

Geología de la República Mexicana

México, 1984

603895

603895



CAJA 97

603895



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA
FACULTAD DE INGENIERIA

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADISTICA
GEOGRAFIA E INFORMATICA

**Secretaría de Programación y Presupuesto
Instituto Nacional de Estadística, Geografía
e Informática**

**Universidad Nacional
Autónoma de México
Facultad de Ingeniería**

**Coedición por convenio
entre el Instituto Nacional
de Estadística, Geografía e Informática y
la Universidad Nacional Autónoma
de México**

2a. Edición: México, D.F., agosto de 1985

ISBN 968-881-060-6

Presentación

603895

El Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, de la Secretaría de Programación y Presupuesto, y la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, ofrecen esta obra como un esfuerzo conjunto para contribuir al conocimiento de la Geología de México, en el marco de las nuevas concepciones sobre la dinámica de la Tierra, y como una aportación didáctica para la formación de profesionales en las Ciencias de la Tierra.

En este volumen se recoge e interpreta gran parte de la información recabada a lo largo de más de quince años de trabajos de cartografía geológica de la Dirección General de Geografía y se hace un compendio de las principales aportaciones científicas sobre la Geología de México, muchas de las cuales son el resultado de la labor de investigación dentro de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Geología de la República Mexicana

^ Preparada por el Ing. Dante J. Morán Zenteno

Profesor de Geología de México y Geología

Física de la Facultad de Ingeniería, UNAM

Investigador del Instituto de Geofísica, UNAM

Colaboradores

Jaime Urrutia Fucugauchi
Emiliano Campos Madrigal

^ Gilberto Silva Romo

Cecilia Caballero Miranda

Jesús Uribe Luna

Enrique Cabrá Cano

Saúl Alarcón Parra

Gabriel Mora Alvarez

Selma Campos

Juan Alvaro Iruretagoyena

José Luis Moreno

Jesús Olvera

Instituto de Geofísica, UNAM.
Instituto Nacional de Estadística, Geografía e
Informática. Secretaría de Programación y
Presupuesto.

Facultad de Ingeniería, UNAM

Facultad de Ingeniería, UNAM

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e
Informática. Secretaría de Programación y
Presupuesto.

Instituto de Geofísica, UNAM

Facultad de Ingeniería, UNAM

Facultad de Ingeniería, UNAM

Instituto de Geofísica, UNAM

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e
Informática. Secretaría de Programación y
Presupuesto.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e
Informática. Secretaría de Programación y
Presupuesto.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e
Informática. Secretaría de Programación y
Presupuesto.

Indice general

Introducción	IX
1. Geología de la Región Noroeste de México	3
1.1. Generalidades	3
1.2. Península de Baja California	3
1.2.1. Porción de Baja California Norte	3
1.2.2. Sierra de la Giganta	8
1.2.3. Cuencas de Vizcaíno y Ballenas-Iray-Magdalena	8
1.2.4. Región del Cabo	9
1.2.5. Resumen Tectónico	11
1.2.6. Yacimientos Económicos	12
1.3. Sonora y Sinaloa	15
1.3.1. Desierto Sonorense	15
1.3.2. Llanura Costera del Pacífico	22
1.3.3. Resumen Tectónico	23
1.3.4. Yacimientos Económicos	24
1.4. Sierra Madre Occidental	25
Bibliografía y Referencias	29
2. Geología de la Región Norte y Noreste de México	33
2.1. Generalidades	33
2.2. Area de Chihuahua	33
2.2.1. Geología General	33
2.2.2. Yacimientos Económicos	34
2.3. Coahuila y Nuevo León	35
2.3.1. Geología General	35
2.3.2. Yacimientos Económicos	37
2.4. Sierra Madre Oriental, Llanura Costera del Golfo y Mesa Central	43
2.4.1. Geología General	43
2.4.2. Resumen Tectónico	46
2.4.3. Yacimientos Económicos	48
Bibliografía y Referencias	51
3. Geología de la Región Central de México	55
3.1. Generalidades	55
3.2. Eje Neovolcánico	55
3.3. Plataforma Morelos-Guerrero	59
3.4. Región Metamórfica de Acatlán	60
3.5. Sierra Madre del Sur y Zonas Adyacentes	61
3.6. Oaxaca y Zonas Adyacentes	62
3.7. Sector Sur de la Sierra Madre Oriental y Llanura Costera del Golfo Sur	65
Resumen Tectónico	65
3.9. Yacimientos Económicos	67
Bibliografía y Referencias	71
4. Geología de la Región Sureste de México	77
4.1. Generalidades	77
4.2. Chiapas y Tabasco	77

4.3. Península de Yucatán	79
4.4. Resumen Tectónico	80
4.5. Yacimientos Económicos	82
Bibliografía y Referencias	85
Anexo: Metodología de Elaboración de la Carta Geológica Escala 1:1 000 000	87

INTRODUCCION

El conocimiento que se tiene acerca del origen y de la estructura geológica de México es aún incompleto; los hallazgos científicos, los avances cartográficos y las nuevas técnicas de exploración ofrecen cada día más información para el desarrollo de esta tarea; sin embargo, es todavía difícil lograr una descripción completa de los rasgos geológicos del territorio nacional, así como la elaboración de modelos funcionales sobre el origen de su estructura geológica. A lo largo de la evolución de los estudios geológicos que como ciencia se han hecho en México, se han llevado a cabo pocos intentos de elaborar obras generales sobre los múltiples aspectos que el país presenta; sin embargo, hay que reconocer que la falta de información sobre algunos periodos de la historia geológica del territorio nacional y las numerosas zonas inexploradas han constituido los principales obstáculos para llevar a cabo una obra completa de esta índole.

Dentro de una información retrospectiva, conviene señalar que en 1896 esta inquietud de conocimiento tomó forma en la obra titulada "Bosquejo Geológico de México", elaborada por José Guadalupe Aguilera y Ezequiel Ordóñez, del Instituto Geológico de México, obra descriptiva que constituyó un importante complemento al bosquejo de la "Carta Geológica de México", elaborada con antelación. No obstante, no fue sino hasta 1949 que V. Garfias y T.C. Chapin publicaron la obra intitulada "Geología de México", en la que se incluían reconstrucciones de los acontecimientos que se habían desarrollado a lo largo de la historia geológica de la República.

Un trabajo más reciente lo constituye la "Geología de México", cuyo autor fue el ingeniero Manuel Alvarez Jr., y que la Facultad de Ingeniería de la UNAM imprimió como apuntes para la materia de Geología de México, entonces impartida por el mismo autor. Finalmente, en 1979, el ingeniero Ernesto López Ramos publicó su obra "Geología de México", en tres tomos, que constituye actualmente el texto más difundido, ya que contiene descripciones detalladas de unidades litoestratigráficas y referencias de numerosos trabajos inéditos, principalmente de Petróleos Mexicanos.

El presente libro tiene el doble objetivo de ofrecer una síntesis geológica de México, como obra de consulta general para todo lector, y de presentar este tema en forma organizada y didáctica para su utilización en los cursos de nivel superior, relacionados con la geología de México.

La primera edición de esta obra estuvo a cargo del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, como complemento de las cartas geológicas que la Dirección General de Geografía había elaborado; la preparación del libro estuvo a cargo del ingeniero Dante J. Morán, entonces jefe de Petrografía y de Paleontología de la misma Dirección.

Esta segunda edición es el resultado del esfuerzo conjunto del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, órgano desconcentrado de la Secretaría de Programación y Presu-

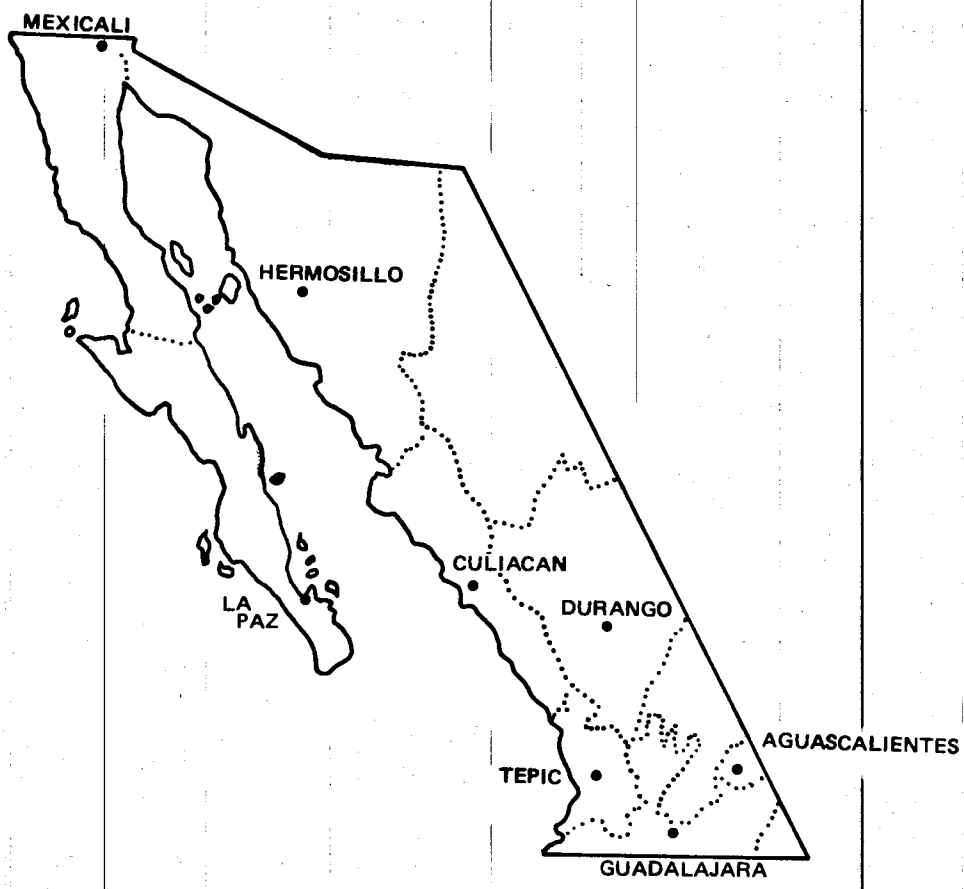
puesto, y de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, en la cual el ingeniero Dante J. Morán imparte las asignaturas de Geología de México y Geología Física, además de realizar labores de investigación en el Instituto de Geofísica de la misma Universidad.

Para desarrollar la presente obra fue necesario dividir a la República en diferentes regiones, definidas por límites naturales, los que se describen en cada uno de los capítulos que forman este trabajo. Dicha división no corresponde a la que originalmente se tenía de las ocho cartas, escala 1:1 000 000, de la República Mexicana, que se diseñó para elaborar cartas a esta escala sobre todos los temas (topografía, edafología y uso del suelo). A lo largo de los capítulos que conforman este trabajo se hace mención de las cartas geológicas que se integran en cada uno de ellos.

La información de esta segunda edición puede ser utilizada como punto de partida para proyectos regionales de investigación y de planeación; ofrece, junto con la carta geológica, escala 1:1 000 000, un marco general para localizar áreas y objetivos de interés económico o científico particular; se hacen resaltar, además, rasgos claves para la interpretación geológica de ciertas regiones, y se comentan los modelos más recientes sobre la evolución tectónica y el origen de algunas manifestaciones económicas relacionadas con la geología. La bibliografía que acompaña a cada uno de los capítulos permite organizar un amplio trabajo de consulta para profundizar en ciertos aspectos o áreas particulares.

Geología de la Región Noroeste de México

(Hojas Tijuana, La Paz, Norte de la hoja Guadalajara y Suroeste de la hoja Chihuahua)



1. Geología de la Región Noroeste de México

1.1. Generalidades

Para la descripción de la región noroeste de México se han elegido como límites naturales en este trabajo: al oriente, la secuencia volcánica de la Sierra Madre Occidental; al poniente, las costas pacíficas de Baja California y Sinaloa, y al sur, el límite norte del Eje Neovolcánico.

De acuerdo con la división fisiográfica de la Dirección General de Geografía (ver Fig. 1.1), dentro de esta región quedan comprendidas las provincias de Baja California, Desierto de Sonora, Sierra Madre Occidental y

Llanura Costera del Pacífico. El clima varía en general: de seco en Baja California, Sonora, y norte de Sinaloa, a subhúmedo en las partes altas de la Sierra Madre Occidental y al sur de Mazatlán. En casi toda la región el régimen de lluvias es de verano, salvo en la parte norte de Baja California, donde el régimen es de invierno.

1.2 Península de Baja California

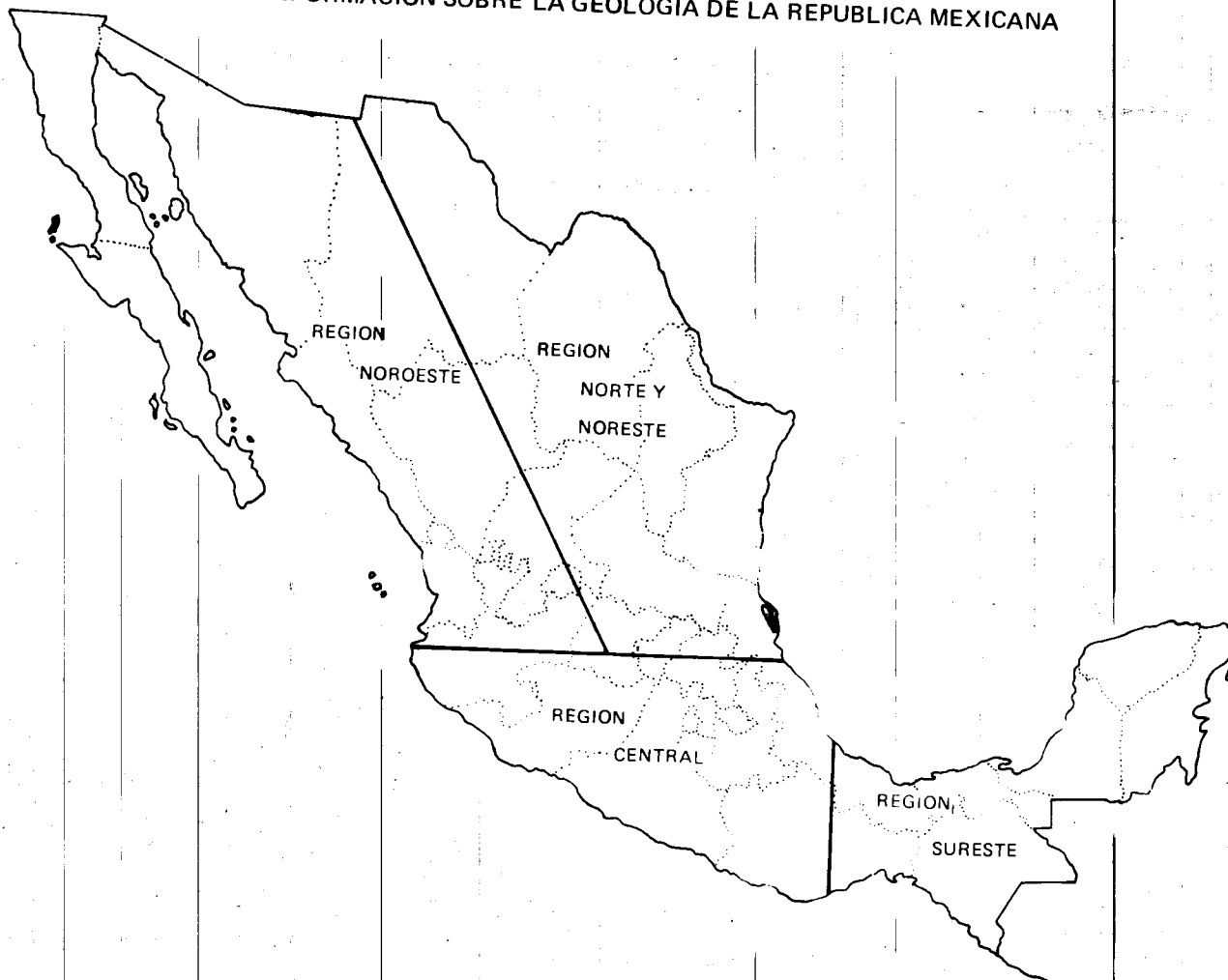
La península de Baja California, como lo muestra la Carta Geológica 1:1 000 000 de la Dirección General de Geografía (DGG), ofrece una alta complejidad estructural y de

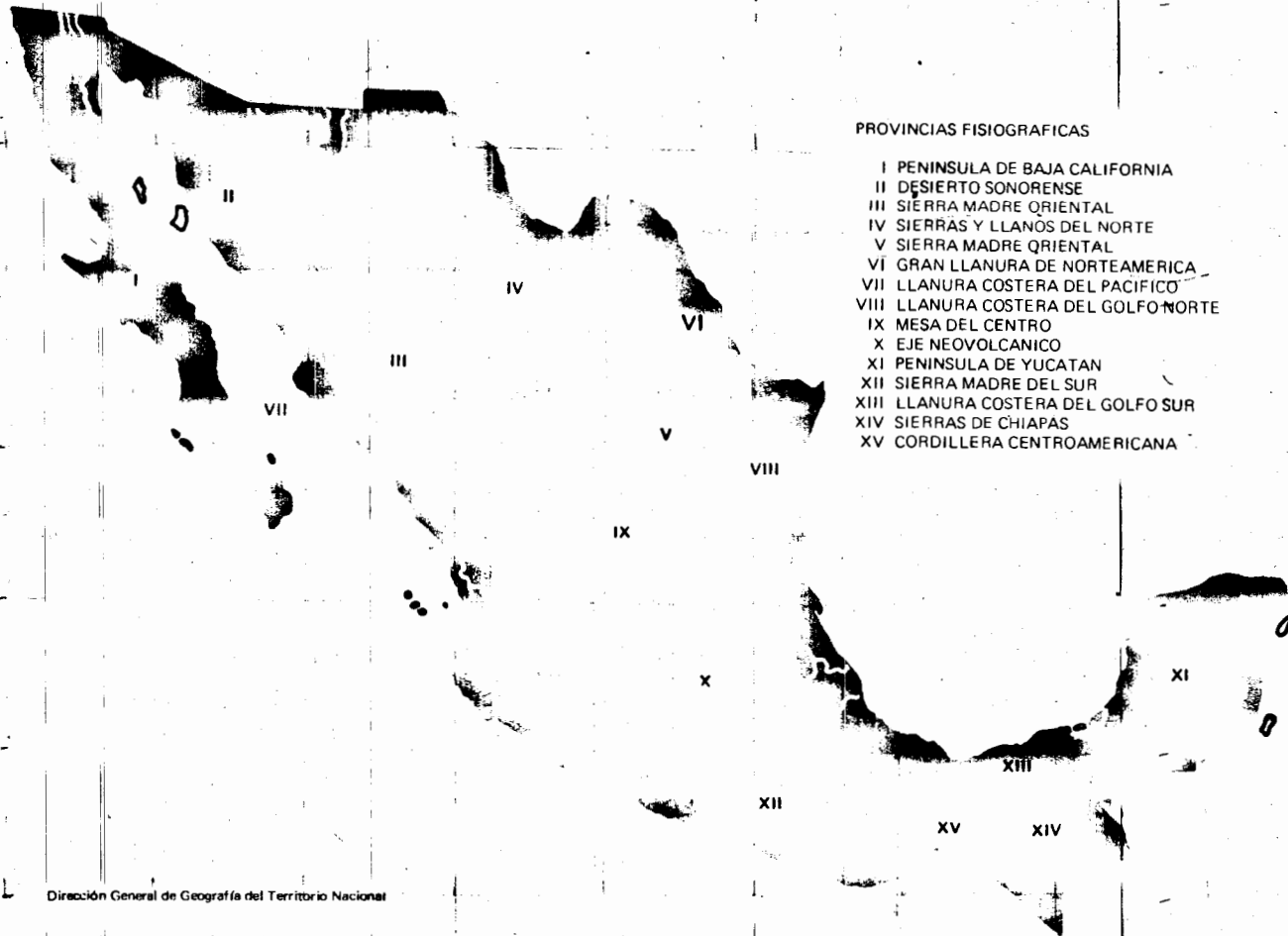
afioramientos rocosos, lo que hace difícil la reconstrucción de la columna estratigráfica de esta región y de los sucesos que le dieron origen; sin embargo, se ha hecho una subdivisión, lo más racional posible, que permite exponer con cierta claridad los conceptos geológicos de esta provincia y que coincide en gran parte con la división fisiográfica de la DGG y con la división de las Provincias Geológicas, de López Ramos (1979).

1.2.1. Porción de Baja California Norte

En esta zona se encuentra expuesta una secuencia estratigráfica cuyo rango geocro-

MAPA DE LA REPUBLICA MEXICANA QUE MUESTRA LAS REGIONES QUE DESCRIBE CADA CAPITULO DE LA INFORMACION SOBRE LA GEOLOGIA DE LA REPUBLICA MEXICANA



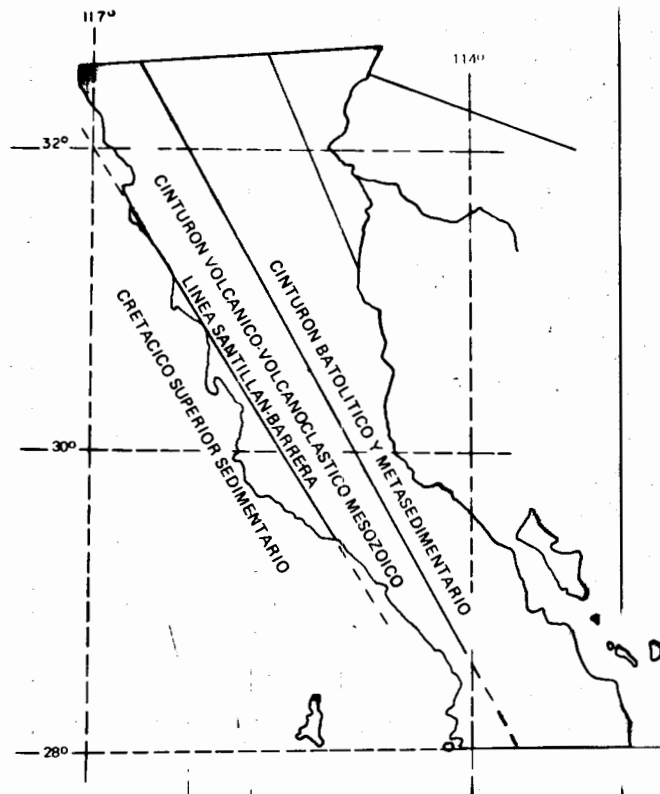


nológico varía desde el Paleozoico hasta el Reciente. La configuración de las diferentes unidades se puede definir según tres cinturones preterciarios (ver Fig. 1.2) que corren a lo largo de esta porción de la península y que presentan características petrográficas, estructurales y estratigráficas claramente diferenciables. Estos cinturones se encuentran cubiertos de manera independiente por cuerpos volcánicos y depósitos sedimentarios del Terciario y Cuaternario.

El primer cinturón, ubicado en el extremo occidental de la península, está representado por una secuencia de sedimentos marinos y continentales del Cretácico Superior que se presentan poco consolidados y sin fuertes perturbaciones tectónicas. Esta banda de afloramientos tiene su máxima anchura a la altura de Punta San Antonio, a poco menos de los 30° de latitud norte (Fig. 1.3). La secuencia fue denominada por Beal (1948) como Formación Rosario, y consiste de estratos subhorizontales de arenisca, limolita, lutita y conglomerado con presencia, tanto de fósiles marinos como de huesos de saurios, todo lo cual atestigua el desarrollo de ambientes que variaron desde continentales hasta de plataforma y talud con líneas de costa fluctuantes, de orientaciones semiparalelas a la línea que divide a este cinturón de los terrenos ubicados al oriente. Estos últimos constituyeron la fuente de suministro de los sedimentos que conformaron esta secuencia, ya

TERRENOS PRETERCIARIOS DE BAJA CALIFORNIA NORTE

Figura 1.2



que en esa época se encontraban emergidos y formaban masas montañosas expuestas a la erosión. Gastil y colaboradores (1975) denominaron al límite anteriormente citado como "Línea Santillán-Barrera" (Fig. 1.2) y consideraron que este rasgo ha controlado la historia deposicional de Baja California por largos periodos; estos autores citan numerosas determinaciones paleontológicas que ubican estratigráficamente a la Formación Rosario en los pisos Campaniano y Maestrichtiano. Mina (1957) correlacionó esta formación con sedimentos clásticos que afloran en el borde occidental del estado de Baja California Sur y que denominó Formación Valle.

La secuencia que conforma esta porción occidental de Baja California cubre —en discordancia angular— a rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias más antiguas; subyace a rocas volcánicas del Cuaternario y a sedimentos continentales y marinos del Terciario y Cuaternario.

El siguiente cinturón está ubicado al este del que se describió anteriormente; lo constituyen secuencias de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias cuya edad corresponde principalmente al Cretácico Inferior (ver Fig. 1.4). La secuencia superior y más extendida fue originalmente denominada por Santillán y Barrera (1930) como Formación Alisitos, en el Rancho Alisitos ubicado al sur de Ensenada. Está constituida principalmente por rocas piroclásticas y lávicas de

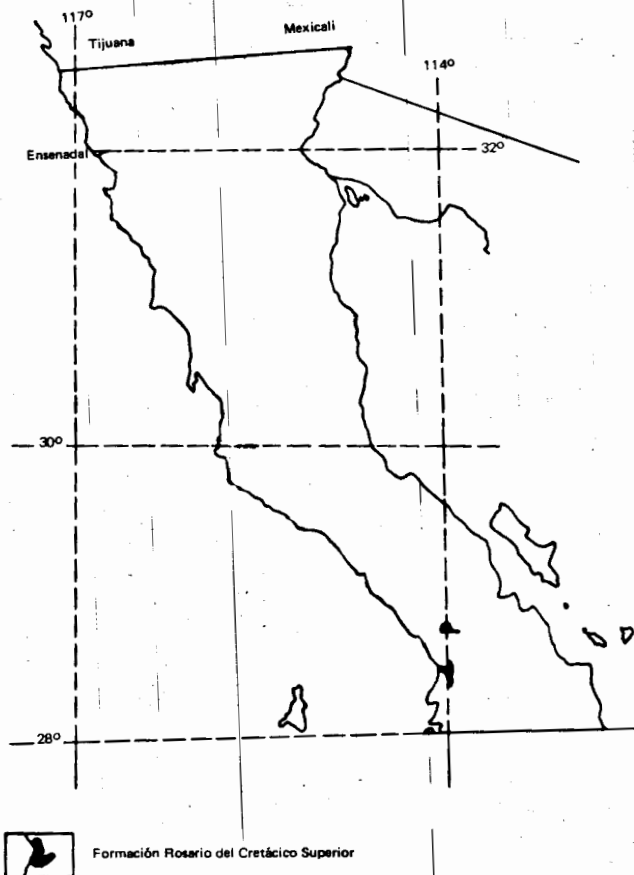
composición dacítico-andesita, por cuerpos de caliza arrecifal con fósiles del Aptiano y el Albiano, así como por rocas clásticas derivadas de rocas volcánicas. Esta formación cubre discordantemente, en algunas localidades, a rocas volcánicas y sedimentarias de edades triásicas y jurásicas; se encuentra deformada y parcialmente metamorfizada. Está afectada por numerosas fallas y por el emplazamiento de cuerpos intrusivos de granito del Cretácico. Subyace discordantemente a la Formación Rosario y se extiende persistentemente a lo largo de toda la porción norte de la península de Baja California. Existen numerosos afloramientos de este tipo de secuencias en gran parte del borde occidental de México con las que se puede correlacionar esta formación. Rangin (1978) ha interpretado esta secuencia como uno de los cinturones volcánico-sedimentarios que se desarrollaron en la parte noroccidental de la República Mexicana durante el Mesozoico, y que se formó de manera paralela a aquél que ocurrió en Sonora y que evolucionó en corteza continental. Estos cinturones han sido relacionados a la subducción y fusión parcial asociadas a uno o más límites convergentes (ver fig. 1.5) desarrollados en el noroeste de México. Los límites convergentes parecen ser rasgos tectónicos comunes en todo el occidente de México durante gran parte del Mesozoico ya que existen reportes de numerosos afloramientos volcánico-sedimentarios en dicha franja del País.

Este fenómeno se desarrolló con la apertura del océano Atlántico y el movimiento de Norteamérica hacia el noroeste. Los sedimentos que constituyen la Formación Alisitos fueron sujetos a un periodo de compresión, a principios del Cretácico Superior, que los plegó y metamorfizó parcialmente. Los terrenos que forman este segundo cinturón emergieron durante este periodo y al occidente de ellos se inició la sedimentación de lo que sería la Formación Rosario.

El tercer cinturón ubicado en el borde oriental de la porción norte de la península de Baja California está constituido de afloramientos complejos de rocas intrusivas y rocas metamórficas derivadas principalmente del metamorfismo regional de rocas sedimentarias. A este cinturón pertenecen los batolitos mesozoicos (Fig. 1.6) de la porción norte de Baja California y las rocas metamórficas prebatolíticas anteriores a la Formación Alisitos, cuya edad no ha sido aún bien definida.

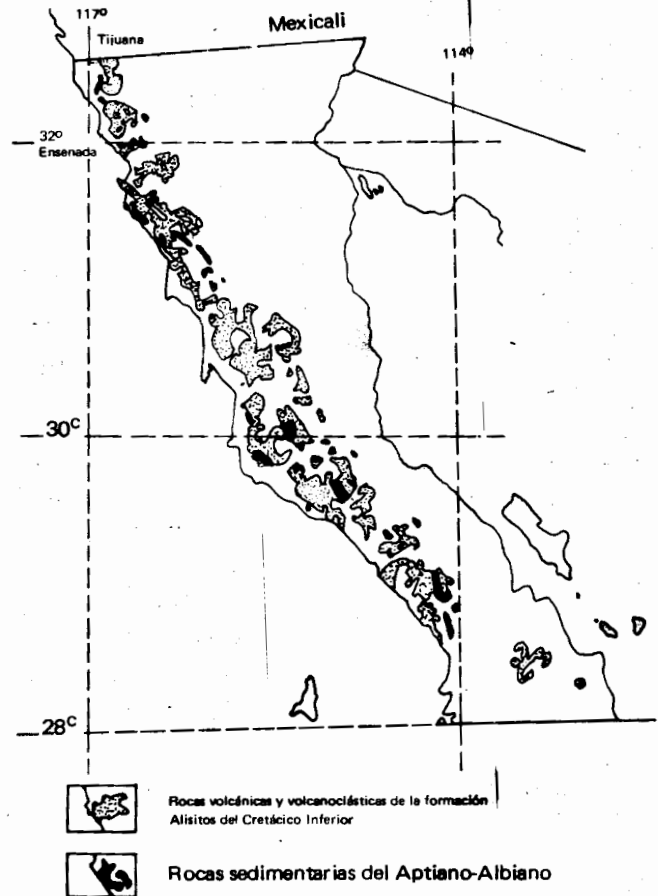
Las rocas plutónicas que conforman los batolitos varían en composición mineralógica desde tonalitas hasta granodioritas y granitos; sin embargo, se cartografiaron, en algunas localidades, pequeños plutones de diorita y gabro. Algunos autores (Gastil y Krummenacher, 1978); (Silver y Anderson, 1978) basados en estudios radiométricos, han postulado que en el noroeste de México existió una migración en tiempo y espacio

Figura 1.3

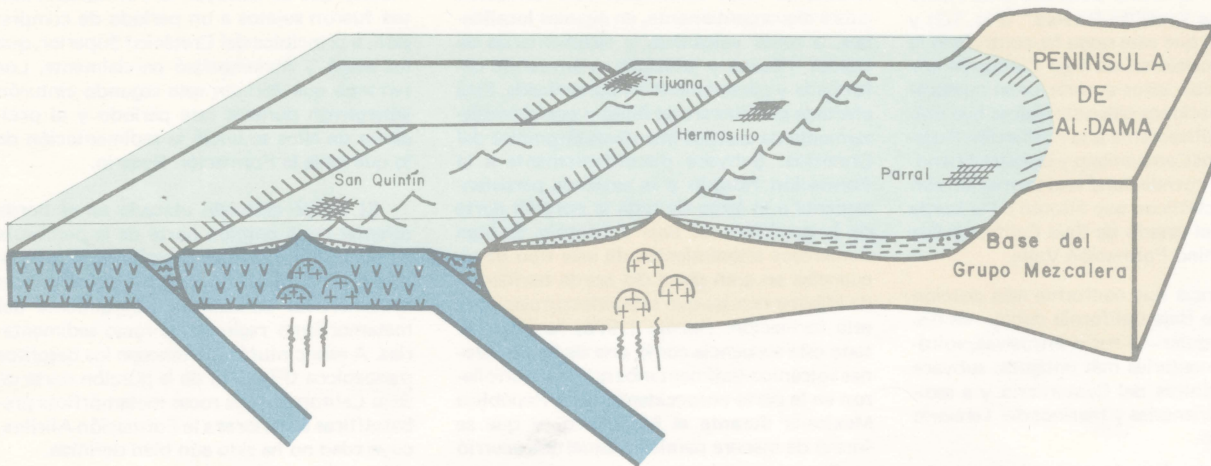


Distribución de los afloramientos de rocas sedimentarias marinas del Cretácico Superior.

Figura 1.4



Distribución de las rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias del Cretácico Inferior.



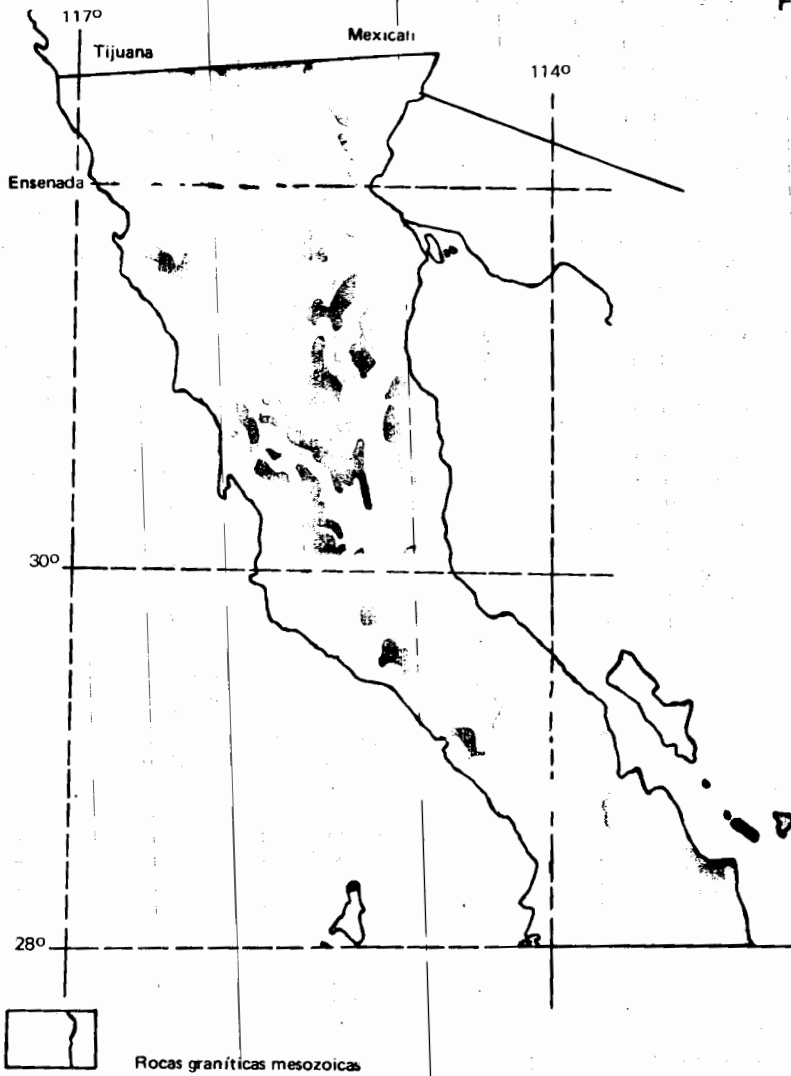
Bloque diagramático idealizado que muestra la situación tectónica del noroeste de México para el Jurásico Superior. Basado en las ideas de Gastil et al. (1980); Marquez-Castañeda (1984) y R. Garza (in Marquez-Castañeda, 1984).



Vista panorámica de la parte superior de la sierra de San Pedro Mártir con afloramientos de granito y gneis.

Foto: José Luis Moreno S.P.P.

Figura 1.6



Rocas graníticas mesozoicas

Distribución de los afloramientos plutónicos del mesozoico en Baja California Norte.

de esta clase de emplazamientos plutónicos, desde cretácicos en Baja California, hasta cenozoicos en Chihuahua. La mayor parte de estos emplazamientos batolíticos ocurrieron durante y después de los depósitos y emisiones magmáticas que dieron origen a la Formación Alisitos.

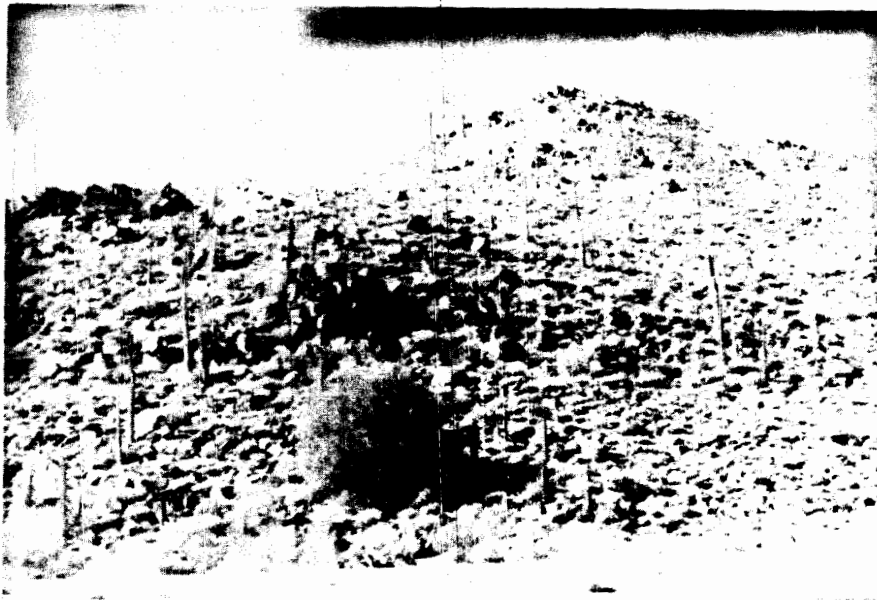
Las secuencias metamórficas prebatolíticas asociadas a este tercer cinturón presentan diferentes facies metamórficas y su edad no ha sido determinada, sin embargo, Mc Eldowney (1970) reportó la presencia de crinoides, corales y bivalvos paleozoicos en rocas sedimentarias que afloran al sureste de Ensenada. Existen, también, en el borde oriental de la península algunos afloramientos de rocas calcáreas metamorfozadas que probablemente se relacionan con las secuencias de calizas paleozoicas que afloran en el estado de Sonora.

La historia cenozoica de la porción norte de Baja California está caracterizada por la acumulación de gruesos espesores de sedimentos continentales que afloran en numerosas localidades, por el desarrollo de depósitos marinos, sobre todo en el borde occidental de la península, y por una importante actividad volcánica que cubre parcialmente los cinturones mesozoicos descritos con anterioridad.

Durante el Paleoceno y Eoceno se acumularon sedimentos de ambientes cercanos a costa y de delta (Gastil et al., 1975), en el borde occidental de la porción norte de la península, según una línea de costa que se ubicaba ligeramente al oriente de la línea de costa actual. Estos sedimentos provinieron de las porciones orientales emergidas, en donde se llegan a encontrar sedimentos continentales que equivalen en tiempo a ellos.

Santillán y Barrera (1930) denominaron a los sedimentos marinos del Paleoceno, que se encuentran entre Punta San Isidro y Mesa de San Carlos, como Formación Sepultura. Esta formación se puede correlacionar con las formaciones Santo Domingo, Tepetate y Malarrimo, descritas por Mina (1956), en la mitad sur de la Baja California. Al Plioceno y Mioceno sedimentario corresponden, al parecer, los potentes espesores de sedimentos fluviales y eólicos que afloran a la altura del paralelo 31, en el área de San Agustín y en algunas localidades ubicadas a la altura de las bahías de Las Animas y San Rafael. Estos sedimentos se encuentran generalmente coronados por emisiones lávicas del Mioceno y Plioceno. Al Mioceno corresponden los afloramientos de sedimentos marinos más antiguos de la Era Cenozoica que llegan a aparecer en la porción nororiental de la península, lo que marcó los primeros avances del mar sobre lo que llegaría a ser el Golfo de California.

Según Gastil et al. (1975), en el Eoceno las montañas mesozoicas se encontraban completamente denudadas y sólo formaban pequeñas colinas aisladas. Estas zonas eran drenadas por corrientes que fluían hacia el Pacífico y alimentaban con sedimentos los depósitos marinos del borde occidental. Posteriormente al Eoceno, la región oriental experimentó algunos hundimientos, en lo que sería más adelante el Golfo de California, originando hacia ella el drenaje de algunas corrientes fluviales interiores.



Vista del batolito cretácico de Baja California en la localidad de laguna de Chapala.

Foto: José Luis Moreno S.P.P.

Los depósitos costeros que tuvieron lugar en el litoral del Pacífico durante el Plioceno y Pleistoceno se encuentran sobre series de terrazas desarrolladas en esas épocas, las cuales alcanzan hasta 500 metros de altitud. Estas terrazas han sido relacionadas con cambios glaciales del nivel del mar (Gastil et al., 1975), que se desarrollaron en el marco de una serie de levantamientos y basculamientos de las zonas costeras de la península, durante el periodo Plioceno-Cuaternario (Ortlieb, 1978). Por otra parte, en el interior de la península se han acumulado, en estas épocas, depósitos aluviales, eólicos y lacustres, muchos de los cuales siguen desarrollándose.

El volcanismo cenozoico de la porción norte de la península de Baja California puede ser referido principalmente a cuatro zonas, en donde se encuentran expuestas ampliamente rocas volcánicas que se originaron en esta era y que marcan al Mioceno como la época de mayor actividad volcánica (ver Fig. 1.7). La primera zona, ubicada en la parte sur de la Sierra de Juárez, entre los paralelos 31 y 32, presenta una importante

secuencia de rocas piroclásticas silíceas, de diversos tipos, que se encuentran coronadas, en algunas localidades, por derrames basálticos del Plioceno y Pleistoceno (Fig. 1.7). La segunda zona, ubicada en el litoral del golfo de California, a la altura del paralelo 30, está representada por secuencias piroclásticas silíceas que llegan a cubrir, en algunas localidades, derrames de andesita y están coronados, en otras localidades, por derrames de basalto plio-cuaternarios. La tercera zona corresponde a los extensos derrames de basalto alcalino del Terciario Superior, ubicados en la parte central de la península, a la altura de Punta Canoas; estos derrames son similares a los de menor extensión que se han localizado en la Mesa de San Carlos y San Quintín. La última zona la constituirían los afloramientos de rocas basálticas y piroclásticas, principalmente riolíticas, que afloran en la Isla Angel de la Guarda y al sur del paralelo 29 que cubren a gruesos espesores de rocas sedimentarias continentales e híbridas. Esta zona se puede considerar como una extensión hacia el norte de las secuencias miocénicas que constituyen la Sierra de la Giganta en Baja California Sur.

1.2.2. Sierra de la Giganta

La Sierra de la Giganta, ubicada en Baja California Sur, está constituida por una imponente secuencia de rocas piroclásticas, derrames lávicos y areniscas continentales que alcanzan, en conjunto, hasta 1 200 metros de espesor. Los afloramientos de esta secuencia son persistentes en la mayor parte de la mitad oriental de la porción sur de la península. Originalmente, Heim (1922) denominó a estos depósitos como Formación Comondú (ver Fig. 1.8), y les atribuyó una posición estratigráfica correspondiente al Mioceno Superior; posteriormente, Escandón (1977) señaló que el miembro superior de esta formación pertenece al Plioceno Inferior. Esta secuencia presenta fuertes variaciones horizontales y está constituida principalmente por aglomerados volcánicos, tobas pumiciticas, ignimbritas, basaltos, areniscas del tipo de las litarenitas y conglomerados; por otra parte, se cubre discordantemente a las secuencias sedimentarias marinas del Terciario que afloran más ampliamente en las cuencas de Purísima-Iray y Vizcaíno, y a las rocas plutónicas que son una continuación hacia el sur de los batolitos de Baja California Norte. Mina (1956) consideró que la fuente —suministro de esta gran cantidad de rocas volcánicas debió haberse encontrado en un cinturón volcánico ubicado al este de la actual costa del Golfo de California.

La secuencia que constituye la Formación Comondú no muestra fuertes deformaciones tectónicas; sin embargo, acusa un acentuado levantamiento epeirogénico y un buzamiento de sus estratos ligeramente inclinados hacia el oeste.

1.2.3. Cuencas de Vizcaíno y Ballenas-Iray-Magdalena

Las cuencas Vizcaíno y Ballenas-Iray-Magdalena, que abarcan la mitad occidental de la mayor parte del estado de Baja California Sur, están representadas por zonas de topografía suave en donde se encuentran expuestas secuencias cuyo rango geocronológico varía desde el Triásico hasta el Reciente. Estructuralmente, estas zonas constituyen dos grandes depresiones en forma de sinclinal, de orientación general noroeste-sureste, conformadas en rocas cretácicas y cenozoicas (ver Fig. 1.9). Lozano (1976), basado en datos geofísicos y de perforaciones de Petróleos Mexicanos, ha interpretado la existencia, a profundidad, de un bloque levantado de rocas ofiolíticas que divide a estas dos depresiones estructurales; este bloque tendría una orientación perpendicular a la tendencia general de la península y estaría ubicado entre los paralelos 27 y 28; sobre este alto estructural se acuñan las secuencias cretácicas que hacia el centro de ambas depresiones logran grandes espesores. El flanco suroccidental de estas estructuras mayores está representado por afloramientos de las rocas más antiguas que forman complejos ofiolíticos y secuencias triásico-jurásicas parcialmente metamorfizadas (ver Fig. 1.10). En la porción axial de las estructuras se localizan los afloramientos de las formaciones cenozoicas más jóvenes, mientras que en el flanco nororiental afloran algunos cuerpos del complejo batolítico de Baja California,

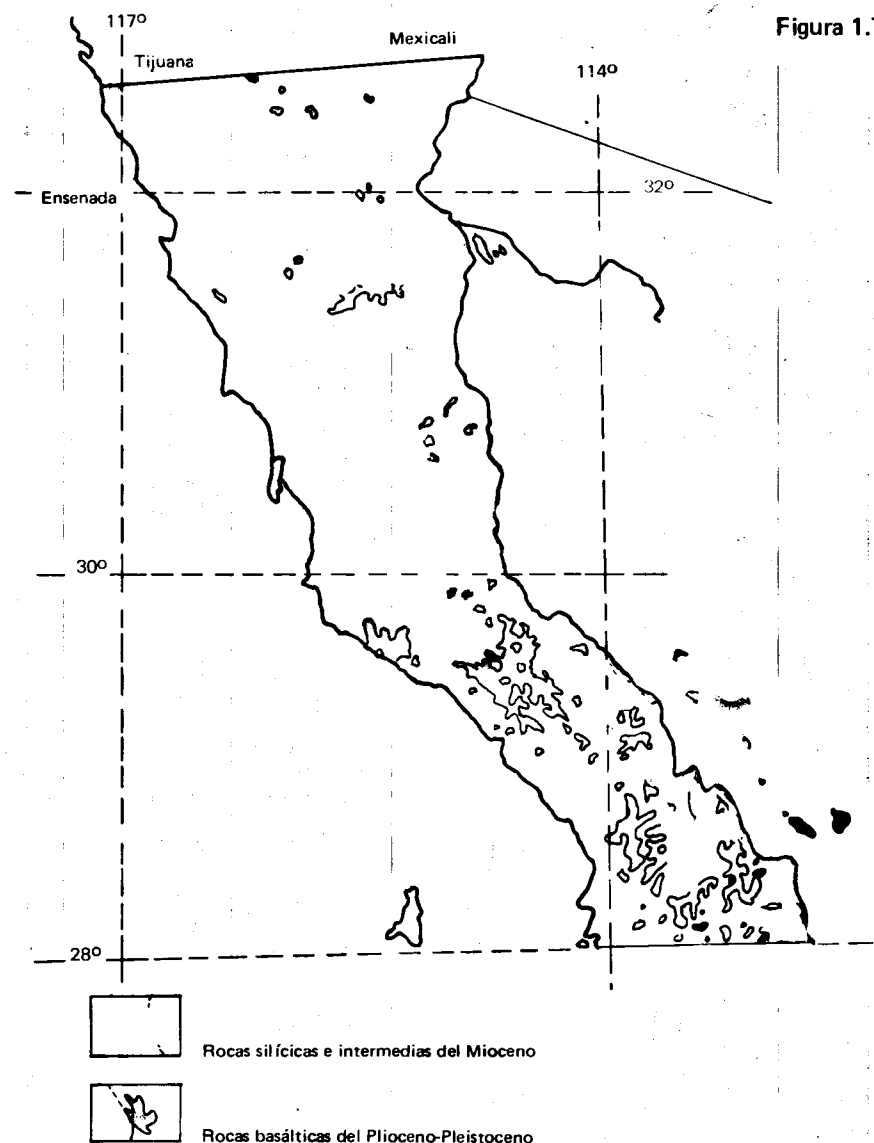


Figura 1.7

Distribución de los afloramientos volcánicos cenozoicos de Baja California Norte.

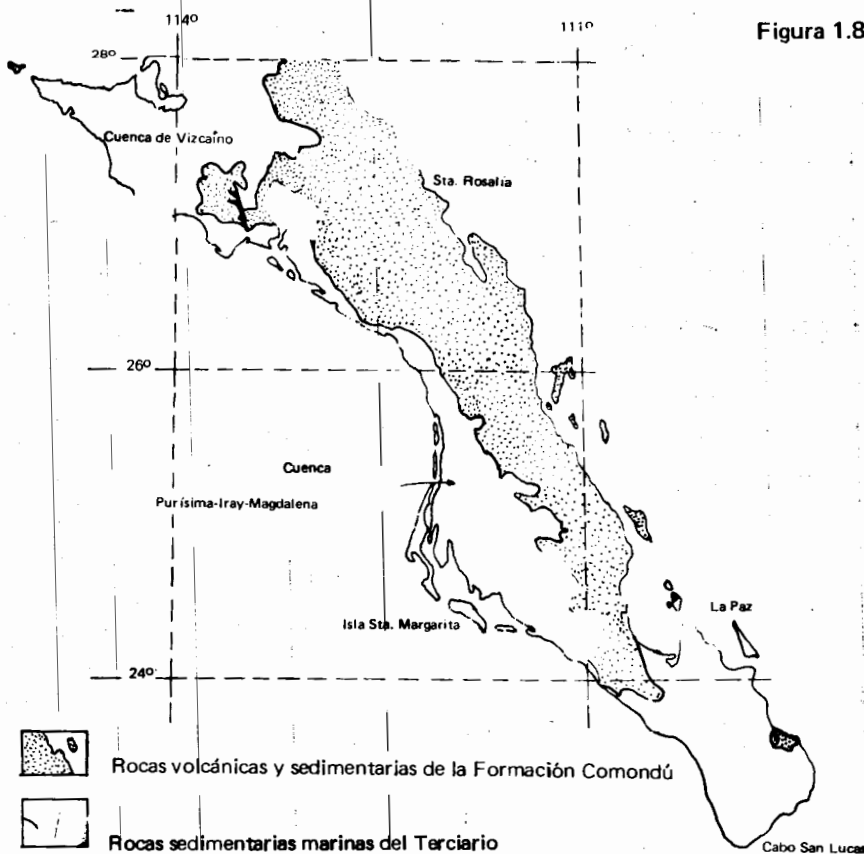


Figura 1.8

Distribución de los principales afloramientos de rocas terciarias de Baja California Sur.

aunque generalmente se encuentra cubierto por la secuencia del Mioceno y Plioceno de la Formación Comondú.

La secuencia más antigua de esta región la constituyen las rocas volcánicas y sedimentarias, parcialmente metamorfizadas, que afloran en Punta Prieta, Punta San Hipólito y la Isla Cedros (Fig. 1.10). Originalmente, Mina (1956) denominó Formación San Hipólito a la secuencia que aflora en la localidad homónima, y la correlacionó por similitud litológica con la Formación Franciscan de California, por lo que ubicó tentativamente a estas rocas en el Jurásico; posteriormente, Lozano (1976) reportó fauna del Triásico Superior en la cima de la secuencia, por lo que la consideró como perteneciente a este período.

En la Isla de Cedros, Península de Vizcaíno y el área de la Bahía Magdalena existen conjuntos petrográficos mesozoicos que forman un mosaico intrincado de terrenos tanto de afinidad oceánica como de arco volcánico. La secuencia más antigua de la región está constituida por las rocas sedimentarias triásicas de la Península de Vizcaíno. Originalmente, Mina (1956) denominó a esta secuencia Formación San Hipólito en la localidad homónima y la correlacionó, por similitud litológica, con la Formación Franciscan de California, colocándola tentativamente en el Jurásico Superior. Posteriormente Finch y Abbott (1977) la ubicaron, por su contenido de macrofósiles y radiolarios, en el Triásico Superior. La asociación de pedernal, litarenitas volcánicas y bloques incluidos de

calizas arracifales, formando una secuencia subyacente por basaltos almohadillados, así como la ausencia aparente de detritos derivados del cratón, indican que esta unidad se depositó en una cuenca oceánica asociada a un arco de islas volcánico en el marco de un límite convergente (Finch et al., 1979; Gastil et al., 1981).

Existen también afloramientos de secuencias de afinidad oceánica que influyen ofiolitas y melanges y que han sido atribuidos al Jurásico, por su contenido de radiolarios (Rangin, 1978). Estas unidades afloran tanto en la Isla de Cedros como en la Península de Vizcaíno. En las islas Santa Margarita y Magdalena afloran rocas ultramáficas parcialmente serpentinizadas como una fracción aparente de un complejo ofiolítico relacionado con aquéllos de Vizcaíno y Cedros. Se han reconocido a demás para esta región, conjuntos volcánicos, volcanoclasticos y sedimentarios del Jurásico Superior y Cretácico Inferior con un basamento ofiolítico formando la secuencia que originalmente Mina (1956), denominó Formación Eugenia.

El Cretácico Superior está representado en esta región de Baja California Sur por una secuencia detritiva del intervalo Cenomaniano—Maestrichtiano que sobreyace, en aparente discordancia angular, a las secuencias anteriores. Esta unidad fue denominada como Formación Valle por Mina (1956) e incluye facies turbidíticas de abanico de pie de talud (Patterson, 1979). Se le ha reconocido en afloramientos de Península de Vizcaíno y en el subsuelo de las dos cuencas cenozoicas de esta región.

Las formaciones sedimentarias del Cenozoico forman la mayor parte del relleno de las cuencas de Vizcaíno y Purísima-Iray-Magdalena, y tienen como características principales su poca consolidación, una posición subhorizontal en los estratos y carácter clásico marino.

Los afloramientos de los sedimentos del Paleoceno son escasos, no obstante se han llegado a reconocer espesores de más de 2 000 metros en el subsuelo, gracias a las perforaciones llevadas a cabo por Petróleos Mexicanos (Lozano, 1976), en donde se han cortado litologías diversas con predominancia de lutitas de facies de talud. A esta época corresponden las formaciones Santo Domingo y Malarrimo (Mina, 1956), la última de las cuales descansa en discordancia sobre las formaciones cretácicas. Los afloramientos del Eoceno están representados principalmente por secuencias de areniscas y lutitas que han sido denominados como Formación Bateque, en el área de Vizcaíno, y como Formación Tepetate, en el área de la Purísima, en donde la parte inferior de la secuencia pertenece al Paleoceno. Los sedimentos correspondientes a esta época han sido reconocidos en las perforaciones de Pemex (Lozano, op. cit.), principalmente en el área de la Purísima, en donde alcanzan hasta un espesor de 500 metros. En esta porción de la Baja California no existen afloramientos de rocas sedimentarias del Oligoceno, lo que atestigua un período de emersión para aquella época.

