

## ALOCTONO DEL PALEOZOICO INFERIOR EN LA REGION DE CIUDAD VICTORIA, ESTADO DE TAMAULIPAS

Zoltan de Cserna,<sup>1</sup>  
Joseph L. Graf, Jr.<sup>2</sup>  
y Fernando Ortega-Gutiérrez<sup>1</sup>

### RESUMEN

En el área de Ciudad Victoria, Tamaulipas, el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina está formado por gneis, cuarcita, esquisto, serpentinita, y por unos 1,500 m de rocas sedimentarias marinas fosilíferas no metamorfoseadas del Silúrico Medio-Permiano. Existen dos discordancias dentro de la secuencia sedimentaria paleozoica, que indican deformaciones durante el Misisípico Tardío y Pensilvánico Tardío.

La acumulación de capas rojas (2,000 m) durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano (?) se efectuó bajo condiciones tafrogénicas, las que fueron seguidas por leve arqueamiento y erosión. La secuencia sedimentaria correspondiente al Jurásico Superior-Cretácico Superior, cuyo espesor es de unos 2400 m y consiste en gran parte de rocas carbonatadas y de sedimentos de tipo flysch sufrió deformación principal durante el Eoceno Temprano, que produjo el anticlinorio.

El gneis del núcleo es tanto orto- como paragneis, contiene cuerpos de anortosita y varios horizontes de mármol cipolino y representa la facies de granulita. Sus edades indican que es del Precámbrico Tardío. El gneis está cubierto discordantemente por una cuarcita que puede ser de edad cámbrica.

El esquisto está formado por cuarzo, muscovita, clorita y material carbonoso y pertenece a la parte baja de la facies de esquisto verde. Su yuxtaposición con el gneis se explica mediante transporte tectónico, ayudado por la serpentinita, para formar la masa alóctona. Su emplazamiento tuvo lugar después del Precámbrico Tardío, probablemente después del Cámbrico, pero antes del Silúrico Medio. Una edad radiométrica aparente indica que el esquisto puede tener una edad mínima de 446 m. a. (Ordovícico Medio).

### ABSTRACT

In the Ciudad Victoria, Tamaulipas area, the core of the Huizachal-Peregrina Anticlinorium is formed by gneiss, quartzite, schist and serpentinite, which are followed by some 1,500 m Middle Silurian-Permian non-metamorphosed fossiliferous marine sedimentary rocks. Two unconformities within the Paleozoic sedimentary sequence indicate deformation during Late Mississippian and Late Pennsylvanian times.

The accumulation of redbeds (2,000 m) during the Late Triassic-Early Jurassic (?) has taken place under taphrogenic conditions, which were followed by slight uparching and erosion. The Upper Jurassic-Upper Cretaceous sedimentary sequence, which is some 2,400 m thick and consists mainly of carbonate and flysch deposits, underwent principal deformation during early Eocene time, which produced the anticlinorium.

The gneiss of the core is both ortho- and paragneiss, contains bodies of anorthosite and cipolin marble horizons, and represents the granulite facies. Its radiometric ages indicate that it is Late Precambrian. The gneiss is unconformably overlain by a quartzite which may be Cambrian in age.

The schist is a quartz-muscovite-chlorite schist, containing carbonaceous matter, of the lower greenschist facies. Its juxtaposition with the gneiss is explained by tectonic transport, facilitated by the serpentinite, that resulted in the allochthon. Its emplacement has taken place after the Late Precambrian, probably after the Cambrian, but before the Middle Silurian. An apparent radiometric age indicates that the schist could be as old as 446 m. y. (Middle Ordovician).

<sup>1</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México 20, D. F.

<sup>2</sup> Department of Geology and Geophysics, Yale University, New Haven, Connecticut 06520, U. S. A.

## INTRODUCCION

En 1971 dos artículos fueron publicados, cada uno totalmente independiente del otro, sobre el origen y posición tectónica del esquistos que aflora en el núcleo de uno de los anticlinorios más grandes de la Sierra Madre Oriental, al poniente de Ciudad Victoria (Figura 1).

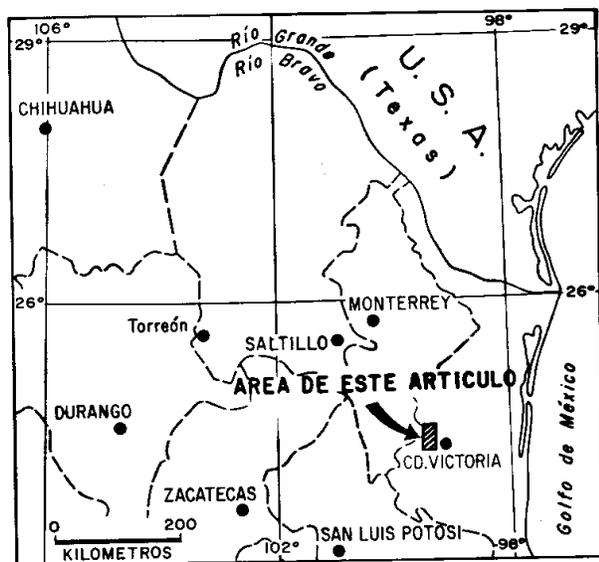


Figura 1.—Mapa índice que muestra la localización del área del presente artículo.

Uno de estos artículos es de Denison y colegas (1971, p. 5-6 y 10-13) en el cual se presentaron datos radiométricos nuevos y la conclusión en el sentido de que el esquistos sufrió metamorfismo durante el Pensilvánico-Permiano y que su posición junto al gneis del Precámbrico en esta área, necesariamente requirió transporte tectónico de una distancia considerable; esos autores indicaron también, que el esquistos posee todas las características de la zona interna del sistema Ouachita. En el otro artículo, de Cserna (1971a, p. 547) presentó evidencias regionales, tanto estratigráficas como radiométricas, procedentes de la parte centro-oriental de México y de la región de Ciudad Victoria y concluyó que la yuxtaposición del esquistos con el gneis no podía explicarse mediante un solo evento metamórfico como la habían considerado Fries y colegas (1962), sino que se trataba de un alóctono post-Precámbrico-pre-Silúrico Medio e hizo alusión a sus puntos de vista expresados con anterioridad (de Cserna, 1956, p. 55; 1971b, p. 1499).

En febrero de 1971 de Cserna visitó el área al poniente de Ciudad Victoria en busca de datos sobre la edad y la posición tectónica del esquistos, y colectó dos muestras del esquistos para la determinación radiométrica de su edad. Estas muestras las entregó al Dr. Richard L. Armstrong, entonces de la Universidad de Yale, para fines radiométricos. El Dr. Armstrong, a su vez, las turnó a Graf, quien llevó a cabo las determinaciones por los métodos de potasio-argón y de rubidio-estroncio.

