichas edades de enfriamiento varían entre 0.704096 y

0.706320, mientras que los valores del parámetro ϵ_{Nd} inicial ($\epsilon_{\text{Nd}}(i)$) varían entre +1.54 y +3.36. Si se asume una edad de 30 Ma para los otros intrusivos no deformados de la región se obtienen relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que varían dentro del rango 0.703842-0.706320.

Los valores de las relaciones iniciales de $\epsilon_{\text{Nd}}(i)$ y $\epsilon_{\text{Sr}}(i)$ aparecen graficados en la figura 8. En dicha gráfica se señala la distribución de los valores del arreglo del manto y de los arcos de islas primitivos. La distribución de los puntos correspondientes a los intrusivos no deformados se apartan en general del campo de los arcos de isla primitivos, pero con valores positivos de ϵ_{Nd} dentro de un rango estrecho. El Intrusivo de Atoyac con un valor de ϵ_{Nd} inicial de -1.04 revela una mayor influencia de la corteza continental, lo cual también se refleja en el valor mayor de la edad modelo TDM. Las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, expresados como ϵ_{Sr} , varían desde posiciones cercanas al arreglo del manto, hasta valores de +25.

Si se grafican los datos de isotópicos de Rb y Sr de roca total, para las 8 muestras provenientes de los intrusivos de la región de Acapulco, en un diagrama de isocrona (Fig. 9) se observa un arreglo lineal del cual se obtiene una regresión correspondiente 55 ± 1 Ma con una relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70388; sin embargo, la validez de dicha edad, como edad de intrusión, solo sería aceptable si se cumple la condición de que todos los plutones fueran comagmáticos y de que hubieran tenido relaciones isotópicas homogéneas durante su intrusión.

DISCUSION

Las relaciones temporales y geoquímicas aparentes de los intrusivos de la región de Acapulco, así como sus afinidades en las

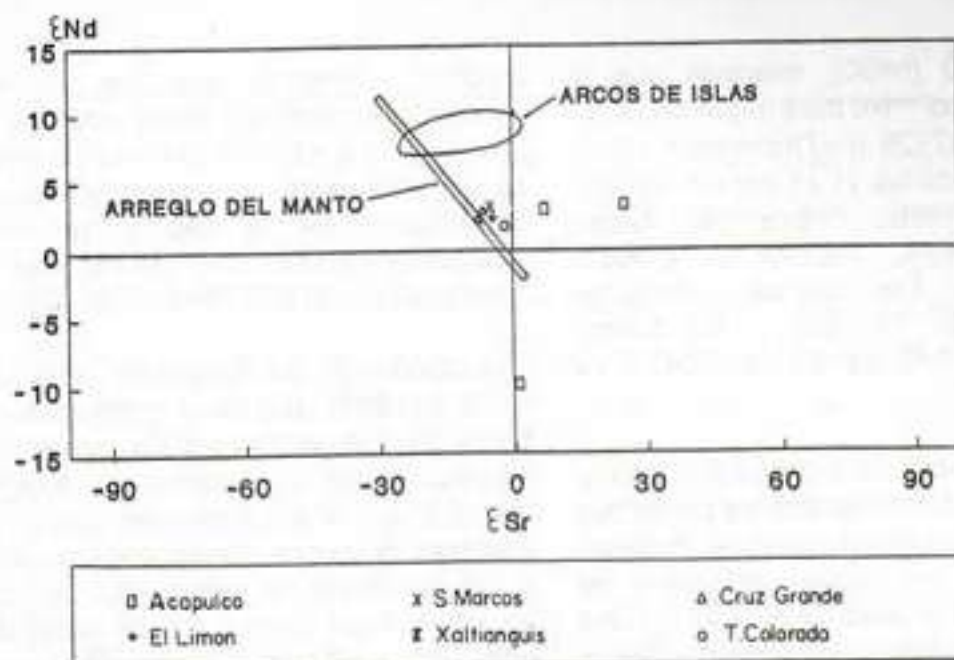


Fig. 8: Gráfica de ϵ_{Nd} vs. ϵ_{Sr} en donde se muestra la distribución de los puntos correspondientes a los plutones no deformados de la región de Acapulco. Los valores graficados para los sectores de San Marcos, El Limón y Cruz Grande corresponden a las relaciones iniciales calculadas para hace 30 Ma. El parámetro ϵ_{Sr} fue calculado en forma similar al parámetro ϵ_{Nd} (ver tabla 3)

TERRENO XOLAPA INTRUSIVOS NO DEFORMADOS

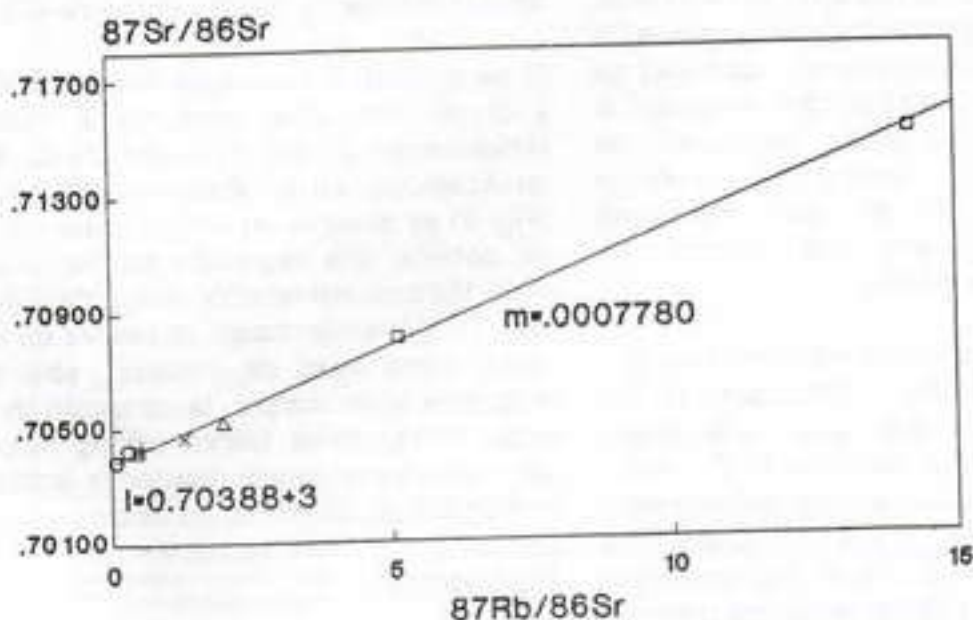


Fig. 9: Diagrama de isocrona en el que se muestra la distribución de los puntos correspondientes a los plutones no deformados. La línea de regresión corresponde a una edad de 55 ± 1 Ma; el MSWD es de 1.8. m corresponde al valor de la pendiente de la línea de regresión

relaciones isotópicas de Sr y Nd ofrecen en general tres diferentes posibilidades de interpretación en cuanto a sus relaciones petrogenéticas:

1- Los intrusivos de la región de Acapulco podrían ser apófisis de una misma masa batolítica que tuvo en algún momento relaciones isotópicas de estroncio homogéneas. Esta interpretación sería válida si se asume que los 55 Ma obtenidos de la pendiente de la isocrona corresponden a la edad de intrusión. Una explicación alternativa dentro de esta misma línea es que dicha edad corresponde a una edad sobrestimada debido a que en las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ existía un gradiente por una variación sistemática en el grado de contaminación cortical de las diferentes fracciones de la masa magmática batolítica.

2- Los intrusivos podrían derivarse de un magma común que sufrió un proceso de diferenciación significativo hace 55 Ma. Los cuerpos magmáticos se habrían separado individualmente de cada una de las fracciones diferenciadas y se habrían intrusado en tiempos cercanos a los obtenidos de las biotitas.

3- El origen de los magmas podría estar relacionado a una misma fuente en el manto empobrecido. Durante su ascenso individual habrían sido objeto de una contaminación de la corteza continental en diferente grado pero dentro de un rango estrecho. Esta interpretación sería compatible con edades de intrusión diferentes para cada plutón y que fueran cercanas a las edades de biotita obtenidas para cada uno de ellos.

El arreglo aproximadamente rectilíneo de los puntos correspondientes a los diagramas de isocrona, así como las tendencias en los diagramas de variación SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

y AFM sugieren, pero no prueban, relaciones comagmáticas entre la mayor parte de los intrusivos de la región de Acapulco. Una importante objeción a la interpretación del carácter comagmático de estos intrusivos es la gran área de distribución que tienen en la región (cerca de 100 km entre Acapulco y Cruz Grande). Por otra parte, la edad de 55 ± 1 Ma obtenida de la línea de regresión en el diagrama de isocrona se aparta considerablemente de las edades de biotita para los intrusivos de Tierra Colorada, Xaltianguis y Acapulco y revelaría diferencias de entre 29 y 12 Ma. Si se considera una temperatura de cierre de $320 \pm 40^\circ\text{C}$ para las biotitas en el sistema Rb-Sr (Harrison y McDougall, 1980) y una temperatura estimada de 700°C para la cristalización de los magmas graníticos, se obtendrían tasas de enfriamiento para los intrusivos de Tierra Colorada, Xaltianguis y Acapulco de $29^\circ\text{C}/\text{Ma}$, $15^\circ\text{C}/\text{Ma}$ y de $13^\circ\text{C}/\text{Ma}$ respectivamente, las cuales son velocidades muy lentas, comparativamente con las calculadas en otras porciones de la margen continental del Pacífico. Schaaf (1990) calculó por ejemplo, para el Intrusivo de Puerto Vallarta una velocidad de enfriamiento de $45^\circ\text{C}/\text{Ma}$. Por otra parte, no parece haber eventos termales más recientes que la intrusión de los plutones no deformados que pudieran haber alterado los sistemas isotópicos de las biotitas.

Herrmann y Nelson (1992) reportaron recientemente edades de U-Pb en zircones para el Terreno Xolapa que fluctúan entre 35 y 26 Ma. Estas edades indican episodios de intrusión de plutones no deformados más recientes que el sugerido por el diagrama de isocrona, aunque la edad de biotita obtenida por nosotros para el Intrusivo de Acapulco, relativamente cercana a las reportadas previamente por Guerrero-García (1976) y López Infanzón y Grajales

Nishimura (1984), indican un claro evento de intrusión más antiguo que los 43 Ma.

La posibilidad de que el arreglo lineal en el diagrama de isocrona y la sobrestimación de la edad se deban a una variación sistemática de las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, por contaminación diferencial de las fracciones de una misma masa magmática, puede ser puesta a prueba graficando dichas relaciones iniciales (calculadas para 55 Ma) contra $1/\text{Sr} \times 10^3$ (ppm^{-1}) (Faure, 1986). Una correlación positiva revelaría que el arreglo lineal corresponde a una pseudoisocrona producida por un gradiente en las relaciones iniciales de Sr. La gráfica de la figura 10 revela que dicha correlación positiva no se manifiesta en los puntos correspondientes a los intrusivos de la región de Acapulco.

Considerando lo anterior, una diferencia tan significativa entre la isocrona de 55 Ma y la probables edades de intrusión más jóvenes de los plutones individuales solo podría ser explicada, como se sugiere en la segunda hipótesis, considerando que a partir de la diferenciación de una masa magmática mayor, que originalmente tenía relaciones isotópicas homogéneas, se derivaron individualmente hacia niveles superiores los cuerpos magmáticos que forman cada uno de los intrusivos. En tal caso la edad de 55 Ma expresaría el tiempo en el que ocurrió la diferenciación del cuerpo magmático mayor y las diferentes edades de biotita se aprarían a las edades de intrusión de los plutones individuales. Este modelo solo podría ser válido si los magmas de los plutones individuales no hubieran sufrido durante su ascenso una diferenciación o contaminación significativa, ya que estos procesos producirían cambios importantes en el arreglo lineal original de las relaciones de Sr.

La existencia de agregados cumúlitos en el sector El Limón y la diferente magnitud de la anomalía de europio del Intrusivo de Acapulco con respecto a los de Xaltianguis y Tierra Colorada, sugiere que el proceso de cristalización fraccionada fue significativamente activo durante el ascenso de los magmas individuales.

En relación a la tercera hipótesis, se tendría que considerar que el arreglo lineal de los puntos correspondientes a los diferentes plutones es, en cierta medida fortuito, y no es respuesta de su carácter comagmático. En tal caso se tendría que pensar que las tendencias lineales de los diagramas de variación SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ y AFM tampoco revelarían los diferentes estadios en la diferenciación a partir de un magma primario.

Los valores iniciales de las relaciones de ϵ_{Nd} (de +1.54 a +3.36) (tabla 3), recalculados para las edades obtenidas de las biotitas son más bajos que los de los arcos de islas primitivos y más bajos que los obtenidos para otros intrusivos de la margen suroccidental de México, como Manzanillo (+5-+6) y Jilotlán (+3.5-+4.3) (Schaaf, 1990). Estos datos pueden ser interpretados en términos de una fuente primaria de los magmas en el manto empobrecido que, durante su ascenso, sufrieron una ligera contaminación de la corteza continental y procesos de cristalización fraccionada en diferentes grados. Los valores de las relaciones de estroncio iniciales ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704921$ y 0.706320), que resultan de considerar la edad de 43 ± 1 Ma para el Intrusivo de Acapulco, son los más altos de la región, aunque eso no se refleja en valores más bajos de ϵ_{Nd} . Esta tendencia hacia valores más altos de las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con valores positivos de ϵ_{Nd} ha sido interpretada para los arcos magmáticos.

MUESTRA	MATE- RIAL	Rb Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	T(Ma) BafBe	Nd Sm ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 1\sigma \pm 2\sigma$	ϵ_{Nd}	Tom Ga	$\delta^{18}\text{O}$
ACAPULCO												
50	RE Di Biotita	186 88 843 2.8	5.003 148.76	$0.70905 \pm 26 \pm 10$ 1.16303 ± 21	0.70401	43.4 $\pm$ 5.8	34.8 7.0	0.1234	$0.512767 \pm 33 \pm 9$	+2.84	0.86	+9.8
27	RE Sm	81 18	14.187	$0.714986 \pm 47 \pm 21$	0.70833		86.7 11.8	0.0630	$0.512779 \pm 24 \pm 8$	+2.38	0.84	+8.8
SAN MARCOS												
25	RE Qz	71 380	0.528	$0.704303 \pm 30 \pm 8$	0.70413		17.8 4.1	0.1077	$0.512778 \pm 22 \pm 6$	+2.88	0.81	+8.2
CRUZ GRANDE												
26a	RE Qz	78 480	0.478	$0.704218 \pm 40 \pm 10$	0.70401		34.8 4.8	0.1130	$0.512771 \pm 27 \pm 7$	+2.90	0.86	+8.7
EL LIMÓN												
26b	RE D	13 477	0.078	$0.703875 \pm 40 \pm 10$	0.70384		11.8 2.8	0.1480	$0.512747 \pm 28 \pm 11$	+2.30	0.78	+7.8
26c	RE Qz	58 584	0.288	$0.704257 \pm 34 \pm 8$	0.70412		31.4 5.0	0.1124	$0.512758 \pm 24 \pm 6$	+2.28	0.82	+8.8
SALTAM- QUE												
48	RE Qz BIOTITA	114 258 718 3.2	1.288 888.44	$0.704853 \pm 30 \pm 8$ 0.88348 ± 30	0.70408	30.3 $\pm$ 5.8	2.8 3.8	0.0802	$0.512731 \pm 46 \pm 12$	+2.18	0.48	+8.2
TIERRA COLORA- DA												
49	RE Qz BIOTITA	158 223 724 2.1	1.978 1018.88	$0.705118 \pm 30 \pm 8$ 1.08805 ± 27	0.70458	28.3 $\pm$ 5.8	20.8 4.7	0.1088	$0.512708 \pm 41 \pm 10$	+1.84	0.72	+7.8
ATOYAC												
47	Sm BIOTITA	88 830 847 3.7	0.288 888.78	$0.704984 \pm 48 \pm 12$ 1.08887 ± 8		28.3 $\pm$ 5.8	21.2 4.1	0.1178	$0.512708 \pm 47 \pm 12$	+1.84	0.83	+10.8

Tabla 3 Resultados isotópicos de las muestras estudiadas en los plutones no deformados del presente estudio. 1σ y 2σ corresponden respectivamente a la desviación estándar y el intervalo del 95% de confianza. Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron normalizadas con $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ y las de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$.

La edad modelo fue calculada tomando como referencia los valores de las relaciones isotópicas del manto empobrecido de acuerdo a Michard et al., 1985. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indica las relaciones isotópicas iniciales de acuerdo a la edad obtenida de las biotitas. Para el caso de los sectores San Marcos, El Limón y Cruz Grande las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵ_{Nd} iniciales fueron calculadas para 30 Ma.

Las relaciones iniciales se calcularon tomando como base las siguientes constantes de decaimiento, $\lambda^{87}\text{Rb}=1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ y $\lambda^{147}\text{Sm}=6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$.

El parámetro ϵ_{Nd} fue calculado en base a las relaciones iniciales y de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\epsilon_{\text{Nd}} = 10^4 \left[\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{muestra})}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{CHUR})} - 1 \right]$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{CHUR (presente)})=0.512638$$

El parámetro $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) fue calculado de acuerdo:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{muestra}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{patron}}} - 1 \right] 1000$$

$$^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ patron (smow)}=0.0039948$$

incompatibilidades que sólo pueden ser factiblemente explicadas en términos de plutones individuales derivados del manto empobrecido que formaron, entre 50 y 30 Ma una masa batolítica compuesta. Estos magmas presentan diferentes grados de evolución magmática pero muestran indicios de haberse derivado de una fuente isotópicamente homogénea.

La tendencia lineal de todos los puntos correspondientes a los plutones estudiados en un diagram de isocrona es una tendencia controlada por las mayores relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el intrusivo de Acapulco, que derivan de la probablemente de la contaminación de agua marina.

Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, en general bajas, y las relaciones positivas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, con variación dentro de un rango estrecho, indican que los magmas que dieron origen a estos plutones sufrieron una baja contaminación cortical y refuerzan las inferencias previas en el sentido de que la margen continental en esta región recibió contribuciones significativas del manto durante el Terciario.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se realizó como parte de las actividades del proyecto IN106791 de la DGAPA, UNAM. Los análisis isotópicos y de elementos mayores se llevaron a cabo con el apoyo del Servicio Alemán de Intercambio Académico de Alemania (DAAD) que otorgó financiamiento para que uno de los autores realizara una estancia en Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Munich. Los autores agradecen a Teodoro Hernández Treviño, Zulema Lazos y Rubén Darío Rodríguez su apoyo en la preparación del material gráfico y su asistencia en los estudios petrográficos. También agrade-

cemos la discusión y comentarios de Elena Centeno, Fernando Ortega, Alfredo Victoria, Susana Alaniz, Gabriela Solís, Gustavo Tolson y la asistencia en el trabajo de campo de Cecilia Caballero.

REFERENCIAS

- Alaniz-Alvarez, S. A., 1988. Geología y petrología del Complejo Xolapa en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional (inérita), 52 pp.
- Bussy, F., 1990. The rapakivi texture of feldspars in a plutonic mixing environment: a dissolution recrystallization process?. *Geological Journal*, 25, 319-324.
- Campa, M.F. y Coney, P., 1983. Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26, 1040-1051.
- Chapell, B. W. y White, A.J.K., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Cserna, Z. De, 1965. Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Bol., 62, 77 pp.
- Cserna, Z. De, Fries, C Jr., Valdez-Mendoza, F., Rincón-Orta, C, Silver, L.T., Westley, H., Solorio-Munguía, J., Schmitter-Villada, E., 1974. Datos geocronométricos adicionales para el magmatismo cretácico del sur de México. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 26, 225-235.
- Dawes, P.R., 1966. Genesis of rapakivi granite. *Nature*, 209, 569-571.

