

LA EVOLUCION TECTONICA PREMISISIPICA DEL SUR DE MEXICO

Fernando Ortega-Gutiérrez*

RESUMEN

La inestabilidad tectónica es el signo más distintivo de la evolución geológica del sur de México desde el Precámbrico. Aunque el registro geocronométrico en esta región no se extiende más allá de los 1,100 m.a., claramente existieron eventos sedimentarios, magmáticos y tectónicos anteriores que fueron oscurecidos por la actividad geológica subsecuente.

El Complejo Oaxaqueño granulítico es el resultado de la primera orogenia conocida en el área. Su culminación tectonotérmica, hace unos 1,025 ± 75 m.a., sin haber destruido completamente la naturaleza original de las rocas involucradas, sí impuso una redistribución de sus sistemas cronosotópicos que ha impedido la penetración de las mediciones atrás de este gran evento orogénico. Sus rocas paragneissicas (calcáreas, pelíticas y arcóscicas) y ortogneissicas (anortosíticas, gabroides y granítico-sieníticas) implican, respectivamente, sedimentación miogeoclinal y magmatismo cratónico sin fechar, aunque probablemente restringidos al Proterozoico. Los siguientes 500 m.a. incluyen un prolongado período de levantamiento y erosión que exhumó al Complejo Oaxaqueño, después de haberse formado a una profundidad entre 20 y 30 km y a temperaturas mayores de 700°C, estimadas de su petrología.

Mientras esta historia precámbrica difícilmente puede ajustarse a un modelo de tectónica de placas, la evolución fanerozoica de la región responde con claridad a esta clase de modelos geodinámicos. En efecto, el complejo metamórfico Acatlán de edad cambro-devónica y los sedimentos tremadocianos del norponiente de Oaxaca representan la evolución de un margen continental tipo Atlántico, limitado por un océano pre-Atlántico cambro-ordovícico. La paulatina disolución de esta placa oceánica en el manto se inicia en el Ordovícico y culmina en el Devónico (?) con la colisión de dos masas continentales, cuya sutura es hoy una ofiolita fragmentada y eclogitizada del Complejo Acatlán. El acortamiento lateral y el engrosamiento de la corteza continental, inducidos por estos movimientos litosféricos, iniciaron en el Devónico (?) un intenso metamorfismo y la fusión parcial de los niveles infracorticales, posiblemente formados por rocas de las dos placas en colisión.

Aunque diversos modelos paleogeográficos de reconstrucción continental disocian a los sectores norte y sur de México interponiendo entre ellos un océano pre-mesozoico, o sencillamente ignorando la región meridional del país, la continuidad de las unidades tectonoestratigráficas premisisípicas y su paralelismo evolutivo en ambas regiones, hacen poco probables estos modelos. En cambio, si se compara esta evolución premisisípica del sur de México con la de las provincias estructurales Grenville y Apalaches Septentrionales, se pueden demostrar tantas semejanzas litoestratigráficas, geocronológicas, estructurales y faunísticas, que resulta mucho más factible integrar la región meridional de México a la evolución tectónica de la parte oriental de Norteamérica desde el Proterozoico hasta el Devónico, por lo menos.

Al comenzar el Carbonífero, la región meridional de México entró en un período de estabilización relativa, permitiendo el depósito discordante de molasas marino-continentales durante el Paleozoico tardío.

ABSTRACT

Tectonic instability is the most distinctive feature of the geologic evolution of southern Mexico since the Precambrian. Although geochronometrical records in this region do not extend beyond about 1,100 m. y. b.p., clearly there were older sedimentary, magmatic and tectonic events that were obscured by subsequent geological activity. The granulitic Oaxacan Complex developed as a result of the first orogeny known in the area. Its tectonothermal culmination, some 1,025 ± 75 m.y. ago, even though did not destroy the original character of the involved rocks completely, their isotopic systems were disturbed to the extent that absolute dating has not yet penetrated beyond this pervasive orogenic event. Paragneissic (calcareous, pelitic and arkosic) and orthogneissic (anorthositic, gabbroid and granitic-syenitic) rocks, composing the Oaxacan Complex represent, respectively, miogeoclinal sedimentation and cratonic magmatism of unknown age, but probably restricted to the Proterozoic. The following 500 m.y. include a protracted event of uplift and erosion, that exposed the Oaxacan Complex after its generation at depths of 20 to 30 km and temperatures exceeding 700°C, as suggested by its petrology.

While this Precambrian history is difficult to reconcile with a plate tectonic model, the Phanerozoic evolution of the area may be easily fitted to this sort of geodynamic models. Thus, the Acatlán Complex of Cambrian-Devonian age and the Tremadocian sediments of northwestern Oaxaca represent the evolution of an Atlantic-type continental margin, associated with a Cambro-Ordovician pre-Atlantic ocean. The gradual consumption of this oceanic plate in the mantle started in the Ordovician and ended in the Devonian (?), as the two continental masses collided and left a suture today represented by a dismembered and eclogitized ophiolite of the Acatlán Complex. The lateral shortening and the thickening of the continental crust provoked by these lithospheric movements, initiated in the Devonian (?) an intense metamorphism and the partial fusion of the lower crustal levels, possibly formed by rocks belonging to the two plates under collision.

Eventhough several paleogeographic models of continental reconstruction separate the northern and southern sectors of México by means of a pre-Mesozoic ocean, or simply by ignoring the southern region, the continuity of the pre-Mississippian tectonostratigraphic units and their parallel evolution in both regions, make these models rather improbable. On the other hand, if the pre-Mississippian evolution of southern México is compared with those of the Grenville

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

and the Northern Appalachians structural provinces, there are so many lithostratigraphic, geochronologic, structural and faunistic similarities that it is more plausible to integrate southern Mexico to the tectonic evolution of eastern North America since the Proterozoic and at least until the Devonian.

At the beginning of the Carboniferous, southern Mexico entered a period of relative tectonic stability, and marine continental molasses were unconformably laid down during late Paleozoic times.

INTRODUCCION

El propósito principal de este artículo es presentar una visión general de la historia geológica del sur de México en tiempos pre-carboníferos, interpretándola a partir de las características geológicas de aquellos terrenos cristalinos conocidos cuya edad es demostrablemente precámbrica o paleozoica temprana. Estas rocas cubren importantes porciones del sur de México y probablemente se extienden a Centroamérica, constituyendo un núcleo cristalino cuya paleogeografía pre-mesozoica ha llegado a ser una de las piezas más difíciles de colocar en el antiguo o antiguos supercontinentes semejantes a Pangea. La historia geológica que se puede leer en estos terrenos antiguos de México es muy compleja, pero es precisamente en función del conocimiento detallado de esta historia que es posible establecer un mayor número de elementos geológicos de correlación con los terrenos adyacentes o disgregados, para hacer más simple y confiable toda reconstrucción paleocontinental que se intente de esta área.

Es necesario advertir que la escasez de estudios geológicos dedicados a estos terrenos cristalinos del sur de México impide modelar su evolución tectónica en forma precisa. No obstante, muchas de sus características ya determinadas proporcionan conceptos decisivos que permiten proponer algunos modelos especulativos, a partir de los cuales se podrán lograr en el futuro reconstrucciones tectónicas más reales y detalladas de esta vasta e importante región geológica de México (Figura 1).

En este sentido, el descubrimiento de macizos anortosíticos en las rocas precámbricas de Oaxaca, de ofiolitas eclogitizadas y extensas zonas de anatexis en los terrenos paleozoicos de Puebla y Oaxaca, así como de diversas fajas milonitizadas en ambos complejos, constituyen los hechos geológicos principales alrededor de los cuales se centrará la presentación y discusión integrales de los modelos que tentativamente darán a conocer en este artículo la evolución tectónica premisisípica del sur de México.

Los estudios que han tratado específicamente las rocas premisisípicas del sur de México son escasos; cabe mencionar entre los más importantes las contribuciones de Ordóñez (1906), Waitz (1912), Salas (1949), González-Reyna (1961) y, más recientemente, los estudios geocronológicos de Fries y sus colaboradores (Fries *et al.*, 1962; Fries y Rincón-Orta, 1965; Fries *et al.*, 1966, 1974); geológicos de Cárdenas-Vargas (1966), Kesler y Heath (1970), Kesler (1973), Rodríguez-Torres (1970), Ruiz-Castellanos (1970), y geológico-tectónicos de de Cserna (1965, 1967, 1970, 1971a, 1971b). Las principales investigaciones del autor sobre estos terrenos se han publicado en Bloomfield y Ortega-Gutiérrez (1975), y Ortega-Gutiérrez (1974, 1977, 1978a, 1981).

La brevedad de estos estudios sobre el basamento cristalino del sur de México se refleja principalmente en el conocimiento tan pobre que se tiene de su clasificación y distribución geológicas, como se puede constatar analizando los intentos que en este sentido se han hecho en las sucesivas ediciones de la Carta Geológica de México desde 1956.

El conjunto de las rocas consideradas premisisípicas (Figura 1) comprende por lo menos dos grandes secuencias litostratigráficas denominadas *Complejo Oaxaqueño* (Fries *et al.*, 1966; Rodríguez-Torres, 1970; Bloomfield y Ortega-Gutiérrez, 1975; Ortega-Gutiérrez, 1981) de probada edad precámbrica (Fries *et al.*, 1962; Pantoja-Alor y Robison, 1967; Anderson y Silver, 1971) y el *Complejo Acatlán* (Ortega-Gutiérrez, 1978a) de edad paleozoica (Salas, 1949; Fries y Rincón-Orta, 1965; Ruiz-Castellanos, 1970; Ortega-Gutiérrez, 1978a). El Complejo Xolapa (de Cserna, 1965) puede ser otra más de las grandes secuencias premisisípicas del sur de México; sin embargo, está poco estudiado y su edad no ha sido demostrada satisfactoriamente, ya que la información existente en este sentido es diversa y hasta contradictoria (de Cserna *et al.*, 1962, 1974a, 1974b; de Cserna, 1965; Klesse, 1968; Kesler, 1973; Guerrero-García *et al.*, 1978); de ahí la necesidad de omitir por ahora el significado de este complejo en la evolución tectónica premisisípica del sur de México.

COMPLEJO OAXAQUEÑO

El Complejo Oaxaqueño es el resultado del primer ciclo tectónico registrado en las rocas cristalinas premisisípicas del sur de México. La constitución geológica de este complejo (Fries *et al.*, 1962; Bloomfield y Ortega-Gutiérrez, 1975; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1977; Ortega-Gutiérrez, 1981) permite definir la íntima sucesión espacio-temporal de las fases de un ciclo tectónico completo: sedimentación, magmatismo,

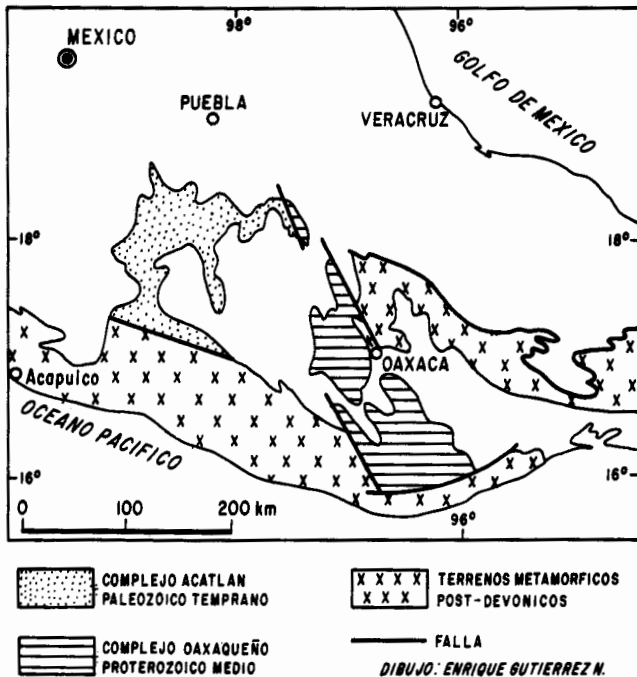


Figura 1.- El sur de México mostrando la distribución de los terrenos cristalinos postdevónicos y premisisípicas de esta región.

deformación, metamorfismo, levantamiento y erosión. Cada una de estas fases será descrita brevemente y discutida a partir de la información disponible de las litologías, estructuras, relaciones geológicas entre las unidades y los fechamientos basados en isótopos radiactivos.

GEOMETRIA Y LIMITES

El Complejo Oaxaqueño (Figura 1), se extiende con dirección NNW en la región central del Estado de Oaxaca, desde los límites del Estado de Puebla hasta las cercanías de Pochutla, definiendo una faja de afloramientos continuos y parcialmente cubiertos, con una anchura máxima de 120 km y mínima de 50 km. Su límite meridional en un sitio al norte de Pochutla es un cuerpo plutónico cuarzo-feldespático, milonitizado y recrystalizado, cuya estructura lineal buza en promedio 30° hacia el SSE. No se conoce el espesor de este cuerpo, pero sus extensos afloramientos situados unos 10 km al norte de Pochutla, sugieren valores mínimos de varios kilómetros. La región expuesta al sur de esta tectonita lineal comprende un complejo plutónico de gneises, migmatitas y esquistos parcialmente metasedimentarios, intrusionados por numerosos granitos deformados y no deformados, que tentativamente se correlaciona con el Complejo Xolapa de la región de Ocotito-Acapulco (de Cserna, 1965). El límite occidental del Complejo Oaxaqueño está delineado en una localidad unos 45 km al sur de Tehuacán, Puebla (Ortega-Gutiérrez, 1978b), por una zona vertical de rocas cataclásticas, aproximadamente de 300 m de anchura con rumbo norte-sur, que pone en contacto al Complejo Oaxaqueño con rocas metagraníticas y esquistos del Complejo Acatlán, el cual está expuesto al poniente de la falla.

