

FALLAMIENTO Y ESTRATIGRAFÍA CENOZOICOS EN LA PARTE SUDORIENTAL DE LA SIERRA DE GUANAJUATO

Ángel Francisco Nieto-Samaniego*

RESUMEN

Una fosa tectónica, denominada "*graben* de La Saucedá", constituye el límite sudoriental de la Sierra de Guanajuato, separándola de la Sierra de Codornices.

En el área de estudio existen rocas volcánicas y sedimentarias continentales de edad cenozoica que han sido afectadas por fallas normales. Se logró definir cinco fases de fallamiento que fueron agrupadas en dos conjuntos de edades distintas: uno desde el Paleoceno (?) - Eoceno hasta fines del Oligoceno temprano y otro del Plioceno-Pleistoceno. En las rocas del área estudiada también está presente esta misma distribución temporal, dejando sin registro un lapso de aproximadamente 25 Ma.

Las fallas presentan direcciones preferenciales NW-SE y NE-SW, controladas, probablemente, por la anisotropía existente en las rocas mesozoicas de la región.

Palabras clave: sistemas de fallas, estratigrafía, Cenozoico, Sierra de Guanajuato, *graben* de La Saucedá, México.

ABSTRACT

A tectonic depression, La Saucedá graben, constitutes the southeastern boundary of the Sierra de Guanajuato and separates it from the Sierra de Codornices.

Continental volcanic and sedimentary rocks of Cenozoic age cut by normal faults are found throughout the area of study. Five phases of faulting have been identified and these can be separated into two distinct age groups; the first ranges from Paleocene?-Eocene time until the later part of the early Oligocene and the second is Pliocene-Pleistocene in age. The rocks that outcrop in this area also belong to the time spans mentioned previously, leaving a gap of approximately 25 Ma from which there is no record.

Faults show two prominent directions, NW-SE and NE-SW, and were probably formed as a result of the differences in the physical properties of the Mesozoic rocks in this region.

Key words: fault systems, stratigraphy, Cenozoic, Sierra de Guanajuato, La Saucedá graben, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Este artículo es la continuación de investigaciones precedentes realizadas por su autor en el distrito minero de Guanajuato (Nieto-Samaniego, 1985a, 1985b; Nieto-Samaniego y Martínez-Reyes, 1987). Aquí se define la naturaleza del límite sudoriental de la Sierra de Guanajuato y se hace el análisis de las estructuras de la región, para determinar las relaciones espaciales y temporales de las fallas cenozoicas existentes, intentando establecer la historia del desarrollo de este sistema de fallas. Para ello, se analizó la información geológica disponible y se cartografió a escala 1:50,000 el límite sudoriental de la Sierra de Guanajuato.

El área de estudio se localiza en la parte central del Estado de Guanajuato. La población más importante comprendida en ella es la ciudad de Guanajuato (Figura 1).

La Sierra de Guanajuato es una unidad orográfica que se extiende desde las inmediaciones de Comanja de Corona, Jalisco (en el NW), hasta los alrededores de La Saucedá, Guanajuato (en el SE); su forma es alargada con orientación NW-SE; la cortan, transversalmente, las depresiones del *graben* de Villa de Reyes y del *graben* de La Saucedá. Este último es su límite sudoriental y la separa de la Sierra de Codornices (Figuras 2 y 3).

De trabajos precedentes se conoce la estratigrafía de la Sierra de Guanajuato; los más relevantes por el área que cubren y por su enfoque cartográfico o estratigráfico son: Guiza (1949), Echegoyén-Sánchez y colaboradores (1970), Nieto-Samaniego (1985a), Lara-Hernández (1986) y Martínez-Reyes (1987).

La estratigrafía más detallada que se conoce fue establecida informalmente por Echegoyén-Sánchez y colaboradores (1970) en la parte central del distrito minero de Guanajuato. En ese trabajo, se cartografió a escala 1:10,000 un total de 120 km². Esa área quedó incluida en la cartografía realizada por Nieto-Samaniego (1985a) a escala 1:50,000 (Figura 1).

Lara-Hernández (1986) realizó la cartografía geológica de una parte del área abarcada en el estudio presente (Figura 1) y estableció la continuidad de algunas unidades del distrito minero de Guanajuato hacia el *graben* de La Saucedá.

La morfología actual que presenta la Sierra de Guanajuato fue modelada por el fallamiento cenozoico. Éste fue estudiado principalmente en el distrito minero de Guanajuato (Guiza, 1949; Cepeda-Dávila, 1965; Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970). Se conoce, por trabajos precedentes, que existen dos rumbos de fallamiento: uno NE-SW y otro NW-SE (Guiza, 1949; Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970; Nieto-Samaniego, 1985a, 1985b; Martínez-Reyes, 1987).

Buchanan (1979) diferenció tres conjuntos de fallas: un conjunto antiguo de rumbos NE a E, otro de edad intermedia de rumbo NW que contiene fallas anteriores a la mineralización y contemporáneas a ella, y un tercero de rumbo NE posterior a la mineralización.

*Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 376, 36000 Guanajuato, Gto.

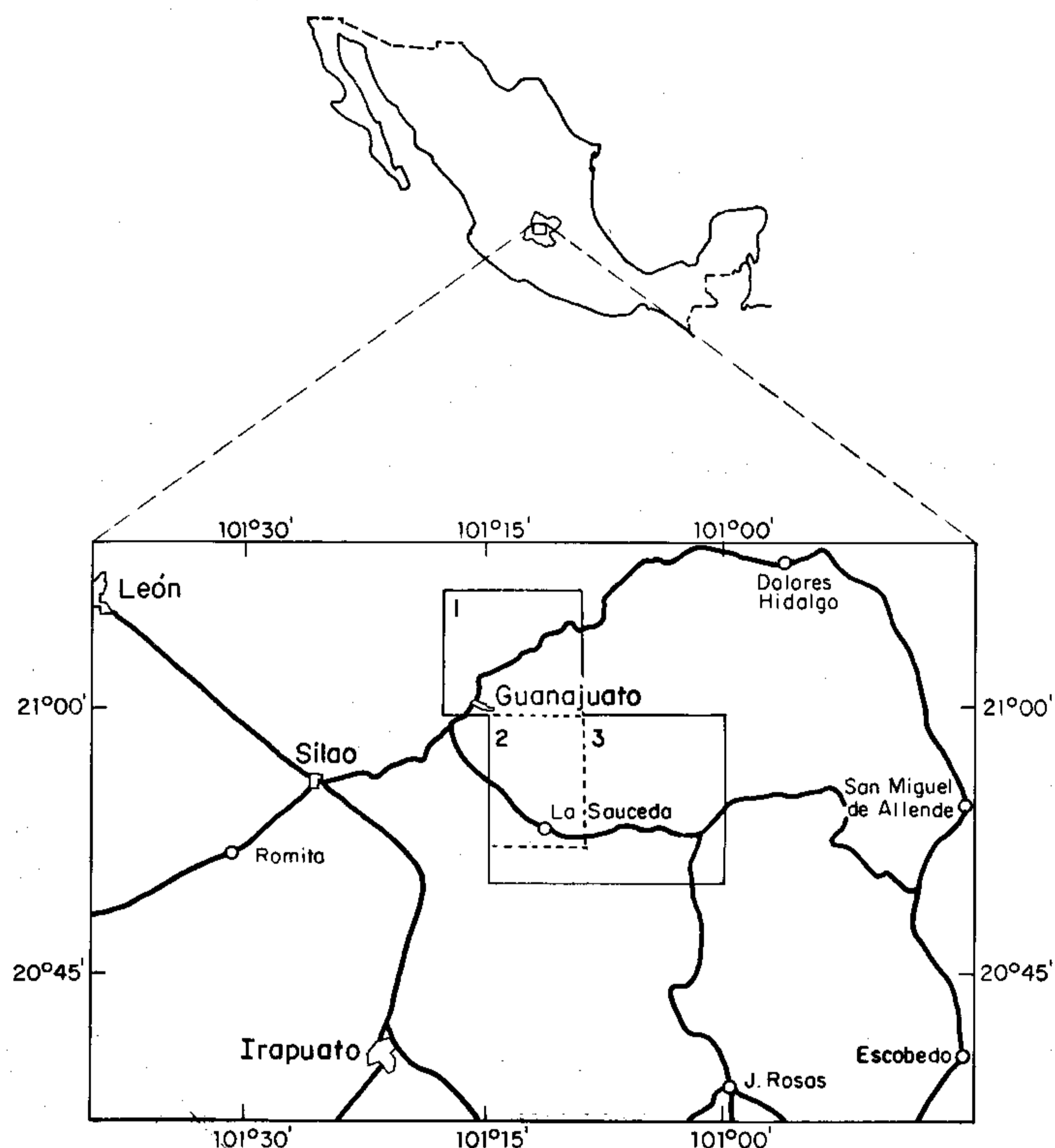


Figura 1.- Mapa de localización del área de estudio en el que están señaladas las zonas donde hay cartografía de escala 1:50,000: (1) Nieto-Samaniego (1985a), (2) Lara-Hernández (1986) y (3) la cartografía realizada durante este trabajo.

