

GEOMETRÍA ESTRUCTURAL DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL, ENTRE PEÑAMILLER Y JALPAN, ESTADO DE QUERÉTARO

Miguel Carrillo-Martínez *

RESUMEN

Se cuantifica en una sección transversal la geometría estructural del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental en el sector comprendido entre Peñamiller y Jalpan, Estado de Querétaro. La secuencia mesozoica aflorante muestra pliegues y cabalgaduras de dirección axial NNW-SSE, producto de la orogenia Laramídica.

La sección transversal estudiada abarca los límites septentrionales de la cuenca cretácica de Zimapán, limitada al suroeste por el banco calcáreo El Doctor y al norte y oriente por la plataforma carbonatada de Valles-San Luis Potosí. La relación entre estos elementos paleogeográficos es por contacto tectónico: en tanto que el banco El Doctor cabalga sobre la cuenca de Zimapán, ésta cabalga parcialmente sobre los límites occidentales de la plataforma de Valles-San Luis Potosí. Una saliente de la plataforma de Valles-San Luis Potosí hacia el oeste, que limita hacia el norte a la cuenca de Zimapán, pudo haber sido activada como una falla de transcurrencia. En el parautóctono de la cabalgadura El Doctor se destaca un sistema de imbricación de fallas inversas de ángulo bajo.

En la cuenca de Zimapán existe un gran número de pliegues, de amplitud métrica a decamétrica, de vergencia hacia el WSW en la vertiente occidental de la Sierra del Pinal, en tanto que son rectos en el centro de ella y de tendencia hacia el ENE en la vertiente oriental. Además, algunas fallas inversas de ángulo bajo forman parte de la estructuración de la cuenca de Zimapán, en particular engrosando tectónicamente ambos flancos del sinclinal El Aguacate.

El acortamiento lineal medido es de 10.95 km o 22% sobre una distancia plegada de 40.2 km de la sección transversal estudiada.

Palabras clave: estructuras, Sierra Madre Oriental, Querétaro, México.

RESUMÉ

On presente ici une étude quantitative de la géométrie structurale Laramienne de la section qui se trouve entre Peñamiller et Jalpan, Etat de Querétaro, traversant la Sierra de Pinal ou Sierra Gorda, secteur dans lequel toute la séquence mésozoïque affleurante montre des plis et chevauchement de directions axiaux parallèles, alors qu'à l'ouest de Peñamiller, les roches jurassiques de la Formation San Juan de la Rosa ont été préalablement plissés par une phase fini-jurassique ou nevadienne.

La section structurale étudiée embrasse les limites septentrionales du bassin de Zimapán, limité au sudouest par le banc El Doctor et au nord et à l'est par la plateforme de Valles-San Luis Potosí. Le rapport entre ces éléments paléogéographiques est par contact tectonique: alors que le banc El Doctor chevauche sur le bassin de Zimapán, celui-là chevauche partiellement sur les frontières occidentales de la plateforme de Valles-San Luis Potosí vers l'ouest, limitant au nord au bassin de Zimapán, a été active comme une zone de faille décrochante.

Dans le bassin de Zimapán il y a un grand nombre de plis d'amplitude métrique à decamétrique de plans axiaux incliné à l'ouest-sudouest dans le versant occidental de la Sierra de Pinal, alors que dans le centre de celle-ci sont droits et de tendance vers le nord-est dans le versant oriental. En plus, quelques failles inverses sont partie de la structuration du bassin de Zimapán, en particulier élargissent les flancs du Sinclinal El Aguacate.

Le raccourcissement lineal mesuré est 10.95 km ou 22% sur une distance pliée de 40.2 km de la traverse étudiée.

Mots clés: structures, Sierra Madre Oriental, Querétaro, Mexique.

INTRODUCCIÓN

Situada en el noreste del Estado de Querétaro (Figura 1), la sección estructural transversal aquí estudiada disecciona una parte de la Mesa Central y a la Sierra del Pinal (Sierra Gorda), cuya geología regional es conocida a nivel de reconocimiento desde Segerstrom (1961). Mediante un levantamiento basado en mapas topográficos de escala 1:50,000 (hojas Peñamiller [CETENAL, 1972a], Toluca [CETENAL, 1972b], San Joaquín [CETENAL, 1973] y Jalpan [DEGETE-

NAL, 1981]), se intentó detallar la geometría estructural laramídica de esta región y cuantificar sus rasgos esenciales (Tabla 1).

Además, se intentó definir la extensión noroccidental de la plataforma cretácica de Valles-San Luis Potosí y de la cuenca de Zimapán para el área de estudio.

LITOESTRATIGRAFÍA

Al oriente de Peñamiller, las rocas mesozoicas del área estudiada constituyen una secuencia marina continua que va del Jurásico Superior al Cretácico Superior (Figura 2), mientras que al oeste de esta población afloran depósitos epimeta-

* Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 D. F.

