

EVOLUCION ESTRUCTURAL DEL SURESTE DE MEXICO; PALEOGEOGRAFIA E HISTORIA TECTONICA DE LAS ZONAS INTERNAS MESOZOICAS

Jean-Charles Carfantan*

RESUMEN

En la región del Istmo de Tehuantepec, las zonas externas mesozoicas pertenecientes a la cobertura occidental del batolito paleozoico de Chiapas están cabalgadas por diversas unidades constituidas por un zócalo premesozoico (migmatitas), una cobertura triásica, jurásica y cretácica temprana continental o marina epimetamorfoseada y un flysch discordante del Cretácico Superior no metamorfoseado. Las características sedimentológicas de las secuencias del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior permiten definir varias zonas paleogeográficas, mostrando la transición de la plataforma externa a una cuenca con fondo oceánico en parte y, posteriormente, un arco insular volcánico. El flysch del Cretácico Superior muestra una polaridad de facies bien marcada: conglomerático del lado interno o pacífico, tornándose areno-conglomerático, para convertirse en pelítico-arenoso hacia las zonas más externas. Estas formaciones están cubiertas discordantemente por una molasa continental cenozoica, en gran parte volcánica.

La historia tectónica comprende cuatro fases con características diferentes: a) fase subherciniana tangencial acompañada por metamorfismo general y magmatismo, b) fase fini-cretácica-paleocénica de plegamiento y cizallamiento afectando la cobertura y el zócalo, c) fase miocénica tardía de pliegues con gran radio de curvatura, y d) fase reciente de fallas con desplazamiento lateral principalmente.

Las diferentes zonas paleogeográficas definidas en la región del Istmo se prolongan hacia el sur, donde la transición al dominio Caribe se hace por ampliación y profundización de la cuenca. Esta misma cuenca se prolonga hacia el norte en la Sierra de Juárez, donde la secuencia volcano-sedimentaria parece desaparecer en los alrededores de Tehuacán.

Más al oeste, esas zonas están en contacto por fallas inversas o de desplazamiento lateral con el bloque de Oaxaca con cobertura sedimentaria mesozoica no metamorfoseada. Las formaciones del Cretácico Superior de este macizo, de tipo flysch en su parte occidental, están cabalgadas por formaciones metavolcánicas y metasedimentarias, pertenecientes a un dominio marginal considerado como la prolongación austral del dominio cordillerano californiano. Las relaciones entre este dominio marginal occidental, la cuenca Tehuacán-Istmo de Tehuantepec y la cuenca caribeña plantean el problema de la posición paleogeográfica del bloque de Oaxaca y del bloque de Honduras-Nicaragua. Pueden considerarse diferentes hipótesis, pero parece probable que el bloque de Oaxaca haya constituido un alto estructural, separando el dominio marginal de una cuenca intracratónica y que las dos cuencas se hayan juntado para formar la cuenca norcaribeña limitada en el sur por el bloque de Honduras-Nicaragua.

RESUME

A la hauteur de l'Isthme de Tehuantepec les zones externes mésozoïques appartenant à la couverture occidentale du batholite paléozoïque du Chiapas sont chevauchées par diverses unités constituées par un socle prémésozoïque (migmatites), une couverture Triasique, Jurassique et Crétacé Inférieur continentale ou marine épimétamorphique et un flysch discordant Crétacé Supérieur non métamorphique. Les caractéristiques sédimentologiques des séquences Jurassique Supérieur et Crétacé Inférieur permettent de définir plusieurs zones paléogéographiques montrant le passage de la plateforme externe à un bassin à fond en partie océanique puis à un arc insulaire volcanique. Le flysch Crétacé Supérieur présente une polarité de facies bien marquée: conglomératique du côté interne ou Pacifique il devient grés-conglomératique puis pélitico-gréseux vers les zones plus externes. Ces formations sont recouvertes en discordance par une molasse continentale cénozoïque en grande partie volcanogène.

L'histoire tectonique comporte quatre phases à caractéristiques différentes: a) une phase subhercynienne tangentielle accompagnée de métamorphisme général et de magmatisme; b) une phase fini-cretacé-paléocène de plissement et de cisaillement affectant la couverture et le socle; c) une phase Miocène supérieur de plis à grand rayon de courbure; d) une phase récente, cassante, de décrochements principalement.

Les différentes zones paléogéographiques définies dans la région de l'Isthme se prolongent vers le Sud où le passage au domaine Caraïbe se fait par élargissement et approfondissement du bassin. Ce même bassin se prolonge vers de Nord dans la Sierra de Juárez où la séquence volcano-sédimentaire semble disparaître dans la région de Tehuacán.

Plus à l'Ouest ces zones se trouvent en contact par failles inverses ou décrochantes avec le bloc d'Oaxaca à couverture sédimentaire mésozoïque non métamorphique. Les formations Crétacé Supérieur de ce massif, de type flysch dans sa partie occidentale, sont chevauchées par des formations métavolcaniques et métasédimentaires appartenant à un domaine marginal, prolongement vers le Sud du domaine cordillera californien. Les relations entre ce domaine marginal occidental, le bassin Tehuacán-Isthme de Tehuantepec et le bassin Caraïbe posent le problème de la position paléogéographique du bloc d'Oaxaca et du bloc Honduras-Nicaragua. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées mais il semble que le bloc d'Oaxaca constituait une dorsale séparant le domaine marginal d'un bassin intracratonique et que les deux bassins se rejoignaient pour former le bassin Nord-Caraïbe limité au Sud par le bloc Honduras-Nicaragua.

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

INTRODUCCION

Al sur del Eje Neovolcánico Transmexicano es posible distinguir dos dominios mesozoicos: uno externo y otro interno. El primero comprende el ante-país no plegado de Yucatán, el zócalo y la cobertura plegada con características de tipo Jura de Chiapas y sus prolongaciones en Oaxaca. El segundo comprende el conjunto de las zonas situadas al poniente de la cobertura occidental del zócalo de Chiapas y de su prolongación en Oaxaca. Esta distinción se justifica por el sentido de volcamiento de las estructuras, el estilo y la intensidad de los plegamientos y la existencia de esquistosidad y metamorfismo en las zonas internas.

Se describen primeramente las zonas internas y, posteriormente, se examinará la extensión hacia el norte y hacia el sur de las zonas definidas en la región del Istmo de Tehuantepec. Más al oeste, estas zonas se encuentran en contacto por fallas inversas o de desplazamiento lateral con el bloque de Oaxaca, cuya cubierta occidental está cabalgada por formaciones volcánicas y volcano-sedimentarias análogas a las de la región ístmica. La ubicación paleogeográfica del bloque de Oaxaca y las relaciones entre el dominio volcánico y volcano-sedimentario occidental y las zonas ístmicas presentan ciertas dificultades. Estas serán discutidas, con el fin de proponer un esquema de la evolución paleogeográfica mesozoica del conjunto de las zonas internas meridionales de México y de sus relaciones con América Central.