Corona-Chávez (1988) estableció la existencia de tres fases de fallamiento cenozoicas: una con fallas de rumbo NE, que propició el depósito del conglomerado Guanajuato; otra con fallas de rumbo NW, que formó el fallamiento de las vetas del Distrito Minero de Guanajuato; y una tercera, que constituye las fallas que cortan a las de la segunda fase y tienen un rumbo NE.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área cubierta en el estudio presente comprende partes de la Sierra de Guanajuato y la Sierra de Codornices (Figura 2). En la primera, hay rocas mesozoicas y cenozoicas; las de edad mesozoica consisten en unidades sedimentarias marinas (arenisca, caliza y lutita) y volcánicas marinas (andesita y basalto) que han sufrido metamorfismo regional de grado bajo y que han sido deformadas por acortamiento. Las rocas de edad cenozoica consisten en sedimentos continentales (arenisca y conglomerado), rocas volcánicas continentales (andesita, basalto y riolita) y rocas plutónicas (gabro y granito) que sólo han sufrido fallamiento de tipo normal.

En la Sierra de Codornices predominan las rocas volcánicas cenozoicas, aunque existen también afloramientos de rocas mesozoicas plegadas, formadas principalmente por sedimentos marinos y algunas rocas volcánicas marinas con metamorfismo en grado bajo.

ESTRATIGRAFÍA DEL CENOZOICO

En el área estudiada afloran rocas volcánicas y sedimentarias de origen continental (Figura 3) cuyas edades varían del Eoceno al Pleistoceno. Ninguna de las unidades litoestratigráficas ha sido definida formalmente y los nombres que aquí se emplea tienen, asimismo, un carácter informal.

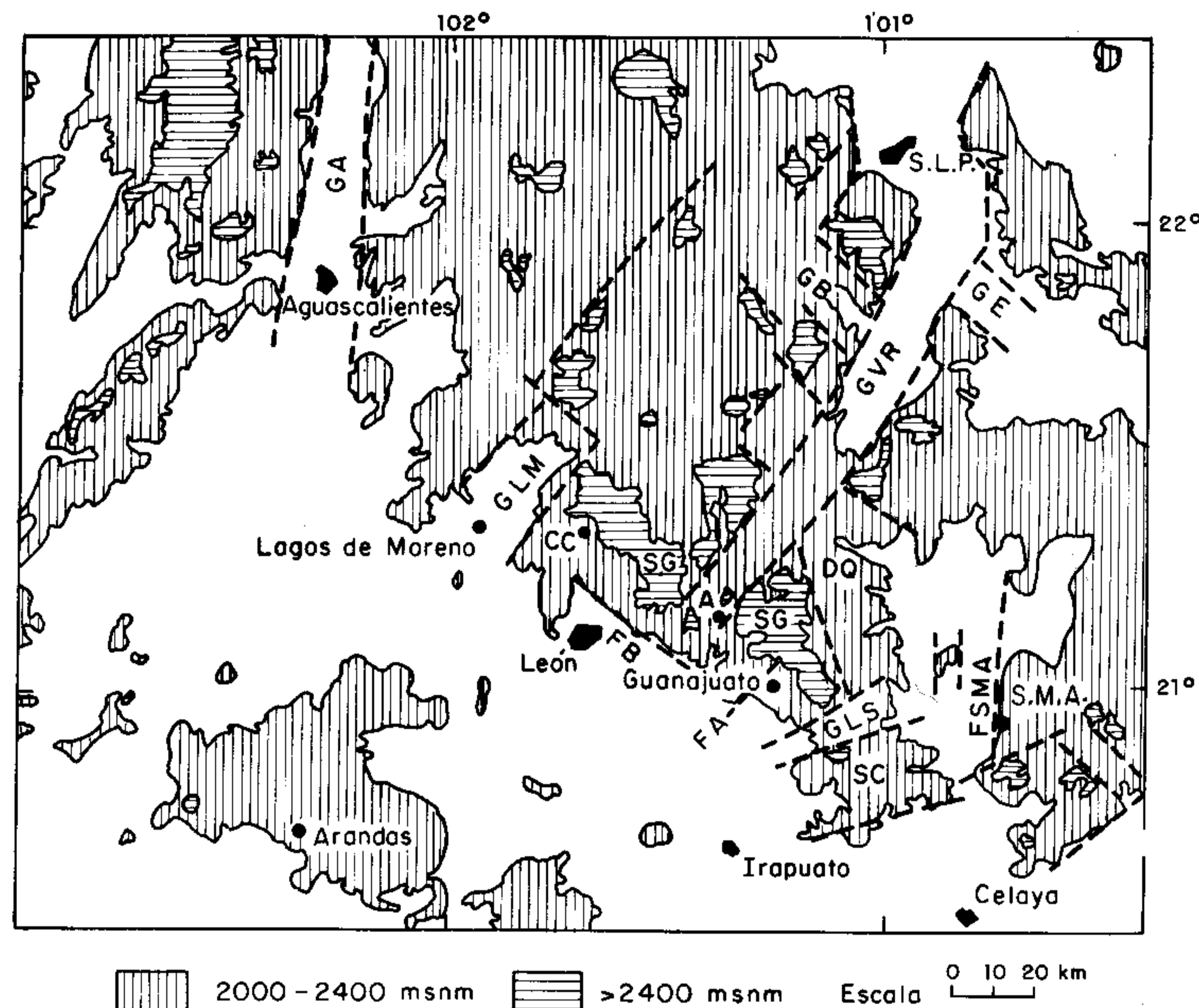


Figura 2.- Mapa hipsográfico que muestra con línea discontinua algunas estructuras reconocidas en la región. Explicación: A - Arperos, CC - Comanja de Corona, DQ - Depresión de La Quemada, FA - falla La Aldana, FB - falla del Bajío, FSMA - falla de San Miguel de Allende, GA - graben de Aguascalientes, GB - graben de Bledos, GE - graben de Enramadas, GLM - graben de Lagos de Moreno, GLS - graben de La Sauceda, GVR - graben de Villa de Reyes, SC - Sierra de Codornices, SG - Sierra de Guanajuato, SLP - San Luis Potosí, SMA - San Miguel de Allende.

CONGLOMERADO GUANAJUATO

El conglomerado Guanajuato es la roca más antigua, de edad cenozoica, que aflora en el área estudiada. Está formado por un conglomerado polimíctico de color rojo que, en algunos lugares, varía a color verde. Fue ampliamente estudiado por Edwards (1955), quien realizó su trabajo en los alrededores de la ciudad de Guanajuato, habiéndolo descrito como un conglomerado de origen continental.

Esta unidad aflora en la parte meridional del distrito minero de Guanajuato y en el sur del área estudiada, cerca del poblado La Palma. Su contacto con las rocas mesozoicas es discordante (Figura 3).

En los afloramientos del distrito minero de Guanajuato, el conglomerado subyace concordantemente a la formación Losero; en ese lugar, está constituido en mayor proporción por conglomerado de clastos angulares de composición diversa (andesita, basalto, riolita, diorita, tonalita, caliza, filita y lutita), cuyos tamaños varían desde menos de 1 cm hasta 1 m.

En el afloramiento de La Palma, el conglomerado está cubierto discordantemente por la riolita Chichíndaro y en él predominan los clastos de andesita, basalto y filita, siendo no mayores de 15 cm.

En casi todos los afloramientos del conglomerado Guanajuato hay, intercalados, estratos de arenisca fina. En algunos lugares hay horizontes tobáceos de composición riolítica y en otros, intercalaciones de derrames de lava básica.

El espesor de esta unidad ha sido estimado en el distrito minero de Guanajuato en 1,500 m por Edwards (1955) y en 1,400 m por Gross (1975), basándose este último en la medición realizada en el Tiro Guanajuato de la mina Las Torres. Sin embargo, los espesores observados en otros afloramientos son inferiores a 400 m.