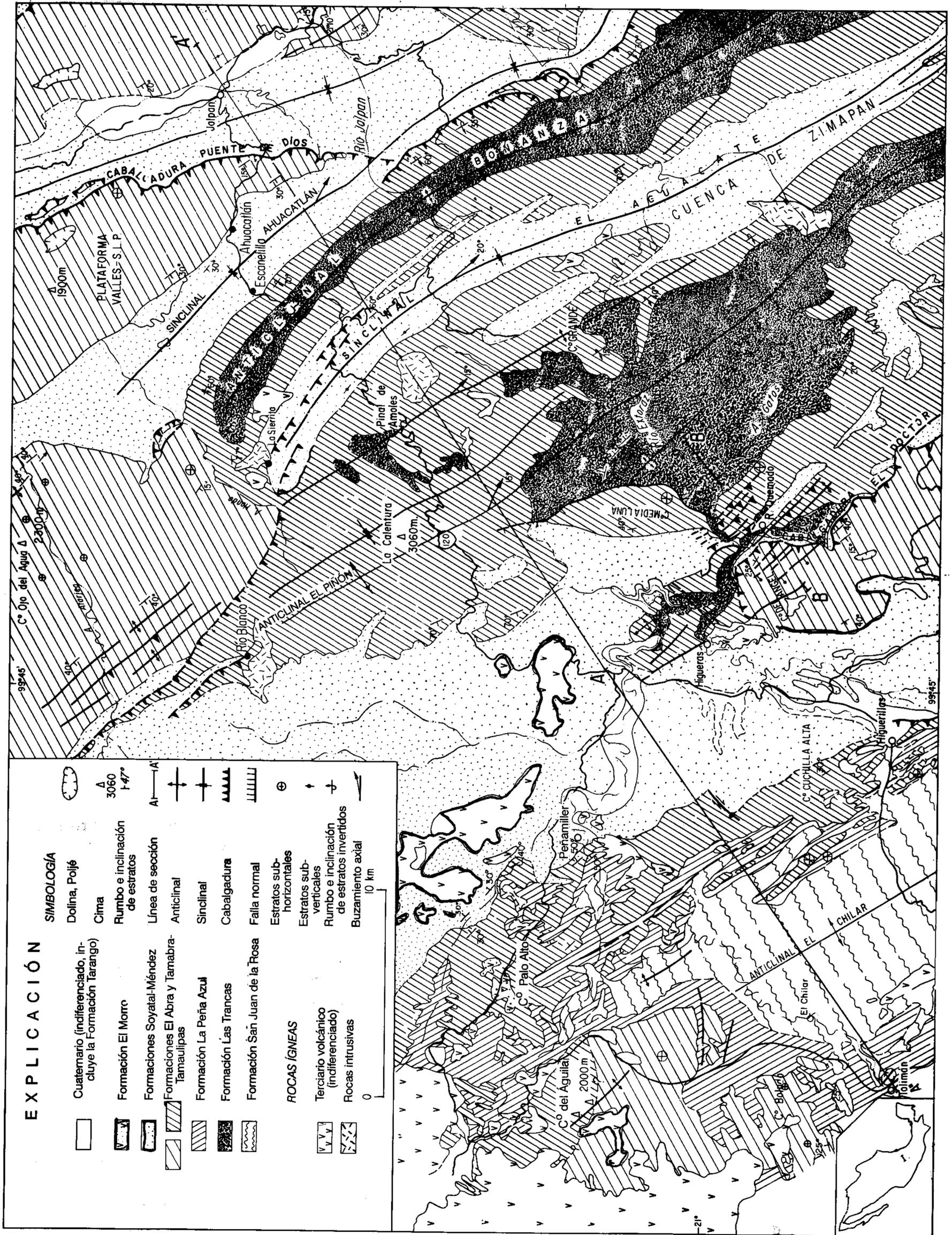


Figura 1.- Mapa geológico del área Peñamiller-Jalpan, Estado de Querétaro.

Tabla 1.- Cuantificaciones geométricas principales de las estructuras mayores en el área de la Sierra Gorda.

	Anchura (l ₁) Kt/Jt [km]	Longitud (l ₀) contacto Kt/Jt [km]	Acortamiento [%]	Traslape [km]	Relieve estructural [km]
Anticlinal El Piñón	13.5	18.5	27		2.7
Sinclinal El Aguacate	5.25	7.5			
Anticlinal Bonanza	1.3	4.0	67		3
Sinclinal Ahuacatlán					
Cabalgadura Puente de Dios				1	
Total Transversal	40.2	51.15	22		

Acortamiento: $e = (l_1 - l_0) / l_0$

Anchura: Distancia entre los puntos de inflexión

Traslape: Distancia entre el frente de erosión y la traza más interna de la cabalgadura

Relieve estructural: Medido entre el techo de los anticlinales y los sinclinales, en el contacto de las Formaciones Tamaulipas, Tamabra y Las Trancas

mórficos volcanosedimentarios, cuyo alcance estratigráfico puede ir del Jurásico Medio al Superior soportando en discordancia angular a las formaciones cretácicas marinas (Chauve *et al.*, 1985) (Figura 2).

ción riolítica a riodacítica, con un ligero metamorfismo marcado por cristales de prehnita (Chauve *et al.*, 1985). Las filitas, y en general las rocas de textura fina, predominan en una franja occidental, en tanto que las brechas y otras rocas de textura gruesa son más abundantes en el oriente del anticlinal El Chilar. Esta litología es similar a la observada más al sur (Carrillo-Martínez y Suter, 1982).

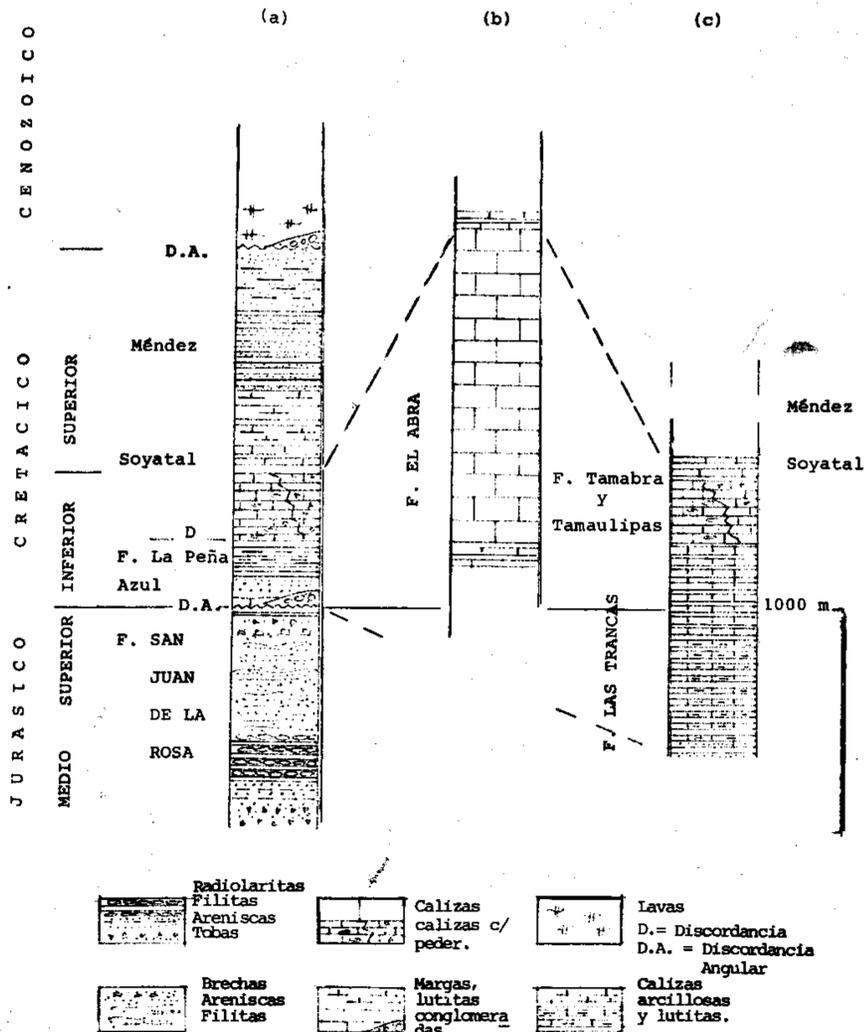


Figura 2.- Columna esquemática de la litoestratigrafía de las rocas mesozoicas. (a) Región al oeste de Peñamiller, (b) región de la plataforma de Valles-San Luis Potosí y banco El Doctor, y (c) cuenca de Zimapán.