La naturaleza de estas fallas que limitan por el poniente y el sur al Complejo Oaxaqueño no se conoce con precisión. En el primer caso, la estructura lineal suavemente buzando hacia el poniente de la tectonita félsica que ocupa el contacto, así como su traza algo curvada sugieren fallamiento inverso y lateral combinados. En el segundo caso, la posición subvertical y las características geológicas locales de la falla (Ortega-Gutiérrez, 1978b), indican fallamiento reciente de tipo normal. Sin embargo, la actividad asociada a estas fallas parece ser muy prolongada, extendiéndose posiblemente desde el Paleozoico hasta el presente y variando la naturaleza de sus movimientos según el régimen tectónico prevalente que los ha rejuvenecido.

En sentido vertical, el Complejo Oaxaqueño comprende una columna litológica de aproximadamente 15 km de espesor estructural. Su límite superior es una superficie de erosión o una discordancia sobre la cual reposan rocas tan antiguas como el Tremadociano fosilífero de Nochixtlán, Oaxaca (Pantoja-Alor, 1970) o tan jóvenes como volcanitas y conglomerados terciarios y aluviones del Holoceno. No se conoce el límite estratigráfico inferior del Complejo Oaxaqueño en la región estudiada, pues su parte basal está formada por ortogneises gabroides y anortosíticos de esta misma secuencia, o sus equivalentes milonitizados que aparentemente reposan sobre rocas de edad mesozoica expuestas en la Sierra de Juárez.

SEDIMENTACION Y MAGMATISMO

Las rocas que forman el Complejo Oaxaqueño incluyen orto y paragneises (Bloomfield y Ortega-Gutiérrez, 1975; Ortega-Gutiérrez, 1981), en facies de granulita. Los metasedimentos comprenden principalmente rocas calcáreas, pelíti-

cas y aparentemente arcósicas que actualmente están representadas por mármol (Figura 2), gneis y granulita de silicatos cálcicos (calsilicatitas), gneis aluminoso de granate, biotita y sillimanita (Figura 3) y gneis cuarzo-feldespático con cantidades variables de grafito. La ausencia aparente de rocas metaofiolíticas y metavolcánicas andesíticas asociadas, así como de formaciones extensas que pudieran considerarse como metagrauvas (*i.e.* gneises enderbíticos), sugiere un carácter "miogeosinclinal" para esta etapa sedimentaria del "geosinclinal oaxaqueño". Este carácter ambiental también es subrayado por la abundancia de escapolitas en las calsilicatitas, ya que sugiere la presencia original de importantes componentes evaporíticos en la secuencia sedimentaria (Ortega-Gutiérrez, 1982). Además, la composición calcimagnésica de los mármoles sugiere que los carbonatos, en gran parte, fueron dolomíticos y, en consecuencia, posiblemente depositados en cuencas someras de circulación restringida y altos índices de evaporación. Por otra parte, la obicuidad de sulfuros en las rocas calcáreas y de grafito en éstas y en las rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas, podría indicar condiciones reductoras durante el depósito.



Figura 2.- Mármol silíceo-magnésico del Complejo Oaxaqueño mostrando inclusiones de las rocas gneíscas circundantes.

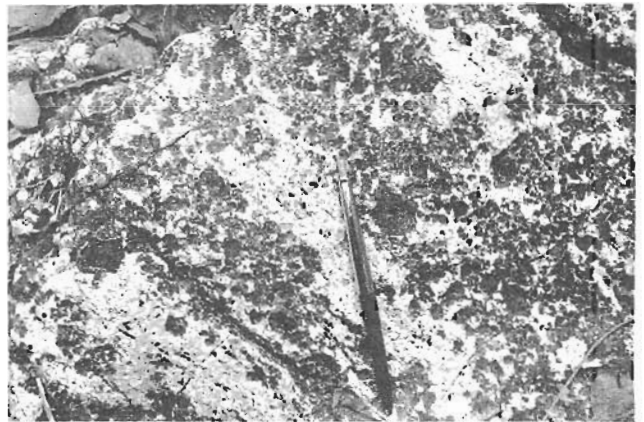


Figura 3.- Gneis pelítico formado por granate, cuarzo y feldespato potásico.

La asociación de estos metasedimentos, claramente de ambiente original de depósito de baja energía, con gneises cuarzo-feldespáticos interpretados como meta-arcosas, sugie-

re episodios rápidos de levantamiento en los terrenos adyacentes a la cuenca y una litología de éstos principalmente cuarzo-feldespática (gnéssica o granítica).

Las asociaciones ortogneíssicas del Complejo Oaxaqueño comprenden una de composición básica-intermedia y otra granítica-sienítica. La primera consiste en un macizo anortosítico de andesina de unos 300-400 km² de extensión, circundado por gneises gabroides bandeados, con intercalaciones de composición diorítica hasta ultrafésica (pegmatítica). Algunos términos ultrabásicos en el macizo son notables como las nelsonitas de ilmenita y apatita (Figura 4), las cuales posiblemente se formaron por inmiscibilidad magmática (Ortega-Gutiérrez, 1977) durante las etapas finales de la cristalización del magma anortosítico original. Estas características petrológicas, aunadas a las texturas y estructuras primarias que sistemáticamente se conservaron hacia el interior de la meta-anortosita (Figura 5), demuestran razonablemente un origen premetamórfico estrictamente magmático.



Figura 4.- Banda irregular de nelsonita (parte central de la figura) dentro de anortosita gnéssica.

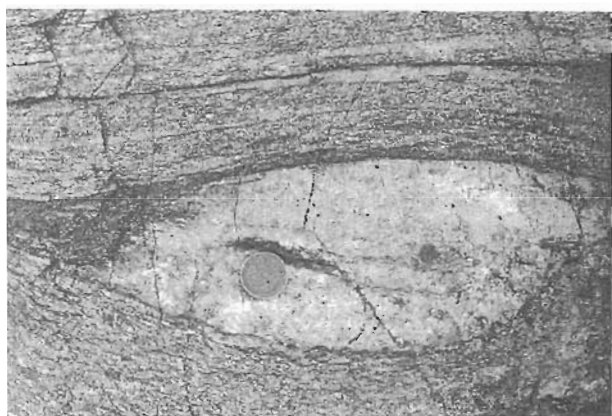


Figura 5.- Xenolito deformado de anortosita incluido en ortogneis gabroide de la parte basal del Complejo Oaxaqueño.

La relación intrusiva del macizo anortosítico con las rocas metasedimentarias que lo circundan, se infiere principalmente de la falta de evidencias que sugiera una discordancia estratigráfica o un contacto tectónico entre estas ro-

cas. En cambio, existen en el contacto zonas de migmatización e interpenetración de orto y paragneises que apoyan una relación intrusiva entre las dos secuencias. La falta de datos geoquímicos e isotópicos adecuados impide, por ahora, evaluar una posible reactivación palinogénica de un antiguo basamento (ortogneíssico) como alternativa para explicar su íntima interdigitación con los paragneises en la zona de contacto.

La segunda asociación plutónica del Complejo Oaxaqueño incluye un intervalo de varios kilómetros de espesor de granitos y sienitas charnockitizado que ocurre hacia su parte superior interestratificado entre gneises calcáreos y pelíticos. Al igual que la unidad anortosítica, las relaciones geológicas entre las charnockitas y los metasedimentos que las rodean, son consistentes con un origen magmático e intrusivo. Un origen volcánico a partir de lavas y piroclásticos riolítico-traquíticos, es también compatible con su geometría y litología presentes, pero el carácter plutónico y no volcánico tiene un cierto apoyo en las coronas de reacción tectónica que ostentan algunos mármoles incluidos en el complejo charnockitizado.

De los datos anteriores se puede concluir tentativamente que la historia tectónica temprana del Complejo Oaxaqueño se inicia con una etapa de sedimentación "miogeosinclinal", en un mar somero y cálido cubriendo a una plataforma continental "granítica" en subsidencia, o bien como un desgarre (*rift*) continental invadido por aguas marinas u ocupado por extensos lagos donde se acumularon secuencias detrítico-evaporíticas. La edad de esta primera etapa evolutiva del Complejo Oaxaqueño se desconoce y no parecen existir muchas probabilidades de lograr fecharla directamente por los métodos isotópicos conocidos, debido a la profunda transformación que sufrieron posteriormente sus rocas. La edad mínima de la sedimentación corresponde a su más intensa tectonización, la cual ocurrió hace unos 1,080 m. a. (Anderson y Silver, 1971). En la misma forma, el metamorfismo granulítico que afectó al Complejo Oaxaqueño parece haber borrado toda huella de la edad magmática de sus ortogneises anortosíticos y graníticos. Geoquímicamente, este magmatismo (Ortega-Gutiérrez, en preparación) no puede compararse con las asociaciones calcialcalinas de las regiones orogénicas clásicas del pasado y del presente. Más bien, la petrología de las rocas ígneas charnockitizadas tanto de composición ácida como básica, acusa un carácter toleítico o alcalino, que sugiere un ambiente intracontinental en distensión para su génesis. Los grandes plutones anortosíticos de la Provincia Grenville, así como sus rocas ácidas y potásicas asociadas, se han interpretado (Windley, 1977) como producto de un magmatismo asociado a *rif*ts continentales.

Con el objeto de hipotetizar sobre las posibles edades originales de los sedimentos e intrusiones magmáticas más importantes cuyos metamorfismo y deformación constituyeron al Complejo Oaxaqueño, es importante destacar la notable similitud que existe entre las litologías originales de los paragneises oaxaqueños y los componentes sedimentarios más característicos del Supergrupo Grenville de la Provincia Grenville del Canadá.

La edad del Supergrupo Grenville, en base a algunos fechamientos de rocas volcánicas intercaladas en las partes poco metamorfoseadas (Silver y Lumbers, 1966) puede variar alrededor de los 1,300 m. a. y probablemente queda comprendida entre los 1,500 y 1,200 m. a. (Wynne-Edwards, 1972). Sus unidades más distintivas son mármol calcítico y dolomítico, cal-

silicatitas, cuarcitas y gneis pelítico (Wynne-Edwards, 1972). Así, salvo la aparente ausencia de abundantes y gruesas cuarcitas en los paragneises del Complejo Oaxaqueño, la semejanza litológica entre secuencias tan apartadas es significativa. Si a esto se añade que la historia subsecuente del magmatismo más distintivo y la tectonización principal en ambas provincias geológicas (oaxaqueña y grenvilliana) siguieron una evolución comparable, el empleo de una correlación basada en estos términos no paleontológicos ni isotópicos entre el Supergrupo Grenville y los metasedimentos oaxaqueños resulta bastante razonable. Esta correlación se puede hacer extensiva a la región sur de México para tener una idea de la edad aproximada de las intrusiones anortosíticas del Complejo Oaxaqueño, cuyos equivalentes grenvillianos de la región de Adirondack, Nueva York, tienen edades de cristalización apenas más jóvenes que los sedimentos que intrusieron, es decir, entre 1,130 y 1,200 m.a. (Silver, 1969, p. 250).

Con esta base, tentativamente se puede generalizar que los considerables volúmenes de rocas sedimentarias y magmáticas agregados a la corteza de la región oaxaqueña representen un intervalo dentro del Eón Proterozoico que cubre unos 500 m.a. (1,600 - 1,100 m.a.), dentro del cual no se han encontrado evidencias que indiquen la formación de alguna corteza de tipo oceánico, ni su secuela de magmatismo de tipo calci-alcalino asociado a la implícita destrucción de esa corteza en una antigua zona de subducción.

OROGENESIS

Al terminar el Proterozoico medio se inició el tectonismo principal que deformó y granulizó a las rocas sedimentarias y magmáticas del Complejo Oaxaqueño. El estilo de deformación visible en sus macro (1-100 cm) (Figura 6) y mesoestructuras (1-100 m) (Figura 7) refleja una fase de gran ductilidad, en la que se formaron pliegues isoclinales de flujo y cizalleo, con una amplitud muy grande. Asociadas a esta deformación se produjeron una foliación axial y una lineación que generalmente es paralela a los ejes del plegamiento principal. La foliación y el bandeamiento sólo se cortan en las charnelas de los pliegues, en cuyo caso se produce una intensa lineación por intersección, que es paralela a la lineación regional. La convergencia observada de los pliegues a escala mesoscópica tiene una dirección hacia el oriente, mientras que el bandeamiento, y con éste la foliación principal, cambian frecuentemente su dirección conformando estructuras regionales que corresponden a pliegues de una segunda generación coaxiales con los primeros. Este paralelismo se traduce en una posición constante de la lineación regional, la cual se inclina con ángulos de 20 a 30° hacia el NNW. Esta dirección se encuentra perturbada sólo en áreas de cizalleo y milonitización post-Orogenia Oaxaqueña, así como en el área meridional del macizo anortosítico, donde el buzamiento se invierte hacia el sur, posiblemente como respuesta a movimientos posteriores (¿diapíricos?) del macizo anortosítico. La existencia de estructuras de interferencia de pliegues a escala macroscópica (Figura 8), demuestra la acción local de dos fases de plegamiento penetrante, aparentemente limitada a las zonas con migmatización.