LAS ZONAS INTERNAS DE LA REGION ISTMICA

Del batolito de la Mixtequita, prolongación del batolito de Chiapas en Oaxaca, hasta la costa pacífica entre Puerto Angel y Salina Cruz, se distinguen siete unidades limitadas por fallas de cabalgamiento (Figuras 1 y 2).

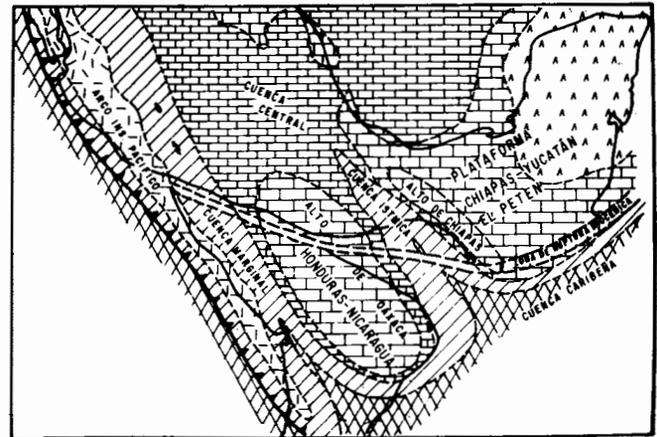
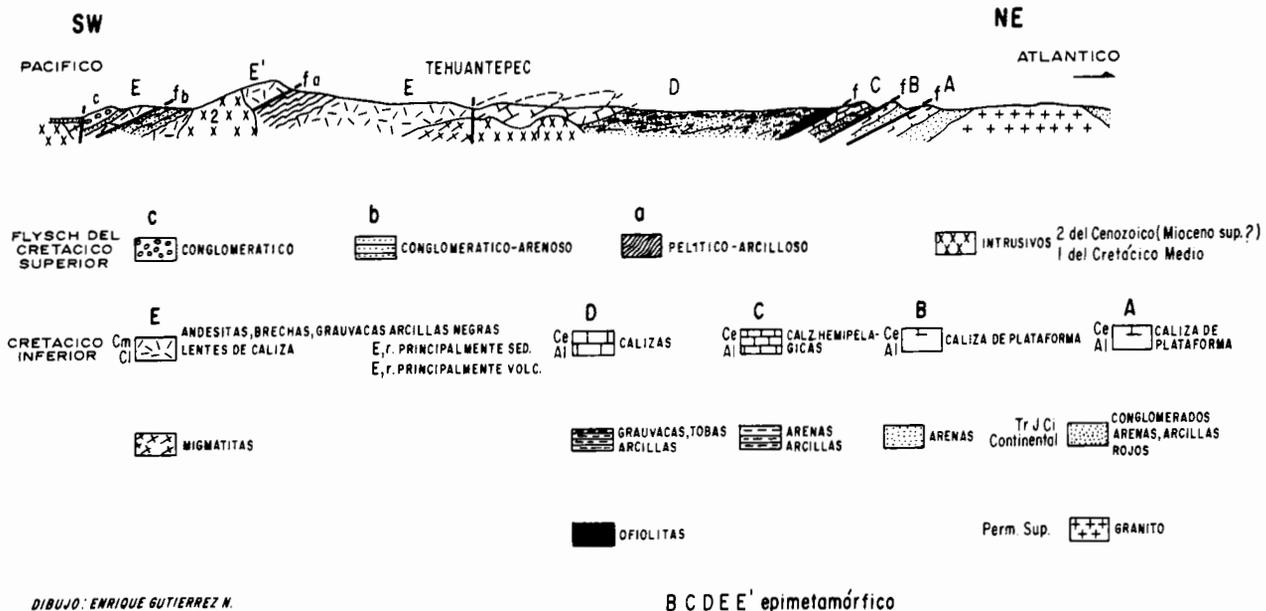


Figura 1.- Mapa geológico de las zonas internas de México meridional en la región del Istmo de Tehuantepec.



DIBUJO: ENRIQUE GUTIERREZ N.

Figura 2.- Sección simplificada de las zonas internas de México meridional en la región del Istmo de Tehuantepec.

UNIDAD 1

Está constituida por un zócalo granítico, el batolito de la Mixtequita, y su cobertura sedimentaria suroccidental pertenece a las zonas externas.

Zócalo. - El batolito granítico de Chiapas, zócalo de las cadenas de Chiapas que aflora al surponiente de éstas, se hunde periclinalmente a la altura del Istmo. Reaparece poco al poniente de la depresión tomada por la carretera y la vía de ferrocarril transistmicas, donde toma el nombre de batolito de la Mixtequita. Como en el caso del batolito de Chiapas, el emplazamiento del batolito de la Mixtequita debió efectuarse durante el Pérmico Tardío, después del paroxismo tectónico apalachiano (Damon *in* Salas, 1976; Carfantan, 1977).

Cobertura sedimentaria. - Empieza por lechos rojos, conglomerados, areniscas y pelitas, con significado de molasa continental post-apalachiana: es la Formación Todos Santos que aquí presenta facies arenoso dominante. Estas capas están afectadas por el desarrollo de crucero de fractura deformado posteriormente, como puede observarse, por ejemplo, en la cantera situada a la entrada de la congregación Lagunas (Figura 3).

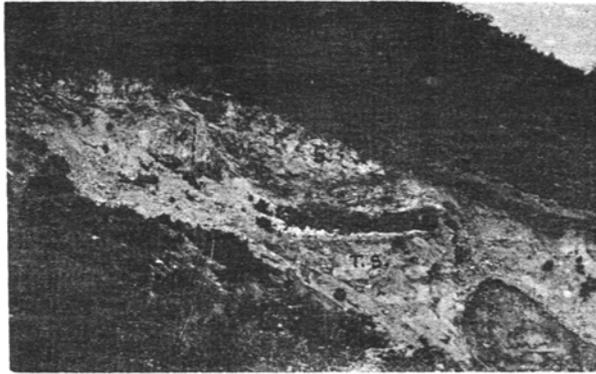


Figura 3.- Unidad 1. Contacto entre la Formación Todos Santos y las calizas mesocretácicas al NE de la congregación Lagunas. T. S.: areniscas de la Formación Todos Santos. C.: calizas mesocretácicas. S: estratificación. s: esquistosidad de fractura plegada.

Sobre estas capas continentales descansan concordantemente, al sur del batolito de la Mixtequita, calizas gris-azules ricas en materia orgánica y calizas delgadas laminares, blancas con nódulos de fosfatos, las que de acuerdo con la teoría de A. V. Kazakov, podrían indicar un ambiente de depósito de borde de cuenca. Estas calizas se consideran de edad cretácica media por comparación con las calizas albcenomanianas (Formación Sierra Madre) de las cadenas de Chiapas y con las calizas de la misma edad de la región de Zanatepec en la vertiente del Pacífico del batolito de Chiapas (López-Ticha *in* López-Ramos, 1979, p. 161).

Al norte del batolito de la Mixtequita, sobre la Formación Todos Santos, descansan lutitas y calizas negras ricas en terrígenos y en residuos vegetales (Formación Mogoñe; Ojeda, 1966) fechadas como Jurásico Superior por la presencia de *Rhaxella sorbyano* (Blake) y *gryphaea*. Esta formación no existe al sur del batolito, por lo cual parece que el batolito de la Mixtequita, así como el batolito de Chiapas, constituyeron una barrera transgredida solamente a partir del Albiano.

