

RELACIONES ESTRUCTURALES EN LA PARTE CENTROSEPTENTRIONAL DEL ESTADO DE SONORA

José Luis Rodríguez-Castañeda*

RESUMEN

Las rocas que afloran en la región de Tuape, Sonora centroseptentrional, están intensamente falladas, fracturadas y, ocasionalmente, plegadas. Las fallas más comunes son las normales o las cabalgaduras, mientras que los pliegues son del tipo *chevron*. Estas estructuras se originaron al menos durante tres períodos de deformación: el primero, del Jurásico Tardío, caracterizado por cabalgamiento y metamorfismo incipiente; el segundo, del Cretácico Tardío-Terciario temprano, se manifiesta por cabalgamiento (?) y el emplazamiento de intrusivos, mientras que el tercero, de la parte media a tardía del Terciario (Neógeno), se caracteriza por fallamiento vertical que generó la expresión morfológica actual del área.

Es probable que este modelo, de gran complejidad estructural, esté parcialmente relacionado con la transición de convergencia a fallamiento transcurrente del megacizallamiento de Mojave-Sonora, acompañada de transpresión a lo largo de esta falla.

Palabras clave: tectónica, Tuape, Sonora, México.

ABSTRACT

The rocks in the Tuape region, north-central Sonora, are intensely faulted and fractured and occasionally folded. Thrust and normal are the commonest fault types and folds are of chevron type. These structures were produced during at least three periods of deformation: Late Jurassic, Late Cretaceous-early Tertiary, and middle to late Tertiary. The first is characterized by intense low-angle faulting and slight metamorphism; the second consists of thrust faulting (?) and emplacement of plutons; the third is typified by basin-and-range normal faulting which generated the present morphological expression of the study area.

It is speculated that the complex pattern of tectonic disruption is partially related to the transition from convergence to transcurrent faulting and attendant transpression along the Mojave-Sonora megashear.

Key words: tectonics, Tuape, Sonora, Mexico.

INTRODUCCION

Es ampliamente sabido que en Sonora se encuentra el registro geológico de varias deformaciones. El conocer el comportamiento de estas deformaciones y su interrelación ha despertado un gran interés. Tal interés, que ha crecido con el paso de los años, se debe a la complejidad de la región y su relación con la evolución tectónica de América del Norte.

La región de Tuape se localiza a 100 km al noreste de Hermosillo (Figura 1), en Sonora centroseptentrional. La parte meridional del área está compuesta, en su mayor parte, por rocas volcánicas del Jurásico Temprano a Medio (?), además de rocas cristalinas y sedimentarias del Precámbrico y Paleozoico. La parte septentrional del área está constituida por rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico, de composición volcanoclástica-siliciclástica y carbonatada, respectivamente. Las relaciones estratigráficas y estructurales observadas permiten una nueva interpretación de la tectónica mesozoica en el norte de Sonora.

ESTRATIGRAFÍA

Las unidades litoestratigráficas en el área fueron descritas a detalle por Rodríguez-Castañeda (1988), por lo cual en

el presente estudio únicamente se hace una descripción breve de ellas.

ROCAS PRECÁMBRICAS

Las rocas del Precámbrico al Cretácico que afloran en el área de Tuape han sido relativamente poco estudiadas (Figura 2).

Las rocas precámbricas son parte, probablemente, del basamento proterozoico de América del Norte. Estas rocas fueron divididas en tres unidades con base en diferencias litoestratigráficas: gneis San Isidro, granito porfídico El Tuti y granito micrográfico Santa Margarita.

Gneis San Isidro

Esta unidad está compuesta principalmente por cuarzo, microclina, plagioclasa de composición andesina-oligoclasa, biotita, apatita, zircón, hematita y minerales arcillosos. El metamorfismo, más que corresponder a una facies de metamorfismo regional, es producto de un evento dinámico. La matriz y los porfidoblastos están bandeados y recrystalizados, considerándose a la roca como una milonita.

El gneis San Isidro, por sus características, es correlacionable con rocas precámbricas que son parte del terreno cristallino granítico y metamórfico y cuyas edades de cristalización caen dentro del intervalo 1,725 a 1,800 Ma (Anderson y Silver,

*Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1039, 83000 Hermosillo, Sonora.

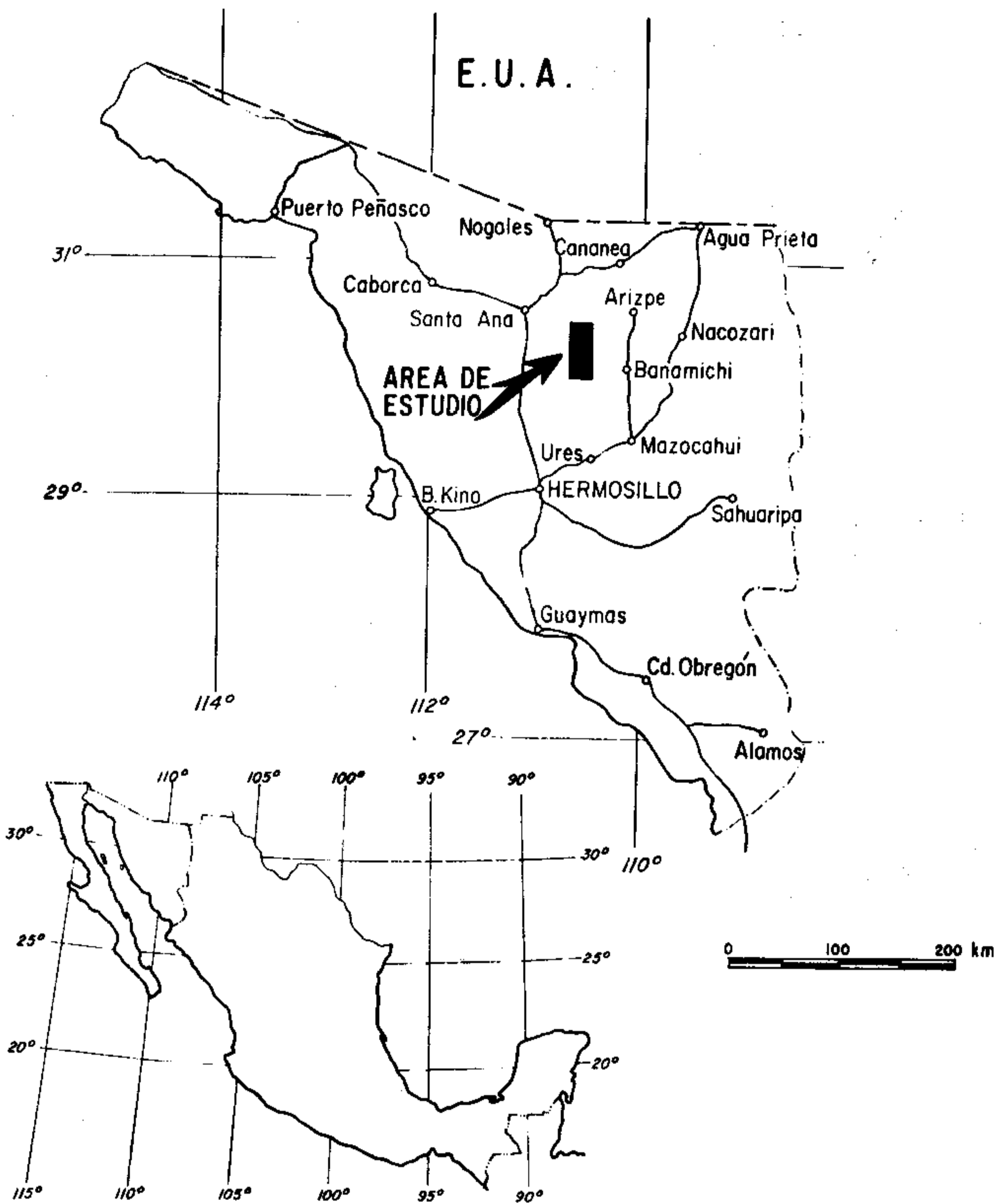


Figura 1.- Mapa de localización del área de estudio.

1979). Ellas representan un conjunto o grupo de sedimentos maduros e inmaduros y rocas volcánicas, que sufrió la intrusión de rocas graníticas, hace 1,725 Ma, y subsecuentemente experimentó metamorfismo, hace 1,650 Ma (Anderson y Silver, 1971).

Granito porfídico El Tuti

Esta unidad está formada por microclina, pertita, cuarzo, plagioclasa (andesina-oligoclasa), magnetita, zircón y biotita.

El granito El Tuti es litológicamente similar al Granito Cananea (1,440 Ma), el cual forma parte de una serie precámbrica de plutones anorogénicos de textura porfídica y composición que varía de granodiorítica a granítica (Anderson y Silver, 1977).

Granito micrográfico Santa Margarita

El granito Santa Margarita consiste en cuarzo no deformado y feldespato potásico (pertita). La característica principal de esta roca está representada por los crecimientos micrográficos de cuarzo y feldespato. El granito generalmente no está foliado ni deformado, aunque sí está fracturado y afectado por algunas fallas normales. El granito comúnmente está bien expuesto (Figura 3).

Litológicamente, el granito Santa Margarita es similar a una serie de rocas graníticas de 1,100 Ma (Granito Aibó) (Anderson y Silver, 1979), con la que pudiera ser correlacionable por sus características. Ambos presentan la textura micrográfica y no están foliados ni deformados.