El metamorfismo que acompañó a esta deformación regional alcanzó las facies de granulita, sin que los niveles expuestos del Complejo Oaxaqueño manifiesten en alguna de las localidades estudiadas rocas típicas de facies de anfibolita. Esta particularidad petrológica refleja la gran profundidad en la

que se desarrollaron los fenómenos tectonotérmicos que conformaron la litología metamórfica del Complejo Oaxaqueño. Las condiciones físicas que caracterizaron este metamorfismo pueden aproximarse con bastante certeza analizando las asociaciones minerales en equilibrio y comparándolas con las curvas de estabilidad mineral obtenidas experimentalmente. Los datos críticos que contiene regionalmente el Complejo Oaxaqueño en este contexto son los siguientes:

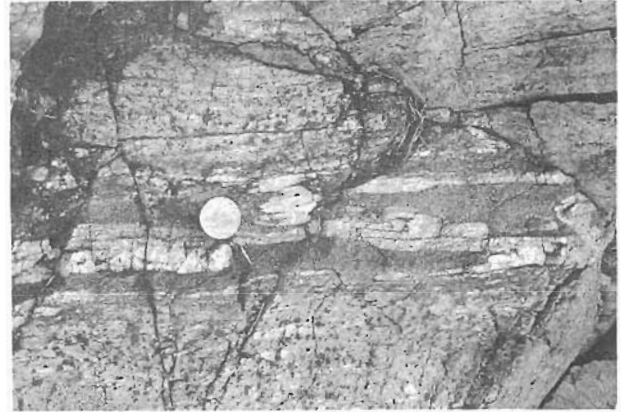


Figura 6.- Micropliegues isoclinales definidos por gneis cuarzo-feldespático dentro de una banda de gneis máfico a su vez incluida en gneis de granate.



Figura 7.- Macropliegue subsoclinal definido por una banda pegmatoide en gneis cuarzo-feldespático.

1.- Ignorando los fenómenos posteriores de retrogresión y milonitización, la facies metamórfica en que se encuentra el Complejo Oaxaqueño en la totalidad de su extensión conocida es la de granulita. La ubicuidad de la hiperstena, desde las rocas ultramáficas hasta félsicas, subraya este carácter.

2.- El único silicato de aluminio presente en el área estudiada del Complejo Oaxaqueño es la *sillimanita*; en tanto que la *cordierita* es extremadamente rara.

3.- Existen numerosas zonas de migmatización *in situ*, desarrolladas dentro de las unidades pelíticas.

4.- El carácter fundamentalmente intrusivo de los mármoles del Complejo Oaxaqueño se ha interpretado (Ortega-Gutiérrez, 1977) como fusión parcial de carbonatos sedimen-

tarios impuros, en zonas de baja presión de CO₂ y relativamente alta de H₂O.

5.- La asociación mineral *clinopiroxena-granate* localmente tiene características texturales de haberse formado por sustitución isoquímica de la asociación menos densa *anortita-ortopiroxena*.

6.- Las escapolitas y carbonatos forman considerables volúmenes de los metasedimentos de composición cálcica del Complejo Oaxaqueño.

7.- En ningún caso se identificó la asociación mineral olivino-plagioclasa.

8.- El grafito abunda tanto en las rocas carbonatadas como psamíticas y pelíticas.

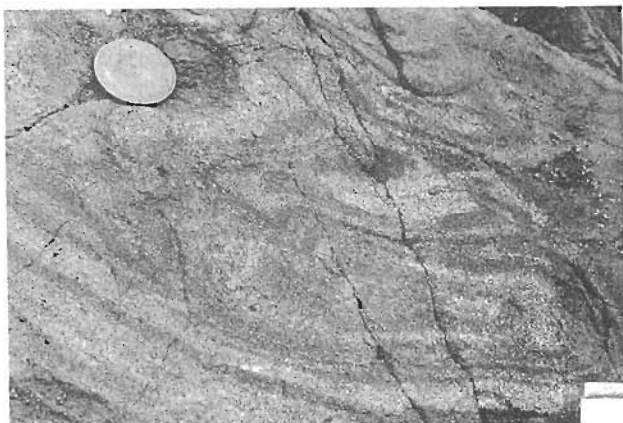


Figura 8.- Estructuras de interferencia por intersección de dos fases de plegamiento en una parte migmatítica del Complejo Oaxaqueño.

En base a estos datos petrológicos, se puede concluir que la tectonización del Complejo Oaxaqueño culminó en la parte inferior de la corteza continental, a temperaturas en exceso de 700° C, presiones superiores a los 5 kb y en un ambiente geoquímico deficiente o variable de fluidos acuosos, pero relativamente rico en CO₂ y otros gases reductores. El régimen bórico de metamorfismo fue de alta temperatura/presión intermedia en la clasificación de Miyashiro (1961). Datos petrológicos recientes (Mora *et al.*, 1983) proporcionaron una temperatura de 750 ± 50°C para la culminación del metamorfismo granulítico del Complejo Oaxaqueño.

Estudios isotópicos de U-Pb en zircones metamórficos (Anderson y Silver, 1971; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1977) extraídos de estas rocas indican que el metamorfismo culminó hace 1,090-1,030 m.a. y, posteriormente, las edades K-Ar de minerales de estas mismas rocas (Fries *et al.*, 1962; Fries y Rincón-Orta, 1965) registraron un período prolongado de enfriamiento regional, que probablemente se extendió hasta fines del Proterozoico. Sin embargo, una extensa porción del Complejo Oaxaqueño, situada al norte y oriente de la ciudad de Oaxaca en el límite occidental de la Sierra Madre de Oaxaca, sufrió una intensa retectonización fundamentalmente cataclástica, que convirtió parte de los gneises del Complejo Oaxaqueño en una formación microbandeada de milonitas y ultramilonitas. Estas fueron posteriormente recrystalizadas en la facies de esquisto verde y parte inferior de la facies de anfíbolita. Al parecer estos fenómenos tectónicos no siguieron inmediatamente a la granulitización, sino que se verificaron bajo un régimen tectónico diferente durante el Fanerozoico.

INTERPRETACION TECTONICA

Los eventos geológicos antes expuestos en orden cronológico aproximado de desarrollo y con el apoyo de algunas fechas bien establecidas o razonablemente inferidas, constituyen el primer ciclo tectónico conocido en el sur de México. El Complejo Oaxaqueño surgió como resultado de estos eventos que registran la evolución durante el Proterozoico medio de esta particular región de la corteza continental de México. Muchos son los problemas que permanecen sin resolver, la mayor parte de los cuales tiene relación con las causas inmediatas que iniciaron y mantuvieron la orogénesis formadora de las rocas del Complejo Oaxaqueño. La falta de información detallada acerca de las características geoquímicas, principalmente de los ortogneises, así como de la evolución estructural, de la litoestratigrafía regional y de la distribución tridimensional profunda del Complejo Oaxaqueño basada en mediciones geofísicas, no permiten por ahora sino la discusión de algunos modelos tectónicos de carácter necesariamente especulativo.

Fries y colaboradores (1962) denominaron "Orogenia Oaxaqueña" a los procesos tectónicos que consolidaron a las rocas gnéicas de la región central de Oaxaca, proponiendo el desarrollo previo de un "Geosinclinal Oaxaqueño" que ocupó una extensa región de México desde Oaxaca hasta Tamaulipas. Posteriormente, de Cserna (1967, 1970) asigna el nombre de "Faja Estructural Oaxaqueña" a la región cratonizada por la Orogenia Oaxaqueña y, tanto aquel autor como antes Fries y colaboradores (1962) y Fries y Rincón-Orta (1965) correlacionan esta época orogénica con la Orogenia Grenvilliana que formó la Provincia Estructural Grenville de la región oriental del Escudo Canadiense.

Debe recordarse que en la época cuando se propusieron estos conceptos de Orogenia Oaxaqueña y Geosinclinal Oaxaqueño y se compararon con la evolución de la provincia grenvilliana, predominaban las tesis inmobilistas sobre el comportamiento tectónico de la corteza terrestre. Considerando las nuevas teorías globales (Hallam, 1973; Condie, 1976; Uyeda, 1971), que conciben a la superficie terrestre dividida en grandes y pequeñas placas litosféricas en movimiento relativo, cuyos desplazamientos pueden medirse en cientos y aun miles de kilómetros, pudiera parecer muy arriesgado tomar esta correlación entre las provincias grenvilliana y oaxaqueña como una continuidad de ellas en el subsuelo. Sin embargo, cuando se emplean simultáneamente elementos de correlación física poco comunes, como las anortositas masivas de andesina y sus nelsonitas asociadas, el carácter granulítico del metamorfismo y la naturaleza "miogeosinclinal" de los sedimentos tectonizados, tal y como existen en el Complejo Oaxaqueño, el Gneis Novillo del Estado de Tamaulipas (Fries y Rincón-Orta, 1965; Ortega-Gutiérrez, 1978c) y parcialmente en el Estado de Hidalgo (*op. cit.*, 1965), las probabilidades de que exista continuidad en el subsuelo entre estos terrenos precámbricos, se incrementan sustancialmente.

Una verificación de esta continuidad inferida del Geosinclinal Oaxaqueño en el subsuelo nos la proporcionan las perforaciones petroleras que han penetrado el "basamento" pre-Mesozoico entre los afloramientos granulíticos de Hidalgo (Gneis Huiznopala) y de Tamaulipas (Gneis Novillo), ya que entre las rocas metamórficas penetradas compiten en frecuencia con otras de constitución esquistosa o granítica, las granulitas, charnockitas y anortositas de andesina granulitizadas (Quezadas, 1961). Aunque la edad de estas rocas no se ha de-

terminado, sus características petrológicas y su posición en el subsuelo (en la supuesta continuación septentrional de la Faja Estructural Oaxaqueña) dejan poco margen para dudar de su edad y afinidad grenvillianas.

En los casi 4,000 km que separan al Gneis Novillo (Tamaulipas) de la Provincia Grenville, las rocas de edad grenvilliana también se encuentran ampliamente distribuidas (Figura 9) en la región de los Blue Ridge y Green Mountains del Sistema Orogénico Apalachiano (Williams y Stevens, 1974; Rankin, 1976). A pesar de que la gran mayoría de estas rocas carece de recristalización de la facies de granulita y de hecho éstas no se manifiestan en la región meridional de los Apalaches (Hatcher, 1972), sus edades isotópicas (800 - 1,000 m. a.) y su posición en relación con el Interior Estable de Norteamérica, demuestran que realmente son la continuación de la Provincia Grenville, aunque intensamente perturbada por el tectonismo apalachiano. Esta continuidad hacia la Planicie Costera del Golfo ha sido demostrada por los estudios geocronométricos hechos a las rocas que existen en el subsuelo y cuyas edades son también típicamente grenvillianas (Goldich *et al.*, 1966; Muehlberger *et al.*, 1967).

7

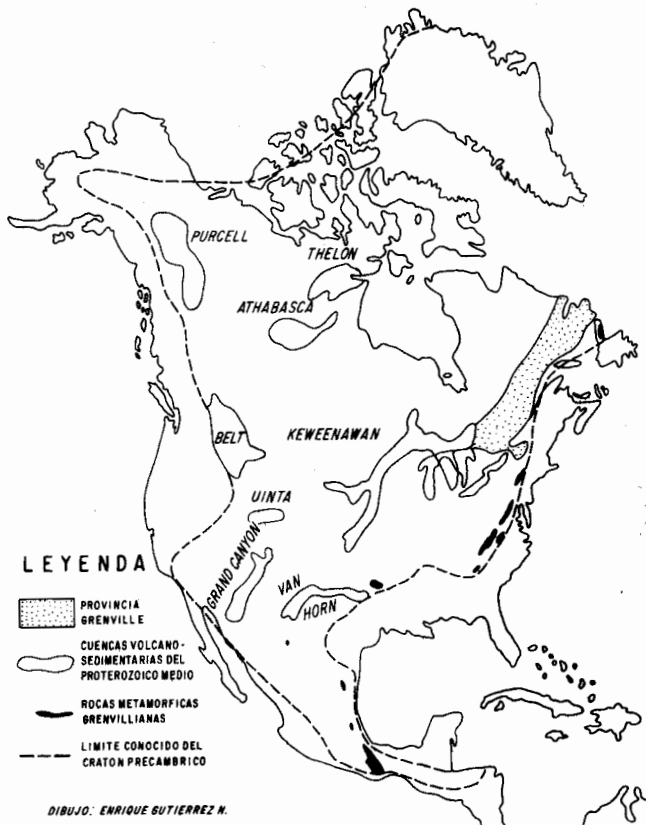


Figura 9.- Distribución actual de rocas del Proterozoico medio de Norteamérica.