UNIDAD 2

En la base de esta unidad afloran meta-areniscas cuarzo-

feldespáticas de grano fino a mediano, cuya matriz arcillosa está recrystalizada en sericita y clorita. Sobre la meta-areniscas descansan metacalizas masivas de color azul oscuro intercaladas con metabrechas calcáreas.

En esos mármoles, en la nueva zanja del oleoducto Minatitlán-Salina Cruz, se recolectaron numerosos ejemplares de corales y rudistas. Debido al metamorfismo, las conchas de los rudistas están muy deformadas y el desconocimiento de la estructura interna impide una determinación genérica precisa. Sin embargo, es posible reconocer las familias Monopleuridae y Caprotinidae. De esta última familia probablemente se encuentren los géneros *Sellaea* sp. y *Pachytraga* sp. Es posible que también se encuentren caprinidos y al ostreido aberrante *Chondrodonta* (Dra. G. Alencáster, comunicación escrita del 26-IX-1979).

Edades. - El género *Sellaea* se encuentra en el Cenomaniaco de Silicia y en la Caliza Edwards (Albiano medio) de Texas. *Pachytraga* se encuentra en la facies urgoniana (Barremiano-Aptiano) de Europa, en el Albiano medio de Jamaica y en la Caliza Edwards de Texas. Se considera entonces que los mármoles de la Unidad 2 y las calizas de la Unidad 1 son de edad albcenomaniana. Por lo tanto, las meta-areniscas subyacentes pertenecen a la Formación Todos Santos metamorfoseada.

UNIDAD 3

Los mármoles de la Unidad 2 están cabalgados por esquistos sericíticos y cloríticos formados durante el metamorfismo de una secuencia donde alternan, de manera regular, areniscas arcósicas y pelitas en capas de espesor centimétrico (Figura 4).



Figura 4.- Unidad 2. Areniscas y pelitas plegadas y epimetamorfoseadas de la base de la Unidad 3. Carretera Transistmica.

Los minerales filíticos, fechados por el método de K-Ar, proporcionaron una edad de 82.5 m.a. (Vila-Gómez, 1973, p. 22).

La secuencia areno-pelítica epimetamorfoseada pasa en transición a calizas detríticas marmorizadas con capas silíceas (Figura 5). Contienen espículas de esponjas y tallos de crinoides. En esos mármoles cerca de la Mata, Baker (1930, p. 163) reporta la presencia (Km 241 de la vía de ferrocarril) de fusulinidos, razón por la cual las formaciones metamórficas del Istmo han sido consideradas generalmente de edad paleozoica. No se encontraron después, y es muy probable como lo supone López-Ramos (1979, p. 159), que estos "fusulinidos" no sean otra cosa que secciones diagonales de espículas de esponjas.



Figura 5.- Unidad 3. Calizas detríticas marmorizadas con capas de pedernal. Parte alta de la Unidad 3. Carretera Transistmica. Puerta del Pacífico.

UNIDAD 4

La Unidad 4 está constituida por una potente secuencia volcano-sedimentaria de metagrauvascas, metatobas y esquistos de sericita con intercalaciones de diabasas (e.g. Río Espíritu Santo; Figura 6) y lentes de rocas básicas y ultrabásicas, gabros (lomas al norte del canal principal al oeste de la Ventosa) y serpentinitas (camino al Barrio-Almoloya; Figura 7, carretera Panamericana cerca de Niltepec). Esta formación constituye el substrato de la planicie aluvial pacífica, como puede observarse en el canal paralelo a la carretera transistmica al norte de la Ventosa y en el canal principal al oeste de la Mixtequilla.



Figura 6.- Unidad 4. Diabasas intercaladas dentro de metagrauvascas. Río Espíritu Santo.

El metamorfismo es en general débil, comparable al de las unidades precedentes. Sin embargo, puede ser localmente un poco más elevado, como en la región situada al norte de El Porvenir, donde afloran esquistos de anfíbola azul verdosa.

En la región del Istmo no se encontraron fósiles en esta unidad. En su prolongación noroccidental, a lo largo de la carretera Oaxaca-Ixtlán de Juárez, aflora una secuencia que presenta las mismas características petrográficas y metamórficas. Pizarras negras, intercaladas con tobas y grauvascas sericíticas, proporcionaron polen del género *Classopulis* (Pflug) (Dr. E. Martínez, comunicación escrita del 15-III-79). El género *Classopulis* tiene un alcance estratigráfico desde fines del Jurásico hasta el Terciario temprano y es más abundante en el Cretácico Temprano. En la misma región, cerca de San Ma-

tías, bancos centimétricos de caliza micrita negra intercalados con los esquistos negros nos proporcionaron *Tintinopsella* cf. *T. oblonga*, *Microcalamoides diversus*, *Calpionellopsis simplex*, *C. oblonga*, así como radiolarios calcificados y globigerináceos (M. R. Palacios-Fest, comunicación escrita del 16-XI-79). La presencia de *Calpionellopsis oblonga* determina el Berriasiano-Valanginiense.



Figura 7.- Primer plano: lente de serpentinita perteneciente a la Unidad 4. Segundo plano: meta-areniscas coronadas por mármoles pertenecientes a la Unidad 2. Camino Barrio-Almoloya.

Sobre la secuencia volcano-sedimentaria descansan mármoles azulados o blancos, formando grandes pliegues recostados, como puede observarse cerca de la cortina de la Presa Benito Juárez (Figura 8). Estos mármoles dieron algunos restos de rudistas en mal estado de conservación (Böse, 1906, p. 20).



Figura 8.- Unidad 4. Pliegues acostados en los mármoles de la Unidad 4. Margen sur del Río de Tehuantepec, junto a la cortina de la Presa Benito Juárez.

UNIDADES 5, 6 Y 7

Estas unidades integran un zócalo mesometamórfico posteriormente migmatizado, que aflora solamente en la base de la Unidad 6, y una cobertura metasedimentaria y meta-volcánica epimetamorfoseada de tipo insular, que aquí se denomina Arco Chontal, y están cubiertos por una serie detrítica no metamorfoseada de tipo flysch. Además de que estas unidades están limitadas por cabalgaduras, se diferencian también por la preponderancia relativa de las rocas metasedimentarias y meta-volcánicas y por las características del flysch que las cubre.

Zócalo.—El zócalo está representado por migmatitas heterogéneas; el paleosoma está constituido por micaesquistos de biotita y anfibolitas que podrían ser antiguos gabros metamorfoseados. La foliación está orientada WNW-ESE e inclinada hacia el sur. Este zócalo es la prolongación del Complejo Xolapa de Guerrero y de la costa de Oaxaca donde está en contacto tectónico con el basamento precámbrico y paleozoico del bloque de Oaxaca.