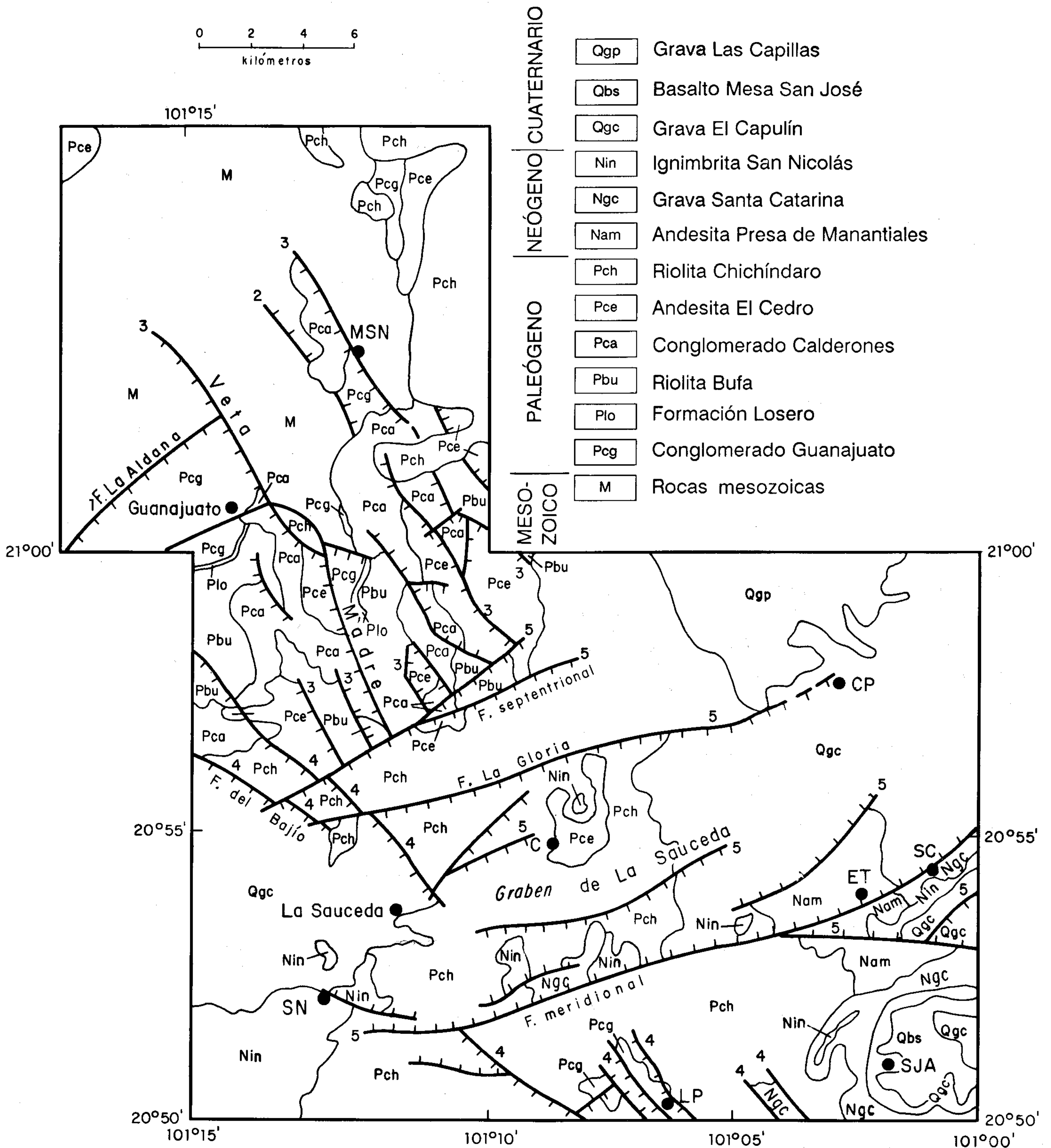


Figura 3.- Mapa que muestra de manera esquemática la geología del área estudiada y la ubicación de algunas poblaciones referidas en el texto. Explicación: C - Campuzano, CP - La Cruz del Pastor, ET - El Terrero, LP - La Palma, MSN - Monte de San Nicolás, SC - Santa Catarina, SJA - San José de Los Allende, SN - San Nicolás. Los números del 1 al 5 indican la fase de fallamiento, de la más antigua a la más joven.

La edad del conglomerado fue determinada por Fries y colaboradores (1955) con base en el estudio de un cráneo de roedor encontrado en las cercanías del rancho La Yerbabuena (próximo a la ciudad de Guanajuato), considerándolo anterior al Oligoceno temprano. Ferrusquía-Villafranca (1987) ubicó la parte inferior del conglomerado en el Eoceno medio.

FORMACIÓN LOSERO

Con el nombre de formación Losero se conoce localmente a la unidad que yace en concordancia sobre el conglomerado Guanajuato (Figura 3).

Esta formación es una arenisca tobácea de composición riolítica que se presenta en capas delgadas, de unos 30 cm, predominantemente de color verde, que cambia en algunos lugares a rojo, blanco o morado.

El espesor máximo que presenta esta unidad es de 25 m (Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970). Su edad puede ubicarse en el Oligoceno temprano debido a su posición estratigráfica.

RIOLITA BUFA

La riolita Bufa constituye una unidad que aflora, exclusivamente, en el distrito minero de Guanajuato (Figura 3). Está formada por derrames piroclásticos de composición riolítica. Yace sobre la formación Losero y bajo el conglomerado Calderones. Su color es blanco o rosa.

Esta unidad tiene fenocristales abundantes de cuarzo. Su textura es porfídica con matriz desvitrificada. Presenta algunos fragmentos líticos y de pómez colapsada. Se observa generalmente masiva, salvo en algunos lugares donde tiene estructura columnar, como en el camino que va de Guanajuato a la mina Las Torres.

El espesor de la formación es de 180 m, medido en el distrito minero de Guanajuato (Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970). Su edad es de 37 ± 3 Ma (Gross, 1975), obtenida por análisis radiométrico K-Ar, lo que la ubica entre el final del Eoceno y el principio del Oligoceno.

CONGLOMERADO CALDERONES

El conglomerado Calderones aflora en la parte central y noroccidental del área de estudio (Figura 3). Descansa sobre la riolita Bufa y está cubierto por una serie de derrames de la andesita El Cedro. Está formado por conglomerado volcánico y arenisca tobácea. Su color es verde claro con algunas variaciones locales a blanco o café rojizo.

Los clastos presentan composiciones diversas, con predominio de la riolítica. La matriz está constituida por arenisca tobácea, que forma horizontes extensos.

Su espesor fue estimado en 200 m para la zona del distrito minero de Guanajuato por Gross (1975). Su edad, posterior a la de la riolita Bufa y anterior a la de la andesita El Cedro, lo ubica dentro del Oligoceno.

ANDESITA EL CEDRO

La andesita El Cedro constituye una unidad que se encuentra muy extendida en las partes central y noroccidental del área de estudio (Figura 3). Está formada por derrames de lava de composición andesítica y, en algunos lugares, traquiandesítica; tiene intercalaciones, sobre todo hacia la base, de toba andesítica. En el campo, es posible distinguirla fácilmente de las unidades que están en contacto con ella por su color café o gris en las lavas y verde oscuro o gris en las tobas.

En el distrito minero de Guanajuato es más común la composición andesítica; las lavas contienen fenocristales de plagioclasa (andesina) y minerales máficos (hornblenda, augita, hiperstena) en una matriz microcristalina de plagioclasa y minerales máficos. En los afloramientos que están ubicados en los alrededores de Campuzano (Figura 3), la roca se presenta de color café o gris claro y textura porfídica con fenocristales de más de un milímetro; éstos son de plagioclasa (andesina) y sanidina; ocasionalmente, se observa algún cristal de cuarzo. La matriz es microcristalina constituida principalmente por plagioclasa y minerales máficos muy oxidados.

Por su relación de campo, se pudo definir que la andesita El Cedro sufre la intrusión de domos y diques riolíticos pertenecientes a la unidad que la cubre.

Las tobas son de grano fino (<0.5 mm) y color verde oscuro o gris; contienen algunos clastos de andesita y están estratificadas en capas de menos de 0.5 m.

El espesor de esta unidad ha sido medido por varios autores en lugares diferentes del distrito minero de Guanajuato: Echegoyén-Sánchez y colaboradores (1970) le asignaron 640 m y Gross (1975) 250 m. En el área cartografiada, el espesor debe ser de más de 70 m, ya que en los alrededores de Campuzano, donde se le puede medir, no aflora su base (Figura 3).

Dado que es anterior a la riolita Chichíndaro y posterior al conglomerado Calderones, la edad de la andesita El Cedro queda comprendida en el Oligoceno.

RIOLITA CHICHÍNDARO

La riolita Chichíndaro constituye una unidad que toma su nombre del cerro ubicado cerca de la ciudad de Guanajuato (Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970). Se extiende ampliamente en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato. Yace sobre la andesita El Cedro y está cubierta discordantemente por la andesita Presa de Manantiales o por la grava Santa Catarina (Figura 3).

Esta unidad consiste en derrames de lava y tobas ácidas que forman domos riolíticos. Existen también diques asociados a estas estructuras.

Los domos tienen cuellos volcánicos que son los centros de emisión de las lavas y tobas. Los derrames de lava tienen estructuras de flujo bien definidas, que presentan un arreglo concéntrico hacia el cuello de la estructura. En los bordes, o intercalados en las lavas, existen tobas y brechas que sufrieron la intrusión de diques asociados a nuevas emanaciones de lava. Hay capas de vitrófido que están en la base de los derrames de lava o en los límites superior e inferior de las tobas. Los domos están sobrepuestos constituyendo un esquema complejo.

Los derrames de lava son de composición riolítica y de color blanco o rosa; son porfídicos, con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico en una matriz cripto- o microcristalina de composición ácida. En algunas muestras se les observó fenocristales de plagioclasa (oligoclasa).

Las tobas y los conglomerados volcanoclasticos se presentan intercalados en los domos, aunque en algunos lugares cubren extensiones considerables; contienen exclusivamente clastos de riolita y pómez, en tamaños de no más de 10 cm, inmersos en una matriz tobácea de tamaño de arena fina. Su composición general es riolítica.