- Farmer, G.L. y DePaolo, D.J., 1983. Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western U.S. and implications for pre-Mesozoic crustal structure. I. Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the northern Great Basin. *Journal of Geophysical Research*, 88, 3379-3401.
- Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2th Ed., New York, John Wiley & Sons., 589 pp.
- Geyh, M.A. y Schleicher, H., 1990. *Absolute age determination*. Berlin, Springer Verlag, 503 pp.
- Guerrero-García, J.C., 1975. Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology. University of Texas at Dallas, Ph.D. Thesis, 131 pp.
- Harrison, T.M. and McDougall, I., 1980. Investigations of an intrusive contact, Northwest Nelson, New Zealand -I. Thermal chronological and isotopic constraints. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 44, 1985-2003.
- Herrmann, U.R. y Nelson, B., B.K., 1992. U-Pb and Sm-Nd isotope analysis of the Xolapa Terrane in southern Mexico and tectonic implications. 13. *Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, Münster, abstracts (s/p)*
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática), 1985. Carta geológica escala 1: 250 000, Hoja Acapulco.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática), 1989. Carta geológica escala 1:250 000, Hoja Zaachila
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Larsen, E.S., Jr., Gottfried, D., Jaffe, H.W. y Waring, C.L., 1958. Lead-alpha ages of the Mesozoic batholiths of western North America. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1070 B, 35-62.
- López-Infanzón, M. and Grajales-Nishimura, M., 1984. Edades de K-Ar de rocas ígneas y metamórficas del Estado de Guerrero. *Sociedad Geológica Mexicana, VII Convención Geológica*
- Michard, A., Guvriet, P., Soudant, M., y Albarede, F., 1985. Nd isotopes in french Phanerozoic shales. External vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 40, 601-610.
- Morán-Zenteno, D.J., 1992. Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Doctorado, 186 pp.
- Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Nun, N., Schuz-Dobrik, B., Tobschall, H. and Krawczyk, R., 1987. The granitoid complexes of Acapulco, Xaltianguis and Ocotito (Sierra Madre del Sur, Mexico) *Zentralblatt Geologie Paläontologie Teil I*, (7/8), 705-718.
- Nekvasil, Hanna, 1991. Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi. *American Mineralogist*, 76, 1279-1296.
- Ortega Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20 (3), 177-202.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., Frisch, W., 1992. A second look at suspect terranes in southern Mexico. *Geology*, 19, 1233-1236.
- Robinson, K.L., Gastil, R.G. and Ramírez, J., 1989. Geochronology of basement and metasedimentary rocks in

southern Mexico and their relation to metasedimentary rocks in Peninsular California. Geological Society of America Abstracts with Programs, 21 (5), p. 135.

Schaaf, P., 1990. Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes: Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der

Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. Inaugural dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Ludwig-Maximilians-Universität, München, 203 pp.

Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name: Earth Science Reviews, 12, 1-33.

NATURALEZA PETROGRAFICA Y ESTRUCTURAL DE LAS ROCAS CRISTALINAS EN LA ZONA DE CONTACTO ENTRE LOS TERRENOS XOLAPA Y OAXACA, REGION DE SANTA MARIA HUATULCO, OAXACA

Tolson¹, G., Solís-Pichardo¹, G., Morán-Zenteno¹, D., Victoria-Morales², A., Hernández-Treviño, J.T.¹

¹Instituto de Geofísica, U.N.A.M., Ciudad Universitaria, C.P. 04510, Del. Coyoacán, México D.F.

²Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.

Resumen

En el sur del estado de Oaxaca, entre Puerto Angel y el Río Ayuta, afloran rocas de los terrenos Oaxaca y Xolapa separados por un contacto tectónico con rumbo E-W. Las rocas del Terreno Oaxaca incluyen gneises máficos y anortositas del Complejo Oaxaqueño con una cobertura de rocas volcánicas y sedimentarias. Tanto las foliaciones como la estratificación de estas unidades tienen rumbo E-W e inclinaciones fuertes a moderadas hacia el S. El Terreno Xolapa consiste de gneises del Complejo Xolapa intrusados por granitoides post-metamórficos. El Complejo Xolapa en esta área está constituido por rocas metasedimentarias, metavolcánicas y plutónicas que resultaron de episodios de deformación y metamorfismo regional, acompañados por el desarrollo de anatexis. Las rocas metasedimentarias incluyen mármoles con forsterita $\pm$ flogopita y esquistos de biotita $\pm$ granate $\pm$ muscovita $\pm$ silimanita. Las rocas metavolcánicas son anfibolitas de hornblenda y las rocas metaplutónicas son ortogneises de biotita y hornblenda con esfena. La foliación que exhiben estos gneises está plegada alrededor de un eje horizontal E-W. Los granitoides post-metamórficos varían de tonalitas de hornblenda a granitos de biotita e incluyen como accesorios esfena y zircón.

Las rocas volcánicas que sobreyacen al Complejo Oaxaqueño podrían ser la expresión supracortical del magmatismo que manifiestan los ortogneises del Complejo Xolapa. Estos dos niveles corticales, habrían sido yuxtapuestos como resultado del levantamiento y erosión del Terreno Xolapa durante el Cenozoico Superior. En este modelo, el Terreno Xolapa no representa un arco magmático alóctono acrecionado sino un arco magmático para-autóctono exhumado.

El contacto tectónico que separa los terrenos Oaxaca y Xolapa muestra comportamiento dúctil y quebradizo. En su mayor extensión es una milonita cuyas microestructuras indican un desplazamiento lateral-izquierdo a una temperatura de $\sim 500^{\circ}\text{C}$. Esta deformación dúctil es seguida en el tiempo por una deformación asociada a fallas normales. Los troncos de Huatulco y Xadani están afectados en su límite norte por la milonitización, y las estructuras miloníticas están a su vez truncadas por pequeños diques porfídicos. La secuencia de estructuras en esta porción del borde continental la interpretamos como consecuencia del paso del punto triple trinchera-trinchera-transforme, asociado a la migración del Bloque Chortis y al desarrollo de la margen continental truncada en esta región.

ABSTRACT

Rocks of the Oaxaca and Xolapa terranes, separated by a complex shear zone, are exposed between Puerto Angel and the Ayuta river in southern Oaxaca state, Mexico. The rocks of the Oaxaca terrane include mafic granulite facies gneisses and anorthosites of the Proterozoic Oaxaca Complex, unconformably overlain by volcanic and sedimentary rocks. Foliation and bedding in these units strike E-W and dip moderately to steeply S. The Xolapa terrane consists of Mesozoic Xolapa Complex gneisses intruded by post-metamorphic granitoids. The gneisses are metasedimentary, metavolcanic, and plutonic rocks which have been subjected to regional deformation, amphibolite facies metamorphism, and migmatization. The metasedimentary rocks of this sequence include forsterite $\pm$ flogopite $\pm$ garnet marbles as well as biotite $\pm$ garnet $\pm$ muscovite $\pm$ sillimanite schists and gneisses. The metavolcanic rocks are one- or two-hornblende amphibolites, while the metaplutonic rocks are sphene bearing biotite-hornblende orthogneisses. The gneissic foliation is folded about a subhorizontal E-W axis. The post-metamorphic granitoids vary compositionally from hornblende tonalites to biotite granite, with sphene and zircon as accessories.

The volcanic rocks which cover the Oaxaca Complex could represent the upper crustal manifestation of the lower level arc magmatism expressed by the Xolapa Complex. These two crustal levels would then have been juxtaposed as a result of uplift and erosion of the Xolapa terrane during the Late Cenozoic. In this model, the Xolapa Terrane does not represent an allochthonous accreted magmatic arc terrane,

but rather an exhumed para-autochthonous magmatic arc.

The shear zone separating the two terranes exhibits ductile and brittle deformation partitioning in space and time. Along most of its exposed trace, it is a mylonite whose kinematic indicators indicate sinistral shear on a subvertical to steeply southerly dipping surface. Deformation microstructures and lattice preferred orientation textures suggest temperatures of $\sim 500^\circ\text{C}$ during deformation. Cataclasites and widespread microveining characterize the brittlely deformed rocks. The Huatulco granite is affected by the mylonitization, while the mylonitic foliation is in turn crosscut by later porphyritic dikes and normal faults. We interpret these features to be the result of southeastward migration of the trench-trench-transform triple point at the juncture of the Farallon-Cocos-North America plates and the Chortis block.

Introducción

La geología del sur de México se caracteriza por la presencia de bloques corticales de diferente naturaleza limitados por fallas. Estos bloques se distinguen entre sí por diferencias en su estratigrafía, relaciones estructurales, e historias tectónicas. A raíz de esto, los modelos de terrenos tectono-estratigráficos han tenido cierta aceptación al explicar rasgos geológicos y tectónicos de esta región. Campa y Coney (1983) propusieron una división tectónica del sur de México definiendo distintos terrenos tectonoestratigráficos dentro de los cuales están incluidos los terrenos Mixteca, Oaxaca, Juárez, y Xolapa. Campa y Coney (1983), Coney (1983) y Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel (1986) han sugerido que el Terreno Xolapa podría ser un terreno alóctono.

Las hipótesis acerca de la acreción del Terreno Xolapa desde una posición relativamente alejada, han sido cuestionadas últimamente a la luz de investigaciones estructurales y de geoquímica isotópica (Ratschbacher et al., 1991; Morán Zenteno, 1992). Con base en estos datos se ha propuesto que el arco magmático Xolapa fue edificado sobre el borde continental formado por los terrenos Mixteco y Oaxaca. Sin embargo, quedan aspectos fundamentales de la evolución de la porción sureste del Terreno Xolapa que aún son desconocidos. No se conocen en detalle, por ejemplo, cuales son las variaciones petrológicas, geoquímicas y estructurales que exhibe el Terreno Xolapa a lo largo de su extensión. La naturaleza de los contactos en la porción suroriental es incierta debido a la complejidad derivada de la confluencia de tres terrenos tectono-estratigráficos. Así mismo, las relaciones temporales y espaciales del magmatismo y de la deformación no han sido del todo establecidas para la región al oriente de Puerto Angel, Oaxaca.

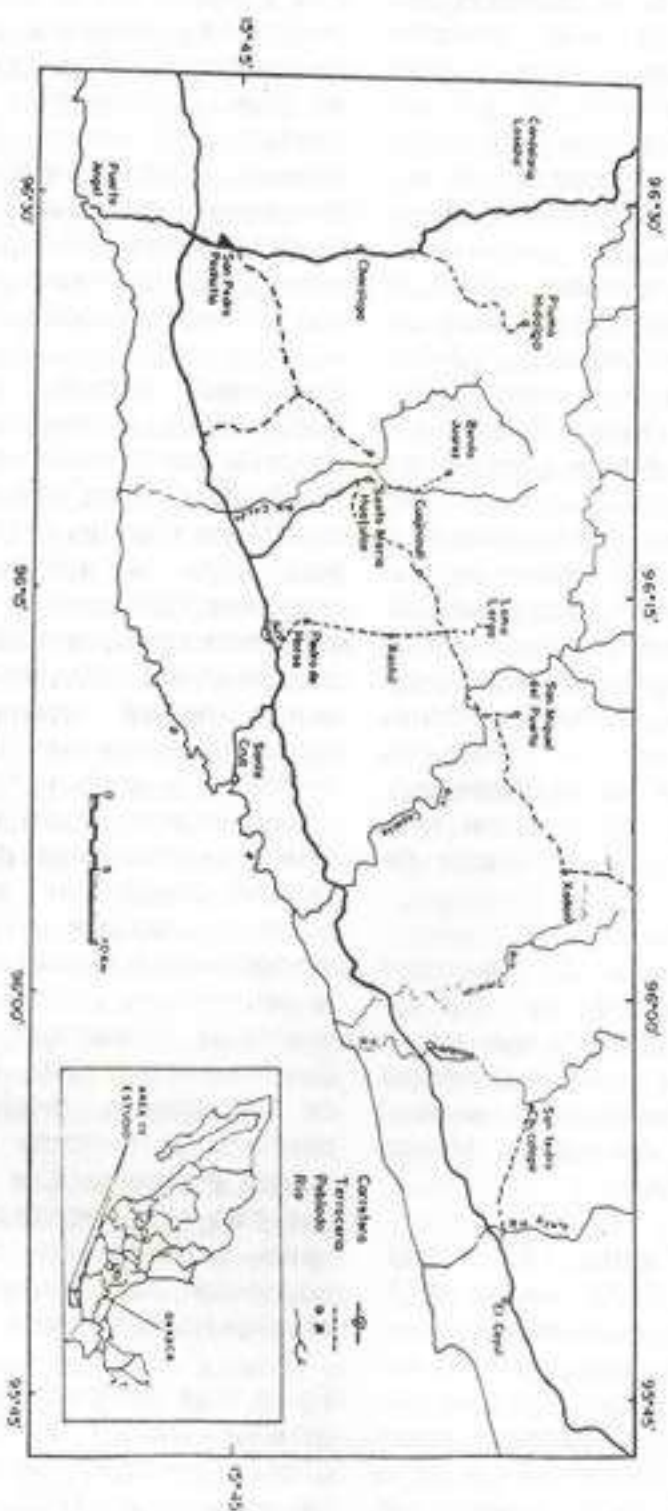
Desde el punto de vista de los datos paleomagnéticos obtenidos de los intrusivos no deformados del Terreno Xolapa, no se han documentado desplazamientos significativos de este terreno con respecto al resto de los bloques del sur de México (Urrutia-Fucugauchi, 1983)

Varios autores (De Cserna, 1965; 1969; Malfait y Dinkelman, 1972; Kesler, 1973; Karig et al., 1978) han mencionado el carácter truncado de la margen pacífica del Terreno Xolapa. Estas sugerencias se han visto reforzadas por el hallazgo de rocas plutónicas dioríticas a 50 km del eje de la trinchera activa en uno de los sondeos del "Deep Sea Drilling Project" (Bellon et al.,

1982), así como la ausencia de sedimentos más antiguos que el Mioceno en la ladera noreste de la trinchera. Sin embargo, no se ha llegado a un acuerdo en cuanto al origen de dicho truncamiento. Algunos autores (Malfait y Dinkelman, 1972; Anderson y Schmidt, 1983; Pindell et al., 1988) favorecen el movimiento de la porción norte de Centroamérica (Bloque Chortis) hacia el sureste a partir de una posición yuxtapuesta con la margen suroccidental de México.

En este trabajo reportamos datos petrográficos y estructurales preliminares del área comprendida entre Chacalapa y el Río Ayuta, Oaxaca, limitada hacia el sur por el Océano Pacífico (Fig. 1). El estudio de esta área es propicio para tratar de responder, en parte, a algunas de las incógnitas citadas anteriormente ya que aún cuando esta porción del Terreno Xolapa es la más angosta, incluye rocas de todos los tipos previamente descritas en este terreno. Asimismo, la anchura reducida del cinturón Xolapa en esta región permite estudiar con detalle la naturaleza del contacto con el Terreno Oaxaca, sin perder de vista su contexto regional, y las relaciones temporales que guarda con el magmatismo y la deformación. Por último, está situada al oriente del Lineamiento Colotepec (Ortega-Gutiérrez et al., 1990), un rasgo estructural de importancia tectónica, puesto que desplaza el contacto entre los terrenos Xolapa y Oaxaca. Los estudios detallados que han sido reportados en la literatura hasta la fecha, se ubican en la parte occidental del lineamiento, siendo más escasos hacia el oriente.

En el área estudiada afloran rocas de los terrenos Oaxaca y Xolapa (Zapoteco y Chatino, respectivamente, de Ortega-Gutiérrez et al., 1990) separadas por una zona milonítica de hasta 2 km de anchura,



interpretada por Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel (1986) como "sutura críptica" entre los dos terrenos. Estos autores reconocieron en la milonita tanto lineaciones tectónicas paralelas al rumbo de la foliación, como perpendiculares a este. Al norte de la franja milonítica afloran gneises precámbricos cubiertos en discordancia por rocas volcánicas y sedimentarias clásticas y carbonatadas del Terreno Oaxaca. Al sur de la franja milonítica afloran rocas típicas del Terreno Xolapa que incluyen migmatitas, ortogneises, paragneises, esquistos, y mármoles, así como granitoides sin deformación regional. El trabajo de campo estuvo enfocado hacia la cartografía geológica, la caracterización petrográfica, así como a la medición de estructuras mesoscópicas y la determinación de relaciones cinemáticas. Esta etapa constituye la primera parte de un trabajo tendiente a caracterizar geoquímica y estructuralmente los cuerpos cristalinos de esta región para tener mayores elementos de interpretación acerca de su origen y relaciones tectónicas.

Marco Geológico

Las rocas del basamento del Terreno Oaxaca se caracterizan por la dominancia de para- y ortogneises de composición intermedia a máfica que han sido sometidos a un metamorfismo regional correspondiente a la facies de granulita (Ortega-Gutiérrez, 1981). Se han reportado cuerpos anortositicos cerca del área de estudio (Pluma Hidalgo, Oaxaca), y cuando éstos se encuentran enriquecidos en ilmenita y/o rutilo, llegan a ser fuentes económicamente marginales de titanio (Rosales-Gómez et al., 1979). Se tienen pocos datos estructurales sobre estas rocas aunque se ha reportado que la tendencia estructural dominante es lineal, paralela a charnelas de pliegues

isoclinales, y con buzamientos moderados hacia el NW (Ortega-Gutiérrez, 1981).

Los datos geocronológicos disponibles para las rocas del Complejo Oaxaqueño indican edades del Proterozoico Medio (Fries et al., 1962; Anderson y Silver, 1971; Ruiz-Castellanos, 1979). Los protolitos anortositicos, el alto grado de metamorfismo, y la edad de estas unidades han sugerido a los autores previos una fuerte afinidad con la provincia Grenville de Norteamérica (Ortega-Gutiérrez, 1981 y referencias incluidas).

El Terreno Xolapa (Fig. 2) consiste de rocas cristalinas tanto ígneas como metamórficas. Estas rocas forman un cinturón orientado WNW-ENE limitado al sur por la Trinchera de Acapulco (Ortega-Gutiérrez, 1981) y al norte por una zona de falla normal-izquierda con zonas de milonitas (Ratschbacher et al., 1991). El límite noreste no aflora de forma continua ya que en algunos segmentos existen intrusivos que lo truncan. Las relaciones de contacto en los extremos del cinturón no han sido bien establecidas. En el área de Juchatengo, Oaxaca, ha sido reportado un bloque de extensión restringida formado por un conjunto pensilvánico y pérmico que incluye gabros y rocas sedimentarias con basaltos almohadillados (Grajales-Nishimura, 1988). En una segunda versión del mapa de terrenos tectonoestratigráficos de Coney y Campa (1987), la región de Juchatengo es incluida dentro de la extensión occidental del Terreno Juárez (también llamado Cuicateco) a lo largo de una franja que separa al Terreno Xolapa del Terreno Oaxaca.

El extremo noroccidental del Terreno Xolapa está ocupado por un batolito que intrusióna la zona de contacto, en la región ubicada entre Atoyac y Petatlán, Guerrero,

impidiendo su caracterización. Para el extremo suroriental las relaciones bien pudiesen ser tectónicas ya que Carfantán (1986) ha delineado una cabalgadura que pone en contacto al Terreno Xolapa con el Juárez. La mayoría de los estudios publicados sobre este terreno hasta la fecha se ubican al occidente del área del presente estudio, pero las relaciones regionales en general son las mismas.

A la porción metamórfica del Terreno Xolapa se le denomina Complejo Xolapa y fue formalmente descrita por primera vez por De Cserna (1965) en el área comprendida entre El Ocotito y Acapulco, Guerrero. Las rocas del Complejo Xolapa han sido intrusionadas por rocas graníticas, tonalíticas, y granodioríticas así como por enjambres de diques pegmatíticos, aplíticos, y máficos (De Cserna, 1965; Ortega-Gutiérrez, 1981; Morán-Zenteno, 1992). Para el área de Tierra Colorada-Cruz Grande, Guerrero, Morán-Zenteno (1992) estableció, con base en determinaciones isotópicas de Rb-Sr, dos fases de actividad ígnea: la primera del Cretácico Temprano (144 a 128 Ma) y la segunda del Terciario (26-55 Ma). Las relaciones de contacto, así como las texturas y estructuras petrográficas observadas en rocas ortogneísicas por el mismo autor indican que el metamorfismo, y posiblemente la migmatización, fueron penecontemporáneas al primer evento magmático. En un trabajo más reciente, basado en edades de U-Pb en zircones, Herrmann y Nelson (1992) reconocieron eventos de intrusión, incluyendo la región de Acapulco, que fluctúan de 35 a 26 Ma. Adicionalmente reportan edades para el metamorfismo que varían entre 70 y 40 Ma, aunque han obtenido una edad de 131 Ma para un cuerpo de migmatitas.

Las estructuras que han sido estudiadas en las rocas del Terreno Xolapa incluyen foliación y lineación y, en general, estas estructuras tienden a ser paralelas a la margen continental (Kesler, 1973; Ortega-Gutiérrez, 1981; Morán-Zenteno, 1992). Los datos de foliación reportados por Kesler (1973), Alaniz-Alvarez (1988), y Morán Zenteno (1992) revelan que la foliación regional fue plegada alrededor de un eje buzante entre 3° y 25° hacia el NW.

Con respecto a la zona milonítica que limita al Terreno Xolapa al norte, Ratschbacher y colaboradores (1991) reportan para el área de Tierra Colorada (Fig. 2) que las foliaciones miloníticas tienden a una orientación WSW-ENE con inclinaciones fuertes a moderadas hacia el NNW, mientras que las lineaciones de extensión contenidas en el plano de foliación son buzantes hacia el NW. Los mismos autores documentaron la presencia de estructuras meso y microscópicas con asimetrías que indican desplazamientos del bloque de techo hacia el NW. Ratschbacher et al. (1991), así como Robinson y colaboradores (1989) también observaron fallas en régimen quebradizo que cortan rasgos de deformación dúctil en la milonita y atribuyen estas relaciones a una transición de deformación de dúctil a quebradiza. Las fallas acusan la misma cinemática que las estructuras miloníticas (Ratschbacher et al., 1991).

