

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

FACULTAD DE INGENIERIA

01179  
2es.  
8

AMBIENTES SEDIEMNTARIOS DE LAS ROCAS DEL CRETACICO SUPERIOR EN LA  
CUENCA CARBONIFERA DE SABINAS, ESTADO DE COAHUILA, MEXICO.

DEMETRIO MARCOS SANTAMARIA OROZCO

T E S I S

PRESENTADA A LA DIVISION DE ESTUDIOS DE

POSGRADO DE LA

FACULTAD DE INGENIERIA

DE LA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

COMO REQUISITO PARA OBTENER

EL GRADO DE

MAESTRO EN INGENIERIA

( EXPLORACION )

CIUDAD UNIVERSITARIA

TESIS CON  
FOLIA PE ORIGEN



Universidad Nacional  
Autónoma de México



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## CONTENIDO

	pag.
RESUMEN	
I. INTRODUCCION	3
Localización.	4
Objetivos.	5
Metodología.	6
Antecedentes.	7
II. ESTRATIGRAFIA.	9
Estratigrafía Regional.	9
Estratigrafía local.	19
Cretácico Superior:	
Santoniano Superior - Campaniano Inferior:	
Formación Upson.	20
Campaniano Medio - Superior:	
Formación San Miguel.	23
Maastrichtiano Inferior - Medio:	
Formación Olmos.	26
Miembro Tulillo.	26
Maastrichtiano Superior:	
Formación Escondido.	30
Miembro Muzquiz.	30
III. AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y FACIES SEDIMENTARIAS DEL CRETACICO34 SUPERIOR.	
IV. EVOLUCION SEDIMENTOLOGICA DEL NORESTE DE MEXICO.	48
V. PETROGRAFIA DE LAS ARENISCAS DEL CRETACICO SUPERIOR.	55
- Análisis Composicional	55
- Diagénesis	57
- Potencial Energetico	62
- Porosidad	63
VI. CONCLUSIONES.	65
BIBLIOGRAFIA.	68
APENDICE.	
-FOTOGRAFICO.	

## I L U S T R A C I O N E S .

	entre pag.
FIGURA 1. Plano de Localización.	4-5
FIGURA 2. Plano de Localización de Secciones y Pozos.	6-7
FIGURA 3. Tabla de Correlación Estratigráfica.	19-20
FIGURA 4. Columna Estratigráfica Arroyo El Gavilán.	21-22
FIGURA 5. Columna Estratigráfica Arroyo Blanco.	24-25
FIGURA 6. Columna Estratigráfica Loma Los Amoles.	25-26
FIGURA 7. Columna Estratigráfica Tajo El Milagro.	27-28
FIGURA 8. Columna Estratigráfica Tajo Nueva Rosita.	28-29
FIGURA 9. Columna Estratigráfica Tajo Cloete.	28-29
FIGURA 10. Columna Estratigráfica Tajo San Anton o El Sauz.	28-29
FIGURA 11. Columna Estratigráfica Cerro El Arco-Cuchilla.	31-32
FIGURA 12. Columna Estratigráfica Loma El Carifio.	32-33
FIGURA 13. Columna Estratigráfica Compuesta.	33-34
FIGURA 14. Correlación Estratigráfica A - A'.	34-35
FIGURA 15. Correlación Estratigráfica Esquemática W - E.	34-35
FIGURA 16. Esquema de Distribución y Ambientes de Depósito de la Formación Upson.	35-36
FIGURA 17. Esquema de Distribución y Ambientes de Depósito de la Formación San Miguel.	37-38
FIGURA 18. Esquema de Distribución y Ambientes de Depósito de la Formación Olmos.	40-41
FIGURA 19. Esquema de Distribución y Ambientes de Depósito de la Formación Escondido.	43-44
FIGURA 20. Distribución de los Subambientes sedimentarios de las formaciones del Cretácico Superior.	46-47
FIGURA 21. Distribución de los Subambientes sedimentarios de una Playa, en un corte perpendicular a la costa.	47-48
FIGURA 22. Diagrama Ternario de los Tipos de Deltas.	47-48
FIGURA 23. Zonas Eh y pH para Medios Ambientes Naturales y Comunes.	47-48
FIGURA 24. Representación Esquemática del Eh y pH en los Diferentes Medios Ambientes Naturales.	47-48
FIGURA 25. Esquema de la Provincia de Planicies de Mareas.	48-49
FIGURA 26. Diagrama Esquemático del Cretácico Superior y las Relaciones Estratigráficas en el Norte de México.	49-50
FIGURA 27. Sección Esquemática de la Distribución y Ambientes de Depósito de las formaciones del Cretácico Superior.	50-51
FIGURA 28. Clasificación en Forma General de las Areniscas del Cretácico Superior en el Norte de México.	55-56
FIGURA 29. Desarrollo e Historia de la porosidad en las areniscas de la Cuenca Carbonífera de Sabinas.	57-58
FIGURA 30. Relación de la Porosidad y Permeabilidad de las areniscas del Cretácico Superior en el Noreste de México.	60-61
FIGURA 31. Diagrama Ternario del Tipo de Cementante en las Cuencas del Cretácico Tardío.	61-62
FIGURA 32. Roseta de direcciones de las estructuras sedimentarias de la corriente.	61-62

## AGRADECIMIENTOS

Agradesco al Instituto Mexicano del Petróleo y en especial a los Ingenieros Carlos Cuellar A. y Baldomero Carrasco V. por todas las facilidades otorgadas para realizar esta tesis, así como a los Ingenieros Enrique Aguilera H., Juan Araujo M., Mario Hernández G. y Fabian Chavira por su apoyo recibido.

También deseo expresar mi más sincero agradecimiento al Dr. J. Eduardo Aguayo Camargo por todos su estímulo, cosejos y comentarios como director de esta tesis.

A los Doctores Jaime Barceló Duarte, Ricardo Padilla y Sánchez, Mario Ruíz Castellanos y Juan Marcos Brandi Purata, por sus acertadas sugerencias durante la revisión de la misma.

Por otra parte agradezco especialmente a la Familia Santamaría Orozco por su apoyo y cariño incondicional. Asimismo deseo expresar mi gratitud al Ing. Raymundo Barcena y López por su imprescindible colaboración, y a todas las personas que de algun modo ayudaron a la realización de este trabajo.

Finalmente a mi esposa Dra. Irma Silvia González Huesca por su cariño, comprensión y estímulo constante durante mi desarrollo académico y como motivación de mi vida.

## RESUMEN

En el norte de México existe una provincia geológica denominada Golfo de Sabinas, la cual se formó durante el Jurásico y estuvo delimitada por dos elementos paleogeográficos, la Península de Tamaulipas y la Península de Coahuila, dicha cuenca fue rellenada por sedimentos mesozoicos.

Este trabajo se refiere a una porción de esta cuenca, limitada por los paralelos 27° 00' - 28° 10' de Latitud Norte y los meridianos 100° 50' - 103° 00' de Longitud Oeste, abarcando una superficie aproximada de 30 000 Km<sup>2</sup>, y en ella en particular a las unidades que se depositaron posteriormente a la Formación Austin del Cretácico Superior. Donde la mayor cantidad de afloramientos, se encuentran en las denominadas Cuenclas Carboníferas de Sabinas.

El objetivo fundamental fue identificar y ubicar las facies sedimentarias en el espacio y el tiempo, para interpretar los ambientes y la provincia tectónico - sedimentaria que gobernó el depósito de las unidades litoestratigráficas Upson, San Miguel, Olmos y Escondido.

Estas unidades muestran cambios de facies hacia ambos lados, es decir, en dirección este - oeste (aproximadamente el sentido de la regresión) y en dirección norte - sur (aproximadamente el rumbo del depósito). Los cambios de facies son evidenciados tanto por el tipo de roca como por el espesor de las formaciones. Las unidades son diacrónicas siendo más antiguas hacia el occidente.

La Formación Upson del Santoniano Superior-Campaniano, había sido definida por varios autores como de ambientes de prodelta y plataforma, en este trabajo se interpretó que los ambientes donde se formó son de Plataforma marina abierta, de Plataforma Interna, que localmente incluye depósitos de Prodelta y de Inframarea, presentando las facies más someras al occidente.

La Formación San Miguel del Campaniano, se había interpretado como de ambientes de frente deltaico y de litoral, en este trabajo se determinó que se originó en ambientes de transición: Inframarea inferior-media, Barras Costeras, Intermarea y Planicie Costera.

La Formación Olmos del Maastrichtiano Inferior-Medio, se había definido de ambientes de lagunas, planicies deltaicas, pantanos y planicies costeras, aquí se determinó que los ambientes donde se depositó son continentales y transicionales: Intermarea superior, Lagunares Marginales, Pantanos y Marismas, y Planicies Aluviales.

La Formación Escondido del Maastrichtiano Superior, que se consideraba de ambientes transicionales y continentales, aquí no hubo variación en la interpretación, ya que se formó en ambientes de Intermarea media, Intermarea superior, Supramarea, Lagunar o Plataforma calcárea restringida y Planicies Aluviales.

Las Formaciones Muzquiz y Tullillo propuestas por Robeck *et al.*, (1956) y Mc Bride, (1981) son cambios de facies de las unidades Escondido y Olmos respectivamente, en este trabajo se concluye que es conveniente considerarlas tan sólo como miembros.

Por lo anterior puede deducirse que estas unidades están genéticamente relacionadas a depósitos progradantes de plataforma terrígena constructiva, con planicie de mareas, en una etapa nétamente regresiva con dirección noroeste-suroeste, siendo aquí donde se

desarrolló la Cuenca Carbonífera de Sabinas, que estuvo delimitada por dos antiguos deltas, al norte el de Río Escondido y al sur el de Monclova (que es un poco más joven).

Casi todos los sedimentos de las formaciones del Cretácico Inferior son de tipo carbonatado, mientras que los sedimentos del Cretácico Superior son de tipo clástico, por consiguiente hubo un cambio en las condiciones de sedimentación al finalizar el Mesozoico, debido probablemente a un considerable incremento en el aporte de terrígenos, acentuándose al finalizar el Santoniano, tales cambios fueron ocasionados por el levantamiento de la porción occidental de México, plegando también a las rocas que se encontraban al oriente (conocido este evento como la Orogenia Laramide), como ha sido documentado ampliamente.

## I INTRODUCCION.

Las Formaciones Upson, San Miguel Olmos y Escondido objeto de este estudio se encuentran en la Provincia Geológica Golfo de Sabinas, la cual fue denominada por Humphrey (1956); delimitada por dos grandes elementos paleogeográficos del Jurásico Tardío, la Paleopenínsula o Archipiélago de Tamaulipas al oriente y la Paleopenínsula o Isla de Coahuila al occidente; tiene más de 40,000 Km<sup>2</sup> de extensión. En esta provincia afloran rocas sedimentarias que varían en edad del Jurásico al Reciente y en composición: carbonatos, evaporitas, y terrígenos depositados en ambientes marinos, hasta capas rojas y conglomerados de origen continental, incluyendo algunas capas de carbón. El espesor de esta cuenca varía de 2 500 a 6 000 m de sedimentos.

Desde el punto de vista petrolero en los últimos años los trabajos de exploración en el Golfo de Sabinas se han enfocado a detectar áreas con buenas posibilidades. A la fecha se han detectando más de 60 estructuras con un alto potencial de gas seco. Esta provincia presenta varios campos productores mesozoicos, en rocas del Cretácico Inferior, como los de Monclova, Buena Suerte, Ulúa, Florida y Lampazos; con una producción de más de 180 millones de pies cúbicos por día, (Hernández, 1980).

El Golfo de Sabinas dejó de actuar casi al finalizar el Mesozoico y posteriormente se originó, sobre de él, otro paleoelemento denominado Cuenca Carbonífera de Sabinas por Robeck et al. (1956), la cual, fue originada en el Cretácico Tardío, cuyos depósitos lo constituyen en su mayoría terrígenos, los cuales formaron las unidades objeto de este trabajo, además estos depósitos presentan gran cantidad de capas de carbón, que actualmente se explotan, utilizandose como materia prima para la generación de electricidad o bien, para fundición en la fabricación de aceros.

Un problema que se ha tenido en los estudios de estas unidades, es la escases de afloramientos, ya sea por encontrarse erosionados, pues corresponden a la cima de la columna estratigráfica, o bien, por estar cubiertos por sedimentos más juvenes, encontrandose casi siempre en el



centro de los sinclinales, dando como resultado que los espesores reales de las Formaciones Upson, San Miguel, Olmos y Escondido, difícilmente sean medibles, y por lo mismo se dificulta encontrar una sección completa que incluya a las cuatro formaciones. Otro problema se refiere a las relaciones estratigráficas - sedimentológicas que no han sido resueltas. Por lo anterior las interpretaciones acerca de su desarrollo son muy diversas, ya que se han propuesto una serie de modelos evolutivos sedimentológicos en esta zona, tales como: deltas (González, 1976; Weidie et al. 1972), pantanos (Arenas et al. 1985), marismas (Ojeda, 1968), islas de barrera (Mc Bride, 1985), lagunas (Weber, 1972), planicies costeras y bahías (Arenas et al., *op. cit.*). Limitando el conocimiento de la evolución tectónica y por consiguiente la comprensión cabal de su potencial petrolero. En este trabajo se intentará determinar, que tipo de ambientes presentaba esta zona para una determinada época y cuando dejaron de actuar.

Como se puede observar los ambientes sedimentarios son muy diversos y por consiguiente los cambios de facies también, ya que estas unidades se desarrollaron en ambientes mixtos progradantes, en una etapa netamente regresiva, y por lo mismo difícilmente son correlacionables.

Los elementos paleogeográficos que controlaron la distribución del depósito de estas secuencias fueron: El Golfo de Sabinas, la Península y posteriormente Plataforma de Tamaulipas y la Península o Isla de Coahuila (las cuales dejaron de actuar como tales al finalizar el Mesozoico); y la Cuenca Carbonífera de Sabinas del Cretácico Tardío, que se desarrolló con ambientes transicionales, y que posteriormente Weger, (1972) la redefinió como Campo Carbonífero de Sabinas.

Estas unidades son atractivas desde el punto de vista petrolero en la zona de Piedras Negras, Coah., que se encuentra a unos 200 Km al norte de la zona de estudio, por tal motivo en este estudio se tratará de definir su potencial económico.

## LOCALIZACION.

-Geografica.

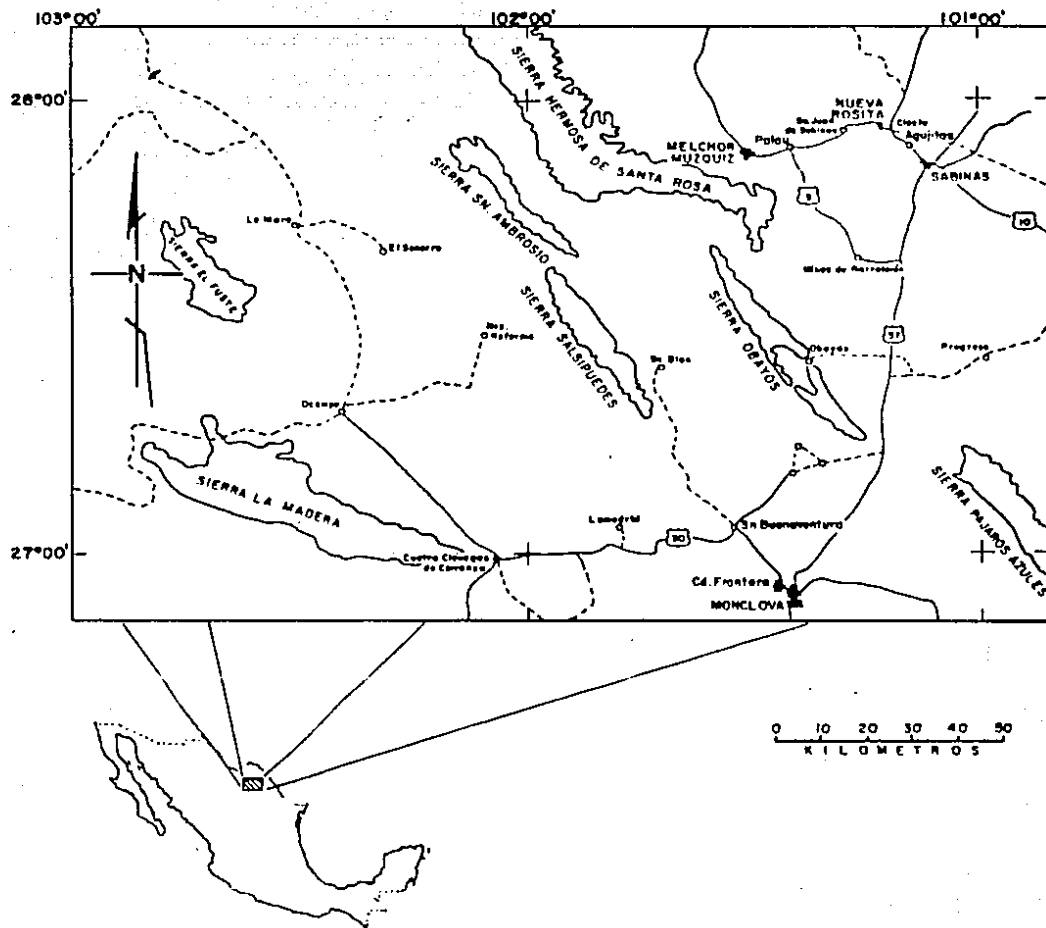


Fig. 1 Plano de Localización

El área de estudio se encuentra ubicada en la porción central norte del Estado de Coahuila; comprende una superficie de 30,000 Km<sup>2</sup> aproximadamente, encontrándose con mayor frecuencia los afloramientos del Cretácico Superior en la porción oriental. Geográficamente se localiza entre los paralelos 27° 00' y 28° 10' de Latitud Norte y los meridianos 100° 50' y 103° 00' de Longitud, al Oeste del Meridiano de Greenwich. (Fig. 1).

#### -Fisiografica.

La zona en cuestión queda comprendida en la Provincia Fisiográfica de Sierras y Cuencas (Raisz, 1964); las sierras tienen una orientación preferencial noroeste-sureste, constituidas esencialmente por rocas sedimentarias clásticas y no clásticas del Mesozoico, además se presentan aisladamente cerros con rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico, en las porciones noreste y suroeste del área de estudio.

#### OBJETIVOS.

Los objetivos que se establecieron para el desarrollo del estudio fueron los siguientes:

- Identificar y ubicar la distribución de las facies sedimentarias del Cretácico Tardío.
- Establecer la correlación cronoestratigráfica, litoestratigráfica y bioestratigráfica de las rocas del Cretácico Tardío.
- Con base en los estudios de campo y de laboratorio proponer la paleogeografía a diferentes niveles estratigráficos.
- Determinar los procesos diagenéticos que afectaron a las areniscas del Cretácico Superior.
- Definir el tipo de porosidad de estas areniscas.
- Establecer el modelo estratigráfico sedimentológico y la evolución

tectónica del área en cuestión.

## METODOLOGIA.

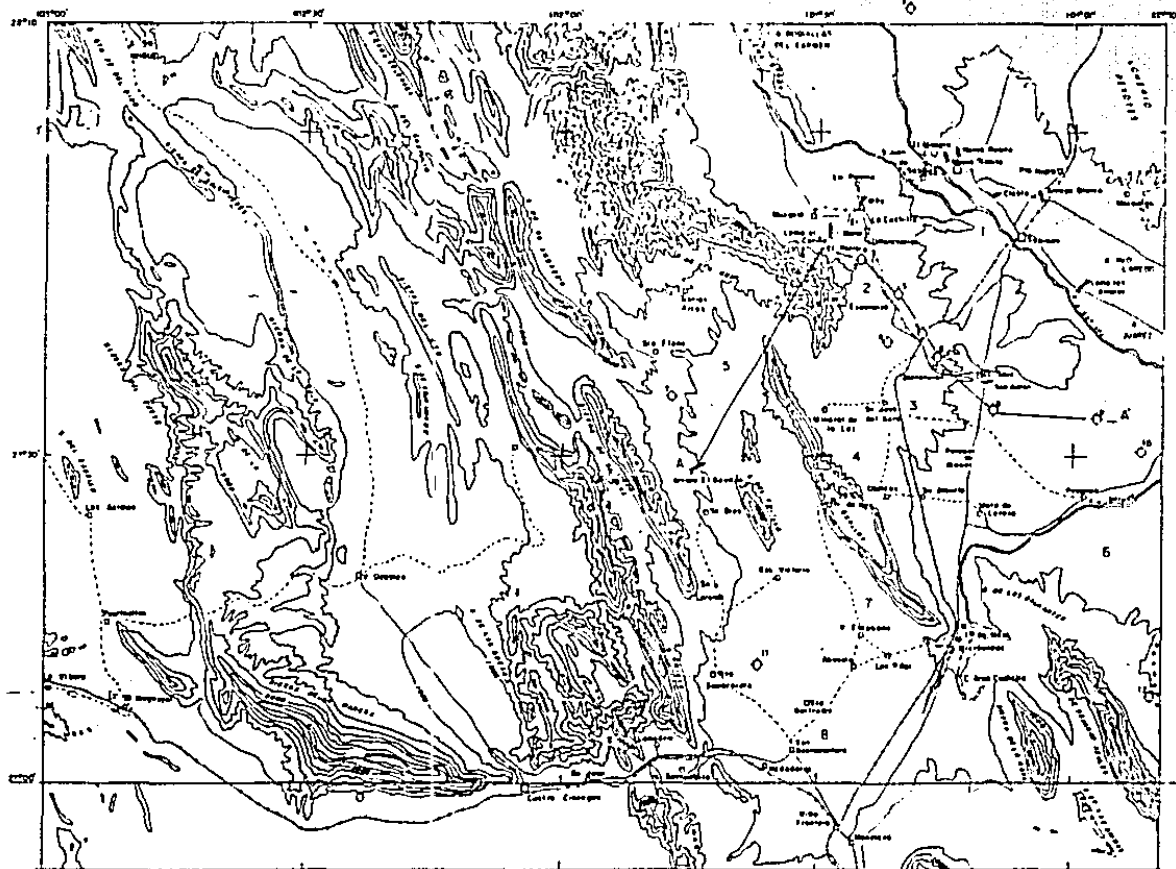
Para realizar este estudio, se efectuó la selección y el análisis de la información geológica-geofísica existente del área de estudio y de zonas adyacentes. Utilizando las cartas topográficas y geológicas editadas por el I.N.E.G.I. a escalas de 1 : 50 000, 1 : 250 000 y 1 : 1,000 000; la cartografía realizada por Petróleos Mexicanos y el mapa editado por el I.N.I.R.M. en combinación con el Geological Survey de E.U.A. escala 1:200 000. Se trazaron sobre estas cartas, la ubicación tentativa de las secciones estratigráficas por medir, con la selección definitiva en el campo. Esto se hizo en función a la calidad de los afloramientos, que presentaran el mínimo de complicaciones estructurales para medir los espesores reales de las unidades; de la accesibilidad, y de horizontes índice con buen control estratigráfico.

Con flexómetro y brújula Brunton, se midieron 9 columnas estratigráficas, tomando muestras a intervalos de 3 a 5 m, haciendo una descripción detallada de la litología, estructuras primarias y fósiles, como base de interpretación (Fig. 2)

En el gabinete se calcularon los espesores de las columnas medidas registrándose los datos de campo y los de laboratorio.

Como no se pudieron medir todas las unidades en una sola sección, se elaboró una columna estratigráfica compuesta (Fig. 13).

Se estudiaron petrográficamente 221 láminas delgadas empleando la nomenclatura de Folk (1970); realizando con esto secciones de correlación estratigráfica, que mostraran los distintos ambientes de depósito y la variaciones laterales y verticales de las facies sedimentarias. Estos ambientes se determinaron con base a: a) distribución, b) litología, estructuras sedimentarias primarias y secundarias, d) textura y composición y e) contenido faunístico. Se elaboraron cuatro planos paleogeográficos, un bloque diagramático de rejas y dos secciones esquemáticas de las diferentes formaciones del Cretácico Superior del Noreste de México (Figs. 14 y 15). Asimismo, se








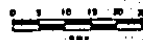
### LEYENDA

- 1 CUENCA DE SABINAS
- 2 CUENCA DE LAS ESPERANZAS
- 3 CUENCA DE SALTILLO
- 4 CUENCA DE LAMPACITOS
- 5 CUENCA DE SAN SALVADOR
- 6 CUENCA DE SAN PATRICIO
- 7 CUENCA DE LAS ADJUNTAS
- 8 CUENCA DE MONCLOVA

Nombre tomado de  
Rodech et al 1956.

### SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

-  CURVA DE NIVEL
-  CARRETERA
-  BRECHA
-  VIA DE FERROCARRIL
-  PDLACION



D. SANTAMARIA

FIG. 2 PLANO DE LOCALIZACION DEL AREA ESTUDIADA INCLUYE UBICACION DE POZOS Y COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS MEDIDAS.

efectuaron estudios de micro y macropaleontología en los laboratorios de la División de Investigación Bioestratigráfica del Instituto Mexicano del Petróleo.

#### ANTECEDENTES.

Desde principios de siglo hasta la fecha se han hecho una gran cantidad de estudios geológicos, en el Noreste de México, tanto por investigadores nacionales como por extranjeros, entre los que destacan los enfocados a la prospección minera, la exploración petrolera y algunos de investigación.

Los primeros geólogos que sentaron las bases de la estratigrafía en esta región fueron Dumble (1892) y Vaughan (1900), poco después Stephenson (1927), definió algunas formaciones y Böse (1927), por su parte hizo descripciones paleontológicas, más tarde Adkins (1932), compiló todos estos trabajos para unificar la nomenclatura. Posteriormente Imlay (1936) y Kellum *et al.* (1936), propusieron algunos nombres formacionales, aportando valiosa información en cuanto a la estratigrafía y sedimentología del estado de Coahuila.

A partir de los años 50's otros autores como Humphrey (1956), Díaz (1952), y Acevedo (1954), afinan los conceptos sobre la geología de la región y proponen varios elementos paleogeográficos.

En el año de 1962 un grupo de geólogos de Petróleos Mexicanos inician la exploración geológica sistemática y en 1968, realizan la integración y el análisis de la información existente hasta ese momento, dando como resultado, que por primera vez se definía un programa orientado a la evaluación económico-petrolera del Golfo de Sabinas.

En los últimos años se han hecho trabajos del marco geológico regional del noreste de México, como los realizados por González (1976 y 1979), Alfonso (1978 y 1987), y Padilla (1986).

Petróleos Mexicanos además cuenta con la información del subsuelo, obtenida por medio de la perforación de pozos, de los cuales algunos cortan el Cretácico Superior, también cuenta con algunos

estudios de gravimetría, magnetometría y sismología, así como registros de pozo, con los que obtuvieron las configuraciones más sobresalientes en el subsuelo, cima de las formaciones, del basamento y los rasgos estructurales.

Particularmente dentro de la zona de estudio Robeck et al. (1956), hicieron un trabajo geológico de los depósitos de carbón y denominaron a la Cuenca Carbonífera de Sabinas, realizando una minuciosa descripción de las rocas del Cretácico Superior, más tarde Weidie (1967, 1968 y 1972), Wollenben (1965 y 1971), Mc Bride (1979, 1980, 1981 y 1985) así como Slator (1980 y 1983) y Mirrett (1980), realizaron estudios detallados de la sedimentología y la estratigrafía de las formaciones deltaicas del Noreste de México. Por parte del Instituto Mexicano del Petróleo, Araujo y Estavillo (1985), y Arenas et al. (1986), hicieron estudios detallados de estas rocas. Ultimamente la CFE (Obregón, 1985 y Ariceaga y Arriaga, 1987) y el Consejo de Recursos Minerales (Hurtado, 1987) han efectuado trabajos de exploración carbonífera.

## II. ESTRATIGRAFIA.

Es necesario antes de pasar a la descripción detallada de las unidades estratigráficas, objetivo de este estudio, comprendidas durante el intervalo geológico del Campaniano al Maastrichtiano, hacer un breve bosquejo geológico de aquellas unidades que les preceden y suceden en tiempo, pues afloran dentro del área de estudio, o bien están reportadas por los pozos perforados por Petróleos Mexicanos y, por lo tanto, forman parte de la historia geológica de esta región.

### ESTRATIGRAFIA REGIONAL.

El nombre de "Cuenca de Sabinas" fue introducido por Alvarez, (1949, en: Longoria 1984) refiriéndose a una gran depresión o área negativa, la cual se originó a partir del Jurásico Temprano. Posteriormente Humphrey (1956), acuñó el término que actualmente es el más utilizado "Golfo de Sabinas", al describir los elementos paleogeográficos del Estado de Coahuila presentes durante el Jurásico Tardío. Por otra parte Garza (1973), utilizó el concepto de "Cuenca Chihuahua - Coahuila" porque, encontró que a partir del Cretácico Temprano se unieron estos elementos por medio de un estrecho canal.

Esta depresión estuvo delimitada por la Paleopenínsula de Tamaulipas al oriente y por la Paleoisla de Coahuila al occidente. La columna estratigráfica de esta cuenca varía en espesor, de 2 500 a 6 000 m de sedimentos de ambientes marinos, mixtos y continentales, y es considerada de tipo intracratónica.

### Basamento del Golfo de Sabinas.

El basamento del Golfo de Sabinas es poco conocido, no obstante, se ha reportado la existencia de metasedimentos paleozoicos intrusionados por rocas ígneas ácidas del Permo-Tríasico, detectadas en la Isla de La Mula y en los pozos Carbón No. 1, Kakanapo No. 101 y Pecten No. 1,



este último pozo tal vez este situado en la Isla de Monclova (González, 1979).

En la interpretación hecha por Bello (1981), sobre basamento del Golfo de Sabinas con base en un estudio magnetométrico del noreste de México, menciona que la cuenca tuvo una superficie irregular, con altos y bajos estructurales, proponiendo que la sedimentación estuvo controlada por la morfología de este basamento.

#### Basamento de la Península de Tamaulipas.

Este paleoelemento fue definido por Alvarez en 1958, y según González (*op. cit.*) el basamento está constituido por esquistos, gneises y metasedimentos de edad permo-triásica, intrusionados por rocas ígneas ácidas. Se han reportado estos metasedimentos en la Sierra del Carmen y en los pozos Peyotes No. 1 y Garza No. 1, los cuales, posiblemente sobreyazcan al cratón de Norteamérica (González, 1976)

#### Basamento de la Isla de Coahuila.

El basamento de este paleoelemento lo conforma un conjunto de rocas sedimentarias e ígneas extrusivas del Paleozoico Superior intrusionadas por rocas ígneas ácidas del permo-triásico (Böse, 1921); estas rocas se encuentran aflorando en los valles El Sobaco y Las Delicias, y en la Mesa de Albardienta.

Kellum et al. (1936), definieron a este elemento, como Península de Coahuila, ya que suponían que se extendía desde la parte norte de Acatita - Paila - San Marcos hasta la Península del Burro - Picachos (Península de Tamaulipas). Pero posteriormente estudios realizados por geólogos de PEMEX (Márquez et al. 1976; en: Padilla 1986), han demostrado que la península fue invadida por agua marina a partir del Jurásico Tardío, funcionando como una Isla hasta el Aptiano Tardío, cuando fue cubierta por el mar. Por tal motivo es de suponerse que el mar conecto al Golfo de Sabinas con la Cuenca Mesozoica de Chihuahua,

como lo propuso Garza (1973).

#### Triásico - Jurásico Temprano.

Alfonso (1987), mencionó que en el Noreste de México no existen rocas marinas representativas de este tiempo, ya que sólo se han identificado sedimentos de origen continental tipo lechos rojos de la Formación Huizachal, asimismo en el Golfo de Sabinas reportó sedimentos muy parecidos a estos, pero de edades más recientes, los cuales se han cortado por los pozos Pectén No. 1, Sabinas No. 1, Ines No. 1, Palaú No. 1, Carbón No. 1, Hamburgo No. 1-A y Huerta No. 1.

#### Jurásico Medio.

Los primeros sedimentos marinos registrados en el Noreste de México se depositaron en el Ancestral Golfo de México. Estos sedimentos se depositaron cerca de Nuevo Laredo, Tamps., y al oriente de Monterrey, N. L., sobre la denominada Plataforma Evaporítica Oriental. En este tiempo comenzó una rápida etapa transgresiva, que provocó la erosión de la Formación Huizachal y el depósito de sedimentos terrígenos en ambientes litorales, y posteriormente se depositaron evaporitas de la Formación Metate, (Stabler, 1973; en: Alfonso *op. cit.*).

#### Jurásico Tardío.

Al iniciarse el Jurásico Tardío persistió la transgresión marina en el Noreste de México, provocada por la invasión del mar sobre las tierras, aunada a un fallamiento normal, típico de zonas distensivas. Sin embargo, esta transgresión tuvo pequeñas oscilaciones de la línea de costa hasta el Cretácico Tardío. Lo que indica que durante todo este tiempo los mares invadieron poco a poco el continente, definiéndose así los límites de las palcopeninsulas (Padilla, *op. cit.*).