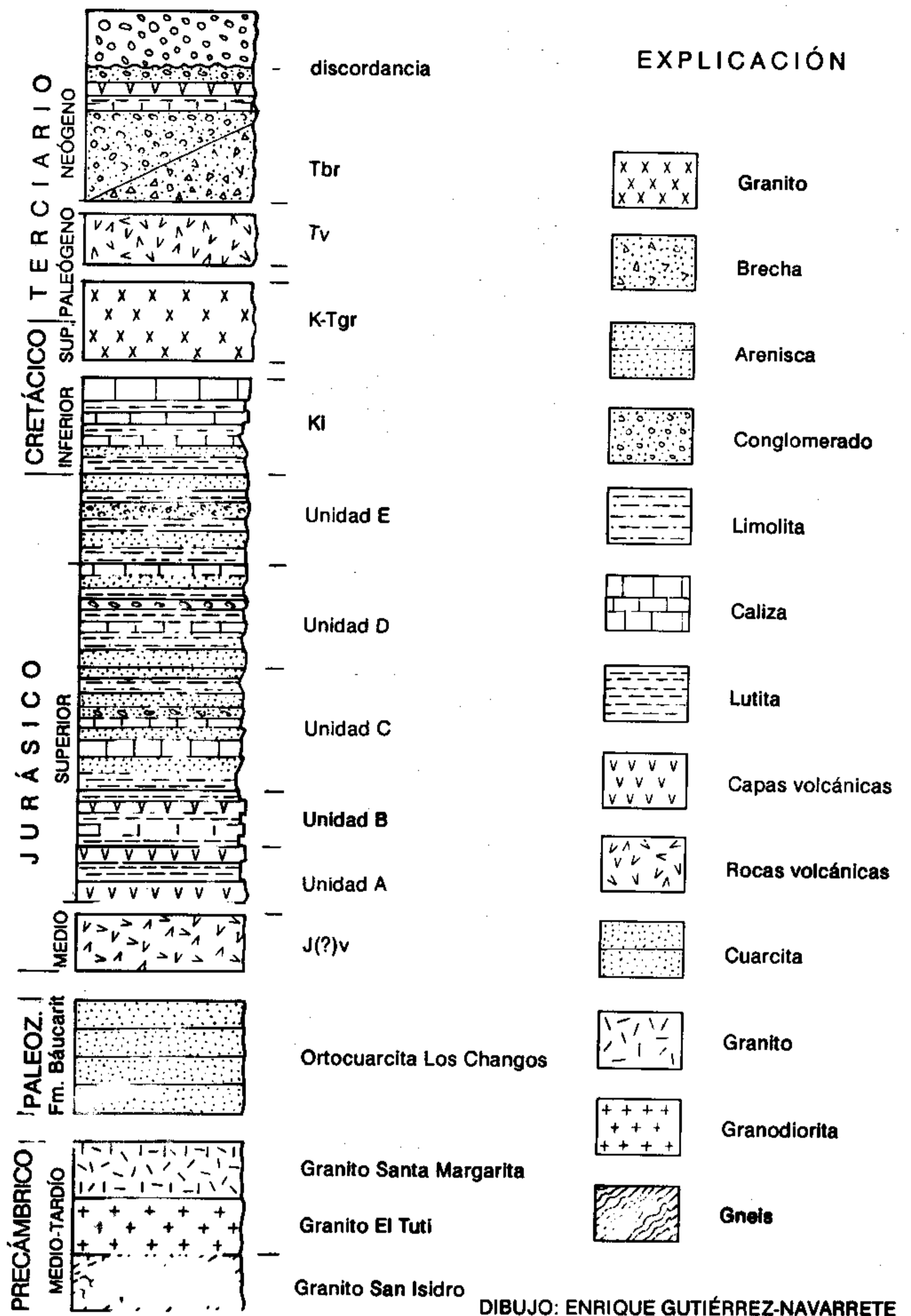


Figura 2.- Columna estratigráfica esquemática de las rocas de la región de Tuape. Se puede observar que no hay escala. Se desconoce el espesor de las deformaciones.

ROCAS PALEOZOICAS

Ortocuarcita Los Changos

En este estudio, se considera de edad paleozoica a los estratos que componen la ortocuarcita Los Changos, debido a su similitud litológica con la Cuarcita Provedora, en Caborca (Cooper y Arellano, 1952), aunque bien podría ser precámbrica. La ortocuarcita es de color café rojizo, gris y café claro, de grano fino y en capas medianas a gruesas. Comúnmente, forma masas resistentes a la erosión, aunque está muy fracturada. La ortocuarcita Los Changos puede ser correlacionada con la secuencia miogeoclinal eocámbrico-cámbrica del este de California y sur de Nevada, en los Estados Unidos de América y norte de México (Figura 4), donde el ambiente de depósito ha sido interpretado como deltas de marea y flujo de corrientes de mareas (Stewart, 1970, 1972)

La ortocuarcita, estructuralmente, forma cuerpos alóctonos.

ROCAS JURÁSICAS

Las rocas jurásicas, en el área de estudio, están formadas principalmente por rocas volcánicas de composición variable y rocas sedimentarias que consisten en arenisca, limolita, lutita, caliza y conglomerado.

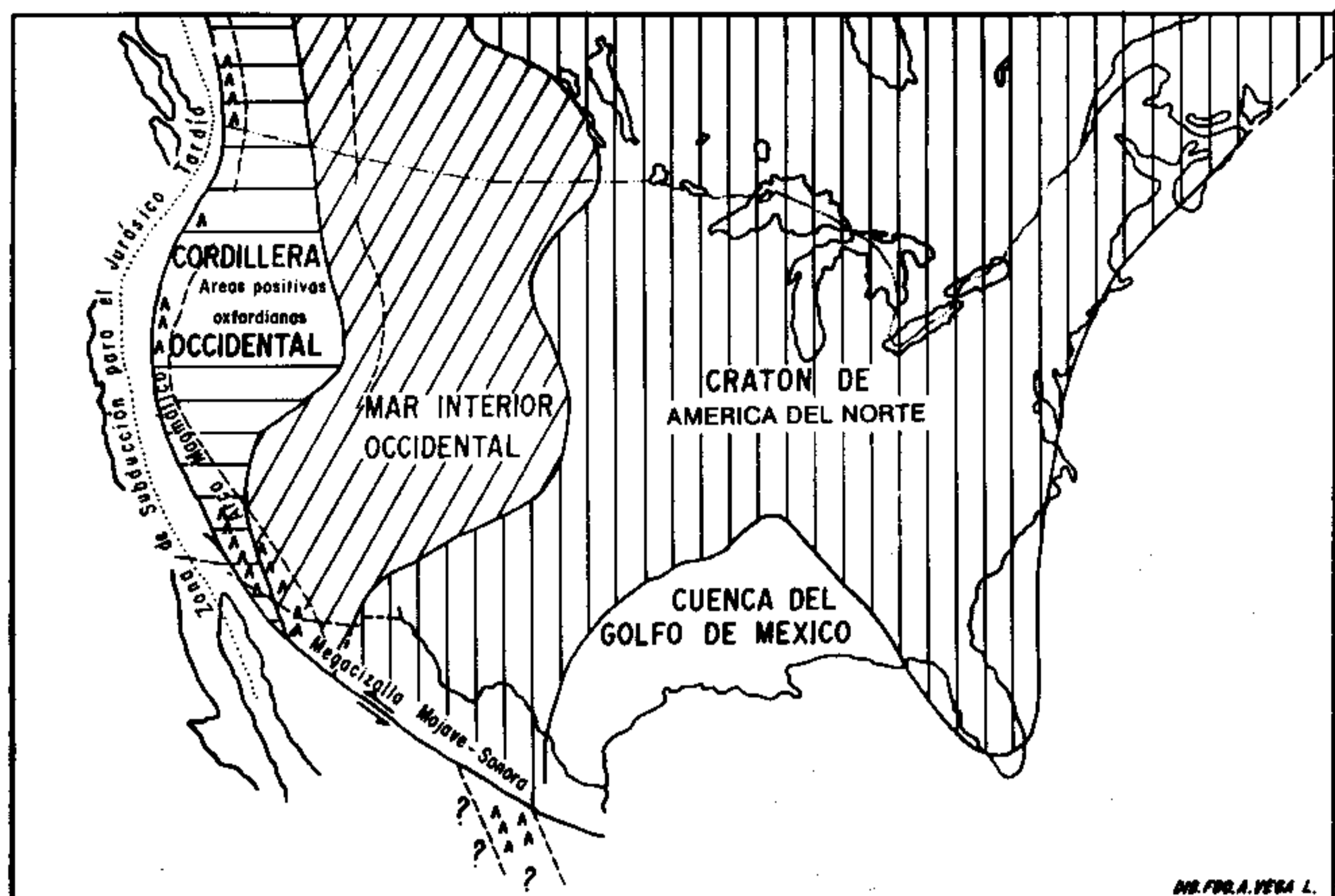


Figura 3.- Ortocuarcita Los Changos, cuya edad se asume sea cámbrica, es similar a unidades cuya distribución en el sudoeste de Estados Unidos de América es controvertible. Se propone dos modelos para esta distribución: A. Continuación del miogeoclinal, el cual se curva a través del sudoeste de los Estados Unidos de América y norte de México; B. el miogeoclinal es desplazado hacia el sudeste dentro de México por el megacizallamiento Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979). Tomado de Stewart (1982).

Las rocas jurásicas en el área fueron divididas en cinco unidades, con base en diferencias litoestratigráficas (Figura 2).

Unidad A

La unidad A es básicamente de origen volcanoclástico (material piroclástico depositado en ambiente marino). Estas capas son de color negro y gris claro con textura arenosa; petrográficamente, están compuestas por cuarzo y plagioclasa en una matriz silíceica.

También forman parte de esta unidad lutitas de colores negro, rojo, gris claro y rojizo, que están intercaladas con tobas bien estratificadas. Las lutitas muestran rizaduras y contienen pedazos de madera fósil.

De acuerdo con las relaciones de campo de la unidad A con la unidad B, las descripciones de Rangin (1977a) y los fósiles jurásicos encontrados por él, permiten asignarle a la unidad A una edad jurásica (Oxfordiano tardío).