La edad precisa de la milonización no ha sido obtenida hasta la fecha; sin embargo, las relaciones con otras unidades indican que se encuentra ubicada entre una edad mínima de 35 Ma, correspondiente al Intrusivo de Tierra Colorada (Herrmann y Nelson, 1992) que corta a la franja milonítica, y una edad máxima del Albiano Medio, correspondiente a la base de la

Formación Morelos que está afectada por la milonitización.

En resumen, la literatura citada documenta que las rocas del Terreno Xolapa en el área comprendida entre Acapulco, Guerrero, y Puerto Angel, Oaxaca, indican un ambiente de arco magmático, caracterizado por el ascenso y emplazamiento discontinuo de magma. El primer evento magmático, de edad cretácica temprana, fue acompañado por metamorfismo regional y el desarrollo de migmatitas como resultado de fusión parcial de rocas encajonantes. El último evento magmático, durante el Terciario, es posterior al desarrollo de la franja milonítica de desplazamiento normal izquierdo que separa el Terreno Xolapa del Terreno Mixteco en el área de Tierra Colorada.

CARACTERISTICAS PETROGRAFICAS DE LAS ROCAS CRISTALINAS DE LA REGION DE HUATULCO

Terreno Oaxaca

Hacia la parte septentrional del área de estudio se encuentran aflorando las rocas que constituyen el extremo sur del Complejo Oaxaqueño. Estas rocas corresponden a una secuencia predominantemente félsica, que contiene franjas alternantes de anfibolitas, metagabros y piroxenitas. La foliación dominante sigue un rumbo NW-SE con echados SW, la cual cambia localmente en algunas zonas.

Las rocas félsicas del basamento metamórfico de esta región han sido consideradas previamente como anortositas de tipo alcalino (Herz, 1978). Están constituidas por un mosaico de plagioclasas intermedias (andesina) y lentes de megacristales deformados con textura

antipertítica. El contenido de cuarzo es muy variable y se le encuentra en proporciones que varían desde trazas hasta un 30%. Se observan además, rutilo, ilmenita, y apatita diseminados. En algunas zonas las concentraciones de titanio llegan a ser importantes desde un punto de vista económico, formando yacimientos como el de Pluma Hidalgo, al norte de Pochutla (Paulson, 1964).. En general, hay una variación en el índice de color que es controlada por el contenido de cristales sub a euhedrales de clinopiroxenos, los cuales se presentan cloritizados y tremolitizados.

Alternantes con los cuerpos de roca anteriores, se encuentran franjas de anfibolitas, en ocasiones con piroxeno y granate, metagabros de augita y diópsida que contienen en partes bandas hasta de 10 cm de piroxenitas de clinopiroxenos en parte cloritizados.

La secuencia metamórfica es cortada por una generación de diques máficos afaníticos que no presentan deformación alguna.

Este conjunto volcánico-sedimentario que cubre al Complejo Oaxaqueño está constituido por rocas volcánicas de composición intermedia, cubiertas por una secuencia de areniscas con intercalaciones de conglomerados. Es característico en este paquete un color verde en roca fresca que intertemperiza a un café con tonos de morado. Las areniscas son cubiertas concordantemente por conglomerados calcáreos que a su vez están sobreyacidos por calizas masivas, mismas que forman las prominencias mayores de la región (cerros Huatulco, Espino, y La Virgen por ejemplo). Las calizas no presentan fósiles índice y solo se reconocieron restos de pelecípodos y gasterópodos. En la fracción clástica de la secuencia se observan algunas estructuras

sedimentarias primarias que indican que la polaridad sedimentaria de este paquete es hacia el sur.

Terreno Xolapa

En la porción expuesta a lo largo de la costa, desde Puerto Angel hasta Astata, Oaxaca, el Terreno Xolapa consiste de rocas foliadas deformadas dúctilmente como orto y paragneises, migmatitas, anfibolitas y esquistos, junto con granitoides sintectónicos y granitos postectónicos. Este conjunto de rocas metamórficas, que por su asociación mineralógica indican una facies de anfibolita, son características de rocas de la corteza media. Por su importancia regional y por simplificación, hemos tomado al Tronco de Huatulco como punto central geográfico de referencia (Fig. 3).

Secuencia metamórfica

El paquete metamórfico del Terreno Xolapa está caracterizado por un bandeamiento gnéisico bien desarrollado. En la porción oriental a partir del Tronco de Huatulco, es notable la regularidad de este bandeamiento, mientras que hacia la parte occidental, se manifiesta más caótico, mostrando características de un cuerpo migmatítico. Un rasgo general que indica que estas rocas estuvieron sometidas a un régimen de altas temperaturas, es la presencia, en lámina delgada, de texturas pertíticas y mirmekíticas con biotita titanífera.

Las rocas metamórficas en esta área son predominantemente gneises cuarzofeldespáticos y pelíticos de biotita $\pm$ granate, con volúmenes menores de anfibolitas y mármoles, que en conjunto han sido intrusionadas por diques aplíticos y cuerpos pegmatíticos félsicos. Estas

unidades muestran una distribución sistemática dentro del área de estudio.

En la porción occidental, en la cercanía de Puerto Angel, Oaxaca, afloran rocas metasedimentarias con escasas bandas de anfibolitas. Intercaladas con esta secuencia se observan franjas con lentes y bandas de rocas graníticas que dan a algunos sectores apariencia migmatítica. El paquete de metapelitas lo constituyen gneises de biotita y granate, con algunos horizontes de esquistos que quedan definidos por una concentración de micas en ocasiones con fenoblastos de granate. Además se aprecian cuerpos concordantes de mármoles de forsterita, granate (grosularia) y flogopita de geometría lenticular a tabular.

Entre Pochutla y Santa María Huatulco, afloran predominantemente ortogneises, paragneises anfibolitíticos y anfibolitas, y son más escasas las rocas de afinidad pelítica. Los ortogneises tienen una mineralogía de cuarzo, plagioclasa y biotita con una foliación definida por cambios en la abundancia de biotita. El mineral accesorio más abundante es la esfena, la cual es visible en muestra de mano. Las anfibolitas son las rocas predominantes en la secuencia y están constituidas por un mosaico nematoblástico de hornblenda y plagioclasa de composición intermedia (andesina), con algo de biotita reemplazando al anfíbol y zonas de alta epidotización. En las porciones con estructura migmatítica, el melanosoma lo constituyen verdaderas hornblenditas y anfibolitas, mientras que el leucosoma es de tipo cuarzodiorítico y tonalítico, en ocasiones con clinopiroxenos en fenoblastos euhedrales poikiliticos. La estructura migmatítica en este tipo de rocas está determinada básicamente por lentes y venas de leucosoma.

Al oriente del Tronco de Huatulco afloran gneises cuarzo-feldespáticos con biotita, junto con cuerpos leucocráticos concordantes y discordantes cuya mineralogía consiste de cuarzo + plagioclasa $\pm$ granate $\pm$ muscovita. Ocasionalmente afloran pequeños cuerpos anfibolíticos y de esquistos intercalados en esta secuencia. En las fracciones esquistosas se observó la presencia de sillimanita, que ubica el metamorfismo de la secuencia en un régimen de alta temperatura.

Plutones no deformados

En el área de estudio se encontraron diversos cuerpos de rocas ígneas que no muestran efectos de la deformación regional que afectó a la secuencia metamórfica. De éstos, el de mayor importancia, por su extensión, es el Tronco de Huatulco que presenta efectos de un evento de milonitización en su límite septentrional.

El Tronco de Huatulco se manifiesta principalmente como un granito de biotita muy intemperizado en su mayor parte. Muestra cambios composicionales desde granito hasta granodiorita, aumentando en ocasiones la concentración de minerales máficos, como la biotita y la hornblenda. Está intrusado por diques que varían en composición, desde pegmatíticos y aplíticos hasta andesítico-basálticos (diabasas). En algunas zonas es notable la presencia de enclaves máficos redondeados y alargados. Algunas porciones granodioríticas llegan a contener xenolitos angulares de composición granítica.

La mineralogía observada incluye principalmente cuarzo, plagioclasa sódica y microclina aproximadamente en las mismas proporciones. Las texturas micropertíticas

son bastante comunes y el mineral máfico principal es la biotita, aunque esporádicamente llega a manifestarse hornblenda hasta en un 5%. Entre los minerales accesorios se identificaron apatita y abundantes zircones en casi todas las muestras colectadas, mientras que la esfena está presente sólo en algunas. La muscovita está prácticamente ausente en el granito; sin embargo, dos de las muestras estudiadas contienen trazas de este mineral en asociación con la biotita, siendo posterior a ella. Algunos diques pegmatíticos y aplíticos, además de biotita, contienen muscovita macroscópica.

En las zonas de contacto con las rocas metamórficas, el Tronco de Huatulco muestra un fracturamiento pronunciado. En ocasiones es notable un cierto paralelismo en la orientación de minerales alargados, que define una foliación magmática. La naturaleza intrusiva del contacto con las rocas metamórficas es inequívoca, evidenciado por los fragmentos de rocas metamórficas embebidos dentro de la masa granítica.

Otro cuerpo plutónico de importancia, por sus dimensiones, es el Tronco de Ayuta que se encuentra en el extremo oriental de la región cartografiada (Fig. 3). Su composición varía de granítica a granodiorítica con biotita. El grado de intemperismo es mucho menor que el del Tronco Huatulco. Mineralógicamente está constituido por cuarzo, plagioclasa sódica y microclina aproximadamente en las mismas proporciones. Las texturas micropertíticas son bastante comunes. Los principales minerales máficos son la biotita con cantidades menores de hornblenda. Entre los minerales accesorios se identificaron apatita y abundantes zircones.

Otros cuerpos plutónicos menores son el Tronco de Xadani, constituido por granodioritas de biotita con hornblenda, y el Tronco de Pochutla, formado de granito de biotita con hornblenda. El Tronco de Xadani también presenta en su límite septentrional una zona de cizalla intensa que constituye la continuación oriental de aquella que afecta al Tronco de Huatulco (Fig. 3).

Las relaciones de proximidad y las afinidades petrográficas entre los diferentes plutones que afloran en el área estudiada sugieren que estos podrían constituir a profundidad parte de una misma masa batolítica; sin embargo, esto solo podría ser confirmado a través del fechamiento de las edades de intrusión y del análisis de las firmas isotópicas de Sr y Nd.

Los diques andesítico-basálticos, cortan tanto a las rocas metamórficas del Complejo Xolapa, como al Tronco de Huatulco, están constituidos por una matriz de grano fino de plagioclasa con o sin cuarzo. Algunos de estos diques muestran una asociación mineral (calcita + epidota + clorita) típica que indica los efectos de alteración hidrotermal parcial y muy local.

Geología Estructural

Estructuras macroscópicas

La estructura regional de mayor importancia es una discontinuidad tectónica con rumbo general E-W que yuxtapone las rocas del Terreno Oaxaca y las del Terreno Xolapa. Esta discontinuidad tectónica fue denominada Falla Chacalapa por Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel (1986). Tiene características de deformación en el régimen dúctil, con desarrollo de milonitas con texturas de recrystalización dinámica en estado sólido, y de deformación en el

régimen quebradizo con desarrollo de cataclasitas. La zona de cizalla es continua a rumbo desde el poblado de Chacalapa hasta Santa María Xadani, pero en las cercanías del poblado de Xuchil, adquiere un carácter trenzado o anastomosado, bifurcándose alrededor de bloques del Complejo Xolapa no milonitizados (Fig. 3). Su espesor varía desde cientos de metros donde se encuentra trenzada, hasta ~2 km en las cercanías del pueblo de Santa María Huatulco.

Estructuras mesoscópicas

El área estudiada (Fig. 3) se puede subdividir en tres dominios estructurales: el dominio del Terreno Oaxaca hacia el norte, el dominio del Terreno Xolapa hacia el sur, y la zona milonítica que forma el contacto entre ambos. Los dominios Oaxaca y Xolapa se caracterizan principalmente por estructuras planares, en particular la presencia de una foliación gnésica, denominada S1, penetrativa en escala de centímetros, definida por alternancias de minerales claros y oscuros. Esta foliación no afecta los granitos postmetamórficos del Terreno Xolapa. El dominio milonítico, en cambio, ha desarrollado una fuerte lineación, L, de extensión mineral mientras que la foliación puede ser débil o más comunmente ausente. Las estructuras miloníticas, a la vez que han afectado a las rocas del Tronco Huatulco, también son truncadas por pequeños intrusivos andesíticos y granodioríticos posteriores a la milonitización. Asimismo, asociadas a la zona milonítica, se encuentran fallas de régimen quebradizo, tanto normales como laterales.

La zona milonítica había sido previamente descrita en su segmento oriental por Ortega-Gutiérrez y Corona Esquivel (1986) y

cartografiada por Ortega et al. (1990) en el sector Puerto Escondido, Puerto Angel. Regionalmente la traza de la falla presenta una curvatura aproximadamente paralela a la costa (Fig. 2) que varía en su rumbo de WNW a ENE.

La proyección equiareal de polos de foliación del dominio Xolapa muestra una guirnalda de círculo mayor orientada verticalmente norte-sur, lo cual indica que la foliación ha sido plegada alrededor de un eje horizontal este-oeste (Fig. 4A y B).

Existe una ligera asimetría en la distribución de los planos, lo que sugiere una vergencia hacia el norte.

La proyección de polos de foliación del dominio Oaxaqueño muestra que la foliación tiene una orientación preferencial con rumbo E-W e inclinación moderada a fuerte al sur (Fig 4C).

La red equiareal de los polos de foliación milonítica y las lineaciones de extensión, muestran que las foliaciones miloníticas son en general subparalelas a las de los dominios Oaxaqueño y Xolapa, y que las lineaciones están contenidas en el plano de foliación siendo subhorizontales y con dirección E-W (Fig. 4D). La sección de milonita que se encuentra mejor expuesta es la que aflora a lo largo del cauce del Río Huatulco desde el sur del poblado de Santa María Huatulco, hacia el norte hasta las cercanías del poblado de Benito Juárez. En esta sección se observa claramente la transición de rocas graníticas del Tronco de Huatulco sin deformación alguna, hasta ultramilonitas con lineación de extensión mineral penetrativas en escala milimétrica. Esta transición es gradual y compleja: el granito fresco empieza a ser afectado por pares de fallas conjugadas con distancias aproximadas entre los pares de 20 m. La densidad de las fallas aumenta

paulatinamente, así como su espesor, conforme desarrollan una zona de molienda y brechas con una distintiva coloración azul-gris. Los planos de falla no exhiben lineaciones que indiquen el movimiento absoluto de los bloques, pero las relaciones de corte entre fallas indican que son pares izquierdos-derechos. La separación entre fallas continúa disminuyendo hasta que llega a ser de centímetros. A partir de ese punto, la roca adquiere una apariencia sumamente fracturada y su color se torna más oscuro a raíz de la intensa molienda en ciertos sectores.

En una distancia del orden de metros, se hace evidente la presencia de una lineación de extensión y las fallas se vuelven escasas. Esta última constituye la transición final y, a partir de este punto, la roca se transforma en una milonita franca. En total, la secuencia de transición tiene un espesor de 300 m sobre el lecho del río.

Dentro del granito milonítico se pueden ver xenolitos de metasedimentos del Complejo Xolapa alargados paralelos a la lineación mineral. Al avanzar hacia el norte, aumentan los xenolitos y finalmente el granito se encuentra solo en apófisis dentro de los metasedimentos milonitizados. Esto sugiere que la zona de milonita en esta localidad es subparalela al contacto del granito con la roca encajonante. El desarrollo de las estructuras miloníticas es acompañado por un aumento en el contenido de muscovita que puede ser debido a una de dos razones: la reacción, en presencia de agua, de feldespato potásico a cuarzo + muscovita que frecuentemente se observa en zonas de milonita (Simpson y DePaor, 1991); o bien pudiera ser el resultado de la asimilación de metasedimentos del Complejo Xolapa en la periferia del Tronco de Huatulco, que le impartiría una composición más aluminosa

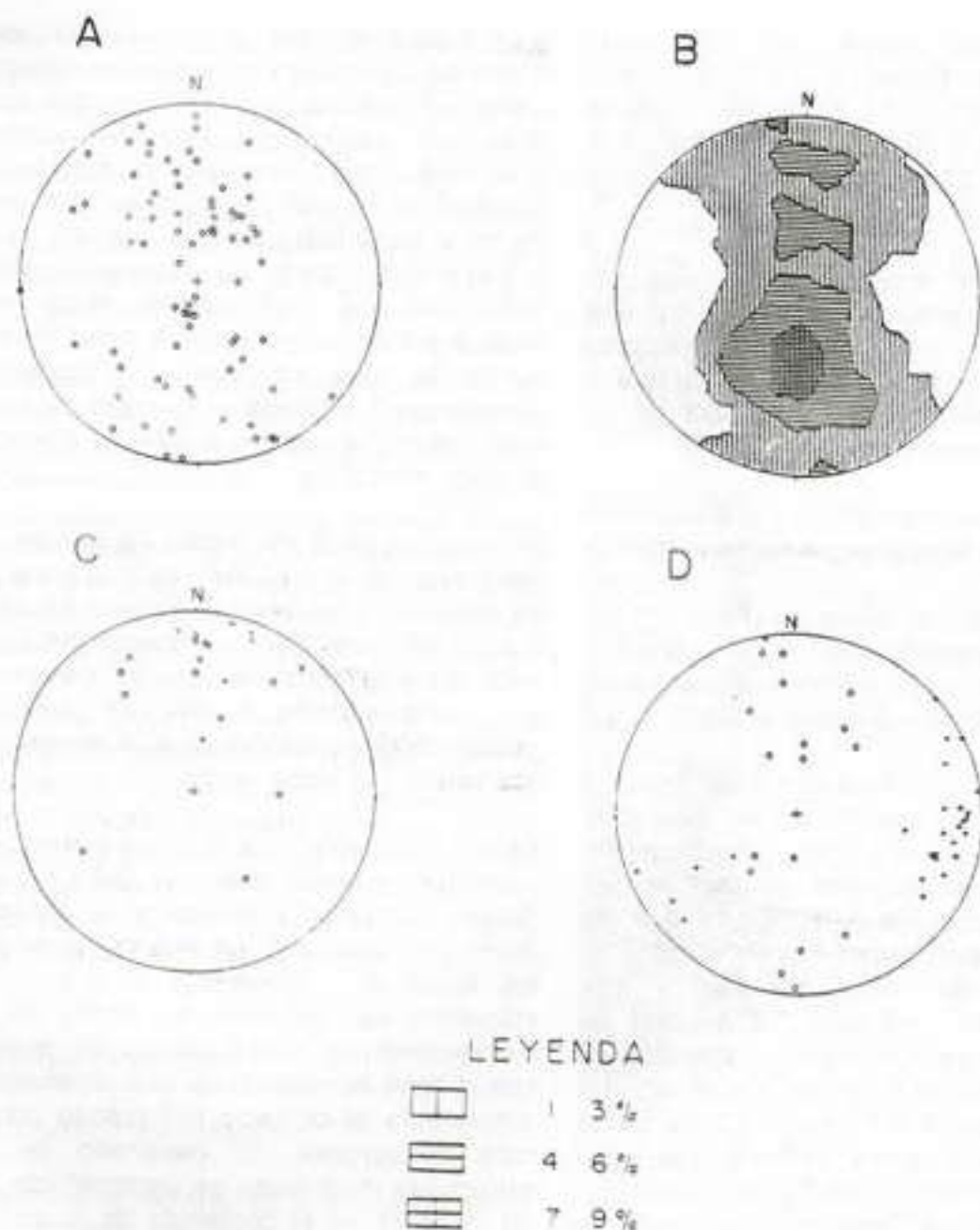


Fig 4 Diagramas equiareales de los diferentes dominios estructurales de la región de Santa María Huatulco. A) Polos de foliación (o) correspondientes al Complejo Xolapa en la región estudiada. B) Curvas de distribución de frecuencias correspondientes a los polos de foliación del Complejo Xolapa, con isolíneas calculadas por el método de Kamb (1959). Isolíneas 1-3σ, 4-6σ, 7-9σ. C) Polos de foliación (o) y de estratificación (+) del Terreno Oaxaca; D) Polos de foliación (o) y lineaciones (+) de la milonita de la Falla de Chacalapa

manifestándose con el crecimiento de cristales de muscovita.

