

GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE CHARCAS, ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Margarito Tristán-González* y
José Ramón Torres-Hernández*

RESUMEN

El área estudiada se encuentra a 130 km al norte de la ciudad de San Luis Potosí, y es importante porque en ella afloran las formaciones más antiguas conocidas en la región, correspondientes al Triásico (*i.e.*, formaciones Zacatecas y Nazas). Discordantemente, sobre ellas se depositó el paquete jurásico integrado por las Formaciones La Joya, Zuloaga y La Caja, y transicionalmente se pasa al paquete cretácico que se inicia con la Formación Taraises (Berriasiano-Valanginiano). En el Aptiano, continúa la acumulación para dar origen a las Formaciones Cupido y La Peña. En el Albiano-Cenomaniano, se depositó la Formación Cuesta del Cura y sobre ella, durante el Turoniano, se acumularon los sedimentos terrígenos y las calizas arcillosas de la Formación Indidura. En el área, sólo hay un afloramiento pequeño de la Formación Caracol, que yace encima, y que consiste en lutitas y areniscas.

Hacia la margen oriental de la sierra de Charcas, se emplazó una serie de diques y apófisis de un pórfido cuarzomonzonítico (43 ± 3 Ma); derrames de lava dacítica (dacita Charcas); tobas de caída libre y derrames de ceniza riolítica de edad oligocénica(?). Gran parte de estas rocas está cubierta por conglomerados terciarios (conglomerado Charcas).

El núcleo de la sierra de Charcas está ocupado por las formaciones Zacatecas y Nazas, cuyos pliegues están recostados hacia el oriente y el nororiente, y sus ejes orientados N-S. El flanco occidental de la sierra, formado por sedimentos cretácicos, se encuentra en gran parte en contacto por falla normal con el núcleo triásico. El lado oriental es un flanco normal, con algunos recostamientos, donde afloran los sedimentos jurásicos; en esta parte se complica la interpretación por la presencia de fallas inversas, que ponen a la Formación Zuloaga encima de rocas cretácicas. La orientación predominante de los ejes en la cubierta jurásico-cretácica es NW-SE. El bloque central del Triásico fue levantado y está limitado por fallas normales que circundan a la mayor parte de la periferia del núcleo. La parte septentrional del área se encuentra afectada por fallas laterales que causaron rotación de los bloques. Se sospecha que exista una cobijadura que afecte principalmente a la parte septentrional del área, debido a la posición que tiene el afloramiento único de los sedimentos de la Formación Caracol respecto a las demás rocas jurásicas y cretácicas. El conglomerado terciario del flanco oriental es una de las evidencias de levantamiento de la sierra, basculado hacia el oriente hasta 70° . Las rocas volcánicas e intrusivas de la margen oriental de la sierra de Charcas están emplazadas en la zona de la continuación de la traza occidental de la falla de la fosa tectónica de Villa de Reyes. El distrito minero de Charcas es un depósito de plomo-zinc formado por cuerpos de reemplazamiento en caliza.

Palabras clave: Geología regional, sierra de Charcas, San Luis Potosí, México.

ABSTRACT

The mapped area is 130 km north of the city of San Luis Potosí, and provides an important window to look at the most ancient rocks of the region corresponding to the Triassic Zacatecas and Nazas formations. These strata are unconformably overlain by Jurassic rocks, beginning with the La Joya, Zuloaga and La Caja Formations, and passing transitionally upward to Cretaceous rocks of the Taraises Formation (Berriasian-Valanginian). In Aptian time, the Cupido and La Peña Formations accumulated. During the Albian-Cenomanian, the Cuesta del Cura Formation was deposited. In the Turonian, terrigenous clastics and marls of the Indidura Formation were deposited conformably on the subjacent Cuesta del Cura Formation. There is only one small outcrop of the Caracol Formation in the area, and it consists of shale and sandstone.

Along the eastern margin of the sierra of Charcas, quartz monzonite dikes and stocks (43 ± 3 Ma), dacitic lava flows (Charcas dacite), air-fall tuff and rhyolitic ash-flow tuff of Oligocene age (?) were emplaced and partly covered by Tertiary conglomerate (Charcas conglomerate).

The sierra of Charcas core is a topographic depression in which the Zacatecas and Nazas formations are exposed. Folds within the sierra are overturned to the east and northeast with hinges that trend NW and N-S. The western flank is composed of Cretaceous strata in contact by normal fault with Triassic rocks of the core. The eastern flank of the sierra is normal with some overturned folds, and in it Jurassic rocks crop out, being affected by reverse faulting; there, the Zuloaga Formation covers Cretaceous rocks. The predominant trend of the hinge in the Jurassic and Cretaceous rocks is NW-SE. The Triassic central block was uplifted along normal faults that surround the major part of the core periphery. The northern part of the area is traversed by strike-slip faults that produced rotated blocks. It is suspected that an overthrust is present in the northern part of the area, as indicated by the position of the Caracol Formation concerning other Jurassic and Cretaceous rocks. Eastward tilting of the conglomerado Charcas in the eastern flank is important supporting evidence of the sierra of Charcas uplift. The volcanic and intrusive rocks along the eastern margin of sierra de Charcas were emplaced along the trace of the western normal fault that bounds the Villa de Reyes Graben. The Charcas mineral district is a lead-zinc limestone-replacement deposit.

Key words: Regional geology, sierra of Charcas, San Luis Potosí, Mexico.

*Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Dr. Manuel Nava núm. 5, Zona Universitaria, 78240 San Luis Potosí, S.L.P., México.

INTRODUCCIÓN

ANTECEDENTES

El área estudiada se encuentra localizada en la parte nororiental de la Mesa Central, muy cerca del límite occidental de la provincia fisiográfica de las Sierras Bajas, correspondientes a la Sierra Madre Oriental, y está situada tectónicamente en el límite oriental de los últimos segmentos de la provincia de extensión conocida como Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) de la República Mexicana (Stewart, 1978). La sierra de Charcas forma parte de una serie de estructuras con formas muy variadas, predominantemente de elípticas a dómicas, que sobresalen en toda la longitud y anchura de la Mesa Central; en esos lugares afloran rocas marinas que van desde el Triásico hasta el Cretácico Superior, y sufren la intrusión de cuerpos plutónicos terciarios; están cubiertas por remanentes de rocas volcánicas también terciarias.

OBJETIVO

Desde 1976, el Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí cuenta con un programa de cartografía geológica, que se ha llevado a cabo sistemáticamente a lo largo del Estado de San Luis Potosí. Este estudio forma parte de dicho proyecto, el cual fue iniciado a mediados del año de 1989. Además, servirá para definir el origen tectónico-estructural de la sierra de Charcas y sierras vecinas.

ÁREA DE ESTUDIO

El área estudiada tiene una superficie aproximada de 950 km², y se localiza en la parte septentrional del Estado de San Luis Potosí, entre los paralelos 23°00' y 23°15' N y los meridianos 101°00' y 101°20' W. Administrativamente, pertenece a los municipios de Charcas, Venado y, en una parte pequeña, Salinas. Como mapa base, se utilizó la hoja Charcas (CETENAL, 1971). El área se encuentra bien comunicada: está cruzada de norte a sur por el tramo de carretera San Luis Potosí-La Bonita, por la vía del ferrocarril México-Laredo y por la carretera pavimentada que va desde la estación Charcas hasta Villa de Santo Domingo (Figura 1).

TRABAJOS PREVIOS

Los estudios geológicos realizados en la región de Charcas han estado enfocados a diferentes temas, principalmente a la geología económica del distrito minero ubicado en ella. Cantú-Chapa (1969) descubrió una nueva localidad del Triásico Superior, en la sierra de Charcas, de acuerdo con un ejemplar de *Juvavites* sp. del Cárnico inferior. Martínez-Pérez (1972) le dio el nombre de Formación Zacatecas a los afloramientos de la sierra de Charcas, de acuerdo con el fósil clasificado por Cantú-Chapa (1969). Butler (1972) estudió parte de

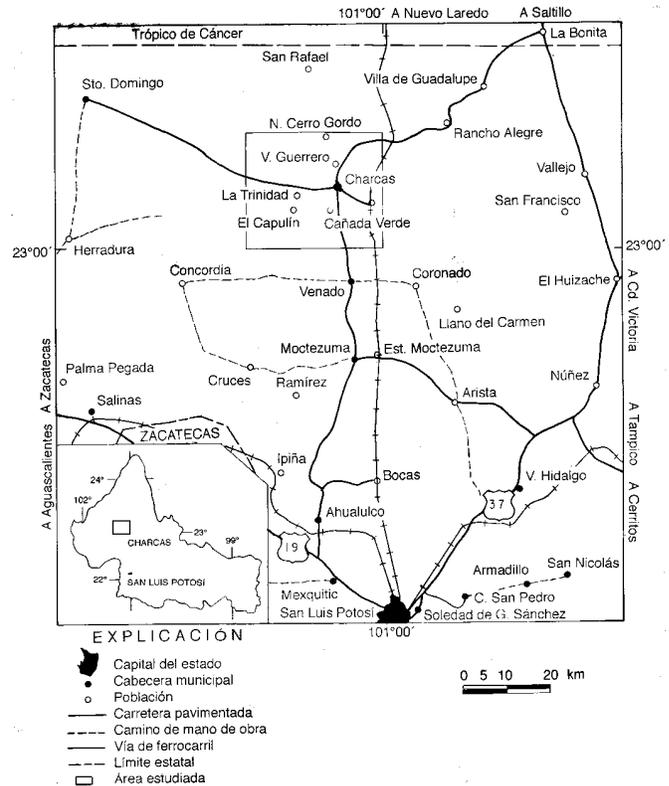


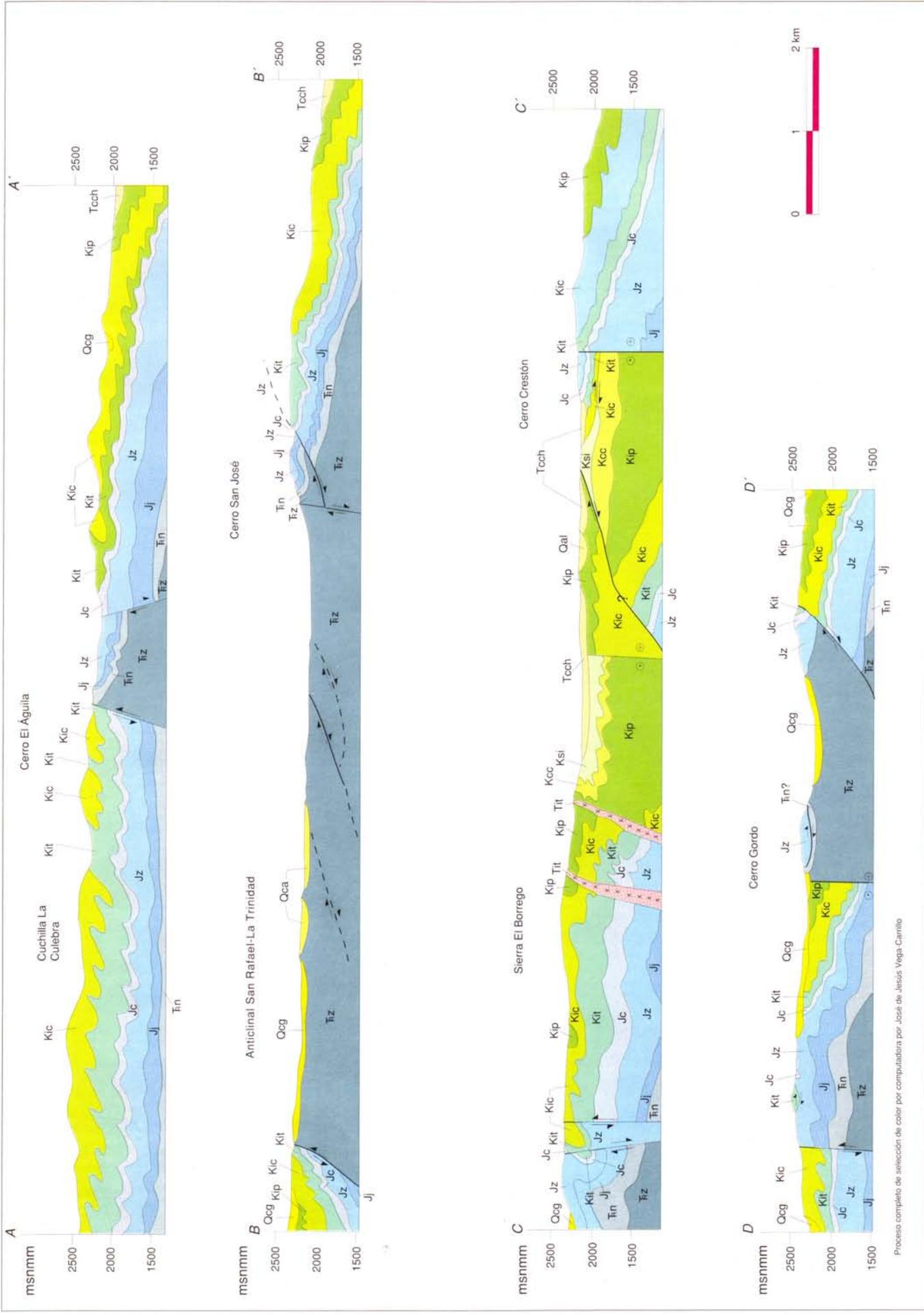
Figura 1.- Mapa de localización y vías de acceso al área de estudio.

la geología de la sierra, encaminada a resolver los problemas del yacimiento de la unidad minera de Charcas. Jiménez-Carmargo y colaboradores (1982) realizaron un estudio geológico integral de la sierra de Charcas y consignaron variedades fosilíferas nuevas para el Jurásico. Cuevas-Pérez (1985) estudió afloramientos del Mesozoico inferior para el centro de México, incluyendo los de Charcas.

ESTRATIGRAFÍA

GENERALIDADES

La sierra de Charcas se encuentra en la margen oriental de la "cuenca mesozoica del centro de México" (Carrillo-Bravo, 1971). Ésta es una extensa cuenca sedimentaria que contiene más de 700,000 km³ de sedimentos marinos del Triásico Superior, Jurásico Superior, Cretácico Inferior y Cretácico Superior (Láminas 1 y 2); se localiza desde la parte central del país hasta la parte nororiental del Estado de Durango y sudoriental de Chihuahua. Esta cuenca está limitada al oriente por la plataforma Valles-San Luis Potosí, al poniente por el paquete ígneo de la Sierra Madre Occidental, al norte por los pliegues transversales de la Sierra Madre Oriental y al sur por el Cinturón Neovolcánico. La sierra de Charcas reviste gran importancia, ya que en ella aparece uno de los afloramientos más importantes del centro de la República Mexicana, de sedimentos de tipo *flysch*, de la Formación Zacatecas, de edad mesozoica temprana, que corresponden a las rocas más antiguas



conocidas en esta región. Sobre ellas descansa toda la secuencia jurásico-cretácica que, a su vez, es cortada y cubierta por rocas ígneas del Terciario (Figura 2).

TRIÁSICO

Formación Zacatecas

Fue Burckhardt (1906 a, b) quien anunció el descubrimiento de las capas del Triásico Superior marino en las cercanías de la ciudad de Zacatecas. Posteriormente, Burckhardt y Scalia (1906) describieron la secuencia metamórfica que aflora en el arroyo de La Pimienta, separándola en dos grupos: el inferior, formado por esquistos sericíticos de posible edad paleozoica, y el superior, que cubre discordantemente al anterior, constituido por esquistos silíceos y arcillosos, cuarcita y roca verde del Triásico Superior marino. Gutiérrez-Amador (1908) citó a estos autores refiriéndose a tales rocas como "la formación triásica de Zacatecas". Burckhardt (1930) no asignó nombre alguno de formación a estos sedimentos; sólo les dio una edad triásica. Después de Burckhardt (1930), todos los autores se refieren a la secuencia del arroyo de La Pimienta en

los términos por él usados, aunque enriqueciendo las observaciones geológicas y paleontológicas (Maldonado-Koerdell, 1948; Pérez-Martínez, 1961). Es Carrillo-Bravo (1968), citado por Martínez-Cardona y Malpica-Cruz, (1983), quien propone nombrar como "Formación Zacatecas" a una secuencia de lutitas y areniscas de colores gris verdoso y gris oscuro, que contiene fósiles marinos del Triásico Superior y cuya localidad tipo está en el arroyo de La Pimienta .

McGehee (1976) y Ranson y colaboradores (1982), con criterios petrográficos y petrológicos, propusieron nuevas subdivisiones en la secuencia, indicando la naturaleza tectónica del contacto entre algunas de estas unidades, pero se refieren a esta secuencia como las rocas metamórficas de Zacatecas, sin mencionarla como formación.