SECTOR OCCIDENTAL

Formación San Juan de la Rosa

En la porción occidental, la Formación San Juan de la Rosa (Chauve *et al.*, 1985) consiste en filitas graduadas, rocas sílfceas de textura fina y derrames piroclásticos de composi-

Formación La Peña Azul

Definida por Chauve y colaboradores (1985), esta formación, con fósiles del Cretácico Temprano, representa la base de la transgresión marina regional, e incluye conglomerados lenticulares, areniscas, margas, lutitas y calizas con espesores que varían desde algunos hasta 300 m. Esta formación supra- yace en discordancia angular (Chauve *et al.*, 1985) a la Formación San Juan de la Rosa en los afloramientos contiguos al sur. En el sector aquí estudiado, esta relación es visible a 1 km aproximadamente al NW del rancho El Chilar, por donde Segerstrom (1961) colocaba el contacto entre las formaciones anteriores a la Formación Las Trancas y esta misma, donde areniscas de grano grueso, lutitas, margas y calizas fértidas, negras, recristalizadas y con siliciclastos, sobreyacen a rocas clásicas de textura argilítica, de aspecto satinado, notoriamente más metamorfoseadas, aunque sin llegar a micaesquisto, con colores herrumbrosos típicos. Ambos conjuntos presentan cruceros diferentes; sin embargo, no se intentó cuantificarlos.

SECTOR ORIENTAL

A diferencia de la región anterior, aquí las rocas mesozoicas se escalonan desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior sin evidencias de discordancia angular. Esta área representa prácticamente los límites septentrionales de la cuenca de Zimapán (Carrillo-Martínez y Suter, 1982) (Figura 1).

Formación Las Trancas

Definida por Segerstrom (1961) y Carrillo-Martínez y Suter (1982), esta formación, cuya base no aflora, tiene un espesor de 1,000 m de intercalaciones delgadas de lutitas apizarradas, calizas arcillosas y estratos escasos de areniscas y are-

niscas volcánicas. En los 200 m superiores, los estratos margocalcáreos aumentan de espesor (20-30 cm) y las lutitas se adelgazan a espesores de milimétricos a centimétricos. Se considera aquí como límite de la formación discutida donde las lutitas ya no aparecen sistemáticamente.

Los fósiles encontrados (Segerstrom, 1962; Carrillo-Martínez y Suter, 1982) permiten asignar a esta formación una edad que va del Kimmeridgiano al Barremiano.

Caliza Tamaulipas

Este término fue usado por Ross (1979) y Carrillo-Martínez y Suter (1982) en el Estado de San Luis Potosí para denominar a la secuencia, esencialmente carbonatada, depositada durante la mayor parte del Cretácico Temprano hasta la parte media del Cretácico. En el sector estudiado, esta formación consiste en 200 a 400 m de espesor de calizas micríticas y, en forma subordinada, calcarenitas, con cuerpos lenticulares o nódulos de pedernal, en estratos comúnmente de entre 15 y 30 cm con algunos bancos de gruesos a masivos, aflorando esencialmente en las vertientes occidental y oriental de la Sierra del Pinal.

Formación Tamabra (Heim, 1940)

Esta unidad está constituida por calizas de textura más gruesa que las de la Formación Tamaulipas y presenta estructuras de deslizamiento al oeste de Peñamiller. Esta formación no se diferenció en el mapa, pero aflora esencialmente en los flancos del anticlinal El Chilar, el flanco sudoccidental del anticlinal El Piñón y el flanco nororiental del anticlinal Bonanza.

Formación El Abra (Heim, 1940)

El equivalente de las formaciones anteriores en la facies de plataforma lo constituye la Formación El Abra (sinónimo El Doctor). Con un espesor mínimo de 800 m (Ward, 1979) en el Cerro del Ángel y 1,500 m en la plataforma de Valles-San Luis Potosí, al oriente de Jalpan, contiene fósiles desde el Aptiano (Carrillo-Bravo, 1971; Carrillo-Martínez y Suter, 1982) hasta el Cenomaniano e incluso Turoniano (Ward, 1979).

Formaciones Soyatal-Méndez

Esta unidad consiste en una secuencia de calizas y margas en la base, esencialmente terrígena en su mayor parte, con fósiles que van del Turoniano al Maastrichtiano. Estas formaciones aparecen con un espesor máximo aproximado de 1,000 m en las depresiones topográficas.

Cenozoico continental

Los escasos afloramientos de esta era están representados por la Formación El Morro, de probable edad oligocénica (Segerstrom, 1961); por el terciario volcánico indiferenciado, que contiene lavas y depósitos piroclásticos de composición riolítica y riódacítica en el vecino Estado de Hidalgo, o basáltica con intercalaciones de depósitos clásticos perteneciente en parte a la Formación Tarango pliocénico-cuaternaria; y por algunos sedimentos fluviolacustres que afloran principalmente en las cercanías de Jalpan y Peña Blanca. Adicionalmente, fueron cartografiados aluviones y depósitos de taldud cuaternarios.

Rocas ígneas intrusivas

Los troncos intrusivos son de composición cuarzomonzonítica o diorítica y probablemente de edad oligocénica (Gaytán-Rueda, 1975).

GEOMETRÍA ESTRUCTURAL

La secuencia mesozoica aflorante entre Peñamiller y Jalpan muestra pliegues y cabalgaduras de direcciones axiales paralelas, de orientación NNW-SSE, producto de la orogenia Larámica.

En el oeste, las rocas jurásicas de la Formación San Juan de la Rosa fueron, además, previamente deformadas por un episodio compresivo finijurásico o "nevadiano" (Mullan, 1978) causante del metamorfismo de bajo grado y del crucero penetrante observado.

ANTICLINAL EL CHILAR (SEGERSTROM, 1961)

Las capas incompetentes de la Formación La Peña Azul muestran disarmonías y fallas inversas de escala métrica en el núcleo del anticlinal El Chilar, mientras que las calizas cretácicas en el Cerro Boludo y en el techo del anticlinal El Chilar (Figura 1) dibujan una estructura tabular horizontal o con pocos grados de inclinación y basculamientos locales producidos por fallas de ángulo alto, flexionándose casi verticalmente en su flanco oriental (Figura 3). Es decir, las formaciones La Peña Azul, El Abra y Tamabra dibujan un pliegue al igual que la superficie de discordancia de ángulo casi recto en su flanco oriental.

En el corte del río Extoraz, al oeste del Peñamiller, se puede observar dos fallas inversas de 30-40° de inclinación y desplazamiento decamétrico afectando a la Formación Tamabra. Al norte de Higuierillas no se ha encontrado cabalgadura visible alguna, como en la región de La Cabeza (cabalgadura de Higuierillas; Carrillo-Martínez y Suter, 1982), al sur del área aquí discutida.