Estructuras microscópicas

Desde el punto de vista microscópico, las rocas estudiadas contienen una variedad de estructuras que incluyen: esquistosidad, gneisoides, orientación preferencial de agregados granulares, orientación preferencial de ejes cristalográficos, porfidoclastos σ y δ , "pescados" de mica, y estructuras S-C.

La esquistosidad es definida por el paralelismo de hojuelas de biotita y muscovita en las rocas metasedimentarias no migmatizadas del Complejo Xolapa y es, en general, paralela a la gneisoides definida por alternancias de minerales cuarzo-feldespatos y máficos en las rocas migmatíticas y ortogneisoides del complejo. Aparte de pequeñas crenulaciones de las micas, que se observan localmente, tanto en gneises como en esquistos, la gneisoides y la esquistosidad no aportan información que no haya sido previamente discutida en la sección anterior.

La orientación preferida de formas granulares y de orientaciones cristalográficas, en cambio, tienen implicaciones importantes sobre las condiciones termobáricas durante la deformación. Las rocas que exhiben orientación preferida de formas granulares y de orientaciones cristalográficas son las milonitas graníticas del Tronco de Huatulco. Estas rocas muestran al microscopio las mismas gradaciones en deformación que se observan en los afloramientos al aproximarse a la zona de cizalla. Las muestras que provienen de afloramientos más distantes del centro de la zona de cizalla, muestran evidencia de deformación en régimen

quebradizo, pudiéndose ver plagioclasas fracturadas, zonas de molienda, y vetillas rellenas de material secundario. Las muestras de granito provenientes de la zona media de la franja milonítica, en cambio, tienen plagioclasas cuyas maclas están deformadas de manera dúctil, y cristales de cuarzo que se ven completamente recrystalizados, con uniones triples de 120° , sin extinción ondulante, y con fuerte paralelismo de los ejes ópticos. Siguiendo criterios definidos por Tullis (1977) y Hirth y Tullis (1992), estas texturas microscópicas sugieren un régimen de deformación cuya temperatura es mayor de $\sim 500^\circ\text{C}$. Las texturas cristalográficas del cuarzo muestran tanto círculos menores alrededor del eje de máximo acortamiento, como máximos lineales paralelos a la máxima extensión (Tolson et al., 1993). Las texturas de círculos menores son comunes en rocas con elipsoides de deformación oblatos (Lister y Dornsiepen, 1982) y los máximos puntuales pudiesen interpretarse como resultado de desliz en el sistema prismal (1010) en dirección $\langle 0001 \rangle$ (Bouchez et al., 1984). Las dos texturas han sido reportadas en terrenos donde la deformación ocurrió a altas temperaturas ($> 500^\circ\text{C}$).

Los porfidoclastos σ y δ , son notables en las rocas metasedimentarias del Complejo Xolapa y en algunos gneises del Oaxaqueño. Los "pescados" de mica son comunes en la mayoría de las rocas miloníticas, mientras que las texturas S-C escasean en general dado que la tectonita es predominantemente de tipo L (Turner y Wiess, 1963). La importancia de la presencia de estas estructuras asimétricas es que son indicadores cinemáticos firmemente establecidos en la literatura. Sin excepción, todos los indicadores cinemáticos de este tipo, examinados en

este estudio, indican desplazamientos izquierdos de la zona de cizalla.

Fallas normales

En el área de trabajo hay evidencia de un fallamiento regional de carácter normal que afecta a las rocas miloníticas principalmente. La escala de las fallas varía desde mesoscópica, en los afloramientos, hasta macroscópica como lo manifiesta la enorme falla normal cuyo escarpe forma la serranía al norte del pueblo de Xadani (Fig. 3). A esta falla, previamente cartografiada por el INEGI, la denominamos Falla Xadani. El rumbo de las fallas es subparalelo al rumbo de las estructuras miloníticas, lo que sugiere que la máxima extensión ocurrió en dirección N-S.

En los afloramientos en la cercanía de la localidad denominada La Hamaca, en el Río Copalita, afloran gneises protomiloníticos del Complejo Oaxaqueño que han sido afallados e intrusionados localmente por pseudotaquilitas. Aunque aun no se cuenta con la evidencia directa de campo, la cercanía de la Falla Xadani sugiere que estas pseudotaquilitas puedan estar asociadas a este rasgo tectónico.

Discusión e Interpretación Tectónica

El Complejo Xolapa y su límite nororiental en esta región presentan, en sus rasgos mayores, similitudes importantes con respecto a otras porciones de la margen continental de Guerrero y Oaxaca. Las litologías acusan un ambiente asociado a una tectónica de subducción, a un nivel mesocortical, que también es evidenciado por el metamorfismo y la deformación regional. Las tendencias estructurales en esta porción del Terreno Xolapa son paralelas a la costa pacífica como aquellos

reportados por Kesler (1973) y De Cserna (1965). La zona milonítica que limita el Terreno Xolapa al norte tiene un desplazamiento importante lateral-izquierdo como el descrito por Ratschbacher y colaboradores (1991).

Desde un punto de vista petrográfico, los protolitos del Complejo Xolapa en esta localidad incluyen rocas volcánicas, evidenciadas por la presencia de anfibolitas, y por rocas sedimentarias, evidenciadas por esquistos y gneises aluminosos con la paragénesis biotita+granate±muscovita ±silimanita, así como por mármoles de forsterita±flogopita. Estos protolitos fueron sometidos a altas temperaturas, metamorizados, y localmente migmatizados, al mismo tiempo que hubo ascenso y emplazamiento de plutones tipo "I" representados por los ortogneises con biotita y esfena. Las relaciones estructurales que muestran estos ortogneises con respecto a las rocas encajonantes, son similares a las reportadas por Morán-Zenteno (1992) para el área de Acapulco. A partir del paralelismo entre la foliación de flujo de estos cuerpos plutónicos y la foliación regional del Complejo Xolapa, inferimos que su intrusión fue contemporánea a la deformación penetrativa que exhiben los metasedimentos. Suponiendo que la edad de este evento tectonotérmico sea similar a la obtenida por Morán Zenteno (1992) en el área de Acapulco, entonces se ubicaría en el Cretácico Temprano.

Las rocas volcánicas y sedimentarias que se encuentran aflorando en una franja ubicada entre los terrenos Oaxaca y Xolapa, han sido interpretadas recientemente (Coney y Campa, 1987) como pertenecientes al Terreno Juárez, con base en su afinidad "volcanosedimentaria". Sin embargo,

nosotros consideramos que dicha secuencia forma parte de la cubierta del terreno Oaxaca, que en el límite con el Terreno Xolapa, se encuentra truncada por la franja milonítica e involucrada en la deformación de esta franja. Con base en la penecontemporaneidad de estas rocas con el evento tectotérmico y magmático del Cretácico Temprano que afectó al Complejo Xolapa, y la evidencia que se ha acumulado a favor de una para-autoctonia del Terreno Xolapa, proponemos que este paquete de rocas volcánicas pueda ser la expresión supracortical de los eventos magmáticos cretácicos que afectaron el Terreno Xolapa y que extendieron su influencia a la porción sur del Terreno Oaxaca. Dicha hipótesis podría ser valorada con datos geoquímicos y geocronológicos que serán generados en etapas ulteriores de este proyecto.

Desde el punto de vista estructural, existen dos aspectos importantes que vale la pena resaltar. El primero está enfocado a los mecanismos de deformación, y el segundo a la cinemática de la deformación.

Con respecto al primero, es interesante la partición de la deformación a lo largo de la Falla Chacalapa. Se ha descrito la complejidad geológica de la zona de falla en el lecho del Río Huatulco. Este recorrido muestra una transición de deformación en régimen quebradizo a deformación en régimen dúctil de fallas laterales. Esta transición podría atribuirse a una de dos razones: un cambio en la temperatura del medio deformado (mayor ductilidad a mayor temperatura) o un cambio en la tasa de deformación (mayor ductilidad a menor tasa de deformación). Dado que la parte interna de la zona de falla muestra evidencia de deformación a una temperatura de $\sim 500^{\circ}\text{C}$, y que los desplazamientos son laterales, es más lógico atribuir el comportamiento

quebradizo a una aceleración de la tasa de deformación. La aceleración sería de cero a la tasa de deformación vigente durante la deformación.

Con respecto a los aspectos cinemáticos de las fallas, está la partición temporal de la deformación en un componente lateral-izquierdo seguido por un componente normal. A diferencia de la deformación descrita por Ratschbacher y colaboradores (1991), quienes interpretan una deformación transtensional normal-izquierda sobre planos de falla y planos miloníticos al noroccidente del área del presente estudio, la deformación en el área de Huatulco que exhibe la milonita es netamente lateral, seguida en el tiempo por desplazamientos normales sobre planos de falla discretos. Es posible que la suma de las deformaciones lateral+normal del área de Huatulco sea igual a la deformación oblicua normal-izquierda descrita por Ratschbacher y colaboradores (1991) pero, sin la determinación de las magnitudes de los desplazamientos, no se puede documentar dicha hipótesis.

Cabe mencionar que la transición de deformación dúctil a quebradiza, de lateral a normal, si es factible explicarla a partir de cambios térmicos en las rocas deformadas durante su exhumación, como lo han propuesto Ratschbacher y colaboradores (1991).

El proceso de milonitización en el límite nororiental del Terreno Xolapa, así como el levantamiento y exhumación de este terreno se relacionan a un cambio fundamental en el régimen tectónico de la margen suroccidental de México, que dio origen a la Trinchera de Acapulco, a partir de la individualización de la Placa del Caribe y su

transporte al oriente con respecto a Norteamérica.

De acuerdo con el mapa tectónico del Circum-Pacífico (Cuadrante NE, Drummond, 1981) la prolongación de la Falla de Polochic, del Sistema Polochic Motagua, hacia el noroccidente, formaría un punto triple trinchera-trinchera-transforme en una posición al sur-sureste de Salina Cruz. De acuerdo con numerosas interpretaciones relativas a la evolución de la Placa del Caribe (Fig. 5); (Malfait y Dinkelman, 1971; Pindell et al., 1988 y referencias incluidas) la remoción del Bloque Chortis de su posición frente a la actual margen suroccidental de México, se habría producido en el marco de la migración al sureste del punto triple mencionado. Dicha migración habría ocurrido a partir del Cretácico Tardío y durante el Cenozoico. A la migración de este punto triple está relacionado el truncamiento de la margen continental ocupada por el Terreno Xolapa y el desarrollo creciente de la Trinchera de Acapulco.

En un análisis relativo a la migración durante los últimos 10 Ma del punto triple trinchera-trinchera-transforme, asociada a la terminación occidental del Sistema Polochic Motagua, Delgado-Argote y Carballido-Sánchez (1990) interpretaron el desarrollo de un sistema transpresivo izquierdo de orientación SW-NE desde Puerto Angel, Oaxaca, hasta Macuspana, Tabasco. La cinemática de la Falla de Chacalapa y la inflexión de su traza de WNW al ENE es consistente con la inferencia de un sistema de desplazamiento lateral izquierdo regional de orientación SW-NE como el que interpretan los autores mencionados.

El desplazamiento lateral en la Falla de Chacalapa, que dio origen al lineamiento

horizontal en la milonitas se puede relacionar a la migración del punto triple mencionado. Dicha deformación habría ocurrido en un régimen de temperatura relativamente alto que explicara el comportamiento dúctil de las rocas en la zona de cizalla intensa. El establecimiento de la nueva trinchera a lo largo de la margen truncada después del paso del punto triple ocasionaría una acelerado levantamiento, que a juzgar por el comportamiento quebradizo de la deformación en el régimen de falla normal, habría ocurrido a temperaturas más bajas que la deformación anterior. El levantamiento y la erosión dieron origen a la yuxtaposición de un nivel cortical medio en el Terreno Xolapa con rocas mesozoicas de un nivel cortical superior del Terreno Oaxaca.

El desarrollo de la Falla de Chacalapa fue claramente posterior al emplazamiento de los Troncos de Huatulco y Xadani. Por otra parte, la ausencia de eventos magmáticos significativos post-milonita indican que la Falla de Chacalapa marca una disminución notable del magmatismo en esta región. La migración hacia el sureste de las edades de biotita a lo largo de la margen continental apoyan la sugerencia de una extinción gradual del magmatismo en esta dirección (Guerrero-García, 1989; Morán-Zenteno, 1992).

La cronología de los eventos de plutonismo y milonitización en la margen del Terreno Xolapa en esta región es diferente a la interpretada por Ratchbacher y colaboradores (1991) para la región de Acapulco, ya que ellos reconocen un evento de milonitización anterior al emplazamiento del Intrusivo de Tierra Colorada. Aunque no se conoce con precisión la edad de la intrusión del Tronco de Huatulco, su carácter en general no deformado, sugiere

que forma parte, como el Intrusivo de Tierra Colorada, de los plutones terciarios del Terreno Xolapa.

Conclusiones

La geología de la margen pacífica de los estados de Guerrero y Oaxaca ha sido interpretada en términos de una margen de acreción de terrenos tectonoestratigráficos por Campa y Coney (1983) y más recientemente en términos de una exhumación de rocas para-autóctonas mesocorticales (Ratschbacher et al., 1991; Morán Zenteno, 1992). Los datos de campo, petrográficos y estructurales que presentamos en esta nota, los interpretamos también en un marco para-autóctono.

Los protolitos del Complejo Xolapa incluyen rocas volcánicas, intrusivas y sedimentarias que han sido afectadas por una fase de metamorfismo y de deformación contemporánea penetrativa en todas las escalas. El metamorfismo alcanzó la facies de anfibolita y fue acompañado por anatexis local con desarrollo de migmatitas. Una vez metamorfozadas, el Complejo Xolapa fue intrusado por cuerpos graníticos como el Tronco de Huatulco y el Tronco de Ayuta.

Las rocas plutónicas del Complejo Xolapa podrían estar genéticamente relacionadas a las rocas volcánicas que sobreyacen al Complejo Oaxaqueño en el área de estudio, siendo estas últimas la manifestación supracortical del magmatismo Cretácico Temprano que acusan las rocas ortogneísicas del Complejo Xolapa.

Las rocas del Terreno Xolapa están en contacto tectónico con las rocas del Terreno Oaxaca. Esta zona de cizalla es milonítica en su mayor extensión, pero también se manifiestan fallas de régimen frágil

sobreimpuestas. La porción milonítica acusa un desplazamiento lateral-izquierdo y las microestructuras indican temperaturas durante la deformación de ~500°C. El desplazamiento lateral izquierdo fue seguido por desplazamientos verticales sobre fallas normales que afecta la milonita. Estas estructuras, en conjunto, se atribuyen al desplazamiento del Bloque Chortis asociado a la migración hacia el sureste de un punto triple trinchera-trinchera-transforme.

Agradecimientos

Agradecemos la cooperación logística del Instituto de Geofísica U.N.A.M. La investigación se llevó a cabo como parte de las actividades del proyecto DGAPA, UNAM IN 10 67 91. G. Tolson y G. Solís agradecen el apoyo económico brindado por la *Geological Society of America* y G. Solís reconoce la ayuda económica otorgada por PADEP en apoyo a este proyecto.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Alaniz-Alvarez, S.A., 1988. Geología y petrología del Complejo Xolapa en Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Ingeniero Geólogo (inédita), 52 pp.
- Anderson, T. H. y Silver, L. T., 1971. Age of granulite metamorphism during the Oaxacan orogeny, Mexico. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 3, p. 492 (resumen).
- Anderson, T. H. y Schmidt, V. A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America, Bulletin*, 94, 947-966.

- Bellon, H., Mary, R.C. y Stephan, J. F., 1982. Dioritic basement, site 493: Petrology, geochemistry and geodynamics. Initial report of the Deep Sea Drilling Project, V. LXVI, National Science Foundation, National Ocean Sediment Coring Program, 723-730.
- Bouchez, J.L., Mainprice, D.H., Trepied, L. y Doukhan, C., 1984. Secondary lineation in high-T quartzite (Galicia, Spain), an explanation for an abnormal fabric. *Journal of Structural Geology*, 6, 159-165.
- Campa, M.F. y Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26, 1040-1051.
- Carfantan, J. Ch., 1986. Du système cordillerain Nor-Américain au domaine Caraïbe. Université de Savoie. Tesis de Doctorado de Estado.
- Coney, P. J., 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 15, 6-15.
- Coney, P. J. y Campa, M. F., 1987. Lithotectonic terrane map of Mexico: U. S. Geological Survey Map MF 1874-D.
- Cserna, Z. De, 1965. Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 62, 77 pp.
- Cserna, Z. De, 1969. Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift. *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, 30, 159-168.
- Coney, P. J. y Campa, M. F., 1987. Lithotectonic terrane map of Mexico: U. S. Geological Survey Map MF 1874-D.
- Delgado-Argote, L. y Carballido- Sánchez, E., 1990. Análisis tectónico del sistema transpresivo neogénico entre Macuspana, Tabasco, y Puerto Angel, Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 9, 21-32.
- Drummond, K.J., ed. 1981, Plate-tectonic map of circum-Pacific region-Northeast quadrant; Tulsa, O.K., American Association of Petroleum Geologists, escala 1:10,000,000.
- Fries, C. Jr., Schmitter, E., Damon, P. E. y Livingston, D. E., 1962. Rocas precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 64, 45-53.
- Grajales-Nishimura, M., 1988. Geology, geochronology, geochemistry and tectonic implications of the Juchatengo green rock sequence. State of Oaxaca, Southern Mexico. The University of Arizona, M.S. Thesis (inédita), 145 pp.
- Guerrero-García, J.C., 1989. Vertical tectonics in southern Mexico and its relation to the trench migration. *EOS*, 70(43), 1310 (resumen).
- Herrmann, U. R. y Nelson, B.K., 1992. U-Pb and Sm-Nd isotope analysis of the Xolapa Terrane in southern Mexico and tectonic implications. 13 *Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium. Münster, Abstracts (s/p)*.
- Herz, N., 1978. Titanium deposits in anorthosite massifs. U. S. Geological Survey, Prof. Paper, 959-D, D1-D6.

- Hirth, G. y Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14, 145- 181.
- Karig, D. E., Cordwell, R. K., Moore, G. F. y Moore, D. G., 1978. Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America Trench. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 265-276.
- Kamb, W.B., 1959. Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiments. *Journal of Geophysical Research*, 64, 1891-1919
- Kesler, S. E., 1973. Basement rock structural trends in southern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1050-1064.
- Lister, G.S. y Dornsiepen, U.F., 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology*, 4, 81-92.
- Malfait, B. T. y Dinkelman, M. G., 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and evolution of the Caribbean plate. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 251-272.
- Morán-Zenteno, D. J., 1992. Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, UACPyP, CCH, Tesis Doctoral, 186 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20(3), 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F. y Corona-Esquivel, R., 1986. La Falla de Chacalapa: Sutura criptica entre los terrenos Zapoteco y Chatino. *Geos*, núm. extraordinario, resúmenes de la Reunión Anual 1976 de la Unión Geofísica Mexicana.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre, L. M., Roldán-Quintana, J., Sanchez-Rubio, G. y De la Fuente, M., 1990. Ocean-continent transect H-3. *Geological Society of America*.
- Paulson, E.G., 1969. Mineralogy and origin of the titaniferous deposit at Pluma Hidalgo, Oaxaca, Mexico. *Economic Geology*, 59, 753-767.
- Pindell, J. L., Cande, S.C., Pitman, W. C., Rowley, D.B., Dewey, J. F., Labrecque, J., and Haxby, H., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics* 155, 121-138.
- Ratschbacher, Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., Frisch, W., 1991. A second look on terrane boundaries in southern Mexico. *Geology*, 19, 1233-1236.
- Robinson, K.L., Gastil, R. G. y Campa, M.F., 1989. Early Tertiary extension in southwestern Mexico and exhumation of the Xolapa metamorphic core complex. *Geological Society of America Abstracts with Programs*.
- Rosales-Gómez, J., Rodríguez Rocha, J., y Armenta Cota, G. 1979. Estudio Geológico Minero del Proyecto "Titanio Pluma, Hgo.". Primera Etapa, en Pluma Hidalgo, Oax., Distrito de Pochutla. Reporte interno del Consejo de Recursos Minerales (inédito).
- Ruiz-Castellanos, M., 1979. Rubidium-strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlan metamorphic areas of southern Mexico. The University of Texas at

- Dallas, Ph.D. Thesis (inédita), 178 pp.
- Simpson, C. y DePaor, D., 1991. The kinematics of high strain zones. Geological Society of America, (apuntes de curso teórico-práctico) Annual Meeting 1991.
- Tolson, G., Solís-Pichardo, G.N. y Morán Zenteno, D.J., 1993. Structural characteristics of the contact between the Xolapa an Oaxaca terranes, southern Mexico. International Conference on Structures and Tectonics at Different Lithospheric Levels, Graz, Austria (resumen).
- Tullis, J., 1977. Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, 39, 87- 102.
- Turner y Wiess, 1963. *The Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. Wiley, New York, 563 pp.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1983. Paleomagnetism and rock magnetism of selected intrusive igneous bodies from southern Mexico: 1- Reconnaissance study of the Acapulco and TierraColorada intrusives. *Geofísica Internacional*, 22, 39-56.