A mediados de 1974, Ramírez-Ramírez (1974) llevó a cabo un estudio de reconocimiento del terreno metamórfico al poniente de Ciudad Victoria y concluyó que: (1) todas las rocas metamórficas del área se formaron durante el Precámbrico y sufrieron "rejuvenecimiento" durante el Carbonífero tardío, o (2) que el esquistos era del Carbonífero tardío y el gneis precámbrico se incorporó en el esquistos tectónicamente y refirió a semejanzas con los Alpes Occidentales de Europa (Ramírez-Ramírez, 1947, p. 36).

A fines de 1974, de Cserna volvió al área en cuestión donde llevó a cabo trabajos de campo con el apoyo económico de la Fundación John Simon Guggenheim de Nueva York. A principios de 1976, Ortega examinó en detalle al contacto entre el esquistos y el gneis en varios sitios dentro del área, como parte de un proyecto de investigación auspiciado por el Instituto de Geología y el Consejo de Recursos Minerales del Gobierno Federal.

Las determinaciones radiométricas fueron hechas utilizando las facilidades de la Universidad de Yale. El Ing. José Carrillo-Bravo, de Petróleos Mexicanos y el Ing. Rubén Pesquera-Velázquez, del Consejo de Recursos Minerales, gentilmente proporcionaron datos referentes al área.

## BOSQUEJO DE LA ESTRATIGRAFIA

El estudio geológico hasta ahora más completo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, es de Carrillo-Bravo (1961).

Las rocas más antiguas, que afloran en el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, comprenden al Gneis Novillo (Fries y Rincón-Orta, 1965, p. 100), que son gneises bandeados graníticos y granatíferos, con unos cuantos horizontes de mármol cipolino. A estas rocas Fries y Rincón-Orta (p. 101) las consideraron pertenecientes a la facies de granulita. Denison y colegas (1971, p. 11), en cambio, concluyeron que estas rocas más bien representaban la facies de transición de anfibolita-granulita, y que eran de un grado metamórfico más alto que las que se encuentran en el basamento de la parte meridional del interior continental de los Estados Unidos de América, y que eran más bien, típicas de las rocas cratónicas profundamente erosionadas. Los datos radiométricos disponibles para el Gneis Novillo (Tabla 1) indican, sin duda alguna, que esta unidad estratigráfica es de edad precámbrica tardía. De Cserna (1971b, p. 1499 y 1507) sugirió que el Gneis Novillo se formó de sedimentos, derivados de un terreno granítico y/o volcánico, que se acumularon en un geosinclinal, que sufrió metamorfismo hace 1,000 — 800 m. a., para formar así la Faja Tectónica Oaxaqueña. El origen sedimentario del gneis ha sido apoyado también por Denison y colegas (1971, p. 11).

Recientemente, uno de los autores (Ortega) encontró dentro del área de afloramiento del Gneis Novillo cuerpos de anortosita y de ortogneis e indicó que el terreno es tanto metasedimentario como metaigneo, siendo muy semejante al Complejo Oaxaqueño del sur de México.

Tabla 1.—Edades radiométricas del Gneis Novillo.

Localidad	Método	Mineral	Edad (m. a.)	Referencia
Cañón de La Peregrina	K/Ar	biotita	740 ± 25	Fries <i>et al.</i> , 1962, p. 64
Cañón de La Peregrina	K/Ar	hornblenda	874 ± 18	Denison <i>et al.</i> , 1971, p. 5
Cañón de La Peregrina	K/Ar	muscovita	920 ± 18	Denison <i>et al.</i> , 1971, p. 5
Cañón del Novillo	K/Ar	hornblenda	912 ± 18	Denison <i>et al.</i> , 1971, p. 5

Discordantemente debajo de la base de la secuencia paleozoica sedimentaria no metamorfoseada se presenta una cuarcita de 100 m de espesor, que es la Cuarcita La Presa descrita por Carrillo-Bravo (1961, p. 9). En el Cañón de La Peregrina, esta cuarcita está dentro de una fosa tectónica rodeada por el Gneis Novillo, mientras que en el Cañón de Caballeros está cubierta por el Conglomerado Naranjal. Carrillo-Bravo (*op. cit.*) consideró a la Cuarcita La Presa de probable edad cámbrica y notó que su grado de metamorfismo era menor que el del gneis, pero mayor que el de las rocas sedimentarias paleozoicas. Fries y colegas (1962, p. 60-61), descartaron la consideración probable cámbrica de Carrillo-Bravo y colocaron a La Cuarcita La Presa en el Precámbrico junto con el Gneis Novillo y el Esquisto Granjeno. El concentrado de zircones detriticos de la Cuarcita La Presa dieron una edad de  $1,280 \pm 130$  m. a. por el método de plomo-alfa, indicando que sus componentes fueron derivados de un terreno granítico-gneísico del Precámbrico Tardío (Fries *et al.*, 1974, p. 178 y 180). Este dato radiométrico, junto con la textura blastogranular de la roca, son interpretados por de Cserna en el presente artículo como indicios muy fuertes para apoyar la conclusión de Carrillo-Bravo en cuanto a la probable asignación cámbrica de la Cuarcita La Presa.

La tercera unidad estratigráfica, metamórfica del área es el Esquisto Granjeno (Carrillo-Bravo, 1961, p. 7-9), el cual está en contacto de falla tanto con el Gneis Novillo, como con las rocas sedimentarias paleozoicas y triásicas. De las tres unidades estratigráficas metamórficas del área, se considera al Esquisto Granjeno como la más reciente porque: (1) su metamorfismo de bajo grado necesariamente excluye la posibilidad de que haya sido formado junto con el Gneis Novillo, y (2) no se conocen componentes de la Cuarcita La Presa, hasta ahora, que pudieran haberse derivado del Esquisto Granjeno. El Esquisto Granjeno es un esquisto de grano fino, formado de muscovita, clorita, cuarzo y materia carbonosa, y representa la parte baja de la facies de esquisto verde. Su espesor estimado es de unos 500 m. Los datos radiométricos disponibles para el Esquisto Granjeno se presentan en la Tabla 2.

La secuencia paleozoica no metamorfoseada contiene un conglomerado basal de unos 40 m de espesor, denominado Conglomerado Naranjal, y que contiene cantos y guijarros del Gneis Novillo, de la

Cuarcita La Presa y del Esquisto Granjeno (Fries *et al.*, 1962, p. 61) y de una roca verde observados por uno de los autores (de Cserna). Este, a su vez, está cubierto por una secuencia fosilífera de calizas, lutitas, rocas silíceas (novaculita) y sedimentos de tipo flysch, con un espesor de unos 340 m, que representa el intervalo comprendido desde el Silúrico Medio hasta el Misisípico Temprano.