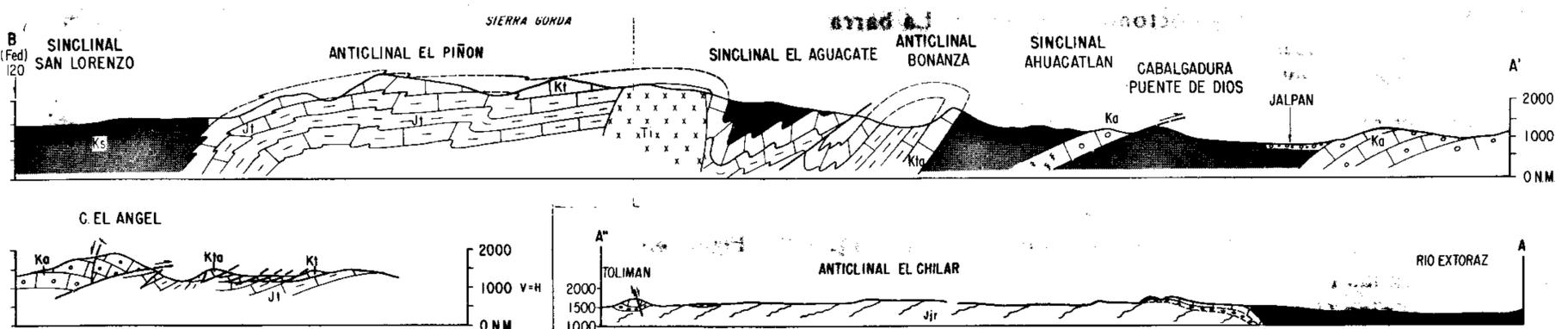


Figura 3.- Sección estructural a través de la Sierra del Pinal. Explicación en el texto.

SINCLINAL DE SAN LORENZO (SEGERSTROM, 1961)

Este sinclinal ocupa la depresión topográfica entre la sierra que va de Higuerrillas al noroeste de Peñamiller y la vertiente occidental de la Sierra Gorda. El núcleo de esta estructura es ocupado por las Formaciones Soyatal y Méndez y los flancos por la Formación Tamabra al oeste y la Formación Tamaulipas al oriente. Las calizas, de bancos gruesos y delgados, atribuidas a la Formación Tamabra, que afloran en la parte septentrional del sinclinal, cabalgan sobre el Cretácico Superior en el contacto con la plataforma de Valles-San Luis Potosí (Figura 1).

El flanco occidental se inclina 30-60°, con tendencia a ser vertical en los niveles de erosión inferiores, en tanto que el oriental buza alrededor de 70°, mostrando pliegues de segundo orden con tendencia hacia el WSW (Figura 3). Al norte, la inclinación de los estratos de la facies de plataforma son más suaves y acusan un plegamiento hectométrico con el flanco oriental fallado.

En el río Extoraz, entre Peña Blanca y el Cerro de la Media Luna, las Formaciones Soyatal-Méndez engolfan a las Formaciones Tamabra y Tamaulipas, esquematizando dentro del sinclinal de San Lorenzo un anticlinal de buzamiento axial hacia el NW.

Todo este sector está afectado por varias fallas inversas de ángulo bajo (30-15°), formando una zona de escamas imbricadas.

En Higuerras, las calizas de la Formación Tamabra tienen un espesor de 40 m (Figura 4) y están en contacto por falla normal con las Formaciones Soyatal-Méndez (Figura 5). Otros contactos tectónicos entre estas formaciones son apreciables en los alrededores de Rancho Quemado (Figura 1). Se trata de fallas inversas de desplazamiento decamétrico con inclinación de entre 20 y 30° al oeste. Las fallas son oblicuas a la estratificación y forman una serie de escamas (Figura 3). Las formaciones se hunden hacia la plataforma El Doctor, pero muestran sus contactos tectonizados y fallamiento inverso de 30-40° hacia el sur en la dirección axial.

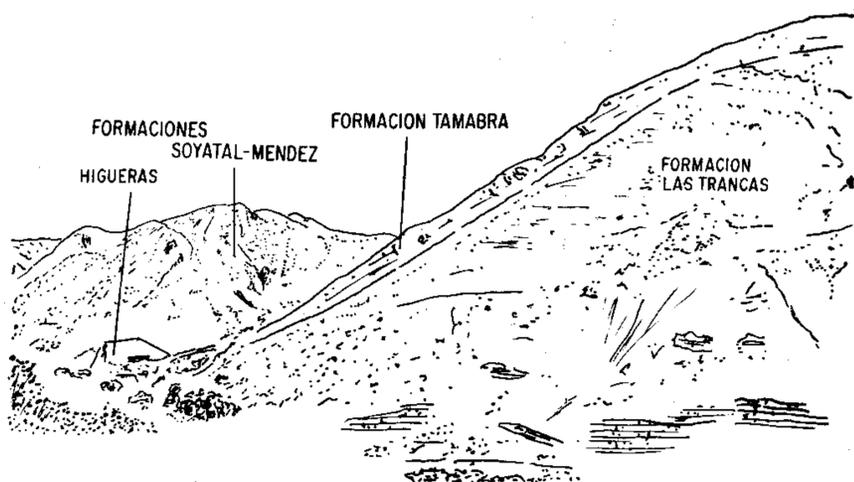


Figura 4.- Panorama del parautóctono en Higuerras. La barra calcárea de la Formación Tamabra forma la ceja y es de espesor muy delgado.

CABALGADURA EL DOCTOR

El trazado cartográfico de la cabalgadura El Doctor (Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Carrillo-Martínez, 1987) muestra una inflexión en las inmediaciones del Cerro del Ángel (Figura 3), donde las Formaciones Soyatal-Méndez subyacen en contacto tectónico (Figura 1) a las calizas del borde de plataforma. Hacia el oeste, el Cretácico Superior desaparece (Figura 1) y la Formación El Abra, en estratos subhorizontales, debe cabalgar sobre la Formación Tamabra, ya que ésta se inclina 40° hacia el sudoeste. Además, como a 2 km al sudeste de Higuerras se ve algunos afloramientos del Cretácico Superior situados en la proyección de aquellos que sirven de parautóctono abajo del Cerro del Ángel (Figura 1), por lo que la traza de la cabalgadura podría llegar hasta aquí, pero el volcanismo terciario y el fallamiento normal, de ángulo alto, impiden observar su relación estructural.