PROPIEDADES PETROFISICAS Y PALEOMAGNETICAS EN LA INTERPRETACION DE ANOMALIAS MAGNETOMETRICAS DEL DEPOSITO DE FIERRO LAS TRUCHAS, MICHOACAN, MEXICO.

L. M. Alva Valdivia (*) y J. Urrutia Fucugauchi

Laboratorio de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica.
Circuito Exterior, C. U., UNAM, D. Coyoacan.
04510, México, D. F.. MEXICO.

(*) Dirección actual:

Dept. of Physics, Erindale College, University of Toronto.
3359 Mississauga Rd., Mississauga, Ont. L5L 1C6. CANADA.

R E S U M E N

Se reportan resultados para 90 muestras orientadas de 19 sitios y 56 muestras de tres núcleos de barreno colectados en el distrito ferrífero Las Truchas. Las rocas muestreadas varían desde granodioritas y diques aplíticos hasta skarn, hornfels y hierro masivo. La mineralización consiste de 60% Fe, principalmente magnetita y hematita relacionada al emplazamiento de cuerpos intrusivos (metamorfismo de contacto). Las intensidades del magnetismo remanente natural (MRN) varían de $0.3 \cdot 10^{-4}$ a 635 A/m, la susceptibilidad magnética de campos bajos varía de 0.00003 a 0.389 SI, la densidad varía de 2.5 a 6.4 gr/cm³ y el coeficiente Q varía de 0.3 a 180. La coercitividad en campos alternos (CA) esta abajo de 100 mT. Las curvas de adquisición de magnetización remanente isothermal (MRI) son indicativas de titanomagnetitas con campos de saturación abajo de 200 mT. La mineralogía dominante corresponde a miembros de la serie de las titanomagnetitas con un contenido alto de magnetita. Las anomalías magnetométricas distribuidas en un área de 14 km² son predominantemente de forma dipolar. La amplitud de las anomalías varía de 2000 a 27000 nT pico a pico, sugiriendo la presencia de cuerpos fuertemente magnetizados. Muchas de las anomalías dipolares están orientadas casi norte-sur. Para el modelado de las anomalías se consideró la contribución relativa de las

magnetizaciones remanente (MRN), inducida (MI) y total (MRN+MI). Se requirió de una contribución significativa de las MRNs para modelar algunas de las anomalías, sugiriendo que los valores superficiales utilizados no son representativos y que la susceptibilidad magnética aumenta con la profundidad, ó que hay fuertes componentes de la MRN pero orientadas cerca a la dirección del campo geomagnético del lugar. La magnetización inducida parece constituir un factor dominante en las anomalías magnéticas de campo observadas en este distrito minero.

A B S T R A C T

We report results for 90 oriented samples from 19 sites and 56 samples from three drill-cores collected in Las Truchas iron ore mining district. Sampled rocks range from granodiorite and aplitic dikes to skarn, hornfels and massive Fe. Mineralization consist of 60% Fe, mainly magnetite and hematite related to emplacement of intrusive bodies (contact metamorphism). Natural remanent magnetization (MRN) intensities range from $0.3 \cdot 10^{-4}$ to 635 A/m, low field magnetic susceptibility ranges from 0.00003 to 0.389 SI, density range from 2.5 to 6.4 gr/cm³ and Q ratios range from 0.3 to 180. CA coercivity is below 100 mT. MRI acquisition curves are indicative of titanomagnetites with saturation fields below 200 mT. Dominant

mineralogy corresponds to members of the titanomagnetite series, with high magnetite contents. Magnetometric anomalies distributed in an area of 14 km² are of dominantly dipolar character. Amplitude of anomalies varies from 2000 to 27000 nT peak to peak, suggesting the presence of strongly magnetized bodies. Most dipolar anomalies are oriented almost north-south. Modelling of the anomalies considered the relative contribution of remanent (MRN), induced (MI) and total (MRN+MI) magnetization. Significant contribution of MRNs are required to model some of the anomalies, suggesting that surface values are not representative and magnetic susceptibility increases with depth, or there are strong MRN components but oriented close to the present dipolar direction in the area. Induced magnetization seems to constitute a dominant factor in the magnetic anomaly field over this mining district.

I N T R O D U C C I O N

La exploración magnetométrica es uno de los métodos geofísicos más frecuentemente aplicados, y la interpretación geológica de datos magnetométricos es una de las más resolutivas. Sin embargo, el mayor problema para obtener información geológica confiable a partir de estudios magnetométricos es la falta de conocimiento de las propiedades magnéticas de las rocas.

Así como ocurre con otros métodos geofísicos, el magnetométrico está afectado por ambigüedad, en cuanto a que los modelos que ajustan las anomalías observadas no son únicos. El determinar los valores de las propiedades magnéticas en las rocas sirve para restringir la interpretación, reduciendo la cantidad de modelos posibles. Particularmente, cuando las propiedades magnéticas se integran a información adicional conocida (control geológico, datos de barrenos, otros métodos geofísicos, etc.), pueden frecuentemente conducir a una interpretación que es altamente probable, o mejor aún, efectivamente única en términos geológicos.

De aquí que la compilación de una base de datos de petrofísica magnética es esencial para una

mejor comprensión de la relación entre geología, magnetismo de rocas, y respuesta magnetométrica (Clark, 1983). Esto a su vez es de gran importancia para la interpretación de anomalías magnetométricas en áreas particulares. La complejidad de esta relación es evidente por la dependencia de la respuesta magnetométrica de una unidad de roca, respecto a su litología, estructura, e historia geológica (paleoambiente, historia térmica, alteración).

Además de proporcionar los parámetros iniciales para la interpretación magnetométrica, es evidente la posibilidad de otras aplicaciones de petrofísica magnética en la exploración de depósitos minerales, por ejemplo: fechado paleomagnético de mineralización, estudios de fábrica magnética para interpretación estructural, magnetoestratigrafía, detección de efectos de reducción de la magnetización remanente química, y técnicas para identificación de minerales y análisis cuantitativo. Algunos de los trabajos más relevantes al respecto son: Alva-Valdivia et al., 1991; Andrews, et al., 1986; Beales et al., 1974; Browning y Beske-Diehl, 1987; Criss y Champion, 1984; Emerson et al., 1979; Fujimoto y Kikawa, 1989; Geissman et al., 1980a, 1980b; Grant, 1984; Gross y Strangway, 1961; Ketola et al., 1976; Symons, 1967; Urrutia y Jurado, 1989; Wu y Beales, 1981.

El depósito ferrífero Las Truchas presenta una fuerte respuesta magnetométrica, lo cual corresponde a rocas con una mayor concentración de minerales ferromagnéticos, principalmente magnetita diseminada - constituyente aproximadamente del 1.5% de minerales de la corteza - la cual es el mineral magnético más importante en estudios aplicados. Se presentan resultados preliminares de petrofísica magnética en especímenes piloto, con los cuales se intenta identificar la mineralogía magnética, i.e.: curvas de desmagnetización por el método de campos magnéticos alternos (CA) y los diagramas vectoriales correspondientes; y curvas de adquisición de magnetización remanente isotermal (MRI). Se obtienen los valores de dirección e intensidad del magnetismo remanente natural (MRN), susceptibilidad magnética en campos de baja intensidad, coeficiente Q y densidad. Estos valores serán los parámetros iniciales en la fase de interpretación

cuantitativa de datos magnetométricos. Naturalmente es necesario realizar el proceso de desmagnetización en todos los especímenes de cada sitio colectado para remover las componentes espurias y para identificar las componentes que corresponden a las propiedades volumétricas in situ. Este trabajo está en proceso. Los resultados se reportarán posteriormente.

Lo anterior es relevante puesto que la MRN es frecuentemente de carácter multicomponente, i.e. representa el vector suma de varias componentes de remanencia, cada una portada por una distinta subpoblación de granos magnéticos, adquirida en diferentes tiempos y por tanto con direcciones posiblemente distintas.

La composición de los óxidos minerales de Fe-Ti más importantes en magnetismo de rocas son titanomagnetitas y titanohematitas, y los factores que más frecuentemente influyen la magnetización en estos óxidos son el tamaño de grano y la composición. Estos son inferidos con razonable confiabilidad en este estudio. La definición del tamaño de grano determina a su vez el tipo de estado magnético del grano y por tanto la contribución relativa a la intensidad de remanencia específica (Dunlop, 1981), i.e.: la intensidad es más alta para granos de magnetita de tamaño submicroscópico -rango de dominio magnético sencillo (SD); los granos de dominio pseudo-sencillo (PSD) de tamaño mayor a 20 μm de diámetro también portan una remanencia relativamente intensa y son los portadores de remanencia predominantes en muchas rocas; granos más grandes de magnetita son de estado magnético multidominio (MD) y tienen una remanencia más débil, correspondiente a valores del coeficiente Q menores a la unidad.

De este modo, muchas anomalías pueden interpretarse en términos de magnetización por inducción, aún cuando los valores en la razón Q sean comparables a la unidad. Sin embargo, las amplitudes de las anomalías pueden ser comparablemente más grandes, para una geometría dada de la fuente, que la indicada por la susceptibilidad magnética medida, implicando una contribución significativa del magnetismo remanente (Alva-Valdivia, 1992; Books, 1962; DuBois, 1962, 1963; Green, 1960; Gromme et al., 1969; Contreras y Ramírez, 1985; Schurbet et al., 1976; Zenteno, 1984).

Por tanto, no considerar la remanencia puede conducir a una interpretación errónea de los datos magnetométricos observados, aún cuando la forma de la anomalía sea consistente con la magnetización paralela al campo geomagnético actual en el lugar.

Es importante remarcar que la existencia de una base de datos de propiedades magnéticas, acopladas con un mayor conocimiento de los procesos que crean, destruyen o alteran a los minerales magnéticos, permitirá aumentar la certidumbre de la interpretación geológica a partir de estudios de prospección magnetométrica en un futuro cercano.

GEOLOGIA

El distrito minero de Las Truchas abarca una superficie aproximada de 14 km^2 (Figura 1). Algunos afloramientos de fierro se encuentran ubicados en las cimas de los cerros conocidos como Santa Clara, El Campamento, Truchas, El Volcán, Valverde (Ferrotepec), El Tubo, La Bandera, El Leopardo, Acalpican, y El Venado. Estos forman parte de la vertiente SW de la sierra de Arteaga, que a su vez es parte de la Sierra Madre del Sur en el margen continental del suroeste de México. La cual está constituida en parte por un antiguo arco magmático. Dicho arco presenta actividad volcánica e intrusiva característica de un ambiente tectónico de subducción. Ambiente al que se relacionan los depósitos minerales distribuidos a lo largo de franjas subparalelas al margen continental (Campa y Coney, 1983; Sillitoe, 1972).

Las rocas expuestas en el distrito varían en edad, desde el Cretácico Inferior hasta el reciente (Figura 2). Estas son: a) Sedimentarias, desde la más antigua a la más reciente, constituidas por calizas, conglomerados andesíticos, abanicos fluviales, detritos marinos, terrazas fluviales y aluviones; b) Igneas, representadas por intrusivos de diorita, granodiorita, diques aplíticos, andesíticos y pórfidos andesíticos. Con relación a los yacimientos minerales, la diorita es la roca más importante, ya que en el contacto de esta con las calizas es donde

se formaron los minerales de hierro; y c) Metamórficas, producto de una aureola de metamorfismo desarrollada en la caliza, que fué recrystalizada y transformada en skarn, anfibolita y hornfels. La mineralización se originó por los fluidos provenientes del intrusivo (Orta-Benítez, 1988).

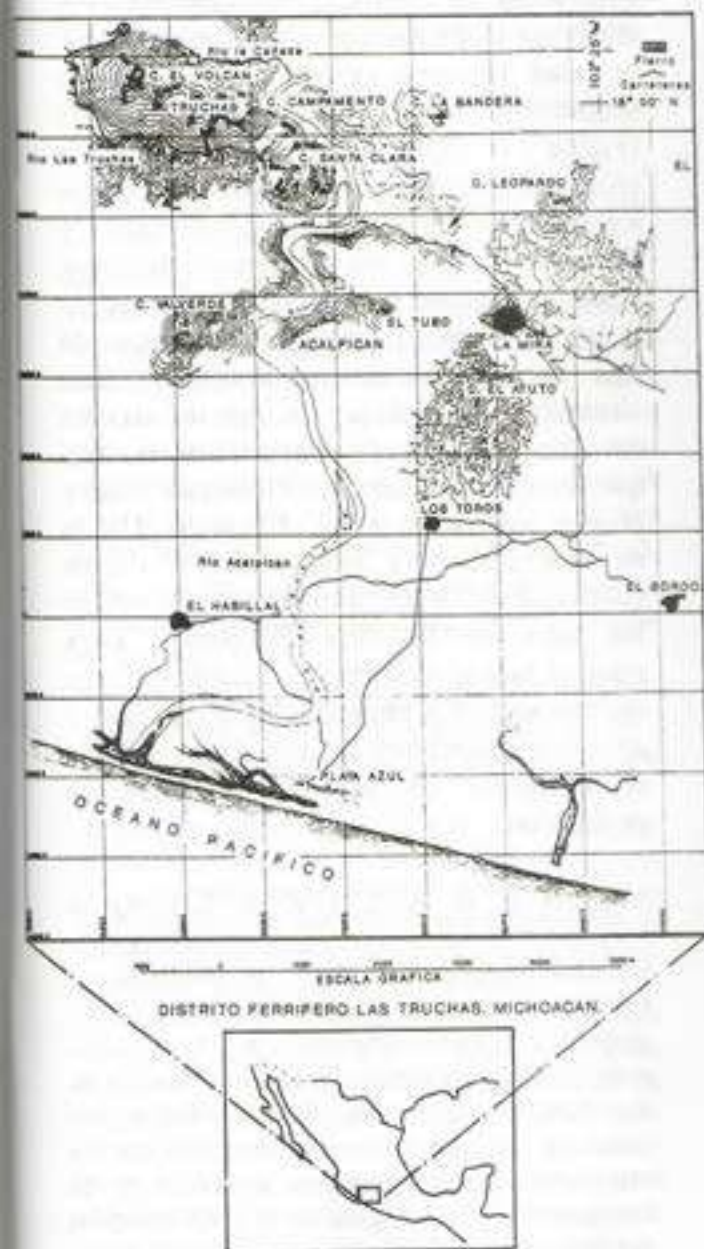


Figura 1. Mapa de localización y topográfico del área de estudio.

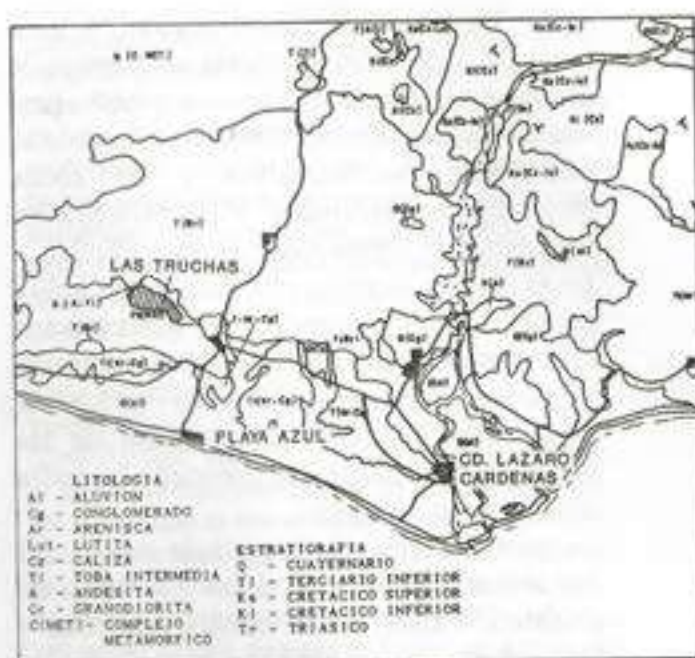


Figura 2. Mapa geológico regional.

MESOZOICO.

Las calizas afloran escasamente en la cima de los cerros, sobreyacen a rocas metamórficas de contacto, las cuales forman la base de la columna estratigráfica. Los procesos de metamorfismo y metasomatismo originados por la actividad intrusiva alteraron a la mayoría de estas rocas, impidiendo distinguir sus características estructurales y fósiles. Sin embargo, se han encontrado rocas semejantes en otros terrenos, y se ha determinado la edad (Albiano) en mejores condiciones de observación (Orta-Benítez, 1988).

Debido a que la mayor parte de la superficie actual en este distrito está formada por rocas ígneas, primordialmente intrusivas, es posible determinar su edad por correlación utilizando el método paleomagnético de detalle.

CENOZOICO

Rocas Intrusivas.

Se desarrolla una actividad magmática intensa, durante la cual se emplazaron casi

todos los intrusivos de la región. A esta etapa le siguió un intervalo de intensa y prolongada erosión, que removió casi totalmente las rocas del Cretácico, dejando al descubierto los intrusivos y las zonas mineralizadas asociadas. Fisiográficamente son cerros de forma redondeada o elíptica. En el distrito se encuentran diques de aplita granítica y pórfido andesítico que cortan a los cuerpos de fierro evidenciando su emplazamiento posterior. Este grupo de diques probablemente es producto de las soluciones residuales que generaron las rocas intrusivas de la región.

Un granito aflora a lo largo de la cuenca del río de Las Truchas, formando una franja de orientación E-W. Tiene textura fanerítica y variación en la composición de granodiorita a diorita cuarcífera y diorita.

Las dioritas son las rocas más abundantes en las zonas mineralizadas, y cubren la mayor parte del área. Además son de gran interés económico, ya que los cuerpos de fierro están íntimamente asociados al contacto con estas. Por esto se consideran como una guía litológica en la exploración de mineral de fierro.

Rocas Metamórficas.

Skarn de granate y/o epidota. Constituyen las rocas más importantes desde el punto de vista económico, por estar directamente relacionadas con la mineralización, ya que los cuerpos de fierro se encuentran alojados en dicha roca. Su mineralogía es granate, epidota, clorita, sericita, pirita, magnetita y hematita. Los skarns constituyen una excelente guía litológica, pues donde se encuentran, hay mayores posibilidades de encontrar mineral de fierro.

Hornfels. Se localizan en el interior de la aureola metamórfica producida por intrusivos de composición diorítica. Su mineralogía: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, hornblenda y epidota; contiene además pirita, calcita y clorita. Esta roca está también asociada al mineral de fierro.

Anfibolita. Originada por el proceso de metamorfismo en las calizas de grano fino. Sus principales minerales son: hornblenda y feldespatos cálcicos, y cantidades menores de granate, calcita y cuarzo.

Rocas Sedimentarias.

Los sedimentos marinos de la Formación Ferrotepec están constituidos por una alternancia de areniscas, conglomerados y areniscas calcáreas con abundantes fósiles, de edad Terciaria (Valencia, 1988). Estos sedimentos también afloran en El Volcán (Figura 1). Descansan en discordancia erosional sobre las rocas metamorfizadas por los eventos de principios del Terciario y directamente sobre los yacimientos de fierro. Estructuralmente se define un sistema de fallas, considerado pre-mineralización, de tipo normal con orientación E-W. Este sistema está cruzado por un segundo sistema de igual importancia con orientación N-S que dio origen a estructuras del tipo fosas y pilares posteriores a los intrusivos y a la mineralización, ya que afecta a dichos cuerpos. Estos fracturamientos son claros en los tajos de la mina Ferrotepec, cuya mineralización se atribuye al metamorfismo de contacto. La abundancia de granate y epidota confirma este proceso. Esta localidad se encuentra en sus últimas fases de explotación.

MINERALIZACIÓN

Generalmente, en rocas donde se intrusióna un magma ocurren profundos cambios físico-químicos, mineralógicos y texturales, ocasionados por calentamientos e infiltración de los fluidos magmáticos. Si los efectos son térmicos, es decir sin adición de nuevos materiales, ocurren cambios texturales y de composición mineralógica en la zona marginal del intrusivo. Dicho metamorfismo, más intenso en las proximidades del intrusivo disminuye a medida que se aleja del mismo y forma a su alrededor una aureola metamórfica. Los cambios

se deben al calor, la presión y los volátiles del magma (Park, 1972).

En estas condiciones, las altas temperaturas y presión dan origen a minerales como granate y epidota, transformando la roca en skarn y hornfels. Cerca al intrusivo, se tiene una zona interior, constituida por hornfels y anfíbolitas; una intermedia representada por skarn de granate y epidota; y una zona periférica formada por caliza recristalizada y silicificada. Estas zonas están asociadas íntimamente al mineral de hierro.