El Mioceno se encuentra ampliamente expuesto en las regiones de Vizcaíno y Purísima y consiste en rocas sedimentarias y rocas volcánicas. El Mioceno Inferior está representado, en el área de Vizcaíno, por aglomerados, areniscas y arcillas de las Formaciones Zacarías, Santa Clara, La Zorra y San Joaquín (Mina, 1956); en el área de la Purísima, lo está por lutitas con intercalaciones de diatomita de la Formación Monterrey (Darton, 1921), y areniscas blancas de la Formación San Gregorio (Heim, 1922). El Mioceno Medio está formado por diversas secuencias que tienen variaciones laterales y están constituidas de areniscas tobáceas, lutitas bentoníticas y areniscas de las formaciones Isidro (Beal, 1948), San Ignacio, Tortugas y San Raymundo (Mina, 1956) que atestiguan ambientes costeros, lagunares y de plataforma.

Las formaciones anteriores subyacen, en discordancia, a los depósitos sedimentarios continentales y volcánicos de la Formación Comondú que adquieren su máximo desarrollo en la Sierra de la Giganta, ubicada al oriente de la región descrita.

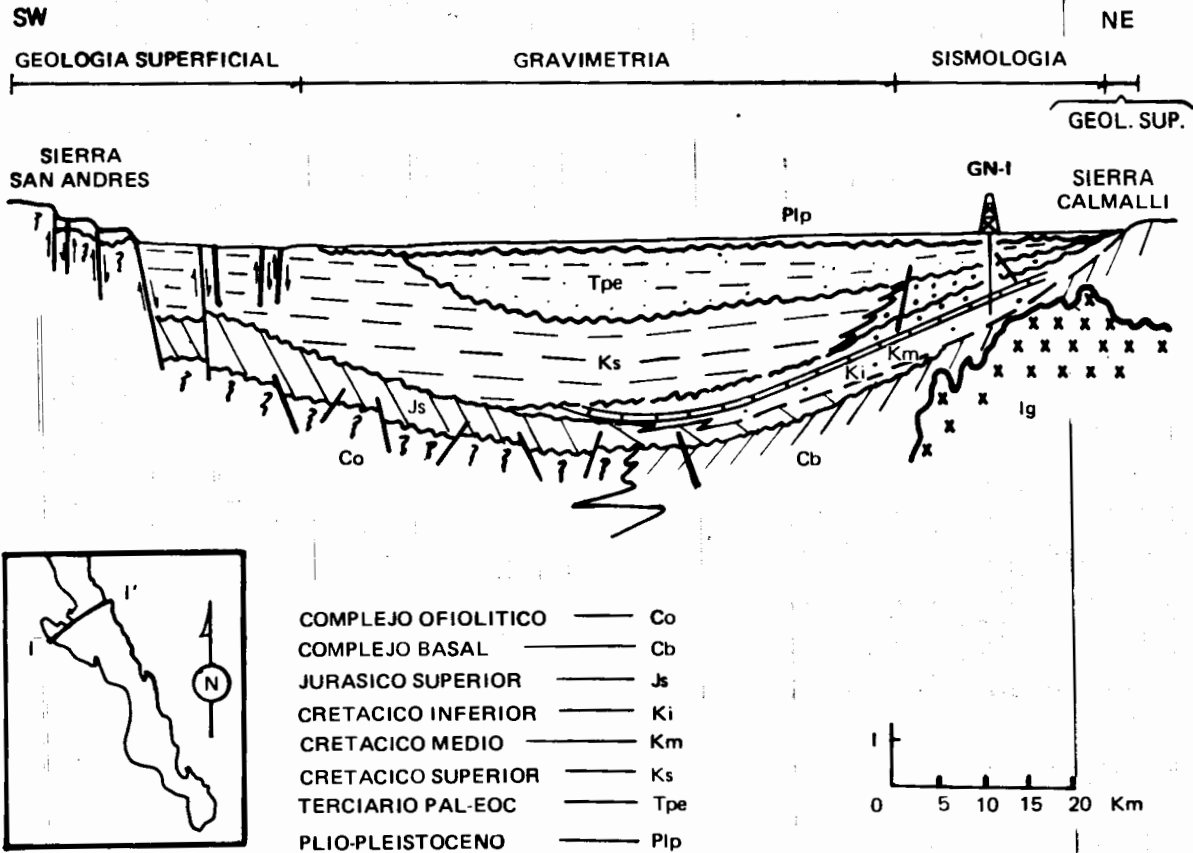
Durante el Plioceno se depositaron en las cuencas de Vizcaíno y Purísima, sedimentos de ambiente costero en discordancia sobre las formaciones miocénicas; éstos están representados por las formaciones Almejas (Mina op. cit.) en el área de Vizcaíno y Salada (Heim, 1922) en el área de la Purísima.

1.2.4. Región del Cabo

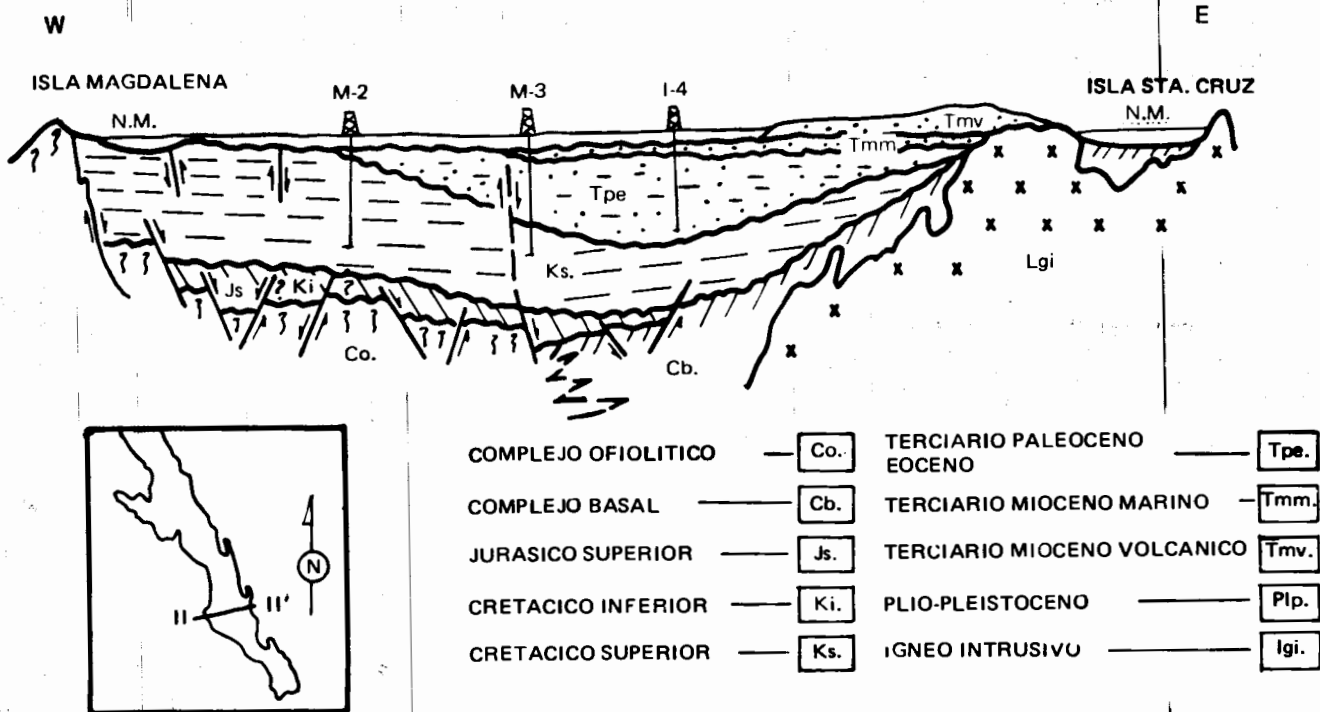
El extremo sur de la península de Baja California rompe bruscamente el aspecto geológico general de las cuencas anterior-

CUENCA DEL VIZCAINO, B.C.
SECCION I-I'

Figura 1.9



CUENCA DE IRAY-MAGDALENA, B.C.
SECCION II-II'



Tomado de: Evaluación petrolífera de la Península de Baja California (F. Lozano, 1976)

mente descritas, ya que está formado por un macizo batolítico que se expresa en forma de complejo montañoso el cual es interrumpido en la parte central por la depresión del Valle de Santiago y en la parte norte por el Valle de la Ventana.

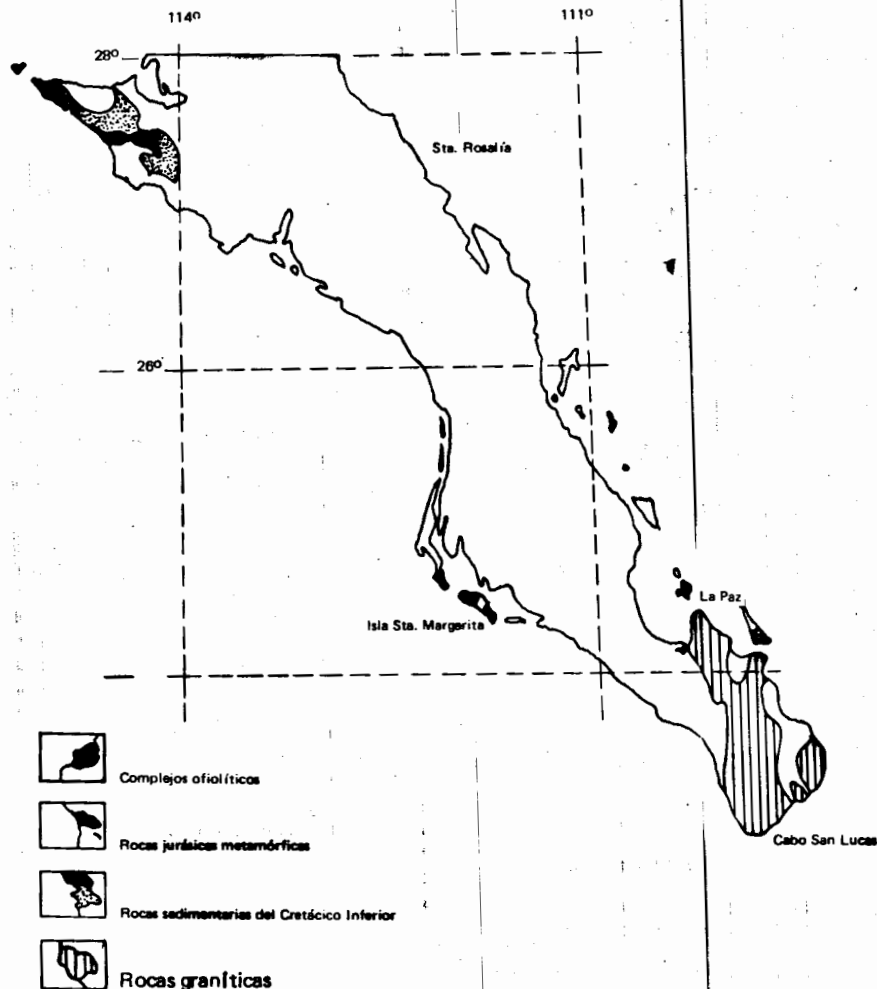
El batolito que constituye esta zona montañosa presenta características similares a aquéllos que afloran en la porción norte de Baja California y está integrado por granodioritas y granitos. Los bordes rectilíneos de estas montañas sugieren fallas de gran desplazamiento que yuxtaponen y elevan la región por encima del nivel de las áreas de afloramientos cenozoicos.

En las porciones septentrional y occidental de la Sierra de la Laguna se ha reconocido la existencia de un complejo metamórfico prebatolítico formado por rocas principalmente metasedimentarias derivadas de lutitas, areniscas y calizas con algunos cuerpos aparentemente metavolcánicos con epidota y anfíbol. En la secuencia metasedimentaria Ortega-Gutiérrez (1982) ha identificado una rápida sucesión de las isógradas de biotita, andalucita, sillimanita y cordierita. Existen también franjas cataclásticas e intrusiones dioríticas y gabroides que forman lineaciones de orientación norte-sur. En las inmediaciones del cuerpo batolítico principal se presentan, dentro del complejo metamórfico, zonas de migmatitas y numerosas intrusiones de carácter félsico aparentemente asociadas al batolito.

El Valle de Santiago es estructuralmente una fosa tectónica en donde se han desarrollado las principales secuencias sedimentarias de la región. La base de estas secuencias la forman los depósitos conglomeráticos que se correlacionan con la Formación Comondú y que descansan sobre el basamento cristalino representado por las rocas intrusivas cretácicas; los afloramientos de estos depósitos se localizan principalmente en el extremo norte del Valle de Santiago. Sobre la secuencia anterior descansan en discordancia angular los sedimentos de la Formación Trinidad del Plioceno (Pantoja y Carrillo, 1966) que forma una secuencia de lutitas areniscas y limolitas con algunos horizontes de diatomitas, todo lo cual atestigua un medio de depósito marino. Sobre esta unidad descansa, en concordancia, una secuencia de areniscas marinas que representa a la Formación Salada (Heim, 1922) que cuenta con afloramientos aislados a lo largo del Valle de Santiago. La secuencia cenozoica sedimentaria que rellena esta fosa tectónica está cubierta discordantemente por una serie de depósitos areno-conglomeráticos pleistocénicos que se encuentran conformando antiguos abanicos y fajas de piedemonte.

1.2.5. Resumen tectónico

Los principales elementos tectónicos de la Península de Baja California se pueden resumir de la siguiente manera (ver Fig. 1.11): 1) En el borde occidental, correspondiente a la Isla de Cedros, Península de Vizcaino y las islas de la Bahía Magdalena, se reconoce la presencia de conjuntos petrotectónicos de afinidad oceánica que influyen porciones de complejos ofiolíticos y secuencias tipo melange que abarcan desde el Triásico hasta



Distribución de los principales afloramientos de rocas mesozoicas de Baja California Sur.

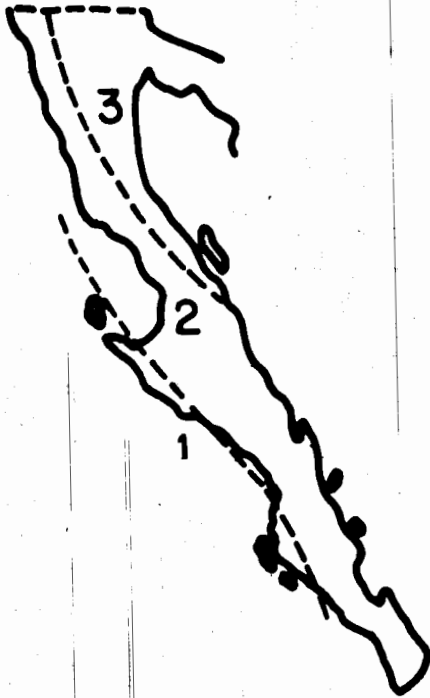
el Jurásico Superior. Estos conjuntos han sido interpretados como el resultado de la evolución estructural de una paleocorteza oceánica y marcan un antiguo límite convergente. Se les ha relacionado además con conjuntos similares de California que influyen a la Formación Franciscan. 2) Al este de los conjuntos anteriores se observa una franja volcánica - plutónica del Jurásico - Cretácico Inferior que se desarrolló, al menos parcialmente, sobre corteza oceánica y constituye un antiguo arco volcánico con afinidad calcoalcalina, como los que se desarrollan típicamente en las franjas paralelas a los límites convergentes. Esta franja volcánico-plutónica aflora en la mitad occidental de la Baja California Norte, se extiende debajo de la cubierta volcánica de la Sierra de la Giganta y alcanza probablemente la región del Cabo. 3) Al oriente del dominio anterior aparece una franja de secuencias metasedimentarias clásticas de borde continental (Gastil et al., 1981) traslapada parcialmente por el conjunto volcánico-plutónico. Esta franja es de edad probablemente triásica y se encuentra formando la mitad oriental de la Baja California Norte. En el extremo este se presentan algunos afloramientos aislados de rocas calcáreas y detríticas muy

deformadas que han sido atribuidas al Paleozoico.

La evolución tectónica de Baja California durante el Paleozoico parece haber estado relacionada a la margen continental cordillerana del borde occidental de Norteamérica, sin embargo ofrece algunos detalles distintos en su evolución. Las escasas secuencias expuestas en el oriente de Baja California Norte, además de las secuencias calcáreas y detríticas de Sonora, revelan la presencia durante esta era de un dominio de margen pasiva para el noroeste de México. Este tipo de situación tectónica ha sido también interpretada para gran parte de la Cordillera Norteamericana, sin embargo se han identificado dos episodios de deformación orogénica para esta región; el primero de ellos ocurrió en el Devónico Carbonífero (Orogenia Antler), y el segundo, en el Permo-Triásico (Orogenia Sonoma). Ambos eventos han sido interpretados recientemente como sendas colisiones de arcos intraoceánicos contra la margen pasiva de Norteamérica, lo que provocó el emplazamiento de los alóctonos de las montañas Roberts y Galconda sobre las secuencias del miogeoclinal de la Cordillera (Dickinson, 1981).

Figura 1.11

CINTURONES TECTONICOS DE BAJA CALIFORNIA



1. Dominio de afinidad oceánica
2. Dominio volcánico volcanoclástico y sedimentario del Jurásico-Cretácico.
3. Dominio metasedimentario del Paleozoico (?) – Triásico

Entre estos dos eventos se reconoce, sin embargo, la incidencia de condiciones de margen pasiva. En Baja California Norte no han sido identificados episodios de colisión ni secuencias de arco alóctonas, sin embargo Gastil y colaboradores (1981) han sugerido la posible existencia de una trinchera o cuenca marginal en el borde del cratón.

Para el Triásico persisten en Baja California Norte condiciones de margen pasiva evidenciadas por una aparente estabilidad tectónica en Sonora y por la ausencia de componentes volcánicos de arco en la secuencia metasedimentaria de la Península. Solo la Formación San Hipólito del Triásico Superior, en la región de Vizcaino, revela un límite convergente probablemente desarrollado hacia el interior del océano y posteriormente acrecionado (Gastil et al., op. cit.).

Para el Jurásico se inicia el desarrollo de un dominio de arco insular al oeste del límite del cratón y su cuña sedimentaria triásica. Este arco evoluciona, al parecer, contemporáneamente al que se ha reportado

sobre la corteza continental de Sonora (Rangin, 1978). Gastil et al. (1981) consideran a estos dos arcos asociados a diferentes zonas de subducción que evolucionaron en forma paralela, uno de ellos relacionado a una trinchera intraoceánica y el otro, a una trinchera del borde del cratón (ver Fig. 1.5.).

La colisión del arco intraoceánico de la Formación Alisitos contra la margen del cratón, ocurrió aparentemente en distintos episodios debido a la presencia de fallas de transformación entre trincheras que desplazaban los distintos segmentos de arco. El episodio principal de colisión parece haber ocurrido en Baja California durante el Cenomaniano. Este fenómeno generó una primera fase de deformación que plegó, metamorfizó y levantó las secuencias volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias anteriores, al tiempo que continuaban los principales emplazamientos batolíticos (Gastil et al. op. cit.).

Para el Cretácico Superior y parte del Cenozoico perisitio solo una zona de subducción ubicada en la margen occidental de Baja California y marcaba el límite convergente entre la Placa Farallón y la Placa Norteamericana. Los levantamientos de la región de Baja California y el noroeste de México en general propiciaron, durante el Cretácico Superior, un importante aporte de detritos hacia el oriente en un marco general de regresión marina hacia el este. El volcanismo asociado a la subducción en la margen occidental de Baja California durante el Cretácico Superior y Paleógeno, ha sido reconocido principalmente en la porción continental de México y es hasta el Mioceno, cuando se expresa en la Península con secuencias piroclásticas de la Sierra de la Giganta y otros centros eruptivos en Baja California Norte.

En el Oligoceno se inició la colisión de la dorsal del Pacífico con la Placa Norteamericana. Esta dorsal dividía a la Placa Farallón, ahora extinguida, de la Placa Pacífica y se encontraba aparentemente formada de segmentos desplazados por numerosas fallas de transformación. Según un modelo de Makenzie y Morgan (1969), y Atwater (1970), la colisión del primer segmento de la dorsal contra la placa Norteamericana, se inicio hace aproximadamente 30 millones de años, en un punto ubicado en la actual Baja California. A partir del primer contacto de las Placas Pacífica y Norteamericana se inicia un movimiento lateral derecho a lo largo del límite creciente de ambas placas con una velocidad de 6 cm. por año (ver Fig. 1.12.). Este movimiento lateral puede haber ocurrido, en sus etapas iniciales, a lo largo del borde continental de Norteamérica, y posteriormente, pudo haber ocupado la franja actual del Sistema San Andrés y Golfo de California, (Atwater, 1970). La apertura del Golfo de California y el desarrollo de su sistema dorsal se inicia hace 4 millones de años. Este sistema es la manifestación del movimiento relativo entre la Placa Norteamericana y la Placa del Pacífico y encuentra su prolongación meridional en el Sistema San Andrés. Al movimiento de Baja California hacia el noroeste están posiblemente ligados

los lineamientos tectónicos que la cortan diagonalmente y las emisiones basálticas alcalinas del pliocuaternario que se encuentran en numerosas localidades de la Península.

1.2.6. Yacimientos económicos

De acuerdo con Gastil et al. (1975), la porción norte de la península de Baja California se puede dividir en cinco provincias minerales (ver. Fig. 1.13).

La más occidental de ellas corresponde a los yacimientos de sulfuros mesotermiales de hierro y cobre, así como a los óxidos de hierro. Estos yacimientos se encuentran emplazados en la secuencia volcánica parcialmente metamorfizada del mesozoico y se les ha atribuido un origen hidrotermal relacionado con las intrusiones graníticas del Cretácico. Las principales localidades conocidas que presentan manifestaciones de este tipo son: la mina El Sueño (loc. 1), San Antonio (loc. 4), Misión San Vicente (loc. 11), Punta San Isidro (loc. 10), Rancho El Rosarito (loc. 12), las zonas al este de El Rosario (locs. 17 y 18), y al sureste de San Fernando (locs. 19, 20 y 21). A esta provincia pertenecen los yacimientos de la mina El Arco (loc. 29), la cual cuenta con una de las reservas más importantes de cobre en el país.

La segunda provincia corresponde a venas de oro, contenido en rocas metasedimentarias que se encuentran distribuidas a lo largo del eje de la península. Su ocurrencia, restringida a las rocas metasedimentarias, ofrece la posibilidad de que hallan sido retrabajadas de antiguos placeres anteriores al metamorfismo. Las principales localidades conocidas con este tipo de yacimientos son: la mina Las Cruces (loc. 7), El Alamo (loc. 9), Socorro (loc. 13), Arroyo Calamajúe (loc. 23), Cerro San Luis (loc. 24), Desengaño (loc. 25), León Grande (loc. 26) y mina Columbia (loc. 27).

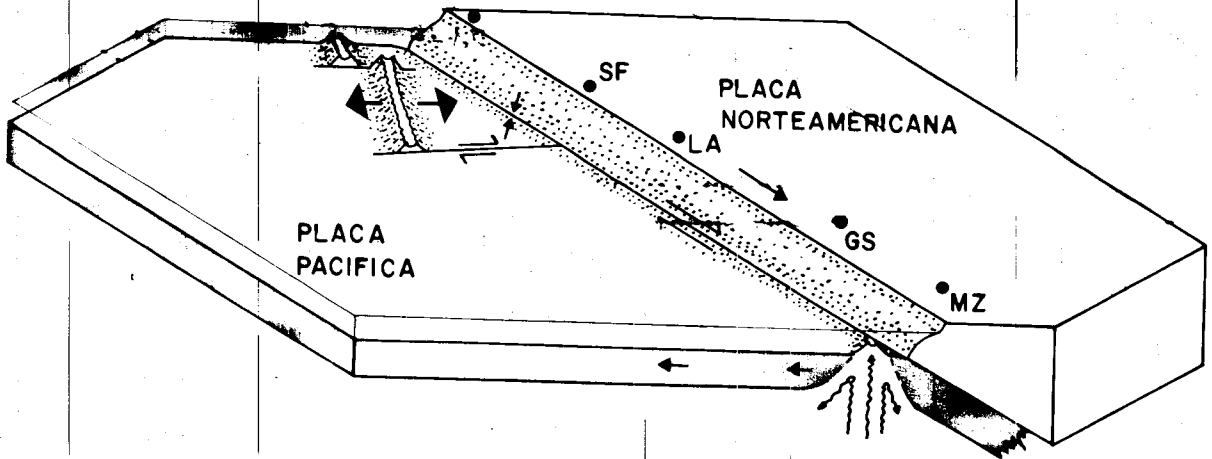
La tercera provincia comprende los depósitos de tungsteno, relacionados con el metamorfismo de contacto en rocas calcáreas prebatolíticas donde se llegan a encontrar piedras preciosas. Los intrusivos que afectan a las secuencias calcáreas corresponden a aquéllos emplazados principalmente en el Cretácico. Las localidades conocidas son: La Olivía (loc. 3), La Pelita, Los Gavilanes y El Fenómeno (loc. 6), así como en la Sierra de los Cucapá, Sierra Mayor y Sierra San Pedro Mártir.

La cuarta provincia corresponde a los depósitos superficiales de travertino, a los sulfuros de manganeso, cobre, plata y plomo, así como a depósitos de wulfenita, estibinita y otros minerales. Estos yacimientos tienen la peculiaridad de haberse formado en el Cenozoico y de estar cercanos al borde del Golfo de California. La distribución de estos depósitos es muy compleja y las localidades son muy numerosas.

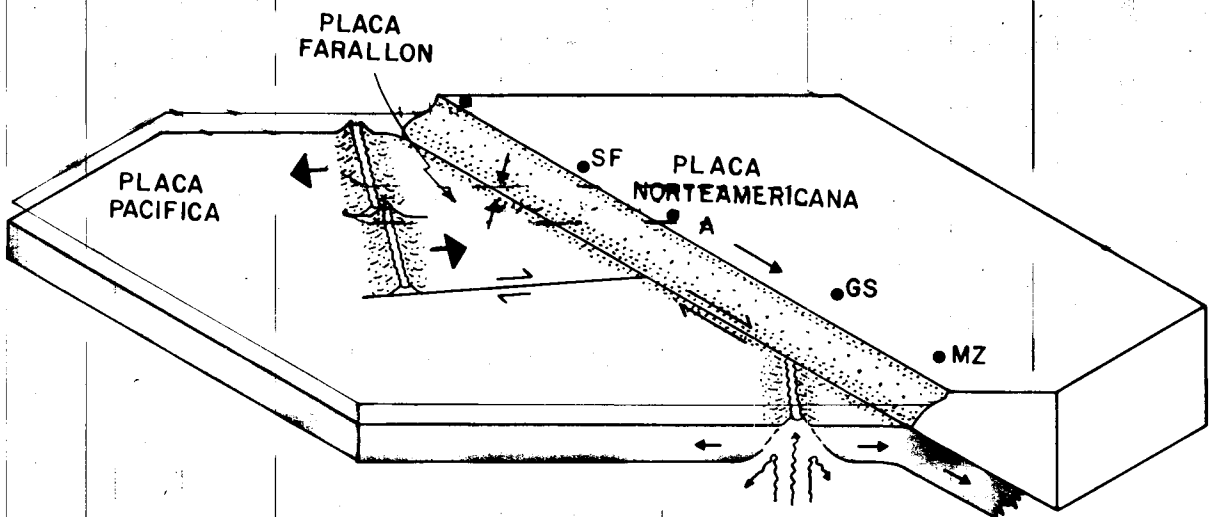
La última provincia comprende los depósitos de placer de oro desarrollados en el Cenozoico. Las principales localidades son: Campo Juárez (loc. 2), Los Pinos y Campo Nacional (loc. 8), Socorro (loc. 12), Valledores (loc. 36), Los Enjambres (loc. 40), Real del Castillo (loc. 14) y Pozo Alemán (loc. 28).

Evolución tectónica del noroeste de México en el Terciario Diferentes etapas en la colisión de la cresta oceánica del Pacífico del. Este y el desarrollo del movimiento lateral derecho entre la Placa Norteamericana y la Placa del Pacífico. SF=San Francisco, LA=Los Angeles, GS=Guaymas MZ=Mazatlán (según Atwater, 1970)

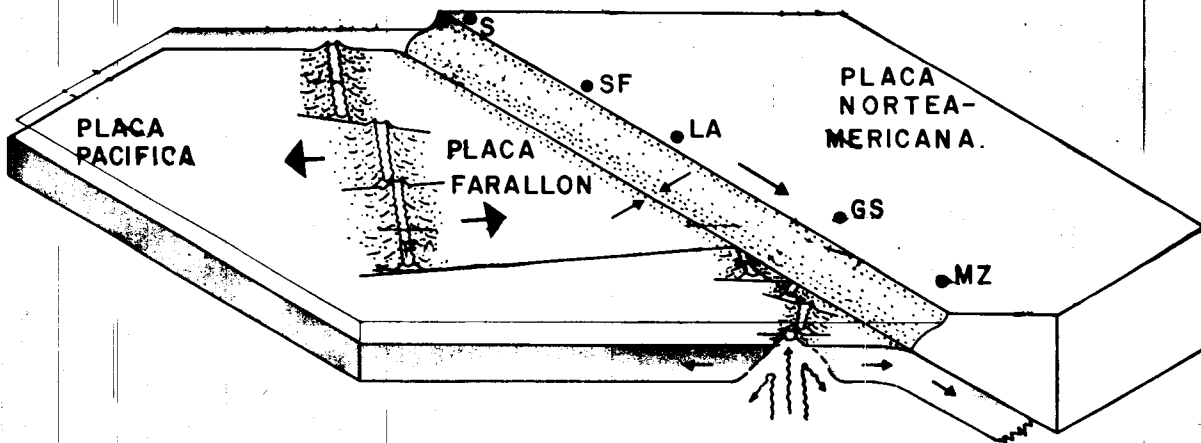
Figura 1.12



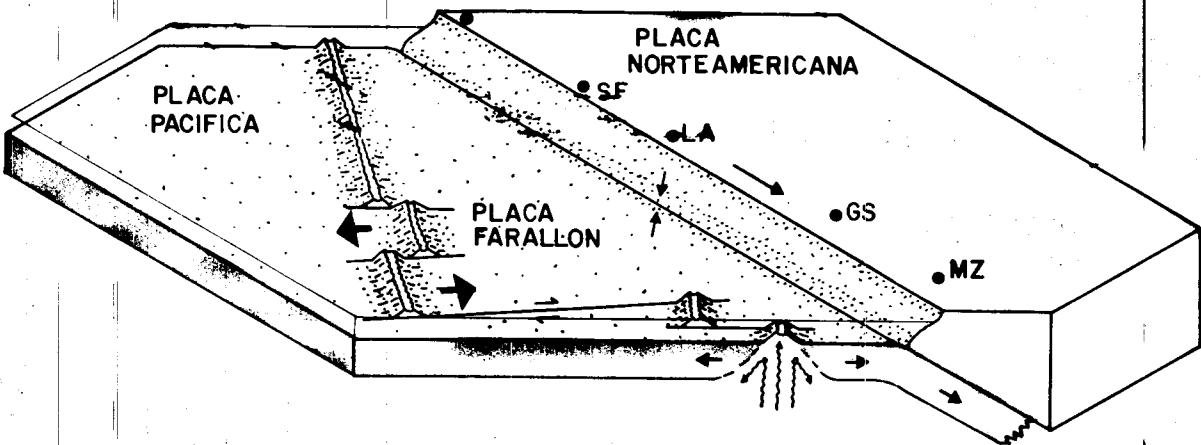
10 millones de años antes del presente



20 millones de años antes del presente

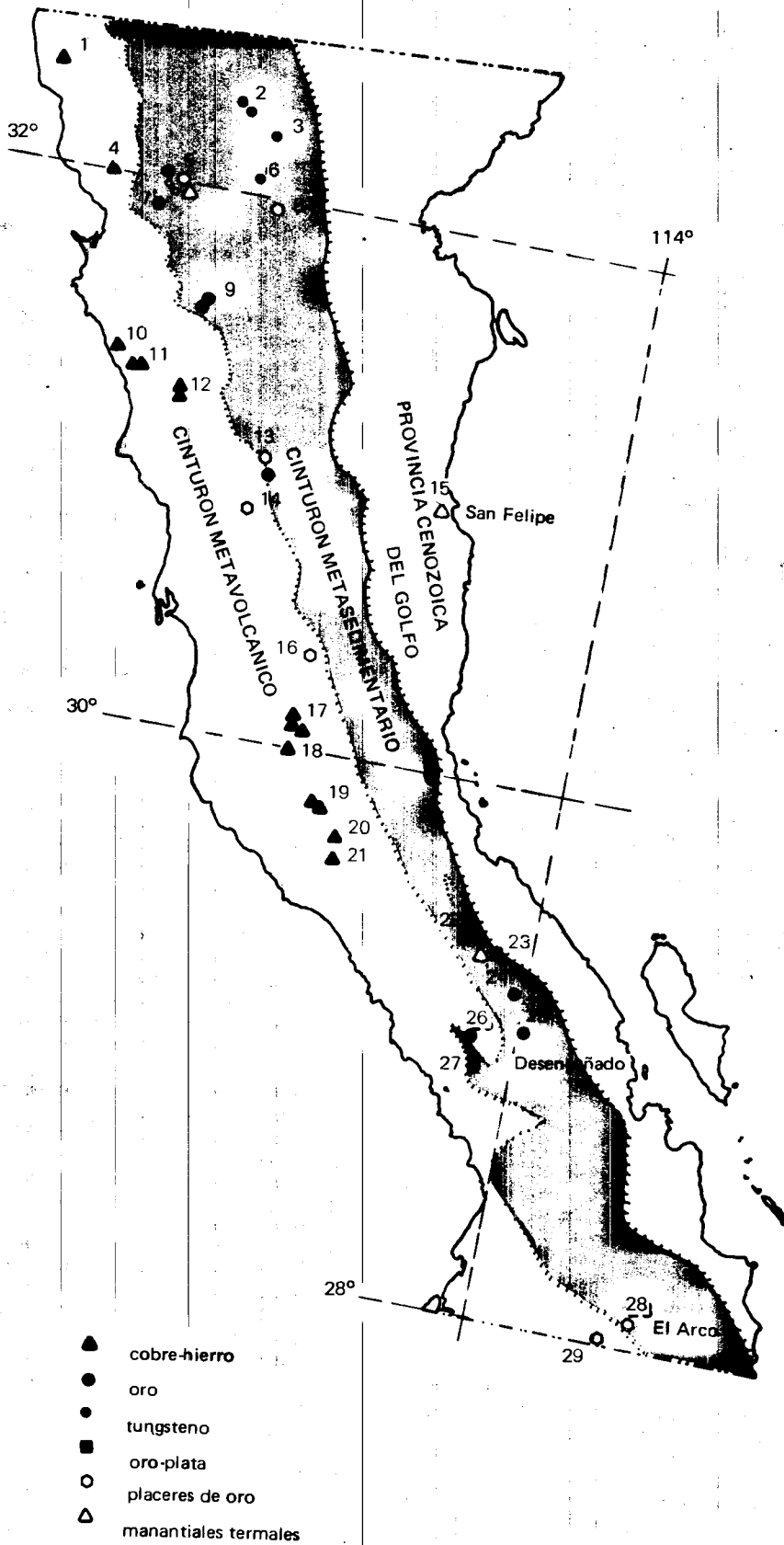


30 millones de años antes del presente



40 millones de años antes del presente

Figura 1.13



Principales depósitos minerales conocidos de Baja California.

Por lo que respecta a la porción sur de la península de Baja California, las manifestaciones de yacimientos minerales son menos frecuentes ya que las rocas mesozoicas están menos expuestas (Fig. 1.14).

En la costa del Golfo de California existen algunos yacimientos de manganeso, de pequeña importancia, en forma de óxidos que se encuentran conformando vetas hidrotermales. Las principales localidades son: Lucifer (loc. 1), Mulegé (loc. 2) y Misión de San Juan (loc. 3).

Por lo que respecta a los yacimientos de cobre, la más importante manifestación la constituyen los sulfuros de la mina El Boleo (loc. 4), desarrollados en rocas volcánicas mesozoicas del área de Santa Rosalía. Otros yacimientos metálicos están representados por los depósitos hidrotermales de oro y plata de la Región del Cabo (locs. 5, 6 y 7), así como los de la región de Vizcaíno.

Existen varias manifestaciones de yacimientos no metálicos, entre los que se encuentran los yacimientos de magnesita de la Bahía Magdalena (locs. 8 y 9) y Punta Eugenia (locs. 10 y 11), los yacimientos de talco de Comondú (loc. 12) y los depósitos fosforíticos del área de San Hilario. Estos últimos constituyen los yacimientos de fosforita con mayores reservas en la República Mexicana.

En el renglón petrolero, las más importantes manifestaciones se han localizado en sedimentos del Paleoceno de la Cuenca de la Purísima, en perforaciones de exploración, llevadas a cabo por Petróleos Mexicanos (Lozano, 1976), y en algunas chapoteras de esta misma región.

1.3. Sonora y Sinaloa

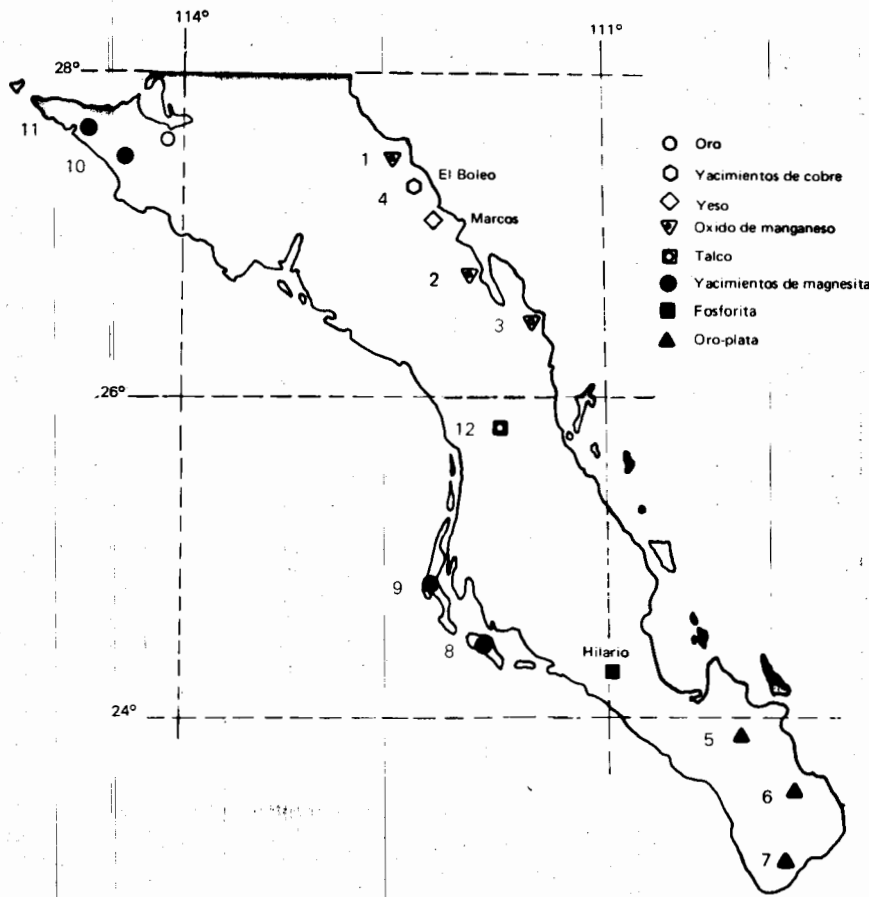
En los estados de Sonora y Sinaloa se observa, como en Baja California, una fuerte complejidad de afloramientos rocosos debido a lo intrincado de las estructuras que se encuentran conformando y a la gran heterogeneidad litológica de las diferentes unidades, sobre todo las preterciarias, que forman las diferentes columnas estratigráficas de esta región. Este paisaje geológico contrasta marcadamente con el que se observa al oriente de la Sierra Madre Occidental donde las estructuras son más regulares y las columnas más homogéneas.

Para efecto de describir las características geológicas de esta región, se ha atendido a la división de provincias fisiográficas de la DGG, que brinda límites naturales adecuados para su mejor descripción.

1.3.1. Desierto sonorense

Esta zona está caracterizada por la presencia de montañas complejas, separadas por valles aluviales que se vuelven más amplios hacia la porción noroeste del estado, en donde se han desarrollado importantes depósitos eólicos. Las montañas complejas se encuentran conformando terrenos preterciarios que son cubiertas hacia el este por los cuerpos volcánicos cenozoicos que forman

Figura 1.14.



Principales depósitos minerales conocidos de Baja California Sur (tomado del mapa metalogénico de la República Mexicana. Ing. Guillermo P. Salas, 1975).

la Sierra Madre Occidental y en donde llegan a aparecer, pero ya en forma de afloramientos aislados, debajo de la cubierta ignimbrítica.

En el estado de Sonora afloran unidades de roca con un rango geocronológico que varía desde el Precámbrico hasta el Reciente.

El Precámbrico está representado por dos conjuntos de rocas bien definidas (ver Fig. 1.15). Un conjunto antiguo constituido de rocas metamórficas derivadas de rocas ígneas y sedimentarias, y un conjunto más reciente compuesto de secuencias sedimentarias de cuarcita y dolomía que cubren en discordancia al anterior.

El Precámbrico metamórfico viene a ser una extensión, hacia el noroeste de México, del Zócalo Precámbrico que aflora ampliamente en Estados Unidos y Canadá. Este basamento precámbrico muestra en Norteamérica una serie de provincias que son más antiguas hacia el núcleo del cratón, lo que sugiere un desarrollo acrecional de la corteza continental de esta región. En el norte de Sonora existen dos terrenos metamórficos precámbricos, de diferente edad, yuxtapuestos estructuralmente a lo largo de una zona de corrimiento lateral, originada en el Jurásico, que cruza diagonalmente el norte de Sonora con una orientación NO-SE; esta zona de corrimiento ha sido propuesta por

Silver y Anderson (1974) como el "Megashear Mojave-Sonora" con un movimiento lateral izquierdo que se prolonga hasta los estados de Arizona y California (ver Fig. 1.16).

El bloque precámbrico ubicado al suroeste de la zona del "megashear" está representado por los afloramientos metamórficos del área de Caborca, en donde se localizan las rocas más antiguas conocidas en la República Mexicana. Este bloque tiene límites rectilíneos, tanto al sur como al oeste, marcados por la desaparición súbita de los afloramientos precámbricos; es hasta Sinaloa en donde aparentemente vuelven a aflorar rocas de esta era, representadas por el complejo Sonobari (Rodríguez y Córdoba, 1978) cuya edad no ha sido confirmada.

Los afloramientos precámbricos metamórficos del área de Caborca están representados por rocas ígneas y sedimentarias metamorfizadas, a facies esquistos verdes y anfíbolita (Anderson et al., 1978), durante un periodo que fluctúa entre los 1800 y 1700 millones de años (Silver y Anderson, 1979). Estas unidades metamórficas han sido denominadas por Longoria et al. (1978) como complejo Bamori y han sugerido que la existencia de rocas anortosíticas de tipo masivo pueden corresponder a la unión de dos continentes precámbricos.

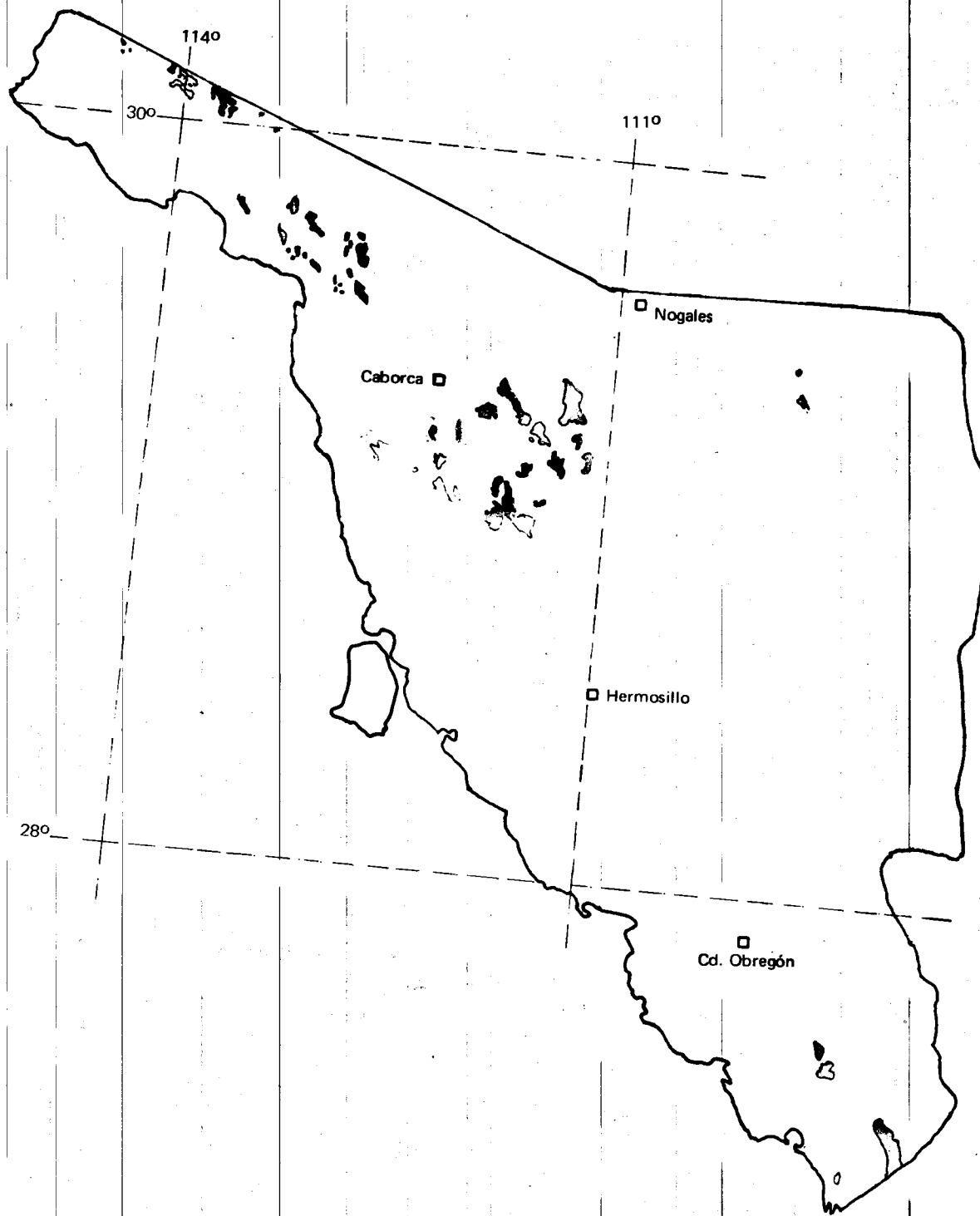
En contraposición con las unidades anteriores, existen al noreste de la zona de "megashear" rocas metamórficas precámbricas, como las que afloran en la Sierra de los Ajos, cuyas edades fluctúan entre 1 600 y 1 700 millones de años, las cuales han sido correlacionadas con los esquistos Pinal del Sur de Arizona.

El conjunto sedimentario del Precámbrico Tardío aflora en el área de Caborca, y cubre, en discordancia tectónica, al Precámbrico metamórfico (Longoria et al., 1978). Originalmente esta secuencia fue denominada por Keller y Wellings (1922) como Capas Gamuza y posteriormente Stoyanow (1942), con base en la existencia de arrecifes de alga *Collenia*, la ubicó en el Precámbrico Tardío. La secuencia incluye a las formaciones Pitiquito y Gamuza (Longoria y Pérez, 1978) y está constituida principalmente por dolomías con estromatolitos, areniscas de cuarzo y lutitas. El contacto superior de la Formación Gamuza es discordante con respecto a la secuencia paleozoica que le sobreyace.

La secuencia paleozoica aflora en numerosas localidades del estado de Sonora y está compuesta principalmente por calizas y areniscas que se depositaron en un ambiente de plataforma (ver Fig. 1.17). Esta antigua plataforma continental sería una continuación hacia el sur de la faja miogeosinclinal del Geosinclinal Cordillerano. Fries (1962) propuso el nombre de "Fosa Sonorana" para esta extensión meridional del Geosinclinal Cordillerano, y señaló que durante todo el Paleozoico esta zona sufrió un hundimiento lento e ininterrumpido. Según F. Rangin (1978), al nivel de los periodos que van del Cámbrico al Ordovícico existe una graduación de facies de plataforma, en el norte del estado, a facies más internas, hacia el sur del estado, en donde las secuencias paleozoicas conforman un estilo tectónico de deformación mucho más intenso. Para los periodos que van del Carbonífero al Pérmico las secuencias calcáreas representan facies homogéneas en todo el estado. Los dos intervalos anteriormente citados están separados por una fase de deformación mayor ocurrida en el Devónico.

El Paleozoico del área de Caborca está representado, en orden estratigráfico ascendente, por las formaciones Puerto Blanco, Cuarcita Proveedora, Buelna, Cerro Prieto, Arroyos y Tren, las cuales pertenecen al Cámbrico (Cooper et al., 1952) y constan de secuencias principalmente calcáreo-detriticas; existen, además, en el área de Bisani, pequeños afloramientos aislados, de secuencias calcáreas, que representan parcialmente a los sistemas Ordovícico, Silúrico, Devónico y Misisípico (Cooper y Arellano, 1946). En las cercanías del Antimonio aflora una secuencia pérmica de capas de lutitas y areniscas con lentes de caliza que fue denominada Formación Monos por Cooper y Arellano (1946). En el distrito minero de Cananea existe una secuencia de cuarcita y caliza del Cámbrico, que está compuesta por las formaciones Cuarcita Capote y Caliza Esperanza (Mulchay y Velasco, 1954; Valentine, 1936), así como por las calizas del Devónico, Misisípico, Pensilvánico y Pérmico. En el noreste de Sonora existen afloramientos calcáreos del Paleozoico en Cabullona (Taliéfferro,

Fig. 1.15



Precámbrico metamórfico



Precámbrico sedimentario

Distribución de los afloramientos de las rocas precámbricos en Sonora.

LOCALIDADES DE ROCAS CRISTALINAS DE EDAD PRECAMBRICA
 (edades establecidas por medio de estudios isotópicos; según
 Anderson y Silver, 1979)

Figura 1.16

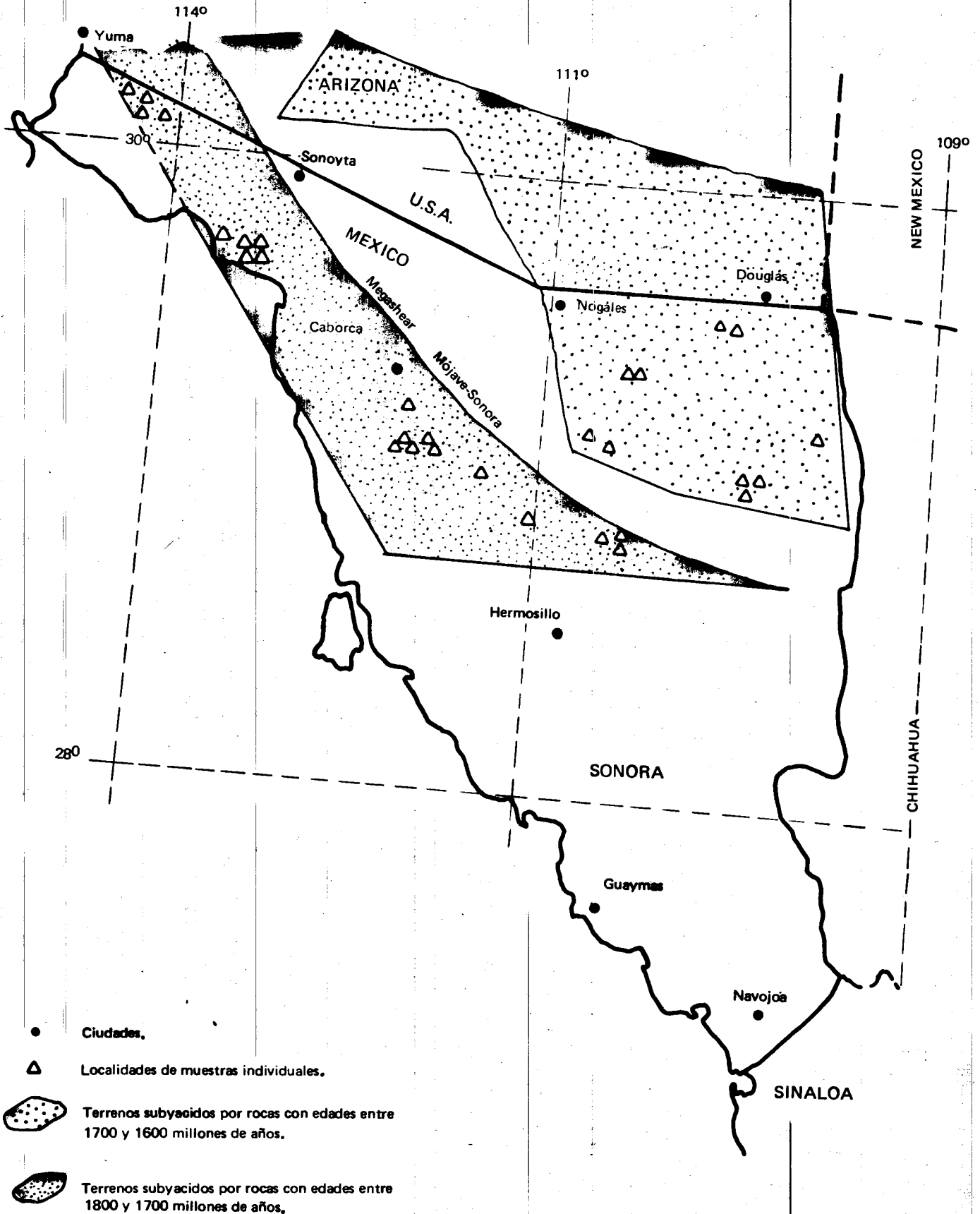
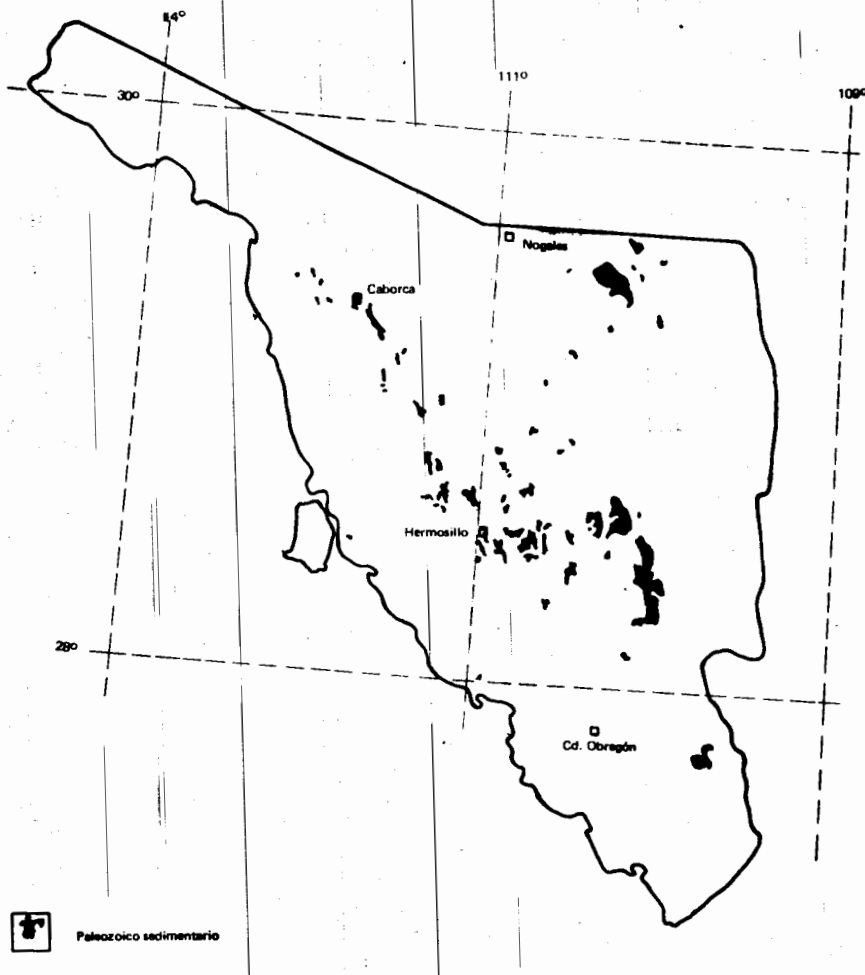


Figura 1.17



Distribución de los afloramientos de las rocas paleozoicas en Sonora.