Durante el Oxfordiano Temprano siguió la etapa transgresiva de

oriente a poniente, penetrando el mar por un somero y estrecho canal denominado Ramones; hacia el Golfo de Sabinas, favoreciendo así la depositación de evaporitas (Formación Minas Viejas), en extensas lagunas de reducidos tirantes de agua en la porción sureste de este paleoelemento.

En el Oxfordiano Tardío continuo el avance del mar con pequeñas fluctuaciones, depositandose encima de las evaporitas un paquete de bancos oolíticos y otros constituyente calcáreos de aguas someras (Formación Zuloaga). Estos sedimentos graduaron hacia los elementos positivos, a clásticos marginales (Formación La Gloria) y a carbonatos y evaporitas en zonas más profundas ubicadas al oriente del Golfo de Sabinas (Formaciones Novillo y Olvido).

Para el Kimeridgiano y Titoniano, la línea de costa fluctuó intermitentemente en las márgenes de los elementos emergidos, depositandose secuencias clásticas de gravas, arenas gravillentas, arenas finas, arcillas y carbonatos arcillosos. Todas ellas pertenecientes a lo que Humphrey (*op. cit.*) denominó Formación La Casita.

En esta época, el Archipiélago de Tamaulipas quedó completamente cubierto por el mar, depositandose al oriente de este elemento, arcillas y carbonatos de mares más profundos (Formación Pimienta), y hacia el sur de la Península de Coahuila, carbonatos arcillosos y arenas fosfóricas de ambientes de plataforma externa y cuenca con la Formación La Caja (Padilla, *op. cit.*).

#### Cretacico Temprano.

Durante el Berriásiano - Hauteriviano Temprano comenzó a desarrollarse una secuencia heterogenea de carbonatos y terrígenos, producto de una lenta subsidencia de la cuenca, junto con el continuo avance de los mares sobre las zonas expuestas, invadiendolas poco a poco, hasta que se comunicaron el Golfo de Sabinas con la Cuenca de Chihuahua. La Península de Tamaulipas y la porción sur de la Península de Coahuila Jurásica continuaban aun emergidas, pero en esta época la

Península de Coahuila se convirtió en una isla. En sus márgenes comenzaron a depositarse clásticos de ambientes litorales (Formaciones Hosston y San Marcos). Estas formaciones son diacrónicas y tuvieron un largo depósito hasta el Barremiano; mientras que al oeste del Golfo de Sabinas se desarrolló un banco oolítico denominado informalmente por Alfonso (*op. cit.*) "Complejo Concordia". Sobre el Golfo de Sabinas se depositaron arenas, arcillas y carbonatos de ambientes de plataforma con influencia deltaica (Formación Menchaca), los cuales graduaron a arcillas, limos y arenas de ambientes más profundos (Formación Barril Viejo). Más al oriente y en ambientes de cuenca, estos sedimentos cambiaron a arcillas calcáreas, carbonatos arcillosos y arenas (Formación Taraises), que a su vez graduaron lateralmente hacia el oriente a carbonatos con nodulos de pedernal (Formación Tamaulipas Inferior). Cabe aclarar que esta unidad se depositó desde el Berriasiano hasta el Aptiano Temprano.

Para el Hauteriviano Tardío la Península de Tamaulipas y la Isla de Coahuila, todavía continuaban emergidas; no así las pequeñas islas de La Mula, Hamburgo, Cartujanos y Monclova que ya habían sido cubiertas por el mar, depositándose encima de éstas, carbonatos, que posteriormente se dolomitizaron (Formación Padilla); estos graduaron hacia el oriente a bancos arrecifales en forma de parches de la Formación Cupido, que también tuvo un largo período de deposición. El complejo calcáreo inició su crecimiento en la porción oriental del golfo, para posteriormente progredir al occidente, terminando durante el Aptiano Temprano. En los alrededores de los paleoelementos prosiguió el depósito de terrígenos (Formaciones Hosston y San Marcos). Mientras que al oriente siguió el depósito de carbonatos de mares profundos de la Formación Tamaulipas Inferior (González, *op. cit.*).

En el Hauteriviano Tardío y Barremiano Temprano siguió rellenándose la cuenca pero estuvo acompañada de una lenta subsidencia, asolvándose con sedimentos terrígenos de ambientes lagunares (Alfonso, *op. cit.*). En el Golfo de Sabinas se depositaron arcillas y limos (Formación La Mula), los cuales cambiaron a clastos más gruesos (Formación Patula), y estos a su vez, graduaron al

oriente, a bancos oolíticos, dolomias y evaporitas de facies lagunar (Formación La Virgen). Más al oriente cambiaron las facies al Complejo Arrecifal Cupido, en tanto que sobre los bordes de los paleoelementos, continuo el depósito de rocas clásticas de ambientes litorales (Formaciones Hosston y San Marcos); en su porción oriental continuo el depósito de carbonatos de ambientes de talud o cuenca (Formación Tamaulipas Inferior).

En el Berriasiano las áreas emergidas de la Península de Tamaulipas e Isla de Coahuila se encontraban muy restringidas, en contraste las áreas marinas ampliaron sus dimensiones, comunicando aún mas, a la Cuenca de Chihuahua con el Golfo de Sabinas. También durante esta epoca prevaleció la etapa transgresiva en el Golfo de Sabinas, continuando el depósito de potentes espesores de evaporitas y carbonatos (Formaciones La Virgen y Cupido), que al oriente cambiaron a carbonatos de mar abierto de la Formación Tamaulipas Inferior (Alfonso, *op. cit.*).

En el Aptiano Temprano las áreas marinas se fueron ampliando aún mas, y sólo pequeñas porciones de la Península de Tamaulipas y de la Isla de Coahuila que fue la más alta y por consiguiente la última en ser cubierta quedaron emergidas. Sobre el Golfo de Sabinas se depositaron sedimentos carbonatados de alta energía (Formación Cupido), los cuales graduaron lateralmente al oriente a un complejo arrecifal, y más hacia el oriente a carbonatos de talud y cuenca de la Formación Tamaulipas Inferior. Contemporaneamente, en los bordes de los paleoelementos continuaba el depósito de clastos de ambientes litorales (Formaciones Hosston y San Marcos). Alfonso (*op. cit.*), mencionó que en algunas zonas del Golfo de Sabinas las evaporitas se plegaron y levantaron sobre el nivel del mar, provocado quizas, por la carga litostática y la plasticidad de las evaporitas. Debido a ello se limitó la sedimentación de carbonatos de ambientes de plataforma (Formación Cupido), dando como consecuencia pequeñas discordancias en la Formación La Virgen.

A partir del Aptiano Tardío la transgresión marina cubrió las pocas áreas que aun quedaban emergidas, uniendo completamente a la Cuenca de

Chihuahua con el Golfo de Sabinas. Sobre la Isla de Coahuila se depositaron sedimentos de plataforma con tirantes de agua someros (Formación Las Uvas), mientras que en la Península de Tamaulipas se depositaron sedimentos de plataforma pero más profunda que la anterior (Formación Salmon Peak), y en el Golfo de Sabinas se depositaron arcillas y carbonatos de mar abierto (Formación La Peña); los cuales cambiaron al oriente a sedimentos todavía más profundos (Horizonte Otates). Es importante indicar que a estas unidades se les considera como niveles estratigráficos de referencia.

En el área que ocupaba la Isla de Coahuila, durante el Albiano Temprano - Cenomaniano Tardío, primero se depositaron carbonatos de plataforma interna (Formación Paila), y posteriormente se desarrollaron parches arrecifales, que estuvieron restringidos sólo sobre los bordes de esta sumergida isla (Formación Viesca); en zonas postarrecifales se depositaron evaporitas y ocasionalmente algunos parches arrecifales, dentro de ambientes lagunares (Formación Acatita). Tiempo después, para el AlbianoMedio, se depositaron sedimentos carbonatados también de ambiente lagunar y de plataforma restringida (Formación Treviño). Por el otro lado, sobre la sumergida Península de Tamaulipas se depositó una secuencia de carbonatos de plataforma, con reducidos tirantes y escasa circulación de agua, depositándose carbonatos y evaporitas (Formaciones Glen Rose, Walnut, Edwards y Mc Knight); así como también un complejo arrecifal denominado El Burro. Mientras tanto, en el Golfo de Sabinas se depositaron carbonatos de plataforma externa y cuenca (Formaciones Aurora, Kiamichi, Georgetown, Del Rio y Buda); más al oriente también se depositaron carbonatos de cuenca (Formación Tamaulipas Superior), y en los altos estructurales del Golfo de Sabinas se depositaron calizas de plataforma interna (Formación Monclova).

#### **Cretacico Tardío.**

Durante el Turoniano la depositación de carbonatos empezó a decrecer, el régimen tectónico compresivo del occidente de México, comenzó a levantar a esta porción de México, donde se había

desarrollado un arco de islas que sufrió deformaciones, y que más tarde se acrecionó al continente denominado Arco Alisitos-Tarahumara (Araujo y Estavillo, 1985). La erosión de las partes altas y el consecuente acarreo de terrígenos hacia el ancestral Golfo de México, dio como resultado un mayor aporte de sedimentos clásticos que de carbonatos; además de plegar poco a poco a las rocas del oriente de México. A este evento se le conoce como orogenesis de la Laramide.

Una secuencia de arcillas y carbonatos fue depositada, cubriendo casi por completo al Estado de Coahuila, correspondiendo a la Formación Eagle Ford, la cual cambió al norte del área a carbonatos más arcillosos (Formación Boquillas); y al sur en la sumergida Isla de Coahuila se depositó una secuencia de carbonatos y arcillas de plataforma (Formación Indidura), mientras que en la porción oriental se depositó una secuencia de ambientes marinos más profundos de la Formación Agua Nueva.

Durante el Coniaciano y Santoniano el patrón sedimentológico cambio ligeramente. La parte norte fue cubierta por carbonatos de aguas someras (Formación Austin). Cerca del Big Bend en Texas, se depositó la secuencia deltáica de la Formación Pen, mientras que en la parte sur del área, se depositaron alternadamente arenas y arcillas de la Formación Caracol. Contemporaneo a este depósito en la región de Torreón, Coah. y Monterrey, N.L. se depositaron arcillas y limos de la Formación Parras (Padilla, 1978), y en la porción oriental se depositaron carbonatos, arcillas y bentonitas de la Formación San Felipe.

En el Campaniano y Maastrichtiano el área fue cubierta totalmente por sedimentos terrígenos, originados de la erosión y el transporte de las partes altas, donde se encuentra hoy en día la Sierra Madre Occidental; este transporte se llevó al cabo por antiguas corrientes fluviales con dirección al oriente. Esta serie de movimientos ascendentes efectuados desde el Cenomaniano y el Turoniano, provocaron la retirada de los mares, formando una planicie costera en el centro y norte de Coahuila para esta época y por consiguiente, la sedimentación avanzó progradantemente hacia el oriente, cambiando con ello la

ancestral línea de costa.

En esta época se desarrollaron las cuencas de Ojinaga, Parras, La Popa, Fuentes-Río Escondido y Carbonífera de Sabinas; en la primera se depositó una secuencia deltáica (Formaciones Ojinaga, San Carlos y El Piacho), en las dos siguientes durante el Campaniano se depositó una secuencia de arcillas Formación Parras, de mar abierto (Weidie, et al. 1972). Mientras que, en las últimas dos se depositaron arcillas y arenas de ambientes deltáicos y litorales de las Formaciones Upson y San Miguel, conocido en el norte como el Delta del Río Escondido (Mc Bride, 1981); en tanto, que en el Graben del Big Bend se depositó, también una secuencia similar a la anterior, de las Formaciones Javelina y Aguja, y en la Cuenca de Ojinaga se depositó el Conglomerado Consolación. Poco después en las cuencas de Parras y La Popa, se depositó una potente secuencia de arcillas, limos y arenas de origen deltáico (Grupo Difunta), que se distingue en las otras cuencas por la carencia de depósitos de turba. En la región del Big Bend se depositaron sedimentos de ambientes transicionales y continentales (Formación Pen) y en las Cuencas de Río Escondido y Carbonífera de Sabinas también se depositaron secuencias deltáicas y se desarrollaron ambientes litorales con pantanos y lagunas, dando como resultado las condiciones propicias para la depositación de numerosas capas de carbón (Formación Olmos). Más tarde se depositaron arenas y limos calcáreos y carbonatos (Formación Escondido) este cambio en la sedimentación se debió a una pequeña, pero rápida etapa transgresiva, que finalmente dominó la etapa regresiva, cerrándose así, el ciclo sedimentario del Mesozoico.

### Terciario.

En el norte de México continuó el levantamiento y plegamiento de las secuencias sedimentarias depositadas durante el Mesozoico. En el Golfo de Sabinas se terminó la sedimentación marina, ya que los mares se retiraron hacia el oriente, dejando tras de sí una gruesa carpeta sedimentaria. Posteriormente, se desarrolló la Cuenca de Burgos, ubicada al oriente en los Estados de Nuevo León y Tamaulipas, la cual



fue considerada como la continuación sur de la Bahía del Río Grande (Padilla, *op. cit.*). Esta cuenca recibió un importante aporte de sedimentos clásticos del Paleoceno Inferior - Eoceno (Grupos Midway y Wilcox), depositados en complejos sistemas de barras y deltas que también fueron progradando al oriente, y que originaron una gruesa pila de lutitas y areniscas.

Durante el Terciario Temprano en el área que ocupaba el Golfo de Sabinas se depositaron gravas y arenas de origen continental (Conglomerado Sabinas), cubriendo discordantemente a las unidades del Cretácico Superior. Estos sedimentos también se depositaron más al oriente, en la Cuenca de Burgos, pero quizás en una época posterior (Conglomerado Reynosa).

#### **Cuaternario.**

En el Pleistoceno se desarrollaron una serie de mesetas basálticas denominadas Lavas Esperanza.

Actualmente en el área que ocupaba el Golfo de Sabinas se depositan una serie de sedimentos aluviales que cubren las partes bajas de los valles intermontanos.

## ESTRATIGRAFIA LOCAL.

Después de analizar la Estratigrafía Regional, se describen detalladamente las unidades litoestratigráficas que sobreyacen a la Formación Austin; constituidas estas esencialmente por terrígenos de ambientes marinos, transicionales y continentales.

Como se mencionó anteriormente, la zona de estudio abarca gran parte del Golfo Mesozoico de Sabinas y una pequeña porción de la Península de Tamaulipas, comprendiendo también a la denominada Cuenca Carbonífera de Sabinas del Cretácico Tardío. Por lo tanto, las unidades litoestratigráficas de interés a este estudio son las Formaciones Upson, San Miguel, Olmos y Escondido (Fig. 3).

La nomenclatura estratigráfica utilizada en este trabajo fue la establecida comunmente para la Cuenca Fuentes-Rio Escondido, a pesar de la gran distancia que existe entre el área de estudio y las localidades tipo de las formaciones en mención, que se encuentran al sur de Texas, E.U.A. y al norte de Coahuila, Mex.. Además de que los ambientes sedimentarios no son iguales.

Las rocas de este intervalo geológico muestran una serie de cambios de facies tanto en dirección del buzamiento del depósito, como en los márgenes de la cuenca \*.

\*(Cabe aclarar que Weber, (1972) introduce el término de "Campo Carbonífero" para sustituir el mas antiguo propuesto por Robeck et al., (1956) "Cuenca Carbonífera de Sabinas" que puede causar errores de interpretación, ya que esta cuenca no es de tipo sedimentolítico sino sedimentológico, la diferencia es que en una cuenca sedimentolítica los sedimentos depositados son típicos de aguas muy profundas y en una sedimentológica únicamente recibe sedimentos de cualquier tipo de ambientes. Sin embargo en este trabajo se seguira usando el término propuesto por Robeck et al., para no causar confusiones, ya que se sigue utilizando en forma común y el término Cuenca Estructurales de Sabinas, para denominar a todas las pequeñas cuencas del Cretácico Tardío de la región de Sabinas y Monclova, Coahuila)

La sedimentación de estas unidades se llevó al cabo, en una etapa netamente regresiva, en etapas progradantes hacia el oriente con excepción de la cima de la Formación Olmos y, casi toda la Formación

ERA	SISTEMA		PISO	GENERAL DE CHIHUAHUA	REGION DE OJINAGA, CHIHUAHUA	PROYECTO C-3000 CHIHUAHUA	BIG BEND, TEXAS	TEXAS	OCAMPO SABINAS MONCLOVA	CUENCA FLANCO CARBONIFERO DE SABIÑAS	SABINAS, COAHUILA	MUZQUIZ, NUEVA ROSITA	MESA DE CARTUJANOS	SIERRA DE PARRAS	AREA MONTERREY															
	CUATERNARIO	TERCIARIO																												
CENOZOICO	SUPERIOR	RECIENTE	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION															
		PLEISTOCENO																												
		PLIOCENO																												
		MIOCENO																												
		OLIGOCENO																												
	INFERIOR	EOCENO	VOLCANO SEDIMENTARIO INDIFFERENCIADO	VOLCANICO	VOLCANICO	VOLCANICO	VOLCANICO	VOLCANICO	VOLCANICO	VOLCANICO	VOLCANICO	VOLCANICO	VOLCANICO	VOLCANICO	VOLCANICO	VOLCANICO														
		PALEOCENO																												
		MAASTRICHTIANO															EL PICACHO	CONGLOMERADO CONSOLACION	EL PICACHO	EL PICACHO	EL PICACHO	EL PICACHO	EL PICACHO	EL PICACHO	EL PICACHO	EL PICACHO	EL PICACHO	EL PICACHO	EL PICACHO	EL PICACHO
		CAMPANIANO															SAN CARLOS	EL PICACHO	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS
		SANTONIANO															SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS	SAN CARLOS
INFERIOR	CONIACIATO	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA															
	THRONIANO	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA	OJINAGA															
	CENOMANIANO	LUNA DE PLATA	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO															
	SUPERIOR	BENEVIDES	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO															
	MEDIO	AURORA	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO															
	INFERIOR	AURORA	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO	DEL RIO															
	GARGASIANO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO															
	BOUDLIANO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO	CUCHILLO															
	BARREMIANO	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS															
	HAUTERIVIANO	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS	LAS VIGAS															
SUPERIOR	VALANGINIANO	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE															
	BERRIACIANO	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE	NAVARRETE															
	ITTONIANO	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA															
	FIMMERIDGIANO	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA															
OXFORDIANO	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA															
PEMEX	C F E (1984)	ARAUJO Y ESTAVILLO (1985)	PEMEX	NEM-123B	SANTAMARIA 1989	PEMEX	ROEBECK Y PESQUERA (1956)	ARENAS, LOPEZ Y RUIZ (1986)	ARENAS, LOPEZ Y RUIZ (1986)	ARENAS, LOPEZ Y RUIZ (1986)	ARENAS, LOPEZ Y RUIZ (1986)	ARENAS, LOPEZ Y RUIZ (1986)	ARENAS, LOPEZ Y RUIZ (1986)	ARENAS, LOPEZ Y RUIZ (1986)																

ASIENTE POR EROSION O NO DEPOSITO

NO APLURA O NO SE CUREO

FIG. 3 TABLA DE CORRELACION ESTRATIGRAFICA

Escondido, que manifiesta etapas subsiguientes de transgresión, con pequeños episodios progradaionales regresivos.

Si bien es cierto que los cambios de facies incluyen tanto el tipo de roca, como el espesor de las unidades; de igual manera, estas unidades tienen líneas de tiempo diacrónicas, ya que transgreden el tiempo del depósito; dicho de otra manera, las formaciones son más antiguas en el occidente y se van haciendo más jóvenes al oriente, translapandose entre ellas. Por tal motivo, en este capítulo se describirán sus características, para posteriormente, hacer una interpretación acerca de su origen.

Las unidades litoestratigráficas de la Cuenca Carbonífera de Sabinas son semejantes a la Cuenca de Río Escondido, pero tienen una gran diferencia en cuanto a los ambientes en que se depositaron, a pesar de que estuvieron estrechamente vinculadas a la evolución geológica del Noreste de México. Las cuencas de Ojinaga del norte de Chihuahua y Parras - La Popa del sur de Coahuila, también tuvieron un papel importante en el desarrollo de ésta región, y en los capítulos de Sedimentología y Petrografía se explicará el porque.

#### SANTONIANO SUPERIOR - CAMPANIANO INFERIOR:

##### Formación Upson .

Dumble (1892), designó con este nombre a esta formación, para distinguir una secuencia arcillosa que consta de 170 m de espesor y se le ha considerado la base del Grupo Taylor. La localidad tipo se encuentra en el Rancho Lehman en el Condado de Maverick, entre la carretera que comunica a Eagle Pass con el poblado Del Río. Su nombre fue tomado de la abandonada oficina de correos de Upson, Texas. Se le puede encontrar desde el sureste de Texas, E.U.A., hasta Monclova, Coahuila.

En el área de estudio, los mayores afloramientos se encuentran en las denominadas Cuencas Carboníferas de Sabinas, que se encuentran al oriente. Sin embargo, es posible encontrar algunos afloramientos en el norte de Ocampo, Coah., pero estos son escasos y no exceden áreas

mayores a unos cuantos kilómetros cuadrados.

La formación esta constituida por lutitas y limolitas deleznales de color gris oscuro y verde olivo, que intemperizan a tonos amarillentos. Hacia su cima, se observan delgadas capas calcáreo - arenosas; contiene concreciones calcáreas y septareas de formas irregulares (Fotos 1 a 4).

A continuación se describiran con mayor detalle las características litológicas, que se observaron en los pocos afloramientos que se encuentran en el área de estudio y en la sección medida El Gavilán (Fig. 4).

El afloramiento que se encontró más al occidente del área de estudio está en el Rancho Las Gallinas, en donde se observó una serie de biospatitas arenosas, donde las arenas están compuestas esencialmente por cuarzo, y en menor proporción por líticos de rocas volcánicas y sedimentarias, de estratos delgados a medianos, de color gris y gris verdoso, con varios horizontes de ostreas y gasterópodos.

Más al oriente hacia la región de Ocampo, en el Rancho San Isidro esta formación la constituyen litarenitas feldespáticas con cemento calcáreo, de grano medio y litarenitas de grano más grueso, de color verde y rojizo, que presentan estratificación cruzada de bajo ángulo, en capas delgadas y medias con algunas intercalaciones de limolitas (Foto 1).

En la sección El Gavilán, la base esta compuesta por lutitas calcáreas, de color gris y verde olivo, en capas delgadas y laminares, muy deleznales y fracturadas, con algunas intercalaciones de litarenitas feldespáticas inmaduras y litarenitas con cemento calcáreo, presentando además concreciones que en la parte central muestran una gran cantidad de fósiles (exogyras, gasterópodos y pelecípodos). También se distinguen estructuras secundarias cilíndricas, perpendiculares a la estratificación (Fotos 2 y 4). Hacia su cima empiezan a aparecer abundantes capas con fragmentos de pelecípodos y gasterópodos incrementandose también el porcentaje de

# ARROYO EL GAVILAN

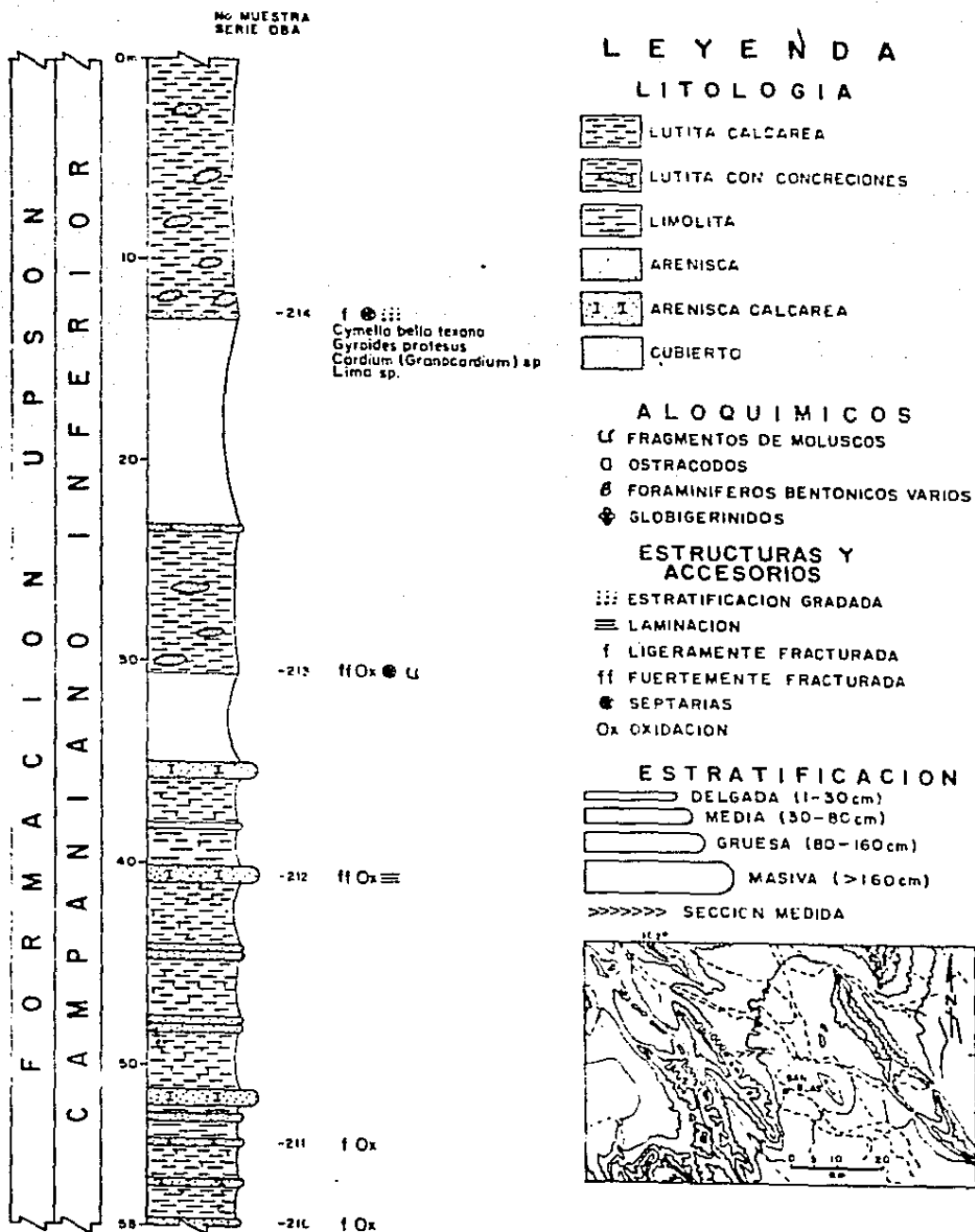


FIG. 4

litarenitas feldespáticas, además se observa que las lutitas están bioturbadas y no presentan una marcada compactación, ya que no muestran fisilidad. Al norte de San Buenaventura hacia el poblado de Guadalupe Victoria, se observaron una serie de lutitas calcáreas, las que van cambiando hacia arriba a limolitas y litarenitas calcáreas, en una fase eminentemente regresiva; en la parte superior se presentan algunos horizontes con gran cantidad de fósiles como ostras, gasterópodos (turritelas) y algunos otros que parecen corales (Foto 2), así como dientes de tiburón.

Al sur de Palaú, en el Anticlinal de Rancherías, se observó una serie de arcillitas calcáreas, deleznales y poco fisiles, con algunas intercalaciones de limolitas calcáreas y gran cantidad de septarias de 5 a 40 cm de diámetro de forma irregular, con algunos fósiles como turritelidos, pelecípodos y equinodermos mal preservados (Foto 4).

En subsuelo, Petróleos Mexicanos, ha atravesado a esta formación, por medio de 14 pozos: Carbón No. 1, que cortó 177 m; Florida Nos. 1 y 101 con 260 y 400 m; Kakanapo Nos. 1 y 101 con 520 y 622 m; Gato Nos. 1 y 101 con 457 y 383 m; Hulla No. 1 con 445 m; Palaú No. 1 con 352 m; Cartujanos No. 1 con 500 m (?); Maestros No. 1 con 583 m; Tordillo No. 1 con 54 m; Merced No. 1 con 470 m; y Progreso No. 1 con 400 m de espesor (Fig. 2).

También en superficie se ha medido a ésta formación; por ejemplo Robeck *et al.* (*op. cit.*), reportaron 42 m en el Cañón El Cedral y 125m cerca de los cerros Los Piloncillos; García (1967) observó 700 m (?) en El Cañón de San Bernardino de la Sierra de la Gloria; sin embargo, en su columna tiene un intervalo cubierto de 425 m; Zarate (1970), estimó 40 m, no observando sus contactos inferior ni superior; Arellano (1980) midió 125 m en El Cañón El Cedral al pie de la Sierra Hermosa de Santa Rosa; y Arenas *et al.* (*op. cit.*) midieron dos columnas, una de 40 m en el Rancho Salinas y la otra de 55 m, en el Arroyo El Menor.

En el trabajo de Arenas *et al.* (*op. cit.*) se reportan algunos fósiles como: *Globotruncana* sp.; *Heterohelix* sp.; *Pseudotextularia* (?)

sp.; *Anomalia* sp.; *Textularia* sp.; moluscos y ostracodos. Asimismo en el trabajo de Robeck *et al.* (op. cit.), Fox determinó *Planulina texana*; *Gumbelina reussi*; y *Robulus Taylorensis*. Por otra parte, en las muestras del pozo Kakanapo No. 101 Quiróz (1986), reportó *Herdbergella plantspira*; *Herdbergella* sp.; y *Globigerinelloides* sp. Trabajos ineditos de PEMEX, han reportado también gastrópodos, pelecípodos, restos de peces y dinoflagelados.

En este estudio se determinaron los siguientes fósiles: *Cymella bella texana* (Conrad) Stephenson; *Gyroides protesus* (Morton); *Cardium* (*Granocardium*) sp.; y *Lima* sp., así como algunos foraminíferos biseriados y traquiespirales bentónicos.

Con esta información se determinó que la unidad estratigráfica es del Santoniano Tardío - Campaniano. Es correlacionable con la Formación San Carlos de la Cuenca de Ojinaga, con la Formación Aguja del Graben del Big Bend, la Formación Parras y el Grupo Difunta de las Cuencas de Parras - La Popa, con la Formación Méndez del área de Tampico-Misantla y con la parte inferior de Grupo Taylor de Texas E.U.A..

Durante los recorridos geológicos se pudo observar sus contactos tanto inferior como superior; en el Arroyo Salinas al sur de Muzquiz, sobreyace en forma concordante y transicional a la Formación Austin, y en la vía del tren que va de Palaú a Barroteran, se observó que subyace de la misma manera, a la Formación San Miguel (Fotos 5 y 6).

## CAMPANIANO MEDIO - SUPERIOR

### Formación San Miguel

Dumble (1892), uso por primera vez este nombre, para describir a una secuencia de areniscas y lutitas calcáreas. Este nombre fue tomado del Rancho San Miguel, situado en la vecindad de Eagle Pass, Texas., designando su localidad tipo en el Cañón Chiquito en las montañas de Hackberry Creek, a 6 km del Río Grande (Río Bravo), donde tiene 122 m de espesor. Posteriormente Adkins, (1932) estimó de 120 a 180 m el



espesor, ubicando la sección tipo en Eagle Pass, Texas, E.U.A.. Al igual que la Formación Upson, se le puede encontrar desde el sureste de Texas, hasta Monclova, Coahuila. En la zona de estudio los afloramientos más al occidente, se restringen únicamente al norte de San Buenaventura, Coah. y la mayor cantidad se encuentran en las denominadas cuencas Carboníferas de Sabinas.

Esta unidad está formada por una serie de litarenitas feldespáticas con cemento calcáreo de grano fino a medio, de color gris a gris verdoso, intercaladas con limolitas y lutitas del mismo color; así como esporádicas y delgadas capas, con gran contenido de fragmentos de gasterópodos. El tamaño del grano aumenta hacia la cima, mientras que la cantidad de lutitas disminuye. Se caracteriza por presentar abundantes estructuras sedimentarias, como por ejemplo: estratificación cruzada de bajo ángulo y de tipo colina, laminación horizontal y cruzada, horadaciones e icnofósiles tipo *Ophiomorpha* (considerandose que estas huellas, fueron producidas por crustáceos); ondulitas (Poter y Pettijohn, 1967); turboglifos, paleocanales, bioturbación, huellas de plantas, concreciones e intemperismo nodular y diferencial (Foto 7). Arenas *et al.* (*op. cit.*), reportan estructuras tipo "flaser" en muestras de núcleos y además huesos de reptil.

Son pocos los lugares en donde se puede observar a ésta formación, y por tal motivo, únicamente se midieron dos columnas estratigráficas; una en la Loma Los Amoles a 15 km al sureste de Sabinas, Coah. y la otra a 3 km al norte de esta misma Cd. en el Arroyo Blanco (Figs. 5 y 6). En dichos afloramientos, en su parte inferior, se observaron litarenitas feldespáticas con cemento calcáreo en capas medias y gruesas, de grano fino, de color gris claro, que alternan con limolitas y lutitas de color gris y pardo, con algunas concreciones de siderita. En la parte media, las litarenitas feldespáticas y las limolitas presentan turboglifos, y hacia su cima, las columnas presentan litarenitas feldespáticas limosas en estratos delgados y medios, con huellas verticales tipo "*Ophiomorpha*", e intemperismo nodular, ondulitas, huellas de plantas, estructuras de carga y huellas de desecación (Fotos 7, 8, 9 y 10).