Monod y Calvet (1992) reconsideran las subdivisiones propuestas por McGehee (1976) y hacen una reinterpretación estratigráfica, substituyendo a la Formación Zacatecas por tres unidades tectonoestratigráficas, definiéndolas como sigue:

Formación Pimienta. Unidad constituida por capas de caliza aislada, aglomerado de origen volcanoclástico y composición ácida, material tobáceo y esquistos sericítico rosa, culminando en la cima con capas de conglomerado y tobas

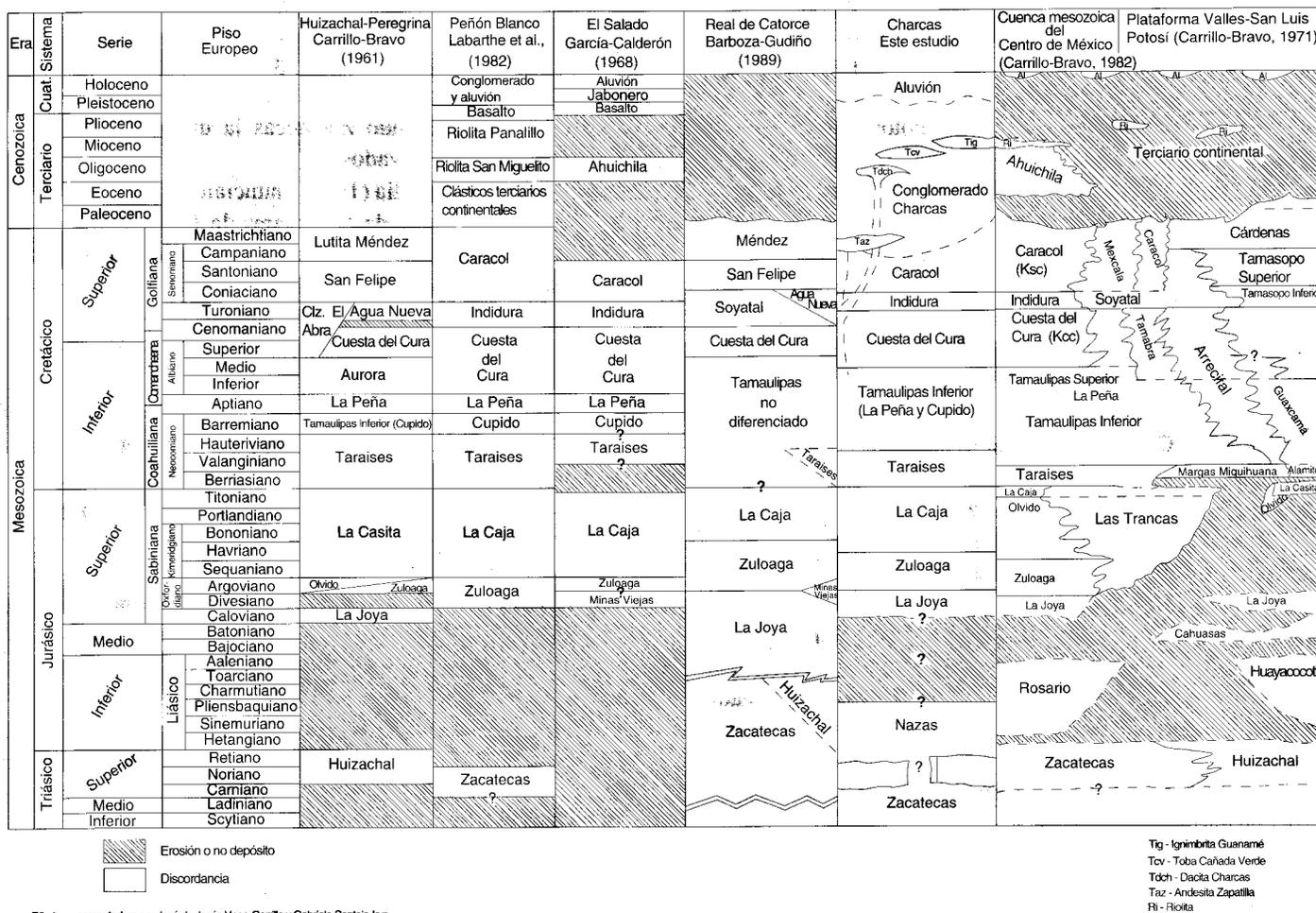


Figura 2.- Tabla de correlación estratigráfica.

Dibujo en computadora por José de Jesús Vega-Carrillo y Gabriela Paricio-Irujo

blancas; corresponde a las unidades C y E de McGehee (1976).

Flysch El Bote. Unidad que consiste en una alternancia de metalutitas negras y capas de arenisca cuarcífera con estratificación gradada; corresponde a la unidad D de McGehee (1976).

Formación El Ahogado. Unidad formada por metalutitas negras con lamelibranquios y areniscas delgadas cuarcíferas; es equivalente a las unidades B y A de McGehee (1976).

Monod y Calvet (1992) señalan que las rocas triásicas están cubiertas por la secuencia volcanosedimentaria del Jurásico-Cretácico, que constituye una napa. La importancia de esta napa también ha sido destacada por Tristán-González y colaboradores (1994).

Esta situación ha creado cierta incertidumbre en cuanto a la nomenclatura de la secuencia triásica que aflora en Zacatecas y en cuanto a su posible relación con las secuencias metamórficas con fauna triásica que afloran en el centro de la República Mexicana, tales como Charcas, San Luis Potosí, y La Ballena, Zacatecas, de tal manera que para esta última localidad, Silva-Romo (1993) prefirió dar un nombre local (Formación La Ballena) a la secuencia triásica que aflora en la sierra del mismo nombre; asimismo, Centeno-García y Silva-Romo (1993) se refirieron a las rocas triásicas de Charcas como Formación La Ballena. En este artículo, sus autores consideran más adecuado seguir nombrando a dichas rocas como Formación Zacatecas.

En cuanto a Charcas, San Luis Potosí, Martínez-Pérez (1972) fue quien estableció que la secuencia que aflora en el núcleo del anticlinal de San Rafael (La Trinidad) se podría correlacionar con la Formación Zacatecas y consideró como su mejor exposición la del arroyo Hondo, que es el que capta el drenaje interno del anticlinal. Él describió la secuencia ahí expuesta como una alternancia rítmica de lutita, limolita y arenisca, que sufrieron metamorfismo de bajo grado y se presentan en color gris oscuro y verdoso.

De acuerdo con las observaciones hechas en este estudio, en la sierra de Charcas la Formación Zacatecas está caracterizada por una secuencia de tipo *flysch*, en la que se puede separar tres paquetes diferenciados fácilmente en el campo:

El paquete inferior se puede describir como una alternancia de arenisca de grano desde medio hasta fino, cuyos espesores varían de 20 cm a 1 m, intercalándose entre ellos horizontes delgados de lutita (Figura 3, A). La arenisca es impura, seleccionada pobremente y clasificada medianamente. Los granos varían en general de angulosos a subredondeados; aunque la mayoría de ellos no llega a 1 mm de diámetro, algunos alcanzan hasta 3 mm.

El paquete intermedio consiste en una alternancia de capas de lutita y arenisca con espesores de 3 a 5 cm. La arenisca es de grano fino a medio, de color gris amarillento por oxidación. El análisis bajo el microscopio muestra que el 78% de los granos es de cuarzo, el 5% de feldespatos y el 15% de fragmentos líticos, con un contenido de mica (biotita) del 2%.

El paquete superior consiste en una alternancia de lutita y arenisca de grano fino, de estratificación más delgada que en el paquete intermedio, predominando al final de la secuencia el contenido arcilloso (Figura 3, B). Hacia la parte NW del valle de San Rafael, en el poblado La Trinidad, el desarrollo micáceo en las lutitas es más notable. En el cerro El Capulín, inmediatamente al poniente de San Rafael, aflora una secuencia de capas de arenisca de grano medio, en la cual se intercalan horizontes conglomeráticos, con abundantes fragmentos de cuarzo blanco lechoso.

El grado de metamorfismo regional que presentan las rocas de la Formación Zacatecas es muy débil.

No se puede estimar el espesor de la Formación Zacatecas en el área, por no aflorar su base. Sin embargo, PEMEX perforó un pozo de exploración en el lugar conocido como La Taponá, situado unos 25 km al norponiente de Charcas, donde cortó un paquete de 4,640 m de estos sedimentos, sin que los alcanzara a cruzar. El espesor mencionado pudiera no ser el real, debido al fuerte plegamiento y fallamiento inverso que ocurrió en esta formación; sin embargo, podría considerarse muy cercano a los 4,640 m del pozo de La Taponá.

El contacto inferior de la Formación Zacatecas no se conoce. Sobre esta formación descansan discordantemente los lechos rojos de la Formación Nazas.

La edad de los sedimentos de la Formación Zacatecas, para los afloramientos de esta parte de la Mesa Central, fue muy discutida, sobre todo por la escasez o ausencia de fauna en algunas partes, siendo Zacatecas la única localidad con ejemplares bien conservados.

Burckhardt y Scalia (1906) anunciaron el hallazgo, en el arroyo de La Pimienta, de ejemplares de *Palaeoneillo* (Hall, 1870 in Maldonado-Koerdell, 1948), además de fragmentos de los cefalópodos *Sirenites* Smith *Trachyceras*, *Clionites* sp. y *Juvavites* (*Anatomites*) *mojsvari*. La presencia de estas especies hizo pensar a Burckhardt y Scalia (*op. cit.*) que correspondían al Triásico Tardío.

Chávez-Aguirre (1968) encontró en las rocas filíticas del cerro de Peñón Blanco, San Luis Potosí, el amonite *Sirenites* sp. En un recorrido efectuado por personal del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí a la sierra de Peñón Blanco, a principios del año 1991, se recolectó ejemplares de *Sirenites?* en rocas filitizadas de color pardo claro, en las inmediaciones del poblado La Ballena, Estado de Zacatecas, así como otros ejemplares de amonites. Más tarde, estos fósiles fueron clasificados por personal del Instituto Mexicano del Petróleo como *Pseudolococeras* sp., *Metadinarites* sp. y *Parairachiceras* sp., correspondientes al Triásico Temprano(?); estas variedades no habían sido identificadas en los afloramientos del Triásico en México. Gallo-Padilla y colaboradores (1993) consignaron la presencia en La Ballena, Zacatecas, en el arroyo La Huerta, de otro ejemplar de amonites que hasta ahora no había sido identificado, al que clasificaron como perteneciente a la familia Beyrichitidae, asignándole una edad del Triásico Medio.

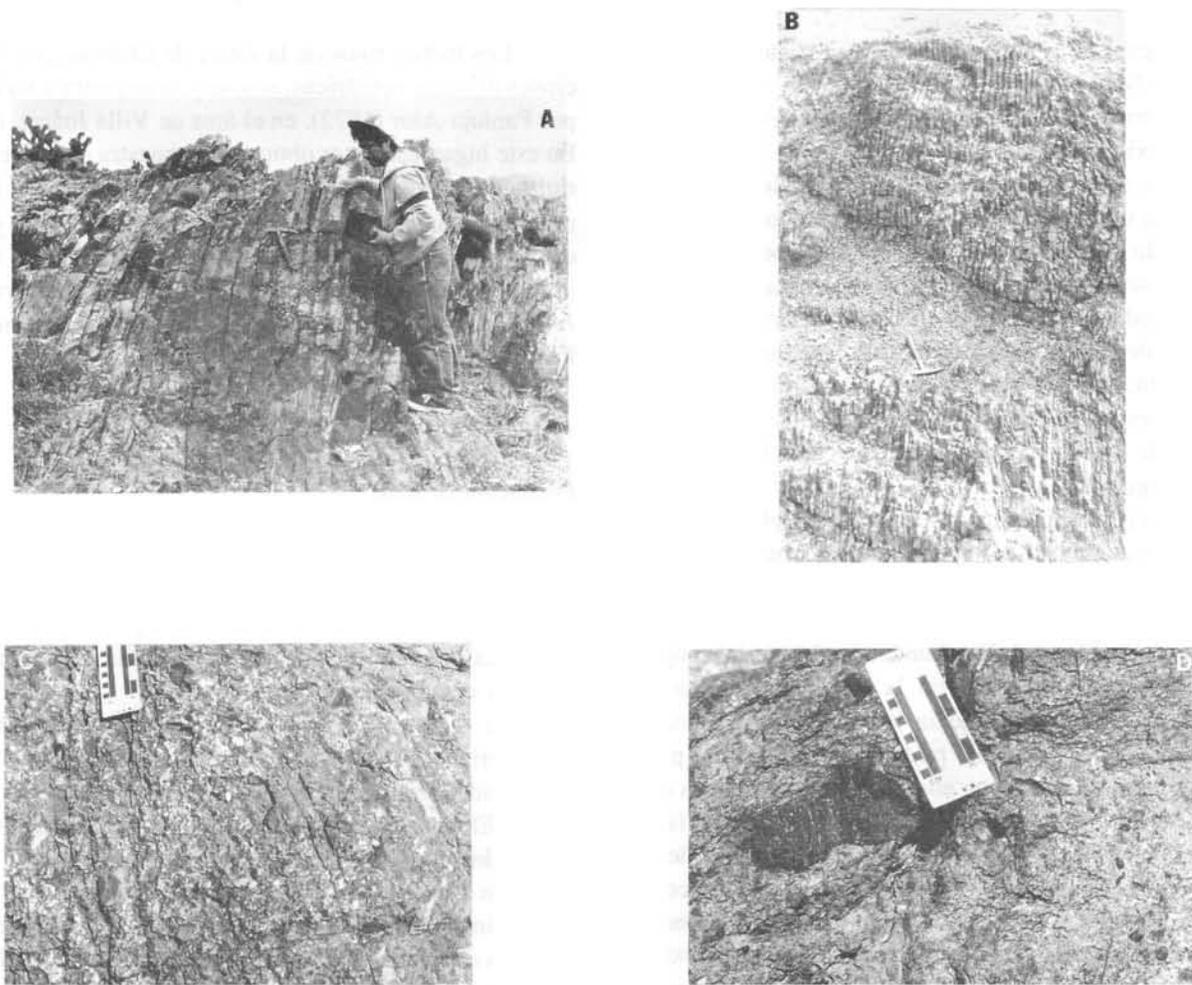


Figura 3.- Formaciones Zacatecas y Nazas. A, Estratos de arenisca intercalados con capas delgadas de lutita. B, Paquete superior de la Formación Zacatecas, que muestra una intercalación de arenisca y lutita en capas delgadas. C, Lechos rojos de la Formación Nazas, donde predominan fragmentos de rocas ígneas de composición intermedia. D, Material piroclástico de la Formación Nazas.

De acuerdo con la similitud litológica de los afloramientos de la sierra de Charcas y las localidades citadas anteriormente, se puede inferir que se trate de rocas de la misma edad, idea apoyada por el informe de Cantú-Chapa (1969) sobre el hallazgo del *Juvavites* sp., recolectado en el área de Charcas, San Luis Potosí, y cuya edad es del Cárnico temprano. Por otra parte, en el pozo de exploración de PEMEX, perforado en el área de La Taponá, muy cerca del límite septentrional del área estudiada, se llevó a cabo estudios palinológicos de las muestras extraídas, encontrando restos de esporas(?) del Cárnico(?) (Guel-Díaz de León, 1990).

Durante mucho tiempo hubo cierta confusión en cuanto a la localización del sitio donde Martínez-Pérez (1972) había recolectado el amonite clasificado por Cantú-Chapa (1969), dado que los investigadores que visitaron la zona subsecuentemente no habían podido ubicar la zona con fósiles, pero Gallo-Padilla y colaboradores (1993) aclararon esta situación e indicaron el lugar preciso de una localidad con amonites en el arroyo Hondo, en el centro del anticlinal San Rafael-La Trinidad, al sudponiente de Charcas (en Cantú-Chapa, 1969, se ubica a 10 km al NW de Charcas), entre los que se identificó

a *Anatomites* aff. *herbichi* Mojsisovics, al cual asignaron una edad del Cárnico inferior. Además, mencionaron haber encontrado en ese lugar un ejemplar fragmentado del protobelemnoideo *Aulacoceras* sp., al que consideraron como del Cárnico inferior.

En el área de estudio sólo se encontró restos de plantas en el arroyo Los Chopos, localizado aproximadamente 50 m al sur del lugar donde este arroyo corta al camino que va de San Rafael a La Medalla. Hasta la elaboración de esta publicación, no fue determinado a qué tipos de planta pertenecen.