1933), Sierra del Tigre, Nacozari y en la Sierra de Moctezuma (Imlay, 1939). En el área de Hermosillo, y en la región ubicada más al sur, existen afloramientos aislados de secuencias paleozoicas del Ordovícico y Pérmico (King, 1939).

Los primeros depósitos posteriores al Paleozoico, del estado de Sonora, corresponden a los sedimentos continentales del Triásico Superior-Jurásico Inferior, pertenecientes a la Formación Barranca que aflora en las porciones centro y sur del estado, así como los depósitos marinos de arenisca, caliza y lutita de las áreas del Antimonio y Santa Rosa, ubicados en la porción noroeste del estado. Los depósitos del área del Antimonio constituyen una secuencia marina de 3 400 metros de espesor, con presencia de amonitas, belemnites y pelecípodos, cuya edad varía del Triásico Tardío al Jurásico Temprano, expuesta principalmente en la Sierra de El Alamo, y que ha sido informalmente denominada como Formación Antimonio, por González (1979). Esta secuencia se correlaciona con la parte inferior de la secuencia sedimentaria y volcanoclástica del Grupo Rajón (Longoria y Pérez, 1978), que afloran en el cerro homónimo ubicado al sureste de Caborca. Según Alencaster (1961), la región que comprende estas localidades constituía una paleobahía a la que llegaban

sedimentos provenientes de las porciones norte y noreste del estado. En el área de San Marcial, al sureste de Hermosillo, aflora una secuencia de clásticos finos con horizontes de carbón y con intercalaciones de caliza, que se depositaron en una cuenca palustre, contemporáneamente con los depósitos marinos de la Sierra de El Alamo. Esta secuencia fue denominada por King (1939) como Formación Barranca, y Alencaster (1961) la elevó posteriormente al rango de grupo. La ausencia de depósitos del Triásico Inferior y la relación de disconformidad observada entre la secuencia Triásico Superior de la Sierra de El Alamo sobre las rocas pérmicas, revelan importantes movimientos tectónicos en esta región para el cierre del Paleozoico y el inicio del Mesozoico.

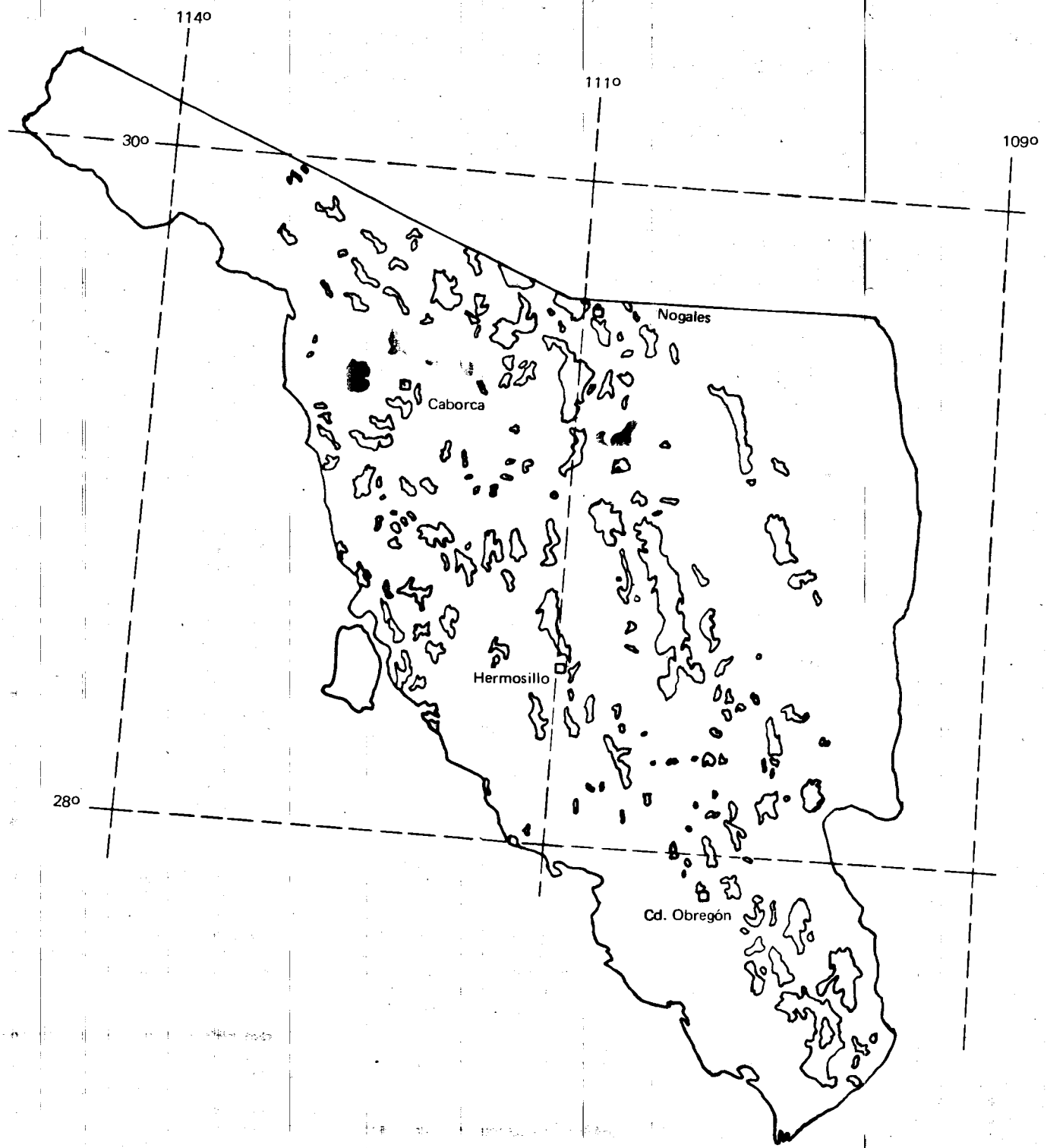
El Jurásico está caracterizado en el estado de Sonora por el desarrollo de un importante arco volcánico-plutónico, de dirección general noroeste-sureste, atestiguado por numerosos afloramientos de rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición andesítica (ver Fig. 1.18). El desarrollo de este arco ha sido relacionado a los episodios de subducción ocurridos en la margen pacífica de México, en donde una placa oceánica se hundía debajo de la corteza continental correspondiente a México.

En el área de Cucurpe, al sureste de Santa Ana, Rangin (1977a), reportó una secuencia sedimentaria con intercalaciones volcánicas que presenta amonitas jurásicas. En las sierras de La Gloria (Corona, 1979), El Alamo (González, 1979), y en varias localidades del noroeste de Sonora, se han reportado rocas volcánicas y volcanoclásticas mesozoicas, de probable edad jurásica, pero ésta no ha sido confirmada. En algunas localidades estas rocas se presentan parcialmente afectadas por dinamometamorfismo y son generalmente de composición andesítica. Anderson y Silver (1978) han reportado edades absolutas U-Pb en varias localidades de rocas volcánicas y volcanoclásticas, que varían de 180 a 150 millones de años. Según estos autores, la actividad volcánico-plutónica del Jurásico, originada por la presencia de una zona de placas convergentes al oeste, fue interrumpida por la iniciación del desplazamiento lateral del llamado "Megashear Mojave-Sonora". El reinicio del magmatismo, originado por la zona convergente, queda evidenciado por las rocas volcánicas y plutónicas cretácicas que afloran en varias localidades de Sonora.

Para el Cretácico se pueden definir en Sonora dos dominios con características claramente diferenciables (Rangin, 1978), (ver Fig. 1.18). El primero de ellos, que corresponde a las bandas central y occidental del estado, evolucionó sobre un cinturón parcialmente emergido de rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico: en él se desarrollaron emisiones lávicas, principalmente andesíticas, que en las porciones central y sur del estado cuentan con intercalaciones de rocas sedimentarias marinas del Cretácico Inferior (King, 1939; Roldán y Solano, 1938). El segundo dominio ubicado en la banda oriental del estado, está constituido por secuencias sedimentarias marinas del Cretácico Inferior que atestiguan una transgresión marina proveniente de la cuenca de Chihuahua durante el intervalo Aptiano-Albiano (King, 1939; Rangin, 1978), y que cubrió parcialmente los terrenos volcánicos y volcanoclásticos del Jurásico.

Para el Cretácico Superior, ambos dominios son afectados por deformaciones compresionales y por plutonismo granítico acompañado de emisiones lávicas andesíticas que se vuelven más intensas hacia la parte occidental en la región de la Sierra Madre Occidental.

Existen evidencias, en varios afloramientos, de la actividad volcánica ocurrida en Sonora durante el Cretácico Inferior. En el Cerro Lista Blanca, al sur de Hermosillo, aflora una unidad de rocas volcánicas andesíticas de probable edad Cretácico Inferior. En un principio, Dumble (1900) la denominó División Lista Blanca, y le asignó una posición correspondiente al Triásico Superior; posteriormente, King (1939) le asignó el nombre de Formación Lista Blanca y la ubicó estrictamente en el Cretácico Inferior. Este mismo autor señala numerosos afloramientos en las zonas centro y sur del estado, en donde aparecen rocas volcánicas del Cretácico Inferior, intercaladas en secuencias sedimentarias marinas; también indica que las

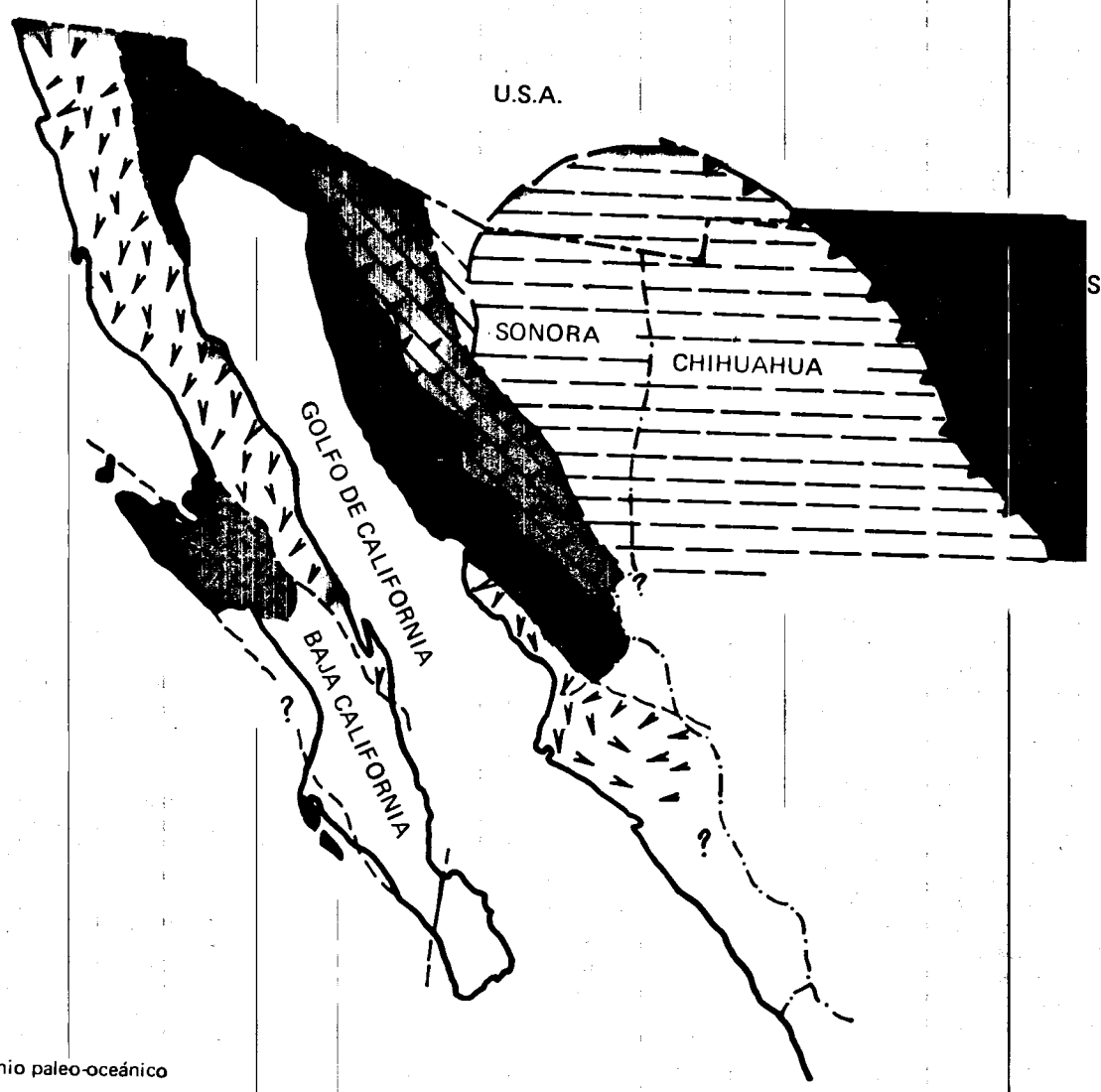









- Rocas volcánicas y volcanoclásticas mesozoicas
- Rocas plutónicas mesozoicas

Distribución de los afloramientos de las rocas ígneas mesozoicas de Sonora.

ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO DE LA PORCION
NOROESTE DE MEXICO DURANTE EL MESOZOICO

Figura 1.19



-  Dominio paleo-oceánico
-  Arco magmático del Cretácico temprano: (Alisitos).
-  Arco magmático del Jurásico terminal: (San Andrés-Cedros).
-  Arco magmático del Jurásico temprano medio: (Sonora).
-  Cuenca Cretácica Chihuahuense: Aptiano-Albiano.
-  Basamento Costero: Paleozoico y Precámbrico.
-  Plataforma de Texas.

(según Claude Rangin 1978).

rocas volcánicas de esta época crecen en proporciones hacia el oeste y suroeste. En las costas noroccidentales del estado, Anderson (1977) ha reconocido algunas rocas volcánicas pertenecientes al Jurásico Superior y al Cretácico Inferior, datadas por métodos radiométricos.

Las secuencias sedimentarias marinas se encuentran aflorando en diversas localidades y presentan generalmente fauna fósil de los pisos Aptiano y Albiano. En el noroeste del estado y suroeste de Arizona aflora una secuencia que constituye el Grupo Bisbee, formado en orden estratigráfico ascendente por conglomerados —Conglomerado Glance—; lutitas arenosas, areniscas cuarcíferas y feldspáticas —Formación Morita—; calizas que varían de prearrecifales a postarrecifales —Formación Mural—, y lutitas arenosas y areniscas rojas —Formación Cintura— (Ransome, 1904; Rangin, 1976; Gamper y Longoria, 1980). En el área de Sahuaripa existe una secuencia de más de 3 000 metros de conglomerado, lutitas, areniscas y calizas que representa a la Formación Palmar en la parte inferior y la Formación Potrero en la parte superior (King, 1939). Otras secuencias marinas afloran en las áreas de Cucurpe, Santa Ana y Sierra Azul en donde están formadas principalmente por sedimentos calcáreos y arenosos del Cretácico Inferior.

Durante el Cretácico Superior el territorio del estado de Sonora sufre un levantamiento y emersión general como resultado de una fase de deformación compresional que actúa en gran parte del occidente de México a principios de esta época. La principal actividad ígnea la constituyen los emplazamientos graníticos, que tienen una migración en tiempo hacia el este, y las emisiones lávicas que varían de andesíticas a riolíticas; estas emisiones se desarrollaron principalmente en la banda oriental del estado y hacia la base de la Sierra Madre Occidental.



Vista de un cuerpo batolítico cretácico ubicado al noreste de bahía Kino.
Foto José Luis Moreno SPP

Los afloramientos de cuerpos batolíticos del Cretácico, en Sonora, constituyen uno de los rasgos más característicos de la región. Estos cuerpos granítico-granodioríticos han obscurecido en gran medida los fenómenos de deformación anteriores a su emplazamiento.

En el área de Agua Prieta aflora una secuencia sedimentaria continental del Cretácico Superior que cubre en discordancia angular a las unidades deformadas del Grupo Bisbee. Esta secuencia fue denominada por Taliefferro (1933) como Grupo Cabullona, y está constituida por sedimentos clásticos continentales con intercalaciones de rocas volcánicas, y con presencia de huesos de dinosaurio y flora del Cretácico Superior (Rangin, 1978).

Existen numerosos afloramientos, sobre todo en la porción nororiental de Sonora, de rocas volcánicas del Cretácico Superior cuya composición varía de riolítica a andesita. Las manifestaciones del volcanismo de esta época parecen extenderse hacia la base de la secuencia volcánica de la Sierra Madre Occidental en donde ha sido reportada la presencia de rocas hasta de 100 millones de años de antigüedad (Mc Dowell y Clabaugh, 1979).

Según Rangin (1978), a principios del Terciario se desarrolla en el noreste de Sonora un importante conjunto plutónico volcánico que es responsable de las mineralizaciones de cobre diseminado; las rocas volcánicas están generalmente ligadas a los cuerpos intrusivos que las afectan y mineralizan (Sillitoe, 1973). Estas rocas volcánicas varían en composición, desde andesitas y traquitas hasta dacitas y riolitas. En las zonas central y sur del estado afloran rocas volcánicas del Terciario Inferior, cuya composición es principalmente intermedia y cubre en discordancia angular a las secuencias deformadas del Mesozoico.

El principal evento volcánico del Terciario de Sonora lo constituyen las emisiones predominantemente ignimbríticas del Oligoceno-Mioceno, que vienen a ser una extensión hacia el oeste de los episodios volcánicos responsables de la Sierra Madre Occidental (ver Fig. 1.20).

Los afloramientos de esta clase de unidades volcánicas forman generalmente mesetas disectadas que cubren en gran medida los terrenos y estructuras geológicas más antiguas.

Durante el Terciario Superior toda la región de Sonora estuvo sujeta a una serie de fallamientos normales que cortaron de manera independiente todas las estructuras y unidades anteriores; el resultado de estos fenómenos fue un sistema de fallas noroeste-sureste y la consecuente formación de depresiones que fueron rellenadas por los sedimentos detríticos continentales de la Formación Baucarit.

Esta unidad aflora en varias localidades del estado, y está constituida generalmente por fragmentos líticos de diversas composiciones que varían de subangulosos a redondeados dentro de un conjunto poco consolidado (Dumble, 1900; King, 1939).

A finales del Terciario y principios del Cuaternario tuvo lugar un importante episodio de volcanismo basáltico alcalino que ha sido relacionado, junto con la tectónica distensiva de fallas normales, con los episodios de apertura del Golfo de California (Clark et al., 1980; Rangin, 1978). Este volcanismo tiene su más claro ejemplo en la Serranía del Pinacate ubicada en el Desierto de Altar.

1.3.2. Llanura Costera del Pacífico

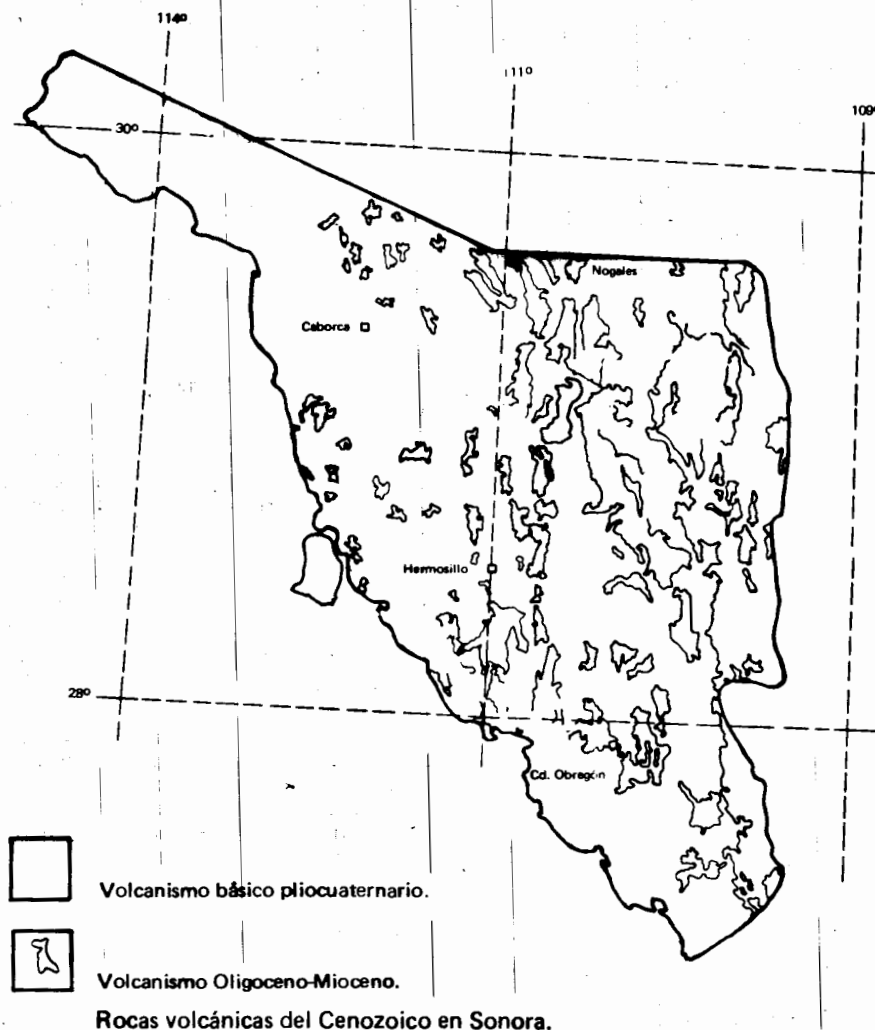
Esta región se caracteriza por el desarrollo de una planicie construida por la evolución de un sistema de deltas que han avanzado paulatinamente hacia el oeste. Estos deltas se han formado en las desembocaduras de los ríos Mayo, Fuerte, Sinaloa, Culiacán, San Lorenzo y Mocorito, y han envuelto prominencias rocosas que formaban islas antiguas.

La zona está limitada al oeste por un litoral con desarrollo de acumulaciones arenosas, producto de la acción de las corrientes litorales, las mareas y el oleaje que han retrabajado los sedimentos deltaicos y dado lugar a la formación de barras, tómbolos y flechas. El borde oriental de esta zona está constituido por las estribaciones de la Sierra Madre Occidental en donde aparece un conjunto de sierras formadas por unidades rocosas, cuyo rango geocronológico varía del Precámbrico al Terciario Inferior, y están parcialmente cubiertas por la secuencia volcánica de la Sierra Madre Occidental, secuencia que se vuelve dominante hacia el este.

La historia de los terrenos preterciarios que afloran en el borde oriental de Sinaloa, comparte muchas afinidades con los estilos tectónicos y paleogeográficos que imperaron en Sonora y Baja California, a la cual estaban unidos antes del Plioceno.

Las rocas más antiguas que afloran en el estado de Sinaloa, son, al parecer, aquellas que se encuentran en los afloramientos meta-

Figura 1.20



Rocas volcánicas del Cenozoico en Sonora.

mórficos de la Sierra de San Francisco, al norte de Los Mochis. A estas rocas metamórficas les ha sido asignada, por autores previos (Rodríguez y Córdoba, 1978), una edad correspondiente al Precámbrico; De Cserna y Kent (1961) las denominaron Complejo Sonobari. La unidad consiste de intercalaciones de gneises de muscovita y biotita con anfíbolitas; además, se presenta intrusivada por cuerpos de gabro y granodiorita, y se observan desarrollos de pegmatitas y migmatitas. Según Rodríguez y Córdoba (1978), los gneises son derivados de rocas sedimentarias arenó-arcillosas, con posibles intercalaciones de lavas básicas que sufrieron por lo menos dos eventos de metamorfismo.

A lo largo del borde oriental de la Llanura Costera del Pacífico existen una serie de afloramientos aislados de regular extensión de secuencias paleozoicas marinas. Estas secuencias están constituidas principalmente por areniscas, lutitas, limolitas y calizas; en algunas localidades se presentan afectadas por diversos grados de metamorfismo. La relación estratigráfica de esta secuencia con el Complejo Metamórfico Sonobari no se observa, y el contacto con rocas mesozoicas es, al parecer, generalmente tectónico, Rodríguez y Córdoba (op. cit.) reportan el hallazgo de fusulínidos *Millerella sp.*, los cuales indican

que la parte inferior de la secuencia pertenece probablemente al Misisípico Superior-Pensilvaniano Inferior.

Estos autores señalan que las secuencias paleozoicas de Sinaloa se depositaron en condiciones someras de plataforma. En general se puede considerar que estas secuencias se depositaron en una faja miogeosinoclinal que sería una continuación hacia el sur de la faja geosinclinal cordillerana del oeste de los Estados Unidos, desarrollada en el Paleozoico.

Del Mesozoico existe en Sinaloa una gran heterogeneidad de litologías que conforman, al parecer, un conjunto volcánico-sedimentario que vendría a ser una continuación hacia el sureste del arco volcánico-volcanoclástico y sedimentario de la Formación Alisitos de Baja California (Rangin, 1978). A lo largo del límite oriental de la llanura costera se observan extensos afloramientos de rocas volcánicas, lávicas y piroclásticas, cuya composición varía de ácida a básica, y muestran efectos de metamorfismo regional y de contacto (Fig. 1.21).

Las rocas sedimentarias mesozoicas están representadas por secuencias de calizas que en algunas localidades se observan parcialmente metamorfizadas. Los afloramientos de estas rocas se encuentran aislados; se presen-

tan sobre los intrusivos en forma de techos colgantes o en forma de ventanas debajo de la cubierta terciaria. En algunas localidades se llegan a observar aparentemente intercalados con la secuencia metavolcánica mesozoica, pero los contactos no se observan claramente.

La mayor parte de las rocas calcáreas que afloran en Sinaloa son, al parecer, de edad cretácica, pero Rodríguez y Córdoba (1978) consideran que algunas de ellas pueden ser jurásicas y, otras, tal vez más antiguas.

Todo el conjunto mesozoico volcánico y sedimentario se encuentra afectado por los emplazamientos plutónicos mesozoicos y terciarios. Estos cuerpos intrusivos constituyen la unidad con los afloramientos más extensos del estado de Sinaloa y su clasificación petrográfica varía de granito a monzonita, con biotita y hornblenda como principales minerales máficos. Los afloramientos extensos de esta unidad desaparecen debajo de la cubierta volcánica de la Sierra Madre Occidental.

Los periodos de emplazamiento de estos cuerpos intrusivos parecen ser similares a los ocurridos en Sonora. Estos emplazamientos migraron desde el Cretácico en Baja California hasta el Terciario Inferior en los límites con Chihuahua (Silver y Anderson, 1978).

Durante el Terciario ocurrieron importantes episodios volcánicos en el estado de Sinaloa, sobre todo aquellos que se generaron durante la parte media del Terciario y que dieron origen a la cubierta ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental. Esta secuencia ignimbrítica cubre en gran parte las rocas mesozoicas del límite oriental de la Llanura Costera del Pacífico y a rocas volcánicas intermedias y básicas del Terciario Inferior.

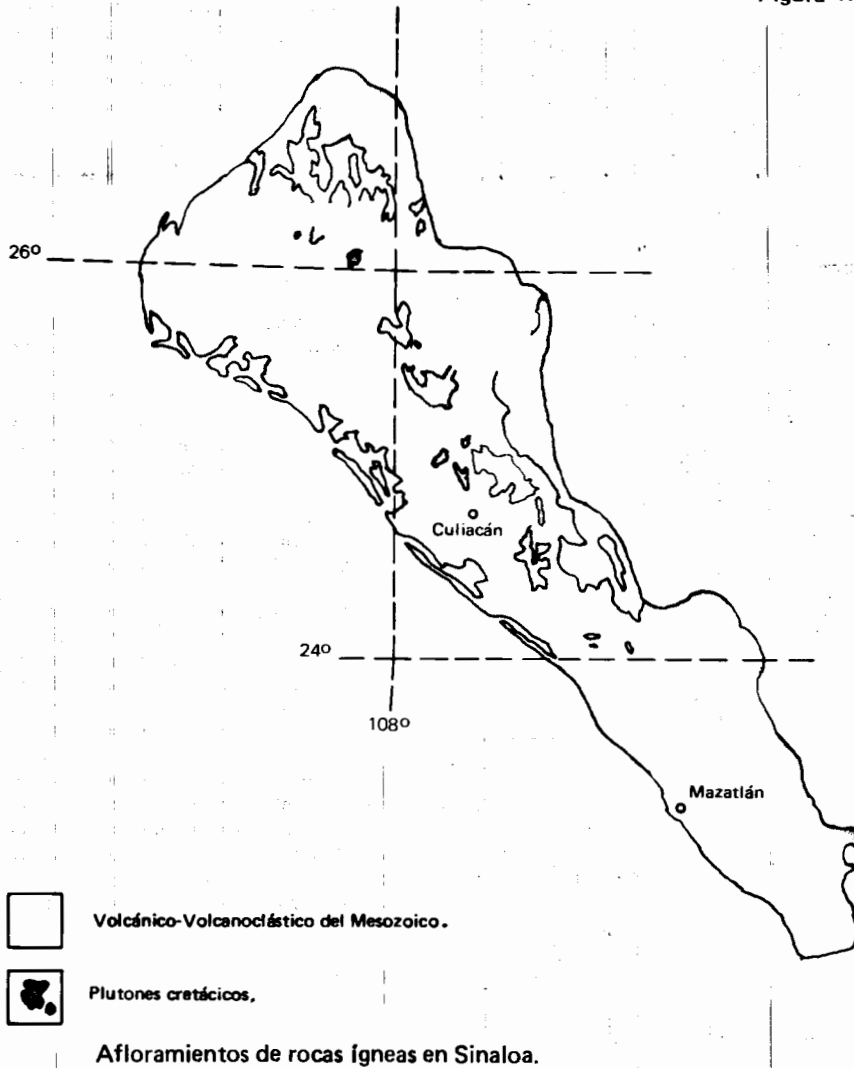
1.3.3. Resumen tectónico

Los afloramientos de rocas metamórficas del Precámbrico en el norte de Sonora, constituyen uno de los rasgos más característicos de esta región. Según Anderson y Silver (1979), estas rocas metamórficas conforman dos cinturones orogénicos y magmáticos de orientación noreste-suroeste, truncados y yuxtapuestos por la acción de una zona de corrimiento lateral izquierdo que actuó durante el Jurásico en dirección noroeste-sureste. Estos cinturones orogénicos forman parte de los terrenos precámbricos de orientación similar que se encuentran en la porción suroeste del Cratón Norteamericano.

Según los datos radiométricos obtenidos por Anderson y Silver (1978), estas secuencias fueron deformadas y metamorfizadas entre los 1650 y 1660 millones de años; sin embargo, también reconocieron periodos de intrusiones ígneas entre los 1410 y 1440 millones de años, así como uno de 1100 millones de años; este último episodio de intrusión constituye el primer reporte de rocas de generación grenvilliana en esta región del Cratón Norteamericano (Anderson et al., 1978).

Estos terrenos metamórficos constituyen el basamento sobre el cual se desarrollaron episodios de sedimentación marina de am-

Figura 1.21



biente de plataforma, ocurridos a finales del Precámbrico y durante el Paleozoico. Según Fries (1962), esta plataforma constituía una extensión meridional del miogeosinclinal del Geosinclinal Cordillerano, a quien él denominó Fosa Sonorana. Esta fosa sufrió durante todo el Paleozoico un hundimiento lento con algunas interrupciones marcadas por la presencia de hiatus en las secuencias que afloran en Sonora y Sinaloa. Fries (op. cit.) considera que a finales del Pérmico ocurrió un periodo de plegamiento no muy intenso, así como de levantamiento y afallamiento en bloques, todo lo cual destruyó el patrón geosinclinal anterior.

Para el intervalo Triásico Superior-Jurásico Inferior son dos los elementos paleogeográficos que enmarcan los fenómenos de sedimentación en Sonora; por un lado, la Paleobahía del Antimonio en la actual porción noroeste del estado, en donde se acumuló al oriente una gruesa secuencia marina alimentada por áreas positivas; y por otro lado, la cuenca palustre de San Marcial, ubicada al sureste de Hermosillo, en donde se acumularon capas de carbón, caliza yesífera, areniscas y lutitas (Alencaster, 1961).

A la secuencia sedimentaria del Antimonio sobreyace un paquete de rocas volcáni-

cas y volcanoclásticas, lo que aunado a las intercalaciones volcánicas de la secuencia del Jurásico Inferior que aflora en el Cerro Rajón, al sureste de Caborca, indican el inicio de la actividad volcánica del Mesozoico. Esta actividad volcánica ha sido atribuida por numerosos autores a la presencia de una zona convergente ubicada al oeste. El hundimiento de una placa paleopacífica debajo de la corteza continental de México, y la fusión parcial de la placa a nivel de la astenósfera, originaron la edificación de un arco magmático, activo durante el Mesozoico. La actividad magmática relacionada con este arco es sólo interrumpida por el desarrollo de una zona de corrimiento lateral izquierdo llamado por Silver y Anderson (1974) "Megashear Mojave-Sonora".

En el marco de la convergencia de las placas Paleopacífica y Norteamericana se desarrollaron dos fases principales de deformación, cuyas relaciones se observan claramente en el área de Cabullona, al sur de Agua Prieta y Naco. La primera de ellas, ocurrida a principios del Cretácico Superior, se manifiesta por la discordancia angular entre la secuencia areno-calclárea del Cretácico Inferior y los sedimentos continentales detríticos del Cretácico Superior que afloran en la Cuenca de Cabullona. La segunda fase corres-

ponde a las deformaciones comprensionales de finales del Cretácico y principios del Terciario. Estas deformaciones originaron los pliegues de dirección noroeste-sureste, que se observan en el flanco poniente de la Sierra Madre Occidental, así como las cabalgaduras de las secuencias del Cretácico Inferior y Paleozoico sobre el Grupo Cabullona del Cretácico Superior en la región de Naco y Agua Prieta (Rangin, 1977b). Según Rangin (1978), entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior parece haberse desarrollado una fase de deformación aún no bien conocida en Sonora y que se correlacionaría con la fase Navadiana desarrollada en Norteamérica.

En el inicio del Cretácico Superior comienza la historia continental de Sonora y Sinaloa. En esta época ocurren los más importantes emplazamientos plutónicos de la región que fueran más recientes en el este; también a esta época corresponden los primeros episodios volcánicos que constituyeron la base de la Sierra Madre Occidental, cuyo periodo principal de construcción se puede ubicar con el de la actividad ignimbriática ocurrida en la parte superior del Oligoceno (Mc Dowell y Clabaugh, 1979).

En el Mioceno parece cesar la actividad de la zona convergente situada al oeste, y se inicia el desarrollo del Golfo de California que es acompañado en las regiones aledañas de Sonora y Sinaloa por una tectónica distensiva de horsts y grabens, que actúa hasta el Cuaternario y es la responsable de la distribución actual de los elementos orográficos, principalmente en el desierto sonorense.

En el marco de este tipo de tectónica tiene lugar el depósito de importantes espesores de los sedimentos continentales conglomeráticos de la Formación Baucarit.

1.3.4. Yacimientos económicos

En el estado de Sonora (Fig. 1.22) los yacimientos más importantes son los depósitos de cobre y molibdeno que se localizan, sobre todo, en la banda oriental del estado. El origen de la mayor parte de estos yacimientos ha sido atribuido al emplazamiento de pórfidos de granito y granodiorita ocurridos a finales del Cretácico Superior y principios del Terciario. Las principales rocas encajonantes de estas mineralizaciones son rocas volcánicas cenozoicas de carácter intermedio, las mismas rocas intrusivas y, en algunos casos, rocas sedimentarias de origen marino.

Los principales yacimientos de pórfidos cupríferos en Sonora se encuentran en las áreas de Cananea y Nacozari (localidades 1, 2 y 3), en tanto que otros de menor magnitud se localizan más al sur y al oeste de estas localidades (loc. 4).

El origen de este orden de yacimientos ha sido atribuido por Sillitoe (1975) a la fusión parcial de la corteza oceánica debajo del continente y el consecuente ascenso de material magmático con soluciones ricas en cobre y molibdeno que constituyeron depósitos en "stockwork", depósitos en las pendientes del techo de plutones grandes y depósitos de brechas "pipes".

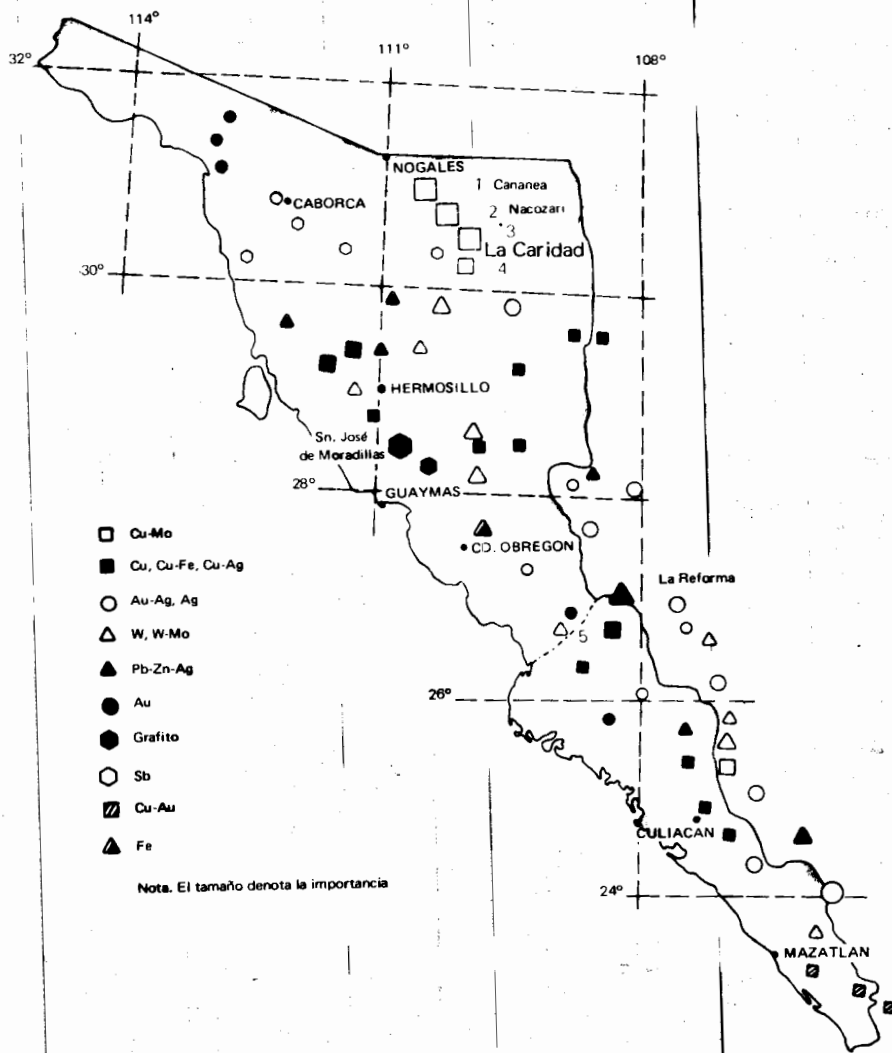
Los yacimientos de plomo y zinc del estado de Sonora se presentan en zonas de reemplazamiento metasomático y en vetas hidrotermales. La mayor parte de los primeros son de edad laramídica, mientras que los segundos se asocian generalmente a rocas volcánicas del Cenozoico Medio (Echavarrí et. al., 1977). Las principales localidades con depósitos de estos tipos son: Cananea, San Felipe, El Tecolote, Sierra de Cabullona, Lampazos y San Javier. Los depósitos de plata y oro se localizan principalmente en la superficie de las vetas hidrotermales que contienen los yacimientos de plomo y zinc, anteriormente mencionados. Las principales localidades con este tipo de yacimientos son El Tigre, Las Chispas, Lampazos y San Javier.

El tungsteno constituye un elemento de significativa ocurrencia en las zonas de metamorfismo de contacto del estado de Sonora. Generalmente se encuentra formando al mineral scheelita, y en ocasiones se le encuentra asociado a depósitos metasomáticos de cobre, zinc y a brechas de colapso asociadas a depósitos de pórfidos cupríferos (Echavarrí et. al., op. cit.). Los depósitos más importantes de tungsteno se ubican cerca de Baviacora.

Los depósitos no metálicos más importantes son la fluorita y el grafito. La primera es de origen hidrotermal y constituye vetas que son explotadas principalmente en Esqueda y Santa Rosa; el segundo se encuentra asociado al carbón y se presenta intercalado en la secuencia palustre del Grupo Barranca del Triásico Superior.

Por lo que respecta al estado de Sinaloa (Fig. 1.22), los depósitos de cobre y molibdeno forman yacimientos de tipo pórfido cuprífero, como los de Santo Tomás-Cuchicari y Tameapa; yacimientos asociados a stocks o filones de cuarzo con presencia de wolframio y tungsteno, como los de las minas El Magistral, La Guadalupe, San José del Desierto y El Guayabo; yacimientos de molibdeno tipo stockwork como los de las minas Los Chicharrones y Las Higueras, y yacimientos de brechas y vetas hidrotermales como El Magistral (loc. 5), la región de Choix (loc. 5), Bahuita, Las Patillas, La India, así como las regiones de Sinaloa de Leyva, Culiacán, San Ignacio y Plomoso. En los yacimientos de vetas hidrotermales hay importantes contenidos de plomo, zinc y plata.

Estos últimos filones son parte de una banda que corre a lo largo de la mitad oriental del estado, y que incluye, además, a los depósitos de los bordes occidentales de Chihuahua y Durango. En esta banda predominan las vetas epitermales con presencia de oro, plata, plomo y zinc, que son los más importantes del estado de Sinaloa. Las rocas encajonantes de esta clase de depósitos son, generalmente, las andesitas de la base de la secuencia volcánica Sierra Madre Occidental y algunas rocas plutónicas. Dentro de este tipo de yacimientos se encuentran los de las zonas de Guadalupe y Calvo, Rosaratio, Guadalupe de los Reyes, Pánuco y Tayoltita. Esta última constituye el más rico distrito minero de oro en el país.



Depósitos minerales conocidos en los estados de Sonora y Sinaloa (tomado del mapa metalogénico de la República Mexicana, G. P. Salas, 1975).

1.4. Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental está formada por una extensa meseta volcánica afectada por grabens y fallas normales que la privan, sobre todo en los flancos, de su apariencia homogénea y pseudohorizonta. El borde oriental de la sierra varía gradualmente hacia la Provincia de Coahuila y Sierras de Chihuahua, en tanto que el borde occidental constituye una terminación abrupta con fallas normales de grandes desplazamientos y zonas de profundas barrancas.

Según Mc Dowell y Clabaugh (1979), la Sierra Madre Occidental está compuesta por dos importantes secuencias ígneas, cuyo contacto marca un periodo intermedio de calma volcánica. La secuencia más antigua la forman rocas volcánicas, principalmente intermedias, y cuerpos ígneos cuyas edades varían entre 100 y 45 millones de años. La más reciente está integrada por ignimbritas riolíticas y riolíticas en posición generalmente horizontal, o ligera-

mente inclinada y con edades que varían entre 34 y 27 millones de años.

El complejo volcánico inferior posee una forma dominante de derrames y unidades piroclásticas de composición andesítica, pero también cuenta con intercalaciones de ignimbritas silíceas. Este complejo inferior contrasta en gran medida con el superior, por su carácter ligeramente deformado e intensamente afallado y alterado; las secuencias que lo constituyen son, por lo general, rocas encajonantes de las principales mineralizaciones de gran parte de esta región de México. Los afloramientos de este complejo inferior son, por tanto, más restringidos que los del superior y han sido reconocidos sobre todo en la vertiente del Pacífico, en los estados de Sonora y Sinaloa. El contacto superior se manifiesta por la superficie irregular de un fuerte paleo-relieve y por el marcado contraste en la alteración de las secuencias.

El complejo superior constituye la cubierta ignimbritica continua más extensa

de la Tierra, y se observa en una área alargada de orientación noroeste-sureste con 250 km de ancho y más de 1 200 km de largo. Hacia el norte, esta cubierta tiene sus últimos afloramientos a la altura de la frontera con Estados Unidos, y hacia el sur desaparece debajo de las rocas intermedias y básicas del Eje Neovolcánico.

Según Demant y Robin (1975), el espesor de estas ignimbritas llega a superar en algunas localidades los 1 000 metros. Mc Dowell y Clabaugh consideran que el número de calderas originadas durante la emisión de estos grandes volúmenes de roca debe haber sido entre 200 y 400; muchas de ellas rebasan en diámetro los 40 kilómetros, aunque su configuración semicircular queda actualmente oculta por la presencia de fallas normales y depósitos aluviales recientes.

El complejo volcánico inferior constituye un típico arco magmático de carácter calcoalcalino relacionado con una margen continental convergente en donde la Placa Farallón se hundía debajo de la corteza continental de México. Este fenómeno de convergencia duró hasta hace 29 millones

de años cuando el sistema de expansión del Pacífico del este chocó contra la margen occidental de México (Atwater, 1970). Sin embargo, la interrupción del magmatismo en el intervalo 45-34 millones de años manifiesta una irregularidad en la continuidad de estos procesos. Mc Dowell y Clabaugh (1979) consideran que este periodo de calma se debió a dos posibles causas: una de ellas es la disminución en el porcentaje de convergencia o en el cambio de inclinación de la placa subduccionada; la otra es la subducción de una dorsal oceánica activa. Estos mismos autores no encuentran una explicación tectónica satisfactoria a lo súbito de la actividad volcánica del complejo superior y el carácter bimodal de esta secuencia volcánica en lo que a sílice y anortita normativa se refiere.

Demant y Robin (1975) explican el origen de la cubierta ignimbritica de la Sierra Madre Occidental como el volcanismo típico de una zona de "rift", atrás de un arco andesítico, por reacción de la corteza a los movimientos de subducción, y señalan la coexistencia de un volcanismo de tipo compresivo y un volcanismo de tipo distensivo.

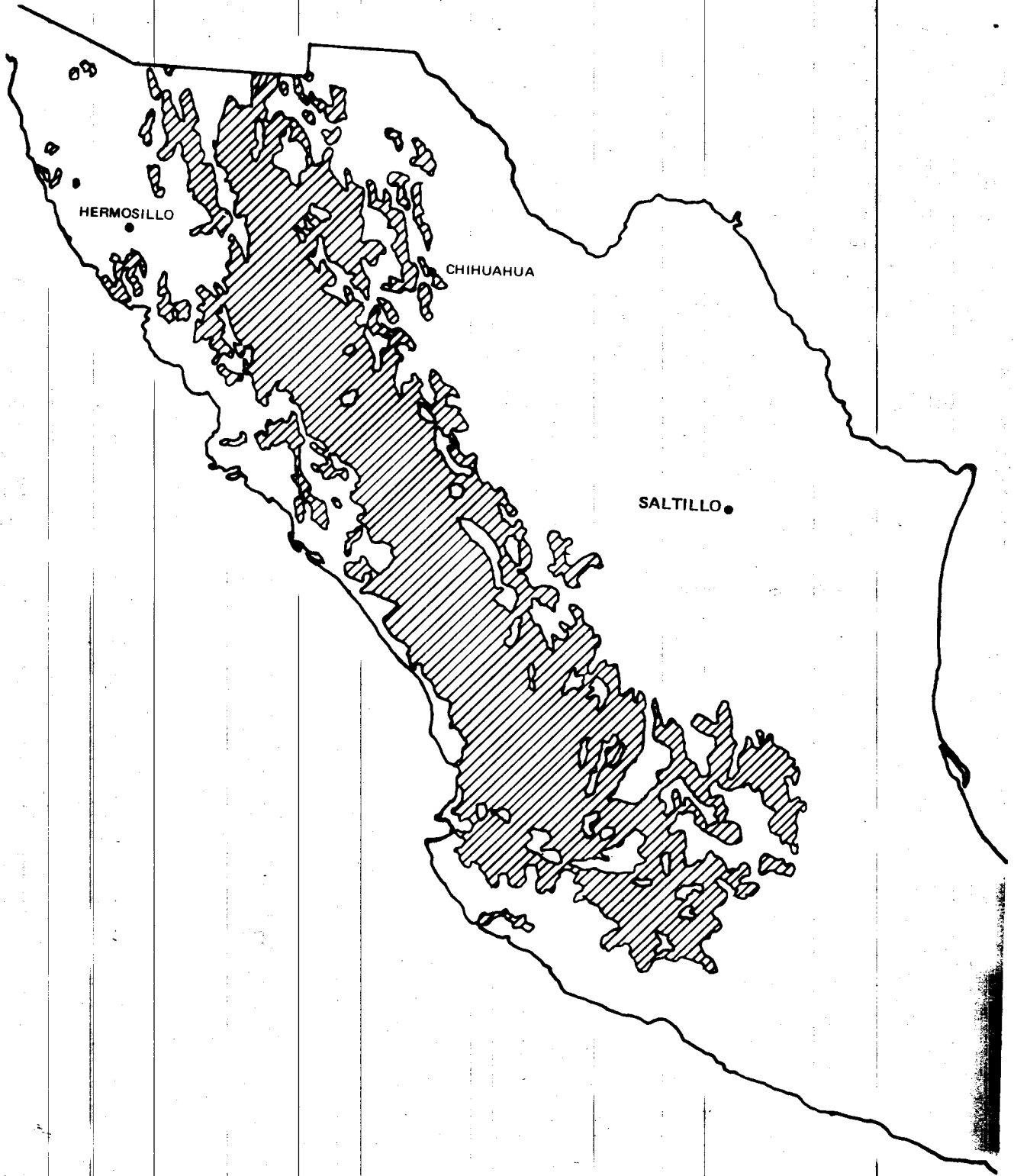
Las principales mineralizaciones en el ámbito de la Sierra Madre Occidental fueron comentadas parcialmente en los incisos anteriores, pero se complementan con las consideraciones sobre la geología del área de Chihuahua; sin embargo, es conveniente señalar algunas generalidades relacionadas con este tema.

Gran parte de las masas minerales que se localizan en la Sierra Madre Occidental están estrechamente relacionadas con el complejo volcánico inferior. Los pórfidos cupríferos de Cananea y Nacozari corresponden a los episodios de emplazamientos intrusivos del límite Cretácico Terciario y los yacimientos hidrotermales pertenecen a un periodo que fluctúa entre 49 y 28 millones de años (Clark et al., 1980). Dentro de este último tipo de filones se encuentran los cinturones situados en ambos flancos de la Sierra Madre Occidental. El primero de ellos, ubicado al oeste, comprende los yacimientos de oro-plata de Sinaloa y Sonora, como los de Tayoltita y San José de Gracia. El segundo cinturón, al oriente de la sierra, abarca los yacimientos de plomo-zinc-plata, como los de Santa Bárbara y San Francisco del Oro.



Vista de las ignimbritas del flanco oeste de la Sierra Madre Occidental, en el trayecto del ferrocarril Chihuahua-Pacífico.

Foto Herbert Hernández, SPP





Vista panorámica de la cubierta de ignimbritas de la Sierra Madre Occidental, en la localidad de Barrancas del Cobre, Chihuahua.