A esta secuencia poco deformada cubre, en discordancia angular, otra secuencia paleozoica, igualmente no metamorfoseada, de unos 200 m de espesor, que consiste de calizas, areniscas y lutitas, con una fauna del Pensilvánico Temprano. Otra discordancia separa a estas rocas, también poco deformadas, de las rocas sedimentarias más altas del Paleozoico, que forman un flysch, y que alcanzan un espesor de más de 1,000 m. Esta secuencia es de edad pérmica temprana.

Otra discordancia angular separa las rocas paleozoicas de las capas rojas continentales sobreyacentes, que alcanzan más de 2,000 m de espesor (Mixon *et al.*, 1959), las cuales representan el Triásico Superior y posiblemente al Jurásico Inferior. Otra discordancia marca la base de la Serie Jurásico Superior, que consiste de unos 150 m de capas rojas, que están cubiertas discordantemente por calizas y lutitas de unos 400 m de espesor, las cuales, a su vez, están seguidas por unos 850 m de calizas del Cretácico Inferior. La cima del Cretácico Inferior está ligeramente truncada según Carrillo-Bravo (1961), por una superficie de erosión sobre la cual se depositó la Serie Cretácico Superior, que alcanza más de 1,000 m y consiste de una secuencia de flysch, de granulometría relativamente fina y composición algo calcárea.

#### TECTONICA

El rumbo general de la foliación en el Gneis Novillo es N 45°-70° W, y su inclinación es fuerte hacia el nororienté. El Esquisto Granjeno tiene una foliación cuyo rumbo es más hacia el norte (N 35°-45° W) que el del Gneis Novillo. El esquisto está fuertemente deformado y la inclinación de su foliación no parece mostrar una dirección constante. Las vetas y vetillas de cuarzo plegadas en el esquisto están replegadas y atestiguan, por lo menos, dos períodos de deformación.

El reducido tamaño de los afloramientos de las rocas paleozoicas no metamorfoseadas impide, con los datos disponibles, ofrecer conclusiones categóricas

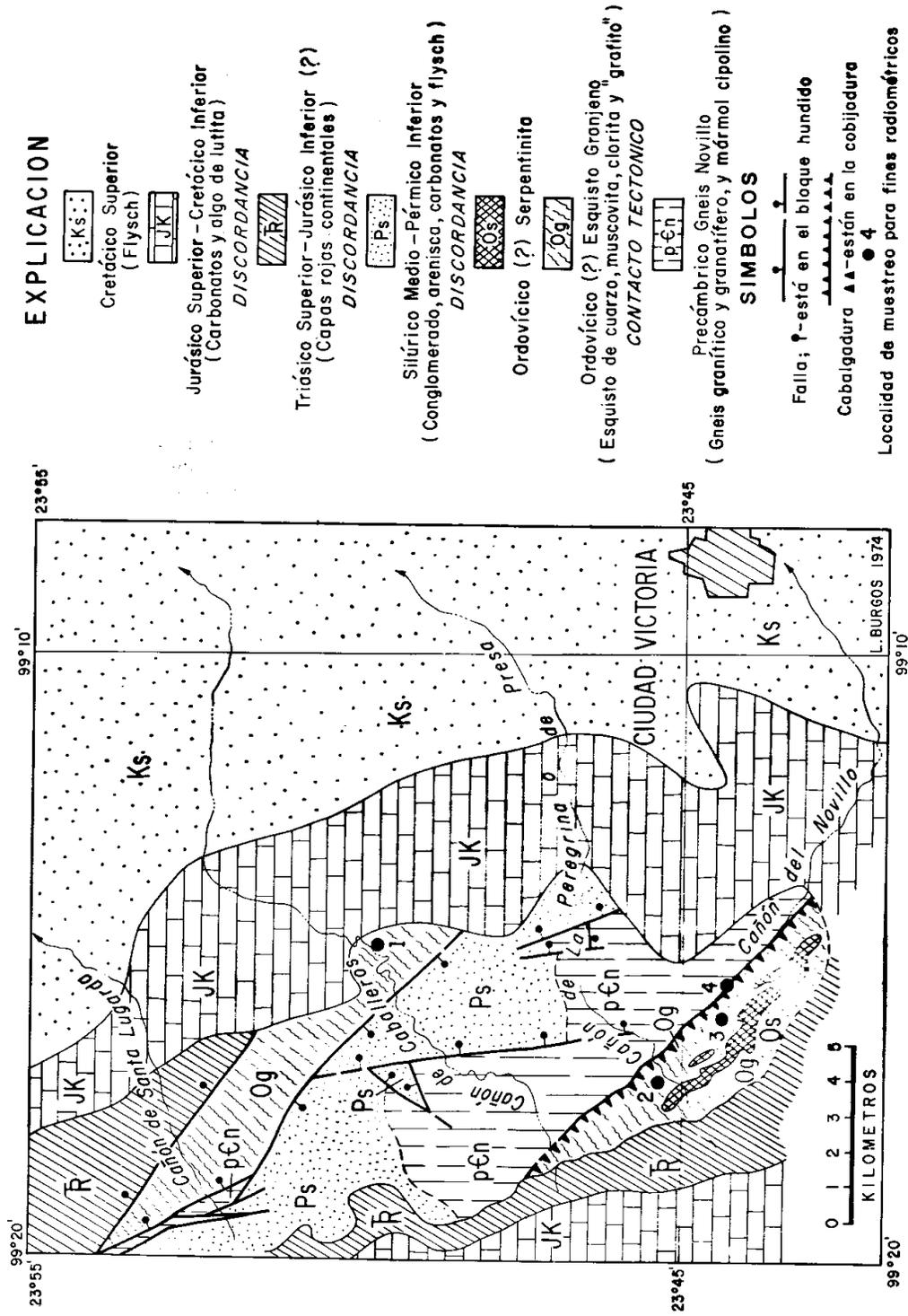


Figura 2.—Croquis geológico generalizado de la parte central del Anticlinorio Huizachal-Peregrina. La geología ha sido recopilada por Z. de Cserna de los datos de Carrillo-Bravo (1961), Fries *et al.* (1962), Fries y Rincón-Orta (1965), Ugaldé y Sansores (in Salas, 1970), Ramírez-Ramírez (1974) y de observaciones de campo de F. Ortega-Gutiérrez y Z. de Cserna.

Tabla 2.—Edades radiométricas del Esquisto Granjeno.