# ARROYO BLANCO

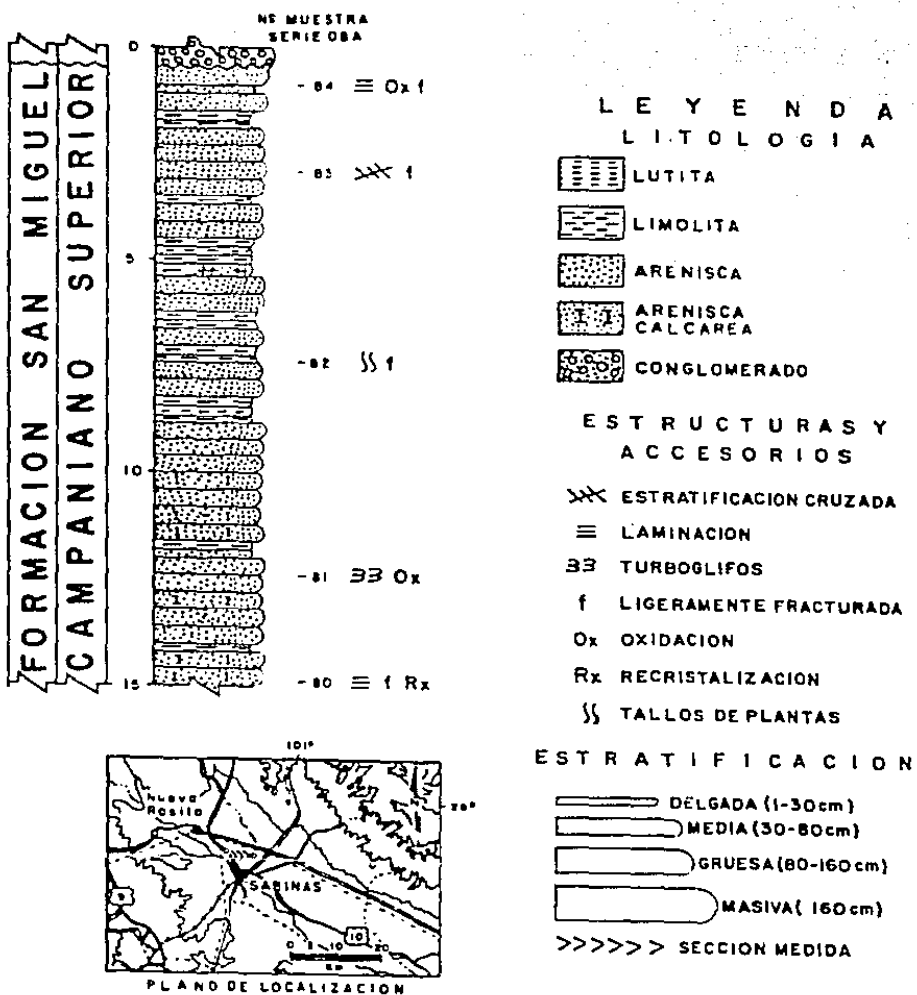


Fig. - 5

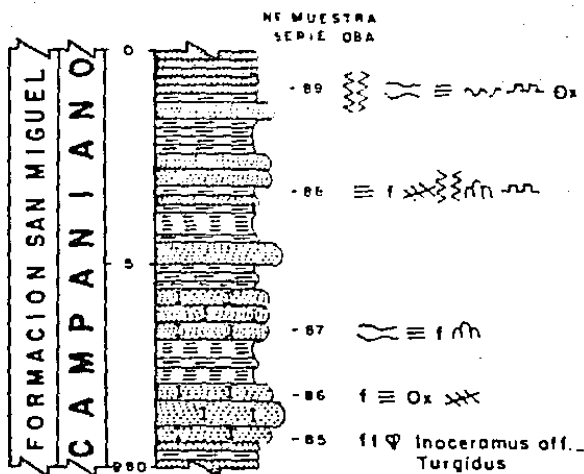
El espesor de ésta formación al igual que la Formación Upson es variable, de acuerdo a la ubicación del área; por ejemplo: Arellano (op. cit.) midió 130 m, en el Cañón El Cedral; Robeck et al. (op. cit.), reportaron 266 m en la misma localidad, y 271 m en la sección de Los Piloncillos; Vergara (1972), estimó 150 m en el Arroyo Minas Viejas, al noreste de la Cd. de Nueva Rosita; Arenas et al. (op. cit.), en la loma Los Amoles midieron 11.8 m, no obteniéndose el espesor completo, por carecer de niveles de referencia. En este estudio se midieron 9.8 m en esta misma sección y, en el Arroyo Blanco se determinó un espesor de 15 m. Solamente tres pozos de Petróleos Mexicanos cortaron a esta formación, estos son: Cartujanos No. 1, Merced No. 1 y Maestros No. 1.

En Texas, Dumble (op. cit.) reportó *Exogyra ponderosa* y *Exogyra costata*, mientras que en Coahuila, Robeck et al. (op. cit.) encontraron *Ostrea saltillensis* y una amonita del género *Sphenodiscus* sp. en la capa basal del primer manto de carbón. Por otra parte, Arenas et al. (op. cit.) en la misma zona, identificaron *Inoceramus aff turgidus*, mientras que en este estudio se reconoció *Globigerinelloides bolli*.

Con base al contenido faunístico, y a las relaciones estratigráficas, se le asigna una edad Campaniano, siendo equivalente a las Formaciones San Carlos y Picacho de la Cuenca de Ojinaga, a la Formación Javelina del Graben del Big Bend, a el Grupo Difunta de las Cuencas de Parras - La Popa y a la Formación Méndez del área de Tampico. Asimismo, con la parte superior del Grupo Taylor, en Texas, E.U.A..

El contacto inferior es transicional y concordante con la Formación Upson, al igual que el contacto superior con la Formación Olmos, y se ubica a este contacto, en la cima de la última capa gruesa de arenisca que subyace a la primera capa de carbón ó, en la cima de la última capa gruesa de arenisca, donde descansa una secuencia predominantemente de lutitas, ya que la capa de carbón no es uniforme. Este contacto al igual que el inferior, son planos diacrónicos, pues

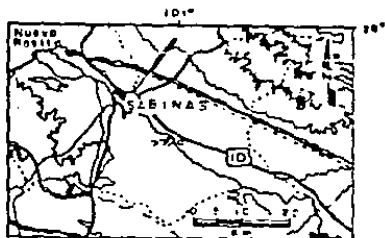
# LOMA LOS AMOLES



## ESTRATIFICACION



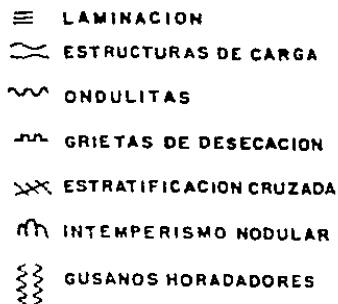
>>>>> SECCION MEDIA



## LEYENDA LITOLOGICA



## ESTRUCTURAS



## FOSILES

PELECIPODOS

## ACCESORIOS

INTRACLASTOS

f LIGERAMENTE FRACTURADA

ff FUERTEMENTE FRACTURADA

Ox OXIDACION

Fig. - 6

transgreden en tiempo y en espacio, y se puede decir que la Formación San Miguel del occidente es más antigua que la Formación San Miguel del oriente.

## MAESTRICHTIANO INFERIOR - MEDIO

### Formación Olmos

Stephenson (1927), asignó con este nombre a una serie de lutitas y areniscas que anteriormente Dumble (1892), había llamado como "Coal Series"; el nombre fue tomado de la estación ferroviaria de Bandera Olmos, localizada cerca de Eagle Pass. La localidad tipo se encuentra en el Arroyo Olmos, a 12 Km al norte del Río Grande, en el Condado de Maverik, Texas. Su distribución, al igual que las otras dos formaciones, se ubica desde el sureste de Texas, hasta el norte de Monclova, Coahuila.

### Miembro Tullillo

La Formación Tullillo propuesta informalmente por Mc Bride(1981), es una secuencia de areniscas no fosilíferas intercaladas con lutitas en capas delgadas, con algo de carbón, alternando con lutitas y areniscas con ostras, pero por carecer de continuidad, en este trabajo se le considera como un miembro de la Formación Olmos, ya que su distribución solamente se restringe a la porción oriental de las cuencas propuestas por Robeck, et al. (1956), las Adjuntas y San Patricio.

La Formación Olmos consiste primordialmente de arcillitas gris oscuro con gran cantidad de materia orgánica, lutitas deleznales verdes, pardo claro y rojizas por la presencia de óxidos de Fe; carbon; litarenitas feldespáticas de grano fino de color gris, de estratos delgados a gruesos; lodolitas o fangolitas (el término fangolita fue utilizado por Robeck et al. (1956) para definir a una roca sedimentaria constituida por limo y arcilla pero sin presentar fisilidad), con restos de material leñoso, todas estas rocas tienen poco cementante calcáreo.

En la zona de estudio se lograron medir sólo cuatro secciones estratigráficas, todas ellas ubicadas en los tajos a cielo abierto (minas de explotación de carbón). Estos tajos fueron los siguientes: El Milagro en donde se midieron 10 m de espesor (Fig. 7) Nueva Rosita con 48 m (Fig. 8), Cloete con 63 m (Fig. 9), y El Sauz o San Antón con 36 m (Fig. 10). Además se observaron algunos cortes en superficie, como en la Carretera No. 53, entre las poblaciones de Palaú y Nueva Rosita, al sur de Sabinas, sobre la Carretera No. 57 en las minas La Florida, La Luz, Barroteran, Saltillito y San Antonio, al norte de Progreso, en la zonas del Cedral y Los Piloncillos y en la Presa de Don Martín (Fotos 11, 12, 13 y 14).

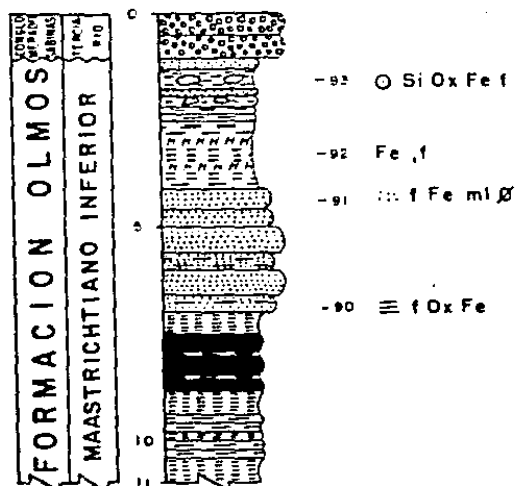
En general, en las secciones donde se midió a esta unidad se observó de su base su cima, la siguiente litología, con algunas variantes dependiendo del ambiente de depósito que prevalecía; arcillitas de color gris intercaladas con limolitas y lodolitas del mismo color, casi siempre presentan dos o más capas de carbón que varían en espesor de 0.15 a 1.20 m y también en calidad, desde puro (tipo "coke", Mc Bride, 1981) hasta carbón sucio con gran cantidad de arcilla o cenizas; también se presentan yeso, ankerita, siderita y hematita. Encima de las capas de carbón se pueden observar pequeños horizontes de lutitas carbonosas y limolitas, para cambiar gradualmente a litarenitas feldespáticas con poco cemento calcáreo, de color gris y gris verdoso, en estratos medios y gruesos, que presentan gran cantidad de fragmentos de plantas. Las estructuras sedimentarias que se pueden encontrar son: estratificación cruzada de tipo tabular de bajo ángulo, estratificación graduada, laminaciones, rizaduras y canales.

Sobreyacen a estas rocas, estratos delgados de arcillitas y limolitas bioturbadas, con concreciones de siderita o limolita, asimismo, se pueden observar burbujas de gases comprimidas. Entre las capas de carbón se presentan los llamados "huesos" por los mineros, que son rocas duras con muchas arcilla del tipo caolín.

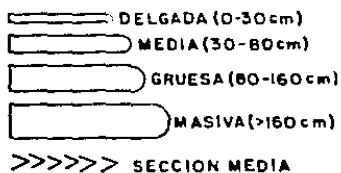
Hacia la cima se presentan una mayor cantidad de feldsarenitas

# TAJO EL MILAGRO

Nº MUESTRA  
SERIE OBA



## ESTRATIFICACION



PLANO DE LOCALIZACION

## LEYENDA LITOLÓGICA



## ESTRUCTURAS Y ACCESORIOS

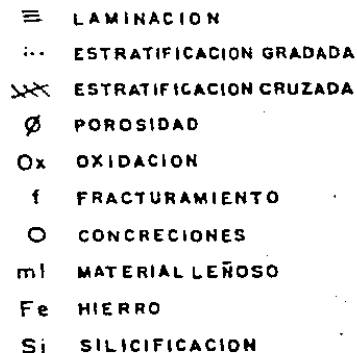


Fig. - 7

líticas de color gris claro, algunas veces diastratificadas y otras en estratos medios a masivos con algunas intercalaciones de limolitas.

En la región de Muzquiz, aumenta el contenido de fangolita y limolita, también se puede observar una gran cantidad de piritita diseminada, en algunos niveles estratigráficos se observan laminaciones, rizaduras, huellas de desecación y bioturbación (Foto 15). Mientras que en la región de Progreso en el tajo San Antón se advirtió la presencia de tres horizontes de carbón intercalados con lodolitas y areniscas, presentando muchos pelecípodos y en pocos niveles estratigráficos se observaron algunos cristales de yesos, perpendiculares a la estratificación, de color blanco y violáceo, de 2 a 12 cm. En la región de Roncesvalles se pudo observar la presencia de estos horizontes arenosos con yeso alternando con horizontes de limonita y carbón, mostrando en las litarenitas gran cantidad de ostracodos.

En los tajos de Nueva Rosita, Cloete y La Florida se observaron algunas lentes concavas de areniscas, rodeadas por limolitas y lutitas, que muestran antiguos paleocanales o causes de erosión y raramente se presentan éstas, lentes encima o debajo de las capas de carbón (Fotos 16 y 17).

La edad de la Formación Olmos corresponde al Maastrichtiano Temprano - Medio, y fue determinada con base en los fósiles marinos de las Formaciones San Miguel y Escondido, las cuales le subyacen y sobreyacen respectivamente, además se han hecho algunos trabajos paleontológicos de esta formación como los de Rueda (1967), quien realizó un estudio palinológico de las capas de carbón, el de Weber (1972), que describió un gran número de especies vegetales, tales como: maderas de arboles y palmeras silicificadas, *Pteridophyta*, *Coniferophyta*, *Monocotyledoneae*, *Dicotyledoneae*, *Bryophyta* y *Cycadophyta*, y por último Ojeda, 1968 (en: Weber, *op. cit.*) quien reportó un esqueleto de dinosaurio al sur de Palaú. Por otra parte, Ariceaga y Arriaga (1987) reportaron en Piedras Negras, *Exogyra costata* y *Sphenodiscua* sp. Esta formación es correlacionable con la



# TAJO NUEVA ROSITA

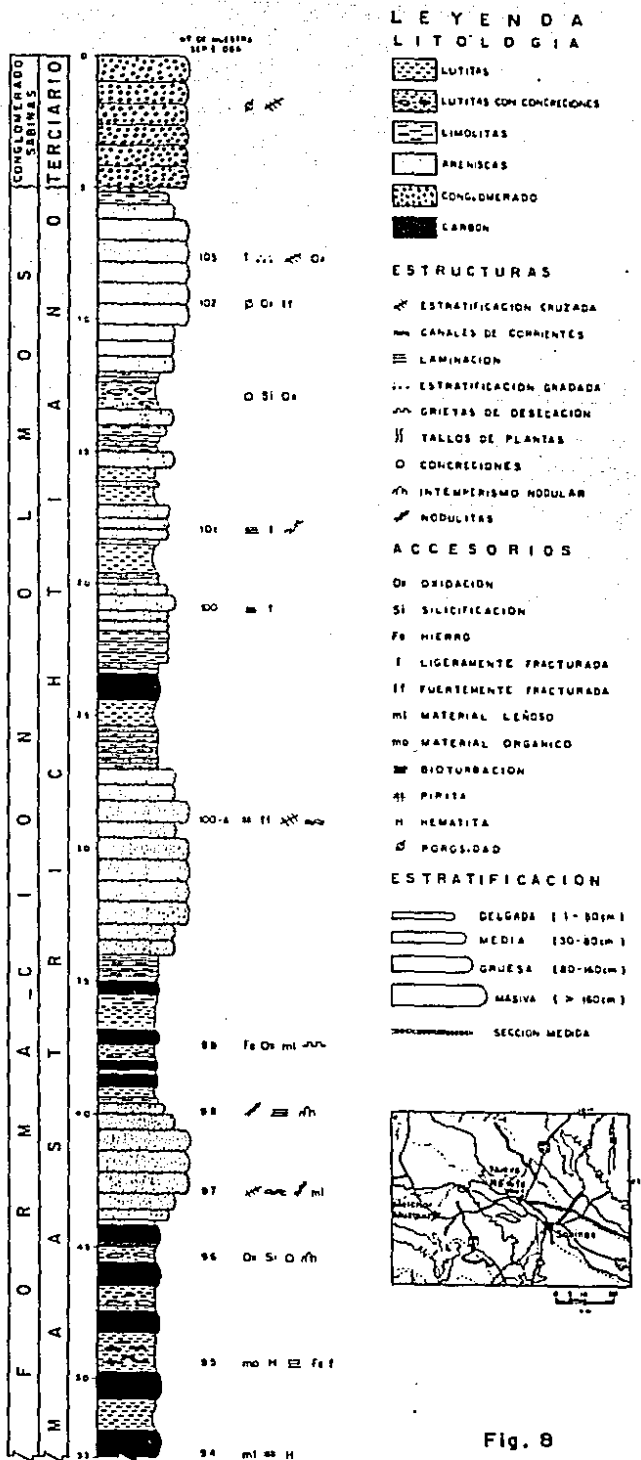


Fig. 8

# TAJO CLOETE

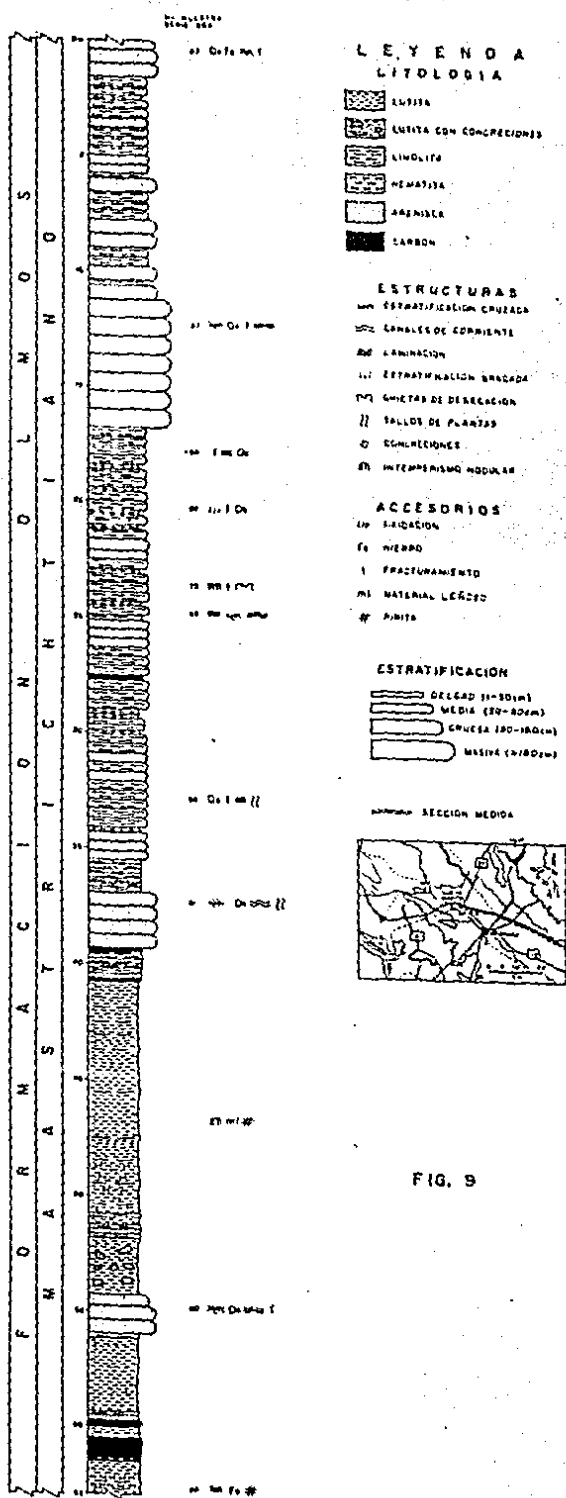
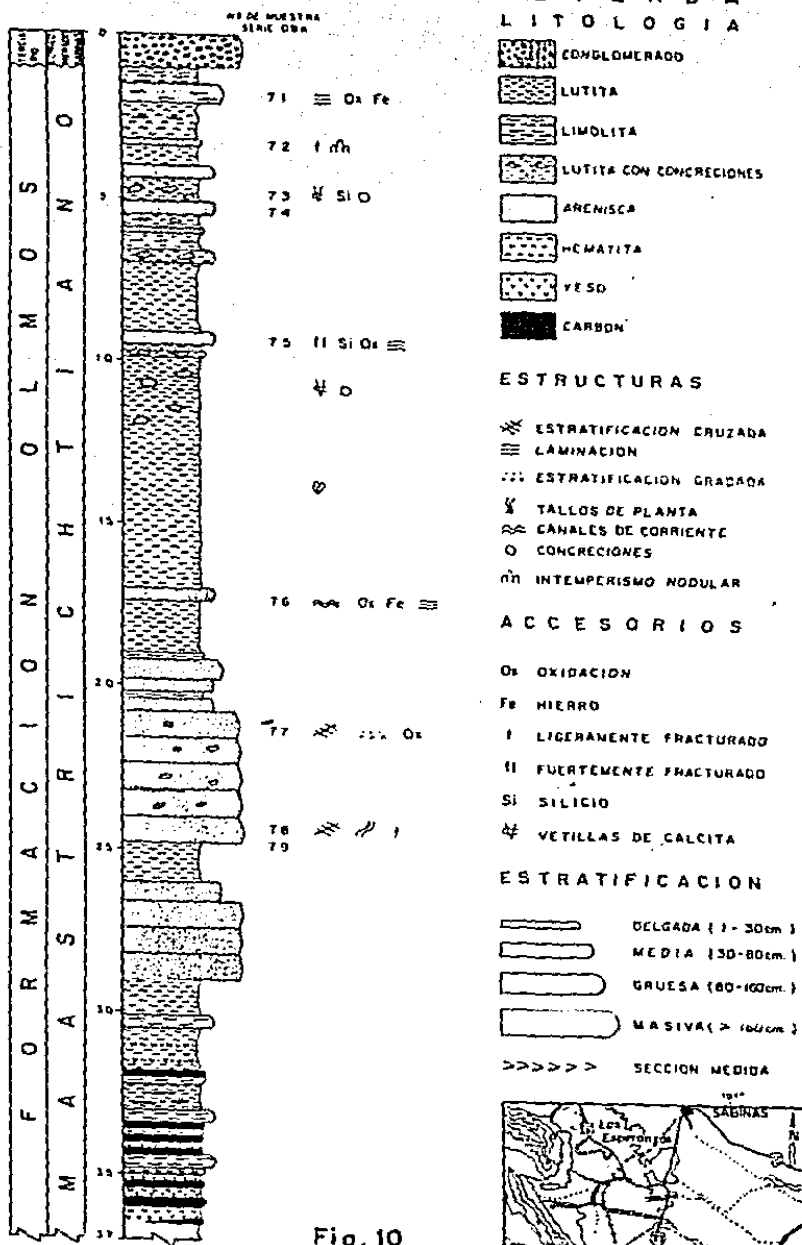


FIG. 9

# TAJO EL SAUZ O SAN ANTON



Formación El Picacho de la Cuenca de Ojinaga, con la Formación Javelina del Graben del Big Bend, con el Grupo Difunta de las Cuencas de Parras y La Popa y con la Formación Méndez de la zona de Tampico; también es equivalente con la parte inferior del Grupo Navarro en Texas, E.U.A..

Los contactos de esta unidad no son precisos, debido a que el contacto inferior con la Formación San Miguel se ha propuesto en la cima de la última capa de arenisca que descansa sobre la primera capa de carbón, pero en donde no se generó carbón es muy incierto. El contacto superior es concordante y transicional con la Formación Escondido, pero es difícil establecerlo, y sólo en algunas zonas se puede observar, como en la región de Los Piloncillos.

En la exploración por carbón se pueden utilizar hasta seis tipos de Registros Geofísicos de Pozo que son los siguientes: Rayos Gamma, Densidad, Resistividad, Neutrones, Sónico y Caliper.

Hurtado (1987), utilizó tres de estos registros geofísicos, para localizar y evaluar en las columnas atravesadas por los barrenos, hechos por el Consejo de Recursos Minerales en la Cuenca Carbonífera de Sabinas, ya que según este autor, son los más convenientes para la identificación de horizontes de carbón, pues el carbón tiene tres principales características físicas, las cuales son: su baja radioactividad natural, su baja densidad ( $1.4-1.5 \text{ gr/cm}^3$ ) y su alta resistividad. Además se pueden hacer buenas correlaciones, ya que se pueden observar en los registros aparte de los horizontes de carbón, varias características correlacionables de las unidades atravesadas por los barrenos, tales como: arcillas de origen volcánico, algunos lentes de areniscas y el contacto entre la Formación San Miguel con la Olmos.

Por otro lado, la Comisión Federal de Electricidad también ha hecho un gran número de barrenos de exploración en esta cuenca, pero, no se contó con estos datos. Además Petróleos Mexicanos, en los pozos realizados, no toma registros de ningún tipo hasta los primeros 500 m,

lo cual dificulta hacer buenas correlaciones en subsuelo de estas unidades, pues generalmente se encuentran a profundidades más someras.

#### MAASTRICHTIANO SUPERIOR:

##### Formación Escondido

Propuesta en 1892 por E.T. Dumble, para una secuencia de areniscas y lutitas. La localidad tipo se encuentra en la desembocadura del Río Escondido con el Río Bravo, cerca de Piedras Negras, Coahuila. Continuando aguas abajo por el Río Bravo hasta la Loma Prieta se observa el contacto, entre el Cretácico Superior y el Terciario, reportado por vez primera por Stephenson (1918). La distribución es similar a las anteriores formaciones.

##### Miembro Muzquiz

Los estudios detallados hechos por Robeck *et al.* (*op. cit.*) en las cuencas Las Esperanzas, San Salvador y Monclova, determinaron algunas capas de areniscas y limolitas de colores verde y rojizo, como se puede ver, en la sección Loma el Cariño, sobreyaciendo a la Formación Escondido, y propusieron el nombre de Formación Muzquiz. Pero no reúne los requisitos de la Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg, 1980), para definirla como una formación, ya que carece de continuidad, no tiene una amplia extensión y no están bien definidas sus relaciones estratigráficas. Por lo que, en este trabajo se le considera solamente como un miembro de la Formación Escondido, como ya lo habían propuesto Mc Bride (1981) y Arenas *et al.* (*op. cit.*).

La Formación Escondido consiste de feldsarenitas líticas y litarenitas feldespáticas con cementante calcáreo de grano fino a grueso, en capas delgadas, medias y gruesas, de color gris verdoso y pardo, que alternan con capas de lutitas, limolitas y calizas arcillosas de color verde amarillento a gris verdoso, en la cima de esta formación también se pueden encontrar bioespatitas y biomicritas. Es común observar capas delgadas o gruesas en diferentes niveles

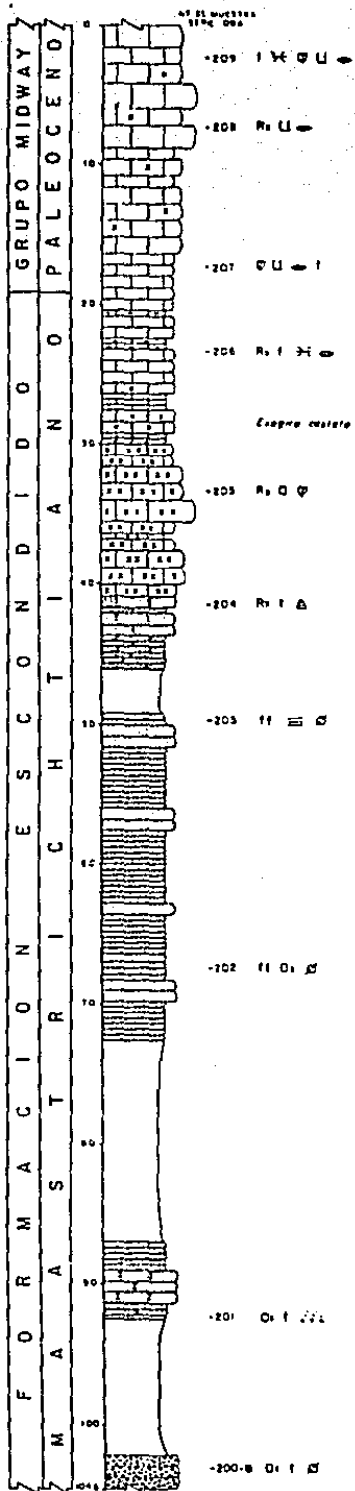
estratigráficos, con gran cantidad de fauna (esencialmente de pelecípodos y ostras). También es común la presencia de varias estructuras sedimentarias, tales como: estratificación cruzada de tipo festoneada y planar, ondulitas y rizaduras de interferencia, icnofósiles, estratificación graduada, nodulos ferruginosos, bioturbación, laminación, impresiones de gotas de lluvia y canales de corriente.

En los afloramientos estudiados la Formación Escondido se encuentra sólo parcialmente representada variando en espesor y litología, de acuerdo a la posición geográfica donde se estudie. A esta unidad la dividieron en siete miembros Robeck *et al.* (*op. cit.*) en la Cuenca Carbonífera de Sabinas, en tres miembros Arenas *et al.* (*op. cit.*), en la misma región y en cuatro miembros Mc Bride (1979), en la Cuenca de Río Escondido

La porción inferior la componen capas delgadas de lutitas ligeramente calcáreas, deleznales de color gris, que se intercalan con limolitas calcáreo-arenosas de capas delgadas. En esta secuencia se observan abundantes ostras y gasterópodos; también existen capas intercaladas de intraespatitas sucias arenosas, la parte media la constituyen capas medias y gruesas de feldsarenitas líticas de grano medio, interestratificadas con limolitas y lutitas calcáreas. Además alternan con algunas capas de intraespatitas arenosas (de cuarzo y feldespato), donde abundan fósiles del género *Exogyra*, las limolitas se encuentran ligeramente bioturbadas, y en la parte superior, se caracteriza por contener areniscas de grano fino a medio, las capas varían de medianas a gruesas, alternando con limolitas y calizas impuras. Es común también observar una serie de estructuras sedimentarias tanto primarias como secundarias, tales como: ondulitas, estratificación cruzada, canales, bioturbación, huellas de desacación y gotas de lluvia; ésta unidad se puede observar en la Mesa de Cartujanos (Fotos 20 y 21).

En la sección medida en El Arco Cuchilla (Fig. 11) se observó en la base, unas feldsarenitas líticas de granos mas gruesos, de estratos delgados a medios, de color verdoso las cuales van cambiando

# CERRO ARCO CUCHILLA



## LEYENDA LITOLÓGICA

- BIMICRITA
- MICRITA ARCILLOSA
- BIOSPATITA
- INTRAESPATITA
- ARENISCA
- ARENISCA CALCAREA
- ARENISCA GRUESA
- CUBIERTO

## ALQUÍMICOS

- FORAMINIFEROS BENTÓNICOS
- FRAGMENTOS DE MOLUSCOS
- PELECÍPODOS
- OSTRÉAS
- RESTOS BIÓGENOS
- GASTERÓPODOS

## ESTRUCTURAS

- LAMINACIÓN
- ESTRATIFICACIÓN GRADADA

## ACCESORIOS

- LIGERAMENTE FRACTURADA
- FUERTEMENTE FRACTURADA
- OXIDACIÓN
- RECRIсталIZACIÓN
- POROSIDAD

## ESTRATIFICACIÓN

- DELGADA (1-30cm)
- MÉDIA (30-60cm)
- GRUESA (60-160cm)
- MASIVA (>160cm)
- SECCIÓN MEDIDA



Fig. 11

gradualmente hacia la cima a unas litarenitas con cemento calcáreo de grano más fino y limolitas de estratos medios y delgados, para continuar con una biolitita de exogyras de más de 12 m de espesor (Foto 22). La que a su vez cambia transicionalmente a unas calizas (biomicritas - bioespatitas) recristalizadas, de estratos medios y gruesos, de color gris claro con microfauna bentónica (Foto 23).