Un factor importante en la formación de este tipo de yacimientos, es el proceso metasomático, donde una solución portadora de mineral, a temperatura elevada, puede reaccionar con otro mineral, disolverlo por entero o en parte y depositarlo en otro lugar.

Los procesos térmicos y de difusión de volátiles durante la formación del yacimiento actúan sobre rocas calcáreas, transformándolas en rocas silicatadas. La cámara magmática aporta los fluidos ricos en hierro; además el agua magmática contribuye en buena parte para el transporte de los óxidos; los cuales pudieron haber sido transportados como cloruro ferroso, que por cambio en la fugacidad del oxígeno provocaron la precipitación del metal en forma de óxidos.

En este distrito, los cuerpos mineralizados son discontinuos. La forma de los cuerpos es muy irregular aunque tienden a la forma lenticular con dimensiones variables.

El contacto entre el mineral y la roca diorítica a veces es directo sin alteraciones en la roca intrusiva, pero ocasionalmente entre el mineral y la diorita hay una zona de minerales producto de metamorfismo como granates, hedembergita, piroxenos, epidota, anfíbolita, y pirita.

La mena está constituida principalmente por magnetita de color negro azulado y brillo metálico. En algunas zonas forma cuerpos de magnetita masiva, compacta y de cristalización homogénea, en otras se asocia con roca metamórfica, donde la magnetita está diseminada. La ganga del cuerpo mineralizado tiene minerales como pirita, calcopirita, granate, epidota, hornblenda, cuarzo, clorita y calcita. Los sulfuros de hierro y fósforo que están presentes se consideran impurezas por su contenido de azufre -menos del 3%.

La mayor parte de hematita se encuentra en las partes que afloran de los cuerpos mineralizados, variando en color del ocre rojizo al gris acero. En superficie, la proporción de hematita a magnetita es de 5:1, disminuyendo gradualmente a profundidad (esto es: disminuye la cantidad de hematita y aumenta la magnetita), a la vez que aumentan las impurezas, particularmente de pirita, anfíboles, epidota, granate, feldespatos, calcita, cuarzo, yeso, y pequeñas cantidades de Mn, P, Ti, Cu, Zn y Pb.

Existen algunas localidades de supuesto origen volcano-sedimentario (El Volcán), que se formaron en el Jurásico Medio - Cretácico Inferior (Orta-Benitez, 1987). Probablemente los magmas al enfriarse liberaron gases de cloruro ferroso y de silicio, que al entrar en contacto con el agua de mar se precipitan en una mezcla fina de óxido de hierro y sílice. En condiciones de reducción se precipitan principalmente magnetita y sulfuros, así como calcita cuando el fondo se satura de bicarbonatos.

La temperatura y las soluciones neumatolíticas e hidrotermales provocaron removilización del mineral sedimentario pre-existente. Este se depositó en planos de estratificación concordantes con la secuencia volcano-sedimentaria y rellenó fracturas. En esta etapa, y por efecto de los mismos fluidos, se alteró esta secuencia (potásica, granatización y silicificación).

Finalmente, la secuencia sufrió basculamiento por efectos de la tectónica. En este período se emplazan las grandes masas batolíticas de composición granodiorítica - sienítica, así como los diques aplíticos, que intrusionan al cuerpo intrusivo, a la secuencia volcano-sedimentaria y a los cuerpos mineralizados. Además se tienen los efectos de la alteración hidrotermal (caolinización, sericitización) en la roca encajonante, y la alteración supergénica (oxidación) por intemperismo de los cuerpos minerales.

MAGNETISMO DE ROCAS

Para el estudio paleomagnético efectuado, se colectaron muestras de 19 sitios (90 núcleos en total), con diferente número de núcleos (3 a 12) en cada sitio, correspondientes a diferentes unidades litológicas y minerales de mena, tomadas en afloramientos superficiales de los

Tabla 1. Resultados paleomagnéticos para el distrito ferrífero
"Las Truchas", Michoacan. México.

sitio	n/r	NRM A/m # 0.001	Susc. (SI) x0.001	Inc/Dec NRM grados	Q	Roca Tipo
EL VENADITO						
1	11/1	96.4#	2.1	4.3/309.1	1.4	Skarn de epidota & vetas de magnetita
2	10/1	4.0#	0.03	48.9/350.9	5.3	Dique aplítico.
3	3/1	289.4	168.2	42.7/351.1	52.8	Mena de hierro (Mt).
SANTA CLARA						
4	12/2	617.6	365.3	66.3/254.3	52.5	Mena de hierro (Mt+Hm).
5	5/0	44.4	2.1	22.2/284.2	1.3	Andesite porfídica.
6	5/0	0.15	9.1	42.3/1.5	0.5	Granodiorita.
7	5/0	162.0	334.3	-8.6/340.4	14.0	Mena de hierro (Hm).
ACALPICAN						
8	4/0	145.3	236.8	-3.3/182.7	20.3	Fe con granitización + sulfuros.
9	5/0	47.8	378.1	-36.7/297.0	3.6	Fe con sulfuros & vetas de granate.
FERROTEPEC						
10	2/0	8.1	388.9	33.6/354.6	0.6	Skarn de epidota.
11	3/0	65.7#	5.2	41.6/275.4	0.3	Andesita, epidota & sulfuros.
12	2/0	0.8	61.4		0.5	Skarn de granate.
13	3/0	0.8#	0.07	47.5/22.8	0.3	Dique aplítico.
14	3/0	23.1	201.3	39.4/345.1	4.5	Hierro masivo.
EL TUBO						
15	4/0	59.8	0.8	-10.4/279.2	2.3	Horfels.
16	3/0	139.3	270.9	-4.4/132.5	152.0	Mena de hierro (Mt).
EL VENADO						
17	4/0	42.4	92.0	-4.1/87.3	10.5	Skarn de granate & vetas de hierro.
18	3/1	449.3	135.6	2.9/333.8	116.3	Skarn de granate & hierro con epidota.
CAMPAMENTO						
19	3/1	10.1	318.0	26.9/352.1	0.9	Hierro masivo.

Nota: El coeficiente konigsberger se calculó usando $H = 0.430e = 34.22$ A
n,r número de muestras usadas/rechazadas para calcular el sitio
medio. Fe, hierro; Mt, magnetita; Hm, hematita.

Tabla 2. Resultados de propiedades magnéticas de núcleos de barreno para el Distrito Ferrífero "Las Truchas", Michoacán, México.

No. Muestra	NRM A/m # .001	Susc. (SI) x0.001	Prof. m.
BARRENO AC-5.			
3	0.82#	0.37	12.20
4	0.94#	0.49	12.20
2	81.43		14.70
1	456.73	267.06	15.00
16	39.79	193.50	32.80
15	43.26	285.81	33.30
17	0.71	121.80	35.15
18	3.22	238.69	36.35
5	1.44#	0.24	47.90
6	0.42#	0.28	50.00
7	74.16	264.15	52.80
8	25.33	253.59	69.20
9	9.22#	0.06	81.00
10	7.54	198.45	84.20
12	13.78	300.45	130.50
11	0.68	81.15	132.20
13	85.52#	14.77	187.75
14	2.15#	0.71	193.40
BARRENO AC-1			
21	3.25	260.39	13.00
19	36.84	84.00	13.30
20	50.20	154.98	16.55
22	14.73	218.61	23.00
23	0.40	67.57	26.70
24	0.20	29.39	29.00
25	38.48#	7.04	29.70
26	7.92	13.37	38.00
27	24.39	190.02	39.80
28	32.49	66.08	45.55
30	635.61	303.07	68.70
31	64.09	231.60	72.00
32	1.19	46.09	83.75
33	157.10	233.52	86.40
35	20.05#	1.92	88.95
BARRENO AC-2			
39	11.55#	0.56	22.95
38	11.19#	1.30	23.65
40	5.46#	0.78	32.30
43	3.14#	0.15	35.35
44	21.57	201.67	50.00
45	76.35#	29.52	54.80
46	1.77#	0.66	60.45
47	0.29#	0.84	64.20
48	84.83#	28.17	71.50
49	81.85#	44.03	71.60
50	9.15	285.93	74.35
51	1.69#	0.25	79.10
BARRENO AC-7			
52	5.62#	0.86	10.00
53	3.81#	0.37	21.20
54	6.85#	0.23	26.00
55	0.20#	0.37	26.50
56	1.40#	0.25	34.05
57	1.40#	1.69	36.50
58	2.09	201.18	40.45
59	7.71	183.35	50.60
60	6.31#	2.54	53.50
61	0.29	188.28	67.30
62	6.88#	0.61	70.45

curvas cuya tendencia general es característica de titanio-magnetitas, esto es: corresponde a coercitividades menores a 100 mT y con saturación magnética en campos menores a 100 mT (Figura 4a y b). Sin embargo, ocurren algunas excepciones con componentes de mayor estabilidad, que se relacionan a rocas alteradas por oxidación de baja temperatura o por hidrotermalismo, por ejemplo las muestras de skarn (EV-2, Figura 4c), y dique aplítico (V-8a y F-9, Figura 4d).

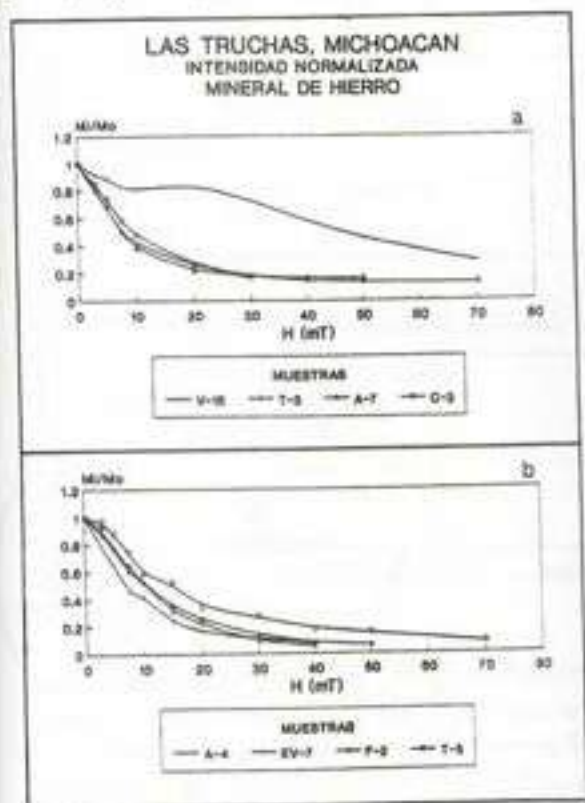
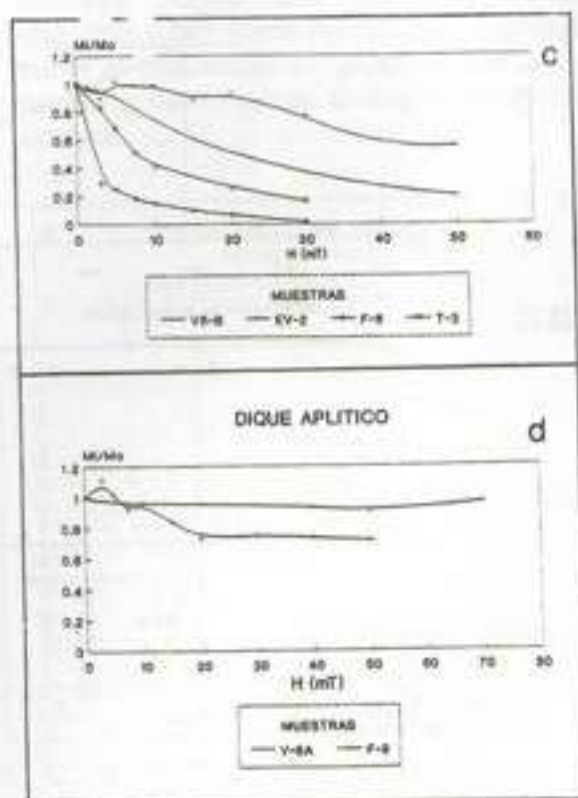


Figura 4. Diagramas de intensidad normalizada indicando el proceso de desmagnetización por campos magnéticos alternos. a-b) hierro masivo; c) skarn; d) dique aplítico.

Las direcciones de los especímenes piloto antes y después de desmagnetizar fueron diferentes en cada sitio (Figura 5, diagramas estereográficos), y junto con los resultados de intensidad del MRN, susceptibilidad magnética, y espectros de coercitividad, sugieren un patrón complejo de propiedades magnéticas dentro del yacimiento, posiblemente asociadas con el estado de oxidación de los minerales de Fe-Ti. En esta figura se muestran algunos diagramas vectoriales

y sus direcciones correspondientes representativos del distrito. Estas gráficas ayudan a definir los distintos registros e historias magnéticas para cada tipo de roca analizada (Dunlop, 1979).

Por ejemplo, una interpretación preliminar, por tratarse de especímenes piloto sería como sigue (esta se reforzará cuando se desmagneticen todos los especímenes de cada sitio de muestreo): las Figuras 5a,b indican la destrucción de dos componentes con traslape en los espectros



correspondientes, lo que podría corresponder a una remagnetización provocada por metamorfismo de contacto, ya que esta presente tanto en el mineral como en las rocas encajonantes que fueron metamorfozadas (skarn y hornfels). Las direcciones son normales. La Figura 5c ejemplifica las muestras con cambios pequeños de dirección y alta coercitividad debido a que están alteradas en alto grado (ejemplos típicos de la hematita). Por

último, la Figura 5d, muestra un registro variable con varias componentes entremezcladas y un cambio moderado en la dirección, que pudo ser ocasionado por diferentes eventos de hidrotermalismo, oxidación de baja temperatura, y metamorfismo.

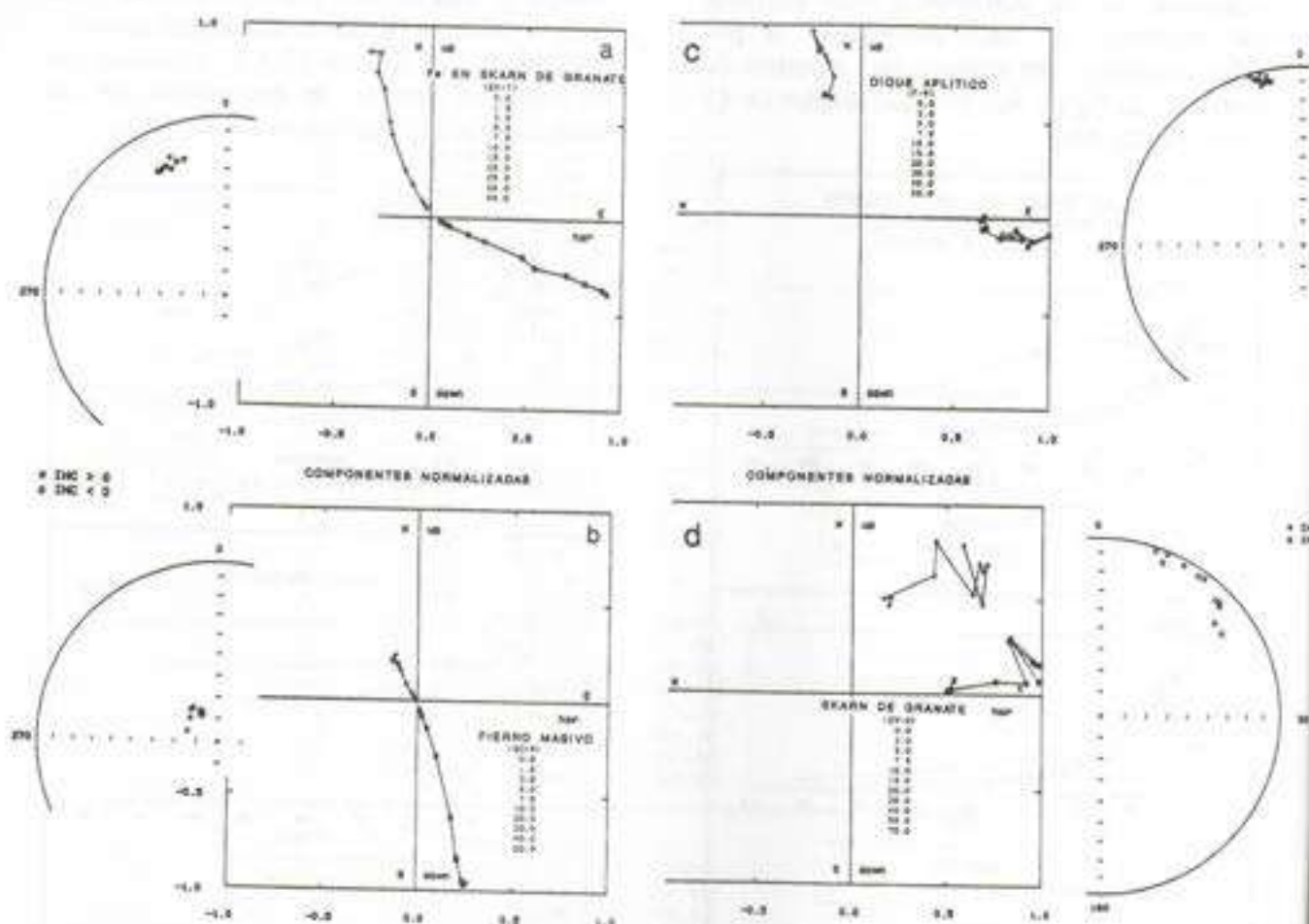


Figura 5. Diagramas estereográficos, indicando la dirección (declinación e inclinación magnética) de MRN; y diagramas vectoriales, indicando las diversas componentes del MRN (esto es: la componente primaria y secundarias adquiridas durante los procesos geológicos sucedidos post-formación). Además se indica el tipo de roca y los campos aplicados durante el proceso de desmagnetización.

Una de las interpretaciones potenciales para este patrón, aparentemente complejo, está en términos de una componente primaria y al menos dos componentes secundarias. La componente primaria, es muy probablemente una

magnetización temoremanente adquirida al formarse la roca, generalmente con una dirección más estable, mientras que las secundarias, pudieron ser originadas por una amplia variedad de procesos geológicos que afectaron a la roca.

Para examinar el espectro de coercitividad de las muestras se hicieron estudios de magnetismo remanente isotermal (MRI) en algunos especímenes de roca encajonante y mineral de mena (Figura 6). Las muestras de skarn no alcanzan la saturación en los campos utilizados, reflejando un mayor contenido de hematita (magnetita oxidada) respecto a titanomagnetita; mientras que en las de mineral de mena, existe una saturación en campos muy bajos (50-70 mT), que significan un predominio de la magnetita como mineral magnético principal.

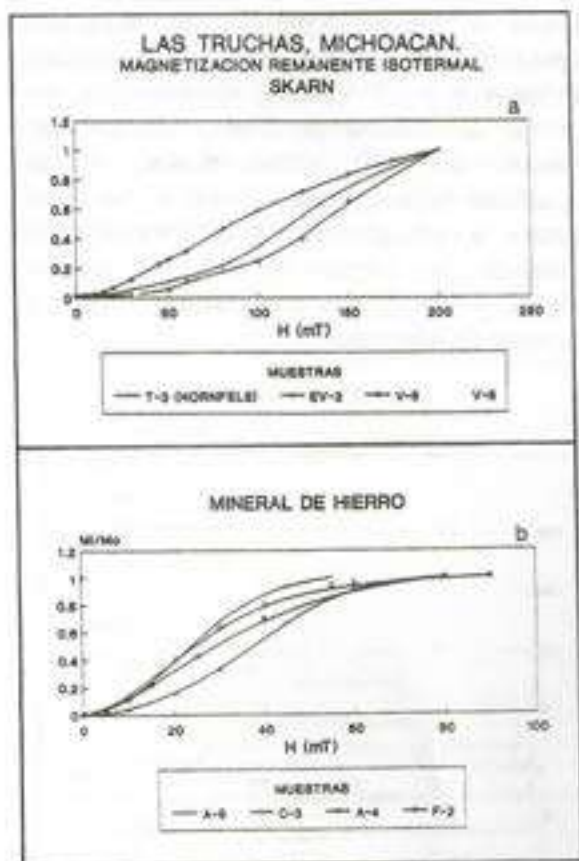


Figura 6. Diagramas de adquisición de magnetización remanente isotermal en muestras de skarn y mineral de hierro.

Las propiedades petrofísicas medidas muestran correlaciones típicas para las rocas fuerte y débilmente magnetizadas, lo que refleja fenómenos de exsolución entre los minerales magnéticos, además de distribuciones en el tamaño de grano.