El Complejo Xolapa ha sido considerado de edad paleozoica temprana (de Cserna, 1965). Las rocas meta-ígneas fechadas por el método plomo-alfa proporcionaron edades correspondientes al Cámbrico Medio, Misisípico Temprano y Pensilvánico Tardío (de Cserna *et al.*, 1974). Las metaanfibolitas fechadas por el método Rb/Sr proporcionaron una edad pérmica (Halpern *et al.*, 1974). Recientemente, un ortogneis fechado por los métodos U/Pb y Rb/Sr proporcionó edades correspondientes al Jurásico Medio para los zircones y la roca entera y al Oligoceno tardío para las biotitas (Guerrero *et al.*, 1978).

Estos fechamientos, poco numerosos y ocasionalmente criticables (método de plomo-alfa), así como la dispersión de las edades obtenidas, no permiten establecer, sino de manera aún hipotética, la historia del Complejo Xolapa. Admitiendo que el primer episodio metamórfico sea del Paleozoico temprano, las edades paleozoicas tardías podrían reflejar el emplazamiento de los intrusivos fini-apalachianos. Las edades mesozoicas corresponden probablemente a la migmatización ligada al desarrollo del arco Chontal. En última instancia, las edades cenozoicas podrían estar en relación con la individualización de la Placa de Cocos, el inicio y el desarrollo de la zona de subducción mesoamericana.

Cobertura epimetamorfoseada - Arco Chontal.—Sobre el zócalo migmatítico descansa una potente serie epimetamorfoseada de traquiandesitas, brechas con elementos volcánicos y sedimentarios, grauvacas, tobas y esquistos negros con intercalaciones de calizas de plataforma (Figura 9). En la Unidad 5 predominan las rocas sedimentarias, mientras que en las Unidades 6 y 7 las rocas volcánicas.



Figura 9.- Unidad 5. Intercalación de mármoles dentro de metagrauvacas. Carretera Salina Cruz-Santiago Asta, entre Santa Gertrudis y Cruz Bamba.

En el Río Huamelula, al norte del Zapote, hacia la cima de la serie, se encontraron dentro de mármoles intercalados, fragmentos de rudistas probablemente caprotínidos semejantes al género *Caprotina* (Neocomiano-Turoniano) o *Pachytraga* (Cretácico Temprano) (Dra. G. Alencáster, comunicación escrita del 26-IX-79).

Cobertura no metamorfoseada —flysch.— Sobre las formaciones precedentes descansa en discordancia una gruesa secuencia detrítica fuertemente plegada pero no metamorfoseada (Figura 10).

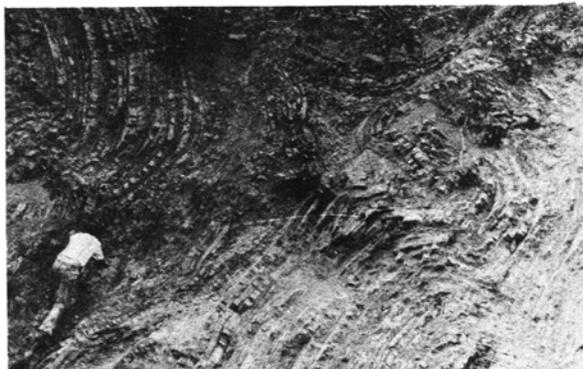


Figura 10.- Unidad 5. Flysch arenopelítico del Cretácico Superior. Camino de Ecatepec a Huamelula.

La Unidad 5 está constituida por una alternancia rítmica de areniscas y pelitas de color verdoso, con tintes de alteración amarillentos, en capas centimétricas. En su base se encuentran algunos bancos conglomeráticos formados por fragmentos de las rocas volcano-sedimentarias subyacentes y, a veces, lechos rojos, representando un "pre-flysch". El espesor de esta secuencia de tipo flysch arenopelítico es difícil de evaluar en razón de los pliegues que la afectan, pero se estima que sea de más de 1,500 m.

El flysch de la Unidad 6 es de tipo arenoconglomerático y de espesor más reducido. Comienza con conglomerados, areniscas y pelitas similares a los de la Unidad 5. Están cubiertos por areniscas y conglomerados con elementos de rocas volcánicas y de cuarzo con matriz arenosa o sílicea.

El flysch de la Unidad 7 es, sobre todo, conglomerático. Comprende en su base conglomerados semejantes a los de la cima de la Unidad 6, seguidos por areniscas y pelitas abigarradas, verdes, rojas, violáceas, con intercalaciones de conglomerados con matriz arenosa y elementos de areniscas, pelitas, mármoles y rocas volcánicas. Esas capas están cubiertas por un potente conglomerado con cemento arenoso y elementos de mármoles, principalmente, y de rocas volcánicas en menor cantidad. No se encontraron elementos de zócalo.

Edad del Flysch.— Al noreste de la Laguna de Patos, en la zanja de la carretera Salina Cruz-Astata, en las areniscas de la Unidad 7 se encontró un ejemplar completo de *Barretia monilifera* Woodward, género del Maestrichtiano endémico del Caribe y del sur de México (Dra. G. Alencáster, comunicación escrita del 26-IX-1979).

NOTA.— El flysch del Cretácico Tardío, quizás únicamente campaniano-maestrichtiano, solamente existe en las unidades más internas. Su polaridad bien marcada y la naturaleza del material detrítico muestran que es de origen pacífico, aún más interno, y resultó de la erosión de una secuencia insular volcánica metamorfoseada. El flysch de la Unidad 7 está en contacto por fallas verticales a lo largo de la costa pacífica, con micaesquistos migmatizados correlacionables al Complejo Xolapa e intrusiones post-mesozoicas. Si el sistema de fallas que limita la costa pacífica actual de Oaxaca es la prolongación del sistema de fallas de desplazamiento lateral siniestro Polochic-Motagua-Jocotán-Chamelecón de Guatemala y Honduras (Carfantán, 1976), entonces las unidades ausentes, fuente del flysch, deberían buscarse al noroeste de Honduras, al sur de la falla Jocotán-Chamelecón.

Intrusivos mesozoicos y cenozoicos. — Las Unidades 4-7 están cortadas por intrusiones de granodiorita de biotita y tonalita con enclaves anfibolíticos, pasando a felsitas en la periferia de los batolitos.

Los fechamientos radiométricos efectuados sobre zircones por el método plomo/alfa (Fries, 1962) proporcionaron edades mesocretácicas para el intrusivo de Huilotepec (96 ± 10 m.a.), y para el intrusivo de Jalapa del Marqués (108 ± 10 m.a.). En ambos casos se trata de intrusivos tectonizados con una esquistosidad incipiente. Otros intrusivos, particularmente a lo largo de la costa pacífica en las cercanías de Cruz Bamba y de Astata, parecen mucho más "frescos" e intrusionan al flysch del Cretácico Superior, el cual se encuentra transformado en corneanas y tactitas en la periferia de los batolitos. Esos batolitos podrían ser de edad miocénica tardía por comparación con los de la costa de Chiapas (Damon *in* Salas, 1976), lo que requeriría ser confirmado por fechamientos radiométricos.

