

0177
4
24

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

FACULTAD DE INGENIERIA

EVOLUCION GEOLOGICA DEL ISTMO

DE TEHUANTEPEC Y SUS IMPLICACIONES

PETROLERAS

POR:

GUILLERMO MORA OROPEZA

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

1990

TESIS CON
FALLA DE 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.

C O N T E N I D O

RESUMEN	PAGINAS
I.- INTRODUCCION	1
I.1 TIPO DE TRABAJO	1
I.2 OBJETIVO DEL ESTUDIO	1
I.3 ANTECEDENTES	1
I.4 METODO DE TRABAJO	1
II.- GENERALIDADES	3
II.1 LOCALIZACION	3
II.2 FISIOGRAFIA	3
II.3 PROVINCIAS GEOLOGICAS	5
III.- ESTRATIGRAFIA	9
III.1 SECUENCIA ESTRATIGRAFICA DEL AREA	9
III.2 DESCRIPCION DE LAS FORMACIONES SUPERFICIALES	12
III.3 DESCRIPCION DE UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS RECONOCIDAS EN SUBSUELO	75
III.4 CORRELACION ESTRATIGRAFICA	80
IV.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL	83
IV.1 DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES	83
IV.2 DESCRIPCION DE FALLAS	83
IV.3 DESCRIPCION DE PLIEGUES	93
IV.4 ESTRUCTURAS PRODUCIDAS POR DIAPIRISMO	96
IV.5 ESTADISTICOS DE LAS FALLAS Y FRACTURAS PRINCIPALES	99
V.- GEOFISICA	103
V.1 GRAVIMETRIA	103
V.1.1 INTRODUCCION	103
V.1.2 DESCRIPCION DE LAS PRINCIPALES ANOMALIAS	103
V.2 MAGNETOMETRIA	112
V.2.1 INTRODUCCION	112
V.2.2 REGION DEL MACIZO DE LA MIXTEQUITA - REGION DE LOS TUXTLAS.	112

V.2.3 REGION DE LA CUENCA SALINA - FRENTE NW DE LA SIERRA DE CHIAPAS.	114
V.2.4 FISIOGRAFIA DEL BASAMENTO MAGNETICO	116
V.3 SISMOLOGIA	118
V.3.1 INTRODUCCION	118
V.3.2 INFORMACION DE POZOS	118
V.3.3 INTERPRETACION ESTRATIGRAFICA Y ESTRUCTURAL	120
V.3.4 CORRELACION DE FACIES SISMICAS	135
VI.- ESTILOS ESTRUCTURALES	138
VI.1 INTRODUCCION	138
VI.1.2 DESCRIPCION DE LOS ESTILOS ESTRUCTURALES	138
VII.- EVOLUCION TECTONICA SEDIMENTARIA	144
VII.1 INTRODUCCION	144
VII.2 EVOLUCION SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFIA	144
VII.3 EVOLUCION ESTRUCTURAL Y TECTONICA DE PLACAS	158
VII.4 EVOLUCION DEL DIAPIRISMO	168
VII.5 NEOTECTONICA	172
VIII.- GEOLOGIA ECONOMICA PETROLERA	174
VIII.1 INTRODUCCION	174
VIII.2 MANIFESTACIONES SUPERFICIALES	174
VIII.3 ROCA GENERADORA	174
VIII.4 ROCA ALMACEN	181
VIII.5 ROCA SELLO	183
VIII.6 TRAMPAS	183
IX.- CONCLUSIONES	187
X.- REFERENCIAS CITADAS.	193

RESUMEN

El área sujeto de este estudio constituye una franja en el Istmo de Tehuantepec entre los meridianos $94^{\circ}30'$ y $95^{\circ}30'$ del Golfo de México al Golfo de Tehuantepec, teniendo como objetivo entender el comportamiento evolutivo tanto sedimentológico como estructural que nos permitan enfocar mejor la búsqueda de hidrocarburos en la región.

Mediante la correlación estratigráfica efectuada entre el borde noreste del Batolito de la Mixtequita y el noroeste del Batolito de Chiapas, se observa que desde el Jurásico Medio al Cretácico Temprano la secuencia sedimentaria contiene fragmentos de los cuerpos graníticos del basamento antes mencionado; por lo que estos elementos desde el Jurásico Medio han compartido una historia común.

Estructuralmente no existe una sola falla que atraviese la Depresión Istmica y que sea más o menos continua, además se proporcionan localidades de verificación de muchas fallas y fracturas con su respectivo análisis estadístico.

Desde el punto de vista gravimétrico se analiza el Máximo Sontecomapan mediante modelaje gravimétrico y en donde se propone que bajo la región de Los Tuxtlas el basamento se encuentra a 5 km. Desde el punto de vista magnetométrico se analiza la fisiografía del modelaje configurado del basamento magnético y en donde resalta una gran fosa limitada por un levantamiento central, la fosa se propone constituya el límite occidental de la Cuenca Salina y probablemente el límite W del Bloque Yucatán. Sismológicamente fue posible definir varias facies sísmicas de comportamiento local a las cuales se les pueden asociar facies sedimentarias pudiendo reconocer depósitos profundos y de plataforma. En el aspecto estructural fue posible definir fallas inversas, normales, intrusiones diapíricas, y estructuras anticlinales tipo tortuga, las cuales tienen su origen en la tectónica salina, además se reconocen discordancias.

Tomando en cuenta la información geológica y geofísica se identificaron varios estilos de deformación siendo los siguientes: Cuencas que evolucionan estructuralmente hacia sus

extremos "End-Out-Of the Basin Development" en las cuencas terciarias, Compresión - deslizamiento "Compresión - Decollement" en el frente de la Sierra de Juárez, Compresión - Fallamiento inverso de ángulo alto "Compresión-Upthrust" en el noreste del Batolito de la Mixtequita, Compresión - fallamiento de ángulo bajo "Compresión - Underthrust" en el suroeste del Batolito de la Mixtequita, Transcurrente en el borde NW del Batolito de Chiapas y Transcurrente de Basamento que forma pliegues de fondo "Drag Folds" en la región de los Metamórficos del Istmo y el SW del Batolito de Chiapas.

Se muestra la evolución sedimentaria y paleogeografía desde el Jurásico hasta el Reciente. La evolución estructural y su relación con los movimientos mayores de las placas tectónicas y la evolución de la tectónica salina incluyendo su etapa almohada, diapírica y postdiapírica, como fenómenos neotectónicos resalta la alta sismicidad en la porción ístmica, quizá corresponda a la sutura profunda del límite occidental del antiguo Bloque Yucatán.

Como implicaciones económicas se reconocen rocas generadoras en el Jurásico Superior, Paleoceno y Eoceno, rocas almacén en el Jurásico Superior, Cretácico Inferior, Medio y Superior, además de varios horizontes dentro del Terciario, rocas sello en el Jurásico Superior y Terciario, las trampas se diferencian entre aquellas que se asocian a la tectónica salina y aquellas que no, en las primeras resalta la presencia de estructuras anticlinales tipo tortuga y de menor importancia las cuñas en las paredes de los cuerpos diapíricos, no se espera encontrar acumulación sobre los domos debido a su alto grado de evolución, las trampas no asociadas a la tectónica salina son variadas pudiendo ser formadas por fallas inversas, fallas normales y transcurrentes además de las trampas estratigráficas asociadas a cambios de facies.

INDICE DE FIGURAS

CAPITULOS	TITULO	PAGINA
I.-		
II.-		
FIGURA II.1.1	MAPA DE LOCALIZACION	4
FIGURA II.2.1	MAPA DE PROVINCIAS FISIOGRAFICAS	6
FIGURA II.3.1	MAPA DE PROVINCIAS GEOLOGICAS	8
III.-		
FIGURA III.1.1	ESTRATIGRAFIA POR PROVINCIAS GEOLOGICAS	10
TABLA III.1.1	SECUENCIA ESTRATIGRAFICA	10 Y 11
MAPA III.1.1	MAPA GEOLOGICO	10 Y 11
TABLA III.2.1	EDADES RADIOMETRICAS	14
FIGURA III.2.1	LOCALIZACION DE EDADES RADIOMETRICAS	15
FIGURA III.2.2	DIAGRAMA AFM LAVAS LOS TUXTLAS	63
FIGURA III.2.3	DISTRIBUCION DE FACIES METAMORFICAS	65
FIGURA III.4.1	CORRELACION ESTRATIGRAFICA	82 Y 83
IV.-		
FIGURA IV.1.1	MAPA ESTRUCTURAL	83 Y 84
FIGURA IV.2.1	FALLA SISMOLÓGICA DEL ISTMO a y b	90
FIGURA IV.4.1	EFFECTOS DE LA HISTORIA DEPOSITACIONAL EN UN MAPA DE DIAPIROS SALINOS	97
FIGURA IV.4.2.	MODELO DE EVOLUCION DE DOMOS SALINOS Y ESTRUCTURAS ANTICLINALES TIPO TORTUGA	98
FIGURA IV.5.1.	ESTADISTICO DE FALLAS Y FRACTURAS BATOLITO DE LA MIXTEQUITA	100
FIGURA IV.5.2	ESTADISTICO DE FALLAS Y FRACTURAS DE LA DEPRESION ISTMICA	100
FIGURA IV.5.3	ESTADISTICO DE FALLAS Y FRACTURAS BATOLITO DE CHIAPAS	100
FIGURA IV.5.4	ESTADISTICO DE FALLAS Y FRACTURAS METAMORFICOS DEL ISTMO	100

FIGURA IV.5.5 ESTADISTICO DE FALLAS Y FRACTURAS	
PROVINCIA DE TEHUANTEPEC	100
FIGURA IV.5.6 ESTADISTICO DE FALLAS Y FRACTURAS	
CUENCAS TERCIARIAS	100

V.-

FIGURA V.1.1.1 MAPA DE ANOMALIA DE BOUGER	103 Y 104
FIGURA V.1.2.2 MODELAJE GRAV. MAXIMO SONTECOMAPAN	105
FIGURA V.1.2.2 MODELAJE GRAV. MINIMO SUCHILAPAN	106
FIGURA V.1.2.3 MODELAJE GRAV. MINIMO SAL SOMERA	107
FIGURA V.1.2.4 ANOMALIA DE AIRE LIBRE GOLFO DE TEHUANTEPEC	111
FIGURA V.1.2.5 MODELAJE CRESTA DE TEHUANTEPEC	111
FIGURA V.2.2.1 MAPAS DE INTENSIDAD MAGNETICA	113
FIGURA V.2.2.2 MODELAJE MAG. MIXTEQUITA-LOS TUXTLAS	115
FIGURA V.2.3.1 MODELAJE MAG. CUENCA SALINA FRENTE NW DE LA SIERRA DE CHIAPAS.	115
FIGURA V.2.4.1 MAPA DE CONFIGURACION DE BASAMENTO MAGNETICO EN METROS.	117
FIGURA V.3.1.1 LOCALIZACION DE SISMOSECCION, ESTRUCTURAS DEL SUBSUELO, Y CIMA DE LA SAL	119
FIGURA V.3.3.1 FACIES POZO IXHUAPAN 1A	121
SISMOSECCION V.3.3.1	121 Y 122
FIGURA V.3.3.2 FACIES POZO AMISTAD 1	124
SISMOSECCION V.3.3.2	121 Y 122
FIGURA V.3.3.3. FACIES POZO COVARRUBIAS 101	127
SISMOSECCION V.3.3.3	127 Y 128
FIGURA V.3.3.4 FACIES POZO ATEPONTA 1	129
SISMOSECCION V.3.3.4	127 Y 128
FIGURA V.3.3.5 FACIES POZO SOLOSUCHIL 1A	132
SISMOSECCION V.3.3.5	132 Y 133
SISMOSECCION V.3.3.6	132 Y 133
FIGURA V.3.4.1 CORRELACION DE FACIES SISMICAS	137

VI.

FIGURA VI.1.2.1 EVOLUCION DE UNA CUENCA "DALLMUS"	139
FIGURA VI.1.2.2 SECCION GEOLOGICA QUE MUESTRA LA EVOLUCION DE LAS CUENCAS TERCARIAS	140 Y 141
FIGURA VI.1.2.3 TERMINACION DE UN SISTEMA TRANSCURRENTE	141
FIGURA VI.1.2.4 NE BATOLITO DE LA MIXTEQUITA	142
FIGURA VI.1.2.5 SW BATOLITO DE LA MIXTEQUITA	143
FIGURA VI.1.2.6 PLIEGUES DE ARRASTRE	143

VII.

FIGURA VII.2.1 PALEOGEOGRAFIA DEL POST CALLOVIANO-PRE KIMMERIDGIANO	147
FIGURA VII.2.2 PALEOGEOGRAFIA DEL JURASICO TARDIO	147
FIGURA VII.2.3 PALEOGEOGRAFIA DEL CRETACICO TEMPRANO	151
FIGURA VII.2.4 PALEOGEOGRAFIA DEL CRETACICO MED.Y TARDIO BASAL	151
FIGURA VII.2.5 PALEOGEOGRAFIA DEL CRETACICO TARDIO	154
FIGURA VII.3.1 RECONSTRUCCIONES DEL GOLFO DE MEXICO	160
FIGURA VII.3.2 RECONSTRUCCION PROPUESTA	161
FIGURA VII.3.3 COMPORTAMIENTO PRE-LARAMIDICO DE LA PLACA DE NORTEAMERICA	163
FIGURA VII.3.4 EVOLUCION ESTRUCTURAL 150-80 M.A.	163
FIGURA VII.3.5 COMPORTAMIENTO LARAMIDICO DE LA PLACA DE NORTEAMERICA	165
FIGURA VII.3.6 EVOLUCION ESTRUCTURAL 80-40 M.A.	165
FIGURA VII.3.7 COMPORTAMIENTO DE LA PLACA DE COCOS EN EL MIOCENO MEDIO TARDIO	167
FIGURA VII.3.8 EVOLUCION ESTRUCTURAL 8 M.A.	167
FIGURA VII.3.9 COMPORTAMIENTO DE LA PLACA DE COCOS EN EL MIOCENO TARDIO - PLIOCENO	169
FIGURA VII.3.10 EVOLUCION ESTRUCTURAL 5 M.A.	169

FIGURA VII.4.1 EVOLUCION TECTONICA DIAPIRICA	169 Y 170
FIGURA VII.5.1 FALLA DEL ISTMO (MACROSISMOS)	173
FIGURA VII.5.2 MAPAS DE SISMOS PROFUNDOS	173

VIII.

FIGURA VIII.2.1 CURVA DE SEPULTAMIENTO POZO SOLOSUCHIL 1A	180 Y 181
FIGURA VIII.6.1 DIAPIROS PENETRANTES	185
FIGURA VIII.6.2 DIAPIROS NO PENETRANTES	185

I.- INTRODUCCION

1.1 TIPO DE TRABAJO

Este trabajo puede considerarse como de Evolución Tectónica Sedimentaria, enfocado a la exploración petrolera.

1.2 OBJETIVO DEL ESTUDIO

El objetivo de esta tesis es analizar la evolución de los ambientes sedimentarios y de las estructuras existentes con base tanto en información geológica como geofísica, para poder establecer una evolución tectónica desde el origen del Golfo de México hasta nuestros días; todo esto enfocado a seleccionar áreas que contengan potencial petrolero.

1.3 ANTECEDENTES.

La región del Istmo de Tehuantepec siempre ha sido objeto de discusión geológica siendo uno de los temas más tratados el límite W del Bloque Yucatán durante la evolución del Golfo de México. En esta región están involucrados el Macizo de Chiapas y el de la Mixtequita. Desde el punto de vista petrolero en el área se tiene el Campo Mata Verde que fue productor de gas, además de las continuas manifestaciones de aceite reportadas en barrenos azufreros de la región de Sal Somera.

1.4 METODO DE TRABAJO

Para este estudio el método de trabajo se desarrolló de la siguiente forma:

Compilación y análisis de la información Geológica y Geofísica.

Construcción de la Secuencia Estratigráfica del Área.

Correlación Estratigráfica.

Análisis de Imágenes de Satélite.

Verificación de Campo.

Análisis Estructural.

Modelaje Gravimétrico.

Interpretación Sismológica.

Elaboración de mapas Paleogeográficos.

Elaboración de mapas de Evolución Estructural.

Elaboración de Esquemas de Evolución del Diapirismo.

Elaboración de Curvas de Sepultamiento.

II. GENERALIDADES.

II.1 LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO.

El área de este estudio se encuentra localizada en el sureste de la República Mexicana constituyendo la porción más al sureste del estado de Veracruz y la más oriental del estado de Oaxaca. Cubre un área aproximada de 30, 000 km². Sus límites geográficos son: hacia el norte el Golfo de México, hacia el sur el Golfo de Tehuantepec y al oriente y occidente los meridianos 94° 30' y 95° 30' de longitud oeste respectivamente. Figura II.1.1

II.2 FISIOGRAFIA.

Según Raisz (1964) adaptado por Aguilera (1966) en esta área convergen varias provincias las cuales son:

Planicie Costera del Golfo (E)

Sierra Madre del Sur (H)

Sierras Altas de Chiapas (K)

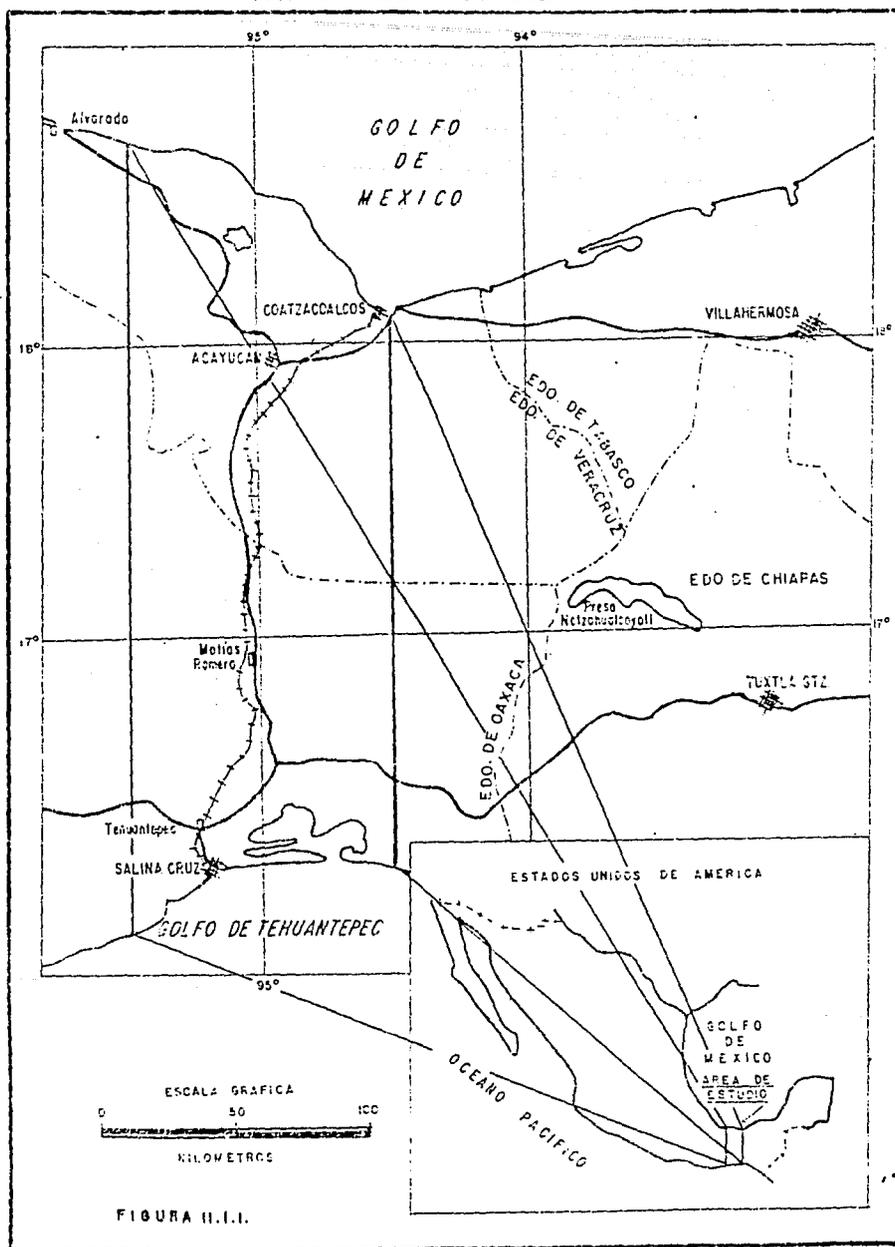
Planicie Costera del Golfo.

Presenta un paisaje sensiblemente plano que se asocia con las cuencas hidrológicas del río Coatzacoalcos y río La Lana - San Juan, donde se desarrollan abundantes zonas pantanosas, pequeños lagos y meandros abandonados, todo esto se presenta en rocas terrígenas de edad Terciario y Cuaternario, por otra parte es importante señalar que dentro de esta provincia se incluye la región volcánica de Los Tuxtlas que es una serie de estratovolcanes que llegan a alcanzar un relieve de 1700 m, en donde resalta el drenaje de tipo radial.

Sierra Madre del Sur.

Principalmente cubre la subprovincia Tierras Altas de Oaxaca (HS), consistente de un cambio radical en el relieve variando de 100 a 1500 m, su drenaje es desorganizado y sus rocas son ígneas y sedimentarias.

MAPA DE LOCALIZACION



Tierras Altas de Chiapas.

Esta incluye a las subprovincias: Sierras Frontales (K5), Sierras Altas (K4) y la Planicie Costera (K1). A la primera como su nombre lo indica constituye el frente de la sierra y marca un cambio de relieve de 0 a 50 m, constituida de rocas sedimentarias principalmente carbonatos y terrigenos, la segunda presenta un relieve de 350 a 550 m siendo muy agreste y constituyéndose de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias principalmente terrigenas y por último la tercera vuelve a descender en relieve hasta la cota 0 m y se asocia con sedimentos terrigenos con abundantes cuerpos extrusivos e intrusivos además de esporádicos cuerpos metamórficos integrados por gneises. Figura II.2.1.

II.3 PROVINCIAS GEOLOGICAS

En esta tesis se adapta para el área de estudio, el mapa de provincias geológicas determinado internamente por PEMEX (1984), dichas provincias se describen a continuación:

Macizo de San Andrés
 Cuenca de Veracruz
 Sierra de Juárez
 Cuenca Salina del Istmo
 Sierra de Chiapas
 Macizo de Chiapas
 Zona Metamórfica del Istmo
 Sierra Madre del Sur
 Planicie Costera de Chiapas

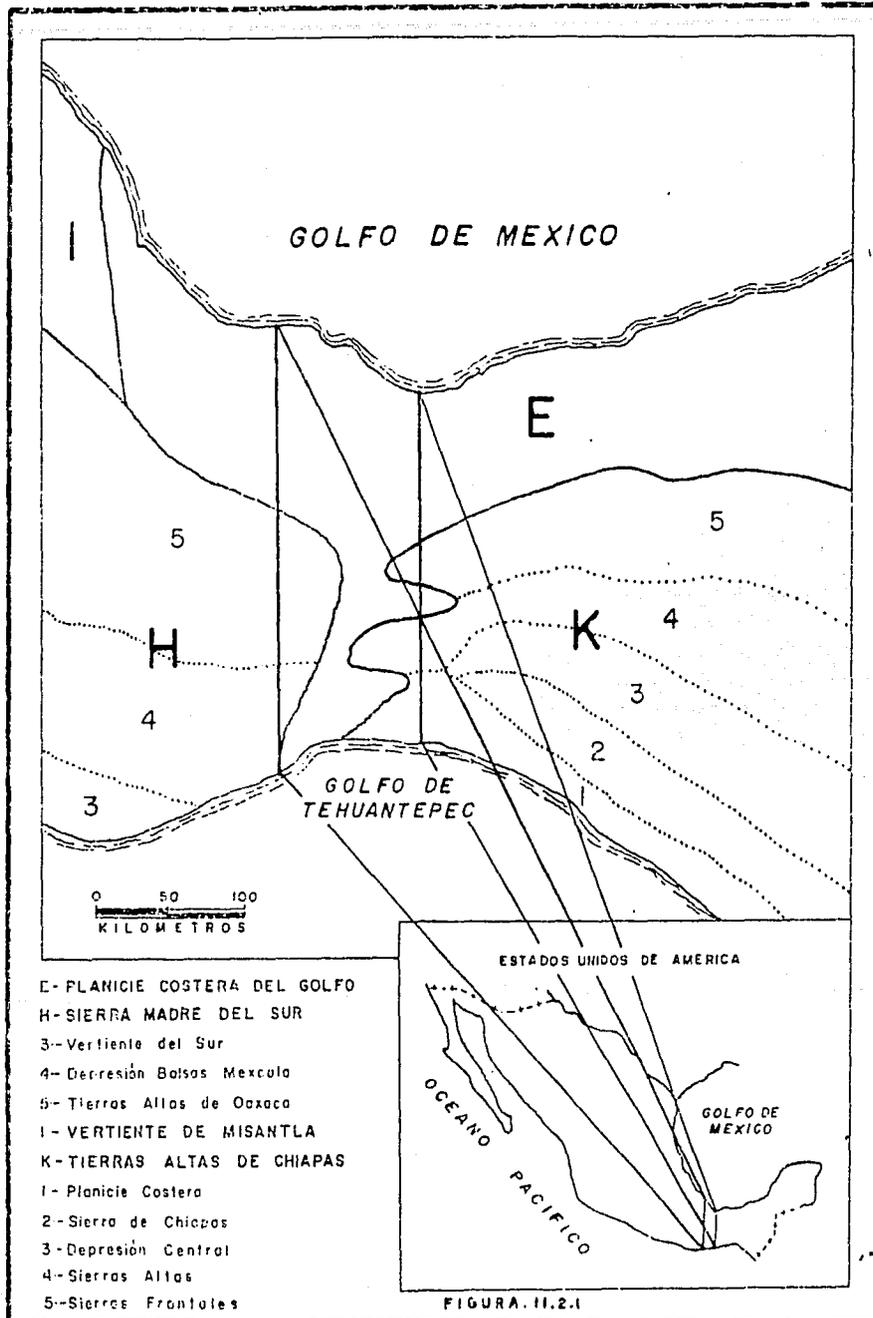
Macizo de San Andrés. El cual se integra de basaltos alcalinos, andesitas y tobas.

Cuenca de Veracruz. Esta se constituye de sedimentos terrigenos de edad Terciaria.

Sierra de Juárez. Su basamento se conforma de esquistos paleozoicos, cubierto por rocas terrigenas y carbonatadas mesozoicas.

MAPA DE PROVINCIAS FISIOGRAFICAS

6



Cuenca Salina del Istmo. La cual se asocia con sedimentos terciarios terrigenos que son intrusionados por diapiros.

Sierra de Chiapas. Esta se forma de rocas terrigenas terciarias y carbonatos del Mesozoico, además de terrigenos que descansan sobre un basamento igneo Pérmico y cuyo fenómeno estructural predominante es el de fallas de transcurrancia.

Macizo de Chiapas. Este se constituye generalmente de granitos y granodioritas de edad Pérmico, siendo su extensión más occidental el Batolito de la Mixtequita y separados por la Depresión Istmica.

Zona Metamórfica del Istmo. En este es posible encontrar esquistos, milonites y cataclacitas en facies de esquistos verdes.

Sierra Madre del Sur. Se compone de rocas ígneas sedimentarias y metamórficas que varían del Paleozoico al Terciario.

Planicie Costera de Chiapas. Aquí afloran rocas terciarias con abundantes cuerpos ígneos tanto extrusivos como intrusivos de edad Terciaria; a la porción occidental de esta provincia se le conoce como Cuenca de Tehuantepec, y es con este nombre que se describe posteriormente. Figura II.3.1.

MAPA DE PROVINCIAS GEOLOGICAS

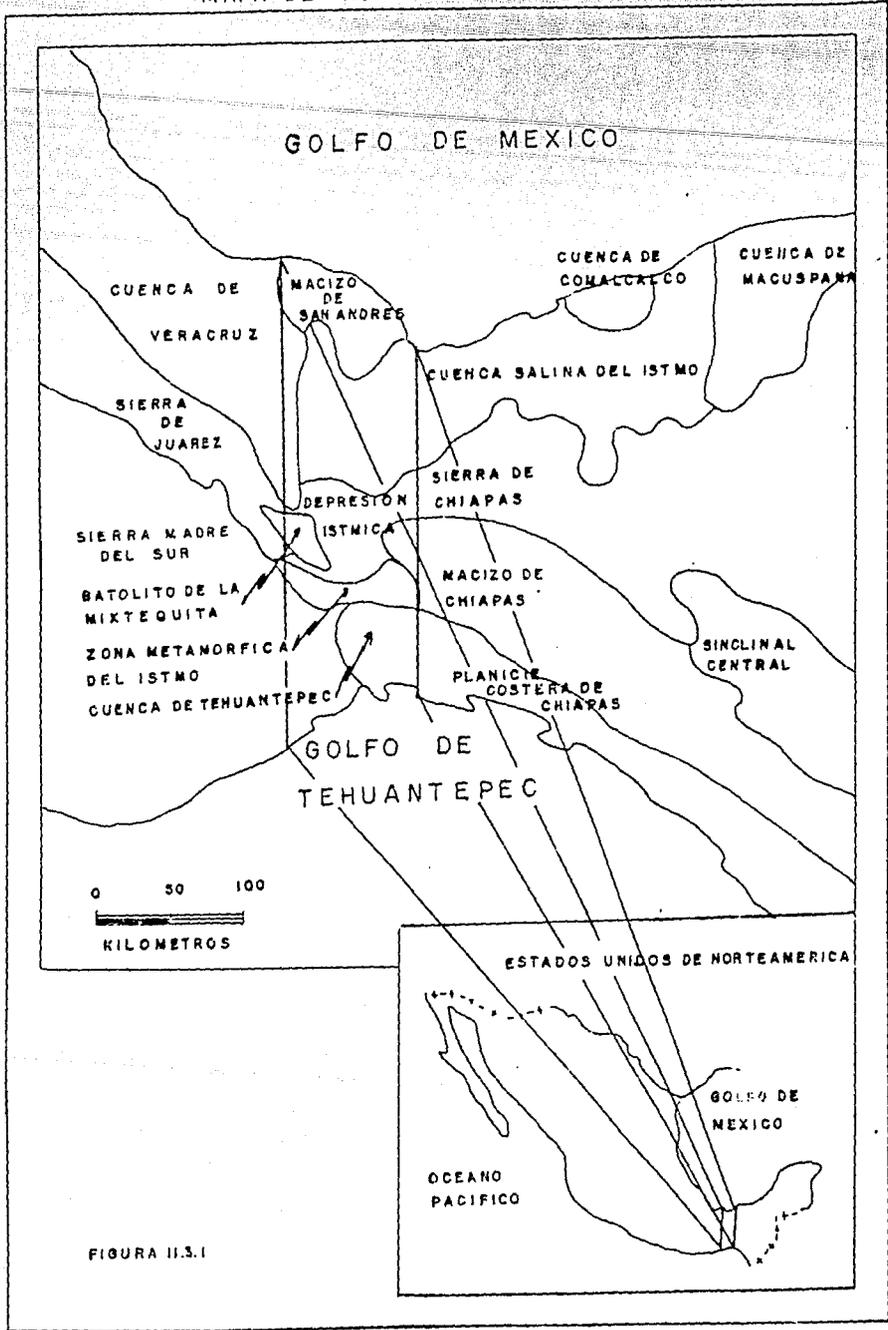


FIGURA 11.3.1

III.- ESTRATIGRAFIA

III.1.- SECUENCIA ESTRATIGRAFICA DEL AREA

La secuencia estratigráfica de este estudio fue elaborada con base en una modificación de la distribución de provincias de PEMEX (1984) la cual se muestra en la Figura III.1.1 en la que se presenta la columna geológica tipo de cada provincia y es referida a la Tabla III.1.1 y al Mapa III.1.1.

SIERRA DE CHIAPAS-CUENCA SALINA DEL ISTMO
 SIERRA DE JUAREZ-CUENCA DE VERACRUZ
 REGION DE LOS TUXTLAS
 REGION DE LOS METAMORFICOS DEL ISTMO
 SIERRA MADRE DEL SUR
 CUENCA DE TEHUANTEPEC

SIERRA DE CHIAPAS-CUENCA SALINA DEL ISTMO.- El basamento de estas regiones es granítico, de edad Pérmica y para el cual se analizaron las características mineralógicas y radiométricas tanto del Batolito de Chiapas y Mixtequita, para establecer su correlación y su posible ambiente de emplazamiento. La secuencia sedimentaria se inicia con los lechos rojos y depósitos salinos del Jurásico Medio, enseguida se reconocen areniscas calcáreas y calizas oolíticas en el Jurásico Superior. Suprayaciendo se encuentran secuencias calcáreo-terrágenas, que presentan variados cambios de facies pudiendo llegar a formar bancos de calizas como en la región de Paso de Buques en el Cretácico Inferior, las cuales están cubiertas por secuencias de carbonatos de plataforma que varían del Cretácico Medio al Superior Temprano, posteriormente existe un cambio de sedimentación de carbonatada a terrígena en el Cretácico Superior y se asocia a ambientes profundos y es hasta el Mioceno Superior donde paulatinamente se hace más somero hasta llegar al Reciente.