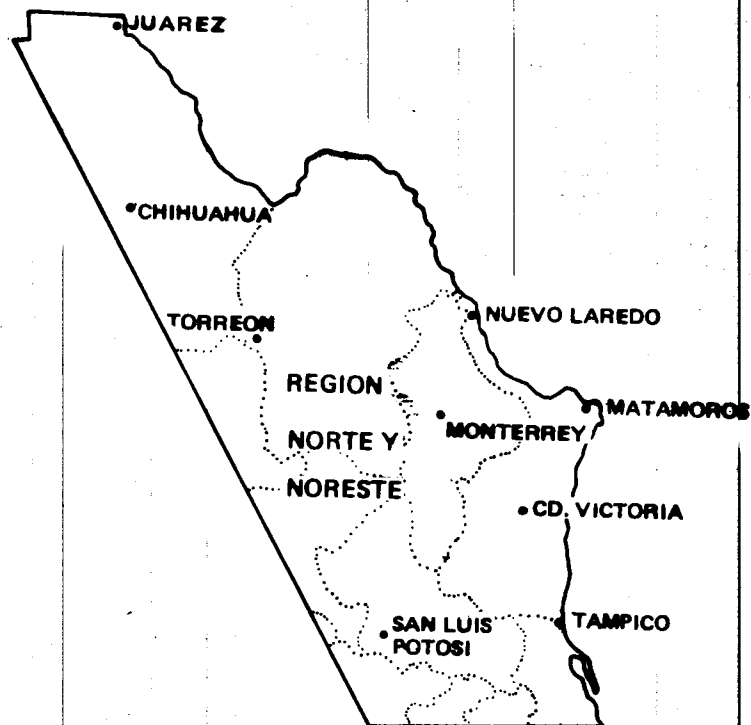
Bibliografía y Referencias

- Alencaster, Gloria, 1961, **Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del estado de Sonora**. Paleontología Mexicana 11, parte I, Instituto de Geología, UNAM, 18 p.
- Anderson, D.L., 1971, **La Falla de San Andrés**: In Tuzo Wilson. 1974. *Deriva Continental y Tectónica de Placas*. Seleccion de Scientific American, W.H. Freeman and Company, San Francisco y Londres. p.p. 163-179.
- Anderson, T.H., Eells, J.H., Silver, L.T., 1978, **Rocas precámbricas y paleozoicas de la región de Caborca, Sonora, México**. Libro Guía del Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora. Hermosillo, Son., Instituto de Geología, UNAM, p.p. 5-34.
- Anderson, T.H., and Silver L.T., 1978, **Jurassic magmatism in Sonora, Mexico** (abs.). Abs with Programs, Geol. Soc. of Am. v. 10, number 7, 359 p.
- Anderson, T.H., and Silver L.T., 1979, **The role of the Mojave-Sonora Megashear in the tectonic evolution of Northern Sonora**. Guidebook Field Trip no. 27. Geology of Northern Sonora prepared for the 1969 Annual Meeting in San Diego. The Geological Society of America. p.p. 59-66.
- Atwater, T., 1970, **Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of Western North America**. Geol. Soc. of Am. Bol. 81. p.p. 3513-3536.
- Beal, C.H., 1948, **Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico**. Geol. Soc. America, Mem. 31, 138 p. (Original no consultado, citado en: Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the State of Baja California. Geol. Soc. of America, Mem. 140, 170 p.).
- Clark, K. F., Damon, P. E., Schutte, S. R., Shaffiquillah, M., 1980, **Magmatismo en el norte de México en relación con los yacimientos metalíferos**. Revista Geomimet, No. 106, p.p. 49-71.
- Corona, Francisco, 1979, **Preliminary reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, Northwestern Sonora, Mexico**. Guidebook Field trip no. 27. Geology of Northern Sonora Prepared for the 1969 Annual Meeting in San Diego. The Geol. Soc. of Am., p.p. 41-58.
- Cooper, G.A., and Arellano, A.R., 1946, **Stratigraphy near Caborca, Northwest Sonora, Mexico**. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. v. 30, p.p. 606-611.
- Cooper, G.A., Arellano, A.R., Johnson, J.H., Okulitch, V., Stoyanow, A., and Lochman, C., 1952, **Cambrian Stratigraphy and Paleontology near Caborca, Northwest Sonora, Mexico**. Smithsonian Misc. Coll., v. 119, 184 p.
- Darton, N.H., 1921, **Geologic reconnaissance in Baja California**. Jour. Geology v. 29. pp. 720-748 (Original no consultado, citado en: Lozano, F., 1976). Evaluación petrolífera de la península de Baja California, México. Bol. Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros, v. XXVII, Nos. 4-6. p.p. 106-303.
- De Cserna, Zoltan y Kent, B.H., 1961, **Mapa geológico de reconocimiento y secciones estructurales de la región de San Blas y El Fuerte, Estados de Sinaloa y Sonora**. Instituto de Geología, UNAM. Cartas Geol. y Min. No. 4.
- Demant, A., y Robin, C., 1975, **Las fases del volcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico**. Revista Inst. Geol. UNAM, 75 (1), p.p. 70-83.
- Dickinson, W.R., 1979, **Plate tectonics and the continental margin of California**. In Ernest, W. G. (Ed.). *The geotectonic development of California* (Rubey vol. 1) Prentice Hall, pp. 1-28.
- Dumble, E.T., 1900, **Notes on the geology of Sonora**. Geol. Soc. of Am. Bull. v. 11, o.p. 122-152.
- Echavarrí, Ariel, Saitz, A. O., Salas, G. A., 1977, **Mapa Metalogenético del estado de Sonora**. Revista GEOMIMET, 2a. Epoca, julio-agosto, No. 88, Consejo de Recursos Minerales.
- Finch, J. W. and Abbott, P. L., 1977, **Petrology a Triassic marine section, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, México**: Sedimentary Geology, v. 19, pp. 253-273.
- Finch, J. W., Pessagno, E. A., Abbott, P. L., 1979, **San Hiólito Formation: Triassic marine rocks of the Vizcaino Peninsula**. Fiel guides and papers of Baja California. Geol. Soc. America Annual Meeting in San Diego, pp. 117-120.
- Fries, Carl, 1962, **Reseña geológica del estado de Sonora, con énfasis en el Paleozoico**. Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros, Bol. 14. p.p. 257-273.
- Gamper, M., y Longoria, F.J., 1980, **Bioestratigrafía y facies sedimentarias del Cretácico Inferior de Sonora**. Resúmenes de la V Convención Geológica Nacional, México, D. F. p.p. 14-15.
- Gastil, G., and Krummenacher, D., 1978, **The migration of the axis of Pacific Margin magmatism across Baja California, Sonora and Chihuahua**. Resúmenes del Primer Simposio Sobre la Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora. Hermosillo, Sonora, Instituto de Geología, UNAM, p.p. 63-64.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975, **Reconnaissance Geology of the State of Baja California**. Geol. Soc. of America, Mem. 14, 170 p.
- Gastil, G., Morgan, G., Krummenacher, D., 1981, **The tectonic history of peninsular California**. In Ernest, W. G. (Ed.). *The geotectonic development of California* (Rubey vol. 1) Prentice Hall, pp. 285-305.
- González, Carlos, 1979, **Geology of the Sierra del Alamo**. Guidebook Field trip No. 27. Geology of Northern Sonora. Prepared for the 1969 Annual Meeting in San Diego. The Geological Society of America, p.p. 23-31.
- Heim, A., 1922, **Notes on the Tertiary of Southern Lower California**. geol. Magaz. 59, pp. 529-547 (Original no consultado, citado en: Mina, F., 1956, Bosquejo geológico de la parte sur de la península de Baja California. Excursión A-7 del XX Congreso Geológico Internacional, México, p.p. 11-42).
- Imlay, R.W., 1939, **Paleographic studies in northeastern Sonora**. Geol. Soc. of Am. Bull., v. 50, p.p. 1723-1744.
- Keller, W.T., and Wellings, F.E., 1922, **Sonora: Cía. Petrolera El Aguila**, Geol. Rept. No. 180, 38 p. (no publicado). (Original no consultado, citado en: Anderson, T. H., Eells, J. H., Silver, L. T., 1978. Rocas precámbricas y paleozoicas de la región

- de Caborca, Sonora, México. Libroto Guía del Primer Simposio Sobre la Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora. Hermosillo, Son. Instituto de Geología, UNAM. p.p. 5-34).
- King, R.E., 1939, **Geological Reconnaissance in Northern Sierra Madre Occidental of Mexico**. Geol. Soc. of Am. Bull. v. 50, p.p. 1625-1722.
- Longoria, F., González, M.A., Mendoza, J.J., Pérez, V.A., 1978, **Consideraciones estructurales en el cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NO de Sonora**. Bol. Depto. Geol. UNI-SON, v. 1. No. 1, p.p. 61-67.
- Longoria, F., y Pérez, V. A., 1978, **Bosquejo geológico de los cerros Chino y Rajón, cuadrángulo Pitiquito-La Primavera (NO de Sonora)** Bol. Depto. Geol. UNI-SON, v. 1. No. 2. p.p. 119-144.
- López Ramos, E., 1979, **Geología de México**. 2a. edición, México, D. F. Edición escolar, 3 volúmenes.
- Lozano, F., 1976, **Evaluación petrolífera de la península de Baja California, México**. Bol. Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros, V. XXVII, Nos. 4-6, p.p. 106-303.
- Márquez-Castañeda, B., 1984. **Estudio geológico del área de Santa Barbara, Chihuahua**. Informe inédito de la Facultad de Ingeniería.
- Mc Dowell, Fred, W., and Clabaugh Stephen E., 1979, **Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico**. In Ash-Flow Tuffs. Edited by Charles E. Chapin and Wolfaugh E. Elston. Geological Society of America, Special Paper 180.
- Mc Eldowney, R. C., 1970, **An occurrence of Paleozoic fossils in Baja California, Mexico**. Geol. Soc. of America Abs., with Programs. V. 2. p. 117 (Original no consultado, citado en: Gastil, R. G., Phillips, R. P., Allison, E. C., 1975, **Reconnaissance geology of the State of Baja California**. Geol. Soc. of America. Mem. 140, 170 p.).
- Makenzie, D. P. and Morgan, W. J., 1969, **Evolution of triple junctions**. Nature, v. 224, pp. 125-133.
- Mina, F., 1956, **Bosquejo geológico de la parte sur de la península de Baja California**. Excursión A-1 del XX Congreso Geológico Internacional, México, p.p. 11-42.
- Mina, Uthink, F., 1957, **Bosquejo geológico de la parte sur de la península de Baja California**. Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 9, p.p. 139-269.
- Mulchay, R. B., and Velasco, J. R., 1954, **Sedimentary rocks at Cananea, Sonora, Mexico, with the sections at Bisbee and Swishelm Mountain, Arizona**. AIME tr. v. 199, p.p. 628-632. (Original no consultado, citado en: Cía. Minera Cananea, S. A., 1978, **Geología del Distrito Minero de Cananea, Sonora**. Libroto Guía del Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del estado de Sonora, Instituto de Geología, UNAM, p.p. 57-70).
- Ortega-Gutiérrez, F., **Evolución magmática y metamórfica del complejo cristalino y metamórfica del complejo cristalino de La Paz, B. C. S.** Resúmenes de la VI Convención Geológica Nacional de la Soc. Geol. Mexicana, p. 90.
- Ortlieb, Lue, 1978, **Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias de la parte central de Baja California**. Revista del Inst. de Geología, vol. 2., No. 2, p.p. 200-211.
- Pantoja, A. J., y Carrillo, B. J., 1966, **Bosquejo geológico de la región de Santiago, San José del Cabo, Baja California**. Bol. Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros, V. XVII, Nos. 1-2, p.p. 1-11.
- Patterson, D. L., 1979, **The Valle Formation: Physical stratigraphy and depositional model, southern Vizcaino Peninsula, Baja California Sur**. Field guides and papers of Baja California. Geol. Soc. America Annual Meeting in San Diego, pp. 73-76.
- Rangin, Claude, 1977-a, **Sobre la presencia del Jurásico Superior con amonitas en Sonora septentrional, México**. Revista del Instituto de Geología, UNAM, V. 1, No. 1, p.p. 1-4.
- Rangin, Claude, 1977-b, **Tectónicas sobrepuertas en Sonora septentrional**. Revista del Instituto de Geología, UNAM, V. 1, No. 1, p.p. 44-47.
- Rangin, C., 1978, **Consideraciones sobre la evolución geológica de la parte septentrional del estado de Sonora**. Libroto Guía del Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del estado de Sonora. Hermosillo, Sonora. Instituto de Geología, UNAM, p.p. 35-56.
- Rangin, C., 1979, **Evidence for super imposed subduction and collision processes during Jurassic-Cretaceous time along Baja California continental borderland**. Field guides and papers of Baja California. Geol. Soc. America Annual Meeting in San Diego, pp. 37-52.
- Rangin, C., y Córdoba, D. A., 1976, **Extensión de la cuenca cretácica chihuahuense en Sonora septentrional y sus deformaciones**. Memoria del Tercer Congreso Latinoamericano de Geología, México, 14 p.
- Rangin, Françoise, 1978, **Consideraciones sobre el Paleozoico sonorense**. Resúmenes del Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del estado de Sonora. Hermosillo, Sonora. Instituto de Geología, UNAM, p.p. 35-56.
- Ransome, F. L., 1904, **Description of the Bisbee quadrangle, Arizona**, U. S. Geological Survey, v. 112, 17 p.
- Rodríguez, R., y Córdoba, D. A., ed., 1978. **Atlas geológico y evaluación geológico-minera del estado de Sinaloa**. Instituto de Geología, UNAM, y Secretaría del Desarrollo Económico del Estado de Sinaloa, 702 p.
- Roldán, J., y Solano, B., 1978, **Contribución a la estratigrafía de las rocas volcánicas del estado de Sonora**. Bol. Depto. Geol. UNI-SON. V. 1, No. 1, p.p. 19-26.
- Santillán, M., y Barrera, T., 1930, **Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud norte**. Anales del Instituto de Geología, V. 5, p.p. 1-37.
- Sillitoe, Richard H., 1973, **The tops and bottoms of porphyry copper deposits**. Econ. Geol. 68, p.p. 709-715.
- Sillitoe, R. H., 1975, **A reconnaissance of the Mexican porphyry copper belt, in preparation**.
- Silver, L. T., and Anderson, T. H., 1974, **Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the south western North America craton margin**. Geol. Soc. of America Abs., with Programs. V. 6, 955 p.
- Silver, L. T., and Anderson, T. H., 1978, **Mesozoic magmatism and tectonism in Northern Sonora and their implications for mineral resources**. Resúmenes del Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del estado de Sonora. Hermosillo, Sonora, Instituto de Geología, UNAM, p.p. 117-118.
- Stoyanow, A., 1942, **Paleozoic paleogeography of Arizona**. Geol. Soc. of America, Bull. V. 53, p.p. 1255-1282.
- Talieferro, N., 1933, **An occurrence of upper Cretaceous sediments in Northern Sonora, Mexico**. Jour. Geol. XLI (1), p.p. 12-37.
- Valentine, W. G., 1936, **Geology of the Cananea Mountains, Sonora, Mexico**, Geol. Soc. of Am., Bull. V. 47, p.p. 53-86.

Geología de la Región Norte y Noreste de México

(Hoja Monterrey, Noreste de la hoja Chihuahua, Norte de la hoja México y Noreste de la hoja Guadalajara)



2. Geología de la Región Norte y Noreste de México

2.1. Generalidades

Para describir la región norte-noreste de México se tomaron como límites naturales, al oeste, la Sierra Madre Occidental; al este, la costa del golfo de México, y hacia el sur, el límite norte del Eje Neovolcánico.

La región comprende, según la división fisiográfica de la DGG (ver Fig. 1.1), a las provincias de Sierras y Llanos del Norte, Sierra Madre Oriental, Gran Llanura de Norteamérica, Mesa del Centro y Llanura Costera del Golfo Norte. Sin embargo, la división que aquí se hace se basa fundamentalmente en los elementos paleogeográficos del Mesozoico en esta porción de México. De cualquier forma, estos elementos tienen cierta correspondencia con las provincias fisiográficas anteriormente mencionadas, sobre todo si se parte del principio de que las formas del relieve son una expresión particular del tipo de fenómenos geológicos que las generan.

Los climas de toda la región varían por lo general de cálidos a semicálidos y regularmente llevan implícito un régimen de lluvias de verano. Por otro lado, las precipitaciones revelan que estos climas varían de secos a semisecos en el occidente de esta zona, y de húmedos a subhúmedos en la Sierra Madre Oriental y la Llanura Costera del Golfo Norte.

2.2. Área de Chihuahua

2.2.1. Geología general

El área correspondiente al estado de Chihuahua se caracteriza—sobre todo en la parte oriental— por la presencia de montañas plegadas formadas por las secuencias marinas mesozoicas. Estas montañas constituyen prominencias topográficas que se encuentran separadas por grandes llanuras que surgieron al rellenarse fosas tectónicas con sedimentos continentales y algunos derrames lávicos, todo lo cual dio origen a las cuencas endorreicas locales de los llamados "bolsones". Las secuencias sedimentarias plegadas desaparecen hacia la margen occidental del estado, en un límite transicional, debajo de la cubierta ígnea de la Sierra Madre Occidental.

Las rocas sedimentarias plegadas que afloran en la mayor parte del área evolucionaron sobre un basamento paleozoico y precámbrico que aflora en algunas localidades, el cual también ha sido reportado en pozos petroleros de PEMEX. En el área de la Sierra

del Cuervo, Mauger y colaboradores (1983) obtuvieron una edad (K-Ar), correspondiente al Grenvilliano, para un bloque metamórfico incluido en una secuencia pérmica. Quintero y Guerrero (1984), por otra parte, reportaron el afloramiento de una unidad metamórfica similar al sur de la Mina Plomosas, en la que podría ser el afloramiento del basamento precámbrico en Chihuahua.

Las rocas paleozoicas que afloran ampliamente en territorio de Texas, tienen en México muy restringidos afloramientos por lo que resulta difícil reconstruir los elementos paleogeográficos de aquella era (Fig. 2.1). R. González (1976) considera que los afloramientos de calizas y dolomías del Paleozoico Inferior de Chihuahua reflejan un ambiente de plataforma similar a las facies desarrolladas sobre el Cratón de América del Norte, por lo cual considera lógica la continuación de este elemento hacia México; por otro lado, señala que en el intervalo Pensilvánico-Pérmico el patrón sedimentológico presentaba condiciones más contrastadas por la acción de los fallamientos en bloques, que dieron origen a plataformas y cuencas intracratónicas sobre las que se depositaron carbonatos y sedimentos terrígenos, respectivamente. De este periodo data la formación de la Plataforma del Diablo, cuyo borde suroeste constituye un marcado lineamiento que coincide aproximadamente con el trayecto del Río Bravo en un tramo situado entre Ciudad Juárez y Ojinaga. Este rasgo tectónico ha mantenido su influencia sobre los eventos sedimentológicos y deformacionales del Mesozoico y aun del Cenozoico. De Ford (1969) hace notar que la desaparición súbita, en la frontera de México, del cinturón Ouachita, constituido de sedimentos terrígenos deformados del Paleozoico, hace suponer que aquél continúa debajo de la secuencia mesozoica de Chihuahua al este de los afloramientos calcáreos del Paleozoico de placer de Guadalupe (Mina Plomosas); sin embargo, no descarta que este cinturón pase al oeste de la localidad anterior, ya que en el área de Aldama se ha reportado la presencia de una considerable secuencia de limolitas de color gris oscuro, semejantes a las que afloran en el flanco norte del cinturón Ouachita, en territorio de Texas. La dificultad para definir los elementos tectónicos del Paleozoico en Chihuahua estriba en que los afloramientos son muy escasos y que en esta región confluyen el Cratón de América del Norte, el cinturón Ouachita y el Miogeosinclinal del Geosinclinal Cordillerano, en una relación hasta ahora confusa.

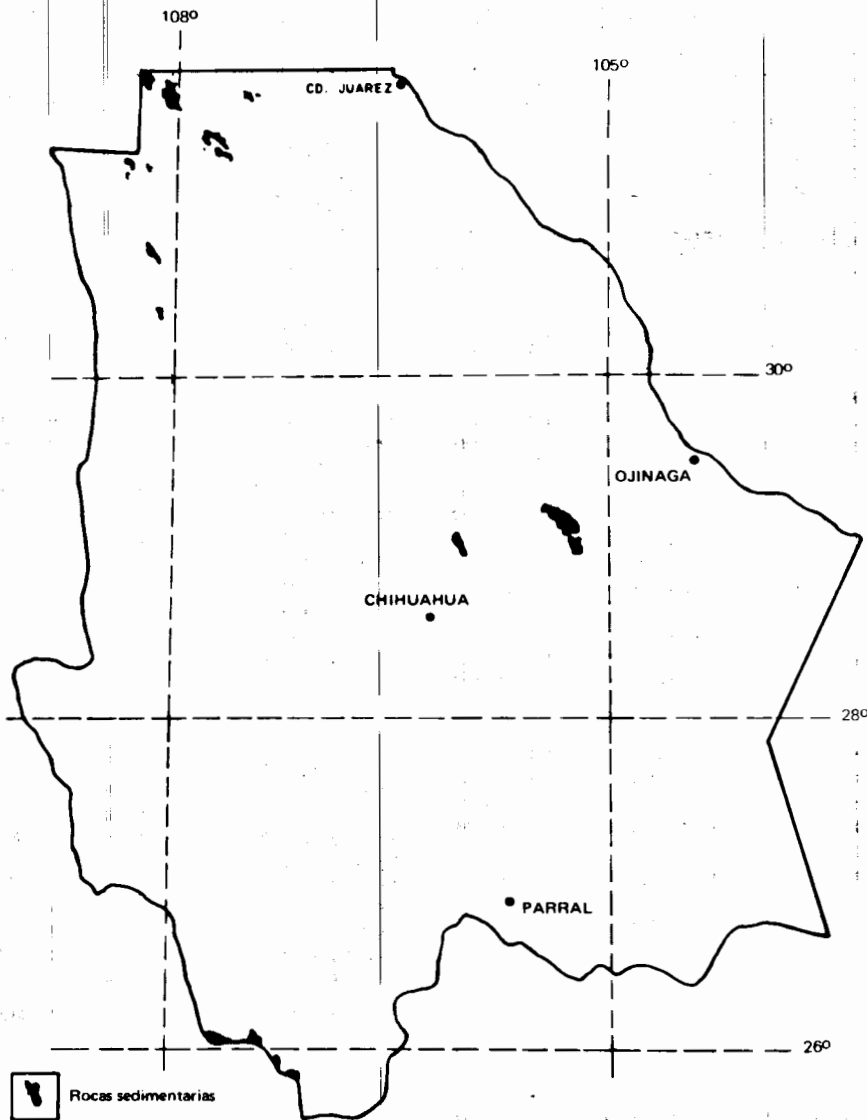
Los principales afloramientos paleozoicos de Chihuahua los forman las secuencias expuestas en el área de la Mina Plomosas (calizas), al noreste de Chihuahua; Aldama (limolitas), al norte de Chihuahua, y en varias localidades de la esquina noroeste del estado, en donde aparecen secuencias de calizas y dolomías de plataforma. En los pozos petroleros Moyotes No. 1 y Chinos No. 1 se cortaron secuencias paleozoicas; en este último se alcanzaron rocas del Orovítico, Cámbrico e incluso rocas metamórficas del Precámbrico (Navarro y Tovar, 1970).

Las deformaciones orogénicas del Geosinclinal Marathon-Ouachita, en el intervalo Misisípico-Pensilvánico, y los fallamientos normales de la porción sur del Cratón de América del Norte, fueron seguidos de un prolongado periodo de emersión (Pérmico-Jurásico Medio) durante el cual se depositaron capas rojas en el marco de un fallamiento normal intenso. Este episodio de depósito continental es ampliamente conocido, sobre todo en la región vecina de Torreón y el norte de Zacatecas.

A partir del Kimeridgiano, la porción oriental de Chihuahua actúa como una cuenca marina, como consecuencia de la transgresión iniciada en ese periodo (De Ford, 1969). Esta cuenca se encontraba limitada al noroeste por la Plataforma del Diablo, al suroeste por la Península de Aldama y al este por la Península o Isla de Coahuila ver (Fig. 2.4). R. González (1976) cita un trabajo inédito de R. Garza (PEMEX) en donde se sugiere que la Península de Aldama y la Isla de Coahuila pudieran haber constituido un solo elemento positivo, con lo que la Cuenca de Chihuahua tendría comunicación a través del Golfo de Sabinas, en Coahuila. Las primeras etapas de la transgresión marina del Jurásico Superior, sobre la Cuenca de Chihuahua, dieron origen al depósito de evaporitas que actualmente se manifiestan en estructuras diapíricas de sal y yeso, ubicadas al sur de Ojinaga y Cd. Juárez, así como en hallazgos de los pozos petroleros de PEMEX en la Sierra de Cuchillo Parado (De Ford, 1969). Los principales afloramientos del Jurásico Superior presentan secuencias arcillo-arenosas y calcáreas, y se localizan principalmente entre Cd. Juárez y Chihuahua, sobre todo en el norte de la Sierra de Samalayuca, en la Sierra de la Alcaparra, en la Sierra El Kilo y en la Sierra La Mojina.

A principios del Cretácico, durante el Neocomiano, la sedimentación marina continuó en la Cuenca de Chihuahua sobre todo

Figura 2.1



Rocas sedimentarias del Paleozoico de Chihuahua.

con depósitos de caliza y yeso de la Formación Alcaperra, así como de lutitas y areniscas de la Formación Las Vigas. Para esta época permanecía aún emergida la Isla de Coahuila, y la Península de Aldama era cubierta por una transgresión marina. A finales del Neocomiano e inicios del Aptiano los mares inician una transgresión muy importante sobre la Isla de Coahuila y los terrenos internos de Sonora y Sinaloa (Rangin, 1976). En la Cuenca de Chihuahua se desarrolla y deposita una considerable secuencia, fundamentalmente calcárea, que incluye a la Formación Cuchillo y el Grupo Chihuahua (Formación Benigno, Formación Lágrima, Caliza Finlay y Formación Benavides), (Córdoba, 1970). Esta transgresión sobre los elementos positivos alcanza su máximo desarrollo en el intervalo Albiano-Cenomaniano, durante el cual se desarrollaron sobre la Plataforma de Aldama importantes facies arrecifales (Franco, 1978). Durante el Cretácico Superior la sedimentación terrígena en la región de Chihuahua marca el levantamiento y la actividad volcánica de la porción occidental de Méxi-

co. Estos depósitos terrígenos constituyen el Grupo Ojinaga, reconocido en el área de la ciudad homóloga, que refleja un ambiente deltáico, y que marca para el Campaniano el avance de la línea de costa al oriente (R. González, 1976). La ausencia de sedimentos del Cretácico Superior, en el área de la Península de Aldama, sugiere que esta porción permaneció emergida durante la mayor parte del Cretácico Superior.

El término de la era Mesozoica está marcado por el plegamiento de la carpeta mesozoica (Fig. 2.2), como resultado de un "décollement" o desprendimiento a nivel de la secuencia evaporítica de la base. Por otra parte, los ejes de las estructuras presentan generalmente una orientación noroeste-sureste. Las recumbencias con fallas inversas en sentidos opuestos, en ambos flancos de la cuenca, han sido interpretadas como un arqueamiento de la banda central a nivel del basamento, lo que originó el deslizamiento hacia la Plataforma del Diablo y la Plataforma de Aldama (Gries y Haenggi, 1970).

En la Era Cenozoica la región de Chihuahua evolucionó como una zona emergida que fue parcialmente cubierta, sobre todo en la porción occidental, por emisiones ignimbríticas del Oligoceno-Mioceno. Mc Dowell y Clabaugh (1979) señalan que las rocas volcánicas del oriente de Chihuahua (Fig. 2.12) tienen diferencias químicas con las áreas vecinas y constituyen una provincia intermedia entre las series calcoalcalinas de la Sierra Madre Occidental (oeste de Chihuahua) y las series alcalinas de la Provincia de Trans-Pecos en Texas. La tectónica de distensión del Terciario Superior origina la formación de grabens, así como el depósito de importantes espesores de sedimentos continentales.

2.2.2. Yacimientos económicos

Según el plano de Provincias Metalogénicas de la República Mexicana (Salas, 1975), el estado de Chihuahua se encuentra dentro de la Provincia Metalogénica de la Sierra Madre Oriental; los principales yacimientos de esta región los constituyen los depósitos hidrotermales de plata, plomo, zinc y oro que se localizan principalmente en la banda central del estado, y pueden seguirse por gran parte del eje de la República Mexicana (ver Fig. 2.3). Los distritos mineros de Santa Eulalia, Naica, Hidalgo del Parral, Santa Bárbara y San Francisco del Oro pertenecen a esta banda central del estado de Chihuahua. Según Clark et al. (1980), durante el final del Mesozoico y gran parte del Cenozoico ocurrió una migración hacia el este, en tiempo y espacio, y un posterior retorno de los arcos magmáticos relacionados con la margen convergente que se desarrollaba en el borde occidental del país. Los episodios de mineralización hidrotermal de los distritos mineros anteriormente mencionados, ocurrieron hace 40 a 28 millones de años (Clark, et al., 1980). Estos episodios están relacionados con la actividad magmática, la cual es producto de la fusión parcial de la Placa Paleopacífica debajo de la corteza continental de México, en el tiempo que ocurría un retorno de la migración de los arcos magmáticos hacia el oeste.

Los yacimientos hidrotermales de manganeso, contenidos generalmente en rocas ignimbríticas, conforman también un cinturón de yacimientos dentro de los cuales se encuentran los de las localidades de Talamantes, Terrantes y Casas Grandes.

Los yacimientos de hierro, del este de Chihuahua, conforman un cinturón asociado al retorno hacia el oeste del magmatismo, relacionado a la migración de los arcos (Clark et al., op. cit.). Los principales yacimientos se encuentran en las minas de La Perla y Hércules, en la vecindad con Coahuila.

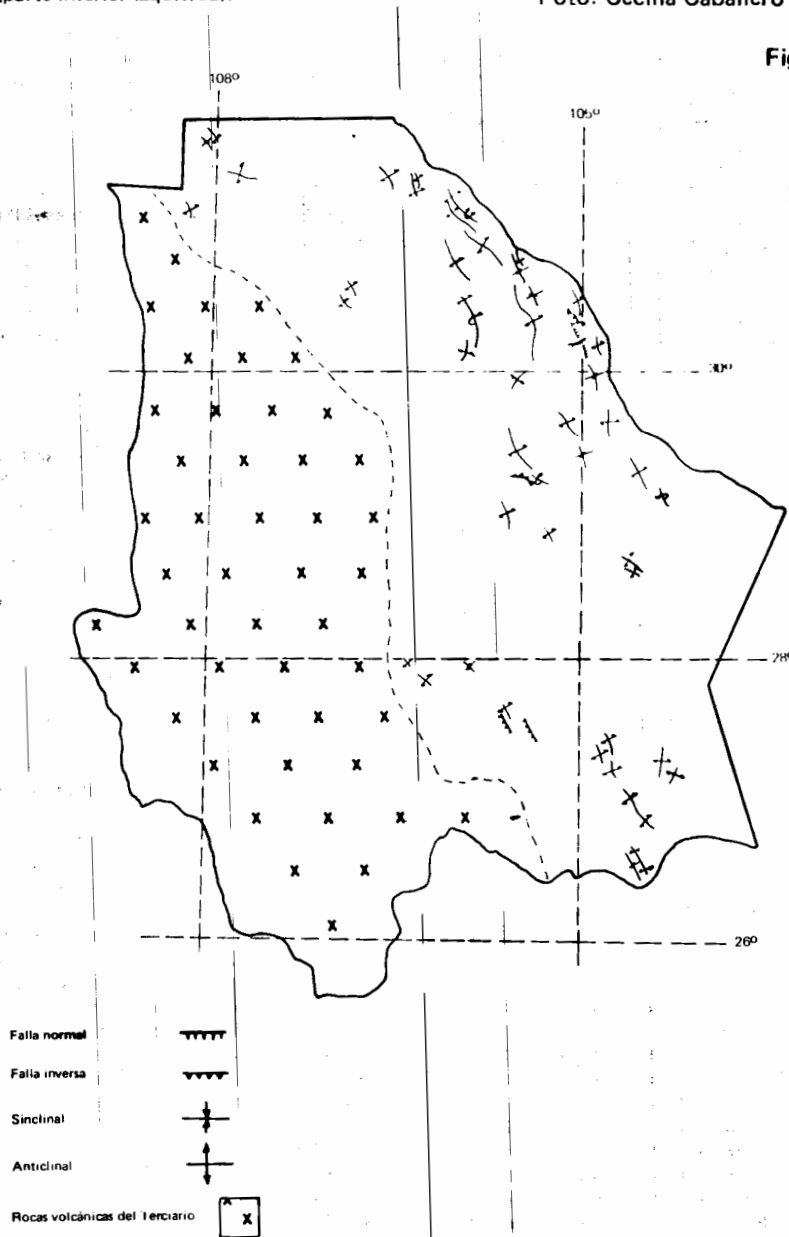
Los depósitos uraníferos volcanogénicos de Chihuahua están vinculados a la migración del magmatismo, hacia el este, y se relacionan con lavas riolíticas y traquíticas de hace 40 millones de años. La principal localidad de este tipo de yacimientos es la Sierra de Peña Blanca, ubicada al norte de Chihuahua.

Por lo que respecta a los yacimientos petroleros, las rocas calcáreas paleozoicas que muestran facies de plataforma, sobre



Vista panorámica que muestra un perfil de la Sierra de Santa Lucía, Chih., en donde afloran las formaciones Finlay (cresta superior), Lágrima (parte media) y Benigno (parte inferior izquierda).

Foto: Cecilia Caballero UNAM



Estructuras en rocas Mesozoicas de Chihuahua.

Figura 2.2

todo las que afloran en la porción noroeste del estado de Chihuahua, cuentan a profundidad con posibilidades, ya que muestran gran porosidad y se asemejan a las rocas productoras del oeste y centro de Texas (R. González, 1976). La información de los pozos petroleros ha revelado posibilidades para el Jurásico de Chihuahua, ya que se han cortado secuencias calcáreo-arcillosas con alto contenido orgánico, que pueden servir como rocas generadoras, así como algunas secuencias porosas de facies de plataforma que pueden ser almacenadoras (R. González, op. cit.).

Las secuencias del Albiano-Cenomaniano, desarrolladas sobre el sector chihuahuense de la Plataforma de Coahuila, pueden ser objetivos petroleros atractivos, debido a la alta porosidad ocasionada por las gruesas secciones de dolomias y bancos arrecifales (R. González, op. cit.).

2.3. Coahuila y Nuevo León

2.3.1. Geología general

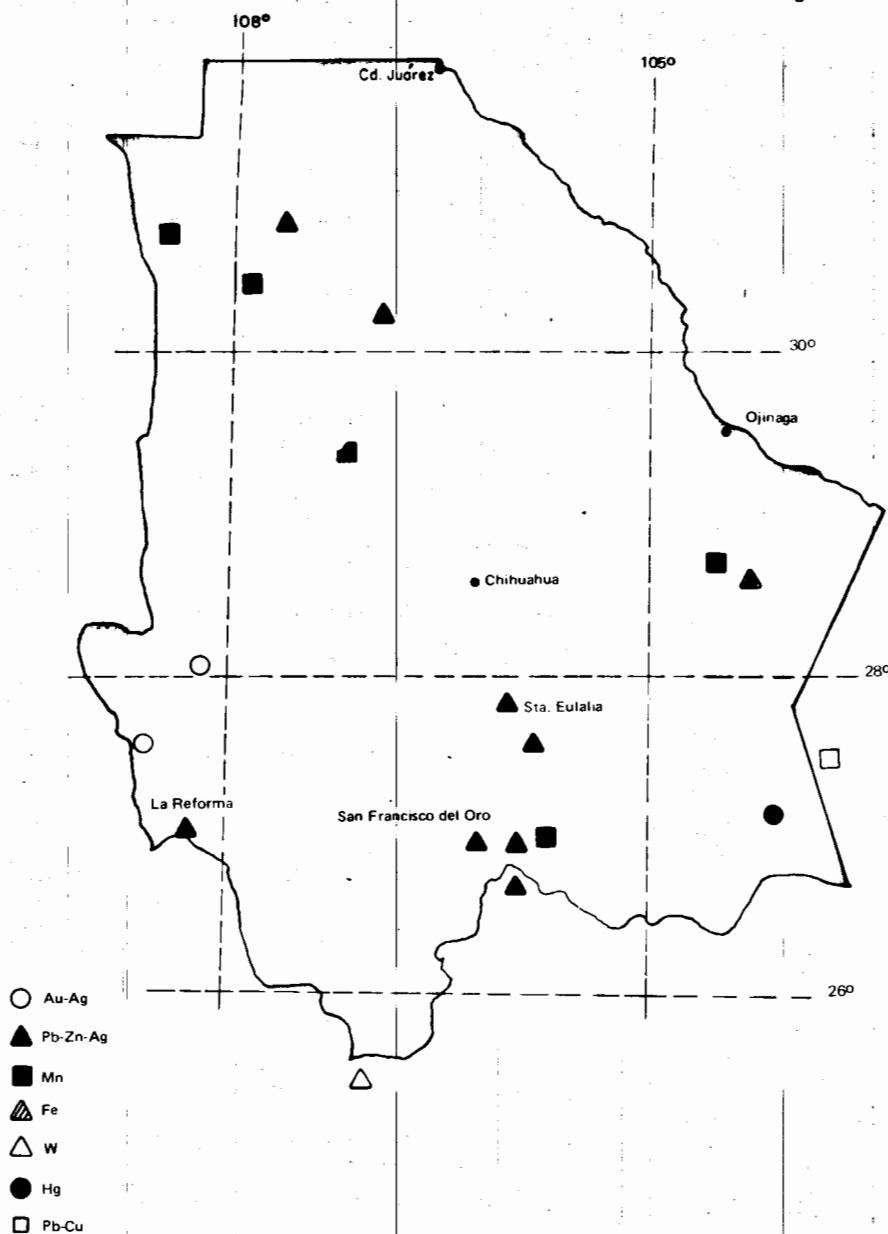
Esta región se caracteriza por la presencia predominante de rocas sedimentarias mesozoicas plegadas, que descansan sobre un basamento paleozoico y precámbrico. El rasgo fisiográfico más significativo lo constituye la flexión que sufre la Sierra Madre Oriental a la altura de Monterrey, a partir de la cual adquiere una orientación general E-O. Al norte de esta flexión los elementos orográficos se vuelven más espaciados, y las estructuras geológicas menos estrechas; además, el relieve disminuye gradualmente al oriente, hasta constituirse en la Llanura Costera del Golfo.

El basamento paleozoico sobre el que evolucionó la secuencia mesozoica de esta región ha sido interpretado como una continuación del cinturón Ouachita del sureste de Estados Unidos. Denison (1970) ha señalado que los esquistos graneno del Cañón de la Peregrina guardan una gran similitud con las zonas internas orientales del cinturón Ouachita; esta afirmación parece ser corroborada por el basamento metamórfico reportado en los pozos petroleros de los estados de Nuevo León y Tamaulipas. Por otro lado, los sedimentos detríticos del Pérmico, reportados en el área de Delicias Acatita, son similares a los de la faja frontal oriental del Geosinclinal Ouachita.

Los periodos de emersión y fallamiento normal ocurridos durante el Triásico y parte del Jurásico, preparan la Paleogeografía de la parte superior del Mesozoico y dan lugar al depósito de capas rojas continentales que han sido reportadas, sobre todo en y al sur del sector de las sierras transversas Monterrey-Torreón.

En el Jurásico Superior actúa una transgresión al noreste de México que da lugar a la formación del Golfo Sabinas, la Isla de Coahuila y la Península y Archipiélago de Tamaulipas (ver Fig. 2.4). Este fenómeno ha sido relacionado por varios autores con la apertura del extremo occidental del Mar de Tethys, en el inicio de la disgregación del supercontinente Pangea. De esta manera queda

Figura 2.3



Distribución de los principales yacimientos minerales conocidos del estado de Chihuahua (tomado del mapa metalogénico de la República Mexicana, Guillermo P. Salas, 1975).

definida en el Oxfordiano el Paleogolfo de Sabinas, que presenta las características de una cuenca intracratónica desarrollada en la porción sur del Cratón de América, más estable tectónicamente. En las primeras etapas de la transgresión se desarrollaron en el Golfo de Sabinas depósitos evaporíticos, terrígenos y calcáreos, en el marco de una fuerte evaporación (R. González, 1976), sobre todo en el Oxfordiano (ver Fig. 2.5). A esta época corresponden las formaciones Minas Viejas, Novillo, Olvido, Zuloaga y La Gloria; estas dos últimas representan, respectivamente, las facies extralitoral y cercana, a costa del Oxfordiano Superior (Roger et al., 1961). Con el avance de la transgresión marina, durante el Kimmeridgiano y Tithoniano, se crearon los depósitos de mar abiertos, de las formaciones La Caja y Pi-

mentia, constituidas de secuencias calcáreo-arcillosas, con horizontes carbonosos, así como los depósitos detríticos del grupo La Casita (ver Fig. 2.6).

Durante el inicio del Cretácico Inferior continuó la transgresión marina del Jurásico Superior, lo cual dio lugar al depósito, durante todo el Neocomiano, de una secuencia heterogénea que comprende varias formaciones. La Arcosa-San Marcos constituye una facie litoral y continental de gran parte del Neocomiano, simultáneamente a la cual se depositaron diversas formaciones. La configuración de La Arcosa-San Marcos permite observar intercalaciones de ésta, entre formaciones depositadas simultáneamente en ambientes marinos de plataforma, ya que varios lentes se alejan del litoral de la Isla

de Coahuila en diferentes niveles estratigráficos. La Formación Menchaca está formada por una secuencia de calizas y algunas intercalaciones de margas y lutitas; esta formación constituye la base de la secuencia de plataforma del Neocomiano que está representada hacia arriba por las lutitas y areniscas de la Formación Barril Viejo, las calizas y lutitas de la formación Padilla, la secuencia calcáreo-arcillosa de la Formación La Mula, y las calizas, dolomías y evaporitas de la Formación la Virgen. En el sector sureste del Golfo de Sabinas se depositaron las calizas arcillosas de la Formación Tarais durante el intervalo Berriasiano-Hauteriviano.

Desde el Hauteriviano hasta el Aptiano se formaron en todo el noreste de México depósitos calcáreos que constituyen diferentes facies. En gran parte del Golfo de Sabinas se depositaron las calizas de la formación Cupido, en un ambiente de plataforma. Se desarrolló, además, un alineamiento arrecifal que corre de Laredo a Monterrey y de ahí al oeste hacia Torreón, el cual es considerado como parte integral de la Formación Cupido. Finalmente, fuera del margen arrecifal que limita esta formación se desarrollaron facies de mar abierto correspondientes a la Formación Tamaulipas Superior. (ver Fig. 2.7).

En el límite Aptiano-Albiano sobreviene un aporte generalizado de terrígenos finos al Golfo de Sabinas que dan lugar a la Formación La Peña. Este aporte pudo haber ocurrido como resultado de un levantamiento epirogénico o un descenso eustático del nivel del mar (Smith, 1970; Charleston, 1973).

Durante el intervalo Albiano-Cenomaniano una importante transgresión marina que cubre incluso los elementos hasta entonces positivos, originó el desarrollo de gruesas secuencias carbonatadas en todo el noreste de México. Sobre las Plataformas del Burro (Península de Tamaulipas) y Coahuila (Isla de Coahuila) se depositaron secuencias de facies someras y evaporíticas gracias a la presencia de arrecifes que bordeaban los elementos. A este intervalo pertenecen las formaciones Aurora, Acatita y Tamaulipas Superior (ver Fig. 2.8).

En el Cretácico Superior se depositaron en toda la región sedimentos fundamentalmente terrígenos provenientes de la porción occidental de México, que sufrió deformaciones orogénicas al principio de esta época y un levantamiento general posterior. Con la retirada gradual de los mares hacia el oriente se desarrollaron sucesivas líneas de costa y deltas con los depósitos detríticos consecuentes (ver Fig. 2.9). En las cuencas de La Popa y Parras el hundimiento lento dio lugar a la acumulación de gruesos espesores de lutitas y areniscas. A las secuencias del Cretácico Superior pertenecen las formaciones Del Río, Buda, Indidura, Eagle Ford, Caracol, Austin, Parras, Upson, San Miguel, Olmos, Escondido y Difunta. Los sedimentos que constituyen esta última formación han sido considerados por Tardy et al. (1974) como depósitos flysch que preceden las deformaciones orogénicas.

Las deformaciones de la Orogenia Laramide se desarrollaron principalmente en la parte inferior del Cenozoico. A este episodio pertenecen las estructuras anticlinales y sinclinales tan características del paisaje coahuilense. El estilo de deformación del área del Golfo de Sabinas es de menor intensidad que el que se observa en el frente del Parras donde las recumbencias y cobijaduras tienen un desarrollo muy importante. Los pliegues son poco estrechos y sólo se llega a observar recumbencias y cabalgamientos hacia los elementos en los límites del paleogolfo. Sobre los antiguos elementos positivos las estructuras son aún más suaves y llegan a observarse en forma de grandes periclinales. A partir de estas deformaciones orogénicas se inicia la evolución continental de la región, con importantes depósitos continentales favorecidos por el fallamiento normal ocurrido en el Cretácico Superior.

Durante el Cenozoico ocurrieron eventos aislados de actividad ígnea en esta región del país, sobre todo en el Oligoceno, cuando fueron emplazados intrusivos de sienita nefelínica (Bloomfield y Cepeda, 1973). K. Clark y colegas (1980) consideran estos cuer-

pos ígneos como parte de una banda ígnea alcalina que se prolonga hacia México desde Nuevo México. Estos autores consideran que este magmatismo alcalino fue inducido por el fenómeno de subducción que ocurría en el occidente de México y que constituye la manifestación más alejada de la paleotrinchera que se encontraba a 1000 km de distancia. También existen para el Oligoceno manifestaciones volcánicas semejantes a las rocas silíceas del este de Chihuahua, además de pequeños derrames basálticos del Plio-Cuaternario.

2.3.2 Yacimientos económicos

El área del Paleogolfo de Sabinas y las áreas de las plataformas de Coahuila y Tamaulipas han sido objeto de exploración petrolera muy importante, ya que reúnen buenas características para el desarrollo de yacimientos y, además, se ha obtenido abundante producción comercial en áreas vecinas. Los niveles estratigráficos con mayores posibilidades son el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior, ya que en ellos se encuentran rocas con características generadoras y almacenadoras. Petróleos Mexicanos ha perforado algunos

pozos exploratorios y ha encontrado importantes manifestaciones de hidrocarburos en el área del Paleogolfo de Sabinas.

La zona carbonífera de Sabinas está formada por yacimientos sedimentarios alojados en la secuencia deltáica del Cretácico Superior. Concretamente pertenecen a la Formación Olmos del Maestrichtiano, depositada en un ambiente predominantemente palustre. Esta zona es la principal productora de carbón en el país y la de mayores reservas (ver Fig. 2.13).

También existen numerosos yacimientos de fluorita y barita distribuidos en una franja de orientación general noroeste-sureste, en posición sensiblemente paralela a las franjas de mineralización desarrolladas en el norte de México, como consecuencia del magmatismo asociado al fenómeno de subducción que ocurrió en el occidente. Estos filones son vetas hidrotermales que encuentran generalmente a las calizas del Cretácico Inferior como roca encajonante. Esta zona es la principal productora de fluorita en México.

PALEOGEOGRAFIA JURASICO SUPERIOR

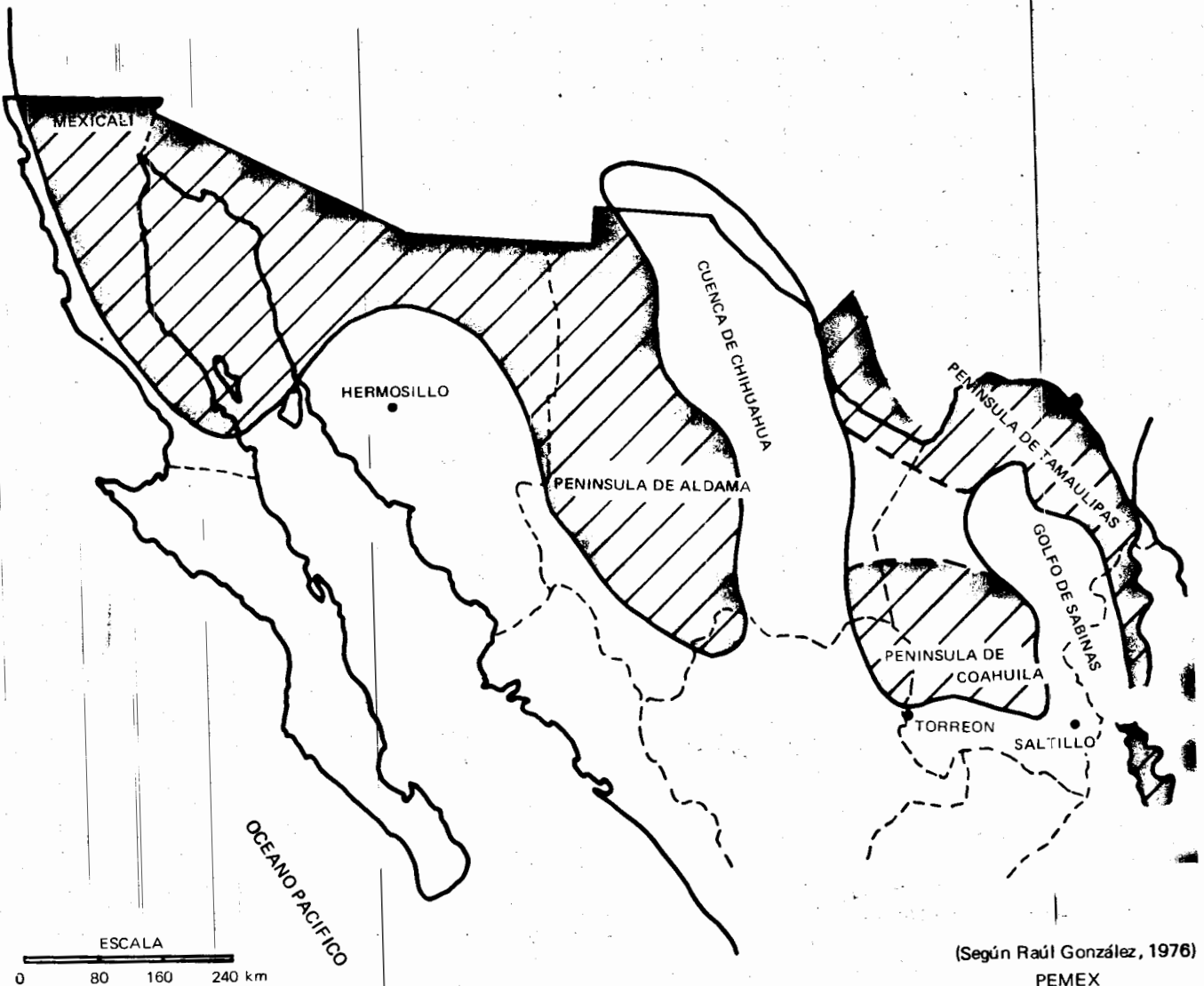
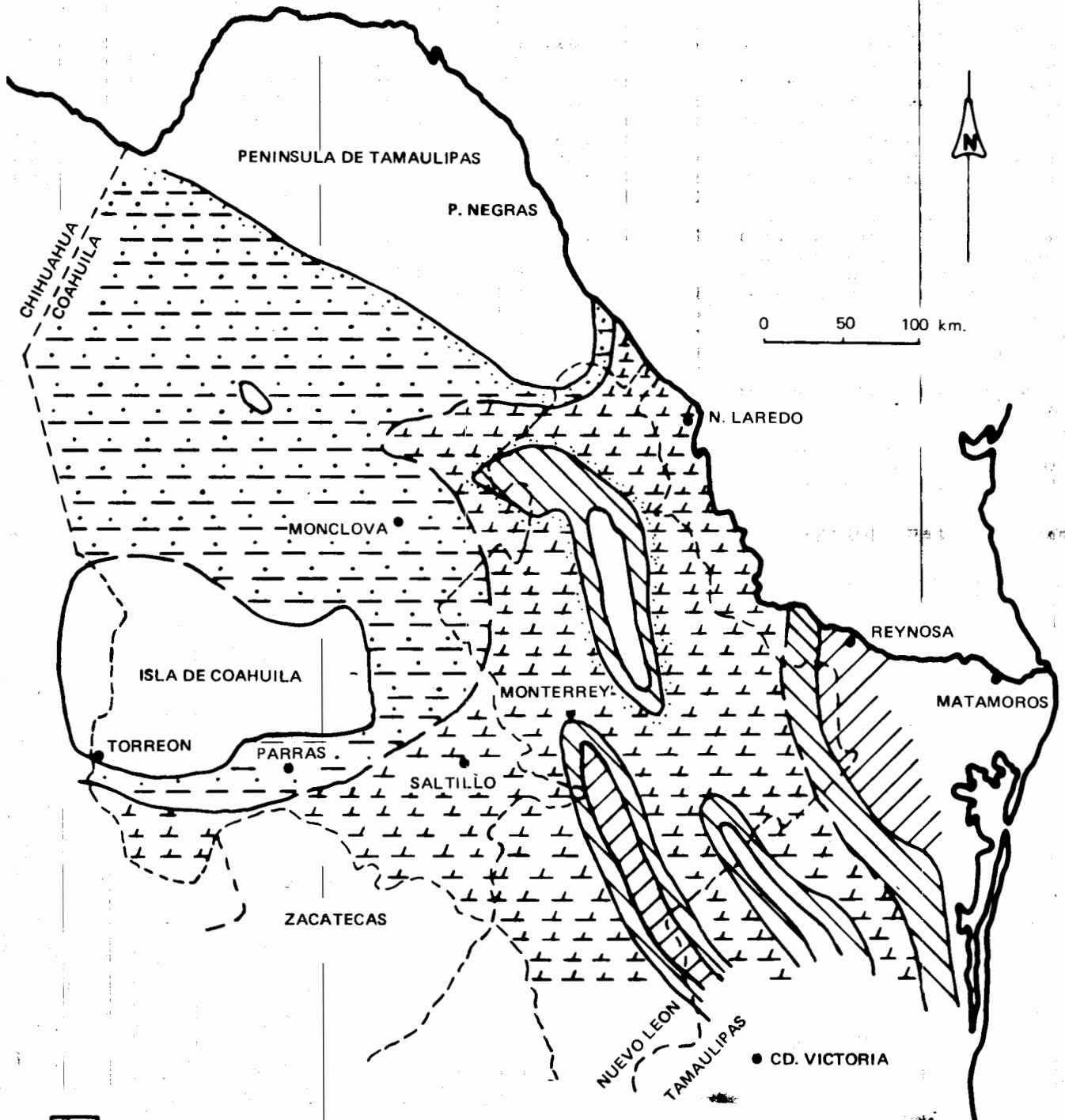






Figura 2.4

(Según Raúl González, 1976)

PEMEX

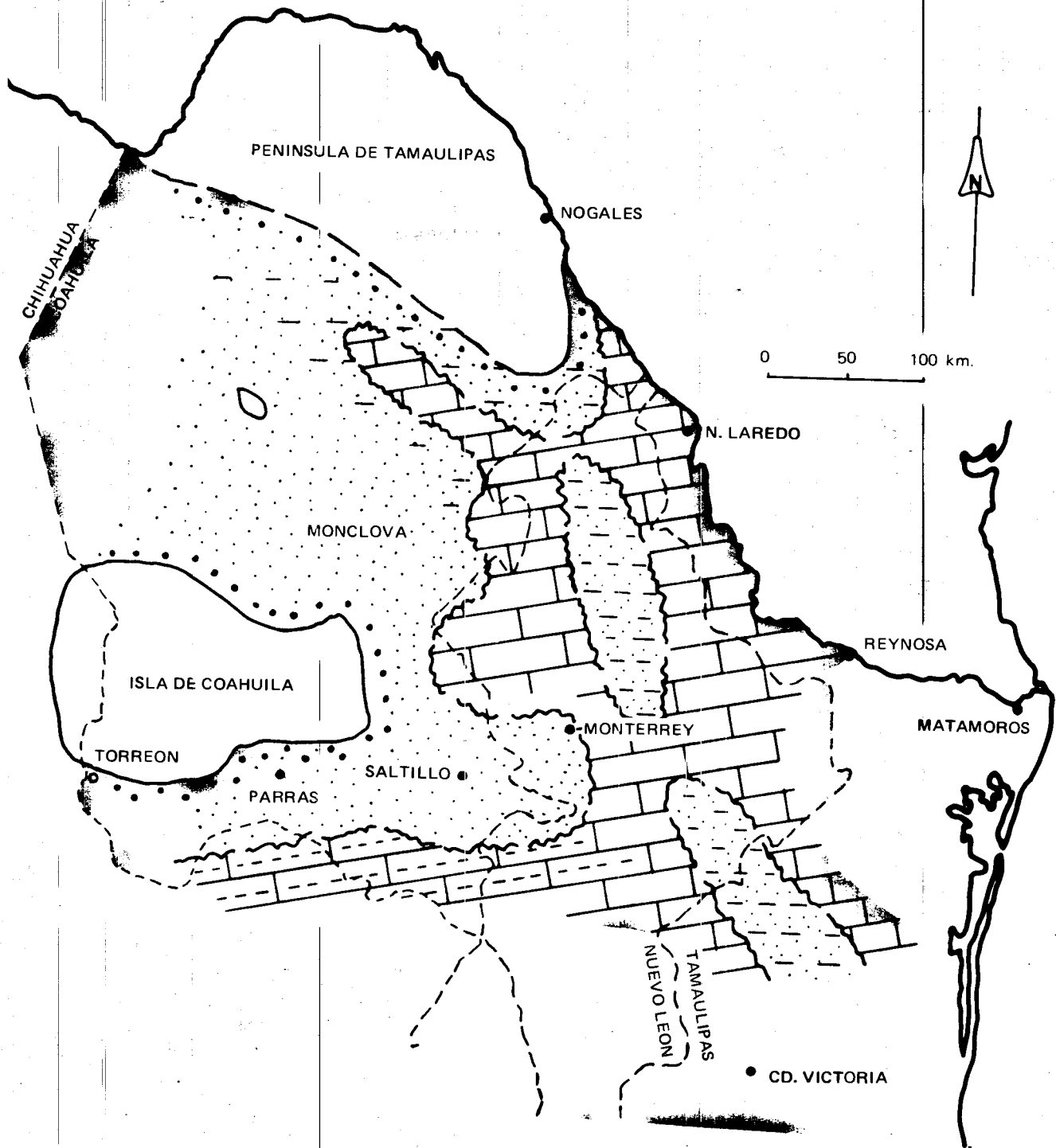





-  PLATAFORMA CARBONATOS EVAPORITAS, F. OLVIDO-NOVILLO
-  BORDO BANCOS OOLITICOS, GPO. ZULOAGA (?)
-  PLATAFORMA CLASTICOS, F. LA GLORIA
-  MAR ABIERTO CALIZAS ARCILLOSAS, F. (?)