La edad de las rocas triásicas de Charcas puede considerarse, bien determinada por las contribuciones de Cantú-Chapa (1969) y Gallo-Padilla y colaboradores (1993), como del Cárnico inferior.

Formación Nazas

Se decidió nombrar a esta formación, en este artículo, Nazas (Pantoja-Alor, 1972) y no Huizachal, debido a su gran semejanza litológica con los afloramientos septentrionales de la República Mexicana, más que con los descritos como For-

mación Huizachal en el poniente de Ciudad Victoria, Tamaulipas, y sur de Nuevo León.

En el arroyo Prieto, la secuencia empieza con un horizonte de aproximadamente 5 m de limolita de color pardo, intercalada con capas de arena conglomerática. Sobre éstas, se puede apreciar un horizonte de 8-10 m de una roca volcánica de color pardo rojizo, de composición intermedia. Arriba, continúa una secuencia de capas de conglomerado con fragmentos bien redondeados, cuyos tamaños varían desde arena hasta clastos de 20 cm de andesita y de jasperiode de color rojizo; también, se puede ver clastos de basalto vesicular de color negro; estos horizontes están separados por conglomerado fino de la misma composición, en capas hasta de 2 m de espesor (Figura 3, C).

Hacia las partes nororiental y sudoriental del valle de San Rafael, la Formación Nazas se presenta como una alternancia de capas de conglomerado, lutita y limolita de color morado, entre las que se intercalan algunos horizontes de toba y derrames piroclásticos (Figura 3, D), abundando el material conglomerático en la parte superior. En la base, predominan los conglomerados, en la parte media los sedimentos lacustres alternados con lavas y material piroclástico; y hacia la parte superior, se presenta como una alternancia de horizontes delgados—5 a 15 cm—de conglomerado, arenisca y lutita físil.

Bajo el microscopio, se estudió algunas muestras de las rocas volcánicas: El cuarzo es secundario y se encuentra como vetillas que cortan a los fenocristales; hay minerales opacos, así como microfenocristales pequeños completamente oxidados a hematita; contiene, como minerales accesorios, apatita y circón. La roca es porfídica, con aproximadamente 10% de fenocristales de plagioclasa hasta de 3 mm de longitud. En ella se puede ver varios fragmentos líticos que sugieren que esta roca pudiera ser de origen piroclástico. La matriz está constituida por vidrio desvitrificado; se clasificó como una roca andesítica.

El aporte de esta pila enorme de conglomerados, de origen volcánico, debe tener su procedencia hacia las partes septentrional y noroccidental, donde fue registrada la existencia de gruesas secuencias de rocas volcánicas (área San Julián-Villa Juárez; Pantoja-Alor, 1972). Estos conglomerados tienen clastos de menor tamaño hacia el oriente de la República Mexicana, y se les ha documentado como Formación Huizachal; en esos lugares, consiste en paquetes de lechos rojos formados de limolita y conglomerados con fragmentos de rocas ígneas y sedimentarias, con ausencia notoria de cuerpos de rocas volcánicas.

El espesor de esta formación en el área es variable: en el arroyo Prieto, es de aproximadamente 120 m; mientras que en el camino que va de San Rafael a La Medalla, sólo alcanza unos 30 m de lechos rojos. Esta formación descansa discordantemente sobre la Formación Zacatecas y está cubierta, también en forma discordante, por la Formación La Joya (Figura 4, D) aunque en muchos lugares su contacto sea por falla, principalmente con la Formación Zacatecas.

Los lechos rojos de la sierra de Charcas, con intercalaciones de rocas volcánicas, son muy semejantes a los descritos por Pantoja-Alor (1972), en el área de Villa Juárez, Durango. En este lugar, ese autor obtuvo una muestra de un derrame de riolita de la parte inferior de la Formación Nazas, y fechando radiométricamente obtuvo una edad de 230 ± 20 Ma y la situó en el Triásico Tardío (Cárnico). Estos afloramientos son similares a los descritos por Blickwede (1981), de la sierra de San Julián, Zacatecas, quien coincide con la edad determinada por Pantoja-Alor (*op. cit.*).

JURÁSICO

Formación La Joya

La Formación La Joya fue originalmente descrita por Mixon (1958), en el anticlinorio Huizachal-Peregrina, en las cercanías de Ciudad Victoria, Tamaulipas, al oriente del poblado La Joya, y después fue nombrada formalmente por Mixon y colaboradores (1959).

En su base, la Formación La Joya es un conglomerado de material retrabajado, en su mayoría de origen volcánico, constituido por los elementos contenidos en la Formación Nazas. El material conglomerático incluye fragmentos subredondeados de 3 a 10 cm, que progresivamente van disminuyendo en dimensión hasta hacerse del tamaño de gravilla, y son predominantemente de sílice amorfa. Hacia la parte media, se presenta como una alternancia de arena de grano medio a fino, de color amarillo claro a pardo, alternando con arenisca fina de color rojizo, lo cual indica aporte de material que se estaba erosionando de la formación que yace debajo. En la parte media de esta formación, empiezan a aparecer horizontes de lutita calcárea con espesor de 0.80 a 1 m. Estos horizontes calcáreos están separados por depósitos arcilloso-limosos de 0.5 a 3 m, de color amarillento, el cual es el color característico de esta formación. Hacia la parte superior, disminuye el espesor de terrígenos, y entonces se presenta como una alternancia de marga, lutita y limolita con espesor de 10 a 40 cm—en la marga— y de 5 a 15 cm—en la lutita y arenisca. La cima de esta formación se encuentra donde desaparecen los terrígenos y empieza a presentarse una alternancia de caliza y marga (Figura 5, A).

En la parte septentrional del área, es difícil establecer con exactitud el contacto con la Formación Zuloaga, ya que el cambio es muy transicional, optándose por incluir a esta zona con abundantes terrígenos interestratificados con las capas de caliza, dentro del paquete de la Formación Zuloaga; por este motivo, en la parte septentrional del mapa geológico no aparece representada la Formación La Joya. El espesor de esta formación es muy variable, debido a que su depósito fue sobre una paleosuperficie muy irregular.

La sección más completa se puede observar en la parte sudoriental del anticlinal de San Rafael-La Trinidad, en el Puerto Colorado, donde su espesor es del orden de 30 m. En

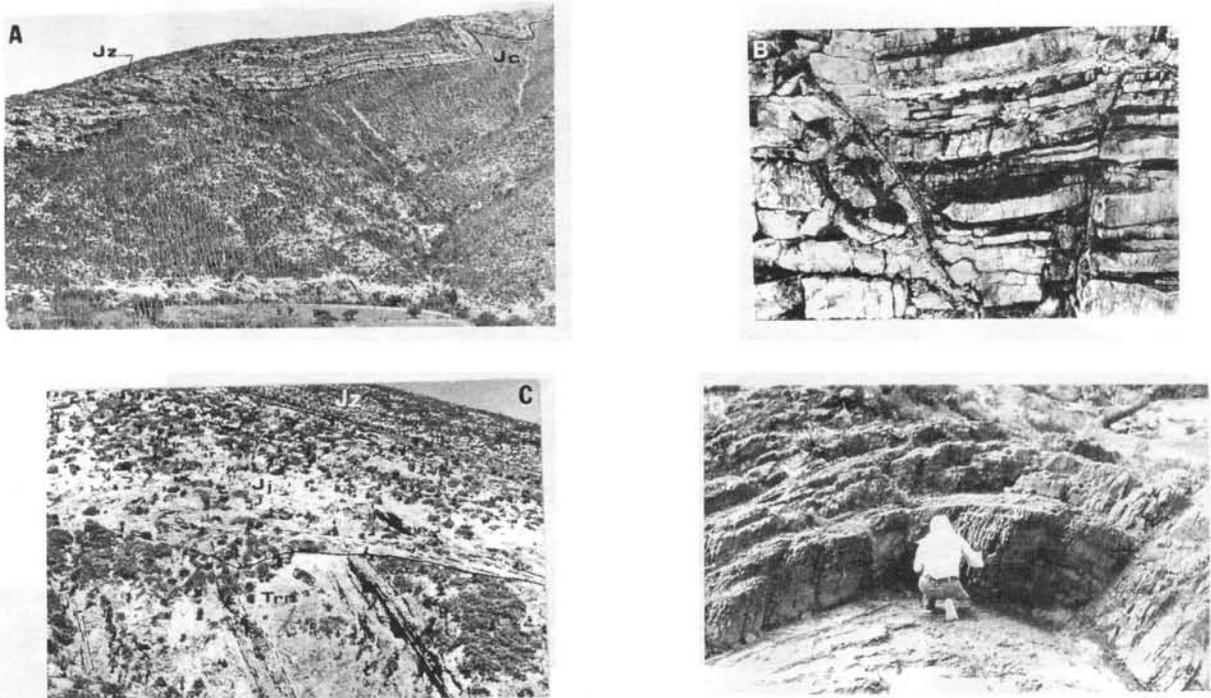


Figura 4.- A, En la sierra La Cuesta, sobre el arroyo Cañada Verde, se observa la Formación Zuloaga sobre la Formación La Caja. B, Fallas conjugadas de extensión desarrolladas en la cubierta cretácica. C, Discordancia angular entre los lechos rojos de la Formación Nazas y los sedimentos terrígenos de la Formación La Joya. D, Pliegue con crucero de plano axial desarrollado en la Formación Zacatecas.

una sección medida al poniente del cerro El Soyate, el espesor aproximado es de 50 m.

La Formación La Joya descansa discordantemente sobre los lechos rojos de la Formación Nazas y su contacto es una discordancia de ángulo elevado; yace transicionalmente debajo de la Formación Zuloaga; en gran parte, el contacto con la Formación Nazas es por falla.

Por otra parte, en esta área de estudio, y tomando en cuenta sus relaciones estratigráficas con las Formaciones Nazas y Zuloaga, se asignó a la Formación La Joya una edad del Caloviano-Oxfordiano (Carrillo-Bravo, 1961).

La discordancia angular está bien definida entre los lechos rojos de la Formación Nazas, cuyos conglomerados y areniscas de la cima son predominantemente de origen ígneo, y los lechos rojos de la base de la Formación La Joya, que consiste en conglomerado, material arcilloso, capas calcáreas y caliza oolítica que afloran en la sierra de Charcas, y cuya litología es muy parecida a la de Tamaulipas y Nuevo León. Esto demuestra que la Formación La Joya empieza en la discordancia mencionada y no en los niveles conglomeráticos de la cima de la Formación Nazas, como ha sido planteado por algunos autores.

Formación Zuloaga

Imlay (1938) definió a la Caliza Zuloaga en la sierra de Sombreretillo, al norte del poblado de Melchor Ocampo, en el Estado de Zacatecas. Esta unidad fue posteriormente redefinida como Formación Zuloaga por Humphrey (1949).

Se trata de una secuencia calcárea que, en su base, presenta un contenido arcilloso muy alto, por lo que son auténticas margas con abundancia de fragmentos de fósiles, siendo algunos horizontes un verdadero *boundstone*; además, hay capas delgadas de brecha sinsedimentaria, implicando acción erosiva eventual del piso marino. La parte media se presenta como una alternancia de marga y caliza, con espesor de 20 a 60 cm, un contenido alto de fósiles y con nódulos de hierro eventuales. La parte superior de la secuencia se considera a partir de donde empieza el predominio de las calizas—las margas son aisladas—; el espesor de los estratos de caliza aumenta de 0.60 a 1.20 y hasta 2.00 m (Figura 5, B); luego continúan horizontes de lutita y caliza arcillosa, además de caliza de estratificación media con nódulos de pedernal negro. La descripción de esta formación está basada principalmente en lo que se observó en la parte sudoriental de la sierra de Charcas; sin embargo, hacia las partes media y septentrional de la zona estudiada, la cima de esta formación se presenta como una secuencia de estratos, gruesos a masivos, de caliza de color gris claro, con nódulos y lentes de sílice de color que varía de blanco a violeta, con gran desarrollo de líneas estilolíticas. Hacia las capas superiores, prácticamente en la zona de contacto, contiene abundancia de nódulos de pedernal negro y, de manera característica, un horizonte de corales en posición de crecimiento—*patch reef*—(Figura 5, C), lo cual muestra facies contrastantes de esta formación, en distancias no muy grandes. Lo anterior también se refleja en el espesor de la misma, pues donde hay facies arrecifales, el espesor es más delgado que donde no se presentan.

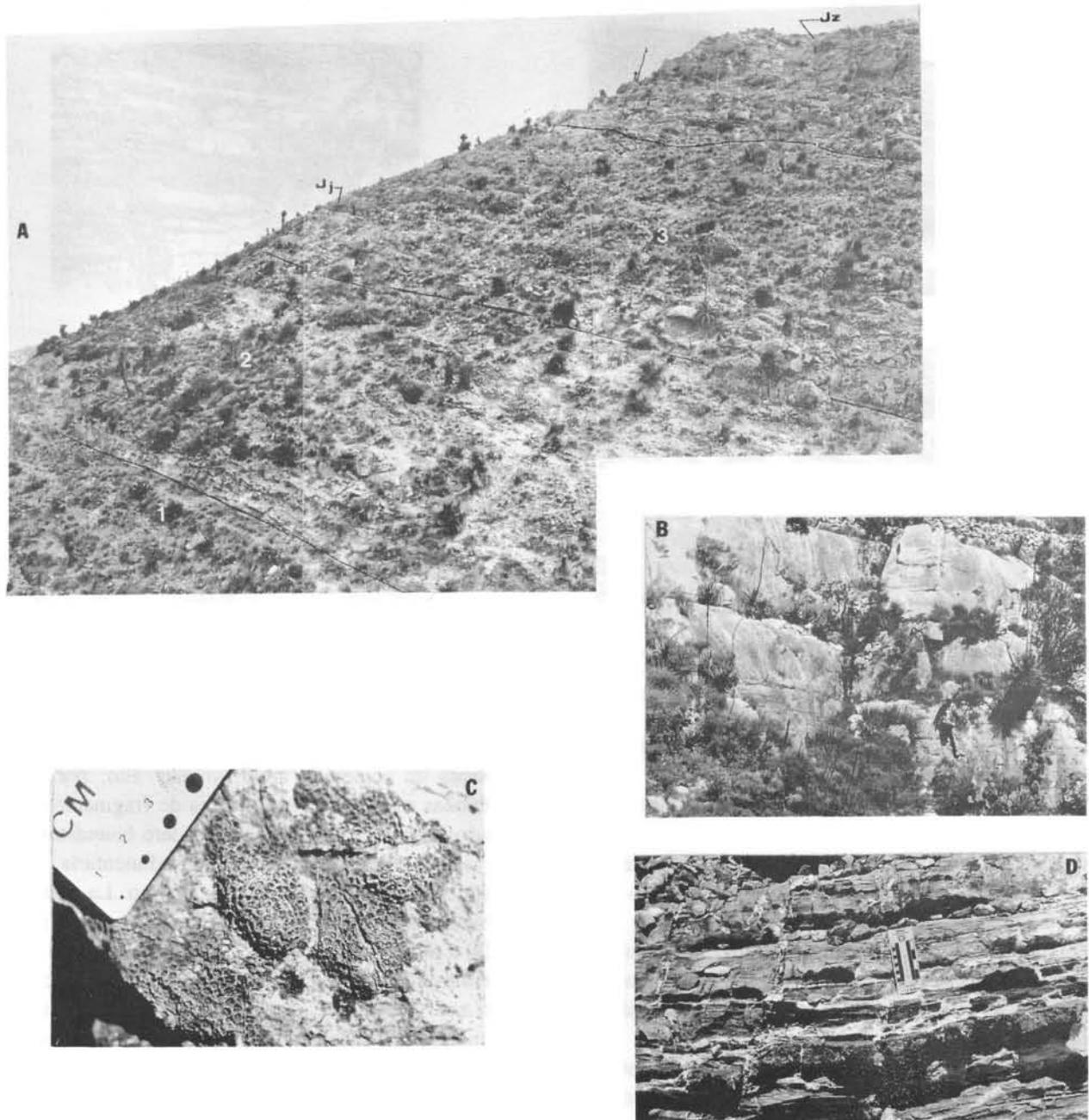


Figura 5.- A, Formación La Joya (Jj) con: (1) lechos rojos re trabajados; (2) sedimentos terrígenos con capas calcáreas aisladas; (3) predominio de capas calcáreas. B, Estratos gruesos de la base de la Formación Zuloaga. C, Corales característicos de la cima de la Formación Zuloaga. D, Base de la Formación La Caja, compuesta por margas y sedimentos terrígenos.