Molasas terciarias. — En toda la región el Terciario es continental. Al oeste de Tehuantepec, al sur de la Carretera Panamericana, esta secuencia principia con potentes conglomerados con elementos poco rodados de mármoles, grauvacas, esquistos y rocas intrusivas con matriz areno-pelítica rojiza. Sobreyacen a estos conglomerados areniscas y pelitas rojas irregularmente desarrolladas, que están seguidas por sedimentos piroclásticos intercalados con derrames riolácicos andesíticos. Cerca de Tequisistlán, una ignimbrita riolítica proporcionó una edad radiométrica de 16.1 m.a. (Williams y McBirney, 1969). Por comparación con las otras secuencias terciarias continentales del sureste de México, más o menos bien fechadas, como son las formaciones Balsas, Huajuapán, Tehuacán y El Bosque, puede concluirse que las rocas detríticas son de edad eocénica media a oligocénica temprana y las rocas volcánico detríticas y volcánicas de edad oligocénica tardía y miocénica.

PALEOGEOGRAFIA

Durante el Cretácico Temprano, detrás del batolito de Chiapas-Mixtequita, constituyendo un alto transgredido tardíamente, existía una plataforma con sedimentación carbonatada (Unidades 1 y 2). Esta plataforma, bastante estrecha, pasaba (Unidad 3) a una cuenca con fondo en parte oceánico (Unidad 4), quizás abierta desde el Jurásico Tardío. En la cuenca se depositaba una gruesa secuencia volcánico-sedimentaria resultado, en gran parte, de la actividad de un cinturón insular volcánico que bordeaba la cuenca hacia el surponiente (Unidades 5, 6 y 7).

Después de una importante fase orogénica post-cenomaniana, se individualizaron dos cuencas en donde se depositaron potentes secuencias de tipo flysch. La primera de estas cuencas, situada en posición externa, fue la sede de una sedimentación detrítica fina durante el Maestrichtiano-Paleoceno (formaciones Méndez y Chicontepec-Velasco en la costa del Golfo de México). La segunda, situada en posición interna, fue la sede de una sedimentación, en términos generales, mucho más gruesa y de edad probablemente un poco más precoz (campaniano-maestrichtiana). Si bien el flysch de la cuenca externa resultó de la erosión de las unidades anteriormente descritas, no fue así en cuanto al de la cuenca interna, cuya fuente, como se expresó anteriormente, debería buscarse en América Central.

Después de los movimientos orogénicos cretácicos tardíos paleocénicos, la región quedó totalmente emergida y la destrucción de los relieves dio origen a molasas continentales, primeramente sedimentarias y después volcánico-sedimentarias, en razón de una actividad volcánica durante el Oligoceno tardío y el Mioceno.

FASES TECTONICAS SUPERPUESTAS

FASE SUBHERCINIANA

El conjunto de las zonas internas fue comprimido, plegado y metamorfoseado antes del depósito del flysch del Campaniano-Maestrichtiano. La dirección general de los pliegues indica que la compresión estaba orientada NE-SW. El metamorfismo que acompaña al plegamiento es, en general, suficientemente débil, permitiendo reconocer fácilmente la naturaleza del sedimento o de la roca eruptiva original. Localmente, sin embargo, puede alcanzar el límite superior de la facies de anfibolitas.

En razón de las edades de las faunas encontradas en las formaciones epimetamórficas, así como de las edades de los intrusivos y de los minerales filíticos de la Unidad 3, esta fase tectónica puede situarse a fines del Turoniano, correspondiendo en la escala global a la fase subherciniana. Los intrusivos mesocretácicos participaron en la deformación, como se puede observar a la altura de la cortina de la Presa Benito Juárez (Figura 11), y pueden ser considerados como sintectónicos.



Figura 11.- Intrusiones mesocretácicas dentro de los mármoles de la Unidad 5. Margen norte del Río de Tehuantepec a la altura de la Presa Benito Juárez. Czm:mármoles y granito.

En las zonas externas de Chiapas, esta fase se manifiesta por una regresión general, y por la emersión y erosión de la parte interna del macizo. Esta fase es igualmente subherciniana, siendo la regresión post-cenomaniana (edad de la parte superior de la Formación Sierra Madre) y pre-campaniana (edad del conglomerado regresivo de la base de la Formación Ocozocuatla).

FASE LARAMIDE

La región fue comprimida de nuevo después del depósito del flysch del Cretácico Superior y antes del de las molasas continentales terciarias. Esta fase, que no fue acompañada de metamorfismo, dio origen a pliegues oblicuos y cizallamientos que afectan también al zócalo, más o menos paralelos a las antiguas zonas paleogeográficas. Las direcciones de los cizallamientos y ejes de pliegues medidas en el flysch mues-

tran que la fase laramídica se desarrolló en dos etapas. La primera corresponde a una compresión orientada de N-S o NNE-SSE y dio lugar a pliegues inclinados hacia el norte o el nor-noroeste; la segunda corresponde a una compresión orientada NE-SW y dio lugar a pliegues inclinados hacia el noreste y a los cizallamientos.

FASE MIOCENICA TARDIA

Una fase de compresión tardía dio origen a pliegues orientados NW-SE de grandes radios de curvatura. Estos son el sinclinal de Mogoñé donde se encuentra conservado el Jurásico Superior, el anticlinal de Matías Romero, el sinclinal del Barrio, el anticlinal de Chivela, el sinclinal con núcleo terciario del Río de los Perros y el anticlinal de Salina Cruz donde aparece el zócalo de la Unidad 6. Esos pliegues de fondo, tardíos, probablemente son contemporáneos con la fase mayor de plegamiento de Chiapas, la fase chiapaneca, de edad miocénica tardía.

FASE MIOCENICA FINAL (?) PLIO—CUATERNARIA

Las fallas verticales principales pueden ser agrupadas en tres familias de dirección media de $N 105^{\circ} E$ y $N 25^{\circ} E^*$. La primera es paralela a la dirección de la costa sur de México entre Puerto Vallarta y Puerto Angel, y la segunda a la dirección de la costa entre Puerto Angel y Salina Cruz. Estas dos direcciones son sensiblemente paralelas a la dirección del sistema de fallas Polochic-Motagua en el sur de Chiapas (Carfantan, 1976). Todas esas fallas parecen ser de desplazamiento lateral como lo atestiguan las relaciones entre los compartimentos que ellas limitan, la existencia de estrías horizontales y la deformación de las capas en sus alrededores. Se puede atribuir, por ejemplo, al juego siniestro de una falla de la familia $N 70^{\circ} E$, la torsión según un eje vertical de los conglomerados terciarios al oeste de Tehuantepec (Figura 12). Como en el caso del sistema Polochic-Motagua, las fallas de las familias $N 105^{\circ} E^*$ y $N 70^{\circ} E$ son de desplazamiento lateral diestro, mientras que las de la familia $N 25^{\circ} E$ son de desplazamiento lateral diestro. Algunas fallas importantes, en particular la del Río de Tehuantepec, tienen una dirección $N 130^{\circ} E^*$, paralela a la costa pacífica de Chiapas. Estas pueden ser interpretadas como fallas siniestras de segundo orden, resultando del mismo sistema de esfuerzos que las precedentes (compresión principal orientada NE-SW).