En base a esta correlación regional Grenville-Oaxaca, que incluye a las Montañas Adirondack del Estado de Nueva York, la "Provincia Oaxaqueña" puede integrarse tentativamente en una discusión de los modelos tectónicos más importantes que se han propuesto para explicar la evolución del ciclo orogénico grenvilliano de Norte América. Con diversas modalidades cada una, existen dos escuelas que se disputan en la actualidad la evolución tectónica de Norteamérica más adecuada durante el Proterozoico y particularmente del régimen

grenvilliano. Dewey y Burke (1973), Thomas y Tanner (1975), Baer (1976) y Gibb y Thomas (1976), apoyándose principalmente en datos paleomagnéticos (Irving *et al.*, 1974; Palmer y Carmichael, 1973; Irving y McGlynn, 1976) y anomalías geofísicas, consideran que la Faja Estructural Grenville resultó de una colisión continental con la consecuente extinción del océano que separaba a dos continentes. En sustitución de aquellos elementos geológicos que demuestran la existencia de la necesaria sutura dejada por la colisión dentro de las áreas expuestas de la Provincia Grenville, se ha utilizado el concepto de "suturas crípticas" (Williams y Stevens, 1974; Thomas y Tanner, 1975), que estarían marcadas por cinturones miloníticos en el seno de algunas fajas orogénicas (Dewey y Burke, 1973); o bien se postula la posible existencia de la supuesta sutura grenvilliana al oriente de los límites actuales de esta provincia; es decir, sepultada bajo las estructuras apalachianas (Baer, 1976). Infortunadamente para esta escuela, otros datos paleomagnéticos también recientes (Irving, 1979; Piper, 1975; Fahrig y Jones, 1976) contradicen aquellos resultados que implicaban la posición de "Grenvillia" varios miles de kilómetros desplazada en relación con el resto del cratón norteamericano o Laurasia (Windley, 1977, p. 137). Esto, aunado a la aparente ausencia de claras evidencias geológicas que sugieren la existencia de un océano consumido en una zona de subducción (véase, no obstante, Chappel *et al.*, 1975; Condie y Moore, 1977) condujeron al planteamiento de modelos no basados en los conceptos actualistas de extremada movilidad horizontal de placas litosféricas. Esta escuela propone una evolución ensiálica para los regímenes tectónicos del Proterozoico (Windley, 1973; Glikson, 1981) incluyendo, como caso clásico, (Wynne-Edwards, 1969, 1976; Stewart, 1976), a la Provincia Estructural Grenville. Se han utilizado modelos semejantes cada vez con mayor aceptación para explicar la evolución geológica del supercratón africano durante amplias eras del Precámbrico (Kroner, 1977; Piper, 1973; Mason, 1973; Nisbet *et al.*, 1981).

De acuerdo con Stewart (1976), al finalizar el régimen tectónico Hudsoniano hace unos 1,800-1,600 m. a., el cratón norteamericano se fracturó en diversos sitios, formándose varias cuencas ensiálicas en forma de aulacógenos (Figura 9), donde se emplazaron considerables volúmenes de sedimentos y magmatitas hasta con un máximo de 20 km de espesor. Los ejemplos más importantes de estos depósitos son los Supergrupos Purcell, Belt y Grand Canyon en la parte occidental del cratón y los Supergrupos Grenville y Keweenawan en la región oriental. En este modelo, el "Geosinclinal Oaxaqueño" podría haber sido una más de estas cuencas ensiálicas dentro del paleocratón Laurasiano (Figura 9). Por razones poco comprendidas todavía, la gran mayoría de estas cuencas aisladas y sus depósitos supracorticales evolucionó sin sufrir una orogénesis típica. En cambio, la región ocupada por los sedimentos y magmatitas grenvillianos, así como las zonas inmediatas, fueron teatro de una de las orogenias más profundas que registra la historia geológica del planeta. La orogenia Grenvilliana, que se extendió por más de 5,000 km desde Canadá hasta el sur de México, llevó esta extensa zona de la corteza terrestre a profundidades de varias decenas de kilómetros, generando enormes volúmenes de magmas anortosíticos, gabroides y graníticos, deformando y metamorfoseando en la facies de granulita muchos miles, o quizás varios millones de kilómetros cúbicos de rocas supracorticales.

Probablemente sea esta intensidad tan singular de la

Orogenia "Grenvilliana-Oaxaqueña" la que ha determinado una mayor simpatía por los modelos de colisión continental y, a su vez, ha hecho difícil la concepción evolutiva ensiálica de la escuela rival, ya que ésta no ofrece mecanismos causales con la energía necesaria para generar sistemas orogénicos de la magnitud de la Faja Estructural "Grenvilliana-Oaxaqueña".

En síntesis, esta primera etapa reconocida de la evolución pre-misisípica del sur de México puede ligarse razonablemente a la evolución mejor conocida del paleocrátón norteamericano durante el Proterozoico medio, particularmente bajo la influencia del régimen tectónico grenvilliano. Sobre esta base comparativa, los eventos registrados, su ambiente tectónico y las edades calculadas o inferidas del Complejo Oaxaqueño se pueden enlistar tentativamente en el siguiente orden cronológico.

1.- (1,400-1,200 m.a.?). Depósito de un espesor de varios miles de metros de sedimentos miogeosinclinales o parcialmente continentales (arcillas calcáreas, dolomías sílicas, arcillas aluminosas, evaporitas y arcosas) en una cuenca ensiálica y tensionalmente fracturada, a latitudes tropicales para formar el "Geosinclinal Oaxaqueño".

2.- (1,200-1,100 m.a.?). Emplazamiento de grandes volúmenes de magmas de afinidad toleítico-alcálica y composición anortosítico-gabroide provenientes del manto (*cf.* Heath y Fairbairn, 1969), así como de rocas ígneas de composición granítico-sienítica de afinidad aparentemente alcalina.

3.- (1,030-1,090 m.a.). Orogenia Oaxaqueña, que culmina con el plegamiento isoclinal y la granulitización de esta secuencia y probablemente también de su basamento, aunque su identificación no se ha logrado en las regiones estudiadas.

4.- (975-940 m.a.). Intrusión de pegmatitas postorogénicas de mineralogía compleja, que marcan la etapa final de la consolidación cratónica de la Faja Estructural Oaxaqueña.

5.- (975-570 m.a.). Levantamiento, erosión y enfriamiento progresivos de la Faja Estructural Oaxaqueña, hasta quedar expuestos sus niveles más profundos al comenzar el Paleozoico.

Si esta evolución tectónica es explicable en términos actualistas conforme a los modelos de tectónica global fanerozoica, o se requiere de modificaciones sustanciales que invaliden la aplicación universal de esta teoría geológica, ya que no explica la aparente ausencia (en el registro rocoso) de los océanos consumidos por el proceso orogénico oaxaqueño-grenvilliano, son planteamientos cuyas respuestas se darán sólo en función de los estudios posteriores que se emprendan en esta provincia precámbrica todavía enigmática del sur de México y de otras semejantes existentes en los diferentes cratones del planeta.

CICLO TECTONICO PALEOZOICO

El Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978a, 1981) es la unidad litoestratigráfica (o litodémica) que en esencia representa la evolución geológica del sur de México durante este ciclo. Sus límites cronológicos no se han establecido con precisión, pero el conjunto de evidencias estratigráficas, radiométricas, paleontológicas y petrológicas que caracteriza al Complejo Acatlán permite fijarlos tentativamente en el intervalo Cámbrico-Devónico. Las escasas edades radiométricas del complejo (véase un resumen en Ortega-Gutiérrez, 1978a), aunque imprecisas y en ciertos casos poco confiables, reflejan una actividad tectónica principal en el Paleozoico temprano. Así-

mismo, la aparente relación discordante entre el Complejo Acatlán y la Formación Matzitzzi pensilvánica (Silva-Pineda, 1970; López-Ramos, 1979, p. 76; Castro-Mora, comunicación personal 1980) en la región meridional del Estado de Puebla, así como de la relación demostrablemente discordante de dicho complejo bajo la Formación Los Arcos (Corona, 1981, 1982) de edad pérmica en la región de Olinalá, Guerrero, apoyan el término de la evolución profunda de este ciclo tectónico antes del Pensilvánico. La denominación "pre-misisípica" que se aplica al título del artículo preve el margen de tiempo probablemente necesario para que las rocas cristalinas del Complejo Acatlán fueran expuestas y cubiertas con profunda discordancia por los depósitos marinos y continentales del Pensilvánico y Pérmico.

El Complejo Acatlán tiene como límite superior una superficie irregular de discordancia de suave a moderadamente plegada y muy fracturada por eventos posteriores; sobre ella descansan rocas sedimentarias y volcánicas cuya edad puede variar desde el Pensilvánico hasta el presente. En el área cartografiada (Ortega-Gutiérrez, 1978a), las rocas más antiguas que cubren al Complejo Acatlán y que están formadas por los detritus de esta secuencia cristalina, son las de la Formación Tecamazúchil (Pérez-Ibargüengoitia *et al.*, 1965; Ortega-Gutiérrez, 1978d) del Jurásico Medio (Silva-Pineda, 1978). Se considera que el límite inferior del Complejo Acatlán no está expuesto en las regiones conocidas por el presente autor.

Lateralmente (Figura 1), el Complejo Acatlán tiene una extensión superficial comparable a la del Complejo Oaxaqueño (10,000-15,000 km²). Sus afloramientos más orientales se hallan al sur de Tehuacán, en el Estado de Puebla cerca del límite con el Estado de Oaxaca, donde son interrumpidos por un contacto tectónico de posición vertical y dirección general norte-sur contra las rocas precámbricas del Complejo Oaxaqueño, expuesto al oriente de esta falla (Ortega-Gutiérrez, 1978b). Hacia el norte y hacia el poniente el Complejo Acatlán queda cubierto discordantemente por rocas marinas plegadas del Mesozoico y continentales sin plegamiento del Cenozoico. No se ha investigado su límite meridional, pero se considera que sea tectónico contra el Complejo Xolapa, un terreno de edad aparentemente más joven y expuesto en forma continua hasta su truncamiento por la Fosa de Acapulco.

SEDIMENTACION Y MAGMATISMO

A lo ancho de sus 200 km expuestos, el Complejo Acatlán se encuentra intensamente deformado y metamorfoseado, de tal manera que el reconocimiento de las características sedimentológicas primarias, como cambios sistemáticos de granulometría vertical y lateral, diastratificación, fósiles, etc., resulta difícil o imposible de lograr; de ahí que no se pueda reconstruir con claridad el cuadro tectónico y paleogeográfico que controló los procesos sedimentarios y magmáticos de lo que podría denominarse "el geosinclinal mixteco".

Partiendo de la litoestratigrafía del Complejo Acatlán, el autor (Ortega-Gutiérrez, 1978a) concluyó que aquél representa una secuencia "eugeosinclinal", cuya evolución estuvo claramente controlada por los procesos geodinámicos propios de la tectónica de placas. En una nota posterior (Ortega-Gutiérrez, 1979), la historia tectonotérmica del Complejo Acatlán fue ligada a la evolución del océano proto-Atlántico (Wilson, 1966) o Iapetus (Harland y Gayer, 1972) y, tácitamente, correlacionado con la Faja Estructural Apalachiana con la que

guarda un aparente paralelismo en cuanto a la historia de sus deformaciones "Taconiana" y "Acadiana".

En el Complejo Acatlán se pueden reconocer tres asociaciones petrotectónicas, en el sentido de Dickinson (1971), superpuestas tectónicamente; éstas son: Subgrupo Petlalcingo, Formación Xayacatlán y Granitoides Esperanza (Ortega-Gutiérrez, 1978a) que representan, respectivamente, sedimentación clástica en un margen continental tipo convergente, restos ofiolíticos de una cuenca oceánica y magmatismo posiblemente orogénico de tipo arco continental. El *Subgrupo Petlalcingo* es una secuencia tal vez discontinua de antiguos sedimentos marinos con intercalaciones ígneas de composición básica. La parte basal (Figura 10), aunque migmatizada (Migmatita Magdalena), demuestra un carácter comparativamente más cálcico que el psamopelítico dominante que manifiestan las partes medias y superior de la secuencia (Formaciones Chazumba y Cosoltepec). La parte media es esencialmente psamítica (metagrauvas), pero contiene intervalos pelíticos y un cuerpo estratiforme de gabro diferenciado. Las capas basales de la parte superior son litológicamente más variadas, pues incluyen rocas verdes y cuarcitas interestratificadas y pelitas escasas, así como metapedernales, felsitas, esquistos ultramáficos y algunas capas semicalcáreas. Las unidades superiores tienen una litología predominante de filita, filita cuarzosa y cuarcita, totalmente libre de carbonatos y cuyo conjunto semeja un depósito de trinchera oceánica bajo el nivel de compensación de los carbonatos.



Figura 10.- Migmatita basal del Complejo Acatlán (Magdalena, Oaxaca).

En contacto tectónico sobre el Subgrupo Petlalcingo descrito arriba, la *Formación Xayacatlán* representa una asociación magmático-sedimentaria de clara afinidad ofiolítica, no obstante su profunda transformación metamórfica (Ortega-Gutiérrez, 1975, 1978a). Consiste en masas hasta de más de 1,000 m de espesor expuesto de serpentinita (Solís-Muñoz, 1978) y cuerpos más potentes de metabasitas y metasedimentos íntimamente asociados. Todas estas rocas, según sea su posición estructural, manifiestan grados distintos de deformación y metamorfismo polifacéticos. La idea casi universal (Coleman, 1977) de equiparar la constitución litoestratigráfica de una ofiolita con la estructura de la corteza oceánica actual, incluyendo parte de su basamento del manto peridotítico, sitúa de inmediato a las ofiolitas como elementos clave para la reconstrucción paleogeográfica y el comportamiento dinámico de las antiguas placas litosféricas: la sola presencia de una ofiolita en el registro superficial o interno de la corteza continental puede implicar la desintegración de una antigua cuenca oceánica o mar marginal y, lógicamente, la yuxtaposición tectónica de dos placas litosféricas antes separadas por el océano o mar supuestamente consumido en el manto. Por esto, la interpretación que se da a la Formación Xayacatlán como una ofiolita tectonizada cobra una importancia decisiva en la comprensión de la evolución tectónica del sur de México durante el Paleozoico temprano.

Los *Granitoides Esperanza* constituyen una asociación originalmente intrusiva que incluye rocas desde tonalíticas hasta graníticas y pegmatíticas; sin embargo, su temprana incorporación en este ciclo tectónico paleozoico, las transformó en una secuencia de gneises miloníticos polimetamórficos (Figura 11), que sólo ocasionalmente dejan ver su naturaleza granítica original.