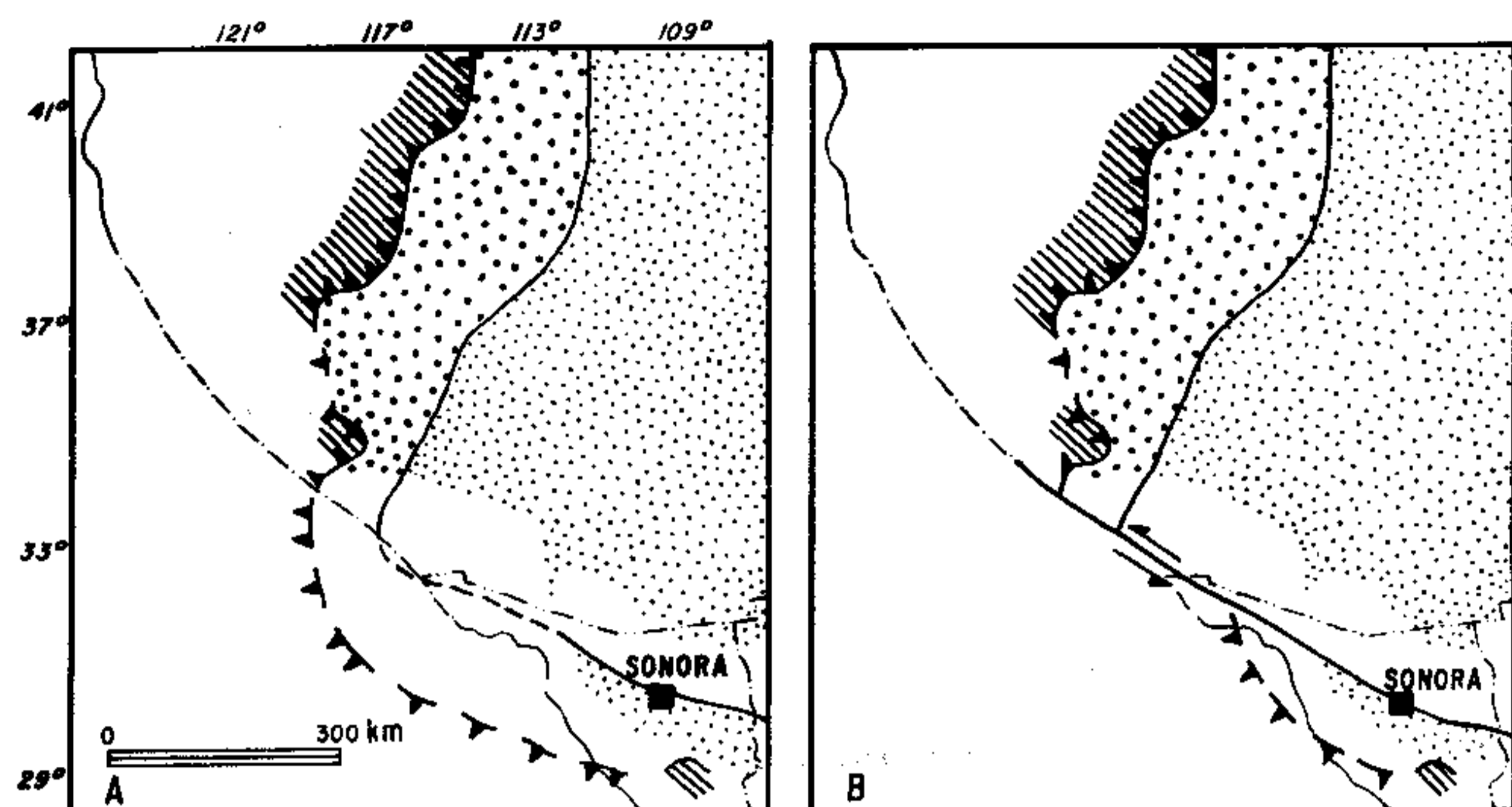
Unidad B

La unidad B consiste en varios tipos de roca. El principal es una lutita de color negro, fósil, que en ciertos lugares es carbonácea. Comúnmente, presenta nódulos calcáreos de color negro, de 2 a 40 cm de diámetro. La unidad, en ciertos lugares, se encuentra intensamente plegada (pliegues en *chevron*) y afectada por fallas normales. Característicamente, esta unidad está afectada por un metamorfismo incipiente.

Otra roca común es una caliza de color gris claro, en capas delgadas a medianas, con abundantes belemnites. Las capas delgadas también presentan metamorfismo de grado bajo y plegamiento.

La unidad B contiene, además, areniscas de color gris claro, de grano mediano, bien clasificadas, las cuales muestran diastratificación. También, en la secuencia, se encuentra un diquestrato (*sill*) tobáceo de color gris claro con matriz afanítica.

Las relaciones estratigráficas de la unidad B con la unidad C, que la sobreyace, y la unidad A, que la subyace, son



- Estratos cratónicos del Paleozoico
- Estratos del Proterozoico Z y del miogeoclinal paleozoico
- Rocas silíceas y volcánicas del Paleozoico
- AREA DE ESTUDIO

Figura 4.- Elementos tectónicos para el Jurásico Superior. Modificado de Corona (1980) y Brenner (1983).

concordantes. Por otro lado, los fósiles (amonites) encontrados permiten asignarle una edad del Oxfordiano tardío.

Unidad C

La unidad C consiste en dos miembros. El inferior consiste en arenisca y caliza. La arenisca es de color negro, de grano fino, rica en óxidos de hierro y está intensamente fracturada. La caliza se presenta esporádicamente en este miembro, principalmente en la parte superior; es de color gris claro y estratificación gruesa.

El miembro superior está constituido por arenisca, limolita, caliza y conglomerado. La arenisca tiene colores que varían de verde a azul verdoso, verde a verde grisáceo y gris a gris claro; son las más comunes en la secuencia formando capas medianas a gruesas. La diastratificación y la estructura laminar con bandas de epidota son características.

La limolita está ampliamente expuesta, se le encuentra interestratificada con la arenisca. Al igual que en la arenisca, la limolita presenta epidota en bandas, lentes y rellenando cavidades. En otras ocasiones, la calcita rellena las cavidades.

La caliza está dispersa en la secuencia. Algunas de sus capas presentan laminación y recristalización. Se observa la caliza en paquetes de 20 m o menos.

El conglomerado, al igual que la caliza, se encuentra disperso en la secuencia; consiste en clastos de cuarcita y pederrenal y en fragmentos escasos de rocas volcánicas (andesita y toba).

Las relaciones con las unidades que la subyacen y suprayacen son concordantes, pero también son tectónicas, debido a una falla, con el granito Santa Margarita y la ortocuarcita Los Changos. No se ha descrito rocas con estas características en áreas circundantes.

Debido a la ausencia de fósiles diagnósticos, la edad de la unidad C es considerada postoxfordiana (kimmeridgiano tardío-tioniana ?) con base en relaciones de campo.

Unidad D

La unidad D consiste en caliza, lutita, arenisca y lentes de conglomerado intercalados.

En algunos lugares, la caliza es arcillosa o arenosa y, en ocasiones, presenta silicificación. Su color varía de gris oscuro a claro y a gris rojizo. La estratificación es de delgada a mediana, raramente gruesa.

La lutita es de color blanco a gris claro, fósil, con nódulos calcáreos escasos. Se le encuentra interestratificada a través de la secuencia.

La arenisca es de grano fino a mediano, de color gris claro a gris oscuro y a café grisáceo.

El conglomerado, característico de esta secuencia, se presenta como lentes cuya longitud varía desde unos cuantos hasta más de 20 m de longitud, y cuyo espesor es de más de 3 m. Los clastos consisten en fragmentos de caliza de 2 a 5 cm, y de pedernal con fragmentos escasos de cuarcita y calcarenita.

No han sido descritas rocas similares en áreas adyacentes al área de estudio. Es difícil asignarle una edad precisa. Se considera que pertenezca al Jurásico Tardío, principalmente por las relaciones estratigráficas que guarda con la unidad C.

Unidad E

La unidad E consiste en arenisca de colores café, café verdoso, café rojizo, gris y rojo, en limolita roja y en intercalaciones de conglomerado de colores café y rojo.

La arenisca es de estratificación delgada a gruesa, de grano fino a mediano. La diastratificación y las laminaciones son las estructuras más comunes.

La limolita roja está localmente intercalada con horizontes arcillosos.

El conglomerado está compuesto principalmente por fragmentos de cuarcita, bien o moderadamente redondeados, y de pedernal negro y rojo, con fragmentos de rocas volcánicas, como andesita y toba, en menor proporción.

La unidad E es concordante con rocas del Cretácico Inferior (Aptiano-Albiano), distinguiéndose el contacto por el cambio de arenisca roja a sedimentos calcáreo-pelíticos. La unidad E, que podría ser parte de la secuencia cretácica, al menos en su porción superior, será considerada jurásica hasta que estudios a detalle subsecuentes revelen la edad correcta.

Los estudios petrográficos de la secuencia sedimentaria jurásica claramente muestran la composición volcanoclástica (unidades A y B) y siliciclástica (unidades C, D y E). Las unidades inferiores (A y B) son ricas en detritos volcánicos. Estas unidades probablemente se acumularon en un ambiente marino bajo la influencia de actividad volcánica.

La transición de la unidad B a la unidad C está marcada por una disminución en el material volcanogénico y un incremento en cuarzo y detritos calcáreos en los sedimentos.

La epidota en bandas y cavidades en la unidad C sugiere actividad hidrotermal. El conglomerado en las unidades C, D y E, cuyos clastos son principalmente de cuarcita, pedernal, caliza y, raramente, de fragmentos volcánicos, parece haber tenido su origen en rocas precámbricas y paleozoicas.

El pronunciado cambio en la composición de los detritos de las unidades C, D y E indica una variación en el origen y tal vez en el ambiente tectónico. Desde el Calloviano (?) hasta el Oxfordiano temprano, el depósito es de material volcanoclástico derivado del arco magmático jurásico (Drewes y Cooper, 1973; Anderson y Silver, 1978, 1979; Bergquist *et al.*, 1978; Briskey *et al.*, 1978; Haxel *et al.*, 1978; Rytuba *et al.*, 1978; Corona, 1981; Haxel *et al.*, 1980a, 1980b; May y Haxel, 1980;

Drewes, 1981; Haxel *et al.*, 1981; Wright *et al.*, 1981; May *et al.*, en prensa; Tosdal *et al.*, en prensa) (Figura 4). El cambio de rocas volcanoclásticas a conglomerado cuarcítico, rocas silíceas de grano fino y rocas calcáreas, probablemente indica un cambio en el régimen tectónico, de convergencia a una falla transformante, con la interrupción consecuente de la actividad magmática. Del Oxfordiano medio al Titoniano, los estratos indican una erosión muy pronunciada de secuencias de plataforma. La erosión de rocas del Precámbrico, del Paleozoico y del Jurásico Inferior a Medio, puede asociarse con levantamiento y yuxtaposición durante la evolución del megacizamiento Mojave-Sonora (*Mojave-Sonora Megashear*) (Anderson y Silver, 1979). La actividad tectónica pudo haber culminado entre el Titoniano (?) y el Neocomiano (?), cuando hacia el norte fueron emplazadas escamas de basamento cristalino.

ROCAS VOLCÁNICAS JURÁSICAS (?)

Las rocas volcánicas jurásicas (?) consisten en andesita, toba y brecha andesítica con interestratos de arenisca y toba bien estratificadas.

