

GEOLOGÍA DEL ÁREA EL TEGUACHI, ESTADO DE SONORA, MÉXICO

José Luis Rodríguez-Castañeda*

RESUMEN

La región estudiada está a 150 km al NE de Hermosillo. Las rocas expuestas varían en edad desde el Precámbrico hasta el Holoceno.

El área de estudio contiene algunos de los afloramientos más meridionales en el Estado de Sonora de rocas precámbricas. Las edades de las mismas son: gneis y esquistos (complejo El Alamito) de 1,800 Ma y metamorfismo de 1,650 Ma; una granodiorita de 1,700 Ma y un granito micrográfico de 1,100 Ma. También hay rocas paleozoicas (ortocuarcita del Cámbrico?), mesozoicas (rocas volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias del Jurásico y del Cretácico). El Terciario consiste en granito y rocas volcánicas y sedimentarias.

Las rocas jurásicas volcánicas (Jurásico Inferior-Medio) y volcanosedimentarias (Oxfordiano), conforman los afloramientos más sudorientales de un arco magmático. Los depósitos sinorogénicos de la formación El Tuli registran los inicios de un tectonismo del Cretácico Superior (Cenomaniano-Maastrichtiano), seguido de un magmatismo calcialcalino que está ampliamente distribuido en el Estado de Sonora.

La estratigrafía y el análisis estructural del área de estudio revelan al menos cuatro períodos principales de deformación, que varían del Precámbrico al Terciario (Neógeno). El evento más antiguo se manifiesta por el metamorfismo de las rocas del complejo El Alamito. Las estructuras más importantes en el segundo evento son cabalgamientos que ponen en contacto a rocas paleozoicas sobre rocas precámbricas y jurásicas, con un transporte tectónico hacia el noreste. Las relaciones estratigráficas sugieren que la edad de esta deformación sea preoxfordiana o, tal vez, postoxfordiana.

Una discordancia angular formada por rocas del Cretácico Inferior que cubren tanto a rocas del Cretácico Superior como del Jurásico, indica los inicios de una deformación durante el Cretácico Tardío que se prolonga hasta el Terciario temprano (Paleógeno).

Las rocas del Terciario tardío (Neógeno) que se asigna a la Formación Báucarit, representan sedimentos y rocas volcánicas depositadas en cuencas lacustres controladas estructuralmente; además, muestran fallamiento NW-SE característico, que evidencia una extensión NE-SW.

Palabras clave: Geología regional, El Teguachi, Sonora, México.

ABSTRACT

The study area is located in north-central Sonora, 150 km northeast of Hermosillo. Lower-Middle Proterozoic to Holocene rocks occur in the area.

The Precambrian rocks are among the southernmost ones of this age to crop out in Sonora. They include gneiss and schist (origin age of 1,800 Ma and metamorphism age of 1,650 Ma), granodiorite (1,700 Ma) and granite (1,100 Ma). The Paleozoic section is composed of a Cambrian (?) orthoquartzite. The Mesozoic consists of volcanic, volcano-sedimentary, and sedimentary rocks of Jurassic and Cretaceous age. The Tertiary comprises intrusive, volcanic, and sedimentary rocks.

Volcanic and volcano-sedimentary rocks of Lower-Middle Jurassic (?) and Oxfordian ages, respectively, may form the southeastern part of a magmatic arc. Synorogenic deposits of the El Tuli formation record the beginning of the Upper Cretaceous earliest tectonism (Cenomanian-Maastrichtian), which was accompanied by a penecontemporaneous magmatism of a kind that is widespread in Sonora.

At least four major periods of deformation, ranging from Precambrian to Tertiary, are present. The earliest deformation is characterized by a metamorphism imprint in the El Alamito formation. A series of thrust faults that juxtapose Paleozoic rocks upon Precambrian and Jurassic rocks characterizes the second Jurassic event. Angular unconformity between Jurassic and Upper Cretaceous rocks and Lower Cretaceous and Upper Cretaceous rocks suggests an earliest Upper Cretaceous tectonism. Tertiary sediments and volcanic rocks of the Báucarit Formation, deposited in lacustrine, structurally controlled basins, underwent a NW-SE faulting that is consistent with NE-SW extension.

Key words: Regional geology, El Teguachi, Sonora, Mexico.

INTRODUCCIÓN

El área estudiada se localiza en Sonora central, aproximadamente a 150 km al noreste de la ciudad de Hermosillo, capital del estado (Figura 1). En este estudio, se presenta el complemento (mitad oriental) de la hoja Santa Ana (CETENAL, 1975a), así como la cuarta parte sudoriental de la hoja Saracachi (CETENAL, 1975b).

La geología del área El Teguachi está representada por rocas con edades que varían entre el Precámbrico y el Holoceno. Este artículo contiene la descripción de las unidades aflorantes, de las cuales algunas son iguales a las que están en la parte occidental de la hoja, pero otras son diferentes, como las rocas metamórficas y plutónicas del Precámbrico, y las rocas con metamorfismo y deformación de posible edad jurásica. Además, se consigna rocas volcanosedimentarias del Cretácico Superior. Se menciona, también, las relaciones estructurales y las estructuras asociadas formadas, al menos, durante cuatro eventos de deformación.

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

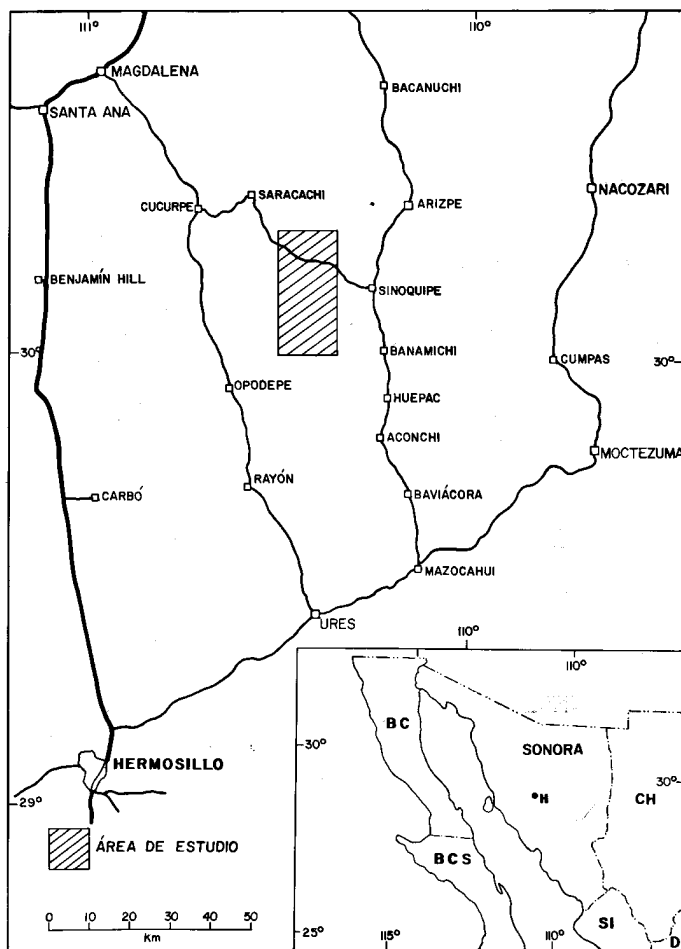


Figura 1.- Mapa de localización del área El Teguachi, Sonora. BC—Baja California; BCS—Baja California Sur; CH—Chihuahua; D—Durango; H—Hermosillo; SI—Sinaloa.

INVESTIGACIONES PREVIAS

El área en cuestión ha sido poco estudiada, tanto a nivel local como regional. Los estudios a nivel local consisten en informes de prácticas llevadas a cabo por estudiantes del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, en la parte septentrional del área. Existe una tesis (Castillo-Mendoza, 1987) sobre la parte meridional, así como estudios previos del presente autor enfocados principalmente a la recolección de datos estructurales (Rodríguez-Castañeda y Anderson, en preparación), donde se describe las unidades en forma breve.

Al oeste—mitad occidental de la hoja Santa Ana—Rodríguez-Castañeda (1984, 1988) describió rocas que varían en edad desde precámbricas hasta holocénicas. Hacia el sur, Roldán-Quintana (1989) describió la geología de la hoja Baviacora.

Dentro de los estudios regionales, se tiene el de Anderson y Silver (1979), que abarca el área de estudio, donde son descritos dos terrenos que contienen rocas precámbricas, los cuales fueron yuxtapuestos por una falla transcurrente denominada Mojave-Sonora *megashear*. Sin embargo, estudios como los de Stewart (1982), Poole y Madrid (1986, 1988), y

Poole y colaboradores (1991) sugieren que estas rocas constituyen la continuación de las secuencias miogeoclinales y eugeoclinales del sudoeste de los Estados Unidos de América, las cuales se curvan hacia el norte de México.

FISIOGRAFÍA

La hoja Santa Ana—mitad oriental—(CETENAL, 1975a) y el resto del área de este estudio están dentro de la subprovincia fisiográfica de Sierras Alargadas perteneciente a la provincia de la Sierra Madre Occidental (Raisz, 1964). La topografía se caracteriza por elevaciones formadas principalmente por rocas ígneas de edad variable y lomeríos suaves caracterizados, mayoritariamente, por rocas sedimentarias.

ESTRATIGRAFÍA

Como se mencionó anteriormente, las rocas que afloran en el área de estudio (Láminas 1 y 2) varían en edad desde el Precámbrico hasta el Holoceno. En la descripción de cada unidad, serán utilizados nombres informales, de los cuales varios ya han sido propuestos por Rodríguez-Castañeda (1984, 1988) y Rodríguez-Castañeda y Anderson (en preparación).

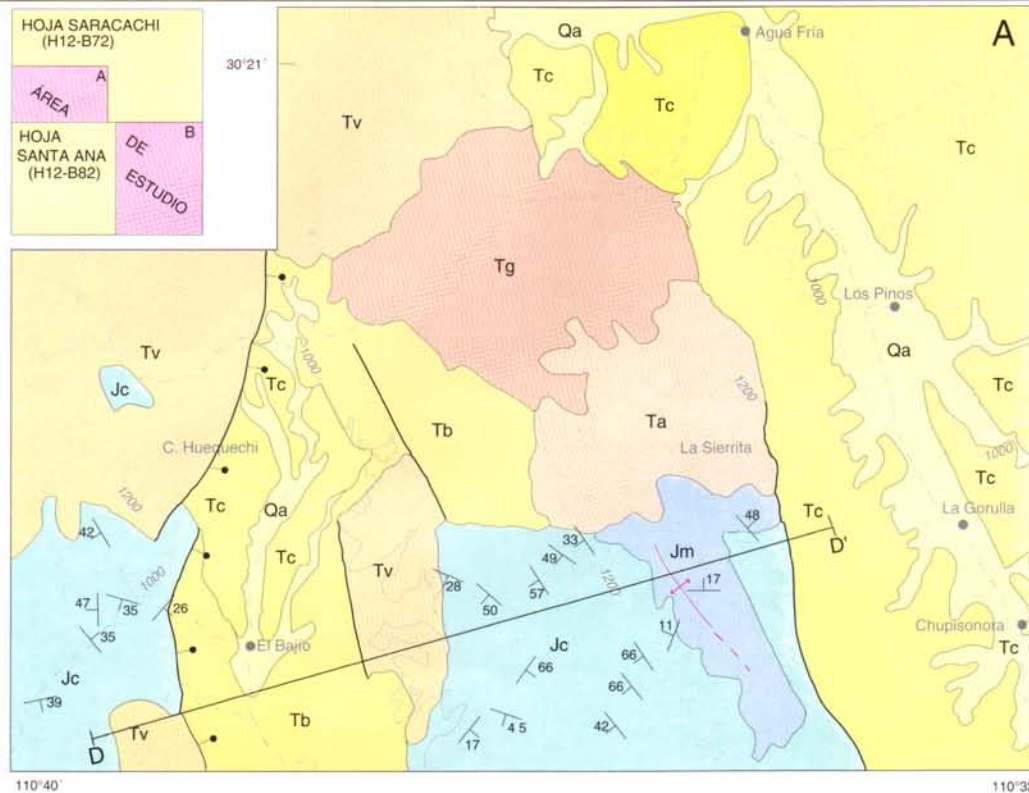
PRECÁMBRICO

Las rocas más antiguas están compuestas por tres unidades bien diferenciadas. La más antigua está constituida por esquistos y gneis, mientras que las otras dos por plutones, uno de ellos granodiorítico, y el otro un granito de textura micrográfica. Asociados a estas rocas precámbricas hay diques que cortan a la granodiorita y diques basálticos (?) que cortan al granito micrográfico. Una característica de estas rocas precámbricas es que están restringidas a la parte meridional del área de estudio.

Complejo El Alamito

El nombre de esta unidad se tomó de una represa denominada El Alamito (Castillo-Mendoza, 1987), localizada al oeste del rancho El Tuli (Lámina 1). Los afloramientos de esta unidad están bien expuestos en las cañadas El Canelo y El Alamito, y parte de la sierra El Jucaral.

Litológicamente, la unidad está compuesta principalmente por esquistos y gneis, más algunos diques máficos y graníticos (?). Los esquistos tienen un color de meteorización pardo amarillento y gris oscuro en muestra fresca. Morfológicamente, forma lomeríos suaves, como se puede apreciar al norte de la represa El Alamito. En los esquistos se observa una estratificación relictiva y crenulaciones. Del estudio petrográfico resultó que el protolito de estos esquistos de clorita-biotita pudiera ser grauvaca. La mineralogía presente está constituida principalmente por feldespato, cuarzo, biotita, muscovita, albita y hornablenda.