ESTRATIGRAFIA POR PROVINCIAS GEOLOGICAS

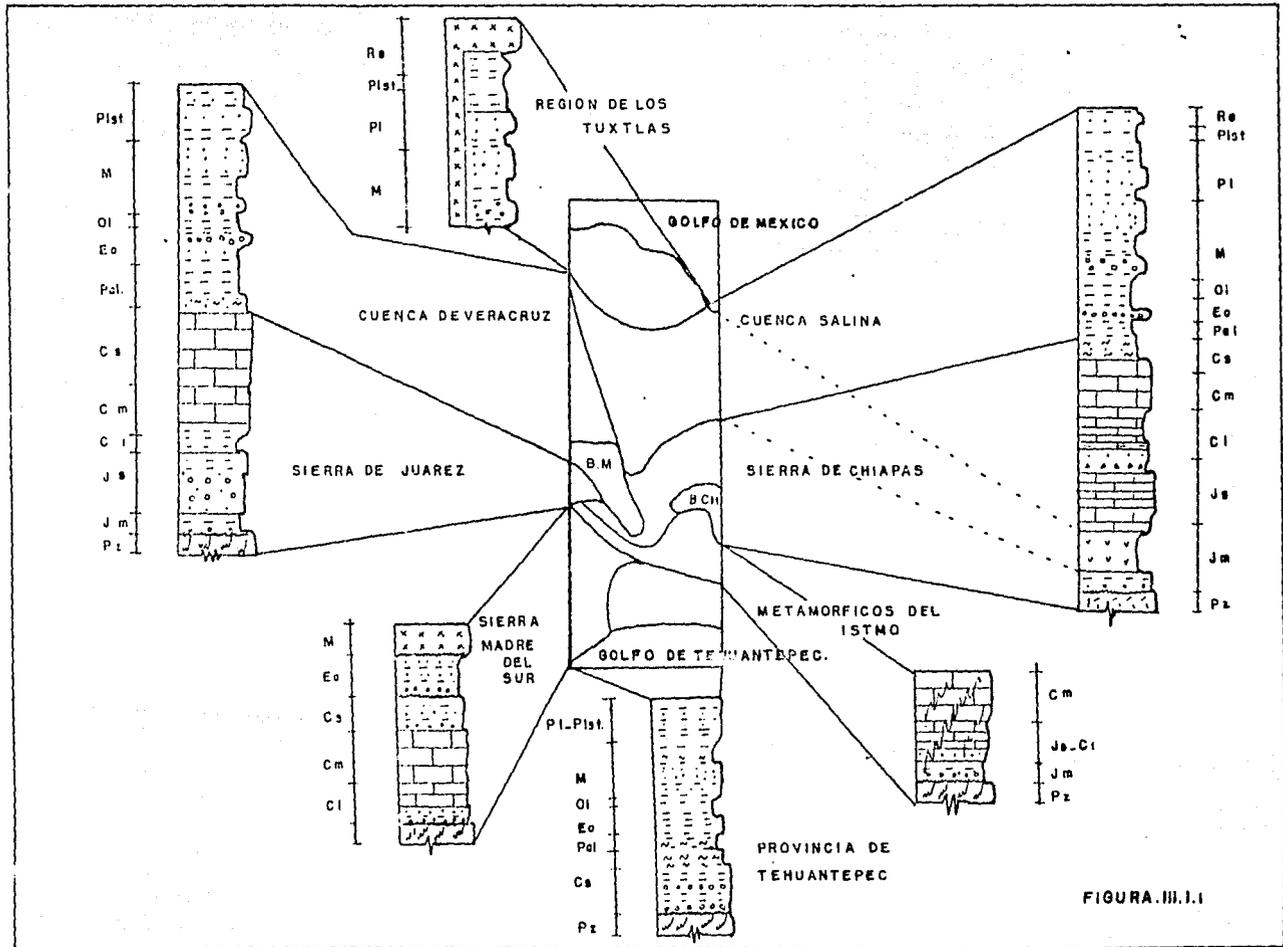
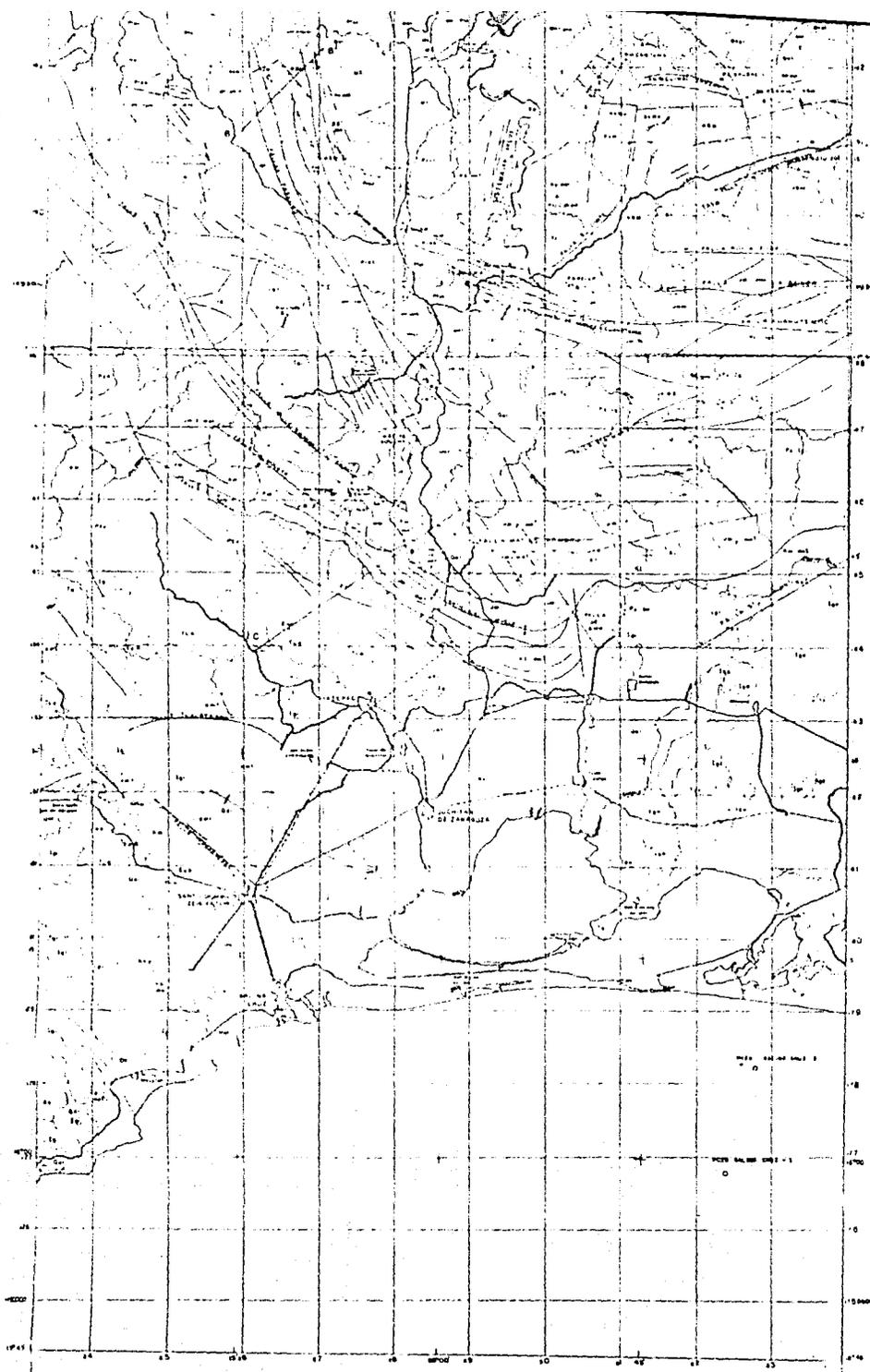


FIGURA. III. I. I



MESOZOICO

12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

MEXICO DEL ISTMO

SIENA MADRE DEL SUR

PROVINCIA MARINA DE TEMIANTPEC

A A SECCION GEOLOGICA

MAPA III.LI

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

MAPA GEOLOGICO

MODIFICADO POR QUILLERMO MORA ORDPEZA

TESIS

ESCALA GRAFICA

0 5 10 15 20 25 Km.

SIERRA DE JUAREZ--CUENCA DE VERACRUZ.- En esta región el basamento lo constituyen esquistos paleozoicos equivalentes a la Formación Acatlán, cubriendo discordantemente se depositan calizas oolíticas y secuencias arcillo-arenosas de Jurásico Superior, suprayaciendo se tienen depósitos de areniscas, lutitas, calizas y margas del Cretácico Inferior la cual puede llegar a presentarse en su parte superior como un cambio de facies a carbonatos de plataforma del Cretácico Medio, condiciones someras prevalecen en el Cretácico Superior, sin embargo por cambio de facies ocurren depósitos de margas pelágicas, a partir de aquí el Terciario es terrígeno y de ambientes profundos de similares condiciones que en la Cuenca Salina del Istmo.

REGION DE LOS TUXTLAS.- Es una región volcánica que se trata en forma independiente, para mostrar las características petrográficas y petroquímicas, las cuales permiten asociarles un ambiente de emplazamiento. Son en general basaltos alcalinos de olivino como predominantes aunque existen andesitas, tobas y se han reportado clastos de microdiorita, toda esta secuencia cubre a las rocas del Terciario y Cuaternario.

METAMORFICOS DEL ISTMO.- El basamento de esta porción lo conforman anfibolitas básicas, presumiblemente paleozoicas, La columna se inicia con secuencias terrígenas con presencia esporádica de carbonatos de Jurásico Medio o tal vez Superior, cubriendo se presenta una secuencia carbonatada con influencia terrígena del Cretácico Inferior, suprayaciendo se reconocen carbonatos masivos de plataforma del Cretácico Medio. Toda la secuencia presenta metamorfismo en facies de esquistos verdes de bajo grado.

CUENCA DE TEHUANTEPEC.- El basamento es de tipo orto-anfibolítico básico sobre el cual descansan discordantemente los terrígenos del Cretácico Superior que incluyen conglomerados, areniscas, lutitas y margas que varían de nerítico a batial, todo el Terciario es de carácter terrígeno de ambientes

profundos, y solo hasta el Pleistoceno cambia a nerítico externo.

SIERRA MADRE DEL SUR.- El basamento de esta provincia es complejo en el cual se pueden reconocer tanto migmatitas del Complejo Xolapa y esquistos equivalentes a la Formación Acatlán, siendo ambos Paleozoicos. La secuencia sedimentaria se inicia con depósitos terrígenos que gradualmente pasan a calcáreos en el Cretácico Temprano, suprayaciendo se depositan carbonatos de plataforma del Cretácico Medio. Discordantemente descansan los depósitos continentales del Eoceno y finaliza la secuencia con tobas y andesitas del Mioceno.

III.2.- DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

CUENCA SALINA DEL ISTMO - SIERRA DE CHIAPAS

PALEOZOICO

ROCAS DEL BASAMENTO

MACIZO GRANÍTICO DE CHIAPAS

Webber y Ojeda (1957) designan como Complejo Basal a granitos, esquistos y gneises en el sureste de Oaxaca y el suroeste de Chiapas. En la pendiente pacífica se reporta granitos, granodioritas y gneises en la región de Arriaga y Las Cruces, Chis., con edades que varían del Precámbrico Tardío hasta el Paleozoico Medio y CONCIT (1981,1982) utiliza el término informal de Paleozoico Igneo y Metamórfico para identificar a las rocas antes mencionadas en el noroeste del Macizo de Chiapas.

Este complejo igneo y metamórfico se extiende desde el Istmo de Tehuantepec hasta la República de Guatemala formando una franja paralela a la costa pacífica del estado de Chiapas.

CONCIT (op. cit.) en la región de Chimalapa, Oax., reporta granodioritas de biotita y hornblenda de textura hipidiomórfica cuyos minerales primarios son cuarzo, plagioclasa, feldespatos, biotita, hornblenda, óxidos, zircón, apatita y minerales secundarios como clorita, calcita, hematita y leucoxeno; así como leucogranitos de muscovita de textura holocristalina

cuyos minerales son oligoclasa, cuarzo, microclina y granate, como minerales secundarios se tiene sericita. Las tonalitas y monzonitas estan presentes. Las rocas metamórficas consisten de gneises, mármoles y esquistos además de rocas cataclásticas y miloníticas.

El contacto inferior de estas rocas se desconoce debido a su propia naturaleza, el contacto superior es discordante con las andesitas que ocurren frecuentemente en la base de la Formación Todos Santos. En Chiapas, Hernández (1973), determina que el contacto superior de estas rocas es discordante con las rocas Misisípicas. Por último Mújica (1987), observa un contacto discordante con el Batolito Terciario de la Costa Chiapaneca.

Autores como Damon (1981) y CONCIT (1981), reportan edades del Paleozoico Tardío al Mesozoico Temprano, así como también del Precámbrico Tardío. Damon (op. cit.) construye una isócrona para la región de Cintalapa Chis., obteniendo una edad de 256 ± 10 m.a. (Pérmico Tardío) lo que la hace correlacionable con el Batolito de la Mixtequita. Tabla III.2.1 y Figura III.2.1.

Para determinar el ambiente de emplazamiento de las rocas del basamento de esta región, es necesario hacer uso de conceptos tales como: su mineralogía, la cual consiste de feldespatos potásicos, cuarzo, muscovita, biotita y granate; contenidos de Sr^{87} / Sr^{86} que varía de 0.71157 hasta 0.70508 con una relación normalizada de 0.70453, parámetros que comparados con la clasificación de rocas graníticas de Chapell y White (1974) y aunque se carece de su composición química se puede estimar que los cuerpos graníticos pueden corresponder a los tipos S o I que se pueden relacionar con zonas relativamente internas del continente o bien con las raíz de un arco volcánico continental, aunque tradicionalmente se han considerado sintectónicos de la deformación Apalachiana.

BATOLITO DE LA MIXTEQUITA

Ruiz (1978) en este macizo reporta granodioritas de biotita y hornblenda, Araujo (1982) además de las anteriores reporta

TABLA DE LOCALIZACION DE EDADES RADIOMETRICAS
ENTRE LOS MERIDIANOS 94° 00' 00" Y 96° 00' 00".

No.	ROCA	E D A D	METODO
1	GRANITO	216 ± 6 M.A. TRIÁSICO MEDIO	RE-SR
2	GRANODIORITA	57 ± 2 M.A. CRETÁCICO TARDIO	" "
3	IGNEO INTRUSIVO	606 ± 15 M.A. PRECÁMERO SUPERIOR	" "
4	GRANODIORITA	218 ± 17 M.A. TRIÁSICO MEDIO	K--AR
5	GRANITO	198 ± 16 M.A. TRIÁSICO SUPERIOR	" "
6	GRANODIORITA	196.9 ± 2.9 M.A. JURÁSICO INFERIOR	RE-SR
7	MONZONITA	250.2 ± 5 M.A. PÉRMICO INFERIOR	" "
8	GRANODIORITA	196.9 ± 2.9 M.A. TRIÁSICO SUPERIOR	" "
9	GRANITO	346.2 ± 3.5 M.A. CARBONIFERO TEMPRANO	" "
10	GNEISS	250.2 ± 5 M.A. PÉRMICO TARDIO	" "
11	DIOXITA	250.2 ± 5 M.A. PÉRMICO TARDIO	" "
12	GRANITO	236 ± 5 M.A. PÉRMICO SUPERIOR	" "
13	GRANITO	250 ± 5 M.A. PÉRMICO INFERIOR	" "
14	MONZONITA	250.2 ± 5 M.A. PÉRMICO TARDIO	" "
15	GNEISS	17.7 ± 1 M.A. MIOCENO MEDIO	K--AR
16	GRANITO	20.1 ± 2 M.A. MIOCENO MEDIO	" "
17	GRANITO	16 ± 1 M.A. MIOCENO MEDIO	" "
18	BASALTO DE OLIVINO-PIROXENO	0.212 ± 0.011 M.A. PLEISTOCENO	K-AR
19	BASALTO PORFÍDICO	0.350 ± 0.020 M.A. PLEISTOCENO	" "
20	BASALTO DE OLIVINO	0.379 ± 0.019 M.A. PLEISTOCENO	" "
21	BASALTO DE OLIVINO	0.262 ± 0.040 M.A. PLEISTOCENO	" "
22	BASALTO PORFÍDICO	1.7 ± 0.845 M.A. PLEISTOCENO	K--AR
23	BASALTO DE OLIVINO PIROXENO	2.37 ± 0.129 M.A. PLEISTOCENO	" "
24	BASALTO PORFÍDICO	2.37 ± 0.089 M.A. PLEISTOCENO	" "
25	BASALTO DE OLIVINO	2.58 ± 0.129 M.A. PLEISTOCENO	" "
26	BASALTO PORFÍDICO	2.7 ± 0.150 M.A. PLEISTOCENO	" "
27	BASALTO PORFÍDICO	3.3 ± 0.251 M.A. PLEISTOCENO	" "
28	BASALTO DE OLIVINO	3.4 ± 0.20 M.A. PLEISTOCENO	" "
29	FRAGMENTO SUELTO DE	6.7 ± 0.33 M.A. MIOCENO SUPERIOR	" "
30	DIABASA	5.8 ± 2.9 M.A. MIOCENO SUPERIOR	" "
31	ESQUISTO DE CUARZO MONZONITA	202 ± 6 M.A. TRIÁSICO TARDIO	RE-SR
32	ORTOMFIBOLITA FOZO PTO. ARISTA No. 1.	265 ± 8 M.A. PÉRMICO	K--AR

TABLA III.2.1

tonalitas.

Estas rocas se encuentran al NW del Macizo de Chiapas separados por la Depresión Istmica constituyendo un cuerpo de forma triangular.

Ruíz (op. cit.) Reporta granodioritas de biotita y hornblenda además de gneises graníticos. Las granodioritas contienen plagioclasas sódicas, feldespatos potásicos, andesina sericitizada, cuarzo, hornblenda, biotita y magnetita. Los gneises graníticos contienen cuarzo, microclina, plagioclasa sódica sericitizada, piroxena, hornblenda, granate, esfena, leucoxeno y apatita. Araujo (op. cit.) además reporta tonalitas de textura holocristalina, hipidiomórfica conteniendo andesina, albita, cuarzo, biotita y hornblenda.

El contacto inferior de estas rocas intrusivas se desconoce, su contacto superior es discordante con lavas andesíticas que ocurren frecuentemente en la base de la Formación Todos Santos.

Estudios radiométricos reportados por Ruíz (op. cit.) establecen que las rocas graníticas van del Pérmico Tardío al Cretácico Tardío, aunque una pegmatita reportada por Shlaeper (en : Ruíz 1978) posee una edad de 866 m.a. correspondiente al Precámbrico. Los gneises se sitúan en el Triásico Medio.

Si se comparan las edades radiométricas del Batolito de Chiapas y Mixtequita así como su mineralogía se puede observar que existe una correlación cercana. Araujo (1982) supone que estos cuerpos pertenecen a un basamento Precámbrico que fue destruido por reactivaciones magmáticas durante el Paleozoico Tardío, Jurásico Temprano y Cretácico Temprano y solo así se justifica la presencia de rocas sedimentarias más antiguas que el Pérmico en la Sierra de Chiapas.

ROCAS SEDIMENTARIAS

FORMACION TODOS SANTOS

Sapper (1894) en Cuchumatán, Guatemala y después en la Sierra de Chiapas reporta areniscas y conglomerados rojizos

situándolos en el Triásico. Tschopp (1926), a esta secuencia en el área de Cerro Pelón le denomina Formación Salina con base en la presencia de manantiales salados asociados a areniscas rojizas. Quezada (1975) en el Istmo de Tehuantepec divide a estas rocas en serie inferior arkósica, serie brechoide intermedia y serie arcillo-carbonosa superior de rango Bajociano-Calloviano y hasta el Kimmeridgiano. García (1978) estudia seis secciones en la Sierra de Chiapas, dividiendo en: miembro I conglomerático y miembro II areno-arcilloso y de edad Bajociano-Bathoniano. Quezada (1978) eleva al rango de formación a la serie arkósica y la serie brechoide respectivamente y la serie areno-arcillosa la considera como Formación Todos Santos.

Con el nombre de Formación Todos Santos se reconoce esta secuencia desde la República de Guatemala hasta el Istmo de Tehuantepec, constituyendo el frente norte del Macizo de Chiapas y Batolito de la Mixtequita, además encontrándose también en la Depresión Istmica.

En el Istmo de Tehuantepec Quezada (1978) observa que la secuencia terrígena descansa sobre una roca de textura clástica que en su totalidad son fragmentos de andesita silicificada. En este trabajo se ha reconocido estas rocas en el río Tolosa; Quezada (1975) en la misma región, describe una columna que en la parte inferior se constituye de areniscas arkósicas de color gris claro a rosado, que hacia la cima se encuentran intercaladas con areniscas limolíticas color pardo rojizo e intemperismo nodular sumando 700 m. La parte intermedia con un 80 % de fragmentos angulares y sub-angulares de rocas graníticas, variando de 0.5-10 cm, 10 % de rocas metamórficas y 10 % de areniscas silíceas, en general su color es rojizo sumando 460 m. La parte superior es una alternancia de limolitas arkósicas y limolitas arcillosas con laminaciones carbonosas, intercalando con conglomerados finos, las areniscas son de tamaño medio a grueso de color rosado, las limolitas son guindas y tienen feldespatos potásicos, trazas de mica y hacia la cima contienen material vegetal carbonizado, siendo 440 m. CONCIT (1981) en la región del Uxpanapa reporta andesitas, basaltos de clinopiroxena, basaltos de piroxena

(posiblemente sub-acuosos ?) los que observa intercalados en la secuencia terrígena antes descrita, a las rocas ígneas extrusivas que en ocasiones se encuentran en la base de la secuencia se conocen como Andesita Pueblo Viejo (Castro *et. al.* 1972).

El contacto inferior es discordante sobre el Complejo Igneo y Metamórfico o bien sobre las rocas ígneas extrusivas antes descritas, aunque como también se ha mencionado se encuentran intercaladas en la secuencia; por lo que se consideran dentro del paquete sedimentario. El contacto superior en el Istmo de Tehuantepec se ha observado transicional con la Formación MogoMé.

Quezada (1978) con base en apreciaciones de campo supone que la parte inferior es Paleozoico Tardío (Pérmico), la intermedia Triásico Tardío - Jurásico Temprano y solo la parte superior la considera como Formación Todos Santos, y eleva las anteriores a rango de formación. García (1978) a el miembro II (inferior) de la sección Carolinas apoyado en los siguientes palinomorfos: Exesipollenites tumulus, que tiene un rango Liásico - límite superior del Cretácico Temprano aunado a la presencia de Leptolepidites c.f., Aquatibosque spheropollenites subgranulatus y Todisparites miner, indica una edad Bathoniano - Bajociano. Blair (1981) con base en palinomorfos y evidencias de campo en Chiapas establece un rango de Jurásico Tardío - Berriasiano. Herrera y Estavillo (1988) en el río Oaxaca, Ver. con base a palinomorfos determinan un rango de Bathoniano - Calloviano además de considerar que esta edad es progradante hacia el SE de México.

Estos depósitos son continentales y de acuerdo a su tiempo de formación y su influencia de material volcánico de características básicas, estas en ocasiones son emplazadas en un ambiente sub-acuoso, es posible que se hayan depositado en estructuras de medio graben producto de los procesos de expansión, asociado a la apertura del Golfo de México. Blair (*op. cit.*) estudia el comportamiento de las facies de esta secuencia reconociendo depósitos lacustres, depósitos de abanicos aluviales y largas épocas de no depósito. CONCIT (1981) considera para este tiempo que el Complejo Igneo y Metamórfico de la región

del Uxpanapa, se comportaba como un cuerpo elevado y por una simple relación granulométrica, propone abanicos aluviales teniendo los sedimentos gruesos al pie del abanico haciéndose más finos hacia el exterior. Salas (en: García *op. cit.*) reporta abundancia de gimnospermas y raros granos de polen de coníferas además de la presencia de Claseopollis que evidencia condiciones áridas y de clima seco cercano a la costa.

" DEPOSITOS SALINOS EN EL ISTMO DE TEHUANTEPEC "

Estos depósitos que esencialmente están constituidos de sal, no tienen un tratamiento formacional. Tschopp (1931) pretende establecer una relación entre los depósitos evaporíticos y los lechos rojos. Viniegra (1971) propone que la edad de la sal sea pre-Kimmeridgiana pero no más antigua que el Oxfórdiano.

La Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec se extiende al norte en el Golfo de México como una franja paralela a la plataforma de Yucatán, al oeste como una fosa que se observa en el basamento magnético al oeste de la carretera transístmica, el límite sur debe corresponder con el cambio de gradiente de suave a pronunciado también observado en el basamento magnético y al sureste el pozo Trinitaria 1 en México, aunque esta se extiende inclusive en Guatemala, Pozo Tortugas 1.

En el Golfo de México Murray (1967) ha observado que estos depósitos están constituidos esencialmente de sal de roca, lo que constituye un agregado granular de cristales de halita normalmente de 1/4 - 1/2 pulgadas de diámetro, los cristales son típicamente elongados, las inclusiones de varios tipos están presentes, las cuales varían de domo en domo, en los casquetes se ha encontrado anhidrita, yeso, caliza, y azufre, cuando se encuentran intrusionando lateralmente se han podido cortar espesores relativos de 1000 y 1100 m en los pozos Gurumal No.1 y Rabasa No.1 el cual se engrosa en la región de Sal Somera alcanzando 3500 m. Es importante señalar que la sal madre nunca ha sido atravesada.

En posición original el contacto inferior de la sal se

desconoce, sin embargo se le supone descansando sobre un basamento Permo-Triásico, lateralmente se infiere intercalado con lechos rojos hacia el margen de la cuenca, su contacto superior debe ser con la Formación Caliza Chinameca del Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

Tschopp (op. cit.) propone que la sal de la Cuenca Salina del Istmo, es pre-Jurásico Superior y que probablemente incluya al Triásico. Dreher (1937) supone que la sal debe ser más antigua que la Caliza Chinameca del Jurásico Superior - Cretácico Inferior, Cousminer (en: Contreras y Castellón 1960) estudia dos núcleos del pozo Soledad 102 por Palinología: uno presenta un alcance del Jurásico al Cretácico Temprano y el segundo del Albiano al Cenomaniano, concluyendo que la sal debe ser Cretácico Inferior Temprano a Cretácico Inferior Tardío. Viniegra (1971) propone que la sal es pre-Kimmeridgiana, pero no más antigua que el Oxfordiano. El pozo Sal Somera No.1 en muestras estudiadas por el IMP establecen que la sal no es más joven que el Cretácico Temprano. Aquí en base a todos los datos antes citados se asume que la sal del Istmo de Tehuantepec es Jurásico Medio Tardío.

Depósitos de sal tan grandes como los de la Cuenca Salina solo pueden corresponder a un proceso de oceanización el cual esta íntimamente ligado a la apertura del Golfo de México en donde se generaron extensas zonas con bajo tirante de agua, la cual sufría fuerte evaporación tanto por efectos climáticos característicos de zonas semiáridas cercanas al continente, así como por la influencia de un flujo de calor anormal típico de un proceso de expansión del piso marino dando origen a un rift y debido a la inestabilidad del piso oceánico se produjo una rápida subsidencia la cual permitió la formación de importantes espesores de cuerpos evaporíticos.

" GRUPO ZACATERA "

Quezada (1975) eleva al rango de grupo a la Formación Mogoñé y a seis unidades litoestratigráficas más quedando constituida de su base a su cima por las Formaciones Mogoñé, Sarabia, Zacatera,

Brecha Barbosa, Dique, Escurridero y Paso de Buques. Meneses (1977) modifica el nombre de Formación Zacatera a Formación El Porvenir. Ortuño y Ruiz (1985) modifican el Grupo Zacatera basado en criterios de nomenclatura estratigráfica y propone se constituya de las Formaciones Mogoñé, El Porvenir y Potrerillo.

FORMACION MOGONE

Böse (1906) reporta una secuencia de calizas esquistosas negras cerca del poblado de Mogoñé, Oax. Webber y Ojeda (1957) estudiaron la misma sección, ubicándola tentativamente como Paleozoico, distinguiéndola como un equivalente metamórfico de la Formación San Ricardo. Quezada (op. cit.) cambia la localidad tipo al Km 10 de la carretera Sarabia. Ortuño y Ruiz (op. cit.) agrupan a la unidad Sarabia dentro de la Formación Mogoñé con base en su continuidad litológica.

Sus afloramientos pueden ser estudiados en el poblado de Mogoñé, Oax. , en la carretera Sarabia - río Uxpanapa , así como en la carretera transistmica.

Ortuño y Ruiz (1985) reportan una parte inferior de 450 m de calizas poco arenoso-arcillosas de color gris oscuro, estratificación desde laminar hasta 20 cm, al microscopio son micritas y biomicritas ligeramente arenosas con material arcillo - carbonoso, también se tienen intramicritas e intraespatitas constituidas de intraclastos, oolitas, oncolitos, fragmentos de pelecípodos, equinodermos, ostrácodos y radiolarios calcificados además de granos de cuarzo metamórfico, feldespatos y fragmentos de roca intrusiva y extrusiva, pirita y material vegetal.

La parte superior son 60 m, que incluyen intramicritas, coespatitas, intraclastos en cemento espático, fragmentos de roca ígnea y metamórfica, pirita, material orgánico, estructuras primarias como laminación, laminación flaser y convoluta además de estructuras de eyección por lodo calcáreo, su espesor total es de + 500 m, el cual puede variar debido a complicaciones estructurales .

Esta formación descansa transicionalmente sobre los lechos rojos de la Formación Todos Santos, su contacto superior es por falla transcurrente con la Formación El Porvenir.

Quezada (1975, 1978) propone que la edad sea Calloviano Medio con base en Rhaxella sorbyana. Alencaster (1966) en Quezada (op. cit.) estudia el braquiópodo Gryphea sp. colectado por Ojeda (1966) en el camino a Guivixia, Dax. ubicándolo también como Calloviano Medio. Ortuño y Ruiz (op. cit.) además reportan Cadosina sp.

Estos depósitos corresponden a ambientes de submarea en donde las condiciones de energía propician ambientes reductores producto de la baja circulación, pudiendo corresponder a condiciones que fluctúan entre lagunas marginales y costero; sin embargo se infiere que las condiciones de cuenca no estaban lejanas quizá producto de una plataforma angosta controlada por el basamento lo cual justifica la abundancia de planctónicos.

" FORMACION EL PORVENIR "

Quezada (1975) denomina como Formación Zacatera a una secuencia de calizas oolíticas. Meneses (1977) cambia este nombre puesto que la población más cercana a la localidad tipo es la congregación El Porvenir.

Sus afloramientos se restringen a 4-5 km² en las inmediaciones de la congregación El Porvenir y en las cercanías a la ranchería El Zapote.

Ortuño y Ruiz (1985) reportan + 1000 m de calizas oolíticas, oncolíticas, areno-conglomeráticas de color gris oscuro a negro en capas de medias a gruesas en su parte inferior, siendo delgadas en la parte superior. Microscópicamente son ooespatitas e intraespatitas de arenosas a areno-conglomeráticas que incluyen abundantes oolitos, oncolitos e intraclastos, su contenido faunístico se compone de pelecípodos, equinodermos, radiolarios, algas y bioclastos cementados en espatita, los terrígenos son granos de cuarzo ígneo y metamórfico, feldespatos potásicos, fragmentos de rocas intrusivas y rocas metamórficas

cataclásticas, sus tamaños varían desde guijas, gravas y arenas, siendo sub-angulosos, las estructuras primarias son laminación paralela, laminación flaser, gradación y estratificación cruzada.

El contacto inferior es por falla transcurrente con la Formación Mogoñé y el contacto superior es también por falla transcurrente con la base de la Formación Potrerillo.

Meneses (1977) reporta que esta formación posee un alcance del Kimmeridgiano Temprano al Tithoniano Medio con base en Nautiloculina politica, Rhaxella sorbyana, Mesoendonthyra sp., Cadosina sp. y Saccocoma sp.

Estas rocas fueron depositadas en una zona de submarea en donde la energía alta estaba presente, favoreciendo una amplia circulación; además se infiere que existían elementos positivos que aportaban material terrígeno como material secundario al evento principalmente carbonatado y encontrándose la cuenca cerca.

" FORMACION POTRERILLO "

Ortuño y Ruíz (1985) proponen este nombre, con base en su continuidad litológica a las unidades que Quezada (1975) designó como Formación Brecha Barbosa, Dique y Escurridero.

Estos depósitos se encuentran expuestos en las cercanías del rancho El Potrerillo en una extensión de 8 km² aproximadamente.

Ortuño y Ruíz (op. cit.) reportan una columna constituida de tres partes la inferior mide 375 m y son brechas calcáreo-terriígenas de color gris oscuro, claro y rojizo de aspecto masivo, los fragmentos son biomicritas, intraespatitas e intrabiomicritas y escasa coespatitas arenosas, el tamaño de los clastos varía de 1-25 cm, su forma es angulosa y se incluyen fragmentos de tonalita, granodiorita, granulita y ocasionalmente se tienen areniscas calcáreas, su clasificación es mala. La parte intermedia son 200 m de calizas arenosas parcialmente dolomitizadas con intercalaciones de brechas calcáreo-terriígenas color gris claro a rojizo. Al microscopio son intraespatitas

arenosas conteniendo radiolarios, intraclastos y bioclastos, los terrigenos son granos de cuarzo igneo y metamórfico, feldespatos potásicos y fragmentos de roca ígnea intrusiva, protomilonitas y óxidos de hierro, las brechas son similares a las de la parte inferior, las estructuras son laminación, laminación flaser, convoluta y fenestral además de corte y relleno y bioperturbación. La parte superior son 150 m de areniscas calcáreas, brechas calcáreo-terrigenas y calizas arenosas. Al microscopio son sublitarenitas feldespáticas calcáreas e intraespatitas arenosas y dolomías arenosas, los terrigenos son granos de cuarzo igneo y metamórfico, las estructuras primarias son laminación flaser y gradación.

El contacto inferior como el superior ocurre por falla transcurrente con la cima de la Formación El Porvenir y con la base de la Formación Paso de Buques.