Las tobas, según sea el lugar, están bien estratificadas, o son completamente masivas. En el primer caso, presentan capas de 0.5 a 1 m; su color es blanco, amarillo o verde. Estas rocas, incluso en las áreas donde cubren extensiones grandes, fueron cartografiadas conjuntamente como la unidad riolita Chichíndaro.

Aun cuando no fue medido, es posible estimar el espesor de la riolita Chichíndaro en 400 m, para las partes más gruesas.

Su edad fue determinada por Gross (1975) quien, utilizando el método K-Ar, obtuvo 32 ± 1 Ma, por lo cual queda ubicada a fines del Oligoceno temprano.

ANDESITA PRESA DE MANANTIALES

En este estudio, se designa con el nombre de andesita Presa de Manantiales a una unidad que aflora en los alrededores del poblado El Terrero (Figura 3). La forman derrames andesíticos con algunas variaciones composicionales y tobas; en algunos lugares, hay material piroclástico más grueso.

La andesita es porfídica; presenta una coloración que varía de café oscuro a negro; tiene fenocristales de subhedrales a anhedrales, que varían entre 0.5 y 3.0 mm, de plagioclasa (andesina), sanidina y piroxeno (augita, hiperstena) recristalizados parcial o totalmente a anfíboles no identificados. La matriz es microcristalina y en ella se pudo distinguir sólo microcristales de plagioclasa y piroxeno.

Algunos derrames son más oscuros; presentan fenocristales de no más de 2 mm de plagioclasa (labradorita) y piroxeno (augita, hiperstena); la matriz es microcristalina formada por plagioclasa y piroxeno.

Las tobas están constituidas por ceniza fina, con fenocristales de plagioclasa; se presentan estratificadas con inclinaciones de menos de 30°. En algunos lugares se observa piroclastos mayores y zonas de brecha con matriz tobácea, todas de composición andesítica.

Estas rocas yacen discordantemente sobre la riolita Chichindaro y están cubiertas por la grava Santa Catarina.

No es posible calcular con certeza el espesor de la andesita, pero en la parte más gruesa pudiera tener, como mínimo, 150 m.

Los afloramientos de esta unidad parecen restringirse a un solo lugar (Figura 3); posiblemente se deban a uno o varios aparatos volcánicos asociados, que arrojaron estas rocas en los alrededores del poblado El Terrero, al sur del cual existen depósitos piroclásticos que sugieren la cercanía de una fuente volcánica.

No se observó roca alguna que ocupe la misma posición estratigráfica que la andesita Presa de Manantiales en el área estudiada, ni se tiene conocimiento de su existencia en zonas aledañas.

La edad de esta andesita se ubica entre el Oligoceno tardío y el Plioceno, ya que yace sobre la riolita Chichindaro (Oligoceno temprano) y está cubierta por depósitos sedimentarios del Plioceno.

GRAVA SANTA CATARINA

Yaciendo discordantemente sobre la andesita Presa de Manantiales, se encuentra una unidad constituida por arena y grava continentales, que en las cercanías del poblado El Terrero son de material tobáceo de composición riolítica (Figura 3). Este conjunto de rocas se denomina, en el estudio presente, "grava Santa Catarina".

Esta unidad tiene en mayor proporción arena con intercalaciones de grava; presenta una coloración café o gris claro en arena y grava, y blanco en las partes tobáceas. La estratificación es regular en los depósitos finos, mientras que en la grava está prácticamente ausente.

Los clastos de la grava, en su mayoría, son de composición riolítica, observándose también algunos de andesita; su tamaño varía de 0.5 a 35 cm y están contenidos en una matriz arenosa fina.

El espesor de esta unidad varía notablemente, pero existe la tendencia a ser más delgado hacia los alrededores de La Saucedá y a engrosarse hacia El Terrero y San José de los Allende (Figura 3). En este último lugar se estimó un espesor de 150 m.

No fue posible conocer con exactitud la edad de estas rocas debido a la ausencia de fósiles, pero se determinó que es posterior a la andesita Presa de Manantiales y anterior a la ignimbrita San Nicolás. Existen sedimentos que afloran en los alrededores de San Miguel de Allende, Estado de Guanajuato, a unos 15 km al oriente del área de la Figura 3, que han sido estudiados bioestratigráficamente con detalle por Carranza-Castañeda (1987), asignándoles una edad del Plioceno-Pleistoceno. Es posible establecer una

correlación estratigráfica, dada la cercanía y la continuidad lateral que existe entre ambas unidades y, de esta manera, asignar a la grava Santa Catarina una edad pliocénica.

IGNIMBRITA SAN NICOLÁS

Encima de la grava Santa Catarina, aparece descansando concordantemente una secuencia de ignimbrita de composición riolítica, que aflora en las partes central y meridional del área de estudio. Se le asigna, en la presente investigación, el nombre de ignimbrita San Nicolás, tomado del poblado San Nicolás, que se ubica al SW de La Saucedá (Figura 3). En algunos lugares se observa a la ignimbrita depositada directamente sobre la riolita Chichindaro o la andesita Presa de Manantiales; los afloramientos son aislados, debido a la erosión y al fallamiento que han sufrido.

La ignimbrita tiene generalmente una coloración rosa o café claro, y menos comúnmente, tonalidades blancas o amarillas; se presenta en bancos horizontales o con inclinaciones de menos de 15°, de aproximadamente 2 m de espesor. Está formada por material piroclástico, con grados distintos de soldamiento y desvitrificación; en las partes soldadas, se observa estructuras de flamas constituidas de pómez colapsada y bastante desvitrificada. Su textura es porfídica, con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico, incluidos en una matriz de microfragmentos de vidrio (0.15 mm), que han sufrido desvitrificación y se presentan, comúnmente, como una masa criptocristalina félsica, en la que se observa microcristales de cuarzo y feldespato potásico. Las partes no soldadas están formadas por fragmentos numerosos de pómez que no está colapsada, dentro de una matriz tobácea fina con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico.

La edad de la ignimbrita San Nicolás es posterior a la de la grava Santa Catarina (Plioceno) y anterior a la de las gravas El Capulín (Pleistoceno), por lo que, posiblemente, quede comprendida en el Plioceno.

GRAVAS EL CAPULÍN

Las gravas El Capulín fueron primeramente descritas por Martínez-Reyes (1987). Esta unidad se encuentra muy extendida en las partes oriental y occidental del área de estudio (Figura 3); fuera de ella, hay extensiones grandes de terreno cubiertas por este depósito.

Las rocas que forman esta unidad consisten en grava y arena no consolidadas con estratificación poco desarrollada y, en muchos casos, sin estratificación. En algunos lugares la arena es tobácea, observándose entonces, estratificación delgada.

Los clastos, en su mayoría, son de composición riolítica, aunque existen, en cantidades menores, fragmentos andesíticos. Sus tamaños varían de 3 a 30 cm y están inmersos en una matriz arenosa. La abundancia de los clastos es muy variable: en algunos lugares llega a formar el 80 %, mientras que en otros apenas alcanza el 10 %.

El espesor de las gravas El Capulín es variable; en la Mesa San José se observó una sección completa, en la cual se le estimó una potencia de 100 m.

Esta unidad fue considerada pleistocénica por Lara-Hernández (1985), basado principalmente en un fósil reportado por Antúnez-Echegaray (1964), proveniente de sedimentos presumiblemente equivalentes a las gravas El Capulín, que afloran en el poblado de Arperos (Figura 2).

BASALTO MESA SAN JOSÉ

En este estudio, se denomina "basalto Mesa San José" a la unidad que forma la parte superior de la mesa del mismo nombre, ubicada en la parte sudoriental del área de estudio (Figura 3).

Existe otro afloramiento muy pequeño, no cartografiable, ubicado al poniente del poblado de La Cruz del Pastor (Figura 3).

Esta unidad yace concordantemente sobre las gravas El Capulín y está cubierta por la grava Las Capillas (Figura 3); esta relación sólo se observó en el arroyo Las Capillas, puesto que en la Mesa San José no existe la última unidad (Figura 3). Su espesor, aunque no fue medido, se estimó en 40 m.

Esta unidad está constituida por lavas de color gris oscuro, de composición basáltico-andesítica, que forman derrames horizontales o con inclinaciones de menos de 10°, masivos y de espesor uniforme.

En el estudio al microscopio, se observó una textura porfídica, cuyos fenocristales son de plagioclasa, augita y, en cantidad menor, olivino; la matriz es microcristalina con una marcada orientación de los microcristales de labradorita y minerales máficos. Los fenocristales de olivino están parcialmente idingsitizados.

Las relaciones de campo sugieren que el Basalto Mesa San José tenga una edad pleistocénica, algo posterior a la de las gravas El Capulín que yace debajo de él.

GRAVA LAS CAPILLAS

La grava Las Capillas, definida informalmente en el artículo presente, toma su nombre de un arroyo denominado Las Capillas, donde hay un afloramiento extenso de ella; se encuentra al NW del poblado La Cruz del Pastor (Figura 3). Yace sobre el Basalto Mesa San José, y no se observó cubierta por roca alguna, por lo que se considera la unidad más joven del área estudiada.