Núm.	Localidad	Método	Mineral o roca entera	Edad (m. a.)	Referencia
1	Cañón de Caballeros	K/Ar	muscovita	315 ± 10	Fries <i>et al.</i> , 1962, p. 64
2	Cañón de La Peregrina	K/Ar	mica	271 ± 8	En este artículo
2	Cañón de La Peregrina	Rb/Sr	roca entera	446 ± 45	En este artículo
3	Cañón del Novillo	K/Ar	mica	262 ± 8	En este artículo
3	Cañón del Novillo	Rb/Sr	roca entera	370 ± 37	En este artículo
1082	Cañón de La Peregrina	K/Ar	muscovita	304 ± 6	Denison <i>et al.</i> , 1971, p. 5
1082	Cañón de La Peregrina	Rb/Sr	roca entera	315 ± 30	Denison <i>et al.</i> , 1971, p. 6
1130	Cañón del Novillo	K/Ar	muscovita	295 ± 6	Denison <i>et al.</i> , 1971, p. 5

NOTA: Los números de las muestras 1 al 3 se señalan en la Figura 2.

referentes a la naturaleza de las deformaciones que afectaron a éstas. Sin embargo, se puede concluir que sí sufrieron plegamientos leves en tres ocasiones antes de que fuesen depositadas las capas rojas del Triásico Superior. El crucero que se observa en las rocas sedimentarias del Paleozoico superior, tiene un rumbo de N 30° W con una marcada asimetría hacia el nororiente (*i.e.* inclinación hacia el surponiente), lo cual se considera como resultado de la deformación terciaria temprana, ya que un crucero con geometría idéntica se observa también en las capas rojas del Triásico Superior, conformando con la estructura general del anticlinorio. A pesar de que no existen datos concluyentes sobre la distribución, magnitud y cronología del fallamiento activo durante el Paleozoico, Carrillo-Bravo (1961, sección B-B') sí reconoció una época de fallamiento durante el Pensilvánico Tardío.

Las capas rojas del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (?) sufrieron plegamiento y fallamiento antes de que fuese depositada la unidad basal del Jurásico Superior (Mixon *et al.*, 1959, p. 764). No obstante lo poco que se conoce acerca de la naturaleza de ese plegamiento, parece que el fallamiento se efectuó siguiendo dos rumbos principales, que son N 20° W y N 50° W, y que sugieren una extensión cortical que fue activa en dirección NE-SW durante ese tiempo.

La estructura más reciente y al mismo tiempo principal es el resultado de un plegamiento que tuvo lugar durante el Eoceno temprano (Böse y Cavins, 1927, p. 142; Muir, 1936, p. 140; Heim, 1940, p. 347), y que produjo el anticlinorio con rumbo N 15° W que está recostado hacia el nororiente.

#### EL ALOCTONO DEL ESQUISTO GRANJENO

En el núcleo semi-erosionado del Anticlinorio Huizachal-Peregrina se presentan dos bloques formados por el Esquisto Granjeno (Figura 2). Estos bloques están alineados burdamente en dirección N 50° W. El bloque septentrional tiene una longitud de unos 13 km y ancho de 2 km, mientras que el bloque meridional es de unos 10 km de largo y de unos 3 km de ancho. El área entre estos dos bloques está formada por el Gneis Novillo y por rocas sedimentarias no metamorfoseadas del Paleozoico.

Tal como se conoce actualmente, los bloques formados por el Esquisto Granjeno están principalmente delimitados por fallas. El límite oriental del bloque septentrional está sepultado por las rocas sedimentarias mesozoicas, mientras que al límite nororiental del bloque meridional fue interpretada como una posible cabalgadura plegada (de Cserna, 1971a). El bloque septentrional es esencialmente un pilar tectónico, mientras que el bloque meridional se puede considerar como una especie de semi-fosa tectónica (*half-graben*). Estas fallas son post-paleozoicas y post-triásicas tardías (posiblemente post-jurásicas tempranas), y definitivamente son pre-jurásicas tardías.

El bloque meridional contiene una masa de serpentinita (Figuras 2 y 3) alineada de NW-SE, que es paralela al rumbo de la foliación del esquisto. A esta masa se le han considerado como un diques-trato (Heim, 1940, p. 17, sección 2; Salas, 1970, p. 9) y como un dique (Carrillo-Bravo, 1961, p. 82). Esta masa de serpentinita ha sido cartografiada en considerable detalle por Ugalde y Sansores (*in* Salas, 1970, anex. 1).