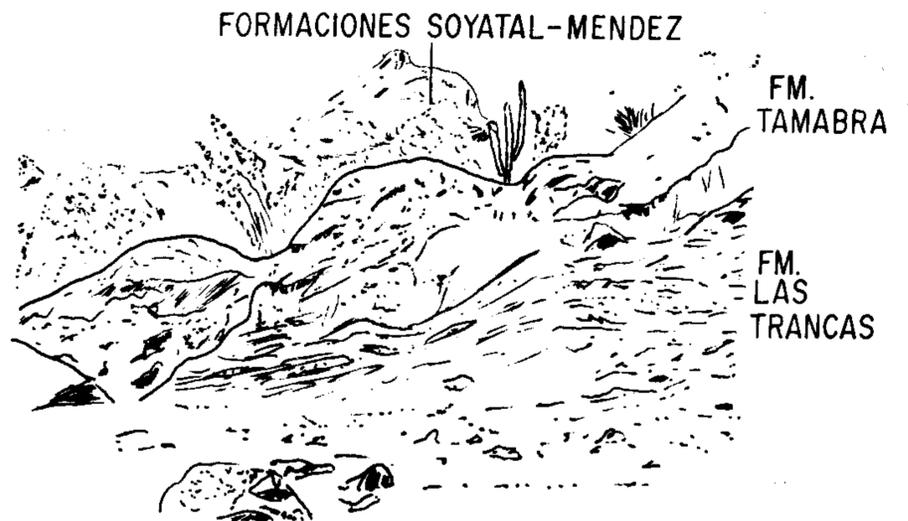


Figura 5.- Detalle de la figura anterior en el que se muestra el contacto tectónico entre las calizas de la Formación Tamabra y las calizas, areniscas y lutitas de la Formación Las Trancas.

La superficie de cabalgadura es horizontal en su frente, pero en la Cañada del Ángel se inclina 15° hacia el sudoeste (Figura 3). Aquí el alóctono buza 40° hacia el sudeste. En parte, esto se debe al plegamiento ligado a la cabalgadura (*drag folds*) y en parte parece estar basculado por el fallamiento de ángulo más alto (Figuras 1, 3 y 6), que no parece afectar a las calizas de la Formación Tamabra del parautóctono.

La superficie de cabalgadura es horizontal en su frente, pero en la Cañada del Ángel se inclina 15° hacia el sudoeste (Figura 3). Aquí el alóctono buza 40° hacia el sudeste. En parte, esto se debe al plegamiento ligado a la cabalgadura (*drag folds*) y en parte parece estar basculado por el fallamiento de ángulo más alto (Figuras 1, 3 y 6), que no parece afectar a las calizas de la Formación Tamabra del parautóctono.

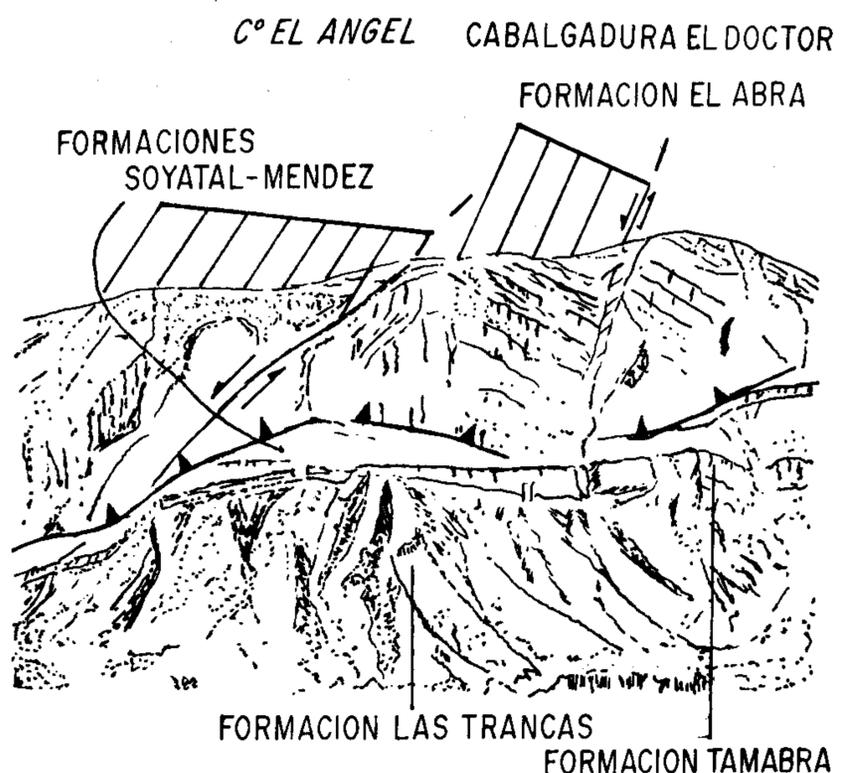


Figura 6.- Panorama del Cerro del Ángel, visto desde el sudeste. La cabalgadura yuxtapone a las facies de borde de plataforma contra estratos de la Formación Tamabra o la Formación Soyatal-Méndez. Se aprecia las fallas de ángulo alto en el alóctono.

La porción para autóctona, en contacto con la cabalgadura El Doctor, dibuja el flanco sudoccidental del anticlinal descrito líneas arriba en una zona de imbricación (Figura 1).

ANTICLINAL EL PIÑÓN

Esta estructura, definida por Segerstrom (1961) como "anticlinal Pingüical", es la continuación del anticlinal observado al sur del río Moctezuma (Segerstrom, 1961; Carrillo-Martínez y Suter, 1982). Hacia el sur, la parte más alta (cerro La Calentura, 3,060 m) del anticlinal se encuentra en las cercanías de su terminación noroccidental. Aquí, tanto los flancos como el techo están casi íntegramente representados por la Caliza Tamaulipas, formando un anticlinal con un gran zona de charnela y flancos bastante inclinados, buzando el oriental casi 90° (Figura 3), mostrando además una gran cantidad de pliegues de segundo orden, en general rectos o recostados y de longitud de onda métrica a decamétrica. La Formación Las Trancas cercana al contacto con la Formación Tamaulipas, de competencia mecánica mayor, no parece plegarse tan apretadamente, lo que implica que hubo deslizamiento a lo largo del contacto entre las Formaciones Tamaulipas y Las Trancas.

Además, dos rasgos estructurales principales se distinguen en el cerro La Media Luna y en el Cerro Grande (Figura 5): En el primero, situado en la prolongación del flanco sudoccidental del anticlinal aquí discutido, la estratificación se orienta N-S y oblicuamente al tren estructural vecino (Figura 1), con las calizas cretácicas descansando en contacto tectónico sobre la Formación Las Trancas. En el límite septentrional de este alto topográfico, las Formaciones Soyatal-Méndez y Las Trancas están en contacto (Figura 1). Estas particularidades ya anotadas por Segerstrom sugieren la presencia de una falla normal que yuxtapone así a estas dos últimas formaciones.

El anticlinal El Piñón es asimétrico; el plano axial se ubica cerca del flanco nororiental (Figura 7). El contacto entre las Formaciones Tamaulipas y Las Trancas en el flanco occidental está inclinado 35° hacia el oeste y flexionándose 80-90° en su ángulo interflanco en el flanco nororiental, en el sector al norte del río Extoraz (Figura 7). Al sur de éste, la parte superior (con amonites) de la Formación Las Trancas está inversamente sobrepuesta a la caliza Tamaulipas, por lo que se encuentra emparedada por la misma formación, lo que sugiere la existencia de una falla inversa.