EXPLICACIÓN

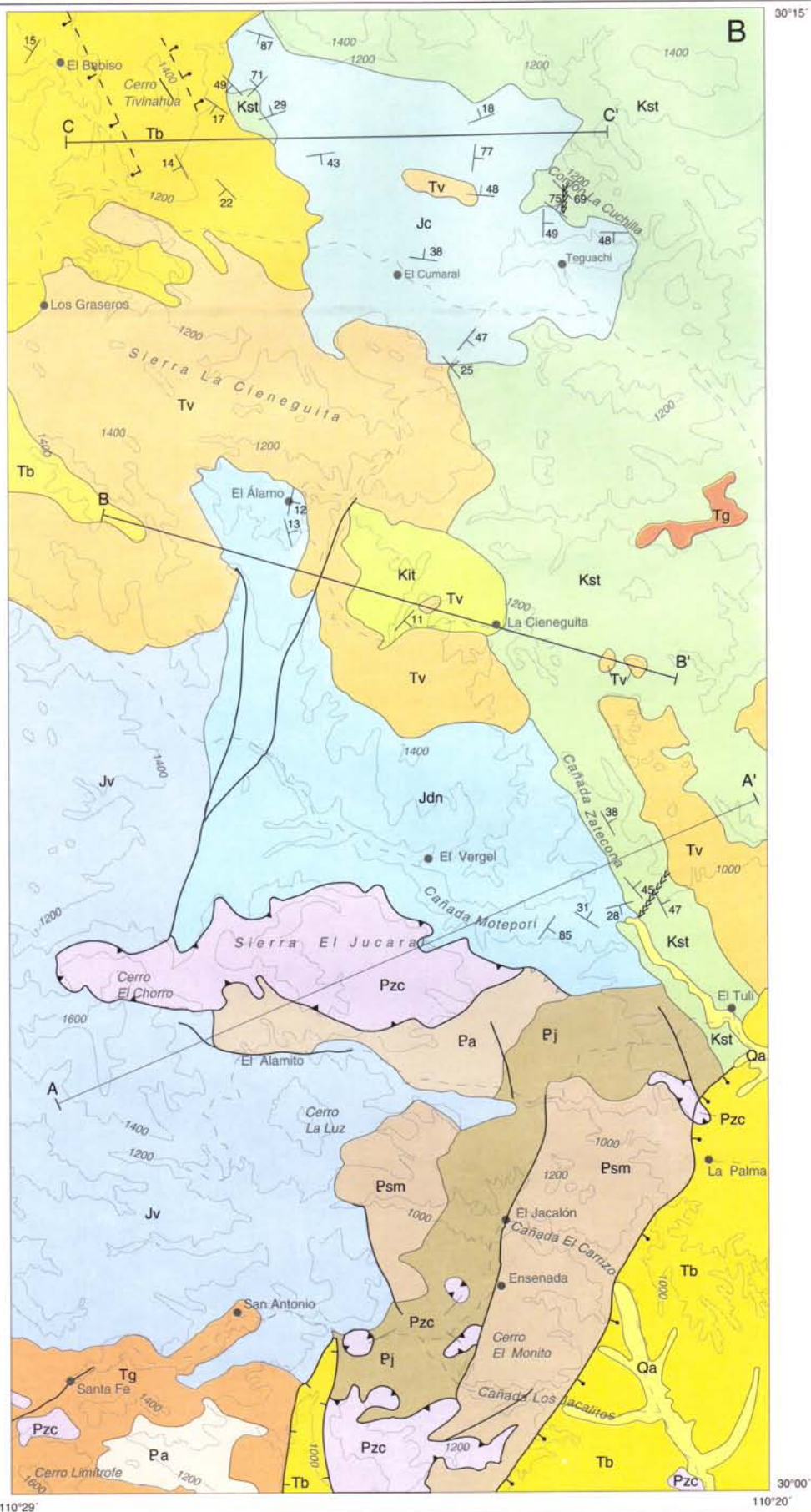
SÍMBOLOS

CUAT.	Qa	Aluvión
	Tc	Conglomerado
TERCIARIO	Tb	Formación Báucarit - Conglomerado, toba, caliza, arenisca
	Tv	Rocas volcánicas - Toba
	Ta	Pórfido andesítico
	Tg	Granito
CRETÁCICO	Kst	Formación El Tuli - Conglomerado, toba, arenisca, caliza
	Kit	Formación Los Tanques - Caliza, lutita, arenisca
	Jdn	Formación Dos Naciones - Arenisca, limolita, conglomerado, caliza
JURÁSICO	Jc	Formación La Colgada - Lutita, arenisca, caliza, toba
	Jv	Rocas volcánicas - Riolita, toba, andesita, arenisca
	Jm	Metasedimentos - Esquisto, metarenisca, metacaliza, metaconglomerado
	Pzc	Ortocuarcita Los Changos
PROTEROZOICO	Psm	Granito Santa María - Granito micrográfico
	Pj	Granodiorita El Jacalón
	Pa	Unidad El Alamito - Gneis, esquisto

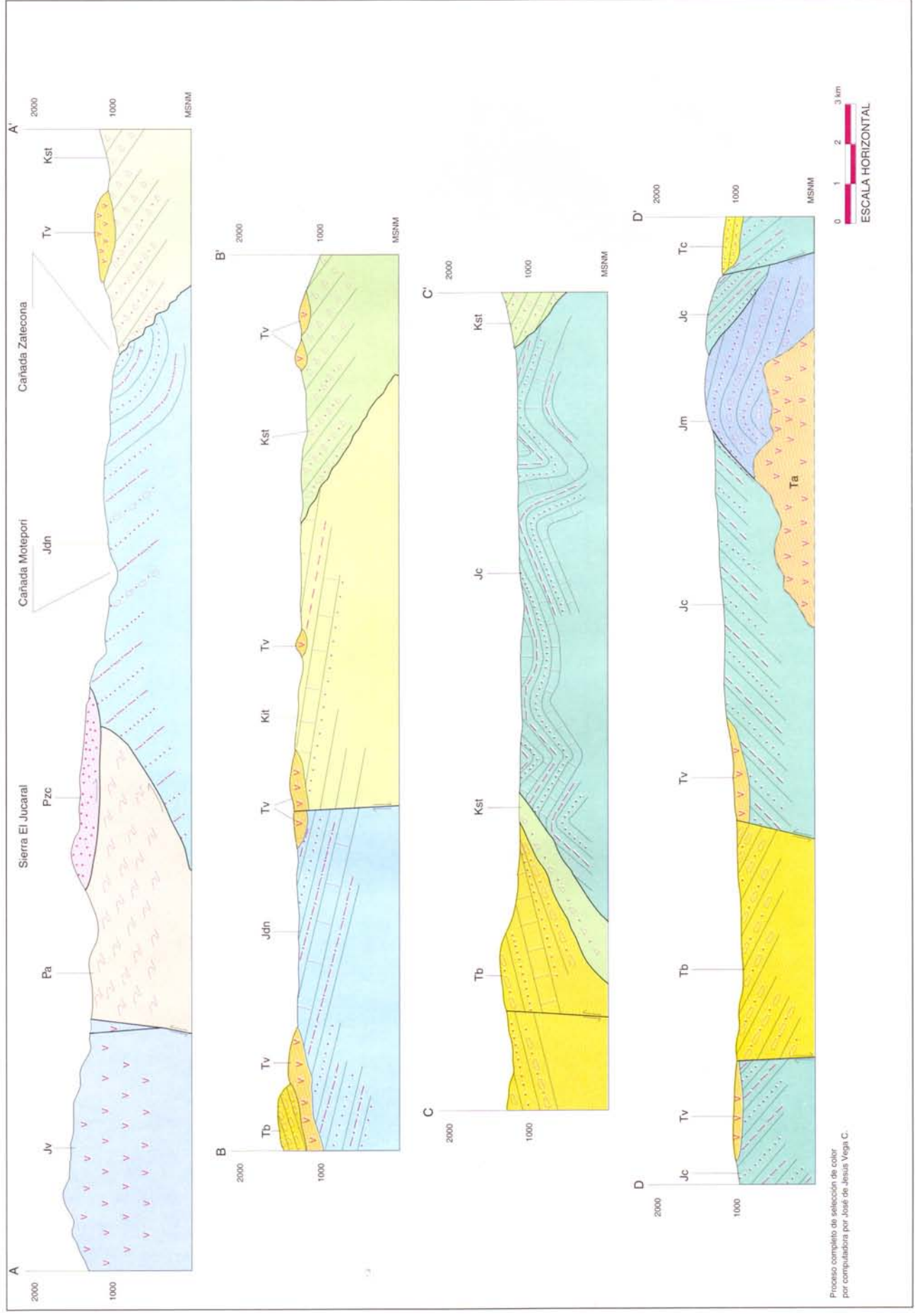
	Contacto
	Cabalgadura - Los triángulos están en el bloque cabalgante. Con triángulos en blanco donde es inferida.
	Falla normal - Mostrando inclinación. Con línea interrumpida donde su localización está inferida.
	Anticlinal - Mostrando la traza del plano axial
	Fractura
	Falla de desplazamiento lateral - Indicando el sentido del desplazamiento
D D'	Línea de sección
	Sección medida
	Rumbo e inclinación
	Poblado



Proceso completo de selección de color mediante computadora por Juan Manuel López, Jerjes Pantoja Irys y José de Jesús Vega C.



EL TEGUACHI, SONORA



SECCIONES ESTRUCTURALES DEL ÁREA EL TEGUACHI, SONORA.

El gneis presenta un color rosa que pasa por meteorización a un color rojizo; se encuentra cortado por diques máficos transformados en esquisto. Por sus características mineralógicas, estos diques máficos pueden ser asignados a la facies de esquisto verde, sugiriendo un metamorfismo regional de grado bajo a medio.

El esquisto y el gneis están afectados por foliación, mientras que existe una crenulación que sólo afecta al esquisto, como se aprecia en los alrededores de la represa El Alamito.

Los diques de composición granítica (?) son de color gris oscuro que pasa por meteorización a gris claro. Tienen un espesor de 42 cm en promedio. Megascópicamente, consisten en cuarzo y feldespato con texturas faneríticas. La orientación que presentan los diques es similar a la de la foliación.

Las relaciones estratigráficas de estas rocas metamórficas son las siguientes: con la granodiorita El Jacalón se desconoce la relación, por encontrarse cubierta. El complejo El Alamito también está cubierto en forma tectónica—cabalgamiento—por la ortocuarcita Los Changos, como se aprecia al norte de la represa El Alamito. Con las rocas jurásicas volcánicas, el contacto es por falla como en la cañada El Alamito, algunas decenas de metros aguas arriba de la represa.

Respecto a la edad de esta unidad, T.H. Anderson (Anderson y Silver, 1971, 1981) obtuvo una edad por medios isotópicos de relación U-Pb, de una muestra recolectada al sur del área—corral El Zamotal—de 1,650 Ma para el metamorfismo. La secuencia registrada ahí es similar a la que se tiene en el área, por lo que se piensa formen parte de la misma serie de rocas metamórficas. Por otro lado, esta secuencia puede correlacionarse con el basamento cristalino en la región de Caborca, el cual está formado por rocas metamórficas y graníticas. Las rocas metamórficas representan un grupo de sedimentos maduros e inmaduros y de rocas volcánicas, de 1,800 Ma, las cuales sufrieron la intrusión de rocas graníticas hace 1,725 Ma y posteriormente sufrieron metamorfismo hace aproximadamente 1,650 Ma (Anderson y Silver, 1971, 1981).

Granodiorita El Jacalón

El nombre El Jacalón (Castillo-Mendoza, 1987) fue tomado del rancho del mismo nombre, que se localiza en la parte meridional del área. La granodiorita se puede observar tanto al norte de este rancho, como al sur del rancho Ensenada.

Esta unidad está formada por una granodiorita de hornablenda y diques de microdiorita. Morfológicamente, se caracteriza por un relieve bajo en lomas suaves, excepto en la parte septentrional, donde forma un relieve alto.

La granodiorita El Jacalón es de color que varía de gris claro a gris oscuro en roca fresca, que pasa por meteorización a rojo ocre. Se encuentra fracturado, foliado y deformado, localmente, y alterado.

Petrográficamente, se observó plagioclasa (oligoclasa), hornablenda, biotita, escaso cuarzo y feldespato potásico, más óxidos y circón como minerales accesorios.

Los diques son de color gris oscuro, con textura afanítica y minerales como andesina, hornablenda y muy poco cuarzo. Estos diques de microdiorita tienen aproximadamente 40 cm de espesor con rumbos al noreste y están restringidos únicamente a la granodiorita.

La granodiorita El Jacalón presenta las siguientes relaciones estratigráficas: como se indicó anteriormente, se desconoce el contacto con el complejo El Alamito. Sufre la intrusión del granito Santa Margarita y ambas rocas, a su vez, están en contacto tectónico—falla inversa—como se observa en la cañada Los Jacalitos. Con la ortocuarcita Los Changos, del Paleozoico, el contacto parece ser discordante—parte media de la sierra El Jucaral—aunque los contactos de la ortocuarcita con otras unidades dentro y fuera del área son tectónicos—cabalgamientos. Con las rocas volcánicas jurásicas y con la Formación Báucarit se encuentra en contacto por falla.