Si esas fallas han tenido actividad reciente y si algunas están aún activas, como se demostró para algunas fallas de desplazamiento lateral de Chiapas y Guatemala, es difícil precisar la época de su formación. Este problema general de la edad del conjunto de las fallas que limitan las placas litosféricas norteamericana y caribeña y del principio del desplazamiento relativo hacia el este del bloque de Honduras-Nicaragua, ya ha sido discutido (Carfantan, 1976), considerándose que estas fallas han tenido actividad probablemente desde el Mioceno y quizás el Oligoceno. Los estudios paleomagnéticos recientes están de acuerdo con este punto de vista (Blanchet, 1979).

PROLONGACION DE LAS ZONAS DESCRITAS

Las unidades epimetamorfoseadas pueden seguirse ha-

cia el sur hasta Zanatepec, donde su frente desaparece en dirección del Pacífico bajo los aluviones de la planicie costera. Más al sur existen en la planicie costera algunos afloramientos aislados de calizas metamorfoseadas, que podrían pertenecer a las unidades frontales. En el extremo meridional de Chiapas, en la región de Motozintla, entre las fallas que prolongan en México las de Polochic y Motagua de Guatemala, se encuentra una secuencia volcánico-plutónica epimetamorfoseada descansando tectónicamente sobre las pelitas de la Formación Todos Santos. Se cree que esta secuencia podría relacionarse con el Arco Chontal y constituir la prolongación del arco volcánico mesozoico Alisitos-Teloloapan de Baja California, Sinaloa y Guerrero (Carfantan, 1977).

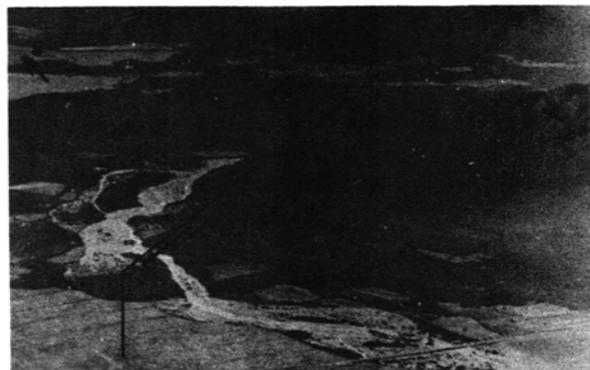


Figura 12.- Deformación en los conglomerados terciarios cerca de una falla de desplazamiento lateral siniestro. Río de las Pilas.

En Guatemala y en el norte de Honduras, entre las fallas Motagua y Jocotán-Chamelecón, aflora una potente secuencia volcánico-sedimentaria, la formación "El Tambor" en un sentido amplio. Durante mucho tiempo se le ha asignado una edad paleozoica; sin embargo, se ha demostrado su edad mesozoica (Wilson, 1974). La formación "El Tambor" presenta características que la diferencian de las formaciones de cuenca que se han descrito, como la presencia de radiolarita y de *pillow-lavas* y el desarrollo mucho más importante de los cuerpos ofiolíticos.

A grandes rasgos la historia paleogeográfica y estructural de esta región puede ser comparada con la del Istmo. Se vuelve a encontrar una fase tectónica subherciniana acompañada por metamorfismo y magmatismo (intrusivos de Chiquimula y Chinautla), el depósito de flysch durante el Cretácico Tardío (Formación Sepur), una fase tectónica laramide de plegamientos y cizallamientos responsable del acarreo de las ofiolitas sobre el flysch, y finalmente el depósito de molasas continentales durante el Terciario.

Hacia el norte la secuencia volcánico-sedimentaria epimetamorfoseada con lentes de ofiolitas (lentes de serpentinita de Concepción Pápalo explotada por asbesto) continúa hacia el sureste de Tehuacán. Más al norte, a la altura de la carretera México-Veracruz, la sedimentación mesozoica parece ser esencialmente carbonatada. Entre estas dos zonas, al noreste de Tehuacán y cerca de Fortín de las Flores, se intercalan derrames de andesitas, tobas y grauvacas dentro de calizas con rudistas, del Titoniano-Berriasiano y Hauteriviiano-Barremiano (Carrasco, 1978). Se cree que esta zona corresponde al cambio de facies desde la cuenca volcánico-sedimentaria hacia las formaciones carbonatadas de la Sierra Madre Oriental.

* Estas anotaciones son del autor (Nota del Editor)

EL BLOQUE DE OAXACA Y LAS SECUENCIAS METAVOLCANICAS Y METAVOLCANOSSEDIMENTARIAS OCCIDENTALES DEL SURESTE DE MEXICO

Detrás de las zonas descritas y en contacto por fallas verticales o inversas (falla Tehuacán-Oaxaca al norte, fallas paralelas a la costa al sur), se encuentra el bloque de Oaxaca. Comprende las partes occidental del Estado de Oaxaca, meridional de Puebla y Morelos y oriental de Guerrero.

El bloque de Oaxaca está constituido por un zócalo precámbrico y paleozoico y una cobertura mesozoica y cenozoica.

EL ZOCALO

El zócalo precámbrico está formado por paragneises y ortogneises resultado del metamorfismo de alto grado de una potente secuencia sedimentaria intrusada por cuerpos gabro-anortosíticos (Bloomfield y Ortega, 1975; Ortega, 1976). Las características petrográficas de esas rocas y la edad del metamorfismo ($\pm 1,000$ m.a.) permiten compararlas a las de las formaciones del Geosinclinal Grenvilliano (Fries, 1962).

El zócalo paleozoico abarca rocas metasedimentarias, metaígneas y sedimentarias. Su historia paleogeográfica y estructural puede ser comparada a la del cinturón Apalachiano (Ortega, 1979).

LA COBERTURA

La cobertura principia aquí, también, por formaciones detríticas continentales de espesor muy reducido, incluso nulo en la parte central del macizo, pero alcanzando hasta 1,000 m en su periferia septentrional. La transgresión mesozoica, evidenciada por intercalaciones marinas de edad jurásica media y por evaporitas en la cima de la secuencia continental, empieza francamente en el Oxfordiano en la periferia norte del macizo; va a extenderse progresivamente hacia el sur, siendo el antiguo continente totalmente sumergido a partir del Albiano. El Neocomiano, de facies principalmente detrítica, rico en amonitas (se encontraron numerosos ejemplares de *Protanocyloceras* sp., *Neocomites* sp., *Distoloceras* sp.), así como otras especies neocomianas en la región Oaxaca-Cuicatlán y Donaji (Dra. G. Alencáster, comunicación escrita del 17-X-1978), aflora hasta los alrededores de la ciudad de Oaxaca. Más al sur, el Albiano es directamente transgresivo sobre el zócalo. En la región de Ayoquezco, sobre los gneises precámbricos descansan calizas con miliólidos del género *Nummoloculina heimi*. Durante el Cretácico Tardío la sedimentación se mantiene predominantemente carbonatada y de tipo plataforma en la parte central del macizo (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

En el sur, en la región de Ojo de Agua, sobre las calizas mesocretácicas de plataforma, descansa una potente secuencia conglomerática roja con niveles arenosos y pelíticos. En las intercalaciones calcáreas, situadas hacia la base de la secuencia, se encontraron varios ejemplares de *Inoceramus steenstrupi* (Santoniano-Campaniano) (Dra. B. E. Buitrón, comunicación escrita del 25-X-1979) y miliólidos en particular del género *Calcisphaerula* sp. (Cretácico Tardío) (M. R. Palacios, comunicación escrita del 16-XI-1979). Esta región está inmediatamente al norte del contacto tectónico mayor entre el bloque de Oaxaca y el Complejo Xolapa. En la zona de contacto, entre Ojo de Agua y Juchatengo, aflora una faja

de rocas volcano-sedimentarias epimetamorfoseadas correlacionable con las rocas del Istmo. Se considera entonces que la secuencia conglomerática es orogénica, resultado de la sutura entre el bloque de Oaxaca y el Complejo Xolapa y que esta sutura es de finales del Turoniano (fase subherciniana).