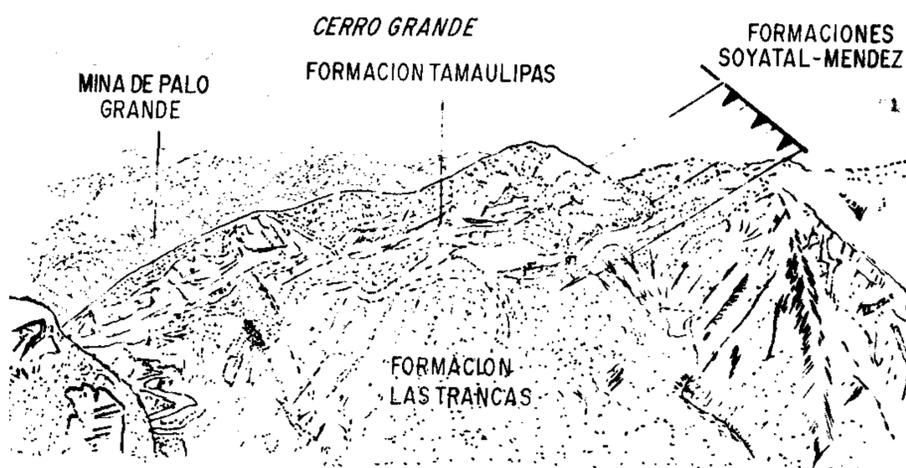


Figura 7.- Panorama del Cerro Grande, visto desde la ribera meridional del río Extoraz; se observa el ángulo aproximadamente recto entre el flanco nororiental y el techo del anticlinal El Piñón.

SINCLINAL EL AGUACATE (CARRILLO-MARTÍNEZ Y SUTER, 1982)

Esta estructura está afectada como casi toda la zona aquí estudiada, de numerosas ondulaciones menores, destacándose

un sinclinal y un anticlinal secundario en su flanco occidental y otros dos pares de ellos en su flanco oriental (Figuras 1 y 3).

En la región septentrional, las Formaciones Soyatal-Méndez de su núcleo no afloran en Arroyo Hondo, pero sí son observables en las cercanías del rancho La Sierrita; en general, estas formaciones son más carbonatadas que terrígenas, señalando su proximidad al contacto con la subyacente Caliza Tamaulipas, en tanto que en la ranchería El Timbre, en el río Extoraz de topografía más baja, la formación es esencialmente terrígena, por lo que el eje del sinclinal El Aguacate debe elevarse en dirección NW, misma actitud que muestra el sinclinal secundario en el flanco sudoccidental, que desaparece en esa dirección.

En el flanco oriental, los anticlinales y sinclinales secundarios son apretados y verticales, pero en las cercanías de la Carretera Federal 120, el contacto entre la Caliza Tamaulipas y las Formaciones Soyatal-Méndez es por falla, con zonas brechadas tectónicamente. Las primeras se presentan adelgazadas, por lo que se interpreta aquí la presencia de pliegues fallados en el flanco nororiental del sinclinal, formando escamas.

ANTICLINAL BONANZA

El anticlinal denominado Bonanza en este artículo es la continuación del pliegue con mismo nombre cartografiado al sur del río Moctezuma (Segerstrom, 1962; Carrillo-Martínez y Suter, 1982), mientras que Segerstrom (1961, p. 51) reconoció esta estructura al norte del río Extoraz como el pliegue más oriental dentro del anticlinal Pingüical. El Anticlinal Bonanza es una estructura convexa hacia el noreste, con núcleo en la Formación Las Trancas. Tiene una anchura de 1.3 km en el norte, donde termina frente a la plataforma de Valles-San Luis Potosí en las cercanías de Arroyo Hondo. El anticlinal es más ancho en el sur, en las cercanías del río Extoraz, donde mide 4 km; su flanco sudoccidental arma en la Caliza Tamaulipas y en el nororiental en ésta y en rocas parecidas a la Formación Tamabra.

En su mayor parte, ambos flancos buzando 60-70° hacia el sudoeste, dibujando un pliegue simétrico de superficie axial recta con inclinación hacia el sudoeste (Figura 3). En el flanco nororiental del anticlinal existen fallas inversas de desplazamiento decamétrico que pudieran estar ligadas a una falla mayor en el núcleo, comportándose entonces este pliegue como una rotación asociada con plegamiento.

En la región del río Extoraz (Figura 1), el flanco sudoccidental buza igualmente 60-70° hacia el SW, pero a diferencia de la región septentrional, en el flanco nororiental las Formaciones Tamaulipas y Tamabra cabalgan sobre las Formaciones Soyatal-Méndez (Figura 8). La falla que forma la prolongación de la cabalgadura El Volantín (Suter, 1982a, 1982b), se inclina 20° hacia el SW y tiende a ser más inclinada hacia los niveles más bajos.

SINCLINAL DE AHUACATLÁN

Situado al noreste del anticlinal Bonanza, este sinclinal muestra su parte más ancha entre Ahuacatlán y Escanelilla (Figura 1). Su flanco sudoccidental arma básicamente en la Caliza Tamaulipas buzando invertidamente 70° al SW, en tanto que su flanco nororiental está constituido por la Formación El Abra, que se inclina alrededor de 30° hacia el SW, dibujando un sinclinal asimétrico y recostado al noreste.

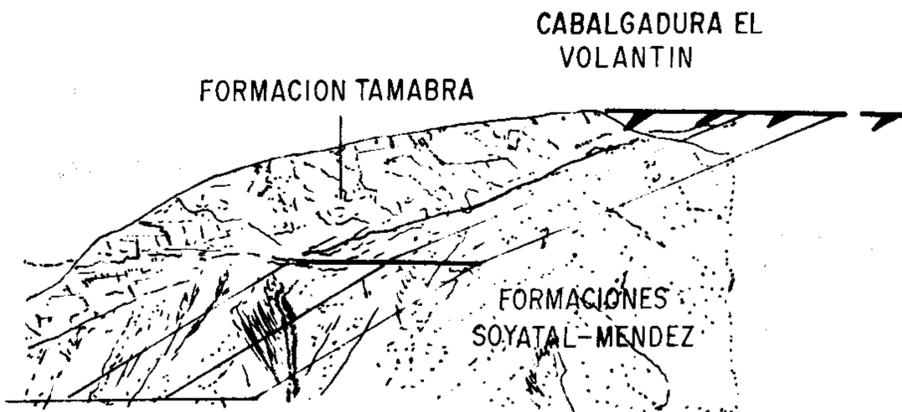


Figura 8.- Cabalgadura El Volantín, en el norte del río Extoraz, vista desde la ribera sur. Las rocas del alóctono son masivas, pero hacia la izquierda de la figura, hay estratos del cantil calcáreo que se truncan contra el Cretácico Superior.