Respecto a la edad, T.H. Anderson (comunicación personal, 1989) recolectó una muestra en la cañada Los Jacalitos, de la cual obtuvo por medios isotópicos de U-Pb una edad de 1,700 Ma. La granodiorita El Jacalón es correlacionable con los intrusivos precámbricos de composición granodiorítica y cuarzomonzonítica, de 1,740 y 1,745 ± 15 Ma, consignados en la región de Caborca (Anderson *et al.*, 1978).

De lo anterior surge la pregunta siguiente: si la edad del metamorfismo que afectó a la unidad anterior es de 1,650 Ma, ¿por qué no afectó a la granodiorita? Así, se infiere que el contacto entre la granodiorita y las rocas metamórficas sea una falla. Otra posibilidad sería que el metamorfismo, como es de bajo grado, no haya afectado a la granodiorita.

Granito Santa Margarita

El nombre de esta unidad fue propuesto informalmente por Rodríguez-Castañeda (1984) para una localidad ubicada a escasos kilómetros al oeste del área. El granito Santa Margarita aflora, al igual que las unidades anteriores, sólo en la parte meridional (Lámina 1, B), observándose excelentes afloramientos a lo largo de la cañada Los Jacalitos.

La unidad consiste en un granito micrográfico y escasas rocas volcánicas. El primero se caracteriza por una coloración que varía de rojiza a rosa, que por meteorización cambia a rojiza; se presenta fracturado, con fallas y localmente foliado; su morfología tiene relieves de altura considerable. Su composición mineralógica está constituida por ortoclasa, microclina y óxidos con una textura micrográfica característica.

Las rocas volcánicas que están dentro del granito no tienen una estructura definida, aunque parecen diques (?) de color pardo grisáceo de composición basáltica, alterados como se ve en la cañada Los Jacalitos.

Las relaciones estratigráficas del granito Santa Margarita son las siguientes: la granodiorita El Jacalón sufre la intrusión del granito micrográfico, lo cual se observa al oeste del cerro La Sabana—al oeste del rancho El Tuli—a pocos metros del camino que conduce a la represa El Alamito. También se

encuentra en contacto tectónico—falla—con la misma granodiorita, como se aprecia en la cañada Los Jacalitos. El tipo de falla es a rumbo, y en ella el granito micrográfico se transforma en una blastomilonita, y la granodiorita El Jacalón en una milonita. Aquí, ambas rocas están compuestas por porfidoblastos de cuarzo en una matriz de fragmentos molidos de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa. La matriz y los porfidoblastos presentan cizallamiento. El granito Santa Margarita se encuentra cubierto por las rocas volcánicas jurásicas y recibe la intrusión de un granito más joven. Por último, el contacto con la Formación Báucarit, del Terciario, es por falla.

El granito Santa Margarita es correlacionable con el Granito Aibó (1,100 Ma; T.H. Anderson, comunicación personal, 1989), de la región de Caborca. De igual manera, T.H. Anderson recolectó una muestra en la cañada Los Jacalitos para estudio isotópico de U-Pb, obteniendo una edad de 1,100 Ma. Por lo tanto, ambos granitos son similares desde los puntos de vista mineralógico, textural y geocronológico.

PALEOZOICO

Las rocas paleozoicas, ampliamente expuestas en el área de estudio, están constituidas principalmente por cuarcita (arenisca de cuarzo) más areniscas conglomeráticas, conglomerados y escasas lutitas. Su edad es asignada al Paleozoico, aunque bien pudieran ser más antiguas. Estas rocas fueron agrupadas en una sola unidad, misma que se describe a continuación.

Ortocuarcita Los Changos

Esta unidad fue denominada “cuarcita Los Changos” por Rodríguez-Castañeda (1984, 1988) al noroeste del área, pero se utilizará el nombre de ortocuarcita para darle el sentido sedimentario. Las rocas descritas en el área adyacente tienen las mismas características que las que afloran en el área de este estudio.

La unidad aflora principalmente en la parte meridional del área, encontrándose bien expuesta en la sierra El Jucaral (Lámina 1). Morfológicamente, la ortocuarcita forma masas de roca resistente a la erosión, con un relieve abrupto que forma acantilados.

Al suroeste de la cañada La Cieneguita—cerro Las Granadas—la unidad está formada principalmente por arenisca y escasa lutita, presentándose en capas de estratificación media a gruesa. En la parte baja de esta sección, se observa una arenisca de color rojo que por meteorización adquiere un tono más intenso, de grano medio, bien clasificada. Hacia arriba aparece una arenisca de coloración rosa de grano medio, igualmente bien clasificada, con intercalaciones de lutita físil, de color rojo, de 10 a 15 cm de espesor. En su parte superior, la sección contiene una arenisca de color grisáceo rosado, de grano medio, bien clasificada. Aquí las capas presentan diastatificación.

También en la misma zona existen capas de arenisca y conglomerado con una estratificación que varía de gruesa a muy gruesa. La arenisca es de color crema que cambia por meteorización a amarillo, de grano grueso. Hacia la cima, la arenisca es de grano más grueso, clasificándose como arenisca conglomerática. Los conglomerados que están yaciendo sobre la arenisca son de color rosado; sus clastos son mayoritariamente de cuarzo translúcido y cuarzo lechoso de forma redondeada a subredondeada, en una matriz arenosa. Estos conglomerados también presentan clastos de arenisca de cuarzo de forma angulosa a subredondeada y con un tamaño de entre 5 mm y 5 cm. La matriz está formada por cuarzo de grano fino.

Igualmente, hacia el norte en la zona de la sierra El Jucaral, la secuencia presenta arenisca y conglomerado interestratificados, de estratificación gruesa. La arenisca es de color rosa, que adquiere por meteorización un tono más intenso, de grano medio, bien clasificada. El conglomerado es de color gris claro que pasa por meteorización a gris oscuro. Los clastos son principalmente de cuarzo lechoso y, en menor proporción, cuarzo translúcido, bien redondeados, de aproximadamente 5 cm de diámetro, contenidos en una matriz arenosa de grano fino del mismo material que la fracción gruesa.

En términos generales, la ortocuarcita es de color gris en varias tonalidades, que cambia por meteorización a un color rosa claro, de grano fino bien clasificada.

Bajo el microscopio, estas ortocuarcitas están compuestas de cuarzo casi en su totalidad, más algunos granos de pedernal y minerales opacos cementados por sílice. El cuarzo es policristalino con extinción ondulante. La arenisca de grano más grueso presenta una matriz arenosa y se clasifica como “wacka” de cuarzo más otros minerales como muscovita, feldespato y minerales opacos, todos ellos contenidos en una matriz sericítica.

Las relaciones estratigráficas de la ortocuarcita Los Changos son las siguientes: se encuentra en contacto tectónico—cabalgamiento—con las rocas volcánicas jurásicas. También se supone que se encuentre en contacto por falla (?) con el complejo El Alamito; se infiere lo anterior considerando que la ortocuarcita forma un afloramiento continuo en la sierra El Jucaral (Lámina 1, A). Además, hay que añadir que en el contacto se ve una brecha bien cementada—al norte de la represa El Alamito—constituida principalmente por clastos angulosos de ortocuarcita. Se encuentra yaciendo encima de la granodiorita El Jacalón y del granito Santa Margarita. Por otra parte, en el granito del Terciario aparece formando bloques colgados (*roof pendants*) y con la Formación Báucarit el contacto es por falla normal.

La ausencia de fósiles dificulta definir la edad de la ortocuarcita; no obstante, Rodríguez-Castañeda (1984, 1988), por relaciones estratigráficas y por comparación con rocas semejantes que afloran en la región de Caborca—Cuarcita Proveedora, del Cámbrico—le asignó una edad cámbrica (?). También pudiera ser correlacionable con la Cuarcita Bolsa,

que aflora en la sierra de Los Ajos—al noreste del área. Sin embargo, por su carácter alóctono, se piensa que sea más parecida a las rocas de Caborca.

JURÁSICO

Las rocas jurásicas afloran ampliamente en el área de estudio; litológicamente, son volcanosedimentarias, sedimentarias, metasedimentarias y rocas volcánicas; fueron divididas en cinco unidades bien diferenciadas; y fueron tomados nombres informales para algunas de ellas, mientras que para otras se utiliza el nombre litológico.

Metasedimentos jurásicos

Esta unidad está conformada por esquisto, metarenisca, metacaliza y metaconglomerado.

Se encuentra aflorando en la parte sudoccidental de la hoja Saracachi (CETENAL, 1975b), al sur del cerro La Sierrita (Lámina 1, A).

El esquisto es de color verde oliva que cambia por meteorización a verde claro. Se puede observar un dique de composición andesítica que lo está cortando, pero que no sufrió metamorfismo. En muestra de mano, el esquisto presenta granos de cuarzo deformado, dándole el aspecto de milonita. Por las características del esquisto, fue difícil hacer una lámina delgada para su estudio petrográfico.

Los esquistos están cubiertos por metarenisca de color verde oliva, pardo rojizo, de grano fino y parcialmente conglomerática; no se le aprecia estratificación. Intercalada en las capas de arenisca se encuentra caliza de estratificación delgada con estructura laminar, recrystalizada, de color gris claro que no cambia con la meteorización. Contiene escasos nódulos de pedernal. No fueron encontrados fósiles.

Encima de la arenisca y la caliza, aparecen capas de conglomerado, también con metamorfismo, de color pardo grisáceo a rojizo, que pasa por meteorización a gris oscuro. Los fragmentos son principalmente de rocas volcánicas—andesita, toba y basalto. También hay clastos de arenisca de grano fino, de color rojizo. Una característica de este conglomerado es que los clastos están deformados—cizallados—lo cual parece indicar que el metamorfismo que afecta a la secuencia es dinámico. Hacia arriba, el conglomerado cambia a arenisca que presenta horizontes intercalados de conglomerado.

Las relaciones estratigráficas de la unidad de "metasedimentos jurásicos" indican que está cubierta discordantemente (?) por la formación La Colgada, del Oxfordiano. En el contacto se aprecia una zona brechoide que contiene fragmentos de esquisto y milonita.

Por las relaciones de campo y comparación con otras unidades más antiguas—precámbricas—y más jóvenes—cretácicas—se cree que la edad de estos metasedimentos sea del Jurásico Medio (?) o más antigua.

Rocas volcánicas jurásicas

Esta unidad aflora ampliamente en la parte central del área de estudio (hoja Santa Ana; CETENAL, 1975a). Morfológicamente, forma las elevaciones de mayor altitud del área de estudio, como son los cerros La Luz y El Chorro.

La unidad está constituida predominantemente por riolita porfídica y toba lítica y, en menor cantidad, por andesita y arenisca.

La riolita porfídica es de color gris oscuro a gris claro, con textura porfídica—fenocristales de feldespato y cuarzo. Microscópicamente está constituida por cuarzo, plagioclasa—oligoclasa-andesina—sanidino, microclina y escasos fragmentos de rocas volcánicas, en una matriz de composición silícea con ligera desvitrificación.

La toba es de color rosa; contiene fragmentos de ignimbrita, cuarzo y plagioclasa, en una matriz afanítica.

Al sur del área, se observa diques de riolita caolinizada que cortan a las rocas volcánicas ya descritas.

Al norte de la represa El Alamito hay, intercalada con la toba, una arenisca de color pardo oscuro, de grano fino, con estratificación delgada y estructura laminar.

Las rocas volcánicas jurásicas están cubiertas en algunas zonas por una capa delgada de rocas volcánicas terciarias.

En cuanto a las relaciones estratigráficas, las rocas volcánicas jurásicas están en discordancia sobre la granodiorita El Jacalón y el granito Santa Margarita, y en contacto por falla con el complejo El Alamito. A su vez, están cabalgadas por la ortocuarcita Los Changos. En la parte meridional del área de estudio, un granito cretácico se introduce en estas rocas volcánicas jurásicas.

La litología de esta unidad es semejante a la de las rocas que afloran al oeste del área y que fueron descritas por Rodríguez-Castañeda (1984, 1988), quien, con base en relaciones de campo, sugirió una edad postpaleozoica pero preaptiana—Jurásico Temprano-Medio (?). En el presente estudio se les asigna la misma edad, por ser una extensión de la misma unidad consignada por Rodríguez-Castañeda (*op. cit.*). Se considera que esta secuencia volcánica sea parte del arco jurásico registrado en, cuando menos, 16 localidades del Estado de Sonora (Rodríguez-Castañeda, 1989).

Formación La Colgada

Este nombre fue utilizado inicialmente por Rodríguez-Castañeda (1986) para describir una secuencia volcanosedimentaria que aflora en los alrededores del rancho La Colgada, que es una importante localidad fosilífera (Rangin, 1977).

En el área del presente estudio, la formación La Colgada está constituida por lutita, caliza, arenisca y roca volcánica.

La lutita es de color gris oscuro, gris rojizo y negro, algunas veces físil o de aspecto laminar. Se presenta en estratos que varían en espesor, desde 15 cm hasta 2 m. En el arroyo Los Chinos, la lutita contiene belemnites mal preservados y defor-

mados. También fueron encontrados amonites completos y otros fragmentados.