Debido al fuerte plegamiento que presenta, el espesor de esta formación es incierto; no obstante, de acuerdo con las secciones estructurales, se estima entre los 100 y 150 m como máximo (Lámina 2).

El contacto inferior con la Formación La Joya es transicional; fue colocado donde prácticamente desaparecen los depósitos terrígenos; sin embargo, en el centro y el norte del área estudiada, es difícil establecer este contacto, ya que hay una gran cantidad de terrígenos en casi toda la formación. Su contacto superior con la Formación La Caja es brusco y termina donde desaparecen las calizas de estratificación gruesa.

Imlay (1938) situó la Formación Zuloaga en el Oxfordiano superior; Aguayo-Camargo y colaboradores (1985) la consideraron de edad oxfordiana; y Jiménez-Camargo y colaboradores (1982) le asignaron una edad del Oxfordiano-Kimeridgiano. En este estudio se le asigna la edad propuesta por Jiménez-Camargo y colaboradores (*op. cit.*).

Formación La Caja

La Formación La Caja fue nombrada inicialmente por Imlay (1938), quien designó la Vereda del Quemado como

localidad tipo, en el flanco meridional de la sierra La Caja, al norte de Mazapil, Estado de Zacatecas.

La Formación La Caja es predominantemente terrígena y su base se presenta como una secuencia de limolita de color gris oscuro, pardo oscuro y pardo grisáceo, entre la que se intercalan estratos delgados de caliza, algunas bandas y nódulos de pedernal negro y horizontes de arenisca aislados (Figura 5, D). Las capas de caliza tienen espesores de 10-20 cm, de color gris oscuro, con olor fétido al golpe de martillo; parece tratarse de material alóctono—oolítico—como arenas carbonáticas. En la parte media, son más frecuentes los estratos calcáreos, presentándose regularmente como una caliza arcillosa de color gris oscuro de 5-20 cm de espesor, intercalados con limolita y bandas de pedernal negro. Aunque toda la formación tiene un contenido alto de fósiles, éstos son más frecuentes en la parte media, predominando los amonites. La cima de la secuencia se caracteriza por el gran contenido de lutita y limolita calcárea con abundancia de fósiles. El contacto de esta formación con la que yace debajo, está marcado por un horizonte lenticular de arenisca de 20-50 cm, de color gris oscuro que, por oxidación, da coloraciones amarillentas. El espesor de esta unidad se estima en 50 m, pero dado su carácter arcilloso y, por tanto, muy plástico, en muchas partes casi se estrangula, ya que sirvió de plano de despegue para formar fallas inversas; por lo anterior, en estos lugares el espesor puede alcanzar de 5 a 15 m, o bien desaparecer.

La Formación La Caja yace concordantemente sobre la Formación Zuloaga, cambiando bruscamente de calizas gruesas a terrígenas, y yace debajo, también transicional y concordantemente, de la Formación Taraises.

La Formación La Caja, en el norte y centro de la República Mexicana, fue considerada por Burckhardt (1906a) como del Kimeridgiano-Titoniano. Butler (1972), en su estudio del distrito minero de Charcas, menciona que encontró un pelecípodo y *Substeureroeras* sp., los cuales fueron clasificados por Gloria Alencáster del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México. Esos fósiles, según Imlay (1939), corresponden al Titoniano. En este estudio, se recolectó variedades de amonites, entre las que se encuentra *Perisphinctes (Dicho tomosphinctes)* sp., identificada también por Jiménez-Camargo y colaboradores (1982), que pertenecen al Kimeridgiano-Titoniano; por lo que en este estudio se consideró la edad dada por Burckhardt (1906a).

CRETÁCICO

Formación Taraises

Imlay (1936) dio el nombre de Formación Taraises a una serie de rocas calcáreas, que aflora en la parte occidental de la sierra de Parras, Coahuila, considerando a este sitio como la localidad tipo.

La Formación Taraises presenta en su base una alternancia de caliza arcillosa, de color gris oscuro, de 3-10 cm, con bandas delgadas y lentes de pedernal negro, intercaladas con estratos de limolita de color pardo amarillento, con espesores hasta de 60 cm (Figura 6, A). En esta parte, abundan los fósiles, predominando los amonites. Hacia la parte media sigue predominando la caliza arcillosa; sin embargo, comienza a aparecer lajeada y carbonosa, interstratificada con limolita, en capas

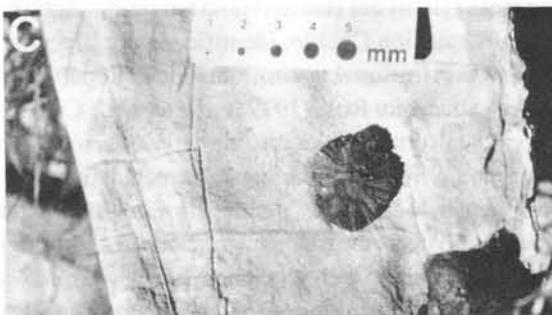


Figura 6.- A, Afloramiento de capas de caliza y limolita delgada de la Formación Taraises. B, Base de la Formación Cupido con capas aisladas de limolita. C, Nódulos de marcasita característicos de la Formación Cupido. D, Aspecto típico de la Formación La Peña.

de 10-15 cm, alcanzando a formar bancos de 1 m de espesor. También, ocasionalmente se observa estratos de arenisca de 1-3 cm. La parte superior se presenta como una alternancia de limolita y caliza arcillosa de 20-40 cm de grosor y termina con caliza microcristalina de 20-50 cm, intercalada con caliza arcillosa y limolita.

En las secciones estructurales, el espesor de la Formación Taraises se estimó en aproximadamente 75 m; sin embargo, en el mapa geológico esta formación, al igual que la Formación La Caja, se observa estrangulada por falla inversa en muchos lugares, lo que ocasionó que su espesor se redujera notablemente, e inclusive en algunas partes casi desapareciera.

El contacto entre las Formaciones Taraises y La Caja que yace debajo es transicional. Yace concordantemente abajo de la Formación Cupido, estando la zona de contacto donde aparece una brecha calcárea lenticular y donde desaparece la intercalación de calizas con terrígenos y empiezan a aparecer estratos gruesos de caliza pura.

Burckhardt (1930) e Imlay (1938) dieron una edad berriasiana a las capas inferiores de la Formación Taraises en la sierra de Symón.

La edad sugerida en este artículo, de acuerdo con su posición estratigráfica y contenido faunístico, es del Berriasiano medio al Valanginiano-Hauteriviano.

Formación Cupido

Imlay (1937) describió a la Formación Cupido en la parte meridional de la sierra de Parras, en el Estado de Coahuila. La sección tipo se localiza en el Cañón del Mimbres. Ahí, el mismo autor (Imlay, *op. cit.*) describió la litología y estableció las relaciones cronológicas utilizando amonites. Humphrey (1949) estudió algunas secciones en la Sierra Madre Oriental, completando y aumentando los trabajos de Imlay. Alfonso-Zwanziger (1978) describió el complejo sedimentario Cupido para el norte de la República Mexicana. Ross (1979) realizó el estudio de la Formación Tamaulipas Inferior en tres secciones en el nororiente de la República Mexicana, e incluyó a la Formación Cupido dentro de ese paquete.

La Formación Cupido en su base se inicia como una secuencia de caliza microcristalina de color gris claro, en capas de 10 a 20 y hasta 40 cm de espesor, intercaladas con lentes esporádicos y bandas de pedernal negro, y capas aisladas de limolita de color violáceo (Figura 6, B). En esta parte, empiezan a aparecer nódulos de hematita, algunos belemnites y amonites.

Los estratos aumentan progresivamente de espesor, de tal manera que en la parte media llegan a medir hasta 2 m, con abundantes líneas estilolíticas. El pedernal se presenta como masas irregulares, de color pardo y algunas bandas de color negro, de 5-10 cm de espesor. Una de las características más notables de esta formación es la presencia de nódulos de pirita y marcasita ya oxidados (Figura 6, C), teniendo los tamaños más comunes entre 0.5 y 5 cm de diámetro. Algunos de los

horizontes de sílice oscura, comunes en esta formación, muestran un origen hidrotermal, siendo el grado de reemplazamiento muy variable, llegando a formar franjas y manchones de diferentes dimensiones. Hacia la parte superior de la Formación Cupido, las capas de caliza son más puras, disminuyen de espesor (10-30 cm) y son de textura microcristalina. Su color es gris claro y esporádicamente están intercaladas con capas delgadas de limolita de color violáceo.

Esta formación tiene características de ambiente de talud, dado que en algunos estratos muestra inestabilidad gravitacional de los sedimentos, que se refleja por la presencia de microplegues, los cuales sugieren haberse formado en una etapa previa a su consolidación. La pirita y marcasita presentes en estas rocas indican que el depósito tuvo lugar en un ambiente reductor. El espesor de esta formación es difícil de medir debido al fuerte plegamiento que presenta; sin embargo, en las secciones estructurales se puede estimar entre 300 y 400 m.

La Formación Cupido se encuentra yaciendo concordantemente sobre la Formación Taraises; su contacto se colocó donde desaparecen la caliza arcillosa y la limolita y aparece la caliza microcristalina de estratificación delgada a media, con nódulos de marcasita. En algunos sitios se observó una brecha calcárea sinsedimentaria. Yace debajo de la Formación La Peña en forma transicional, y el contacto se puso donde empieza la caliza ligeramente arcillosa con intercalaciones de limolita.

Rogers y colaboradores (1961) mencionan haber encontrado en la sierra de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas, los siguientes fósiles: *Monopleura* sp., *Requienia* sp. y *Astieridiscus* sp. del Valanginiano. Ross (1979) situó el contacto Taraises-Cupido—Formación Tamaulipas Inferior—en el límite Valanginiano-Hauteriviano. Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1991), en su estudio del área situada inmediatamente al poniente de la hoja Charcas, consignan microfauna identificada por PEMEX, que consistió en *Saccamidos*, un probable corte de *Microcalamoides* sp., con ostrácodos y radiolarios. PEMEX consignó dos muestras tomadas del cerro del Calvo como del Albiano (?), asignándoles una edad que va desde el Valanginiano-Hauteriviano hasta el Albiano medio.

De acuerdo con su posición estratigráfica y con el contenido faunístico que presenta, se le asignó la edad determinada por Ross (1979) del Hauteriviano temprano-Aptiano tardío.

La Formación Cupido, identificada por diversos autores en la parte septentrional y nororiental de la República Mexicana, fue estudiada por Ross (1979) en la sierra de Catorce, donde agrupó a esta formación dentro de la Formación Tamaulipas Inferior, con el fin de uniformar la nomenclatura utilizada en las diferentes localidades donde afloran estos sedimentos. Hizo esta división con base en características litológicas observadas en el campo y en secciones delgadas. Como se ilustra en la Figura 7, la Formación Cupido de Díaz-González (1953) corresponde a la unidad 1 de Ross (1979). En la actualidad, los trabajos que se está realizando en las partes central y septen-

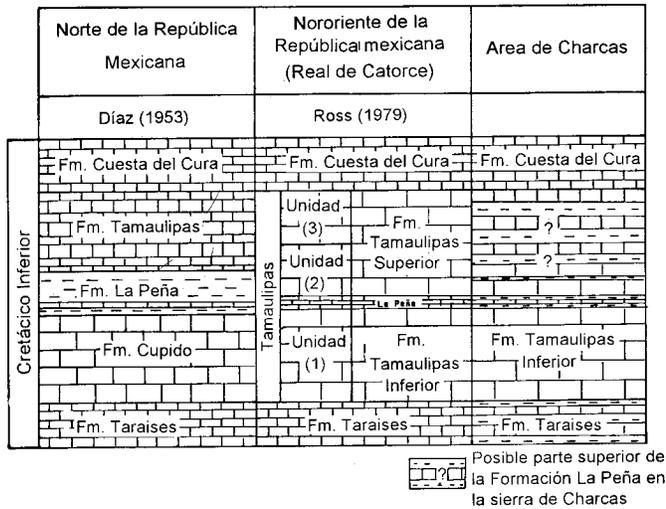


Figura 7.- Relación que guardan las unidades litoestratigráficas del Cretácico Inferior en el norte y noreste de México (tomado parcialmente de Ross, 1979).

trional de la República Mexicana, tienden a usar el término Formación Tamaulipas Inferior para nombrar al paquete cretácico, constituido por las Formaciones Cupido y La Peña (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1991).

Formación La Peña

Imlay (1936) dio el nombre a la Formación La Peña, y la describió como un grupo de estratos calcáreo-arcillosos, que afloran en el oriente de la sierra de Parras, en el Estado de Coahuila. Humphrey (1949) estudió esta misma formación en la sierra de Los Muertos, cerca de Saltillo, en el mismo estado.

En la sierra de Charcas, las características distintivas son las siguientes: En la base empieza como una secuencia de caliza de estratificación delgada de 10 a 12 cm, de color gris claro. Hacia la parte media, la caliza presenta cantidades variables de arcilla, y en algunos estratos es posible observar diastratificación y gradación. En esta parte intermedia, es abundante el contenido de pirita en las calizas, así como lentes pequeños de sílice blanca. Los horizontes de sílice negra, hasta de 5 cm de espesor, son bastante impuros—origen hidrotermal. Hacia la cima de la secuencia, predomina nuevamente el material calcáreo y entonces se observa una alternancia de caliza arcillosa de 5, 7 y hasta 10 cm de espesor, con caliza micrítica de depósito autóctono, que presenta espesores de 10, 15, 20 y hasta 40 cm, con bandas y lentes de pedernal negro y estratificación ondulada (Figuras 6, D y 8, D). El contenido fósil en este nivel de la secuencia corresponde a amonites pequeños y turrítelas. Es en esta parte de la formación donde existen franjas abundantes de alteración hidrotermal, que son muy características por su coloración más oscura que el resto de la formación, siendo muy notorias en las fotografías aéreas de las partes oriental y meridional de la sierra de Charcas. Las capas de caliza fueron parcial o totalmente reemplazadas por sílice, lo que ocasiona que en algunos lugares esta formación

sea confundida con la Cuesta del Cura. El difícil de estimar el espesor de esta formación, sobre todo por el fuerte plegamiento a que fue sometida, ocasionando que el grosor real esté varias veces repetido; sin embargo, de acuerdo con las secciones estructurales, se puede estimar entre 150 y 200 m (Lámina 2).

En el área estudiada, la Formación La Peña yace sobre la Formación Cupido y su contacto es transicional, pasando de caliza microcristalina a caliza de estratificación delgada intercalada con limolita.

Su contacto superior con la Formación Cuesta del Cura es concordante, transicional y se situó donde desaparecen los sedimentos terrígenos y aparecen estratos delgados de caliza pura, intercalados con bandas de pedernal negro.

Cantú-Chapa (1963) caracterizó la cima de la Formación La Peña, en el norte de la República Mexicana, con *Hypacanthoplites* gr. *jacobi* y ejemplares de *Acanthoplites* sp., pertenecientes al Albiano superior. Humphrey (1949) situó a esta formación en el Aptiano.

En el área estudiada, se recolectó varios ejemplares de amonites pequeños y turrítelas mal conservados y, en su mayoría, reemplazados por calcita, lo que impidió su clasificación. En este estudio, de acuerdo con su posición estratigráfica y correlación con otras áreas, se considera la Formación La Peña, como lo hiciera Ross (1979), del Aptiano superior.

Ross (*op. cit.*) propuso que la secuencia calcárea nombrada como Formación La Peña para el nororiente de la República Mexicana fuese agrupada dentro de la unidad 2 de la Formación Tamaulipas Inferior (Figura 7). En la sierra de Charcas, la unidad 3 de Ross (*op. cit.*) pudiera pertenecer a la cima de la Formación La Peña.

Formación Cuesta del Cura

Imlay (1936) definió a la Formación Cuesta del Cura, designando su localidad tipo en la sierra de Parras, aproximadamente a 6.5 km al poniente de Parras, Estado de Coahuila. La Formación Cuesta del Cura se presenta en el área como una alternancia de caliza de estratificación delgada a media, de 7 a 20 cm de espesor, de color gris claro a gris oscuro. Intercalada entre ella, hay bandas y nódulos de pedernal negro, de 3 a 10 cm de espesor. También, como en la unidad anterior, tiene material calcáreo de depósito químico directo y material alóctono que llegó hasta el lugar de su depósito como avalancha de carbonatos. Lo anterior se observa en un solo estrato o en capas separadas, donde alternan ambos tipos de depósito. Cuando se trata de material alóctono, se presenta como capas de calcarenita de color gris oscuro con abundantes fragmentos de pelecípodos. La fauna característica de esta formación son los amonites pequeños—0.5 a 1.5 cm. Una parte de la secuencia presenta la estratificación ondulante típica, aunque esto podría deberse más que a una característica de sedimentación primaria, a un adelgazamiento y engrosamiento de los estratos por efecto tectónico durante la deformación. El espesor de esta formación se estimó de no más de 80 m.