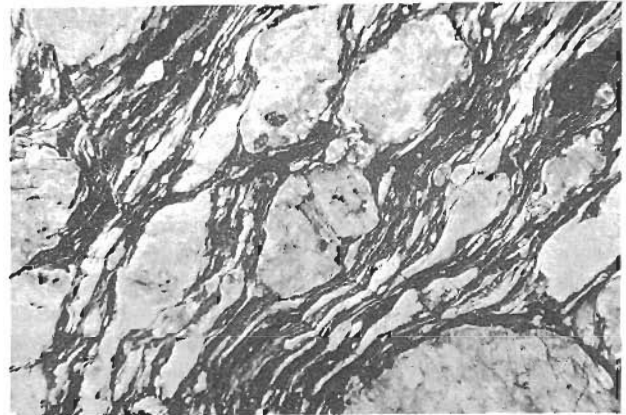


Figura 11.- Augenesquisto (granito milonitizado de los Granitoides Esperanza).

Las características químicas de estas rocas (Ortega-Gutiérrez, 1975, 1978a) algo distintas a las de un batolito calcálcico clásico como el de la Baja California (Carmichael *et al.*, 1974, p. 568), junto con su alta relación inicial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de 0.711 (Halpern *et al.*, 1974) pueden explicarse por un alto índice de contaminación sílica, lo que hace muy difícil la definición de su carácter petrotectónico. Por otro lado, aunque se han encontrado evidencias definitivas de su relación intrusiva contra las rocas ofiolíticas de la Formación Xayacatlán, también es factible que esto se deba a una removilización parcial anatexítica de los granitoides durante el intenso metamor-

fismo que acompañó a su probable emplazamiento tectónico en una zona de subducción.

La Formación Tecomate se localiza en la porción estructuralmente superior y se depositó, en forma discordante, como una parte especial del ciclo sedimentario del Complejo Acatlán. La Formación Tecomate representa una anomalía dentro del cuadro estratigráfico del Complejo Acatlán, pues sus litologías, en contraste con las típicamente oceánicas Xayacatlán y Subgrupo Petlalcingo, implican un ambiente de depósito de alta energía, posiblemente adyacente a una antigua línea de costa (Rodríguez-Torres, 1970). En efecto, la Formación Tecomate consiste esencialmente de metapsamitas arcólicas asociadas con metaconglomerado, pelitas carbonosas y un intervalo calcáreo con fósiles (Ruiz-Castellanos, 1970; Ortega-Gutiérrez, 1978a). La aparente ambigüedad de las relaciones que esta formación guarda con las unidades Xayacatlán y Granitoides Esperanza fue discutida con cierta amplitud en un artículo anterior (Ortega-Gutiérrez, 1978a), llegándose a la conclusión tentativa de que los Granitoides Esperanza intrusionan a la Formación Tecomate, mientras que ésta ocasionalmente descansa sobre la Formación Xayacatlán a lo largo de un contacto abrupto y origen indefinido. Sin embargo, estudios detallados que el autor llevó a cabo posteriormente tendientes a aclarar esta ambigüedad en las relaciones estratigráficas de la Formación Tecomate, lograron establecer una aparente discordancia entre ésta y los Granitoides Esperanza. De hecho, semejante relación fue propuesta con anterioridad por Rodríguez-Torres (1970) y Ruiz-Castellanos (1970), aunque sin fundamentarla fehacientemente. La edad más joven (Paleozoico tardío) propuesta por esos autores para la Formación Tecomate se basó en su litología tan diferente del resto de las unidades del Complejo Acatlán. Sin embargo, el estado de deformación y metamorfismo polifacéticos de aquella es tal, que resulta muy clara su incorporación también temprana en el ciclo tectónico que consolidó al Complejo Acatlán en tiempos esencialmente premisisípicos.

Debe recordarse además la posibilidad de que parte de los restos orgánicos en el miembro calcáreo de la Formación Tecomate consistan en cistoides (cf. Ortega-Gutiérrez, 1978a, p. 123), cuyo alcance estratigráfico es Cámbrico-Devónico.

OROGENESIS Y METAMORFISMO

La yuxtaposición parcialmente intrusiva entre los Granitoides Esperanza y la Formación Xayacatlán ofiolítica, así como el cabalgamiento de estas dos secuencias, tal vez llevando en su parte superior a la Formación Tecomate, sobre las rocas metasedimentarias del Subgrupo Petlalcingo, muestran los elementos esenciales de la evolución tectónica del Complejo Acatlán. El carácter continental de los Granitoides Esperanza ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.711$, Halpern *et al.*, 1974) y oceánico de la ofiolita Xayacatlán y su asociación espacial presente implican la acción de mecanismos tectónicos de convergencia litosférica en una antigua zona de subducción inclinada (en el marco actual de coordenadas geográficas) hacia el oriente o hacia el poniente. La ambigüedad de esta polaridad se debe a la incompleta exposición del Complejo Acatlán, que no ha permitido plenamente el estudio de las características geoquímicas de las posibles secuencias magmáticas (arcos volcánicos) asociadas, cuya distribución relativa en un cinturón orogénico permite juzgar el sentido de la subducción. Aunque la convergencia de las estructuras megascópicas, así como el avan-

ce de la cabalgadura ofiolítica sobre el continente, fueron hacia el poniente, estos eventos tectónicos son posteriores a la eclogitización y señalan por lo tanto la polaridad de una obducción y no de la subducción.

En base a las características litoestratigráficas, estructurales, tectónicas y geocronológicas del Complejo Acatlán, es posible reconocer en éste la gran mayoría de las etapas de un ciclo orogénico Wilson (Dewey y Burke, 1974) de edad paleozoica. La Formación Xayacatlán se interpreta como una ofiolita que probablemente marque una etapa de la divergencia litosférica (acreción) con que se inició el Ciclo Tectónico Paleozoico del sur de México.

El proceso de contracción que generó la antigua zona de subducción donde la "Ofiolita Xayacatlán" fue eclogitizada (Ortega-Gutiérrez, 1974), se inició después del emplazamiento de los Granitoides Esperanza, ya que estas rocas graníticas muestran fases metamórficas (fengita-granate-epidota-rutilo) compatibles con la facies de eclogita en que se encuentran las rocas verdes a las que intrusionan. Infortunadamente, las edades radiométricas de los granitoides reflejan probablemente la edad de su metamorfismo y no de su emplazamiento (Ortega-Gutiérrez, 1978a, p. 25).

Con posterioridad a la eclogitización que sufrieron las rocas ofiolíticas de la Formación Xayacatlán y los Granitoides Esperanza, se inicia aparentemente la clausura definitiva de Iapetus en esta parte mexicana del sistema orogénico apalachiano-caledoniano. El depósito discordante de la Formación Tecomate psamo-psefítica sobre rocas previamente eclogitizadas manifiesta los intensos levantamientos que sufrieron los terrenos continentales adyacentes. El régimen compresivo impuesto por el acercamiento horizontal de dos masas continentales se ve confirmado por la gestación y avance de una gran cobijadura compuesta por las Formaciones Xayacatlán (ofiolítica), Esperanza y probablemente Tecomate, hasta situarse sobre unidades clásticas pericontinentales del Subgrupo Petlalcingo. Durante el avance (mínimo de 200 km) de esta gran cabalgadura, las formaciones involucradas fueron milonitizadas y metamorfoseadas progresivamente con mayor intensidad hacia las partes basales de la cobijadura. El sentido del desplazamiento, si se infiere de la convergencia o asimetría de las estructuras mayores asociadas, fue de oriente a poniente respecto al sistema actual de coordenadas geográficas; sin embargo, la distribución hacia el poniente de las rocas eclogitizadas (zonas de Tehuiztingo-Pixtla-Tecomatlán y Oliná) y su aparente ausencia en la región oriental del Complejo Acatlán (áreas de Xayacatlán-Totoltepec) podrían indicar que las raíces de la cabalgadura se encuentran hacia el poniente.

El esclarecimiento de esta aparente contradicción requiere desde luego investigaciones detalladas de la estratigrafía y de la estructura del Complejo Acatlán en sus vastas áreas de afloramiento localizadas principalmente hacia el poniente de su área-tipo en la región de Acatlán. Asimismo, la localización de las raíces de este manto ofiolítico cobra una enorme importancia porque éstas indicarían el sitio preciso de la posible sutura intercontinental donde desapareció Iapetus en la región meridional de México durante el Paleozoico.

El rápido engrosamiento de la corteza continental paleozoica, debido a la superposición de la hoja de cobijadura que cubrió al Subgrupo Petlalcingo, perturbó intensamente la estructura térmica de esta parte de la corteza, iniciándose una etapa de metamorfismo en su infraestructura que culminó con la fusión parcial de los niveles profundos del Subgrupo

Petlalcingo y la probable granulitización o removilización de su basamento. Este comportamiento tectónico se infiere de los siguientes hechos geológicos conocidos:

1- La conservación intacta de eclogitas en la región de Tecamatlán (Ortega-Gutiérrez, en preparación) requiere (entre otros factores) de un ascenso rápido que imposibilite el reajuste de estas asociaciones minerales de alta presión a otras de menor presión.

2- La estructura metamórfica del Subgrupo Petlalcingo que subyace a la placa cabalgante tiene el aspecto de un domo térmico (Ortega-Gutiérrez, 1975, 1981), cuyas isogras superiores (biotita y almandita) invaden las partes basales de la placa superpuesta tectónicamente.

3- En las partes centrales de esta estructura térmica, la actividad metamórfica culminó después del cese de la deformación penetrante, como lo demuestran las relaciones recristalización-deformación en las microtexturas de las rocas involucradas (Ortega-Gutiérrez, 1975).

Los estilos de plegamiento y deformación asociados con esta evolución tectónica del Complejo Acatlán son multifacéticos y superpuestos (Figuras 12 y 13); incluyen un mínimo de dos etapas de plegamiento isoclinal recostado (D_1 , D_2), un plegamiento estrecho de plano axial vertical (D_3) y diversos eventos locales de deformación plástica. A la primera etapa de deformación se le ha inferido una dirección axial hacia el NE, pero se desconoce la dirección general del transporte tectónico asociado. La segunda etapa está representada regionalmente por pliegues megascópicos recostados hacia el poniente y con dirección axial N-S que, aunque variable de NE a NW, implica un transporte tectónico asociado hacia el poniente. La tercera etapa de deformación, con su estilo de plano axial subvertical y dirección N-S, puede deberse a una distribución de los esfuerzos máximos de compresión en un plano horizontal, que se estableció en respuesta a los acortamientos y desplazamientos corticales provocados por la colisión final que cerró Iapetus.



Figura 12.- Pliegues plegados del Complejo Acatlán.

Se han obtenido datos preliminares sobre la magnitud de la distorsión de las rocas durante esta orogenia mediante el análisis de la deformación de un conglomerado miembro de la Formación Tecomate (Ortega-Gutiérrez, 1979) y por la rotación de granates sintectónicos en la Formación Cosoltepec (Ortega-Gutiérrez, 1975). El cálculo de los elipsoides de

deformación indica, respectivamente, estiramientos lineales con valores mínimos de 150 y 900% y acortamientos de 60 y 90%. Por otro lado, los desplazamientos mínimos inferidos a partir de la cobijadura que yuxtapone a las formaciones alóctonas Xayacatlán y Esperanza sobre el Subgrupo Petlalcingo paraúctono son de aproximadamente 200 km que corresponden a la extensión conocida de esta estructura desde Chazumba hasta el área de Olinalá, Guerrero. Este valor fácilmente podría duplicarse una vez cuantificadas las correcciones debidas al plegamiento sufrido posteriormente por la cobijadura.



Figura 13.- Estructura de interferencia por intersección subperpendicular de dos fases de plegamiento (Chazumba, Oaxaca).

La evolución térmica del Complejo Acatlán incluye diversas etapas de metamorfismo regional que se desarrollaron bajo distintos regímenes béricos. El análisis de las asociaciones minerales y sus relaciones texturales con las microestructuras de deformación permiten definir hasta cinco etapas de metamorfismo, tanto de carácter progresivo como retrogresivo, cuya máxima intensidad coincide con la actividad tectónica asociada a las épocas de subducción (alta presión/baja temperatura) y colisión (alta temperatura/presión moderada). Las condiciones físicas deducidas de presión y temperatura en cada caso fueron de 8-12 kb y 500-550°C para el evento de alta presión y de 5-6 kb y 700-750°C para el evento de alta temperatura (Ortega-Gutiérrez, 1974, 1975, 1979, 1981).

Si se analiza la sucesión de eventos tectonotérmicos registrados en el Complejo Acatlán, con su fase temprana de metamorfismo hiperbárico a la que sucede el cabalgamiento ofiolítico y, al final, su culminación metamórfica posttectónica a alta temperatura, se encontrará en esta historia geológica una gran semejanza con la evolución tectonotérmica de los Alpes, que se consideran el ejemplo clásico y mejor conocido de una orogénesis por colisión continental y consumo de antiguos fondos oceánicos (Dewey *et al.*, 1973; Windley, 1977, p. 277-295). La evolución tectonotérmica de los Alpes incluye un evento temprano de metamorfismo hiperbárico (eo-Alpino), seguido por el emplazamiento de grandes cobijaduras ofiolíticas impulsadas por el cierre del Mar de Tethys al unirse las masas continentales africana y europea. La culminación de esta orogénesis se vio acompañada de otro evento metamórfico de gran envergadura (evento Lepontino) que se caracterizó por sus condiciones de alta temperatura/presión media (Dal Piaz y Ernst, 1978), consecuente con el reequilibrio termobárico de la corteza duplicada tectónicamente durante la colisión. Resulta evi-

dente el paralelismo "alpino" que la evolución tectónica del Complejo Acatlán documentada arriba siguió. Esto, desde luego, constituye un importante apoyo a la tesis de este artículo de que el Complejo Acatlán resultó de la abertura y cierre (ciclo Wilson) de un antiguo océano (Iapetus) y mares asociados, cuyos vestigios son hoy la Formación Xayacatlán parcialmente eclogitizada.