(Según J. Alfonso Zwanziger, 1978)

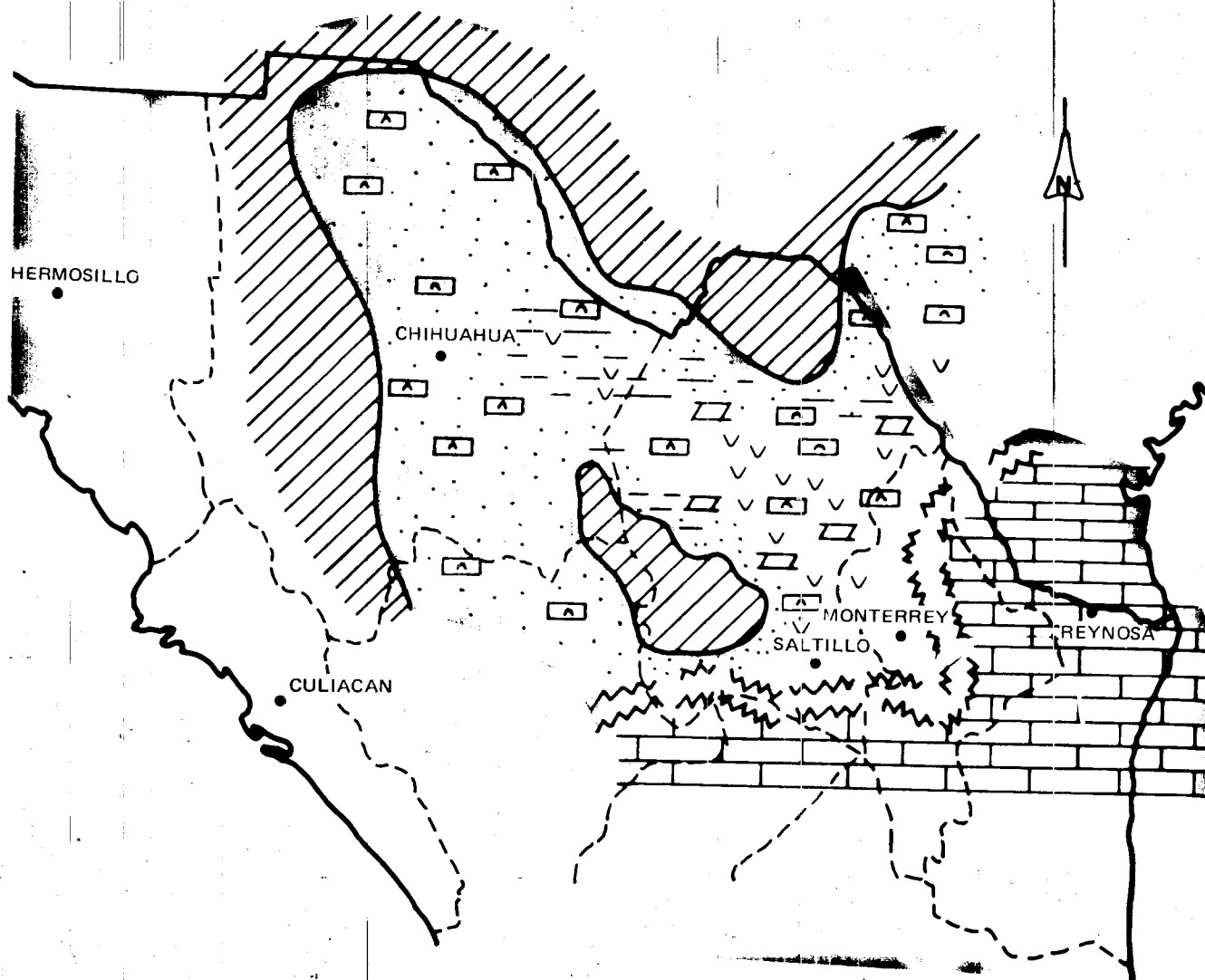
DISTRIBUCION PALEOGEOGRAFICA DEL NORESTE DE MEXICO DURANTE EL KIMMERIDGIANO Y EL TITHONIANO








Figura 2.6

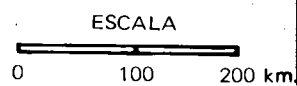


-  TERRIGENOS, GRUPO LA CASITA
-  CARBONATOS ARCILLO-ARENOSO, F. PIMIENTA
-  CARBONATOS ARCILLOSOS, F. LA CAJA

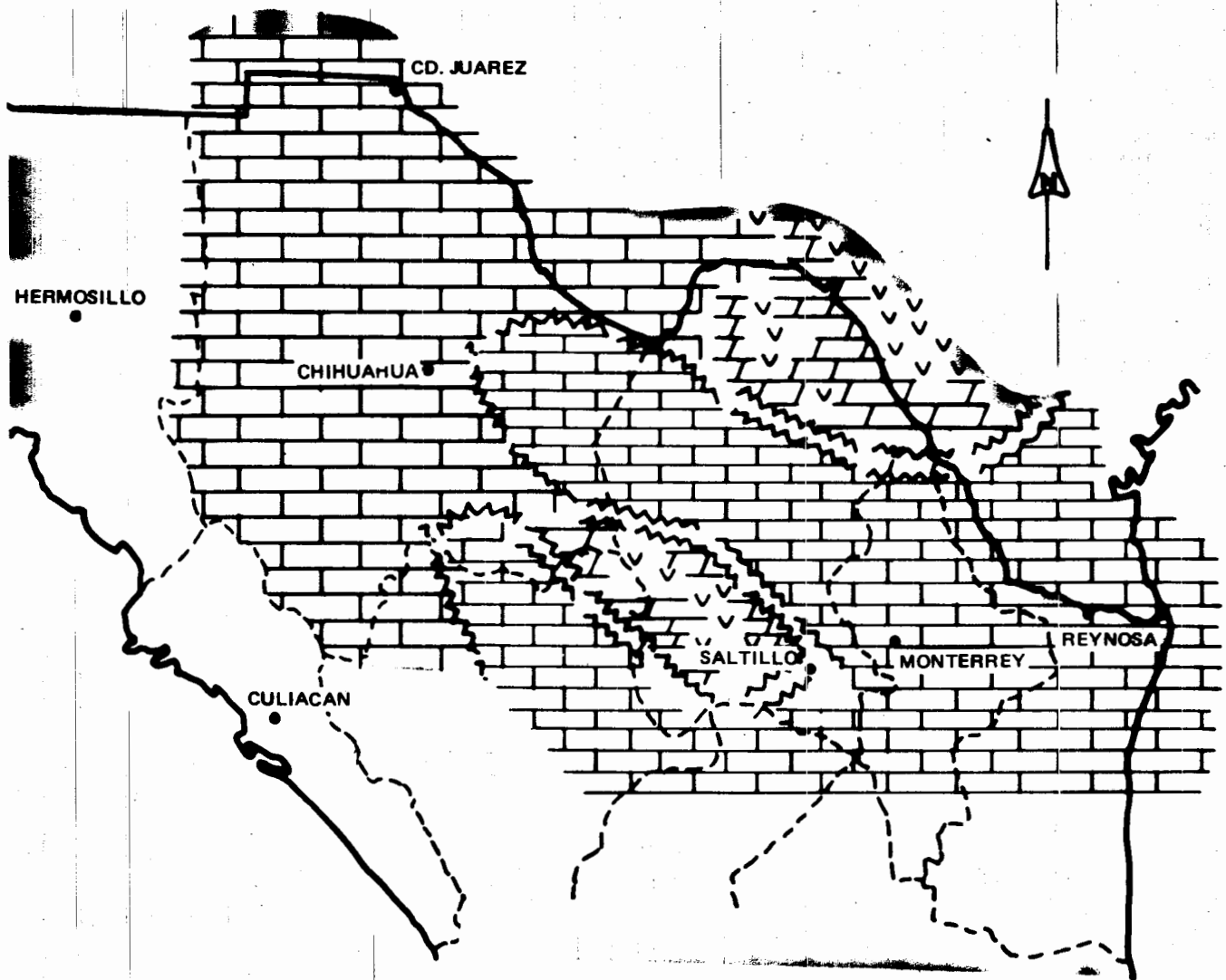
(Según J. Alfonso Zwanziger 1978)



-  Terrigenos
-  Caliza Plat.
-  Dolomia
-  Arrecife
-  Caliza cuenca
-  Evaporitas
-  Continente



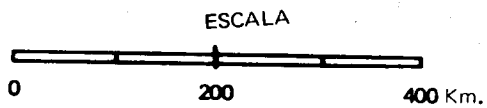
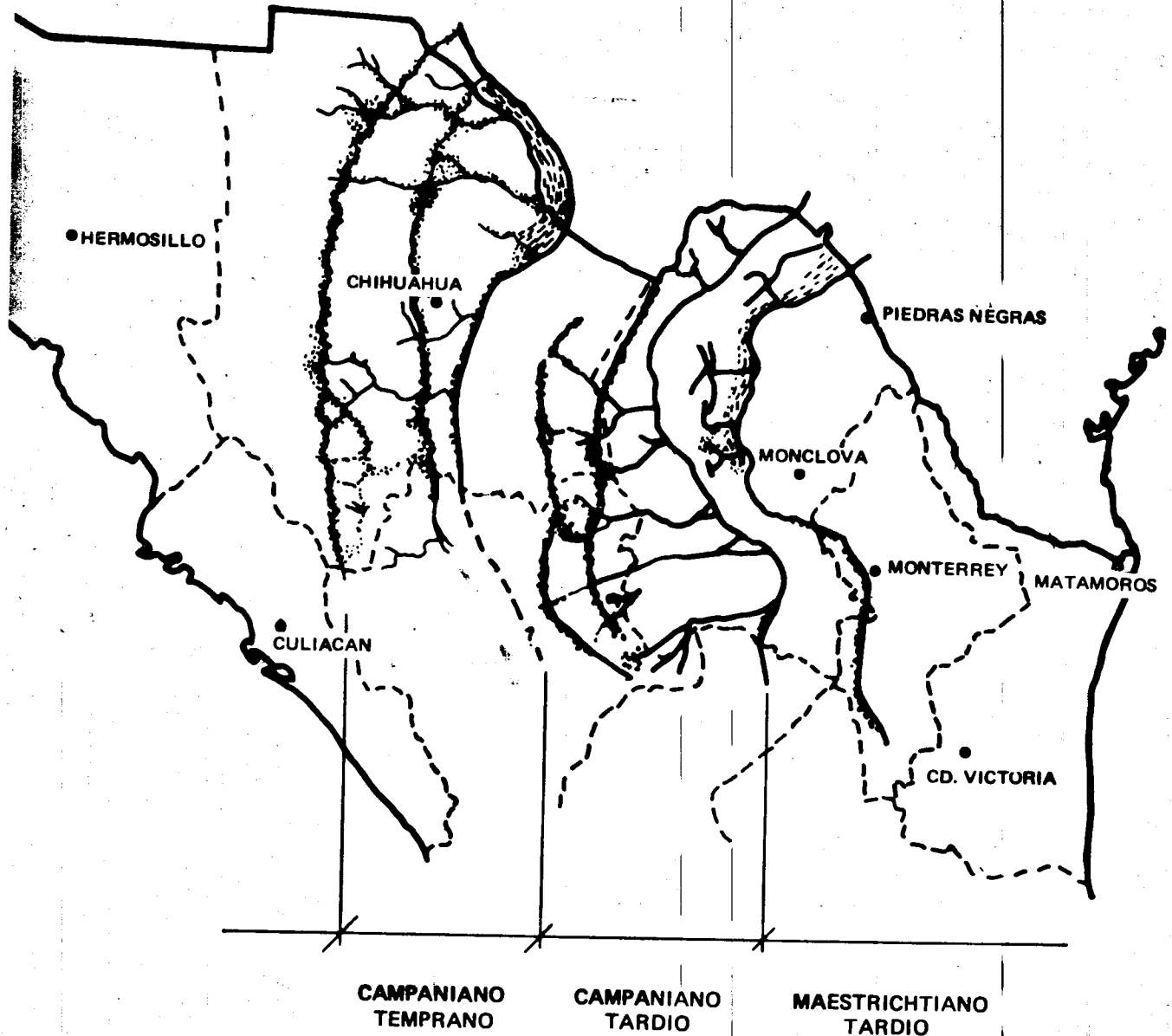
(Según Raúl González, 1976)
 PEMEX



-  Plataforma
-  Anhidrita
-  Dolomia
-  Arrecife
-  Cuenca

ESCALA
0 100 200 km

(Según Raúl González, 1976)
PEMEX



(Según Raúl González, 1976)
PEMEX

Al estado de Coahuila pertenecen los yacimientos de fosforita de origen sedimentario que se encuentran formando horizontes en la secuencia de la Formación la Caja, del Jurásico Superior y que constituyen una de las fuentes más importantes de este material en el país.

2.4. Sierra Madre Oriental, Llanura Costera del Golfo y Mesa Central

2.4.1. Geología general

La Sierra Madre Oriental y las zonas adyacentes están constituidas principalmente por rocas sedimentarias mesozoicas que se depositaron y evolucionaron sobre un basamento paleozoico y precámbrico. La sierra constituye una faja montañosa orogénica que sigue, en su segmento sur, una trayectoria general noroeste-sureste y, a la altura de Monterrey, se flexiona para seguir una trayectoria este-oeste hacia Torreón. La Sierra Madre está compuesta de estrechos pliegues con una orientación que sigue el rumbo general de la sierra. Rumbo a la Mesa del Centro los valles son más amplios, las sierras anticlinales menos estrechas, y hacia el occidente son cubiertos paulatinamente por las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental.

El basamento precámbrico y paleozoico se observa en afloramientos aislados que constituyen ventanas erosionales en la secuencia mesozoica plegada.

En el área de Ciudad Victoria ha sido descrita por numerosos autores una importante secuencia del Paleozoico Superior que descansa sobre rocas metamórficas del Paleozoico Inferior y Precámbrico (Carrillo Bravo, 1961; Fries y Rincón Orta, 1965). La secuencia metamórfica inferior está constituida por el Gneis Novillo de edad Precámbrica, la Cuarcita La Presa del Cámbrico y por el Esquisto Granjeno, posterior a ambas unidades. Según dataciones radiométricas de Denison et al. (1971), el Esquisto Granjeno se originó en un proceso metamórfico ocurrido en el intervalo Pensilvánico-Pérmico. Estos autores sugieren que el esquisto fue colocado tectónicamente en yuxtaposición con la secuencia sedimentaria del Paleozoico Superior contemporánea a él. De Cserna et al. (1977) considera esta unidad como un alóctono colocado en contacto tectónico sobre el Gneis Novillo en un episodio posterior a la formación de la Cuarcita La Presa y anterior al depósito de la secuencia del Paleozoico Superior; por otra parte, estos autores han datado el fenómeno de metamorfismo del Esquisto Granjeno y lo han ubicado en el Ordovícico (446 m.a.). Ramírez Ramírez (1978) ha sugerido que el emplazamiento tectónico del Esquisto Granjeno ocurrió en el Paleozoico Tardío, al tiempo del plegamiento intenso de la secuencia sedimentaria del Paleozoico Superior. Según el modelo de este autor, el Esquisto Granjeno provino de una faja oriental perteneciente a la zona interna del cinturón Ouachita, en donde fue metamorfozado durante el Carbonífero. La secuencia sedimentaria depositada en el intervalo Silúrico-Pérmico ha sido considerada por la mayoría de los autores como un autóctono tectónico

desarrollado sobre el basamento continental representado por el Gneis Novillo y pertenecientes al cinturón Ouachita del sur de Norteamérica.

Otros afloramientos paleozoicos de la Sierra Madre Oriental son los que se localizan en el área de Huayacocotla, a la altura del paralelo 21. En estas localidades las rocas paleozoicas se encuentran expuestas en el núcleo de un gran anticlinorio cuyos flancos están compuestos de una gruesa secuencia sedimentaria mesozoica. Aquí, el Paleozoico está compuesto por una secuencia metamórfica de gneises, esquistos y metaconglomerados, probablemente pertenecientes a la parte inferior de esta era, y por una secuencia flysch de más de 2000 metros de espesor de edad pérmica; asimismo, se han reportado afloramientos misisípicos de lutitas, areniscas y conglomerados en el área de Calnali, Hidalgo (Carrillo Bravo, 1965).

El Triásico está representado en la Sierra Madre y las zonas aledañas por los lechos rojos pertenecientes a la Formación Huizachal. Estos sedimentos continentales atestiguan un prolongado periodo de emersión para esta porción del país que se originó con posterioridad a las deformaciones orogénicas de fines del Paleozoico.

En La Mesa del Centro existen numerosos afloramientos de secuencias metamórficas que pueden haber correspondido al Triásico o a las postrimerías del Paleozoico. En el área de Zacatecas, sobre esta secuencia metamórfica, descansan rocas sedimentarias marinas parcialmente metamorfozadas con contenido de fósiles del Triásico Superior -Cárnico- (Burkhardt, 1930) que constituyen, junto con Peñón Blanco y Charcas, S.L.P., los únicos

afloramientos reconocidos del Triásico Marino en esta porción de México. Otros afloramientos de rocas esquistosas de probable edad Paleozoico Superior o Triásico Inferior se localizan en las áreas de Caopas, Zacatecas, y Guanajuato.

Durante el inicio del Jurásico continuó en la mayor parte de esta porción de México una historia continental con sedimentación de capas rojas, salvo en la región del Anticlinorio de Huayacocotla en donde se verificó un avance de los mares que propició la sedimentación marina de una secuencia arcillo-arenosa en lo que Carrillo Bravo (1971) llamó Cuenca Liásica de Huayacocotla; esta secuencia sedimentaria nombrada por el mismo autor como Formación Huayacocotla, se deformó a finales del Jurásico Inferior para que volviera a predominar en toda la región la sedimentación continental durante el Jurásico Medio.

Con el Jurásico Superior se generaliza en todo el norte y noreste de México una transgresión marina que Tardy (1980) relacionó con la apertura occidental del Mar de Tethys durante la disgregación del supercontinente Pangea. Pilger (1978) señala que la apertura del golfo de México fue anterior a la apertura del Atlántico, lo que tal vez supondría que las transgresiones marinas de la primera mitad del Mesozoico pudieran venir del Pacífico más que del este. La afinidad de las faunas del oriente de México con las del Pacífico (Longoria, comunicación personal) es un hecho que apunala esta suposición. Para tiempos anteriores a la transgresión jurásica, durante la sedimentación continental del Triásico, gran parte de lo que actualmente es México pertenecía al sector occidental del mencionado continente Pangea.



Pliegues en "chevron" de la secuencia calcáreo-arcillosa de la Formación Tamán, del Jurásico Superior, en el área del Anticlinorio de Huayacocotla.

Foto Jesús Olvera SPP

Con la invasión de los mares del Jurásico Superior sobre gran parte del norte y noreste de México se comienzan a definir los elementos paleogeográficos que actúan durante todo el Mesozoico y que controlan la sedimentación y las deformaciones tectónicas. Entre los principales elementos que actuaron durante el Mesozoico, en el área de la Sierra Madre Oriental y las zonas adyacentes, se encuentran la Cuenca Mesozoica de México o Geosinclinal Mexicano, la Plataforma San Luis-Valles; la Península o Isla de Coahuila, la Península o Archipiélago de Tamaulipas y el Antiguo Golfo de México.

La cuenca mesozoica desarrollada en la zona de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental ha sido considerada por numerosos autores como un geosinclinal, en el sentido de un cinturón lineal de hundimiento en donde se acumularon considerables espesores de sedimentos y que posteriormente fue destruido por fenómenos tectónicos de tipo *orogénico*. Burckhardt (1930) consideró que para el Jurásico Superior en esta región se encontraba una gran entrante de mar bordeada por tierras positivas, salvo en el sureste, hacia el estado de Veracruz. Imlay (1940) menciona la existencia en esta región de un geosinclinal denominado Geosinclinal Mexicano, separado del que se desarrolló en el occidente de México, al cual se denominó Geosinclinal del Pacífico; este autor señala, además, que en los periodos Jurásico y Cretácico llegó a haber comunicación entre ambos geosinclinales, en forma de portales que se evidencian por la migración de formas características del Mediterráneo hacia la Provincia del Pacífico del Norte y viceversa.

Más recientemente se ha considerado (Tardy, 1980) que la porción centro-oriental de México evolucionó como un geosinclinal en el que se individualizaron dos cuencas (Antiguo Golfo de México y Cuenca Mesozoica de México) de orientación norte-noroeste, sur-sureste, en donde se depositan sedimentos calcáreos pelágicos, separados por una cresta (Plataforma San Luis-Valles) sobre la que se desarrolló una sedimentación nerítica. Las ideas de Schmidt-Effing (1980) sobre la presencia de un aulacógeno en el área de Huayacocotla durante el Jurásico Inferior, sugieren la posibilidad de que esta porción del país haya evolucionado como un sistema de aulacógenos durante la primera mitad del Mesozoico, es decir, como una serie de depresiones tectónicas asociadas al inicio de la expansión del Atlántico, que fueron invadidas por los mares; la constante actividad de estas fosas ocasionó cambios drásticos en la batimetría, lo que provocó que en ciertas zonas se depositaran secuencias pelágicas asentadas en corteza continental sin que se lograra consumar un proceso de oceanificación. En gran parte de la Cuenca Mesozoica de México (Mesa Central y faja occidental de la Sierra Madre Oriental) la transgresión marina oxfordiana está marcada por el depósito inicial de los Yesos Minas Viejas que dan cuenta de aguas someras en condiciones de fuerte evaporación. Estos depósitos de yesos jugarían un papel muy importante en las deformaciones orogénicas de finales del Mesozoico, según los modelos de varios autores. En el Antiguo Golfo de México la transgresión oxfordiana también

se inicia con depósitos evaporíticos. Es sólo en esta edad cuando ocurren depósitos de aguas someras en ambas cuencas, ya que en el resto del Mesozoico las condiciones de sedimentación fueron pelágicas, en contraste con aquéllas que se desarrollaron en las plataformas de San Luis-Valles, Coahuila y Tamaulipas en donde ocurrieron depósitos de aguas neríticas.

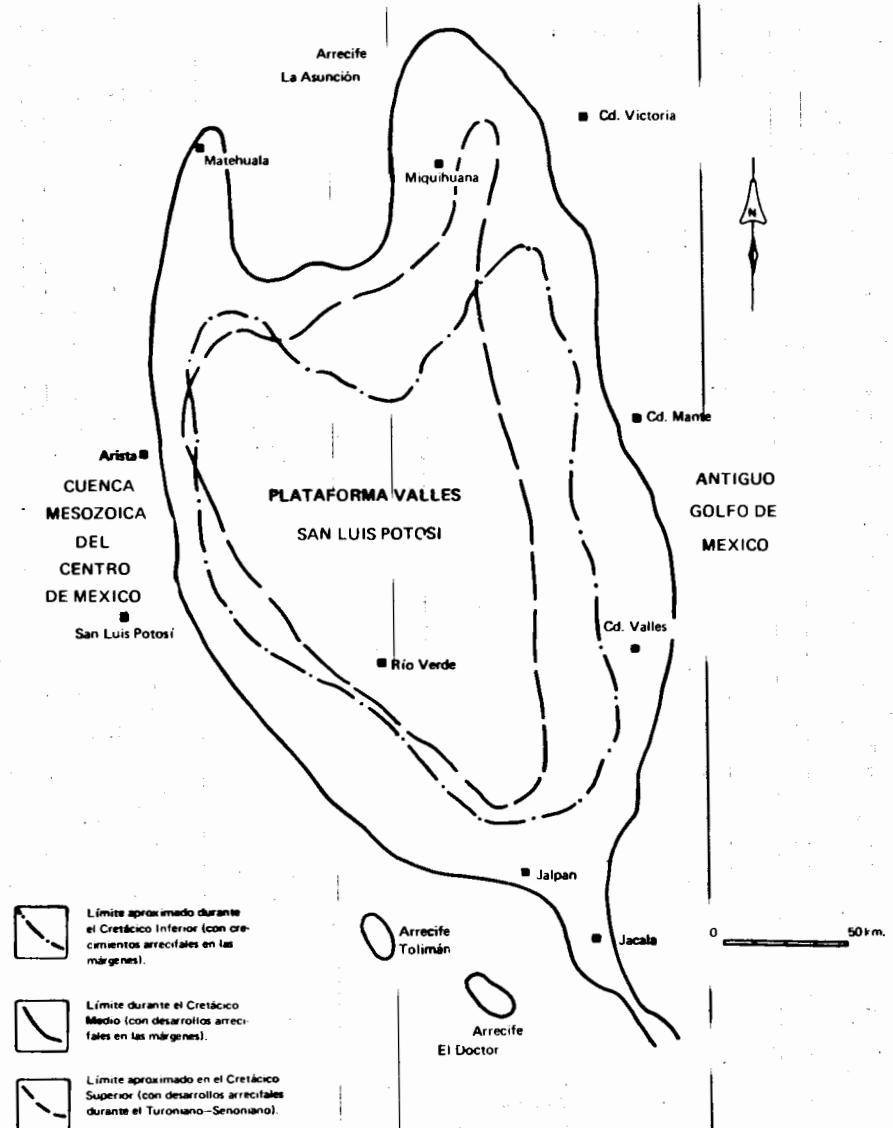
Los depósitos del Jurásico Superior en la Cuenca Mesozoica de México, constituyen en orden estratigráfico los Yesos Minas Viejas, la Caliza Zuloaga y las limolitas, calizas y lutitas de la Formación La Caja. Los depósitos clásticos, equivalentes de facies cercanas, a costa de las dos últimas formaciones, corresponden respectivamente a la Formación La Gloria y la Formación La Casita. La transgresión marina iniciada en el Oxfordiano no cubrió completamente la Plataforma Valles-San Luis Potosí y algunas áreas permanecieron emergidas durante todo el Jurásico

Superior (Carrillo Bravo, 1971); por otra parte, quedó parcialmente emergida la Plataforma de Tamaulipas (archipiélago) y totalmente emergida la Plataforma Coahuila.

Durante la primera parte del Cretácico Inferior (Neocomiano-Aptiano), ocurrieron depósitos de mar abierto en la Cuenca Mesozoica de México (Formaciones Taraises y Tamaulipas Inferior) y en el Antiguo Golfo de México (Formación Tamaulipas Inferior), mientras que sobre la Plataforma San Luis-Valles se depositaba una secuencia, principalmente evaporítica (Formación Guaxcamá). Con el Albiano se generaliza una transgresión marina que cubre los últimos elementos positivos y se desborda sobre la porción occidental de México (Rangin y Córdoba, 1976). En el perímetro de la Plataforma San Luis-Valles se desarrolló, entonces, una franja arrecifal flanqueada por depósitos post-arrecifales y pre-arrecifales (ver Fig. 2.10) en un conjunto denominado Formación El Abra (Carrillo Bravo, 1971); similares desarrollos arrecifa-

LIMITES DE LA PLATAFORMA VALLES-SAN LUIS POTOSI DURANTE EL CRETACICO

Figura 2.10



(Según J. Carrillo, 1971)

les se han interpretado para las Plataformas de Coahuila y El Burro, contemporáneas a la Formación Aurora y Cuesta del Cura, así como en la zona de Tuxpan en donde un arrecife en forma de atolón constituye la roca almacenadora de hidrocarburos de la llamada Faja de Oro.

En el inicio del Cretácico Superior cambia de manera drástica el régimen de sedimentación en el oriente de México, con el aporte de sedimentos detríticos provenientes del occidente, en donde tenía lugar un levantamiento asociado a la actividad volcánica y plutónica. Durante esta época los mares se retiran paulatinamente hacia el oriente, con deltas progradantes asociadas, y se desarrollan en el área de la Cuenca Mesozoica de México, los depósitos de las Formaciones Indidura del Turoniano (calizas y lutitas), Caracol del intervalo Coniaciano-Maestrichtiano (lutitas y areniscas), Lutita Parras del Santoniano y Difunta del Campaniano-Maestrichtiano (lutitas y areniscas). Sobre la Plataforma San Luis-Valles se desarrolló, durante gran parte del Cretácico Superior, un complejo calcáreo de tipo plataforma, constituido por calizas simples y calizas arcillosas de la Formación Tamasopo, del intervalo Turoniano Superior-Senoniano Superior, que subyace en las lutitas, areniscas y calizas de

la Formación Cárdenas del Campaniano-Maestrichtiano. Estas formaciones son equivalentes de plataforma de las Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez, del Antiguo Golfo de México.

Las primeras manifestaciones de las deformaciones orogénicas de los inicios del Cenozoico son los depósitos de tipo flysh, asociados a los deltas progradantes del Cretácico Superior y a las antefosas formadas en el área de Parras (Campaniano-Maestrichtiano) y Chicontepec (Paleoceno), en donde se depositan grandes secuencias de terrígenos en aguas profundas. Con estas deformaciones empieza la edificación de la Sierra Madre Oriental y se inicia la historia continental de gran parte de este sector del país.

En el periodo de máxima deformación orogénica se inician, en el área de la Mesa Central, los depósitos conglomeráticos de tipo molasa correspondientes a las Formaciones Ahuichila y Conglomerado Rojo de Guanajuato. Generalmente se trata de conglomerados petromiásticos derivados de la denudación de las formaciones mesozoicas plegadas. En las depresiones sinclinales y fosas tectónicas se acumularon gruesos espesores de sedimentos continentales de origen aluvial, lo que le imprimió un paisaje geomorfológico, característico de la Mesa

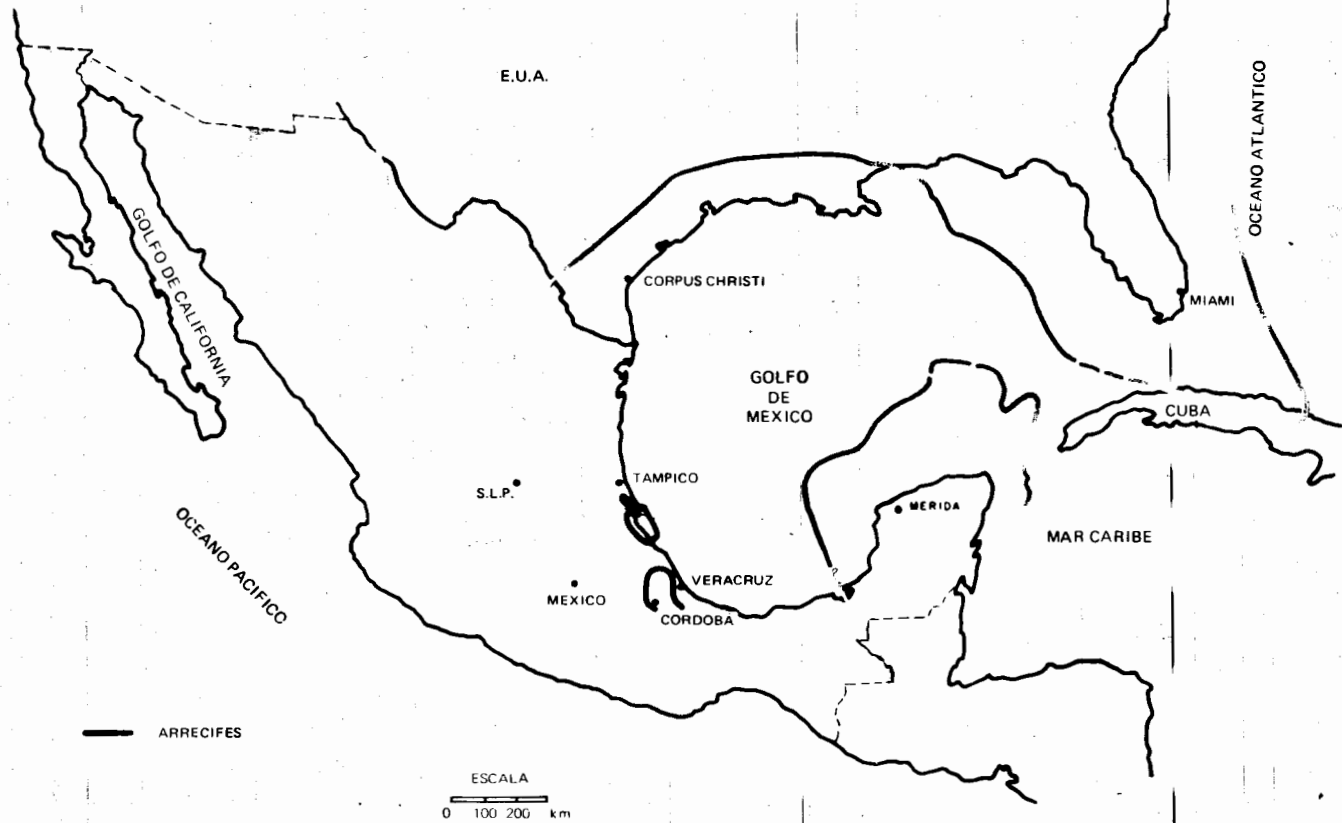
Central. El extremo occidental de esta zona de pliegues mesozoicos aparece cubierta por las mesetas ignimbríticas disectadas y a falladas de las estribaciones de la Sierra Madre Occidental, originadas principalmente en el Oligoceno.

En el Antiguo Golfo de México se individualizaron durante el Terciario dos cuencas sedimentarias principales, separadas por los pliegues laramídicos de las sierras de Tamaulipas y San Carlos. La Cuenca de Burgos, ubicada al norte, presenta secuencias marinas, principalmente detríticas, de más de 1 500 m con desarrollo de numerosas fallas de crecimiento (contemporáneas del depósito) reconocidas por las perforaciones de Petróleos Mexicanos (López Ramos, 1979; Peña, 1978). En la Cuenca Tampico-Mizantla se desarrolla una considerable secuencia de sedimentos marinos areno-arcillosos; esta cuenca se encuentra limitada principalmente por estructuras orogénicas del inicio del Cenozoico en las siguientes posiciones geográficas: al norte, por la Sierra de Tamaulipas; al oriente, por la Sierra Madre Oriental y la Antefosa de Chicontepec; y al sur, por el Macizo de Teziutlán. En las dos cuencas los depósitos terciarios ocurrieron en el marco de una regresión general hacia el este, que fue dejando sucesivas bandas de afloramientos paralelos a la actual línea de costa.



Pliegue recostado en rocas sedimentarias marinas del Cretácico, que muestra el tipo de deformación que prevalece en la región Tolimán-Peñamiller.

Foto Jesús Olvera, SPP



(Según J. Carrillo, 1971)

Las actividades plutónica y volcánica en la Sierra Madre Oriental y la Llanura Costera del Golfo fueron muy incipientes durante el Cenozoico y sólo se reconocen aislados plutones emplazados en la secuencia mesozoica y algunos derrames de los dominios de la Sierra Madre Occidental y Eje Neovolcánico, así como de la provincia alcalina del oriente de México. Los más importantes emplazamientos plutónicos corresponden a la Sierra de San Carlos, en Tamaulipas, en donde se encuentran sienitas nefelínicas, gabros y monzonita dispuestos en lacolitos, diques y mantos (ver Fig. 2.12). Estas rocas constituyen la continuación hacia el sur de la provincia alcalina que se inicia hacia el norte en el área de Big Bend, en Texas (Clark et. al., 1980). Estudios radiométricos de rocas intrusivas del área de Tamaulipas, llevados a cabo por Bloombield y Cepeda (1973), revelaron fechas que varían entre 30 y 28 millones de años. Los derrames alcalinos de basalto, ubicados al norte de Tampico, representan un evento más tardío, el cual se atribuye a un fenómeno de distensión (Cantagrel y Robin, 1979).

2.4.2. Resumen tectónico

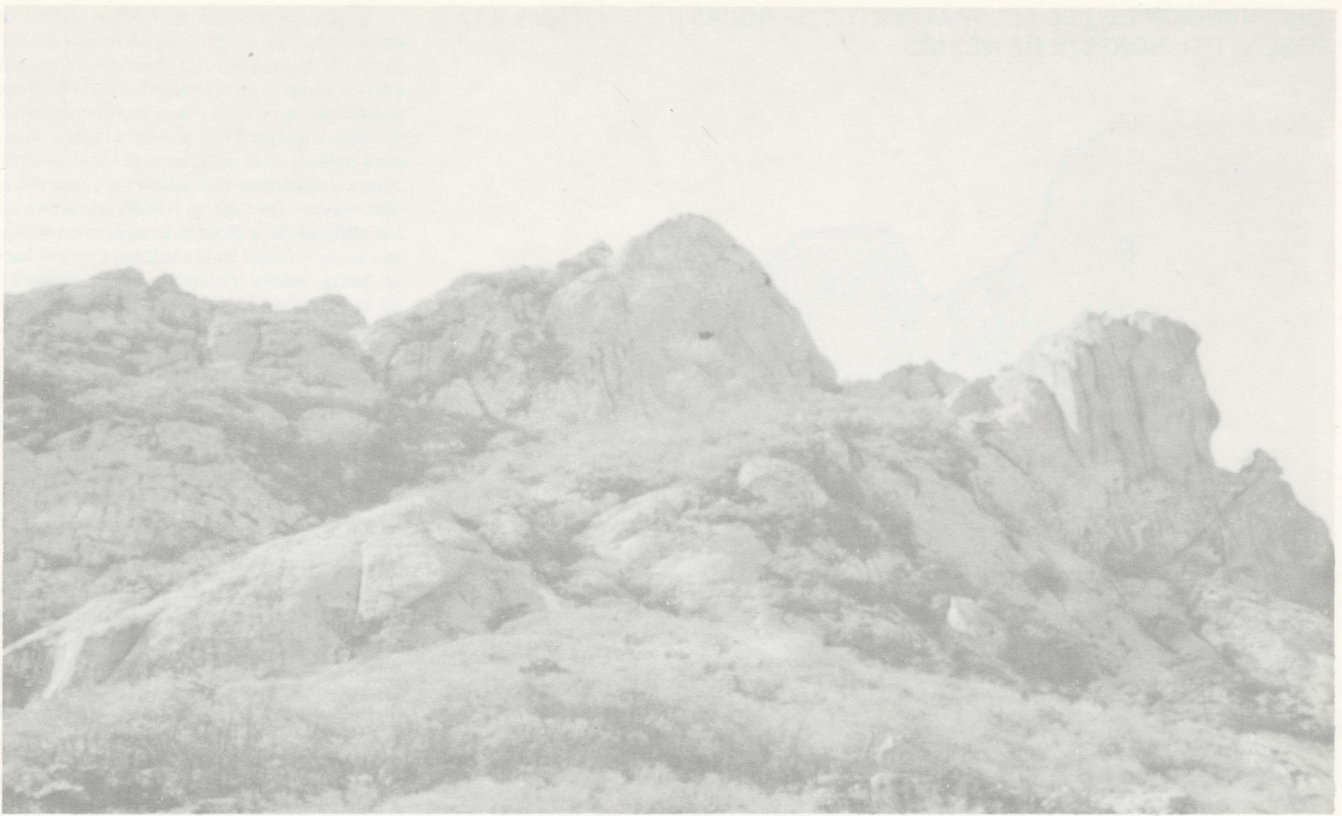
Las características del basamento precámbrico y paleozoico sobre el que evolucionó la amplia secuencia mesozoica del oriente de México, no son claras, ya que en general son escasos los afloramientos. Los cinturones

que conforman este basamento deben haber sido fuertemente dislocados por los movimientos laterales y verticales de la primera mitad del Mesozoico, cuando ocurrió la apertura del golfo de México. Estos movimientos tectónicos prepararon la distribución paleogeográfica de cuencas y plataformas que controlarían la sedimentación y las deformaciones tectónicas de finales del Mesozoico. De cualquier forma, los afloramientos paleozoicos de la Sierra Madre Oriental han sido considerados como una prolongación del cinturón Ouachita del sureste de Estados Unidos, ya que muchos autores han encontrado semejanzas con las rocas de este cinturón (De Csarna, 1956; Flawn, 1961; Denison et al., 1971; Ramírez Ramírez, 1978) que se constituyó en la segunda mitad del Paleozoico como consecuencia del cierre del océano Proto-Atlántico.

Durante el Triásico esta porción del país evolucionó en forma continental con el desarrollo de una tectónica distensiva que dio lugar a la formación de fosas y rellenos importantes de sedimentos continentales. En el periodo Jurásico se instauran en México dos dominios importantes como resultado de la apertura del Atlántico y el golfo de México, así como por la migración de Norteamérica hacia el noroeste. El primero de ellos, ubicado en el occidente de México, estaba representado por una margen convergente y una zona de arco magmático de tipo

andino adyacente, resultado del hundimiento de la Placa Paleopacífica debajo del continente norteamericano; el segundo dominio, de tipo geosinclinal o de sistema de alaucógenos, se origina por la transgresión marina del Jurásico Superior sobre el oriente del país, al tiempo de la apertura del golfo de México. Esta transgresión dio lugar a considerables depósitos calcáreos en el marco de una subsidencia intermitente y a la presencia de elementos cratónicos en forma de porciones emergidas y de altos fondos marinos.

A principios del Cretácico Superior ocurre un marcado cambio en el régimen de sedimentación de esta región, como consecuencia del levantamiento y deformación del dominio occidental en donde continuaba actuando la subducción de la Placa Paleopacífica, debajo de la porción continental de México. Los sedimentos detríticos que comienzan a cubrir la secuencia calcárea del oriente se distribuyen ampliamente y llegan a alcanzar grandes espesores en las antefosas de Parras, en el Cretácico Superior, y Chicoutec en el Paleoceno, cuya formación anuncia la actividad orogénica que afectaría toda la región. De esta manera los dominios occidental y oriental de México, que habían actuado de manera relativamente independiente y con características propias, se ven interrelacionados estrechamente con las deformaciones de finales del Mesozoico.



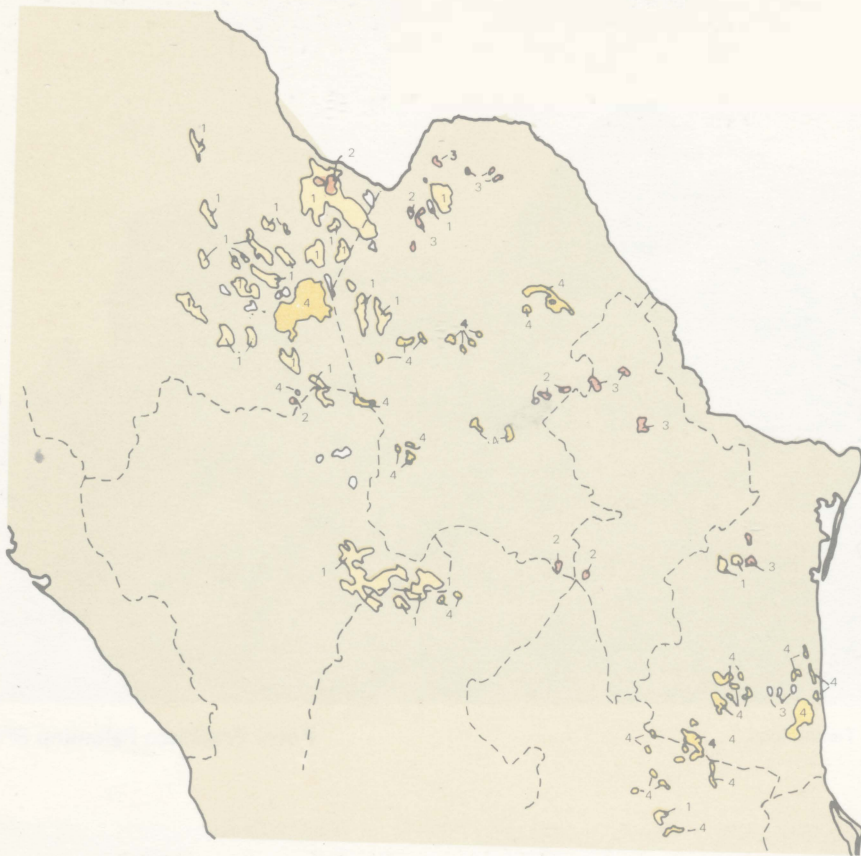
Afloramiento de sienita en la Sierra de San Carlos, Tamaulipas.

Foto: Francisco Palomino SPP



Cuerpo hipabisas andesítico del Cerro del Bernal, Tamaulipas.

(Foto: Francisco Palomino SPP)



- 1 Ignimbritas del Oligoceno
- 2 Intrusivos graníticos del Cenozoico Inferior
- 3 Rocas intrusivas alcalinas asociadas a granitos del Cenozoico Inferior
- 4 Basaltos alcalinos del Terciario Superior y Cuaternario

Según un modelo de Coney (1976), las deformaciones orogénicas de finales del Cretácico y principios del Terciario coinciden con un cambio en el movimiento de las placas tectónicas, ya que la Placa Norteamericana y la Placa Paleopacífica que convergían de manera oblicua en el occidente de México, empezaron a realizarlo frontalmente y con velocidad mayor. De Cserna (1956) considera que los pliegues de la secuencia mesozoica aumentan en intensidad desde la Mesa Central hasta la Sierra Madre Oriental, por la presencia, en la época de las deformaciones, de las masas cratónicas de la plataforma de Coahuila y la Península de Tamaulipas; los esfuerzos provenientes del suroeste provocaron la deformación de la secuencia a partir de la base de evaporitas oxfordianas que sirvieron de superficie de deslizamiento o décollement al estilo de las montañas Jura, de Europa (De Cserna, 1979). Tardy (1975) supone la existencia de una napa de dirección norte-noreste, es decir, de una cobijadura de centenares de kilómetros que coloca la secuencia pelágica de la cuenca interna (Mesa Central y Cadena Alta de la Sierra Madre Oriental) sobre las plataformas San Luis - Valles y Coahuila, con secuencias arrecifales y subarrecifales, que forman una misma arruga paleogeográfica; el modelo de este autor presume el desprendimiento de la secuencia de la cuenca interna a partir del nivel de los yesos oxfordianos, y establece la posibilidad de que el basamento pueda formar parte de este fenómeno tectónico. Según un modelo de Padilla y Sánchez (1982), la distribución de los pliegues y cabalgaduras del noreste de México puede ser explicada por un movimiento de Norteamérica hacia el noroeste con respecto a México, más que por la acción de esfuerzos compresivos coaxiales de orientación suroeste-noreste.

2.4.3. Yacimientos económicos

La Llanura Costera del Golfo y las áreas vecinas constituyen una región muy importante de producción petrolera que ha sido obtenida de las secuencias del Mesozoico y del Terciario.

La Faja de Oro ha sido tradicionalmente una zona productora que antiguamente constituyó la principal fuente de hidrocarburos del país. La unidad productora es un arrecife desarrollado en el Cretácico Inferior, que se extiende en forma semicircular hasta la plataforma continental a la altura de Tuxpan. La Franja Tamabra en el área de Poza Rica, que constituye una antigua zona pre-arrecifal, ha sido también una importante fuente de hidrocarburos. En la zona de la Cuenca de Burgos, al norte de Tamaulipas y al oriente de Nuevo León, se encuentra una importante secuencia terciaria productora de petróleo; por otro lado, la secuencia del Paleoceno del área de Chicontepec constituye en la actualidad un conjunto de reservas muy importantes. Otras zonas con potencialidades petroleras, principalmente en rocas del Mesozoico, son la Plataforma San Luis-Valles, en donde se encuentran importantes desarrollos arrecifales del Cretácico Inferior, y la Mesa Central con una importante secuencia sedimentaria marina del Jurásico y Cretácico.



Vista del núcleo del anticlino Arramberry-Zaragoza, Tamps., con la presencia —en segundo plano— de calizas y yesos del Jurásico Superior.

Foto: Francisco Palomino SPP

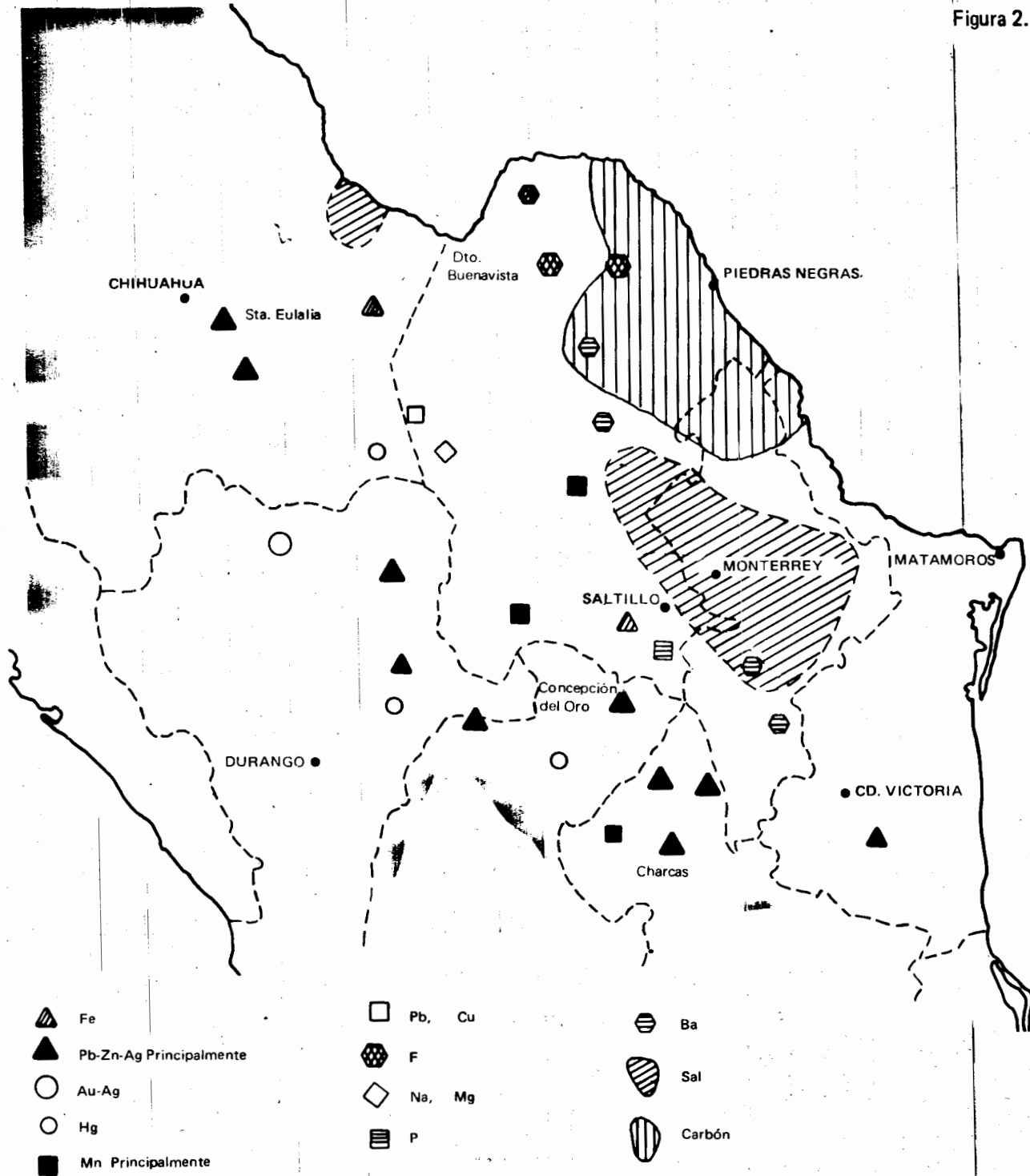
En resumen, los distritos productores de aceite y gas de la región norte de La Llanura Costera del Golfo son Pánuco-Ebano, Faja de Oro, Poza Rica y Veracruz (Díaz Serrano, 1980).

En lo referente a depósitos minerales, son notables los desarrollos hidrotermales del Terciario en el área de la Mesa Central y en el flanco occidental de la Sierra Madre Oriental.

Los más importantes yacimientos de plomo, plata y zinc que se han conocido, se localizan en las áreas de Fresnillo, Zacatecas, Sierra de Catorce, Charcas y Zimapán, además del distrito minero de Guanajuato donde la asociación principal es de plata y oro. Asimismo, destacan por su importancia los yacimientos hidrotermales de fluorita del área de Las Cuevas y Río Verde, las cuales constituyen la continuación, hacia el sur, de la banda de

orientación noroeste-sureste que se desarrolló en Coahuila durante el Terciario, en la época en que el arco magmático alcanzó su posición más oriental. Finalmente, cabe señalar que los yacimientos de barita que se desarrollaron en la vertiente oriental de la Sierra Madre son también substanciales y tienen relación con este episodio de actividad volcánica y subvolcánica (ver Fig. 2.13).

Figura 2.13




Distribución de los principales yacimientos minerales conocidos que se encuentran en el noreste de México (tomado del mapa metalogénico de la República Mexicana; G. P. Salas, 1975).

TABLA DE CORRELACION ESTRATIGRAFICA PARA EL NORESTE DE MEXICO

ERA	SIS-TE-MA	SERIE	PISO EUROPEO	m. d.	CUENCA MESOZOICA DEL C. DE MEXICO		AREA HUAYACOTLA	PLATAFORMA VALLES - SAN LUIS P.		GOLFO DE SABINAS	SECTOR DE PARRAS	CUENCA DE CHIHUAHUA		
					Porción Central y E.	Porción N.		Porción Centro	Porción Oriental					
CENOZOICO	CUATERNARIO TERCIARIO	RECIENTE			ALUVION	ALUVION		FM. LA BOVEDITA FM. STO. DOMINGO		ALUVION		ALUVION		
		PLEISTOCENICA												
		PLIOCENICA												
		MIOCENICA												
		OLIGOCENICA												
		EOCENICA												
		PALEOCENICA												
						66.4								
MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	MAESTRICHIANO					FM. MENDEZ	FM. MENDEZ	FM. MENDEZ	GPO. DIFUNTA L. PARRAS			
			CAMPANIANO			FM. CARACOL	FM. CARACOL							
			SANTONIANO					FM. SN. FELIPE	FM. TAMASOPO	FM. SAN FELIPE	CRETA AUSTIN	FM. SN. FELIPE		
			CONIACANO			FM. BOYATA	FM. INDIOURA	FM. INDIOURA	FM. AGUA NUEVA				GPO. OJINAGA	
			TURONIANO											
		CENOMANIANO												
		INFERIOR	ALBIANO				FM. CUESTA DEL CURA	FM. CUESTA DEL CURA	FM. CUESTA DEL CURA	FM. EL ABRA (ARRECIFAL Y POST-ARRECIFAL)	FM. EL ABRA (ARRECIFAL Y POST-ARRECIFAL)	GPO. WASHITA FM. KIAMICHI	FM. CUESTA DEL CURA	FM. LOMA PLATA FM. BEMVIDES FM. FINLAY FM. LABRINA FM. BEMIGNO
			APTIANO					FM. LA PEÑA	FM. TAMAU-LIPAS SUPERIOR			FM. LA PEÑA	FM. LA PEÑA	FM. CUCHILLO
			NEOCOMIANO			144	FM. TAMAULIPAS INFERIOR	FM. TAMAULIPAS INFERIOR	FM. TAMAULIPAS INFERIOR	FM. GUAXCAMA	FM. TAMAULIPAS INFERIOR	FM. LA PEÑA C. CUPIDO C. MENCHACA	C. CUPIDO	FM. LAS VIGAS
							FM. TARAISES	FM. TARAISES					FM. TARAISES	FM. ALCAPARRA
MESOZOICO	JURASICO	SUPERIOR	TITHONIANO			FM. LA CAJA	FM. LA CAJA	FM. PIMIENTA		FM. PIMIENTA (?)	Gpo. LA CASITA	FM. LA CAJA (LA CASITA)	FM. ALEJA	
			OXFORDIANO			FM. ZULOAGA	FM. ZULOAGA	FM. TAMAN		FM. TAMAN (MIXTO)	Gpo. ZULOAGA	Gpo. ZULOAGA		
			BATONIANO			FM. JOYA	FM. JOYA	FM. TEPEXIC						
			BAJOCIANO					FM. CAHUASAS						
			TOARCIANO					FM. HUAYACOTLA						
		INFERIOR	PLIENSBACHIANO			208								
			SINEMURIANO											
			NETTANIANO											
MESOZOICO	TRIASICO	SUPERIOR				FM. ZACATECAS	FM. ZACATECAS	FM. HUIZACHAL						
		MEDIO												
		INFERIOR												
		PALEOZOICO	PERMICO PENSI- VANICO MESSI- SSPICO DEVO- NICO SILU- RICO ORDO- VICICO CAM- BRICO											
PRECAMBRICO														

 NO AFLORA

 NO DEPOSITO Y/O DE ESPESOR

Bibliografía y Referencias

- Bloomfield, K., and Cepeda, D. L., 1973, Oligocene alkaline igneous activity in N. E. Mexico. *Geol. Mag.*, v. 110, p.p. 551-559.
- Burckhardt, C., 1930, *Etude Synthétique Sur de Mesozoïque Mexicain*. Mem. Soc. Paleont. Suisse, v. 49-50, 280 p.
- Cantagrel, J. M., and Robin, C., 1979, K-Ar dating on eastern mexican volcanic rocks-relations between the andesitic and the alcalino provinces. *Jour. volc. Geotherm Res.*, v. 5, p.p. 99-114.
- Carrillo B., José, 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al Noroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Bol. Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros*, v. 13, p.p. 1-98.
- Carrillo B., José, 1965, Estudio de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Bol. de la Asoc. de Geólogos Petroleros*, p.p. 73-96.
- Carrillo B., José, 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Bol. de la Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros*, v. 23, Nos. 1-6, p.p. 1-112.
- Charleston, S., 1973, *Stratigraphy, Tectonics and Hydrocarbon Potential of the Lower Cretaceous, Coahuila Series, Coahuila, México*. Tesis de doctorado de la Universidad de Michigan, 268 p.
- Clark, K., Damon, P., Shutter, S., y Chaffiquillah, M., 1980, Magmatismo en el norte de México en relación con los yacimientos metalíferos. *Revista Geomimet*, No. 106, p.p. 49-71.
- Coney, P., 1976, Plate tectonics and the laramide orogeny. *New Mexico Geological Society, Special Publication number 6*, p.p. 5-10.
- Córdoba, Diego, 1970, *Mesozoic stratigraphy of Northeastern Chihuahua, Mexico*. In the Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt. Symposium West Texas Geol., Soc., in Honor of Prof. Ronald K. De Ford, p.p. 91-96.
- Cserna, Zoltan de, 1956, *Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey*. XX Congreso Internacional, 87 p.
- Cserna, Zoltan de, 1979, *Cuadro tectónico de la sedimentación y magmatismo en algunas regiones de México durante el Mesozoico. Programas y resúmenes del V Simposium sobre la evolución tectónica de México*. Instituto de Geología, UNAM, p.p. 11-14.
- Cserna, Zoltan de, Graf, J. L., Jr., y Ortega Gutiérrez, Fernando, 1977, *Alóctono del Paleozoico Inferior en la Región de Ciudad Victoria, Estado de Tamaulipas*. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 1, p.p. 33-43.
- De Ford, Ronald, 1969, *Some Keys to the Geology of Northern Chihuahua*. *New Mexico Geol. Soc. Field Trip Guidebook*, 20th.
- Denison, R. E., Burke, W. H., Jr., Hetherington, E. A., y Otfu, J. B., 1971, *Basement rock framework of parts of Texas, Southern New Mexico and Northern México*. In the Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt Midland. *West Texas Geol., Society*, p.p. 3-14.
- Díaz, J., 1980, ¿En qué consiste una reserva petrolera? In. *El Petróleo en México y en el Mundo*. CONACYT, 2a. edición, p.p. 221-223.
- Flawn, P. T., 1961, *Rocas metamórficas en el armazón tectónico de la parte septentrional de México*. *Bol. Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros*, v. 13, p.p. 105-116.
- Franco, Miguel, 1978, *Estratigrafía del Albiano-Cenomaniano en la región de Nautla, Chihuahua*. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 2, No. 2 (1978), p.p. 132-149.
- Fries, C., y Rincón, O. C., 1965, *Nuevas Aportaciones Geocronológicas y Tectónicas Empleadas en el Laboratorio de Geocronometría*. *Bol. del Instituto de Geología, UNAM*, No. 73, p.p. 57-133.
- González, Raúl, 1976, *Bosquejo Geológico de la Zona Noreste*. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XXVIII, Nos. 1 y 2, p.p. 2-49.
- Gries, C. J., and Haeggi, W. T., 1970, *Structural evolution of the eastern Chihuahua tectonic belt*. In *Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt*. Symposium West Texas Geol., Soc., in Honor of Prof. Ronald K. De Ford.
- López Ramos, E., 1979, *Geología de México*. 2a., edición. México, D. F., edición escolar, 3 volúmenes.
- Mauger, R.L., McDowell, F. and Blount, J.C., 1983, *Grenvillage Precambrian rocks of the Los Filtros near Aldama, Chihuahua, México*. *Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua*. El Paso Geological Society.
- Navarro, A., y Tovar, R., 1970, *Stratigraphy and tectonics of the State of Chihuahua, Mexico*. In the Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt. Symposium West Texas Geol., Soc., In Honor of Prof. Ronald K. De Ford.
- Padilla y Sanchez, R., 1982, *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico*. Ph. Dr. Desartation Faculty of the Graduate School of the University of Texas at Austin.
- Quintero, O. y Guerrero, J., 1984, *Una localidad de basamento precámbrico de Chihuahua, en el área de Carrizalillo (en prensa)*. *Rev. del Instituto de Geología, UNAM*.
- Ramírez, J.C., y Acevedo F.C., 1957, *Notas sobre la Geología de Chihuahua*. *Bol. Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros*, v. 9, p.p. 583-766.
- Rangin, C., y Córdoba, D.A., 1976, *Extensión de la Cuenca Cretácica Chihuahuense en Sonora Septentrional y sus Deformaciones*. Memoria del Tercer Congreso Latinoamericano de Geología, México, 14 p.
- Rogers, L.C., De Cserna, Z., Tavera, E., Van Uloten, R., y Ojeda, J., 1961, *Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí*. *Boletín del Consejo de Recursos Naturales no Renovables*, No. 56.
- Salas, G.P., 1975, *Mapa Metalogenético de la República Mexicana*. Consejo de Recursos Minerales.
- Smith, C.I., 1970, *Lower Cretaceous Stratigraphy, Northern Coahuila, Mexico*.