En la sección Loma El Cariño, que estudiaron anteriormente Arenas *et al.* (op. cit.), se observó una secuencia de limolitas y areniscas de capas delgadas (Fig.12), de colores rítmicos verde y rojizo, muy fracturadas y deleznable, con algunas intercalaciones de arenisca de grano grueso, en colores abigarrados. Esta secuencia aflora también en el Rancho El Muñoz, cerca de El Cedral.

Esta unidad es la que Robeck *et al.* (op. cit.) denominaron Formación Muzquiz, y posteriormente Mc Bride (1981) y Arenas *et al.* (op. cit.) la consideraron como un miembro de la Formación Escondido, por los mismos argumentos mencionados para el Miembro Tullillo de este trabajo.

Los espesores reportados de esta formación varían considerablemente: Arenas *et al.* (op. cit.) midieron 234 m en la Mesa de Cartujanos, sin observar su cima ni su base; Arellano (1980), estimó 400 m en el Cañón El Cedral, Robeck *et al.* (op. cit.) midieron 260 m en la misma localidad. Por otra parte Ojeda, *et al.* (1968), reportaron 430 m en la Cuenca de Sabinas, y por último, en este trabajo se obtuvieron espesores de 104 m en el Cerro El Arco Cuchilla (Fig. 11) y 10 m en la sección Loma el Cariño (Fig. 13).

En láminas delgadas se observaron foraminíferos bentónicos tales como: *Heterohelix* sp. Asimismo se identificaron macrofósiles como *Exogyra* aff. *costata* say; *Baculites* sp y *Ostrea* aff. *glabra*, por su parte Arenas *et al.* (op. cit.) reportaron *Pecten* (*Camptonectes*) aff. *bubonis* Stephenson; *Lima* sp.; *Gryphaea* sp.; *Crassotres* sp. y amonitas del género *Sphenodiscus* sp., y Cooper, (1971) también reportó *Sphenodiscus pleurisepta*, *Casidulus* sp., *Ostrea glabra*, pelecípodos y gasterópodos.



# LOMA EL CARÑO

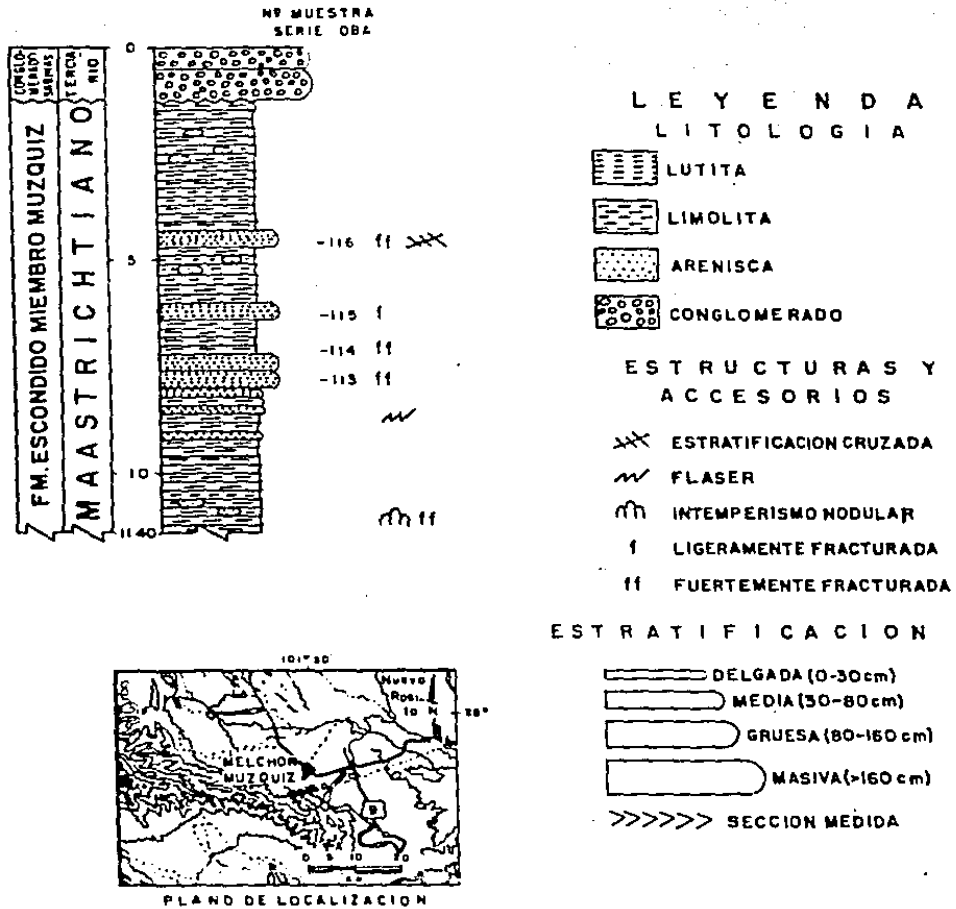


Fig..12

De acuerdo con el contenido faunístico y la posición estratigráfica, esta formación es del Maastrichtiano y se correlaciona con la Formación El Picacho y el Conglomerados Consolación de la Cuenca de Ojinaga, la Formación Javelina del Graben del Big Bend, el Grupo Difunta de las cuencas de Parras y La Popa, y con la Formación Méndez de la Cuenca Tampico-Misantla; además es equivalente a la parte superior del Grupo Navarro de Texas.

El contacto inferior lo han tomado en la primera capa que contiene fósiles marinos; sin embargo, la Formación Olmos también contiene fósiles marinos en sus facies lagunares, pero en la Formación Escondido estos organismos se encuentran en concreciones calcáreas, que presentan mayor resistencia al intemperismo. Este contacto se observó en el Arroyo Las Mujeres, el cual es concordante y transicional con la Formación Olmos. Otro problema que se presenta es, que en la porción occidental la formación cambia a facies continentales como es el caso del Miembro Muzquiz, por lo que es difícil establecer este contacto.

El contacto superior es nítido y concordante con las calizas lagunares del Grupo Midway, y fue observado en los Cerros los Piloncillos, pero en la mayor parte de su área de exposición se encuentra parcialmente cubierto por el Conglomerado Sabinas en forma discordante.

# DEL AREA (CUENCA SABINAS) COAHUILA

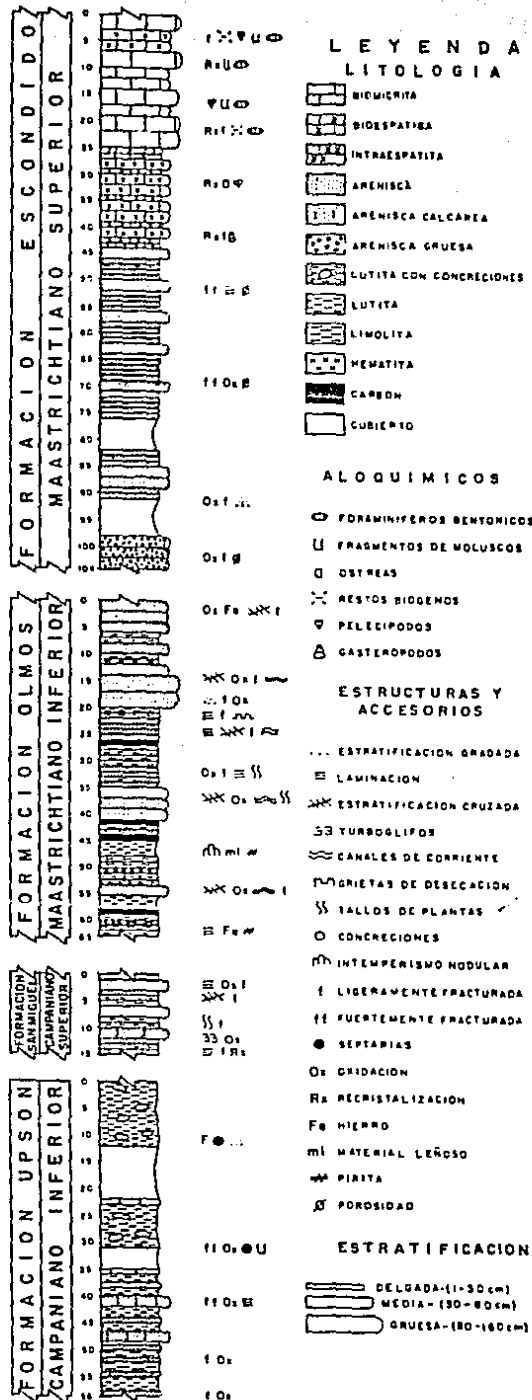


Fig.13

### III. AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y FACIES SEDIMENTARIAS DEL CRETACICO SUPERIOR.

La secuencia estratigráfica del Cretácico Superior en la Cuenca Carbonífera de Sabinas, se formó durante una etapa regresiva con menores eventos transgresivos, progradando las secuencias clásticas hacia el oriente, producidas por el levantamiento del occidente de México durante esta época. Como resultado de estos eventos, las Formaciones Upson, San Miguel y la mayor parte de la Formación Olmos, fueron depositadas durante la etapa regresiva, mientras que la parte superior de la Olmos y casi toda la Formación Escondido se desarrollaron en etapas subsiguientes transgresivas, pero al final prevaleció nuevamente la etapa regresiva. Deducido esto por los tipos de roca, los fósiles encontrados, las estructuras sedimentarias primarias, la distribución de los depósitos y las facies sedimentarias (Fig. 20). Asimismo como las unidades son diacrónicas muestran una serie de cambios de facies en varias direcciones, siendo más antiguas en su porción occidental que en la oriental.

La provincia sedimentaria donde se desarrollaron estas unidades fue una planicie costera con sistemas de litoral y plataforma terrígena (Fig. 21) en ambientes sedimentarios marinos, transicionales y continentales. Estos ambientes incluyen también de plataforma terrígena constructiva, costas con islas de barrera, lagunas marginales, pantanos costeros y planicies costeras.

#### 1.-Santoniano Superior - Campaniano.

Las rocas de estos pisos indican que el área se encontraba en una etapa netamente regresiva, los ambientes variaron de marinos a transicionales, prevaleciendo los primeros hasta inicios del Campaniano.

A continuación se describirán las interpretaciones de los subambientes sedimentarios y se hará de oriente a occidente; dicho en otras palabras, de lo más marino a lo más continental. Estos fueron los siguientes: a) Plataforma Marina Abierta, b) Plataforma Interna,

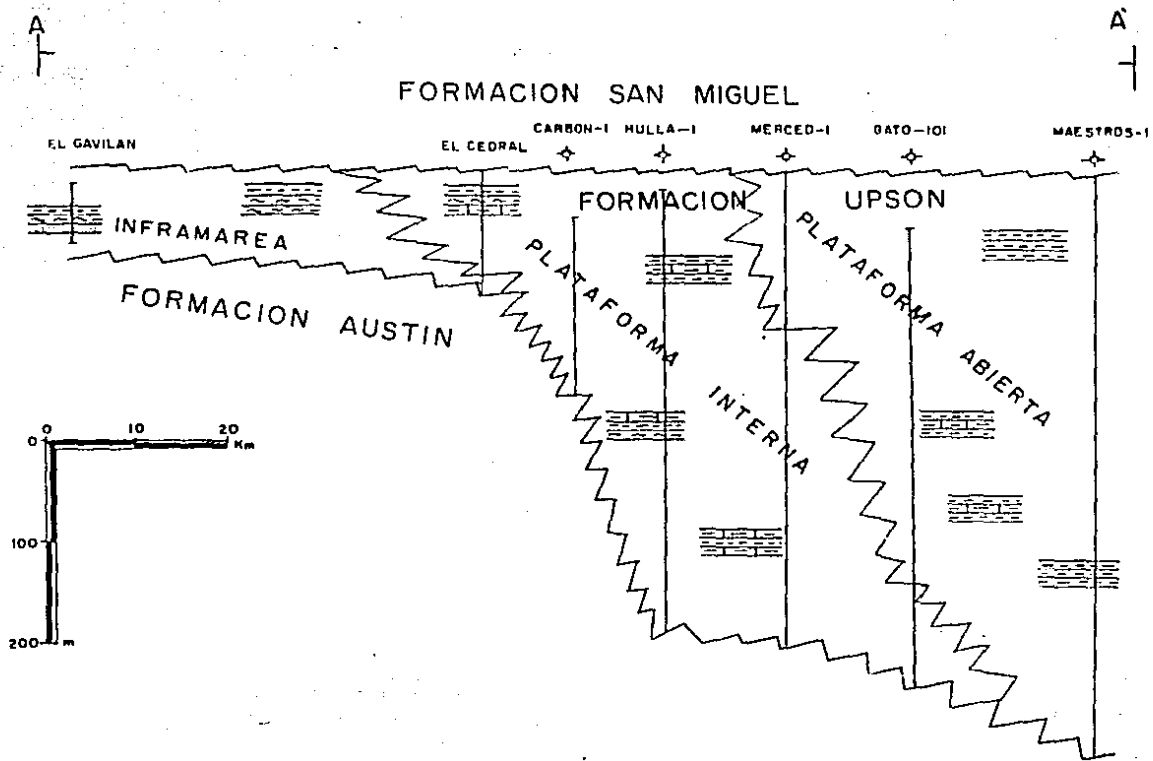


FIG. 14 SECCION DE CORRELACION A-A'

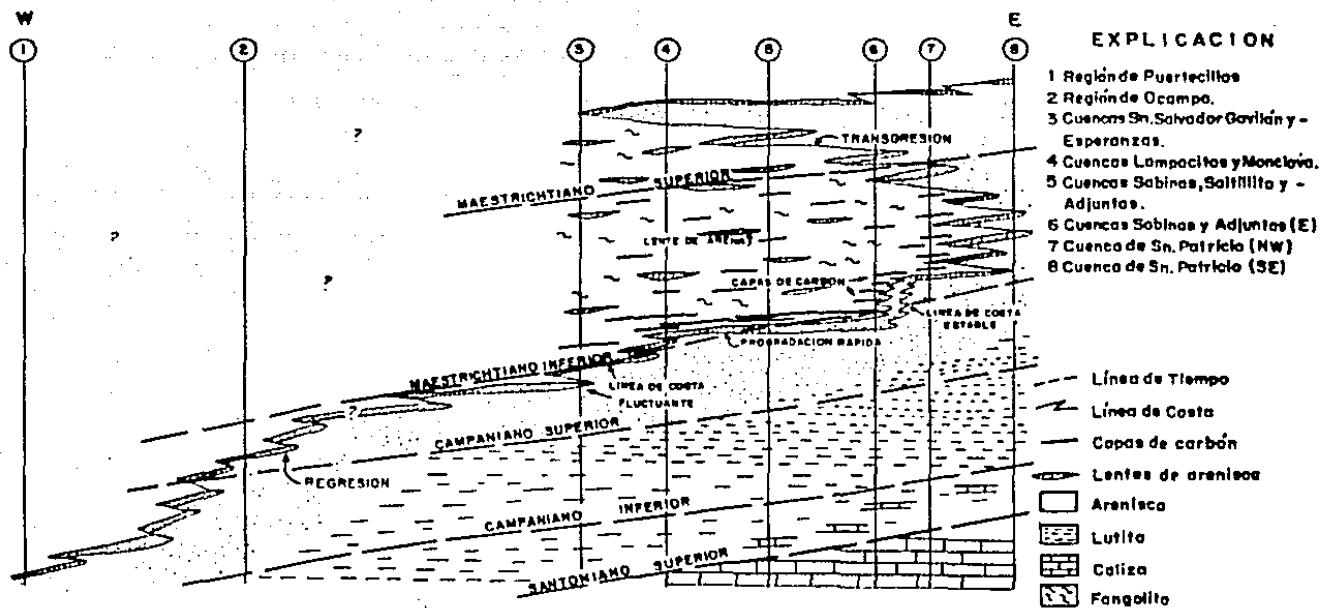


Fig. 13 Correlación Estratigráfica esquemática W-E de la zona de estudio.  
 (Los nombres de las cuencas fueron tomados de Robeck et al., 1958)

que localmente incluye depósitos de Prodelta, y c) Inframarea, todos estos subambientes corresponden a la Formación Upson (Fig. 16).

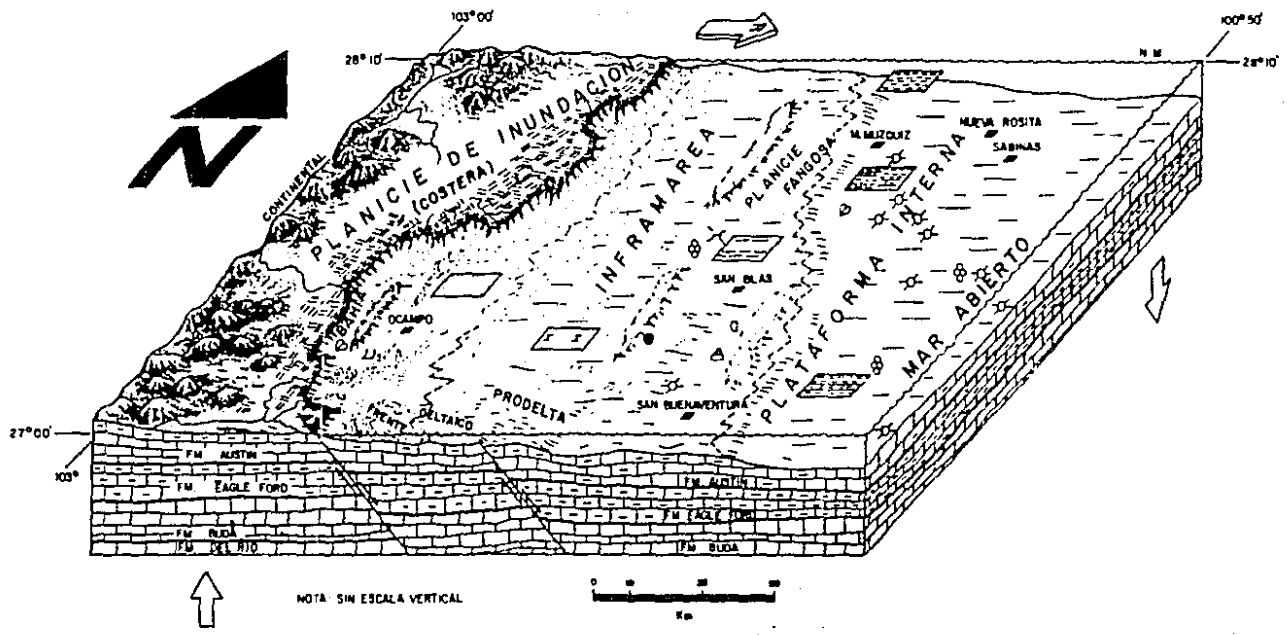
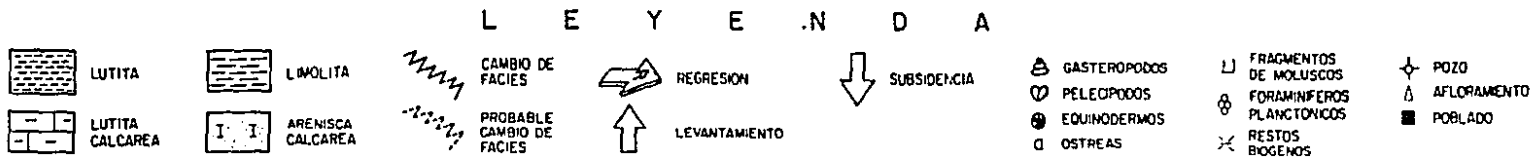
a) Plataforma Marina Abierta.- Este subambiente se desarrolló en la porción oriental del área de trabajo, en un mar de tipo epicontinental de baja energía, con pendientes suaves a muy suaves hacia el oriente, esto pudo observarse en secuencias de esta unidad no plegadas. Por la gran extensión e influencia de terrígenos y la relación areniscas/lutitas, se puede inferir que se encontraba relativamente cercana a ambientes sedimentarios transicionales (Fig. 20).

Facies Sedimentarias.- De acuerdo con los datos de pozos y algunos afloramientos visitados, las litofacies corresponden a arcillitas calcáreas, deleznable y poco fisiles con algunas intercalaciones de micritas arcillosas y limollitas calcáreas. Presenta biofacies de foraminíferos bentónicos y planctónicos, turrítelidos, pelecípodos y equinodermos, con mayor cantidad los primeros; casi toda la secuencia se encuentra bioturbada. Estas rocas se pueden apreciar al sur de Palaú, Coah. en el Anticlinal de Rancherías (Fotos 3 y 4).

b) Plataforma Interna, que localmente incluye depósitos de Prodelta.- Las rocas de plataforma interna, variaron de profunda a somera, encontrándose localizadas en las cuencas de Las Esperanzas, Lampacitos, Monclova, Saltillito, y al poniente de las cuencas de Sabinas y las Adjuntas, de acuerdo con la clasificación hecha por Robeck et al. (1956).

Este ambiente tuvo un gran aporte de terrígenos derivados del continente.

Facies Sedimentarias.- Las litofacies consisten de arcillitas, limollitas y litarenitas feldespáticas ligeramente calcáreas, de color gris de tonos claros y oscuros, por el contenido de materia orgánica y la presencia de pirita. Las biofacies contienen gasterópodos y pelecípodos, con algunos foraminíferos bentónicos. En esta secuencia se pueden apreciar variaciones en el tamaño del sedimento, donde también se observa que el contenido de areniscas se incrementó, al del ambiente anterior, quizás por la mayor cercanía al continente; además



**FIG.16 ESQUEMA DE DISTRIBUCION Y AMBIENTES DE DEPOSITO DE LA FORMACION UPSON (SANTONIANO SUPERIOR - CAMPANIANO)**



los granos de las areniscas se encuentran mal clasificados. Las estructuras sedimentarias primarias, que se pudieron observar fueron: laminaciones paralelas y cruzadas, capas bioturbadas, icnofósiles verticales y estructuras secundarias como cilindros paralelos a la estratificación y septarias. Esta secuencia se observó en los alrededores de poblado de San Buenaventura, y más al norte, en el Arroyo El Gavilán.

c) Inframarea.- Este subambiente se desarrolló en la parte central-oeste del área y corresponde a una zona mucho más cercana al continente, en donde las corrientes submarinas y el oleaje depositaron el mayor número de clásticos gruesos, de tamaño medio a grueso.

Facies Sedimentarias.- Las litofacies consisten de limolitas y litareniscas feidespáticas calcáreas, de colores que varían de gris verdosos a pardo y rojizo, en capas delgadas y medias, las estructuras sedimentarias que se pueden observar son: ondulitas, laminaciones y estratificación cruzada tabular, concreciones de varios tamaños (los nodulos contienen un gran número de macrofósiles así como algunos foraminíferos). Esta litología es muy parecida a la Formación San Miguel, pero la gran cantidad de fósiles, así como la cercanía con el Pozo Golfo No. 1, que se encuentra a escasos 500 m y, lo primero que cortó el pozo fue a la Formación Austin, y los echados medidos en esta secuencia oscilan entre los 2° y 8°, indica que esta unidad pertenece a la Formación Upson de ambientes marinos más someros, de aguas agitadas y oxigenadas (Fotos 3 y 4).

En la región de Ocampo, Coah., se observaron cuerpos de areniscas de grano medio a grueso, sin haberse precisado su ambiente. Sin embargo esta litología pudiera corresponder a facies más someras, pero no es posible asegurarlo, debido a que no se tiene un buen control estratigráfico, por la escasez de afloramientos y la nula preservación de fauna. No obstante muy cerca de estos afloramientos se observaron unas biomícritas arcillosas, que al estudiar su microfauna indicaron pertenecer al Santoniano, y aparentemente se encuentran subyaciendo a esta unidad.

En la sección de correlación A - A' se ubican las columnas El Gavilán y El Cedral, así como los pozos Carbón No. 1, Hulla No. 1, Merced No. 1, El Gato No. 1 y Maestros No. 1, ilustrándose sus facies sedimentarias (Fig. 14).

## 2.-Campaniano.


















Las rocas de este piso representan ambientes más someros, pues continuó la etapa regresiva del mar, provocada por el levantamiento de la porción occidental del país, con el consecuente alejamiento de la línea de costa hacia el oriente. Las características de las rocas examinadas en el área de estudio, mostraron que en esta época se desarrollaron ambientes litorales con costas con barras costeras, ubicada entre dos sistemas deltáicos (al norte el del Río Escondido, y al sur, el de Monclova).

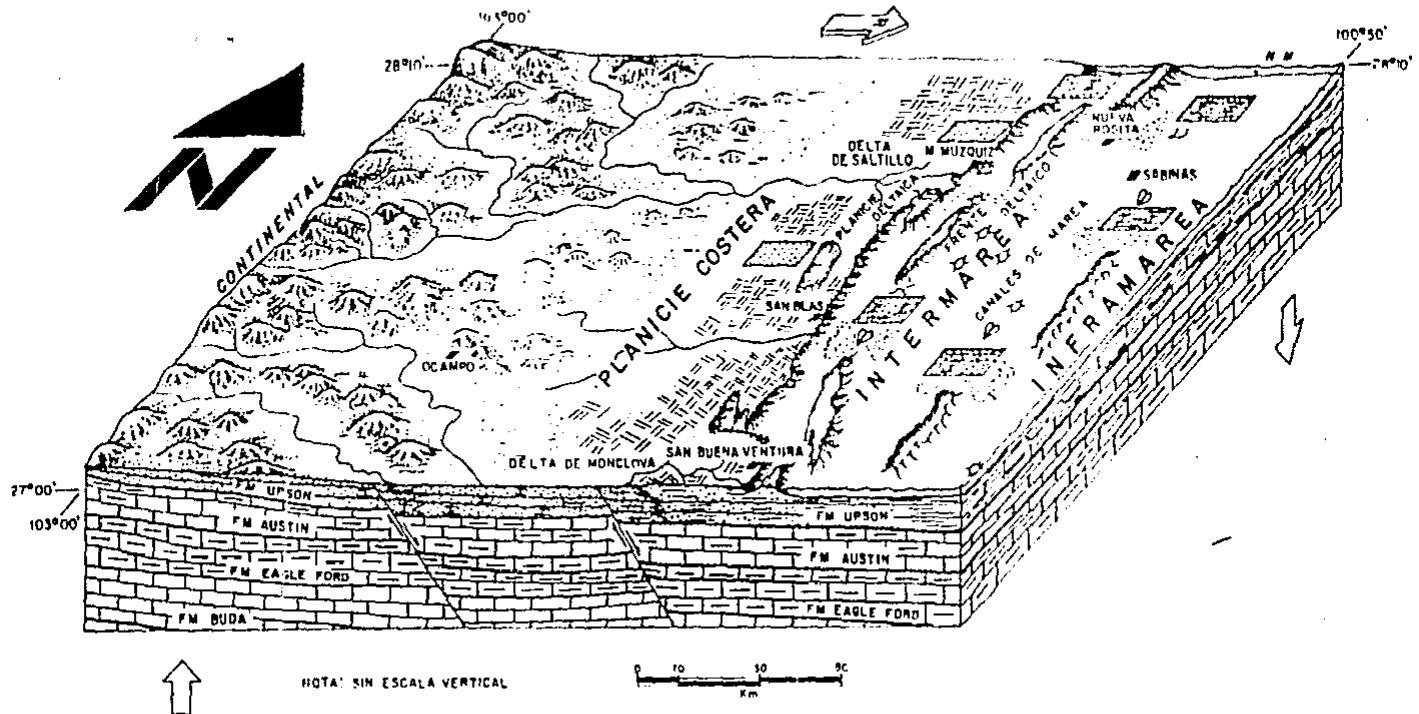
Los subambientes sedimentarios desarrollados en esta época fueron: a) Inframarea Inferior - Media, b) Barras Costeras, c) Intermarea y d) Planicie costera, todos ellos pertenecientes a la Formación San Miguel (Fig. 17).

a) Inframarea Inferior - Media.- La constituyen litarenitas feldespáticas con tamaño de grano bimodal. La energía de esta costa fue moderada, pero es difícil diferenciar la parte inferior de la media, ya que las dos tienen características similares. Este ambiente se interpretó para una secuencia que se encuentra al oriente de Sabinas, Coah., en la región de la Presa de Don Martín.

Facies Sedimentarias.- Las litofacies la constituyen, litarenitas feldespáticas de grano fino y muy fino, inmaduras y mal seleccionadas, de granos angulosos a subredondeados; que están intercaladas con limolitas de color gris y gris verdoso. Al igual que las litarenitas feldespáticas, algunas capas contienen gran cantidad de fragmentos de ostreas en su cima. Las estructuras sedimentarias observadas fueron: estratificación cruzada, laminaciones, canales de marea, estructuras de carga e intemperismo nodular (Foto 11). En la sección Arroyo Blanco, se presentan estratificación cruzada tabular, turboglifos y

# L E Y E N D A

	LIMOLITA		ARENISCA CALCAREA		CALIZA ARCILLOSA		PROBABLE CAMBIO DE FACIES		LEVANTAMIENTO		PELECIPODOS		POZO		
	ARENISCA		CALIZA		CAMBIO DE FACIES		REGRESION		SUBSIDENCIA		RESTOS DE MOLUSCOS		AFLORAMIENTO		POBLADO
											RESTOS BIOTENOS				
											HUESOS DE REPTIL				



**FIG. 17 ESQUEMA DE DISTRIBUCION Y AMBIENTES DE DEPOSITO DE LA FORMACION SAN MIGUEL (CAMPANIANO)**

gradaciones, así como bioturbación en las limolitas.

b) Barras Costeras.- La constituyen litareniscas feldespáticas, limolitas y lutitas ligeramente calcáreas, que posiblemente se desarrollaron alejadas de las playas, alineadas en forma paralela a la línea de costa, en dirección NNE - SSW, en niveles estratigráficos superiores al de inframarea. Estas barras fueron cortadas perpendicularmente por algunos canales de mareas amplios y suaves. En este subambiente se incluyeron otros subambientes, pero de menores dimensiones, ya que las barras costeras, pudieron desarrollar también ambientes de supramarea e intermarea.

Facies Sedimentarias.- Las litofacies la constituyen, litarenitas feldespáticas, limolitas y lutitas ligeramente calcáreas, las biofacies están representadas por *Inoceramus* sp. y *Globigerinelloides*.

En la sección Loma Los Amoles se observaron: estratificación cruzada, ondulitas, laminaciones, huellas de desecación, canales de marea, estructuras de carga e intemperismo nodular (Fotos 9 y 10).

c) Intermarea .- Este subambiente corresponde a depósitos de playa superior o bien, a depósitos cercanos a la playa con algunos esteros, estos ambientes se interpretaron para la porción centro-oriental de área de estudio, como en el Cañón el Cedral, reportado por Arenas *et al.* (*op. cit.*), estando distribuido este ambiente, en la porción occidental de las cuencas Saltillito, Las Adjuntas y Monclova. En esta unidad también se han reportado restos de dinosaurios y de plantas mayores (Ojeda, 1968), lo que demuestra la gran influencia continental del área (Foto 10).

Facies Sedimentarias.- Las litofacies la representan litarenitas feldespáticas y en menor proporción feldsarenitas líticas, de grano fino a medio, de color gris y gris verdoso, en capas medias a gruesas. Las limolitas se presentan en menor proporción que el subambiente anterior, las capas son delgadas y están bioturbadas. Las estructuras sedimentarias observadas fueron: estratificación cruzada de tipo tabular y festonada, rizaduras asimétricas y de interferencia; huellas de lluvia y restos de plantas, además Arenas *et al.* (*op. cit.*),

reportaron estructuras tipo "flaser". Cabe aclarar que los depósitos de playa tienen poco espesor.

La relación de arenas sobre limos es mucho mayor que las facies anteriormente descritas, y las estructuras biogénicas tipo "Ophiomorpha" apoyan la interpretación de un ambiente de depósito de línea de costa con tirantes bajos de agua.

d) Planicie Costera.- Lo conforma un ambiente continental, observándose únicamente en la región de Santa Elena, donde se observaron los depósitos de areniscas de grano mas grueso y poco calcáreas, mostrando relictos de ambientes continentales.

Facies Sedimentarias.- Esta constituida por las litofacies de litarenitas feldespáticas de grano fino a grueso, de colores verde y pardo, con una marcada oxidación, que se intercalan con algunas limolitas de estratos delgados con bioturbación debida a raíces de plantas en las capas superiores de la secuencia. Por ésta razón se interpretó que la línea de costa avanzó rapidamente hacia el oriente.

Se tomaron 40 datos para determinar la dirección y el sentido de las paleocorrientes, sin embargo con tan pocos datos no se puede hacer una buena estadística, por ello además se anexaron los 104 datos tomados por Mc Bride (1981), estas mediciones fueron hechas en las Formaciones San Miguel y Olmos en: laminaciones cruzadas de fosa, festonada y tabular, ondulitas, canales de erosión, alineación de fragmentos de plantas, capas inclinadas en dirección al depósito, y flujos de corrientes de tipo vela y herradura, determinando una dirección hacia el SE 40° (Fig. 32).