La arenisca en muestra fresca tiene un color que varía de gris oscuro a pardo grisáceo o verde oscuro, que por meteorización pasa a pardo rojizo, pardo amarillento o amarillo ocre. Tiene estratificación de delgada a gruesa, pero algunas veces es masiva y otras tiene estructura laminar. Normalmente es de grano fino, bien clasificada, muy compacta. Al norte del arroyo El Potrero, la arenisca muestra un incremento en detrito volcánico, siendo su aspecto más parecido al de una toba que al de una arenisca.

La caliza se encuentra en menor proporción que la lutita y la arenisca. Al norte del arroyo El Potrero (cerro El Cardo; CETENAL, 1975b; Lámina 1, A) y sobre el mismo arroyo, la caliza es de color gris pardo, crema o pardo rojizo, con estratificación de delgada a gruesa. En el arroyo La Cercada (CETENAL, 1975a; Lámina 1, B), la caliza es de color gris oscuro, de estratificación gruesa y delgada, algunas veces con belemnites abundantes.

En general, la caliza que aflora en la parte de la hoja Saracachi (CETENAL, 1975b) es de color pardo rojizo por meteorización, mientras que en muestra fresca es de color pardo rojizo claro. Excepto por la caliza que contiene belemnites, no se encuentra otros fósiles en ella.

La roca volcánica que se encuentra en la formación La Colgada consiste en toba que, en el campo, se observa perfectamente estratificada, depositada en un ambiente marino. Es de color pardo rojizo, gris claro y se presenta en estratos medianos (parte centromeridional, Lámina 1, A). En los cerros al norte del arroyo El Potrero, la toba es de composición más andesítica, observándose fenocristales de plagioclasa.

Fue difícil establecer un espesor para esta formación, debido a las complejidades estructurales que presenta.

La formación La Colgada se encuentra cubierta, en discordancia angular, por las rocas del Cretácico Superior y por sedimentos de la Formación Báucarit, mientras que en la hoja Saracachi (CETENAL, 1975b), se encuentra cubierta discordantemente por rocas volcánicas terciarias. También sufre la intrusión del granito cretácico y de una andesita terciaria (Lámina 1).

Puesto que la formación La Colgada es la misma que fue descrita por Rodríguez-Castañeda (1984, 1988) como unidades A y B, y posteriormente como formación La Colgada (Rodríguez-Castañeda, 1986), la cual se asignó al Oxfordiano tardío, se considera la misma edad para las rocas volcanosedimentarias del presente estudio. En estas rocas, inicialmente descritas por Rangin (1977), se encontró amonites iguales a los consignados por dicho autor. Debido al mal estado de conservación, no se pudo determinar los belemnites.

Formación Dos Naciones

El nombre de formación Dos Naciones, de carácter informal, fue propuesto por Rodríguez-Castañeda (1986) para

describir una secuencia que consiste en arenisca, limolita, caliza y conglomerado, la cual aflora al oeste de esta área.

En este artículo se utiliza el mismo nombre para describir una secuencia compuesta por arenisca, limolita, caliza y conglomerado, que se encuentra aflorando principalmente al oeste del rancho El Tuli, la cañada Motepori y la cañada Zatecona, así como en los alrededores del rancho El Álamo.

La arenisca es de color verde, con estratificación gruesa, muy compacta, constituida por cuarzo, feldespato y fragmentos de roca con epidota abundante. También se presenta muy silicificada, dándole un carácter macizo a la arenisca. Algunas areniscas presentan laminación.

La limolita es de color rojizo morado, localmente de color verde oliva, de estratificación gruesa—1 m—fracturada y deleznable, aunque en otras partes es compacta. En los contactos con la arenisca se observa fragmentos de limolita dentro de la primera.

La caliza aflora únicamente en las inmediaciones del rancho El Álamo. Su color es gris oscuro que cambia por meteorización a gris pardusco, pardo crema o gris verdoso. Los estratos tienen espesores que varían entre 10 cm y 1 m; contienen restos fósiles de pelecípodos y amonites. En el contacto de la caliza con la limolita se observa rizaduras y nódulos de calcita de 4 cm de diámetro. En esta sección, la limolita presenta estructura laminar.

Interestratificados con la arenisca hay conglomerados de color verde oscuro, constituidos principalmente por fragmentos de cuarcita, escasos clastos de rocas metamórficas y volcánicas de 2 cm de diámetro, bien redondeados y bien clasificados, dentro de una matriz de grano fino de la misma constitución que la fracción gruesa. Los conglomerados llegan a alcanzar espesores de hasta 20 cm.

Aunque la parte inferior de esta formación no se observa, en lo que corresponde a la parte baja que está expuesta en la zona, se aprecia que característicamente la limolita está muy epidotizada y el conglomerado es más abundante. Por el contrario, en la parte superior de la formación, estas características están presentes en menor grado.

Es difícil medir una columna de esta formación por la presencia de fallas que truncan la continuidad; no obstante, se estima un espesor de más de 1,000 m.

La formación Dos Naciones está en contacto por falla con el basamento cristalino—granodiorita El Jacalón—y con la ortocuarcita paleozoica, al igual que con las rocas volcánicas jurásicas (?). Está cubierta en discordancia angular por rocas volcanosedimentarias del Cretácico Superior.

La formación Dos Naciones no tiene fósiles identificables, pero como es continuación de la misma formación descrita por Rodríguez-Castañeda (1984) como Unidad C, y posteriormente redefinida como formación Dos Naciones (Rodríguez-Castañeda, 1986), el presente autor le asigna una edad jurásica tardía—Titoniano (?)—con base en relaciones estratigráficas, por lo que la unidad que aflora en el área del presente estudio se considera de la misma edad.

CRETÁCICO

Las rocas del Cretácico han sido divididas en dos unidades. Una de ellas del Cretácico Inferior y la otra del Cretácico Superior. Esta última se halla extensamente expuesta en el área de estudio.

Formación Los Tanques

La formación Los Tanques fue definida inicialmente por Rodríguez-Castañeda (1986) para describir una secuencia de caliza, lutita y arenisca que aflora al oeste del área de estudio.

Para fines prácticos, se utilizará el mismo nombre para consignar una secuencia de caliza, lutita y arenisca que aflora en la parte central del área de estudio (Lámina 1, B), al sureste del rancho El Álamo, en las inmediaciones del corral La Cieneguita.

La caliza es de color gris claro, que no cambia de color con la meteorización. Los estratos varían de medianos a muy gruesos. Esta caliza es muy fosilífera, observándose pelecípodos, orbitolinas y gasterópodos, entre otros. El gran contenido fosilífero indica que las calizas muy gruesas corresponden a desarrollos arrecifales.

La lutita es de color gris que pasa por meteorización a amarillo ocre; es fisil, en estratos de hasta 10 m.

La arenisca es de grano fino, en estratos de delgados a gruesos, de color verde oliva que no cambia con la meteorización, bien clasificada y bastante compacta.

La formación Los Tanques se encuentra cubierta discordantemente por los sedimentos de la formación El Tuli y por tobas terciarias. No se observa su contacto inferior, pero tal vez sea tectónico (?) con la formación Dos Naciones. No se midió un espesor para esta unidad.

Por su contenido fósil, la formación Los Tanques fue asignada al Cretácico Inferior (Aptiano-Albiano; Rodríguez-Castañeda, 1989); por sus características litológicas, es correlacionable con la caliza Mural del Grupo Bisbee, del sudeste de Arizona y noreste de Sonora.

Formación El Tuli

La formación El Tuli, de carácter informal, se encuentra ampliamente expuesta, particularmente en la parte oriental del área de estudio (CETENAL, 1975a; Lámina 1, B). Existen de ella buenos afloramientos en los alrededores del rancho El Tuli, de donde se tomó el nombre, y a lo largo de la cañada Motepori y la cañada Zatecona (Lámina 1). También hay buenos afloramientos al norte del rancho El Teguachi—cordón La Cuchilla.

La unidad se caracteriza por un relieve escarpado, formado por conglomerado, toba, arenisca tobácea, ignimbrita y caliza.

Fueron medidas dos columnas, la primera en la cañada Zatecona y la otra en el cordón La Cuchilla.

La columna medida en la cañada Zatecona—al noroeste del rancho El Tuli—consiste en conglomerado, toba, arenisca tobácea e ignimbrita (Figura 2, A, y Figura 3).

La parte basal es un conglomerado de color rojizo que sobresale en el relieve. Predominan los clastos de ortocuarcita, de angulosos a bien redondeados (Figura 4), con tamaños que varían desde 3 mm hasta 25 cm, con un promedio de 4 a 5 cm, mal clasificados; también están presentes escasos fragmentos de gneis, esquisto, granito y toba. La matriz está constituida por arena de grano medio a grueso, de composición algunas veces igual que la de la parte gruesa y, en ocasiones, más tobácea. El espesor de este conglomerado es de 25.70 m en la sección medida.

Encima del conglomerado se presenta una sección de toba, arenisca, conglomerado e ignimbrita. Los horizontes de toba son de color pardo rojizo, verde claro (epidotizada), pardo gris claro y pardo grisáceo que pasa por meteorización a pardo rojizo; en su composición se observa variaciones a toba, toba lítica e ignimbrita.

La toba es de color gris claro, bastante alterada, y pasa por meteorización a color pardo rojizo. Se presenta estratificada con espesores variables (*cf.* Figura 2, A) hasta de 8 m. Su textura es de grano fino a grueso, algunas veces afanítica, con escasos fenocristales de cuarzo más fragmentos líticos.

La toba lítica es de coloración rosa a morado claro, alterada, con cierta estratificación. Se puede observar a simple vista fragmentos líticos de roca volcánica en una matriz vítrea. Algunas de las tobas están parcialmente caolinizadas y oxidadas en los alrededores del rancho El Tuli.

La ignimbrita yace concordantemente encima de las tobas. Es de color morado claro y presenta estructura fluidal.

La arenisca muestra variaciones a arenisca tobácea, y ésta presenta fragmentos líticos, cuarzo y feldespato, de grano fino a grueso, mal clasificados. Bajo el microscopio, puede observarse clastos de riolita, toba, plagioclasa y cuarzo. El cementante es sílice y carbonato que rellena cavidades y reemplaza a algunos minerales.

La arenisca de grano grueso—conglomerática—presenta clastos de 0.5 a 1 cm, de forma subredondeada a redondeada; está bien clasificada. Los clastos corresponden a fragmentos de roca volcánica, cuarcita y roca intrusiva. Esta arenisca de grano grueso generalmente se encuentra en contacto con los conglomerados que afloran sobre el conglomerado basal.

Los conglomerados son del mismo color que el conglomerado basal, pero varía su composición. Contienen clastos de ortocuarcita y rocas volcánicas, con tamaños que varían entre 3 mm y 2 cm o mayores, de forma subredondeada a redondeada, en una matriz arenoso-tobácea. Hacia la cima, los clastos son más gruesos—3 a 5 cm. El espesor de estos conglomerados es de 5 a 14 m (*cf.* Figura 2, A), y difieren del conglomerado basal es que en éste el tamaño de los clastos es más homogéneo.

El espesor total que se midió en esta sección fue de 912 m. De ellos 112 m fueron medidos con báculo, mientras que el resto fue calculado trigonométricamente.

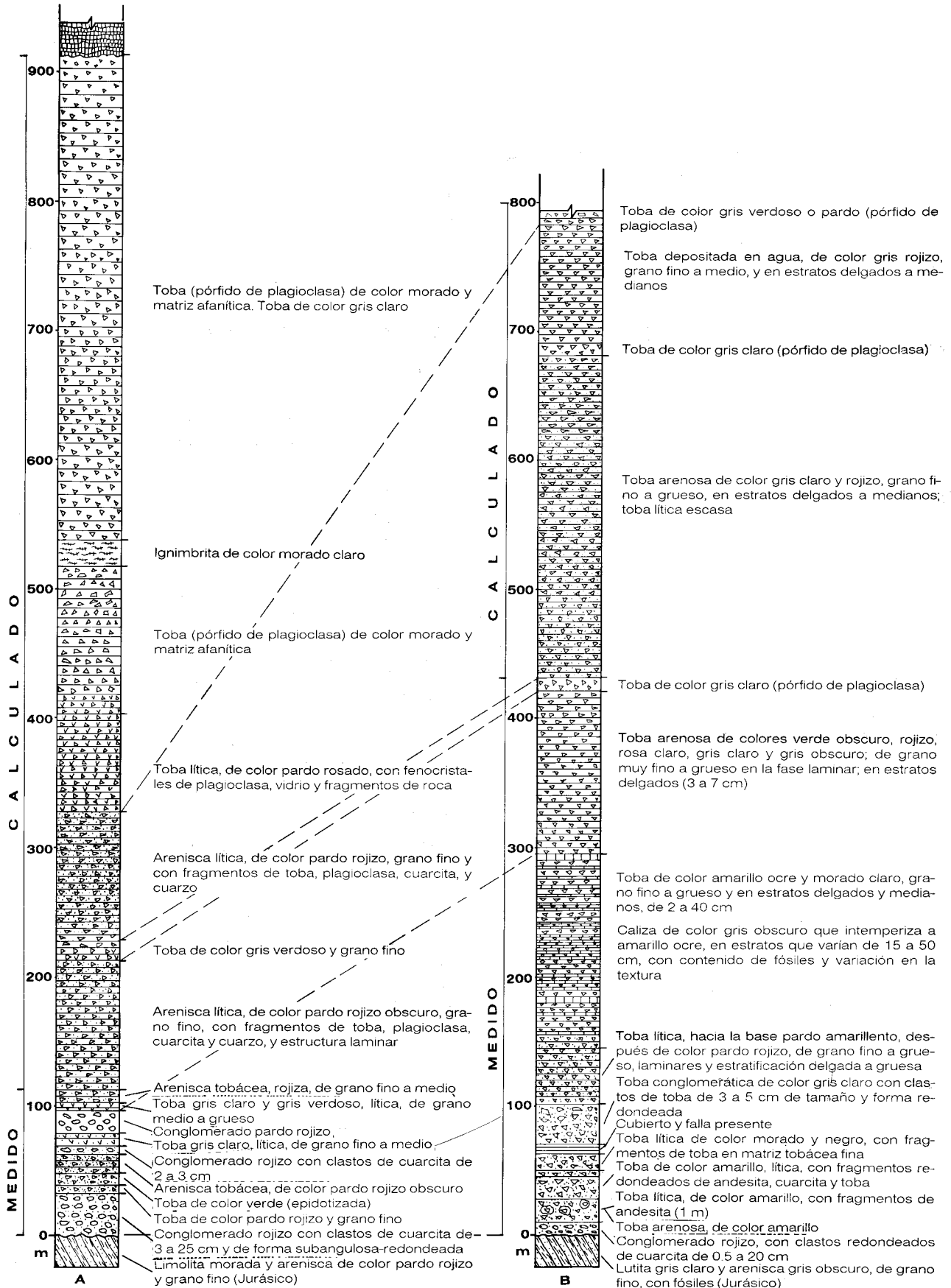


Figura 2.- Columnas estratigráficas medidas en la formación El Tuli. A— columna medida en la cañada Zatecona; B— columna medida en el cordón La Cuchilla. Escala 1:2,500.