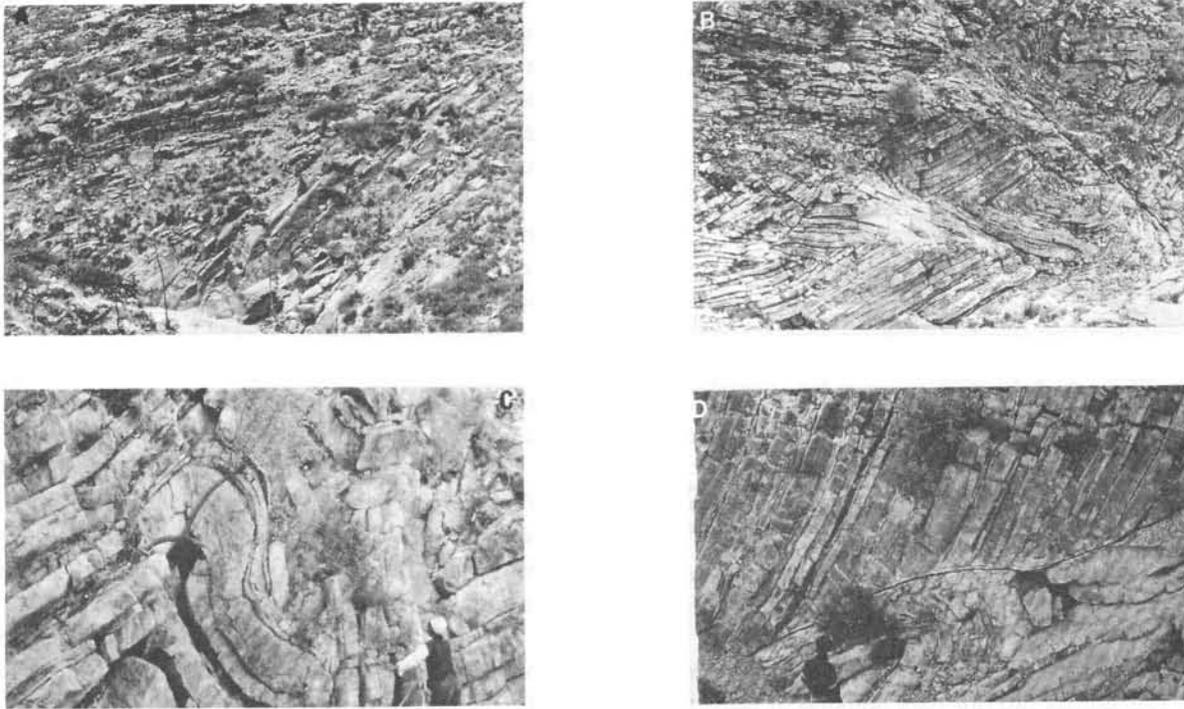


Figura 8.- A, Pliegues recostados en las calizas de la Formación Zuloaga. B, Plegamiento típico de la Formación Taraises con gran desarrollo de pliegues en *chevron*. C, Formación de huecos grandes en los núcleos de los pliegues de la cubierta cretácica (Formación Cupido). D, Falla de contracción desarrollada en la caliza de la Formación La Peña.

La Formación Cuesta del Cura descansa concordantemente sobre la Formación La Peña, y su contacto fue colocado donde desaparecen los terrígenos y aparecen las capas de caliza pura de estratificación ondulada, con laminaciones esporádicas de lutita, y bandas y lentes de pedernal. Yace concordantemente debajo de los sedimentos de la Formación Indidura, habiendo sido colocado el contacto donde aparece la caliza arcillosa intercalada con terrígenos.

Ice (1979), en su estudio bioestratigráfico de la Formación Cuesta del Cura, la situó desde el Albiano medio hasta el Cenomaniano superior. En esta zona no se hizo estudio de micropaleontología, observándose sólo variedades de amonites pequeños, reemplazados por calcita.

De acuerdo con Ice (1979) y por su posición estratigráfica, en este estudio se le asigna una edad del Albiano medio-Cenomaniano temprano.

Formación Indidura

Kelly (1936) describió por vez primera a la Formación Indidura, en la región de Delicias, Estado de Coahuila. En los afloramientos del área de Charcas, se describe como una secuencia donde el contenido arcilloso predomina hacia la cima, de tal manera que estratos de caliza arcillosa, de 10 a 15 cm de grosor, alternan con lutita y limolita de 20 a 30 o más cm de espesor. La coloración característica de la caliza arcillosa es gris claro a gris amarillento por oxidación, y la de la lutita y limolita es gris oscuro que, por oxidación, se torna rojizo. En la parte superior de la secuencia, también se presenta algunos

estratos de arenisca de 5 a 10 cm de espesor que, en ocasiones se observa como horizontes de *boudines*. Algunos estratos contienen abundantes fósiles de pelecípodos con conchas de hasta 12 cm de longitud y 5.5 cm de anchura—*Inoceramus labiatus*. Es difícil de estimar el espesor porque afloran sólo ventanas pequeñas, lo que dificulta medir una sección con exactitud.

Esta formación descansa sobre la Formación Cuesta del Cura, siendo su contacto concordante, y se puso donde las capas de caliza de estratificación delgada desaparecen bruscamente, y empieza a aparecer la caliza arcillosa y la limolita. Descansa bajo la Formación Caracol, cuyo contacto no se pudo observar por encontrarse cubierto por conglomerado.

Humphrey (1949) mencionó que esta formación varía en edad desde el Albiano tardío hasta el Turoniano. En áreas cercanas, como en la zona de Salinas-Peñón Blanco y áreas septentrionales, Labarthe-Hernández, Tristán-González y Aguillón-Robles (1982) encontraron el fósil *Inoceramus labiatus*, por lo que la situaron en el Turoniano. En el área, los afloramientos localizados son franjas pequeñas y cerros aislados, en los que sólo se encontró fragmentos de *Inoceramus*. Así, de acuerdo con su posición estratigráfica y con la presencia de *Inoceramus labiatus* en zonas cercanas, se le asignó una edad turoniana.

Formación Caracol

Fue descrita originalmente por Imlay (1936), en el arroyo del Caracol, en la sierra de San Ángel, al oriente de la sierra

de Parras, Estado de Coahuila. En el único afloramiento de esta área, se observó una alternancia de arenisca de color amarillento en muestra meteorizada y de color pardo ocre en muestra fresca, de 3-20 cm, con granos redondeados de feldespato, cuarzo y abundante muscovita en una matriz calcárea, intercalados con capas de lutita de color gris oscuro en muestra fresca y amarillo ocre meteorizada, en capas que varían desde 3 hasta 30 cm.

Por definición y por los contactos vistos en áreas cercanas, se sabe que esta formación descansa directamente sobre la Formación Indidura, siendo su contacto transicional; sobre esta roca, sólo descansa discordantemente el conglomerado Charcas.

En el área sólo se encontró restos de *Inoceramus*, por lo que se puede pensar que este afloramiento corresponda a la transición de esta formación con la Formación Indidura. Por tanto, se asigna una edad, de acuerdo con Carrillo-Bravo (1971), desde el Coniaciano hasta el Maastrichtiano.

TERCIARIO

Andesita Zapatilla

Ningún afloramiento de rocas andesíticas aparece descrito en la literatura consultada; sin embargo, hay informes que mencionan la presencia de remanentes de rocas de esta composición en la hoja Moctezuma (Aguillón-Robles y Tristán-González, 1981), a 60 km al sur de Charcas, que pudieran ser contemporáneos a esta roca; no obstante, en este estudio se le da informalmente el nombre de andesita Zapatilla, hasta no tener edad radiométrica.

La andesita Zapatilla se restringe a un afloramiento pequeño en uno de los arroyos al poniente de las lomas El Gato, muy cerca de la confluencia con el arroyo La Zapatilla, a 3.5 km al norponiente de Cañada Verde.

Se trata de una roca con una amplia variación de tonos: gris claro, amarillento rojizo y pardo desde oscuro hasta verdoso, debido a las diversas alteraciones a que fue expuesta.

Bajo el microscopio se observó lo siguiente: roca ígnea afanítica, de color gris oscuro, ligeramente porfídica con algunos fenocristales de 1 mm de plagioclasa (?) y de minerales ferromagnesianos. Los de plagioclasa son microfenocristales euhedrales, orientados subparalelamente debido al derrame; sólo excepcionalmente son fenocristales hasta de 1 mm de longitud. Hay microfenocristales prismáticos de clinopiroxeno hasta de 1 mm. Existen minerales opacos diseminados en la roca, posiblemente de magnetita-ilmenita. La textura es holocristalina, equigranular-afanítica. La característica más notable de la roca es su marcada textura pilotaxítica. La proporción de las fases mineralógicas es plagioclasa > ortopiroxeno + clinopiroxeno. Casi todos los fenocristales de piroxeno fueron totalmente reemplazados por calcita. Se clasificó como una "andesita de dos piroxenos". Su espesor se desconoce, ya que se encuentra cubierta parcialmente por

conglomerado, caliche y aluvi6n. Además, no aflora su base.

Su contacto inferior no se observa con detalle, pero parece ser que esta andesita descansa directamente sobre los sedimentos de la Formación La Peña y esté cubierta por la dacita Charcas. Está cortada, también, por los diques del sistema El Temeroso. Finalmente, está cubierta por el paquete conglomerático y las capas de caliche que predominan en la ladera oriental de la sierra de Charcas.

No fue determinada la edad de la andesita Zapatilla, pero, de acuerdo con su posición estratigráfica, pertenece a la base de la secuencia volcánica que ahí aflora y pudiera corresponder a la andesita Casita Blanca, localizada hacia el sur en la hoja Moctezuma (Aguillón-Robles y Tristán-González, 1981), y fechada como del Eoceno medio (44.1 ± 2.2 Ma). La muestra fue recolectada en las cercanías del poblado Casita Blanca (Labarthe-Hernández, Tristán-González y Aranda Gómez, 1982).

Dacita Charcas

En este artículo se da el nombre informal de dacita Charcas a una serie de derrames de lava que aflora hacia la parte nororiental, oriental y sudoriental de la población de Charcas. Anteriormente, sólo se describía como rocas volcánicas riolíticas.

Se trata de un derrame de lava, con estructura de flujo, de color pardo rosáceo a pardo claro, de textura holocristalina, porfídica, de matriz afanítica. Bajo el microscopio se pudo observar lo siguiente: roca ígnea de un tono bermellón, holocristalina, inequigranular-porfídica. Aproximadamente un 25% de la muestra está constituido por fenocristales en la proporción plagioclasa > cuarzo > biotita. La matriz es afanítica. Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales, maclados y zonificados ligeramente, hasta de 5 mm de longitud. El cuarzo se presenta en fenocristales anhedrales, parcialmente reabsorbidos hasta de 5 mm de diámetro. La biotita está constituida por fenocristales de euhedrales a subhedrales, hasta de 1 mm de diámetro; gran cantidad de ellos contiene inclusiones de minerales opacos. El sanidino (?) microcristalino se presenta únicamente en la matriz. Contiene minerales opacos diseminados en la matriz y como accesorios apatita y circón. La matriz es un agregado felsítico micro- a criptocristalino. Con base en el conjunto de fenocristales se clasifica como dacita.

Hacia la periferia oriental de Charcas, existe una "brecha de rezago" (Figura 9, A), perteneciente al inicio de la erupción de la dacita Charcas, que consiste en fragmentos de roca dacítica e intrusiva de 5-10 cm, alcanzando a medir hasta 1.5 m de diámetro, todos empacados en una matriz de ceniza de color pardo amarillento; parte de su cima fue reemplazada por cuerpos de jasperoide.

La presencia de estos derrames de lava viscosa sugiere que las estructuras volcánicas sean del tipo de domo exógeno, muy semejante a los formados por la latita Portezuelo, en la zona de Moctezuma, Estado de San Luis Potosí, al sudoriente

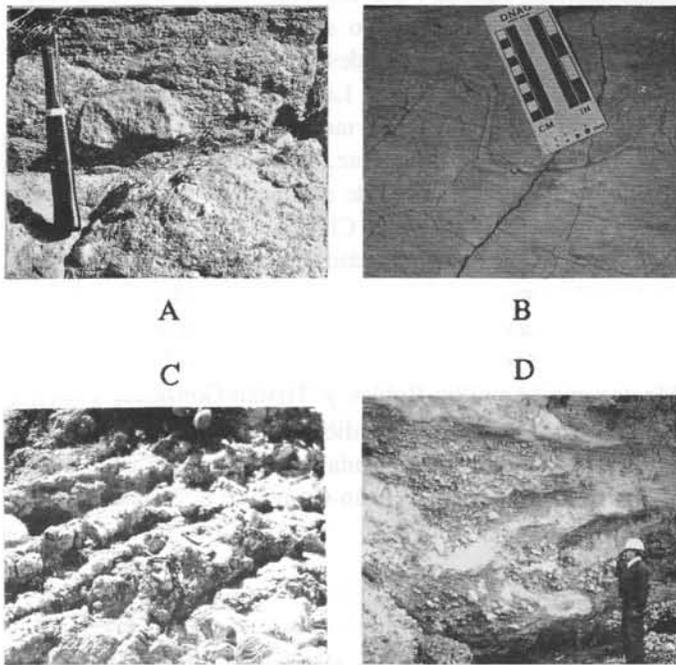


Figura 9.- A, Brecha de rezago de la dacita Charcas. B, Toba de caída libre, perteneciente a la toba Cañada Verde. C, Conglomerado Charcas, con abundantes fragmentos de rocas intrusivas. D, Conglomerado reciente, rellenando paleocauces.

de San José del Grito (Aguillón-Robles y Tristán-González, 1981).

En la zona al nororiente de la población de Charcas, se pudo observar que la brecha de rezago que se está considerando como la base de la dacita Charcas, descansa discordantemente sobre la parte inferior del conglomerado Charcas, formado por depósitos lacustres, grava y arena; de igual forma, se halla sobre el intrusivo El Temeroso. Yace debajo del paquete superior del conglomerado Charcas y de residuos de conglomerado más reciente.

Hasta la fecha, no ha sido determinada la edad de la dacita Charcas, sólo se puede decir que es posterior al Cretácico y que posiblemente corresponda al evento volcánico del Oligoceno, que dio origen al extenso paquete de rocas que se emplazó entre los 28 y 31 Ma en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández, Tristán-González y Aranda-Gómez, 1982).

Toba Cañada Verde

El principal afloramiento de la toba Cañada Verde se localiza en la margen sudoccidental del arroyo Cañada Verde, donde se encuentra el puente de la vía del ferrocarril—tramo Salinas-Laguna Seca—entre los poblados de San Onofre y Cañada Verde; otro más pequeño se encuentra en la parte oriental de las lomas El Gato.

Se trata de una toba de caída libre, de color crema, estratificada en capas que varían entre 5 y 30 cm de espesor de ceniza gruesa, intercalada con ceniza muy fina, algunas de

ellas cloritizadas (Figura 9, B). La matriz consiste en esquirlas de vidrio y fragmentos de pómez sin colapsar. Los fenocristales son de 1-2 mm de sanidino, cuarzo y, en cantidad escasa, de biotita. Contiene fragmentos líticos hasta de 2 cm, principalmente de la dacita Charcas. Son notorias su gradación inversa y diastratificación, por lo que se infiere que el inicio de la erupción haya sido una nube rasante—*base-surge*.

La toba Cañada Verde se encuentra descansando discordantemente sobre la dacita Charcas. El único afloramiento donde se vio su base se localiza en las lomas El Gato. El afloramiento del arroyo Cañada Verde yace debajo del paquete superior del conglomerado Charcas.

Esta toba pudiera pertenecer a un último evento explosivo de la dacita Charcas, o bien ser parte de un evento posterior a ella, pero anterior a los últimos depósitos del conglomerado Charcas. Se encuentra afectada por fallamiento normal, junto con la dacita Charcas. Por tanto, se puede inferir tentativamente como perteneciente al Oligoceno (?).

Ignimbrita Guanamé

Fue descrita originalmente por López-Linares (1982), quien dio el nombre de ignimbrita Guanamé a una serie de remanentes de tobas riolíticas, que afloran en las inmediaciones del poblado de Guanamé, en la hoja Venado, San Luis Potosí y que descansan sobre los conglomerados que rellenaron esa planicie.