### 3.-Maastrichtiano Inferior - Medio.

Durante este tiempo destacó el evento regresivo, dominando los ambientes continentales sobre los marinos. Los subambientes que predominaron fueron: a) Intermarea Superior, b) Lagunas Marginales, c) Pantanos y Marismas y d) Planicies Aluviales. Todos estos

pertenecientes a la Formación Olmos (Fig. 18).





















a) Intermarea Superior.- En la porción oriental de las cuencas Las Adjuntas y San Patricio, hubo una serie de oscilaciones del nivel del mar, provocando pequeñas transgresiones y regresiones, depositándose una serie de litarenitas feldespáticas, limolitas y arcillitas de ambientes transicionales, que presentan ostreas y horadaciones verticales en forma de galerías.

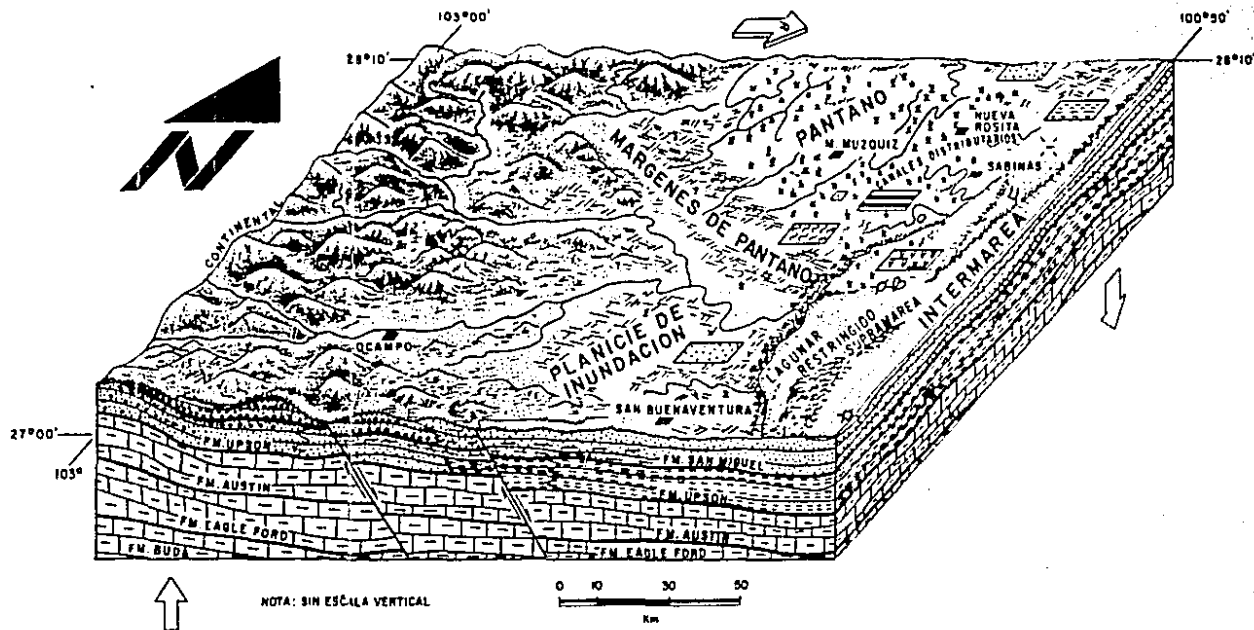
Facies Sedimentarias.- La litofacies esta representada por una serie rítmica donde abundan las litarenitas feldespáticas y en menor proporción arcillitas con pequeñas intercalaciones de limolitas, estas litofacies corresponden al Miembro Tullillo, propuesto por Mc Bride (1981). Las biofacies incluyen pelecípodos, gasterópodos y ostracodos. Cabe aclarar que las barras costeras evolucionaron a islas de barrera, las que dieron lugar a que se formaran las lagunas marginales.

b) Lagunas Marginales.- Este subambiente esta representado al oriente de las cuencas de Saltillito y Sabinas, y al poniente de las cuencas de Las Adjuntas y San Patricio, donde se desarrollaron algunos horizontes con carbón, de unos cuantos cm de espesor, alternando cíclicamente con arenas con yeso y limonitas, los cuales posiblemente marcan el paleoclima y, por tanto, indican sedimentación varvada (?) de épocas de lluvias y de estiaje; como el yeso se presenta en forma perpendicular a la estratificación y contiene gran cantidad de arena (Foto 16), se puede deducir que no es de precipitación singenética al depósito, ya que si el agua dulce cubriera a estos sedimentos los lixiviaría; por lo tanto, estas evaporitas se derivaron de aguas intersticiales. Otro punto a favor es la depositación de feldsarenitas líticas con cemento calcáreo y calcilitas con gran contenido de ostracodos marinos (Fotos 17, 18 y 19).

Como se encontraron muchos cambios en el porcentaje de arcillitas, feldsarenitas líticas y litarenitas feldespáticas en el patrón regional se puede pensar que el depósito no fue homogéneo. Del mismo modo, por la presencia de bivalvos de concha gruesa interestratificados con presencia de huellas de plantas terrestres

# L E Y E N D A

	LUTITA		ARENISCA		CAMBIO DE FACIES		REGRESION		SUBSIDENCIA		TALLOS DE PLANTAS		RESTOS BIOGENOS		POZO
	FANGOLITA		CARBON		PROBABLE CAMBIO DE FACIES		LEVANTAMIENTO		PELECIPODOS		HUESOS DE REPTIL		FRAGMENTOS DE MOLUSCOS		AFLORAMIENTO
	LIMOLITA		EVAPORITAS						OSTRAS						POBLADO



**FIG.18 ESQUEMA DE DISTRIBUCION Y AMBIENTES DE DEPOSITO DE LA FORMACION OLMOS (MAASTRICHTIANO INFERIOR)**

mayores; indican que este depósito tuvo influencia continental y marina en ambientes mixtos.

Por su parte Weber (1972), propuso un origen autóctono al carbón de la Cuenca Carbonífera de Sabinas, en condiciones netamente lagunares con climas tropicales a subtropicales.

En este estudio se observó en la cima de la unidad, abundantes moluscos y evaporitas, indicando áreas restringidas salobres, confirmando así la influencia de ambientes marinos cuando subió la marea; al igual que una gran cantidad de restos de plantas, posiblemente desarrolladas cuando las islas de barrera retenían las aguas marinas. Por lo que, se piensa que existieron tanto las condiciones para acumular agua dulce y salobre, y así se desarrollaron las grandes cantidades de vegetación continental (que eventualmente pudieron formar capas de carbón).

Facies Sedimentarias.- Las litofacies corresponden a horizontes de carbón que varían en espesor de 2 a 80 cm, intercalados con lodolitas, limolitas, limonitas, litarenitas feldespáticas y feldsarenitas líticas de color gris; los granos son finos y varían de angulosos a subredondeados. Las biofacies que presenta son de ostras y plantas mayores de tipo manglar. Las estructuras que se identificaron fueron: estratificación y laminación cruzada de tipo tabular, laminación paralela, horadaciones verticales, restos de raíces (moldes en cono), moldes de conchas, bioturbación y canales.

c) Pantanos y Marismas.- Estos subambientes se pueden observar en el área centro-oriental, principalmente en las cuencas de Sabinas, Saltillito, Lampacitos y Monclova. Las rocas cubren a depósitos de intermarea superior de la Formación San Miguel; teniendo características de pantanos de agua dulce, en una zona límnic, estas rocas representan la parte inferior de la secuencia. Cabe mencionar que en esta posición estratigráfica no se observaron areniscas, sobre o debajo de, las capas de carbón.

Por el desarrollo de los pantanos interdeltáicos y de llanuras de inundación, se depositaron grandes cantidades de materia orgánica



herbácea y leñosa, la que posteriormente dió origen a mantos de carbón de buena calidad tipo "coke" (Mc Bride, 1981).

De acuerdo con Mc Bride (op. cit.), existen una serie de factores que controlan el espesor y la calidad de carbón, estos son: clima de tropical a subtropical, gran cantidad de vegetación, (ya que para formar una capa de carbón de un metro se requiere una pila de sedimentos vegetales de 10 a 15 m), agua salobre o dulce, clara y estancada en ambientes reductores y ácidos (Figs. 23 y 24). Además para que el sedimento inorgánico no contamine o disminuya la calidad del carbón, es necesario tener un balance entre el nivel de aguas freáticas y la interfase deposicional, (ya que si baja el nivel freático la materia orgánica se oxida; y si sube demasiado, la vegetación propia de pantano no crece). Estos factores y el tiempo son los que permiten que se genere carbón de buena calidad, además de la estabilidad tectónica en la que se depositan los sedimentos orgánicos e inorgánicos.

Como los pantanos presentan ambientes reductores y ácidos (Fig 24), es frecuente que se formen cristales de pirita y marcasita, por la disolución de sulfatos en el agua y la acción de las bacterias. Una vez acumulada la materia orgánica sufre una serie de transformaciones fisicoquímicas, la caolinita se forma por alteración de minerales feldespáticos atacados con ácidos orgánicos, como el sulfúrico y el sulfhídrico, producto de esas transformaciones fisicoquímicas.

Facies Sedimentarias.- En el área geográfica entre Sabinas y Nueva Rosita las litofacies pertenecen a capas de carbón de espesores entre 0.2 a 1.8 m (Fotos 13, 14,15 y 16), que estan asociadas con: lodolitas, limolitas y litarenitas feldespáticas. Las estructuras sedimentarias que se observaron fueron: laminaciones paralelas, estructuras de carga (?), concreciones de siderita y Fe y huellas de desecación. fragmentos de plantas y fragmentos de vertebrados; estos sedimentos de la parte inferior, se depositaron en ambientes cercanos a la línea de costa, debido a las fluctuaciones del nivel del mar. Mientras que los de la parte media de la secuencia estuvieron más alejados, ya que se observaron: estratificación cruzada, laminación

cruzada, canales de erosión, capas inclinadas por corrientes y huellas de raíces.

d) Planicies Aluviales.- En la porción superior de la secuencia y en la región más al oeste de las minas de carbón, las condiciones sedimentarias cambiaron y se volvieron netamente continentales, ya que se presentan feldsarenitas líticas, de grano medio, de color gris verdoso a pardo, y limolitas, las que se depositaron en canales de antiguos ríos, lo que indica que las planicies aluviales avanzaron hacia el oriente, sepultando las áreas de pantanos y lagunas marginales. También en la porción sur en el área de Escobedo y Monclova, las litofacies no presentan carbón y el tamaño de los granos es mayor.

Facies Sedimentarias.- La constituyen feldsarenitas líticas, limolitas y lodolitas, y las biofacies únicamente corresponden a huellas de plantas terrestres mayores. Las estructuras sedimentarias que se pueden apreciar son: canales de erosión, laminaciones, estratificación cruzada y gradada.

#### 4.- Maastrichtiano Superior.

Durante este tiempo se desarrollaron básicamente ambientes continentales y transicionales, y en menor proporción marinos, pues el nivel del mar varió notablemente, dando como resultado episodios menores de rápidas transgresiones y regresiones.

Al principio de esta época la progradación se acentuó, desarrollando ambientes continentales, que posteriormente fueron cubiertos por depósitos transicionales, originados por etapas transgresivas y por último predominaron nuevamente los ambientes continentales.

Los subambientes desarrollados en esta época fueron: a) Intermarea Media, b) Intermarca Superior, c) Supramarea, d) Lagunar o Plataforma calcárea restringida, y e) Planicie Costera, estos subambientes incluyen a la Formación Escondido (Fig. 19).

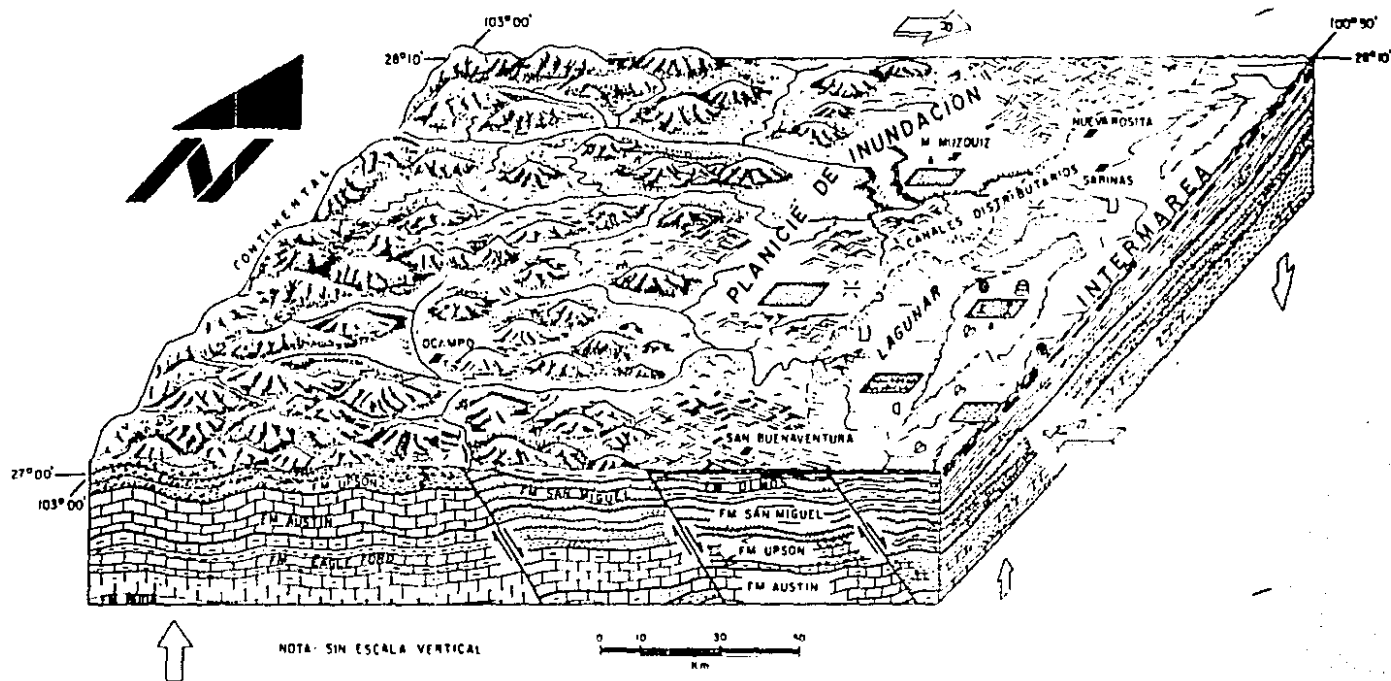
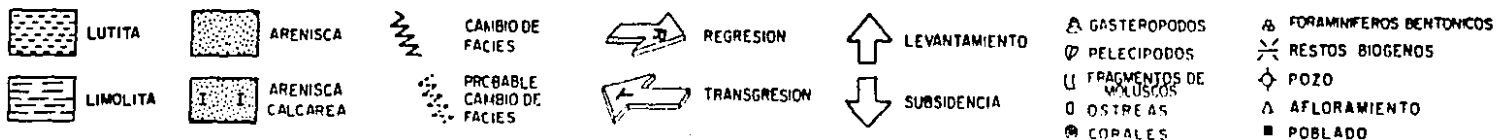


FIG. 19 ESQUEMA DE DISTRIBUCION Y AMBIENTES DE DEPOSITO DE LA FORMACION ESCONDIDO (MAATRICHTIANO SUPERIOR)

a) Intermarea Media.- Este es un subambiente que marca una etapa transgresiva al finalizar el Cretácico, de corta duración, ya que al finalizar el Maastrichtiano vuelve otra vez el evento regresivo. Durante este tiempo fueron cubiertas por el mar las áreas emergidas que se desarrollaron anteriormente, como puede observarse en la porción superior de la Mesa de Cartujanos. Esta facies se presenta en la parte media - inferior de la Formación Escondido.

Facies Sedimentarias.- La litofacies la constituyen feldsarenitas líticas con cemento calcáreo de grano fino a medio, de color gris, los granos son de cuarzo, plagioclasas y fragmentos de rocas volcánicas, de forma angulosa a subangulosa, con matriz mayor al 6 %, por lo que, se consideran inmaduras.

Las areniscas se presentan en capas medianas, gruesas y masivas, alternando con pequeños horizontes de limolitas (Foto 22); también existen otras capas de infaunaciones arenosas con abundantes pelecípodos, ostreas, amonitas y gastrópodos.

Las estructuras sedimentarias encontradas fueron: ondulitas y rizaduras de interferencia, estratificación cruzada de los tipos planar y festonada, icnofósiles, canales de corriente y bioturbación.

b) Intermarea Superior.- Este subambiente se desarrolló al comenzar la etapa transgresiva del Maestrichtiano Medio. La secuencia estratigráfica se puede observar en la carretera que conecta al poblado de Candela con la Ciudad de Monclova, Coah., en la Mesa de Cartujanos y en el Poblado de Mota de Corona al norte de Monclova. Los sedimentos de este subambiente cubrieron a los ambientes lagunares y a los de planicies aluviales de la Formación Olmos.

Facies Sedimentarias.- La litofacies que caracteriza a este depósito las representan abundantes capas de feldsarenitas líticas, intercaladas con pequeños horizontes de lutitas calcáreas, con intercalaciones de limolitas calcáreo - arenosas, que contienen pelecípodos y gasterópodos, las capas varían de medianas a gruesas y las estructuras sedimentarias observadas fueron: laminaciones,

ondulitas y bioturbación; al parecer en algunas zonas la energía era de moderada a baja, depositándose la secuencia sedimentaria en una planicie lodosa, pero en otras como en la base de la sección Arco Cuchilla, se observó en la base de esta secuencia feldsarenitas líticas con cemento calcáreo, que al microscópio se observaron una gran cantidad de oolitas, las que posiblemente se depositaron en condiciones de alta energía.

c) Supramarea.- Este subambiente sólo se logró identificar en la porción media - superior de la Mesa de Cartujanos, al sureste de la zona de estudio. Los estratos de estas areniscas van de gruesos a masivos.

Facies Sedimentarias.- Consisten principalmente de litarenitas feldespáticas y feldsarenitas líticas, aunque los granos se observan de tamaño medio, la característica principal es que están más redondeados que los anteriores, variando de subangulosos a subredondeados, también se observan intercalaciones de limolitas, todas ellas con cemento calcáreo. d) Lagunar o Plataforma carbonatada restringida.- Este subambiente se puede incluir en la facies 8 o 7 de la clasificación de Wilson (1975), pues la condiciones de depósito variaron drásticamente, ya que la sedimentación eminentemente terrígena cambió a carbonatada, en una etapa transgresiva, como se puede observar en la sección Arco la Cuchilla (Fig. 11).

Facies sedimentarias.- La litofacies consiste de biomicritas a bioespatitas e intraespatitas, de color gris claro, en estratos medios y gruesos los que contienen una gran cantidad de foraminíferos bentónicos y también biolitas de *Exogyras*, en un banco de 13 m de espesor por 1 km de largo sin conocerse el ancho. Las estructuras sedimentarias son escasas y sólo se logró observar laminaciones.

e) Planicie Costera.- Este subambiente se puede ver en las cuencas de Las Esperanzas, Lampacitos y Las Adjuntas, el cual marco el fin de la etapa regresiva y, se advierte que los depósitos fluviales cubrieron gran parte de la zona de estudio, con la que culminó el ciclo sedimentario del Mesozoico. Las rocas de este ambiente representa a la

Formación Muzquiz propuesta por Robeck et al. (1956).

Facies Sedimentarias.- La litofacies la componen limolitas y litarenitas feldespáticas de grano medio a grueso, de colores verde, gris y rijizo, que muestran gradaciones, laminaciones, estratificación cruzada e intenso fracturamiento, con algunas impresiones de fósiles (Foto 24).

Como se pudo observar las relaciones ambientales, variaron en tiempo y en espacio, en donde los ambientes marinos comenzaron a perder importancia, a partir del Santoniano Tardío, ya que la Formación Upson, presenta ambientes de plataforma marina abierta, plataforma interna e inframarea, variando en este mismo orden de oriente a occidente.

Después durante el Campaniano Medio - Tardío, los sedimentos de la Formación Upson fueron cubiertos por los sedimentos de la Formación San Miguel, que se depositaron en ambientes transicionales, comenzando con el depósito de sedimentos de inframarea, encima de los de plataforma marina abierta; estos sedimentos posteriormente desarrollaron una serie de barras costeras durante el Campaniano, las cuales finalmente se convirtieron en islas de barrera en el Maastrichtiano. Por otro lado, también durante el Campaniano Tardío, en donde se depositaron sedimentos de plataforma interna, comenzaron a depositarse sedimentos de intermarea y donde se depositaron sedimentos de inframarea, se depositaron sedimentos de planicie costera.

A inicios del Maastrichtiano continuó la etapa regresiva, y los sedimentos de la Formación San Miguel fueron cubiertos por los de la Formación Olmos, depositándose al oriente sedimentos de intermarea y de islas de barrera, cubriendo a los de inframarea. En la porción centro-oriental se depositaron sedimentos de lagunas marginales y mas hacia el occidente, sedimentos de pantanos y marismas. Finalmente toda la secuencia fue cubierta por depósitos de planicies aluviales.

Al finalizar el Maastrichtiano volvió una rápida pero corta etapa

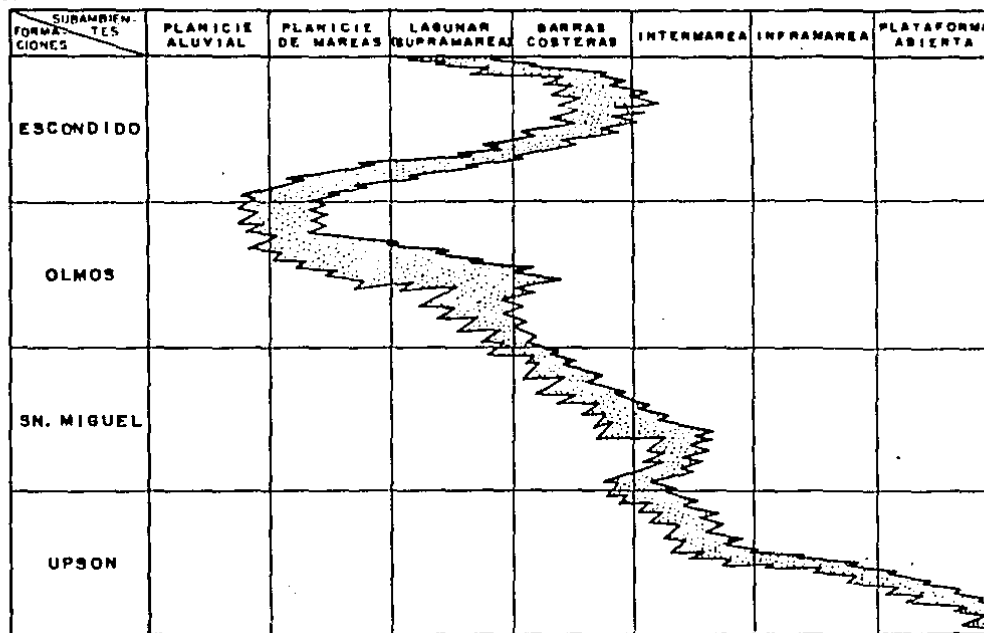


Fig. 20 Distribución de los subambientes de las formaciones del Cretácico Superior en la Cuenca Carbonífera de Sabinas

transgresiva, que se pudo interpretar por las rocas que constituyen a la Mesa de Cartujanos y al Cerro Arco Cuchilla, los ambientes fueron transicionales y marinos, pero hubo un cambio drástico en la sedimentación y se convirtió en carbonatada, de ambientes lagunares o de plataforma, y finalmente regresó la etapa regresiva, cambiando de nuevo la sedimentación a terrígena, cubriendo así toda el área, sedimentos de ambientes continentales, cerrando con esto el ciclo sedimentario del Mesozoico.

Ahora bien, si comparamos los ambientes determinados para la Formación Olmos en este estudio, con los obtenidos por Obregón (1985), por tres diferentes métodos en la Cuenca de Río Escondido, pero de la misma formación, se apreciará que sí corresponde con lo interpretado. Pero en este estudio se afinan los medios ambientes sedimentarios.

Los métodos que utilizó Obregón (*op. cit.*) para determinar los ambientes de depósito fueron:

- Análisis químico de roca total, utilizados diagramas triangulares, cuyos vertices corresponden a los porcentajes de  $Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO$ ,  $SiO_2$  y  $Al_2O_3$ , obteniendo que las muestras analizadas son de origen litoral - marino y continental.
- Petrografía del carbón, graficando sus resultados también en diagramas ternarios, cuyos vertices corresponden con los siguientes macerales, Vitrinita, Exinita e Inertinita, todos ellos comprendidos en los macerales de las Hullas. Los resultados indican que los carbones analizados son de tipo Húmico y en menor cantidad Sapropélico.
- Geoquímica orgánica, graficando los resultados obtenidos en dos diagramas, uno de Van Krevelen y el otro de Rock Eval, casi todos los resultados de las muestras analizadas, coinciden con el Kerogeno tipo III, correspondiente a materia orgánica compuesta esencialmente de aportes continentales, derivados de vegetales superiores.



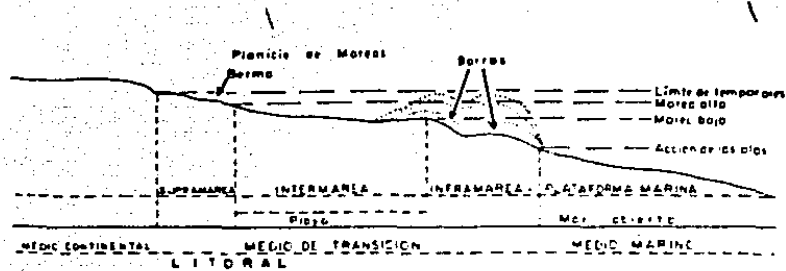


Fig. 21 Distribución de los submedios sedimentarios de playa en un corte perpendicular a la costa (modificado de Obrador, 1973). Si crecen las barras pueden llegar a desarrollar laguna o pantanos atrás de la playa.

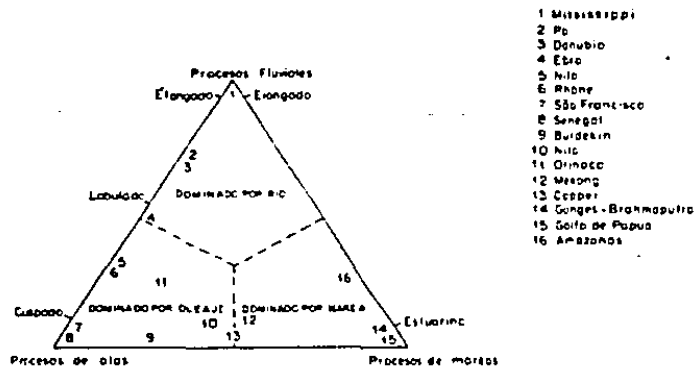


Fig. 22 Diagrama Ternario de los tipos de Deltas, basado en el régimen de la morfología del frente deltico (modificado de Galloway, 1975).

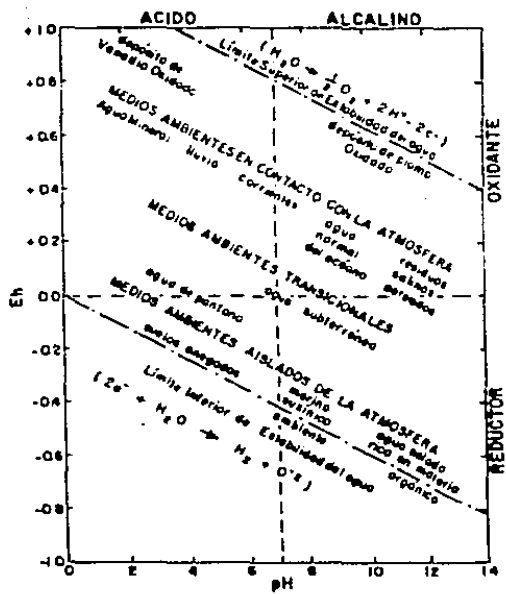


Fig. 23 Zonas de Eh y pH para medios ambientes naturales y comunes (basada en datos de - Bass Becking et. al., 1964, Jour. Geol., 68, 243-284).

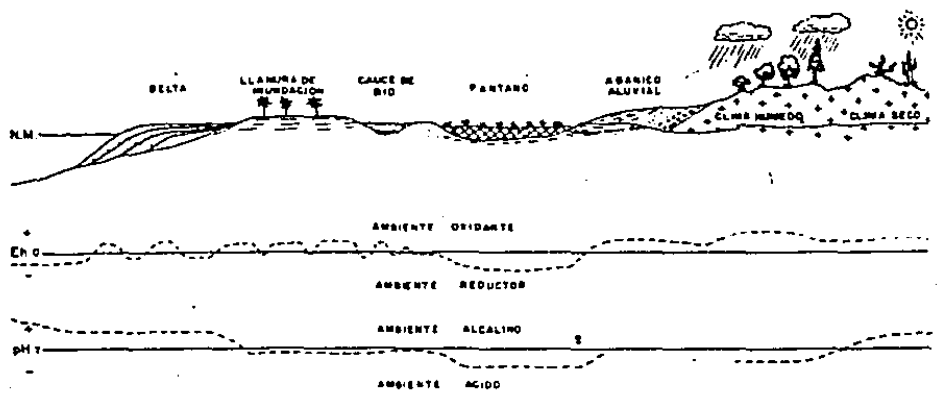


Fig. 24 Representación esquemática del Eh y pH en los diferentes medios ambientes naturales - (Folk, 1969)

#### IV. EVOLUCION SEDIMENTOLOGICA DEL NORESTE DE MEXICO.

La secuencia estratigráfica representativa del Cretácico Superior para el norte de México, está caracterizada por una serie de rocas terrígenas, derivadas de rocas ígneas volcánicas e hipabísales, calcáreas y terrígenas. Con un gran aporte de sedimentos, depositados a lo largo del Ancestral Golfo de México. Estos sedimentos contrastan notablemente con las rocas calcáreas de Cretácico Temprano, lo que indica que hubo un cambio en las condiciones de sedimentación a partir de Cenomaniano. Al noroeste de la zona de estudio Araujo y Estavillo (1986), propusieron que a partir del Turoniano en el área de Ojinaga, la cantidad de terrígenos empezó a aumentar; debido a la subducción pacífica se produjo una emersión de la parte occidental de México, causando con ello una regresión paulatina del mar hacia el oriente.

El análisis estratigráfico - sedimentológico hecho por Mc Bride (1985), indica que varios ríos transportaron los detritos a lo largo de 400 a 600 km, y en algunos casos, hasta 800 km, al cabo de 18 millones de años, que es lo que duro el tiempo de depósito, y que al llegar a las antiguas planicies costeras y/o planicies deltaicas los sedimentos se depositaban o bien, eran retrabajados, a lo largo de la costa por corrientes marinas (Fig. 25).

La Cuenca de Ojinaga, el Graben del Big Bend y las cuencas del Río Escondido, Parras y La Popa se caracterizan por una secuencia de sedimentos deltaicos (Mc Bride, 1979) y en la Cuenca Carbonífera de Sabibas por planicies costeras con islas de barrera, que muestran una yuxtaposición de las formaciones y una progradación de los sedimentos hacia el oriente (Fig. 26).

En las cuencas de Ojinaga (Araujo y Estavillo, 1985), Big Bend (Mc Bride, 1979), Río Escondido (Mirret, 1983) y Carbonífera de Sabinas, el aporte de sedimentos y la velocidad de subsidencia fueron relativamente iguales, siendo un poco mayor en la Cuenca de Ojinaga, aunque contrasta notablemente con la velocidad de subsidencia y el volumen de sedimentos de las cuencas de Parras y La Popa donde fue mucho mayor (Weidie, 1972). Esto se deduce por la litología, la

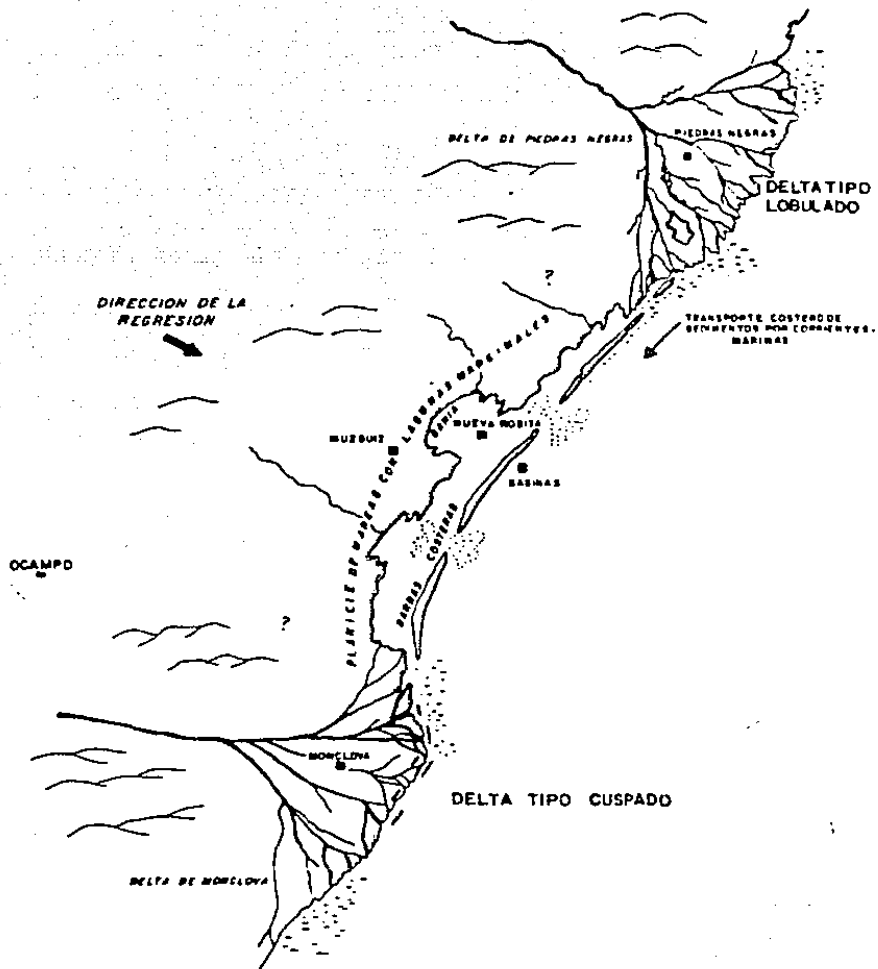


Fig. 25 Esquema de provincia de Planicies de Marea (Cuenca Carbonífera de Sabins), entre dos Deltas (Maastrichtiano, según González, 1976, Mc. Bride, 1981 y Arenas et al., 1986) modificado en este trabajo.