Esta unidad está formada por una secuencia de grava con intercalaciones de arenisca; los clastos son angulares, tienen tamaños de entre 5 y 20 cm, constituyen más del 60 % de la roca en las partes conglomeráticas y, en su mayoría, son de composición riolítica; la matriz está constituida de arena. La estratificación está mal desarrollada o, bien, no existe.

El espesor máximo observado fue de 100 m y la edad puede considerarse del Pleistoceno, ya que yace sobre el Basalto Mesa San José.

FALLAS CENOZOICAS

CONJUNTOS ESTRUCTURALES PRINCIPALES

Los conjuntos estructurales de edad cenozoica más importantes de la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato son:

- Graben de la Saucedá.
- Fallas del distrito minero de Guanajuato.
- Falla del Bajío.

Graben de la Saucedá

Nieto-Samaniego y Martínez-Reyes (1987) definieron la existencia de una estructura de *graben*, que constituye el límite sudoriental de la Sierra de Guanajuato, y se observa como una depresión topográfica de 250 m en promedio, con una orientación N75°E, una longitud de aproximadamente 17 km y una anchura de 7.5 km. Esta depresión forma, al mismo tiempo, el límite septentrional de la Sierra de Codornices (Figura 2).

El *graben* es denominado de La Saucedá, por la población de ese nombre situada en su porción occidental (Figura 3).

Dentro del *graben* se observó cerros redondeados y valles de arroyos anchos, mientras que hacia sus flancos septentrional y meridional, los cerros son abruptos, con grandes cantiles y los

arroyos que drenan hacia la fosa, presentan valles angostos con caídas de agua numerosas.

En la porción sudoccidental, el *graben* se intersecta con la falla del Bajío, que constituye el límite sudoccidental de la Sierra de Guanajuato; dicha falla pierde, en gran medida, su expresión morfológica al intersectarse con el *graben* y da la impresión de estar desplazada hacia el SW (Figura 2).

En la parte oriental del área cartografiada (Figura 3), el *graben* se pierde paulatinamente, desapareciendo en una gran llanura que se extiende hasta San Miguel de Allende, Gto. (Figura 2).

El *graben* queda definido por tres fallas principales: la falla ubicada más al norte, que será llamada "falla septentrional", constituye el límite del distrito minero de Guanajuato y la del sur, que será llamada "falla meridional", el de la Sierra de Codornices; la falla ubicada entre estas dos se denominó "falla La Gloria" (Figura 3). En el *graben* hay otras cuatro fallas importantes paralelas a las anteriores, cuyas inclinaciones provocan que el desplazamiento sea de manera escalonada.

La falla septentrional es de tipo normal, aproximadamente de 10 km de longitud; su rumbo es de N65°E y su inclinación es al SE. Pone en contacto a la riolita Chichíndaro con la riolita Bufo y la andesita El Cedro. De esta manera, se manifiesta que su desplazamiento vertical es, posiblemente, superior a 250 m, considerando la diferencia en las cotas de los afloramientos de la riolita Chichíndaro que existen a ambos lados de la falla (Figura 3).

En el distrito minero de Guanajuato, ubicado inmediatamente al NW de la falla septentrional, hay muchas fallas normales con dos direcciones preferenciales: N30-50°W y N30-50°E, siendo las primeras mucho más numerosas. Este patrón de fallamiento casi desaparece dentro del *graben*, donde la dirección predominante de las fallas es N70-80°E y reaparece al sur de éste, en los alrededores del poblado La Palma, coincidiendo con la ausencia de fallas paralelas al *graben* (Figura 3).

La falla meridional y la falla La Gloria son normales, tienen una longitud aproximada de 17 km, y se les observó cortando a fallas de orientación NW más antiguas, asociadas a la falla del Bajío (Figura 3).

No fue posible determinar el desplazamiento vertical o hundimiento de la fosa, debido a la ausencia de alguna unidad de referencia que permitiera hacer la medición. Sin embargo, si se supone que las cúspides de los cerros más elevados que están en los hombros del *graben*, sean la parte superior de la riolita Chichíndaro, por diferencia de cotas se puede obtener el desnivel de estos puntos respecto a la cima de esa unidad dentro del *graben*, donde se observa cubierta por ignimbritas (Figura 3). Este desnivel es de 400 m y puede tomarse como una aproximación del hundimiento provocado por la estructura.

La edad del *graben* puede considerarse como del Pleistoceno, debido a que las fallas que lo forman afectan a unidades litoestratigráficas pleistocénicas y a fallas posiblemente de esa edad.

Fallas del distrito minero de Guanajuato

Las vetas del distrito minero de Guanajuato han sido separadas en tres grupos: Veta Madre, Vetas de la Sierra y Vetas de la Luz (Guiza, 1949; Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970; Gross, 1975) (Figura 4).

El grupo de la Veta Madre (Figura 4, I) está formado por una falla principal, de tipo normal, de más de 23 km de longitud, de rumbo NW-SE e inclinación al SW, con un desplazamiento vertical de 1,400 m medido en el Tiro Guanajuato de la mina Las

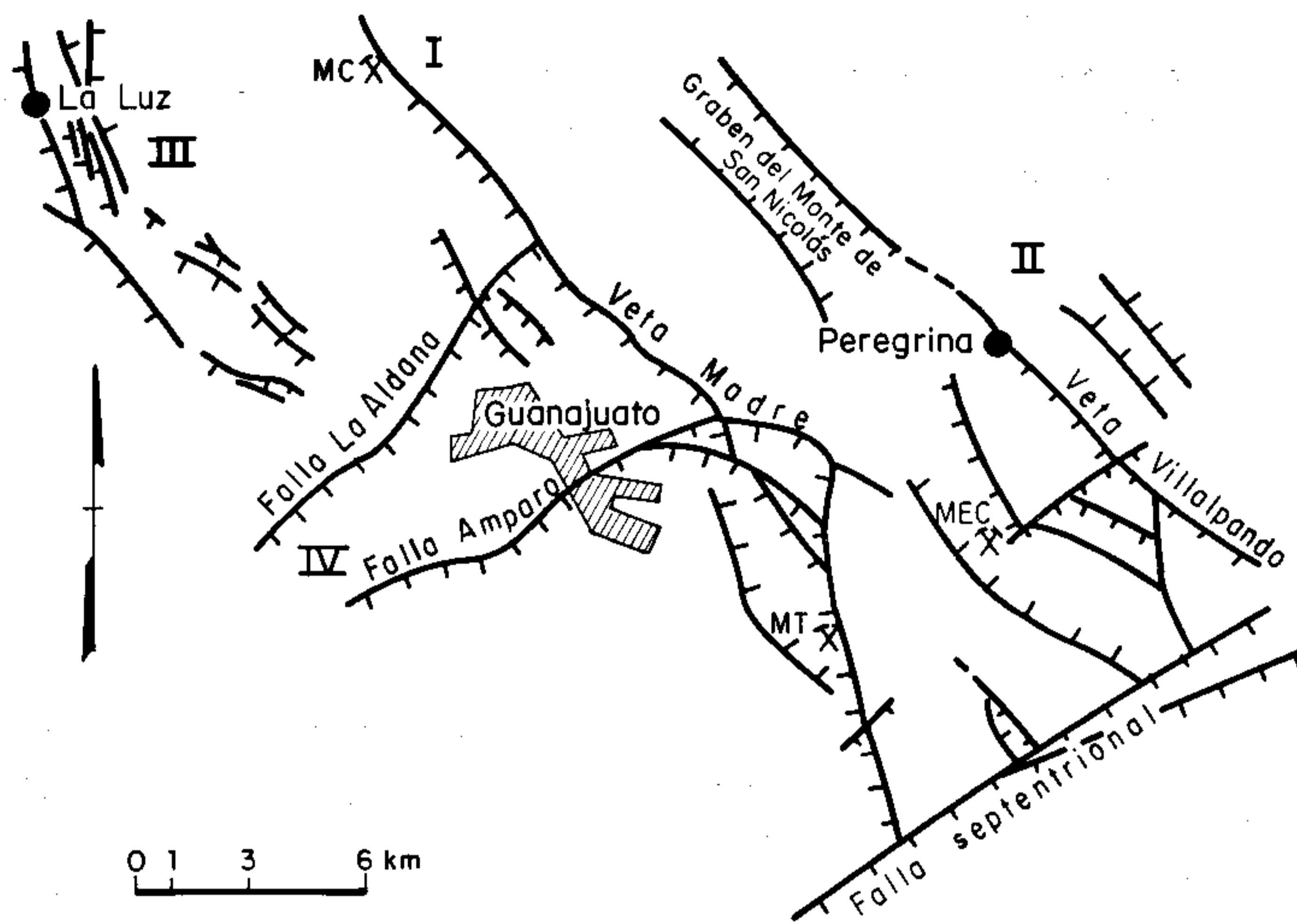


Figura 4.- Esquema que muestra las fallas más importantes del distrito minero de Guanajuato. Explicación: (I) Veta Madre, (II) vetas de La Sierra, (III) vetas de La Luz y (IV) fallas transversales, de acuerdo con Echegoyén-Sánchez y colaboradores (1970) y Gross (1975). MC - mina La Cebada, MEC - mina El Cubo, MT - mina Las Torres.