Las características litológicas de las rocas volcánicas jurásicas (?) (Rodríguez-Castañeda, 1988) como son la intercalación de brecha andesítica y de toba, la presencia de toba y arenisca bien estratificadas, las estructuras de deslizamiento en la arenisca y las fallas en la toba, sugieren posiblemente una margen de acreción (*accretionary margin*).

La presencia de las rocas volcánicas jurásicas (?) está restringida a la parte meridional del área. Estas rocas sobreyacen al basamento y tienen coincidentemente, al menos para este lugar, una distribución geográfica igual que la del basamento cristalino.

ROCAS CRETÁICAS Y TERCIARIAS

Las rocas cretácicas consisten en caliza, lutita y arenisca, todas ellas ricas en fósiles. Algunas de las calizas y lutitas muestran metamorfismo dinámico y deformación. También, en algunos lugares, los fósiles están deformados.

La litología de estos estratos es comparable a la de algunos sedimentos del Grupo Bisbee, de edad aptiano-albiana, aunque la secuencia de esta área podría ser más antigua.

Hacia arriba, estratigráficamente, la columna geológica está compuesta por un granito porfídico de edad cretácico-terciaria y por rocas volcánicas y sedimentarias del Terciario, las cuales están constituidas por un porfido andesítico de biotita y capas de toba y basalto, y por conglomerado, arenisca, caliza y lutita de origen lacustre, respectivamente. Los sedimentos terciarios son principalmente del Mioceno. Las rocas volcánicas se han asignado al Oligoceno tardío.

Las rocas volcánicas terciarias forman parte de una amplia secuencia volcánica producida durante el Oligoceno (?), antes del cambio de compresión a extensión, el cual produjo la provincia de Sierras y Cuencas (*Basin-and-Range province*) del noroeste de México y sudoeste de los Estados Unidos de América.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

ESTRUCTURAS

Estructuralmente, la mayor parte del área está constituida por rocas intensamente falladas y fracturadas, no observándose en las rocas sedimentarias estructuras regiona-

les (p. ej., "pliegues de amplio radio de curvatura"), las que han sido descritas en el noreste de Sonora (Rangin, 1977b). Por el contrario, las rocas sedimentarias, tanto jurásicas como cretácicas, presentan un intenso fracturamiento. Estas fracturas se desarrollaron, probablemente, porque las unidades no fueron susceptibles al plegamiento, debido a su competencia.

El área fue dividida, morfoestructuralmente, en dos partes. La parte meridional está compuesta principalmente por rocas precámbricas y volcánicas jurásicas (?), las cuales están afectadas por fallas que presentan consistentemente una orientación nororiental (Figura 5).

La parte septentrional está constituida por rocas sedimentarias jurásicas y cretácicas. Esta zona está afectada por fallas normales y, característicamente, por fallas inversas (cabalgaduras). La mayor parte de las fallas normales tiene principalmente una orientación hacia el noroeste y, en menor proporción, hacia el norte y noreste (Figura 5). También, se observó la presencia de pliegues en *chevron* (tamaño mesoscópico), que tienen una distribución local.

De la fotointerpretación y del reconocimiento de campo, se obtuvo las siguientes direcciones principales de lineamientos y de fallas normales, que afectan a la mayoría de las unidades litoestratigráficas: noreste, noroeste y norte-sur (Figura 6). Usando la dirección o rumbo de las fallas y lineamientos, se construyó un diagrama de rosas que muestra tres orientaciones máximas N35°E, N15°E y N35°W, y una menor, N5°W (Figura 7). Muchos de los lineamientos son verticales, lo cual se infirió por su traza, que es muy recta, y además se verificó en el campo.

Los lineamientos de orientaciones N-S y NW son los más jóvenes, debido a que los sedimentos terciarios (Formación Báucarit) están cortados por éstas. El origen de estas direcciones se relaciona con el fallamiento normal *basin-and-range* que comenzó hace 20 Ma y terminó hace 5 Ma, aproximadamente (Davis, 1984). Por otro lado, la dirección principal (N35°E), obtenida del diagrama de rosas de fallas y lineamientos de la Figura 6, es concordante con la dirección esperada de las fallas sintéticas o fracturas asociadas a una falla lateral izquierda. Además, algunas de las fallas observadas presentan deslizamiento a rumbo (*strike-slip faults*) que, por igual, se asocian al mismo tipo de movimiento.

La estructura más interesante que se encuentra en el área es una serie de fallas inversas (cabalgaduras), restringidas a la mitad septentrional de la zona, donde ponen en contacto rocas sedimentarias del Paleozoico, del Jurásico y del Cretácico y, además, rocas plutónicas precámbricas con sedimentos jurásicos.

Las cabalgaduras más obvias son aquéllas que pusieron al granito Santa Margarita y a la ortocuarcita Los Changos encima de la unidad C (Figura 8). La dirección de vergencia de estas fallas es más o menos al NNE. Estas fallas presentan una inclinación desde casi 0 hasta 35°. En algunos lugares, las zonas de falla están caracterizadas por una deformación intensa y por presencia de harina de roca (*gouge*); en otros, por tener un contacto agudo, sin manifestación real de deformación.

Las calizas de la unidad C, que afloran en la parte central del área (al sur de la mina Marroquín), también están afectadas por fallas inversas; pero, debido a lo masivo de la roca, se inhibió el desarrollo de harina de roca. Al sudeste del rancho Santa Elena, una falla inversa está bien expuesta a lo largo del arroyo Los Chinos. La falla yuxtapone a la unidad C encima

de la unidad D a lo largo de un plano de falla de más de 45°. Esta falla forma una ventana estructural (Figura 8). La zona de falla se caracteriza por una deformación intensa.

En la parte nororiental del área, las fallas inversas, a lo largo de las cuales se observa una fuerte deformación, yuxtaponen a la unidad E y a rocas cretácicas con la unidad C.

Hacia el norte del rancho Santa Margarita, un cabalgamiento pone en contacto rocas de la unidad D y de la unidad C con rocas del Cretácico. Al norte del rancho Santa Margarita, rocas de la unidad C están en contacto por cabalgamiento sobre la unidad E y rocas cretácicas. Las calizas cretácicas que están en las inmediaciones de la presa El Cúmaro (al norte del rancho Santa Margarita), presentan metamorfismo, el cual probablemente fue producido por una falla de ángulo bajo.

Mediante las observaciones anteriores, se identificó dos grupos de fallas inversas con características diferentes. Las fallas del primer grupo están ubicadas en una zona angosta, frágil, de posible edad jurásica. A su vez, las fallas de este grupo pueden subdividirse en dos tipos: (a) fallas que transportan al Precámbrico y al Paleozoico por encima de las unidades jurásicas C y D y del Jurásico volcánico; estas fallas son casi horizontales y presentan una deformación intensa; y (b) fallas a lo largo de las cuales ha ocurrido un fuerte cizallamiento produciendo harina de roca. Las fallas del segundo grupo, que afectan rocas de la unidad E y del Cretácico, están caracterizadas por zonas de falla que muestran desarrollo de pliegues de arrastre, como se observa al noroeste y norte del rancho Los Tanques y sureste del rancho Santa Elena. Es posible que las fallas que presentan harina de roca hayan sido reactivadas, tomando en cuenta que la harina de roca puede indicar dos movimientos sucesivos.

Se encuentra a los pliegues mesoscópicos dispersos en el área de estudio. Los pliegues en *chevron* están restringidos a dos áreas: al suroeste del cerro El Silencio y al norte de la mina Marroquín. Estos pliegues están presentes solamente en la unidad B, donde ocasionalmente están asociados a pequeños pliegues asimétricos (2 cm). Los ejes tienen una orientación E-W con una inclinación de 15° hacia el sudeste. El plano axial tiene una orientación casi paralela a la dirección del eje.

Se puede establecer una relación entre el fallamiento inverso y los pliegues, lo que permite inferir la dirección de cabalgamiento. Entonces, los pliegues en *chevron*, que tienen una orientación este-oeste (tanto ejes como planos axiales), indican que la dirección predominante de transporte tectónico fue hacia el norte. Otro aspecto que debe considerarse de los pliegues es que parecen estar recostados hacia el norte, indicando la misma dirección de transporte y dándoles un aspecto de *kink folds*.

EVENTOS DE DEFORMACIÓN

El tiempo del movimiento de las fallas ha sido difícil de determinar. Se cree que parte de los movimientos haya ocurrido al menos durante tres períodos de deformación. Las deformaciones fueron diferenciadas con base en relaciones estratigráficas y características estructurales. Una ocurrió en el Jurásico Tardío (?), otra en el Cretácico Tardío-Terciario temprano y la última durante el Terciario.

Deformación del Jurásico Tardío

Las rocas precámbricas, paleozoicas, jurásicas y cretácicas están caracterizadas por un intenso fallamiento inverso y