En toda el área cartografiada sólo existen dos afloramientos pequeños de esta roca, localizados a 2.5 km al sudoeste de Charcas. Se trata de un derrame de cenizas de color pardo rosáceo, de textura porfídica, con un 5-10% de fenocristales euhedrales y subhedrales, de 1-3 mm de sanidino, cuarzo y ferromagnesianos alterados aislados. La matriz está desvitrificada, presentando pómez esporádica parcialmente colapsada y algunos fragmentos líticos de color pardo oscuro.

Bajo el microscopio se observó lo siguiente: roca ígnea de un tono bermellón, holocristalina, inequigranular, ligeramente porfídica. La proporción es sanidino > cuarzo. El cuarzo se presenta en fenocristales bipiramidales, reabsorbidos parcialmente de hasta 2 mm de longitud. Los fenocristales de sanidino son subhedrales, frecuentemente rotos, llegando a tener una longitud hasta de 3 mm. La hematita reemplaza completamente a fenocristales de una fase desconocida. Como accesorios hay circón, apatita y minerales opacos como gránulos diseminados en la roca. Se clasificó como una toba de derrame piroclástico de composición riolítica a riodacítica, parcialmente piroconsolidada.

Estos remanentes de rocas volcánicas están rodeados de caliche, por lo que no fue posible observar su base, infiriéndose que descansan sobre el conglomerado Charcas. Sobre ella no se encuentra otra roca.

Inicialmente, se había pensado que, por encontrarse descansando sobre un conglomerado de fragmentos de caliza, debería ser de una edad relativamente reciente; sin embargo,

Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1991) obtuvieron una edad radiométrica para una muestra de los remanentes en la hoja El Estribo, localizada al poniente de la hoja Charcas, la cual fue analizada por Teledyne-Isotopes por el método K-Ar de roca completa, resultando de 32.7 ± 1.6 Ma, correspondiente al Oligoceno inferior.

No obstante lo anterior, aún queda la incógnita acerca de si estos remanentes de la parte oriental de la sierra de Charcas pertenecen a los mismos del Estribo, por lo que será necesario obtener fechamiento por K-Ar de esta roca.

Conglomerado Charcas

Se denominó conglomerado Charcas a un grueso paquete de depósitos conglomeráticos, formado por clastos redondeados que van desde 1 hasta 80 cm, principalmente de las calizas ya existentes en la sierra y algunos de rocas volcánicas dacíticas, cementados por una matriz de caliche y arcilla. Se puede decir que existen cuando menos dos paquetes de conglomerado. El primero, o más antiguo, que se puede apreciar en el lecho de los arroyos al norte de la población Charcas, se caracteriza porque hacia su base empieza con depósitos finos, derivados principalmente de una roca intrusiva, arena y limo, con fuerte gradación y diastratificación. De color amarillento, con abundancia de fragmentos pequeños de caliza, aunque esporádicamente pueden alcanzar hasta 40 cm de diámetro. Éstos pasan a un paquete superior de fragmentos más gruesos, donde abundan los de caliza bien redondeados de 3-10 cm de diámetro y raramente de intrusivo. Una característica importante es que en algunos lugares se encuentra fuertemente silicificado, perdiendo su aspecto conglomerático y transformándose en masas silicosas. Esta alteración hidrotermal parece estar controlada por un sistema de fallas E-W y N-S. La edad de la parte basal debajo de la brecha de rezago de la dacita Charcas pudiera ser del Terciario medio(?) y es anterior a la mineralización de la zona. El depósito de conglomerado continuó, con mayor intensidad después del emplazamiento de la dacita Charcas, a la que alcanzó a cubrir en su totalidad. Estos conglomerados se componen de fragmentos redondeados de 3-10 cm, llegando a tener bloques de 80 cm de diámetro. Están bien estratificados, aunque en algunas partes es una mezcla caótica. Su composición es predominantemente de caliza de las diferentes formaciones existentes con algunos fragmentos de rocas intrusivas (Figura 9, C). Este conglomerado fue afectado por fallamiento normal junto con la dacita Charcas. El espesor es incierto, pudiendo alcanzar varias decenas de metros. En la zona oriental de la mina de Charcas fueron barrados más de 130 m, por IMMSA.

La edad de su depósito, de acuerdo con su posición estratigráfica respecto al intrusivo El Temeroso, al cual cubren, y por intercalarse entre la dacita Charcas y posiblemente entre la ignimbrita Guanamé, a la cual cubrieron en algún tiempo, se puede inferir como terciaria, probablemente de fines del Paleoceno(?).

CUATERNARIO

Caliche, conglomerado y aluvión

En la sierra de Charcas existen cubiertas extensas formadas por caliche blanco, que llegan a alcanzar hasta 5 m de espesor, que se desarrollaron principalmente sobre depósitos conglomeráticos en las laderas de la sierra. En la parte oriental y en las márgenes del valle de San Rafael, en las inmediaciones de este lugar y debajo del caliche, se encontró restos de un molar gigante y huesos grandes, pertenecientes a un ejemplar de mamut. Butler (1972) consignó ejemplares de un molar superior, que clasificó como perteneciente a un *Columbian Mammoth*, cuya distribución va desde el Estado de Washington hasta el valle de México, y pertenece al Pleistoceno medio.

También es notoria la presencia de una serie de depósitos conglomeráticos, depositados tanto en las laderas de los cerros como en los valles intermontanos, que consisten en fragmentos de tamaño muy variado, débilmente consolidados o sin consolidar. Éstos se encuentran en posición horizontal rellenando paleocanales (Figura 9, D), a diferencia del conglomerado Charcas, que está basculado hacia el oriente. Se ha nombrado aluvión a una serie de depósitos formados por grava, arena y arcilla, que fue acumulado principalmente en la parte más profunda del valle, localizado en la parte oriental del área estudiada. En esta zona, su espesor pudiera ser considerable.

ROCAS INTRUSIVAS

Pórfido cuarzomonzonítico El Temeroso

El Pórfido cuarzomonzonítico El Temeroso ha sido descrito por varios autores, pero fue Butler (1972) quien lo definió con mayor detalle, así como a su sistema de diques asociados. Jiménez-Camargo y colaboradores (1982) lo clasificaron como un tronco de composición granodiorítica a cuarzomonzonítica.

Se trata de una roca de color gris a gris verdoso, de textura holocristalina, porfídica, con fenocristales de 2-10 mm de ortoclasa perfitica(?), plagioclasa, cuarzo y abundante biotita; en algunas zonas, como en el arroyo Los San Pedros, su textura es porfídica, con un 20-30% de fenocristales de la misma composición. En la zona El Temeroso, la mayor parte de la masa se encuentra fuertemente silicificada, con partes donde los feldspatos están completamente caolinizados.

Bajo el microscopio, se observó una muestra recolectada en la periferia del tronco principal El Temeroso; se trata de una roca ígnea de color crema, holocristalina, inequigranular, porfídica. Los fenocristales de cuarzo y plagioclasa llegan a medir hasta 4 mm de diámetro. Contiene abundantes fenocristales de biotita con un tamaño promedio de 1-2 mm. La matriz es desde grano fino hasta medio. El cuarzo se observó como fenocristales bipiramidales reabsorbidos. Los fenocristales de plagioclasa llegan a medir hasta 4 mm de longitud y están zonificados

intensamente. El feldespato potásico es el constituyente principal de la matriz; rara vez forma fenocristales subhedrales, hasta de 4 mm, con macla de Carlsbad. Hay abundancia de fenocristales anhedrales de biotita, en general bien conservados; en algunas áreas fueron reemplazados parcial o totalmente por epidota, esfena, minerales opacos y feldespato potásico(?). Los minerales accesorios son apatita y circón. Se observó un silicato con aspecto fibroso, posiblemente wollastonita(?), introducido a través de vetillas, que se asocia con una cantidad de epidota pequeña. Como minerales opacos, contiene una cantidad pequeña de gránulos de magnetita-ilmenita, diseminados en la roca. La proporción relativa de fenocristales es plagioclasa > cuarzo > sanidino + biotita. La matriz es un agregado de grano relativamente grueso, constituido principalmente por cuarzo y feldespato potásico. Se clasificó como un pórfido cuarzomonzonítico. Existe una serie de diques que cruzan a la secuencia sedimentaria, los cuales son más notorios en la zona de la sierra El Borrego y en las inmediaciones de la unidad minera de Charcas. La anchura varía desde 2 hasta 40 m y generalmente siguen el patrón estructural dominante, que es NW-SE y E-W en la zona de la mina. La composición es muy semejante a la del apófisis principal El Temeroso. Estos diques son anteriores al evento mineralizador del distrito minero de Charcas, ya que muchos de ellos están mineralizados.

Butler (1972) envió una muestra para su análisis a Geochron Laboratories, Inc., por el método K-Ar, la cual dio una edad de la biotita de 46.6 ± 1.6 Ma (Eoceno medio). Mugica-Mondragón y Albarrán-Jacobo (1983), del Instituto Mexicano del Petróleo, analizaron la muestra (2 M-4-83) de una granodiorita del cerro de La Bufa, al sudponiente de la mina de Charcas, coordenadas $101^{\circ}09'38''$ W y $23^{\circ}08'15''$ N, por el método K-Ar, utilizando la ortoclasa, la cual dio 43 ± 3 Ma.

ROCAS METAMÓRFICAS

Mármol, skarn y hornfels

Dentro de la secuencia sedimentaria descrita anteriormente, existe una serie de rocas producto de un metamorfismo ígneo, las cuales están en las cercanías de los apófisis del intrusivo El Temeroso y diques asociados.

En la periferia del tronco El Temeroso y apófisis contiguos, se formó una serie de cuerpos de mármol de color blanco, en gran parte calcisilicatados, caracterizados por zonas de *hornfels*, mármol de wollastonita y mármol puro, cerca del contacto con el intrusivo. La secuencia sedimentaria, en esta parte, perdió sus características sedimentológicas originales, presentándose ahora como una masa donde no es posible reconocer fácilmente a qué formación pertenece. Los granates no son muy comunes. Una característica en esta zona es que las capas de caliza formaron una estructura de "piel de zebra", que consiste en bandas de calcita, granate escaso y epidota.

Las zonas de *skarn* están dispuestas en franjas y manchones, relacionadas a zonas de fractura por donde ascendieron

cuerpos intrusivos, que regularmente no alcanzaron a aflorar y que en general están asociados a cuerpos con metamorfismo térmico intenso. Estos *skarns* son espectaculares, sobre todo en los sedimentos carbonatados, sobresaliendo en el cerro y arroyo de La Longaniza, Las Vivianas y Morelos. Son menos notorios en las formaciones Nazas y Zacatecas, donde disminuyen notablemente por la falta de rocas carbonatadas.

El estudio petrográfico de una muestra del *skarn* de la mina Las Vivianas la describe como: roca monominerálica, de color verde claro con tonalidades rojizas. Constituida por cristales idioblásticos de granate, con un diámetro promedio de 3 mm, que constituyen más del 95% de la roca. El cuarzo rellena espacios intersticiales entre los granates. Hay piritita parcial y totalmente oxidada. Algunos granates incluyen a una fase desconocida con hábito prismático. Ésta fue reemplazada completamente por talco secundario. Es posible que el mineral original haya sido tremolita o diópsido. Se clasificó como *skarn* de grosularita.

En la parte nororiental del anticlinal San Rafael-La Trinidad, en los afloramientos de los sedimentos triásicos, existen franjas extensas de *hornfels*, asociado en parte a *skarn*. Tanto el conglomerado de la Formación Nazas como las areniscas de la Formación Zacatecas fueron transformados en cuerpos silíceos, lo que imposibilita establecer sus contactos. Las lutitas también están en parte reemplazadas, logrando salvarse manchones donde aún pueden ser reconocidas. Esta alteración debe estar asociada con una serie de intrusiones, cuyo reflejo son los diques detectados en esta zona y que pertenecen al sistema del tronco El Temeroso. En la zona de la mina de Charcas-Morelos, el *hornfels* está asociado con el *skarn*.

ESTRUCTURA

GENERALIDADES

El área de Charcas se encuentra en el borde oriental de la cuenca mesozoica del centro de la República Mexicana (Carrillo-Bravo, 1971), y en el límite sudoriental de la provincia de Cuencas y Sierras de la misma. Dentro de la cuenca, las rocas fueron plegadas durante la orogenia Laramide, dando como resultado una serie de pliegues recostados y cabalgaduras, originados por un esfuerzo de compresión máxima σ_1 , orientado NE-SW. Posteriormente, durante el Terciario medio, la región sufrió una etapa de extensión que originó un conjunto de fosas y pilares tectónicos, acompañados de volcanismo félsico. Durante el Terciario tardío, en la Mesa Central, tuvo lugar un levantamiento de bloques aislados de diferentes dimensiones. Un ejemplo de ellos es la sierra de Charcas.

ANTICLINAL SAN RAFAEL-LA TRINIDAD

Martínez-Pérez (1972) dio el nombre de anticlinal de La Trinidad a un anticlinal asimétrico y en algunos tramos recostado, con pliegues secundarios numerosos, y cuyo eje tiene una

orientación N15°W. En este artículo, será nombrado anticlinal San Rafael-La Trinidad.

Las rocas marinas existentes en la zona fueron deformadas intensamente por los esfuerzos compresivos de la orogenia Laramide, lo que causó la formación de un gran anticlinal recostado. En ambos flancos de esta estructura, se observó una serie de pliegues con vergencia al NE (Figura 4, A), que se originaron principalmente en las rocas jurásico-cretácicas y cuyos planos axiales quedaron inclinados hacia el SW (Figura 10, D). El tipo de plegamiento en ambos flancos es predominantemente cónico, con inclinación de sus ejes tanto al NW como al SE (Figura 10, C). En cambio, en los afloramientos del Triásico, se aprecia una orientación preferencial de los ejes de los pliegues, con ligera tendencia septentrional, existiendo, sin embargo, orientaciones al NW franco (Figura 10, A). Los ejes de las estructuras recostadas en rocas cretácicas que existen en la esquina sudoccidental del área (anticlinal y sinclinal de La Milpa), coinciden con el patrón de orientación general regional que es 330-340° (Figura 10, C) y que debe de corresponder al rumbo del eje principal del anticlinal San Rafael-La Trinidad, formado durante la orogenia Laramide.

ANTICLINAL EL BORREGO

Esta estructura se encuentra situada hacia la parte noroccidental del área, teniendo una longitud aproximada de 7 km y

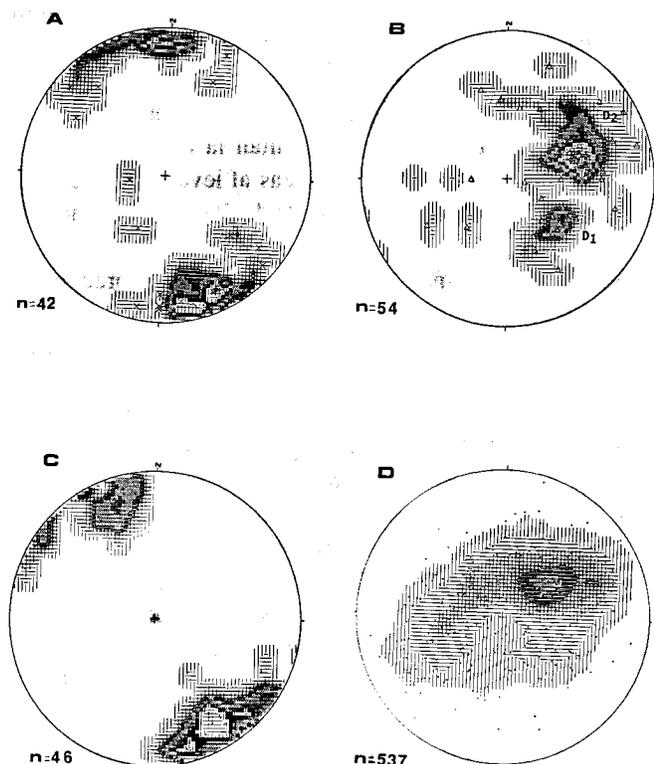


Figura 10.- Estereogramas de polos y ejes de la sierra de Charcas. A, Datos de campo de las formaciones triásicas. B, Polos de crucero en las rocas triásicas. C, Direcciones de ejes de pliegues en la cubierta jurásico-cretácica. D, Planos de estratificación en rocas jurásico-cretácicas.

una anchura de 5 km. Se trata de un anticlinal asimétrico con doble buzamiento en su eje, N30°W. El núcleo lo integran sedimentos de la Formación Nazas, y en el flanco nororiental aflora gran parte de la secuencia desde el Triásico hasta el Turoniano. Ambos flancos se hallan afectados por fallas laterales(?) que truncan a esta estructura, dejándola incompleta.