Ortuño y Ruiz (op. cit) reporta para la parte inferior y media Rhaxella sorbyana, Cadosina sp. Didemnoidea sp. y Salpingoporella sp. lo que sugiere una edad de Tithoniano, hacia la parte superior. Quezada (op. cit.) reporta la amonita Berriasella sp. que es índice del Berriasiano estableciéndose un alcance Tithoniano - Berriasiano.

La parte inferior corresponde a depósitos continentales de talud con abanicos de pie de monte, la porción media corresponde a una submarea semiprofunda en donde la energía mecánica era pobre y en la parte superior se generan condiciones de submarea baja con importantes aportes de terrigenos; la presencia de planctónicos permite inferir una plataforma angosta.

" FORMACION LA VICTORIA "

González (1968) considera a esta secuencia como Formación San Ricardo, Quezada (1975) propone el nombre de Formación Victoria para rocas de ambientes someros que afloran en el río La Victoria.

Sus afloramientos se presentan en el borde oriental del Macizo de la Mixtequita, en el río La Victoria y cerca de la

colonia Vicente Guerrero.

Quezada (1975, 1978) describe cinco cuerpos: el más inferior son 62 m de packstone de pellets, oncolitos e intraclastos de color pardo y gris, contienen algas, amonoides, gasterópodos, espinas y placas de equinodermo además de fragmentos de moluscos, el superior siguiente son 130 m de un wackestone de radiolarios arenosos color gris y negro con intercalaciones de areniscas limolíticas conteniendo ostrácodos, saccocomas, foraminíferos planctónicos, espinas de esponja en capas de 2-30 cm. El siguiente son 33 m de areniscas de grano grueso granando a conglomerados rojizos bien cementados en capas de 30-80 cm; el penúltimo son 43 m de arenisca calcárea arcillosa que grada a wackestone arenoso conteniendo ostrácodos, cadosinas, calpionellas, material carbonizado; macrofauna como *Inoceramus* y amonitas, el último son 53 m de un packstone areno-limoso de color café que contiene calpionellas, ostrácodos, cadosinas intercalado se presenta un packstone de oncolitos, intraclastos, fragmentos biógenos, restos de algas y amonitas, su disposición es en capas de 40 cm de espesor.

El contacto inferior es por falla transcurrente con los lechos rojos de la Formación Todos Santos, el contacto superior es transicional con las calizas de la Formación Sierra Madre.

El cuerpo inferior contiene Rhaxella sorbyana, algas girvanella, acetabularia y solenoporaceas además de placas de equinodermos correspondiendo a una edad Calloviano Medio, el superior siguiente esta controlado con base en Cornusphaera mexicana, asignándole una edad de Oxfordiano Kimmeridgiano, el siguiente por posición estratigráfica se le ubica en el Tithoniano Temprano, el penúltimo con base en Cornusphaera mexicana, Calpionella alpina, Calpionella elliptica además de Inoceramus sp. se le ubica en probable Tithoniano Tardío y el último con base en Acanthodiscus sp. es Hauteriviano Temprano.

Todos los cuerpos antes descritos corresponden a ambientes someros de plataforma con alta energía y una plataforma angosta que justifique la presencia de fauna planctónica, además de que es posible que la morfología del basamento influyera de tal modo

que cuando existía recirculación entraban aguas conteniendo fauna pelágica.

FORMACION UXPANAPA

Butterlin y Trejo (1961) designan como caliza dolomítica al cuerpo inferior de la secuencia estudiada en el Valle del río Uxpanapilla por Hernández (1972) quien propone el nombre informal de Caliza Uxpanapa, ubicándola en el Berriasiano - Hauteriviano. Quezada (1975) propone formalmente el nombre de Caliza Uxpanapa para calizas biógenas que afloran en la región del río Uxpanapa.

Se encuentran distribuidos al sureste del río Uxpanapa, en la colonia Constitución, río Pueblo Viejo y al sur franco del rancho El Edén.

Quezada (1975) reporta dos unidades, la inferior son 670 m constituidos de un wackestone de intraclastos intercalándose un cuerpo hacia la parte media de packstone - grainstone de pellets, oolitos, oncolitos y fragmentos biógenos, siendo de color pardo a oscuro, presenta intemperismo nodular, líneas estilolíticas, barrenos biógenos, placas de equinodermos, gasterópodos, fauna planctónica y bentónica, corales, radiolarios, fragmentos de braquiópodos y algas, presentando buena estratificación que va de 10 - 200 cm. La parte superior son 95 m de mudstone margoso, arenoso con gradaciones a packstone de pellets de color gris verdoso, presenta intemperismo nodular, contiene gasterópodos, placas de equinodermos, foraminíferos planctónicos y pelecípodos, se presenta en capas de 3, 5, 10 y 20 cm de espesor.

El contacto inferior es normal en el río Pueblo Viejo con la base de la Formación San Ricardo y el contacto superior es normal bajo un cuerpo de margas de edad Tithoniano Tardío.

Su edad se basa en la presencia de microfósiles como Rhaxella sorbyana, Nautiloculina sp. y Chofatella sp., además de macrofauna como Ptychomya stantoni Cragin, Amonia sp., Nuculana sp., Panopea sp., Carbula sp., Plectimya rugosa Etallon, y Thracia sp., ubicándolo en el rango Kimmeridgiano - Tithoniano

Tardío.

Estos depósitos corresponden a una plataforma somera donde la energía mecánica era importante alternándose con facies litorales y lagunales las cuales en ocasiones presentan ambientes reductores, evidenciados por la presencia de pirita, marcándose una alternancia de condiciones de depósito con y sin energía mecánica y cuya influencia de mares pelágicos esta manifestada por la presencia de fauna planctónica.

FORMACION CHINAMECA

Maddock (1910) en la región de Chinameca reporta fósiles del Jurásico Tardío. Lesniak y Wynne (1922) llamaron a esta Caliza Nextepec. Burckhart (1930) estudia la parte superior de las rocas carbonatadas sobre un par de colinas cerca de Chinameca, Ver., probando la existencia del Kimmeridgiano, la base del Portlandiano y una parte del Neocomiano, representadas por calizas gris y pardo, otros autores han estudiado esta secuencia tales como Baker (1930), Tschopp (1926), Imlay (1953) y Quezada (1975).

Sus afloramientos se encuentran expuestos en la región de Chinameca, Ver., y rocas equivalentes fueron reportadas por Tschopp (op. cit.) en la región de Cerro Pelón al sureste de las Choapas, Ver.

Quezada (1975) identifica cinco cuerpos litológicos en la región de Cerro Pelón, el inferior consiste de 185 m de dolomías gris oscuro y apariencia arcillosa; hacia la base presenta un aspecto limolítico de color amarillento e incluye fragmentos de cuarzo bien arredondado, la estratificación es laminar y flaser dispuesta en capas de 5, 10, 15, 20 y 30 cm incluyéndose plantas carbonizadas. 7 m de calizas micríticas con laminaciones y estratificación gradada. 40 m de mudstone - wackestone gris crema dolomitizado, laminación pobre y pseudo flaser, contiene ostrácodos calpionellidos, tintínidos, nanoconidos y capas de 10, 20, 40 y 50 cm. 59 m de mudstone con gradaciones a wackestone color gris crema, gris claro y pardo amarillento,

laminación y laminación pseudo flaser, escasos terrígenos, ostrácodos y radiolarios calcificados. 108 m de mudstone pardo amarillento a crema ligeramente arcilloso de estratificación pseudo flaser y gradado.

El contacto inferior es por falla inversa con el Jurásico Medio, el superior es por falla inversa con el Cretácico Superior.

La parte inferior carece de fauna, sin embargo contiene flora carbonizada, el segundo contiene Calpionella alpina y macrofauna como Spiticeras sp. y Paradontoceras sp., correspondiendo al Tithoniano Tardío, el tercero contiene Calpionella alpina, Tintinopsella carpatica, Tintinopsella longa, Nanoconus steinmani, Nanoconus globulus, correspondiendo al Berriasiano, el cuarto contiene Calpionellites darderi, Tintinopsella carpatica, Nanoconus steinmani, Nanoconus Globulus y amonites clasificados como Kilianelas sp. correspondientes al Valanginiano, el quinto contiene Nanoconus Kamptneri, Nanoconus steinmani, Tintinopsella carphatica, Nanoconus bermudezi, correspondiendo al Hauteriviano.

Según Quezada (1975) del primero al quinto, corresponden a aguas tranquilas pudiendo ser cuenca. Burckhart (1930) además de las amonitas reporta abundantes peces y la supone equivalente a la Caliza Solenhofen de Alemania concluyendo que estos depósitos corresponden a lagunas, bahías o simplemente ambientes con proximidad a la costa. En este trabajo la parte inferior se considera plataforma externa y las restantes corresponden a cuenca.

" FORMACION EL PLATANO "

Quezada (1975) propone este nombre para sedimentos arcillo-bituminosos y margosos, estos afloran en el río El Plátano que desemboca sobre la margen izquierda del río Uxpanapa.

Como se ha mencionado sus afloramientos se presentan en el río El Plátano observándose litologías similares en el alto río Solosuchil, solo que con mayor presencia de arena.

Quezada (op. cit.) distingue cuatro cuerpos y son: 20 m de

lutitas bituminosas negras alternando con areniscas cuarcíticas e influencia arcillosa, contiene bivalvos, restos de peces y restos de plantas 45 m de areniscas de color pardo rojizo de grano fino, fragmentos de cuarzo blanco lechoso y biotita en capas de 40 cm además de lutitas y limolitas gris verdoso con estratificación cruzada. El siguiente se compone de dos partes. 140 m de areniscas de grano grueso gris y rosa conglomeráticos y estratificación cruzada en capas de 20, 50 y 100 cm. El cementante es silíceo y 53 m de margas de color gris verdoso cambiando lateralmente a calizas lenticulares en las que se incluyen dolomias conteniendo bivalvos y carpionellidos y por último 165 m de margas color gris claro a verdoso, estratificación lenticular y calizas arcillosas color gris verdoso incluyendo bivalvos y material vegetal carbonizado en capas de 5, 10 y 40 cm.

El contacto inferior se observa discordante sobre rocas ígneas extrusivas, en el arroyo Los Cedros ocurre sobre los lechos rojos de la Formación Todos Santos, el contacto superior es normal bajo las calizas de la Formación Sierra Madre.

El primer cuerpo contiene macrofauna constituida por bivalvos del género Limopsis (limopsis) sp., restos de peces, Lepidotes sp., y plantas fósiles como Otozanites ostusus, ubicándose tentativamente como Kimmeridgiano, el segundo carece de fauna pero por ser transicional con el inferior se le ubica en el Tithoniano Tardío, el tercero contiene Carpionella elliptica y Carpionellites darderi, correspondiendo al Berriasiano - Hauteriviano, la última contiene bivalvos del género Buchotrigoia considerada como del Aptiano.

El primero y segundo corresponden a zonas cercanas a la costa, el tercero y cuarto se asocian a ambientes de plataforma y mixtos en donde en base a su presencia de fauna planctónica se puede inferir una recirculación de aguas pelágicas quizá por la presencia de una plataforma angosta.

"FORMACION EL EDEN"

Butterlin y Treio (1961) reportan calizas arcillosas y lutitas en el río Uxpanapilla, ubicándolas en el Tithoniano Superior. Hernández (1972) considera a lutitas y margas sin nombre y dando como localidad tipo el rancho Las Palmas, Ver. situándolos en el Cretácico Inferior. Quezada (1975) propone el nombre de Margas El Edén para calizas margosas suavemente plegadas tomando como localidad tipo el rancho El Edén.

Los afloramientos que presenta esta Formación se restringen al Valle alto del río Uxpanapa.

Quezada (1975) distingue tres cuerpos y son: 255 m de mudstone margoso ligeramente arenoso color gris oscuro que grada a mudstone pardo crema, de intemperismo nodular y conteniendo algunos vegetales carbonizados así como ostrácodos, placas y espinas de equinodermos, chofatelas, bivalvos, calpionellidos además de cuarzo detrítico; su estratificación es de 20 y 40 cm el segundo son 58 m de mudstone limoso, color pardo, microlaminaciones, estratificación gradada y lenticular en capas de 5 y 10 cm, el superior son 217 m de mudstone margoso color gris claro y oscuro con culminaciones margosas hacia la cima de cada estrato, laminación pobre, estratificación lenticular y flaser, contenidos de cuarzo detrítico, vegetales carbonizados, ostrácodos, calpionellidos y bivalvos en capas de 5, 10, 20 y hasta 120 cm.

El contacto inferior es normal con un cuerpo intermedio arenoso-margoso que se encuentra sobre la Formación Caliza Uxpanapa, su contacto superior no se observa.

El cuerpo inferior contiene Calpionella alpina, Calpionella elíptica, Crassicolaria massutiniana y macrofauna como los bivalvos Tancredia sp., Nuculana sp., Thracia sp., Tellina sp., Cercomya (Calpillimya) sp., Anisocardia sp., Eocallista sp., Ptyochomya sp., Protocardia (Protocardia) sp., el segundo carece de fauna y el tercero además de lo anterior contiene vegetales carbonizados como Podozamites lauceolatos y bivalvos como Tancredia (Paleomya) sp., y Cercomya (Calpillimya) sp., la edad

de estos cuerpos corresponde al Tithoniano Tardío.

Quezada (1975) propone que estos depósitos corresponden a aguas tranquilas sin llegar a cuenca; sin embargo en este trabajo se observa en base a la presencia constante de fauna planctónica que la influencia de mares pelágicos estaba presente.

FORMACION SAN RICARDO

Este nombre fue propuesto por Page (1921) y continuado por Pike (1922). Ver y Wiebe (1925) describen a la parte superior de la Formación Todos Santos como Formación Tuxtla. Richards (1963) propone el nombre de Formación San Ricardo para describir clásticos y carbonatos marinos incluyendo a la parte superior de la Formación Todos Santos; inicialmente fueron estudiados a cuatro millas de San Ricardo, Chis. a 10 km al este de Cintalapa, Chis.. Richards (op. cit.) propone la carretera Interamericana en el Cerro Gavilán km 1020 - 1027 y puesto que el área de San Ricardo no es muy accesible y debido a que esta secuencia se encuentra expuesta en el Valle de Cintalapa donde la carretera corta al río Las Flores, donde se reconocen tres unidades, el miembro inferior lutítico, el intermedio calcáreo y el superior arenoso. Quezada (1975) cambia la localidad tipo a 30 km al NW de la anteriormente propuesta y se localiza en el cauce del río Pueblo Viejo, con base a un mejor control Paleontológico y en donde es posible dividirla en miembro inferior calcáreo, un intermedio margoso y un superior arenoso.

Estas rocas afloran desde el río Uxpanapa al Valle de Cintalapa, colonia Constitución y colonia San José Montenegro, Chis.

Quezada (1975) describe un miembro inferior calcáreo constituido de dos cuerpos y son: 10 m de areniscas de grano grueso conglomeráticas de cuarzo blanco y rosadas además de roca ígnea en cementante calcáreo, arenas de grano fino arcillosas y calcáreas de color rojizo conteniendo bivalvos, gasterópodos y material vegetal carbonizado, dispuestos en capas de 40 cm. 125 m de wackestone a packstone pardo crema a oscuro presentando

intemperismo nodular y presencia de ostrácodos y tintinidos, gasterópodos, algas dacycladáceas, fragmentos de briozoarios, saccocomas, pelecípodos y gasterópodos dispuestos en capas de 10, 20 y hasta 120 cm. El miembro margoso son 245 m de mudstone wackestone de chofatellas y margas arenosas de color pardo, gris y verdoso con intercalaciones de lutita laminar, presentando intemperismo nodular en calizas, conteniendo gasterópodos, ostrácodos, algas dacycladáceas, briozoarios, crinoides y pelecípodos en capas de 5 a 20 cm. Se tiene una zona transicional entre el miembro margoso y el arenoso, son 100 m de una alternancia de packstone de oolitas arenosas que gradan a areniscas calcáreas y limolitas arcillo-arenosas con estructuras de corte y relleno, rizaduras de corriente, estratificación gradada, lenticular, fragmentos de packstone de oolitas, placas de equinodermos, intraclastos, oncolitos, restos de vegetales, chofatellas, gasterópodos, pelecípodos y amonitas. El miembro arenoso incluye una parte inferior y otra superior, la primera son 198 m de areniscas de grano medio a fino, color gris rojizo y limolitas guindas con intercalaciones conglomeráticas en capas de 10 a 200 cm, son ligeramente calcáreas y contienen materia vegetal carbonizada, gasterópodos, estratificación cruzada y lenticular. 1 m de packstone de pellets arenoso con fragmentos de moluscos. La segunda contiene dos cuerpos y son: 560 m de arenas de grano medio a grueso conglomeráticas rojizas en capas de 20 a 100 cm además de cuerpos lenticulares, presentando material vegetal y cenizas volcánicas, la estratificación es cruzada, se observan canales de corte y relleno y 85 m de areniscas rojizas de grano grueso a medio, hacia la parte superior se incrementa el contenido calcáreo hasta alternar con dolomías color gris mate en capas de 20 a 150 cm, ocurren también cuerpos bentoníticos.

El contacto inferior es transicional con los lechos rojos de la Formación Todos Santos y el contacto superior es transicional con las calizas de la Formación Sierra Madre.

El miembro calcáreo contiene Rhaxella sorbyana, Nauticulina oolitica y macrofauna como Terebratula subsella leymerie, Pholadomya striatula Agassis, algas como Goniolina geometrica

bouignier además del equinodermo Pseudocidaris lusitanica Lorioi situándolo como Kimmeridgiano. El miembro margoso contiene Rhaxella sorbyana, Globochaeta alpina, la macrofauna se constituye por pelecípodos y gasterópodos como: Plectomya rugosa roemer, Ptychomya stantoni Cragin, ubicándolo en el Kimmeridgiano-Portlandiano, la zona transicional contiene Anisocardia sp., Inopermaperpicata etallon. La parte inferior del miembro arenoso contiene macrofauna como Ptychomya stantoni, Pleuromya inconstans Castillo y Aguilera también se incluyen algas permoacalculus y chofatella que corresponden al Tithoniano Tardío, el superior carece de fauna pero por posición estratigráfica se ubica en alguna parte del Cretácico Temprano.

El miembro calcáreo y el miembro margoso representan ambientes de plataforma con influencia de mares pelágicos, la transición es de ambiente mixto y el miembro arenoso varía de mixto a plataforma.

" FORMACION PASO DE BUQUES "

Bose (1906) reporta una secuencia calcárea cerca de Paso de Buques. González (1968), a la misma secuencia la considera como Cretácico Medio. Bonet (1972) las ubica dentro del Valanginiano - Hauteriviano. Quezada (1975) propone el nombre de Formación Paso de Buques para las rocas calcáreas que afloran a 3 km al noreste de Palomares, Oax. y los incluye dentro del Grupo Zacatera. Ortuño y Ruiz (1985) la excluye de este grupo basado en una discontinuidad litológica.

Sus afloramientos se restringen a los alrededores de la gravera Paso de Buques además de los ranchos El Zapote y Los Monteros.

Quezada (op. cit.) reporta 315 m de un packstone de pellets y algas, escasos intraclastos, oncolitos, placas y espigas de equinodermos, fragmentos de moluscos, corales, braquiópodos, calpionellidos, miliólidos y presentándose en capas de 40, 100 y hasta 200 cm, su color es gris claro. Su contacto inferior se observa por falla transcurrente con el complejo igneo y

metamórfico, su contacto superior también es por falla transcurrente con la Formación Sierra Madre.

La microfauna presente es Calpionellites darderi, Lithocodium sp., y Acicularia sp. lo que permite asignarle un rango de Valanginiano - Hauteriviano, según López (1973) en Quezada (op. cit.) podría alcanzar hasta el Aptiano. Estos depósitos corresponden a una plataforma con influencia de alta energía, donde se desarrollan estructuras de parches de corales y algáceos y en donde esporádicamente se observa la influencia de mares pelágicos.

FORMACION CALIZA SIERRA MADRE

Böse (1905) reporta por primera vez calizas con rudistas y dolomías, en la Sierra de Chiapas y posteriormente en la región Nuttal (1926) denomina como Caliza Sierra Madre a calizas Cretácicas. Chubb (1959) establece que la porción inferior corresponde al Barremiano - Turoniano. González (1968) divide esta secuencia en el miembro Cantelhá del Cretácico Medio y la Caliza Jolpabuchil para el Cretácico Superior. Sánchez (1969) divide en dos miembros, Cantelhá y Cintalapa ambos confinados al Cretácico Medio. Castro et. al. (1975), también considera a los miembros Cantelhá y Cintalapa para el Albiano - Cenomaniano y al cuerpo que cubre esta secuencia le llama Caliza Sin Nombre de edad Turoniano - Santoniano. Quezada (1975) reporta al miembro Cantelhá como Albiano - Cenomaniano y al Cintalapa como Turoniano - Senoniano. CONCIT (1982) sugiere que aparentemente este alcance sea del Cretácico Inferior al Medio. Meneses (1985) propone utilizar en forma generalizada un alcance de Albiano - Santoniano para la caliza Sierra Madre. Steele (1986) y White (1986) varían el concepto inclusive consideran como límite inferior el Barremiano; en este estudio se propone con el alcance Cretácico Inferior indiferenciado - Santoniano puesto que las Formaciones Paso de Buques, San Ricardo y El Plátano son transicionales con la Caliza Sierra Madre, y el límite superior de estas se ubica en alguna parte del

Cretácico Inferior.

Aflora en todo el frente de la Sierra de Chiapas y el norte y oriental del Batolito de la Mixtequita.

CONCIT (1981) reporta solo por litología a una secuencia de dolomías, brechas y calizas que quizá puedan corresponder al Aptiano. En el presente estudio se establece una columna compuesta por el Cretácico Inferior y Medio medido por CONCIT (op. cit.) en el río Chalchijapa y el Cretácico Turoniano - Santoniano medido por Quezada (1975) en el borde oriental del Batolito de la Mixtequita.

CONCIT (op. cit.) describe el cuerpo inferior como 290 m de dolomías color crema, de textura sacaróide, 140 m de dolomías crema con nódulos de pedernal retrabajado, 140 m de brechas depositacionales constituidas de dolomías y calizas en capas de 2, 20 y 150 cm de caliza gris fuertemente recristalizado, de estratificación delgada y media. El segundo cuerpo consiste de 90 m de caliza gris plomo dolomitizada, con nódulos de pedernal retrabajado, 61 m de packstone de pellets color beige recristalizado conteniendo tintinidos y ostrácodos. 83 m de mudstone - wackestone gris crema con tintinidos y ostrácodos en capas delgadas y medias, 150 m de wackestone recristalizado gris crema conteniendo fragmentos de moluscos, ostrácodos y miliólidos 290 m de caliza gris plomo recristalizada con presencia de mudstone y escasos miliólidos. 225 m de wackestone - packstone gris crema recristalizado con presencia de toucasias, ostrácodos y miliólidos en capas delgadas y medianas. 150 m de mudstone - wackestone gris crema con escasos miliólidos. 140 m de caliza dolomitizada de estratificación mediana a gruesa. 80 m de wackestone color gris crema recristalizado. Quezada (op. cit.) reporta 390 m de wackestone packstone de pellets y fragmentos biógenos color gris oscuro, presencia de fantasmas de granos producto de la recristalización en capas de 40, 50 y 120 cm. Mudstone - wackestone de pellets con niveles de recristalización y conteniendo ostrácodos e intraclastos, el packstone es de pellets y fragmentos biógenos, así como escasas formas de miliólidos y algunos intraclastos. El espesor total de esta

secuencia de afinidad litológica es de 2229 m semejante al propuesto por Steele (op. cit.).

Puesto que el caracter de esta secuencia es de tipo transgresivo su contacto puede ocurrir discordantemente sobre los lechos rojos Todos Santos, sobre el Jurásico marino o bien transicionalmente con la Formación Paso de Buques. Su contacto superior es transicional con la Formación Méndez del Cretácico Superior.

El cuerpo inferior carece de fauna, el intermedio contiene Nummuloculina sp. y Nummuloculina heimi, que corresponde al Albiano - Cenomaniano, el cuerpo superior contiene Valvulina picardi y Spiroculina sp., además de rotálidos pudiendo corresponder al Turoniano-Senoniano, estableciendo un alcance general de Cretácico Inferior - Senoniano.

Sus depósitos representan en su inicio una transgresión marina, las dolomías finas en gran cantidad pueden sugerir la precipitación directa asociada a climas tropicales y de aguas tranquilas aunque debidamente pueden corresponder a un proceso diagenético como sucede en el cuerpo inferior. Para el Cenomaniano, Steele (1986) sugiere que la invasión de las aguas fue de tirantes mayores a 100 m y en ocasiones es posible distinguir bancos de partículas calcáreas, en general se puede decir que las condiciones variaron desde una plataforma muy somera hasta una plataforma ligeramente profunda en donde ocasionalmente se desarrollaban todos los ambientes típicos de plataforma, tales como parches arrecifales, parches oolíticos y depresiones dentro de la plataforma dependiendo de la paleotopografía.

FÓRMACION MENDEZ (EQUIVALENTE)

Jeffreys (1912) (en: Muir 1936) describe margas sobre la Formación San Felipe y sus afloramientos se encuentran a 300 m al este de la estación Méndez, San Luis Potosi. Sánchez (1969) considera como Formación Méndez (Equivalente) a margas y lutitas de color gris, que incluyen areniscas correspondientes al

Cretácico Superior en el estado de Chiapas.

Estos depósitos se encuentran expuestos en el cauce del río Uxpanapa y en una amplia zona del frente NW de la Sierra de Chiapas.

GEUCA (1982) describe en el anticlinal Cerro Pelón 30 m de lutitas calcáreas y areniscas rosadas. 135 m de lutita gris verdosa de aspecto nodular. 190 m de lutitas de color gris verde. 30 m de lutitas y areniscas finas en capas de 20 a 50 cm. 40 m de lutitas color crema en capas gruesas. 95 m de areniscas de grano fino en paquetes gruesos. 123 m de alternancia de lutitas y areniscas color gris de estratificación delgada a laminar e intemperismo nodular.

Esta Formación descansa transicionalmente sobre la Formación Sierra Madre y su contacto superior también es transicional bajo las Lutitas Nanchital del Paleoceno - Eoceno.

Con base en la presencia de la fauna Heterohelix globulosa, Globotruncana lineana, Globotruncana fornicata y Globigerinoides sp., se considera como Campaniano - Maastrichtiano.

El ambiente de esta Formación ha sido objeto de discusión; Chirinos (1966) en el área de Malpaso la considera cercana a la costa con frecuentes transgresiones y regresiones. Hernández (1970) quien la considera nerítico con fluctuaciones cortas y frecuentes. López (1973) en los pozos Cerro Nanchital, río Playas y Pedregal los supone de cuenca. El autor de esta tesis opina que esta formación varía en ambiente dependiendo de su posición geográfica, frecuentemente corresponde a cuenca.

FORMACIÓN MENDEZ (EQUIVALENTE METAMORFOSEADO)

González (1967, 1968) con el nombre de Formación Alaska describe filitas, pizarras, esquistos, metacuarcitas y mármoles que afloran a 14 km al NW del puente Tolosa en el rancho Alaska y quien observa que estas rocas provienen de las areniscas impuras y margas de la Formación Méndez, razón por la cual en esta tesis no se considera válida la proposición de la Formación Alaska puesto que se reconoce la formación original. CONCIT (1981, 1982)

nombró como complejo metamórfico una secuencia que aflora en ambas márgenes del río Coatzacoalcos que incluyen metacuarzitas esquistos y filitas de metamorfismo regional de bajo grado de una secuencia continental mixta sugiriendo una edad del Triásico - Jurásico, ya que su litología es aparentemente parecida a la Formación Todos Santos y al Grupo Zacatara. Camacho (1983) reporta que el principal efecto en esta secuencia es el metamorfismo dinámico e incluye en este complejo a las rocas de la Formación Todos Santos, Grupo Zacatara, Formación Sierra Madre y Cretácico Superior, proponiendo que su edad sea desde fines del Mesozoico a principios del Terciario que corresponde a la edad del metamorfismo. Ortuño y Ruiz (1985) sugiere que las rocas reportadas por González (1968) en el rancho Alaska, son diferentes a las reportadas por CONCIT (1981, 1982) además dividen este Complejo en Cretácico Superior Metamórfico y Complejo Ramos Millán, el primero lo describen como una secuencia areno-arcillosa con intercalación de tobas que presentan diferentes grados de metamorfismo cataclástico y los suponen discordante con la Caliza Sierra Madre, situándolo por posición estratigráfica como Cretácico Superior y aflora en la margen izquierda del río Coatzacoalcos. El segundo lo describen como un conjunto de rocas metamórficas con grados variables de metamorfismo dinámico, incluyendo al complejo ígneo y metamórfico Formación Todos Santos, Jurásico Superior y Cretácico Inferior Berriasiano y cuya edad del metamorfismo es Post-Berriasiano hasta el Cretácico Superior - Mioceno. El autor de esta tesis ha recorrido ambos cuerpos anteriormente citados encontrándolos sumamente parecidos, en ambos da la impresión de coexistir rocas de color rojizo al intemperismo, pero en roca fresca son de color verde de aspecto areno-arcillosos y el diferente grado de metamorfismo es fácilmente explicable puesto que la porción oriental está más cerca de las rocas del basamento ígneo y metamórfico el que contribuyó a su metamorfismo además en forma diferenciada se han podido reconocer rocas de la Formación Sierra Madre con cataclasis y en forma indiferenciada es posible que existan rocas jurásicas, el mapeo detallado no se ha efectuado,

pero se propone considerar ambos cuerpos como Cretácico Superior Méndez Equivalente Metamorfoseado, como se muestra más adelante, se prueba la existencia de rocas de probable edad Eoceno.

Estas rocas afloran en la Depresión Istmica en ambas márgenes del río Coatzacoalcos e inclusive se encuentran en el borde oriental del Batolito de la Mixtequita.

Camacho (1983) reporta grauvacas de fragmentos de cuarzo, cuarcitas, filitas y plagioclasas con cementante calcáreo y óxidos y limolitas conteniendo cuarzo y feldespatos en cementante calcáreo, arkosas cataclásticas formadas por cuarzo y plagioclasas deformadas cementadas en sílice y óxido de hierro, protomilonitas derivadas de conglomerados de cuarzo, metatobas cloritizadas, lutitas apizarradas, sublitarenitas cataclásticas conteniendo granos de cuarzo, cuarcitas y esquirlas de plagioclasas y caliza con cementante calcáreo, rocas ígneas silicificadas conteniendo radiolarios, tobas silicificadas, lutitas tobáceas silicificadas y abundantes radiolarios, metapelitas cuarzo-feldespáticas, sublitarenitas de granos de cuarzo y feldespatos con cementante silíceo y óxidos de fierro además de metaconglomerados.

El contacto inferior es por falla transcurrente con las rocas carbonatadas cataclásticas de la Formación Sierra Madre, en frente de la comunidad 16 de Septiembre al occidente del río Coatzacoalcos. Su contacto superior es discordante con las rocas conglomeráticas y de probable edad de Eoceno Medio y con las rocas del Mioceno Inferior.

A estas rocas en esta tesis se reporta cf. Asterocyclina sp, y espinas de equinodermo de probable edad Eoceno, sin embargo es evidente que las rocas del Cretácico Superior están presentes, estas rocas fueron colectadas en la localidad del rancho El Tigre, a estas rocas también se les ha reportado presencia de radiolarios calcificados.

Debido a que se carece de información adecuada la fauna anterior nos sitúa en una plataforma somera y por el contenido volcánico se infieren procesos vulcano-sedimentarios los cuales son más comunes en el Cretácico Inferior y Jurásico Superior

como se observa en la la Sierra de Juárez; por otra parte la influencia de mares pelágicos queda evidenciada por la presencia de radiolarios.

CENOZOICO

" FORMACION LUTITAS NANCHITAL "

Abadilla (1922) reconoce dos cuerpos litológicos para el Eoceno, el inferior consiste de lutitas y areniscas, el superior de conglomerados. Abadilla (1924) a estas mismas secuencias les llama series río Nanchital y Conglomerado Monte Nanchital correspondientes al Eoceno - Oligoceno. Tschopp (1923) incluye las dos unidades anteriores con el nombre de Conglomerado Nanchital. Tschopp (1924) nuevamente separa a las series del río Nanchital y los conglomerados los cuales incluye dentro de las series Cascajal del Oligoceno. Tschopp (1926) propone que el Eoceno incluya a las lutitas Nanchital inferior, conglomerados Uxpanapa y Lutitas Nanchital superior. Quezada (1975) considera a las lutitas Nanchital como del Paleoceno - Eoceno puesto que el contacto entre estas dos unidades no es fácilmente reconocible, el Conglomerado Nanchital se considera un miembro de la Formación Lutitas Nanchital puesto que se encuentra intercalado en esta.

Esta formación aflora en el área del Cerro Nanchital y Cerro Pelón en el frente de la Sierra de Chiapas.

Quezada (1978) describe en el área de Cerro Nanchital 120 m de lutitas limosas gris verdoso calcáreas, bentoníticas, intemperismo nodular y de aspecto masivo. 595 m de lutitas limosas gris verdoso a pardo calcárea y bentonítica, intemperismo nodular y capas de 2 y 3 cm. 139 m de lutitas limosas color pardo rojizo, pardo grisáceo y amarillento de aspecto masivo.

El contacto inferior de acuerdo con Quezada (op. cit.) es discordante, según GEOCA (1982) el superior es transicional con el Oligoceno y frecuentemente se intercala el conglomerado Uxpanapa.