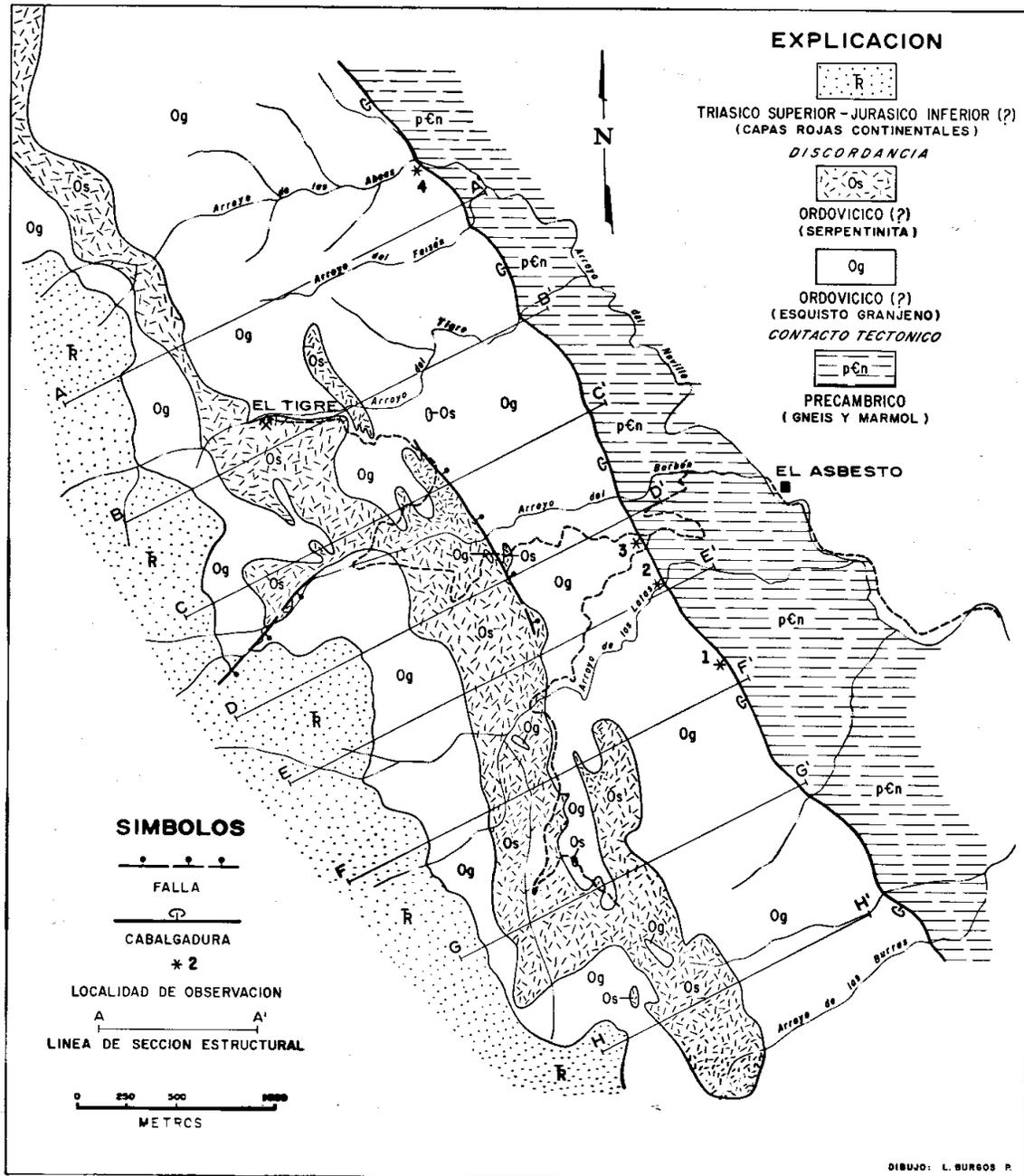


Figura 3.—Mapa geológico generalizado del bloque meridional del alóctono del Esquisto Granjeno en el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina. La geología ha sido recopilada por Z. de Cserna de los datos de Ugalde y Sansores (*in* Salas, 1970), Ramírez-Ramírez (1974) y de F. Ortega-Gutiérrez.

La geometría de los contactos entre el esquisto y la serpentinita indica que la masa de serpentinita subyace al esquisto y lo penetró localmente en las áreas correspondientes a los altos estructurales (*i. e.* anticlinales) dentro del esquisto (Figura 4). Además, como es de esperar, la serpentinita está altamente afectada por cizalleo y posee foliación la cual es paralela a la del esquisto.

En varios sitios, restos del esquisto se encuentran encima de la serpentinita indicando que ésta apenas está destechada por la erosión. El aspecto general de la masa de serpentinita es algo semejante a la descrita por Mattson (1964, p. 23) del área de Mayagüez, Puerto Rico. Estas relaciones sugieren que el esquisto probablemente llegó a su posición actual mediante deslizamiento encima de

una sustancia altamente móvil, que en este caso ha sido la serpentinita. Esta masa deslizante, al encontrar obstáculos en su movimiento, se plegó y la serpentinita ha sido forzada e inyectada hacia arriba en las áreas anticlinales, de manera semejante como aconteció con la anhidrita que fue inyectada en los anticlinales formados por rocas sedimentarias del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en algunas partes de la Sierra Madre Oriental (de Cserna, 1956, p. 72, 76-77; Wall *et al.*, 1961; Weidie y Murray, 1967).

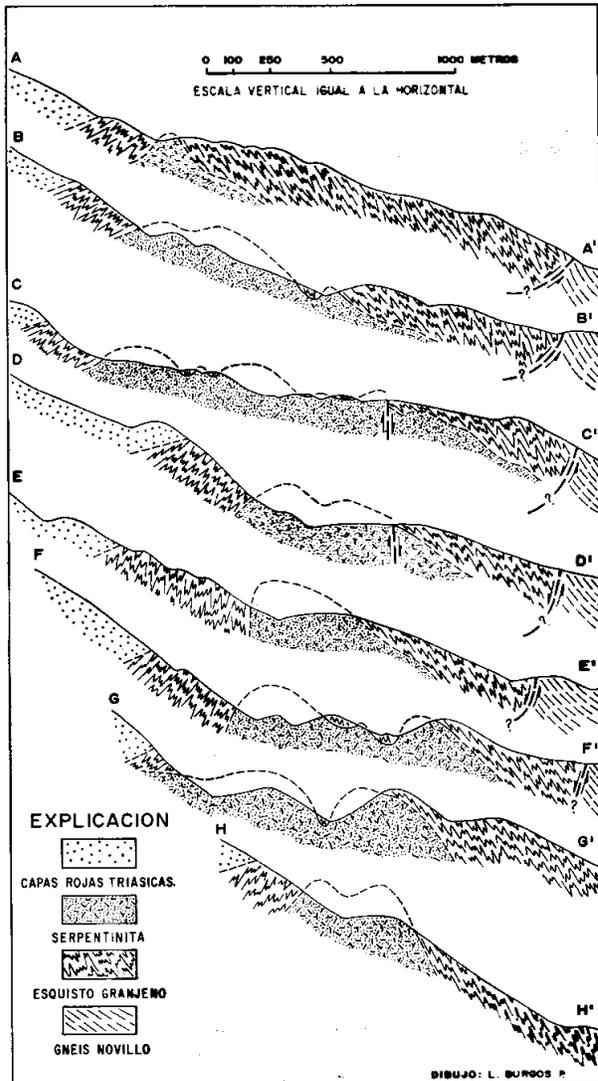


Figura 4.—Secciones estructurales a través del bloque meridional del alóctono del Esquisto Granjeno en el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Las secciones estructurales han sido construidas por Z. de Cserna de los datos contenidos en la Figura 3, complementados por observaciones de campo.

El bloque septentrional tiene menos acceso que el bloque meridional, por lo que sus relaciones geológicas se conocen menos que las del bloque meridional. De Cserna encontró un cuerpo pequeño de

serpentinita en el esquisto, en el Cañón de Caballeros, indicando que debajo del esquisto en esta localidad también puede existir esta roca.

El margen noroccidental del bloque septentrional presenta al esquisto en contacto con el Gneis Novillo, y a este contacto Carrillo-Bravo (1961, mapa) lo interpretó como una falla. Si esta falla es una cabalgadura plegada o no, es un problema aún no resuelto.

El contacto nororiental del esquisto con el Gneis Novillo del bloque meridional fue examinado en detalle recientemente por Ortega en cuatro sitios (Figura 3). La primera localidad de observación está a un kilómetro al sur del Rancho El Asbesto, en la ladera del cerro (Figura 3, localidad 1). Aquí, entre el esquisto y el gneis se presenta una roca granítica cataclástica, de unos 200 m de espesor; las relaciones exactas del contacto no se pudieron observar por la presencia de suelo y vegetación. La roca granítica contiene pequeñas masas y bandas discontinuas de wollastonita y de cuarzo, que siguen un rumbo general de NW-SE. Inmediatamente al poniente de este cuerpo granítico, el esquisto está formado por un micaesquisto rico en albita, mostrando una banda bien definida de talco, de 3.0 m de espesor. El gneis, que aflora inmediatamente al oriente de la roca granitoide, es bandeado y tiene una mineralogía máficofeldespática predominante. El grano estructural del esquisto es variable, no obstante su foliación mantiene una posición vertical a subvertical.