INTERPRETACION TECTONICA

Partiendo de este análisis, detallado en un trabajo inédito anterior (Ortega-Gutiérrez, 1975), es posible explicar la historia geológica del Complejo Acatlán en los términos de un ciclo tectónico Wilson (Wilson, 1966; Dewey y Burke, 1974), que involucra la abertura de una cuenca oceánica y su clausura posterior por colisión continental. Un modelo como éste permite, tentativamente, integrar en un contexto paleogeográfico y paleotectónico los rasgos geológicos fundamentales del Complejo Acatlán y su relación con el bloque precámbrico de Oaxaca. Sin embargo, la escasez de estudios isotópicos confiables o paleontológicos en las rocas de aquel complejo, impide una definición clara de la cronología de los eventos geológicos que lo formaron. Considerando las grandes semejanzas geológicas globales que el Complejo Acatlán tiene respecto al Cinturón Orogénico Apalachiano-Caledoniano, resulta conveniente recurrir como en el caso del Complejo Oaxaqueño, a los métodos de correlación física con aquellas partes del cinturón Apalachiano-Caledoniano mejor conocidas (Bird y Dewey, 1970; Hatcher, 1972; Williams, 1979; Williams *et al.*, 1972), para poder situar tentativamente los eventos más importantes que registró el Complejo Acatlán en su evolución.

En orden cronológico, el "ciclo tectónico Wilson" que formó al sistema Apalachiano-Caledoniano incluye los siguientes eventos de mayor significación geológica:

- 1.- Abertura del océano proto-Atlántico (Wilson, 1966) o Iapetus (Harland y Gayer, 1972).
- 2.- Expansión de este océano y depósito de secuencias geoclinales pericontinentales en sus dos márgenes. Simultáneamente se emplazan diversos cuerpos ofiolíticos en la cresta principal de expansión oceánica o en mares marginales (Bird *et al.*, 1971; Kidd *et al.*, 1978; Church y Stevens, 1971).
- 3.- Convergencia continental y formación de una o más zonas de subducción donde es consumido Iapetus y sus mares marginales.
- 4.- Colisión final de las masas continentales paleoamericana y euro-afroasiática, quedando como sutura los complejos ofiolíticos con sus grados diversos de tectonización.

El estudio detallado de áreas específicas, particularmente a través de los Apalaches canadienses donde se conservaron las dos márgenes continentales antes separadas por Iapetus (Williams *et al.*, 1972; Williams, 1979) ha permitido establecer una cronología de gran precisión para los cuatro eventos mencionados.

La abertura inicial de Iapetus se ha fechado mediante determinaciones isotópicas del magmatismo continental relacionado con el *rift* continental a partir del cual se formó ese océano. Las edades obtenidas por este método fluctúan entre los 300 y 600 m.a. (Williams, 1979; Rankin, 1976), variación debida probablemente a que la abertura de un océano no se verifica simultáneamente en toda su extensión.

La segunda etapa del "ciclo Wilson"; es decir, la plena expansión del océano, puede fecharse por métodos paleo-

magnéticos o paleontológicos, estos últimos basados en el provincialismo faunístico que pueden manifestar ciertos organismos con capacidad migratoria limitada. Los organismos que con buen éxito se han usado en este sentido son los trilobites (Whittington y Hughes, 1972), cuya culminación provincialista puede tomarse como la expansión máxima de un océano en una época dada. La mayor diferenciación, según diversos autores (McKerrow y Cocks, 1976; Windley, 1977, p. 173), se produjo durante el Cámbrico Tardío-Ordovícico Temprano y a partir de esta época el provincialismo declina hasta desaparecer totalmente en el Silúrico.

Algunos datos paleomagnéticos, en cambio, proporcionan modelos de abertura oceánica bastante complicados que contradicen sustancialmente las conclusiones paleontológicas (Morel e Irving, 1978).

La tercera etapa del "ciclo Wilson" comprende el inicio de la contracción de Iapetus por convergencia de la litosfera en diversas zonas de subducción. El fechamiento de esta etapa (Turner, 1970) ha podido lograrse por métodos paleontológicos o geocronológicos en este caso aplicados a los eventos que tipifican la subducción (volcanismo, metamorfismo, etc.). Se ha establecido, por ejemplo, que el metamorfismo asociado a una zona de subducción es de alta presión/baja temperatura (Miyashiro, 1961; Ernst, 1972; Coleman, 1972), produciéndose conjuntos minerales con glaucófano, lawsonita y piroxenas jadeíticas. Por consiguiente, la subducción tendrá aproximadamente la misma edad isotópica que las rocas o minerales formados durante ese tipo de metamorfismo. Aunque escasos, los valores obtenidos por este método quedan en el Ordovícico y pueden corresponder al establecimiento pleno de la etapa de contracción de Iapetus dentro del Cinturón Orogénico Apalachiano-Caledoniano.

Finalmente, el cierre total de Iapetus por colisión de las masas continentales adyacentes se puede fechar mediante el estudio geocronológico de los eventos tectonotérmicos tales como el metamorfismo y el magmatismo sinorogénico que resultan de dicha colisión. A lo largo del Cinturón Orogénico Apalachiano-Caledoniano, esta fase tectónica se verificó de manera irregular debido principalmente a la configuración quebrada (con entrantes y salientes) de los márgenes continentales, así como a los movimientos particulares de la litosfera fragmentada en diferentes placas (microplacas).

Las fases orogénicas pre-misisípicas más conocidas en los Apalaches son la taconiana y la acadiana, del Ordovícico Medio-Tardío y Devónico, respectivamente. La Orogenia Acadiana se ha explicado por la interacción colisional (Naylor, 1971; Bird y Dewey, 1970) de la placa paleoamericana y las paleoplacas sudamericanas y euroafricana. Sin embargo, la evolución del ciclo orogénico Herciniano y su culminación en América al término del Paleozoico, introduce, en términos de la evolución tectónica del sistema orogénico Ouachita (Wickham *et al.*, 1976; Flawn *et al.*, 1961; Morris, 1974), problemas adicionales al extender el proceso de suturación final de Pangea hasta el Paleozoico tardío.

La mayoría de estos eventos descritos y su cronología puede correlacionarse tentativamente con los eventos comparables registrados en la evolución geológica del Complejo Acatlán. La Formación Xayacatlán en su localidad tipo se encuentra aparentemente intrusada por el Tronco de Totoltepec, con una edad radiométrica (Pb-alfa) de 440 ± 50 m.a., mientras que el augen-esquistos de los Granitoides Esperanza, cuya relación también se considera intrusiva en la Formación Xa-

yacatlán, ha dado edades que fluctúan entre 510 ± 60 m.a. (plomo-alfa), 448 ± 175 (Rb-Sr de microclina) y 428 ± 24 m.a. (isocrona de roca completa). El promedio de estas edades, sin considerar las desviaciones del valor central, es de 456 m.a. es decir, Ordovícico Medio, por lo que es probable que la edad de la "ofiolita Xayacatlán" sea ordovícica temprana o cámbrica; épocas que podrían marcar la etapa de expansión oceánica de Iapetus en el contexto paleogeográfico del sur de México.

En forma análoga, las edades obtenidas (ordovícicas) para el metamorfismo hiperbárico (alta presión/baja temperatura) que afectó a las regiones mencionadas del Cinturón Apalachiano-Caledoniano (Jamieson, 1977; DeWit y Strong, 1975), pueden tomarse como una primera aproximación para fechar en el sur de México la etapa de subducción litosférica que inició la clausura de Iapetus, expresada en esta región por la eclogitización de la ofiolita Xayacatlán.

La colisión final y el cierre definitivo de este antiguo océano los marca la Orogenia Acadiana del Cinturón Apalachiano, la cual está caracterizada por un estilo de plegamiento de plano axial subvertical, un intenso metamorfismo y la aparición de importantes volúmenes de rocas graníticas.

En el Complejo Acatlán, el metamorfismo de alta temperatura/presión media (M3) y la deformación D3 con su estilo de foliación y plegamiento subverticales, probablemente expresan los efectos del tectonismo acadiano que puso fin durante el Devónico a este ciclo tectónico paleozoico en el sur de México. La falta de estudios isotópicos en la región impide, por ahora, dar a estos eventos una mayor definición numérica; sin embargo, la edad de 386 m.a. (Devónico Temprano) obtenida (de Cserna *et al.*, 1980) por medio de una isocrona de Rb-Sr en rocas del Complejo Acatlán de la región de Coacalco, Puebla, apoya la existencia de un evento acadiano-caledoniano en la historia geológica premisisípica del sur de México.

EL SUR DE MEXICO Y LA DINAMICA GLOBAL DEL PROTEROZOICO-PALEOZOICO

Desde que Wilson (1966) planteó la ya clásica interrogante "¿Se cerró el Atlántico y luego se volvió a abrir?" y al mismo tiempo contestó positivamente a dicha pregunta, su modelo (Jacobs *et al.*, 1974) ha servido para explicar no sólo el origen de las fajas orogénicas circunatlánticas de Europa y América del Norte, sino también otras provincias orogénicas intercontinentales tales como los Urales (Hamilton, 1970), el Cinturón Herciniano de Europa Central (Riding, 1974) y, naturalmente, el sistema alpino-himalayo que marca la sutura entre las antiguas masas continentales euroasiáticas y fragmentos de Gondwana.

Sin embargo, al conocerse la rapidez de la evolución geológica de las cuencas oceánicas comparada con la de los macizos continentales, diversos autores (Harland y Gayer, 1972; Roberts y Gale, 1978) se vieron obligados a modificar los conceptos originales de Wilson, para reemplazar el Océano Atlántico en su supuesta primera evolución (Proto-Atlántico) por un océano distinto y 400 m.a. más antiguo al que se le denominó Iapetus o Protoacádico (Kay, 1974).

La sorprendente simetría bilateral de la tectonoestratigrafía que presenta el sistema apalachiano en Terranova (Kennedy, 1975) determinó la aceptación prácticamente unánime (Silver, 1980) del concepto del Ciclo Wilson (Williams

y Stevens, 1974) en la evolución geodinámica de la litosfera durante el Fanerozoico. Por otro lado, la extremada escasez de vestigios oceánicos (ofiolitas) y regímenes metamórficos de subducción (esquistos azules) en el registro geológico del Precámbrico (Roever, 1956; Ernst, 1972) provocó el que surgiera una corriente de pensamiento opuesta a la práctica de extrapolar directamente la geodinámica fanerozoica generadora de abundantes ofiolitas y esquistos azules, para explicar la evolución de la corteza continental precámbrica.

El sur de México, con sus abundantes rocas cristalinas de probadas edades precámbrica y paleozoica temprana, incluye el límite cronológico Precámbrico-Fanerozoico a través del cual parece haberse producido una reorganización de aquellos procesos geológicos cuyo origen se sitúa en los niveles subcorticales del planeta, especialmente en la parte superior del manto. En apoyo a esta concepción no uniformitarianista, cabe destacar el notable contraste de las características geológicas que presentan los terrenos precámbrico y paleozoico del sur de México (Tabla 1); pues resulta factible la creación y luego extinción de un océano en este último caso (Complejo Acatlán), pero improbable para el primer caso (Complejo Oaxaqueño). Por otra parte, el provincialismo faunístico del Paleozoico temprano, al menos hasta el Ordovícico, es un hecho ampliamente reconocido desde hace algunas décadas (Grabau, 1936, *in* Roberts y Gale, 1978, p. 255) que también sugiere la presencia de una cuenca oceánica (Iapetus) ocupando aproximadamente el sitio actual del Océano Atlántico. En uno de sus márgenes se desarrolló la provincia faunística europea o atlántica y en su margen opuesto la provincia americana o pacífica. Asimismo, las curvas aparentes de deriva polar para Europa y América en la reconstrucción de Bullard y asociados (1965) sólo convergen hasta el Silúrico (McElhinny, 1979, p. 255).

La fauna tremadociana de la Formación Tiñú en la región central de Oaxaca tiene una clara afinidad atlántica (Whittington y Hughes, 1972; Keppie, 1977), implicando con ello una posición al oriente (coordenadas actuales), de la sutura que probablemente marquen las rocas eclogíticas de la Formación Xayacatlán, posición que coincide con su distribución actual precisamente al oriente de estas rocas.

Es sabido que la línea inicial de ruptura del Océano Atlántico en el Mesozoico no coincidió con la antigua sutura de extinción de Iapetus, dejando en la presente placa americana fragmentos de las antiguas placas europeas y africanas y en éstas fragmentos de la antigua placa norteamericana. Ciertas regiones de Norteamérica como la parte oriental de Terranova, Nueva Escocia, Nueva Brunswick y Nueva Inglaterra pertenecieron a Europa o África ancestrales (provincia atlántica) en continuidad con las partes meridionales de Gran Bretaña e Irlanda. Considerando que la fauna de trilobitas del Tremadociano oaxaqueño es predominantemente del tipo olénido-ceratopígido, esta región también debió pertenecer a la provincia atlántica situada en el margen oriental de Iapetus y adyacente a Sudamérica (Whittington y Hughes, 1972, 1974, p. 213; Keppie, 1977). Sin embargo, en contradicción aparente con esta posición paleogeográfica, el Tremadociano de Oaxaca descansa sobre rocas granulíticas inconfundiblemente grenvillianas, las cuales no se han identificado sino en regiones muy restringidas de Sudamérica (Colombia) (Irving, 1975; Kroonemberg, 1982), pero de ninguna manera en los terrenos precámbricos del NW de este continente, donde sólo se conocen (Dalmayrac *et al.*, 1977; Shackleton *et al.*, 1979)

granulitas mucho más antiguas (ca. 2,000 m.a.) parcialmente afectadas por un evento de retrogresión posterior en el Proterozoico tardío.