Al sur de la presa de Netzahualcóyotl, López (1967) reporta Globorotalia pseudomenardii y Globorotalia Velascoensis que

corresponden al Paleoceno Medio y Tardío, de los cuatro cuerpos anteriormente descritos el inferior contiene Globorotalia sp. pero más que nada se le ubica por posición estratigráfica en el Eoceno Temprano, el segundo contiene Globorotalia aspensis bulbroki, Globigerina boweri que corresponden al Eoceno Medio, el tercero no contiene fauna pero por posición estratigráfica se considera del Eoceno Medio y el último contiene Globorotalia centralis, Globigerapsis kugleri y Hantkenina albamensis y de un modo general se puede decir que va del Paleoceno al Eoceno.

El ambiente para esta unidad se considera batial.

" MIEMBRO CONGLOMERADO UXPANAPA "

Abadilla (1924) inicialmente lo llamó conglomerado Monte Nanchital. Tschopp (1926) propone el nombre conglomerado Uxpanapa para conglomerados de roca ígnea y escasos fragmentos de calizas. Benavides (1956) menciona como localidad tipo al río Uxpanapa 35 km al sur de la congregación de La Numeración.

Estos depósitos se encuentran expuestos ampliamente en el frente de la Depresión Istmica y en general en el frente de la Sierra de Chiapas.

Quezada (1977) reporta un cuerpo de 280 m de conglomerados polimícticos constituidos principalmente por cuarzo y roca ígnea. Tschopp (op. cit.) reporta escasos clastos de calizas del tamaño de 2 a 5 cm, los fragmentos se encuentran empacados en una matriz arcillosa, ocasionalmente presentan capas de 50, 100 y 200 cm, como también ocurre en lentes de limolitas y areniscas de color rojizo.

Tanto el contacto inferior como el superior de esta secuencia se les considera concordantes con las Lutitas Nanchital puesto que el Conglomerado Uxpanapa ocurre intercalada en la anterior.

Estos depósitos frecuentemente ocurren intercalados entre una secuencia de lutitas batiales por lo que las zonas profundas de conglomerados pueden asociarse a una distribución de abanicos submarinos.

" FORMACION LA LAJA "

Burnett (1923) nombró como Lutitas La Laja a lutitas gris azul que afloran en el arroyo La Laja en la región de Depósito Veracruz correspondiente al Oligoceno Inferior y Medio, estas rocas afloran en la región del anticlinal Soconusco, Cerro Pelón y Nanchital.

Quezada (1977) al sur de Cerro Pelón describe 450 m de areniscas y lutitas limosas, las primeras son arcillosas y ocasionalmente calcáreas en capas de 10, 20 y 40 cm junto a las lutitas gradantes a limolitas blancas con contenido calcáreo color gris verdoso y azul son escasamente micáceas expuestas en capas de 5, 10 y 15 cm.

Su contacto inferior es transicional con las Lutitas Nanchital y su contacto superior es discordante con la Formación Depósito, debido a la frecuente ausencia del Oligoceno Superior.

Generalmente la edad de esta unidad ha sido dada localmente mediante una sucesión de foraminíferos bentónicos tales como Cyclogyra cf. angigyra, Cyclogyra archimides, Cibicides sp. Truchaminoides sp. Valvulina pennatula, Valvulina chirana, Cibicides distemplei, Giroidinoides giradana, Textularia nipeensis, que en ocasiones corresponde al intervalo comprendido entre el Oligoceno Temprano y Medio, los planctónicos son Cassigerinella chipolensis, Pseudohastigerina micra y Globigerina ciperensis.

Su ambiente de depósito con base a su abundancia de fauna planctónica corresponde a cuenca,

" FORMACION DEPOSITO "

Weaver (1922) denomina Areniscas Depósito y Ceniza Depósito para describir a la porción superior del Oligoceno en el área de Filisola, actualmente se le considera como perteneciente al Mioceno Inferior y parte del Medio, frecuentemente se intercala el miembro Conglomerado Nanchital.

Estos depósitos afloran en una amplia porción de las cuencas terciarias sobre todo en el núcleo del anticlinal Achotal.

Quezada (1977) en un afluyente del río Nanchital, (Arroyo Conejo) describe 50 m de lutitas gris verdoso calcáreas micacíferas, presentan marcado intemperismo nodular y capas de 3, 5, 8 y 10 cm. 180 m de conglomerados de fragmentos de roca ígnea y cuarzo cuyos tamaños varían de 5 a 20 cm empacados en matriz arcillo-arenosa y cementante calcáreo. son color gris, pardo y rojizo, 15 m de limolitas gris verdoso presentando intemperismo nodular, ocasionalmente es calcárea y se tienen capas de 5 y 10 cm. 275 m de limolitas gris verdoso y casi amarillento, presenta intemperismo nodular y disposición en capas de 5 a 20 cm además en toda la columna es común la presencia de tobas y cenizas volcánicas.

Su contacto inferior es discordante con la Formación La Laja como se ha mencionado por la ausencia del Oligoceno Superior, su contacto superior no está definido puesto que esta unidad está basada en foraminíferos bentónicos; sin embargo se considera concordante con la Formación Encanto.

Estas rocas contienen Gyroidinoides broekiana, Planulina gigas, Anomalinoidea cicatricosa, Heterolepa granosa y Rectouvierina bassispinata además de fauna planctónica como: Praeorbulina glomerosa, Catapsidrax stainforthi, Globorotalia foshi foshi y Globigerinatella insuelta correspondiente al Mioceno Temprano y hasta la parte inferior del Medio. (Cabrera y Lugo 1984).

Con base en la presencia de los foraminíferos bentónicos, Gyroidinoides broekiana y Heterolepa granosa, se consideran de un ambiente mesobatial.

" MIEMBRO CONGLOMERADO NANCHITAL "

Abadilla (1924) le llamó conglomerado Monte Nanchital, Tschopp (1926) lo denomina Conglomerado Nanchital en el anticlinal Cerro Nanchital. Chirinos (1966) lo incluye en la

Serie Malpaso y lo ubica dentro del Mioceno Inferior.

Estos depósitos como su nombre lo indica se encuentran aflorando en el anticlinal Cerro Nanchital; además son frecuentemente cortados en los pozos de la Cuenca Salina.

Reyes (1957) reporta 1100 m constituidos por fragmentos de calizas, cuarzo, pedernal, granitos y andesitas; los clastos varían en tamaños desde escasos milímetros hasta bloques de gran dimensión, ocasionalmente intercalan lentes de areniscas conglomeráticas y lutitas en capas hasta de 4 m de espesor.

El miembro Conglomerado Nanchital se presenta intercalado en la Formación Depósito, por lo que su contacto inferior y superior son transicionales.

Su edad es Mioceno Inferior por encontrarse intercalado dentro del Mioceno Depósito.

Quezada (1977) sugiere que los conglomerados se depositaron en fosas; en el presente estudio se propone, que por encontrarse entre depósitos batiales este miembro debe corresponder a abanicos submarinos complejos.

" FORMACION ENCANTO "

Burnett (1923) designa como Encanto a la serie de areniscas y lutitas arenosas que afloran en la región de Concepción, Ver., llamando a la porción más arenosa Yucatecal.

Las máximas exposiciones de esta unidad se localizan en el centro del sinclinal Vasconcelos y en el pozo Manati 1.

Se compone de lutitas y areniscas arcillosas de color gris azul y pardo, ligeramente calcáreas, el cuerpo arenoso Yucatecal se constituye de 80 % de areniscas de grano medio a grueso el cual llega a alcanzar hasta 20 m de espesor, en general su espesor es variable dependiendo de su posición estructural siendo fuertemente desarrollados los sinclinales y reducida hacia la cima de los anticlinales, habiéndose medido 500 - 800 m de espesor aunque mediante análisis sísmológico se puede sugerir mayor potencia.

Su contacto inferior es concordante con la Formación Depósito así como su cima es concordante con la Formación Concepción Inferior.

Con base en la presencia de foraminíferos bentónicos tales como Siphouvigerina auberiana, Planulina filisolaensis, Valvulina pennatula, Ceratobulimina alazaensis, Martinotiella galloway, Karrieriella caribaea, Nodosaria stainforthi y Uvigerina bermudezi; también en esta unidad se han encontrado fósiles planctónicos como Globigerina nepenthes, Globorotalia mayeri, Globorotalia foshi lobata y Globorotalia acostaensis Cabrera y Lugo (1984) la consideran como la parte alta del Mioceno Medio y Tardío.

Con base en el conjunto de bentónicos constituidos por Valvulina pennatula, Karrieriella caribaea, Melonis pompilloides y Uvigerina bermudezi se puede considerar un ambiente que varía de batial superior medio aunque podría alcanzar la plataforma interna.

" FORMACION CONCEPCION INFERIOR "

Burnett (1923) nombra serie Concepción a lutitas de color gris azul que afloran en el Campo Concepción cerca de la Congregación del mismo nombre. Tschopp (1924) observa que la porción superior es discordante, estableciéndose una división entre las formaciones Concepción Superior y Concepción Inferior.

Esta unidad se encuentra aflorando en el Campo Concepción, en la región de Los Tuxtlas y en general en la porción norte del Área de estudio.

Tschopp (1924) hacia la base de esta secuencia describe tobas, además predominantemente consiste de lutitas gris verdoso que alternan con areniscas, presenta ocasionalmente fracturas rellenas de yeso, hacia la cima su comportamiento es más arenoso y su espesor varía ampliamente pero se han medido 500 m.

Tschopp (op. cit.) observa una transición entre la cima de la Formación Encanto y la base de la Formación Concepción Inferior, su contacto superior ocurre discordante

bajo la Formación Concepción Superior e inclusive este es el motivo de su separación.

Con base en Marginulinopsis marginulinoides, Amphycorina hirsuta y Textularia nipeensis, la presencia de foraminíferos planctónicos decrece pero es posible llegar a encontrarlos y permitiendo ubicarle una edad de Plioceno Temprano y Medio, Cabrera y Lugo (1984).

De acuerdo con la presencia de Marginulinopsis marginulinoides y Anomalinoidea trinitadensis, corresponde a depósitos de plataforma externa y por la presencia de Kaereriella brady y Cyclamina cancelata que corresponde al batial superior, sin embargo como consecuencia de corresponder a un patrón regresivo es probable que fluctúe entre los ambientes antes mencionados.

.. FORMACION CONCEPCION SUPERIOR ..

Estas rocas afloran en la región norte del área de estudio principalmente en la región de Los Tuxtlas y Jáltipan, Ver.

Hegwein (1928) (en: Navarro 1986) se describen areniscas bien estratificadas en capas de calizas, concreciones y bancos esporádicos de ostras, su espesor varía en general de 200 a 500 m.

Su contacto inferior es discordante con la Formación Concepción Inferior, cambia lateralmente de facies a la Formación Filisola y su contacto superior puede ocurrir con las Formaciones Agueguexquite y Paraje Solo.

Con base en Bullimina marginata, Astacolus vaughani, Bolivina plicatella, Sarecenaria nuttali y Textularia mayeri, además de la escasa fauna planctónica, pudiéndose encontrar Glohorotalia margaritae y Sphaeroidinellopsis subdehiscens, pueden corresponder al Plioceno.

De acuerdo con la presencia de Erizalina alata y Bullimina marginata, estos depósitos corresponden a una plataforma que varía de interna a externa y que podría

extenderse hasta batial superior por la presencia de Bolivina plicatella.

" FORMACION FILISOLA "

Burnett (1923) designa como Arenisca Filisola a areniscas masivas de color pardo que afloran en la región de Filisola, Ver.

Estos depósitos están expuestos principalmente en la región de los Tuxtles en el anticlinal Mata Verde y como se ha mencionado en la región de Filisola, Ver.

Esta constituida de arenas cuarcíferas que no presentan buena cementación, son de color pardo y gris, hacia la base presentan lutitas y ocasionalmente se encuentran conglomerados y areniscas micacíferas.

Su contacto inferior es con la Formación Concepción Inferior y lateralmente cambia de facies con la Formación Concepción Superior. Su contacto superior puede ocurrir con la Formación Agueguexquite o con la Formación Paraje Solo.

Con base en la ausencia de fauna determinativa, su edad esta dada por su posición estratigráfica aunque Adkins (1923) con base en macrofósiles lo ubica en el Plioceno Tardío.

Debido a que en su mayoría esta constituida por arenas gruesas y medias corresponde probablemente a una plataforma terrígena dominada por corrientes de marea.

" FORMACION PARAJE SOLO "

Tschopp (1924) denomina así a areniscas y arcillas las cuales comienzan con horizontes conglomeráticos que se ubican hacia el límite de la Formación Filisola, presentándose en la región de Paraje Solo, Ver.

Estas rocas afloran en forma indiferenciada hacia la porción norte del área de estudio.

Olivera (1985) describe areniscas gruesas color gris que intercalan con arcillas y material lignítico y fauna escasa.

Hacia la cima varía de areniscas de grano grueso a fino color gris y gris oscuro, donde se intercalan arcillas gris azul y cuerpos de lignito, su espesor es variable.

Su contacto inferior ocurre sobre las Formaciones Filisola y Concepción Superior en forma normal y cambia lateralmente a la Formación Agueguexquite y su contacto superior es concordante con la Formación Cedral.

Su edad esta basada en su posición estratigráfica con base en las relaciones anteriormente citadas aunque también se le ha encontrado Pecten sp. y Laevilardium serratum que podrian corresponder al Plioceno Tardío.

" FORMACION AGUEGUEXQUITE "

Tschopp (1931) describe a las rocas conocidas como Agueguexquite, por lo que se infiere que su definición fue anterior aunque Thalman (1934) la propuso formalmente.

Estos depósitos se encuentran aflorando en la región de Paraje Solo y en general en la porción norte, aunque con exposiciones muy restringidas.

Benavides (1956) describe hacia la base arcillas ligníticas color azul, tobáceas, que alternan con areniscas fosilíferas y presencia de tobas en su porción media. Las areniscas son compactas color gris claro y azul de grano medio a fino con presencia de concreciones calcáreas y contenido de fósiles frecuentes, hacia la cima se tienen areniscas fosilíferas color pardo amarillento arcillosas y encontrándose un conglomerado en la cima, en general son 500 m de espesor.

Su contacto inferior es concordante con las formaciones Filisola y Concepción Superior, cambia lateralmente de facies a la Formación Paraje Solo, su contacto superior es concordante con la Formación Cedral

Su edad esta sujeta a controversia puesto que se ha encontrado Anadora streba que es un fósil índice del Mioceno Medio sin embargo su posición estratigráfica corresponde al Plioceno Tardío.

Su ambiente de depósito corresponde a un nerítico interno donde se desarrollaba un mar poco profundo.

.. FORMACION CEDRAL ..

Gibson (1923) reporta arenas, arcillas y conglomerados mal clasificados que afloran en la región de Acalapa, Ver. Estos depósitos se encuentran expuestos en la región norte del área de estudio y tienen un desarrollo importante hacia el oriente fuera del área de estudio.

Esta unidad se constituye de cuerpos lenticulares de arcillas color pardo y gris, arenas y conglomerados de color rojizo; presentando una mala estratificación.

Su contacto inferior puede ocurrir concordante sobre las Formaciones Agueguexquite y Paraje Solo, su contacto superior es discordante con los sedimentos aluviales del Cuaternario.

Su edad esta dada por posición estratigráfica correspondiendo probablemente al Pleistoceno.

Estos depósitos corresponden a ambientes mixtos variando de costero a continental.

CUENCA DE VERACRUZ

PALEOZOICO

ROCAS DEL BASAMENTO

SIERRA DE JUAREZ

Pérez, et. al. (1965) en la región de Acatlán, Pue. define a la Formación Tecomazuchil como las rocas más antiguas, Rodríguez (1965) observa una discordancia entre la Formación Tecomate y los granitoides Esperanza. Ruiz (1970) reporta un horizonte calcáreo con fósiles en la secuencia metamórfica de la región (en: Ortega 1978) quien estudia esta secuencia del Paleozoico. En la Sierra de Juárez al oriente del Complejo Oaxaqueño, rocas similares han sido descritas por CONCIT (1981) en la cañada del río Santo Domingo. Ham (1982) denomina a esta secuencia como complejo metamórfico constituido por metasedimentos y metavolcánicos intrusionados por diques. Araujo (1981) dentro del área de estudio reporta rocas similares a las anteriormente descritas y las considera como Paleozoico Acatlán.

Estas rocas afloran en la porción centro occidental del área de estudio pero se prolongan hacia el noroeste constituyendo la llamada Paleopenínsula de Oaxaca (Sierra de Juárez).

Ham (op. cit.) reporta esquistos de cuarzo, sericita, muscovita, clorita y talco de color gris verdoso de textura granoblástica y accesorios como zircón y hematita; intercalando con cuarcitas y filitas intrusionados por diques aplíticos, además se tienen metasedimentos y metatobas. Araujo (op. cit.) estudia esquistos de muscovita y biotita, esquistos de cuarzo y sericita además filitas de sericita y clorita con segregaciones de cuarzo blanco de 5 a 10 cm.

Araujo (op. cit.) para la región de Nochistlán, Oax. reporta edades de Paleozoico Temprano para la secuencia metamórfica y Jurásico Tardío - Cretácico Temprano y Medio para las metatobas además de esquistos del Cretácico Temprano y Medio que se interpretan como producto de

recalentamiento aparte de la secuencia. Ruiz (1978) dentro del área presenta edades de Triásico Tardío. Schmitter (1975) en el km 241 de la carretera Transistmica reporta esquistos de 1100 + 25 millones de años, la parte correspondiente al Paleozoico inferior debe ser equivalente en tiempo a los esquistos Acatlán; sin embargo estas rocas, como se ha mencionado, han sido reactivadas por recalentamientos Mesozoicos.

La Sierra de Juárez así como la secuencia metamórfica de Acatlán, Pue., jugaron un papel importante de Norteamérica, Africa y Sudamérica en su proceso de interacción en el Paleozoico Temprano y Medio.

MESOZOICO

ROCAS SEDIMENTARIAS

FORMACION TODOS SANTOS

Esta secuencia es similar a la descrita en la provincia Sierra de Chiapas, por lo que aquí no se describe.

FORMACION SAN PEDRO

Reyes (1959) reporta una secuencia de carbonatos oolíticos y pseudo-oolíticos en el río San Pedro, Ver.

Estas rocas se encuentran aflorando en la región de San Felipe Usila y Santo Tomás Texas, al oriente del área de estudio.

Ham (1982) describe una secuencia de dolomías color pardo claro y gris en capas de 50 y 80 cm hacia la porción media y superior, se constituye de un mudstone, wackestone y grainstone color pardo claro y gris oscuro conteniendo oolitas, placas de equinodermos, fragmentos de moluscos, ostrácodos, pelecípodos gasterópodos y algas su estratificación es gruesa y su espesor mayor de 1000 m.

Su contacto inferior es transicional con la Formación Todos

Santos, también ocurre discordantemente con las rocas metamórficas de la Sierra de Juárez. Su contacto superior es transicional con los terrígenos y carbonatos de la Formación Tepexilotla.

Con base en la presencia de Rhaxella sorbyana, Cadosina sp., Pseudocyclamina sp., se considera como Kimmeridgiano - Tithoniano cabiendo la posibilidad de ser Oxfordiano - Tithoniano.

De acuerdo a sus características litológicas se infiere un ambiente de plataforma en donde la influencia de alta energía queda manifestada por la presencia de abundantes ooides.

FORMACION TEPEXILOTLA

Mena (1962) estudia una secuencia terrígena separándola en facies pónica, marina y sublitoral.

Esta Formación ha sido reportada al occidente del Batolito de la Mixtequita.

Mena (op. cit.) considera que la facies pónica, se constituye de lutitas calcáreas bituminosas y apizarradas en capas de 10 cm y un espesor de 170 m. La facies marina y sublitoral son calizas arcillo-arenosas apizarradas, con horizontes fosilíferos de amonitas y pelecípodos además de tintinidos y radiolarios, su espesor varía de 150 - 500 m. La facies continental son lutitas y areniscas color gris verdoso violeta y rosado.

Su contacto inferior es concordante con las calizas oolíticas de la Formación San Pedro, su contacto superior es transicional con la Formación Xonamancá.

En base a la presencia de Calpionella alpina, Calpionella elliptica, Nannoconus bronnimani, Saccocoma angulata, pudiendo corresponder al Tithoniano Temprano.

El ambiente que se ha considerado varía de pónico, marino sublitoral y continental; sin embargo era influenciado por mares de tipo pelágico que contenían fauna planctónica.

FORMACION XONAMANCA

Mena (1962) estudia una secuencia de lutitas arcosas y grauvacas, el Jurásico Superior y las incluye dentro de la Formación Tepexilotla.

Flores (1970) llama miembro Xonamanca a arenas arcillosas y areno-bentoníticas, incluyéndolas dentro de la Formación Tuxpanguillo.

Godoy (1971) la considera el miembro Xonamanca de la Formación Tamaulipas Inferior. Carrasco (1979) describe a una serie de tobas detriticas, grauvacas líticas, limolitas, lutitas ferruginosas, dolomías biogénicas y biomicritas en la región de Zongolica, Ver.

Estas rocas han sido reportadas al occidente del área de estudio y al sureste de Trinidad, Ver.

González (1968) reporta 140 m de areniscas, conglomerados y margas ocre, gris y ceniza gris verdoso de grano fino a grueso cementados en sílice. 60 m de margas y calizas mesocristalinas en capas de 20 a 30 cm. 45 m de calizas masivas en partes dolomíticas. 35 m de conglomerados de cuarzo, presencia de glauconita y cementante silíceo, 85 m de arenas arkósicas y margas gris oscuro de estratificación delgada. El contacto inferior es transicional con la Formación Tepexilotla, su contacto superior es transicional con la Formación Orizaba.

En esta región su edad es dada por posición estratigráfica en la región de Yotzintepic, Geoevaluaciones (1985) reporta Pseudocyclamina sp., Glomospira sp., Salpingoporella sp., Chofatella decipiens y Favreina sp., estableciéndose un alcance de Berriasiano - Valanginiano.

Corresponde a ambientes mixtos, donde estos abruptamente alternan consecuencias carbonatadas y donde los influjos de material volcánico estaban presentes.

FORMACION ORIZABA

Bose (1879) propone el nombre de Caliza Orizaba, dividiéndola en Caliza Maltrata y Caliza Escamela. Burckhardt (1930) propone una nueva división que incluye las Pizarras Necoxtla, Caliza Maltrata y Caliza Escamela. Benavides (1956) propone se constituya de la Formación Escamela que contiene tres miembros y son miembro Orizaba, miembro Peñuela y miembro Atoyac. Salinas (1960) diferencia entre Formación Orizaba, Formación Guzmantla y Formación Atoyac, su localidad tipo es el Cerro Escamela al oeste de Orizaba, Ver. Longoria (en: Geoevaluaciones 1985) considera que la Formación Guzmantla fue denominada con base en datos Paleontológicos y no a su carácter litológico (según el código de nomenclatura estratigráfica), por lo que se incluye dentro de la Formación Orizaba, criterio con el cual se trata en este trabajo.

Ham (1980) describe una secuencia que hacia la base son dolomías color pardo claro y gris oscuro en capas de 50, 100 y 200 cm, hacia la parte media y superior se tiene un mudstone, wackestone y packstone de miliólidos y toucasias de color gris oscuro conteniendo fragmentos de ostrácodos, placas y espinas de equinodermos, algas solenoporáceas, fragmentos de pelecípodos, radiolíticos y foraminíferos biseriales e intercalación de dolomías en capas de 20 a 250 cm. Su espesor es 3100 m, considerándolo exagerado probablemente por la presencia del fallamiento inverso o quizá porque una parte corresponde al Cretácico Superior.

Su contacto inferior es concordante con la Formación Xonamanca y su contacto superior es discordante bajo la Formación Atoyac Longoria (op. cit.).

Con base en la presencia de Nummoloculina heimi, Cyclina schlumbergeri, Dicyclina cuneolina y Dictyoconus sp., se considera de un alcance Albiano - Cenomaniano.

Basado en la presencia y tipo de roca se infiere un ambiente de plataforma en donde la influencia de alta energía estaba presente .

FORMACION ATOYAC

Benavides (1956) la considera como miembro de la Caliza Escamela. Salinas (1960) la propone como formación y son calizas arrecifales que afloran en la Sierra de Atoyac, Ver.

Como se ha mencionado se encuentra ampliamente distribuida en la región de Atoyac, Ver., y al noroeste del área de estudio.

Ham (1982) describe una secuencia de wackestone y packstone color pardo claro a gris oscuro conteniendo abundantes radiolítidos, miliólidos, fragmentos de algas, placas y espinas de equinodermos, ostrácodos y alveolínidos parcialmente dolomitizada, con presencia de intervalos y de bandas y nódulos de pedernal blanco, se presenta en capas de 20 a 100 cm y su espesor total es de 1300 m.

Su contacto inferior se infiere discordante con la Formación Orizaba, en tanto que su contacto superior es concordante con la Formación Velasco y cambia de facies a la Formación Méndez.

Con base en la presencia de Cuneolina sp, Valvulina sp., Dicyclina sp., Chubbina sp y Valvulina picardii, se le puede ubicar tentativamente en el Campaniano - Maastrichtiano.

Estos depósitos corresponden a una plataforma de aguas tranquilas de circulación ocasionalmente restringida.

TERCIARIO

FORMACION VELASCO

Cushman (1923,1924) describe lutitas color rojizo con nódulos calcáreos al oeste de la Estación Velasco.

En el área de estudio no ha sido reconocida pero se infiere su presencia hacia el norte en el subsuelo.

Son lutitas color gris, azul y verdoso semiduras que intemperizan en forma nodular, intercalan con lutitas rojizas y

ocasionalmente se tiene ceniza volcánica, pudiendo alcanzar 300 m de potencia.

Es importante señalar que las unidades reconocidas en superficie no corresponden estrictamente con las unidades reconocidas en subsuelo para todo el Terciario de las cuencas terciarias que bordean el Golfo de México, puesto que como lo ha mencionado Cabrera y Lugo (1984) no cumplen en su totalidad como formaciones ya que estas son esencialmente unidades biocronológicas.

Esta unidad suele encontrarse suprayaciendo a la Formación Atoyac y Méndez y su contacto superior es transicional con el Grupo Chicontepec.

Con base en la presencia de Globorotalia pusilla pusilla, se le considera como Paleoceno Temprano.

Esta corresponde en subsuelo a un ambiente que varía de batial superior e inferior.

GRUPO CHICONTEPEC

Dumble (1918) reporta lutitas y areniscas en ocasiones calcáreas en las inmediaciones de Chicontepec, Ver. Posteriormente Adkins adopta tres divisiones las cuales son Tanlajas, Chalma y Jaco (en: Nájera 1952).

FORMACION CHICONTEPEC INFERIOR

Jeffreys inicialmente en el Arroyo Tanlajas, al sur de la población del mismo nombre reporta areniscas y lutitas gris azul.

En el área de estudio no se ha reportado pero se infiere en el subsuelo en la porción norte.

Son areniscas de grano fino, gris empacados en una matriz calcárea que intercala con lutitas de color azul, sus capas son de 5 - 60 cm y en ocasiones se le han encontrado plantas; son 200 m de espesor.

Se encuentra concordante con la Formación Velasco y subyaciendo concordante con la Formación Chicontepec Medio.

Con base en la presencia de Globorotalia uncinata y Globorotalia pusilla pusilla, se le ubica en el Paleoceno Temprano.

En superficie tomando como referencia su contenido de plantas es considerado como mixto, en subsuelo varía de batial superior a inferior.

FORMACION CHICONTEPEC MEDIO

Mekel inicialmente reporta areniscas calcáreas y lutitas arenosas en el camino Salsipuedes a la Padua en el río Pantepec.

Nuevamente estas rocas no han sido reconocidas aquí, sin embargo se sugiere están presentes en subsuelo en la porción norte.

Son areniscas calcáreas de grano fino a grueso en capas de 5 a 60 cm, alternando con lutitas bentoníticas y lutitas arenosas color gris azul y se distingue por su mayor presencia de cuerpos arenosos.

Se encuentra concordante con la Formación Chicontepec Inferior y concordante en su porción superior con la Formación Chicontepec Superior.

Con base en la presencia de Globorotalia pseudomenardii y Globorotalia velascoensis, siendo del Paleoceno Tardío.

En superficie su ambiente, es mixto en tanto que en subsuelo varía de batial superior a inferior.

FORMACION CHICONTEPEC SUPERIOR

Semmens considera como estratos superiores del Grupo Chicontepec a lutitas y arenas azul y pardo, en el Valle del río Pantepec, Ver.

Nuevamente la presencia de estos depósitos se infiere en subsuelo hacia la porción norte.

Son lutitas de color gris arenosas, que se asocian con areniscas lenticulares y estratos de arenas azul con horizontes de laminillas de mica selenita y presencia de concreciones

calcáreas.

Se encuentran suprayaciendo concordantemente a la Formación Chicontepec Media y su contacto superior es concordante con la Formación Aragón.

Con base en la presencia de Globorotalia rex, Globorotalia formosa formosa y Globorotalia palmerae se ubican en el Eoceno Temprano.

En superficie se considera mixto en tanto que a profundidad se considera batial superior e inferior.

FORMACION ARAGON

Nuttal (1930), al oeste de la población de La Antigua, dentro de la Hacienda Aragón reporta lutitas y areniscas intercaladas con horizontes bentoníticos.

Nuevamente en el área no se han reconocido, sin embargo, hacia la porción norte se infiere en el subsuelo.

Son lutitas gris y verde que intemperizan a pardo producto de intercalaciones bentoníticas, es importante señalar que es rara la presencia de areniscas y arenas, se consideran 150 m de potencia.

Suele ser difícil distinguir entre esta y la Formación Chicontepec Superior, por lo que se consideran concordantes, su contacto superior se considera concordante con la Formación Guayabal.

Con base en la presencia de Globorotalia aragonensis, Hantkenina aragonensis y Globorotalia soldadoensis, de edad Eoceno Temprano y Medio.

Su ambiente varía de batial superior a nerítico externo.

FORMACION GUAYABAL

Adkins (1925) y Cole (1927) reportan lutitas arenosas color gris oscuro cerca de la rancharía El Guayabal, al oeste de Potrero del Llano, Ver.

Estas rocas no han sido reconocidas en el área, pero se

infiere su presencia en subsuelo hacia el norte.

Son lutitas arenosas gris claro que contienen nódulos ferruginosos y capas delgadas de areniscas, horizontes conteniendo bentonita y la glauconita esta presente en toda la unidad; además se ha pretendido dividirla en una facie areno-arcillosa y otra arcillosa, su espesor es de 400 - 500 m.

Se le considera concordante con la Formación Aragón y su contacto superior con la Formación Tantoyuca - Chapapote es normal.

Con base en la presencia de Eponides guayabalensis se sitúa en el Eoceno Medio.

Superficialmente es de ambientes someros, en tanto que en subsuelo puede variar de batial superior a nerítico externo.

FORMACION TANTOYUCA - CHAPAPOTE

Cole (1927) considera dos tipos de facies para esta Formación; facies Tantoyuca costera y facies Chapapote de aguas profundas.

Estas rocas han sido reportadas en el pozo Ixhuapan 1A, en la porción noroccidental del área estudiada.

Son sedimentos conglomeráticos gruesos que llegan a contener bloques para la facies Tantoyuca y lutitas color gris y verde con presencia de bentonita hacia la cima de cada estrato para la facies Chapapote.

Esta descansa sobre la Formación Guayabal y subyace a la Formación Horcones en forma discordante.

Con base en la presencia de Globorotalia cerroazulensis y Hantkenina alabamensis, se considera como del Eoceno Tardío.

Como se ha mencionado, la facies Tantoyuca es de carácter costero en tanto que la facies Chapapote es de aguas batiales.

FORMACION HORCONES

Grimslade 1933 (en: López 1983) describe areniscas color gris crema para esta unidad.

Esta formación fue cortada por el pozo Ixhuapan 1A, en la porción norte del área de estudio.

Esta unidad se caracteriza por presentar continuos cambios de facies laterales y verticales, en ocasiones esta representado en su mayoría por lutitas; sin embargo se tienen lutitas arenosas de intemperismo nodular, también se encuentran clastos de arenisca y caliza provenientes del Grupo Chicontepec y Mesozoico respectivamente y lentes calcáreos color crema.

Esta formación descansa discordante con la unidad Tantoyuca - Chapapote y concordante con la Formación La Laja.

Con base en la presencia de Globigerina prava, Casigerinella chipolensis y Hantkenina micra, se le ubica en el Oligoceno Temprano.

Castro y Lugo (1984) consideran a esta formación como de un ambiente batial superior.

Nota: Las Formaciones La Laja, Encanto, Concepción Inferior, Concepción Superior y Filisola son semejantes a las descritas en la Cuenca Salina del Istmo por lo que se omite su descripción.

REGION DE LOS TUXTLAS

ROCAS VOLCANICAS

Fiedlaender y Sonder (1933) apoyados en datos petroquímicos consideran esta región como calcoalcalina y reportan en el arroyo Oro fragmentos de dioritas. Tschopp (1926) en la pendiente oeste del volcán San Martín nuevamente reporta este tipo de clastos. Pichler y Weyl (1976) con base en valores sigma y norma Rittman de los análisis de Friedlaender y Sonder (*op. cit.*); así como de nuevos análisis, observan que la mayor parte de las rocas pertenecen a la serie alcalina aunque esporádicamente esta presente la serie calcoalcalina. Thorpe (1977) confirma la presencia de rocas basálticas alcalinas. Catagrel y Robin (1978) proponen una provincia alcalina del este de México.

Constituyen la porción norte del área de estudio. Los basaltos alcalinos ocupan casi toda el área y las andesitas solo ocupan la Sierra de Santa Martha; las tobas generalmente ocupan las partes más bajas.