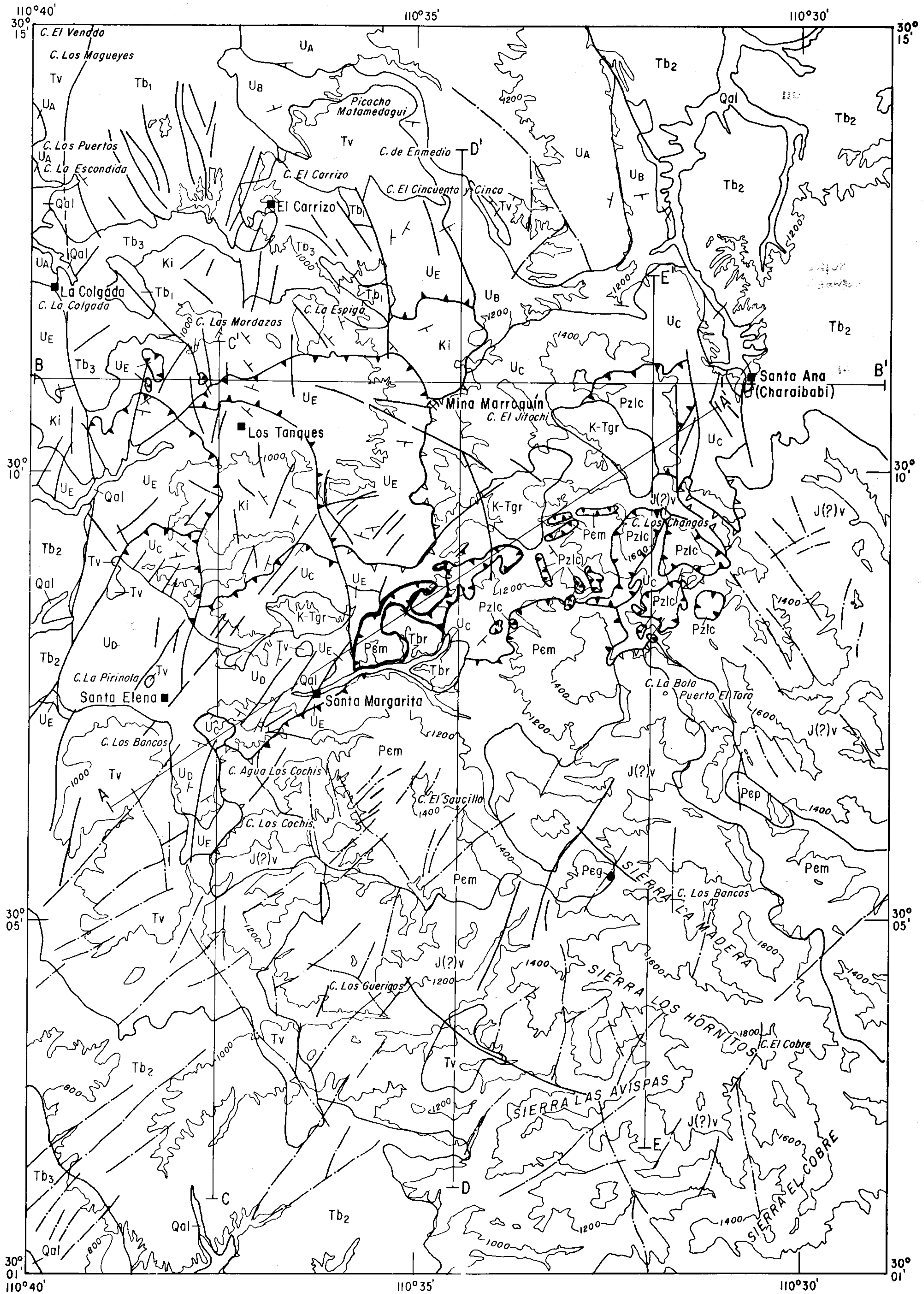
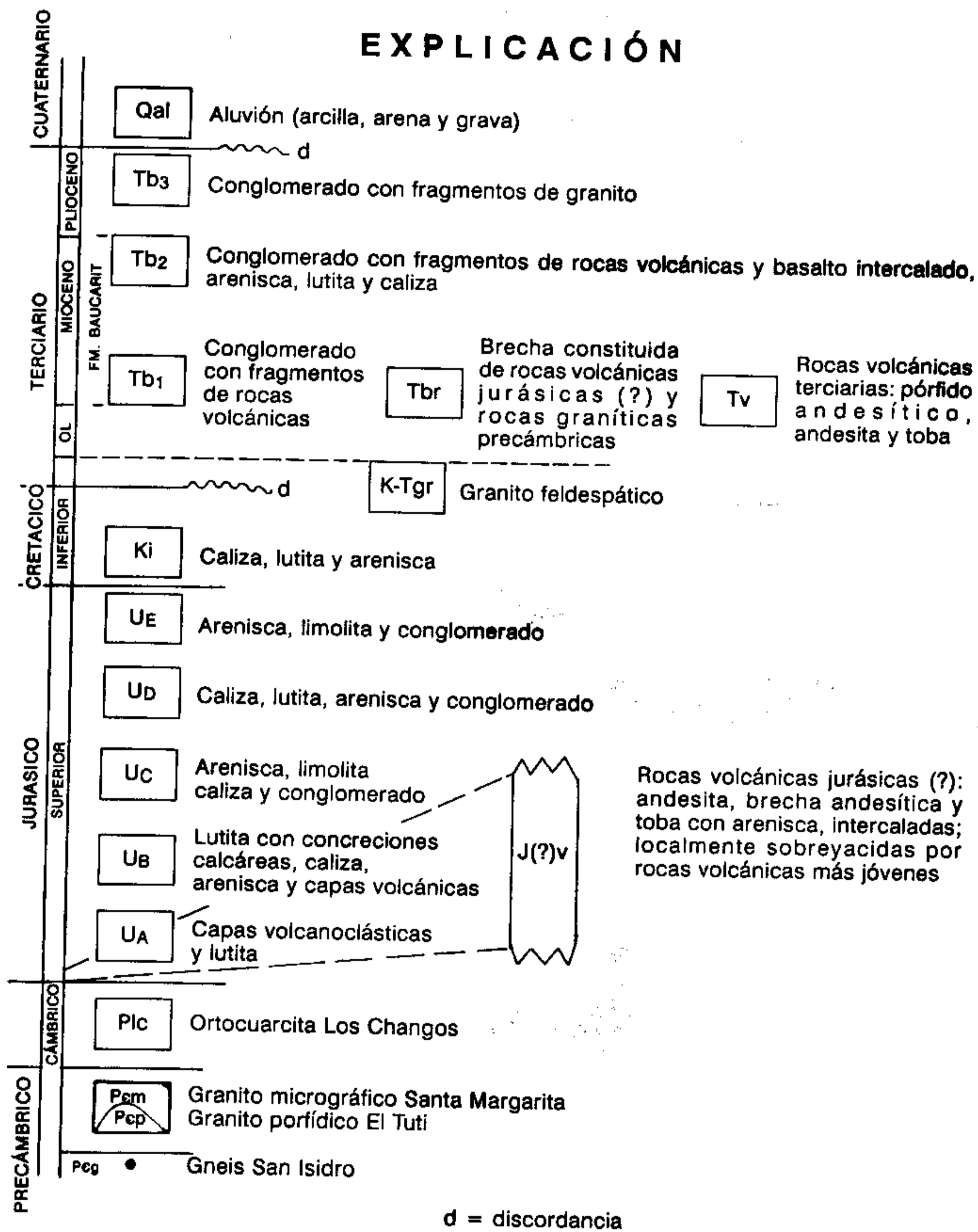


Figura 5.- Mapa geológico de la región de Tuape, Sonora (modificado de Rodríguez-Castañeda, 1988).



SÍMBOLOS

- Contacto litológico
- Falla
- - - Falla inferida
- - - Lineamiento de fotografía
- ~ Cabalgadura y cabalgadura inferida
- ┌ Rumbo e inclinación de capas
- A — A Línea de sección estructural
- - - Anticlinal inferido
- - - Sinclinal inferido

0 5 km

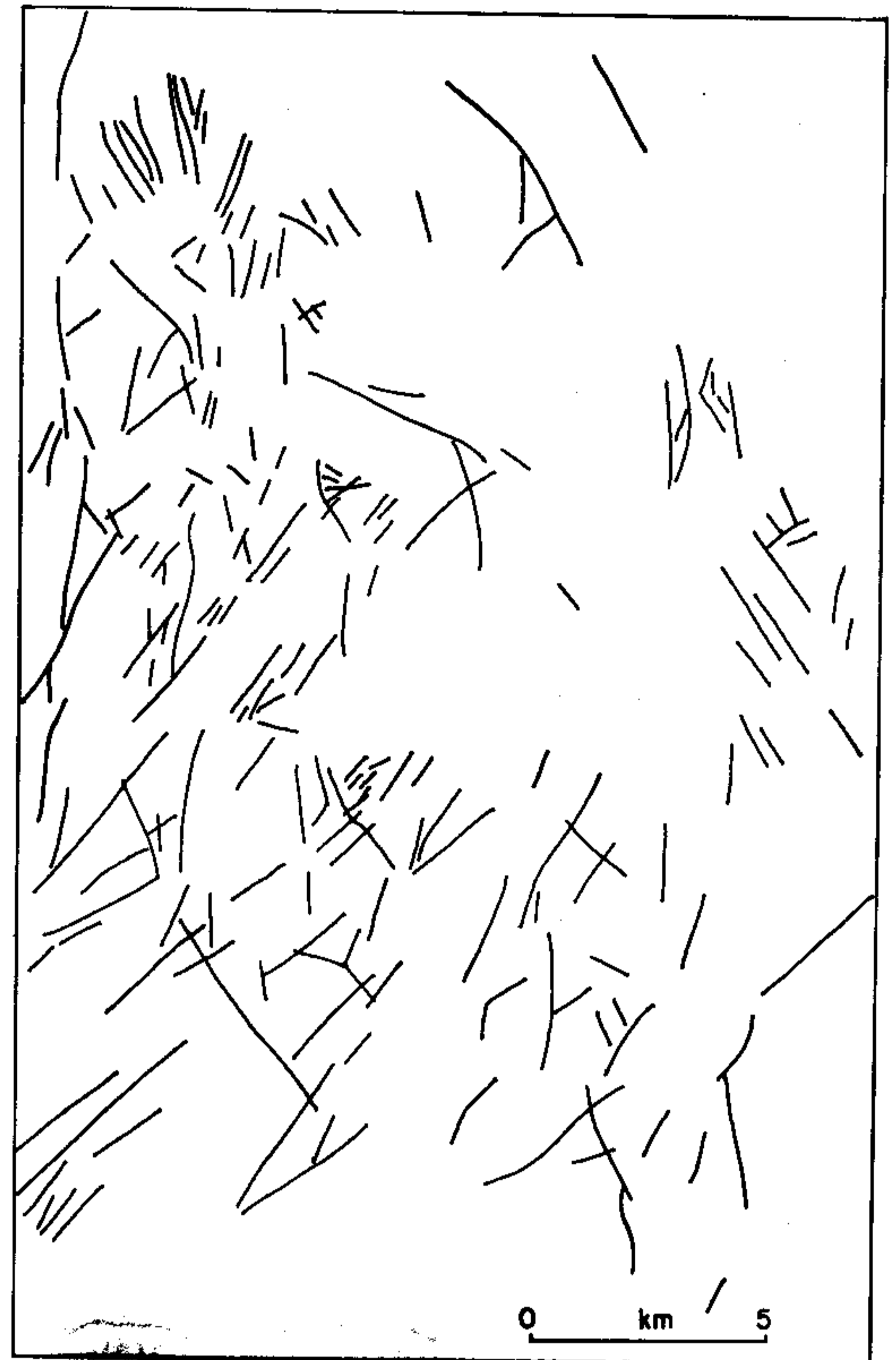


Figura 6.- Fotolineamientos del área. Se distingue tres orientaciones principales: SW-NE, NW-SE y N-S.

un escaso plegamiento. La edad de las fallas es incierta, pero es probable que sea del Jurásico Tardío y, quizá, Cretácico Temprano (?). Las fallas de ángulo bajo están caracterizadas por un cizallamiento intenso que produjo harina de roca.