El terreno precámbrico de México con su litología distintivamente grenvilliana y su cobertura tremadociana de afinidad atlántica representa un reto a la búsqueda de soluciones paleogeográficas que concilien la aparente continuidad del Complejo Oaxaqueño con rocas semejantes del borde oriental de Norteamérica, y la posición de ese mismo complejo en

otros continentes sugerida por sus faunas tremadocianas de principios del Paleozoico. Sin embargo, aquellos modelos paleogeográficos expuestos por Van der Voo y colaboradores (1976), Walper (1980) y Pindell y Dewey (1982) situando el sur de México a fines del Paleozoico tardío frente a las costas del noroeste de Sudamérica, no son apoyados por las edades distintas de las rocas precámbricas de estas regiones (900-1,000 m.a. en Oaxaca y ca. 2,000 m.a. en el noroeste de Sudamérica).

MILLONES DE AÑOS		COMPLEJO OAXAQUEÑO Y COBERTURA PREMISISIPICA			COMPLEJO ACATLAN											
		SEDIMENTACION	MAGMATISMO	TECTONISMO	SEDIMENTACION	MAGMATISMO	TECTONISMO									
300	PALEOZOICO			LEVANTAMIENTO Y EROSION		ANATEXITAS ?	OROGENIA ACADIANA ?									
400								FORMACION TIÑU: (MIOGEOSINCLINAL)	SUBSIDENCIA	FM. TECOMATE ?		OROGENIA TACIONICA ?				
500													LEVANTAMIENTO Y EROSION A UN RITMO MEDIO	PROTOLITO DE LAS FORMACIONES MAGDALENA, CHAZUMBA Y COSOLTEPEC ?	GRANITOS ESPERANZA ?	SUBDUCCION ?
600								TARDIO		DE 5.5 CM. CADA 1000 AÑOS	BASAMENTO (NO EXPUESTO)					
800																
1000	ANORTOSITA-GABRO ROCAS ALCALINAS ?	PROTO-OCEANICA														
1100					MIOGEOSINCLINAL Y/O CONTINENTAL ?	VOLCANISMO BIMODAL MAFICO-FELSICO ?										
1200																
1300																
1400																

DIBUJO: ENRIQUE GUTIERREZ N.

Tabla 1.- Esquema de la evolución geológica premisisípica del sur de México.

Asimismo, los modelos paleogeográficos que tratan de explicar el truncamiento del sur de México por el desplazamiento lateral del bloque de Honduras-Nicaragua desde aquella región (Malfeit y Dinkelman, 1972; Carey, 1976; Salvador y Green, 1980; Pindell y Dewey, 1982; Anderson y Schmidt, 1983) se ven debilitados por la disimilitud de las rocas precámbricas y paleozoicas hasta la fecha identificadas en ambas regiones (i. e. Horne et al., 1976). Más aún, todo modelo paleogeográfico del área que se intente construir en lo futuro deberá tomar en cuenta no sólo los hechos constatados sobre las edades y litologías "grenvilliana", "taconiana" y "acadiana" presentes en los terrenos cristalinos premisisípicos del sur de México, sino también las grandes posibilidades de que actualmente esos terrenos no tengan conexión cratónica alguna (cf. Campa y Coney, 1983), debido a los desplazamientos

sufridos durante su historia geológica que cubre los últimos 300 millones de años no tratados en este artículo.

AGRADECIMIENTOS

Los datos e interpretaciones expuestos en este artículo comenzaron a recabarse desde el año de 1968 en forma rudimentaria, cuando el autor ingresó como estudiante becado al Instituto de Geología, entonces bajo la dirección del Ing. Guillermo P. Salas, a quien se agradece todo el apoyo brindado durante su gestión.

En forma particular, debo mencionar con profundo agradecimiento el empeño que en esa temprana fase de mi preparación científica puso el Dr. Zoltan de Csorna de involu-

crarme en múltiples trabajos de campo en los terrenos cristalinos del sur de México. Estas experiencias formaron la base más genuina de mi ulterior desarrollo profesional y académico.

El estudio de las rocas cristalinas más antiguas del sur de México tomó nuevo impulso con la visita e investigaciones desarrolladas durante 1970 por el Dr. Nicholas Rast, con quien tuve el privilegio de colaborar y disfrutar de sus inteligentes enseñanzas en el campo del metamorfismo y la tectónica.

En último término, pero con significado más profundo, deseo agradecer al pueblo de México el esfuerzo noble y milenar por darnos a las presentes generaciones una Universidad cuya Autonomía festeja este volumen, y en cuyo seno pude emprender en completa libertad la investigación de un tema de ciencia básica.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Anderson, T. H., y Silver, L. T., 1971, Age of granulite metamorphism during the Oaxacan orogeny, Mexico: Geol. Soc. America, Abstr. with Programs, v. 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: Geol. Soc. America Bull., v. 94, p. 941-966.
- Baer, A. J., 1976, The Grenville province in Helikian times; a possible model of evolution: Royal Soc. London, Phil. Trans., ser. A, v. 280, p. 499-515.
- Bird, J. M., y Dewey, J. F., 1970, Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen: Geol. Soc. America Bull., v. 81, p. 1031-1060.
- Bird, J. M., Dewey, J. F., y Kidd, W. S. F., 1971, Proto-Atlantic Ocean crust and mantle; Appalachian/Caledonian ophiolites: Nature, v. 231, p. 28-31.
- Bloomfield, Keith, y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1975, Notas sobre la petrología del Complejo Oaxaqueño: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 95, p. 23-48.
- Bullard, E. C., Everett, J. E., y Smith, A. G., 1965, The fit of the continents around the Atlantic: Royal Soc. London, Phil. Trans., ser. A, v. 258, p. 41-51.
- Campa, M. F., y Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: Canad. Jour. Earth Sci., v. 20, p. 1040-1045.
- Carey, W. S., 1976, The expanding earth: Amsterdam, Elsevier, 488 p.
- Cárdenas-Vargas, José, 1966, Contribución al conocimiento geológico de la Mixteca oaxaqueña: Univ. Autón. Potosina, Inst. Geol. Metalurgia, Minería y Metalurgia, v. 38, p. 13-107.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F. J., y Verhoogen, John, 1974, Igneous petrology: Nueva York, McGraw-Hill, 739 p.
- Coleman, R. G., 1972, Blueschist metamorphism and plate tectonics: Montreal, Cong. Geol. Internal., 24, sec. 2, p. 19-26.
- - - 1977, Ophiolites: Nueva York, Springer-Verlag, 229 p.
- Condie, K. C., 1976, Plate tectonics and crustal evolution: Nueva York, Pergamon Press, 288 p.
- Condie, K. C., y Moore, J. M., 1977, Geochemistry of Proterozoic volcanic rocks from the Grenville Province, eastern Ontario: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 16, p. 149-168.
- Corona-Esquivel, Rodolfo, 1982, Pérmico marino en la región de Cualac, noreste del Estado de Guerrero, México: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Convención Geol. Nal., 6, Programa y Resúmenes, p. 37 (resumen).
- - - 1981(1983), Estratigrafía de la región comprendida entre Olinalá y Tecocoyunca, Estado de Guerrero: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 5, p. 17-24.
- Cserna, Zoltan de, 1965, Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acaapulco, Estado de Guerrero: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 62, 77 p.
- - - 1967(1969), Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 30, p. 159-168.
- - - 1970, The Precambrian of Mexico: in Rankama, K., ed., The Precambrian. Nueva York, John Wiley, t. 4, p. 253-270.
- - - 1971a, Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico: Geol. Rundschau, v. 60, p. 1488-1513.
- - - 1971b, Taconian (early Caledonian) deformation in the Huasteca Structural Belt of eastern Mexico: Am. Jour. Sci., v. 271, p. 544-550.
- Cserna, Zoltan de, Schmitter-Villada, Eduardo, Damon, P. E., Livingston, D. E., y Kulp, L. J., 1962, Edades isotópicas de rocas metamórficas del centro y sur de Guerrero y de una monzonita cuarcifera del norte de Sinaloa: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 64, p. 71-84.
- Cserna, Zoltan de, Fries, Carl, Jr., Rincón-Orta, César, Solorio-Munguía, José, y Schmitter-Villada, Eduardo, 1974a, Nuevos datos geocronométricos paleozoicos del sur de México: Bol. Asoc. Mex. Geól. Petroleros, v. 26, p. 195-204.
- Cserna, Zoltan de, Fries, Carl, Jr., Rincón-Orta, César, Silver, L. T., Westley, Harold, Solorio-Munguía, José, y Schmitter-Villada, Eduardo, 1974b, Datos geocronométricos terciarios de los Estados de México, Morelos y Guerrero: Bol. Asoc. Mex. Geól. Petroleros, v. 26, p. 263-273.
- Cserna, Zoltan de, Ortega-Gutiérrez, Fernando, y Palacios-Nieto, Miguel, 1980, Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Libro-guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla, p. 1-33.
- Chappel, J. F., Brown, R. C., y Moore, J. M., 1975, Subduction and continental collision in the Grenville Province of SE Ontario: Geol. Soc. America, Abstr. with Programs, v. 7, p. 733 (resumen).
- Church, W. R., y Stevens, R. K., 1971, Early Paleozoic ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachians as mantle-oceanic crust sequences: Jour. Geophys. Res., v. 76, p. 1460-1466.
- Dalmayrac, B., Lancelot, J. R., y Leyreloup, A., 1977, Two-billion-year granulites in the late Precambrian metamorphic basement along the southern Peruvian coast: Science, v. 198, p. 49-51.
- Dal Piaz, G. V., y Ernst, W. G., 1978, Aerial geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the

- Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St. Jacques area, Italian western Alps: *Tectonophysics*, v. 51, p. 99-126.
- Dewey, J. F., y Burke, K.C.A., 1973, Tibetan, Variscan, and Precambrian basement reactivation; products of continental collision: *Jour. Geology*, v. 81, p. 683-692.
- Dewey, J. F., y Burke, K.C.A., 1974, Hot spots and continental breakup; some implications for collisional orogeny: *Geology*, v. 2, p. 57-60.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W.B.F., y Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine System: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 84, p. 3137-3180.
- Dewit, M. J., y Strong, D. F., 1975, Eclogite-bearing amphibolites from the Appalachian mobile belt, northwest Newfoundland, dry *versus* wet metamorphism: *Jour. Geology*, v. 83, p. 609-627.
- Dickinson, W. R., 1971, Plate tectonics in geologic history: *Science*, v. 174, p. 107-113.
- Ernst, W. G., 1972, Occurrence and mineralogic evolution of blueschists with time: *Am. Jour. Sci.*, v. 272, p. 657-668.
- Fahrig, W. F., y Jones, D. L., 1976, The paleomagnetism of the Helikian Mistastin pluton, Labrador, Canada: *Canad. Jour. Earth Sci.*, v. 13, p. 832-837.
- Flawn, P. T., Goldstein, August, Jr., King, P. B., y Weaver, C. E., 1961, The Ouachita System: Univ. Texas, Publ. 6120, 401 p.
- Fries, Carl, Jr., y Rincón-Orta, César, 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronología: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 73, p. 57-133.
- Fries, Carl, Jr., Schmitter-Villada, Eduardo, Damon, P. E., y Livingston, D. E., 1962, Rocas precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 64, p. 45-53.
- Fries, Carl, Jr., Schlaepfer, C. J., y Rincón-Orta, César, 1966, Nuevos datos geocronológicos del Complejo Oaxaqueño: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. 29, p. 59-66.
- Fries, Carl, Jr., Rincón-Orta, César, Silver, L. T., McDowell, F. W., Solorio-Munguía, José, Schmitter-Villada, Eduardo, y Cserna, Zoltan de, 1974, Nuevas aportaciones a la geocronología de la Faja Tectónica Oaxaqueña: *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*, v. 26, p. 157-182.
- Gibb, R. A., y Thomas, M. D., 1976, Gravity signature of fossil plate boundaries in the Canadian Shield: *Nature*, v. 262, p. 199-200.
- Glikson, A. T., 1981, Uniformitarian assumptions, plate tectonics and the Precambrian earth: *in* Kroner, A., ed., *Precambrian plate tectonics*. Amsterdam, Elsevier, p. 91-104.
- Goldich, S. S. *et al.*, 1966, Geochronology of the Midcontinent region, United States, 2. Northern region: *Jour. Geophys. Res.*, v. 71, p. 5389-5408.
- González-Reyna, Jenaro, 1961, Las pegmatitas graníticas de Santa Ana Telixtlahuaca: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. 24, p. 3-24.
- Guerrero-García, J. C., Silver, L. T., y Anderson, T. H., 1978 (1980), Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. 39, p. 22-23 (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. 30-31 (resumen).
- Hallam, Anthony, 1973, *A revolution in the earth sciences*: Oxford, Clarendon Press, 127 p.
- Hamilton, Warren, 1970, The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 81, p. 2553-2576.
- Harland, W. B., y Gayer, R. A., 1972, The Arctic Caledonides and earlier oceans: *Geol. Magazine*, v. 109, p. 289-314.
- Hatcher, R. D., Jr., 1972, Developmental model for the southern Appalachians: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 83, p. 2735-2760.
- Heath, S. A., y Fairbairn, H. W., 1969, Sr87/Sr86 ratios in anorthosites and some associated rocks: *in* Isachsen, Y. W., ed., *Origin of anorthosite and related rocks*. New York State Museum and Science Service, Mem. 18, p. 99-110.
- Horne, G. S., Clark, G. S., y Pushkar, Paul, 1976, Precretaceous rocks of northwestern Honduras; basement terrane in Sierra de Omoa: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 60, p. 566-583.
- Irving, E. M., 1975, Structural evolution of the northernmost Andes, Colombia: U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 846, 47 p.
- Irving, E., 1979, Paleopoles and paleolatitudes of North America and speculations about displaced terrains: *Canad. Jour. Earth Sci.*, v. 16, p. 669-694.
- Irving, E., Emslie, R. F., y Ueno, H., 1974, Upper Proterozoic paleomagnetic poles from Laurentia and the history of the Grenville structural province: *Jour. Geophys. Res.*, v. 79, p. 5491-5502.
- Irving, E., y McGlynn, J. C., 1976, Proterozoic magnetostratigraphy and the tectonic evolution of Laurentia: *Royal Soc. London, Phil. Trans.*, ser. A, v. 280, p. 433-468.
- Jacobs, J. A., Russel, R. D., y Wilson, J. T., 1974, *Physics and geology*: Nueva York, McGraw-Hill, 622 p. (2a. ed.).
- Jamieson, R. A., 1977, The first metamorphic sodic amphibole identified from Newfoundland Appalachians - its occurrence, composition and possible tectonic implications: *Nature*, v. 265, p. 428-430.
- Kay, G. M., 1974, Closing of the Protoacadian Ocean and intraplate basins: *Nature*, v. 249, p. 751-752.
- Kennedy, M. J., 1975, Repetitive orogeny in the northeastern Appalachians - new plate models based upon Newfoundland examples: *Tectonophysics*, v. 28, p. 39-87.
- Keppie, J. D., 1977, Plate tectonic interpretation of Paleozoic world maps: Nova Scotia Dept. Mines, Paper 77-3, 34 p.
- Kesler, S. E., 1973, Basement rock structural trends in southern Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 84, p. 1059-1064.
- Kesler, S. E., y Heath, S. A., 1970, Structural evidence for Precambrian rocks in the Xolapa Complex, Guerrero, Mexico: *Geol. Soc. America, Abstr. with Programs*, v. 2, p. 287 (resumen).
- Kidd, W.S.F., Dewey, J. F., y Bird, J. M., 1978, The Mings Bight ophiolite complex, Newfoundland: Appalachian oceanic crust and mantle: *Canad. Jour. Earth Sci.*, v. 15, p. 781-804.