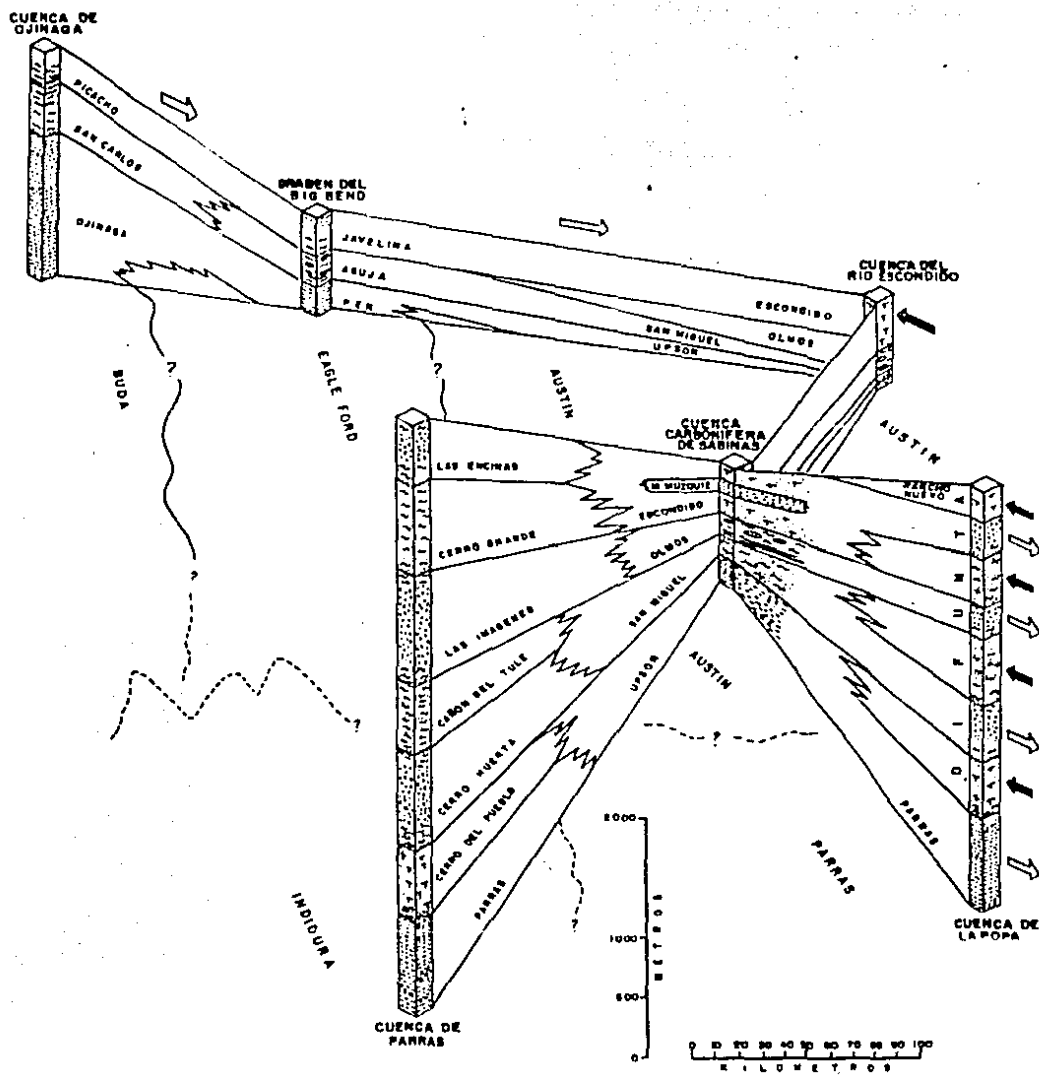
ausencia de capas de carbón y los numerosos eventos progradacionales y retrogradacionales, dando como consecuencia un espesor mucho mayor, producto de una inestabilidad tectónica en la porción occidental de México (Fig. 27).

Mc Bride (1979), indicó que durante el Santoniano en la Cuenca de Ojinaga se desarrolló una secuencia deltaica progradante hacia el sur-oriente, depositandose primero la Formación Ojinaga en ambientes de prodelta y plataforma interna. Por otra parte, Wollenven (1968), hizo un trabajo bioestratigráfico detallando de esta secuencia, y más tarde en 1972 Weidie (op. cit.), propuso que las fases tempranas de la Orogenia Laramide, levantaron y empujaron a la Cuenca de Ojinaga hacia el oriente durante el Coniaciano al Santoniano, lo que coincide con la presencia de capas rojas en la región del Big Bend, Texas. En el mismo trabajo este autor reporto la presencia de este tipo de capas de la misma edad, al este de Chihuahua y al oeste de Coahuila, en Jimenez y Santa Elena respectivamente.

En el área del Big Bend se depositaron sedimentos de prodelta que corresponden a la Formación Pen del Santoniano Tardío al Campaniano (Mc Bride, op. cit.).

El sistema de drenaje de lo que actualmente es el Río Bravo, comenzó a transportar grandes volúmenes de detritos dentro de la subsidente Cuenca de Fuentes - Río Escondido, que eventualmente eran dispersados por corrientes marinas a través de una amplia región (Mc Bride, 1981), y por consiguiente, no se desarrollaron grandes espesores de sedimentos. El delta que se formó en el área de Piedras Negras, Coah., estuvo dominado por oleaje (Fig. 22), conocido como Delta del Río Escondido. Los subambientes que se desarrollaron fueron de prodelta y plataforma abierta correspondientes a la Formación Upson, distribuidos estos sedimentos en la región de Eagle Pass, Texas.

En la zona de estudio, los datos tomados por Mc Bride (1981) y en este estudio, en las distintas estructuras sedimentarias primarias de las paleocorrientes, confirman que la dirección de las corrientes fue



- LEYENDA**
- Principalmente Lutitas Calcáreas.
  - Areniscas Limolitas y Lutitas.
  - Lutitas alternando con Areniscas lenticulares y Carbón.
  - Areniscas Lutitas y Calizas Marinas.
  - Areniscas y Limolitas Fluviales.
  - Cambio de Facies.
  - Regresión
  - Transgresión

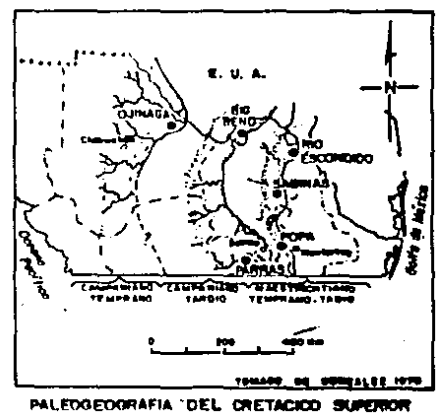


Fig. 26 Diagrama esquemático del Cretácico Superior y las relaciones estratigráficas en el Norte de México

hacia el sur-oriente, pero los ambiente que se desarrollaron aquí fueron los siguientes: plataforma terrigena abierta, plataforma interna e inframarea, todos estos correspondientes a la Formación Upson; mientras que en el oriente de México se depositaron sedimentos de mares más profundos correspondientes a la Formación Méndez.

Al sur del área de estudio en las cuencas de Parras y La Popa, también se empezó a desarrollar un sistema deltaico originando los sedimentos de las Formaciones Parras y Cerro del Pueblo; de ambientes de prodelta y frente deltaico, respectivamente (Weidie, *op. cit.*).

Durante el Campaniano el levantamiento de la porción occidental de México se intensificó, provocando que el continente ganara terreno hacia el oriente. El depósito de sedimentos deltaicos fue mayor en la Cuenca de Ojinaga, motivando con esto, que gran parte de la carpeta sedimentaria se plegara y levantara, formando en este tiempo al Cinturón Tectónico de Chihuahua (Araujo y Estavillo, 1985), el cual se localiza al occidente de esta cuenca. Los sedimentos depositados en esta época corresponden con la Formación San Carlos, de ambientes de frente deltaico y canales distributarios.

Del Arenal (1964; en: Araujo y Estavillo, *op. cit.*) uso el nombre de Formación Aguja (propuesta para el graben del Big Bend), para la Formación San Carlos, ya que según este autor, presenta las mismas facies litológicas. Posteriormente Wollenben (1968), redefinió esta unidad, adoptando el término de Formación San Carlos, por ser de edad un poco más antigua, sin embargo como se mencionó anteriormente estas unidades son diacrónicas, ya que cambian en tiempo y espacio pero tienen las mismas litofacies.

En el Graben del Big Bend, se depositaron sedimentos de frente deltaico, pero el volumen fue menor que en la Cuenca de Ojinaga, estos corresponden con la Formación Aguja.

En la Cuenca del Río Escondido, el cambio de sedimentos carbonatados a terrígenos fue más brusco que en la Cuenca de Ojinaga, depositandose rápidamente los detritos en el sistema deltaico, correspondiendo a la Formación San Miguel, también de ambientes de

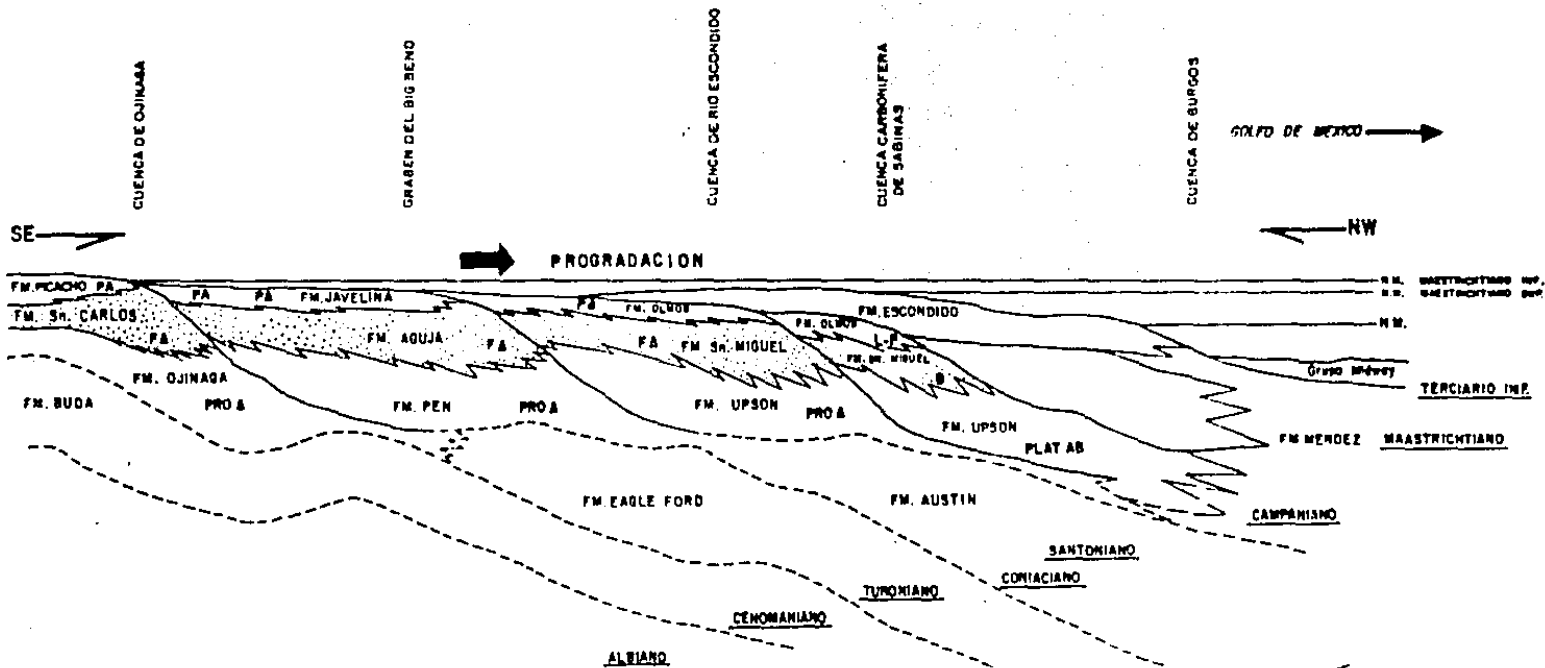


Fig. 27 Sección esquemática del Norte de México que muestra progradación de las formaciones deltaicas del Cretácico Superior.

#### EXPLICACIÓN

- PRO Δ - Prodelta.
- FΔ - Frente deltaico.
- PΔ - Planicie deltaica.
- PA - Planicie aluvial.
- PLAT AB - Plataforma abierta.
- B - Barras marginales.
- L-P - Lagunas y pantanos.

Nota: La Progradación en general fue de Oeste a Este. Del mismo modo que las formaciones cambian en el espacio, cambian en el tiempo pues son Diacrónicas.



frente deltaico y canales distributarios.

La estructura geológica que marco la división entre las cuencas de Río Escondido con la Carbonífera de Sabinas, fue el Arco Sajado, considerado por Weidie (1972), como la prolongación del anticlinorio de la Serranía del Burro, que se continúa al sureste en el lomerío de Peyotes y más al este con la Sierra de Picachos.

En la Cuenca Carbonífera de Sabinas el avance de las tierras sobre el mar también se intensificó, progradando los ambientes sedimentarios hacia el oriente, con el depósito de arenas, limos y arcillas, que corresponden con la Formación San Miguel (Fig. 27). En esta zona no se desarrollaron grandes deltas, sino que prevalecieron los ambientes transicionales de: inframarea, intermarea, barras costeras y planicies costeras (Fig. 25).

Al sur, en la cuenca de Parras, la sedimentación se intensificó notablemente, y un gran volumen de sedimentos fue acarreado por dos caudalosos ríos, que depositaron en sistemas deltaicos interdigitizándose entre sí (Weidie, 1972). Uno de ellos correspondió probablemente con el ancestral Río Nazas. Esta sedimentación fue aproximadamente paralela al borde sur de la desaparecida Isla de Coahuila, orientado en dirección oeste-este; depositándose primero en Torreón, después en Saltillo, Coahuila, y por último en Monterrey, Nuevo León (Weidie, *op. cit.*).

La regresión marina se acentuó en algunos lugares durante el Maastrichtiano Temprano; como en el área de Ojinaga donde se depositaron sedimentos de ambientes de planicies deltaicas correspondientes a la Formación El Picacho, para que finalmente quedaran ambientes continentales de planicies aluviales con el depósito del Conglomerado Consolación.

Al oriente de la Cuenca de Ojinaga, en la zona del Big Bend se depositaron sedimentos de ambientes de planicie deltaica y de frente deltaico correspondientes a la Formación Javelina.

En la Cuenca de Río Escondido, al igual que en las anteriores, se

depositaron sedimentos de ambientes de planicie deltaica y de inundación fluvial, depositandose además grandes cantidades de materia orgánica vegetal, que posteriormente dieron origen a las capas de carbón de la Formación Olmos.

Por lo que respecta a la zona de estudio, la línea de costa migró hacia el oriente desarrollando un sistema sedimentario de islas de barrera, lagunas marginales, pantanos, esteros, marismas y planicies aluviales. En las lagunas y los pantanos se depositaron grandes cantidades de materia orgánica, formando después capas de carbón, pero no tan continuas como en la Cuenca de Río Escondido, ni de espesores tan grandes (menor a los dos metros). Los espesores de las capas de carbón indican que en estas dos zonas hubo una relativa estabilidad tectónica, que según Weidei (1972), se pudo deber a tres causas principales: a) subsidencia diferencial del basamento, b) compactación gradual de las formaciones que les precedían y c) flujo de las evaporitas del Jurásico Superior o las del Cretácico Inferior, provocada por la carga de sedimentos. En este estudio se piensa que la causa se debió a la combinación de las dos primeras, ya que no se observaron estilos estructurales propios de la intrusión por evaporitas en estas unidades.

En la porción sur, en las Cuencas de Parras y La Popa no hubo esta estabilidad tectónica, como lo demuestra el gran volumen de sedimentos terrigenos y la ausencia de capas de carbón. En esta zona, por el contrario, hubo una serie de regresiones y transgresiones, desarrollando cíclicamente ambientes de frente deltaico y planicie deltaica, con una mayor subsidencia que las anteriores. Dichos sedimentos corresponden a las Formaciones Cerro Huerta, Cañon del Tule, Las Imagenes y Cerro Grande.

También en esta época siguió desarrollandose el levantamiento de Peyotes ó Arco Salados, que se encontraba separando a las cuencas de Fuentes - Río Escondido y Carbonífera de Sabinas, pero en ambas se depositaron sedimentos retrabajados por corrientes marinas (Formación Olmos).

Mientras tanto, en la porción sur, de igual manera comenzó a desarrollarse otro promontorio nombrado por Weidie, (op. cit.) como Levantamiento de La Gavia, el cual separó a las cuencas de Parras y La Popa de la Carbonífera de Sabinas. Las dos primeras estructuras están evidenciadas, por la carencia de capas de carbón, la variación en litología, el espesor de las unidades; así como por el tipo de cementante y la composición mineralógica de las areniscas (Fig. 28). Por otra parte los levantamientos mencionados anteriormente se deducen porque separan dos estilos estructurales, ya que las unidades de las Cuencas de Parras y La Popa tienen una mayor deformación y plegamiento, que los de las unidades de las cuencas Carbonífera de Sabinas y de Río Escondido, además de la carencia de sedimentos del Cretácico Tardío sobre de ellos; debido quizás a un no depósito o erosión.

En el Maastrichtiano Medio en la zona de estudio y al norte, en la Cuenca de Río Escondido la etapa fue regresiva, pero hubo ligeras oscilaciones del nivel del mar.

Durante el Maastrichtiano Tardío se produjo una etapa netamente transgresiva, pero de corta duración, depositándose sedimentos de ambientes de intermarea, supramarea, y lagunar o plataforma interna, esto originó un cambio en el régimen sedimentológico, tanto en la zona de estudio como al norte de ella. Estos sedimentos corresponden a la Formación Escondido, donde las condiciones de sedimentación cambiaron drásticamente y esto se ve evidenciado por los abundantes bancos calcáreos y biolitas de ostras, que se desarrollaron en los altos estructurales locales.

Sin embargo, al finalizar el Mesozoico volvió la etapa regresiva; en la zona de estudio se depositaron sedimentos de ambientes continentales, que corresponden a las capas rojas de la Formación Escondido, en su Miembro Muzquíz de la Cuenca Carbonífera de Sabinas; los cuales son virtualmente idénticos a sus equivalentes con los del Grupo Difunta de las cuencas de Parras y la Popa, esta continuidad indica que el alto estructural La Gavia dejó de funcionar a partir del Maastrichtiano Tardío. Las secuencias depositadas en esta época

son muy complejas, en las cuencas de Parras y La Popa, y corresponden a las Formaciones Las Encinas y Rancho Nuevo, las cuales marcan el cierre del ciclo sedimentológico del Mesozoico.

Al iniciar el Terciario los depósitos de sedimentos siguieron progradando hacia el oriente, pero ahora en la denominada Cuenca de Burgos, correspondiendo con los Grupos Midway y Wilcox.

## V. PETROGRAFIA DE LAS ARENISCAS DEL CRETACICO SUPERIOR

### -Análisis Composicional.

Las facies arenosas del Cretácico Superior en el Noreste de México, muestran ligeras variaciones respecto a cada paleocuenca, éstas se presentan de norte a sur y de este a oeste (Fig. 29).

En la Cuenca de Ojinaga la mayoría de las areniscas de la Formación San Carlos son subfeldsarenitas (Araujo y Estavillo, 1985), mientras que en la Cuenca de Río Escondido, Mirrett (1980), determinó que esencialmente las Formaciones San Miguel y Olmos en sus facies arenosas, corresponden a feldsarenitas líticas y litarenitas feldespáticas. Por otra parte en las cuencas de Parras y La Popa, la mayor parte de las areniscas del Grupo Difunta son sublitarenitas y en menor proporción litarenitas y litarenitas feldespáticas (Mc Bride, 1985). En la zona de estudio (Cuenca Carbonífera de Sabinas), las areniscas que predominan en las Formaciones Olmos, San Miguel y Escondido son: litarenitas feldespáticas y feldsarenitas líticas, variando ligeramente en la abundancia relativa de cada clan, en las areniscas de la Cuenca de Río Escondido (Fig. 28).

Casi todas las areniscas de la zona de estudio son inmaduras, conteniendo una matriz mayor al 5 %, la cual esta compuesta por fragmentos de roca volcánica y minerales arcillosos. Por lo que, se puede deducir que las fuentes de aporte jugaron un papel muy importante en la composición de las areniscas.

Como se mencionó en el capítulo de Ambientes Sedimentarios, las paleocorrientes tuvieron una dirección prevalectante noroeste-sureste. Asimismo las areniscas de la Cuenca de Ojinaga se formaron por el intemperismo, erosión y transporte de las rocas del sur de los Estados Unidos (Araujo y Estavillo, 1985), las areniscas de las cuencas de Río Escondido y Carbonífera de Sabinas, se derivaron de la erosión y el transporte de las rocas del noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos; mientras que las areniscas de las cuencas de Parras y

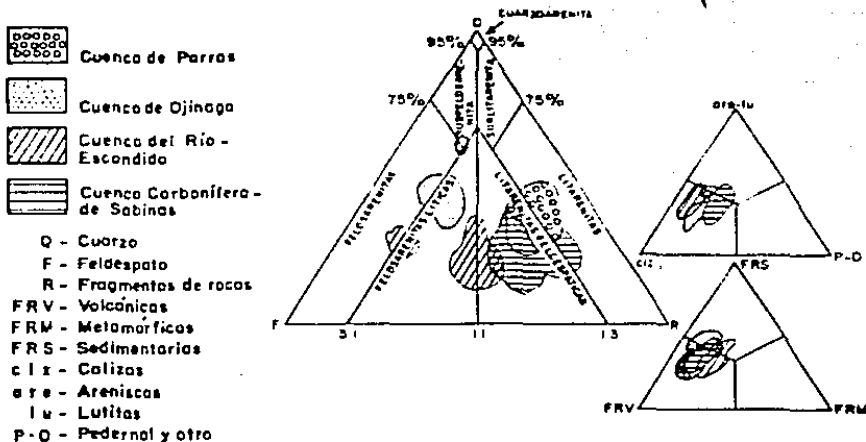


Fig. 28 Clasificación en forma general de las areniscas del Cratóico Superior en el Norte de México. Diagramas tomados de Folk (19) y Mc.Bride (1963).

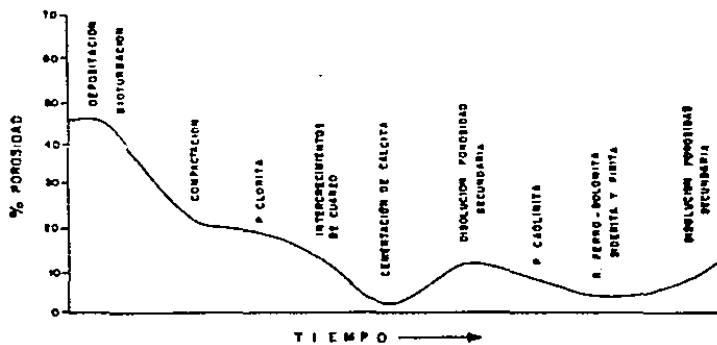


Fig. 29 Desarrollo e historia de la porosidad en las arenas de la Cuenca Carbonífera de Sabinas (Modificado de Merritt, 1980).

La Popa, sólo se derivaron de la erosión y acarreo de las rocas del noroeste de México (Mc Bride, 1985), probablemente donde se encuentra hoy en día, la Sierra Madre Occidental (Fig. 27).

En el área de estudio, el tamaño de grano de las areniscas varía de medio a muy fino, según la escala de Wentworth (1922), lo que indica que esta era una plataforma terrígena de tipo constructiva, y que los antiguos afluentes transportaron por varios kilómetros a estos sedimentos, teniendo un continuo reflujo de sedimentos por antiguas corrientes marinas, al depositarse por cientos de kilómetros cuadrados en el Ancestral Golfo de México.

La similitud en cuanto a la composición de las areniscas de las cuencas de Río Escondido y Carbonífera de Sabinas, también sugiere que, la paleogeografía quizás pudo ser muy similar a las costas actuales del Noreste de México, donde en aquel entonces al norte, el delta que dominaba era el del Río Escondido y existió otro al sur, pero de menores dimensiones y más joven que fue el de Monclova (Fig. 25).

Las areniscas de la zona de estudio, en general, muestran la siguiente composición: 45% de cuarzo, 37 % de fragmentos de rocas (primordialmente de ígneas extrusivas y en menor proporción de rocas sedimentarias e ígneas intrusivas), 18% de feldespatos (principalmente plagioclasas). Existen además, otros constituyentes, pero que son en general escasos, como: pirita, hematita, glauconita, pedernal, yeso, arcillas y materia orgánica. Texturalmente varían de inmaduras a submaduras, con matriz de 2 a 7%, los granos en general son angulosos a subredondeados, predominando los subangulosos, algunos de los cuales muestran poca esfericidad. El cemento en general es de calcita (de 5 a 18%, del total de la muestra total), pero lo más común es de 8 a 10%. Existen otros cementos como: clorita, caolinita, cuarzo, siderita y ankerita. Se pueden observar, además, varios minerales autigénicos de cuarzo, feldespato y calcita. Los granos de cuarzo transportados son de origen volcánico, plutónico y en menor proporción metamórficos, con extinción recta y algunos ligeramente ondulantes; aunque en la

Formación Escondido se incrementa el cuarzo policristalino de origen metamorfo. Los cuarzos anteriores presentan además, una gran cantidad de vacuolas y microlitos, algunos de ellos se observan fracturados. Los contactos entre los granos son: tangenciales, planares, algunos concavo-convexo y muy escasos, suturados. En su fabrica, existe poca alineación de los granos y solo cuando hay alternancia de granos mas finos se observan alineamientos.

#### -Diagenesis.

El estudio de los procesos diagenéticos es de vital importancia en la evaluación económica de las cuencas productoras, ya sea de hidrocarburos o de agua.

La diagénesis es el proceso por el cual un sedimento sufre cambios químicos, físicos y bioquímicos desde su depósito hasta su litificación y posterior a ello, bajo condiciones de baja temperatura (menor a 300°C) y presiones (no mayores a 1.0 Kbars), sin llegar al metamorfismo, que transforma completamente sus identidades originales: composicional, textural y estructural.

Los cambios diagenéticos son importantes, porque pueden modificar a las propiedades originales de los sedimentos, aunque son discernibles durante su observación, afectando la porosidad y permeabilidad de las rocas, ya sea para disminuir o incrementar el potencial de las unidades litoestratigráficas como receptáculos de hidrocarburos, que al migrar éstos pueden afectarlas por las reacciones diagenéticas mencionadas; por lo que se suman a las tradicionales trampas estructurales y estratigráficas, las trampas diagenéticas.

Los estados diagenéticos que afectan de una u otra manera al sedimento original son: (1) Eogenético, que se da antes del sepultamiento, afectando directamente las condiciones fisicoquímicas del medio ambiente. (2) Mesogenético, el cual ocurre durante el sepultamiento efectivo a cualquier profundidad, antes de cualquier etapa de metamorfismo. (3) Telo-genético, que se da durante la exposición del las rocas litificadas, ya sea por erosión o



plegamiento, actuando aquí, el agua meteórica.

En general, los procesos diagenéticos que afectan a las rocas terrígenas, pueden ser por: compactación, cementación, reemplazamiento, disolución, etc., originados por diferentes fenómenos tales como: geoquímicos, biológicos y físicos, o bien, la interacción de estos. Además de que existen una serie de factores mayores que influyen en estos procesos, tales como: clima, fisiografía, velocidad de sedimentación, velocidad de hundimiento de la cuenca y otros similares.

Sin embargo, en areniscas es mucho más difícil determinar los procesos diagenéticos, que en los carbonatos o que en la materia orgánica.

Los estudios diagenéticos hechos por Slator (1980) y Mirret (1983), en las areniscas de la Cuenca del Río Escondido, proponen la siguiente paragénesis, que en orden consecutivo es el siguiente:

- 1- Los sedimentos fueron bioturbados y posteriormente los granos ductiles se acomodaron, antes de sufrir una compactación final.
- 2- Formación de minerales arcillosos autigénicos rodeando a los granos de arena, los que también reemplazaron a la estructura original y a la matriz.
- 3- Intercrecimientos de cuarzo sintaxial euhedral, precipitados localmente.
- 4- Intensa cementación de calcita.
- 5- Reemplazamiento de los feldespatos, principalmente plagioclasas.
- 6- Disolución local de la calcita, creando porosidad secundaria.
- 7- Precipitación de caolinita como parches en algunos de los poros.
- 8- Calcita reemplazada por carbonatos ricos en fierro y magnesio, formando ankerita y siderita.

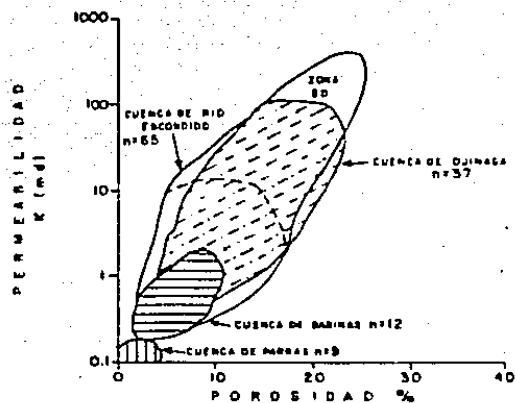


Fig. 30 Relación de la Porosidad y la Permeabilidad de las areniscas del Cretácico Superior en el norte de México (Tomado de Mc. Bried, 1985, con modificaciones en este trabajo).

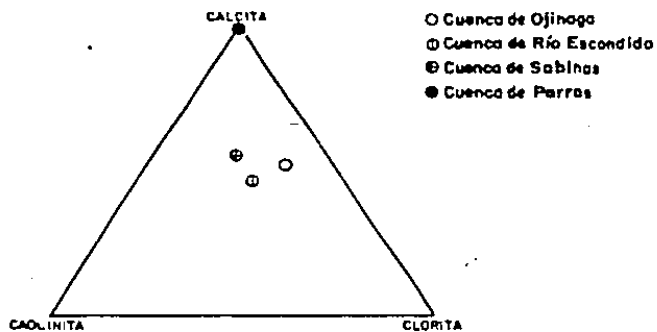


Fig. 31 Diagrama ternario del tipo de cementante de las Cuenas del Cretácico Superior. (Ajustado al 100%)

9- Disolución parcial del cemento al estar expuestas las rocas a los agentes de intemperismo.

Como las cuencas de Río Escondido y Carbonífera de Sabinas son similares en sus unidades litoestratigráficas, y estuvieron desarrollándose en una misma provincia sedimentaria, se cree que la zona de estudio posiblemente presente una similar paragénesis, ya que se lograron identificar la mayoría de estos productos diagenéticos; sin embargo, no se logro definir su paragénesis, pues no se cuenta con el equipo necesario para hacer un estudio tan detallado. Estos procesos son los siguientes:

- Bioturbación. En afloramientos de campo se observaron algunas capas de arenas bioturbadas, y al estudiar las muestras colectadas de estas capas, se lograron diferenciar las capas que no sufrieron esta bioturbación, pues su granos mostraban una burda pero definida orientación; mientras que en donde estaban bioturbadas, los granos no guardaban ninguna orientación preferencial, además de que se incrementa el porcentaje de matriz. Asimismo en estas muestras hay mayor variedad de granos de tamaño más fino.

- Compactación. En casi todas las laminas delgadas estudiadas, los contactos de los granos del clan arenoso, son de tipo tangencial o planar, muy pocos concavo-convexos, y mucho menos suturados. Sólo cuando existe alternancia de laminaciones de granos medios y finos se logara ver una orientación preferencial, así como cuando existe abundante materia orgánica, se observa una compactación más intensa.