Las rocas precámbricas y paleozoicas fueron probablemente transportadas hacia el NNE. Esta dirección pudo originarse por una compresión con rumbo norte-sur o derivada de un régimen lateral izquierdo con transpresión asociada (movimientos compresivos), normal a la dirección de traslación de la falla. Por otro lado, la presencia de pliegues en *chevron*, los cuales están restringidos a la unidad B, debido a su espaciamiento también pueden indicar compresión. De acuerdo con los modelos establecidos (Harland, 1971), los movimientos oblicuos simples asociados a transpresión pueden ge-

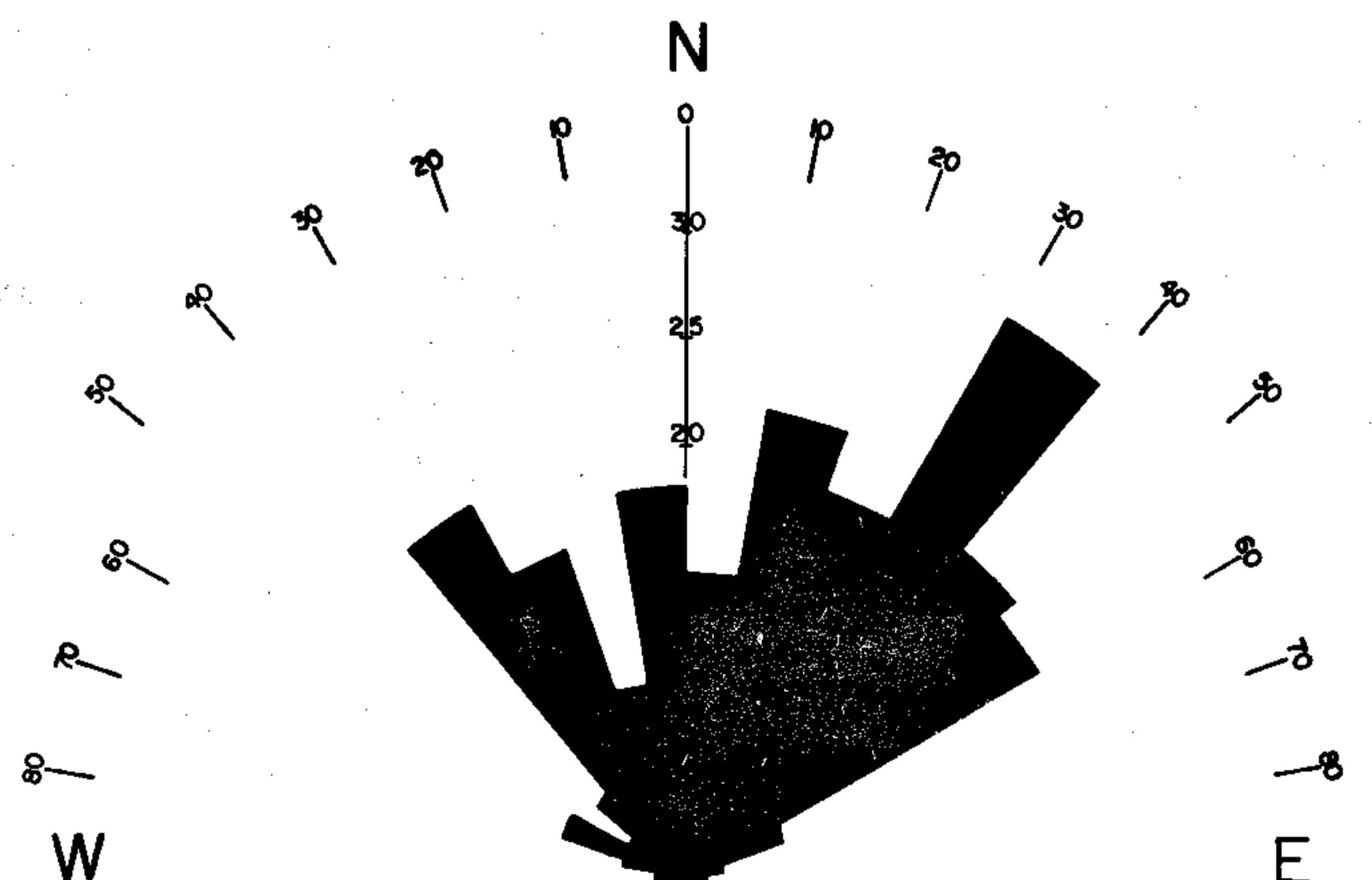


Figura 7.- Diagrama en el cual los lineamientos fueron graficados. Se observa tres importantes concentraciones: N35°E, N15°E y N35°W.

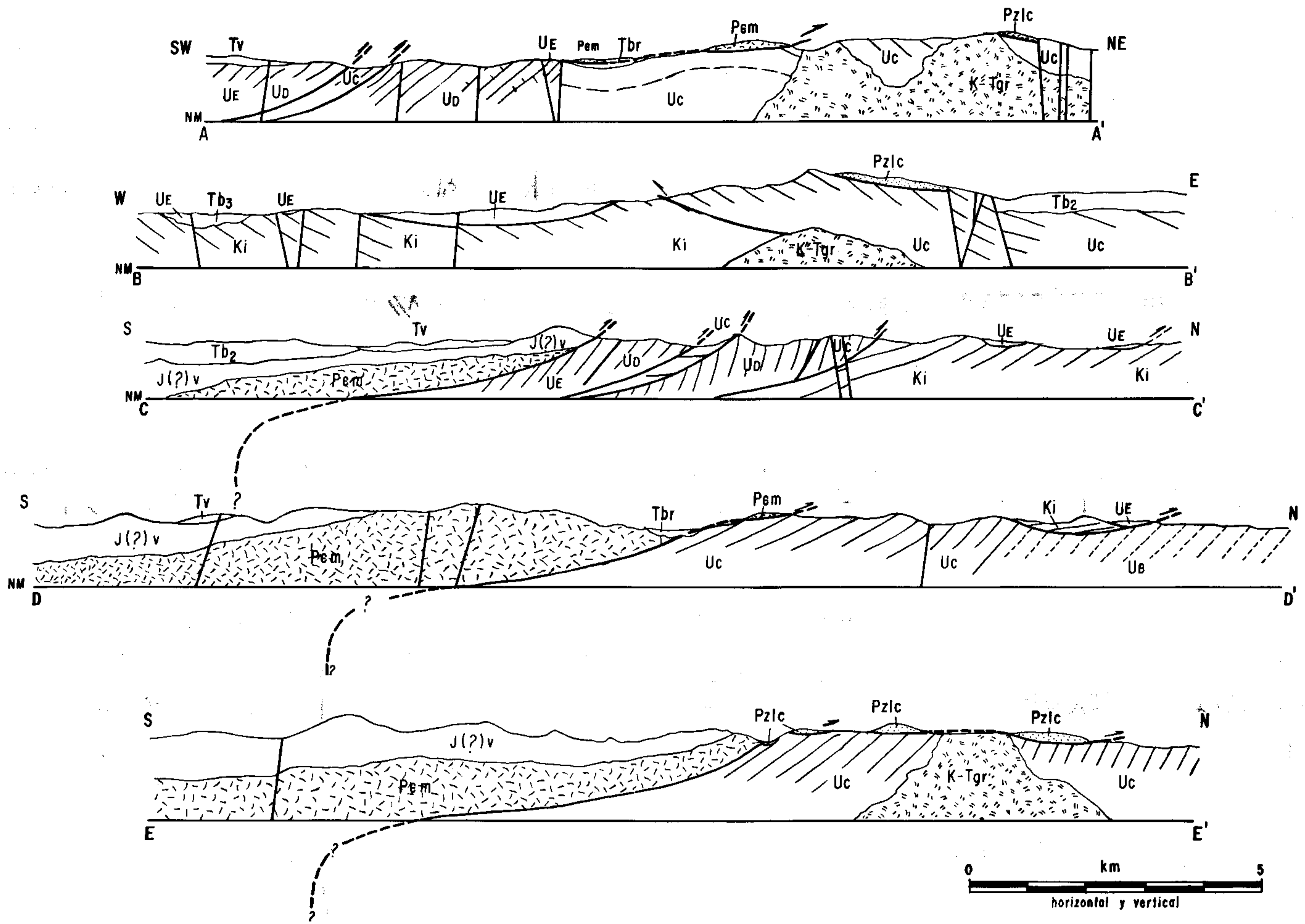


Figura 8.- Secciones estructurales del área de estudio (modificadas de Rodríguez-Castañeda, 1988). Explicación en la Figura 5.

nerar pliegues cuyos ejes están ordenados *en échelon* y son oblicuos a la zona móvil; con un incremento en la compresión, los ejes de los pliegues pueden ser rotados a una posición aproximadamente paralela a la zona de falla. También, hay que considerar que parte del fallamiento que se observó (fallas NE-SW), presenta o se comporta como fallas normales con desplazamiento lateral (*strike-slip faults*), lo que implica la presencia de fallamiento a rumbo. Además, las fallas y lineamientos con orientación N25°E (Figura 6) son compatibles con los esperados (sintéticos) en el fallamiento transcurrente. Si se asume que el megacizamiento Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979; Anderson y Schmidt, 1983) presenta una orientación este-oeste en el área de estudio, entonces todo lo mencionado anteriormente puede ligarse a esta estructura.

Aquí es necesario mencionar que en estudios posteriores fueron identificadas fallas con rumbo NE-SW que afectan únicamente a rocas jurásicas y cretácicas. Por tanto, los lineamientos que son observados en el mapa geológico (Figura 5) y en el de lineamientos (Figura 6) afectando a rocas terciarias, pudieran ser estructuras reactivadas.

Otro aspecto que debe tomarse en consideración dentro de esta deformación es que las estructuras que son observadas en sedimentos del Cretácico Temprano pudieran ser parte de este evento Jurásico. Se cree que las fallas inversas, que afectan a los sedimentos cretácicos y que muestran harina de roca y deformación dúctil, formen parte de la deformación que empezó en el Jurásico y que terminó en el Albiano. Así, la falla

que produce el metamorfismo y la deformación de fósiles en calizas del Cretácico Inferior (inmediaciones de la represa El Cúmaro) son parte de esta deformación.