La intensidad del MRN varía de $0.3 \cdot 10^{-3}$ A/m a 1069 A/m, y la susceptibilidad de 0.00001 SI a 0.396 SI, para el dique aplítico alterado y para el mineral de hierro (magnetita) respectivamente (Tabla 1). También se observa que la intensidad y la susceptibilidad varían dentro de un mismo sitio, y entre estos, en una litología específica. Por ejemplo, en los sitios El Venado, Acalpican y Campamento se tienen únicamente valores altos tanto en intensidad del MRN como en susceptibilidad, hecho que se correlaciona con la petrografía, correspondiendo a rocas altamente mineralizadas. En cambio Ferrotepec presenta valores que varían entre 0.00035 y 30.44 A/m, y

0.00004 a 0.390 SI, para intensidad del MRN y susceptibilidad respectivamente, indicativo de la medición de diferentes tipos de rocas. Se presentan casos similares en El Venadito, Santa Clara y El Tubo. Estas fluctuaciones se explican principalmente en base a variaciones en el contenido volumétrico de (titano-) magnetita presentes en las rocas.

La Figura 7a muestra que las rocas encajonantes e intrusivas siguen esta última correlación. En cuanto a las muestras de mineral (Figura 7b), se observan valores con alta susceptibilidad magnética y baja intensidad del MRN, hecho que indica el predominio de granos magnéticos de tamaño grande y estado de dominio magnético múltiple.

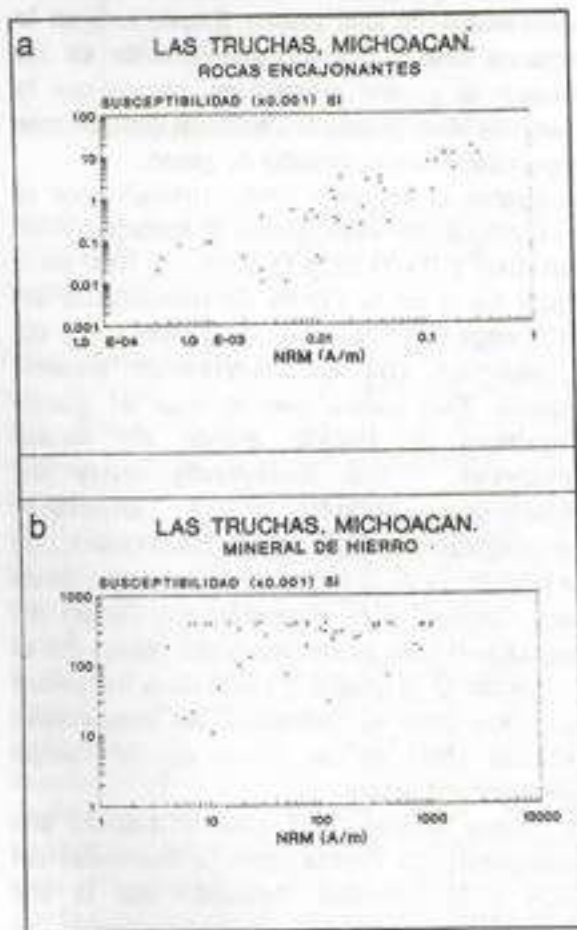


Figura 7. Valores de intensidad del MRN y susceptibilidad magnética para rocas encajonantes y mineralizadas.

El coeficiente Königsberger (Q) (Figura 8) muestra también variaciones grandes, debidas a diferencias en el tamaño de grano y composición química de los portadores de la remanencia, además de variación en las cantidades de los granos magnéticos. Para rocas intrusivas y algunos skarns, Q tiene valores entre 0 y 1, en tanto que las volcánicas y mineral de mena, el rango se amplía hasta valores de 180. Esto se debe a que los tamaños de grano y la mineralogía, en estas rocas, son mucho más variables que en los intrusivos. Esta figura presenta dos grupos de datos bien definidos. Uno con un rango de MRN que gradúa de 1 a 1000 A/m, y valores Q desde 0.5 a 200, distribuidos en forma aproximadamente lineal (Figura 8a, rectángulo I). Las características magnéticas mencionadas de este primer grupo, indican la respuesta debida a una gran variación en los tamaños de granos magnéticos, puesto que la susceptibilidad guarda una relación directamente proporcional con el tamaño de grano.

En cuanto al segundo grupo indicado por el rectángulo II, presenta valores de susceptibilidad entre 0.01 y 0.400 SI, y Q entre 1 y 1000 en la Figura 8a; y en la Figura 8b intensidades del MRN entre 0.001 y 1 A/m, y Q entre 0.1 y 10, se presentan con una distribución bastante dispersa. Esto indica que se trata de granos magnéticos de tamaño grande sin fuertes variaciones, y una dependencia mayor del contenido volumétrico de minerales ferromagnéticos y de la composición química de los portadores de la remanencia. La variación en estos valores indica el predominio alterno del magnetismo inducido y remanente, puesto que el coeficiente Q es igual a la razón de la intensidad del MRN entre la intensidad del magnetismo inducido (MI) en las rocas por el campo geomagnético actual.

De forma similar, la Figura 9 muestra una correspondencia directa entre la intensidad del MRN y la densidad, indicando que la alta densidad proviene del mayor contenido de minerales ferromagnesianos. Los resultados son para cada sitio muestreado (símbolos distintos), presentando valores según el tipo de roca de que se trate. Puede observarse que los valores altos de densidad corresponden bien con alta susceptibilidad e intensidad del MRN, debido

también al mayor contenido de minerales magnéticos. Por ejemplo, los sitios Acalpican, Campamento y El Venado, conformados por muestras de mineral de hierro, son los que presentan los más altos valores en las propiedades mencionadas. En tanto en los sitios restantes, la variación en estos valores indica que el muestreo se efectuó en rocas de distinta litología y naturalmente distinto tipo y contenido de minerales.

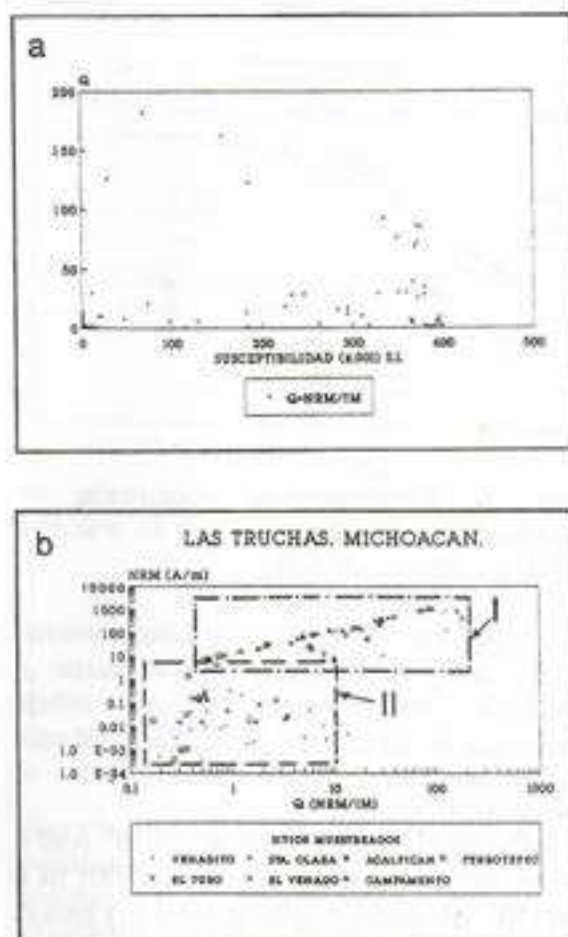


Figura 8. Resultados de medición de intensidad del MRN, susceptibilidad magnética y coeficiente Q.

Otros estudios indican que la titanomagnetita es altamente susceptible a la alteración hidrotermal, a la oxidación de baja temperatura y a otras reacciones durante el metamorfismo, transformándola en magnetita pobre en titanio,

rutilo y esfena (ejemplo; Ueno, 1984; Ueno y Tonouchi, 1987; Smith y Banerjee, 1986). Esto es importante considerarlo, puesto que afecta simultáneamente a la intensidad del MRN y a la susceptibilidad magnética, disminuyendo sus valores en diversos grados, según sea la intensidad sufrida.

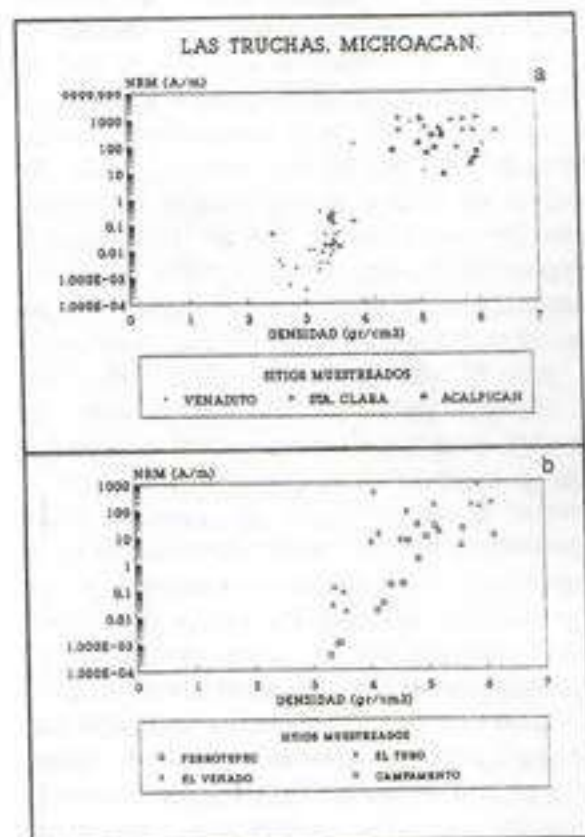


Figura 9. Resultados de mediciones de densidad graficados contra intensidad del MRN en cada sitio colectado.

Los resultados de propiedades petrofísicas medidas en los núcleos de barreno AC-1, AC-2, AC-5 y AC-7 se muestran en la Tabla 2. Estos están ubicados dentro de la zona El Venadito (triángulos huecos, Figura 11). La descripción litológica de estos núcleos indican que las rocas con valores altos corresponden generalmente a rocas metamórficas (hornfels cloritizados) con cantidades variables de magnetita diseminada. La Figura 10 muestra la variación de las

propiedades petrofísicas medidas contra la profundidad, para el barreno AC-5.

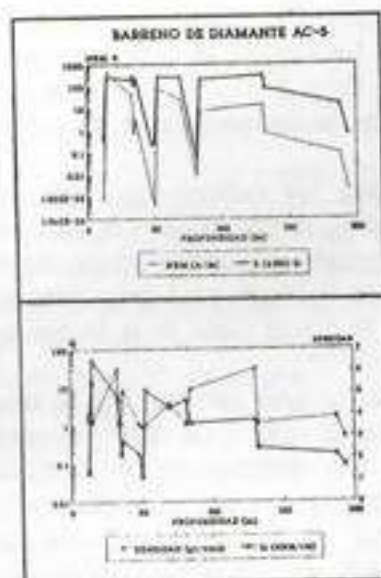


Figura 10. Variación a profundidad de algunas propiedades petromagnéticas medidas en el barreno de diamante AC-5.

Estas profundidades, y las distancias tan cortas que separan a los barrenos, permiten establecer una correlación entre ellos, lo que servirá para simular la posición de los cuerpos con mayor contenido de magnetita diseminada respecto a la profundidad. También es posible trazar una sección esquemática a partir de la posición de los cuerpos favorables con mineral de hierro. En el área El Venadito, dicha sección es representativa de zonas de skarn, donde las rocas mineralizadas (hornfels con magnetita diseminada) alternan irregularmente con rocas pobremente mineralizadas (hornfels cloritizados). Las profundidades con valores bajos en las propiedades antes mencionadas también podrían estar relacionadas a fallas o fracturas, marcadas por la disminución en los valores medidos en un rango muy estrecho a profundidad, sin embargo, no puede afirmarse en este trabajo ya que la distancia entre muestras no da esta confiabilidad (debe tenerse un muestreo más intenso, y de ser posible continuo, i.e.: Harding et al., 1988; Lapointe et al., 1986).

Los resultados obtenidos sugieren que las titanomagnetitas de este distrito ocurren como granos de tamaño grande con estado magnético multidominio, representando un porcentaje de volumen apreciable (posiblemente un 95%) justificando los valores altos de susceptibilidad magnética. Esto a su vez implica un alta intensidad en la componente de magnetización inducida.

Por otro lado los valores del MRN son de medios a altos, lo que sugiere la presencia de granos de tamaño pequeño y estado magnético monodominio (menores a $0.1 \mu\text{m}$). Estos son los que portan la mayor parte de la intensidad del MRN.

Por lo tanto, la gran amplitud de la anomalía magnética observada y el gran volumen de mineral de hierro corresponde con partículas de tamaño grande y dominio magnético múltiple, sin descartar la importante contribución de granos pequeños con estado magnético de dominio sencillo.

Para la interpretación cuantitativa de las anomalías magnetométricas, se usaron los valores medios medidos de la susceptibilidad magnética para calcular la intensidad del magnetismo inducido, asimismo para la dirección (declinación e inclinación magnética) e intensidad del magnetismo remanente medido directamente en nuestras muestras según se mencionó arriba. Se consideró que los valores obtenidos de los núcleos de barreno eran más representativos que las muestras colectadas en superficie, puesto que hay mucho menos posibilidades de efectos secundarios como descargas electromagnéticas (rayos), oxidación y alteración debidas al medio ambiente.

Por otro lado es necesario aclarar que se usaron los resultados de MRN, y que para obtener una mejor aproximación en los modelos calculados, será indispensable desmagnetizar todos los especímenes de cada sitio muestreado. Esto es con el fin de utilizar los valores medios obtenidos para la componente magnética primaria, representando a las rocas y mineral que realmente nos interesan y que están libres de efectos secundarios posteriores.

Es de gran importancia realizar esta fase de modelado contando con estos datos, sobre todo cuando la anomalía magnetométrica presenta una

desviación de la dirección del campo geomagnético actual, lo que implica que tenemos una fuerte influencia de la componente del MRN, o como en el presente caso, donde tenemos una apreciable contribución del MRN orientado aproximadamente según el campo geomagnético del lugar.

La importancia de lo anterior, puede demostrarse con el análisis del campo geomagnético terrestre, el cual presenta un máximo al sur y un mínimo al norte en el hemisferio norte (lo inverso es válido para el hemisferio sur). Por lo que se deduce que el campo geomagnético actual es el resultado tanto de la componente dipolar producida en el núcleo terrestre, más la componente no-dipolar originada en su mayor parte por rocas de la corteza terrestre. La componente no-dipolar es además la suma vectorial de la magnetización inducida más la magnetización remanente de las rocas presentes. Se postula que al existir una diferencia considerable (más de 30 grados) entre la dirección norte-sur del campo geomagnético del lugar y la de la línea que une el máximo y mínimo de la anomalía en estudio, dicha desviación se debe a la mayor contribución de la magnetización remanente respecto a la magnetización inducida. Puesto que ésta última al ser originada por el campo geomagnético, necesariamente presenta la dirección de éste.

La Figura 11 muestra la respuesta aeromagnética registrada a una altura media de vuelo de 100 m sobre el distrito (CRMNR, 1970). Se indica la ubicación de las principales anomalías magnetométricas (nombres locales), los sitios de muestreo paleomagnético (triángulos llenos), los barrenos analizados (triángulos huecos) y los perfiles modelados (líneas continuas), que de forma general coinciden con los sitios de mayor concentración de mineral.

En este estudio se usaron datos de magnetometría terrestre, campo total. Se muestran solo algunos de los modelos efectuados como: El Venadito (al sur de El Venado), Acalpican y Santa Clara. Además, también se modeló la anomalía El Venadito con datos de magnetometría terrestre y componente vertical. En todos los casos se consideró la contribución del magnetismo remanente e inducido. La dirección de magnetización utilizada está entre



Figura 11. Mapa magnetométrico de campo total ($T=100$ m).

la de remanencia del Cretácico y el norte del campo geomagnético actual. En cada caso se probaron varios modelos, hasta determinar el más adecuado según las condiciones geológicas presentes. El método utilizado fué el de Talwani (Talwani, 1965). Específicamente se usó un programa gráfico interactivo para modelos magnéticos en secciones geológicas de dos dimensiones. Este programa permite calcular modelos con el campo inducido, el remanente o una combinación de ambos.

Se calculó la reducción al polo (por medio de la transformada de Hilbert) como auxiliar para determinar la posición probable de él o los cuerpos productores de la anomalía observada, no se graficó en algunos casos para no oscurecer la figura. También se muestran los perfiles topográficos, ubicando los cuerpos postulados para el cálculo del modelo.

La Figura 12a muestra el modelo para Santa Clara, donde se observa correspondencia entre la anomalía observada y la calculada. Se presenta la contribución magnetométrica de cada componente por separado (observada; calculada con MRN más magnetismo inducido (IM); y calculada con IM. Esta anomalía corresponde a un dipolo orientado NE-70°-SW viendo al NW, con una amplitud (pico a pico) de 14500 nT, y una distancia horizontal entre máximo y mínimo de 75m. Los cuerpos modelados corresponden con la posición de algunos afloramientos de mineral en el área, siendo estos afloramientos fuente de ruido, lo que ocasiona problemas en el ajuste de las anomalías observada y calculada.

En la Figura 12b se muestra la anomalía magnetométrica de Acalpican, correspondiente a un dipolo orientado en dirección norte-sur viendo al oeste; una amplitud (pico a pico) de 25500 nT, y una distancia horizontal entre máximo y mínimo de 135m. Similarmente al caso anterior, existe correspondencia entre afloramientos de mineral y la posición de los cuerpos modelados a profundidad. La suave topografía no tiene una fuerte influencia en la amplitud de la anomalía.

La Figura 13 presenta la anomalía magnetométrica de campo total para El Venadito en forma de dipolo orientado NE-17°-SW viendo al NW, una amplitud pico a pico de 12700 nT y distancia horizontal entre máximo y mínimo de 180m. Los cuerpos modelados se seleccionaron en base a los datos de barrenos (por ejemplo, ver máximos en intensidad del MRN y susceptibilidad en el barreno AC-5 a 25, 65 y 110 m de profundidad, y en el barreno AC-7 a 50m). Estos cuerpos siguen la posición o tendencia inferida de los cuerpos litológicos interpretados por los geólogos del distrito. La expresión topográfica es muy suave sin relación aparente con la anomalía magnetométrica observada.

Las Figuras 14, 15 y 16 presentan perfiles paralelos en el área El Venadito separados 100m entre sí. Estos presentan anomalías magnetométricas observadas de campo vertical, con rumbo NE-25°-SW viendo al NW. El perfil de la Figura 14 (L-1SE) presenta una anomalía monopolar de amplitud 11300 nT, distribuida en una distancia de 380m. Se propone un solo cuerpo para ajustar la anomalía observada, el

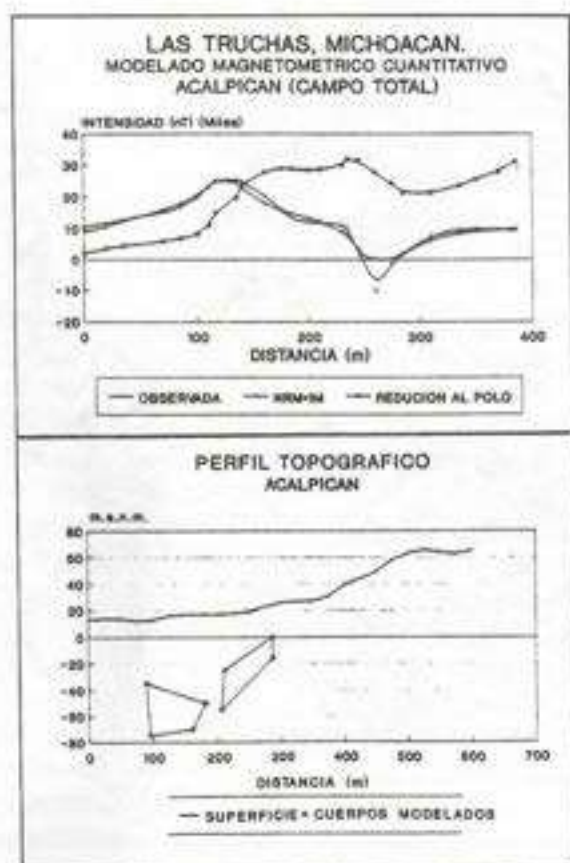
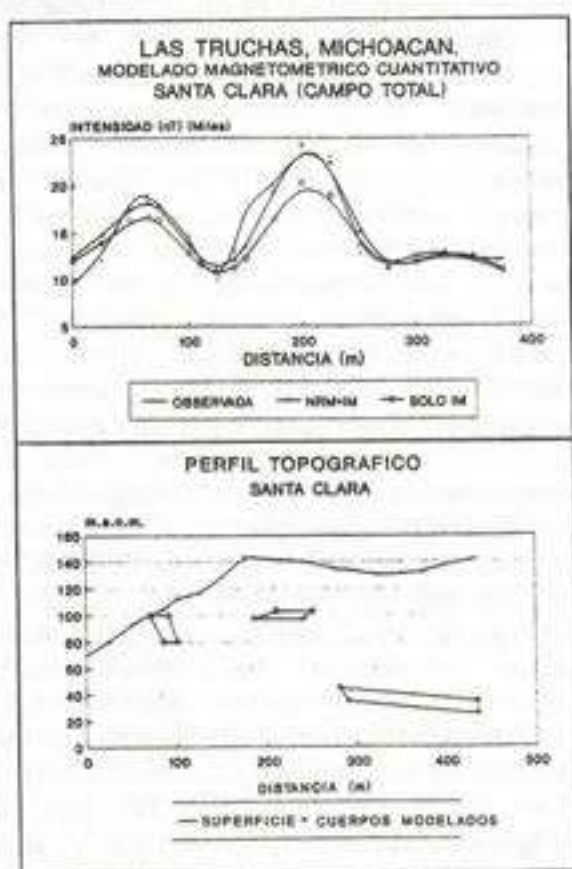


Figura 12. Interpretación cuantitativa de las anomalías magnetométricas a) Santa Clara y b) Acapulcan.

cual presenta buzamiento al NE, en contradicción a los cuerpos propuestos para la anomalía de campo total de la figura anterior. La Figura 15 (L-0) tiene forma dipolar con amplitud entre máximo y mínimo de 6500 nT y distancia horizontal de 70m. Se ajustó la anomalía observada con el efecto producido por dos cuerpos cuya tendencia se mantuvo en la misma dirección al perfil anterior. Finalmente, la Figura 16 (L-1NW) nos presenta una anomalía con una amplitud de 8700 nT, dentro de una distancia de 357m. Este modelo también se ajustó con dos cuerpos, y la misma tendencia o buzamiento al NE.