Bureau of Economic Geol., The University of Texas. Report of Inv., number 65, 101 p.

Schmidt-Effing, Reinhard, 1980. The Huya-cocotla Autocogen in Mexico (Lower Jurassic) and the Origin of the Gulf of Mexico. Proceedings of a Symposium. The Origin of the Gulf of Mexico in the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean.

Tardy, M., 1980, La Transversal de Guatemala y la Sierra Madre de México. In

Aubouin, J., Brousse, R., y Lehman, J. P., 1980, Tratado de Geología, Tomo III, Tectónica y Tectonofísica y Morfología. David Serrat, trad. Barcelona, España, Editorial Omega, p.p. 117-182.

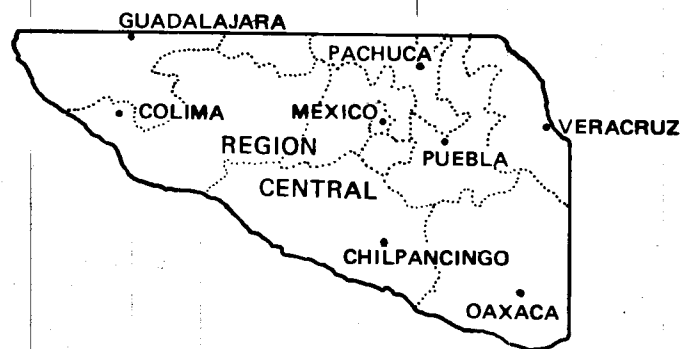
Tardy, M., Sigal, J., Glacon, G., 1974, Bosquejo sobre la Estratigrafía y Paleogeografía de los flysch cretácicos del sector transversal de Parras. Sierra Madre Oriental, México. Inst. Geol. UNAM. Serie Divul, No. 2.

Tardy, M., Longoria, J. F., Martínez, R. J., Mitre, L. M., Patiño, M., Padilla, R., 1975, Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental. La aloc-tonía del conjunto Cadena Alta-Altiplano Central, entre Torreón, Coah. y San Luis Potosí, S.L.P. México. Rev. del Instituto de Geología, UNAM, 75 (1), p.p. 1-11.

Zwanzinger, J.A., 1978, Geología regional del sistema sedimentario Cupido. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V. XXX, Nos. 1 y 2.

Geología de la Región Central de México

(Hoja Centro y Sur de la hoja Occidente)



3. Geología de la Región Central de México

3.1 Generalidades

Para la descripción geológica de la región central de México se han tomado como límites naturales los siguientes: al norte, el borde septentrional del Eje Neovolcánico; al poniente y sur, las costas del Pacífico; y al este, el litoral del Golfo de México y la zona del Istmo de Tehuantepec.

Dentro de esta región quedan comprendidas las provincias fisiográficas del Eje Neovolcánico, de la Sierra Madre del Sur y la porción norte de la Llanura Costera del Golfo Sur (ver Fig. 1.1). De acuerdo con la división de provincias geológicas de López Ramos (1979), dentro de esta región quedarán incluidas las provincias de la Cuenca de Veracruz (con la Subprovincia de la Sierra de Juárez), de San Andrés Tuxtla, de la Cuenca de Tlaxiaco, de la Sierra Madre del Sur y Altiplano de Oaxaca, de la Cuenca de Guerrero, Morelos y del Eje Neovolcánico.

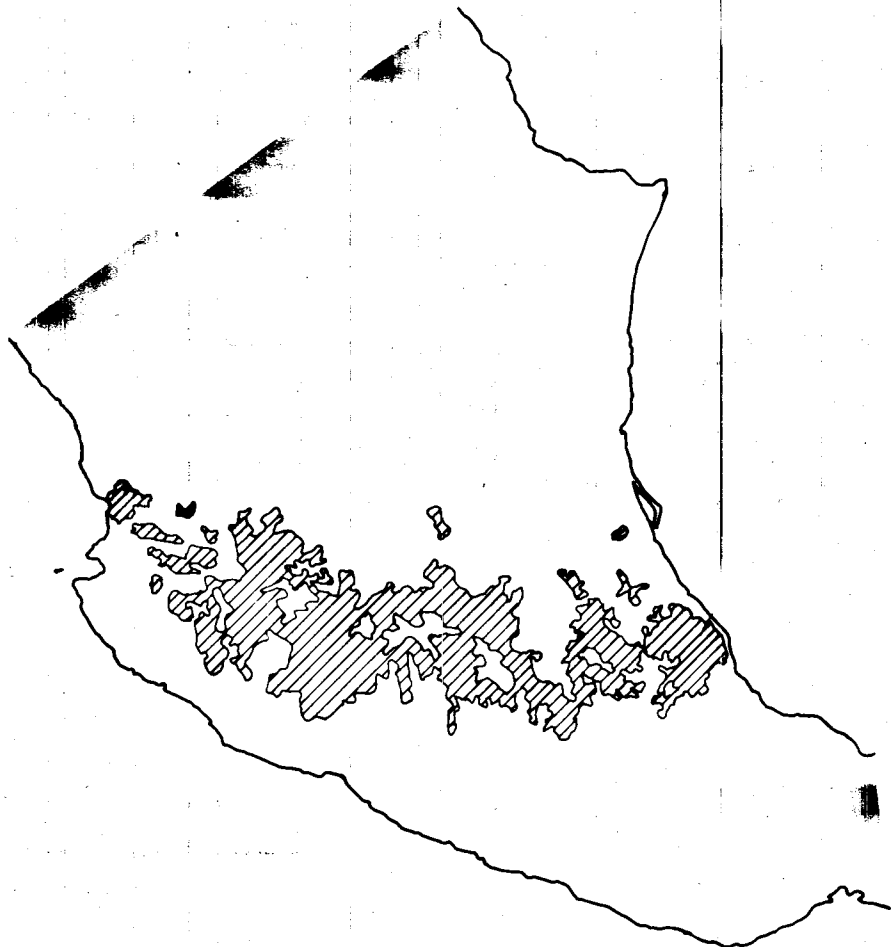
El clima de la región es muy variable, debido a lo complejo de los rasgos fisiográficos. En la vertiente del Golfo de México el clima cambia de templado húmedo en las partes altas de la Sierra Madre Oriental a semicálido húmedo en la parte media, y cálido húmedo en la parte baja. En la vertiente del Pacífico los climas varían de cálidos subhúmedos, en el flanco sureste de la Sierra Madre del Sur y los márgenes del río Balsas, a semiseco cálido y muy cálido en el Valle de Oaxaca y en la mayor parte de la Cuenca del Balsas. En la región de las cuencas endorreicas del Eje Neovolcánico el clima es, en general, subhúmedo y varía de templado a semifrío y frío.

En la región central de México afloran secuencias que atestiguan diversos dominios de varios niveles estratigráficos que en algunas regiones se observan superpuestos; esto hace que los intentos de descripción, a nivel general, resulten infructuosos. Por esta razón se ha subdividido este capítulo en siete incisos que tratan sobre cada uno de los dominios de esta región; de esta forma se facilita la descripción y la síntesis, ya que dentro de cada uno de estos dominios existen condiciones estratigráficas y tectónicas más o menos homogéneas con límites bien definidos. Estos dominios coinciden en gran parte con las provincias geológicas propuestas por López Ramos (1979) para esta región.

3.2. Eje Neovolcánico

El Eje Neovolcánico Transmexicano constituye una franja volcánica del Cenozoico Superior que cruza transversalmente la República Mexicana a la altura del paralelo 20 (ver Fig. 3.1). Está formado por una gran variedad de rocas volcánicas que fueron emitidas a través de un importante número de aparatos volcánicos, algunos de los cuales constituyen las principales alturas del país. La actividad volcánica en esta franja ha dado lugar a un gran número de cuencas endorreicas con el consecuente desarrollo de lagos, lo que le da al paisaje geomorfológico una apariencia muy característica.

Los principales aparatos volcánicos que se localizan en esta provincia son estratovolcanes de dimensiones muy variables, como el Pico de Orizaba, el Popocatepetl, el Iztaccíhuatl, el Nevado de Toluca, y el Nevado de Colima (ver Fig. 3.3); todos ellos fueron edificados por emisiones alternantes de productos piroclásticos y derrames lávicos. Existen, además, aparatos del tipo de conos



Distribución de las rocas que forman el Eje Neovolcánico Transmexicano.



Vista general del estratovolcán Iztaccíhuatl.

Foto Fernando Hernández, SPP

cineríticos que son generalmente pequeños, tales como el Parícutín y los aparatos dómicos riolíticos que se encuentran ubicados al suroeste de Guadalajara. Además de estos tipos de emisiones centrales hay evidencias de numerosas emisiones fisurales y de conos adventicios desarrollados en las laderas de los grandes estratovolcanes. Existen, por otra parte, algunas calderas, tanto de colapso como de explosión, ejemplos de las más grandes son las de La Primavera en el estado de Jalisco y Los Húmeros en el estado de Puebla.

Según F. Mooser (1972), el Eje Neovolcánico tiene un arreglo zigzagueante provocado por la presencia de un sistema fundamental de fragmentación ortogonal, con dirección noroeste y noreste en las fracturas. Las de esta última orientación parecen estar relacionadas con movimientos transcurrentes, principalmente en la porción oriental y central, lo que le imprime al eje este aspecto zigzagueante. Los grandes estratovolcanes, como el Tancítaro, Nevado de Toluca, Popocatepetl y Nevado de Colima, estarían situados en los vértices meridionales de este sistema, mientras que los grandes centros mineros de la región, como Guanajuato y Pachuca, quedarían situados en los vértices septentrionales.

Demant (1978) considera que el Eje Neovolcánico más que formar una banda continua de rocas volcánicas, constituye un grupo de cinco focos principales de actividad con orientación y características distintas. Dentro de estos cinco focos principales se pueden reconocer dos tipos de estructuras volcánicas: aquéllas representadas por grandes estratovolcanes en alineaciones de orientación norte-sur, y las que están representadas por numerosos volcanes pequeños alineados en sentido noreste-suroeste, desarrollados sobre fracturas de tensión.

Las primeras manifestaciones volcánicas en el área del Valle de México, en el Oligoceno Superior, se encontraban principalmente asociadas a fracturas de orientación oeste-noroeste y este-sureste, con influencia de las fracturas de orientación noreste-suroeste; por el contrario, los últimos episodios volcánicos del Pleistoceno y el Cuaternario, en esta porción del eje, parecen estar relacionados con sistemas de fracturas de orientación este-oeste, como en el caso de la Sierra de Chichinautzin (Mooser et al., 1974). En la porción central del eje se han reconocido siete fases de volcanismo (tabla 3.1).

rridas a partir del Oligoceno; la más importante de ellas es la quinta, ocurrida a fines del Mioceno, y que dio origen a las sierras de Las Cruces, de Río Frío y Nevada. Durante la sexta fase se desarrollaron los conos y domos del Iztaccíhuatl y el cono activo del Popocatepetl. La última fase, al igual que la anterior, se desarrolló en el Cuaternario y es responsable de la actividad volcánica que interrumpió el drenaje de la Cuenca de México hacia la Cuenca del Río Balsas, lo que originó el carácter endorreico de aquélla (Mooser ét. al. op. cit.).

Hacia su porción occidental, el eje está limitado por las fosas tectónicas de Tepic-Chapala y de Colima. La primera tiene una orientación noroeste-sureste y a ella están asociados los volcanes de San Juan, Sangangüey, Ceboruco y Tequila; la segunda posee una orientación norte-sur y a ella están asociados el Nevado de Colima y el Volcán de Fuego (Volcán de Colima); este último aparato constituye, a juicio de Demant (1978), el volcán más peligroso del Eje Neovolcánico, ya que es un aparato de tipo peleano con un tapón de lava dacítica, por lo que es probable el desarrollo de nubes ardientes.

Hacia el oriente, el eje está limitado por las rocas volcánicas de la región de San Andrés Tuxtla, aunque Demant y Robin (1975) consideran las rocas de esta región como pertenecientes a la Provincia Oriental alcalina, ya que fijan el límite oriental del eje a la altura del Pico de Orizaba y del Cofre de Perote.

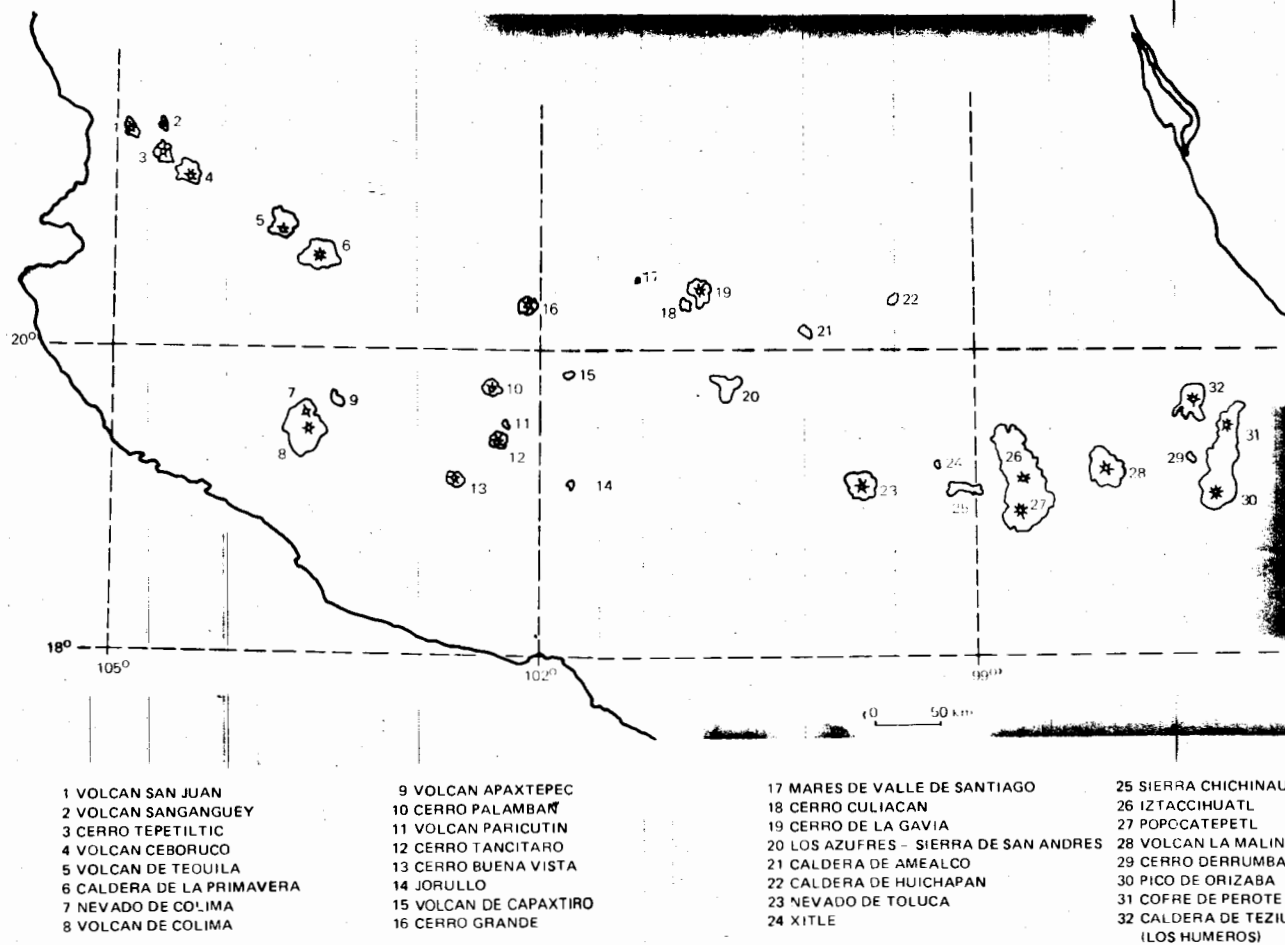
La composición petrográfica de las rocas que conforman el Eje Neovolcánico Transmexicano es muy variable. Son abundantes los derrames y productos piroclásticos de composición andesítica, aunque existen numerosas unidades dacíticas y aun riodacíticas. Algunas unidades conocidas tradicionalmente como basálticas, como el Grupo Chichinautzin, han sido recientemente con-

SECUENCIAS DE GRUPOS VOLCANICOS Y EVENTOS TECTONICOS DE LA CUENCA DE MEXICO

Tabla 3.1

				TECTONISMO	EDADES	
RELLENO MODERNO	SIERRA NEVADA	GRUPO CHICHINAUTZIN	VULCANITAS DEL NORTE DE LA CUENCA	FRAGMENTACIONES AL NE	CUATERNARIO	
					TERCIARIO SUPERIOR	
GRUPO DE LAS SIERRAS MAYORES					FRAGMENTACIONES AL NE	TERCIARIO MEDIO
GRUPO SIERRAS MENORES						TERCIARIO INFERIOR
GRUPO DEL TERCIARIO MEDIO						
GRUPO BALSAS						

(Mooser, 1975)



(Demant 1978)

sideradas como andesíticas a la luz de análisis químicos de muestras de roca (Mooser et al., 1974). Existen, además, manifestaciones locales aisladas de volcanismo riolítico reciente, como las que se localizan en los domos de la Caldera de la Primavera, en Jalisco; en el área de los Azufres, en Michoacán; así como en Tequila, Puebla, y Laguna del Carmen (Demant, 1978). Desde un punto de vista químico, el Eje Neovolcánico Transmexicano es considerado por numerosos autores como una provincia calcoalcalina, caracterizada por su abundancia de andesitas y dacitas y por la relación que guardan sus contenidos de SiO_2 y $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

La mayor parte de los autores coinciden en que la actividad del Eje Neovolcánico se inició en el Oligoceno y ha continuado hasta el Reciente (Mooser et al., 1974; Negen-dank, 1972; Bloomfield, 1975). En esta actividad se han reconocido dos ciclos principales: uno, Oligoceno-Mioceno; y otro, Plio-Cuaternario; Demant (1978) considera que el volcanismo del eje es únicamente Plio-Cuaternario, ya que el ciclo inferior del Oligoceno-Mioceno constituye la prolongación meridional del sistema volcánico Sierra Madre Occidental. Este autor señala que las andesitas del Oligoceno pueden encontrarse plegadas como en la Sierra de Mil Cumbres, en la región del Lago de Chapala y en el An-

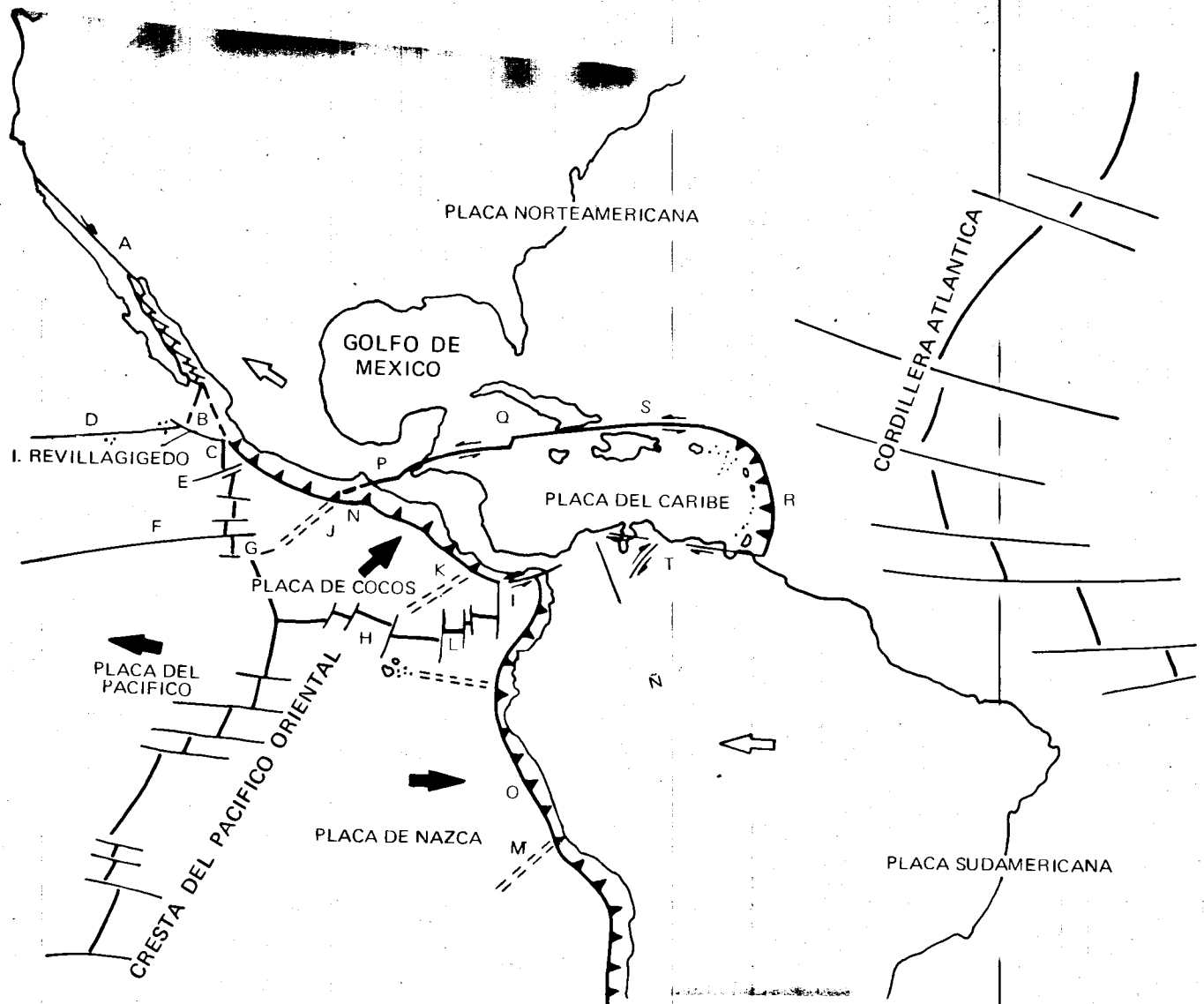
ticlinorio Tzitzio-Huetamo; por otro lado, hace notar que en el segmento oriental del eje son más escasos los afloramientos de estas andesitas. Lo que no plantea claramente este autor, es la relación de estas rocas intermedias con las ignimbritas oligocénicas de la Sierra Madre Occidental en donde la actividad propiamente andesítica había cesado a finales del Eoceno, hace 40 millones de años (Mc Dowell and Clabaugh, 1979).

El origen del Eje Neovolcánico ha sido relacionado principalmente a la subducción de la Placa de Cocos, debajo de la corteza continental de México, que al nivel de la astenósfera sufre fusión parcial y origina los magmas del eje (Mooser, 1975; Urrutia y del Castillo, 1977; Demant, 1978). El carácter calcoalcalino de esta provincia apunta dicha hipótesis aunque la posición oblicua del eje con respecto a la trinchera de Acapulco no resulta un rasgo típico de esta clase de fenómenos. Urrutia y Del Castillo (1977) explican esta falta de paralelismo por medio de un modelo donde se muestra que la dirección del movimiento de las placas de Cocos y Americana no es perpendicular a la trinchera de Acapulco, y que de los extremos noroeste al sureste de la trinchera la Placa de Cocos se vuelve más densa, menos caliente y menos joven, así como de mayor espesor y rigidez; todo esto hace que disminuya paulatinamente el ángulo de subduc-

ción hacia el extremo sureste de la trinchera, y se origine un ángulo horizontal de 20° entre la trinchera de Acapulco y el Eje Neovolcánico. Para Demant (1978) la subducción de la Placa de Cocos, a lo largo de la trinchera de Acapulco, comenzó a desarrollarse progresivamente en el Oligoceno, en la traza de una zona de desplazamiento lateral izquierdo entre la Placa Americana y la Placa del Caribe, que aún actúa a lo largo del sistema de fallas Polichic-Motagua-Fosa Caymán. El movimiento lateral en este sistema refleja la rotación de Norteamérica hacia el oeste con respecto a la Placa del Caribe que incluye la porción continental de Centroamérica.

Negen-dank (1972), basado en las características químicas de las rocas del Eje Neovolcánico, supone que esta provincia calcoalcalina se ha originado como resultado de la fusión parcial de los materiales de la corteza inferior, más que por la fusión parcial de la Placa de Cocos al nivel de la astenósfera.

Algunos autores han señalado que el Eje Neovolcánico coincide con una zona de corrimiento lateral que estuvo activa en el pasado. Según un modelo de Gastil y Jensky (1973), en el Cretácico Tardío y en el Terciario Temprano ocurrieron en el eje importantes desplazamientos de tipo lateral derecho, en concordancia con los movimientos



- A Sistema de Fracturas de San Andrés-Golfo de California
- B Fractura de Rivera
- C Rivera Triple Junction
- D Fractura de Clarión
- E Fractura de Orozco
- F Fractura de Siqueiros
- G Fractura de Clipperton
- H Cresta de los Galápagos
- I Fractura de Panamá
- J Cresta de Tehuantepec

- K Cresta de Cocos
- L Cresta de Carnegie
- M Cresta de Nazca
- N Fosa meso-americana
- O Fosa Perú-Chile
- P Fallas Polochic-Motagua
- Q Falla Caymán o Bartlett
- R Zona de subducción de las Pequeñas Antillas
- S Fosa de Puerto Rico
- T Fallas Oca - El Pilar

(Demant, 1978)



Basaltos columnares del Cenozoico Superior en la localidad de San Miguel Regla.

Foto: Jesús Olvera, SPP

observados en el oeste de los Estados Unidos; sin embargo, Urrutia (comunicación personal) considera que el movimiento ha sido lateral izquierdo, en atención a los datos paleomagnéticos disponibles. Este autor opina que la zona de corrimiento lateral antes señalada pudo haber actuado como control estructural a la salida de los magmas que fueron producto de la subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Americana. Mooser (1975) considera que el Eje Neovolcánico pudiera coincidir con una cicatriz (geosutura) que marca la unión entre dos masas cratónicas antiguas y que el arreglo zigzagante reflejaría que la Placa de Cocos, después de hundirse en la trinchera de Acapulco, se dividiría en fragmentos ligeramente traslapados y también zigzagantes.

3.3. Plataforma Morelos-Guerrero

El área de la Plataforma Morelos-Guerrero, en la que se desarrollaron importantes depó-

sitos marinos mesozoicos, se encuentra localizada en la mayor parte del estado de Morelos y en pequeñas porciones del noreste del estado de Guerrero y sureste del estado de México. La secuencia sedimentaria marina expuesta en esta región cubre un rango cronostratigráfico que varía desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior. Esta secuencia descansa sobre un basamento metamórfico precámbrico, representado aparentemente por el Esquisto Taxco (Fries, 1960; De Cserna, et al., 1975), que en el área homónima subyace a una unidad de andesitas ligeramente metamorfozadas que Fries (1960) llamó Roca Verde-Taxco Viejo. Campa (1978) encuentra mucha semejanza entre las rocas del Esquisto Taxco descritas por Fries y las rocas volcánico-sedimentarias del Cretácico Inferior que afloran al occidente de Teloloapan, por lo que la edad del Esquisto Taxco pudiera no ser precámbrica, y en ese caso esta unidad no formaría parte del basamento metamórfico sobre el que evolucionó la secuen-

cia sedimentaria mesozoica de la Plataforma Sedimentaria Morelos-Guerrero. Hacia los límites de Guerrero y Oaxaca la secuencia sedimentaria marina de la Plataforma Morelos-Guerrero descansa sobre el basamento metamórfico paleozoico representado por el Complejo Acatlán.

Las unidades sedimentarias marinas de esta región se encuentran cubiertas discordantemente por depósitos continentales cenozoicos y rocas volcánicas del Eje Neovolcánico así como por algunos remanentes de volcanismo riolítico oligocénico.

La base del paquete mesozoico marino está representada por la Formación Acahuzotla del Jurásico Superior (Fries, 1956) que está formada por sedimentos calcáreo-arcillosos que afloran en localidades aisladas. Esta formación subyace en discordancia erosional en las lutitas calcáreas de la Formación Acuitlapan del Neocomiano; ambas formaciones muestran el efecto de un metamorfismo dinámico débil. La Formación Xochicalco del Aptiano, también con escasos afloramientos, está formada por una secuencia de capas delgadas de caliza que descansan sobre la Formación Acuitlapan. Posteriormente al depósito de la Formación Xochicalco ocurrió en la región un levantamiento que dio origen a la paleopenínsula de Taxco (Fries, op. cit.) y a un período de erosión marcado por la presencia de una discordancia que pone en contacto a la Formación Xochicalco con diferentes horizontes de la Formación Morelos.

Esta última formación constituye la unidad calcárea que cuenta con los más extensos afloramientos en la región. Su nombre ha sido aplicado a secuencias de calizas que se extienden hasta Michoacán, Jalisco y Colima, aunque las características no son las mismas. Está formada por capas gruesas de caliza y dolomita en una secuencia que llega a alcanzar hasta 900 metros de espesor y que cuenta en la base con un miembro anhídrico de algunos metros de espesor. Las características litológicas y la fauna revelan que esta unidad se formó por el depósito de sedimentos calcáreos en un mar de aguas someras durante el intervalo Albiano-Cenomaniano.

En la postrimería del Cenomaniano ocurrió una emersión del área con el emplazamiento de varios troncos graníticos y con la erosión diferencial de la cima de la Formación Morelos (Fries, op. cit.).

Durante el Turoniano se repite una invasión de los mares y se restablece la sedimentación calcárea con el desarrollo de un banco calcáreo desarrollado hacia el poniente de una línea que corre de Cuernavaca a Huitzuco.

El final del Turoniano marca un cambio drástico en la sedimentación de la Plataforma Morelos-Guerrero como resultado del levantamiento de gran parte de las zonas volcánico-sedimentarias ubicadas en la región occidental de esta porción de México. Los depósitos de lutitas, limolita, arenisca y conglomerado llegaron a formar una secuencia de más de 1 200 metros de espesor, desarrollado en el intervalo Turoniano-Campaniano. Al término del Cretácico e inicio del Terciario ocurrieron las deformaciones compresio-



Vista de las calizas de plataforma de la Formación El Doctor, correspondiente al Albiano, localidad ubicada en las cercanías de Tolimán, Querétaro.

Foto Jesús Olvera SPP

nales que dieron como resultado la formación de un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales.

En el intervalo Eoceno-Oligoceno ocurrió un intenso fallamiento normal, acompañado de sedimentación clástica continental sobre las partes bajas de la nueva topografía. Esta sedimentación clástica continental se había iniciado desde mediados del Cretácico en las zonas ubicadas al occidente de esta región. El depósito de materiales conglomeráticos fue contemporáneo de algunos derrames lávicos de basalto, lo cual dio origen al conjunto litoestratigráfico denominado Grupo Balsas (Fries, 1960). Estos depósitos fueron seguidos por importantes emisiones volcánicas silíceas que formaron la cubierta ignimbrítica del área de Taxco, denominada Riolita Tizapotala, y por los depósitos volcanoclásticos y volcánicos de la Formación Tepoztlán. Según Campa (1978), esta región sufrió un combamiento considerable durante el Mioceno, que se explica por la inclinación de las capas del Grupo Balsas y por la posición anormalmente elevada de las ignimbritas del Oligoceno.

El Terciario Superior y Cuaternario están caracterizados en esta región por la influencia de la actividad volcánica del Eje Neovolcánico y por el desarrollo de fosas tectónicas que produjeron el depósito de los sedimentos clásticos continentales de la Formación Cuernavaca.

3.4. Región metamórfica de Acatlán

La región que abarca la parte alta de la Cuenca del Balsas, drenada por los ríos Mixteco y Acateco, se caracteriza por los extensos afloramientos de rocas metamórficas de diferentes tipos que conforman un complejo cuya edad corresponde al Paleozoico Inferior (Ortega, 1978; ver Fig. 3.4).

Esta unidad metamórfica fue denominada en un principio como Esquistos Acatlán,

por Salas (1949); posteriormente, Fries y Rincón Orta (1965) la definieron como Formación Acatlán. Recientemente, Ortega (1978) elevó esta unidad al rango de complejo, argumentando su variedad litológica y estructural. Este autor dividió el Complejo Acatlán en dos subgrupos: El Subgrupo Petlancingo y el Subgrupo Acateco. En la división litoestratigráfica que llevó a cabo Ortega, a nivel de formación, se emplean algunos nombres que ya habían sido utilizados por Rodríguez (1970) en una subdivisión informal que incluía al Grupo Acateco y las formaciones Esperanza, Acatlán, Salado y Tecomate.

La formación que constituye la parte estructuralmente inferior del Complejo Acatlán es la Migmatita Magdalena que es una

migmatita clásica derivada de rocas sedimentarias. La Formación Chazumba está formada principalmente por esquistos de biotita con intervalos de cuarcita, metagabro diferenciado y esquisto pelítico. La Formación Cosoltepec, que junto con las dos anteriores integra el Subgrupo Petlancingo, estructuralmente inferior, está compuesta de esquistos psamíticos y pelíticos con presencia de roca verde, esquisto de talco, esquisto calcáreo, metapedernal y rocas manganosíferas (Ortega, 1978):

El Subgrupo Acateco está constituido por las formaciones Xayacatlán, Tecomate, Granitoides Esperanza, así como por el Tronco de Totoltepec y los Diques San Miguel. La primera formación está integrada por esquistos verdes, anfibolita, metagabro, eclogita, serpentinita, milonita, esquistos pelíticos y cuarcita en un conjunto que, según Ortega (op. cit.), posiblemente constituyó un complejo ofiolítico y tiene gran importancia, ya que es la primera vez que en México se reporta la presencia de rocas eclogíticas. La Formación Tecomate está conformada por metarenisca, pelitas y semipelitas de origen parcialmente tobaceo, así como por metacaliza y metaconglomerado. Los Granitoides Esperanza están formados por rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas cataclásticas y metamorfoseadas, que en ciertas áreas habían sido consideradas por Rodríguez (1970) como parte del Complejo Oaxaqueño. El Tronco Totoltepec es un intrusivo de composición trondhjemítica, con ligera foliación, y que pudo haber sido el resultado de la diferenciación de un gabro toleítico (Ortega op. cit.). Fries et al. (1970) señaló una edad de 440 ± 50 millones de años para este cuerpo intrusivo, con lo cual se ubica en el Ordovícico. El nombre de Diques San Miguel ha sido aplicado a una serie de cuerpos intrusivos tabulares de composición granítica y tonalítica que afectan a algunas unidades del Complejo Acatlán.



Afloramiento (en primer plano) de esquistos del Grupo Acatlán, cubierto por dos unidades piroclásticas del Cenozoico Medio en una localidad de Oaxaca.

Foto: Jesús Olvera SPP

El conjunto del Complejo Acatlán se encuentra cubierto en discordancia por numerosas unidades ígneas y sedimentarias que cubren un rango geocronológico que varía del Paleozoico Superior al Cuaternario y constituye el basamento de una extensa región que abarca parte de los estados de Puebla, Oaxaca, Guerrero y Morelos. Se correlaciona con el Grupo Chacús de Guatemala y con las rocas metamórficas de la Sierra de Omoa en Honduras; parece no tener relaciones de semejanza con el Complejo Xolapa de la Sierra Madre del Sur, ni con el Complejo Oaxaqueño (ver Fig. 3.4).

Según F. Ortega (op. cit.), las características del Complejo Acatlán hacen suponer que se trata de antiguos depósitos marinos de eugeosinclinal con un estilo de deformación tectónica y de metamorfismo semejante al de las zonas internas o profundas de las fajas orogénicas de tipo alpino.

3.5 Sierra Madre del Sur y zonas adyacentes

La Sierra Madre del Sur, desde Colima hasta Oaxaca, y las zonas contiguas del noroccidente de Guerrero, Michoacán y estado de México, constituyen una región con alta

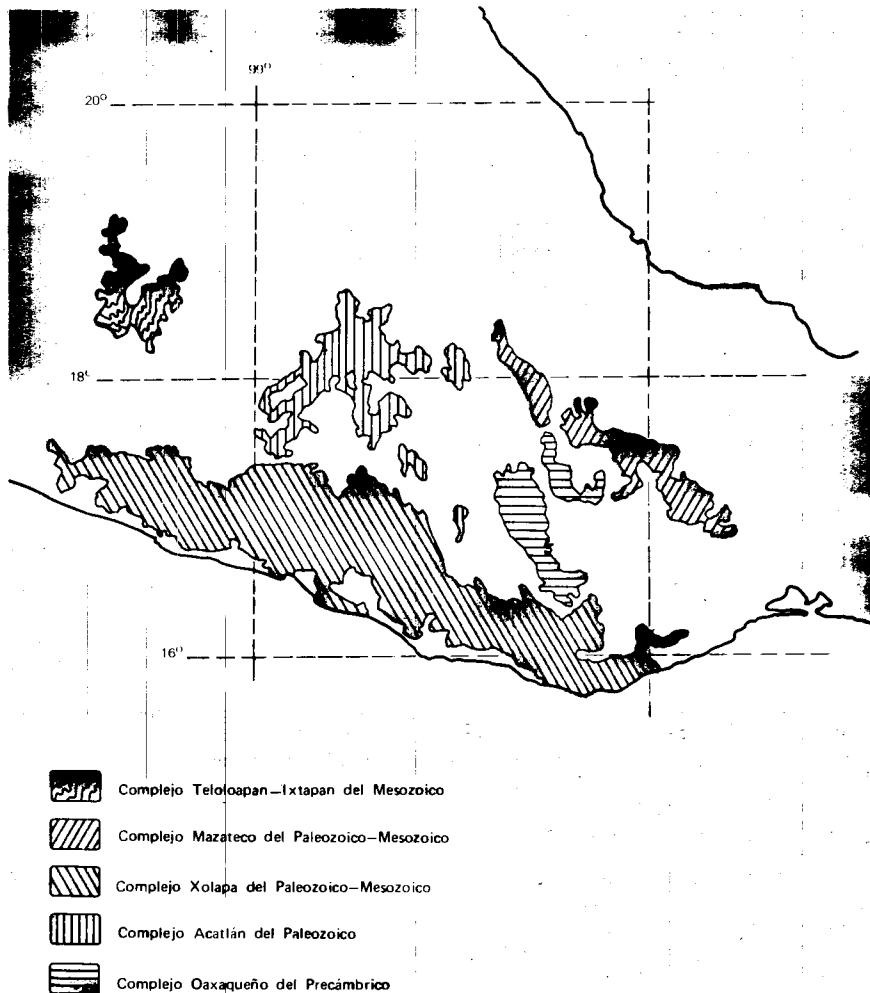
complejidad estructural que presenta varios dominios tectónicos yuxtapuestos.

El segmento más septentrional de la Sierra Madre del Sur está formado por afloramientos de secuencias mesozoicas, tanto sedimentarias de plataforma como volcánico-sedimentarias de tipo arco insular volcánico-mar marginal. Las zonas correspondientes al noroccidente de Guerrero, occidente del estado de México y sur de Michoacán, conforman una región con afloramientos volcánico-sedimentarios del Jurásico y Cretácico, parcialmente metamorfosados, que se encuentran cubiertos por las rocas volcánicas y sedimentarias continentales del Cenozoico. Esta región limita al oriente, a la altura de la línea Ixtapan de la Sal-Taxco-Iguala, con la región de la Plataforma Cretácica de Morelos y Guerrero. El segmento meridional de la Sierra Madre del Sur está formado por extensos afloramientos de rocas metamórficas que abarcan un rango geocronológico que varía del Paleozoico al Mesozoico y que se encuentran afectados por emplazamientos batolíticos del Mesozoico Superior y aun del Cenozoico. La región pacífica de la Sierra Madre del Sur, correspondiente a los estados de Colima, Michoacán y norte de Guerrero,

presenta afloramientos extensos de rocas volcánicas andesíticas interestratificadas, con capas rojas de limolita, conglomerado volcánico y capas de caliza subarrecifal, con una macrofauna del Albiano. Estos afloramientos forman parte de lo que Vidal et al. (1980) ha llamado el Conjunto Petrotectónico de Zihuatanejo, Guerrero, Coalcomán, Michoacán. Existen, además, en esta porción septentrional de la sierra, afloramientos extensos de secuencias sedimentarias de calizas de plataforma con fauna del Albiano y secuencias rítmicas de terrígenos pelítico-arenosos. En áreas situadas alrededor de la ciudad de Colima las calizas de plataforma presentan intercalados fuertes espesores de evaporitas y subyacen en aparente contacto transicional a terrígenos continentales del Cretácico Superior. En gran parte de la Sierra Madre del Sur, desde sus estribaciones septentrionales hasta las cercanías de Zihuatanejo, ha sido reportada por Campa y Ramírez (1979), la existencia de numerosas montañas formadas por productos andesíticos interestratificados con algunas capas de caliza y terrígenos diseminados en pequeñas áreas de la sierra. Este volcanismo mesozoico continúa bordeando hacia el norte de la costa del Pacífico hasta confundirse con áreas similares de la Cordillera Pacífica Norteamericana (Campa y Ramírez, op. cit.).

LOS COMPLEJOS METAMORFICOS DE LA PORCION CENTRAL DE MEXICO

Figura 3.4

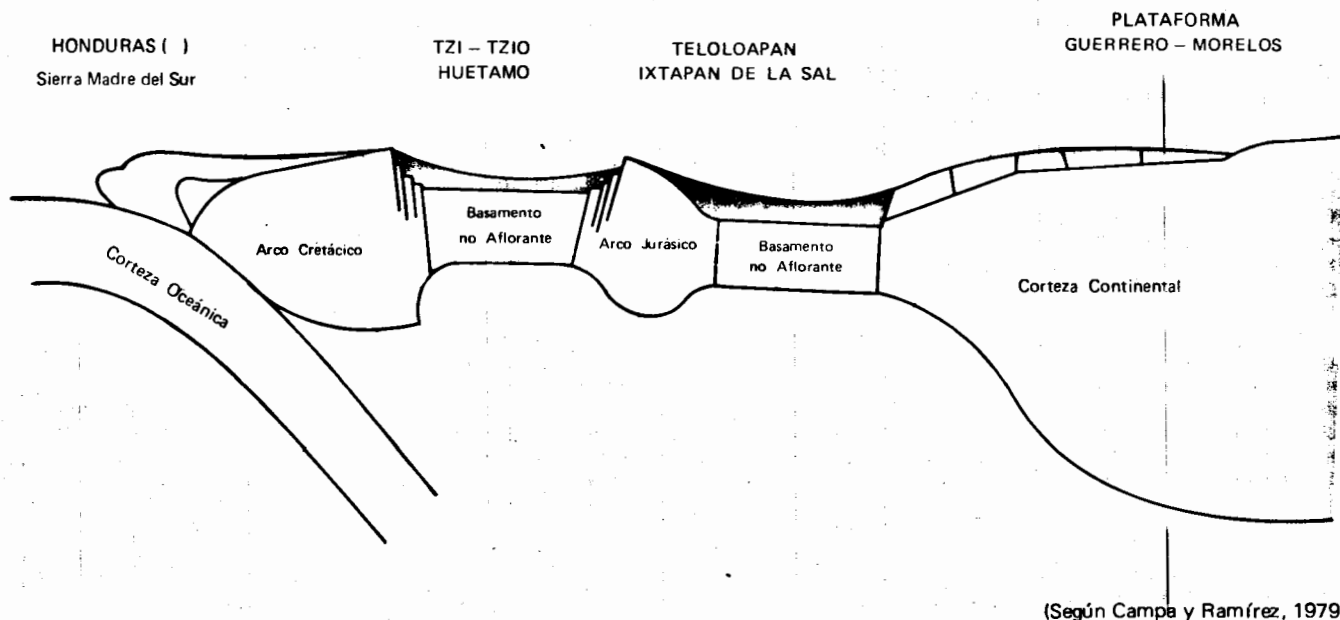


Ferrusquía y colaboradores (1978) han reportado la presencia, en el área de Playa Azul, Michoacán, de una secuencia volcánica-sedimentaria transicional, predominantemente continental, con huellas de dinosaurios, que indican tal vez una edad Jurásico Medio-Cretácico Temprano; por otra parte, señalan que es el primer registro de huellas de dinosaurios en México, lo cual constituye el hallazgo más austral de dinosaurios en Norteamérica.

La mayor parte de los autores han reportado como mesozoicas las secuencias volcánico-sedimentarias de esta región pacífica de México; sin embargo, De Cserna et al. (1978a) obtuvo una edad radiométrica Rb-Sr de 311 ± 30 millones de años para rocas intrusivas estrechamente ligadas a rocas volcánicas pertenecientes al complejo metavolcánico del área de Zapotillo, al oriente de Zihuatanejo.

Campa y Ramírez (1979), así como Vidal y colaboradores (1980), consideran que las secuencias volcánico-sedimentarias mesozoicas de una gran parte de la Sierra Madre del Sur son resultado de la actividad magmática de un límite convergente de placas desarrolladas en esta porción de México durante el Cretácico Temprano.

La mitad meridional de la Sierra Madre del Sur está formada por rocas metamórficas que constituyen el Complejo Xolapa (De Cserna, 1965), el cual se encuentra intrusado por cuerpos batolíticos de granito (ver Fig. 3.4). De Cserna (op. cit.) reportó el Complejo Xolapa en la carretera Chilpancingo-Acapulco, como un conjunto de rocas metasedimentarias formadas por esquistos de biotita y gneis de biotita, con algunos horizontes de cuarcita, mármol cipolino y presencia de pegmatitas; sin embargo, Guerrero y colaboradores (1978) consideran que en la



mayor parte de esta región el complejo está formado por ortogneis-cuarzo-feldespático, de composición granodiorítica. En el sector más meridional de la Sierra Madre del Sur, correspondiente al sur de Guerrero y occidente de Oaxaca, el Complejo Xolapa presenta esquistos de facies esquistos verdes, derivados de rocas sedimentarias y ortogneises, con presencia abundante de migmatitas.

De Cserna (1965) considera a este complejo metamórfico como de edad paleozoica, dado que subyace a la secuencia volcánico-sedimentaria de la Formación Chapolapa, probablemente del Triásico, y porque en ninguna localidad se le encuentra subyaciendo a rocas sedimentarias del Paleozoico; sin embargo, el rango estratigráfico de este complejo no ha podido ser precisado, dado que los estudios geocronológicos han arrojado edades radiométricas muy dispares, que indican eventos termales ocurridos en el Paleozoico (Halpern et al., 1974), en el Mesozoico (Guerrero et al., 1978) y en el Terciario (De Cserna, 1965). Guerrero et al. (1978) apoya la existencia de un evento termal en el Terciario (hace 32 millones de años), en el área de la carretera Chilpancingo-Guerrero, y en sus determinaciones radiométricas no encuentra indicio de edades precámbricas o paleozoicas que han sido sugeridas por otros autores, ya que el evento termal más antiguo fue reconocido en el Jurásico por medio de los métodos uranio-plomo (165 ± 3 millones de años) y rubidio-estroncio (180 ± 84 millones de años).

En la región de Tierra Caliente y áreas vecinas, del occidente del estado de México y sureste de Michoacán, existen extensos afloramientos de secuencias volcánico-sedimentarias parcialmente metamorizadas, que se yuxtaponen a los afloramientos, también extensos, de las secuencias marinas cretácicas de plataforma, de las áreas de Morelos y de Huetamo-Coyuca, en los límites de Guerrero y Michoacán.

En el sector Teloloapan-Arcelia aflora una secuencia de rocas volcánicas andesíticas, rocas sedimentarias calcáreo-arcillosas foliadas y grauvacas, que constituyen depósitos de un arco volcánico insular y mar marginal, desarrollados en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Campa y Ramírez, 1979). Estas secuencias volcánico-sedimentarias afloran en forma continua hacia el norte, hasta la zona de Tejupilco, a partir de donde los afloramientos se vuelven aislados y menos extensos; también se llegan a observar las áreas de Ixtapan de la Sal, Zitácuaro y Tlalpujahua.

En el sector Huetamo-Coyuca se encuentra expuesta una secuencia Jurásico-Cretácica volcánico-sedimentaria, que paulatinamente se vuelve más sedimentaria hacia la cima. La base presenta rocas sedimentarias detríticas interestratificadas, con lavas y tobas andesíticas del Jurásico, que constituyen la Formación Angao (Pantoja, 1959). Sobre esta formación descansa una intercalación de lutitas y areniscas, con algunos horizontes de tobas, limolitas y calizas arrecifales, depositados en el Cretácico Inferior (Neocomiano-Aptiano-Albiano Inferior); estos depósitos constituyen la Formación San Lucas (Pantoja, 1959). Por último, la cima de la secuencia está formada por capas de caliza arcillosa atribuidas a la Formación Morelos, del Albiano (Pantoja, op. cit.).

El sector de Huetamo-Coyuca constituye una zona transicional entre el dominio mesozoico externo, representado por la plataforma Guerrero-Morelos, y el dominio mesozoico arco insular, representado por los afloramientos volcánico-sedimentarios de la Sierra Madre del Sur. Las secuencias volcánico-sedimentarias de Teloloapan e Ixtapan, situadas al oriente de Huetamo, serían entonces consideradas como aloctonos tectónicos sobre la plataforma del dominio externo (Campa y Ramírez, 1979), y provenientes del dominio arco insular occidental. De

Cserna (1978 b) opina que la ausencia de caliza de plataforma en la Formación Morelos, al poniente de Teloloapan, se debe a un cambio de facies por la presencia de una cuenca en este sitio durante el Albiano-Cenomaniano. Este autor considera que las rocas volcánicas del área Teloloapan-Arcelia, más que formar la secuencia volcánico-sedimentaria del arco insular mar marginal, sugerida por Campa y Ramírez, pertenecen a una etapa de volcanismo Cenomaniano-Turoniano (Formación Xochipala), o bien al basamento de rocas volcánicas antiguas, todo esto en un modelo paleogeográfico que no muestra mayores complicaciones tectónicas.

3.6. Oaxaca y zonas adyacentes

En la región central de Oaxaca y las áreas adyacentes del sur de Puebla, y este de Guerrero, aflora una importante secuencia mesozoica sedimentaria que atestigua el desarrollo de una cuenca a partir del Jurásico Inferior.

Esta región de afloramientos mesozoicos se encuentra limitada por varios complejos metamórficos que afloran en esta porción del país. Al noreste se localizan las rocas metamórficas del Complejo Acatlán, del Paleozoico Inferior, que son resultado del metamorfismo de depósitos marinos de eugeosinclinal (Ortega, 1978); sobre este complejo metamórfico descansan las rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico, y algunas unidades no metamorizadas del Paleozoico. Al oeste y sur, los afloramientos no sedimentarios mesozoicos están limitados por el Complejo Xolapa, constituido por gneises, migmatitas y esquistos de biotita con metamorfismo de facies anfibolita (Ortega, 1976). La edad de este complejo es aparentemente mesozoica, pero se han reportado eventos termales del Paleozoico, Jurásico y Terciario (Halpern, et al., 1974; Guerrero et al., 1978; De Cserna et al., 1962).

Al sureste, el límite de la cuenca lo forma el Complejo Oaxaqueño, formado de gneises bandedados y metamorfizados de facies que varían de granulita a transición granulita antibolita, incluyendo charnockitas, anortositas y pegmatitas. Fries y colaboradores (1962) llevaron a cabo estudios radiométricos del Complejo Oaxaqueño, que dieron como resultado edades de 110 ± 125 , 920 ± 30 y 940 millones de años correspondientes al Precámbrico; por otra parte, estos autores señalan que las pegmatitas y la última etapa de metamorfismo que afectó las rocas encajonantes son equivalentes a la provincia metamórfica grevilliana del oriente de Estados Unidos y Canadá. Los afloramientos de este complejo forman una parte considerable de la zona montañosa que está ubicada al poniente de la ciudad de Oaxaca. Para concluir, procede señalar que al noreste la cuenca se encuentra limitada por los afloramientos metamórficos del flanco occidental de la Sierra de Juárez, en un contacto marcadamente rectilíneo que forma la Cañada Oaxaqueña y que puede responder a un rasgo tectónico de dimensiones regionales. Estas rocas metamórficas han sido tradicionalmente asignadas al Precámbrico (Ortogneis) y Paleozoico (filitas y arcosas metamorfizadas incipientemente) (López Ramos, 1979); sin embargo, Charleston (1980) reportó la existencia de un amplio complejo metamórfico, derivado de depósitos eugeosinclinales de areniscas, lutitas y derrames volcánicos del Cretácico; estudios radiométricos en estas

rocas dieron como resultado edades, para el metamorfismo, correspondientes al Cretácico Superior y Terciario Inferior (Charleston op. cit.). Según este autor, este complejo está formado por bloques alóctonos provenientes del oeste y cabalgados sobre los sedimentos miogeosinclinales del Jurásico y Cretácico durante la Orogenia Laramide.

La región de Puebla, Oaxaca, Guerrero y Morelos, subyacente por los complejos Acatlán y Oaxaqueño, presenta afloramientos extensos de unidades sedimentarias del Mesozoico que se encuentra dispuestas en pliegues de orientación nor-noreste. Debajo de estas secuencias mesozoicas se han reportado, en afloramientos aislados, algunas unidades sedimentarias paleozoicas descansando en discordancia sobre el basamento metamórfico. Sobre el Complejo Acatlán, Corona (1981) y Flores y Buitrón (1982) descubrieron, en el área de Olinalá, una secuencia de rocas detríticas y calcáreas con fósiles del Pensilvánico y Pérmico. También han sido reportados sobre este complejo, descubrimientos de rocas sedimentarias del Paleozoico Superior en Mixtepec, Oax. (Flores y Buitrón, 1984) y en Tuxtepeque, Pue. (Enciso de la Vega, 1984). La Formación Matzitz, con plantas fósiles del Pensilvánico (De Cserna, 1970) se encuentra aparentemente cubriendo, tanto el Complejo Acatlán, como el Complejo Oaxaqueño, y sus principales afloramientos se encuentran al sur-oeste de Tehuacán.