En su parte nororiental, los sedimentos cretácicos quedaron en contacto con afloramientos del Triásico y Jurásico, que pertenecen a otro fragmento del anticlinal nombrado en este artículo como La Noria.

ANTICLINAL LA NORIA

El anticlinal La Noria se localiza hacia la parte septentrional de la zona estudiada; su longitud en el área es de 5 km por 4 km de anchura. Se puede clasificar como asimétrico, con dirección de su eje N55°W buzando al sudoriente. La parte correspondiente al núcleo es una depresión amplia, cubierta en su mayor parte por suelo vegetal, caliche y conglomerado; en ella está aflorando la Formación Zuloaga yaciendo sobre la Formación Zacatecas. Este anticlinal se encuentra incompleto debido a una serie de fallas normales y de desplazamiento lateral.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

El conjunto de datos recolectados en el campo de ejes de pliegues en las formaciones triásicas (Zacatecas y Nazas), analizados en la red estereográfica de Schmidt, refleja una tendencia principal N5°W, que representa la dirección predominante del anticlinal San Rafael-La Trinidad; muestran, también, una densidad menor hacia el noroccidente, lo que puede indicar la inflexión del eje del anticlinal hacia su parte sudoriental (Lámina 1; Figura 10, A). En cuanto a polos de crucero, en la Figura 10, B se muestra dos concentraciones muy notorias; la primera de ellas representada como D₁, que corresponde a datos extraídos de la Formación Zacatecas e indica que el esfuerzo de compresión σ_1 estuvo orientado NW-SE, dando como resultado planos de crucero con inclinaciones de 75-80° al NW; este conjunto de polos es muy diferente a todos los demás obtenidos para el paquete de rocas que yace encima. El otro conjunto, representado en la Figura 10, B, como D₂, corresponde en gran parte a polos de crucero tomados en la Formación Nazas y muestra a σ_1 orientado aproximadamente N80°E. De lo anterior puede concluirse que las dos formaciones triásicas estuvieron sujetas a dos eventos de compresión antes de la orogenia Laramide. Por su parte, el paquete jurásico-cretácico muestra un arreglo que corresponde a la compresión típica laramídica, donde el esfuerzo actuó de sudooccidente a nororiente, originando pliegues con vergencia al nororiente. En la Figura 10, C, los contornos ilustran las direcciones de ejes de pliegues en la cubierta jurásico-cretácica, donde se puede apreciar el doble buzamiento de las estructuras en la dirección general del anticlinal San Rafael-La Trinidad.

Los pliegues desarrollados en las areniscas y lutitas de la Formación Zacatecas son, por lo general, angulares y no paralelos; son pliegues curvos amplios con gran desarrollo de crucero de plano axial (Figura 4, D), y por la actitud de su plano axial y simetría, son clasificados como volcados y recostados, muchos de ellos dislocados por fallas de contracción. En los sedimentos de la Formación Nazas, no se observó plegamiento notorio alguno para formar pliegues menores; solamente se aprecia un intenso desarrollo de crucero. Los pliegues formados en las capas gruesas de La Formación Zuloaga son amplios y angulares, en su mayoría volcados y recostados (Figura 8, A). En las Formaciones La Caja y Taraises, se desarrolló una infinidad de pliegues angulares, sobre todo de tipo *chevron* (Figura 8, B), los cuales fueron en muchos lugares dislocados por fallas de contracción; mayoritariamente son recostados y volcados. En las Formaciones Cupido y La Peña, el comportamiento es por lo general semejante al de las anteriores, sólo que aquí los pliegues son más amplios, originándose en sus núcleos huecos grandes (Figura 8, C); en esta secuencia superior también son comunes las fallas de contracción (Figura 8, D).

FALLAMIENTO

Desde el punto de vista estructural, la zona de Charcas es compleja, debido a que estuvo sujeta a varios períodos de fallamiento, en el siguiente orden:

Los sedimentos de la Formación Zacatecas se encuentran afectados por fallas de contracción, que forman un sistema imbricado que desplaza y empalma escamas de rocas de la misma formación. Durante la orogenia Laramide, se originó una serie de fallas inversas resultantes de un esfuerzo horizontal, cuya dirección predominante de movimiento fue hacia el N40°E. En la cubierta jurásico-cretácica se puede apreciar la característica mayor de una falla inversa importante, cuya traza se situó en el flanco oriental del anticlinal San Rafael-La Trinidad. El plano de falla se originó en el contacto de los sedimentos arcillosos de la cima de la Formación La Caja y los carbonatados de la base de la Taraises, los cuales, debido a su diferente comportamiento mecánico, constituyeron un plano de deslizamiento, ocasionando que el espesor de la primera de estas formaciones fuera muy variado, desapareciendo en algunas partes por completo. Este desplazamiento debió haber sido de poca longitud, montando las rocas del Jurásico sobre las del Cretácico. Por otro lado, la zona estuvo sujeta a esfuerzos de cizalla rotacional que ocasionó fallas laterales. La presencia de sedimentos de las Formaciones Indidura y Caracol, que están casi en contacto con rocas de las Formaciones Taraises y Zuloaga en un espacio reducido en el lecho del arroyo Las Escobas, al nororiente de San Elías, al norte del área, sugiere la existencia de una cobijadura que pudiera afectar a gran parte de la sierra de Charcas.

Para la Mesa Central fue documentado que en el Terciario, entre los 27 y 28 Ma (Tristán-González, 1986), se llevó a

cabo un evento de tensión que originó un sistema de fosas y pilares tectónicos que conforman una extensa zona conocida como provincia de Cuencas y Sierras de la República Mexicana. La sierra de Charcas se encuentra en el extremo occidental de la continuación de la fosa de Villa de Reyes hacia el norte (Tristán-González, 1986, p. 75), que en este artículo se nombra como fosa San Luis Potosí-Real de Catorce y cuya falla marginal se halla cubierta por un paquete grueso de conglomerado. La dirección de la traza de la falla sería aproximadamente N-S.

Posiblemente durante el Terciario superior, aunque no se tiene con exactitud el dato, se llevó a cabo el levantamiento de una estructura en forma más o menos dómica, correspondiente a la sierra de Charcas. Ésta se originó sobre el extremo occidental de la fosa San Luis Potosí-Real de Catorce. El levantamiento trajo como consecuencia el desarrollo de fallas lítricas y juegos de fallas conjugadas de extensión, localizadas en la cubierta cretácica (Figura 4, B). Toda esta parte siguió levantándose, originando fallas normales de ángulo elevado (60-80°), que bordean todo el estadio, formado de rocas triásicas. En la parte occidental del anticlinal San Rafael-La Trinidad, la falla pone en contacto rocas de la Formación Zacatecas con las de la Formación Cupido y se ve que la columna en este flanco sufrió mayor levantamiento que en los flancos oriental y meridional, manifestando un basculamiento al oriente (Figura 11).

Hacia la parte septentrional del área, en las zonas de los anticlinales El Borrego y La Noria, éstos se ven truncados por una serie de fallas de movimiento lateral izquierdo(?).

En la entrada a la población de Charcas, en el tramo carretero Venado-Charcas, se observó una falla normal que pone en contacto al conglomerado Charcas con la dacita del mismo nombre, por lo que pudiera tratarse de una reactivación de las fallas marginales que delimitan la fosa y la sierra de Charcas; o bien, ser contemporáneas al levantamiento terciario. También los afloramientos de la dacita están afectados por fallas normales de orientación N70°W y en el conglomerado Charcas existe fallamiento normal de orientación predominante N45°W, en las inmediaciones orientales de la población de Charcas.

EVOLUCIÓN DE LA REGIÓN DE CHARCAS

De acuerdo con los datos obtenidos en el campo, las rocas de la Formación Zacatecas registran, cuando menos, dos deformaciones anteriores a la orogenia Laramide. Este hecho está documentado por dos discordancias: la primera es la que existe entre la Formación Zacatecas y la Formación Nazas que yace encima. La segunda es la que se observa entre las Formaciones Nazas y La Joya (Figura 4, C). Lo anterior también se observa en el análisis de los datos estructurales representados en la red estereográfica de Schmidt, donde se aprecia dos concentraciones de polos para los datos obtenidos en las rocas triásicas (Figura 10, B).

En la formación de las estructuras que conforman la sierra de Charcas, participaron el basamento y la cobertura,

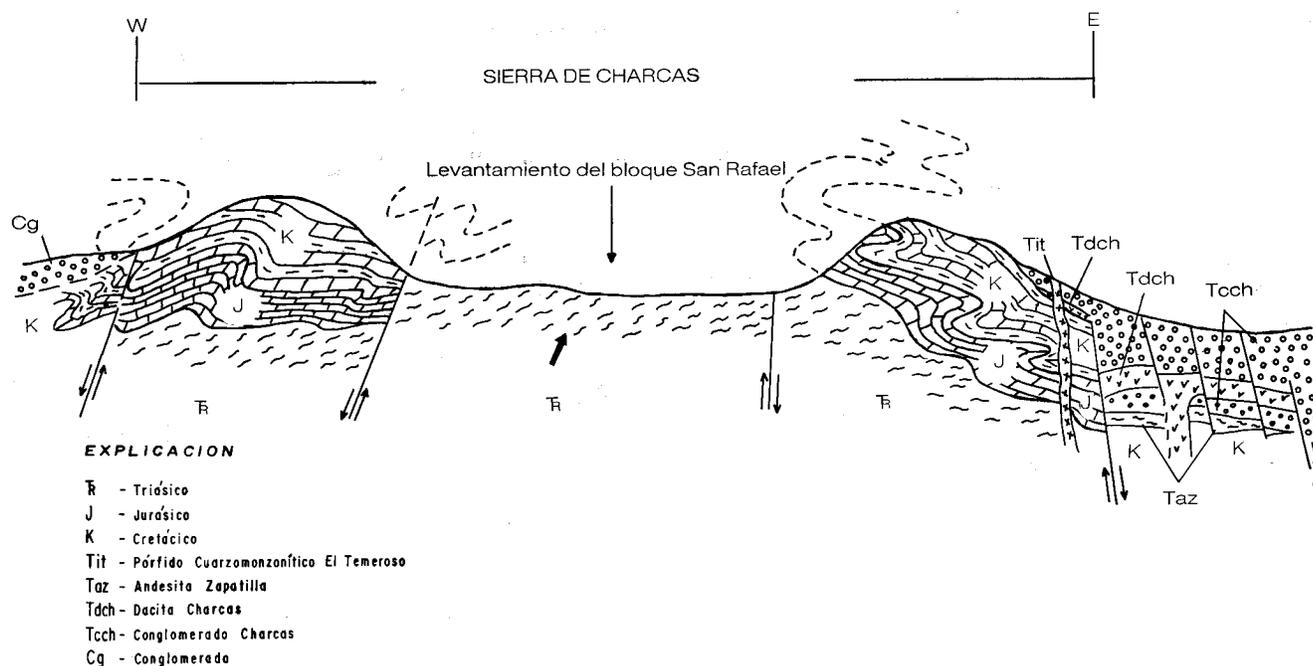


Figura 11.- Diagrama esquemático del levantamiento de la sierra de Charcas, San Luis Potosí, viendo hacia el norte.

estando ambos separados por una discordancia tectónica o *décollement*, como fue documentado por Butler (1972), y anteriormente a nivel regional por de Cserna (1956), y posteriormente por Tardy (1980), también regionalmente. La dirección de transporte de la secuencia superior plegada está marcada por estrías en el plano de *décollement* que tienen dirección al nororienté.

Sintectónicamente a la formación de la sierra de Charcas, se emplazó una serie de apófisis, el mayor de los cuales es el intrusivo El Temeroso, el cual se encuentra en la zona del yacimiento de Charcas. La sierra de Charcas está ubicada dentro de la provincia de Cuencas y Sierras, la cual se extiende a lo largo de todo el occidente de América del Norte, desde Canadá hasta la región central de México (Stewart, 1978; Henry y Aranda-Gómez, 1992). Para el Oligoceno medio, en esta región ocurrió un evento de extensión que originó que se formara una serie de bloques levantados, fosas y semifosas tectónicas. La sierra de Charcas es uno de esos bloques levantados, como también lo son las sierras de Coronado y Real de Catorce.

La removilización por erosión de la parte central de la estructura de la sierra de Charcas ocasionó una descompensación isostática, lo que inició un levantamiento diferencial de un bloque de rocas del basamento en el núcleo de la sierra. El levantamiento forzado de este bloque originó que ahora las rocas triásicas estén en contacto con las del Cretácico (Figura 11). Se considera que este último evento debió ocurrir durante el Terciario tardío, dado que por el levantamiento de la sierra se modificó la posición de los sedimentos conglomeráticos del Terciario, depositados en la fosa tectónica de la margen oriental de la sierra de Charcas, pues el conglomerado Charcas se encuentra basculado fuertemente hacia el orienté con inclinaciones de hasta 70°.

YACIMIENTOS MINERALES

Los primeros registros de extracción de minerales de la zona de Charcas se remontan a la explotación de una mina pequeña en el lugar conocido como Charcas Viejas, situado a 2 km al SE de lo que hoy es la comunidad de la Labor de la Cruz. Ahí tuvo lugar el primer asentamiento humano que posteriormente daría origen a la población de Charcas; este sitio fue destruido por un ataque de los indios, por lo que sus pobladores tuvieron que emigrar a donde se encuentra actualmente la ciudad de Charcas. Las minas que hoy son explotadas fueron descubiertas por el año 1583 y estaban localizadas en las cercanías del convento de San Francisco, de reciente construcción por los monjes franciscanos, con el fin de evangelizar a los indios rebeldes huachichiles que habitaban esta parte del altiplano. A partir de entonces, la mina ha sido trabajada por muchas personas y compañías, principalmente norteamericanas. La actividad sólo se vio interrumpida por algunos años en la época de la Revolución Mexicana, reabriéndose en el año 1929, por la American Smelting and Refining Co. Posteriormente, pasó a ser propiedad de Asarco Mexicana, S.A.; a la fecha depende de Industrial Minera México y es una de las minas principales productoras de zinc en México.

Los depósitos minerales de esta área son variados, por lo que pueden ser agrupados en tres zonas de importancia.

ZONA TEMEROSO-BUFA-VIVIANAS

La primera etapa de alteración se produce contemporáneamente al emplazamiento del tronco El Temeroso, apófisis y diques contemporáneos. Esto ocasionó aureolas importantes de contacto metamórfico y metasomático en la periferia de estas estructuras, producidas por los altos flujos de calor y

fluidos emanados de la masa ígnea, afectando a las diferentes unidades de rocas sedimentarias presentes en los alrededores, a las que recrystalizó y silicificó, causando que perdieran su identidad, por lo que ahora es difícil reconocer a qué formación pertenecen. La aureola de contacto del tronco El Temeroso es la más notable, llegando a tener un radio de 500 m. La roca resultante más común es un mármol de wolastonita y capas totalmente reemplazadas por sílice, que dan origen a zonas importantes de *hornfels*. Los minerales más comunes presentes en la aureola son wolastonita y andradita. Cerca de la zona de contacto se aprecia calcita, cuarzo y epidota. En la periferia de La Bufo, predomina el *skarn* de granate, en este caso andradita, cuarzo, calcita y hematita. En el *skarn* también se observó esfalerita, pirita y calcopirita, en algunas partes algo de azurita y malaquita. A partir del cerro El Temeroso hacia el occidente, se desprende un sistema de diques con dirección N70-80°W, que se prolonga como vetas paralelas de *skarn* hasta la zona de Las Vivianas; las vetas consisten en andradita y damburita en la caliza pura—aunque ésta se encuentra en general en todo el yacimiento—y cuarzo, esfalerita, galena, pirita y calcopirita. En la mayor parte del norte del arroyo La Longaniza y en la ladera septentrional del cerro del mismo nombre, predomina el *skarn* de epidota, con relleno de calcita en los huecos, algunas vetillas delgadas de hematita y poca magnetita. En general, se puede decir que el tipo de yacimiento de esta zona es de cuerpos de reemplazamiento y vetas, que son más comunes en las cercanías del tronco El Temeroso. Tanto los cuerpos de reemplazamiento como las vetas tienen la misma composición mineralógica y son productores de zinc-plomo-cobre-plata, siendo los minerales más comunes, esfalerita, galena, calcopirita, bornita, covelita y tetraedrita.

Los cuerpos minerales son posteriores al emplazamiento de los diques y al *skarn*, ya que los diques se encuentran mineralizados en algunos lugares, el *skarn* reemplazado por sulfuros y las vetas cortan a la aureola de mármol. Por lo tanto, el pórfido cuarzomonzonítico El Temeroso, cuando menos en esta etapa, no fue el causante de la mineralización de sulfuros.