La segunda localidad está a lo largo del Arroyo de Las Latas con mejores afloramientos que la anterior (Figura 3, localidad 2). Desde la confluencia de este arroyo con el Arroyo del Novillo y río arriba hasta el contacto del esquisto con el gneis, se presenta una transición desde gneis bandeado hasta bandas ultramiloníticas. Las rocas cataclásticas de la transición incluyen gneis cataclástico, cataclasita y protomilonita (augenesquisto), aumentando la deformación a medida que se acerca al contacto con el esquisto. En esta localidad se observa también a la roca granítica; en este caso, contiene algunos xenolitos de gneis, y está intrusionada por diques máficos fuertemente deformados. Estos diques, en algunos sitios intrusionan también al gneis, siguiendo zonas de cizallamiento con rumbo de NE-SW. El cuerpo granítico es de unos 100 m de ancho, muestra efectos intensos de cataclasis, que se aumentan notablemente junto al contacto con el esquisto, sugiriendo relaciones tectónicas entre el granito y el esquisto. Se observó también una zona de filonita negra de unos 4.0 m de espesor, que probablemente se desarrolló del esquisto. El esquisto posee una variedad de litologías, que incluye rocas verdes (algunas ricas en stilpnomelano) intercaladas entre esquistos micáceos ricos en albita y cuarzo. La foliación tiene un rumbo de NW-SE y es vertical. La geometría de la foliación milonítica dentro del gneis es paralela o subparalela al bandeamiento gneísico y, al mismo tiempo, a la foliación del esquisto. El estudio microscópico de algunas de las rocas cataclásticas desarrolladas del gneis reveló retrogresión intensa de los conjuntos granulíticos a las partes bajas de la facies de esquisto verde. De modo

que es posible que la foliación milonítica en el gneis y la foliación principal del esquistoso se hayan desarrollado conjuntamente.

La tercera localidad está en el punto conocido como la "Y", que corresponde a la bifurcación del camino cuyo ramal dextral conduce a la mina El Tigre (Figura 3, localidad 3). Esta localidad corresponde a la de donde Fries, colectó su muestra para determinación de edad radiométrica (Fries y Rincón-Orta, 1965, p. 99). Aquí el contacto entre el gneis y el esquistoso está formado por una falla que, aparentemente, disminuyó al cuerpo granítico a una banda muy angosta, casi indistinguible del gneis adyacente debido a la cataclasis.

La cuarta localidad está en el Arroyo del Novillo. Unos 300 m antes de alcanzar el contacto entre el gneis y el esquistoso (Figura 3, localidad 4), se presenta una banda de unos 8.0 m de espesor, formada por roca esquistosa dentro del gneis, que es el resultado de la intersección de dos foliaciones. Esta banda está acompañada por zonas de cataclasis intensa y de milonitización que hacen aparecer al gneis como esquistoso. Sin embargo, el examen microscópico de las muestras procedentes de estas zonas reveló claramente su naturaleza cataclástica y anteriormente gnéissica. Estas zonas tienen un rumbo de NE-SW e inclinación de 50° hacia el suroriente y, por consiguiente, son aproximadamente paralelas a los diques máficos deformados que intrusionan al gneis y a la roca granítica. Antes de alcanzar el contacto entre el gneis y el esquistoso, se presenta una roca granítica con biotita, deformada, de unos 30 m de espesor, que intrusiona al gneis y del cual contiene xenolitos. Este cuerpo ígneo posee una foliación débil paralela al bandeamiento del gneis (N 70° W, 80° NE). El gneis que está en contacto con el esquistoso, a pesar de ser cataclástico no es milonítico. posee, en cambio, un distintivo bandeamiento paralelo a la foliación del esquistoso y, al mismo tiempo, a la dirección del contacto. El gneis es de composición diorítica, mientras que el esquistoso es cuarzo-filítico o micáceo rico en albita, cuya foliación tiene un rumbo de NW-SE e inclinación de 70° al nororiente. Se observó también que esta foliación está plegada siendo los pliegues horizontales y abiertos con un rumbo NW-SE.

En base a las relaciones arriba esbozadas, se puede afirmar que la deformación penetrante que se observa en el contacto entre el Gneis Novillo y el Esquistoso Granjeno, así como en el Esquistoso Granjeno, no se manifiesta en ninguna parte del área dentro de la secuencia sedimentaria no metamorfoseada del Silúrico Medio-Pérmico. Por lo tanto, considerando a la secuencia sedimentaria no metamorfoseada como autóctona, se puede concluir que el Esquistoso Granjeno debe haber sido emplazado antes de que comenzara la acumulación de estas rocas sedimentarias. En vista de que en ningún sitio, dentro del núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, la serpentinita penetra al Gneis Novillo o a las rocas sedimentarias paleozoicas no metamorfoseadas, se puede concluir también que las serpentinitas están íntimamente relacionadas con el Esquistoso Granjeno.

Como el intrusivo granítico, que se observa entre el Gneis Novillo y el Esquistoso Granjeno, con-

tiene xenolitos tanto del gneis como del esquistoso, se puede concluir que el esquistoso ya estaba en su posición actual cuando el granitoide fue intrusionado. Por otra parte, no existe evidencia alguna que pudiera ni siquiera insinuar la naturaleza alóctona de la secuencia sedimentaria. Se concluye, por lo tanto, que el Esquistoso Granjeno junto con la serpentinita, constituyen una masa alóctona que fue emplazada en el área de Ciudad Victoria después de la formación del Gneis Novillo y, probablemente después de la acumulación de la Cuarcita La Presa, pero antes del inicio de la acumulación de la secuencia sedimentaria del Silúrico Medio-Pérmico no metamorfoseada.

#### LA EDAD DEL ESQUISTO GRANJENO

Heim (1940, p. 318), a pesar de que no tenía una comprensión adecuada de las relaciones que guardaban las rocas metamórficas en el área de Ciudad Victoria, escribió:

"Boulders of mica-schists and spotted phyllites (*Knotenschiefer*) occur on the trail above Peregrina. The latter with andalusite, are typical product of contact metamorphism. According to Mr. Parker Robertson, who accompanied me, they come from the higher valley-slope towards Molino (Section 1), and seem to overlie the gneiss; but they are certainly older than Mississippian".