Se acepta la posibilidad de que el metamorfismo haya sido debido al granito, pero la deformación de fósiles es difícil de explicar, indicando con esto una deformación previa antes del emplazamiento del granito. Por otro lado, las zonas de contacto entre el granito y las rocas que corta son agudas y discordantes, como se puede observar en varios lugares (cañada Los Nogales, al noroeste del rancho Santa Margarita, entre otros).

Deformación del Cretácico Tardío-Terciario temprano

Las estructuras del Cretácico Tardío-Terciario temprano no son apreciables con detalle en el área de estudio. Localmente, las manifestaciones de los movimientos de este evento tectónico son el granito asignado al Cretácico-Terciario, quizá la más obvia, así como la falla inversa que se observa en el arroyo Metamedagüi (al noreste del rancho Los Tanques), que muestra transporte hacia el sudoeste y con una inclinación hacia el noroeste.

Se considera, también, que las estructuras de esta deformación puedan estar restringidas o asociadas a las fallas inversas que muestran harina de roca y transporte hacia el norte. No se ha apreciado la presencia de pliegues en las rocas del Cretácico Inferior.

En el noreste de Sonora y sudoeste de Arizona, Rangin (1977b) reconoció dos fases de deformación: una del Albiano-Cenomaniano (?), que produce sólo una discordancia entre sedimentos del Maastrichtiano y sedimentos del Paleozoico y del Cretácico Temprano, y otra laramídica, responsable de fallamiento inverso. Drewes (1978) sugirió que esta discordancia (90 Ma) representa las primeras pulsaciones de la deformación laramídica, manifestada por un levantamiento tectónico leve; sin embargo, en el área de estudio no se encuentra alguna de estas evidencias. También, la deformación laramídica en Sonora se manifiesta por emplazamiento de plutones (Anderson y Silver, 1974) a través de todo el estado y, quizá, en la región de Cabullona por pliegues y fallas inversas, que muestran transporte hacia el suroeste (Rangin, 1978).

Hay que mencionar que fuera del área, hacia el sudeste, se presenta una discordancia angular entre sedimentos jurásicos (limolita y arenisca) y una secuencia volcanosedimentaria del Cretácico Superior (?). Dicha secuencia está formada por conglomerado, arenisca y toba, principalmente. También, se ha observado granito peralcalino en la sierra de Aconchi (25 km al sudeste del área de estudio), el cual tiene también un significado dentro de esta deformación.

Con base en las evidencias de campo, como son los intrusivos graníticos; el fallamiento inverso, con vergencia hacia el sudoeste; las zonas de falla, que muestran harina de roca, la que, como se indicó, puede ser la respuesta a dos movimientos tectónicos; la presencia de la discordancia, donde el conglomerado puede ser la primera manifestación de esta deformación; y la presencia del granito peralcalino, que indica la última manifestación de la misma, como se ha establecido en Arizona (Keith y Wilt, 1986), puede considerarse para la deformación una edad cretácica tardía-terciaria temprana.

Por otro lado, se puede establecer que la deformación del Cretácico Tardío-Terciario temprano posiblemente no difiera grandemente del evento jurásico, ya que ambas muestran cabalgamiento y poco plegamiento.

Deformación del Terciario

La mitad septentrional del área está afectada por fallas normales que presentan orientaciones hacia el N, el NNW y el NW (Figuras 6 y 7). La inclinación de las fallas es 70°. Todas estas fallas normales están limitando la edad de las rocas terciarias, tanto sedimentarias, principalmente, como volcánicas. Las fallas no son anteriores a 20 Ma (Davis, 1984, p. 291), edad del fallamiento terciario de sierras y valles. Este fallamiento fue el causante de las cuencas estructurales donde se efectuó el depósito de los sedimentos de la Formación Báucarit. Además, hay que agregar que los depósitos fueron afectados por fallas más recientes, que los bascularon.

EVOLUCIÓN TECTÓNICA

La estratigrafía y las estructuras del área atestiguan eventos tectónicos que han afectado el área durante el Mesozoico y el Terciario.

La actividad tectónica en el área de estudio, así como en otros lugares de Sonora, es evidenciada por la existencia de un arco magmático, como se mencionó anteriormente, que se cree haya empezado en el Jurásico Temprano y evolucionado hasta el Jurásico Tardío (Oxfordiano-Kimmeridgiano), representado en el área por las unidades A y B, las cuales están

formadas por material volcánico derivado de ese arco. Por otro lado, los detritos cuarzosos y calcáreos que sobreyacen a la gruesa secuencia volcánica representan la erosión de un relieve topográfico o estructural, causado tal vez por levantamiento tectónico. La presencia de conglomerados en las rocas clásicas (unidades C, D y E) apoya la existencia de este relieve.

El cambio en ambiente sedimentario y, tal vez, tectónico, está indicado por la unidad C, que es la más antigua de las unidades siliciclásticas. Esta transición de un ambiente de convergencia a otro de fallamiento transformante parece ser gradual, al menos para el área de estudio, pero para otras zonas (región de Caborca, región de Cabullona), este cambio es brusco.

Después de la transición del vulcanismo, la región comienza a ser afectada por fallas verticales que muestran desplazamiento lateral y cuyas orientaciones son principalmente nororientales (Figura 7). Las relaciones geométricas de estas fallas están asociadas a un movimiento lateral izquierdo (megacizallamiento Mojave-Sonora) (Figura 9).

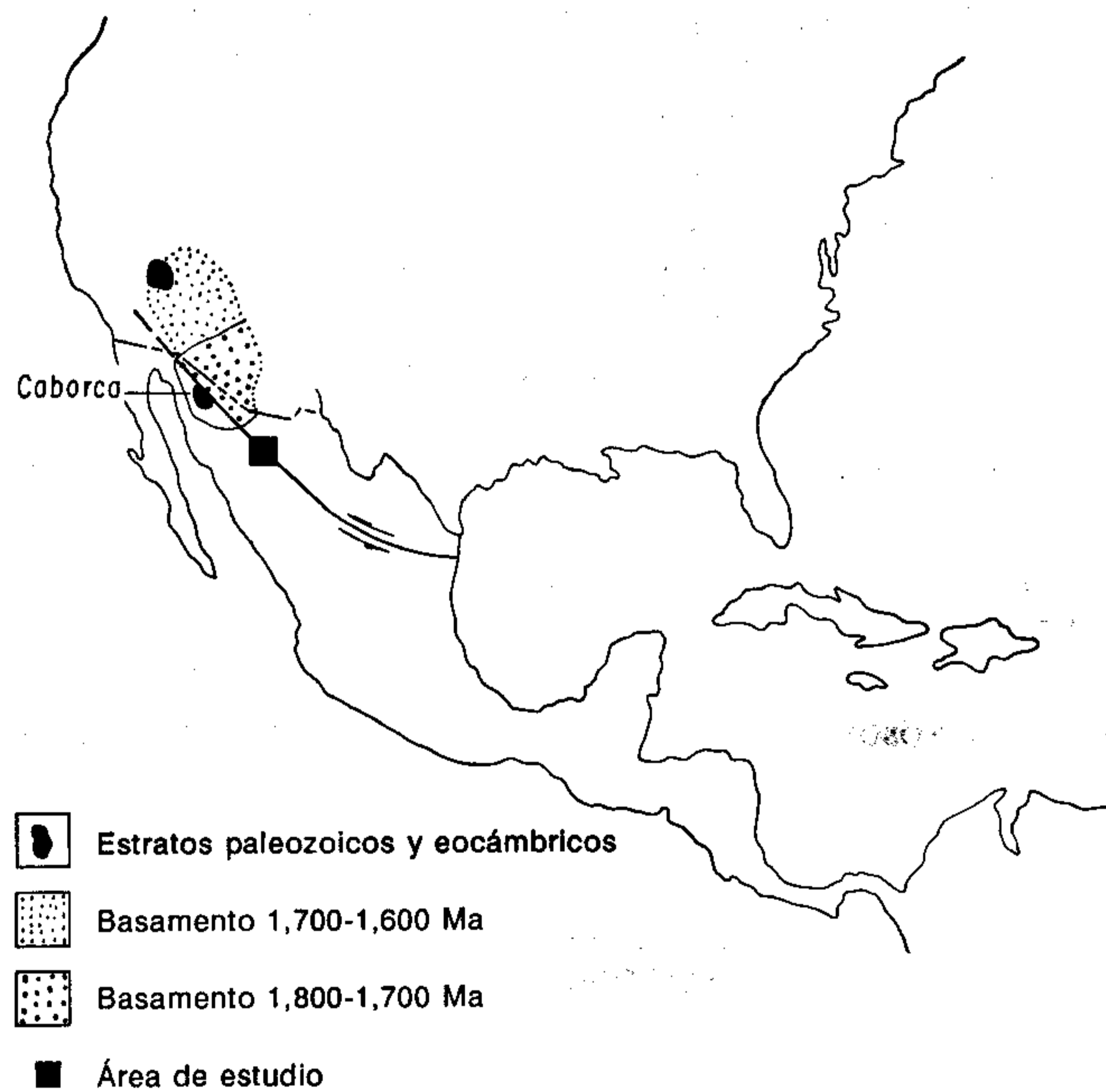


Figura 9.- El megacizallamiento Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Silver, 1979; Anderson y Schmidt, 1983) yuxtapone dos diferentes cinturones tectónicos precámbricos. Modificado de Anderson y Schmidt (1983).

La discontinuidad de la estratigrafía regional se manifiesta en el área de Caborca (Corona, 1980), donde la falla yuxtapone rocas precámbrico-paleozoicas y una secuencia magmática jurásica que se encuentra deformada fuertemente, aunque un amplio valle no permite observar el contacto actualmente.

En la región de Tuape, la existencia del megacizallamiento se manifiesta por una zona que separa rocas precámbricas, paleozoicas y jurásicas volcánicas (?), en el sur, de rocas sedimentarias de edad jurásica y cretácica, en el norte.

El estilo de deformación a lo largo del megacizallamiento es de fallamiento de ángulo bajo (compresivo), que probablemente indique la existencia de transpresión. Los movimientos de la falla ya fueron mencionados anteriormente, así como las características que presenta esta deformación.