Jacobo (1987) reconoce principalmente basaltos de olivino y piroxeno, basanites, basanitoides, basaltos nefelínicos además de andesitas, clastos de microdiorita y tobas.

Los basaltos de olivino y piroxeno son de color gris oscuro, de textura microlítica philotaxítica formada por una mesostasis de labradorita y bitownita asociada a vidrio volcánico así como cristales de augita. Tal mesostasis contiene fenocristales de olivino parcialmente iddingsitizados, magnetita y esporádica augita. Las andesitas son gris oscuro verdoso de textura microlítica con fenocristales de plagioclasa (labradorita y andesina) además de fantasmas de olivino sustituidos por iddingsita en una mesostasis de plagioclasa sódica. Las dioritas (Friedlaender y Sonder *op. cit.*) contiene apatito, hornblenda, plagioclasas, ortoclasa y cuarzo esporádico.

Pichler y Weyl (1976) a partir de análisis químicos considera dos grupos, el primero son basaltos pobres en SiO₂ 46% que forman basaltos alcalinos con olivino y tefritas con

Nefelina y olivino que contienen bajas cantidades de $Al_2O_3 < 15\%$ pero relativamente altos en $MgO > 13.5\%$, esto debido a altas cantidades de olivino, no contiene hiperstena normativa y modal y si nefelina normativa. El segundo grupo son mugearitas con $SiO_2 > 50\%$, alto contenido de Al_2O_3 , baja cantidad de $MgO < 3\%$ y altas cantidades de $K_2O > 15\%$; además de plagioclasa y sanidino normativo alto y clinopiroxeno y olivino bajos, no hay nefelina normativa pero si hiperstena. Thorpe (op. cit.) considera una asociación de basaltos picríticos alcalinos - basanitoides - basaltos alcalinos y hawaitas y deliberadamente excluye a la serie calcoalcalina.

Tratando todas las lavas en conjunto se puede decir que su contacto inferior es discordante litológicamente con las Formación La Laja, Encanto, Concepción Superior, Filisola y Cedral; en tanto que su contacto superior discordante con los sedimentos cuaternarios.

Pichler y Weyl (op. cit.) de los dos grupos que mencionan el primero varia de basaltos alcalinos de olivino a phonotephritas, suponen son derivados de un mismo magma padre, la diferencia importante entre los extremos es el contenido en compuestos alcalinos TiO_2 y P_2O_5 en las phonotephritas nefelínicas de olivino, lo cual quizas es debido a una transferencia de alcalinos por diferenciación pneumatolítica durante el ascenso del magma a lo largo de fisuras. El segundo grupo que son las mugearitas, basado en que contienen hiperstena pero no nefelina, suponen que estas rocas pueden ser derivadas de una diferenciación gravitacional de un magma tholeítico o basáltico tholeítico de olivino; sin embargo, la profundidad de generación de los basaltos alcalinos y los magmas basálticos tholeíticos dentro del manto es diferente, por otra parte las escasas rocas reportadas por Friedlaender y Sonder (op. cit.) las relacionan con el Eje Neovolcánico. Thorpe (op. cit.) introduciendo los valores geoquímicos de los autores antes mencionados además de los propios en las gráficas $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 y en el diagrama AFM, todos los análisis caen dentro del campo de los basaltos alcalinos hawaianos y no en un magma basáltico tholeítico padre

como proponen Pichler y Weyl (op. cit.). Figura III.2.2.

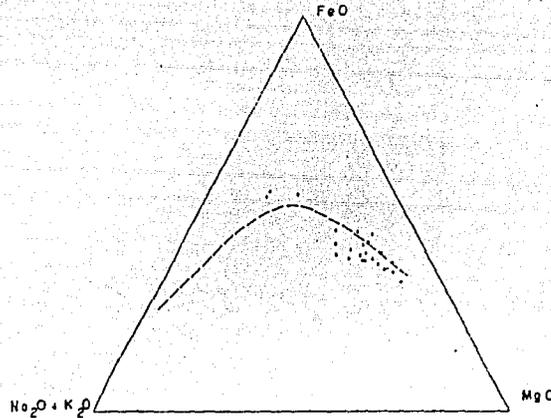


DIAGRAMA AFM DE LAS LAVAS DE LOS TUXTLAS LA LINEA TRAZADA ES EL TREND DE LA SERIE HAWAIANA. FIGURA III.2.2

TOMADO DE THORPE (1977)

Pichler y Weyl (op. cit.) utilizando el modelo de Dickinson y Hatherton (1967) que relaciona el contenido de K_2O de las rocas volcánicas y la profundidad de la zona de Benioff, establecen que la correlación no es válida. Moore y Del Castillo (1974) basado en las anomalías gravimétricas observadas en la porción marina sugieren que la región de Los Tuxtlas y el Eje Neovolcánico están unidos bajo el mar cerca de la costa; sin embargo su composición general es diferente, aunque como se ha mencionado la serie calcoalcalina esta presente. Cantagrel y Robin (1978) quienes proponen una provincia alcalina del este de México, limitada al oeste por la presencia de una falla norte sur, dicha provincia evolucionó de NW a SE del Oligoceno al Reciente y considera que a partir del Mioceno Tardío la fase alcalina no es contemporánea con la andesítica y donde los dos tipos de magmas se superponen y los cuales son separados por intervalos cortos de tiempo. Jacobo (1987) para explicar los basaltos alcalinos y las andesitas en coexistencia propone un modelo de asimilación magmática producto de residencia prolongada de un magma dentro de la corteza.

METAMORFICOS DEL ISTMO

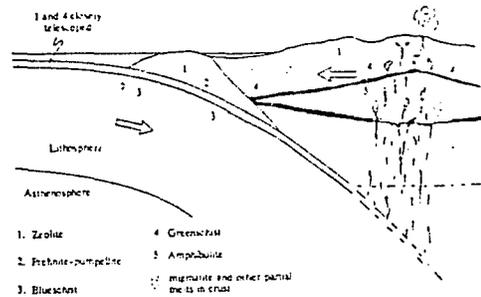
PALEOZOICO

ROCAS DEL BASAMENTO

Han sido estudiadas por Bose (1906) quien reporta esquistos de hornblenda como basamento. González (1968) al proponer la Formación Alaska para designar el equivalente metamórfico de la Formación Méndez, generalizó tanto el concepto, que partes del basamento también fueron consideradas como tales, puesto que en la mayoría de los casos es casi imposible establecer una diferenciación. Adoptando el concepto de Formación Alaska García (1981, 1982), y Espinosa (1968). Torres (1987) con base en la similitud física decide reincorporar estas al basamento Paleozoico. En este estudio basado en la petrografía reportada por García (op. cit.) se incluyen algunas de estas rocas dentro del basamento.

En la porción oriental en la región de El Porvenir, Oax., Priego (1963) reporta esquistos de hornblenda de color verde grisáceo, conteniendo cuarzo, clorita, sericita, magnetita, piroxenos y biotita, además de esquistos cuarcíferos de color blanco a crema que intemperizan a ocre; conteniendo cuarzo, muscovita, piroxeno, sericita, clorita, magnetita y anfífolas. Espinosa (op. cit.) además de lo descrito reporta tonalita. García (op. cit.) en la misma región reporta anfífolitas de textura foliada con bandas de segregación de cuarzo, además de feldespatos, hornblenda, epidota e inclusiones de apatita, hematita, magnetita, esfena y diopsido en facies anfífolita y clase calcárea. Hacia la porción occidental en el área de El Ciruelo, Oax., reporta esquistos de actinolita, clorita y epidota de textura nematoblástica, constituida por cristales prismáticos de hornblenda en una matriz de cristales cortos de plagioclasa sódica, epidota y clorita, de clase básica, además de las anfífolitas de textura esquistosa formada por cristales de hornblenda, y a manera de matriz, esporádicos cristales de piroxeno. En la región de El Llano, Oax., describe serpentinas

reportadas por Baker (1970) como de color verde olivo y tacto sedoso constituida por minerales como antigorita y crisotilo de apariencia fibrosa además de magnetita; estas rocas en un esquema de distribución de facies metamórficas de un arco volcánico quedarían ubicadas como se muestra en la Figura III.2.3.



DISTRIBUCION DE FACIES METAMORFICAS.

FIGURA III.2.3

TOMADO DE ERNEST

1975 (EN: BEST 1982)

Actualmente estas rocas no cuentan con dataciones radiométricas, sin embargo, en el pozo Arista No.1 se cortó una ortoanfibolita básica de edad Pérmica por lo que se les puede asignar una edad semejante a las rocas anteriormente descritas.

Estas rocas, basados en su clase química son de procedencia básica calcárea. Se supone que estas rocas originalmente fueron rocas ígneas básicas, las cuales han sido sujetas a procesos de metamorfismo regional de grado intermedio y bajo, procesos mediante los cuales es posible transformar rocas básicas en serpentinas. Estas rocas serpentinizadas no son consideradas por el autor producto de una abducción de la corteza oceánica pues están ausentes los minerales indicadores de alta presión como el glaucofano y por el alto contenido de hornblenda es semejante al de las granodioritas de la Sierra de Chiapas, por lo que es posible que los dos cuerpos hayan formado un esquema de arco de edad Pérmica donde las rocas básicas

representarían la parte exterior del arco y los granitos, la interior.

ROCAS SEDIMENTARIAS METAMORFOSEADAS

FORMACION TODOS SANTOS METAMORFOSEADA

Sapper (1894) en Cuchumatán, Guatemala y después en la Sierra de Chiapas, reporta areniscas y conglomerados rojizos ubicándolos en el Triásico. González (1968) considera que los terrígenos originales de la Formación Todos Santos se han transformado en metacuarcitas, esquistos sericíticos y esquistos de cuarzo mediante procesos de metamorfismo.

Estas rocas afloran únicamente en la porción sur central del área de estudio.

García (1981) en la región de Lázaro Cárdenas reporta areniscas calcáreas de matriz criptocristalina, milonitas de textura esquistosa; presentando cuarzo, feldspatos y calcita además como producto de metamorfismo sericita y calcita, esquistos calcáreos, esquistos calcáreos de textura esquistosa, cristales de calcita alargados muscovita, cuarzo y feldspatos, esquistos de clorita con minerales micáceos y escaso cuarzo y areniscas calcáreas. Herrera y Estavillo (1988) en la misma área y sobre la carretera transistmica reportan una secuencia de feldsarenitas limosas verde grisáceo filitizadas, conteniendo cuarzo, feldspatos y óxidos de Fe, empacados en cementante silíceo constituyendo la parte superior, la inferior con limolitas gris verdoso, parcialmente oxidadas, presentando estriaciones y textura talcosa conteniendo cuarzo y feldspatos deformados, en este estudio se han observado rocas ricas en cuarzo, clorita, muscovita, biotita y magnetita que constituyen cataclasitas y milonitas. Su espesor según Herrera y Estavillo (*op. cit.*) es de 445 m y 225 m de cubierto.

El contacto inferior no se observa en tanto que el contacto superior debe ocurrir con el Cretácico Inferior.

indiferenciado, o bien discordante con la Formación Sierra Madre metamorfoseada.

Como consecuencia de los procesos de alteración de la secuencia ha sido imposible establecer su datación, sin embargo una porción debe ser equivalente a los lechos rojos Todos Santos y probablemente alguna parte corresponda al Jurásico Superior.

La Formación Todos Santos corresponde a ambientes continentales; sin embargo, si observamos la petrografía de García (op. cit.) observaremos que existen zonas calcáreas, además de la formación de calcita por procesos metamórficos, por lo que es probable que existan ambientes mixtos en esta secuencia y que estos puedan corresponder al Jurásico Superior.

CRETACICO INFERIOR

CRETACICO INFERIOR INDIFERENCIADO METAMORFOSEADO

Baker (1930) en el Km 241 de la vía del ferrocarril transísmico, reporta calizas gris azul, silíceas con vetillas de calcita; las que contienen tallos de crinoides y fusulinidos, estableciéndose una edad Permo-carbonífera, López (1979) debido a que no han sido reconocidos nuevamente, supone sean secciones diagonales de espigas de esponjas.

Estos depósitos constituyen el frente sur de la región de los metamórficos y marcando un cambio pronunciado en el relieve cayendo a la planicie costera del Pacífico.

Carfantán (1981) reporta calizas detríticas marmolizadas con capas silíceas y areniscas arcósicas y pelitas en capas delgadas. El suscrito ha observado que esta secuencia de la base a la cima se compone de areniscas silíceas, que intercalan con horizontes esquistosos delgados (talcosos), enseguida calizas detríticas delgadas, las cuales tienden a engrosar hacia la cima.

Debido a las complejidades estructurales presentes en esta

porción, su contacto no es fácilmente identificable, sin embargo se suponen transicionales con las rocas que se han considerado como Formación Todos Santos Metamorfoseada, su contacto superior también se considera transicional con la Formación Sierra Madre Metamorfoseada.

Con base en la presencia de espinas de esponja y por posición estratigráfica corresponden al Cretácico Inferior y su porción inferior probablemente al Jurásico Superior.

En esta unidad se han reconocido tallos de crinoides, espinas de esponja y restos de moluscos y además de sus características litológicas se infiere un ambiente de plataforma somera, donde existía un basamento expuesto rico en material silíceo.

CRETACICO MEDIO

FORMACION SIERRA MADRE METAMORFOSEADA

Carfantán (1981) reconoce mármoles de probada edad Albiano - Cenomaniano, en la Zanja del Oleoducto Minatitlán - Salina Cruz.

Estas rocas afloran al sur de Matías Romero, cerca de la Congregación Lagunas, Oax.

Carfantán (op. cit.) reporta metacalizas color azul oscuro intercaladas con metabrechas calcáreas, las cuales se encuentran fuertemente tectonizadas y presentan nódulos de fosfatos.

En la región de Lagunas, Oax., Carfantán (op. cit.) la observa suprayaciendo a una secuencia de meta-areniscas considerada como Todos Santos Metamorfoseada, el contacto superior es discordante con el Cuaternario.

A esta unidad se le han encontrado moluscos de la Familia Monopleuridae y Caprotinida y los géneros Sellacaea sp. y Pachytraga sp. y el ostreido Chondrodonta, (Alencaster 1979) en: Carfantán (op. cit.) por lo que se le considera Albiano Cenomaniano.

Con base en las características antes presentadas se le asocia un ambiente de Plataforma externa pudiendo representar el borde de plataforma.

CUENCA DE TEHUANTEPEC (TERRESTRE Y MARINA)

ROCAS DEL BASAMENTO

El basamento en el área sur del estudio se compone de orto-anfibolitas y gneises.

Las rocas anfibolíticas se reconocen en la porción terrestre y marina, los gneises solo en la porción continental, pudiéndose observar en Santo Domingo Tehuantepec.

Las orto-anfibolitas en la porción marina se reconocen en el pozo Arista No.1, en el núcleo No.20 se reportan esquistos de actinolita, albita y epidota de textura granoblástica y cuya mineralogía se constituye de epidota, plagioclasas (albita y oligoclasa), clinzoicita y esfena y una orto-anfibolita, en el núcleo No.21, esta última se constituye de plagioclasas (labradorita y andesina) además de hornblenda y diopsido unalitzado, las plagioclasas alternan a anfíboles.

Las orto-anfibolitas poseen una edad que varía entre 265-272 m.a. que corresponde al Pérmico Tardío, los gneises de Santo Domingo Tehuantepec carecen de edad radiométrica.

Se infiere un origen similar al de las anfibolitas que constituyen el basamento de la región de los metamórficos del Istmo de Tehuantepec, anteriormente descrito.

ROCAS SEDIMENTARIAS

CRETACICO SUPERIOR - RECIENTE

Aquí se considera como estratigrafía tipo de esta provincia la columna del pozo Salina Cruz 1.

Sobre el basamento antes descrito descansa un

conglomerado predominando las rocas ígneas intrusivas, aunque las extrusivas también están presentes, la edad de este conglomerado es indeterminada.

Peórazzini et. al. (1982) sobre este conglomerado reporta lutitas marinas, ligeramente arenosas, que intercalan con horizontes conglomeráticos empacados en una matriz arcillosa. Este conglomerado se constituye de clastos de gneis, mármol cipolino, caliza fosilífera, roca volcánica y capas de bentonita lo que sugiere existían fenómenos extrusivos contemporáneos. Hacia la cima del Santoniano es más arenosa y areno-conglomerática. A partir del Campaniano hasta el Eoceno Tardío cambia nuevamente a rocas areno-arcillosas y se reduce considerablemente el contenido de conglomerados. Hacia el Eoceno Medio se tienen calizas con macro-foraminíferos, y en el Eoceno Superior reinciden las rocas conglomeráticas, para nuevamente ser arcillosas hasta el Oligoceno Temprano. El Mioceno Superior es arenoso y areno-conglomerático y la cima es arcillo-arenosa.

Se considera discordante el Santoniano Inferior y el Campaniano además del Oligoceno Inferior y el Mioceno Superior.

El Turoniano - Santoniano corresponde a un ambiente nerítico externo; del Campaniano al Eoceno varía de batial superior a inferior; en el Mioceno y Plio-Pleistoceno se mantiene en batial superior, para culminar en la parte alta del Pleistoceno como nerítico externo.

SIERRA MADRE DEL SUR

PALEOZOICO

ROCAS DEL BASAMENTO

En la porción SW de este estudio se consideran dos tipos de basamento, uno es el Complejo Xolapa y el segundo es equivalente a los esquistos de la Sierra de Juárez.

COMPLEJO XOLAPA

De Cserna (1965) en el estado de Guerrero reporta gneises y esquistos, así como orto-gneises con presencia de zonas miloníticas.

Este Complejo se extiende desde Zihuatanejo, Gro. hasta cerca del Istmo de Tehuantepec por más de 600 km de longitud y una amplitud de 50 a 150 km, el cual corre paralelo a la margen pacífica.

Ortega (1981) reporta una predominancia de migmatitas en facies, anfibolita de grado intermedio y alto, además de gneises y esquistos. Estas rocas han sido intrusionadas por granitos y granodioritas mesozoicas y terciarias. En ocasiones se presentan diques máficos como los reportados por Grajales (1988) en la región de Juchatengo, Oax.

El contacto inferior del Complejo se desconoce debido a su propia naturaleza, su contacto superior es discordante con una secuencia epimetamórfica de edad Neocomiano - Turoniano.

Las edades de este Complejo son variadas sin embargo se cuenta con las siguientes. De Cserna (1974), presenta que varían del Cámbrico al Pensilvánico Tardío en rocas meta-ígneas. Halpern, *et. al.* (1974) a las meta-anfibolitas les asigna una edad Pérmica y Guerrero, *et. al.* (1978) reporta una edad Jurásico Medio (en: Ortega 1891).

Ortega (*op. cit.*) supone que este Complejo debe ser interpretado en términos de un proceso de evolución tectónica debido al ascenso, pasaje y emplazamiento de magmas en la

subcorteza y consecuentemente fusionadas y migmatizadas localmente en la corteza. Halpern, et. al. (op. cit.) sugiere represente la raíz de un antiguo arco volcánico.

ESQUISTOS ACATLAN EQUIVALENTES

Estas rocas han sido descritas con anterioridad.

MESOZOICO

ROCAS SEDIMENTARIAS

CRETACIO INFERIOR INDIFERENCIADO

Con el nombre de Formación Mogofé, Vázquez (1982) reporta calizas, cuarcitas y pizarras en esta porción. Carfantán (1981) las considera como parte del Arco Chontal.

Estas rocas se encuentran expuestas en la porción occidental del área de estudio.

Vázquez (op. cit.) observa calizas negras apizarradas, esquistosas y cuarcíticas que alternan con lutitas y pizarras. Carfantán (op. cit.) observa una secuencia epimetamórfica que se compone de meta-andesitas, brechas de elementos volcánicos, tobas, grauvacas y esquistos negros que intercalan con calizas de plataforma.

Estas rocas descansan discordantemente sobre el Complejo Xolapa y se consideran transicionales con la Formación Teposcolula Oax.

Carfantán (op. cit.) reporta caprotínidos Pachytraga del Cretácico Temprano.

Esta secuencia con presencia de volcánicos sugiere la presencia de un arco volcánico (Chontal) en una cuenca de pre-arco donde el ambiente sedimentario era somero, lo cual se justifica por la presencia de rudistas y en ocasiones capas gruesas de caliza como ha observado el autor de este trabajo en el camino a Santa María Ecatepec, Oax.

FORMACION TEPOSOLULA

Salas (1949) reporta calizas color crema masivas y estratificadas denominándolas como Caliza Teposcolula en el poblado del mismo nombre suponiéndola de edad Jurásico. Hisazumi (en: Erben, 1956) reporta Hippurites mexicanus equivalente a Resectus mexicanus (en: Mereses, 1989). López (1970) con base en microfauna le asigna una edad Albiano - Cenomaniano.

Esta unidad aflora en la región SW del área de estudio constituyendo regulares exposiciones.

Esta secuencia cuando se presenta sana consiste de calizas masivas color gris y pardo claro, además de estar dispuesta en capas de 20 - 120 cm, llega a presentar conglomerados calcáreos con nódulos de pedernal. En otras condiciones estructurales como en la Presa Benito Juárez se encuentran afectadas por metamorfismo de contacto constituyendo mármoles y dando aspecto de flujo, en esta región se consideran 900 m.

Su contacto inferior se tiene discordante con el Cretácico Inferior indiferenciado, el contacto superior es discordante con el Cretácico Superior.

Vázquez (1982) en una sola muestra reporta Nummoculina heimi, Dycyclina-Cuneolina, Textularia, sp., Valvulina sp. y rotálidos, que corresponden al Cretácico Medio.

Estas rocas fueron depositadas en un ambiente de plataforma somera y de circulación restringida y en donde se tenían pulsaciones tectónicas contemporáneas al depósito, evidenciadas por la presencia de conglomerados intraformacionales.

CRETACICO SUPERIOR INDIFERENCIADO

En esta región nuevamente aparece el problema de la Formación Alaska y aunque no existe suficiente mapeo adecuado, las partes sanas se sugiere sean manejadas como Cretácico Superior indiferenciado.

Estas rocas ocurren en la región SW del área de estudio.

Carfantan (1961) reporta una secuencia constituida de conglomerados de rocas sedimentarias y volcánicas empacadas en una matriz arenosa, también se tienen potentes cuerpos de areniscas verdes y rojas las cuales intercalan nuevamente conglomerados de espesor reducido. El autor de este trabajo a observado que la fauna que a continuación se reporta ha sufrido retrabajo.

El contacto inferior se considera discordante con las rocas de la Formación Teposcolula, y su contacto superior es discordante con las rocas de la Formación El Bosque del Eoceno.

Carfantan (1981) reporta ejemplares de Barretia monilifera de edad Maastrichtiano.

Estas rocas corresponden a ambientes de borde de plataforma.

CENOZOICO

FORMACION EL BOSQUE

Gutiérrez (1948) y López (1962) en el área del río Tzizim cerca de la Población El Bosque, Chis. define una secuencia de areniscas rojas y conglomerados.

Estas rocas afloran en la porción SW del área de estudio.

García (1981) reporta hacia la base un conglomerado brechoide, constituido por fragmentos subangulosos y arredondados de esquistos, caliza y cuarzo empacados en una matriz arenosa, enseguida se tienen areniscas de grano grueso con intercalaciones de limolitas rojizas finas.

Su contacto inferior es discordante con el Cretácico Superior indiferenciado; su contacto superior también es discordante con las rocas volcánicas del Mioceno.

La edad de estas rocas esta dada por posición estratigráfica puesto que se carece de información paleontológica.

Estos depósitos corresponden a ambientes continentales que marca el final de un ciclo orogénico.

" FORMACION LAOLLAGA "

González (1968) define así a cuerpos de tobas estratificadas con esporádicos cuerpos de calizas y derrames riolíticos que se encuentran en el camino a Laollaga, Oax.

Estos depósitos ocurren al SW del área de estudio.

En esta unidad se incluyen tobas riolíticas y vitro-conglomeráticas pardo rojizo y rocas extrusivas, cuerpos lenticulares de calizas y horizontes de caliza volcánica.

Su contacto inferior es discordante con las rocas continentales de la Formación El Bosque, su contacto superior es discordante con los depósitos aluviales del Cuaternario.

En estas rocas Wyatt (1981) ha encontrado vertebrados del Mioceno Medio y Tardío además de que cerca de Tequisistlán. Williams y Mc.Birney (1969) en una ignimbrita riolítica, obtuvieron una edad radiométrica de 16.1 m. a. correspondiente al Mioceno Temprano. Carfantán (1981) por correlación supone que esta secuencia puede alcanzar hasta el Oligoceno Tardío.

Estos depósitos presentan una gran extensión geográfica la cual es paralela a la costa pacífica por lo que se pueden asociar como producto de un arco continental volcánico.

III.3.- UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS RECONOCIDAS EN SUBSUELO

Este estudio esta basado esencialmente en descripciones petrográficas de los pozos que penetraron el Mesozoico (pozo Solosuchil 1A, pozo Sauzal 1, pozo Atepona 1 y pozo Jaltepec 1).

JURASICO SUPERIOR

Olivera, et al. (1986) en el pozo Solosuchil 1A para esta edad reconoce las siguientes facies sedimentarias :

Facies de areniscas, limolitas y lutitas.

Facies de mudstone arcilloso con tintinidos.

Facies de mudstone arcilloso con saccocomas.

Facies de grainstone packstone de ooides.

Facies de mudstone bentonítico dolomitizado.

FACIES DE ARENISCAS, LIMOLITAS Y LUTITAS.

Son areniscas de grano fino a grueso de color pardo rojizo gris y verde; los granos son de cuarzo y roca ígnea con cementante silíceo, intercalados con limolitas arcillosas guinda y gris que contienen feldespatos, mica y materia carbonosa. Se presenta gradación, estratificación y su ambiente es fluvial y lacustre.

FACIES DE MUDSTONE ARCILLOSO CON TINTINIDOS

Es un mudstone color pardo y gris, presenta abundantes tintinidos, foraminíferos planctónicos, ostrácodos, espinas y placas de equinodermos además de gasterópodos, bioclastos y cuarzo detrítico. Se observa laminación ondulada y microlaminación. Son 65 m correspondientes a esta edad y se asocian a una depresión dentro de la plataforma pero con una influencia de mares pelágicos.

FACIES DE MUDSTONE ARCILLOSO CON SACCOCOMAS.

Es un mudstone arcilloso de color pardo a crema, parcialmente dolomitizado con abundancia de saccocomas; además tiene cuarzo terrígeno de grano fino y nódulos de pedernal. Se presentan laminaciones y estratificación lenticular siendo 230 m asociados a una depresión dentro de la plataforma con influencia de mares pelágicos

FACIES DE GRAINSTONE PACKSTONE DE COIDES.

Esta presenta partículas que varían de 0.1 a 1 mm cuyos núcleos son granos de cuarzo y fragmentos de algas, se incluyen espinas de equinodermos y gasterópodos siendo 30 m y correspondiendo a un ambiente de alta energía dentro de la

plataforma.

FACIES DE MUDSTONE DOLOMITIZADO.

Es de color pardo oscuro y negro, contiene gasterópodos, placas de equinodermos, ostrácodos, bivalvos, miliólidos y foraminíferos bentónicos, se observan rizaduras, son 170 m y corresponden a una plataforma.

CRETACICO INFERIOR

En el pozo Solosuchil 1A Oliviera, et. al. (op. cit.) reporta las facies de wackestone packstone de bioclastos y wackestone packstone de foraminíferos bentónicos.

FACIES DE WACKESTONE PACKSTONE DE BIOCLASTOS

Sus fragmentos varían de fino a medio, su color es gris y pardo. Se incluyen intraclastos, gasterópodos, ostrácodos, algas, foraminíferos bentónicos y granos de cuarzo; se presenta estratificación laminar y cruzada además de rizaduras, son 185 m y se asocian con zonas de intermarea cuya energía mecánica era importante.

FACIES DE WACKESTONE PACKSTONE DE FORAMINIFEROS BENTONICOS

Es un wackestone de pellets, foraminíferos bentónicos y ostrácodos incluyendo moluscos, gasterópodos y pelecípodos, se observan barrenos biógenos y son 415 m de rocas de ambientes de plataforma somera.

En el pozo Sauzal 1 se reportan las facies de conglomerados, facies de limolitas y lutitas, facies de grainstone packstone de ooides, facies de wackestone - packstone de foraminíferos bentónicos y facies de brechas.

FACIES DE CONGLOMERADOS

Es un conglomerado polimigtico formado por cantos y gravas angulosas y subangulosas cuyos tamaños varian de 0.5 a 10 cm. Los clastos son de granito, granodiorita y roca metamórfica además de areniscas de grano grueso empacados en cementante silíceo siendo 110 m que corresponden a un ambiente continental.

FACIES DE LIMOLITAS Y LUTITAS

Anteriormente ha sido descrita para el Jurásico Superior, en el pozo Sauzal 1; para el Cretácico Inferior son 125 m.

FACIES DE GRAINSTONE PACKSTONE DE OOIDES

Anteriormente ha sido descrita para el Jurásico Superior, en el pozo Sauzal 1; para el Cretácico Inferior son 55 m.

FACIES DE BRECHAS

Sus clastos son de wackestone-packstone de miliólidos, algas, ostrácodos y fragmentos de moluscos; también se incluyen fragmentos de mudstone dolomitizado. La matriz es arcillo-calcárea, se intercalan lutitas y areniscas siendo 15 m de espesor y se asocian a irregularidades dentro de la Plataforma.

CRETACICO MEDIO

Tanto en el pozo Solusuchil 1A como en el pozo Sauzal 1 se reconocen las facies de grainstone-packstone de ooides y facies de wackestone-packstone de foraminíferos bentónicos las cuales han sido descritas con anterioridad.

CRETACICO SUPERIOR

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

En el pozo Solosuchil 1A se han reconocido las facies grainstone-packstone de ooides, facies wackestone-packstone de bioclastos, facies de wackestone-packstone de foraminíferos bentónicos, la facies de brechas, las cuales han sido descritas con anterioridad, además se ha identificado las facies de lutitas calcáreas (margas).

FACIES DE LUTITAS CALCAREAS (MARGAS)

Son rocas calcáreo-arcillosas color gris y verde conteniendo cuarzo detritico, bioclastos, placas de equinodermos, radiolarios, ostrácodos y globotruncánidos asociados a una plataforma externa.

En el pozo Sauzal 1 se reconocen las facies de brechas y lutitas calcáreas (margas).

POZO ATEPONTA 1.

Ortiz (1982) describe el intervalo 5430-5888 m y lo divide en dos cuerpos, el primero de 5430-5583 m constituido por margas pardo rojizo con intercalaciones de caliza cretosa, lutitas gris verde, calcárea y trazas de areniscas color gris de grano fino empacados en cementante calcáreo. El segundo de 5583 a 5888 m son lutitas color gris y pardo con intercalaciones de wackestone color crema, de intraclastos y bioclastos correspondiendo a un ambiente que puede variar de plataforma externa a cuenca.

POZO JALTEPEC 1

En este pozo después de cortar una secuencia terciaria que incluye Encanto, Depósito, Oligoceno, Eoceno y Paleoceno; penetra una zona indeterminada, probablemente Mesozoica la cual se describe a continuación.

ZONA INDETERMINADA

Esta es reconocida en el núcleo 6 a la profundidad de 2459 - 2463 m la cual incluye grauwacas líticas, lutita verde y milofilita negra. La primera es una roca de color gris verdoso de textura epiclástica de grano fino que incluye cristales de cuarzo y mica además de feldespatos, clorita y líticos en matriz arcillosa, el cuarzo presenta extinción ondulante, las micas son clorita y muscovita, los feldespatos son potásicos y sódicos, se observan sombras de tensión, los líticos son de gneis, esquistos de cuarzo y mica, pedernal, roca volcánica verde y biomicrita e inclusive fragmentos carbonosos. Las lutitas verdes son de lustre graso, constituidas por una matriz de cristales de clorita y cuarzo de extinción ondulante. Por último, la milofilita de estructura pizarrosa color verde satinado, forma lentes de arenisca de textura cristaloblástica de grano fino y estructura pizarrosa formada por bandas de cristales euhedrales de cuarzo que alternan con bandas de cristales de clorita, sericita y gráfita de grano fino. Aquí se considera que estas rocas corresponden al complejo de rocas que se han mapeado como Formación Alaska y en este trabajo se tratan como Cretácico Superior Méndez Equivalente Metamorfoseado

III.4. CORRELACION ESTRATIGRAFICA

En virtud de la falta de definición adecuada de la estratigrafía en la porción sur del Área de estudio, solo se incluye una correlación estratigráfica de columnas geológicas de la porción norte y restringiéndose únicamente al Mesozoico; la cual tiene como objetivo mostrar relaciones entre el Batolito de Chiapas y el Batolito de la Mixtequita. (Figura III.4.1)

JURASICO MEDIO

Esta unidad aparece a ambos lados, así como en la porción central, representada por la Formación Todos Santos. Resalta la

sección Guichicovi la cual se encuentra ubicada en el borde oriental del Batolito de la Mixtequita, en donde se puede observar un incremento en el tamaño de los clastos, siendo depósitos de poca dispersión, por lo que se infiere fueron formados bajo un régimen de fuertes pendientes, las cuales sugieren la posibilidad de fallamiento normal contemporáneo al depósito, su ambiente general es continental.

JURASICO SUPERIOR

Hacia el borde oriental del Batolito de la Mixtequita, Depresión Istmica y borde NW del Batolito de Chiapas, se deposita parte del Grupo Zacatera, que son rocas típicas de ambientes de litorales, laguna marginal e inclusive plataforma somera. Por último, sobre todo en la porción istmica estas facies contienen abundantes fragmentos de rocas ígneas graníticas, como también sucede en el Jurásico Medio, lo cual sugiere que los elementos estructurales antes mencionados se encontraban presentes y emergidos.