En esta región la sutura está sepultada por los conglomerados orogénicos y sedimentos cenozoicos y cuaternarios. Las fallas que se observan son verticales de desplazamiento lateral o inclinadas hacia el norte, ambas paralelas a la costa y muy probablemente ligadas a la subducción de la placa de Cocos. Sin embargo, más al oriente, a la altura del Río Copalita, parece que la sutura está expuesta y que el Complejo Xolapa cabalga al bloque Oaxaca.

En el borde occidental del macizo, sobre calizas de edad aptiana a turoniana de facies algo más profunda que las de la parte central, descansa una serie de tipo flysch, la Formación Mexcala (Fries, 1960), de edad coniaciana a campaniana y quizás también maestrichtiana. Este flysch del Cretácico Tardío está cabalgado hacia el oriente por formaciones metavolcánicas y metavolcano-sedimentarias de facies de los esquistos verdes, atribuibles a una cuenca bordeada al oeste por un arco insular volcánico. Las formaciones de cuenca proporcionaron amonitas del Titoniano, Neocomiano?, Aptiano (Campa *et al.*, 1974, 1976; Campa, 1978). Las formaciones del arco proporcionaron amonitas y rudistas jurásicas tardías y cretácicas tempranas (Campa, 1978) y huellas de dinosaurios de edad jurásica media-cretácica temprana? (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 1978). Estas formaciones corresponden a la prolongación hacia el sur del Arco Alisitos de Baja California y Sinaloa.

RELACIONES ENTRE LAS FORMACIONES METAVOLCANICAS Y METASEDIMENTARIAS DEL DOMINIO OCCIDENTAL (ARCO ALISITOS - TELOLOAPAN) Y DE LA REGION TEHUACAN-ISTMO DE TEHUANTEPEC. POSICION PALEOGEOGRAFICA DEL BLOQUE DE OAXACA

El bloque de Oaxaca se encuentra entonces entre dos regiones que presentan características semejantes: mismo tipo de sedimentación y volcanismo durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, importante fase tectónica subherciniana acompañada de metamorfismo y seguida por magmatismo, depósito de flysch durante el Cretácico Tardío, tectónica Laramide de plegamientos y cizallamientos, seguida por el depósito de molasas continentales cenozoicas. Se proponen diferentes hipótesis para explicar la posición del bloque de Oaxaca:

1 - Las formaciones volcano-sedimentarias del dominio occidental y de la región Tehuacán-Istmo de Tehuantepec pertenecían a una misma cuenca marginal bordeada por un cinturón insular volcánico pacífico. El macizo de Oaxaca es un bloque "exótico" que entró en colisión con el continente Norteamericano, siendo ésta responsable de la tectónica subherciniana. Esta hipótesis es difícilmente sustentable en razón de:

a) Las similitudes litológicas, geocronológicas y estructurales del zócalo de Oaxaca y de las provincias de Grenville y de los Apalaches.

b) Las analogías litoestratigráficas y faunísticas de la cobertura del macizo de Oaxaca y de las otras secuencias de plataforma de México.

c) Los datos paleomagnéticos. Estos todavía muy es-

casos, no permiten apoyar esta hipótesis (Clark y Johnson, 1971).

d) El contacto tectónico mayor es la sutura subherciniana entre el bloque de Oaxaca y el Complejo Xolapa que se encuentra al sur del macizo.

2 - Como se propuso anteriormente, las formaciones volcano-sedimentarias pertenecen a la misma cuenca marginal bordeada por un arco insular volcánico pacífico. Las formaciones de la región Tehuacán-Istmo de Tehuantepec fueron acarreadas por encima del macizo de Oaxaca y son totalmente alóctonas. A esta hipótesis se puede objetar que:

a) El acarreo no puede ser subherciniano por la continuidad de la sedimentación cretácica, tanto en la periferia del macizo como en su parte central.

b) Asimismo, es difícil admitir un acarreo laramídico en razón de la ausencia de testigos estructurales y de la relativa tranquilidad tectónica de la cobertura mesozoica, particularmente en la parte central del macizo, donde no se observa metamorfismo, cizallamientos, ni un plegamiento importante. Esas características dificultan la comparación entre el macizo de Oaxaca y las dorsales internas de otras cadenas que estuvieron sujetas al paso de cobijaduras como, por ejemplo, la dorsal briansonesa alpina.

3 - Las formaciones volcano-sedimentarias de cuenca del dominio occidental y de la región de Tehuacán-Istmo de Tehuantepec pertenecían a dos cuencas distintas separadas por un alto estructural, el macizo de Oaxaca. Esas dos cuencas se juntaban hacia el sur para formar la cuenca septentrional del Caribe limitada al sur por el bloque de Honduras-Nicaragua. La fase subherciniana resulta de la colisión entre este bloque y el Continente Norteamericano, mientras que la fase Laramide resultó probablemente de un cambio de convergencia entre la placa del Pacífico y el Continente Norteamericano (Coney, 1978). Esta hipótesis parece ser la única que sí se puede aceptar en el estado actual del conocimiento.

CONCLUSIONES

Durante el Jurásico Tardío y hacia el Turoniano se pueden reconocer al sur del Eje Neovolcánico Transmexicano y del este hacia el oeste, los dominios paleogeográficos siguientes (Figura 13): (a) un dominio externo representado por la plataforma de Yucatán con sedimentación principalmente lagunar y la plataforma carbonatada de Chiapas, limitada por un alto transgredido tardíamente; (b) un dominio interno constituido por la cuenca oriental Tehuacán-Istmo de Tehuantepec con sedimentación volcano-sedimentaria, el alto estructural de Oaxaca con sedimentación de plataforma y la cuenca volcano-sedimentaria occidental de Guerrero-Michoacán.

Las dos cuencas se comunicaban hacia el sur para formar la cuenca sedimentaria del Caribe. La cuenca occidental y la cuenca sedimentaria del Caribe estaban bordeadas por un cinturón insular, prolongación meridional del Arco Alisitos, establecida en el borde del continente.

Los testigos de la corteza oceánica, situada detrás del arco volcánico, son conocidos al norte del Eje Neovolcánico en la costa occidental de la península de Baja California. Al sur del eje, la zona paleo-oceánica está representada por el macizo ultrabásico y básico de la Punta Santa Elena en la costa noroccidental de Costa Rica, en aquella época situada en la prolongación meridional de la costa de Baja California.