En su núcleo, las Formaciones Soyatal-Méndez se pliegan secundariamente con superficies axiales verticales a recostadas al noreste. Estas formaciones se angostan considerablemente en las cercanías de Arroyo Hondo, mientras que en el sur, los afloramientos de la Formación El Abra del flanco oriental se terminan cubiertos por el Cretácico Superior.

Más al sur, en el río Extoraz, las Formaciones Soyatal-Méndez forman el parautoctono de la cabalgadura El Volantín (Suter, 1982b). Aquí, las calizas alóctonas tienen más influencia de la Formación Tamabra. El sinclinal de Ahuacatlán forma la continuación hacia el norte del sinclinal El Fraile, cartografiado al sur del río Moctezuma (Suter, 1982a; Carrillo-Martínez y Suter, 1982) (Figura 1).

CABALGADURA PUENTE DE DIOS

Como cabalgadura Puente de Dios se define aquí a la falla inversa que delinea el sinclinal de Jalpan hacia el oriente con calizas de la Formación El Abra en el flanco alto y las Formaciones Soyatal-Méndez en el flanco bajo.

La relación estructural que guardan los estratos de la Formación El Abra con los de las Formaciones Soyatal-Méndez, puede observarse en varias localidades. En el Puerto Las Ánimas de la Carretera Federal 120 se ve a los primeros casi horizontales o ligeramente inclinados hacia el oeste, en contacto brusco en una zona brechada tectónicamente con los segundos que muestran pliegues secundarios de superficies axiales rectas a recostados al noreste. Las calizas de la Formación El Abra del frente de la cobijadura forman un cantil característico. En ningún sitio se ve inclinaciones superiores a 40° o algún cierre de pliegue. Si esta porción de la plataforma de Valles-San Luis Potosí estuviera plegada, las capas más exteriores deberían estar invertidas; sin embargo, la posición de algunos rudistas y las superficies de estratificación no lo indican así. Además, tanto como a unos 5 km al noroeste de Jalpan como en el norte del río Jalpan, no se ve cierre de pliegue alguno, por lo que la Formación El Abra cabalga sobre las Formaciones Soyatal-Méndez, la superficie de cabalgamiento se inclina 20° al SW y acusa un desplazamiento mínimo de 0.5 km (Figura 9).

Hacia el norte, la Formación El Abra aumenta notablemente su espesor y se desarrolla un anticlinal asociado a la cabalgadura. Aún más al norte, fuera del mapa, la cabalgadura, se conoce con el nombre de El Jardín (Lazcano-Sahagún, 1985). Hacia el sur, la cabalgadura Puente de Dios podría conectarse con la cabalgadura de Jiliapan, cartografiada al sur

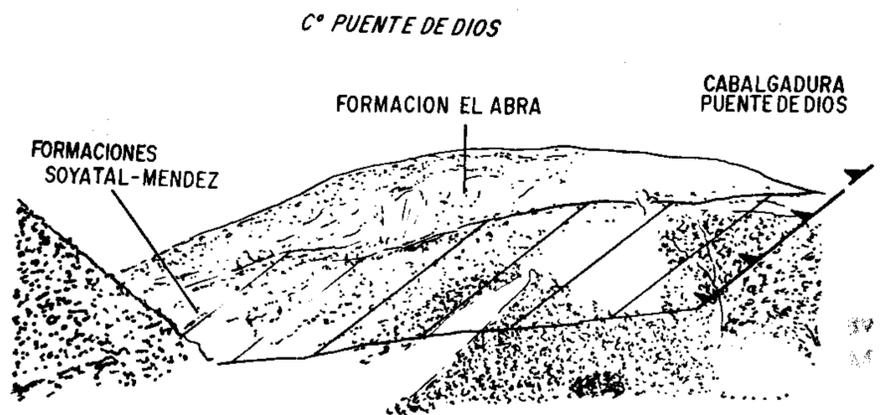


Figura 9.- Panorama en el corte del río Jalpan, visto desde su ribera sudoriental. Las rocas alóctonas son de la Formación El Abra, de la plataforma de Valles-San Luis Potosí.

del río Moctezuma (Suter 1982a, 1982b; Carrillo-Martínez y Suter, 1982) (Figura 1).

SINCLINAL DE JALPAN

Situado dentro de la plataforma de Valles-San Luis Potosí y con núcleo en las Formaciones Soyatal-Méndez (Figura 1), este sinclinal, definido por Segerstrom (1961), se encuentra cubierto en parte por los depósitos de la Formación Tarango. Al servir de parautoctono a la cabalgadura Puente de Dios, su flanco occidental se encuentra truncado por ella (Figura 3), en tanto que al oriente la Formación El Abra buza en general suavemente hacia el oeste, pero en algunos sitios, como al oriente de Jalpan, donde hay una cantera, hay estratos de esta formación subverticales.

ZONA DE MOVIMIENTO TRANSVERSAL DE ARROYO HONDO

El rasgo tectónico más marcado que se puede observar en este cañón es el contraste tanto en la geometría estructural que aflora como en las litofacies al norte y al sur de sus riberas (Figura 1). Aunque el flanco sudoccidental del anticlinal El Piñón termina laminándose, su flanco nororiental, frente al nacimiento de este arroyo, posee, al igual que los del sinclinal El Aguacate, una fuerte inclinación (70°), mientras que en la ribera septentrional, la Formación El Abra está plegada muy suavemente. Además, los pliegues secundarios observados en la cuenca de Zimapán se truncan en este sector (Figura 1).

Los núcleos del sinclinal El Aguacate y del anticlinal Bonanza terminan de manera discontinua muy cerca de Arroyo Hondo.

El núcleo del anticlinal El Piñón no aflora en el arroyo de Atarjea (río Ayutla), lo que implica que hay más acortamiento en las estructuras en el sur del arroyo que en el norte.

El anticlinal Bonanza dibuja un flanco nororiental bastante inclinado e invertido en las inmediaciones de Arroyo Hondo y las calizas en estratos de delgados a medianos con cuerpos lenticulares de pedernal (Caliza Tamaulipas) aunque con algunos bancos gruesos de textura más clástica, probablemente de la Formación Tamabra, tienen rumbos francamente este-oeste en las cercanías del rancho El Gallo, rumbo al que tienden con menor flexión a arquearse los ejes de este anticlinal y el de El Aguacate.

Lo anteriormente mencionado nos conduce a interpretar a la región de Arroyo Hondo como una zona donde hubo desplazamiento transcurrente que, a juzgar por las inflexiones de los ejes de plegamiento y la existencia de fallas inversas en sus terminaciones, serían movimientos siniestros. Como pare-

ce terminar en poca distancia, este tipo de fallamiento se parece al descrito por Brown (1978) (fallas de compartimiento).