CRETACICO INFERIOR

En la porción inferior de este período, las condiciones son semejantes a las del Jurásico Superior con ambientes someros, pudiendo llegar inclusive a ambientes mixtos, hacia la parte superior. Los depósitos empiezan a perder su carácter terrígeno, llegando a ser más carbonatados a partir del Valanginiano representado por la Formación Paso de Buques depositada en ambientes típicos de plataforma. En el borde NW del Batolito de Chiapas, para el Aptiano se generalizan los depósitos de plataforma somera.

CRETACICO MEDIO Y SUPERIOR SENONIANO

Este intervalo de tiempo se caracteriza por un proceso de transgresión, en el cual, como se ha mencionado con anterioridad,

estos depósitos pudieron alcanzar tirantes batimétricos máximos de 100 m; por lo que es probable que los elementos positivos estuvieran bajo el agua, por lo cual el contenido de los clastos del basamento no se reporta, sin embargo, el autor ha reconocido cerca del rancho La Victoria, en la Formación Sierra Madre, importantes fragmentos de cuarzo ígneo en esta secuencia, lo cual puede ser producto de retrabajo a partir de las unidades sedimentarias pre-existente.

CRETACICO SUPERIOR CAMPANIANO MAASTRICHTIANO

En el borde oriental del Batolito de la Mixtequita La Formación Méndez se caracteriza por presentar un color verde olivo en areniscas que contienen partículas de gneis, roca ígnea y roca volcánica con abundantes feldespatos, lo que sugiere un origen cercano a la fuente de aporte, en tanto que hacia el borde NW del Batolito de Chiapas, la misma Formación Méndez se constituye de lutitas calcáreas y margas.

El autor concluye bajo evidencias estratigráficas que tanto el Batolito de la Mixtequita como el de Chiapas comparten una historia común por lo menos a partir del Jurásico Medio por lo que el primer cuerpo no ha sido desplazado 200 km hacia el noreste, como lo ha sugerido Campa (1984).

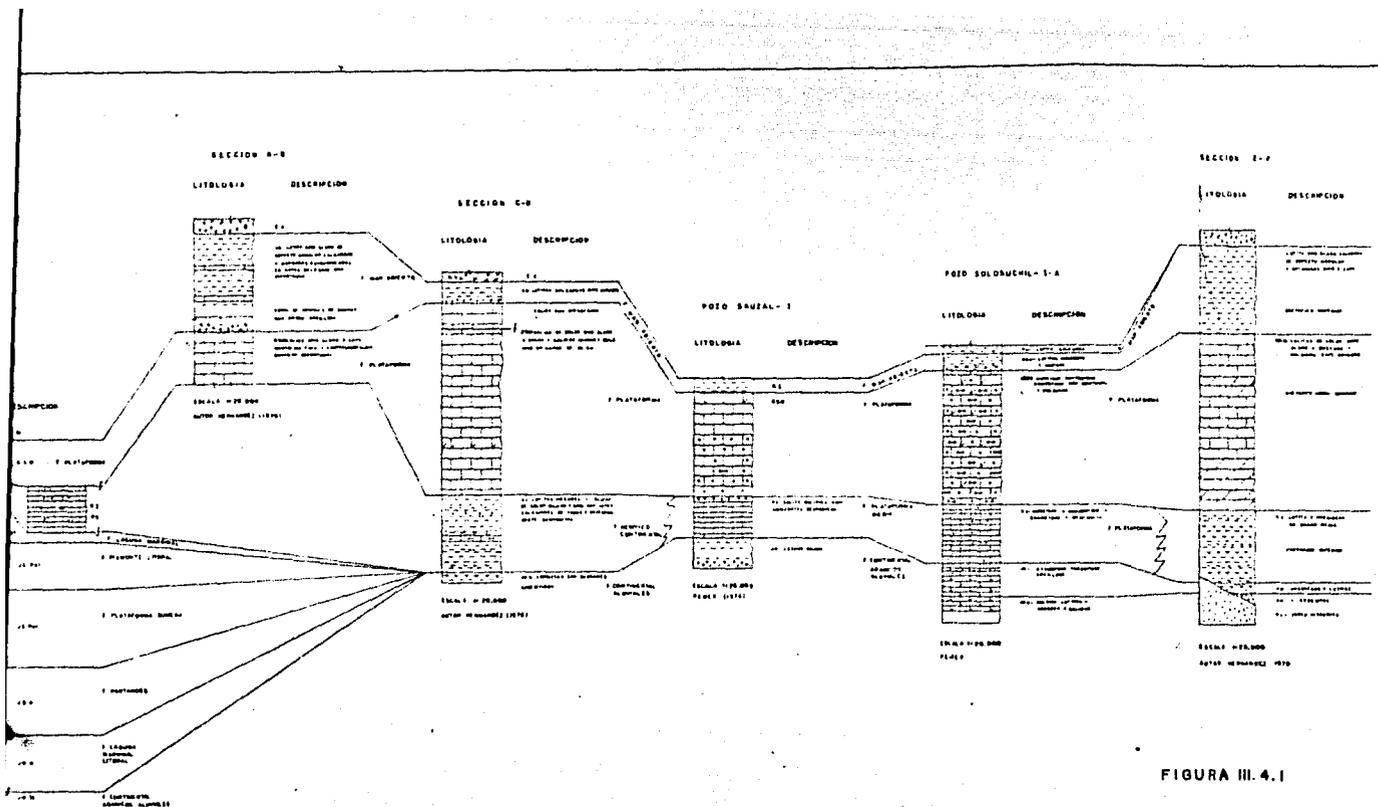


FIGURA III.4.1

IV.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL

IV.1.- DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES

En este capítulo se describen las estructuras principales del área de estudio, dentro de las que se incluyen fallas, pliegues y estructuras asociadas a diapiros. Por otra parte se analizan estadísticamente las fallas y fracturas en relación con la provincia o elemento estructural al que pertenecen. Mapa IV.1.1.

IV.2. DESCRIPCION DE FALLAS

BATOLITO DE LA MIXTEQUITA SISTEMA DE FALLAS MONTEROS

Este sistema se encuentra en la porción central del área de estudio y en el lado oriental del Batolito de la Mixtequita, se extiende a lo largo de 22 km y su orientación varía de N 5° W a N 40° W.

Este sistema inicialmente fue interpretado como fallas normales con caída al oriente por González (1967, 1968) y Quezada (1978). Posteriormente Araujo (1982) lo considera como un ramillete de fallas inversas, dos de ellas presentando una bifurcación, Camacho (1983) las propone como inversas y al límite occidental como transcurrente izquierda. Ortuño y Ruiz (1985) y Martínez (1987) manejan todo el conjunto como transcurrente izquierdo. El autor de esta tesis ha observado en el camino a la Congregación La Victoria fallas transcurrentes cuyo rumbo es N 5° W de plano vertical y con estrias que tienen un pitch de 30° NW de carácter derecho. También he observado fallas inversas de ángulo alto cuyo rumbo es N 40° W y cuyo plano se inclina 80° SW y un pitch de sus estrias de 60° NW, donde la Formación Méndez del Cretácico Superior se encuentra aparentemente por debajo de la Formación Sierra Madre.

Este sistema afecta rocas que van desde el Jurásico Medio al

Cretácico Superior. Las primeras fallas que son transcurrentes se consideran de edad Terciaria aunque pudieron actuar desde el Mesozoico. Las segundas fallas son inversas y de edad Laramídica e inclusive su orientación es coincidente con la orientación de las reportadas en subsuelo para este tiempo en el frente de la Sierra de Juárez.

FALLAS PARAISO

Estas fallas se encuentran al occidente del Sistema Monteros y se extienden a lo largo de 65 km aproximadamente con una orientación que varía de NW 5° SE a NW 35° SE.

Quezada (1978) las considera como normales con caída al NE. Araujo (1982) las propone como laterales sinestrales con un desplazamiento inverso asociado. Durante este estudio en las afueras de San Juan Guichicovi, se observaron fallas normales que tienen un rumbo NW 35° SE con un plano que se inclina 38° E y cuyas estrías poseen un pitch de 25° SE.

Estas fallas afectan a las rocas ígneas intrusivas del basamento, así como a los lechos rojos de la Formación Todos Santos. Es probable que estas fallas en el Jurásico Medio se hayan comportado como normales, con base en la presencia de la serie brechoide (Conglomerado Guichicovi); el cual sugiere fallamiento normal contemporáneo al depósito, aunque en algunas partes quizá el sentido de este fallamiento haya sido modificado posteriormente.

PORCIÓN ORIENTAL DE LA SIERRA DE JUAREZ

FALLA VALLE NACIONAL

Esta falla se encuentra en la porción centro occidental del área estudiada; se extiende por aproximadamente 85 km, su orientación es NW 40° SE aunque su extensión dentro de la región de las rocas metamórficas no ha sido justificado plenamente.

Ham (1982) en el frente de la Paleopenínsula de Oaxaca, al

occidente del área de estudio, la reporta como inversa con fuerte buzamiento hacia el SW. Araujo (1982) propone que es transcurrente sinistral pero sin asegurar su carácter inverso. El que escribe, en lo que constituye su poco probable extensión suroriental en la fábrica de cemento de Lagunas, Oax., observó fallas con rumbo NW 40° SE cuyo plano se inclina 83° SW y que tiene estrias con un pitch de 70° SE siendo evidentemente normales.

Esta falla que sería la extensión de la falla Valle Nacional en esta área tiene un comportamiento diferente al del frente de la Sierra de Juárez, por lo que se duda de su continuidad.

DEPRESION ISTMICA

SISTEMA PALOMARES - CUAUHEMOC

Este sistema se encuentra en la porción central del Istmo de Tehuantepec y tiene una orientación de NW 65° SE con una longitud de 30 km.

González (1968) la describe como normal con una orientación de NW 65° SE y una inclinación de 60° N. Guezada (1978) también la considera como normal cuyo plano se inclina al NE. CONCIT (1981) la propone como transcurrente derecha. Ortuño y Ruiz (1985) le asigna el nombre adoptado aquí y propone un movimiento lateral izquierdo. En la carretera Paso de Buques, el suscrito observó fallas cuyo rumbo es NW 60° SE a NW 70° SE, cuyo plano se inclina 80° NE y el pitch de sus estrias varía de 10 a 20 grados, lo que indica que se trata de fallas transcurrentes sinestrales. Además cerca de la entrada del poblado Antonio Jasso en la carretera al Uxpanapa se observan fallas transcurrentes sinestrales cuyo rumbo es NW 75° SE y cuyo plano se inclina 85° NE y un pitch de sus estrias de 70° NE. También se observaron fallas inversas subhorizontales que aparentemente se movieron hacia una dirección 20° NE.

Este sistema afecta a las rocas del Jurásico Medio y Superior, así como también a las del Cretácico Inferior. Ortuño y

Ruíz (1985) sugieren un desplazamiento de 20 a 30 km, sin explicar porqué. Araujo (1982) supone que este sistema sufre una fuerte flexión y que se convierte al NW en el sistema de fallas Monteros al encontrar resistencia con las rocas del Batolito de la Mixtequita. El suscrito propone con base en un análisis regional que la edad de este sistema es miocénica para el tramo transcurrente y Laramídico para el fallamiento inverso.

FALLAS SAN CARLOS

Estas fallas se encuentran en la porción central istmica, tienen una longitud de 15 km aproximadamente y su orientación es NE 5°SW.

Ortuño y Ruíz (1985) las consideran como laterales sinestrales inversas y de trazo curvo. El que escribe, con base en observaciones efectuadas frente a la rancharía 16 de Septiembre, propone se trate de un sistema de fallas de tipo transcurrentes con una componente inversa, los planos de las fallas se inclinan al W y no al E como mencionan los anteriores autores, puesto que la Caliza Sierra Madre sobreyace al complejo metamórfico del Cretácico Superior. Por esto se propone que este sistema estuvo activo después de la formación del complejo metamórfico.

FALLA EL CORTE

Esta falla se encuentra en el límite NW del Macizo Granítico de Chiapas, tiene una traza convexa al SE y una longitud de 27 km aproximadamente, su orientación general es N-S

Originalmente fue descrita por CONCIT (1982) como transcurrente; sin embargo tiempo después la denomina inversa. Ortuño y Ruíz (1985) la denomina Falla Esmeralda. En el presente estudio, en el área del rancho El Tigre se observó un plano en la cima de la Caliza Sierra Madre y la parte inferior de la secuencia epimetamórfica del Cretácico Superior, los dos cuerpos litológicos son concordantes en edad, sin embargo

existió entre ellos un desplazamiento entre ambos, al 20°NE.

Esta falla afecta a la Formación Sierra Madre y a la secuencia epimetamórfica antes mencionada por lo que su edad de la falla es post-Cretácico Superior.

BATOLITO DE CHIAPAS

FALLA LA VENTA - GRIJALVA

Esta falla se encuentra poco expuesta en el frente NW del Batolito de Chiapas aunque aflora desde la porción oriental del cuerpo antes mencionado y por lo que se le ha podido medir hasta 120 km de longitud; en su porción oriental es NW-SE en tanto que en la occidental es W-E.

Vélez (1980) propone que es transcurrente en la porción oriental y con un plano de falla inclinado al NE. Su extensión al SE continúa con los grabens delineados por Burkart y Clemons (1972) en el NW de Guatemala. Meneses (1987) observa un escalonamiento izquierdo, mientras que el autor de esta tesis en el borde NW del Batolito de Chiapas en la gravera de la entrada del poblado No.1 observó fallas con un rumbo de S 65° W y cuyo plano se inclina 35° al NW y el pitch de sus estrias es 70° NE, probablemente producto de la terminación de una falla de tipo transcurrente, donde por curvatura y bifurcación se reduce la componente horizontal y se favorece la vertical.

Como se ha mencionado arriba, esta falla presenta un escalonamiento izquierdo de edad Mioceno Tardío, mientras que la edad de los grabens corresponden al Jurásico Medio, (Meneses op. cit.).

SISTEMA RIO ALEGRE, LA GRINGA, CUAUHEMOC, PINAL, SANTA MARIA Y CERRO GRANDE.

Este sistema se ubica en la porción NW del Batolito de Chiapas. Aparentemente es un ramillete de fallas con una longitud de 30 km como promedio, a excepción de la Falla Santa

María y la orientación del sistema varía de W - E hasta N 45° E.

La falla río Alegre fue definida por CONCIT (1962) como transcurrente dextral como respuesta de una bifurcación de la Falla La Gringa; la cual proviene es transcurrente dextral ?. La Falla Cuauhtémoc como transcurrente dextral ?. Las Fallas Pinal y Cerro Grande son fallas normales producto de la terminación de un sistema transcurrente. Meneses (1985) propone que la Falla Uxpanapa - Las Flores (ligeramente al oriente del área de estudio) sufre una bifurcación a un ángulo de 25° dando origen a la Falla San Isidro; a partir de la cual tiene su origen el sistema antes mencionado. El que escribe sugiere que estas estructuras sean transcurrentes izquierdas; sin embargo la Falla Santa María se extiende hasta la región de los metamórficos.

En conjunto este sistema afecta a rocas desde el basamento Paleozoico hasta el Cretácico Inferior; sin embargo hacia el oriente se tiene bien controlada su edad siendo esta Mioceno Tardío.

REGION DE LOS METAMORFICOS

FALLAS ALMOLOYA Y PETAPA

Estas fallas se encuentran al sur de Matías Romero y se desarrollan a lo largo de 50 Km de longitud y una orientación de N 60° W .

Torres (1987) las considera como estructuras secundarias de la Falla Valle Nacional como un segundo movimiento de fallas verticales. El suscrito las considera normales de ángulo alto además de que es probable que estas sean independientes de la falla Valle Nacional reportada en el frente de la Sierra de Juárez debido a una gran diferencia en su comportamiento y al no tener un buen control de su continuidad en esta región.

Estas fallas cortan a rocas del Jurásico Medio, Cretácico Inferior y Cretácico Medio Metamorfoseado, por lo que se cree que su edad es post-Laramídica, además de que se asocian a un proceso de respuesta a un alivio de esfuerzos.

FALLA DEL ISTMO (FALLA SALINA CRUZ)

Estos nombres se utilizan comúnmente para designar una falla que atravieza teóricamente la Depresión Istmica sin embargo en este trabajo solo es posible reconocer fallas individuales y son las siguientes.

Una se encuentra en la región de El Porvenir, Oax. y posee un rumbo NW 10°SE y una extensión de 13 km, la cual es reportada por Espinosa (1968) propone que esta falla es de desplazamiento horizontal y cuyo plano se inclina al oriente. López (1978) en la misma falla reporta la formación de pliegues de arrastre (rodillas). El suscrito a 2 km después de Santiago Ixtaltepec identifica fallas cuya orientación es N 40°W casi verticales con un pitch de sus estrias 40°NW, el cual es persistente hasta la región de San Juan Guichicovi, donde probablemente se unen con las Fallas Paraíso; la falla mencionada por Espinosa (op. cit.) probablemente sea correlacionable con el Sistema San Carlos. Hacia la porción norte, Sánchez (1975) basado en información sísmológica, propone la continuidad de la Falla del Istmo en las cuencas terciarias bordeando la región de Sal Somera, mostrándola como una falla normal con caída al oeste, la cual se presenta enfrente de estructuras diapíricas, las cuales justifican su presencia Figura IV.2.1. a y b.

Viniegra (1971) propone que la Falla Salina Cruz cruce toda la Depresión Istmica.

Figueroa (1960) basado en macrosismos propone una falla a través de la región istmica, esta proposición se analizará en el capítulo de Neotectónica.

La Falla del Istmo en la región de los metamórficos afecta rocas Paleozoicas y Mesozoicas y en la porción norte afecta rocas terciarias, la última debe ser de edad Miocénica y debido a que las dos fallas presentan un plano cuya inclinación es opuesta y diferente origen, por lo que no existe correlación entre ambas. Posteriormente se mostrará información sísmológica de las fallas que provienen del sur de la Depresión Istmica, las cuales no continúan hacia el norte, esto en el capítulo de

sismología.

FALLA MATIAS ROMERO

Según CONCIT (1982) esta falla aflora desde el límite SW del batolito de Chiapas con una dirección N 20° W, para después adquirir una orientación N 80° W, su longitud no está bien definida.

Baker (1930) cerca del poblado Nizaconejos reporta esta falla como inversa. CONCIT (op. cit.) propone que la falla Matías Romero limita la secuencia estratigráfica inalterada y la metamorfoseada el suscrito enfrente del mismo poblado, en la secuencia de capas rojas inalteradas observó una falla inversa con rumbo N 70° W y una inclinación de 24° SW, cuyos pliegues de arrastre del bloque alto vergen al 20° NE y es probable que su extensión al oriente sea transcurrente y de origen a grandes pliegues de arrastre como el Anticlinal Chivela, por lo que se propone actúo como inversa en la deformación Laramide y su extensión al SE como transcurrente durante el Mioceno Superior.

FALLA EL PORVENIR

Se localiza en la porción sureste y tiene una orientación NE 50° SW y una longitud de 30 Km; afecta rocas del Mesozoico y Paleozoico y es probable que junto con la extensión al oriente de la Falla Matías Romero provoquen pliegues de arrastre de basamento de grandes dimensiones.

SIERRA MADRE DEL SUR

FALLA TEHUANTEPEC

Esta falla pasa por Santo Domingo Tehuantepec con una orientación N 45° W, extendiéndose por lo menos 20 Km e internándose bajo los sedimentos cuaternarios al sureste.

García (1982) la describe como transcurrente dextral pero

la cartografía como normal con caída al NE. El suscrito, en el puente Tehuantepec, observó una falla cuya orientación es N 45°W, vertical, con 80°SE de pitch de sus estrias por lo que se concluye que esta falla es normal.

La falla estudiada desplaza a rocas de la Formación Teposcolula y a rocas Intrusivas del Cretácico Superior por lo que su edad es post-Cretácico.

CUENCAS TERCIARIAS

FALLAS ACHOTAL

Estas fallas se ubican en las cercanías de Achotal, Ver., tienen una orientación de N 7°E y se extienden por una longitud de 17 km aproximadamente.

López (1975) considera a estas fallas como de desplazamiento lateral sin embargo; el autor de esta tesis considera que la orientación de este sistema es otra pues no es coincidente con la estructura del subsuelo, o bien que las fallas superficiales sean más jóvenes; se le asigna una edad Mioceno Superior-Reciente.

LINEAMIENTO IXCATLAN

Vélez (1985) mediante el análisis de imágenes de satélite propone lineamientos a lo largo de los ríos que poseen una orientación N 50°E. Anteriormente Keller (1923) lo justifica plenamente como fallas mediante Geología Superficial. El suscrito analizando información sismológica propone se trata de una falla transcurrente derecha con base en la orientación de las estructuras asociadas, además de limitar la estructura Achotal en el subsuelo.

GOLFO DE TEHUANTEPEC

FALLAS CHIPEHUA Y ARISTA

Estas fallas fueron reportadas por Sánchez (1981). La primera tiene una orientación N 80° E y es una falla transcurrente izquierda y la segunda tiene una orientación N 60° W y es también transcurrente izquierda.

IV.3. DESCRIPCIÓN DE PLIEGUES

REGION DE LOS TUXTLAS

ANTICLINAL CUITLAXOYO

Esta estructura ha sido estudiada desde antes de la creación de Pemex. Quezada (1972) reporta un anticlinal cuyo eje se orienta NE 50° SE y posee una longitud de 13 km aproximadamente, su flanco NW varía en inclinación de 28° a 50°, el flanco SE varía en inclinación de 4 a 11 por lo que es un pliegue asimétrico inclinado hacia el NW. En su eje afloran las formaciones Concepción Inferior y Encanto, por lo que su edad es post-Concepción Inferior, o sea Plioceno - Reciente.

Este anticlinal fue perforado en el año de 1932 por la Compañía El Aguila, alcanzando una profundidad total de 1658 m. En el transcurso de la perforación se detectaron varias manifestaciones de aceite y gas no económico.

ANTICLINAL SALTO EYEPANTLA

Esta estructura tiene una longitud de 12 km con una orientación de NE 50° SW, se presenta como una nariz estructural, aflorando en su eje Concepción Inferior y Filisola, por lo que su edad es Plioceno Reciente.

CUENCA DE VERACRUZ

ANTICLINAL RODRIGUEZ CLARA

Esta estructura tiene una longitud de 14 km y posee una orientación de NW 35° SE, ha sido perforada por varios pozos en la que se ha determinado la presencia de gas comercial; en su porción axial aflora la Formación Filisola por lo que su edad es Plioceno Reciente.

ANTICLINAL SAN JUAN EVANGELISTA

Es una estructura alargada cuya orientación es NE 79° SW y cuya longitud es de 45 Km aproximadamente, la cual es cortada por fallas NW-SE, N-S y NE-SW, su ancho es de 5 km, y sus echados en ambos flancos varían de 8° a 40° y ha sido perforada por el pozo Michapan No.1 resultando seco y en la cual se repite la columna debido a fenómenos de imbricación. En sus flancos aflora la Formación Concepción Superior por lo que su edad es Plioceno.

ANTICLINAL SAYULA

Es una estructura cuya orientación es NE 70° SW con una longitud de 12 km y un ancho de 7.5 km. Esta abierta en Mioceno Inferior y tiene un cierre natural, sus echados varían de 10° a 30° siendo simétrico natural. Esta estructura ha sido perforada por 5 pozos quedando el más profundo en Eoceno a 3400 m.

ANTICLINAL ACHOTAL

López (1975) describe una estructura cuya orientación es casi W-E y cuya longitud es de 12 km por 6 Km de ancho y cuyo flanco norte varía de 11° a 27° y su flanco sur varía de 10° a 44°. La estructura se encuentra disectada por fallas de desplazamiento lateral izquierdo anteriormente citadas con el mismo nombre y cuya orientación es N 7° W y limita en su porción central por una

falla normal con caída al norte. Se encuentra abierta en Mioceno Inferior. Mediante sismología se reconoce que esta limitada hacia el norte por una falla de transurrencia derecha.

ANTICLINAL JALTEPEC

Se localiza a 10 km al SW de Jesús Carranza, carece de expresión superficial bien definida, sin embargo de un modo general su eje principal corre W - E midiendo 7 km por 4 km de longitud y de ancho respectivamente, esta ha sido perforada por el pozo Jaltepec 1, teniendo abundantes manifestaciones de hidrocarburos y terminando en una zona llamada indeterminada; la cual tiene cierto grado de metamorfismo.

SINCLINAL OLUTA

Es una estructura que mide 27 km de largo y una orientación de NE 40° SW. Este sinclinal se encuentra bordeando la región de Sal Somera y el Anticlinal Sayula. En su depresión contiene rocas del Mioceno Superior, pudiendo corresponder a un sinclinal del borde de la sal.

SINCLINAL VASCONCELOS

Este sinclinal constituye el límite sur de la provincia diapírica de Sal Somera. Su orientación es casi W - E con una longitud de 27 km, es casi simétrico ligeramente inclinado al SE y esta relleno de sedimentos del Mioceno Medio Superior además de presentar una buena expresión sismológica en el subsuelo.

ZONA DE METAMORFICOS DEL ISTMO

ANTICLINAL CHIVELA

Esta estructura constituye el parteaguas entre la región pacífica y el Golfo de México, tiene una orientación de NW 65° SE

y una longitud de 65 km. Presentando en su límite sur pliegues de arrastre asociados a fenómenos de fallamiento transcurrente en el cual se involucra el basamento.

IV.4. ESTRUCTURAS PRODUCIDAS POR DIAPIRISMO

INTRODUCCION

La porción que ahora nos ocupa ha sido llamada por geólogos de Pemex como Sal Somera, en la que se han podido identificar estructuras diapíricas comunes, estructuras diapíricas de comportamiento difuso y en esta tesis se reporta por primera vez en la región anticlinales tipo tortuga asociados a la tectónica salina, los cuales tienen buen apoyo sísmológico.

ESTRUCTURAS DIAPÍRICAS COMUNES

Los domos de Tonalapa, Jáltipan y Texistepec constituyen el límite NW de esta provincia y tienen una forma semicircular ligeramente elongada cuya orientación es NE 50° SW y cuyas dimensiones son 8 por 5, 12 por 6 y 8 por 6 km respectivamente.

Sobre la estructura Tonalapa afloran rocas de la Formación Todos Santos, Caliza Chinameca y rocas calcáreas datadas como Cretácico Medio y de acuerdo a los esquemas de Bishop (1978) este tipo de estructuras se relacionan a un patrón de sedimentación homogéneo y sin fallamiento asociado, siempre y cuando se trate de estructuras individuales sin embargo; estas tres constituyen un trend, por lo que se concluye que se emplazaron bajo un patrón heterogéneo de sedimentación al que se asocia fallamiento.

ESTRUCTURAS DIAPÍRICAS DE COMPORTAMIENTO IRREGULAR (CANOPIES)

Las estructuras con estas características son el domo de Almagres, Medias Aguas, Moralar, Tatagapata y Cuapiloloya que se localizan en la porción SW de la Cuenca Salina del Istmo.

En el área de Medias Aguas se observa aflorando el casquete

(cap rock) y en general las estructuras de esta subprovincia son producto de un crecimiento vertical diapírico y posterior crecimiento lateral postdiapírico formando verdaderas canopies. Jackson y Talbot (1986). El domo de Cuapiloloya ha sido penetrado por el pozo Sal Somera 1, cortando más de 3500 m de sal y sedimentos. Con base en los esquemas de Bishop (op. cit.) estas estructuras se asocian a un patrón de sedimentación heterogéneo y fallamiento asociado. Figura IV.4.1.

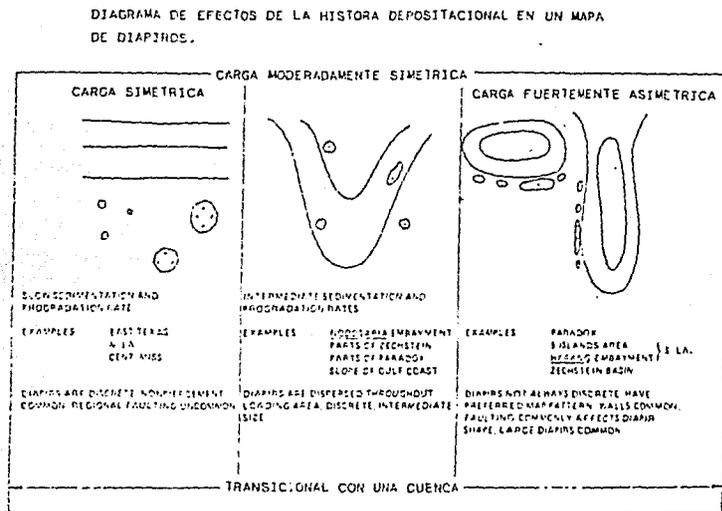
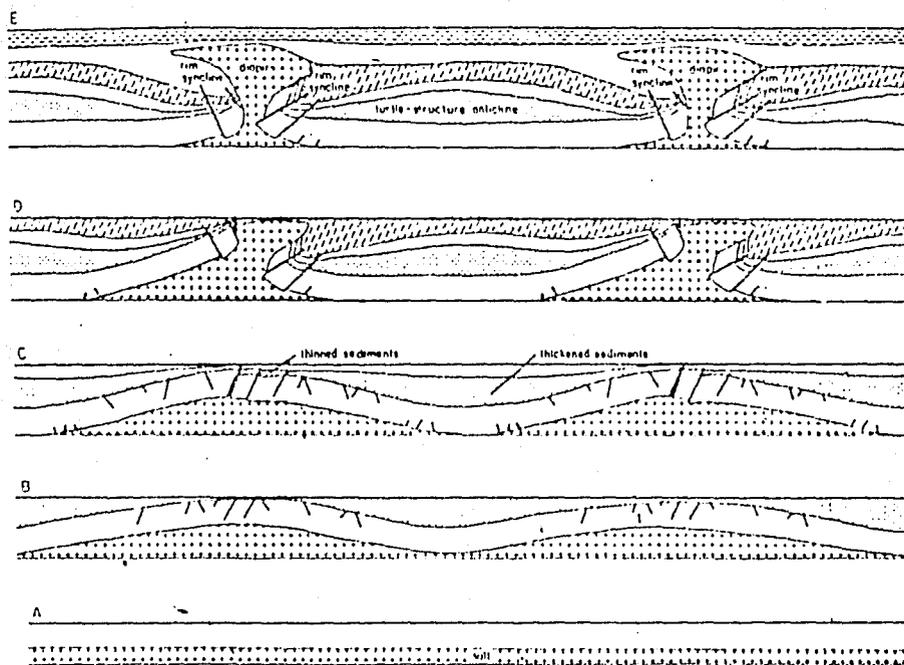


FIGURA IV. 4.1

TOMADO DE BISHOP (1976)

ANTICLINALES TIPO TORTUGA

Con base en el trabajo de Trusheim (1960) Figura IV.4.2. en la presente tesis se han podido identificar a este tipo de estructuras entre el domo de Medias Aguas y domo de Moralar, obteniendo una orientación NE 50 SW. Estas subyacen a un importante sinclinal bajo el cual previamente se formó el anticlinal tipo tortuga asociado a los procesos de la tectónica



MODELO DE EVOLUCION DE DOMOS SALINOS Y ESTRUCTURAS ANTICLINALES
 TORTUGA DE A a E (MODIFICADO DE TRUSHEIM 1960)
 A. CONFIGURACION INICIAL. B,C. ETAPA ALMOHADA CON DISTANTE
 SINCLINAL DE BORDE D, E. ETAPA DIAPIRICA.

TOMADO DE JACKSON Y SENI (1984)

FIGURA IV. 4. 2.

salina, se presenta la interpretación sísmológica en la Figura V.3.3.6.

Debido a que estas estructuras se forman entre estructuras diapíricas, su régimen de sedimentación es heterogéneo y están asociadas a fallamiento, sin embargo es importante resaltar que los anticlinales originalmente fueron sinclinales en donde es probable que se generarán condiciones de pequeños conductos los cuales favorecen la porosidad primaria de tal modo que al producirse la inversión estructural el atractivo económico es importante.

IV.5. TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE LAS FALLAS Y FRACTURAS

INTRODUCCION

A continuación se presenta una serie de diagramas de rosa que muestran la abundancia relativa de las fallas y fracturas haciendo mención al tipo al que pertenecen así como a la provincia en que se le encuentra.

BATOLITO DE LA MIXTEQUITA

En la Figura IV.5.1. se puede observar que la mayor ocurrencia se presenta en el intervalo N 18° - 36° W que corresponden a fallas inversas y fracturas. En segundo lugar se observa el intervalo N 0° - 18° W que representa a fallas transcurrentes que constituyen el borde oriental y son las más continuas. Y en tercer lugar es claro que el intervalo de N 36° - 54° E represente a estructuras planares (fallas o fracturas) que aun no han sido determinadas mediante mediciones directas en campo.