En la región de Nochitlán, sobre el Complejo Oaxaqueño, Pantoja y Robison reportaron en 1967 el descubrimiento de una secuencia marina con trilobites del Cámbrico-Ordovícico a la cual denominaron Formación Tiñú. Sobre de esta unidad descansa en discordancia una secuencia integrada por las formaciones Santiago, Ixtaltepec y Yodoñe que se encuentran formadas por más de mil metros de clásticos correspondientes al Misisípico, Pensilvánico y Pérmico (Pantoja, 1970).

La base de la secuencia mesozoica que aflora en la Cuenca Tlaxiaco la representan los sedimentos detríticos de la parte inferior de la Formación Rosario que es de origen continental y contiene horizontes de carbón (Erben, 1956). Según este autor, los sedimentos de la Formación Rosario fueron depositados en una cuenca carbonífera que se desarrolló durante el Jurásico Inferior en el noroeste de Oaxaca, noreste de Guerrero y suroeste de Puebla, y en cuyos bordes occidental y oriental no se depositaron los estratos inferiores de la formación. Sobre la Formación Rosario descansa el Conglomerado Cualac, que junto con los estratos medios y superiores de la primera, pertenecen al Jurásico Medio; ambas formaciones constituyen el Grupo Consuelo que subyace al Grupo Tecocoyunca, cuyas formaciones afloran en varias localidades de la Cuenca de Tlaxiaco y pertenecen también al Jurásico Medio.

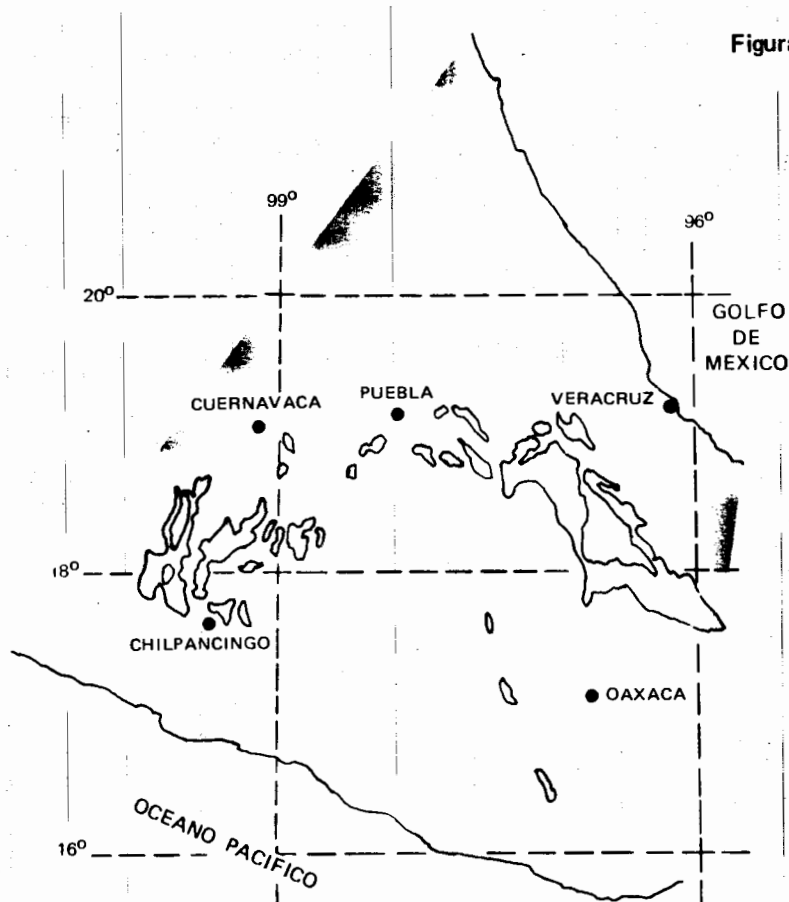


Figura 3.6

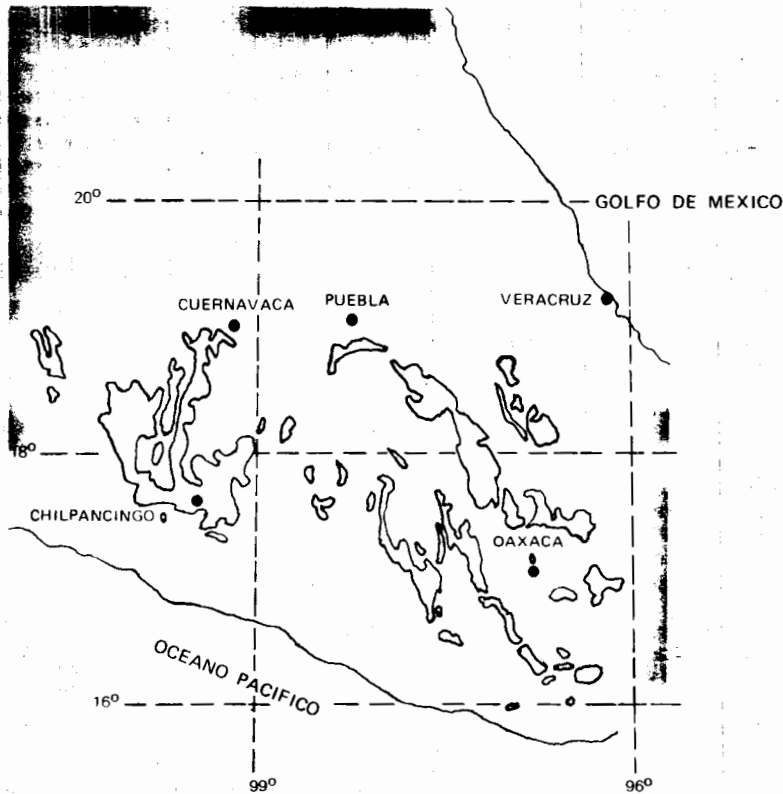
Rocas sedimentarias del Cretácico Superior de la plataforma Guerrero-Morelos, Cuenca de Tlaxiaco y sector sur de la Sierra Madre Oriental.

- Este grupo está formado por sedimentos detríticos y carbonatados, tanto continentales como marinos, con presencia de plantas fósiles y amonitas, lo cual atestigua varias invasiones y regresiones marinas. Durante el Jurásico Superior en algunas zonas de la cuenca se depositaron sedimentos francamente marinos como la caliza con cidaris en el área de Mixtepec-Tlaxiaco (Erben, op.cit.) y las formaciones Chimeco y Mapache del Sur de Puebla, formadas por caliza, calizas arcillosas y lutitas calcáreas (Pérez, et. al., 1965). La Caliza Teposcolula, considerada originalmente como del Jurásico por Salas (1949) y posteriormente por Erben (1956), ha sido recientemente asignada al Albiano-Cenomaniano (Ferrusquía, 1970) tomando como base su contenido faunístico; por otro lado la Caliza con Cidarís ha sido confirmada como perteneciente al Jurásico Superior por su contenido de equinoides del Oxfordiano, Calloviano y Kimeridgiano (Buitrón, 1970). Hay que hacer notar que estas unidades jurásicas se encuentran aflorando en la región del Complejo Acatlán y no ha sido reportada la presencia de rocas semejantes sobre el Complejo Oaxaqueño.

El Cretácico Inferior también atestigua sedimentación marina; sin embargo, en algunas localidades el Neocomiano y el Aptiano están ausentes. En el área de Tehuacán aflora una secuencia de clásticos calcáreos con bancos de caliza que constituyen la Formación Zapotitlán; sobre esta unidad descansan 1 300 m de clásticos calcáreos, finos y gruesos, de la Formación San Juan Raya, del Aptiano. Las formaciones del Neocomiano y Aptiano, del área de Oaxaca central y sur de Puebla, han sido incluidas

Figura 3.7

afloran al sureste de Nochixtlán y con la Formación Mexcala de la Plataforma Guerrero-Morelos.



Rocas sedimentarias del Cretácico Inferior de la plataforma Guerrero-Morelos, Cuenca de Tlaxiaco y sector sur de la Sierra Madre Oriental.

dentro del llamado Grupo Puebla. Sin embargo, en varias localidades este grupo está ausente y las calizas del Albiano descansan en discordancia sobre la secuencia jurásica. Bazán (1981) menciona que con los pozos Yacuda No. 1 y Teposcolula No. 1 se atravesó una secuencia de más de 2 500 m de evaporitas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior.

Durante el intervalo Albiano-Cenomaniano se depositó en toda la región una secuencia de calizas en capas gruesas desarrolladas en un mar transgresivo. Estas calizas han recibido diferentes denominaciones en áreas distintas. Calderón (1956) designó como Formación Cipiapa a una amplia secuencia de calizas masivas de naturaleza micrítica y biomicrítica, con algunos nódulos de pederrial que afloran en la región de Tehuacán. Ferrusquía (1970) designó como Caliza Teposcolula a una biomicrita masiva que aflora en el área homónima y que había sido considerada por Salas (1949) como Jurásica; finalmente, Pérez y colaboradores (1965) aplicaron a estas calizas el nombre de Formación Morelos, en la región de Acatla, al relacionarlas con las calizas Albiano-Cenomaniano que afloran en la Plataforma Guerrero-Morelos.

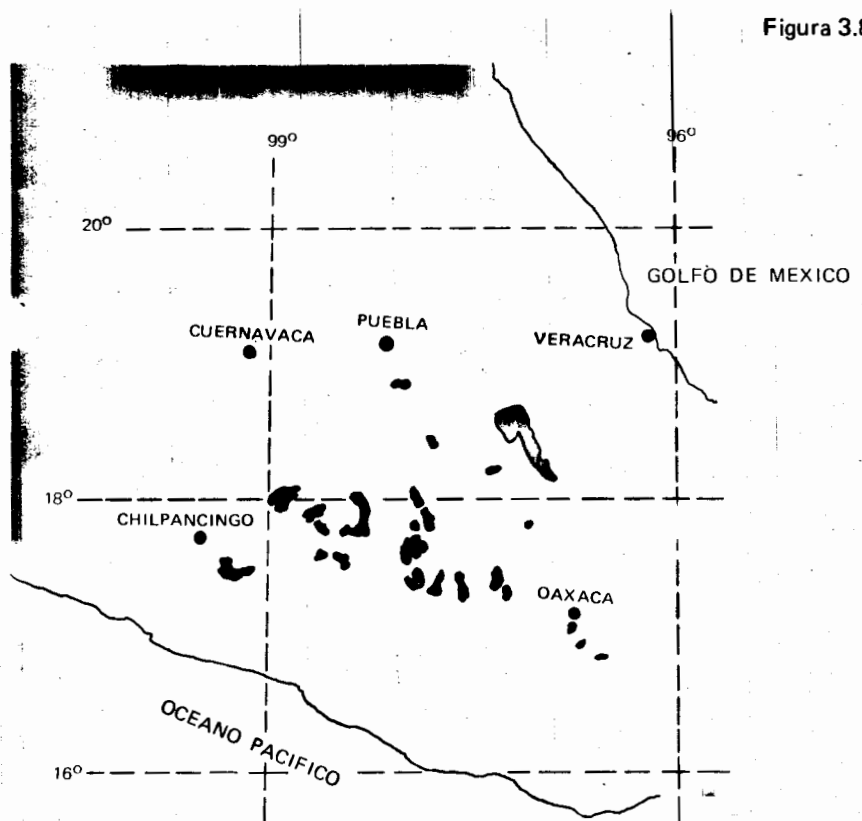
Sobre las calizas del Albiano-Cenomaniano descansa una secuencia de caliza margosa, denominada por Ferrusquía (1976) como Formación Yacunama; presenta fósiles del intervalo Coniaciano-Maestrichtiano y aflora al noroeste de Nochixtlán. Se correlaciona con las Margas Tilantongo (Salas, 1949) que

La secuencia mesozoica plegada de la Cuenca de Tlaxiaco está cubierta en discordancia angular por extensos afloramientos de depósitos continentales areno-conglomeráticos y arcillo-arenosos del Terciario, y por rocas volcánicas silíceas, intermedias y máficas del Terciario Superior.

Los depósitos continentales terciarios han sido asignados a las formaciones Yanhuitlán y Huajuapán (Salas, 1949), que según Erber (1956), son facies distintas de la misma unidad. La primera está formada por arcillas con algunas intercalaciones de arenisca y ceniza volcánica; la segunda está compuesta de arenisca, ceniza volcánica, arcillas arenosas y capas de conglomerados y brechas. Ferrusquía (1976) menciona una edad radiométrica de 49.0 ± 8 m. a para una toba interestratificada en la Formación Yanhuitlán de Sayultepec, que fecha a esta formación como Paleoceno Tardío-Eoceno Medio. Este autor señala que la formación tiene una posición estratigráfica similar con la Formación Tehuacán (Calderón, 1956) y el Grupo Balsas (Fries, 1960).

Para el Oligoceno se desarrolló en varias localidades del estado de Oaxaca un periodo de actividad volcánica que originó inicialmente la emisión de tobas silíceas e intermedias, y, posteriormente, derrames lávicos andesíticos. La actividad volcánica culminó con algunos derrames basálticos del Terciario Superior.

Figura 3.8



Rocas sedimentarias del Jurásico de la plataforma Guerrero-Morelos, Cuenca de Tlaxiaco y sector sur de la Sierra Madre Oriental.

3.7. Sector sur de la Sierra Madre Oriental y Llanura Costera del Golfo Sur

En el flanco este del sector sur de la Sierra Madre Oriental (Sierra de Juárez) está expuesta una gruesa secuencia de rocas sedimentarias mesozoicas que descansan sobre un basamento metamórfico que aflora principalmente en el flanco occidental de la misma sierra. Este basamento metamórfico, constituido por esquistos, gneises y filitas, derivados principalmente de rocas sedimentarias, ha sido tradicionalmente atribuido al Paleozoico y Precámbrico, sin embargo, en una sección ubicada a la altura del paralelo 18, Charleston (1980) reconoció una gruesa secuencia de esquistos y rocas metavolcánicas que atribuyó al Cretácico Inferior.

La secuencia sedimentaria del flanco oriental, que se encuentra conformando pliegues asimétricos hacia el oriente, tiene como base, en el sector Zongolica-Tehuacán, a una unidad de pizarras de color oscuro con algunas intercalaciones de areniscas de grano fino y lutitas calcáreas que se encuentran ampliamente expuestas y han sido tentativamente atribuidas al Jurásico Medio (López Ramos, 1979). En el sector ubicado al sur del paralelo 18, y hasta la región del istmo de Tehuantepec, la base del Mesozoico la constituye la Formación Todos Santos que es una secuencia de lechos rojos continentales de areniscas, conglomerado y lutita con estratificación cruzada. Esta formación ha sido reconocida además en Chiapas y norte de Centroamérica, en donde a su parte inferior se le considera como Jurásico Inferior y Medio (Mulleried, 1957); sin embargo, López Ramos (1979) opina que podría alcanzar el Triásico.

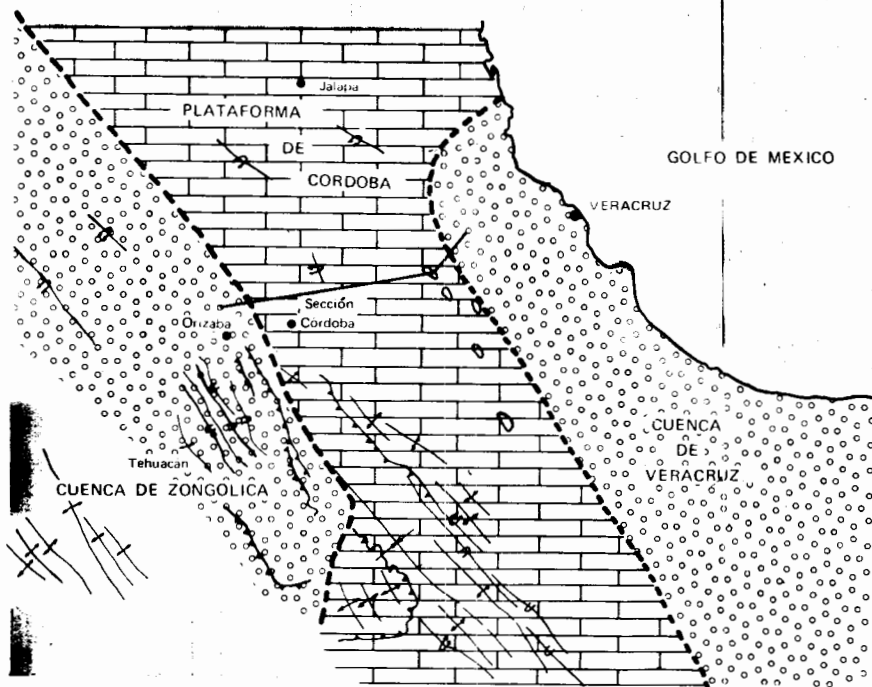
El Jurásico Superior se encuentra expuesto en el área de Zongolica (Vinięra, 1965) en forma de secuencias marinas de calizas bituminosas con intercalaciones de calizas arenolimosas y con presencia de amonitas; sin embargo, en el sector sur del flanco oriental de la Sierra de Juárez no han sido reportados afloramientos de esta época.

La secuencia marina del Cretácico que aflora en la porción norte de la Sierra de Juárez, está formada principalmente de rocas calcáreas que han sido reconocidas por Petróleos Mexicanos en estudios superficiales y de subsuelo; estas rocas incluyen las formaciones Tuxpanguillo (Neocomiano), Capolucan (Aptiano), Caliza Orizaba (Albiano-Cenomaniano), Caliza Maltrata (Turoniano-Coniaciano), Unidad Guzmantla (Turoniano-Senoniano), así como las formaciones Necoxtla y Atoyac del Senoniano-Campaniano y Campaniano-Maestrichtiano (Vinięra, 1965). Por otra parte, el Cretácico Marino está representado en el área del istmo de Tehuantepec por calizas neríticas fosilíferas que López Ramos (1979) incluyó dentro de la "Serie de Calizas Cretácicas Nizanda-Lagunas" que ubicó en el Cretácico Medio.

En la porción de la Llanura Costera del Golfo que bordea la Sierra de Juárez, Petróleos Mexicanos a llevado a cabo perforaciones exploratorias que han permitido reconocer las unidades mesozoicas en el subsuelo, por lo cual ha sido posible la re-

SITUACION DE LA PLATAFORMA DE CORDOBA

Figura 3.9



(Según González Alvarado, 1976)

construcción de una paleoplataforma llamada Plataforma de Córdoba que constituyó un algo fondo marino durante la segunda mitad del Mesozoico. La mitad oeste de la plataforma está expuesta en la Sierra Madre Oriental y la mitad este está sepultada en la Llanura Costera del Golfo. Asimismo, se encuentra limitada al poniente por la Paleocuenca de Zongolica y al oriente por la Paleocuenca de Veracruz (González Alvarado, 1976). Sobre esta plataforma se acumularon más de 5 000 metros de sedimentos de los cuales se ha obtenido producción petrolera, sobre todo de campos ubicados en su porción oriental (González Alvarado, op. cit.).

Durante el Terciario, en el marco de una regresión marina hacia el este, se depositaron en la Llanura Costera del Golfo los sedimentos terrígenos de las Formaciones Chicontepec-Velazco (Paleoceno); Aragón, Guayabal y Chapopote (Eoceno); Horcones y La Laja (Oligoceno); Depósito, Encanto, Concepción, Filisola y Paraje (Mioceno). Estos depósitos se originaron al empezar las deformaciones orogénicas de la Sierra Madre Oriental durante el inicio del Cenozoico.

La actividad ígnea del sector sur de la Sierra Madre Oriental, que a finales del Mesozoico y principios del Cenozoico se manifiesta en forma de intrusiones graníticas, se restringe en el Terciario Superior y Cuaternario a las emisiones basáltica-alcalinas del área de los Tuxtlas. Esta zona volcánica Demant (1978) la relaciona con la provincia alcalina del Golfo de México, más que con el extremo oriental del Eje Neovolcánico como lo habrían señalado algunos autores.

3.8. Resumen tectónico

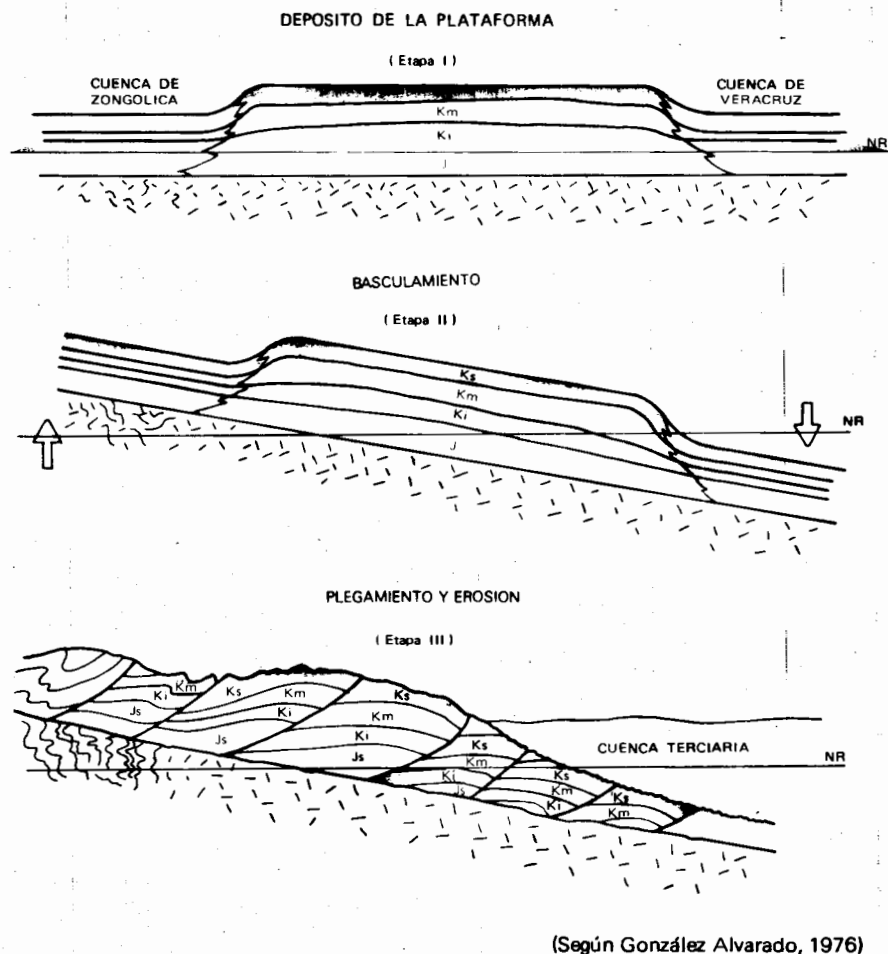
La complejidad estructural y estratigráfica de la porción centro meridional de México hace difícil una reconstrucción paleogeográfica y tectónica que permita una explicación clara sobre el origen de los rasgos de esta porción de México.

Recientemente la estructura de la región ha sido interpretada en términos de un mosaico de terrenos tectonoestratigráficos (ver Fig. 3.11) que fueron acrecionados en diferentes episodios de la evolución tectónica de esta parte de México (Campa et al., 1981; Campa y Coney, 1983). Cada terreno cuenta con un basamento distinto y sus límites han sido interpretados generalmente como límites tectónicos.

El terreno con el basamento más antiguo es el Terreno Oaxaca que ocupa la parte central del estado homónimo y cuenta con secuencias cámbrico-ordovícicas y misisípico-pensilvánicas sin metamorfismo. La base metamórfica, formada por el Complejo Oaxaqueño del Precámbrico (900-1100 millones de años), ha sido interpretada como el resultado de la evolución de un rift con sedimentación en corteza continental antigua y el posterior metamorfismo a facies granulita en una evolución ensiálica o por colisión continental (Ortega, 1981). Este complejo es considerado como una continuación hacia el sur de la faja Grenvilliana (Fries et al., 1962), sin embargo, la fauna de trilobites de su cubierta cámbrico-ordovícica, muestra más afinidad con la fauna de Europa y Sudamérica que con la de Norteamérica (Whitinton y Huges, 1974). Bazan (1984) no des-

EVOLUCION TECTONICA DE LA PLATAFORMA DE CORDOBA

Figura 3.10



carta la existencia de rocas arqueanas en este complejo, tomando como base la interpretación de los cinturones de roca verde (green stone belts) similares a los de los escudos precámbricos.

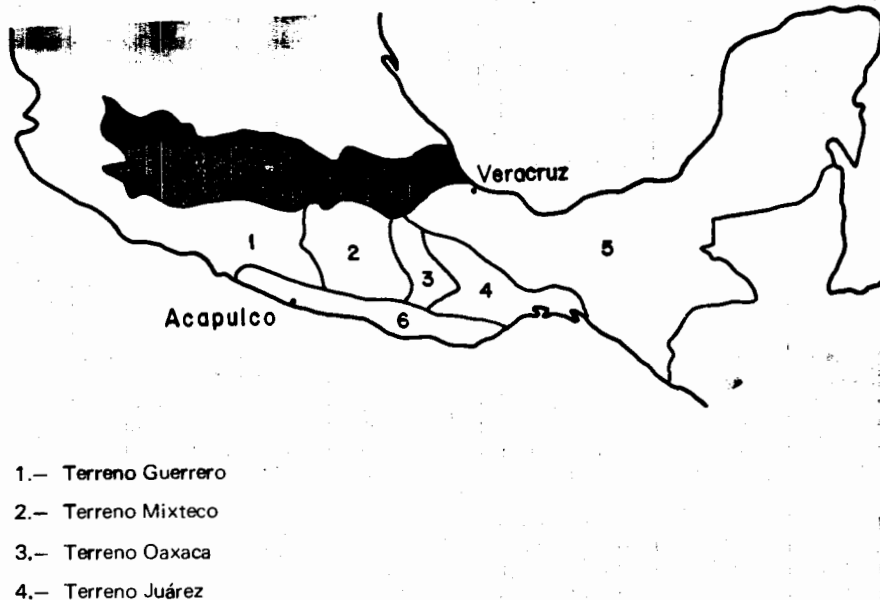
Al occidente del Terreno Oaxaca se encuentra el Terreno Mixteco que tiene como basamento al Complejo Acatlán del Paleozoico Inferior (Campa y Coney, 1983) y que, en contraste con rocas contemporáneas del primer terreno, se presenta metamorfizado en diversos grados. El límite entre estos dos terrenos ha sido interpretado como un límite tectónico (Ortega, 1981) y la época de su acreción no ha sido todavía confirmada, pero se han sugerido como probables el Devónico (Ortega, op. cit.) y el intervalo Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Ramírez, 1984). Los primeros datos paleomagnéticos para unidades del Pérmico de ambos terrenos indican direcciones similares de magnetización primaria, lo que no descarta totalmente una acreción posterior por movimientos a lo largo de la misma paleolatitud magnética (Urrutia y Morán, 1984).

El Complejo Acatlán ha sido interpretado como una agrupación de conjuntos petrotectónicos resultado de la apertura y cierre de una cuenca oceánica (Ortega, 1981). El subgrupo Petlancingo constituiría la secuencia de una margen pasiva autóctona y el subgrupo Acateco formaría el conjunto alóctono, incluyendo a la Formación Xayacatlán, como vestigio de una antigua litósfera oceánica consumida en un proceso de subducción.

Al suroeste, los terrenos Mixteco y Oaxaca están limitados, en un contacto tectónico, por el Complejo Xolapa cuya edad y tiempo de acreción al mosaico tectónico del sur de México no son bien conocidos, pero sus características lo identifican como la raíz montañosa de un antiguo arco magmático (Halpern et al., 1974).

TERRENOS TECTONOESTRATIGRAFICOS DEL SUR DE MEXICO, SEGUN LA DIVISION DE CAMPA Y CONEY (1983).

Figura 3.11



En el extremo oriental de la porción centro meridional de México se reconocen secuencias mesozoicas marinas deformadas que revelan una paleogeografía de bajos y altos fondos marinos, desarrollados sobre un basamento paleozoico y que ha sido tradicionalmente considerado como apalachiano. Estos conjuntos forman parte del Terreno Maya que se extiende hacia el sur y sureste de México (Campa y Coney, 1983). Separando al Terreno Maya del Terreno Oaxaca se ha reconocido una franja aparentemente mesozoica formada por secuencias marinas que incluyen rocas calcáreas, detríticas y volcánicas sumamente deformadas y con una vergencia general al oriente. El límite occidental de esta franja lo forma una banda milonítica que la separa del Terreno Oaxaca.

Para el Mesozoico se reconocen en la porción centro-meridional de México dos dominios principales con características claramente diferenciables. En el occidente se desarrolló un arco insular andesítico asociado a la subducción de la litósfera oceánica (Campa y Ramírez, 1979), fenómeno que es común en gran parte del occidente de Norteamérica y que se originó durante el inicio de la disgregación de la Pangea. Por otro

lado, en el oriente, se desarrolló una zona externa con sedimentación marina sobre la Plataforma Guerrero-Morelos, la Cuenca de Tlaxiaco y el área del flanco este de la Sierra de Juárez, la llanura costera y la plataforma del Golfo de México, todas ellas desarrolladas sobre corteza continental. La sedimentación marina de esta zona externa se inicia con la apertura del Golfo de México y la transgresión de los mares sobre esta porción de México. Los conjuntos volcánicos y sedimentarios parcialmente metamorfizados de la Sierra de Juárez alteran la homogeneidad de este dominio y su presencia no está claramente comprendida, Carfantán (1983) ha sugerido que este conjunto petrotectónico es el resultado de la apertura y cierre de una cuenca oceánica, ocurridos entre el Portlandiano y el Turoniano debido al desarrollo de un rift que se conectaba en una unión triple a la dorsal ubicada entonces entre Yucatán y Sudamérica.

Para explicar el desarrollo de un arco insular volcánico en el dominio occidental de la porción centro-meridional de México se han postulado dos modelos alternativos: en uno de ellos se propone la acreción por obducción de un sistema arco-insular desarrollado en el Pacífico y desplazado hasta su colisión con la corteza continental mexicana (Urrutia, 1980; Coney, 1983). En otro modelo se propone el desarrollo de un dominio de arco en la vecindad de la corteza continental de México, limitado al suroeste por una subducción al oriente (Campa y Ramírez, 1979). Datos paleomagnéticos preliminares de la secuencia volcánico-sedimentaria de Ixtapan-Teloloapan, (Urrutia y Valencio, en prensa) parecen apuntalar la primera hipótesis, sin embargo no existen reportes de conjuntos de afinidad oceánica que indiquen una sutura.

Según Campa y Ramírez (1979), en la región noroccidental e Guerrero y regiones colindantes con otros estados, se reconocen cinco fases de deformación que actuaron en el Mesozoico y Cenozoico. La primera de ellas, ocurrida a finales del Jurásico, afectó los depósitos volcánico-sedimentarios jurásicos y se manifiesta por la presencia de pliegues replegados en dos generaciones con un aumento relativo del metamorfismo en algunas zonas. La segunda fase, ocurrida en el Cenomaniano, se manifiesta en el área Teloloapan-Ixtapan por el metamorfismo que plegó y folió la secuencia volcánico-sedimentaria; esta fase originó en la Sierra Madre del Sur la emersión de los terrenos de arco volcánico y mar marginal, mientras que en la Plataforma Guerrero-Morelos y hacia el oriente continuaba la sedimentación marina, con una aportación importante de terrígenos provenientes de la región occidental emergida. La siguiente fase, ocurrida en el Paleoceno, deformó toda la carpeta mesozoica de los dos dominios y es responsable de los pliegues de la zona externa, así como del cabalgamiento del dominio interno sobre dicha zona externa.

Campa (1978) ha propuesto dos modelos alternativos para explicar la presencia del conjunto volcánico-sedimentario de Ixtapan-Teloloapan entre las plataformas de Guerrero-Morelos y Huetamo. En uno de ellos se

sugiere que el conjunto de Ixtapan-Teloloapan es el resultado de la evolución de un arco entre las dos plataformas, sin embargo no se puede explicar el metamorfismo de este conjunto entre las secuencias no metamorfizadas de las dos plataformas y la ausencia de cambios de facies de éstas al arco volcánico. En otro modelo la autora sugiere que las secuencias de Guerrero-Morelos y Huetamo, correspondientes al Albiano-Cenomaniano, pueden ser parte de una sola plataforma y que el conjunto de Ixtapan-Teloloapan sería un aóctono tectónico de la fase compresional del Paleoceno.

A fines del Mioceno ocurrió una fase de deformación que se tradujo en combamientos que se observan en la región de Arcelia-Altamirano, al igual que en las posiciones anormalmente elevadas de la secuencia metamórfica y de las unidades litoestratigráficas pre-miocénicas. A esta fase ha sido atribuido el origen de la gran estructura anticlinal de Tzitzio-Tiquicheo del sureste de Michoacán, bajo la consideración de que la secuencia continental de los flancos de la estructura es correlacionable con el Grupo balsas del Terciario Inferior; sin embargo, Campos(1984) ha atribuido el plegamiento a la fase compresional del Paleoceno, ya que considera que la secuencia continental de los flancos corresponde al Cretácico Superior y no al Terciario.

Para Campa y colaboradores (1980), en la parte occidental de la porción centro-meridional de México se pueden reconocer terrenos tectonoestratigráficos que se caracterizan por su homogeneidad y continuidad estratigráfica internas, pero con relaciones oscuras y poco comprendidas entre sí. Los límites de cada terreno separan secuencias diferentes en sus caracteres físicos y temporales. Las discontinuidades de estos límites no pueden ser claramente explicadas por cambios de facies convencionales o discordancias. Estos autores han reconocido

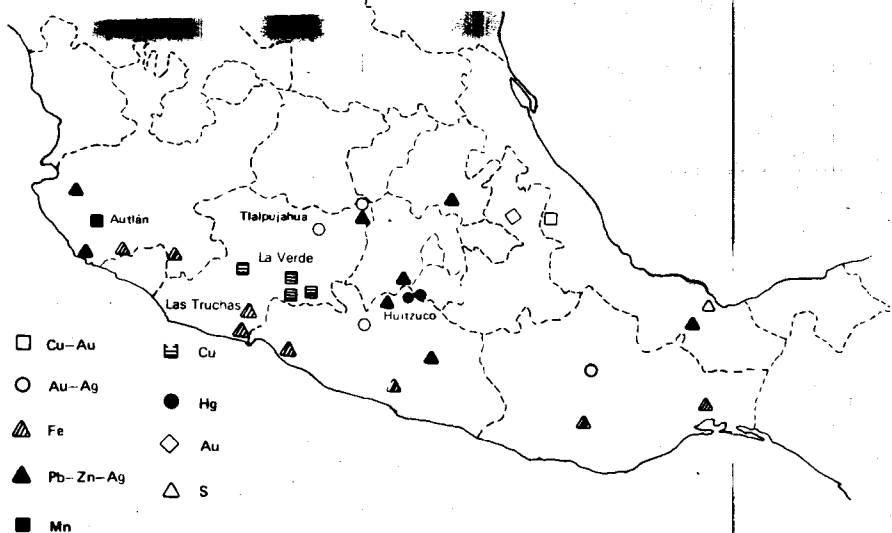
en esta región los siguientes terrenos de base: Conjunto de Plataforma Guerrero-Morelos, Conjunto de Teloloapan, Conjunto de Huetamo-Cutzamala, Conjunto de Zihuatanejo y Conjunto de Taxco y Taxco Viejo, todos ellos integrando el terreno compuesto Guerrero.

En el intervalo Plio-Cuaternario la región centro-meridional de México se ha visto afectada por fallamientos normales y de desplazamiento lateral en el marco de un levantamiento general y una geodinámica muy activa.

3.9. Yacimientos económicos

Los principales yacimientos minerales que se conocen en la región centromeridional de México son los sulfuros de plomo, plata y zinc de la franja central, así como los óxidos de hierro que se localizan principalmente en la Sierra Madre del Sur. Al primer tipo pertenecen los yacimientos minerales del distrito minero de Pachuca, que se localiza en el límite norte del Eje Neovolcánico y que ha sido uno de los principales productores de plata en el mundo. Al sur del Eje Neovolcánico aparecen distritos mineros de sulfuros hidrotermales a lo largo de una banda de orientación nor-noroeste-sur-sureste, en los estados de México, Guerrero y Michoacán. La banda incluye los yacimientos de Taxco, Xitanga, Zacualpan, Temascaltepec, Angangueo y Tlalpujahua. Dentro de esta banda también se encuentran los yacimientos de mercurio de Huitzaco y Huahuaxtla. Estos yacimientos hidrotermales los atribuyen Campa y Ramírez (1979) al periodo finimiocénico contemporáneo de la comadura que afectó a las rocas premiocénicas. Existe otro grupo de yacimientos de sulfuros en esta región, cuyo origen ha sido atribuido a procesos volcanogénéticos y que no guardan una orientación preferencial, pero se encuentran asociados a las secuencias

Figura 3.12



Distribución de los principales yacimientos minerales conocidos de la porción central de México.

(Según Guillermo P. Salas, 1975)

volcánico-sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. A este grupo pertenecen los yacimientos de Piñán Morado; Tlapehuala-Las Fraguas; Campo morado-La Suriana; Rey de la Plata; Teloloapan; Cuetzalán del Progreso, así como el yacimiento Volcano, del norte de Michoacán. Los yacimientos mencionados son considerados como contemporáneos de la actividad volcánica que había en la zona de arco insular, la cual ocurrió durante el Mesozoico en esta porción de México (Gaytán et al., 1979); Campa y Ramírez, 1979).

En una banda situada a lo largo de la Sierra Madre del Sur se localizan numerosos yacimientos de hierro que constituyen la región con mayores reservas en el país. El origen de estos yacimientos se atribuye a

procesos de metasomatismo de contacto, desencadenados por el efecto de intrusiones ácidas e intermedias del Cenozoico Inferior en las calizas cretácicas (Gómez, 1961; Mapes, 1959; Pineda, et al., 1969; Zamora et al., 1975). Entre los más importantes yacimientos de hierro que se conocen en esta región, se encuentran los de Peña Colorada, en Colima; Pihuamo, en Jalisco; Las Truchas, en Michoacán, El Violín y Tíber, en Guerrero. También existen en esta franja, yacimientos de cobre como los de Inguarán y La Verde, en Michoacán.

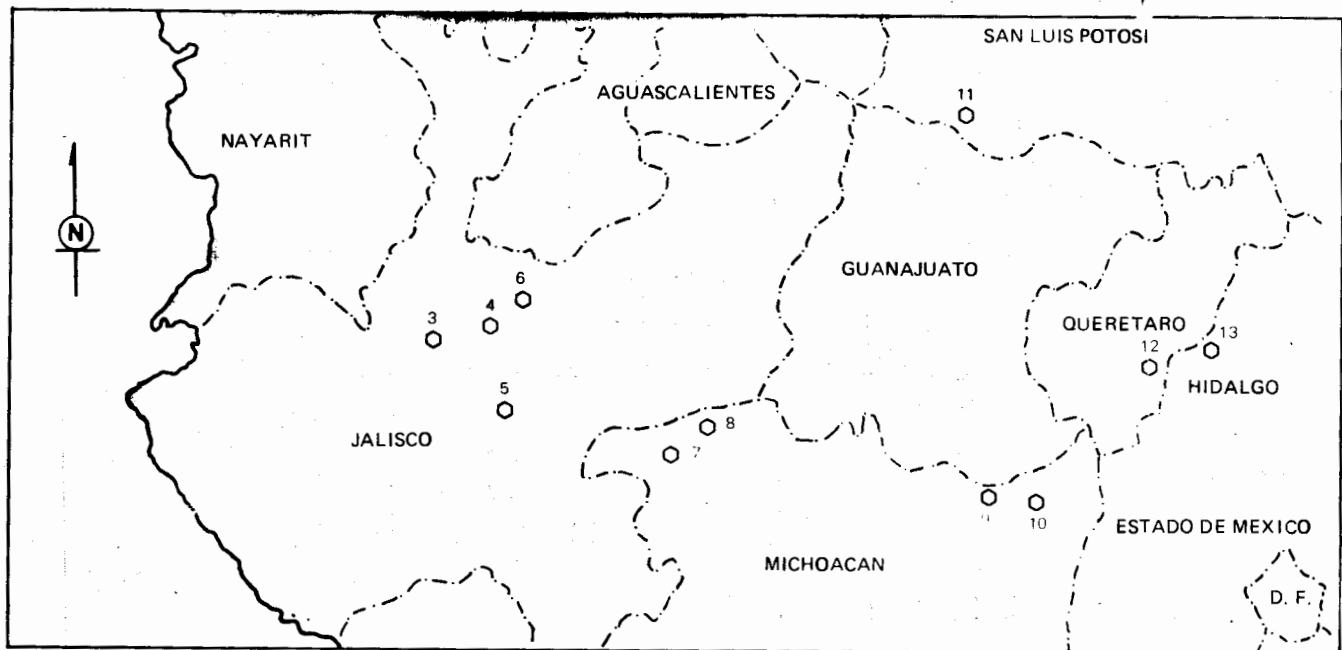
Por otro lado, la zona de mayor interés petrolero se encuentra en la Llanura Costera del Golfo, donde se ha extraído petróleo de campos que se localizan en el borde oriental de la Plataforma Córdoba, en rocas sedimen-

tarias del Cretácico, y existen buenas perspectivas respecto a sedimentos más profundos del Jurásico Superior (González A., 1976).

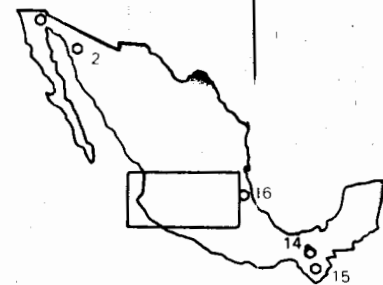
En cuanto a las posibilidades de obtención de energía geotérmica, el Eje Neovolcánico Mexicano constituye la provincia geológica con mayores manifestaciones y potencialidades del país, dada su actividad ígnea contemporánea. Las principales manifestaciones termales están relacionadas con la actividad ígnea ácida; algunas de estas manifestaciones se localizan en las áreas de La Primavera, Jalisco; Ixtlán de los Hervores, Negritos y Lago de Cuitzeo, Michoacán; Los Humeros, Puebla; y San Bartolo de los Baños, Querétaro (ver Fig. 3.13)

LOCALIZACION DE LOS CAMPOS GEOTERMICOS MAS IMPORTANTES DE LA REPUBLICA MEXICANA

Figura 3.13



- | | |
|-----------------------------------|------------------------------------|
| 1.- CERRO PRIETO, B.C.N. | 9.- LAGO DE CUITZEO Y ARARO, MICH. |
| 2.- DESIERTO DE ALTAR, SON. | 10.- LOS AZUFRES, MICH. |
| 3.- HERVORES DE LA VEGA, JAL. | 11.- EL GOGORRON, S.L.P. |
| 4.- LA PRIMAVERA, JAL. | 12.- SAN BARTOLO, QRO. |
| 5.- SAN MARCOS, JAL. | 13.- PATHE, HGO. |
| 6.- LA SOLEDAD, JAL. | 14.- EL CHICHONAL, CHIS. |
| 7.- LOS NEGRITOS, MICH. | 15.- TOLIMAN, CHIS. |
| 8.- IXTLAN DE LOS HERVORES, MICH. | 16.- LOS HUMEROS, PUE. |



(Según R. Hernández, C.F.E., 1978)

**TABLA DE CORRELACION ESTRATIGRAFICA DE LOS TERRENOS DEL
SUR DE MEXICO**

ERA	DIVISION	XOLAPA	GUERRERO	M I X T E C O			OAXACA	JUAREZ	M A Y A	
				Guerrero-Morelos	Mexcala - Olinálá	Zapotitlán-Tlaxiaco			Plataforma de Córdoba	Centro de Yucatán
CENOZOICO	RECIENTE									
	PLEISTOCENO			Fm. Cuernavaca		Fm. Chilapa	Andesitas			
	PLIOCENO			A. Zempoala	Fm. Oapan	A. San Marcos	Fm. Soasola			
	MIOCENO	Fm. Akuitlán Fm. Papagayo	Secuencia volcánica	Fm. Tepaxtlán	A. Buenavista	A. Yucudaac Fm. Nichitlanhaca Fm. Cerro Verde Fm. Llano de Labas	Fm. Yanhuitlán			Fms. Perote Solo-Conceptión Encanto - La Laja
	OLIGOCENO	Fm. Agua de Obispo	Chacharando	Fm. Tilzapotla	Fm. Tilzapotla	Fm. Yanhuitlán				
	EOCENO	Gpo. Balsas	Gpo. Balsas	Gpo. Balsas	Gpo. Balsas		Fm. Tecomatlán			Fm. Morconas Fm. Chappala Fm. Guayabí Fm. Aragón
	PALEOCENO			Fm. Tetelcingo	Fm. Tetelcingo					Fm. Velasco Fm. Chichen Itzá
	MAESTRICHTIANO									
	SENONIANO	Fm. Mexcala	Fm. Mexcala	Fm. Mexcala	Fm. Mexcala	Marga Marga		Secuencia Flysch	Fm. Atoyac	Secuencia Sedimentaria Calcárea
	TURONIANO			Fm. Cuautla (?)	Fm. Cuautla	Yucunoma Tilantonga			Fm. Guzmantla	
CENOMANIANO		Fm. Morelos	Fm. Morelos	Fm. Morelos	Fm. Tepecolula Fm. Cipiapa	Fm. Tepecolula		Fm. Orizaba	Fm. Yucatán	
ALBIANO	Fm. Morelos									
APTIANO	Fm. Acahuizotla	Fm. Sn. Lucas	Complejo Tierra Caliente	Fm. Xochicalco Fm. Acultapán Fm. Acahuizotla	Fm. Huitzaco Fm. Zicapa	Fm. Sn. Juan Raya Fm. Zapotitlán	Gpo. Puebla		Fm. Xonomanca	
NEOCOMIANO								Secuencia de Arco y Cuenca	Fm. San Pedro	
SUPERIOR		Fm. Angaa?								
MEDIO					Gpo. Tecocoyunca	Fm. Mapache Fm. Chimesa Fm. Tecocoyunca Gpo. Consuelo	Fm. Etlatongo			
INFERIOR				R.V. Taxco Viejo				Ofiolitas	Fm. Todos Santos	Fm. Todos Santos
SUPERIOR	Fm. Chapolapa									
MEDIO										
INFERIOR	Fm. Ixcaneltoyac		Secuencia Tumbiscatio							
PERMICO					Fm. Los Arcos-Olinálá	Fm. Los Arcos-Olinálá	Fm. YododeRe			Complejo Metamórfica Indiferenciado
PENSILVANICO	Complejo Xolapa			Esquisto Taxco		Fm. Matzitzí	Fm. Ixtaltepec			
MISSISSIPICO							Fm. Santiago			
DEVONICO										
SILURICO										
ORDOVICICO					Complejo Acatlán					
CAMBRICO							Fm. Tiñú			
PRECAMBRICO							Complejo Oaxaqueño			

Bibliografía y Referencias

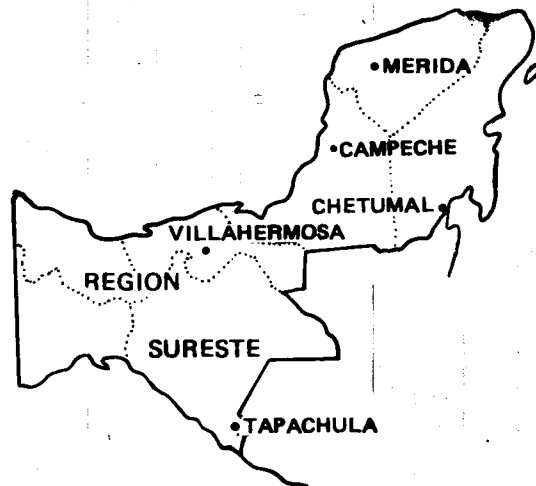
- Bazán, S., 1981, Distribución y metalogénesis de la provincia uranífera del Mesozoico de México. *Geomimet*, 3a. Epoca, julio/agosto de 1981, No. 112, p. p. 65-96.
- Bazán, B.S., 1984. Litoestratigrafía y rasgos estructurales del Complejo Oaxaqueño, Mixteca Alta, Oaxaca. *Geomimet*, No. 129, pp. 35-63.
- Bloomfield, K., 1975, A late quaternary monogenetic field in Central Mexico. *Geol. Rundschau*, 64 (2), p. p. 476-497
- Buitrón, B. E., 1970, Equinoides del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior de Tlaxiaco, Oaxaca. Libro Guía de la excursión México-Oaxaca de la Sociedad Geológica Mexicana, p. p. 154-163.
- Bullard, E., 1969, El origen de los océanos. In Wilson, T., 1976. *Deriva Continental y Tectónica de Placas*. Selectiones de Scientific American. C. Martin E. y A. González U., trads. 2a. edición, Madrid. H. Blume Ediciones, p. p. 98-109.
- Calderón, A., 1956, Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla. XX Cong. Geol. Internacional, México. Libro Guía de la Excursión A-11, p. p. 9-33.
- Campa, M. F., 1978, La evolución tectónica de Tierra Caliente. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, tomo XXXIX, No. 2.
- Campa, M. F., Flores, R., Limón, M., Ramírez, B. R., Ramírez, E. J., y Vázquez, M., 1977, La evolución tectónica y la mineralización en la región de Valle de Bravo, Méx., e Iguala, Gro. *Asoc. Ing. Min. Met. Geol. Mex.* Memoria de la XII Convención Nal., p. p. 143-170.
- Campa, M. F., y Ramírez, J., 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Serie técnico-científica de la Universidad Autónoma de Guerrero, No. 1, 102 p.
- Campa, M. F., Ramírez, J., Flores, R., y Coney, P., 1980, Conjuntos estratotectónicos del occidente de Guerrero y oriente de Michoacán. Resúmenes de la V Convención Geológica Nacional. México, D. F., p. p. 106-107.
- Campa, M.F., Ramírez, J., Flores, R., Coney, P.J., 1981. Terrenos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. Serie técnico-científica de la Universidad Autónoma de Guerrero, No. 10, 28 p.
- Campa, M.F. and Coney, P.J., 1983. Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can J. Earth Sci.* 20, pp. 1040-1051.
- Campos, E., 1984. Estudio geológico regional del área de Valle de Bravo-Tzitzio, estados de México y Michoacán. Tesis Profesional. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Carfantán, J.C., 1983. Les ensembles géologiques du Mexique Meridional. Evolution géodynamique durante le Mesozoïque et le Cénozoïque. *Geoffica Internacional*, v. 22, No. 1, pp. 39-56.
- Coney, P., 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. v. 15, No. 1, pp. 6-15.
- Corona, J.R., 1981 (1983). Estratigrafía de la región Oliná-Tecocoyunca, noreste del estado de Guerrero. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*. v. 5, No. 1, pp. 17-24.
- Charleston, S., 1980, Stratigraphy and tectonics of the Rio Santo Domingo area, State of Oaxaca, México. 26o. Congrès Géologique International, (Paris) Résumés (Abstracts), Vol. 1, sections 1 a 5, 324 p.
- Cserna, Z. de, 1965, Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, No. 62, 77 p.
- Cserna, Z. de, 1970, Reflexiones sobre algunos problemas de la geología de la parte centro-meridional de México. Libro Guía de la excursión México-Oaxaca de la Sociedad Geológica Mexicana, p. p. 37-50.
- Cserna, Z. de, 1979, Cuadro tectónico de la sedimentación y magmatismo en algunas regiones de México durante el mesozoico. Programas y Resúmenes del V Simposium sobre la Evolución Tectónica de México. Instituto de Geología, UNAM, p. p. 11-14.
- Cserna, Z. de, Armstrong, R., Yáñez, C., y Solorio, J., 1978a, Rocas metavolcánicas e intrusivos relacionados paleozoicos de la región de Petatlán, estado de Guerrero. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 2, No. 1, p. p. 1-7.
- Cserna, Z. de, Fries, C., Rincón, C., Westley, H., Solorio, J., y Schmitter, E., 1975, Edad precámbrica tardía del Esquisto Taxco, estado de Guerrero. *Bol. Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros*, v. 26, p. p. 183-193.
- Cserna, Z. de, Palacios, M., y Pantoja, J., 1978 b, Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de GUerrero y en las áreas colindantes de México y Michoacán. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 2, No. 1, p. p. 8-18.
- Cserna, Z. de, Schmitter, E., Damón, P. A., Livingston, D. E., y Kulp, L. J., 1962, Edades isotópicas de rocas metamórficas del centro y sur de Guerrero y de una monzonita cuarcífera del norte de Sinaloa. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, No. 64, p. p. 71-84.
- Demant, A., y Robin, C., 1975, Las fases del volcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Revista Inst. de Geol. UNAM*, 75 (1) p. p. 70-83.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 2, No. 2, p. p. 172-187.
- Dietz, R. S., and Holden, J. C., 1970, La disgregación de la Pangea. In Wilson T., 1976. *Deriva Continental y Tectónica de Placas*. Selectiones de Scientific American. C. Martin E., y A. González U. trads. 2o. edición, Madrid, H. Blume Ediciones, p.p. 154-167.