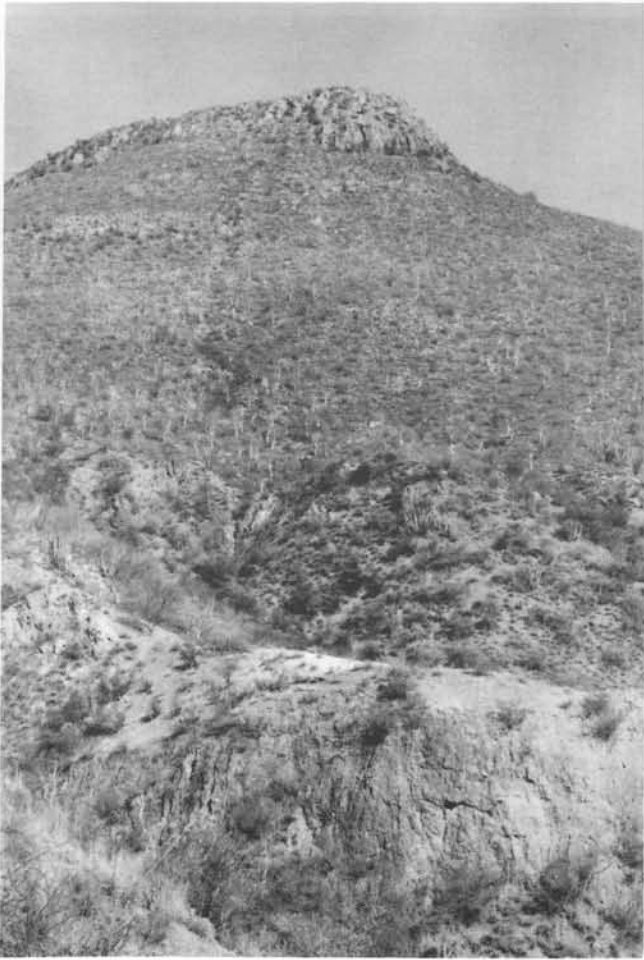


Figura 3.- Vista panorámica de la formación El Tuli en la cañada Zatecona. En la parte inferior de la figura puede observarse el conglomerado, en la parte media la arenisca y la toba, y coronando la sección la ignimbrita. Vista hacia el este.

En cuanto a la sección medida en el cordón La Cuchilla—al norte del rancho El Teguachi—ésta consiste en horizontes de conglomerado, toba y caliza (Figura 2, B).

Hacia la base y en discordancia angular sobre rocas jurásicas, se encuentra un conglomerado (Figura 4) de color rojizo, cuyos clastos son de ortocuarcita. El tamaño de éstos varía entre 0.5 y 20 cm, con un promedio de 3 a 5 cm, de forma redondeada, con una matriz arenosa. El espesor de este conglomerado basal es de 10 m.

La toba es de color gris claro, encontrándose intercalada con arenisca tobácea. A simple vista, se puede observar en ella plagioclasa.

La arenisca tobácea es de color amarillo ocre, pardo rojizo y rojizo. Se encuentra ampliamente distribuida en la sección. Es de grano fino a grueso, mal clasificada, presenta estratificación delgada—2 a 25 cm—algunas veces con estructura laminar de grano muy fino.

Las tobas líticas afloran principalmente en la parte baja de la sección. Las que están encima del conglomerado basal son de color amarillo ocre, de aspecto masivo y contienen fragmentos líticos de hasta 1 m de andesita. Subiendo estrati-



Figura 4.- Detalle del conglomerado basal que se encuentra en la discordancia angular en el cordón La Cuchilla, al norte del rancho El Teguachi. Los clastos son de cuarcita, iguales a los que se observa en el sur del área, en la cañada Zatecona.

gráficamente, la toba empieza a mostrar una estratificación incipiente y contiene fragmentos líticos de andesita y ortocuarcita, mismos que son principalmente angulosos, aun cuando se observa algunos redondeados.

Encima de las anteriores, existen otras capas de toba lítica de color morado oscuro, algunas veces negro. Contienen fragmentos de toba en matriz fina tobácea. Los fragmentos varían de 1 a 8 cm. Por su aspecto, se le puede considerar como una brecha tobácea.

Por último, yaciendo sobre las tobas moradas, se encuentra una toba de aspecto conglomerático, masiva, de color gris claro. Los clastos (?) son de toba cementados por calcita.

La caliza es de color gris oscuro que pasa por meteorización a gris claro o amarillo ocre. Es de estratificación principalmente delgada—8 a 20 cm—pero también hay capas medianas—20 a 40 cm—y escasas capas gruesas—50 cm. Contiene fósiles abundantemente, que consisten en turrítelas, fragmentos de pelecípodos y otros no identificables.

El espesor medido de esta secuencia es de 750 m, de los cuales 430 m fueron medidos con báculo y los restantes calculados matemáticamente.

En el arroyo Los Rieles, en el norte de la hoja Saracachi (CETENAL, 1975b), no aflora el conglomerado basal, empezando la secuencia con una arenisca conglomerática, y siendo los clastos de arenisca y volcánicos completamente angulares, sin mostrar signo de transporte. La secuencia, aunque truncada por una falla normal, consiste también en arenisca tobácea, arenisca, lutita y limolita, además de toba.

La arenisca tobácea es de color verde claro, mal clasificada, de estratificación delgada a gruesa y de grano medio a grueso. La lutita es de color verde claro que no cambia con la meteorización, en estratos gruesos que alternan con la arenisca. Esta última es de color pardo rojizo y gris oscuro, de grano fino, en estratos medianos a delgados, bien clasificada; en algunos lugares presenta estratificación gruesa. La limolita es también de color pardo rojizo, en estratos medianos, muy fracturada. La toba es lítica, de color morado, con fragmentos de arenisca y toba, principalmente. La forma de estos fragmentos líticos es angular.

La secuencia que fue descrita en el párrafo anterior—arroyo Los Rieles—aunque se encuentra fuera del área que se describe, se menciona por considerarse importante, debido a que forma parte de una secuencia cuya discordancia es de dimensión regional, y que, al menos en el área del presente estudio, tiene una longitud de más de 40 km; además de que en otros trabajos se menciona su presencia, tanto al sur como al noreste de la zona.

No se midió una columna de estas rocas cretácicas, pero se calcula sea de más de 500 m.

Por lo que respecta a las relaciones estratigráficas de la formación, su contacto con el Precámbrico cristalino es por falla. Cubre en discordancia angular (Figura 5) a rocas de las formaciones Dos Naciones—cañada Motepori—y La Colgada—rancho El Teguachi—(Figura 6), así como a la formación Los Tanques del Cretácico Inferior—corral La Cieneguita. Se encuentra cubierta discordantemente por tobas terciarias y en contacto por falla con la Formación Báucarit.

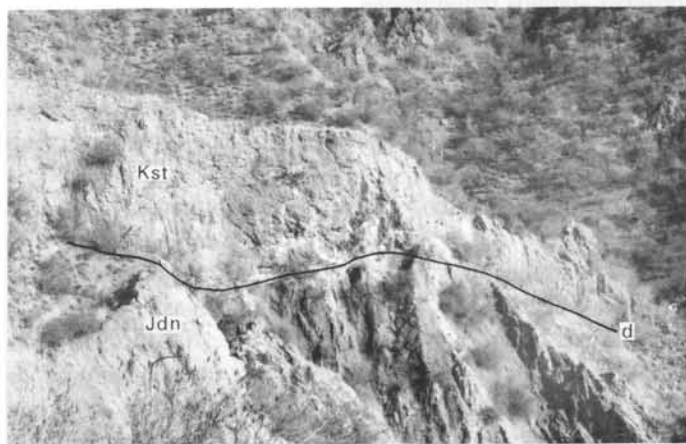


Figura 5.- Discordancia angular (d) entre la formación El Tuli (Kst) y la formación Dos Naciones (Jdn), en la cañada Zatecona.

Se cree que la formación El Tuli sea del Cretácico Superior. Por sus características litológicas, es correlacionable con

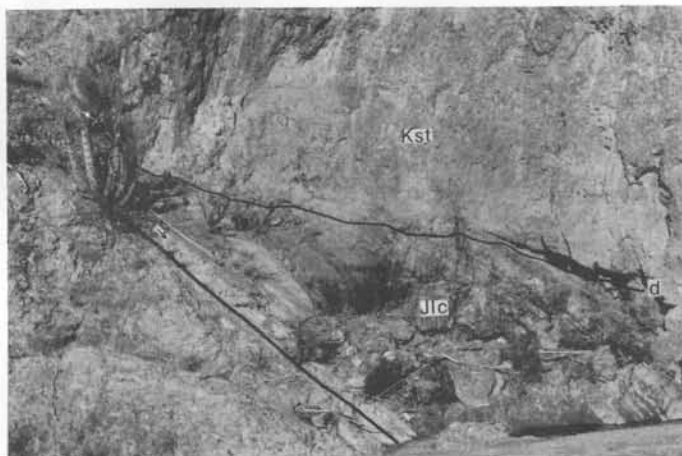


Figura 6.- Discordancia angular (d) entre la formación El Tuli (Kst) y la formación La Colgada (Jc), en el arroyo El Teguachi, al noreste del rancho del mismo nombre.

la Formación Fort Crittenden del sudeste de Arizona, la cual fue asignada al Santoniano-Maastrichtiano, con base en la presencia de moluscos y huesos de dinosaurio (Drewes, 1971; Hayes, 1987). Otra consideración importante que debe hacerse es que las rocas volcánicas que están en la parte superior de las secciones medidas pudieran corresponder a la Formación Salero—que consiste en dacita, andesita, toba, conglomerado, arenisca y aglomerado, principalmente—que también aflora en el sudeste de Arizona (Drewes, *op. cit.*). Para los fines de este estudio, provisionalmente se asigna la formación El Tuli al Santoniano-Maastrichtiano.

TERCIARIO

En el área de estudio, el Terciario consiste en rocas intrusivas, volcánicas y sedimentos que afloran extensamente en la zona de trabajo, tanto en el sur como en el norte y noroeste.

De las rocas terciarias, las intrusivas son las más antiguas, en seguida se presenta un pórfido andesítico, después toba e ignimbrita y, finalmente, la Formación Báucarit, que presenta derrames de basalto intercalados.

Granito terciario

La unidad denominada "granito terciario" aflora en la parte central del área de la hoja Saracachi (CETENAL, 1975b; Lámina 1, A) y en la parte meridional de la hoja Santa Ana (CETENAL, 1975a; Lámina 1, B), en los alrededores del rancho Santa Fe.

Este intrusivo, que en las localidades mencionadas presenta las mismas características, se clasificó como una granodiorita de biotita. Es de color blanco que cambia por meteorización a gris claro, con textura fanerítica, de grano medio. Megascópicamente, contiene feldespato, cuarzo y biotita. Al microscopio, se observa ortoclasa, oligoclasa, cuarzo y biotita (Castillo-Mendoza, 1987).

En la parte meridional, hay otros intrusivos de menor tamaño, uno de los cuales contiene muscovita en lugar de biotita, feldespato—ortoclasa, microclina y oligoclasa—y cuarzo. Al sur del área de estudio se encuentra un granito de dos micas (Castillo-Mendoza, 1987). Otro cuerpo es un microgranito de biotita, de color rosa, que cambia por meteorización a rojo; está alterado y oxidado. Es de textura porfídica—fenocristales de feldespato. Mineralógicamente, está constituido por ortoclasa, cuarzo y biotita.