Sin embargo, también se puede considerar otras alternativas. Como ya se indicó, el arco volcánico fue sucedido por el depósito de rocas clásticas durante el Jurásico Tardío. La interrupción del vulcanismo quizá no indica necesariamente la terminación de la subducción a lo largo de la margen occidental de América del Norte. Parece que la actividad volcánica se hubiera trasladado hacia el oeste a una posición más cercana a la margen de la placa de América del Norte (Dickinson, 1981). Este supuesto cambio, que a la vez significa una reorganización en la geometría de las placas, necesita de más datos para poder justificarse.

Los conglomerados de las unidades C, D y E, compuestos por clastos de cuarcita, pedernal y caliza, pero sin fragmentos de rocas cristalinas precámbricas, son litológicamente similares, por lo que estas unidades probablemente reflejen el mismo terreno fallado en el cual se acumularon. Entonces, estas unidades pueden ser consideradas como un solo grupo litotectónico, asociado con el inicio del desarrollo de la fosa de Chihuahua, la cual tiene una orientación noroccidental y que fue llenada con una secuencia de clásticos y carbonatos desde el Jurásico Tardío hasta la parte media del Cretácico. El desarrollo de esta fosa puede deberse a una tectónica de extensión, producto quizá del cambio en la geometría de las placas (ángulo de subducción o fallamiento transcurrente).

Bilodeau (1982) sugiere una deformación, originada por extensión, caracterizada por movimientos verticales a lo largo de fallas que presentan un rumbo noroccidental, similar al fallamiento terciario de sierras y valles. El autor mencionado no encuentra evidencias que apoyen la existencia de fallamiento a rumbo. Sin embargo, para el área de estudio no hay evidencias estructurales de esta extensión.

La transición de rocas conglomeráticas (unidades C, D y E) a rocas marinas de aguas someras (rocas cretácicas) representa otro cambio del marco tectónico. El depósito de detritos cuarzosos disminuyó gradualmente, estando asociado esto, probablemente, al cese del fallamiento. Entonces, la zona se hundió y con la transgresión del mar se depositó toda la secuencia carbonatada rica en fósiles.

CONCLUSIONES

La mayor parte de los rasgos estructurales más importantes del área estudiada se originó al menos durante tres eventos principales de deformación: (a) del Jurásico Tardío, caracterizado por cabalgamiento, que en la zona de falla produjo un cizallamiento intenso (harina de roca) y en el que rocas precámbricas y paleozoicas fueron transportadas hacia el NNE; (b) del Cretácico Tardío-Terciario temprano, que estaría representado por las fallas que muestran harina de roca en la zona de corrimiento, por la presencia del granito y por fallas inversas que muestran una dirección de transporte hacia el sudoeste (localmente es difícil separar este evento del anterior); y (c) del Terciario, caracterizado por una extensión ENE, que origina el fallamiento con rumbos NW, N y NNW, así como la morfología actual del área.

La similitud en la orientación de los dos primeros eventos sugiere que ellos fueron influenciados, quizá, por la reactivación de estructuras antiguas, como se puede ver en los lineamientos que afectan a sedimentos terciarios.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue parcialmente financiado por la National Science Foundation, a través del Dr. Thomas H. Anderson,

cuyo entusiasmo fue muy importante para el desarrollo del mismo. El Dr. José Guerrero apoyó y estimuló el proceso de este proyecto en sus diferentes etapas. Juan Carlos García y Barragán realizó una crítica estimulante. También se agradece a muchas personas que directa o indirectamente apoyaron su realización, y a los árbitros por su revisión, que condujo al mejoramiento del manuscrito.

Es necesario mencionar que muchos de los datos que fueron incluidos en este estudio eran, en cierto modo, válidos en el tiempo en que se envió; a lo largo de estos últimos años, algunos aspectos se siguen considerando válidos o iguales, pero muchos otros han cambiado.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, T. H., y Schmidt, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941-966.
- Anderson, T. H., y Silver, L. T., 1971, Preliminary history for Precambrian rocks, Bámori region, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 3, p. 72-73 (resumen).
- 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico, and its relationship to circum-Pacific magmatism: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 6, p. 484 (resumen).
- 1977, U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora: *Economic Geology*, v. 72, p. 827-836.
- 1978, Jurassic magmatism in Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 10, p. 359 (resumen).
- 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, in Anderson, T. H., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Geology of northern Sonora*: University of Pittsburgh y Universidad Nacional Autónoma de México, *Geological Society of America Annual Meeting, San Diego, Guidebook Field trip 27*, p. 59-68.
- Bergquist, J. R., Blacet, P. M., y Miller, S. T., 1978, Reconnaissance geologic map of the Santa Rosa Mountains quadrangle, Pima County, Arizona: *United States Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-935*, escala 1:62,500.
- Bilodeau, W. L., 1982, Tectonic models for Early Cretaceous rifting in southeastern Arizona, *Geology*, v. 10, p. 466-470.
- Brenner, R. L., 1983, Late Jurassic tectonic setting and paleogeography of Western Interior, North America, in Reynolds, M. W., y Dolly, E. D., eds., *Mesozoic paleogeography of the west-central United States*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Rocky Mountains Section Meeting, Denver, *Symposium*, 2, p. 119-132.
- Briskey, J. A., Haxel, Gordon, Petterson, J. A., y Theodore, T. G., 1978, Reconnaissance geologic map of the Gu Achi quadrangle, Pima County, Arizona: *United States Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-965*, escala 1:62,500.
- Cooper, G. A., y Arellano, A. R. V., 1952, Introduction and stratigraphy, in Cooper, G. A., Arellano, A. R. V., Johnson, J. H., Okulitch, V. J., Stoyanow, Alexander, y Lochman, Christina, eds., *Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwestern Sonora, Mexico*: Smithsonian Miscellaneous Collection., v. 119, p. 1-23 (Su versión en español fue publicada en 1954 como Boletín 58, parte 1, del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México).
- Corona, F. V., 1980, Reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico: University of Pittsburgh, tesis de maestría, 232 p. (inédita).
- 1981, Stratigraphy and structure of a Jurassic sequence at Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 13, p. 50 (resumen).
- Davis, G. H., 1984, *Structural geology of rocks and regions*: Nueva York, John Wiley and Sons, 492 p.

- Dickinson, W. R., 1981, Plate tectonic evolution of the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 113-135.
- Drewes, Harald, 1978, The Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 641-657.
- 1981, Tectonics of southeastern Arizona: United States Geological Survey Professional Paper 1144, 96 p.
- Drewes, Harald, y Cooper, J. R., 1973, Reconnaissance geologic map of the west side of Sierra Mountains, Palo Alto Ranch quadrangle, Pima County, Arizona: United States Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-538, escala 1:24,000.
- Harland, W. B., 1971, Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen: Geological Magazine, v. 108, p. 27-42.
- Haxel, Gordon, Briskey, J. A., Rytuba, J. J., Bergquist, J. R., Blacet, P. M., y Miller, S. T., 1978, Reconnaissance geological map of the Comobabi quadrangle, Pima County, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-964, escala 1:62,500.
- Haxel, Gordon, May, D. J., y Tosdal, R. M., 1981, Reconnaissance geologic map of the Presumido Peak 15' quadrangle, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-1378, escala 1:62,500.
- Haxel, Gordon, May, D. J., Wright, J. E., y Tosdal, R. M., 1980a, Reconnaissance geological map of the Baboquivari Peak quadrangle, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-1251, escala 1:62,500.
- Haxel, Gordon, Wright, J. E., May, D. J., y Tosdal, R. M., 1980b, Reconnaissance geology of the Mesozoic and lower Cenozoic rocks of the southern Papago Indian Reservation, Arizona—a preliminary report, *in* Jenny, J. P., y Stone, Claudia, eds., Studies in western Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. 12, p. 17-29.
- Keith, S. B., y Wilt, J. C., 1986, Laramide orogeny in Arizona and adjacent regions—a strato-tectonic synthesis, *in* Beatty, Barbara, y Wilkinson, P. A. K., eds., Frontiers in geology and ore deposits of Arizona and the southwest: Arizona Geological Society Digest, v. 16, p. 502-554.
- May, D. J., y Haxel, Gordon, 1980, Reconnaissance geologic map of the Sells quadrangle, Pima County, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-1166, escala 1:62,500.
- May, D. J., Peterson, D. W., Leveque, R. A., y Tosdal, R. M., en prensa, Reconnaissance geological map of the Diaz Peak quadrangle, Pima County, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-, escala 1:62,500.
- Rangin, Claude, 1977a, Sobre la presencia del Jurásico Superior con amonitas en Sonora septentrional, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 1-4.
- 1977b, Tectónicas sobrepuestas en Sonora septentrional: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 44-47.
- 1978, Consideraciones sobre la evolución geológica de la parte septentrional del Estado de Sonora, *in* Roldán-Quintana, Jaime, y Salas, G. A., eds.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Primer simposio sobre la geología y potencial minero en el Estado de Sonora, Hermosillo, Libro guía, p. 35-55.
- Rodríguez-Castañeda, J. L., 1988, Estratigrafía de la región de Tuape, Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 52-66.
- Rytuba, J. J., Till, A. B., Blair, W., y Haxel, Gordon, 1978, Reconnaissance geologic map of the Quijotoa Mountains quadrangle, Pima County, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-937, escala 1:62,500.
- Stewart, J. H., 1970, Upper Precambrian and Lower Cambrian strata in the southern Great Basin, California and Nevada: U.S. Geological Survey Professional Paper 620, 206 p.
- 1972, Initial deposits in the Cordilleran Geosyncline—evidence of a late Precambrian (<850 my) continental separation: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1345-1360.
- 1982, Regional relations of Proterozoic Z and Lower Cambrian rocks in the western United States and northern Mexico, *in* Cooper, J. D., Troxel, B. W., y Wright, L. A., eds., Geology of selected areas in the San Bernardino Mountains, western Mojave Desert, and southern Great Basin, California: Geological Society of America, Cordilleran Section Annual Meeting, Anaheim, CA, Guidebook, p. 171-186.
- Tosdal, R. M., Peterson, D. W., May, D. J., Leveque, R. A., y Miller, R. J., en prensa, Reconnaissance geologic map of the Mt. Ajo and adjacent parts of the Pisinimo 15' quadrangle, Pima County, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-, escala 1:62,500.
- Wright, J. E., Haxel, Gordon, y May, D. J., 1981, Early Jurassic uranium-lead isotopic ages for Mesozoic supracrustal sequences, Papago Indian Reservation, southern Arizona: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 13, p. 115 (resumen).

Manuscrito presentado: 29 de mayo de 1985.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 30 de octubre de 1990.

Manuscrito aceptado: 16 de diciembre de 1990.