Carrillo-Bravo (1961, p. 9) igualmente reconoció al Esquistoso Granjeno como una unidad más reciente que el Gneis Novillo; pero, al mismo tiempo sugirió que el esquistoso era más antiguo que la base de la secuencia paleozoica (*i. e.* Cuarcita La Presa). Fries y colegas (1962) sostuvieron la asignación precámbrica del Esquistoso Granjeno, pero para explicar la edad misisípica tardía del esquistoso, obtenida por el método de potasio-argón, decidieron continuar sus investigaciones. No obstante, unos años más tarde tampoco cambiaron sus ideas anteriores (Fries y Rincón-Orta, 1965, p. 103). De Cserna (1971a, p. 547; 1971b, p. 1499) sugirió por vez primera una edad tacónica (Ordovícico Tardío) para el Esquistoso Granjeno, involucrando cabalgamiento o deslizamiento en gran escala para explicar así la posición actual de éste en forma de una masa alóctona. En ese mismo año, Denison y colegas (1971, p. 12-13) publicaron dos edades obtenidas para el Esquistoso Granjeno por el método de K/Ar y una edad por el método de Rb/Sr, siendo estas tres correspondientes al Pensilvánico Temprano y Medio (Tabla 2), y consideraron que el esquistoso fue metamorfoseado durante el Pensilvánico-Pérmico. Señalaron además, la necesidad de considerar transporte tectónico para explicar la yuxtaposición actual del esquistoso con las rocas sedimentarias paleozoicas.

De Cserna colectó dos muestras del Esquistoso Granjeno en febrero de 1971 (Figura 2 y Tabla 2), las cuales fueron analizadas por Graf, tanto por el método de K/Ar como por el de Rb/Sr. Las edades de K/Ar se obtuvieron de concentrados de mica, utilizando un espectrómetro de absorción atómica para el potasio, y para la dilución isotópica de argón se emplearon una preparación standard de gas y técnicas espectrométricas de masa (Armstrong, 1970). La precisión de los análisis es de 3 por

ciento. Las edades de Rb/Sr fueron obtenidas de roca entera. La proporción de Rb/Sr se determinó por fluorescencia de rayos-X, y la proporción isotópica de Sr por espectrometría de masa. Los datos de K/Ar y Rb/Sr correspondientes a estas dos muestras se presentan en la Tabla 3.

Las dos muestras no dieron una isócrona, por lo que fue necesario asumir una proporción de  $Sr^{87}/Sr^{86}$  para poder calcular la edad por Rb/Sr. Los estudios de rocas pelíticas del Paleozoico inferior indican una variación razonable de las posibles proporciones iniciales desde 0.705 hasta 0.720 (Bofingér *et al.*, 1968, 1970; Whitney y Hurley, 1964). Con una proporción inicial asumida de 0.708 para  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (Tabla 3), la muestra de esquisto fresco, colectada en la parte septentrional del bloque meridional a lo largo del curso superior del Cañón de La Peregrina (Figura 2, localidad 2), dió una edad de 446 m. a., mientras que la otra muestra de esquisto ligeramente intemperizado, colectada de la parte central del bloque meridional a lo largo del curso superior del Cañón del Novillo (Figura 2, localidad 3), dió una edad de 373 m. a. Por lo tanto, se puede concluir que la edad mínima del Esquisto Granjeno puede ser tan antigua como 446 m. a., que corresponde al final del Ordovícico Medio. Esta edad, la cual de ninguna manera debe considerarse como una edad absoluta, está a *grosso modo* de acuerdo con las relaciones cronológicas del Esquisto Granjeno presentadas en el capítulo anterior en base a la estratigrafía y tectónica locales.

Es indudable que la región de Ciudad Victoria fue sometida a una o más épocas de calentamiento que se desprenden de las edades radiométricas has-

ta ahora obtenidas, principalmente por el método de K/Ar, tanto de muestras procedentes del Gneis Novillo como del Esquisto Granjeno (Tablas 1 y 2). Desde luego, se necesitan más estudios geológicos detallados de esta área, apoyados por dataciones radiométricas.

#### CONCLUSIONES

Los datos estratigráficos y tectónicos del núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina indican lo siguiente:

(1) — El Esquisto Granjeno y la masa de serpentinita se presentan íntimamente relacionados.

(2) — El Esquisto Granjeno y el Gneis Novillo se formaron en muy diferentes ambientes metamórficos y el contacto de estas dos unidades estratigráficas está marcado por el fuerte desarrollo de cataclasis y milonitas, que permiten inferir transporte tectónico del esquisto. El hecho de que las rocas sedimentarias paleozoicas no están metamorfosadas implica también que los esquistos deben haberse formado en otro lugar, o bien antes de que comenzara la acumulación de aquellas.

El hecho de que el gneis presente cataclasis y milonitización, aparentemente relacionados con el proceso de deformación del esquisto, podría indicar que el basamento precámbrico también se vió parcialmente involucrado en la fase orogénica que llevó al esquisto a su posición junto al gneis.

(3) — La Cuarcita La Presa está formada por material derivado del terreno gnéisico-granítico precámbrico, sobreyace al Gneis Novillo, y está metamorfosada. Su metamorfismo puede estar relaciona-

Tabla 3.—Datos de K/Ar y Rb/Sr correspondientes a dos muestras del Esquisto Granjeno.

Datos de K/Ar: Análisis de concentrados de mica.						
Núm.	Localidad	Roca	%K	$\frac{Ar^{40}}{cm^3 SPT/gm} \times 10.6$	% Aire $Ar^{40}$	Edad (m. a.)
2	Cañón de La Peregrina	micaesquisto fresco	5.42	63.50	3%	271 ± 8
3	Cañón del Novillo	micaesquisto parcialmente intemperizado	6.35	70.97	3%	373 ± 8

Datos de Rb/Sr: Análisis de rocas enteras.								
Núm.	Localidad	Roca	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Rb/Sr	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$	$\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}$	Edad (m. a.)
2	Véase arriba	Véase arriba	82.0	145.0	1.76	0.7385	5.09	446 ± 45
3	Véase arriba	Véase arriba	50.0	79.4	1.94	0.7359	5.61	373 ± 37

*Nota:* La localidad de las muestras que aparecen en esta tabla están señaladas en la Figura 2.  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7080$  para el standard  $SrCO_3$  de Eimer y Amend. La constante de desintegración de  $Rb^{87} = 1.47 \times 10^{-11}$  año<sup>-1</sup>. La constante de desintegración de  $K^{40} = 4.72$  y  $0.585 \times 10^{-10}$  año<sup>-1</sup>. La proporción atómica de  $K^{40}/K = 1.19 \times 10^{-4}$ .

do con el emplazamiento del Esquisto Granjeno y de las serpentinitas relacionadas.

(4) — El Conglomerado Naranjal, que forma la base de la secuencia sedimentaria paleozoica no metamorfoseada del Silúrico Medio-Pérmico, contiene clastos del Gneis Novillo, de la Cuarcita La Presa, del Esquisto Granjeno y de una roca verde, indicando que todos estos clastos provienen de unidades estratigráficas más antiguas que el Silúrico Medio.

(5) — La secuencia sedimentaria del Silúrico Medio-Pérmico no muestra efectos ni tectónicos ni metamórficos que pudieran ser relacionados con el emplazamiento del esquisto y la serpentinita.