El granito está cortando sedimentos de la formación La Colgada y rocas del Cretácico Superior. La ortocuarcita Los Changos se encuentra sobre la granodiorita en forma de bloques colgantes—rancho Santa Fe. El granito está cubierto por rocas volcánicas terciarias. Con las rocas volcánicas jurásicas, el contacto se infiere como intrusivo, ya que no pudo observarse por encontrarse cubierto. La Formación Báucarit cubre discordantemente al granito terciario.

La edad de los granitos descritos se supone quede comprendida en el intervalo de 53 a 57 Ma, que corresponde a fechamientos isotópicos de un granito que aflora al sudoeste del área de estudio, en el lugar denominado Crestón de Opo-depe, y de otro que aflora al sur, cerca del pueblo Puerta del Sol (Damon *et al.*, 1983; Anderson *et al.*, 1980), respectivamente.

Pórfido andesítico

El pórfido andesítico aflora en el área que cubre la parte de la hoja Saracachi (CETENAL, 1975b). Constituye el cuerpo principal del cerro denominado La Sierrita, al sudoeste de Agua Fría (Lámina 1) y se encuentra también al este del rancho El Jecotal, formando un tronco denominado Picacho Matame-dagüi.

La andesita presenta dos variantes: en La Sierrita es un pórfido andesítico de plagioclasa, mientras que al sur es un pórfido de biotita.

El primero de ellos es de color gris claro que pasa por meteorización a amarillo crema. Presenta fenocristales de plagioclasa y hornablenda y, en forma escasa, de cuarzo. Se encuentra como intrusión en las rocas metamórficas del Jurásico y en el granito terciario. Sobre el arroyo El Pozo—al sudoeste del cerro La Sierrita—se encuentra formando un manto de color pardo amarillento, de 10 m de espesor, y en él también se observa fenocristales de plagioclasa con un tamaño hasta de 1 cm. Este diquestrato—*sill*—se observa en rocas de la formación La Colgada.

El pórfido andesítico de biotita es de color blancuzco a gris claro o gris claro verdoso. Contiene fenocristales de plagioclasa y característicamente es rico en biotita.

Estratigráficamente, el pórfido andesítico se observa en forma de intrusión en la formación La Colgada, en las rocas metamórficas del Jurásico y en el granito del Paleógeno.

Esta andesita se considera del Terciario—Oligoceno superior. Rodríguez-Castañeda (1984, 1988) le asignó una edad

de 27 Ma, obtenida mediante un estudio isotópico realizado en la andesita que forma La Sierrita.

Rocas volcánicas terciarias

Esta unidad está ampliamente distribuida en toda el área de estudio. Está constituida principalmente por toba e ignimbrita; la primera muestra variaciones en su composición.

En la zona meridional—norte del rancho El Tuli—la unidad consiste en una toba riolítica (Figura 7), con estructura fluidal de color pardo. Esta roca, en el contacto con la formación El Tuli, presenta un vidrio—perlita—de color gris oscuro.



Figura 7.- Toba riolítica (Tv) que cubre discordantemente a la formación El Tuli (Kst), al este de la cañada Zatecona.

En la parte septentrional, la unidad está constituida por toba de color gris verdoso, rojo ocre y pardo claro, que pasan por meteorización a gris claro, pardo blanquizco y pardo rojizo; se encuentra muy fracturada en algunos lugares; es afánítica con escasos fenocristales de piroxeno, plagioclasa y cuarzo. El piroxeno está alterado a limonita, la plagioclasa es andesina, y se observa feldespato potásico—microclina—algo alterado.

Estratigráficamente, la toba cubre en discordancia a la formación La Colgada, a las rocas volcánicas jurásicas y a las rocas del Cretácico Superior; con la Formación Báucarit, el contacto es por falla.

Rodríguez-Castañeda (1984, 1988) describió rocas similares y les asignó una edad oligocénica. Por tanto, con base en sus relaciones estratigráficas y en su similitud litológica, se considera que esta unidad tenga la misma edad.

Formación Báucarit

King (1939) denominó con este nombre a una secuencia poco consolidada de arenisca y conglomerado bien estratificado, con algunos horizontes arcillosos. La Formación Báucarit,

en el área de estudio, se encuentra ampliamente distribuida. Los mejores afloramientos están localizados en los alrededores del rancho El Babiso, donde aflora una de las mejores secuencias conocidas hasta ahora. Además, se observa en la parte correspondiente a la hoja Saracachi (CETENAL, 1975b), así como en la parte sudoriental de la hoja Santa Ana (CETENAL, 1975a). Esta formación está constituida por lutita, caliza, arenisca, toba y conglomerado.

Los sedimentos que afloran en la parte correspondiente a la hoja Saracachi (CETENAL, 1975b), en el noroeste del área estudiada (Lámina 1, A), consisten en capas de conglomerado mal clasificado, de color gris claro o blanco amarillento. Los clastos son principalmente de rocas volcánicas, como basalto, andesita y toba, más algunos de carácter intrusivo, de forma subredondeada a angulosa, con tamaños que varían entre 0.5 y 7 cm en una matriz arenoso-tobácea. Hacia el sur, unos 3 km fuera del área de la hoja Santa Ana (CETENAL, 1975a), en el lugar denominado Arroyo Pozos Gordos, la Formación Báucarit presenta, además, fragmentos de arenisca y limolita de forma subredondeada a angulosa, de un color verde grisáceo, más algunos horizontes de lutita de color verde oliva, como de 20 cm de espesor.

En la zona del rancho El Babiso—parte noroccidental de la hoja Santa Ana (CETENAL, 1975a; Lámina 1, B)—en la Formación Báucarit fueron diferenciados cuando menos 10 miembros, la mayoría de ellos reconocida en la parte oriental de la sierra que se encuentra enfrente del rancho El Babiso—al este del cerro Tivinahua.

Miembro 1. El miembro 1, que es el inferior, consiste en arenisca, caliza y conglomerado.

La caliza presenta estratificación delgada, de 10 a 5 cm de espesor, de color pardo crema. En los planos de estratificación, hay estructuras de bioturbación.

El conglomerado es de color verde amarillento, que no cambia de color con la meteorización. Los clastos son principalmente volcánicos—toba y andesita—y escasamente de cuarcita y arenisca, en una matriz arenoso-tobácea. Su forma varía de subredondeada a redondeada, con un tamaño de 0.5 a 2 cm; está mal clasificado. Se presenta en estratos delgados (10 cm).

La arenisca es de grano grueso o fino, de color verde amarillento y gris rosado, que no cambia con la meteorización. La de grano grueso contiene feldespatos, cuarzo y fragmentos de roca, todos ellos mal cementados y mal clasificados. Por el contrario, la arenisca de grano fino está bien compactada y bien clasificada. Se presenta en estratos delgados—de 3 a 5 cm.

Miembro 2. El miembro 2 está constituido por lutita de color verde oliva, ffsil, con estructura laminar. Contiene algunos fragmentos de roca volcánica y cuarcita. En él puede observarse también horizontes de calcita que varían desde 0.5 cm, en la parte inferior de la sección, hasta 3 cm de espesor en la parte superior.

Miembro 3. El miembro 3 litológicamente contiene conglomerado, arenisca, lutita y caliza.

El conglomerado es de color pardo amarillento a gris verdoso, mal clasificado, en estratos que varían de 18 a 20 cm y algunas veces de aspecto masivo. La composición de los clastos es semejante a la que se describió en el miembro 1. En este caso, la matriz es de arena fina.

La arenisca es de grano fino a grueso, mal clasificada, de color pardo amarillento a pardo verdoso, en estratos que varían entre 5 y 40 cm. Algunos estratos de arenisca contienen clastos hasta de 1.5 cm. La arenisca de grano fino presenta rizaduras.

Existen, además, estratos arcillosos laminares—quizá areniscas de grano muy fino—de color gris claro y pardo rojizo dispuestos en forma alternada. Los estratos son de 35 cm; la mitad de la capa presenta estructura laminar, mientras que la parte superior es masiva y de un solo color—pardo rojizo.

La lutita es de color pardo crema que no cambia con la meteorización. Se presenta con estructura laminar, ffsil, en estratos de 1 a 12 cm. Se le puede observar restos de flora ffsil, la cual no está muy bien conservada. La caliza es del mismo color que la lutita; es de estratificación delgada—de 2 a 10 cm—poco compacta.

En esta misma sección, existen horizontes intercalados de arenisca tobácea de color crema, de grano grueso, mal clasificada y en capas de 40 cm.

Miembro 4. El miembro 4 (Figura 8) está constituido por toba caolinizada; se puede dividir en dos. La parte inferior es una toba que presenta estratificación en capas delgadas a medianas. La parte superior es una toba de aspecto masivo. Estas unidades son de las llamadas tobas de caída libre.



Figura 8.- Afloramientos de la Formación Báucarit al este del cerro Tivinahua. Se aprecia las rocas de los miembros 4, 5 y 6.

Miembro 5. El miembro 5 (Figura 8) está formado por arenisca de grano fino a grueso, mal clasificada, de color pardo rojizo y gris claro, mal compactada, en estratos de 6 a 13 cm de espesor. Se puede observar que hay variación en la compac-

tación de la arenisca. Incluye estratos arcillosos (lutita-limolita) de color pardo rojizo, en capas de 5 a 17 cm.

Miembro 6. El miembro 6 (Figura 8) consta de una toba parcialmente soldada, de color pardo oscuro hacia la base y de color gris claro hacia la cima. En la base se observa textura fluidal, presenta flamas de vidrio, y se clasifica como un vitrófido. En la parte alta, la toba presenta fragmentos de pómez alargados de color gris pardo. En ambas rocas, además del vidrio, se puede distinguir cuarzo.

Miembro 7. El miembro 7 está constituido por una toba lítica de color rosa; los fragmentos líticos son de pómez. Hacia la base, la toba es masiva, mientras que en la parte superior se presenta en estratos gruesos con la misma composición.

Miembro 8. El miembro 8 es un conglomerado tobáceo mal clasificado, que presenta una estratificación incipiente. Los clastos son de subangulosos a redondeados, de un tamaño de entre 1 y 10 cm; su composición es variable: toba, andesita y riolita. El color del conglomerado es pardo rosado. También hay intercalaciones de arenisca de 10 cm de espesor, de color pardo rosado, de grano fino a mediano, mal clasificada.

Miembro 9. El miembro 9 lo constituye una toba lítica de color gris claro, que presenta fragmentos de la toba del miembro 7, con un tamaño hasta de 60 cm; además, presenta fragmentos de granito y andesita. Su aspecto es masivo.

Miembro 10. El miembro 10 y último está constituido por conglomerado y toba. El primero es de color pardo claro, mal clasificado, con clastos que varían en tamaño de 5 a 11 cm. Se observa una incipiente estratificación. La forma de los clastos varía de angulosa a subredondeada, en una matriz arenoso-tobácea; son de andesita, toba, basalto y granito.

La toba es de color blanco, lítica, caolinizada. Forma dos capas: una de 60 cm y otra de 1.40 m. Se encuentra intercalada en los conglomerados.

Este miembro es el más ampliamente distribuido y es igual al que se describe en la parte sudoccidental de la hoja Saracachi (CETENAL, 1975b). En otros lugares, este miembro presenta intercalaciones de basalto.

En la parte sudoriental, la Formación Báucarit está constituida por conglomerado, principalmente. El conglomerado es pardo claro que cambia por meteorización a pardo oscuro; es deleznable y se observa bien estratificado, aunque en algunas zonas no se aprecie esto. La composición de los clastos es muy heterogénea, lo que indica la variación de la fuente de aporte. Se tiene entonces clastos de ignimbrita, riolita, andesita, granito, arcosa, cuarcita y, menos comúnmente, rocas metamórficas. La redondez varía de subangulosa a redondeada, con tamaños desde 2 hasta 20 cm, predominando los clastos de entre 2 y 6 cm.

La matriz está poco consolidada y constituida por arena y arcilla. Los granos de arena están formados por fragmentos líticos de cuarzo y feldespato.

Dentro del conglomerado, se observa variaciones a arenisca conglomerática y arenisca.

La Formación Báucarit se encuentra en contacto por falla normal con la formación La Colgada, el granito Santa Margarita, la granodiorita El Jacalón y la ortocuarcita Los Changos.

Respecto a la edad de la Formación Báucarit, por costumbre se le ha asignado una edad miocénica temprana, aunque todavía se requiere de estudios más profundos para poder asignarla con exactitud.

Conglomerado terciario

Esta unidad está compuesta por un conglomerado de aspecto masivo, no muy bien consolidado, polimítico, muy mal clasificado, en el que los clastos varían en tamaño de 1 a 50 cm, siendo de forma subangulosa a subredondeada. Los fragmentos están constituidos por basalto, andesita y toba, contenidos en una matriz arenoso-tobácea de color gris claro.

Normalmente, este conglomerado se encuentra cubriendo discordantemente a la Formación Báucarit, a sedimentos jurásicos y a rocas ígneas, como se observa en la Lámina 1, A. La edad de estos sedimentos es incierta, pero se considera del Triásico con base en las relaciones de campo observadas.