La geología del subsuelo de la zona está constituida principalmente por rocas tipo skam, entremezcladas con andesitas, mineral diseminado, mineral masivo, y hornfels, de

manera que debido al carácter errático en que se presenta el mineral y el skam como principal roca asociada, no existe una restricción fuerte respecto a posicionar un cuerpo en alguna dirección o profundidad específica.

Así, la Figura 13 indica una cierta posición para los cuerpos modelados, posición que se ve modificada en las tres figuras siguientes, y que al parecer tienen una mayor consistencia entre sí, puesto que es posible seguir los cuerpos modelados en los tres perfiles paralelos, salvo pequeñas variaciones a profundidad, tamaño y forma de estos cuerpos. Se tomó como dirección representativa para estos modelos la del dique aplítico, que coincide con la de algunas muestras de mineral (Tabla 1). Esto se hizo considerando que la fuente generadora de la mineralización son los cuerpos intrusivos y su relación con las rocas vulcano-sedimentarias existentes. De la misma forma se procedió con la magnitud de la

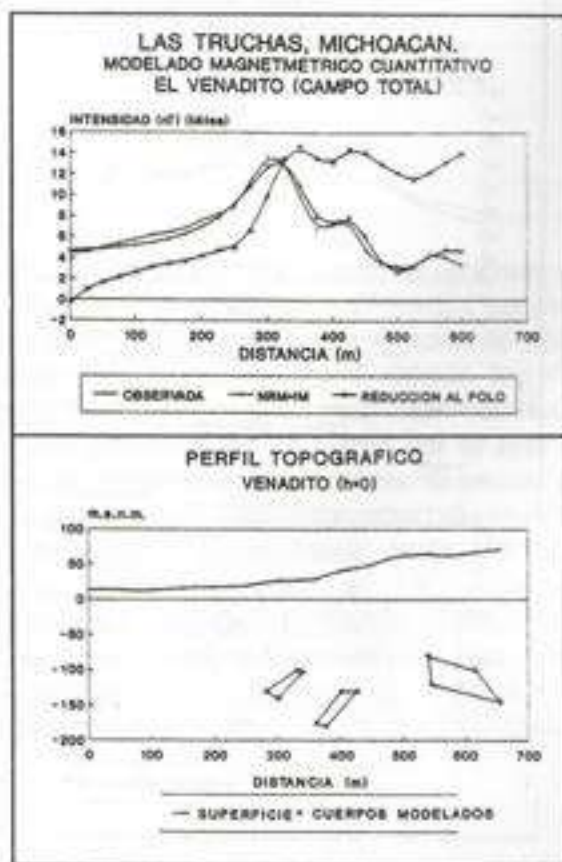


Figura 13. Interpretación cuantitativa de la anomalía magnetométrica El Venadito.

intensidad del MRN y la susceptibilidad magnética (Tabla 2).

Uno de los objetivos de modelar secciones paralelas es seguir la variación en la forma de los cuerpos existentes. Los resultados obtenidos correlacionan con un estudio geo-eléctrico efectuado en las mismas tres secciones paralelas (Línea 0, Línea 1 NW, y Línea 1 SE) (Ing. Pérez-Aldana, Geofísico de la mina, com. pers. 1990).

Finalmente considero oportuno enfatizar respecto a la utilidad que tiene el método paleomagnético para la interpretación cuantitativa o modelado magnetométrico de las anomalías observadas. El parámetro que nos indica la importancia de esto es el coeficiente Q , ya que es igual a la razón de la intensidad del MRN contra la intensidad del IM. Por lo tanto, valores mayores a la unidad

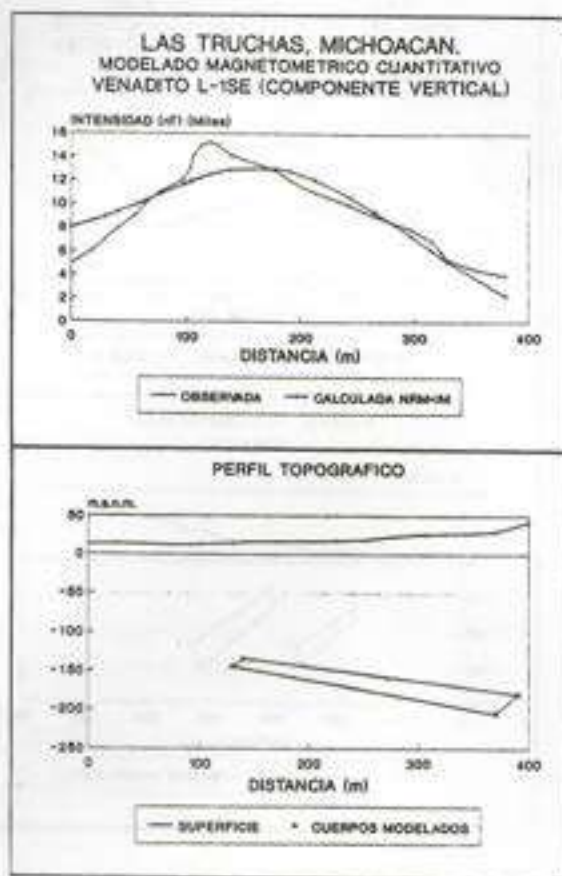


Figura 14. Interpretación cuantitativa de la anomalía magnetométrica El Venadito L-1SE.

serán indicadores del predominio del magnetismo remanente sobre el inducido, que será más acentuado cuanto mayor sea el

coeficiente Q . La Tabla 1 presenta estos valores, con los cuales es posible formarse una idea de la contribución e importancia de cada una de estas componentes a la anomalía magnetométrica observada total. Esto puede apreciarse en la Figura 12.

CONCLUSIONES

La génesis del yacimiento se relaciona con un proceso de metasomatismo de contacto, originado por el emplazamiento del intrusivo cuarzo-monzonítico que aflora en la zona de la mina. El principal mineral del yacimiento es

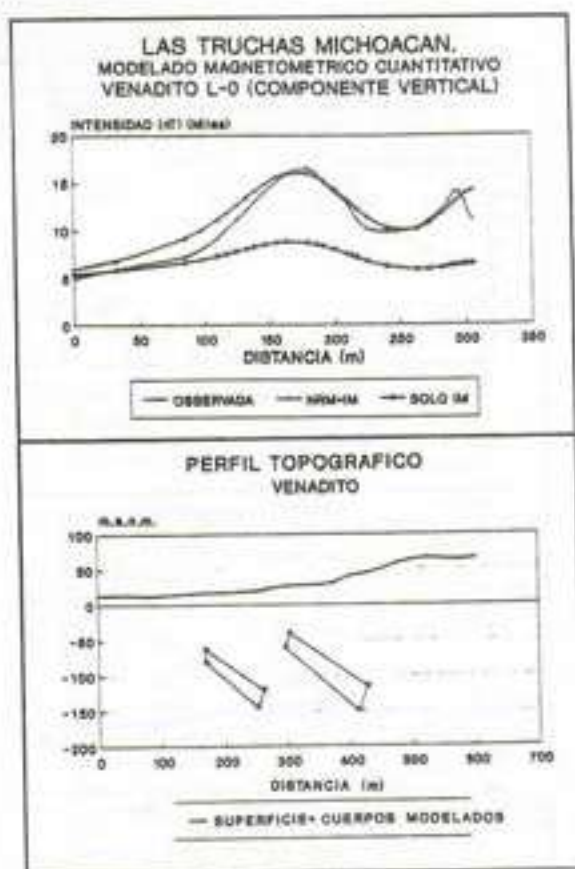


Figura 15. Interpretación cuantitativa de la anomalía magnetométrica El Venadito L-0.

titanomagnetita con poco titanio, a la que se asocian hematita e ilmenita en menores cantidades. Los minerales magnéticos son en su mayoría de tamaño grande, lo que induce a pensar en una razón de enfriamiento lenta, afectados por oxidación deutérica de bajo grado y con probable estado magnético de dominio múltiple.

Los resultados de las propiedades petrofísicas medidas (intensidad y dirección del MRN y susceptibilidad magnética principalmente) se utilizaron como información preliminar para la interpretación de las anomalías magnetométricas. Datos que permiten disminuir la incertidumbre en la interpretación efectuada. Además existe una correlación entre la información geológica y las propiedades físicas medidas, lo que permite establecer un importante enlace entre la geología y la geofísica en la exploración de los

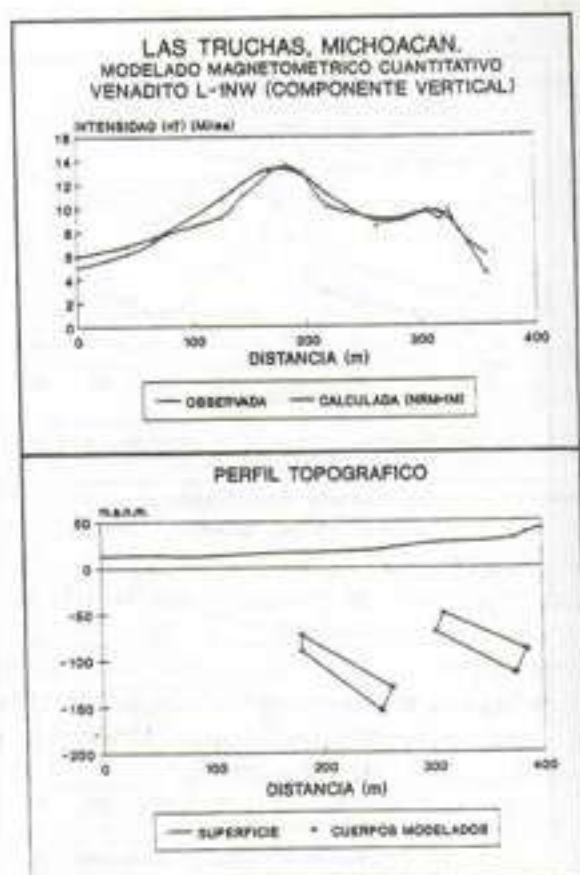


Figura 16. Interpretación cuantitativa de la anomalía magnetométrica El Venadito L-1NW.

yacimientos de mineral. Así, la gran variedad de procesos geológicos que actúan en una roca, se reflejan en diversas formas en dichas propiedades físicas, estableciendo los grados de alteración (oxidación de baja temperatura e hidrotermal), oxidación deutérica, distribución de los tamaños de grano, coercitividad, razón de enfriamiento, etc..

La variación en los valores de la intensidad del MRN y susceptibilidad magnética para las menas de hierro, refleja probablemente cambios combinados en el contenido relativo de titanomagnetita y titanio-hematita, oxidación de alta y baja temperatura, y variación en el tamaño de grano disminuyendo gradual y respectivamente el grado de importancia. Finalmente, se mostró la conveniencia de contar con datos de magnetismo remanente e inducido para la interpretación de anomalías

magnetométricas, especialmente en el caso de distritos de mineral de hierro.

AGRADECIMIENTOS: Deseamos agradecer a todo el personal técnico de SIDERMEX por las facilidades otorgadas para la realización de este estudio, en particular al Ing. J. Gómez, Ing. J. Pérez y S. Sánchez. Asimismo nuestro reconocimiento al Ing. C. Garza, por su apoyo para la preparación de láminas delgadas y superficies pulidas elaboradas en los laboratorios de la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Nuestro reconocimiento a los atinados comentarios de Dr. J. García. Finalmente agradecemos el apoyo financiero de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico a nuestro proyecto de investigación No. IN103392.

REFERENCIAS

- Alva-Valdivia, L., Urrutia-Fucugauchi, J., Böhnell, H. and Moran-Zenteno, D., 1991. Aeromagnetic anomalies and paleomagnetism in Jalisco and Michoacan, southern Mexico continental margin, and their implications for iron-ore deposits exploration. *Tectonophys.*, 192, 169-190.
- Alva-Valdivia, L., 1991. Paleomagnetismo, magnetometría, mineragrafia y propiedades petrofísicas de yacimientos de fierro del sur de Mexico. Tesis Doctorado en Geofísica, UACPyP, CCH- UNAM, Mexico.
- Andrews, A. J., Masliwec, A., Morris, W. A., Owasiacki, L. and York, D., 1986. The silver deposits of Cobalt and Gowganda, Ontario. II: An experiment in age determination employing radiometric and paleomagnetic measurements. *Can. J. Earth Sci.*, 23, 1507-1518.
- Beales, F. W. Carracedo, J. C. and Strangway, D. W., 1974. Paleomagnetism and the origin of the Mississippi Valley-Type ore deposits. *Can. J. Earth Sci.*, 11, 2, 211-223.
- Books, K. G., 1962. Remanent magnetism as a contributor to aeromagnetic anomalies. *Geophys.*, 27: 359-375.
- Browning, T. D. and Beske-Diehl, S. J., 1987. Paleomagnetism and the age of copper mineralization in the Portage Lake volcanics, Upper Peninsula, Michigan. *Can. J. Earth Sci.*, 24, 2396-2404.
- Campa, M. F. and Coney, P. J., 1983. Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, 20, 1040-1051.
- Clark, D. A., 1983. Comments on magnetic petrophysics. *Bull. Austr. Soc. Expl. Geophys.*, 14, 49-62.
- Contreras-Tebar, D. F. y Ramírez-Cruz, L.C., 1985. Estudio paleomagnético y magnetométrico en el área Agua de Obispo- Tierra Colorada, Estado de Guerrero, México. Tesis Ing. Geofísico. Univ. Nac. Aut. Mex., México.
- Criss, R. E. and Champion, D. E., 1984. Magnetic properties of granitic rocks from the southern half of the Idaho batholith: Influences of hydrothermal alteration and implications for aeromagnetic interpretation. *J. Geophys. Res.*, 89, 7061-7076.
- CRNNR, 1970. Levantamiento aeromagnético de la región costera de Michoacan Guerrero. Consejo de Recursos Naturales No Renovables. Cd. de México. Mapa 1:50,000.
- DuBois, R. L., 1962. Magnetic characteristics of a massive hematitic body. *J. Geophys. Res.*, 67: 155-159.

- DuBois, R. L., 1963. Remanent, induced and total magnetism of a suite of serpentine specimens from the Sierra Nevada, California. *J. Geophys. Res.*, 68: 267-278.
- Dunlop, D. J., 1979. On the Use of Zijderveld Vector Diagrams in Multicomponent Paleomagnetic Studies: *Phys. Earth Planet. Int.*, 20, 12-24.
- Dunlop, D. J., 1981. The rock magnetism of fine particles. *Phys. Earth Planet. Int.*, 26, 1-26.
- Emerson, D. W., 1979. The petrophysical and petrologic characteristics of the magnetic igneous intrusion at Mt Derriwong, N.S.W.. *Bull. Soc. Austr. Explor. geophys.*, 10, 67-78.
- Fujimoto, K. and Kikawa, E., 1989. Alteration of titanomagnetites and its related magnetic properties in the Noya Geothermal area, central Kyushu, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, 41, 39-64.
- Geissman, J. W., Kelly, W. C., Van Der Voo, R. and Brimhall, G. H., 1980a. Paleomagnetic documentation of the Early, high-temperature zone of mineralization at Butte, Montana. *Econ. Geol.*, 75, 1210-1219.
- Geissman, J. W., Van Der Voo, R., Kelly, W. C. and Brimhall, G., 1980. Paleomagnetism, rock magnetism, and aspects of structural deformation of the Butte Mining District, Butte, Montana. *J. Geol.*, 88, 129-159.
- Grant, F. S., 1985. Aeromagnetism, Geology and Ore Environments, I. Magnetite in Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks: an overview: *Geoexploration*, 23, 303-333.
- Green, R., 1960. Remanent magnetism and the anomaly at Cottonier Mountain, Madison, County, Missouri. *Geophys.*, 33: 613-620.
- Grommé, C. S., Wright, T. L. and Peck, D. L., 1969. Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Aiaé and Makaopuhi lava lakes, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 74, 22, 5277-5293.
- Gross, W. H. and Strangway, D. W., 1961. Remanent magnetism and the origin of hard hematites in Precambrian banded iron formation. *Econ. Geol.*, 56, 1345-1362.
- Harding, K. L., Morris, W. A., Balch, S. J., Lapointe, P., and Latham, A. G., 1988. A comparison of magnetic character and alteration in three granite drill cores from eastern Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 25, 1141-1150.
- Ketola, M., Limatainen, M. and Ahokas, T., 1976. Application of petrophysics to sulphide ore prospecting in Finland. *Pageoph.*, 114, 215-234.

- Lapointe, P., Morris, W. A., and Harding, K. L., 1986. Interpretation of magnetic susceptibility: a new approach to geophysical evaluation of the degree of rock alteration. *Can. J. Earth Sci.*, 23, 393-401.
- Orta-Benítez, F. D., 1987. Depósitos de óxidos de hierro en una secuencia volcanosedimentaria "Yacimiento El Volcán". AIMMGE, XVII, Conv. Nal., Mem. Trabajos Técnicos. Tomo I: Geología.
- Park, C. F., 1972. The iron ore deposits of Pacific basin. *Econ. Geol.*, 67, 339-349.
- Schurbet, D. H. Keller, G. R. y Fries, J. P., 1976. Remanent magnetization from comparison of gravity and magnetic anomalies. *Geophys.*, 41, 56-61.
- Sillitoe, R. H., 1972. Relation of metal provinces in western America to subduction of the oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 813-818.
- Symons, D. T. A., 1967. A paleomagnetic study of concentrating iron ores from northern Michigan. *Econ. Geol.*, 62, 118-137.
- Talwani, M., 1965. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. *Geophys.*, 20, 797-817.
- Ueno, H., 1984. Chemical composition of magnetite from the hydrothermal alteration zone of quartz diorite bodies, Chichibu mining area, Japan. *Rock Magn. Paleogeophys.*, 13, 60-65.
- Ueno, H. and Tonouchi, S., 1987. Paleomagnetic evidence for the timing of formation of the Chichibu pyrometamorphic deposits, Japan. *Econ. Geol.*, 82, 1723-1731.
- Urrutia-Fucugauchi, J. and Jurado-Chichay, Z., 1989. Paleomagnetic correlation and dating of mineralization and intrusive events. *Phys. Earth Planet. Int.*, 55, 65-78.
- Wu, Y. and Beales, F., 1981. A reconnaissance study by paleomagnetic methods of the age mineralization along the Viburnum Trend, southeast Missouri. *Econ. Geol.*, 76, 1879-1894.
- Zenteno-Zuñiga, E. A., 1984. Interpretación de anomalías aeromagnéticas en la región sur de Michoacan, México. Tesis Ing. Geofísico, Fac. Ingeniería, Univ. Nac. Aut. Mex., México.

Este libro se imprimió en octubre de 1993
en la ciudad de Ensenada B.C.
La edición consta de 500 ejemplares.
La edición estuvo al cuidado de
L.A. Delgado-Argote y F. Medina



UNION GEOFISICA MEXICANA



CICESE

CENTRO DE INVESTIGACION
CIENTIFICA Y DE EDUCACION
SUPERIOR DE ENSENADA, B.C.