DEPRESION ISTMICA

En la Figura IV.5.2. el diagrama presenta una predominancia de estructuras en el intervalo N 0° - 18° E, el cual corresponde a fallas transcurrentes cuyo plano se inclina al oeste con una

BATOLITO DE LA MIXTEQUITA

NOROESTE-SIERRA DE CHIAPAS

FIGURA IV.5.1

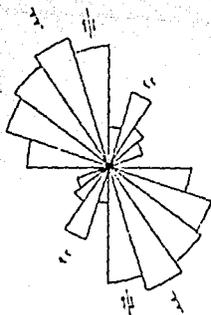
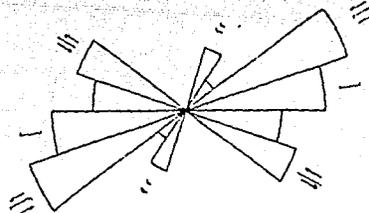


FIGURA IV.5.3



DEPRESION ISTMICA

ZONA DE METAMORFICOS DEL ISTMO

FIGURA IV.5.2

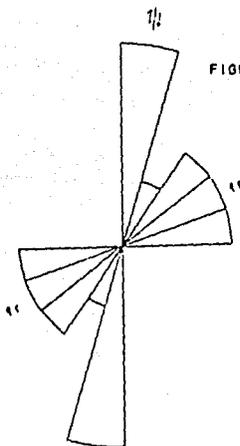
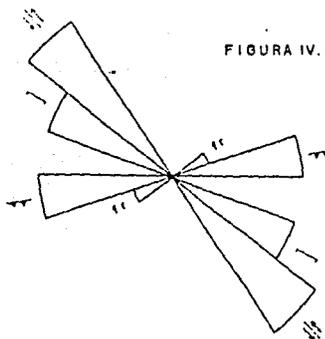


FIGURA IV.5.4



PROVINCIA DE TEHUANTEPEC Y SIERRA MADRE DEL SUR

CUENCA SALINA DEL ISTMO
CUENCA DE VERACRUZ

FIGURA IV.5.5

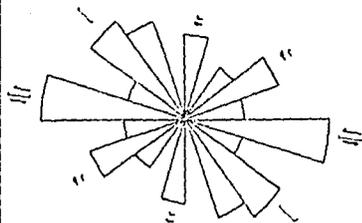
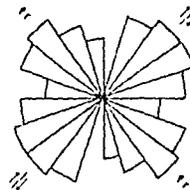


FIGURA IV.5.6



componente inversa oblicua, en segundo término se tiene una amplia dispersión abarcando tres intervalos siendo N 36° - 90° E, el cual esta representado por fracturas.

NOROCCIDENTE DEL BATOLITO DE CHIAPAS

En el diagrama de la Figura IV.5.3. el intervalo más persistente corresponde a N 54° - 72° E, el cual representa fallas normales con caída al SE, sin embargo aquí se sugiere la posibilidad de que sean fallas transcurrentes izquierdas. El segundo intervalo en orden de abundancia corresponde a la orientación N 72° - 90° E que indica la orientación media de fallas normales con caída al NW, las que además tienen una componente transcurrente izquierda. En tercer lugar se tiene el intervalo N 54° - 72° W que se asocia con fallas transcurrentes de desplazamiento izquierdo.

ZONA DE ROCAS METAMORFICAS DEL ISTMO

En el diagrama de la Figura IV.5.4. se observa que la predominancia de las estructuras se ubica en el intervalo N 36° - 54° W el cual corresponde a fallas transcurrentes izquierdas oblicuas. El segundo varía de N 54° - 72° W y representa fallas normales de ángulo alto y por último el intervalo N 72° - 90° E el cual se asocia a fallas inversas.

PROVINCIA DE TEHUANTEPEC Y SIERRA MADRE DEL SUR

En este estadístico Figura IV.5.5. la predominancia de estructuras se ubica en el intervalo N 72° - 90° W el cual ha sido interpretado como fallamiento normal con caída al norte, sin embargo con base en los anticlinales Yerba Santa y Las Tejas y sinclinal Cajón de Piedra se infiere aquí sean provocadas por fallas de desplazamiento lateral izquierdo. El segundo grupo corresponde al intervalo N 36° - 54° W que es coincidente con el fallamiento normal de la falla Tehuantepec, las restantes

corresponden a fracturas. .

CUENCAS TERCIARIAS

En la porción occidental se desarrolla un intervalo entre N 36° - 54° E el cual corresponde con el alineamiento de los principales ríos Figura IV.5.6. . El segundo corresponde a la porción oriental y se asocia con un sistema de fracturas cuya orientación es N 36° - 54° W teniéndose abundantes fracturas con orientaciones diversas.

V. GEOFISICA

V.1 GRAVIMETRIA

V.1.1 INTRODUCCION

A continuación se describe el comportamiento cualitativo y cuantitativo de la Anomalia de Bouger en el área continental y anomalía de aire libre en el Golfo de Tehuantepec. En el análisis cualitativo se describe el comportamiento general de las principales anomalías mencionándose su ubicación, orientación, longitud y posible respuesta geológica, por otra parte el análisis es mostrado mediante modelajes de los cuales únicamente uno es efectuado por el autor de esta tesis siendo este en el Máximo Sontecomapa, la Anomalia de Bouguer se muestra en el Mapa V.1.1.1.

V.1.2 DESCRIPCION DE LAS ANOMALIAS PRINCIPALES

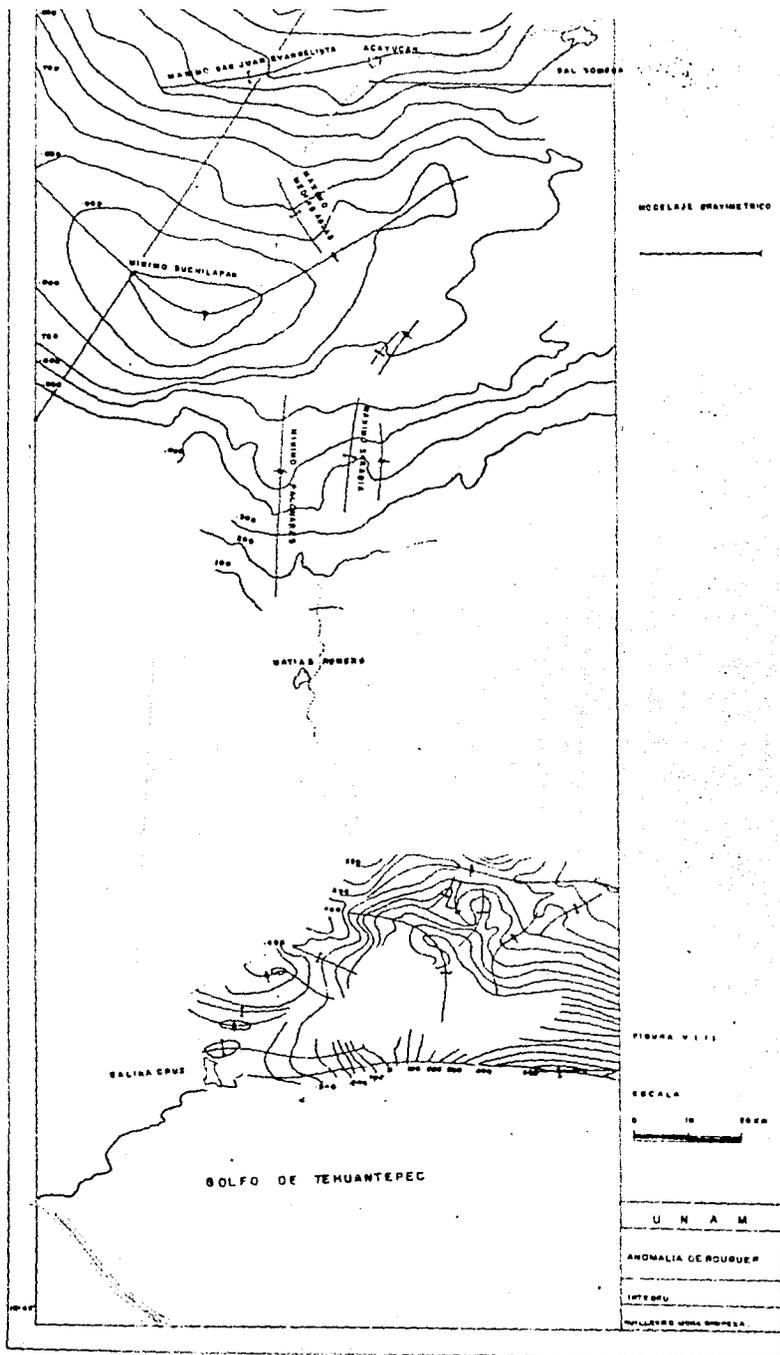
MAXIMO SONTECOMAPA

ANALISIS CUALITATIVO

Esta anomalía se encuentra en la porción norte del área de estudio, posee una orientación NW 40° SE, extendiéndose por más de 60 km de longitud, es una anomalía que varía de 1000 a 1300 u.g., siendo esta de contorno cerrado desde 1000 u.g. y su gradiente es de 20 u.g./km como promedio, su respuesta geológica puede deberse a dos efectos, la primera y más importante es un levantamiento de basamento y la segunda debida a derrames de rocas basálticas que cubren superficialmente.

ANALISIS CUANTITATIVO

En esta área se han efectuado dos trabajos de modelaje gravimétrico, Bello (1983) propone que el basamento de esta



región se ubique aproximadamente a 2500 m de profundidad, Figura V.1.2.2. Comesa (1986) propone que la cima del basamento se ubique a 6000 m y en base a esta discrepancia se decidió efectuar un modelaje propio en el cual el contraste fuerte de densidad se ubica entre las rocas terciarias y rocas mesozoicas o de basamento que poseen densidad similar pudiéndose ubicar en 5000 m la parte más alta en tanto que en los bordes cae bruscamente hasta 9000 m. Figura V.1.2.1, considerando también el espesor reducido de rocas basálticas en la porción occidental y un poco mayor en la porción oriental de donde se sugiere que la región de Los Tuxtlas constituya un levantamiento de basamento el cual es necesario para formar el depocentro de la Cuenca de Veracruz, el cual probablemente este constituido por rocas de composición intermedia por correlación con semejantes cuerpos que se encuentran tanto en la planicie costera del Golfo de México así como en la Sierra de Chiapas.

MINIMO SUCHILAPAN

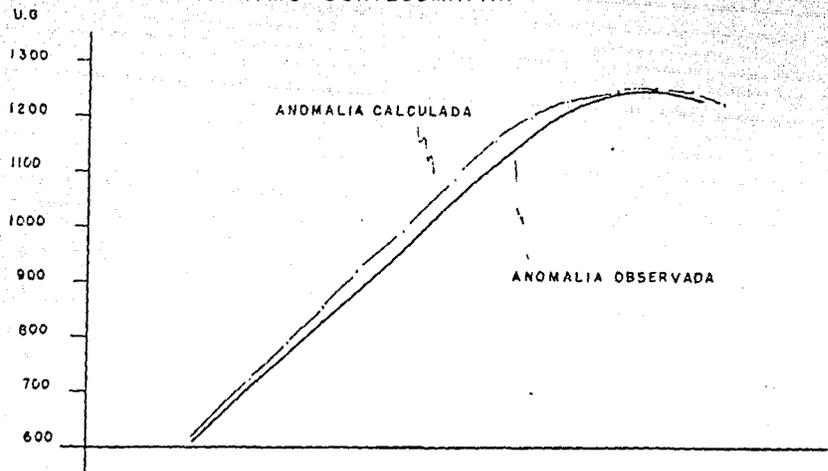
ANALISIS CUALITATIVO

Esta anomalía se encuentra en la porción norte del Batolito de la Mixtequita dentro de la Cuenca de Veracruz, esta posee una orientación NW - SE para luego cambiar a NE - SW, extendiéndose en el área de estudio por más de 40 km, aunque la primera se extiende por más de 150 km constituyendo en sí el mínimo regional cuya respuesta geológica es la Cuenca de Veracruz, esta anomalía varía de -800 a -1000 u.g. siendo cerrada desde -800 u.g. su gradiente es de 15 u.g./km y su respuesta geológica como se ha mencionado es un depocentro regional, la segunda también es un depocentro y además es justificada por la presencia de sal en el subsuelo.

ANALISIS CUANTITATIVO

Bello (1983) reporta que el basamento de la cubierta

MAXIMO SONTECOMAPAN



MODELO GEOLOGICO

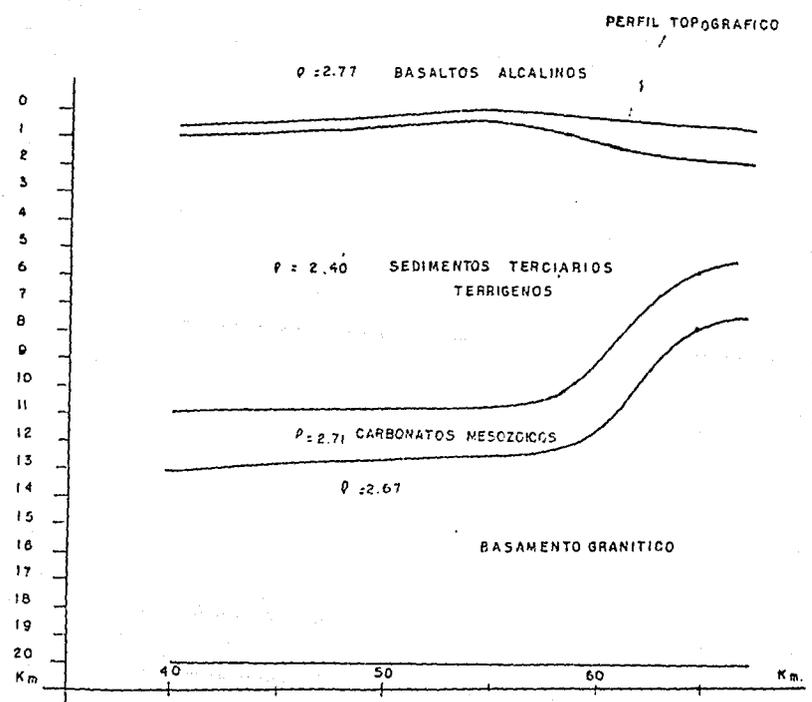
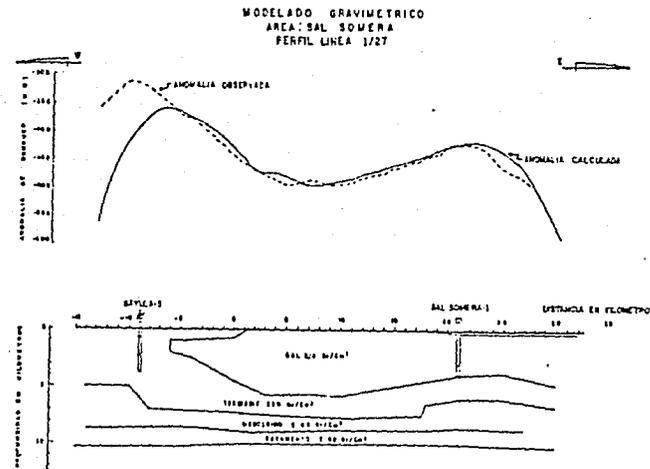


FIGURA V.1.2.1

negativa en la que de modo general se observan dos tipos de orientaciones NW - SE y NE - SW. Su respuesta geológica es debida a estructuras diapíricas desarrolladas tanto vertical como horizontalmente, las cuales en su etapa post-diapírica han llegado a unirse lateralmente formando canopies.

ANALISIS CUANTITATIVO

Navarro (1982) en un modelaje gravimétrico efectuado entre la región de Sayula y el pozo Sal Somera (Figura V.1.2.3) estudia una anomalía negativa en la porción central y positiva hacia los extremos de -500, -350 y -450 u.g. respectivamente, y propone un espesor tabular de sal de 3500 m.



TOMADO DE NAVARRO 1 (1982)

MAXIMO SAN JUAN EVANGELISTA

ANALISIS CUALITATIVO

Esta anomalía se encuentra al sur de la región de Los

Tuxtlas, al occidente de Acayucan, Ver., teniendo una orientación NE 80° SW y una longitud de 25 Km variando de -200 a -400 u.g. siendo una anomalía abierta, su respuesta geológica de modo general corresponde a un anticlinal alargado del mismo nombre que la anomalía.

MAXIMO MEDIAS AGUAS

INTERPRETACION CUALITATIVA

Este máximo se encuentra en el límite SW de la provincia de Sal Somera, tiene una orientación NW - SE, teniendo una longitud de 7 Km aproximadamente. Es una anomalía abierta y varía de -700 a -800 u.g.. Su respuesta geológica está asociada con la presencia de cuerpos densos de caliza aflorantes que constituyen el casquete (cap rock) de los cuerpos diapíricos.

MINIMO PALOMARES

INTERPRETACION CUALITATIVA

Este mínimo se encuentra entre el Batolito de la Mixtequita y el de Chiapas, posee una orientación general norte - sur y se extiende por lo menos 17 km de longitud. Es una anomalía abierta la cual varía de -100 a -700 u.g. y cuya respuesta geológica es la presencia de la Depresión Istmica en donde el basamento se profundiza.

MAXIMO SARABIA

INTERPRETACION CUALITATIVA

Este máximo se encuentra al oriente del Mínimo Palomares, la anomalía en cuestión tiene una orientación general norte - sur y se extiende por 7 km aproximadamente. Es una anomalía abierta que varía de -400 a -600 u.g., su respuesta geológica esta

relacionada con la presencia de lo que aquí se ha denominado como Cretácico Superior Méndez Metamorfoseado; además de que nuevamente empieza a subir el basamento, el cuerpo epimetamórfico se constituye de rocas cataclásticas y miloníticas siendo más densas que las rocas sedimentarias.

PROVINCIA DE TEHUANTEPEC (TERRESTRE)

En esta provincia se desarrollan varios máximos y mínimos los cuales en forma generalizada se pueden dividir en dos áreas. La primera, que es la occidental, se constituye de anomalías sensiblemente paralelas cuya orientación es aproximadamente W-E y la segunda al oriente se conforma de anomalías cuya orientación es norte - sur, aunque existen aquellas cuya orientación es NE - SW y W - E. Su respuesta geológica es muy difícil de explicar, sin embargo la porción occidental parece corresponder al mismo patrón estructural de la zona de los metamórficos y la segunda, puede ser producto de dos causas, presencia de cuerpos intrusivos y extrusivos así como la continuidad estructural de la zona de los metamórficos. Resalta el cambio de orientación de los ejes gravimétricos coincidiendo con la posible extensión al sureste de la traza de la Falla del Istmo propuesta por Espinosa (1967).

PROVINCIA DE TEHUANTEPEC (MARINA)

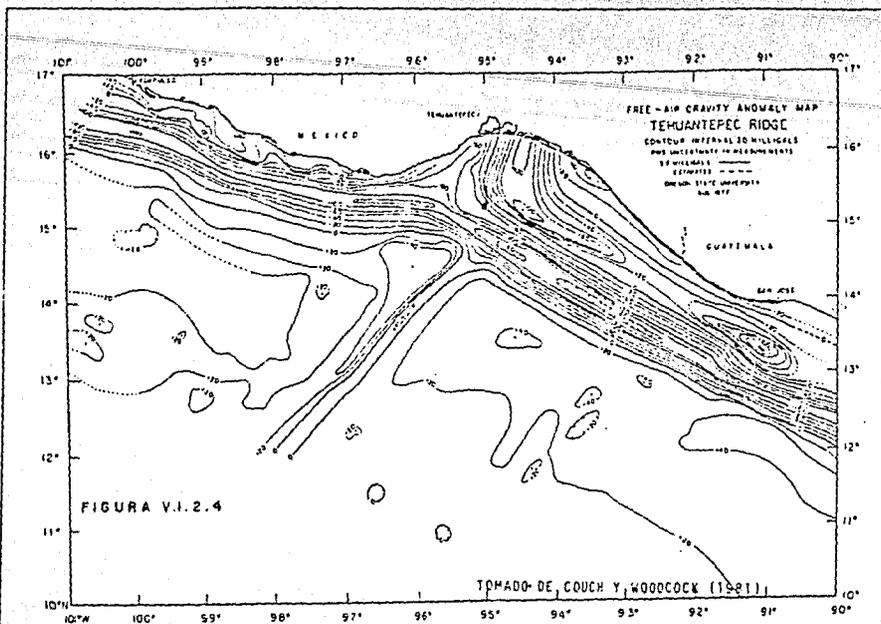
ANÁLISIS CUALITATIVO

Couch y Woodcock (1981) aportan un plano de anomalías de Aire Libre del Golfo de Tehuantepec en donde resaltan varias de estas. La primera y más importante, es una anomalía negativa la cual varía de - 40 a -140 m.g. y posee una orientación de NW - SE y geológicamente representa la trinchera pacífica. La segunda en importancia es una anomalía negativa de +20 a 0 m.g. y cuya orientación es NE 50° SW y que representa la cresta de Tehuantepec, esta cresta separa dos cuencas, la SE denominada Cuenca de Guatemala presenta valores de +20 a +40 m.g. y la

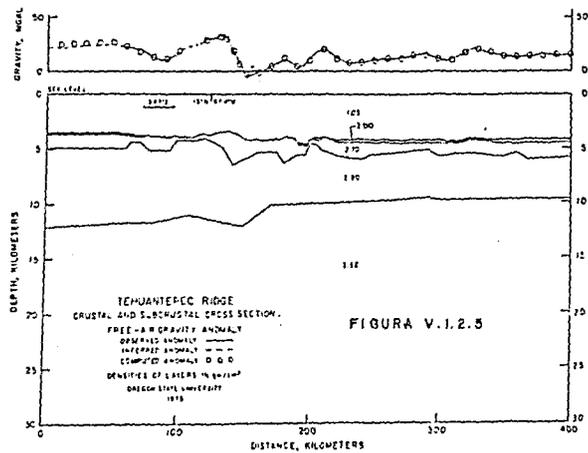
occidental presenta valores promedios de +20 m.g. Por otra parte, desde el punto de vista exploratorio, al sur de Tehuantepec se encuentra un lóbulo elongado el cual según Couch y Woodcock (op. cit.) representa un espesor de sedimentos de 5 km con valores de anomalías de -60 m.g. (Figura V.1.2.4)..

INTERPRETACION CUANTITATIVA

Aquí solo se presenta el modelaje gravimétrico que es perpendicular a la Cresta de Tehuantepec en la cual Couch y Woodcock (op. cit.) observan dos provincias, la NW con un espesor de corteza de 12 km y la SE de 9.5 km (Figura V.1.2.5).



MAPA DE LA ANOMALIA DE AIRE LIBRE GRAVIMETRICA DEL ESTE DE LA CRESTA DE TEHUANTEPEC Y LA MARGEN CONTINENTAL DEL SURESTE DE MEXICO Y NORDESTE DE GUATEMALA.



CORTEZA Y SUBCORTEZA DE LA CRESTA DE TEHUANTEPEC, SECCION C-C'
TOMADO DE COUCH Y WOODCOCK (1981)

V.2 MAGNETOMETRIA

V.2.1 INTRODUCCION

En este capítulo se pretende mostrar los planos de intensidad magnética reportados en la literatura en los cuales se puede efectuar una interpretación cualitativa y cuantitativa. La información se restringe a la porción norte que incluye a la Cuenca Salina y Cuenca de Veracruz. Por otra parte se efectúa un análisis cualitativo de la fisiografía del basamento magnético.

V.2.2 REGION DEL MACIZO DE LA MIXTEQUITA - REGION DE LOS TUXTLAS

INTERPRETACION CUALITATIVA

En la región de Los Tuxtlas, se observan anomalías que al unirse tienden a formar una gran anomalía de carácter cerrado que varía de 1000 a 1200 gammas, Figura V.2.2.1 teniendo un gradiente de 10 gammas/km como promedio de la zona, el cual esta fuertemente influenciado tanto por el levantamiento del basamento así como por la presencia de lavas basálticas las cuales contienen abundante material férrico. Sin embargo es importante señalar, que se infiere que el basamento sepultado sea de carácter intermedio a ácido y que su susceptibilidad magnética presenta una relación de 1 a 11 respecto a las lavas basálticas que son superficiales por lo que creo que estas últimas contribuyen en una forma importante a la anomalía. Otra anomalía se presenta en el límite norte del Batolito de la Mixtequita y constituye la anomalía negativa que forma la Cuenca de Veracruz. Esta varía de 860 a 890 gammas, comportándose su valor promedio como de 2 gammas/km con una buena definición. El Macizo de la Mixtequita se representa por una serie de anomalías locales cuyo gradiente es alto.

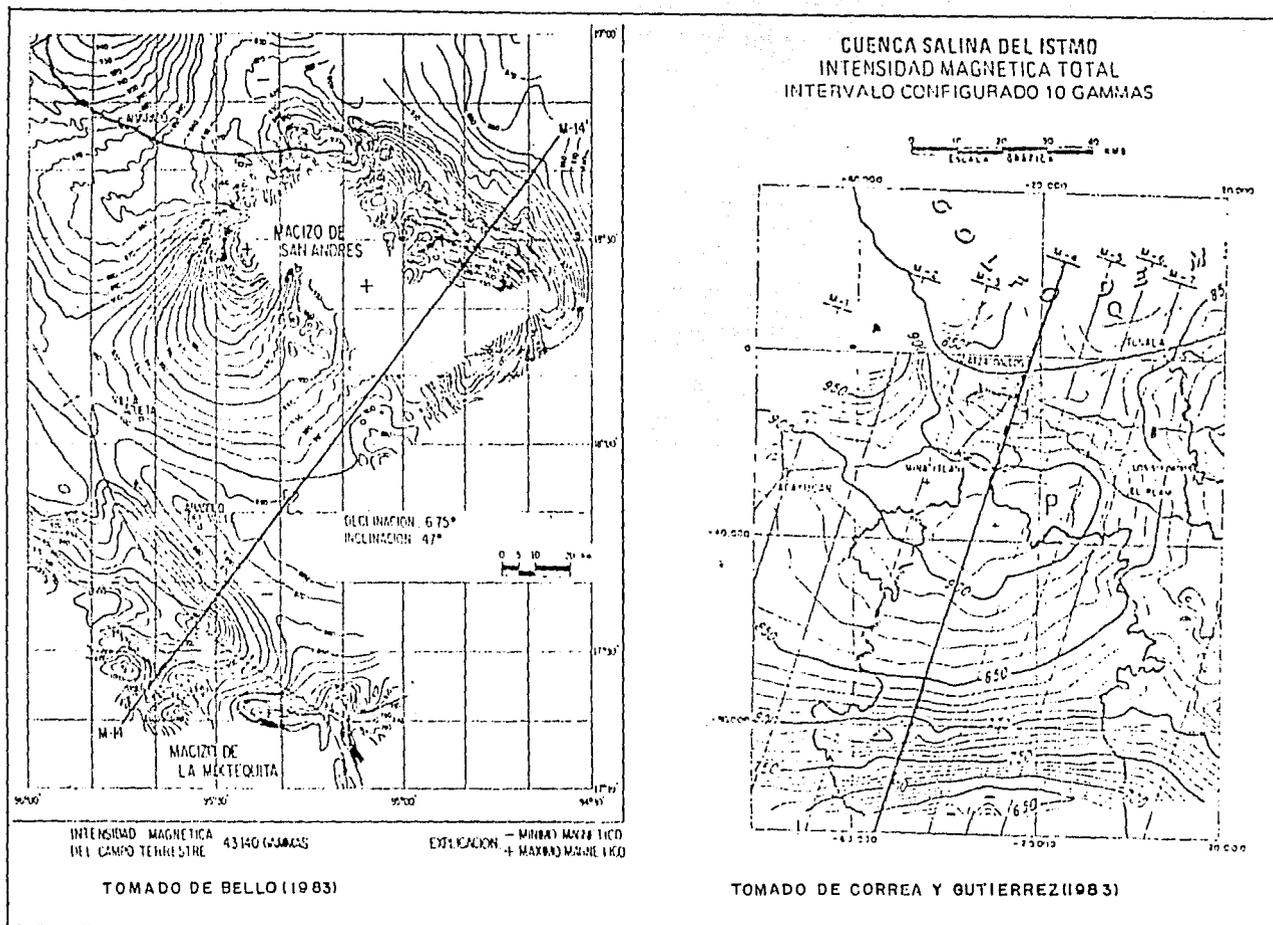


FIGURA V.2.2.1.

INTERPRETACION CUANTITATIVA

Bello (1983) estudia un modelaje entre el Macizo de la Mixtequita y la región de Los Tuxtlas, en el cual se presenta el comportamiento del basamento y en donde resalta el depocentro de la Cuenca de Veracruz; cuya base de los sedimentos se ubicaría a 8 km y en la región de Los Tuxtlas a dos km, límites que probablemente sean más profundos, sin embargo es importante pues se modela la estructura general existente (Figura V.2.2.2).

V.2.3 REGION DE LA CUENCA SALINA-FRENTE NW DE LA SIERRA DE CHIAPAS

INTERPRETACION CUALITATIVA

Correa y Gutiérrez (1983) presentan un plano de intensidad magnética donde el área de Minatitlán, Ver., presenta la anomalía P, la cual es positiva y de comportamiento casi cerrado abriéndose hacia el NW y cuyo gradiente es suave. Al sur de esta, hacia el frente NW de la Sierra de Chiapas se observa un gradiente de intermedio a fuerte de 30 gamas/km y sus valores de anomalía varían de 850 a 650 gammas, que muestra el contorno del basamento de la Sierra, el cual se constituye de rocas ígneas intrusivas. La anomalía P geológicamente constituye un levantamiento del basamento (Figura V.2.2.1).

INTERPRETACION CUANTITATIVA

Correa y Gutiérrez (pp. cit.) presentan un modelaje en donde se observa hacia el SW un ascenso del basamento que es justificado por un fuerte gradiente, para luego bajar bruscamente hacia la Cuenca Terciaria alcanzando hasta 9 km; para luego producirse un nuevo levantamiento el cual se justifica por la anomalía P (Figura V.2.3.1.).

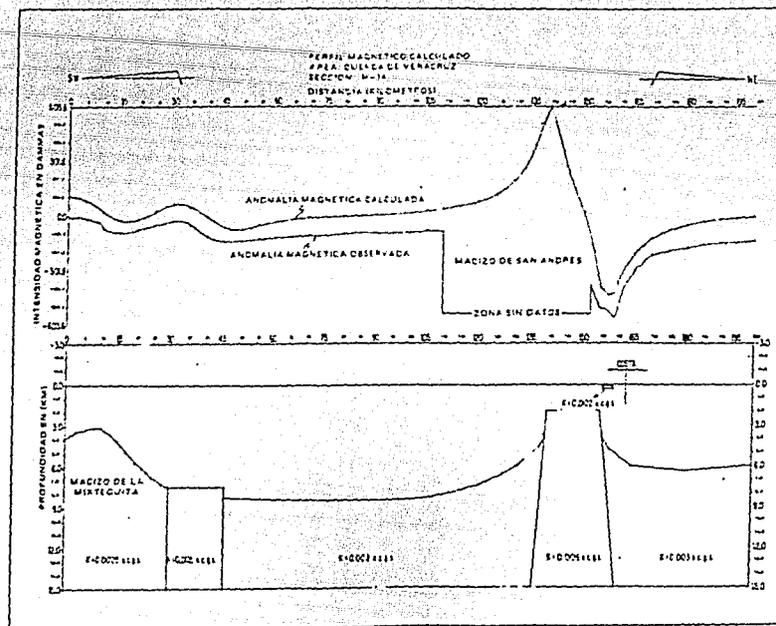
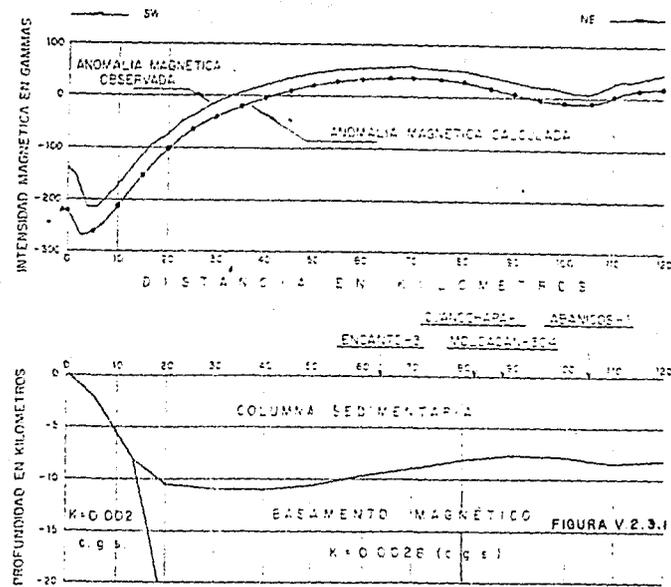


FIGURA V.2.2.2

TOMADO DE SELLO (1963)

INTERPRETACION DEL PERFIL MAGNETICO No. 4
CUENCA SALINA DEL ISTMO



TOMADO DE CORREA Y GUTIERREZ (1983)

V.2.4. FISIOGRAFIA DEL BASAMENTO

El I.M.P.(1986) presenta un mapa el cual hacia la región de Los Tuxtlas, el basamento tiende a levantarse hasta profundidades de 2500 m en el mapa, sin embargo, como se ha mencionado, este se puede ubicar en condiciones más profundas. Entre la región de Minatitlán, Juan Rodríguez Clara y Jesús Carranza se encuentran dos depocentros los cuales presentan una profundidad de 10000 m y están separados por un levantamiento que posee una orientación NE - SW. Estos depocentros se sugiere originalmente formaban uno solo, el cual se propone constituya el límite más occidental de la Cuenca Salina y del Bloque Yucatán, su límite sur es un cambio de gradiente producto de un levantamiento de basamento en la Sierra de Chiapas.

Puesto que la información magnetométrica del Golfo de Tehuantepec ha servido básicamente para establecer la evolución de la Placa de Cocos, sus datos serán mostrados en el capítulo de evolución tectónica (Figura V.2.4.1.).