CUATERNARIO

Aluvión

Los depósitos superficiales cuaternarios están restringidos, principalmente, a las cañadas y los lechos de arroyos. En el área de la hoja Saracachi (CETENAL, 1975b), estos depósitos están distribuidos desde Agua Fría hasta el rancho Chupisonora. Estos sedimentos consisten principalmente en conglomerado, grava, arena, limo, y arcilla no consolidados.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los elementos estructurales que se presentan en el área de estudio son fallas inversas, pliegues, fallamiento normal y foliación. Los pliegues están restringidos a las rocas volcansedimentarias jurásicas, mientras que las fallas son comunes en toda la secuencia estudiada, pero, particularmente, en las formaciones jurásicas y terciarias.

FALLAS

Las fallas más importantes—inversas de bajo ángulo—son aquéllas que ponen las rocas del Paleozoico encima de las formaciones del Precámbrico y del Jurásico volcánico (Lámina 2). Debe mencionarse que no puede cartografiarse muchas de las fallas normales, debido a su tamaño mesoscópico. La mejor

expuesta de ellas se encuentra al norte de la represa El Alamito—sierra El Jucaral—lugar donde la falla hace que la ortocuarcita Los Changos esté encima de las rocas volcánicas jurásicas y de la formación El Alamito. La zona de falla está caracterizada por una brecha de ortocuarcita como de 1.5 m de espesor. Las brechas están bien cementadas, los clastos son de forma angulosa. El rumbo de esta falla es aproximadamente este-oeste.

Hacia el oeste, Rodríguez-Castañeda (1984) reconoció cabalgamiento con un transporte tectónico hacia el norte, que pone igualmente en contacto a la ortocuarcita Los Changos sobre las rocas volcánicas del Jurásico.

Otra falla pone en contacto a la granodiorita El Jacalón con el granito Santa Margarita. Por sus características y la presencia de milonitas y blastomilonitas, corresponde a una falla a rumbo.

Las fallas inversas también son prominentes en las capas volcanoclásticas del Oxfordiano superior. Aquí se observa que la dirección del cabalgamiento fue principalmente hacia el noreste y, en menor grado, hacia el norte y el sudoeste.

En muchos lugares, en los planos de falla no está presente brecha o salbanda. Otra característica de las fallas—no terciarias—presentes en las rocas jurásicas es que están plegadas, lo que evidencia un período de plegamiento posterior al de formación de las fallas.

Debido al comportamiento alóctono de la ortocuarcita Los Changos, fue difícil establecer la cantidad de desplazamiento que pudo haber ocurrido.

Debe observarse que las fallas inversas descritas afectan solamente a rocas del Precámbrico, Paleozoico y Jurásico.

Al noreste del rancho El Teguachi, sobre el arroyo del mismo nombre, se observa una falla mesoscópica (Figuras 6 y 9) que tiene, primeramente, una componente inversa con transporte hacia el norte, para después mostrar un movimiento normal. La falla se encuentra afectando a la discordancia angular, por lo que su interpretación sería el reactivamiento de estructuras preexistentes; es decir, tuvo su origen en el Jurásico para posteriormente ser reactivada durante el Cretácico y Terciario.

Otras fallas muy comunes en toda la secuencia son las normales. Fueron determinadas varias direcciones, entre las que destacan la NW, NE, W-E y ENE, con inclinaciones mayores que 45°. Rodríguez-Castañeda y Anderson (en revisión) consignaron que la primera dirección es la más joven y que caracteriza al fallamiento normal de sierras y valles, mientras que los otros rumbos son más antiguos, tal vez ligados con el mismo evento.

Las fallas de rumbo NW están en rocas terciarias de la Formación Báucarit y en las formaciones más antiguas. Sólo se observa las otras orientaciones con mayor persistencia en los sedimentos jurásicos volcanoclásticos.

En la parte meridional del área, se aprecia una falla normal que pone en contacto a la ortocuarcita Los Changos con la granodiorita El Jacalón.

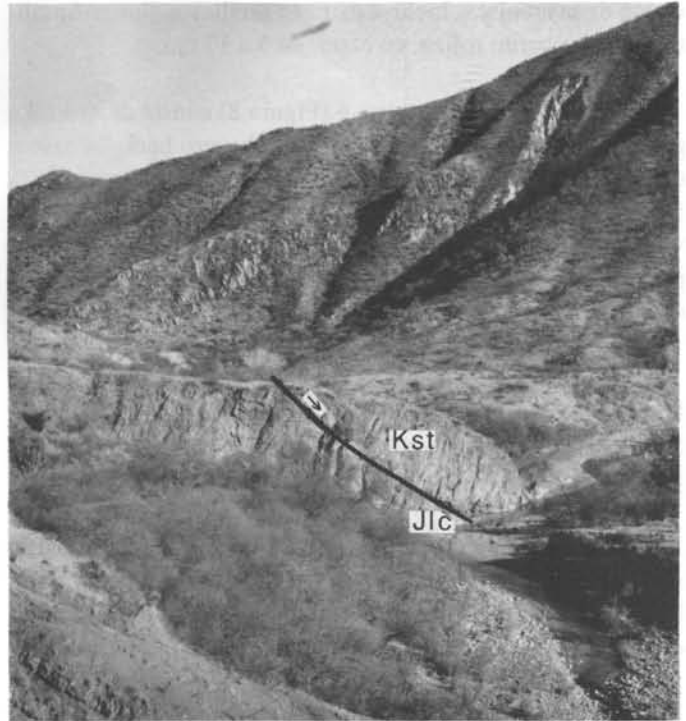


Figura 9.- Falla que afectó al conglomerado basal de la formación El Tuli (Kst) y a rocas de la formación La Colgada (Jc). En la Figura 6 se muestra un acercamiento de la falla.

PLIEGUES

Los pliegues mesoscópicos son comunes en la secuencia jurásica volcanoclástica; pueden o no estar asociados con fallas inversas. Su geometría varía de simétrica a asimétrica recostada. Los pliegues isoclinales que existen en las rocas volcano-sedimentarias del Oxfordiano son los más comunes. En el área muchos de ellos tienen zonas de charnela aguda (pliegues en *chevron*) y flanco recto, simétricos. En algunas ocasiones, los pliegues simétricos son pliegues en *chevron*. Por lo que respecta a los asimétricos, los flancos son más curvos.

Los ejes de estos pliegues están inclinados suavemente hacia el sureste y este, mientras que los planos axiales tienen direcciones principales NW-SE y E-W (Rodríguez-Castañeda y Anderson, en revisión).

La relación entre las fallas inversas y los pliegues permite determinar la dirección de cabalgamiento, con base en la vergencia que muestran los pliegues. Así, se ve que muchos pliegues tienen planos axiales con rumbo NW, inclinación hacia el SW y, en menor grado, inclinación hacia el NE.

También hay pliegues en los esquistos del complejo El Alamito, que presentan planos y ejes orientados al NW. El microplegamiento ocurre en forma local en los esquistos.

FOLIACIÓN

En varias áreas las rocas jurásicas y, en menor grado, las precámbricas, muestran buen desarrollo de foliación.

En las rocas jurásicas la foliación tiene un rumbo NW, con inclinación hacia el SW de 11 a 90° (Rodríguez-Castañeda y Anderson, en revisión), mientras que en las rocas precámbricas, la foliación tiene un rumbo variable—N10°-87°E—con inclinación de 77° en promedio hacia el noroeste. Por otro lado, en el contacto tectónico entre las unidades El Jacalón y Santa Margarita, se produce una foliación N35°E, 80°NW.

La granodiorita El Jacalón presenta zonas locales deformadas, en las que se aprecia una foliación que tiene un rumbo S10°E, vertical.

La mayoría de las foliaciones se presenta a lo largo de zonas de falla.

ESTRATIFICACIÓN

Los estratos jurásicos tienen un rumbo que varía entre NE, NW y aproximadamente E-W, con una inclinación generalmente de más de 45° hacia el SE, NE y S en general.

Los estratos terciarios—Formación Báucarit—presentan un rumbo NW e inclinación de 45° hacia el NE y SW.

En las rocas de la formación El Tuli, las capas tienen un rumbo NW, con inclinación 40 a 50° hacia el NE. Algunas fallas afectan la secuencia basculando y modificando el rumbo y la inclinación de las capas.

Fueron efectuadas algunas rotaciones, a lo largo de un eje horizontal oblicuo, de las capas jurásicas que están abajo de la discordancia angular.

De ellas, se obtuvo que, en la cañada Zatecona, el rumbo y la inclinación de las capas jurásicas son de N53°E, 67°NW, y el rumbo de los estratos cretácicos es N18°W, 52°NE. Después de la rotación, antes del basculamiento, las capas jurásicas tuvieron un rumbo e inclinación de N42°E, 89°NW. En otro punto se efectuó lo mismo y, después de la rotación, los estratos jurásicos mostraron un rumbo de N70°W, 63°SW, antes del basculamiento.

De lo anterior podría deducirse que la dirección de acortamiento de las rocas jurásicas es, en promedio, al NE.

En el cordón La Cuchilla se llevó a cabo lo mismo, y los estratos jurásicos antes de la inclinación tuvieron un rumbo de N56°E, 23°SE.

EVENTOS DE DEFORMACIÓN

Se considera que, en el área de estudio, hayan ocurrido, al menos, cuatro eventos principales de deformación.

Primer evento de deformación

El primero de ellos, y más antiguo, es el causante del metamorfismo regional—1,650 Ma—que afectó a las rocas del complejo El Alamito. Ahora bien, debido a que el granito de 1,700 Ma no presenta metamorfismo, aunque sí deformación en algunos lados, pudiera pensarse que el metamorfismo presente haya sido causado por un evento dinamo-térmico regio-

nal—posterior al emplazamiento del granito micrográfico de 1,100 Ma. Hacia el sur—en los alrededores del rancho La Ramada—fuera del área del presente estudio, afloran rocas con estas características, que muestran metamorfismo y desarrollo de foliación, debido a fallas a rumbo presentes en esa zona.

Otra posibilidad es que estos dos cuerpos de rocas precámbricas sean parte de dos terrenos de diferente composición, que ahora están juntos por haber sido transportados por una gran falla, como la que propuso el presente autor (Rodríguez-Castañeda, 1984) para la zona adyacente al área de estudio.

La única evidencia de esta deformación es el metamorfismo del complejo El Alamito, requiriéndose, por lo tanto, más datos para poder justificarla.

Segundo evento de deformación

La segunda deformación que se propone es de posible edad jurásica media-tardía, y está representada por todas las fallas inversas que muestran un transporte tectónico hacia el noreste y, en menor grado, hacia el norte, como se observa en las rocas volcánicoclásticas jurásicas. Otra evidencia es la falla que yuxtapone el Paleozoico sobre el Precámbrico y Jurásico volcánico, así como la granodiorita de 1,700 Ma sobre el granito micrográfico de 1,100 Ma.

Las fallas con rumbo NE indican que S₃ tuvo una orientación NW durante su formación (Rodríguez-Castañeda y Anderson, en revisión).

El fallamiento inverso—cabalgamiento—y el plegamiento involucran solamente rocas precámbricas, paleozoicas y jurásicas.

También los pliegues con vergencia principalmente hacia el NE, con la traza de las superficies axiales hacia el NW, proveen los datos para interpretar los efectos de esta deformación.

En el noroeste de Sonora hay una falla de desplazamiento lateral izquierdo—megacizalla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Silver, 1979)—donde la deformación transpresiva que acompaña al movimiento de la megacizalla produce la yuxtaposición de rocas proterozoicas y prejurásicas contra rocas volcanosedimentarias jurásicas, por lo que se cree que la deformación observada en el área de estudio forme parte de la estructura antes mencionada.

Tercer evento de deformación

Una tercera deformación, de posible edad cretácica tardía-terciaria temprana, está representada por la formación El Tuli, la cual registra tectonismo y sedimentación sinorógenica. La ausencia de fósiles complica su interpretación; sin embargo, el control estratigráfico de campo que se tiene justifica su asignación a esta edad.

La formación El Tuli yace discordantemente sobre una gruesa secuencia de rocas mesozoicas marinas de baja profundidad (Figura 10). Los conglomerados de la base sugieren el

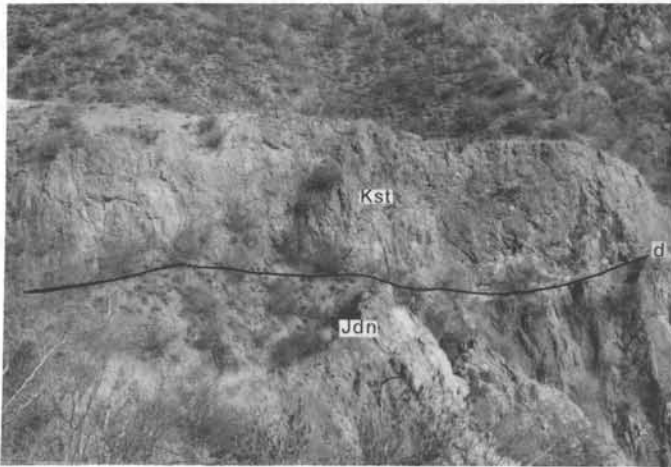


Figura 10.- Detalle de la discordancia angular (d) entre la formación El Tuli (Kst) y la formación Dos Naciones (Jdn). La discordancia indica el inicio de una deformación del Cretácico Superior.

inicio de un relieve tectónico, ya sea por levantamiento de una margen continental o por hundimiento de una cuenca, seguido por denudación de las áreas fuente. La presencia de toba e ignimbrita en la parte superior de la secuencia indica que la intensidad del magmatismo del Cretácico Superior se incrementó más que la sedimentación.