- Klesse, Elmar, 1968 (1970), Geology of El Ocotitoxcuinatoyac region and of La Dicha stratiform sulphide deposit, State of Guerrero: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 31, p. 107-140.
- Kroner, A., 1977, Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa - ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics: Tectonophysics, v. 40, p. 101-135.
- Kroonenberg, S. B., 1982, A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield: Geologie en Mijnbouw, v. 61, p. 325-333.
- López-Ramos, Ernesto, 1979, Geología de México: México, D. F., t. 3, 446 p.
- Malfeit, B. T., y Dinkelman, M. G., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate: Geol. Soc. America Bull., v. 83, p. 251-272.
- Mason, R., 1973, The Limpopo mobile belt, Southern Africa: Royal Soc. London, Phil. Trans., ser. A, v. 273, p. 463-485.
- McElhinny, M. W., 1979, Paleomagnetism and plate tectonics: Cambridge, Cambridge Univ. Press, 358 p.
- McKerrow, W. S., y Cocks, L.R.M., 1976, Progressive faunal migration across the Iapetus Ocean: Nature, v. 263, p. 304-306.
- Miyashiro, Akiho, 1961, Evolution of metamorphic belts: Jour. Petrology, v. 2, p. 277-311.
- Mora, C. I., Valley, J. W., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1983, Temperatures of granulite-facies metamorphism of the I B. Y. Oaxacan Complex, southern Mexico: Geol. Soc. America, Abstr. with Programs, v. 15, p. 437 (resumen).
- Morel, P., e Irving, E., 1978, Tentative paleocontinental reconstructions for the early Paleozoic and Proterozoic: Jour. Geology, v. 86, p. 535-561.
- Morris, R. C., 1974, Sedimentary and tectonic history of the Ouachita Mountains: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 22, p. 120-142.
- Muehlberger, W. R., Denison, R. E., y Lidiak, E. G., 1967, Basement rocks in Continental Interior of United States: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 51, p. 2351-2380.
- Naylor, R. S., 1971, Acadian Orogeny; an abrupt and brief event: Science, v. 172, p. 558-560.
- Nisbet, E. G., Wilson, J. F., y Bickle, M. J., 1981, The evolution of the Rhodesian craton and adjacent Archean terrain; tectonic models: in Kroner, A., ed., Precambrian plate tectonics: Amsterdam, Elsevier, p. 161-183.
- Ordóñez, Ezequiel, 1906, Las rocas arcaicas de México: Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate (México), v. 22, 331 p.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1974 (1975), Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlán, Puebla: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 35, p. 1-6.
- 1975, The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico: Leeds, Inglaterra, Univ. Leeds, disertación doctoral, 166 p. (inédita).
- 1977, Los mármoles intrusivos del Complejo Oaxaqueño: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 1, p. 28-32.
- 1978a, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 2, p. 112-131.
- 1978b, Geología del contacto entre la Formación Acatlán paleozoica y el Complejo Oaxaqueño precámbrico al oriente de Acatlán, Estado de Puebla: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 39, p. 27-28 (resumen).
- 1978c, El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y de La Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 2, p. 19-30.
- 1978d, Notas sobre la geología del área entre Santa Cruz y Ayuquila, Estados de Puebla y Oaxaca: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana 44, pte. 2, p. 17-26.
- 1979, The tectonothermic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico: Geol. Soc. America, Abstr. with Programs, v. 11, p. 490 (resumen).
- 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: Geofis. Internal. (México), v. 20, p. 177-202.
- 1982, Evidences of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite Complex of southern Mexico: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Internal. Geol. Correlation Program, Joint Meeting of Projects 157 and 160, p. 27 (resumen).
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, Anderson, T. H., y Silver, L. T., 1977, Lithologies and geochronology of the Precambrian craton of southern Mexico: Geol. Soc. America, Abstr. with Programs, v. 9, p. 1121-1122 (resumen).
- Palmer, H. C., y Carmichael, K. M., 1973, Paleomagnetism of some Grenville Province rocks: Canad. Jour. Earth Sci., v. 10, p. 1175-1190.
- Pantoja-Alor, Jerjes, 1970, Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centroseptentrional de Oaxaca: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca, p. 67-84.
- Pantoja-Alor, Jerjes, y Robison, R. A., 1967, Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca: Science, v. 157, p. 1033-1035.
- Pérez-Ibargüengoitia, J. M., Hokuto-Castillo, Alfonso, y Cserna, Zoltan de, 1965, Reconocimiento geológico del área Petlalcingo-Santa Cruz, Municipio de Acatlán, Estado de Puebla: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana 21, pte. 1, 22 p.
- Pindell, James, y Dewey, J. F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: Tectonics, v. 1, p. 179-211.
- Piper, J.D.A., 1973, Geological interpretation of paleomagnetic results from the African Precambrian: in Tarling, D. H., y Runkorn, S. K., eds., Implications of continental drift to the earth sciences. Londres, Academic Press, v. 1, p. 19-32.
- 1975, Proterozoic supercontinent; time duration and the Grenville problem: Nature, v. 256, p. 519-520.
- Quezadas, Armando, 1961, Las rocas del basamento de la Cuenca de Tampico-Misantla: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 4, p. 283-296.
- Rankin, D. W., 1976, Appalachian salients and recesses; late Precambrian continental breakup and the opening of the Iapetus Ocean: Jour. Geophys. Res., v. 81, p. 5605-5619.
- Riding, R., 1974, Model for the Hercynian foldbelt: Earth Planet. Sci. Letters, v. 24, p. 125-135.
- Roberts, D., y Gale, G. H., 1978, The Caledonian-Appalachian Iapetus Ocean: in Tarling, D. H., ed., Evolution of the earth's crust. Londres, Academic Press, p. 255-342.

- Rodríguez-Torres, Rafael, 1970, Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca, p. 51-54.
- Roever, W. P. de, 1956, Some differences between post-Paleozoic and older regional metamorphism: *Geologie en Mijnbouw*, serie nueva, v. 18, p. 123-127.
- Ruiz-Castellanos, Mario, 1970, Reconocimiento geológico en el área de Mariscal-Amatitlán, Estado de Oaxaca: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca, p. 55-66.
- Salas, G. P., 1949, Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca: *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*, v. 1, p. 79-156.
- Salvador, Amos, y Green, A. R., 1980, Opening of the Caribbean Thethys (origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico): *Bur. Res. Geol. Min. (Francia)*, Mem. 115, p. 224-229.
- Shackleton, R. M., Ries, A. C., Coward, M. P., y Cobbold, P. R., 1979, Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru: *Jour. Geol. Soc. London*, v. 136, p. 195-214.
- Silva-Pineda, Alicia, 1970, Plantas del Pensilvánico de la región de Tehuacán, Puebla: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana* 29, 109 p.
- - - 1978, Plantas del Jurásico Medio del sur de Puebla y noroeste de Oaxaca: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana* 44, pte. 3, p. 27-57.
- Silver, L. T., 1969, A geochronologic investigation of the Adirondack complex, Adirondack Mountains, New York: *in* Isachsen, Y. W., ed., *Origin of anorthosites and related rocks*. New York State Museum and Science Service, Mem. 18, p. 233-251.
- - - 1980, Problems of pre-Mesozoic continental evolution: *in* *Continental tectonics*. Washington, D. C., Academy of Sciences, *Studies in Geophysics*, p. 26-29.
- Silver, L. T., y Lumbers, S. B., 1966, Geochronological studies in the Bancroft-Madoc area of the Grenville Province, Ontario, Canada: *Geol. Soc. America, Spec. Publ.* 87, p. 156 (resumen).
- Solís-Muñoz, Héctor, 1978, Exploración geológico-minera en el cuerpo serpentizado de Tehuiztzingo, Mpo. de Tehuiztzingo, Puebla: Consejo de Recursos Minerales (México), Seminario Interno de Exploración Geol. Min., 7, p. 301-323.
- Stewart, J. H., 1976, Late Precambrian evolution of North America; plate tectonics implication: *Geology*, v. 4, p. 11-15.
- Thomas, M. D., y Tanner, J. G., 1975, Cryptic suture in the eastern Grenville Province: *Nature*, v. 256, p. 392-394.
- Turner, S., 1970, Timing of the Appalachian/Caledonian contraction: *Nature*, v. 227, p. 90.
- Uyeda, Seiya, 1971 (1978), *The new view of the earth*: San Francisco, W. H. Freeman, 217 p. (traducción inglesa).
- Van der Voo, Robert, Mauk, F. J., y French, R. B., 1976, Permian-Triassic continental configurations and the origin of the Gulf of Mexico: *Geology*, v. 4, p. 177-180.
- Waitz, Paul, 1912, Notas preliminares relativas a un reconocimiento geológico por el curso del Atoyac (Río Verde) de Oaxaca: *Inst. Geol. México, Parergones*, v. 4, p. 2-32.
- Walper, J. L., 1980, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico: *in* Pilger, R. H., Jr., ed., *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean*. Baton Rouge, Louisiana State Univ., p. 87-97.
- Whittington, H. B., y Hughes, C. P., 1972, Ordovician geography and faunal provinces deduced from Trilobite distribution: *Royal Soc. London, Phil. Trans.*, ser. B, v. 263, p. 235-278.
- - - 1974, Geography and faunal provinces in the Tremadoc Epoch: *in* Ross, C. A., ed., *Paleogeographic provinces and provinciality*: *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.* 21, p. 203-218.
- Wickham, J., Roeder, D., y Briggs, G., 1976, Plate tectonics for the Ouachita foldbelt: *Geology*, v. 4, p. 173-176.
- Wilson, J. T., 1966, Did the Atlantic close and then re-open?: *Nature*, v. 211, p. 676-681.
- Williams, Harold, 1979, Appalachian orogen in Canada: *Canada. Jour. Earth Sci.*, v. 16, p. 792-807.
- Williams, Harold, Kenedy, M. J., y Neale, E.R.W., 1972, The Appalachian structural province: *in* Price, R. A., y Douglas, R.J.W., eds., *Variations in tectonic styles*. *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper* 11, p. 181-261.
- Williams, Harold, y Stevens, R. K., 1974, The ancient continental margin of eastern North America: *in* Burk, C. A., y Drake, C. L., eds. *The geology of continental margins*. Berlín, Springer-Verlag, p. 781-796.
- Windley, B. F., 1973, Crustal development in the Precambrian: *Royal Soc. London, Phil. Trans.*, ser. A, v. 273, p. 321-341.
- - - 1977, *The evolving continents*: Nueva York, Wiley, 385 p.
- Wynne-Edwards, H. R., 1969, Tectonic overprinting in the Grenville Province, southwestern Quebec: *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper* 5, p. 163-182.
- - - 1972, The Grenville Province: *in* Price, R. A., y Douglas, R.J.W., eds. *Variations in tectonic styles*. *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper* 11, p. 263-334.
- - - 1976, Proterozoic ensialic orogenesis; the millipede model of ductile plate tectonics: *Am. Jour. Sci.*, v. 276, p. 927-953.