- De la Vega, E., 1983, Una nueva localidad pérmica en México fechada con fusilnidos, porción meridional del estado de Puebla. Resúmenes de la VII Convención Geológica Nal., Soc. Geol. Mex., p. 51.
- Erben, H. K., 1956, El Jurásico Medio y el Calloviano de México. XX Congreso Geológico Internacional, México, (contribución al congreso del Inst. de Geol. de la UNAM) 140 p.
- Fries, C. Jr., 1956, Bosquejo geológico de la región entre México, D. F., y Acapulco, Gro. In Excursiones A-9 y C-12, Geología a lo largo de la carretera entre México, D. F., y Acapulco, Gro., vía Taxco, Gro., y Chilpancingo, Gro. Geología de los alrededores de Acapulco, Gro. Los yacimientos de dolomita de El Ocotito, Gro. XX Congreso Geológico Internacional, México, p. p. 7-53.
- Fries, C. Jr., 1960, Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Bol. del Instituto de Geología, UNAM, No. 60, 236 p.
- Fries, C. Jr., 1966, Hoja Cuernavaca 14 Q-h (8), Estado de Morelos, Carta Geológica de México, Instituto de Geología, UNAM. Serie 1: 100 000, mapa con texto.
- Fries, C. Jr., y Rincón, O. C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de Geocronometría. Bol. del Instituto de Geología, UNAM, No. 73, p. p. 57-133.
- Fries, C. Jr., Rincón, O.C., Solorio, J., Schmitter, E., Cserna, Zoltan de, 1970, Una edad radiométrica ordovícica de Totoltepec, estado de Puebla. Libro Guía de la excursión México-Oaxaca de la Sociedad Geológica Mexicana, p. p. 164-166.
- Fries, C. Jr., Schmitter, E., Damon, P.E., Livingston, D.E., 1962, Rocas precámbricas de edad grenvilliana, de la parte central de Oaxaca en el sur de México. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, No. 64, parte 3, p.p. 45-53.
- Ferrusquía, I., 1970, Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, estado de Oaxaca. Libro Guía de la excursión México-Oaxaca de la Sociedad Geológica Mexicana, p.p. 97-119.
- Ferrusquía, I., 1976, Estudios geológico-paleontológicos en la Región Mixteca, Parte 1: Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, estado de Oaxaca, México. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, No. 97, 160 p.
- Ferrusquía, I., Applegate, S.P., y Espinosa, L., 1978, Rocas volcánicas sedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pacífica de México. Revista del Instituto de Geología, UNAM, v. 2, No. 2, p.p. 150-162.
- Flores, L.A. y Buitron, B.E., 1982, Revisión y aportes de la estratigrafía de la montaña de Guerrero. Serie técnico-científica de la Universidad Autónoma de Guerrero, No. 12, 28 p.
- Flores, L.A. y Buitrón, B.E., 1984, Una nueva localidad del Paleozoico Superior de la región de la Mixteca Oaxaqueña. Resúmenes de la VII Convención Geológica Nal., Soc. Geol. Mex., p. 207.
- Gastil, G.R., and Jency, W., 1973, Evidence for strikeslip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic belt. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., v. 13, p.p. 171-180.
- Gaytán J. E., Garza, V. de la, Arévalo, E., y Rosas, A., 1979, Descubrimiento, Geología y Génesis del Yacimiento Volcánico, Michoacán. Memoria de la XIII Convención Nal. de la Asoc. de Ings. de Minas, Met. y Geol. de México. Acapulco, Gro., p.p. 58-113.
- Gómez, D., 1961, Inventario de los yacimientos ferríferos de México. Cons. de Recursos Nat. no Renovables, publicación 3E.
- González-Alvarado, J., 1976, Resultados obtenidos en la exploración de la Plataforma de Córdoba y principales campos productores. Bol. Soc. Geol. Mex. Tomo XXXVII, No. 2, p.p. 53-60.
- Guerrero, J. C., Silver, L. T., y Anderson, T. H., 1978, Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa. Bol. Soc. Geol. Mexicana (Resúmenes de la Convención Geol. Nal.) v. 39, p.p. 22-23.
- Halpern, M., Guerrero, J. C., y Ruiz Castellanos, M., 1974, Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern and central Mexico. A progress report, Unión Geofísica Mexicana. Reunión anual, Resúmenes, p.p. 30-31.
- López Ramos, E., 1979, Geología de México. 2a. edición. México, D. F. Edición escolar, 3 volúmenes.
- Mauvois, 1977, Cabalgamiento miocénico (?) en la parte centro-meridional de México. Revista del Instituto de Geología, UNAM, v. 1, No. 1, pp. 48-63.
- Mapes, E., 1959, Los yacimientos ferríferos de Las Truchas, Michoacán. Cons. de Recursos Nat. no Renovables, Boletín 46.
- Mc Dowell, F. W., and Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. In Ash-Flow Tuffs. Edited by Charles E. Chapin and Wolfaugh E. Elston. Geological Society of America, Special Paper 180.
- Mooser, F., 1972, El Eje Neovolcánico Mexicano, debilidad cortical prepaleozoica reactivada en el Terciario. Memoria de la II Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana. Mazatlán, Sin., p.p. 186-187.
- Mooser, F., 1975, Historia geológica de la Cuenca de México. In Memoria de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, tomo I. DDF, p.p. 7-38.
- Mooser, F., Nairn A. E., and Negendank, J. F., 1974, Paleomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks, VII a paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. Geol. Rundschau, 63 (2), p.p. 451-483.
- Negendank, J. F. W., 1972, Volcanics of the Valley of Mexico. N.Jb. Miner. Abh., 116, p.p. 308-320
- Ortega, F., 1974, Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlán, Puebla. Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 35, p.p. 1-6.
- Ortega, F., 1976, Los complejos metamórficos del sur de México y su significado tectónico. Resúmenes del III Congreso Latinoamericano de Geología, México.
- Ortega, F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. Revista del Instituto de Geología, UNAM, v. 2, No. 2, p.p. 112-131.
- Ortega, F., 1979, La evolución tectónica premissípica del sur de México. V Simposium Evolución Tectónica de México (Programas y Resúmenes), p.p. 27-29.
- Ortega, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. Geofísica Internacional, v. 20, No. 3, pp. 177-202.
- Pantoja, J., 1959, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, estado de Michoacán. Cons. Recursos Nat. no Renovables, Bol. 50, 36 p.
- Pantoja, J., 1970, Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca. Libro Guía de la excursión México-Oaxaca de la Sociedad Geológica Mexicana, p.p. 67-84.
- Pantoja, J., and Robison, R. A., 1967, Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca, Mexico. Science, 157, No. 3792, p.p. 1033-1035.
- Pérez, J. M., Hokuto, A., y Cserna, Z. de, 1965, Reconocimiento geológico del área de Petlalcingo-Santa Cruz, municipio de Acatlán, estado de Puebla. Universidad Nal. Aut. de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, No. 21, parte 1, 22 p.
- Pineda, A., López, H., y Peña, A., 1969, Estudio geológico-magnetométrico de los yacimientos ferríferos de Peña Colorada, municipio de Minatitlán, Colima. Cons. de Recursos Nat. no Renovables, Boletín 77.

- Ramírez, J., 1984. La acreción de los terrenos Mixteco y Oaxaca durante el Cretácico Inferior, Sierra Madre del Sur. Resúmenes de la VII Convención Geológica Nal., Soc. Geol. Mex., p. 59.
- Rodríguez, R., 1970. *Geología metamórfica del área de Acatlán, estado de Puebla*. Libro Guía de la excursión México-Oaxaca de la Sociedad Geológica Mexicana, p.p. 51-66.
- Salas, G. P., 1949. *Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca*. Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 1., p.p. 79-156.
- Urrutia, J., 1980. *Palaeomagnetic studies of Mexican Rocks*. Ph. D. Thesis. University of Newcastle upon Tyne, Inglaterra, 689 p.
- Urrutia, J. (Ed), 1981. *Paleomagnetism and tectonics of Middle America and adjacent regions, Part. 1*. Geofísica Internacional, v. 20, No. 3, pp. 139-270.
- Urrutia, J. (Ed), 1983. *Paleomagnetism and tectonics of Middle America and adjacent regions, Part 2*. Geofísica Internacional, v. 22, pp. 87-110.
- Urrutia, J., 1983. *On the tectonic evolution of Mexico: Paleomagnetic constraints*. Am. Geophys. Union, Geodynamics Series, v. 12, pp. 29-47.
- Urrutia, J. y Morán, D.J., 1984. *Resultados preliminares paleomagnéticos para el sur de México y sus implicaciones tectónicas*. Resúmenes de la VII Convención Geológica Nal., Soc. Geol. Mex., p. 5.
- Urrutia, J., y Castillo, L., del, 1977. *Un modelo del Eje Volcánico Mexicano*. Bol. de la Soc. Geol. Mex., v. 38 pp. 18-28.
- Vidal, R., Campa, M. F., Huitrón, B., Alencaster, G., 1980. *El Conjunto Petrotectónico de Zihuatanejo, Guerrero-Coalcomán, Michoacán*. Soc. Geol. Mexicana, Resúmenes de la V Convención Geológica Nal., p.p. 111-112.
- Viniegra, O. F., 1965. *Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz*. Bol. Asoc. Mex. de Geo. Petroleros., v. 17, p.p. 101-163.
- Whittington, H.B. and Hughes, 1974. *Geography and faunal provinces in the Tremadoc Epoch*, In Ross, C.A. (Ed) *Paleogeographic provinces and provinciality*. Soc. Econ. Paleontol. and Mineral, Spec. Publ. 21, pp. 203-218.
- Zamora, S., Trujillo, L., Werre, F. S., y Sánchez, J. L., 1975. *Los yacimientos en el Cerro del Violín, municipio de Mochitlán, Gro.* Geomimet No. 78.

Geología de la Región Sureste de México

(Hojas Villahermosa y Mérida)



4. Geología de la Región Sureste de México

4.1. Generalidades

Para la descripción de la región sureste de México se han elegido los siguientes límites: al oeste, el istmo de Tehuantepec; al norte, el litoral del golfo de México; y al sur, el litoral del Pacífico. La región incluye las provincias fisiográficas de las sierras de Chiapas, la Cordillera Centroamericana, la península de Yucatán y el extremo oriental de la Llanura Costera del Golfo Sur (ver Fig. 1.1).

El clima en esta región varía de templado y semicálido en las partes altas de la Sierra de Soconusco y Sierras de Chiapas a cálido en las llanuras costeras del Golfo y del Pacífico, así como en la depresión central de Chiapas. En esta última zona los climas son subhúmedos, a diferencia de las llanuras costeras donde son generalmente húmedos. En la península de Yucatán los climas son de tipo cálido subhúmedo. En casi toda la región sureste de México el régimen de lluvias es de verano, excepto en algunas zonas de la Llanura Costera del Golfo donde hay lluvias todo el año.

4.2. Chiapas y Tabasco

En la región que comprende los estados de Chiapas y Tabasco aflora una amplia secuencia del Mesozoico y Cenozoico, constituida principalmente por rocas sedimentarias marinas que se encuentran plegadas y afalladas. Esta secuencia descansa sobre un basamento cristalino del Precámbrico y Paleozoico que aflora al suroeste de la misma región, en donde las rocas cristalinas de estas Eras forman un complejo batolítico y metamórfico que constituye el núcleo de la Sierra de Soconusco.

Mullerried (1957) consideró que gran parte de la Sierra de Soconusco se encontraba formada por rocas precámbricas ígneas y metamórficas, sin embargo la mayor parte de las edades radiométricas obtenidas de muestras de rocas intrusivas revelan una edad paleozoica para los principales eventos de intrusión ígnea. Castro y colaboradores (1975) reportan una edad de 242 ± 9 millones de años para una diorita (análisis de biotita por el método k/Ar) que forma parte del complejo batolítico de la Sierra de Soconusco y que fue descubierta en la base de una sección localizada en el límite de los estados de Oaxaca y Chiapas.

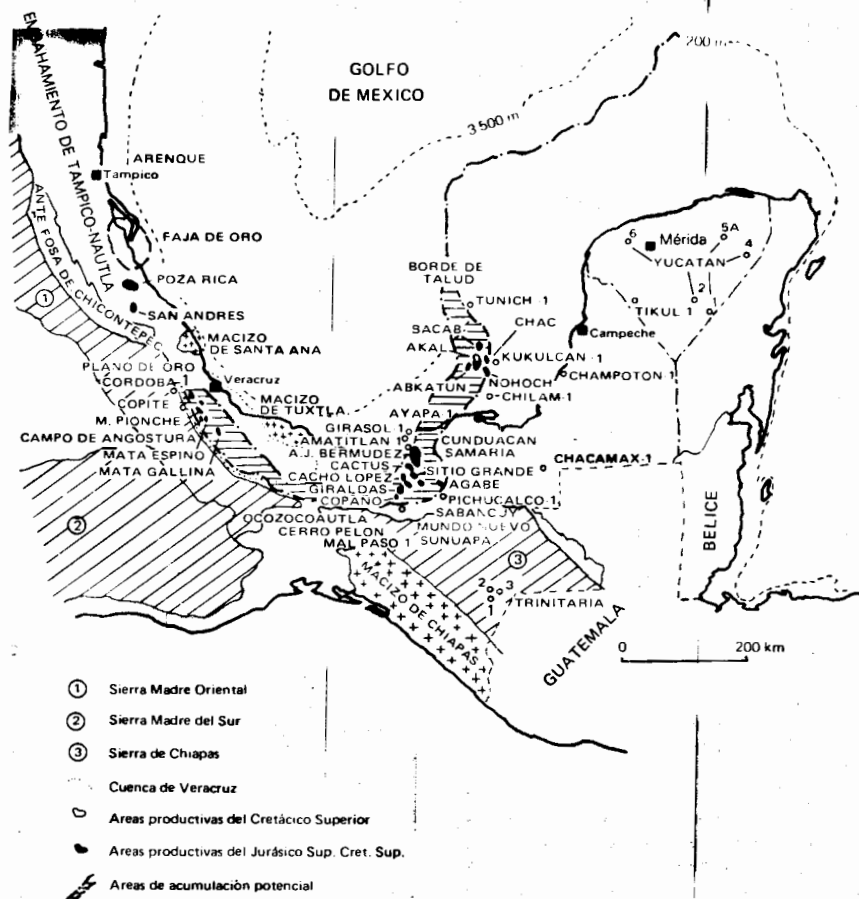
Damon y colaboradores (1981) reportan

datos de diecisiete muestras de ocho áreas del complejo batolítico de Chiapas que fueron estudiadas por los métodos k-Ar y Rb-Sr. Después de analizar diez muestras del complejo, dichos autores reconocieron una isocrona con edad aparente de 256 ± 10 millones de años, lo cual indica que estas rocas intrusivas se originaron de un mismo magma pérmico, isotópicamente homogéneo derivado tal vez del manto. Estos autores mencionan datos no publicados respecto a la parte este de la Sierra Madre del Sur, de Chiapas, que indican actividad plutónica del Carbonífero en esta área; además, consideran que el emplazamiento del batolito de

Chiapas pudo haber estado asociado al cierre del océano Proto-Atlántico de finales del Paleozoico, en el tiempo de la llamada Orogenia Apalachiana. Carfantan (1977) opina que el emplazamiento batolítico debe haber ocurrido en la fase apalachiana de deformación, y considera que las rocas metamórficas, afectadas por esta intrusión deben haberse originado en la fase grenvilliana del Precámbrico, de acuerdo con los datos radiométricos de muestras de un gneis en Chiapas, así como de las diferentes muestras del complejo basal de Oaxaca con el que han sido correlacionadas estas rocas (De Cserna, 1967, 1971).

PLANO QUE MUESTRA LAS AREAS PRODUCTIVAS Y POZOS PETROLEROS DEL SURESTE DE MEXICO

Figura 4.1



(Viniestra, 1981, PEMEX)

LA GRAN CUENCA SALINA DE CAMPECHE DURANTE EL CALOVIANO OXFORDIANO

Figura 4. 2

En el extremo sureste de la Sierra de Soconusco aflora una secuencia sedimentaria del Paleozoico Superior que ha sido reconocida en el área de Chicomuselo (Hernández-García, 1973), y que se extiende hasta Guatemala. La base de esta secuencia está integrada por la Formación Santa Rosa que cuenta con un miembro inferior constituido de una secuencia de pizarras con algunas intercalaciones de metacuarcita; el miembro superior está formado por pizarras, areniscas y algunas capas de caliza fosilífera. La formación se encuentra parcialmente metamorfozada y le han asignado una edad que corresponde al intervalo Misisípico-Pensilvánico, con base en la fauna fósil que reporta Hernández García (1973).

Una secuencia de lutitas y calizas de la Formación Gruperá que contiene fusulínidos del Pérmico Inferior descansa en discordancia sobre la Formación Santa Rosa (Gutiérrez, 1956). A esta formación sobreyace la Caliza Vainilla que contiene crinoides, braquiopodos y diversas especies de fusulínidos, la cual cubre en discordancia la Formación Paso Hondo, que está compuesta por calizas masivas con fusulínidos del Pérmico Medio y la base del Pérmico Superior (Gutiérrez, 1956). En gran parte del borde nororiental de la Sierra de Soconusco aflora una importante secuencia continental formada de areniscas, conglomerado, limolita y lutita de color rojo, cuyos afloramientos alcanzan la zona del istmo de Tehuantepec y aun el borde oriente del sector sur de la Sierra Madre Oriental. Esta secuencia ha sido denominada como Formación Todos Santos, y constituye la base del paquete mesozoico que aflora principalmente en Chiapas. La mayor parte de los autores le han asignado a esta formación un intervalo estratigráfico que varía del Triásico al Jurásico (Mullerried, 1957; Gutiérrez, 1956; Castro, et. al., 1975; López Ramos, 1979).

En la parte central de Chiapas, sobre la Formación Todos Santos, descansa una secuencia sedimentaria marina del Jurásico Superior que está formada por calizas de facies someras con algunas intercalaciones de sedimentos continentales. Los sedimentos del Titoniano registran ambientes de plataforma abierta con fauna pelágica, sobre todo en la zona donde convergen los estados de Chiapas, Oaxaca y Veracruz, en tanto que al sureste de Chiapas las facies se vuelven más arenosas (Castro et. al., 1975).

Viniegra (1971) ha interpretado la existencia, durante el Oxfordiano, de una cuenca salina que ocupaba gran parte de la actual Sierra de Chiapas, la Llanura Costera del Golfo Sur y la Plataforma Continental de Tabasco (ver Fig. 4. 2). Estos depósitos salinos jugaron un papel muy importante en la deformación de la secuencia mesozoica posterior y en el desarrollo de trampas petroleras. Actualmente estos cuerpos de sal forman dos grandes levantamientos a los que Viniegra (1981) denominó Domo de Campeche y Domo de Jalpa (ver Fig. 4.2). En las zonas petroleras de Tabasco y Campeche, PEMEX ha perforado secuencias del Jurásico Superior, principalmente con facies de plataforma, de las que ha obtenido producción petrolera.



Afloramiento de areniscas conglomeráticas de la Formación Todos Santos (Triásico-Jurásico) ubicado al sur de Independencia, Chiapas. Foto: Juan Alvaro Iruretagoyena SPP

Sobre los sedimentos del Jurásico Superior descansa una secuencia del Neocomiano que revela la existencia de depósitos marginales y continentales en el noroeste de Chiapas y este de Veracruz.

En la península de Yucatán y gran parte del estado de Chiapas se instaura un gran banco calcáreo debido a la transgresión marina de inicios del Cretácico, lo que da como resultado la sedimentación de carbonatos y anhidritas en estas regiones, así como el desarrollo de depósitos de talud en una franja que bordeaba al gran banco calcáreo (Viniestra, 1981). Esta franja se puede localizar en el subsuelo de la mitad este del estado de Tabasco, y en porciones del noreste de Chiapas y la plataforma marina de Campeche, en donde esta clase de sedimentos son importantes productores de hidrocarburos (ver Fig. 4.3).

En el área de Cintalapa la secuencia neocomiana ha sido denominada Formación San Ricardo (Richards, 1963), y está compuesta de lutitas, areniscas rojas, intercalacio-

nes de caliza, dolomía y algunos horizontes de yeso. El intervalo Barremiano-Aptiano parece estar ausente en las inmediaciones de la Sierra de Soconusco ya que no han sido identificadas las rocas de estas edades, lo cual causa una discordancia entre las unidades inferiores del Neocomiano y la secuencia del Albiano-Cenomaniano. Según Castro et al. (1975), esta discordancia se acentúa hacia el oeste con la desaparición de las unidades correspondientes al Cretácico Inferior y Jurásico Superior, debido a una probable etapa de erosión desarrollada al finalizar el Aptiano.

Al intervalo Albiano-Cenomaniano corresponden los depósitos de caliza que afloran ampliamente en la banda central del estado de Chiapas, y revelan ambientes de banco en aguas someras (Fig. 4.5) En estas edades los mares transgredieron numerosas áreas erosionadas durante el Barremiano-Aptiano y alcanzaron a cubrir las rocas cristalinas de la Sierra de Soconusco. Estas secuencias del Cretácico Inferior que afloran ampliamente en Chiapas se pierden debajo de los depósitos terciarios en el área de Ta-

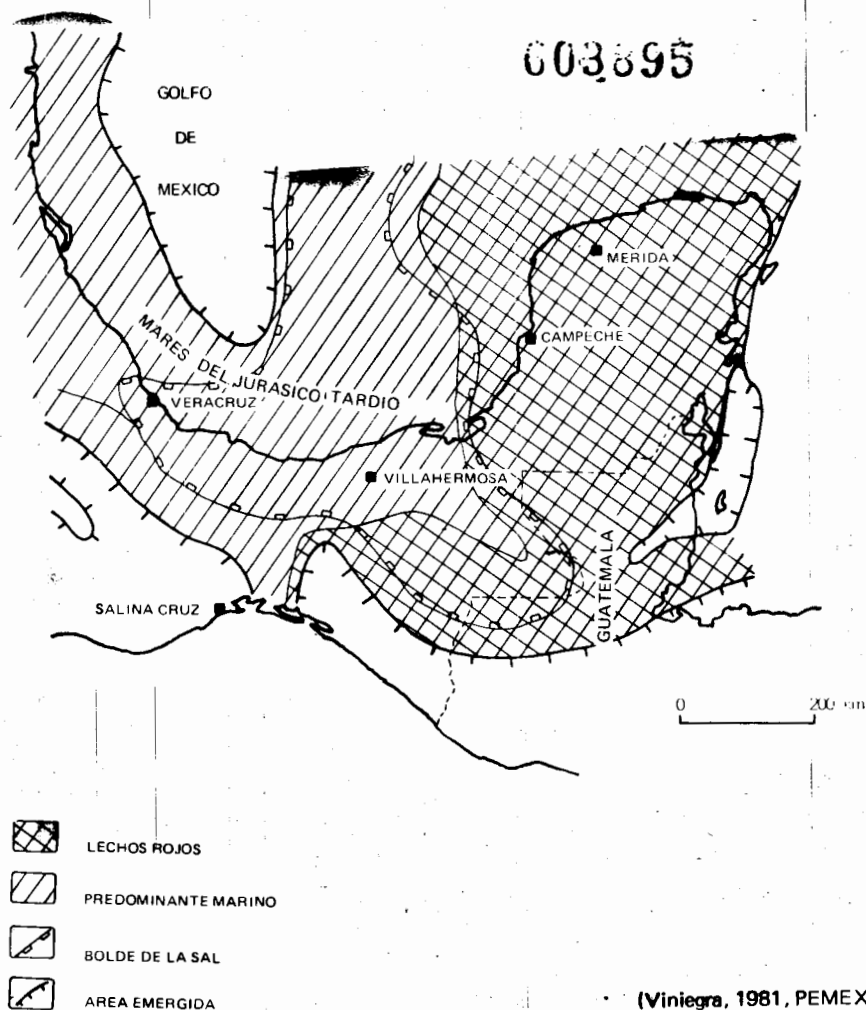
basco y Campeche, en donde han sido reconocidos en perforaciones petroleras de los que se ha obtenido producción. En el subsuelo de estas últimas regiones las secuencias reportadas por Petróleos Mexicanos revelan facies de talud que hablan de la persistencia del patrón sedimentológico del Neocomiano-Aptiano y de la existencia continuada del Gran Banco Calcáreo Yucateco para Albiano-Cenomaniano.

En la parte central de Chiapas afloran cuantiosos sedimentos calcáreos del Cretácico Superior, que muestran facies de banco con calizas periarrecifales y fragmentos de rudistas (Castro et al., op. cit.). En el área de Reforma fueron expuestas y erosionadas las orillas del Gran Banco Calcáreo durante el Cretácico Superior, por lo que en algunos pozos de Petróleos Mexicanos de esta área se encontró sobreyaciendo el Paleoceno sobre los sedimentos del Albiano-Cenomaniano (Viniestra, 1981). En los pozos marinos no se ha podido reconocer la existencia del Cretácico Superior debido a la dolomitización que ha afectado la secuencia mesozoica en esta porción de la plataforma marina (Viniestra, op. cit.).

Durante el Terciario se inicia, en gran parte de Chiapas y Tabasco, la sedimentación terrígena marina, la cual es producto del levantamiento de la porción occidental de México y el plegamiento de la Sierra Madre Oriental, en tanto que en la península de Yucatán continuaba el depósito de carbonatos con la emersión paulatina de su parte central. En el subsuelo de la Llanura Costera del Golfo se desarrollaron dos cuencas terciarias (Comalcalco y Macuspana) separadas por un alto, formado por el "Horst de Villahermosa", a resultas del fallamiento normal de la nariz del anticlinorio de Chiapas. Este anticlinorio está seccionado por falla normal al pie de la sierra, lo que ha ocasionado su hundimiento en la Llanura Costera del Golfo.

PLANO DE DISTRIBUCION DE FACIES DEL SURESTE DE MEXICO PARA EL JURASICO TARDIO

Figura 4.3



(Viniestra, 1981, PEMEX)

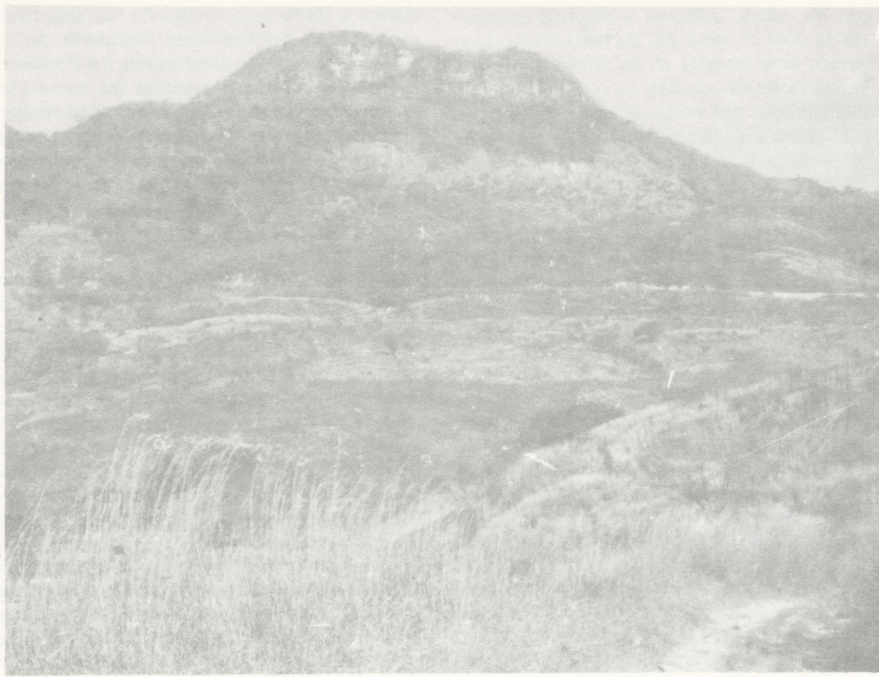
4.3. Península de Yucatán

En la mayor parte de la península de Yucatán aflora una secuencia cenozoica, principalmente calcárea, que no presenta deformaciones significativas y está formada por capas que conservan una actitud horizontal.

Tanto la secuencia cretácica que se encuentra en el subsuelo, como la secuencia cenozoica, no presentan mayores perturbaciones estructurales ya que sobreyacen a una masa cristalina que ha permanecido estable desde el Paleozoico.

La secuencia cretácica reconocida en las perforaciones de Petróleos Mexicanos está constituida principalmente por anhidritas, calizas, dolomías e intercalaciones de bentonitas y algunos materiales piroclásticos, sobre todo hacia la base que se encuentra formada por las Evaporitas Yucatán (López Ramos, 1979). Todos los sedimentos del Cretácico que se han encontrado en las perforaciones de PEMEX pertenecen a la parte media y superior de este periodo.

Durante la segunda mitad del Cretácico y gran parte del Cenozoico, la península de Yucatán y su plataforma marina constituye-



Expresión morfológica de la Caliza Sierra Madre (Albiano-Cenomaniano) sobre la Formación San Ricardo (Neocomiano), al oeste de Ocozocuahtla, Chiapas.

Foto: Juan A. Iruretagoyena SPP

ron un banco calcáreo en su forma de alto fondo marino, que se extendía hasta Chiapas y el sur de Veracruz, con el desarrollo de un borde que ha sido el principal objetivo petrolero en Tabasco y la plataforma marina de Campeche.

Debajo de esta secuencia cretácica se cortaron, en los pozos Yucatán No. 1 y 4, limolitas y areniscas con algunas intercalaciones de arenas y gravas de cuarzo, así como de bentonita verde y caliza dolomítica que López Ramos considera en principio como perteneciente al intervalo Jurásico-Cretácico.

Estas capas rojas descansan sobre un basamento cristalino que fue alcanzado por el pozo Yucatán No. 1, a 3 200 m de profundidad (López Ramos, op. cit.). De una muestra de pórfido riolítico obtenida de este pozo se obtuvo una edad Rb-Sr de 410 millones de años (silúrico). Este pórfido se encuentra al parecer intrusionado en un esquisto de cuarzo y clorita (López Ramos, op. cit.). En el pozo Yucatán No. 4 se cortaron 8 metros de cuarcita ligeramente metamorfizada que subyace a los lechos rojos del Triásico-Jurásico (López Ramos, op. cit.).

Los depósitos cenozoicos de la península de Yucatán están representados principalmente por secuencias calcáreas y dolomíticas con intercalaciones de evaporitas. Butterlin y Bonet (1963) han reconocido una columna que varía desde el Paleoceno hasta el Cuaternario. Esta columna incluye, en orden ascendente, las formaciones Chichén Itzá e Icaiche del Paleoceno-Eoceno; las formaciones Bacalar; Estero Franco y Carrillo Puerto del Mioceno Superior, Plioceno y las calizas con moluscos del Pleistoceno-Holoceno. El Oligoceno no ha sido reconocido en superficie, pero fue cortado en las perforaciones exploratorias de los pozos Chicxulub No. 1 y Cacapuc No. 1 (Butterlin y Bonet, 1963). La distribución en superficie de las unidades del Cenozoico muestra claramente una retirada gradual de los mares hacia la línea de costa actual y es sólo en el Eoceno cuando los mares transgreden y cubren casi por completo la península de Yucatán (Butterlin y Bonet op. cit.).

4.4. Resumen tectónico

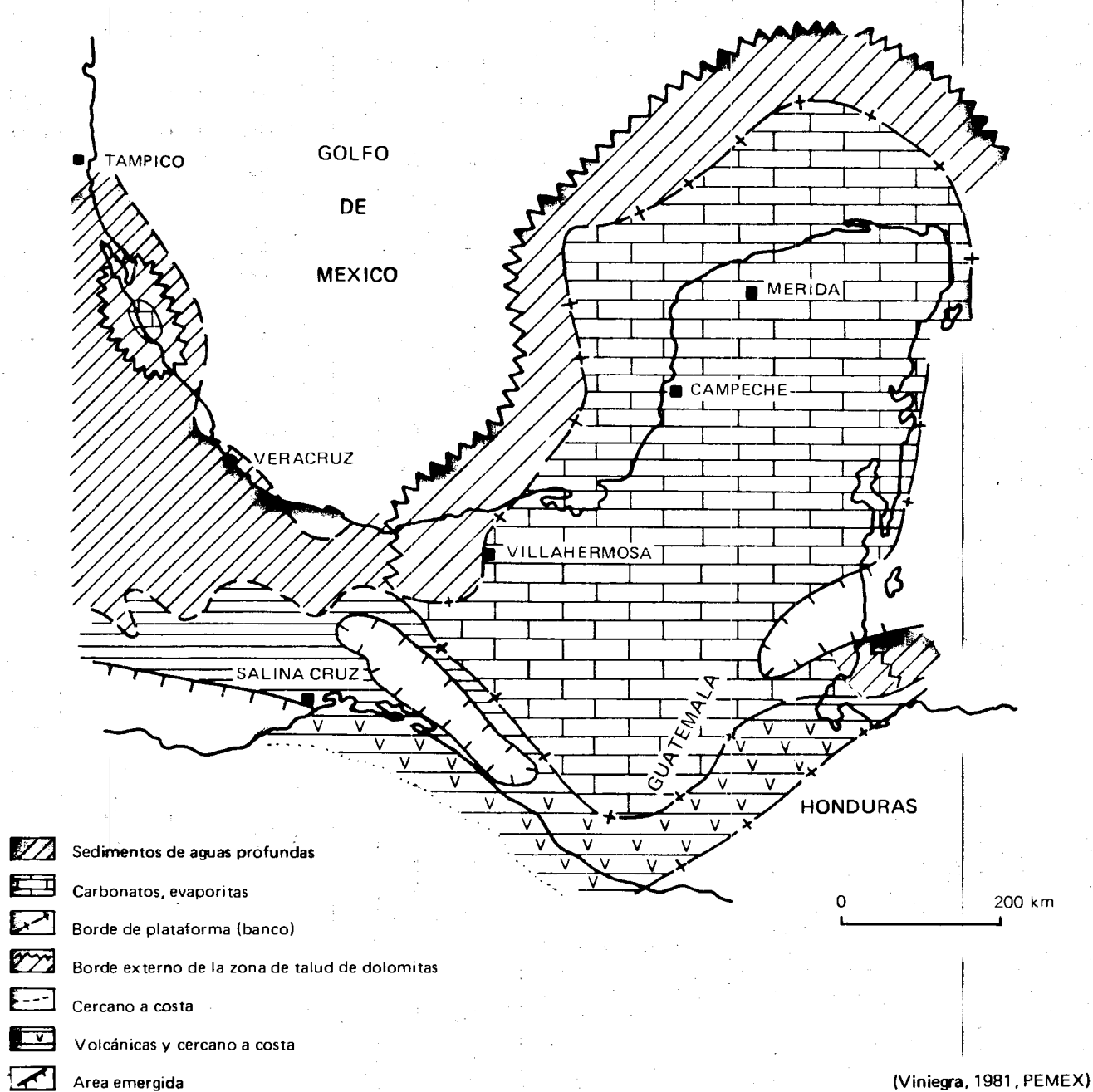
Las rocas metamórficas que afloran en la Sierra de Soconusco han sido relacionadas con un evento metamórfico contemporáneo de la fase grenvilliana de deformación, la cual es bien conocida en el este de Estados Unidos (Carfanta, 1977), y que también ha sido correlacionada con los eventos metamórficos que originaron el Complejo Oaxaqueño (Fries et al., 1962).

Posteriormente a estos eventos se instauró un geosinclinal en la porción septentrional de América Central, con una orientación general este-oeste, y limitado hacia el norte por una masa cratónica ubicada en la actual posición de la península de Yucatán y el Banco de Campeche (Dengo, 1968). Los sedimentos depositados en este geosinclinal durante el Paleozoico Inferior y Medio fueron deformados e intrusionados en un



Afloramiento de una secuencia de calizas y lutitas del Cretácico Superior al sureste de Comitán.

Foto: Juan A. Iruretagoyena SPP



probable episodio de deformación que se desarrolló en el Devónico (Eardley, 1954; Dengo, 1968).

La siguiente fase de deformación, ocurrida a finales del Paleozoico, afectó las secuencias sedimentarias del Misisípico-Pensilvánico del sureste de Chiapas y originó la principal actividad plutónica en la actual Sierra de Soconusco, fenómeno que fue seguido por un prolongado intervalo de historia continental durante el cual probablemente se depositaron las capas inferiores de la Formación Todos Santos. Damon y colaboradores relacionan el emplazamiento del batolito de la Sierra de Soconusco con el cierre del océano Proto-Atlántico y la unión de Sudamérica y África con Norteamérica, fenómeno que

culminó durante la Orogenia Apalachiana de finales del Paleozoico. Durante el Jurásico Superior ocurrió una transgresión que dio lugar a la sedimentación marina, sobre todo en las localidades cercanas al litoral del golfo en Tabasco y Veracruz. En la Sierra Madre Oriental y otras regiones del este de México ha sido relacionada esta transgresión jurásica con la apertura del extremo occidental del mar de Tethys (Tordy, 1975; Campos y Ramírez, 1979) durante la disgregación de la Pangea.

En el Cretácico se generaliza la sedimentación marina que en gran parte del estado de Chiapas está constituida por los sedimentos de plataforma de la caliza Sierra Madre. La zona de la península de Yucatán perma-

neció como área estable, pero sumergida y con una sedimentación de aguas someras, conformando un gran banco calcáreo que se extendía hasta Chiapas y sur de Veracruz. Viniestra presupone (1981) que el banco calcáreo yucateco basculó durante su evolución hacia el suroeste; esta interpretación la sustenta el hecho de que en las perforaciones de Petróleos Mexicanos el basamento fue encontrado en profundidades que aumentan de oriente a poniente hasta la plataforma marina de Campeche, en donde alcanza profundidades superiores a 6 500 m y el espesor de las secuencias mesozoica y terciaria es aún mayor. Dengo (1968) reconoce una deformación parcial de la secuencia mesozoica en la postrimería del Albiano, que fue acompañada por intrusiones graníticas que

se extiende por la Sierra Madre del Sur, en Chiapas y por Guatemala central,

Carfentan (1977) hace mención de una fase de deformación cenomaniense que colocó en forma alóctona un complejo volcánico plutónico, probablemente mesozoico, sobre la plataforma erosionada de Chiapas, en el área de Motozintla. Este complejo correspondería a un arco volcánico similar a los reconocidos en el noroeste y oeste de México.

Posteriormente a esta deformación, durante el Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno, la secuencia mesozoica fue afectada por las deformaciones de la Orogenia Laramide al tiempo que se desarrollaba una cuenca marina alargada en forma de antefo-

sa y con el depósito de sedimentos flysch de la Formación Ocozocuantla (Dengo op. cit.).

Al parecer, los depósitos salinos de la base del Mesozoico desempeñaron un papel muy importante en estas deformaciones, ya que sirvieron de material plástico en el desarrollo del décollement que plegó las secuencias mesozoicas y cenozoicas (Viniegra, 1981). En la franja Reforma-Campeche, el origen del sistema estructural de almohadillado tiene relación con los empujes verticales de la sal subyacente.

Durante el Cenozoico Superior la región de Chiapas se ve aparentemente envuelta en una tectónica de fallamiento normal y corrimientos laterales que complican las relaciones estructurales de las secuencias del Meso-

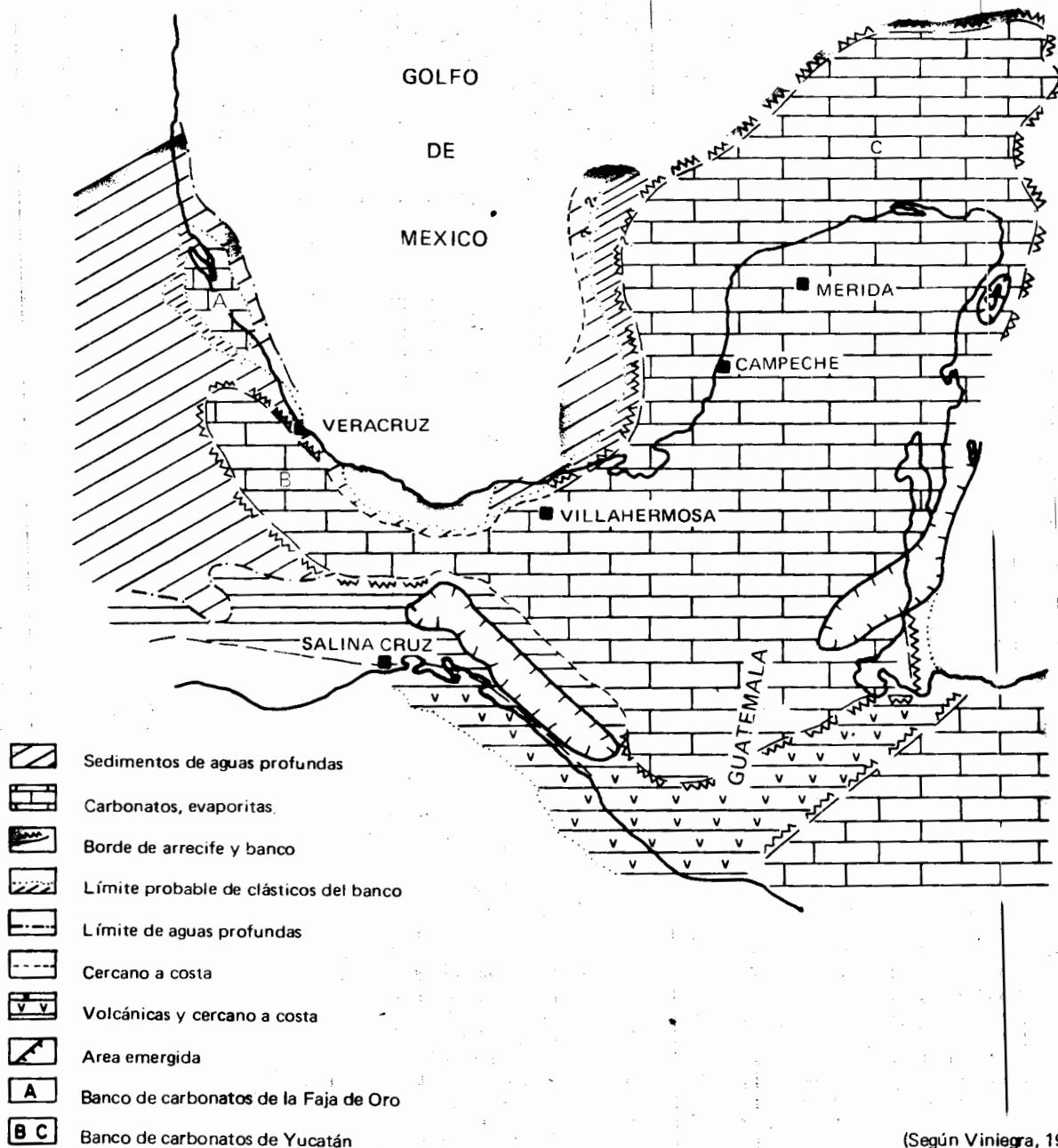
zoico y Cenozoico. Las fallas de rumbo de este periodo parecen estar asociadas al movimiento de Norteamérica hacia el noroeste con respecto a la Placa del Caribe, a lo largo del sistema de fallas Polochic-Motagua de Guatemala y el límite sur de México.

4.5. Yacimientos económicos

En el subsuelo de la zona de Reforma, en los límites de Chiapas y Tabasco, así como en la plataforma marina de Campeche se encuentran las principales reservas petroleras del país. La mayor producción proviene de rocas del Jurásico Tardío y Cretácico, así como de la base del Paleoceno. En estas zonas las secuencias presentan facies de talud constituidas por material detrítico fractura-

PLANO DE DISTRIBUCION DE FACIES DEL SURESTE DE MEXICO PARA EL ALBIANO-CENOMANIENSE

Figura 4.5



(Según Viniegra, 1981, PEMEX)

do y dolomitizado. La franja de talud donde se depositaron estas secuencias se desarrolló durante el Cretácico en el borde del banco calcáreo yucateco que se extendía hasta Chiapas y sur de Veracruz.

Se ha considerado que las rocas generadoras de estos hidrocarburos son jurásicas

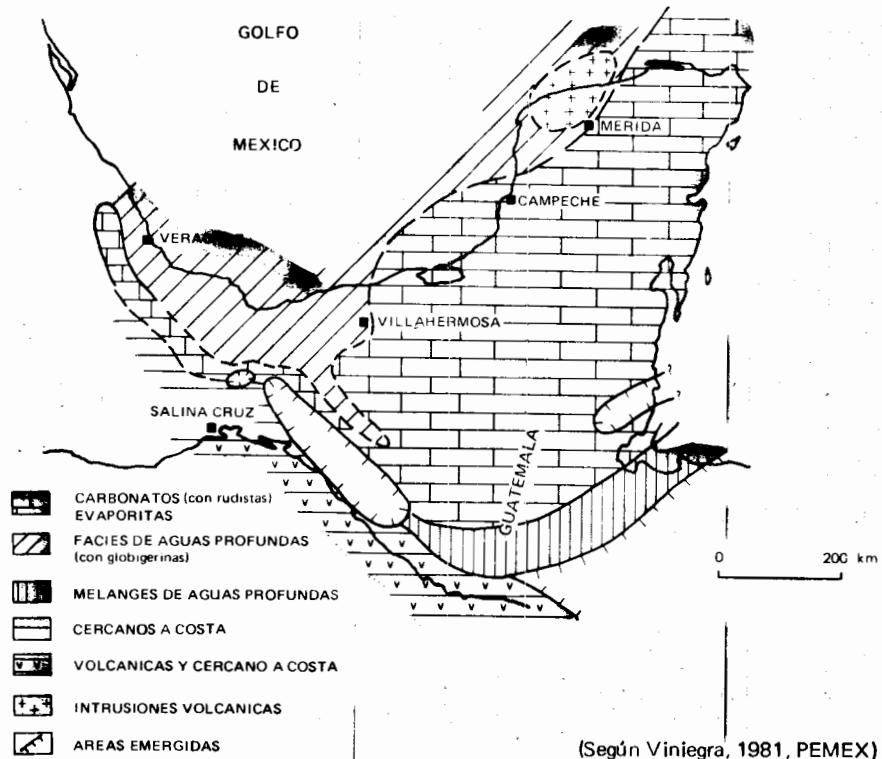
y que los yacimientos se desarrollaron en trampas muy variadas, resultado de la evolución estratigráfica y estructural muy compleja.

En la región sureste de México existen algunos yacimientos minerales conocidos de origen hidrotermal que presentan la asociación

plata-plomo-zinc-oro-cobre. En general son de pequeñas dimensiones y se localizan fundamentalmente en el sur de Chiapas, en las localidades de Pijijiapan, Nueva Morelia, Lajeria, Payacal y Almagres. Existen, además, yacimientos metasomáticos de hierro en las localidades de La Ventosa, Niltepe y Fololapilla; de hierro y cobre en Arriaga, y de cobre, plomo y zinc en Ixtapa.

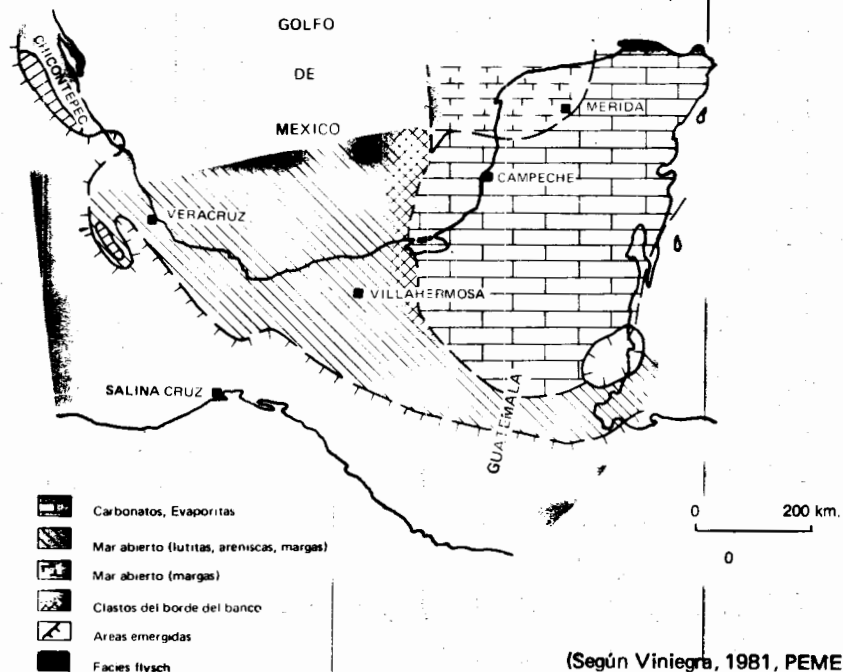
PLANO DE DISTRIBUCION DE FACIES DEL SURESTE DE MEXICO PARA EL CRETACICO SUPERIOR

Figura 4.6



PLANO DE DISTRIBUCION DE FACIES DEL SURESTE DE MEXICO PARA EL PALEOCENO

Figura 4.7





Vista del Cañón del Sumidero desarrollado en la Caliza Sierra Madre, en el Estado de Chiapas.

Foto Juan A. Iruretagoyena SPP



Bibliografía y Referencias

- Butterlin, J. y Bonet, F., 1963. Mapas geológicos de la península de Yucatán. Ingeniería Hidráulica en México.
- Campa, M.F. y Ramírez, J., 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Serie técnico-científica de la Universidad Autónoma de Guerrero, No. 1, 102 p.
- Carfentan, C.J., 1977. La cobijadura de Motozintla-Un paleoarco volcánico en Chiapas. Revista del Instituto de Geología, UNAM. v. 1, No. 1, p.p. 133-137.
- Castro J., Shlaepfer, C.J., Martínez, E., 1975. Estratigrafía y Microfacies del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur, Chiapas. Bol. Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros, v. 27, Nos. 1-3, p.p. 1-103.
- Cserna, Z. de, 1967 (1969). Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift. Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 30, p.p. 159-168.
- Cserna, Z. de 1971. Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico. Geol. Rondschau, v. 60, p.p. 1488-1513.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M. and Clark, K. F., 1981. Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in southern Cordillera.
- Dengo, G., 1968. Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central. Guatemala, Instituto Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial. Centro Regional de Ayuda Técnica. Agencia para el Desarrollo Internacional, 45 p.
- Fries, C. Jr., Shmitter, E., Damon, P.E., Livingston, D.F., 1962. Rocas Precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México. Boletín del Instituto de Geología, UNAM. No. 64, parte 3, pp. 45-53.
- Gutiérrez, R., 1956. Bosquejo geológico del estado de Chiapas. XX Congreso Geológico Internacional, México. Excursión C-15 (Geología del Mesozoico y Estratigrafía Pérmica del Estado de Chiapas).
- Hernández-García, R., 1973. Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas. Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 25, p.p. 79-113.
- López Ramos, E. 1969. Geología de México. 2a. ed. Edición escolar. Tomo III.
- Mullerried, F.K.G., 1957. La Geología de Chiapas. Publicación del gobierno del estado de Chiapas.
- Richard, H.G., 1963. Stratigraphy of early mesozoic sediments in southwest Mexico and western Guatemala. American Assoc. Petrol. Geol. Bull. v. 47, p.p. 1861-1970.
- Tordy, M., 1980. La transversal de Guatemala y las Sierras Madre de México. In Auboin J., Brousse, R., Lehman, J.P., 1980, Tratado de Geología, Tomo III, Tectónica, Tectonofísica y Morfología, David Serrat Trad. Barcelona, España, Editorial Omega, p.p. 117-182.
- Viniegra, F., 1981. El gran banco calcáreo yucateco. Revista Ingeniería No. 1, 1981. p.p. 20-44.

Anexo: Metodología de Elaboración de la Carta Geológica Escala 1: 1000 000

Introducción

Las cartas geológicas escala 1:1 000 000 de la Dirección General de Geografía muestran los rasgos generales de la estructura geológica del país, no sólo a través de los diferentes tipos de rocas que afloran en la superficie, sino también del tiempo geológico en el que fueron formadas, es decir, de su posición relativa dentro de la columna estratigráfica. Estrictamente aparecen delimitadas unidades cronoestratigráficas generales que se presentan contrastadas por diferentes colores y acompañadas por los rasgos estructurales regionales que las afectan. Las pantallas que se utilizan en la carta geológica 1:1 000 000 marcan diferencias en la composición de las rocas volcánicas.

Asimismo, aparecen localizadas las principales minas, zonas geotérmicas y aparatos volcánicos que completan la información geológica general.

Etapas de trabajo

La carta se elaboró empleando básicamente técnicas de interpretación geológica en imágenes de satélite, con el auxilio de fotografías aéreas en escala de 1: 50 000 a 1: 90 000 y cartas geológicas de diversas escalas, publicadas tanto por la Dirección General de Geografía como por otras dependencias. Todo el trabajo de interpretación se apoyó fundamentalmente en investigaciones de campo y laboratorio.

La metodología utilizada para la elaboración de esta Carta comprendió las etapas indicadas a continuación:

1. Selección del material, recopilado y análisis de información previa. En esta primera etapa se seleccionaron imágenes del satélite LANDSAT a la escala de 1: 500 000, adecuadas para este tipo de trabajo, con las fechas de toma que ofrecieron mejor resolución. Asimismo, se seleccionaron cartas geológicas en varias escalas, donde quedaron comprendidas áreas de trabajo que ofrecían información geológica susceptible de integración a la carta y se consultaron trabajos geológicos de tipo académico y económico con el propósito de localizar zonas mineras y geotérmicas, así como para normar criterios estratigráficos y tectónicos.

2. Inspección preliminar. Esta segunda etapa comprendió la realización de visitas al campo, basadas en el análisis de la informa-

ción anterior, en las que se comparó la información bibliográfica con las observaciones de campo, se normaron criterios estratigráficos, litológicos, estructurales y económicos de carácter general para realizar la interpretación, y se plantearon los problemas cartográfico-geológicos por resolver.

3. Interpretación. Con los datos y conclusiones de la inspección preliminar se procedió a interpretar las imágenes, cartas y fotografías aéreas.

Con base en cartas topográficas regionales, se delimitaron en las imágenes las zonas por trabajar, formando con ellas mosaicos que cubrían totalmente el área. Sobre estos mosaicos, y utilizando técnicas de interpretación referidas a los tonos, texturas, patrones de drenaje, rasgos morfológicos, y otros, se procedió a delimitar las unidades de rocas y suelos, observando las especificaciones y limitantes propias de la escala. A criterio del intérprete se exageraron, disminuyeron, englobaron o se omitieron unidades de roca y suelo de extensión reducida, o con poca relevancia geológica o económica.

En la parte del área en que se tuvo cubrimiento geológico con cartas a la escala de 1: 50 000, elaboradas por esta Dirección General, la interpretación se realizó generalizando la información complementándola con interpretación de fotografías de escalas pequeñas.

A las unidades así delimitadas se les asignó una clave compuesta que indica tanto la edad, como el tipo litológico al que pertenecen. En primer término se anotó el símbolo de la edad, y en segundo, entre paréntesis, la clave litológica correspondiente.

De acuerdo con la bibliografía compilada, a cada unidad se le asignó un símbolo de la edad en forma provisional, mismo que en concordancia con los criterios de campo, se confirmó o modificó. En los casos en que no se tuvo seguridad en la edad, se agregó un signo de interrogación al símbolo correspondiente.

Durante esta etapa, se asignaron claves litológicas a las unidades delimitadas que tienen características en las imágenes que permiten suponer una litología que coincide o se aproxima a las especificaciones dadas para cada tipo de clave.

Las rocas ígneas que se muestran en la Carta están agrupadas según dos parámetros

principales: el contenido mineral y su ocurrencia, en tanto que la división de las rocas sedimentarias se basa en su origen y en el tamaño de los componentes, mientras que para las rocas metamórficas, la agrupación se hizo según sus afinidades en trama y textura.

Las claves utilizadas para cada tipo de roca son las siguientes:

Rocas Ígneas Intrusivas	
Ignea intrusiva ácida	Igia
Ignea intrusiva intermedia	Igii
Ignea intrusiva básica	Igib
Rocas Ígneas Extrusivas	
Ignea extrusiva ácida	Igea
Ignea extrusiva intermedia	Igei
Ignea extrusiva básica	Igeb
Rocas Sedimentarias	
Suelos	S
Lutita	lu
Limolita	lm
Arenisca	ar
Conglomerado	cg
Caliza	cz
Yeso	Y
Rocas Volcanosedimentarias	
Arenisca y toba	ar-T
Rocas Metamórficas	
Pizarra	Pz
Filita	F
Esquisto	E
Gneis	Gn
Complejo metamórfico	C. met.

Las asociaciones de tipos distintos de rocas sedimentarias se señalaron en la Carta mediante una combinación de claves y en el caso de asociaciones de rocas metamórficas, se indican con el término "complejo metamórfico".

Finalmente se hizo la interpretación de rasgos estructurales y la elaboración de itinerarios para la verificación de campo.

4. Verificación de campo. La siguiente etapa consistió en la verificación de campo, con arreglo al itinerario proyectado en la etapa anterior. Se visitaron localidades previamente seleccionadas con el fin de observar las características locales de los afloramientos y las variaciones regionales de las unidades y se hicieron caminamientos en secciones típicas para detectar anomalías, variaciones

litológicas horizontales y verticales, y relaciones estratigráficas.

En las localidades visitadas se hicieron descripciones litológicas macroscópicas, señalando la textura de la roca, componentes visibles, estructuras primarias y secundarias, y su clasificación, así como descripciones faunísticas preliminares mediante la colección de muestras con fósiles macroscópicos, las que se clasificaron en forma preliminar en los casos en que se detectó su importancia bioestratigráfica. Además de esto, se tomaron muestras de rocas susceptibles de contener microfósiles con el fin de efectuar estudios paleontológicos posteriores.

Por observación directa se determinó la posición relativa de las unidades en la colum-

na estratigráfica y su relación de concordancia con las que las subyacen o sobreyacen.

La edad relativa de las rocas sedimentarias y metamórficas se obtuvo observando el contenido faunístico y su posición relativa dentro de la columna estratigráfica; en el caso de las rocas volcánicas se observaron tanto el desarrollo morfológico, como la posición estratigráfica, en tanto que el criterio aplicado a las rocas intrusivas fue el de su relación con las rocas circundantes y el conocimiento de edades radiométricas obtenidas de estudios previos realizados por otras dependencias.

Se hizo la observación de los principales rasgos estructurales y económicos y se tomaron muestras de todas las unidades por representar cartográficamente, enviando para estu-

dios petrográficos de laboratorio a todas aquéllas en las que se tuvo alguna duda relacionada con su clasificación.

5. Reinterpretación. En la siguiente etapa se hizo una reinterpretación sobre el material de trabajo con base en los resultados de las observaciones de campo y de los análisis de laboratorio, lo que sirvió para corregir los errores y omisiones cometidos en las etapas anteriores.

6. Transferencia. En esta última etapa se procedió a transferir los datos obtenidos a la base topográfica ya descrita, luego de lo cual se trasladó el material al área de edición, donde se realizaron los procesos previos a la impresión final.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA
DE MÉXICO

603895

APUNTES
97

FACULTAD DE INGENIERIA UNAM.



603895

G.- 603895

Esta publicación consta de 5 000 ejemplares y se
terminó de imprimir en el mes de agosto de 1985
en los talleres del Instituto Nacional de Estadística,
Geografía e Informática, Centeno No. 670
3er. piso, colonia Granjas México,
Delegación Iztacalco
08400 México, D.F.