La presencia de granito calcialcalino y de dos micas—al sur del área—(Roldán-Quintana, 1989) también es indicativa de esta deformación cretácica temprana-terciaria temprana.

Los componentes de este conjunto, que consisten en conglomerado, arenisca, productos volcánicos y granitoides calci- y peralcalinos, son consistentes con la evolución de la placa Farallón, que causó esta deformación. Los productos volcánicos y los intrusivos representan un arco magmático que, al menos para esta área, no muestra evidencia de un tectonismo compresional. Sin embargo, Rodríguez-Castañeda y Anderson (en revisión) registraron al oeste la presencia de un cabalgamiento hacia el sudoeste. También al noreste del rancho El Teguachi, sobre el arroyo del mismo nombre, se observa una falla inversa que involucra el conglomerado de la formación El Tuli y los sedimentos jurásicos. Esta falla tiene una dirección de transporte tectónico hacia el noroeste.

Estas rocas mayoritariamente sólo muestran basculamiento y algunas fallas terciarias.

Cuarto evento de deformación

La cuarta deformación a la que se hace referencia produce estructuras relacionadas con un evento de extensión del Terciario medio-superior.

En general, el área está afectada por fallas normales que, por sus dimensiones mesoscópicas, no son cartografiables. Entre éstas, destacan las que tienen un rumbo principal hacia el NW, que llega a ser N-S, cuyas inclinaciones son mayores que 45° hacia el ENE, WSW y W. Estas fallas normales son posteriores a las rocas sedimentarias terciarias—Formación

Báucarit—del área y no son más antiguas que 30 Ma. Existen otras que presentan una orientación NNW, NE y casi N-S que no están afectando al Terciario, pero se piensa que sean anteriores al fallamiento normal del tipo de sierras y valles y que hayan originado las cuencas donde se depositaron los sedimentos de la Formación Báucarit (Rodríguez-Castañeda y Anderson, en preparación), y posiblemente hayan sido el medio donde se derramaron los productos volcánicos intercalados en los clastos.

No se conoce la edad inferior de este fallamiento; sin embargo, por medios isotópicos se fechó un basalto al sur del área en 21 Ma (Roldán-Quintana, 1979), sugiriendo que el fallamiento extensional—noroeste—de la región sea más joven que 21 Ma.

HISTORIA TECTÓNICA

La historia precámbrica del Estado de Sonora todavía no es bien conocida, debido a que los afloramientos están muy esparcidos y han sido poco estudiados.

Las rocas más antiguas han sido reconocidas en la región de Caborca (Anderson y Silver, 1971, 1981), y son esquisto de muscovita y cuarzo, cuarcita y gneis cuarzofeldespático y biotita. Estas rocas sufren la intrusión de granito calcialcalino, cuya edad varía entre 1,700 y 1,750 Ma, y que aparentemente experimentó metamorfismo hace unos 1,650 Ma.

Se sabe que muchas de las rocas precámbricas están formando dos cinturones, como lo muestra la distribución de estudios isotópicos (Anderson y Silver, 1979, 1981). El grupo más antiguo, formado por rocas que tienen una edad de 1,800 a 1,700 Ma—gneis, rocas clásticas y esquisto—está restringido al suroeste de la carretera federal núm. 2, desde Sonoita hasta Santa Ana, en el noroeste del estado; mientras que el segundo grupo—de 1,700 a 1,600 Ma—aflora en el noreste. Ambos grupos están separados por la hipotética megacizalla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Silver, 1979). Dicha estructura dio a la región un modelo estructural y tectónico que se ha reactivado durante eventos de deformación más jóvenes. Otra consideración sugiere que tanto las rocas precámbricas como las paleozoicas sean una continuación de las que afloran en el suroeste de los Estados Unidos de América (Poole *et al.*, 1991), aun cuando los mismos autores consideran que el tipo de deformación que presentan no muestra las mismas características.

Debido a su comportamiento alóctono, es difícil establecer la historia de las rocas paleozoicas que afloran en el área de estudio; no obstante, su correlación con sedimentos con características similares en la región de Caborca hace pensar que sean parte de la secuencia miogeoclinal eocámbrica-cámbrica, que se extiende desde el oriente de California y sur de Nevada, en los Estados Unidos de América (Stewart, 1970), hasta el noroeste de Sonora, en México.

El inicio de un arco magmático, con orientación NW-SE, formado por un complejo volcánico-plutónico calcialcalino y

volcanosedimentario, el cual fue cortado en forma oblicua por la falla transcurrente Mojave-Sonora, evidencia la actividad tectónica durante el Jurásico Temprano-Medio. Los movimientos compresivos que fueron resultado de la evolución de la falla transcurrente afectaron a este arco, colocando las rocas jurásicas sobre las precámbricas, principalmente. Se infiere que el desplazamiento lateral izquierdo de esta falla haya ocurrido en el Jurásico, tal vez durante y después del Oxfordiano.

El fuerte desarrollo de estructuras y texturas en las rocas jurásicas y precámbricas, y la recristalización de las rocas jurásicas por los granitos cretácicos, sugieren que muchas de las estructuras dúctiles en la secuencia jurásica sean precretácicas y, por lo tanto, genéticamente relacionadas con procesos que acompañan a la megacizalla Mojave-Sonora. Así, se considera que las cabalgaduras del Paleozoico sobre el Jurásico volcánico y el Precámbrico metamórfico ocurrieran durante el Jurásico Tardío, al igual que la mayoría de los pliegues que está presente. Por otro lado, no se descarta que haya habido reactivación de muchas de estas fallas inversas durante las deformaciones posteriores.

La deformación cretácica tardía-terciaria—Paleógeno—en el área de estudio no tiene una manifestación marcada en la formación de estructuras pero, por otra parte, la actividad magmática y los depósitos sinorogénicos son característicos de este evento.

Los pliegues suaves y amplios que tipifican lo que algunos investigadores llaman Orogenia Laramide —norte del Estado—no están presentes.

La presencia de los depósitos sintectónicos y volcánicos claramente sugiere la formación de un relieve debido a un levantamiento o subsidencia, seguido por erosión de las áreas fuente y por un magmatismo que se fue incrementando, como se observa en las columnas medidas.

El último período es la extensión tectónica terciaria; está caracterizado por fallamiento normal, principalmente NW, y en menor proporción N-S y NE, que son las estructuras más jóvenes en el área de estudio. La orientación NW es típica en esta región del país, y generalmente es atribuible a la extensión del episodio de Sierras y Valles. No obstante, T.H. Anderson (comunicación personal, 1989) sugiere que el rumbo NW sea parte del desarrollo del *metamorphic core complex* y que las orientaciones N-S y NE estén asociadas al evento de Sierras y Valles.

CONCLUSIONES

La estratigrafía de la parte oriental de la hoja Santa Ana (CETENAL, 1975a) y de la parte sudoccidental de la hoja Saracachi (CETENAL, 1975b) provee evidencias importantes para la reconstrucción y caracterización de los eventos que han afectado el área de estudio.

Las rocas precámbricas y paleozoicas parecen similares a los terrenos descritos al noroeste de Sonora (Anderson y

Silver, 1981). Uno de los aspectos más importantes de estas rocas es que siguen una orientación NW-SE en sus afloramientos, que se extiende desde la región de Sonoíta hasta el área de estudio. Lo anterior pudiera interpretarse de diferentes formas, y una de ellas sería que estos afloramientos estuviesen controlados por una estructura de dimensiones corticales con una dirección similar.

Las rocas jurásicas y cretácicas evidencian una actividad tectónica, que se inicia con un arco magmático—rocas jurásicas volcánicas y volcanosedimentarias—seguido por el inicio de una cuenca o fosa, la cual fue llenada por una sucesión de material clástico y carbonatos—rocas del Cretácico Inferior.

Las rocas del Cretácico Superior (formación El Tuli) sugieren el inicio de un tectonismo caracterizado por depósitos sinorogénicos y magmatismo. Este evento y la descripción de la formación El Tuli se consigna por primera vez en esta región del Estado de Sonora y proporciona una imagen más completa de la evolución del noroeste de México.

Por otro lado, la geología del área de estudio refleja, cuando menos, cuatro períodos de tectonismo: (a) una deformación precámbrica caracterizada por metamorfismo y foliación, y por la presencia de diques en la granodiorita El Jacalón; (b) una compresión caracterizada por cabalgamientos con un transporte tectónico al noreste, donde se yuxtaponen rocas paleozoicas en contra de rocas precámbricas y jurásicas; (c) un evento cretácico tardío-terciario temprano, caracterizado por depósitos sinorogénicos y un magmatismo calciocalino; y (d) una extensión NE-SW causante del fallamiento normal NW-SE. Los eventos *b* y *c* son dos fases de la Orogenia Cordillerana en esta parte de América del Norte.

La presencia de algunas fallas plegadas en el Jurásico sedimentario, y de otras que muestran dos orientaciones en su transporte, sugiere reactivación de estructuras antiguas.

La deformación cretácica tardía-terciaria temprana fue menor, ya que las rocas muestran sólo un simple basculamiento.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Prof. Thomas H. Anderson y al Dr. Harald Drewes, auxiliado por el Dr. Frank Simons, la revisión crítica, que mejoró sustancialmente las ideas presentadas en este artículo. Juan Carlos García y Barragán contribuyó revisando las primeras versiones de este manuscrito. El estudio geológico no se hubiera podido llevar a cabo sin la autorización y cooperación de los dueños de los ranchos El Babiso, El Teguachi, El Cumaral, El Tuli, Ensenada, San Antonio y Santa Fe.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, T.H.; Eells, H.J.; y Silver, L.T., 1978, Rocas precámbricas y paleozoicas de la región de Caborca, Sonora, México: Hermosillo, Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora, 1, Libroguía, p. 5-34.

- 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.
- 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, Mexico, 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.
- 1981 (1984), An overview of Precambrian rocks in Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 131-139.
- Anderson, T.H.; Silver, L.T.; y Salas, G.A., 1980, Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico, in Crittenden, M.D., Jr.; Coney, P.J.; y Davis, G.H., eds., Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir 153, p. 269-283.
- Castillo-Mendoza, E., 1987, Geología del área del rancho Ensenada, Municipio de Banámichi, Sonora central, México: La Paz, B.C.S., Universidad de Baja California Sur, tesis profesional, 97 p. (inérita).
- CETENAL, 1975a, [Hoja] Santa Ana (H12-B82): México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:50,000.
- 1975b, [Hoja] Saracachi (H12-B72): México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:50,000.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, Muhammad; Roldán-Quintana, Jaime; y Cochemé, J.J., 1983, El batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora: Guadalajara, Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 15, Memoria técnica, p. 63-95.
- Drewes, Harald, 1971, Mesozoic stratigraphy of the Santa Rita Mountains, southeast of Tucson, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 658-C, 81 p.
- Hayes, M.J., 1987, Depositional history of Upper Cretaceous Fort Crittenden Formation in southeastern Arizona, in Dickinson, W.W., y Klute, M., eds., Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest, v. 18, p. 315-325.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance of central Sonora: American Journal of Science, v. 164, p. 82-101.
- Poole, F.G., y Madrid, R.J., 1986, Paleozoic rocks in Sonora (Mexico) and their relation to the southwestern continental margin of North America: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 18, p. 720-721 (resumen).
- 1988, Allochthonous Paleozoic eugeoclinal rocks of the Barita de Sonora mine area, central Sonora, Mexico, in Rodríguez-Torres, Rafael, ed., El Paleozoico de la región central del Estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Simposio sobre la Geología y Minería de Sonora, 2, Excursiones de campo, p. 32-41.
- Poole, F.G.; Madrid, R.J.; y Oliva-Becerril, J.F., 1991, Geological setting and origin of stratiform barite in central Sonora, Mexico, in Raines, G.L.; Lisle, R.E.; Schafer, R.W.; y Wilkinson, W.H., eds., Geology and ore deposits of the Great Basin: Reno, Nevada, Geological Society of Nevada, v. 1, p. 517-522.
- Raisz, Erwin, 1964, Landforms of Mexico (2ª ed.): Cambridge, Mass., edición privada, mapa con texto, escala 1:3'000.000.
- Rangin, Claude, 1977, Sobre la presencia del Jurásico Superior con amonitas en Sonora septentrional: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 1-4.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1984, Geology of Tuape region, north-central Sonora, Mexico: Pittsburgh, University of Pittsburgh, tesis de maestría, 157 p. (inérita).
- 1986, Interpretación del contacto Jurásico-Cretácico en Sonora este-central: Hermosillo, Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, Simposio nuevas aportaciones a la geología de Sonora, Resúmenes, p. 37-48.
- 1988, Estratigrafía de la región de Tuape, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 52-66.
- 1989, Estratigrafía y tectónica de rocas jurásicas: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Semana Cultural, 21-25 Nov., Memoria, p. 1-2 (resumen).
- Roldán-Quintana, Jaime, 1979, Geología y yacimientos minerales del distrito San Felipe, Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 3, p. 97-115.
- 1989, Geología de la hoja Baviácora, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 1-14.
- Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North America craton margin: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 6, p. 995 (resumen).
- 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.
- 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 south Great Basin, California: Anaheim, Calif., Geological Society of America, Cordilleran Section Annual Meeting, Guidebook, p. 171-186.

Manuscrito presentado: 15 de abril de 1991.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 26 de agosto de 1992.

Manuscrito aceptado: 8 de diciembre de 1993.