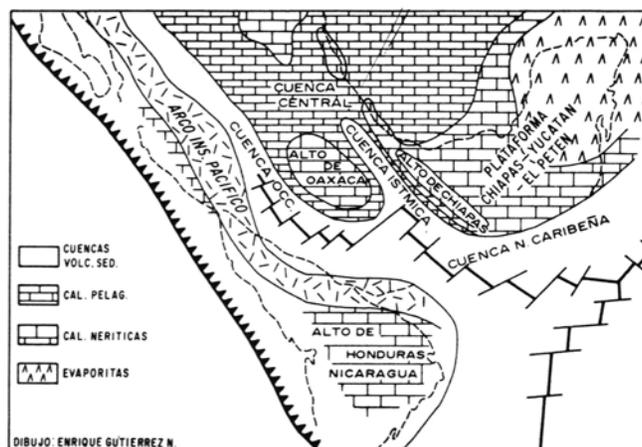


Figura 13.- Mapa paleogeográfico de la parte meridional de Norteamérica en el Aptiano.

Esta paleogeografía fue considerablemente modificada después de la fase tectónica subherciniana, resultando de la colisión entre el bloque de Honduras-Nicaragua y el Continente Norteamericano. Este evento dio lugar a la emersión de una gran parte de las zonas internas e incluso externas (alto de Chiapas) y al depósito de flysch en cuencas alargadas NW-SE durante el Cretácico Tardío.

Después de la fase laramídica la totalidad de las zonas internas y un área importante de las zonas externas emergen. Durante el Cenozoico se depositan molasas continentales y volcanogénicas parcialmente en las zonas internas, continentales y marinas en las zonas externas.

A partir del Oligoceno, América Central nuclear se desprende del sur de México, un poco al sur de la sutura subherciniana, y se desplaza progresivamente hacia el este, para venir a ocupar su posición actual. Paralelamente, la zona de ruptura evoluciona hacia una zona de subducción.

AGRADECIMIENTOS

Las determinaciones de macrofauna fueron hechas por las Dras. Gloria Alencáster y B. E. Buitrón. Las determinaciones de microfauna fueron efectuadas por el Dr. Jacques Butterlin y el Ing. M. R. Palacios-Fest. El Dr. Enrique Martínez realizó los estudios palinológicos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Baker, C. L., 1930, Geological cross-section on the Isthmus of Tehuantepec: Pan-Am. Geologist, v. 53, p. 163.
- Blanchet, René, 1979, Posición tectónica de México dentro del marco de la teoría de placas: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Evolución Tectónica de México, Simp., Programa y Resúmenes, p. 9 (resumen).
- Bloomfield, Keith, y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1975, Notas sobre la petrología del Complejo Oaxaqueño: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 95, p. 29-48.
- Böse, Emile, 1906, Excursion à l'Isthme de Tehuantepec: México, D. F., Cong. Geol. Internal. 10, Excursión 31, p. 20.
- Campa, M. F., 1978, La evolución tectónica de Tierra Ca-

- liente, Guerrero: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 39, p. 52-64.
- Campa, M. F., Campos, Mario, Flores, Roberto, y Oviedo, Amador, 1974(1975), La secuencia mesozoica volcánico-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx., Teloloapan, Gro.: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 35, p. 7-28.
- Campa, M. F., Oviedo, Amador, y Tardy, Marc, 1976, La cabalgadura laramídica del dominio volcánico-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los Estados de Guerrero y México: Acapulco (México), Cong. Latinoamer. Geología, 3, Resúmenes, p. 23 (resumen).
- Carfantan, J. Ch., 1976, El prolongamiento del sistema de fallas Polochic-Motagua en el sureste de México; una frontera entre dos provincias geológicas: Acapulco (México), Cong. Latinoam. Geología, 3, Memoria (en prensa).
- - - 1977, La cobijadura de Motozintla —un paleoarco volcánico en Chiapas: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 1, p. 133-137.
- Carrasco, Baldomero, 1978, Estratigrafía de unas lavas almohadilladas y rocas sedimentarias del Cretácico Inferior en Tehuacán, Puebla: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 39, p. 13 (resumen).
- Clark, M. C., y Johnson, E. A., 1971, Paleomagnetism of Oaxaca State, Mexico: EOS, v. 52, p. 190.
- Coney, P. J., 1978, Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera: Geol. Soc. America, Mem. 152, p. 33-50.
- Cserna, Zoltan de, 1965, Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 62, 76 p.
- Cserna, Zoltan de, Fries, Carl, Jr., Rincón-Orta, César, Solorio-Munguía, José, y Schmitter-Villada, Eduardo, 1974, Nuevos datos geocronométricos paleozoicos del sur de México: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 26, p. 195-204.
- Damon, P., in Salas, G. P., 1976, Carta y provincias metalogénicas de la República Mexicana: Cons. Recursos Minerales, Publ. 21E, p. 220-221.
- Ferrusquía-Villafranca, Ismael, 1976, Estudios geológicos-paleontológicos en la región Mixteca: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 97, 160 p.
- Ferrusquía-Villafranca, Ismael, Applegate, S. P., y Espinosa-Arrubarrera, Luis, 1978, Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pacífica de México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 2, p. 150-162.
- Fries, Carl, Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 60, 236 p.
- - - 1962, Estudios geocronológicos de rocas mexicanas: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 64, 151 p.
- Guerrero-García, J. C., Silver, L. T., y Anderson, T. H., 1978, Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Conv. Nal. 4, Programa y resúmenes, p. 22 (resumen).
- Halpern, Martin, Guerrero-García, J. C., y Ruiz-Castellanos, Mario, 1974, Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern and central Mexico; a progress report: México, D. F., Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes, p. 30-32 (resumen).
- López-Ramos, Ernesto, 1979, Geología de México: México, D. F., t. 3, 453 p., edición escolar.
- Ojeda-Rivera, Jesús, Osorio-Hernández, Amador, Altamirano-R., F. J., 1969, Geología regional y yacimientos minerales de la porción meridional del Istmo de Tehuantepec, México: in Proyecto de exploración de minerales metálicos. México, D. F., O.N.U., Fondo Especial y Secretaría del Patrimonio Nal., Consejo de Recursos Naturales No Renovables (informe inédito).
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1976, Los complejos metamórficos de sur de México y su significado tectónico: Acapulco (México), Cong. Latinoam. Geología 3, Resúmenes, p. 101 (resumen).
- - - 1979, The tectonothermic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico: Geol. Soc. America, Abstr. with Programs, v. 11, p. 490 (resumen).
- Vila-Gómez, O. T., 1973, Geología general de una porción al sur del Estado de Oaxaca: México, D. F., Inst. Politéc. Nal., Esc. Sup. Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 22 p. (inédita).
- Williams, Howell, y McBirney, A. R., 1969, Volcanic history of Honduras: Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., v. 85, p. 1-99.
- Wilson, H. H., 1974, Cretaceous sedimentation and orogeny in nuclear Central America: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 58, p. 1348-1396.