El control estructural es un sistema de fisuras o fallas en la periferia del intrusivo y diques asociados, así como en el contacto entre el intrusivo y la aureola de mármol. El sistema de cuerpos de reemplazamiento parece más bien controlado por el patrón dominante—N70°W con buzamientos hacia el sur y norte—lo que sugiere la formación de un sistema local de pilares y fosas. Este sistema de fallas también se pudo identificar en los afloramientos aislados de la dacita Charcas al oriente de la mina, sugiriendo un período de mineralización posterior a estas rocas volcánicas e inclusive al conglomerado Charcas.

El control estratigráfico es muy importante y muestra que la mayoría de los cuerpos de reemplazamiento más notables se localiza en las unidades más calcáreas con poca intercalación de terrígenos; esto es, en las Formaciones Zuloaga, Taraises, Cupido y La Peña e, incipientemente, en la Formación La Joya, que cuenta con bancos y capas calcáreas impor-

tantes. Donde prácticamente desaparece la posibilidad de reemplazamiento es en las formaciones triásicas—Nazas y Zacatecas—en las que sólo se originaron grandes cuerpos de *hornfels* con epidota diseminada y en vetillas, así como franjas de *skarn* de andradita y epidota. La litología de las rocas triásicas, compuesta de conglomerado, arenisca y lutita, no fue favorable al reemplazamiento, por lo que las posibilidades sólo se reducen a relleno de fisuras en fallas o fracturas. En la zona que se encuentra entre las minas Morelos y Las Vivianas, existen franjas paralelas de *skarn* y *hornfels*, orientadas N15°W, correspondientes al sistema predominante de fallas y fracturas del lugar, que al cortar a la parte calcárea de la Formación La Joya facilitaron la formación de cuerpos de *skarn* espectaculares.

Una posibilidad importante sería probar la continuación a profundidad del sistema de vetas N70°W hacia el oriente de la mina, debajo del conglomerado Charcas y la dacita Charcas, para tratar de cortar en los sedimentos de las Formaciones La Peña y Cuesta del Cura algunos cuerpos mineralizados. Otro lugar con posibilidades, es la margen oriental de la sierra, entre la mina y los afloramientos de la andesita Zapatilla, localizados hacia el sudoeste del poblado de Charcas, al poniente de las lomas El Gato.

ZONA DE SAN RAFAEL-LA TRINIDAD

En toda la parte media, meridional y occidental del núcleo del anticlinal San Rafael-La Trinidad y en los sedimentos de edad triásica, se encuentra una serie de minas antiguas y algunas que son trabajadas actualmente por gambusinos; muchas de ellas se iniciaron en zonas de caparzones silicificados y tienen vetas delgadas, de poca importancia económica, con valores muy raquíticos.

El yacimiento es de vetas emplazadas en fallas o fracturas que resultaron de las diferentes deformaciones a que fueron sometidas estas rocas, predominando el sistema N30°W con buzamiento sobre todo al sudoeste; otro sistema importante es el E-W, aunque con ramaleos en diferentes direcciones. Las longitudes de estas vetas son muy variables, ocasionalmente miden hasta 500 m y en algunos tramos prácticamente desaparecen.

Las rocas encajonantes pertenecen a los sedimentos triásicos de la Formación Nazas y la Formación Zacatecas. La litología de la Formación Nazas consta principalmente de conglomerado de roca volcánica, arenisca conglomerática, roca volcánica y lutita. La Formación Zacatecas consiste en una serie de alternancias de capas de arenisca, lutita y algo de conglomerado. De lo anterior puede deducirse que estos tipos de roca no fueron favorables para formar cuerpos de reemplazamiento o diseminados importantes, siendo factible solamente el relleno de fisuras, principalmente por sílice, con presencia de sulfuros aislados. Es notoria la alteración en estas estructuras, sobre todo cloritización dentro de las vetas o en la periferia de ellas. Hacia la parte noroccidental del anticlinal, es común

observar franjas extensas de las rocas triásicas casi totalmente reemplazadas por sílice; en algunos lugares, inclusive, llegan a perder los rasgos de estratificación. La orientación de estas franjas es generalmente N20-30°W, siendo común en muchas de ellas que en su centro tengan desarrollo de *skarn* de granate y epidota, lo que sugiere la existencia de diques que emergieron muy cerca de la superficie.

El espesor de los sedimentos de tipo *flysch* de la Formación Zacatecas es de más de 4,000 m, según datos obtenidos del pozo de PEMEX, perforado en la zona de La Taponá, al noroccidente de la hoja Charcas y en cuya columna no se consignó evidencias de rocas carbonatadas, lo cual reduce la probabilidad de encontrar un yacimiento del tipo de Charcas en todo el núcleo del anticlinal o en aquellos lugares donde aflore esta roca.

Los minerales conocidos en esta zona corresponden a galena, esfalerita, calcopirita, tetraedrita, boulangerita, argenita, pirargirita, pirrotita y arsenopirita (Escobedo-Espíritu, 1984).

ZONAS PERIFÉRICAS

En toda la hoja Charcas, principalmente en el paquete cretácico formado de rocas carbonatadas, están localizados yacimientos pequeños, en los que se ha explotado antimonio. Este tipo de depósito rellena fisuras en fracturas pequeñas y fallas y es más común en el flanco occidental del anticlinal San Rafael-La Trinidad; el patrón predominante de estas franjas mineralizadas es N30°W. En el anticlinal El Borrego, tanto en su flanco occidental—Formación Zuloaga—como en el oriental—Formaciones Cupido y La Peña—los patrones de franjas mineralizadas tienden a ser paralelos a los ejes de las estructuras. En algunos sitios cercanos a la sierra de Charcas se conoce que existen valores pequeños de oro, asociados con el antimonio.

Es común que estos yacimientos estén asociados con franjas extensas de jaseroide distribuidas en toda la sierra, las cuales son de anchuras muy variables, alcanzando en algunas ocasiones hasta 300 m y siendo sólo manchones en otras. El reemplazamiento por sílice puede ser total o afectar solamente a capas favorables, que dan la impresión de que fuera pedernal singenético e inclusive confundirse con el pedernal de la Formación Cuesta del Cura.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los Ings. Guillermo Labarthe-Hernández y Luis Salvador Jiménez-López su valiosa ayuda en el trabajo de campo en la zona de rocas volcánicas de las inmediaciones de Charcas, y su aporte y crítica constructiva al manuscrito; a los Ings. José Luis Mata-Segura y Alfredo Aguillón-Robles, su colaboración en la elaboración del mapa geológico, las secciones y el manuscrito; al Dr. J. Jorge Aranda-Gómez, al Ing. J. Gregorio Solorio-Munguía y a Juan Tomás Vázquez-

Ramírez y Crescencio Garduño, de la Estación Regional del Centro, del Instituto de Geología de la UNAM, por el estudio petrográfico y la preparación de las muestras de la Formación Nazas y rocas volcánicas del área.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguayo-Camargo, J.E.; Bello-Montoya, Ricardo; y Ruiz-Violante, Agustín, 1985, Estudio estratigráfico-sedimentológico del Jurásico Superior en la cuenca mesozoica del centro de México: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1153, 35 p. (inédito).
- Aguillón-Robles, Alfredo, y Tristán-González, Margarito, 1981, Cartografía geológica, Hoja Moctezuma, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 74, 30 p.
- Alfonso-Zwanziger, Jesús, 1978, Geología regional del sistema sedimentario Cupido: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 30, p. 1-55.
- Barboza-Gudiño, J.R., Geologische Kartierung (1:10,000) des Gebietes "Cañón General", Sierra de Catorce, San Luis Potosí/Mexico—mit besonderer Berücksichtigung des prä—ober jurassischen Grundgebirges: Clausthal, Alemania, Universität Clausthal, Institut für Geologie und Paläontologie, Levantamiento geológico e informe para obtener el grado profesional, 107 p. (inédito).
- Blickwede, J.F., 1981, Stratigraphy and petrology of Triassic(?) "Nazas Formation", sierra de San Julián, Zacatecas, Mexico: Nueva Orleans, University of New Orleans, tesis de maestría, 100 p. (inédita).
- Burckhardt, Carl, 1906a, La faune jurassique de Mazapil, avec un appendice sur les fossiles du Crétacique Inférieur: Instituto Geológico de México, Boletín, v. 23, 216 p.
- 1906b, Sobre el descubrimiento del Triás marino en Zacatecas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 2, p. 43-45.
- 1930, Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain: Mémoire de la Société Paléontologique Suisse, v. 49, p. 1-123, v. 50, p. 123-280.
- Burckhardt, Carl, y Scalia, Salvador, 1906, Géologie des environs de Zacatecas—Guide des excursions: Congreso Geológico Internacional, 10, México, D.F., v. 16, 26 p.
- Butler, J.H., 1972, Geology of the Charcas mineral district, San Luis Potosí, Mexico: Golden, Colorado School of Mines, tesis de maestría, 170 p. (inédita).
- Cantú-Chapa, Abelardo, 1963, Étude biostratigraphique des ammonites du centre et de l'est de Mexique (Jurassique Supérieur et Crétacé): Mémoires Société Géologique de France, núm. 99, t. 62, p. 102 (resumen).
- 1969, Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México: México, D.F., Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 1, p. 71-72.
- Carrillo-Bravo, José, 1961, Geología del anticlinorio Huizachal-Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 13, 100 p.
- 1968, Reconocimiento geológico preliminar de la porción central del Altiplano Mexicano: Petróleos Mexicanos, informe privado (inédito).
- 1971, La plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 23, 102 p.
- 1982, Exploración petrolera de la cuenca mesozoica del centro de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 34, núm. 1, p. 21-46.
- Centeno-García, Elena, y Silva-Romo, Gilberto, 1993, Geology of the San Luis Potosí-Zacatecas region, northeastern limit of the Guerrero terrane, in Ortega-Gutiérrez, Fernando; Centeno-García, Elena; Morán-Zenteno, D.J.; y Gómez-Caballero, Arturo, eds., Pre-Mesozoic basement of NE Mexico, lower crust and mantle xenoliths of central Mexico, and northern Guerrero terrane: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, First circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference, Guanajuato, Mexico, Guidebook of field trip A, p. 59-65.
- CETENAL, 1971, [Hoja] Charcas (F14-A43), San Luis Potosí: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica escala 1:50,000.

- Chávez-Aguirre, J.M., 1968, Bosquejo geológico de la sierra del Peñón Blanco, Zacatecas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 78 p. (inédita).
- Cserna, Zoltan de, 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey: Congreso Geológico Internacional, 20, México, D.F., Monografía, 87 p.
- Cuevas-Pérez, Ernesto, 1985, Geologie des Alteren Mesozoikums in Zacatecas and San Luis Potosí, Mexiko: Hessen, Marburgo (Lahn), disertación doctoral, 190 p. (inédita).
- Díaz-González, Teodoro, 1953, Itinerario de la excursión al Cañón de la Peregrina, Tamaulipas: México, D.F., Convención de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 1, Libro guía, 65 p.
- Escobedo-Espíritu, M.A., 1984, Metalogénesis del sistema de filones del área de San Rafael, Mpio. de Charcas, San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 98 p. (inédita).
- Gallo-Padilla, J.I.; Gómez-Luna, M.E.; Contreras y Montero, Beatriz; y Cedillo-P., Esteban, 1993, Hallazgos paleontológicos del Triásico marino en la región central de México: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, v. 6, p. 1-9.
- García-Calderón, Jorge, 1968, Hoja El Salado 14R-j(11) con Resumen de la geología de la hoja El Salado, Estados de Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, mapa con texto explicativo en el reverso, escala 1:100,000.
- Guel-Díaz de León, Arturo, 1990, Tabla estratigráfica de la plataforma Valles-San Luis Potosí, cuenca mesozoica del centro de México y Tampico-Misantla: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, apuntes de clase (inédita).
- Gutiérrez-Amador, M., 1908, Las capas cárnicas de Zacatecas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 4, p. 29-35.
- Henry, C.D., y Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range—Mid-to late Cenozoic extension in Mexico: Geology, v. 20, p. 701-704.
- Humphrey, W.E., 1949, Geology of the Sierra de Los Muertos area and paleontology of the Peña Formation, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 60, p. 89-176.
- Ice, R.G., 1979, Geology of the northernmost Sierra de Catorce and stratigraphy and biostratigraphy of the Cuesta del Cura Formation in northeastern and northcentral Mexico: University of Texas at Arlington, tesis de maestría, 162 p. (inédita).
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico; part 4, Geology of the western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 1091-1152.
- 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 48, p. 587-630.
- 1938, Ammonites of the Taraises Formation of northern Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 49, p. 539-602.
- 1939, Upper Jurassic ammonites from Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1-78.
- Jiménez-Camargo, D.I.; Porres-Luna, R.P.; y Rivera-Carranco, Enrique, 1982, Geología de la región de Charcas-Venado, San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 163 p. (inédita).
- Kelly, W.A., 1936, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 1009-1038.
- Labarthe-Hernández, Guillermo; Tristán-González, Margarito; y Aguillón-Robles, Alfredo, 1982, Estudio geológico minero del área Peñón Blanco, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 76, 63 p.
- Labarthe-Hernández, Guillermo; Tristán-González, Margarito; y Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 85, 208 p.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, y Jiménez-López, L.S., 1991, Cartografía geológica 1:50,000 de las hojas Cerritos de Bernal, Santo Domingo, El Estribo y La Herradura, Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto técnico 113, 63 p.
- López-Infanzón, Manuel, 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las formaciones Huizachal y Nazas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 42, núm. 2, p. 1-42.
- López-Linares, A.S., 1982, Cartografía geológica 1:50,000, Hoja Venado, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Revista, p. 29-59.
- Maldonado-Koerdell, Manuel, 1948, Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre el Triásico de Zacatecas: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Nacional de Ciencias Biológicas, Anales, v. 5, p. 291-294.
- Martínez-Cardona, Ángel, y Malpica-Cruz, Rodolfo, 1983, Estudio estratigráfico-sedimentológico de la Formación Zacatecas en la cuenca del centro de México: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-1134, 33 p. (inédito).
- Martínez-Pérez, Jesús, 1972, Exploración geológica del área El Estribo-San Francisco, San Luis Potosí (Hojas K-8 y K-9): Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 24, p. 325-402.
- Mixon, R.B., 1958, Jurassic formations of the Ciudad Victoria area, Tamaulipas, Mexico: Baton Rouge, Louisiana State University, tesis de maestría, 70 p. (inédita).
- Mixon, R.B.; Murray, G.E.; y Díaz-González, Teodoro, 1959, Age and correlation of Huizachal group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 43, p. 757-771.
- Mugica-Mondragón, Raúl, y Albarrán-Jacobo, J.J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del altiplano mexicano: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, informe interno, Proyecto C-1156, 78 p. (inédito).
- Pantoja-Alor, Jerjes, 1972, Datos geológicos y estratigráficos de la Formación Nazas: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Nacional, 2, México, D.F., Memoria, p. 25-31.
- Pérez-Martínez, J.J., 1961, Bosquejo geológico del distrito minero de Zacatecas: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México), Boletín 52, 38 p.
- Rogers, C.L.; Cserna, Zoltan de; Vloten, Rogelio van; Tavera-Amezcuca, Eugenio; y Ojeda-Ramírez, Jesús, 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí, México: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México), Boletín 56, 322 p.
- Ross, M.A., 1979, Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone, northeastern Mexico: University of Texas at Arlington, tesis de maestría, 96 p. (inédita).
- Silva-Romo, Gilberto, 1993, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la sierra de Salinas, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 111 p. (inédita).
- Stewart, J.H., 1978, Basin-range structure in western North America—a review: Geological Society of America Memoir, v. 152, p. 1-30.
- Tardy, Marc, 1980, Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique: París, Université Pierre et Marie Curie, disertación doctoral, 459 p. (inédita).
- Tristán-González, Margarito, 1986, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto técnico 107, 91 p.
- Tristán-Hernández, Margarito; Torres-Hernández, J.R., y Mata-Segura, J.L., 1994, Correlación estratigráfica de la geología de la mina Proaño y Plateros, Zacatecas, con otras localidades del terreno Guerrero al suroccidente del Estado de Zacatecas: Universidad Autónoma del Estado de San Luis Potosí, Instituto de Geología, investigación elaborada para la Compañía Minera Peñoles "Unidad Fresnillo", informe interno, 97 p. (inédito).

Manuscrito presentado: 18 de noviembre de 1992.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 10 de febrero de 1994.

Manuscrito aceptado: 14 de febrero de 1994.