Torres (Gross, 1975). En este grupo hay fallas que están asociadas a la Veta Madre: algunas son paralelas a ella, y otras constituyen ramificaciones de la falla principal (Figura 4).

No se ha establecido con precisión el límite noroccidental de la Veta Madre; se le observa hasta unos kilómetros al NW de la mina La Cebada (Figura 4). Su terminación al SE la constituye su intersección con la falla septentrional del *graben* de La Saucedá.

El grupo de Vetas de la Sierra (Figura 4, II) está formado por un conjunto de fallas de rumbo NW-SE, inclinadas al SW o al NE, algunas de las cuales están mineralizadas. Entre ellas hay fallas anteriores al depósito del conglomerado Calderones y otras posteriores, incluso a la riolita Chichíndaro.

Entre estas estructuras destaca la Veta Villalpando (Figura 4), que es una falla normal, de aproximadamente 6 km de longitud, de rumbo general NW-SE e inclinación al SW. En ella se ha observado evidencias de reactivación en el interior de la mina El Cubo (Figura 4), donde corta a la riolita Chichíndaro del Oligoceno medio.

El grupo de Vetas de la Luz está formado por un conjunto de fallas ubicadas en los alrededores del poblado del mismo nombre. Las fallas tienen rumbo NW-SE y, en su mayoría, inclinación al SW (Figura 4, III).

La presencia de fallas transversales de rumbo NE-SW e inclinación al SE (Figura 4, IV) ha sido documentada por Guiza (1949) y Echegoyén-Sánchez y colaboradores (1970); las más importantes de ellas son la falla La Aldana y la falla Amparo.

Falla del Bajío

La falla del Bajío (Figura 2) es, en realidad, un grupo de fallas normales, que constituye el límite sudoccidental de la Sierra de Guanajuato, separándola de una planicie de relleno aluvial conocida con el nombre de El Bajío (Figura 2). Este sistema tiene un rumbo general NW-SE e inclinación al SW. Se extiende desde León, Gto., hasta su intersección con el *graben* de La Saucedá, donde pierde su expresión morfológica (Figura 2). Su desplazamiento vertical es de aproximadamente 500 m en las cercanías del cerro Cerro del Cubilete, donde afecta a las gravas El Capulín, de edad pleistocénica (Martínez-Reyes, 1987).

FASES DE FALLAMIENTO

Las relaciones entre las estructuras de la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato son complejas. En estudios precedentes (Wandke y Martínez, 1928; Guiza, 1949; Cepeda-Dávila, 1965; Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970; Buchanan, 1979; Corona-Chávez, 1988) se trató de establecer las edades relativas de las fallas del distrito minero de Guanajuato, lográndose definir, como máximo, tres períodos de fallamiento; en este estudio se logró definir cinco fases de fallamiento, que muestran claramente que la relación entre las estructuras es mucho más compleja de lo que se había considerado.

De las fallas de edad cenozoica, las más antiguas propiciaron el depósito del conglomerado Guanajuato en fosas tectónicas y constituyen la primera fase de fallamiento; la única estructura identificada es la falla La Aldana (Figura 3), de rumbo NE-SW y edad del Paleoceno-Eoceno, ya que al conglomerado Guanajuato se asignó una edad eocénica (Ferrusquía-Villafranca, 1987).

Una segunda fase de fallamiento se produjo después del depósito del conglomerado Guanajuato y antes del depósito del conglomerado Calderones. Esta fase está documentada por la falla meridional del *graben* del Monte de San Nicolás (Figuras 3 y 4), que corta al conglomerado Guanajuato sin afectar al conglomerado Calderones (Nieto-Samaniego, 1985b); el rumbo de esta falla es NW-SE y su edad puede ubicarse en el Oligoceno temprano.

La tercera fase de fallamiento la constituyen las estructuras que afectan al conglomerado Calderones, pero no a la riolita Chichíndaro o, al menos, no a las partes más jóvenes de esta unidad; tienen rumbos NE-SW y NW-SE. Entre las fallas de esta fase, se incluye a la Veta Madre (Figura 3), la cual corta a todas las rocas que yacen bajo la riolita Chichíndaro; su relación con esta unidad, dentro del distrito minero de Guanajuato, no se ha podido establecer con certeza porque sólo entran en contacto en el cerro Chichíndaro, donde la presencia de otras fallas y de una intensa alteración hidrotermal dificulta la observación directa de los contactos.

Por el contrario, en el límite meridional del distrito minero de Guanajuato, donde se intersectan la Veta Madre y el *graben* de La Saucedá, se observó que la primera está cortada por la falla septentrional; esta última pone en contacto a la riolita Bufo (bloque levantado) con la riolita Chichíndaro (bloque hundido). La Veta Madre no aflora hacia el sur, en el bloque hundido de la falla (Figura 3), lo que hace suponer que esté cubierta por la riolita Chichíndaro, que debe ser más joven. Lo anterior ya había sido apreciado por Guiza (1949).

Se puede considerar la edad del relleno de estas fallas en el distrito minero de Guanajuato, que fue determinada por Gross (1975) en un intervalo de 27.4 ± 0.4 a 29.2 ± 2.0 Ma, como la edad mínima de la tercera fase.

Una cuarta fase de fallamiento está representada por la falla del Bajío; esta estructura y todas las que a ella están asociadas tienen una edad del Plioceno-Pleistoceno, ya que afectan a las gravas El Capulín; sus fallas más importantes tienen un rumbo NW-SE (Figura 3).

La quinta y última fase de fallamiento identificada es la que forma el *graben* de La Saucedá (Figura 3); la dirección de las fallas es NE-SW. Este *graben* desplaza a la falla del Bajío, por lo que su edad es posiblemente cuaternaria.

Además de estas cinco fases de fallamiento, existen varios casos de agrietamiento en algunas localidades de la región que, en parte, podrían tener origen tectónico; este agrietamiento se observó en las ciudades de Celaya y Silao, en el poblado de

Fátima —ubicado al norte de San Miguel de Allende— y en los depósitos lacustres pliocénicos que afloran al oriente del área cartografiada.

Las fases establecidas no indican, necesariamente, que entre ellas hayan existido períodos de inactividad, o que sean las únicas, ya que han podido definirse gracias a la presencia de eventos volcánicos, hidrotermales y sedimentarios asociados, que permitieron individualizarlas. No obstante, es particularmente notable la falta de registro litológico y estructural durante el Mioceno (Figura 5), lo que también ocurre en la parte central del Estado de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982, tabla 6).