- Cementación. Existen por lo menos tres eventos de cementación en las areniscas de la Cuenca Carbonífera de Sabinas, aunque el más abundante es con calcita. También se logró distinguir cementos de arcillas, de cuarzo y de minerales ferrosos, (posiblemente siderita y ankerita). El promedio general de cemento en las areniscas estudiadas es de 9%.

Por otra parte, Mc Bride (*op. cit.*), indicó que también se observa una marcada diferenciación en cuanto a la composición del cementante en las diferentes cuencas del Noreste de México (Fig. 26); ya que

existe una variación que va de norte a sur, en la proporción de cuarzo, hematita, clorita, caolinita y calcita, siendo el más abundante en todas las cuencas el cementante de calcita. Asimismo, Mc Bride (*op. cit.*) determinó que el Grupo Difunta muestra grandes diferencias, entre las formaciones de las cuencas de Río Escondido y la Carbonífera de Sabinas (Fig. 31), como son, el grado de erosión de las unidades, el espesor de las mismas y en el tamaño de las sierras (que es mucho mayor en el área sur de Nuevo León y Coahuila, mientras que en las porciones norte y centro de estos Estados, sólo se aprecian algunos lomeríos que contienen a estas unidades.

- Reemplazamiento. Algunos feldspatos (principalmente plagioclasas) fueron reemplazados por calcita. Esto se logró observar en muestras de las tres formaciones; ya que sobre todo, en los bordes de las plagioclasas se observan como están siendo reemplazados poco a poco y en algunos casos cuando el reemplazamiento fue total, se logró sólo distinguir las antiguas maclas como fantasmas, o relictos.

- Disolución temprana. La única porosidad es de tipo secundario, siendo mayor la porosidad intergranular; esta se encuentra casi siempre afectando el cemento de calcita. En algunos casos se observa que el cemento original fue disuelto y posteriormente hubo otra cementación, ya que los cristales no coinciden con el crecimiento original, que se dió apartir de los bordes de los granos, los contactos entre los cementos se observan suturados o corroídos.

- Silicificación. El mayor porcentaje de granos en las areniscas es el de cuarzo, algunos de los cuales se observan con crecimiento sintaxial, y en muchas ocasiones se observan minerales de intercrecimiento, posiblemente de origen autigénico, ya que sus bordes son muy rectos y de forma euhedral.

- Oxidación. En las areniscas que mostraban mayor cantidad de materia orgánica se logró distinguir abundantes minerales opacos; las muestras de mano presentan una marcada oxidación, y en general, el color varía de pardo a rojizo. Como no se estudiaron éstas muestras con microscopio mineralógico, no se logró diferenciar el tipo de

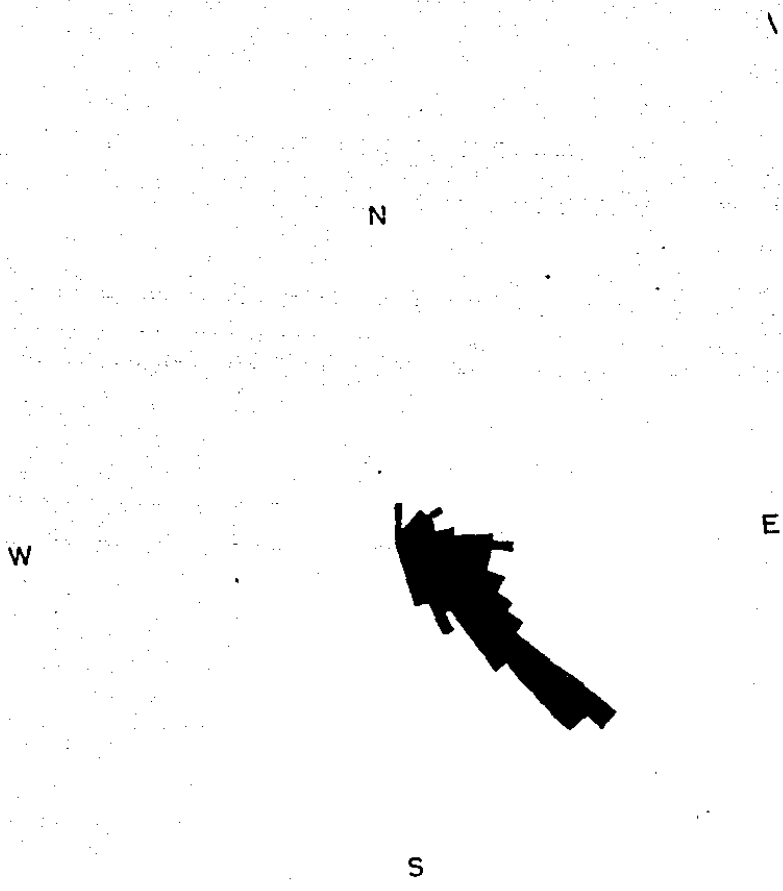


Fig. 32 Roseta de direcciones de las estructuras sedimentarias de la corriente.

mineral, aunque posiblemente sea hematita, ya que en algunas ocasiones se logro identificar con lupa, cristales de pirita, y la hematita puede provenir como producto de alteración de ella.

- Disolución tardía. En algunas láminas delgadas se distinguió disolución intragranular, sobre todo en las plagioclasas reemplazadas por calcita; aunque también se observo porosidad intergranular en los cementos de calcita y minerales arcillosos por alteración de los feldespáticos; las muestras que presentaron las mayores porosidades, casi siempre eran las más alteradas, ya que el afloramiento donde se colectó estaba muy intemperizado.

Como las unidades del Cretácico Superior fueron las últimas en depositarse, plegandose y erosionandose durante el Terciario Temprano, en una zona que no estuvo sujeta a fuerte tectonismo, los procesos diagenéticos se manifiestan poco severos, según se revela por el análisis petrológico de los horizontes estudiados.

En la zona de estudio los factores que influyeron en la diagénesis de las areniscas del Cretácico Superior fueron:

- Biológicos.- Weber en 1972, propuso que el clima que prevaleció en esta época fue tropical a subtropical húmedo, con abundantes lluvias y gran desarrollo de organismos vegetales y animales; estos de aguas dulces, salobres y marinas, los organismos afectaron a los sedimentos, en los procesos de bioturbación, afectandolos, por lo tanto durante su compactación y probablemente durante su etapa de primer cementación.

- Geotectónicos.- La zona de estudio se desarrolló en un régimen tectónico de margen continental pasivo. En esta región interactuaron corrientes fluviales y marinas, en zonas con morfología suave a muy suave, donde los sedimentos eran retrabajados por las corrientes marinas, hasta depositarse las arenas, con texturas de grano medio a fino, variando de pobremente clasificadas a moderadamente clasificadas, con una moderada dispersión granular. Las velocidades de sedimentación y hundimiento, al parecer no fueron las mismas en cada cuenca. En el área de estudio los espesores de estas unidades no

sobrepasan los 1,200 m, mientras que en las cuencas de Parras y La Popa, llegan a alcanzar los 6,000 m. Además de que en la región sur, no se observa la gran cantidad de materia orgánica, como en el área de estudio. Lo que refleja tanto la estabilidad tectónica, el grado de acumulación de sedimentos y el grado de subsidencia de la cuenca.

- Geoquímicos.- Las condiciones de Eh y pH variaron también de acuerdo a la época y al medio ambiente en que se depositaron. Así como también posteriormente a su depósito, su sepultamiento y plegamiento. Las aguas intersticiales, afectaron a los procesos de cementación, disolución y reemplazamiento, acelerándolas y retardándolas según su composición y grado de movilidad.

También existieron otros factores que afectaron a las rocas durante su proceso de compactación, como son: distribución de las litofacies, relaciones estratigráficas, variaciones paleogeográficas, variaciones texturales (granulométricas y mineralógicas), distribución de los ambientes de depósito y volumen y composición de los fluidos intersticiales.

Según Wolf (1976), la compactación puede ser incrementada por la presencia de sedimentos más finos (arcillas), dentro de las areniscas; por la deshidratación temprana de los sedimentos, las intercalaciones de capas de grano fino y grueso; por el tipo de estructuras primarias unidireccionales (como laminaciones); por el desequilibrio de algunos de los fluidos intersticiales con los sedimentos (ácidos orgánicos); y por la presión litostática e hidrostática, bajo una lenta depositación.

Con estos criterios se puede inferir que los sedimentos del área trabajada, tuvieron un corto periodo de diagénesis.

#### - Potencial Energetico.

Por otra parte Ariceaga y Arriaga (1987), reportaron que la Formación San Miguel al sureste de la Cuenca de Fuentes - Río Escondido, tiene una distribución de aproximadamente 70 kilómetros cuadrados, con un espesor promedio de 6 m, y porosidades efectivas de

6.5 a 27.8 %, con una saturación de agua de 1 a 0.47 y contenidos de aceite de 287 millones de barriles de 36 °A.P.I.. Además al norte, cruzando la frontera con los Estados Unidos, en el Condado de Maverick, se explotan arenas alquitranadas por la Compañía Exxon. Los hidrocarburos son pesados con 2 °A.P.I., con reservas de  $3 \times 10^3$  millones de barriles.

También Ariceaga y Arriaga (*op. cit.*), mencionaron que el carbon de la Formación Olmos de la Cuenca de Río Escondido, tiene las siguientes características: es de alta volatilidad, un contenido de cenizas de 33.2 % en promedio y un poder calorífico de 4581 cal/g. Petrográficamente el carbón es de tipo bituminoso con valores de 0.58 de Reflectancia de Vitrinita (Ro) y 30 % de contenido de Materia Orgánica. Al comparar los valores obtenidos de (Ro) con las capas de carbón de la Cuenca Carbonífera de Sabinas, que varían de 0.50 a 0.74 y el promedio es de 0.56 (Flores, en: Mc Bride, 1985). Por lo tanto, se aprecia que, la calidad de la materia orgánica de ambas cuencas es similar.

#### -Porosidad.

La porosidad en general es baja de 2 a 9 %, pero en algunas muestras se incrementa hasta un 18% (Fig 30). La porosidad es de tipo secundario y los criterios petrográficos para determinarla, fueron tomados de Schmidt y Mc Donald (1983), y son los siguientes: disolución parcial del cemento o de los granos, moldes de los granos o de los fósiles, empaquetamiento heterogéneo, megaporos en el cemento, poros elongados, bordes de granos corroidos, poros intragranulares y granos con fracturas abiertas.

El principal tipo de porosidad secundaria es por disolución parcial, intergranular e intragranular, le siguen los granos fracturados, disolución parcial de poros corroidos, y por último la porosidad móldica. Asimismo la porosidad y permeabilidad de las rocas varía de acuerdo a lugar de la cuenca y a la disposición de los granos.



Existen algunas variaciones litológicas y mineralógicas en las diferentes cuencas del Noreste de México. Pero en sus espesores depositados, así como en su historia diagenética las variaciones son grandes. Al hacer un análisis de las areniscas del Cretácico Superior de todo el Noreste de México, se observa que, tanto los estados diagenéticos son similares, como su litología. Pero si los controladores de la diagénesis son principalmente por la composición original del sedimento, la textura y el medio ambiente de depósito. Entonces Que fue lo que afectó a las areniscas de la Cuenca de Río Escondido y más al norte en la Cuenca de Maverick, para que se dieran las condiciones de acumulación de hidrocarburos?, y no así a las areniscas de la Cuenca Carbonífera de Sabinas y mucho menos a las cuencas de Parras y la Popa.

Se puede pensar entonces, que a pesar de que las unidades del Noreste de México se depositaron en una misma provincia sedimentaria, hubo marcadas diferencias, ya que se refleja en el espesor de sus columnas en cada cuenca.

En la Cuenca de Ojinaga el espesor máximo reportado es de 1600 m (Araujo y Estavillo, 1985), en el Graben del Big Bend es de 650 m (Mc Bride, 1979), en la Cuenca de Río Escondido es de 1500 m (Ariceaga y Arriaga, 1987), en la Cuenca Carbonífera de Sabinas es de 1200 m, en la Cuenca de La Popa es de 4000 m y en la Cuenca de Parras alcanza hasta los 6000 m (Weidie, 1972), por lo tanto, la subsidencia y velocidad de sedimentación no fue igual en una región a las otras, tampoco la compactación fue la misma, pues en las cuencas de Parras y La Popa, las rocas de grano muy fino, son en su mayoría físisiles, que demuestra que aquí hubo una mayor compactación y deshidratación (Mc Bride, 1985), a pesar de que se encuentran relativamente cercanas y tampoco la estabilidad tectónica fue la misma.

## V. CONCLUSIONES.

La Formación Upson se depositó en ambiente de plataforma marina abierta, plataforma interna incluyendo algunos depósitos de prodelta e inframarea, la Formación San Miguel en ambientes de inframarea inferior - media, barras costeras, intermarea y planicie costera, la Formación Olmos se depositó en ambientes de intermarea superior, lagunas marginales, pantanos, marismas y planicies aluviales, y la Formación Escondido se depositó en ambientes de intermarea superior, supramarea, lagunar o plataforma restringida y planicies aluviales.

Las areniscas de estas unidades se clasificaron como: litarenitas feldespáticas y feldsarenitas líticas (Folk, 1970) y en su mayoría son de grano medio a muy fino en la escala de Wentworth (1922).

Los ambientes sedimentarios se determinaron en base a la litología, petrografía sedimentaria, estructuras sedimentarias primarias, asociación faunística y relaciones estratigráficas.

Los espesores medidos que varían de uno a otro sitio, indican que también hubo variaciones de un lugar a otro dentro de un mismo ambiente sedimentario, además existen una serie de cambios de facies tanto en la dirección de la regresión, como en la dirección del depósito.

Las formaciones Upson, San Miguel, y casi toda la Formación Olmos, fueron depositadas durante una etapa netamente regresiva, pues existe una variación en el tamaño de grano, que va de fino a grueso al ir subiendo estratigráficamente, y sólo la parte superior de la Olmos y casi toda la Formación Escondido se depositaron en una pequeña y rápida etapa transgresiva.

Por lo anterior los ambientes en donde se depositaron estas unidades fueron esencialmente transicionales en una planicie costera, pero también hubo marinos en una plataforma terrígena constructiva, y al final es depósito fue eminentemente de ambientes continentales.

Las fuentes de aporte de los sedimentos terrígenos que constituyeron a las unidades del Cretácico Superior, se ubicaron al oeste y norte de la Cuenca Carbonífera de Sabinas (donde actualmente se localiza la Sierra Madre Occidental).

Las Unidades Upson, San Miguel, Olmos y Escondido son más antiguas en su porción occidental que en su parte oriental; por lo tanto son unidades diacrónicas. Estas unidades transgredieron el tiempo y el espacio, al igual que las unidades depositadas en el sistema deltaico progradante de Río Escondido.

Las cuencas estructurales definidas por Robeck *et al.* (1956), se formaron por el plegamiento de las unidades del Mesozoico Tardío, como un resultado del levantamiento de la porción occidental de México.

Por la misma causa, en su levantamiento inicial, el mar se empezó a retirar paulatinamente hacia el oriente, progradando las secuencias sedimentarias en esa dirección.

Los nombres formacionales de las unidades del Cretácico Superior en la Cuenca Carbonífera de Sabinas, fueron tomados de las formaciones propuestas en la región de Piedras Negras, Coahuila y de Eagle Pass, Texas; a pesar de que no son iguales los ambientes sedimentarios de formación, pero esto se hizo para no complicar aún más la estratigrafía preestablecida.

El sentido de las paleocorrientes fue del NW al SE  $40^{\circ}$  estando la costa orientada casi perpendicularmente.

Estructuralmente estas rocas presentan poca deformación, formando en su mayoría sinclinales simétricos o buzando ligeramente hacia el suroeste.

Diagenéticamente las zona de estudio es muy similar a la Cuenca de Fuentes - Río Escondido, pero difiere un poco en la abundancia de los clanes de las areniscas, así como en el porcentaje de porosidad y permeabilidad, ya que en la región sur de la Cuenca de Río Escondido

se explotan hidrocarburos, aunque en porcentajes pequeños, en la Formación San Miguel. Mientras que en las cuencas de Ojinaga, Parras y La Popa las posibilidades de encontrar buenos yacimientos se reducen.

## BIBLIOGRAFIA

- Adkins, W. S., 1928, *Handbook of Texas Cretaceous Fossils: Texas Univ. Bull.* 2838.
- Aguayo, C. J. E., 1978, *Facies Sedimentarias y Diagenesis de la Formacion Novillo (Jurásico Superior) Noreste de Mexico*; *Rev. Inst. Mex. Petrol.*, V. 10, No. 4, p. 6-45.
- Alfonso, Z. J., 1979, *Provincias Mesozoicas Productoras en el Noreste de Mexico*, *Ingeniería Petrolera*, A.I.G.M. marzo, p. 35-40.
- Alfonso, Z. J., 1987 *Paleogeografía de Chihuahua - Coahuila* *Petróleo Internacional*, enero, p. 1-21.
- Araujo M. J. y Estavillo, G. F., 1985 *Estudio Estratigráfico Sedimentológico del Cretácico Superior, Prospecto San Carlos, Estado de Chihuahua*, IMP, C-3000.
- Arellano, V. S., 1980, *Detalle Estratigráfico Estructural del Prospecto Florida - Baluarte*, NE-M 1637, *Archivo Técnico PEMEX*.
- Arenas, P. R., Lopez, G. A. y Ruiz, V. A., 1986, *Estudio Estratigráfico Sedimentológico del Cretácico Superior, Prospecto Patricio - Barroteran, Coahuila*, IMP, C-3013.
- Ariceaga, A. C. y Arriaga, A. F., 1987, *Informe Geológico de la Cuenca Fuentes - Río Escondido, Coahuila*. NC-3 C.F.E. Piedras Negras, Coahuila 65 p.
- Bello, N. M., 1981, *Estudio de diferentes Modelos Tectónicos por Métodos Digitales, utilizando Imágenes, Area Monclova - Sabinas*, IMP. C-3051.
- Böse, E., 1921, *On the Permian of Coahuila, Northern Mexico*. *Amer. Jour. Sci.* 5th Ser. V. 1, p. 187-194.
- Cooper, J. D., 1970, *Stratigraphy and Paleontology of Escondido Formation (Upper Cretaceous) Maverick County, Texas and northern Mexico* Ph.D dissertation, Univ. Texas Austin 271 p.
- Cotter, E., 1982, *Upper Cretaceous Coal of Sabinas Basin, Northeastern Mexico*, *Sedimentology* Hamilton on Canada V. 11, p. 57.
- Díaz, G. J. E., 1952, *Geología Estructural del Anticlinal de Peyotes*. *Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, V. 4 Nos. 3-4, p. 117-147.
- Dumble, T. E., 1892, *Notes on the Geology of the Valley of*

- the Middle Rio Grande, Bull. Geol. Soc. Amer. V. 3, april, p. 219-230.
- Folk, R. L., Andrews, B. P. and Lewis, D. W., 1970, *Detrital Sedimentary Rock Classification and Nomenclature use in New Zealand*, N.Z., J1 Geol. Geophys, V. 13, p 937-968.
- Folk, R. L., 1974, *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co. 194 p..
- García, E. J., 1981, *Informe final del Pozo Gato No. 101*, Archivo Técnico PEMEX.
- Garza, G. R., 1973, *Modelo Sedimentario del Albiano - Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Edo. de Coahuila)*. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., V. XXV Nos. 7-9 p. 311-340.
- González, G. R., 1976, *Bosquejo Geológico de la Zona Noreste*, Aso. Mex. Geol. Petrol., III Simposium Geología de Sabinas, V. XXVII, Nos. 1 y 2 p. 2-49.
- González, G. R., 1979 *Exploracion Petrolera en el "Golfo de Sabinas" Nueva Provincia Productora de Gas*, Ingeniería Petrolera, A.I.P.M. febrero. p.
- González G. R., 1980, *Exploracion Petrolera de Nuevas Provincias*, ARPEL XXXV Reunión, V. 1 p. 1-16.
- Hedberg, D. H., 1980, *Guía Estratigráfica Internacional*, Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica de la Comisión de Estratigrafía de la UICG, Ed. Reverte, S. A..
- Humphrey, E. W., 1956, *Tectonic Fracmenwork of Northeast Mexico*, Gulf. Coast. Assoc. Geol. Soc. San Antonio Texas, V. 6 p. 25-35.
- Hurtado, C. M., 1987, *Aplicacion e Interpolacion de Registros Geofisicos de Pozo, para evaluacion de yacimientos de Carbon en las cuencas Carboníferas del Estado de Coahuila*, Memoria VII del C.R.M. p. 79-93.
- Imlay, W. R., 1936, *Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico*. Bull. Geol. Soc. Amer. V. 47. p. 1041-1152.
- Keith, R. J. and Kennetb H. W., 1972, *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*, Soc. Econ. Paleonto. Miner; Special Publication No. 16 340 p..
- Kellum, B. L., 1936, *Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part III*, Bull. Geol. Soc. Amer. V. 47. p. 1039-190.

- Longoria, J. F., 1984, *Stratigraphic Studies in the Jurassic of Northeastern Mexico: Evidence for the Origin of the Sabinas Basin*, GCSSEPM Foundation Third Annual Research Conference Proceeding, march. p. 171-193.
- Mc Bride, F. E., 1979 *Geologic Report on Upper Cretaceous Coal - Bearing rocks, Rio Escondido Basin, Coahuila, Mexico*. Bol. Soc. Geol. Mex., V. XL, Nos. 1 y 2, p. 21-47.
- Mc Bride, F. E., 1981, *Estudios Estratigraficos de las rocas del Cretacico Superior y Estudio de aguas subterraneas en partes de Coahuila, Nuevo Leon y Chihuahua*. Informe Interno, C.F.E. 229 p.
- Mc Bride, F. E., 1985, *Influence of Basin History on reservoir quality of sandstones: Upper Cretaceous of Northern Mexico*. GCSSEPM Foundation Fourth Annual Research Conference Proceedings, p. 119-127.
- Mc Cubbin, R. E. and Donald, J. R., 1981, *Barrier - Island and Strand - Plain Facies*. Amer. Asso. Petrol. Geol. p. 247-279.
- Merritt, C. L., 1980, *Sandstone Diagenesis and Porosity development in Olmos, San Miguel and Upson formations (Upper Cretaceous) Northern Rio Escondido Basin, Coahuila, Mexico*. Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc.. V. 30, p. 459-463.
- Murray, E. G., Weidie, E. A., Boyd, R. D, Forde H. E., and Lewis, D. P. Jr., 1962, *Formational division of Difunta Group, Parras Basin, Coahuila and Nuevo Leon, Mexico.*, Bull. Amer. Asso. Petrol. Geol. V. 46, No. 3 p. 374-383.
- Ojeda, R. L., 1968, *Sabinas Coal Region Guidebook*. GSA Field Trip No. 1: Geology of the Sabinas Coal Basin, Coahuila. Geol. Soc. Amer..
- Obregón, A. L. y Garcia, C. J. M., 1985, *Determinacion de Ambientes de Deposito por Metodos Geoquimicos y Petrograficos en Sedimentos Cretacicos y Terciarios del Noreste de Mexico*, Rev. Ingenieria, UNAM V. LV No. 1 p. 63-70.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1978, *Geologia y Estratigrafia (Cretacico Superior) del Limite Suroeste del Estado de Nuevo Leon*, Rev. Inst. Geol. UNAM, V. 2, No. 1 p. 37-44.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1986, *Post - Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and Its Role in the Evolution of the Gulf of Mexico*, Geof. Inter. V. 25, No. 1 p. 157-206.
- Raisz, E., 1964, *Map of Landform of Mexico*, Laboratories Erwin Raisz, Cambridge, Mass.

- Reineck, H. E. and Singh B. I., 1975, *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag Berlin. Heidelberg. New York. 439 p..
- Rivera, J. J., 1980, *Estudios Geofísicos e Integración Geofísica - Geológica del área Golfo de Sabinas*, ARPEL, XXXV Reunión, V. 1 p. 6-20.
- Robeck, C. R., Pesquera, V. R. y Ulloa, A. S., 1956, *Geología y Depositos de Carbon de la Región de Sabinas, Estado de Coahuila*, XX Congreso Geol. Inter. Inst. Nac. Inv. Rec. Mater. y U.S. Geol. Sur. 109p.
- Rodriguez, J. M., 1980, *Areniscas de la Formación San Miguel*. Petróleo Internacional, enero, p 36-39.
- Rueda, G. J., 1967, *Contribution a l'étude palynologique et pétrographique du charbon crétacé du Bassin de Sabinas, Coahuila, Mexico*. Tesis de doctorado. Fac. Ciencias Univ. Lille. 3 vol. 408 p.
- Schmidt, V. and Mc Donald, D. A., 1983, *Secondary Reservoir Porosity in the Course of Sandstone Diagenesis*, Education Course Note Series No. 12 AAPG. Third Printing, 125 p.
- Scholle, A. P., 1979, *Memoir 28 AAPG Constituents, Textures, Cements, and Porosities of Sandstones and Associated Rocks*, 201 p.
- Sholle A. P. and Darwin S., 1982, *Sandstone Depositional Environments*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 410 p..
- Slator, P. D., 1983, *Sandstone Diagenesis and Its Variation with Deltaic Depositional Environments, Upper Cretaceous, Southern Rio Escondido Basin*. Abstr. Bul. Amer. Asso. Petrol. Geol., V. 63 No. 3 p. 529-530.
- Stephenson, L. W., 1918, *A contribution to the Geology of Northeastern Texas and Southern Oklahoma*, U. S. Geol. Survey Prof. p. 120:129-163.
- Stephenson, L. W., 1927, *Notes on the Stratigraphy of the Upper Cretaceous Formations of Texas and Arkansas*. Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol. V. 11 No. 1 p. 1-17.
- Vergara, S. M. A., 1972, *Informe Geológico de las Hojas Atlas G-11 y H-11. NE-M 1238*, Archivo Técnico, PEMEX.
- Vaughan, T. W., 1900, *Reconnaissance in the Rio Grande coal field of Texas*: U.S. Geol. Survey Bull. 164.
- Weber, R., 1972, *La Vegetación Maestrichtiana de la Formación*



- Weidie, A. E. and Murray, G., 1967, *Geology of Parras Basin and Adjacent areas of Northeastern Mexico*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. V. 51 No. 5 p. 678-695.
- Weidie, A. E., Wolleben, J. A. and Mc Bride F. E. 1972, *Late Cretaceous Depositional Systems in Northeastern Mexico*. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans. V. 22 p. 323-329.
- Wentworth, C. K., 1922, *A scale of grade and class terms for clastic sediments*: Jour. Geol. V. 30, p. 377-392.
- Wilson, J. L., 1975, *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin. 471 p.
- Wolleben, J. A., Mc Bride, F. E. and Weidie, A. E., 1970 *Upper Cretaceous Stratigraphic Relationships in Northeastern Mexico*. In Corpus Christi Geol. Soc. Guide Book, Spring Field Conference USA. p. 45-56.
- Zarate, M. P., 1970 *Informe Geologico del Prospecto Padilla Hojas Atlas Santa Elena (47-11) El Berrendo (46-11) y La Mora (45-11) Estado de Coahuila*. NE-M 1141, Archivo Técnico, PEMEX.

## APENDICE FOTOGRAFICO

### FORMACION UPSON

Foto 1 Areniscas calcáreas con estratificación cruzada, de estratos delgados y finos. Esta localidad se encuentra en el Rancho San Isidro al norte de Ocampo.

Foto 2 Sección medida de la Formación Upson, en el Arroyo El Gavilán, que se encuentra al norte de San Buenaventura.

Foto 3 Concreciones calcáreas que presentan gran cantidad de fósiles en el centro, Arroyo el Gavilán, Formación Upson.

Foto 4 Secuencia de arcillitas calcáreas con gran cantidad de septarias de tamaños variables. Localidad cercana al Poblado de Rancherías al sur de Palaú.

Foto 5 Contacto transicional y concordante entre las Formaciones Austin y Upson, Arroyo Salinas al sur de Muzquiz.

Foto 6 Contacto transicional y concordante entre la Formaciones Upson y San Miguel, sobre la vía de tren que conecta Barroterán con Palaú.

### FORMACION SAN MIGUEL

Foto 7 Areniscas de estratos gruesos con marcada oxidación, afloramiento cercano al Rancho el Cedral, al sur de Muzquiz.

Foto 8 Areniscas de grano fino, de estratos gruesos y delgados con gran cantidad de estructuras sedimentarias y donde se recolectó un *Inoceramus*, Arroyo las Mujeres, al este de Sabinas.

Foto 9 Rizaduras de interferencia en areniscas de la Formación San Miguel, Loma Los Amoles, al este de Sabinas.

Foto 10 Sección medida en la Loma Los Amoles al este de Sabinas.

### FORMACION OLMOS

Foto 11 Estructuras de corriente y icnofósiles en un estrato de limolitas de la Formación Olmos, localidad cercana al Pozo Golfo No. 1, al sureste de Sabinas.

Foto 12 Arcillitas y limolitas de estratos laminares y finos, presentan abundantes huellas de plantas y bioturbación, Arrollo Las Minitas, entre los poblados de Nueva Rosita y Palaú.

Foto 13 Cerca de la localidad anterior se encuentra este afloramiento de arcillitas con bandas de caolín y materia orgánica, presentando

estructura de gran plasticidad.

Foto 14 Tajo a cielo abierto de la Mina de Cloete, notese el paleocanal de la parte superior, y sobre de el una secuencia de areniscas y limolitas sin tanta materia orgánica, como las capas de abajo.

Foto 15 Tajo abandonado de San Antón, al este de Progreso, secuencia de limolitas, arcillitas, areniscas y evaporitas, con algunas capas de carbon sucio, en esta localidad se observan abundantes huellas de plantas terrestres mayores y también en niveles superiores capas con muchos pelecípodos y gasterópodos, Miembro Tullillo.

Foto 16 Tajo inundado de Palaú, Formación Olmos, observese el cambio de tono de la base a la cima por los procesos de intemperismo.

Foto 17 Sección medida en el Tajo de Cloete, las capas de carbón no sobrepasan los 120 cm, y casi siempre se encuentran sucios.

Foto 18 Capa de carbón de la Formación Olmos en la Mina de Micare, en la región de Piedras Negras, notese el espesor de esta capa que sobrepasa los 2 m, y es de una calidad exelente.

Foto 19 Tajo el Sauz, en el Rancho de Ronsesvalles, secuencia alternante de carbón, limonita y areniscas con yeso, además se puede observar varias fallas listricas.

Foto 20 Tajo Nueva Rosita, observese los dos paleocanales, en la parte media de la secuencia, así como varias capas de carbón a diferentes niveles estratigráficos.

#### FORMACION ESCONDIDO

Foto 21 Ondulitas sobre la cima de una capa de areniscas de grano medio, esta localidad se encuentra al pie del cerro Arco La Cuchilla.

Foto 22 Biolitita de Exogyras, este banco se encuentra en la parte media del cerro Arco La Cuchilla.

Foto 23 Panorámica del Cerro Arco la Cuchilla.

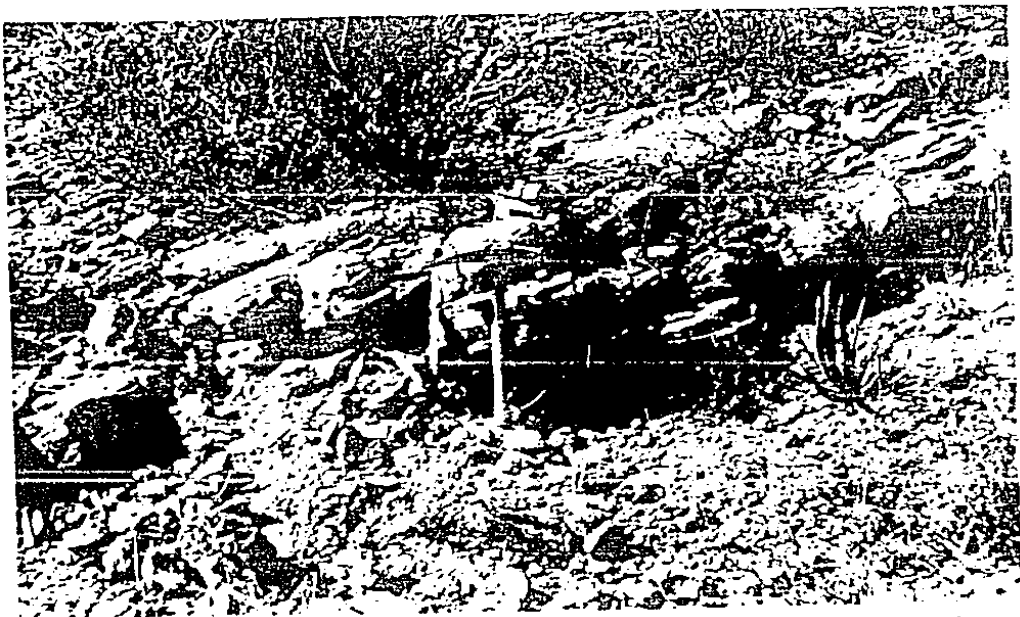
Foto 24 Cerros los Piloncillo, en donde se encuentra el contacto entre el Mesozoico y en Cenozoico (Formación Escondido y Grupo Midway).