Por lo anterior, se puede concluir que el Esquisto Granjeno y las serpentinitas relacionadas fueron emplazadas a la región de Ciudad Victoria después de la formación del Gneis Novillo, probablemente después del depósito de la Cuarcita La Presa y antes del depósito del Conglomerado Naranjal, o sea al final del Precámbrico, o entre el Cámbrico y Silúrico Medio.

Los datos radiométricos de K/Ar referentes al Gneis Novillo, al Esquisto Granjeno y a otras rocas intrusivas acusan una amplia variación; estas variaciones, sin considerar los límites de error analítico, alcanzan un lapso de 180 m. a. para el Gneis Novillo y 53 m. a. para el Esquisto Granjeno. Las tres edades de Rb/Sr para el Esquisto Granjeno muestran variación con un lapso de 131 m. a. Obviamente, la región sufrió una o varias épocas de calentamiento y, por consiguiente, todos estos datos radiométricos corresponden a edades aparentes. No obstante, la edad de 446 m. a., obtenida por el método de rubidio-estroncio, puede considerarse como una edad mínima aparente del Esquisto Granjeno.

En cuanto al emplazamiento del Esquisto Granjeno y las serpentinitas relacionadas a la región de Ciudad Victoria durante el Paleozoico temprano, se puede mencionar en el contexto geotectónico regional que éste está en armonía con las relaciones existentes en la parte centro-meridional de México (de Cserna, 1971a; Ortega-Gutiérrez, 1975). Además, fortalece a la conclusión presentada por de Cserna (1971a, p. 548-549) para encontrar secuencias miogeosinclinales del Paleozoico inferior con potencial de hidrocarburos. Por otra parte, es de notar, que estas relaciones no han sido hasta ahora documentadas para la vecina Faja Tectónica Ouachitana (Flawn *et al.*, 1961; Nicholas y Rozendal, 1975; King, en prensa) y que, en cambio, si existen relaciones algo semejantes con las aquí descritas en las partes meridional y septentrional de la Faja Tectónica Apalachiana (Rodgers, 1970; Hatcher, 1972).

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Armstrong, R. L., 1970, Geochronology of Tertiary igneous rocks, eastern Basin and Range Province, western Utah, eastern Nevada and vicinity, U.S.A.: *Geochim. et Cosmochim. Acta.* v. 34, p. 203-232.
- Bofinger, V. M., Compston, W., y Vernon, M. J., 1968, The application of acid leaching to Rb-Sr dating of a Middle Ordovician shale: *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, v. 32, p. 823-834.
- Bofinger, V. M., Compston, W., y Culson, B. L., 1970, A Rb-Sr study of the Lower Silurian Stage Circle Shale, Canberra, Australia: *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, v. 34, p. 433-446.
- Böse, Emil, y Cavins, O. A., 1927, The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern Mexico: *Austin, Texas Univ. Bull.* 2748, p. 7-142.
- Carrillo-Bravo, José, 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamps.: *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*, v. 13, p. 1-98.
- Cserna, Zoltan de, 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey: *Cong. Geol. Internal.*, 20, México, monogr., 87 p.
- 1971a, Taconian (early Caledonian) deformation in the Huasteca Structural Belt of eastern Mexico: *Am. Jour. Sci.*, v. 271, p. 544-550.
- 1971b, Precambrian sedimentation, tectonics, and magmatism in Mexico: *Geol. Rundschau*, v. 60, p. 1488-1513.
- Denison, R. E., Burke, W. H. Jr., Hetherington, E. A., y Otto, J. B., 1971, Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico: *in The geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt.* Midland, West Texas Geol. Society, p. 3-14.
- Flawn, P. T., Goldstein, August, Jr., King, P. B., y Weaver, C. E., 1961, The Ouachita system: *Austin, Texas Univ. Publ.* 6120, 4401 p.
- Fries, Carl, Jr. Schmitter, Eduardo, Damon, P. E., Livingston, D. E., y Erickson, Rolfe, 1962, Edad de las rocas metamórficas en los Cañones de La Peregrina y de Caballeros, parte centro-occidental de Tamaulipas: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología*, Bol. 64, p. 55-69.
- Fries, Carl, Jr., y Rincón-Orta, César, 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología*. Bol. 73, p. 57-133.
- Fries, Carl, Jr., Rincón-Orta, César, Silver, L. T., McDowell, F. W., Solorio-Munguía, José, Schmitter-Villada, Eduardo, y Cserna, Zoltan de, 1974 (1975), Nuevas aportaciones a la geocronología de la Faja Tectónica Oaxaqueña: *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*, v. 26, p. 157-182.
- Hatcher, R. D., Jr., 1972, Developmental model for the southern Appalachians: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 83, p. 2735-2760.
- Heim, Arnold, 1940, The front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclog. Geol. Helvetiae*, v. 33, p. 313-362.
- King, P. B., en prensa, The Ouachita and Appalachian orogenic belts: *in Gulf of Mexico and Caribbean.* New York, Plenum Press.

- Mattson, P. H., 1964, Petrography and structure of serpentinite from Mayagüez, Puerto Rico: *in* A study of serpentinite. Washington, D. C., Nat. Acad. Sci.—Nat. Res. Council, Publ. 1188, p. 7-24.
- Mixon, R. B., Murray, G. E., y Díaz-González, Teodoro, 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 43, p. 757-771.
- Muir, J. M., 1936, Geology of the Tampico region, Mexico: Tulsa, Oklahoma, *Am. Assoc. Petroleum Geologists*, 280 p.
- Nicholas, R. L., y Rozendal, R. A., 1975, Subsurface positive elements within Ouachita foldbelt in Texas and their relation to Paleozoic cratonic margin: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 59, p. 193-216.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1975, The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico: Leeds Inglaterra, Leeds Univ., disertación doctoral, 166 p., inédito.
- Ramírez-Ramírez, Calixto, 1974, Reconocimiento geológico de las zonas metamórficas al poniente de Ciudad Victoria, Tamaulipas: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ingeniería, tesis profesional, 78 p., inédito.
- Rodgers, John, 1970, The tectonics of the Appalachians: New York, Wiley-Interscience, 271 p.
- Salas, G. P., 1970, Evaluación geológico-minera del distrito asbestífero del Cañón del Novillo, Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Cons. Recursos Naturales No Renovables (México)*, Bol. 71, 20 p.
- Wall, J. R., Murray, G. E., y Díaz-G., Teodoro, 1961, Geologic occurrence of intrusive gypsum and its effect on structural forms in Coahuila marginal folded province of northeastern Mexico: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 45, p. 1504-1522.
- Weidie, A. E., y Murray, G. E., 1967, Geology of Parras basin and adjacent areas of northeastern Mexico: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 51, p. 678-695.
- Whitney, P. R., y Hurley, P. M., 1964, The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determinations: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 28, p. 425-436.
-