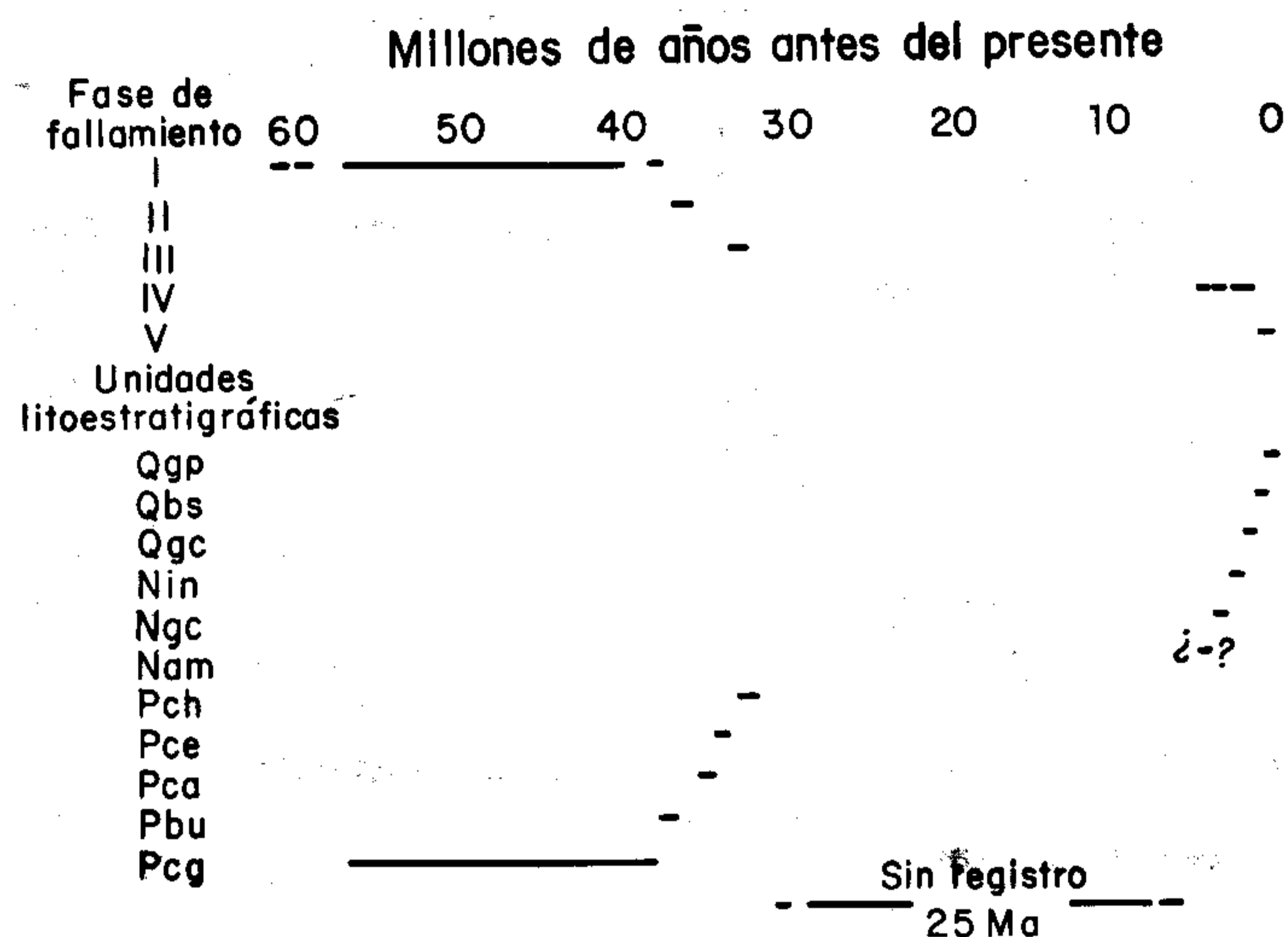


Figura 5.- Esquema que muestra la distribución temporal de las etapas de fallamiento y las unidades litoestratigráficas cenozoicas del área de estudio. Explicación: Pcg - conglomerado Guanajuato, Pbu - riolita Bufo, Pca - conglomerado Calderones, Pce - andesita El Cedro, Pch - riolita Chichindaro, Nam - andesita Presa de Manantiales, Ngc - grava Santa Catarina, Nin - ignimbrita San Nicolás, Qgc - gravas El Capulín, Qbs - basalto Mesa San José, Qgp - grava Las Capillas.

En ocasiones, las direcciones NW-SE y NE-SW del fallamiento están presentes en una misma fase, mientras que en otras, se reconoce una sola dirección.

RELACIÓN CON LOS DEPÓSITOS MINERALES

Las fallas de la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato revisten interés especial, porque en ellas están localizados depósitos minerales de interés económico. La edad de la etapa mineralizante que dio origen a las menas explotadas, en el distrito minero de Guanajuato, es de 27.4 ± 0.4 a 29.2 ± 2.0 Ma (Gross, 1975), por lo que sólo las estructuras más antiguas pueden contener menas producidas por esta etapa de mineralización. Las fallas de las fases de fallamiento uno, dos y tres fueron afectadas por esta etapa de mineralización, por lo que constituyen blancos potenciales de exploración minera.

La falla septentrional del *graben* de La Saucedá trunca a las vetas del distrito minero de Guanajuato y al sur de la falla meridional, hay algunas vetas que han sido explotadas económicamente; de esta manera, se conoce la existencia de depósitos minerales explotables a uno y otro lados del *graben* de La Saucedá, lo que hace pensar que en su interior probablemente existan fallas mineralizadas cuya presencia no es detectable por estar cubiertas por rocas más jóvenes que la etapa tres de fallamiento, o porque en sus afloramientos, la alteración hidroter-

mal es poco perceptible; cabe señalar que estas estructuras sufrieron hundimiento respecto de sus prolongaciones fuera del *graben* de La Saucedá, por lo que en caso de existir cuerpos mineralizados, se encontrarán a una elevación aproximadamente 400 m menor que los ubicados fuera del *graben*.

MECANISMO DEL FALLAMIENTO

Al norte del área estudiada, en la Mesa Central, hay numerosas estructuras de tipo *graben* que se intersectan unas a otras con ángulos que varían de 50 a 90° (Figura 2); todas afectan a rocas cenozoicas y están rellenas de sedimentos pliocénicos y cuaternarios (Labarthe-Hernández, *et al.*, 1982; Carranza-Castañeda, 1987; Aranda-Gómez *et al.*, 1989). El *graben* de La Saucedá es una estructura pequeña de las muchas que forman este conjunto estructural.

Las causas que originaron la disposición espacial y temporal de las fallas cenozoicas de la Sierra de Guanajuato y de la Mesa Central han sido poco estudiadas; Stewart (1978) indicó la posibilidad de que las estructuras de la provincia *Basin and Range* de los Estados Unidos de América se extiendan hasta la parte meridional de la Mesa Central. Tristán-González (1986) supuso que el *graben* de Villa de Reyes se formó por el combamiento en la corteza producido por un ascenso astenosférico, lo que generó fusión cortical, expulsión de material volcánico y colapso de la estructura, este autor sugiere que este modelo pudiera ser el responsable de la configuración estructural de la Mesa Central. Aranda-Gómez y colaboradores (1989) analizaron varias opciones para explicar la disposición de las fallas de la parte meridional de la Mesa Central; entre ellas, se contempla la existencia de un combamiento cortical, indicando que con el estado actual de conocimiento que se tiene de la geología de la Mesa Central no es posible probarlo; indicaron, como otra posibilidad, que las direcciones de las fallas fueran heredadas de estructuras mesozoicas o, bien, que las fallas con direcciones distintas hayan sido formadas en períodos consecutivos y que debido a actividad tectónica posterior se haya obscurecido las evidencias acerca de su edad relativa.

Para poder analizar los mecanismos que posiblemente hayan producido el fallamiento cenozoico en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato, se debe tomar en cuenta las siguientes consideraciones:

— Que no se ha documentado la presencia de fallas con desplazamiento lateral grande, siendo en todos los casos el movimiento observado preponderantemente de tipo normal.

— Que los basculamientos sufridos por las unidades volcánicas terciarias y cuaternarias son, en general, de menos de 20°, resultando, más comúnmente, de menos de 10°, mientras que los desplazamientos verticales producidos por las fallas son bastante grandes: de 500 m en la Veta Madre (Gross, 1975), 850 m en la parte noroccidental de la falla del Bajío (Quintero-Legorreta, 1989), 500 m en la parte central de la misma (Aranda-Gómez *et al.*, 1989), de 300 a 500 m en el *graben* de Villa de Reyes (Tristán-González, 1986) y de 400 m en el *graben* de La Saucedá.

— Que la edad del fallamiento abarca desde el Paleoceno-Eoceno hasta el Pleistoceno, con un lapso sin registro durante casi todo el Mioceno, existiendo, además, la posibilidad de actividad actual (Aranda-Gómez *et al.*, 1989).

— Que hay, por último, volcanismo asociado al fallamiento, principalmente de composición riolítica y, en cantidades menores, de composición de intermedia a básica.

Tomando en cuenta lo anterior, se puede hacer notar que el mecanismo responsable del fallamiento debió estar actuando durante un lapso bastante grande. Más aun, porque se desconoce si hubo fallamiento en el Mioceno, ya que no existe registro

litológico que permita saberlo, se puede asumir, cuando menos, una duración de aproximadamente 40 Ma para una etapa de fallamiento, con reactivaciones sucesivas, y otra etapa de actividad durante el Plioceno-Pleistoceno. Considerando esto se puede entender fácilmente que al haber fallas con dos direcciones distintas, y al tener reactivaciones repetidas durante lapsos tan largos, habrá relaciones de edad muy ambiguas entre las estructuras.

El basculamiento producido por las fallas no sugiere una disminución importante en la inclinación de las mismas a profundidad.

Por las características descritas, se puede deducir que el movimiento preponderante durante el Cenozoico fue vertical, y que las direcciones preferenciales NW-SE y NE-SW pudieron generarse desde las fases más tempranas del fallamiento.

Se sabe que las fallas normales producidas por un campo de esfuerzos con σ_1 (esfuerzo principal máximo), σ_2 (intermedio) y σ_3 (mínimo), presentan relaciones espaciales definidas respecto a las direcciones de los esfuerzos principales; σ_1 es vertical y las fallas son paralelas a σ_2 .

Si σ_2 y σ_3 son de igual magnitud (siendo σ_1 vertical), las fallas producidas podrán tener cualquier dirección. En ese caso, la anisotropía del cuerpo rocoso constituirá el control fundamental en el desarrollo de las fallas. En la Figura 6, se observa una correspondencia clara entre las direcciones de las fallas cenozoicas y de las diaclasas y la foliación de las rocas mesozoicas de la zona. Estos hechos se atribuyen, al menos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato, a la influencia ejercida originalmente por las discontinuidades litológicas (diaclasas, foliación) en la dirección de las fallas cenozoicas.