Foto 25 Mesa de Cartujanos, secuencia transgresiva de la formación Escondido, en la porción superior su presentan tres capas de estratificación masiva.

Foto 26 Capa inferior de las tres capas de la Mesa de Cartujanos.

Foto 27 Secuencia deltaica de Monclova.

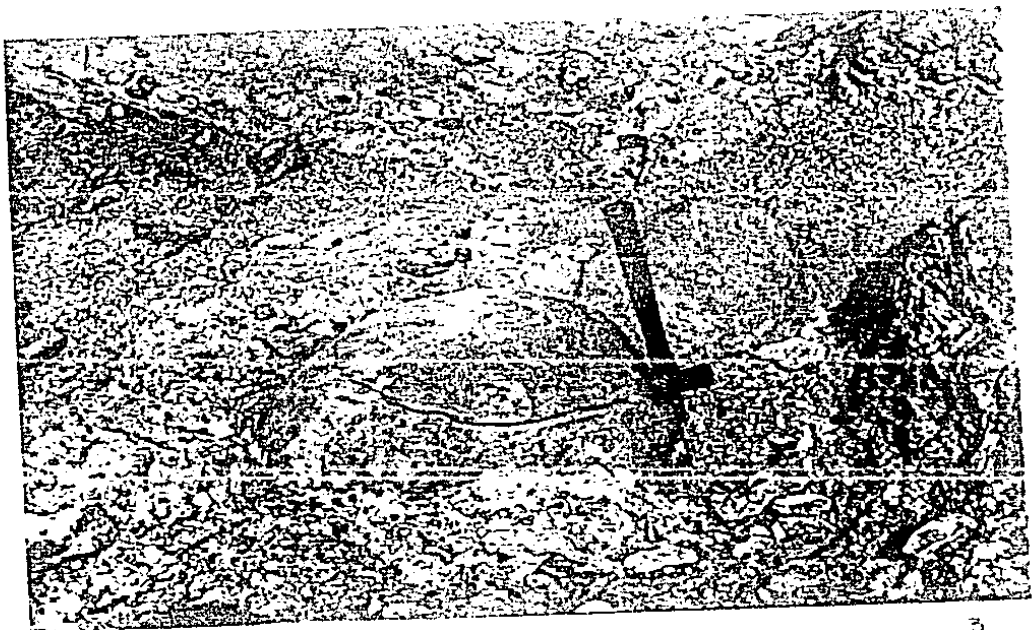
Foto 28 Secuencia deltaica de Parras.



1



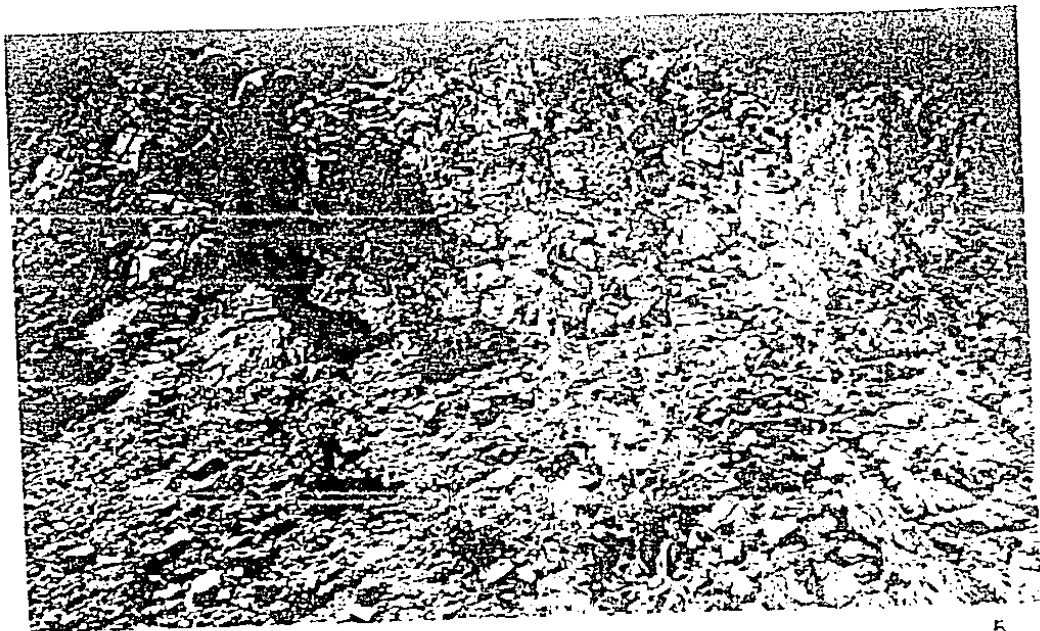
2



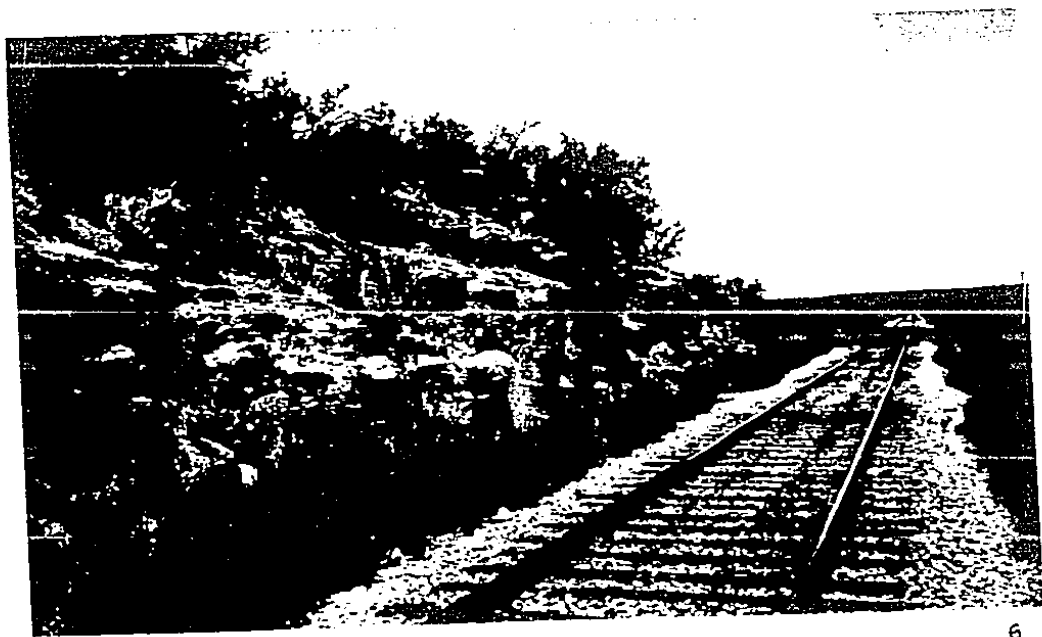
3



4



5



6



7



8

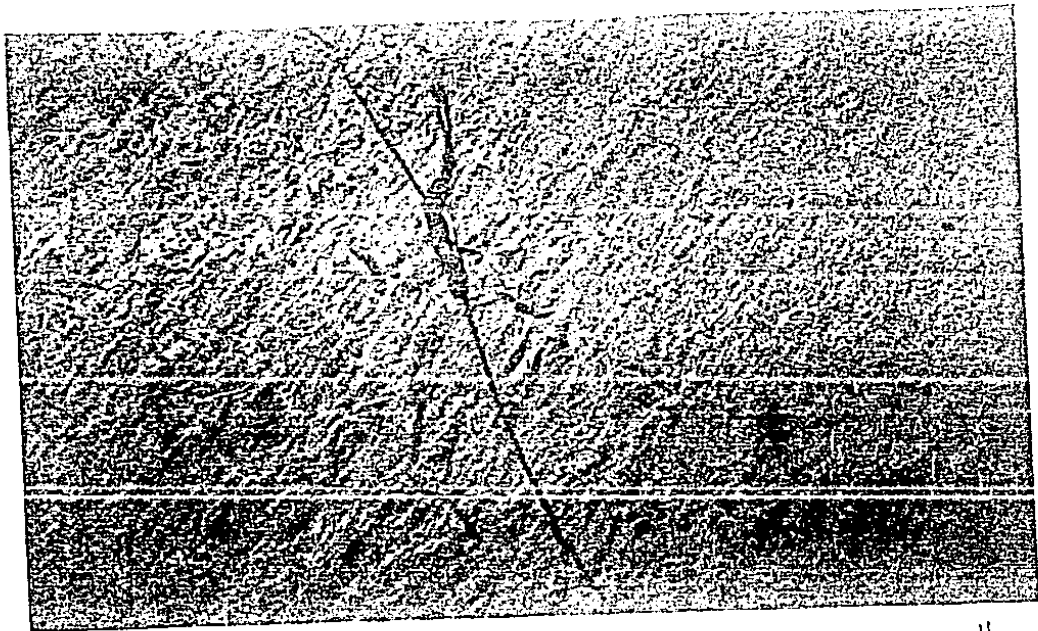




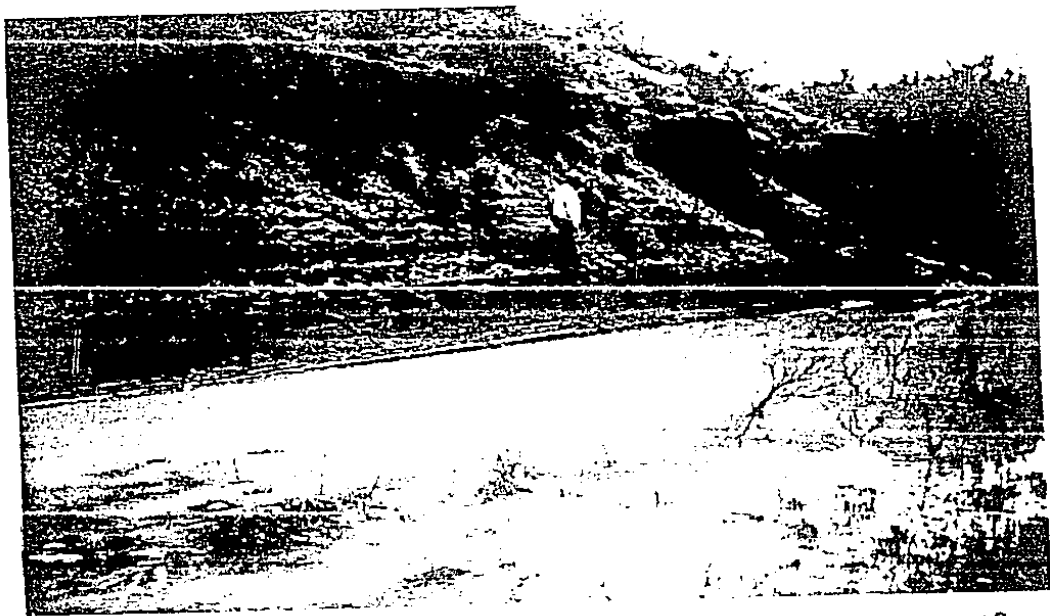
9



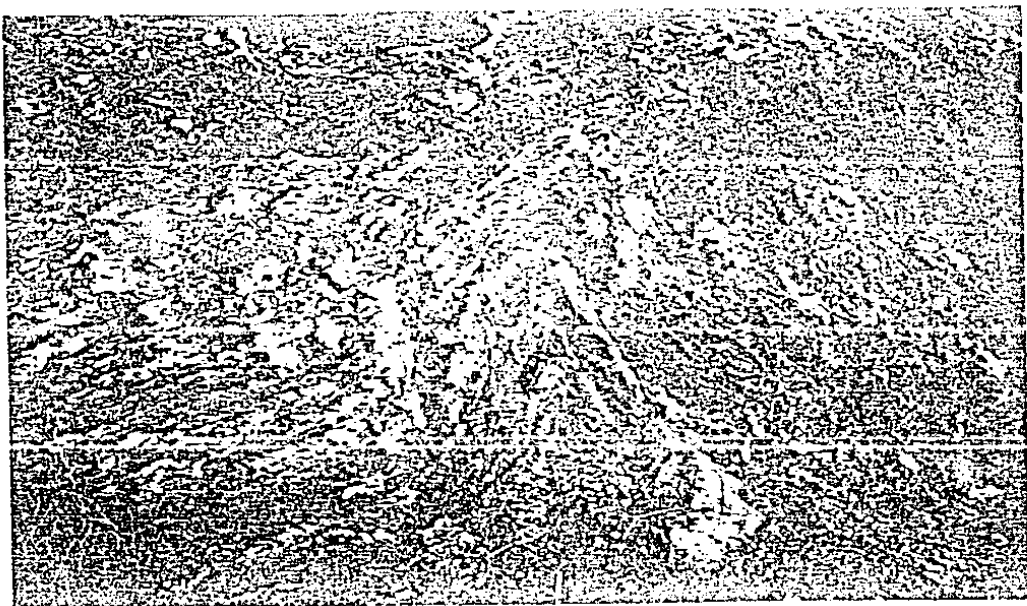
10



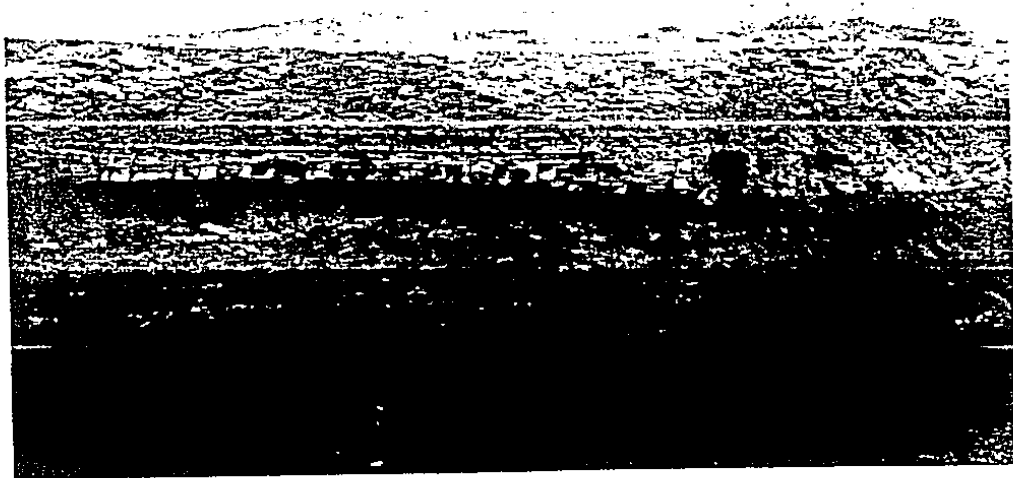
11



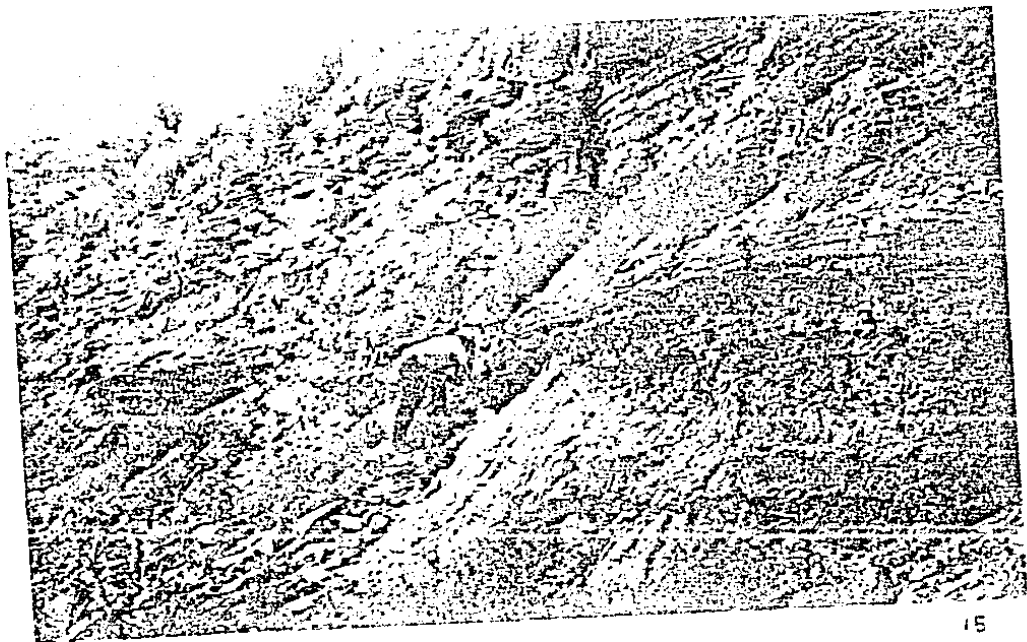
12



13



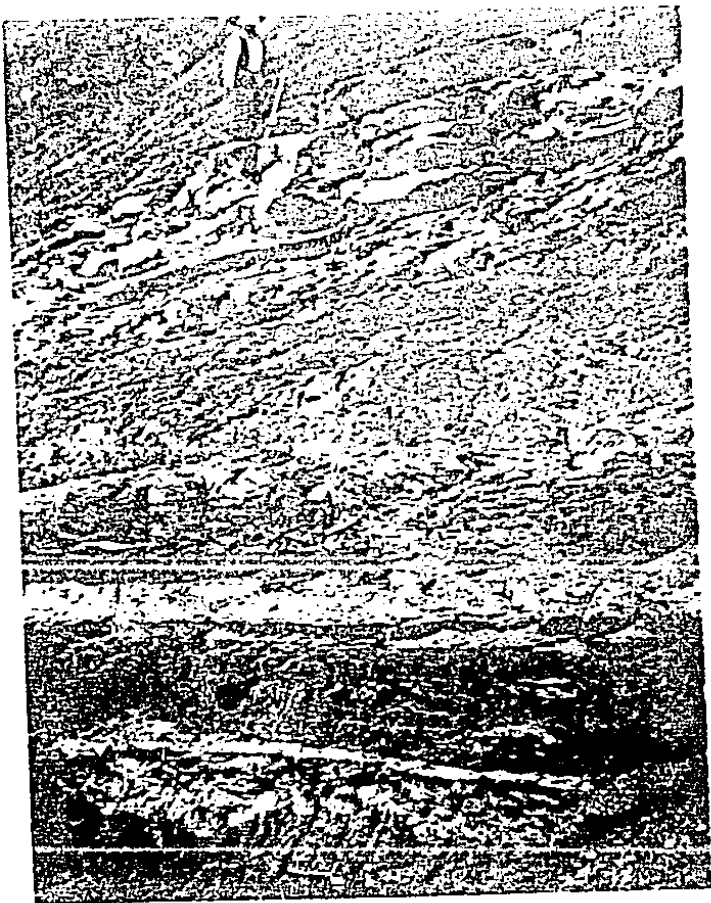
14



15



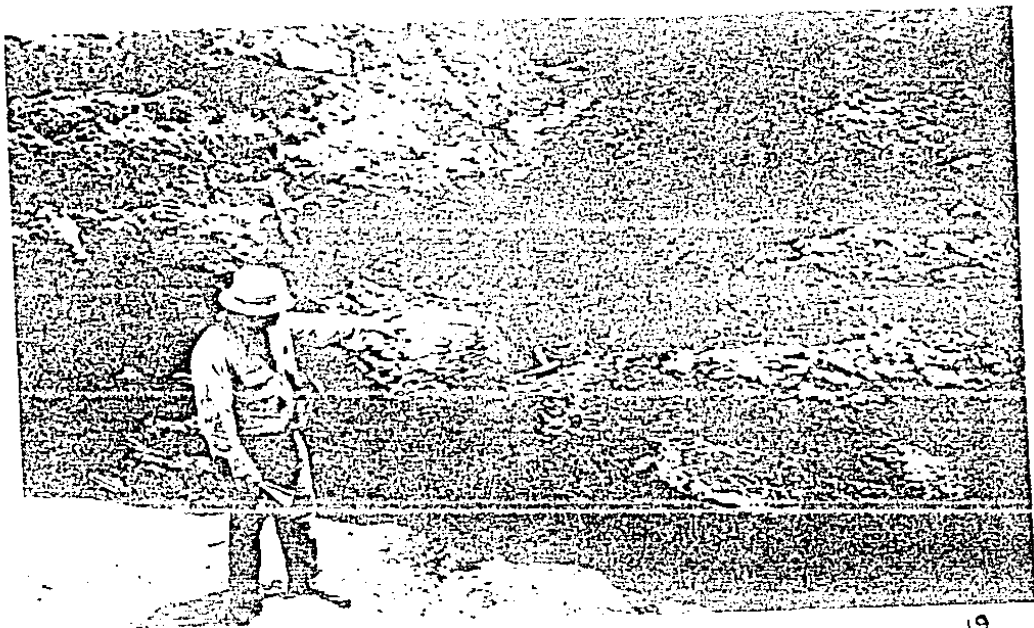
16



17



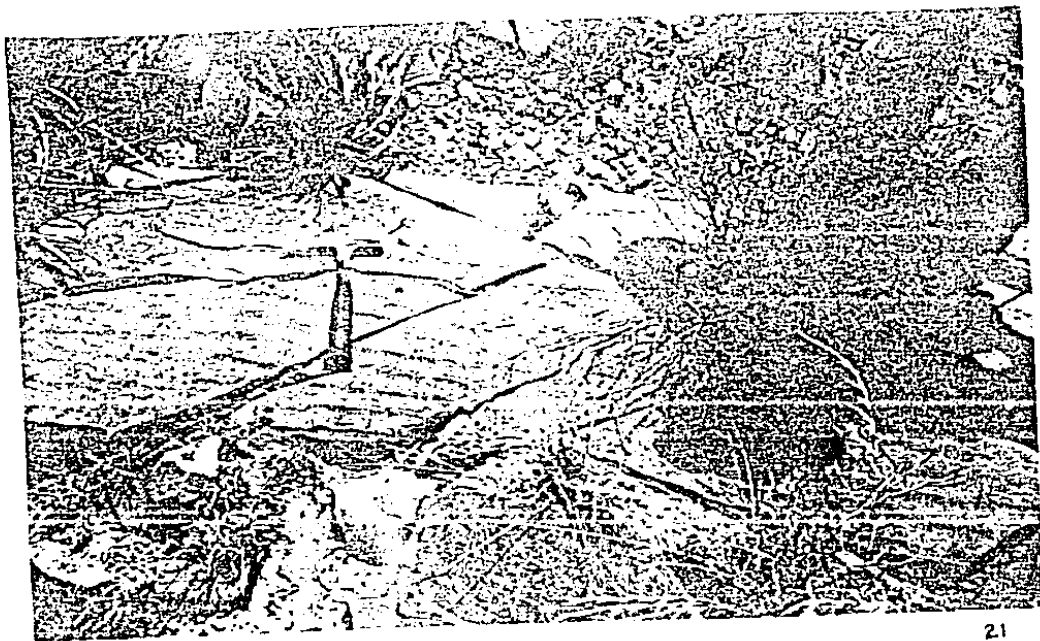
18



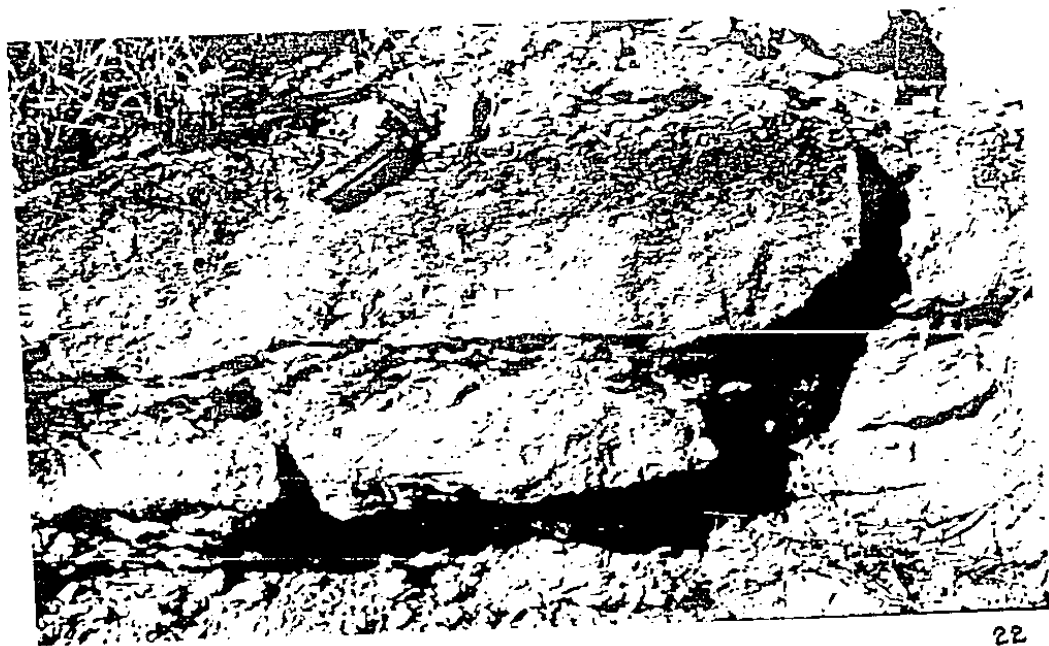
19



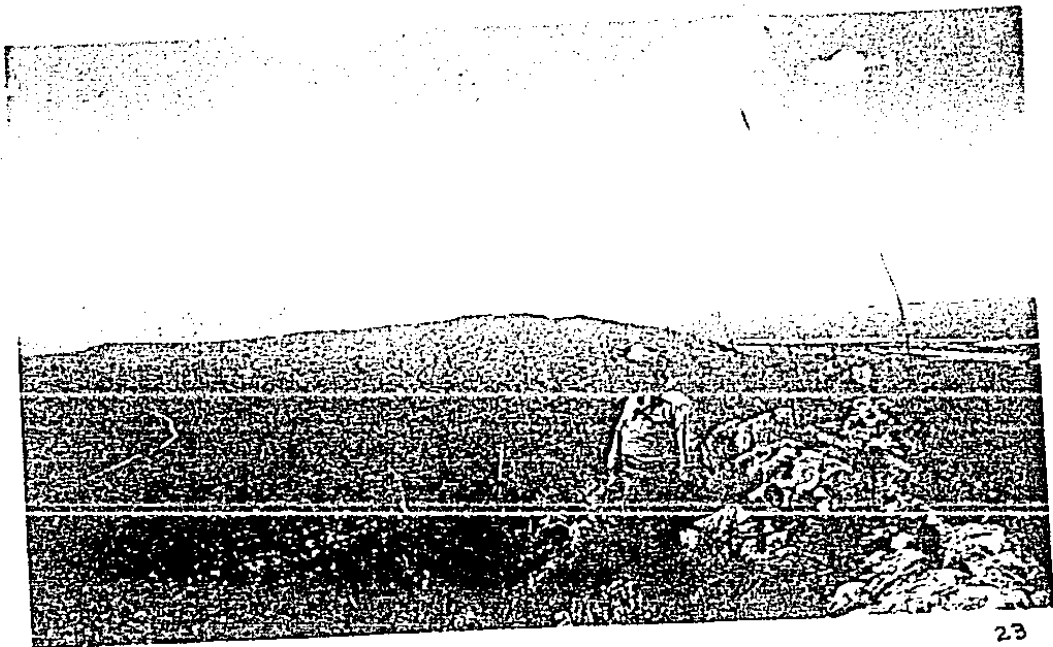
20



21



22

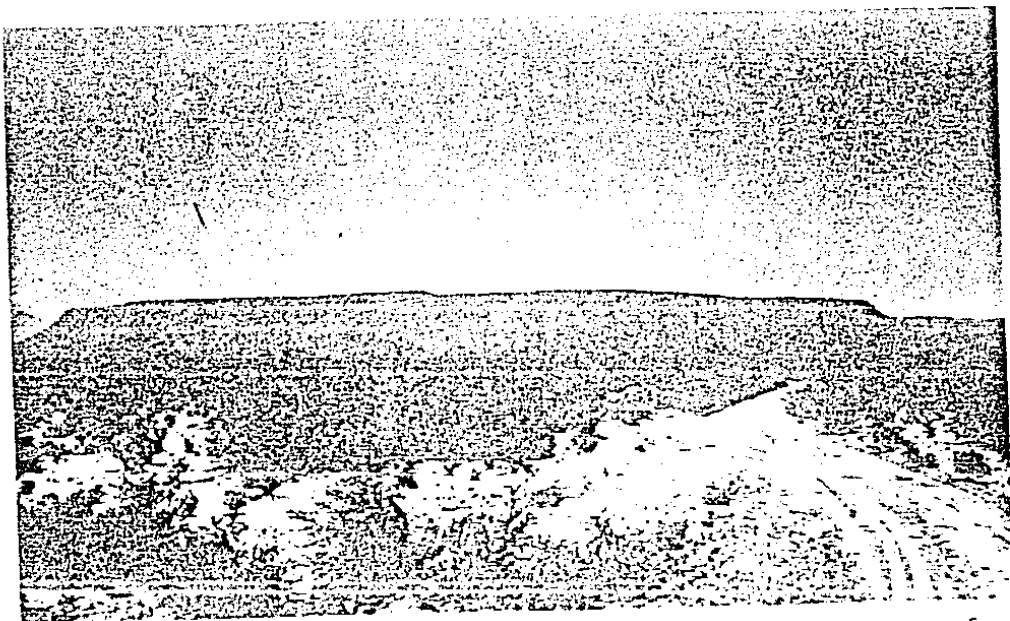


23

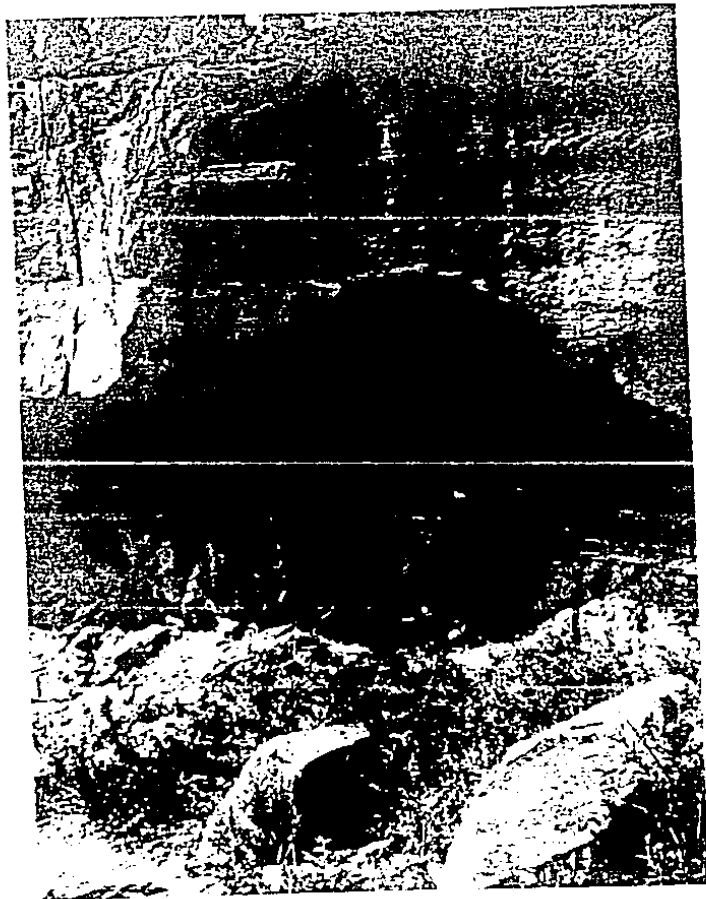


24

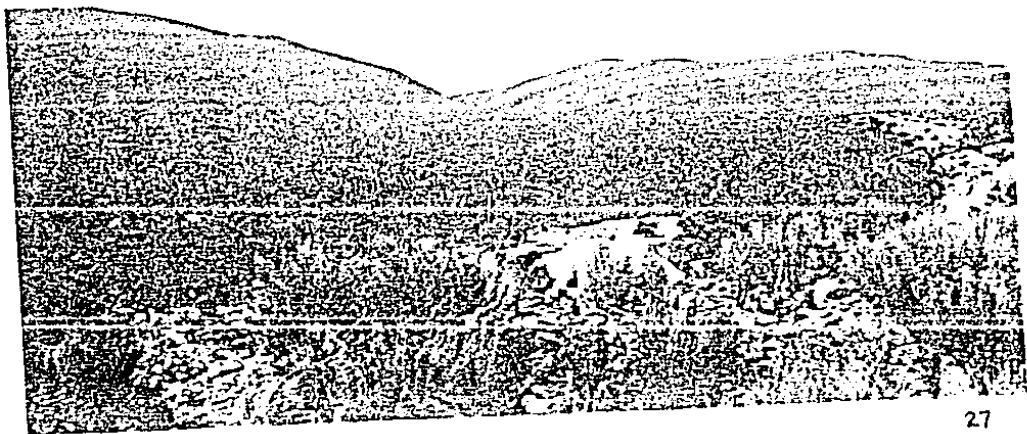




25



26



27



28