CONCLUSIONES

1. Acerca de la paleogeografía del Cretácico Inferior, se definió la extensión de los elementos mayores en el área de estudio, que son las plataformas carbonatadas El Doctor y Valles-San Luis Potosí, la cuenca de Zimapán, ubicada entre las dos plataformas, y un alto en el oeste (región de Peñamiller-Tolimán-Higueras), donde el Cretácico Inferior, en forma de conglomerados, tiene un espesor muy reducido. Anteriormente, el límite occidental de la plataforma de Valles-San Luis Potosí se ubicó al oeste del sinclinal de Jalpan (banco de Jacala en el mapa de Segerstrom 1961), mientras que Carrillo-Bravo (1971) (Figura 9) marca el borde de la plataforma para la parte media del Cretácico de manera esquemática al sudoeste de Jalpan.

2. Se logró definir la continuación hacia el norte de varias estructuras laramídicas observadas al sur del río Moctezuma, en el Estado de Hidalgo. Así, el anticlinal Pingüical de Segerstrom (1961) es la continuación del anticlinorio El Piñón de la región al sur del río Moctezuma, mientras que el pliegue más oriental dentro del anticlinal Pingüical de la terminología de Segerstrom es la continuación hacia el norte del anticlinal Bonanza. También, se logró correlacionar el sinclinal de Ahuacatlán con el sinclinal El Fraile ubicado más al sur. La cabalgadura Puente de Dios podría tener su equivalente en la cabalgadura de Jiliapan ubicada al sur del río Moctezuma, y el sinclinal de Jalpan en el sinclinal sin nombre ubicado al este de Jiliapan.

3. Los contactos entre la cuenca de Zimapán y los bancos calcáreos que la flanquean son en su mayor parte tectónicos, causados por fallas inversas y en la región de Arroyo Hondo, por un probable fallamiento transversal. La cuenca de Zimapán, de otra manera, se deformó generalmente por plegamiento.

Este estilo de deformación es el mismo delineado por Carrillo-Martínez y Suter (1982) en el sector meridional de la cuenca de Zimapán y parecido al descrito por Tardy (1978) al norte de la Mesa Central, donde la cuenca Cadena Alta cabalga sobre la plataforma de Coahuila.

Visto en su conjunto, la sucesión de pliegues observados dentro de la cuenca de Zimapán representa un anticlinorio con su flanco sudoccidental mostrando plegamiento secundario de tendencia hacia el SW y el flanco nororiental hacia el NE muy parecido al descrito por Carrillo-Martínez y Suter (1982) en la porción meridional de la cuenca de Zimapán.

La sección transversal estudiada mide 40.2 km, con el contacto de la Formación Las Trancas con las Formaciones Tamaulipas o Tamabra alcanzando 51.15 km, por lo que el porcentaje de acortamiento medido alcanzado, incluyendo el de traslación, es de 22%, parecido al calculado para secciones vecinas en la Sierra Madre Oriental (Suter, 1980, 1984; Carrillo-Martínez y Suter, 1982).

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al M. en C. Diego A. Córdoba y al Dr. Max Suter la detallada revisión crítica al presente artículo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Brown, W. G., 1978, Casper Mountain area (Wyoming) structural model of Laramide deformation: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 906 (resumen).
- Carrillo-Bravo, José, 1971, La plataforma de Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 23, p. 1-102.
- Carrillo-Martínez, Miguel, 1981 (1983), Contribución al estudio geológico del macizo calcáreo El Doctor, Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 25-29.
- Carrillo-Martínez, Miguel, y Suter, Max, 1982, Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 6, México, D.F., Excursión a la región de Zimapán y áreas circundantes, Libro-guía, p. 1-20.
- CETENAL, 1972a, [Hoja] Peñamiller (F14-C47), Querétaro: México, D. F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica escala 1:50,000.
- CETENAL, 1972b, [Hoja] San Pablo Tolimán (F14-C51), Hidalgo: México, D. F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica escala 1:50,000.
- CETENAL, 1973, [Hoja] San Joaquín (F14-C58), Querétaro: México, D. F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica escala 1:50,000.
- Chauve P., Fourcade, E., y Carrillo-Martínez, Miguel, 1985, Les rapports structuraux entre les domaines cordillérain et mésogéen dans la partie centrale du Mexique: Comptes Rendus Académie Sciences Paris, ser. 2, t. 301, p. 335-340.
- DEGETENAL, 1981, [Hoja] Jalpan (F14-C48), Hidalgo: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección General de Geografía del Territorio Nacional, Carta Topográfica escala 1:50,000.
- Gaytán-Rueda, J. E., 1975, Exploration and development at the La Negra mine, Maconí, Querétaro, Mexico: Tucson, University of Arizona, tesis de maestría, 98 p. (inédita).
- Heim, Arnold, 1940, The front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: Eclogae geologicae Helvetiae, v. 33, p. 313-362.
- Lazcano-Sahagún, Carlos, 1984, Las formas kársticas del área de La Florida en la Sierra Gorda de Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geografía, Serie Varia, v. 1, núm 9, 123 p.
- Mullan, H. S., 1978, Evolution of part of the Nevadian orogen in northwestern Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1175-1188.
- Ross, M. A., 1979, Stratigraphy of the Tamaulipas limestone, northeastern Mexico: University of Texas at Arlington, tesis de maestría, 97 p. (inédita).
- Segerstrom, Kenneth, 1961, Geology of the Bernal-Jalpan area, Estado de Querétaro, Mexico: United States Geological Survey Bulletin 1104-B, p. 19-85.
- 1962, Geology of south-central Hidalgo and northeastern Mexico: United States Geological Survey Bulletin 1104-C, p. 87-162.
- Suter, Max, 1980, Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust and fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí states): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 4, p. 19-31.
- 1982a, Itinerario Zimapán-Jiliapan: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 6, México, D.F., Excursión a la región de Zimapán y áreas circundantes: Libro-guía, p. 43-51.
- 1982b, Itinerario Puerto de la Estancia-Jagüey y Colorado-Zimapán: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 6, México, D.F., Excursión a la región de Zimapán y áreas circundantes, Libro-guía, p. 56-64.
- 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre

Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, p. 1387-1397.

Tardy, Marc, 1980, *Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique*: París, Université Pierre et Marie Curie, tesis de doctorado de estado, 459 p. (inédita).

Ward, J. A., 1979, Stratigraphy, depositional environments and diagenesis of the El Doctor platform, Querétaro, Mexico:

Binghamton, State University of New York, tesis doctoral, 172 p. (inédita).

Manuscrito presentado: 7 de enero de 1987.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 15 de febrero de 1987.

Manuscrito aceptado: 27 de febrero de 1987.