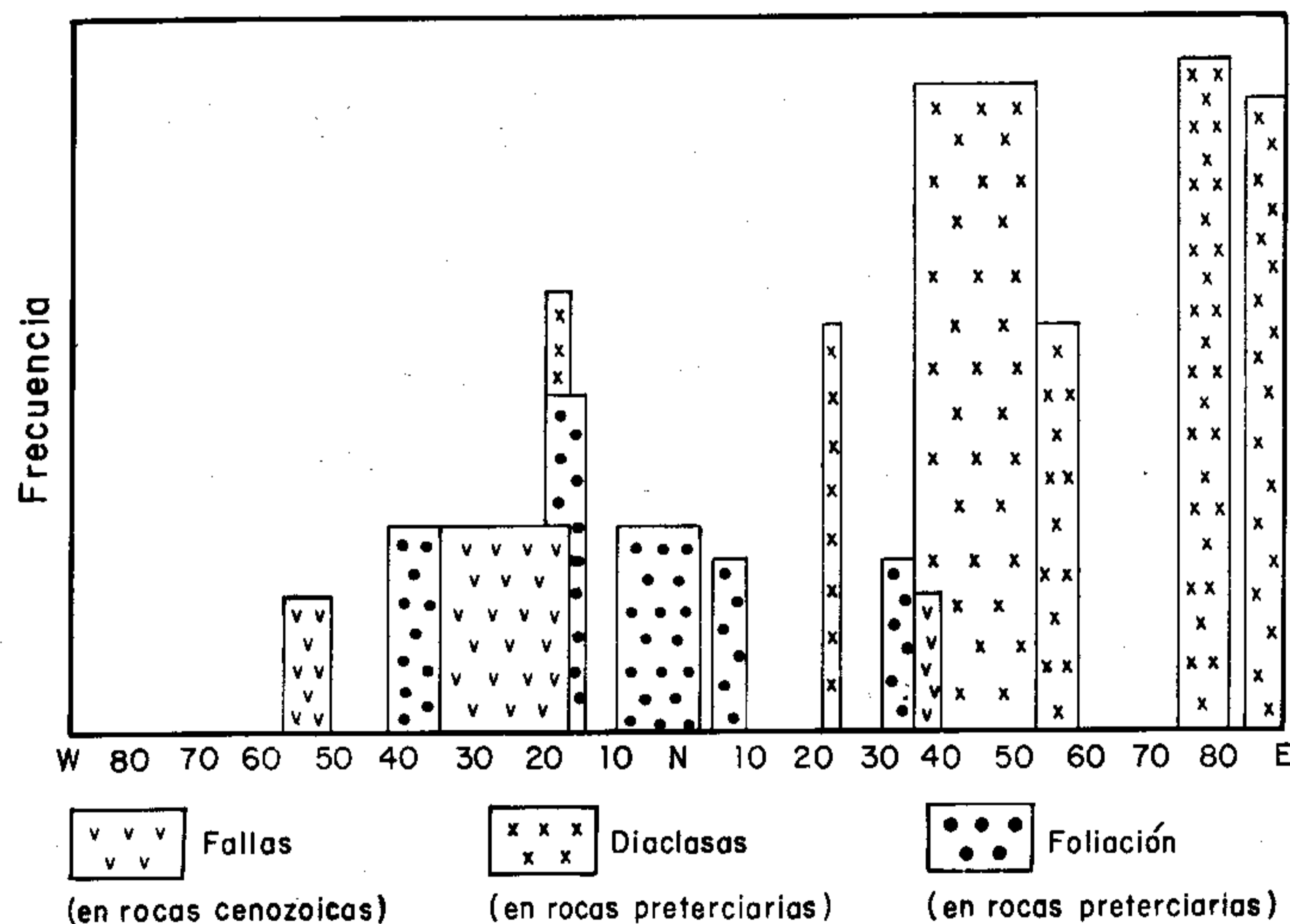


Figura 6.- Histograma de frecuencia-rumbo que muestra de manera comparativa las direcciones de las fallas cenozoicas (N=63), y de la foliación (N=114) y las diaclasas (N=284) mesozoicas del distrito minero de Guanajuato. Se puede observar la coincidencia de los rumbos de las fallas y de las estructuras mesozoicas.

CONCLUSIONES

El *graben* de La Saucedá constituye el límite sudoriental de la Sierra de Guanajuato y la separa de la Sierra de Codornices. Las fallas de este *graben* tienen una edad del Plioceno-Cuaternario, más jóvenes que las del distrito minero de Guanajuato y que la falla del Bajío.

Los eventos hidrotermales, sedimentarios y volcánicos asociados a las estructuras de falla, permitieron definir cinco fases

de fallamiento. Las edades de estas fases abarcan del Paleoceno (?) - Eoceno al Oligoceno (32 Ma), siguiendo un lapso sin registro de aproximadamente 25 Ma, para reaparecer en el Plioceno-Pleistoceno (Figura 5).

Los efectos de una posible actividad tectónica actual se ponen de manifiesto por los agrietamientos existentes en la región.

Las direcciones preferenciales del fallamiento son NW-SE y NE-SW, probablemente debidas a la anisotropía (foliación y diaclasas) de las rocas mesozoicas.

Existen depósitos minerales de interés económico a ambos lados del *graben* de La Saucedá; dentro de él, no han sido reconocidas vetas, ya que están cubiertas por rocas volcánicas, y los niveles posiblemente mineralizados deberán encontrarse a mayor profundidad que fuera del *graben*.

El *graben* de La Saucedá es una estructura relativamente pequeña, que forma parte de un conjunto estructural mayor de fosas y pilares cenozoicos, presentes en la Meseta Central.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Guillermo Labarthe-Hernández y Thomas Anderson sus comentarios y sugerencias a este estudio, a Raúl Rubinovitch-Kogan y Barbara Martiny su ayuda en la redacción del manuscrito, a Juan Tomás Vázquez-Ramírez la elaboración de láminas delgadas, y a Bartolo Rodríguez-Rodríguez su colaboración durante los trabajos de campo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Antúnez-Echegaray, Francisco, 1964, Monografía histórica y minera sobre el distrito minero de Guanajuato: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México), Publicación 17E, 589 p.
- Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J. M., y Nieto-Samaniego, A. F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la porción meridional de la Mesa Central, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 33-46.
- Buchanan, L. J., 1979, The Las Torres mine, Guanajuato, Mexico, ore controls of a fossil geothermal system: Denver, Colorado School of Mines, disertación doctoral, 122 p. (inédita).
- Carranza-Castañeda, Oscar, 1987, Estratigrafía de los sedimentos continentales del Terciario superior de San Miguel de Allende, Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato, Gto., Programa, resúmenes y guía de excursión, p. 23-25
- Cepeda-Dávila, L. J., 1965, Estudio petrológico y mineralógico de la región de El Cubo, Guanajuato: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 85 p. (inédita).
- Corona-Chávez, Pedro, 1988, Análisis estratigráfico-estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato: México, D. F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 60 p. (inédita).
- Echegoyén-Sánchez, José, Romero-Martínez, Saúl, y Velázquez-Silva, Sergio, 1970, Geología y yacimientos minerales de la parte central del distrito minero de Guanajuato: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México), Boletín 75, 36 p.
- Edwards, J. D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico: Geological Survey Professional Paper 264-H, p. 153-183.
- Ferrusquía-Villafranca, Ismael, 1987, Reubicación geocronológica del conglomerado Guanajuato basada en nuevos mamíferos: Universidad Nacional Autónoma México, Instituto Geología, Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato, Gto., Programa, resúmenes y guía de excursión, p. 21-23.
- Fries, Carl, Jr., Hibbard, C. W., y Dunkle, D. H., 1955, Early Cenozoic vertebrates in the Red Conglomerate at Guanajuato, Mexico: Smithsonian Miscellaneous Collection, v. 123, núm. 7, 25 p.

- Gross, W. H., 1975, *New ore discovery and source of silver-gold veins*, Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, v. 70, p. 1175-1189.
- Guiza, Reynaldo, 1949, *Estudio geológico del distrito minero de Guanajuato*: Instituto Nacional para la Investigación Recursos Minerales (México), Boletín 22, 75 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.
- Lara-Hernández, E. E., 1986, *Cartografía geológica del área NW hoja Aldama F14-C53, escala 1:50,000, Guanajuato, Méx.: La Paz, B. C. S.*, Universidad Autónoma de Baja California Sur, tesis profesional, 79 p. (inédita).
- Martínez-Reyes, Juventino, 1987, *Resumen de la geología y excursión a la Sierra de Guanajuato*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato, Gto., Programa, resúmenes y guía de la excursión, p. 50-91 (resumen y guía).
- Nieto-Samaniego, A. F., 1985a, *Geología de un área de 237 km² al norte de Guanajuato, Gto.*: Guanajuato, Gto., Universidad de Guanajuato, Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, tesis profesional, 67 p. (inédita).
- 1985b, *Análisis estructural del distrito minero de Guanajuato*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, reporte interno, 42 p. (inédito)
- Nieto-Samaniego, A. F., y Martínez-Reyes, Juventino, 1987, *Geología del graben de La Saucedá*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato, Gto., Programa, resúmenes y guía de excursión, p. 12-14.
- Quintero-Legorreta, Odranoel, 1989, *Contribución al conocimiento de la geología de la Sierra de Guanajuato en la región de Comanja de Corona, Jalisco*: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 87 p. (inédita).
- Stewart, J. H., 1978, *Basin-range structure in western North America—a review*: *Geological Society of America Memoir* 152, p. 1-31.
- 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 y Metalurgia, Folleto Técnico 107, 91 p.
- Wandke, Alfred, y Martínez, Juan, 1928, *The Guanajuato mining district*, Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, v. 23, p. 1-44.

Manuscrito presentado: 25 de julio de 1989.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 25 de febrero de 1991.

Manuscrito aceptado: 24 de abril de 1991.