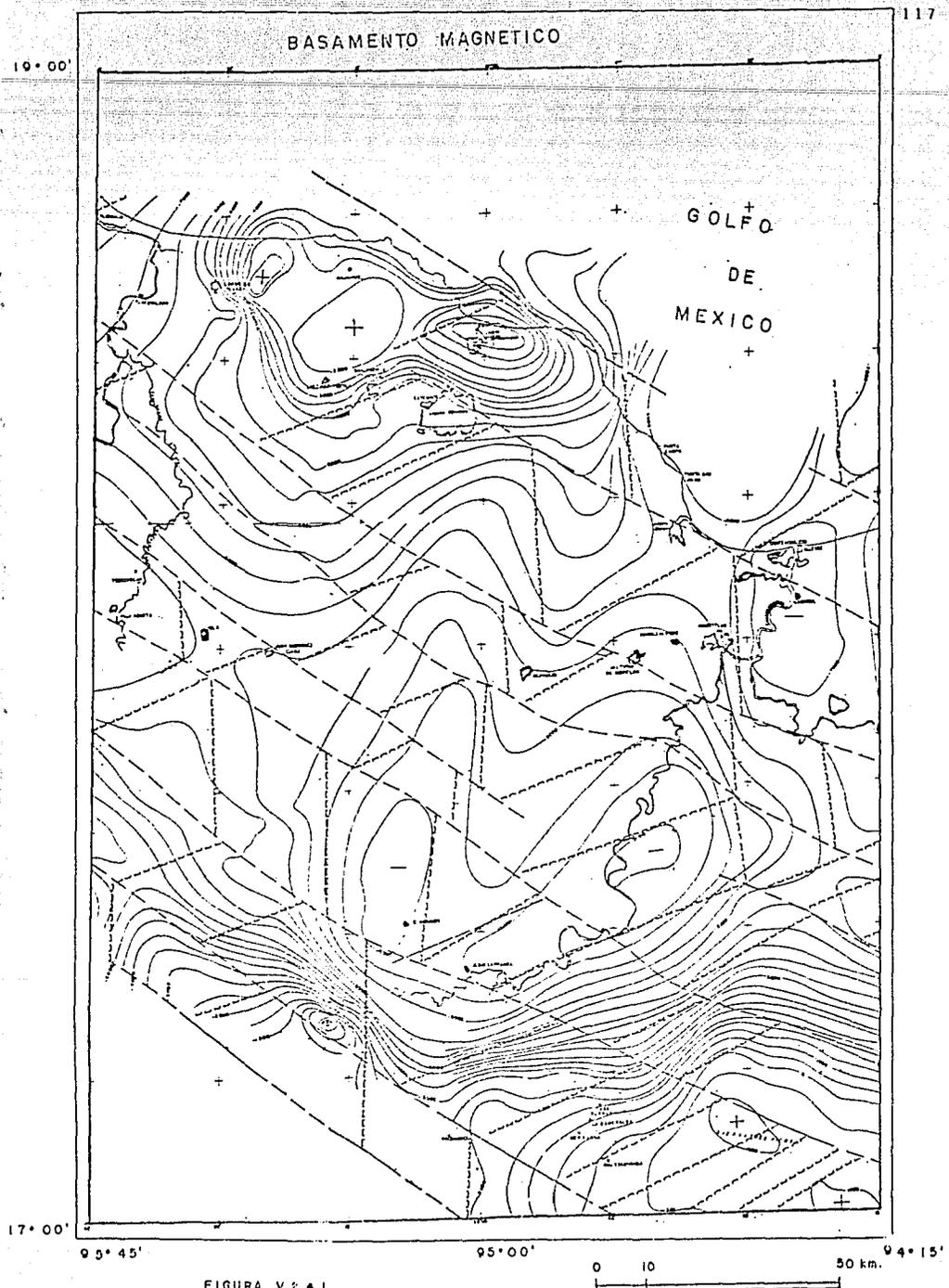


FIGURA V.2.4.1

V.3 SISMOLOGIA

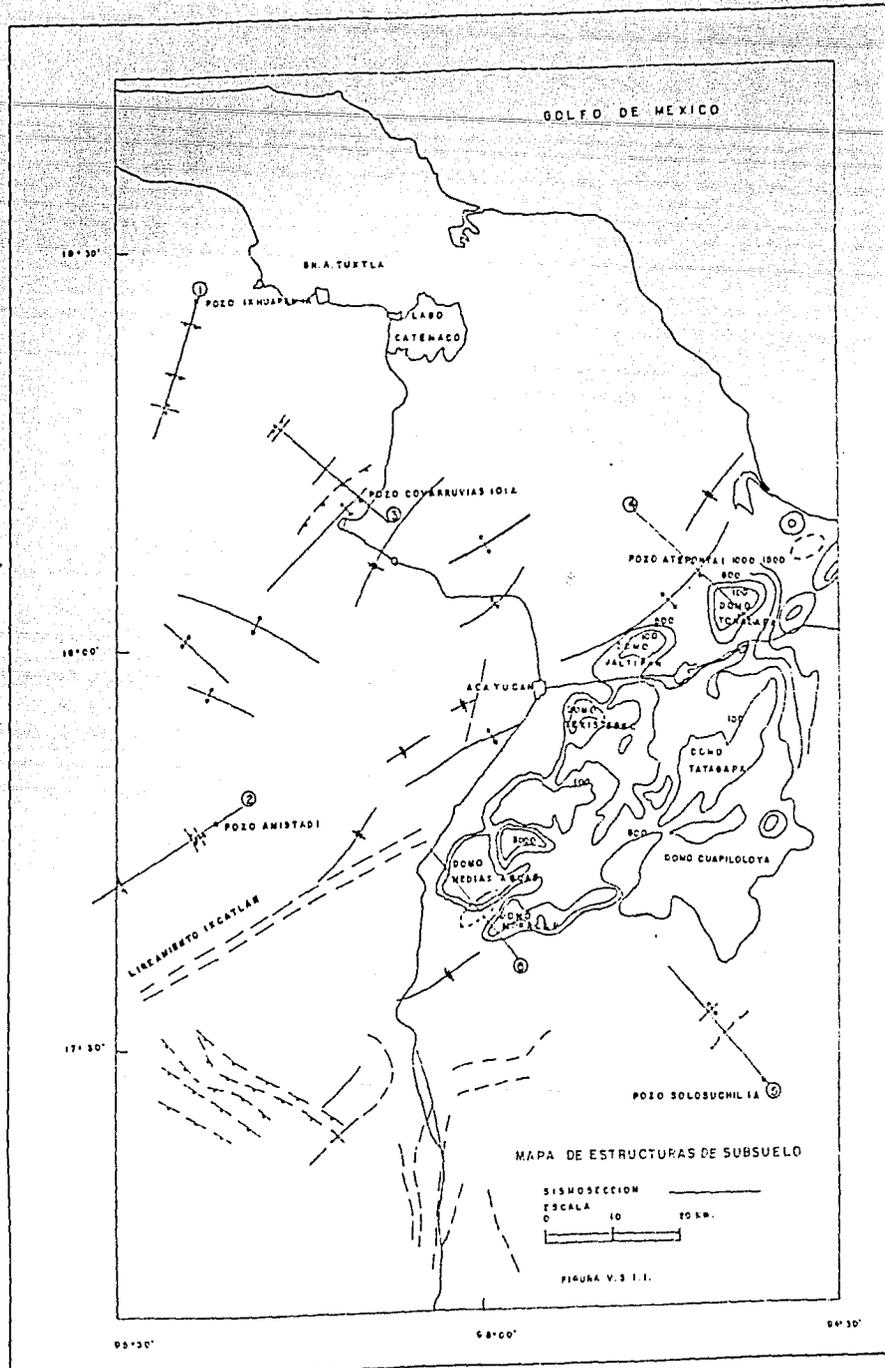
V.3.1 INTRODUCCION

Este capítulo se avoca a la interpretación de líneas sísmicas semiregionales las cuales en su mayoría se apoyan en información de pozos. Vail et. al. (1977) considera que las reflexiones sísmicas son consecuencia de un evento geológico y que pueden representar superficies isócronas, cuando el reflector no es paralelo y se acuña con otros se pueden inferir discordancias. También en otros casos los reflectores pueden ser interrumpidos por la presencia de fallas. En estas sismosecciones se pueden definir facies sísmicas a las cuales corresponde un ambiente sedimentario, una geometría, variaciones laterales, verticales y de amplitud y continuidad, con lo que es posible distinguir unas de otras. Con estos antecedentes en el área de este estudio solo se muestra el comportamiento bidimensional, definiendo facies locales con el objetivo de dar una idea del comportamiento regional.

Mediante información sísmológica se ha podido definir que las fallas que provienen de la porción sur de la Depresión Istmica no continúan hacia las Cuencas Terciarias en el norte.
(Figura V-3.1.1)

V.3.2 INFORMACION DE POZOS

A continuación se presentan las secuencias estratigráficas cortadas en 6 pozos. El pozo Ixhuapan 1A cortó una columna que va del Pleistoceno al Eoceno Inferior hasta una profundidad de 4946 m. El pozo Amistad 1 penetró desde la Formación Paraje Solo hasta el Oligoceno Medio, cortando 4505 m; ambos pozos exploratorios se localizan en la porción más oriental de la Cuenca de Veracruz. El pozo Covarrubias 101 cortó desde la Formación Paraje Solo hasta el Eoceno Medio terminando en 4403 m de profundidad. El pozo Atepointa 1 cortó una secuencia que va desde la Formación Filisola hasta el Cretácico Superior



alcanzando 5888 m de profundidad. Finalmente el pozo Solosuchil 1A inicio en Mioceno Depósito hasta el Jurásico Superior alcanzando una profundidad de 6508 m. Estos tres pozos fueron perforados en la Cuenca Salina del Istmo.

V.3.3. INTERPRETACION ESTRATIGRAFICA Y ESTRUCTURAL

SISMOSECCION 1

Esta línea sísmica se encuentra localizada en la porción norte del área de estudio, tiene una orientación NE 15 SW, a lo largo de 21 km y muestra parte del borde SW de la región de Los Tuxtles, como información de apoyo se cuenta con la litología del pozo Ixhuapan 1 el cual penetró 4946 m y permitió reconocer rocas pertenecientes a las unidades Paraje Solo, Concepción Superior e Inferior, Depósito, La Laja, Oligoceno Medio, Oligoceno Horcones y Eoceno Chapapote - Tantoyuca. Las facies sísmicas reconocidas se muestran en la Figura V.3.3.1 y la sismosección V.3.3.1.

FACIES SISMICA A1

Esta facies presenta patrones de reflexiones paralelas, y se describe a continuación, su límite inferior es de carácter paralelo por lo que se infiere concordante, se observa alta amplitud y continuidad; con base en lo anterior además de la información paleontológica se infiere un ambiente que varía de plataforma interna a externa; se asocia a esta facies sísmica con la Formación Concepción Inferior y Superior.

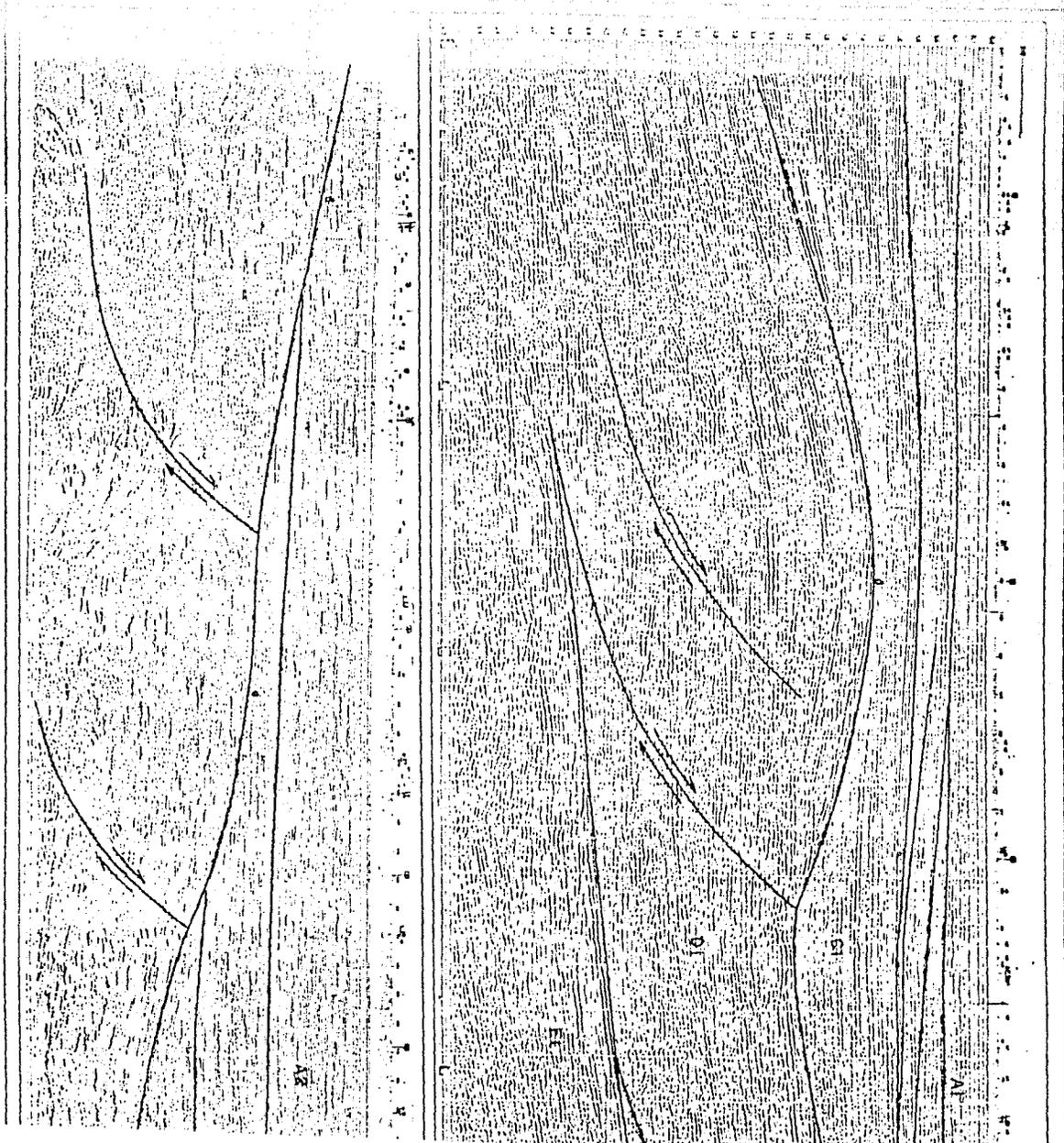
FACIES SISMICA B1

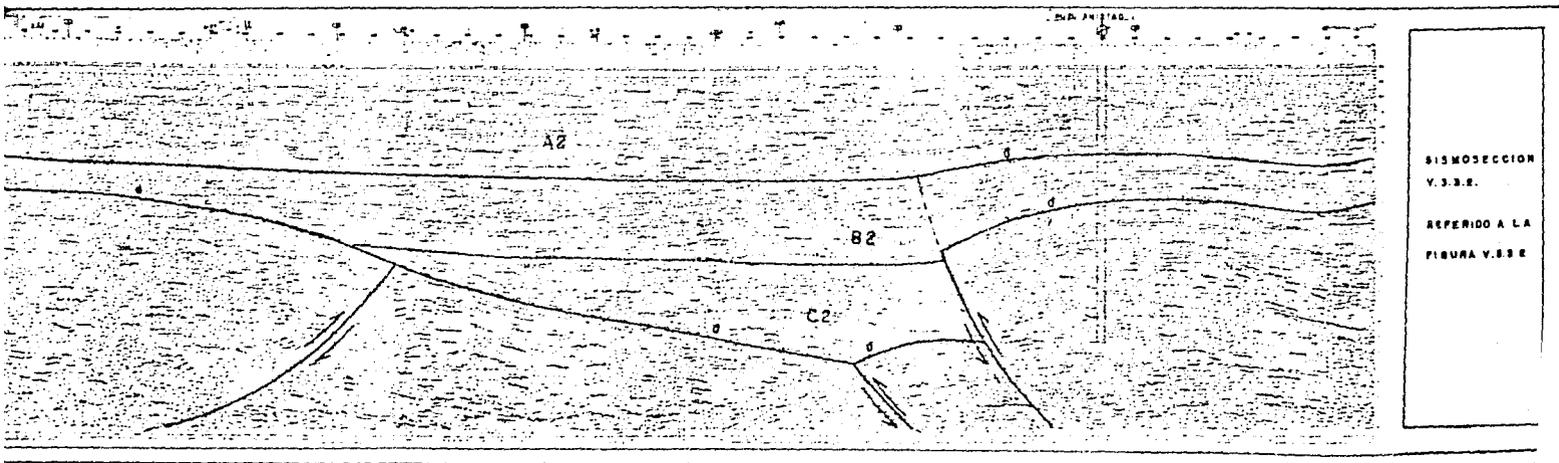
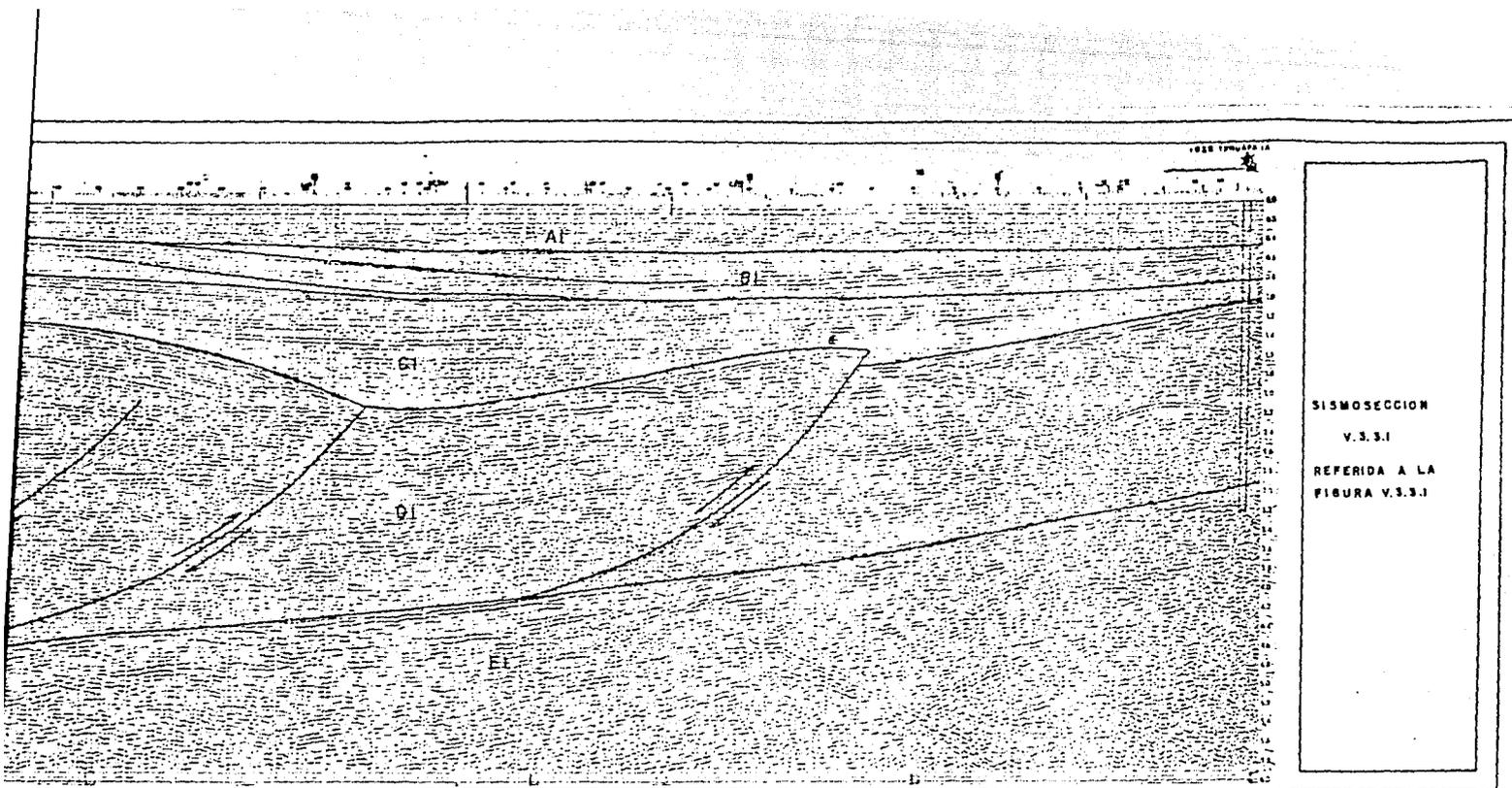
Esta se caracteriza por presentar patrones de reflexiones que varían de paralelas a oblicuas hacia la porción central de la línea. La primera se puede asociar con rocas arcillosas con escasa presencia de arenas, es de forma tabular y cambia lateralmente al NE con estructuras tipo oblicuas. Sus límites superior e inferior

POZO IXHUAPAN-IA

PROFUNDI	LITOLOGIA	FACIES SISMICAS	EDAD	UNIDAD BIOESTRATI	DESCRIPCION
500	[LITOLOGIA]	A I	PLIOCENO	PARAJE SOLO	LUTITAS COLOR GRIS Y ARENAS DE GRANO MEDIO. AMBIENTE PLATA FORMA INTERNA A EXTERNA
				CONCEPCION SUPERIOR	
				C I	
1000	[LITOLOGIA]	B I	MIOCENO	ENCANTO S. ENCANTO I.	
		C I		DEPOSITO	
1500	[LITOLOGIA]			L A	CONGLOMERADO POLIMICTICO DE CUARZO ROCA ISNEA Y CALIZA EN CEMENTANTE
2000	[LITOLOGIA]			L A J A	ARENA DE COLOR GRIS VERDOSO Y GRANO MEDIO A FINO
2500	[LITOLOGIA]		OLIGOCENO		CONGLOMERADO POLIMICTICO DESCRITO AMBIENTE BATIAL
3000	[LITOLOGIA]				LUTITA GR'S VERDOSO, ARENOSA Y CALCAREA, CON INTRUCIONES BASICAS, AMBIENTE BATIAL
3500	[LITOLOGIA]			OLIGOCENO MEDIO	
4000	[LITOLOGIA]			OLIGOCENO HORCONES	
4500	[LITOLOGIA]		EOCENO	CHAPOTE TANTOYUCA	ARENISCA DE GRANO GRUESO.
5000 m.	[LITOLOGIA]				

FIGURA V.3.3.1





son concordantes, la amplitud y continuidad es moderada. La segunda se asocia con secuencias más arenosas, los ápices superiores apuntan al SW y los inferiores al NE, lateralmente cambian a configuraciones paralelas; Su límite superior e inferior es concordante y su amplitud y continuidad baja. Se puede interpretar secuencias más arenosas los cuales cambian lateralmente a facies más estables y de carácter arcilloso correspondiendo a la Formación Encanto; por lo que su ambiente varía de batial superior a medio.

FACIES SISMICA C1

Esta facies presenta patrones de reflexiones divergentes aunque puede llegar a ser sensiblemente paralela. Litológicamente en el pozo se presentan lutitas, sin embargo se considera que pueden variar dependiendo de su geometría, la cual hacia su porción central constituye una facies sísmica de llenado divergente Mitchum (1977), en las cuales la sedimentación es predominantemente arenosa, hacia el SW termina producto de fenómenos estructurales y al NE termina mostrando un adelgazamiento. Su límite superior es concordante con las facies B1 y su límite inferior varía de concordante a discordante con la facies D1., La amplitud y frecuencias son moderadas. Esta facies corresponde a la unidad Depósito por lo que se sugiere que estos depósitos se ubiquen en un ambiente batial medio en el cual se conjugan fenómenos de tectonismo y sedimentación.

FACIES SISMICA D1

Esta presenta patrones de reflexiones paralelas. Litológicamente hacia la cima son conglomerados para continuar con alternancias de conglomerados, arenas y lutitas, no presenta variaciones laterales. Su contacto superior varía de discordante en la zona deformada, a concordante en la no deformada, el inferior es concordante con la facies sísmica E1; corresponde al intervalo de tiempo Oligoceno, por lo que se interpreta como

sedimentos profundos y por la litología se asocia a abanicos submarinos complejos.

FACIES SISMICA E1

Esta facies es semejante a la anterior, la diferencia se observa únicamente en su continuidad. Son rocas de ambientes profundos de edad Eoceno y es probable que esta y la anterior constituyan una sola facies.

INTERPRETACION ESTRUCTURAL

El principal fenómeno es el de fallamiento inverso cuyo plano se inclina al SW, correspondiendo a la facies C1 que equivale a la Formación Depósito la cual produjo variaciones en espesor producto de fenómenos de tectonismo y sedimentación. Estas fallas se desarrollan durante el Mioceno Temprano, la cual provoca una discordancia angular entre las facies D1 y C1.

SISMOSECCION 2

Esta línea se localiza en la porción occidental del área de estudio, y corre con una orientación NE 55 SW por 27 km de longitud. Como información de apoyo se cuenta con la columna del pozo Amistad No.1 el cual penetró 4505 m de una columna geológica que incluye Paraje Solo, Concepción Superior e Inferior, Encanto, Depósito (Figura V.3.3.2 y sismosección V.3.3.2.)

FACIES A2

Esta facies presenta patrones de relexiones paralelas. Litológicamente con base en la información del pozo Amistad 1 se cortaron lutitas y areniscas intercaladas, su geometría es tabular, cambia lateralmente hacia el SW con la discordancia angular del Eoceno Medio. Su contacto superior debe ser concordante su contacto inferior varía de concordante a discordante, su

POZO AMISTAD I

PROFUNDIDAD	LITOLGIA	FACIES SISMICA	EDAD	UNIDAD BIOESTRATI	DESCRIPCION
500	[Líneas horizontales discontinuas]	A 2	PLIOCENO	PARAJE SOLI	GRAVILLA DE ROCA IGNEA Y CUARZO
				CONCEPCION SUPERIOR	BLANCO Y LUTITA GRIS CLARO CALCAREA
				C.I.	AMBIENTE PLATAFORMA INTERNA. EXTERNA
1000	[Líneas horizontales discontinuas]	A 2	PLIOCENO	ENCANTO SUPERIOR	ARENISCA DE GRANO MEDIO MAL CEMENTADA
				ENCANTO INFERIOR	LUTITA GRIS VERDOSA, SUAVE
1500	[Líneas horizontales discontinuas]	B 2	MIOCENO	DEPOSITO	ARENA DE GRANO MEDIO A GRUESA COLOR GRIS VERDOSO, AMBIENTE BATIAL
					DEPOSITO
2000	[Líneas horizontales discontinuas]	B 2	MIOCENO	DEPOSITO	LUTITA GRIS CLARO CALCAREA Y BENTONITICA
					DEPOSITO
2500	[Líneas horizontales discontinuas]	B 2	MIOCENO	DEPOSITO	LUTITA GRIS CLARO CALCAREA Y BENTONITICA
					DEPOSITO
3000	[Círculos pequeños]	C 2	OLIGOCENO	LA LAJA	CONGLOMERADO DE FRAGMENTOS DE ARENISCAS, CALIZA, ROCA IGNEA Y CUARZO
					LA LAJA
3500	[Círculos pequeños]	C 2	OLIGOCENO	LA LAJA	CONGLOMERADO DE FRAGMENTOS DE ARENISCAS, CALIZA, ROCA IGNEA Y CUARZO
					LA LAJA
4000	[Líneas horizontales discontinuas]	C 2	OLIGOCENO	HORCONES	ARENISCA GRIS OSCURO, GRANO MEDIO A GRUESO.
					HORCONES
4500 m	[Líneas horizontales discontinuas]	C 2	OLIGOCENO	HORCONES	ARENISCA GRIS OSCURO, GRANO MEDIO A GRUESO.

FIGURA V.33.2

amplitud y continuidad es baja. Esta facies abarca las unidades Concepción Superior e Inferior además de Encanto, por lo que su ambiente probablemente varía de la cima a la base de plataforma media a profunda llegando hasta batial superior.

FACIES B2

Esta facies presenta patrones de reflexiones medianamente paralelas. Litológicamente corresponde a alternancia de lutitas y arenas. Su geometría es tabular y cambia al SW con la discordancia del Eoceno Medio. Su contacto superior varía de discordante a concordante sobre el levantamiento estructural producto del fallamiento inverso, su contacto inferior es semejante y su amplitud es alta y su continuidad moderada. Corresponde a la Formación Depósito. Con base en lo anterior las reflexiones divergentes provocan una depresión asimétrica de llenado (Mitchum et. al. 1977) asociada a fenómenos de tectonismo y sedimentación durante el Mioceno Temprano.

FACIES C2

Esta facies presenta configuraciones de reflexiones paralelas, de acuerdo a la información de pozos, la parte superior corresponde a una secuencia de conglomerados polimícticos, su geometría es tabular, lateralmente cambia a una discordancia angular hacia el SW; en tanto que hacia el NE es interrumpido por una falla inversa. Su amplitud es alta y su continuidad es baja, corresponde con el horizonte Oligoceno, con base principalmente en su litología, esta facies se asocia con abanicos submarinos complejos.

INTERPRETACION ESTRUCTURAL

En esta línea sísmica se observan dos fenómenos importantes, el primero es de fallas inversas cuyo plano se inclina hacia el NE y cabalgamiento al SW provocando fenómenos de tectonismo y

sedimentación, espesores delgados sobre el bloque cabalgante y grueso en la unidad autóctona, este proceso ocurrió durante el Mioceno Temprano el que corresponde a la facies E2, la segunda es la discordancia del Eoceno Medio sobre la cual chocan todas las unidades estratigráficas suprayacentes, bajo esta discordancia el patrón estructural es de fallas inversas de ángulo bajo asociadas a la Orogenia Laramide y cuyo plano se inclina al SW y son cabalgadas hacia el NE.

SISMOSECCION 3

Esta sismosección se encuentra localizada en la porción norte del área estudiada, posee una orientación NW 50 SE y corre a lo largo de 22 km. Como información de apoyo se cuenta con la columna del pozo Covarrubias No.101 (Figura V.3.3.3 y sismosección V.3.3.3.).

FACIES A3

Esta facies presenta patrones de reflexiones paralelas. Litológicamente se asocia con lutitas, su geometría es tabular y no se observan cambios laterales. Su contacto superior no se observa, en tanto que su contacto inferior es de tipo concordante siendo ligeramente cóncavo hacia abajo presentando alta amplitud y continuidad. Se asocia con las unidades Concepción Superior e Inferior por lo que corresponde a una plataforma media a externa.

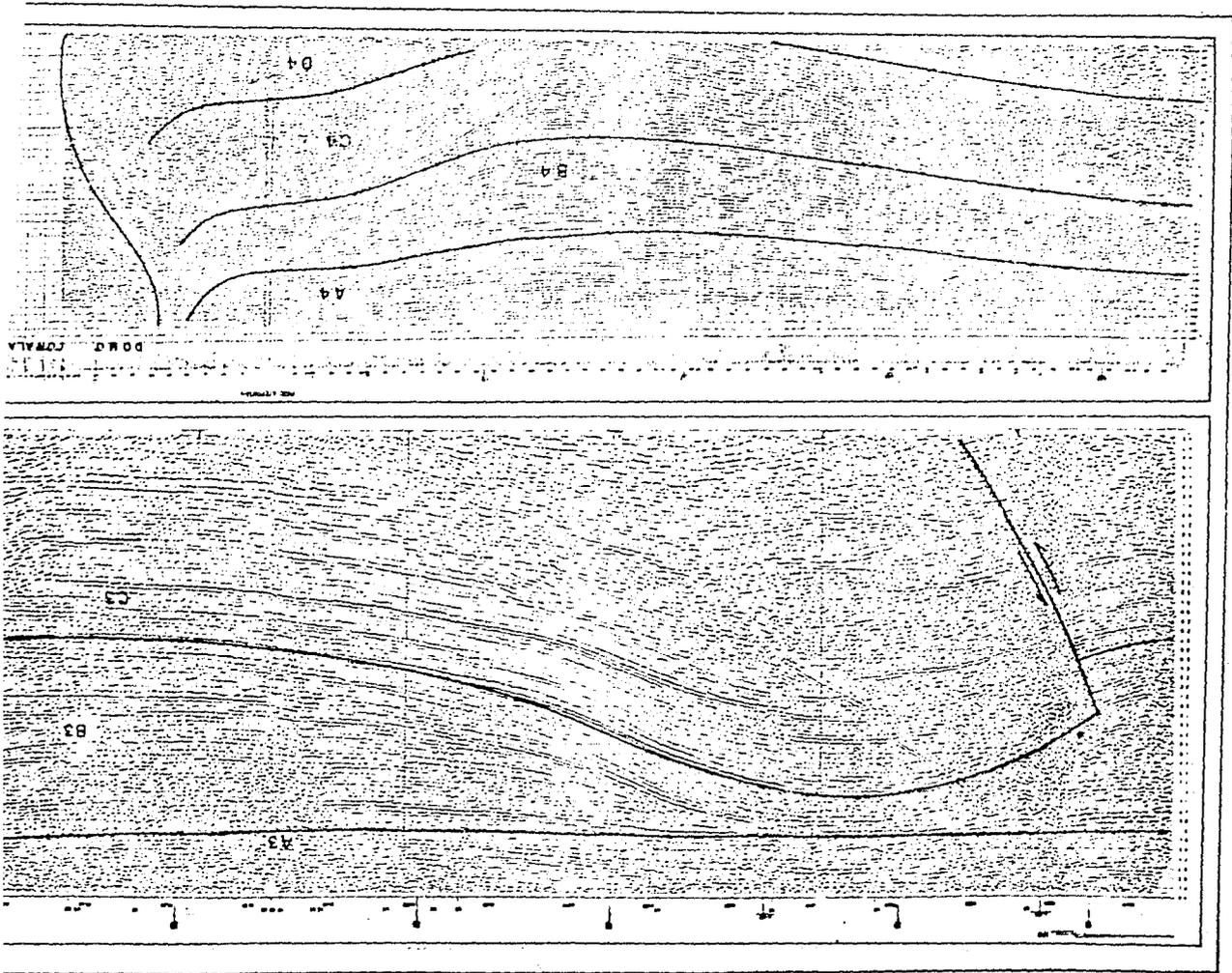
FACIES B3

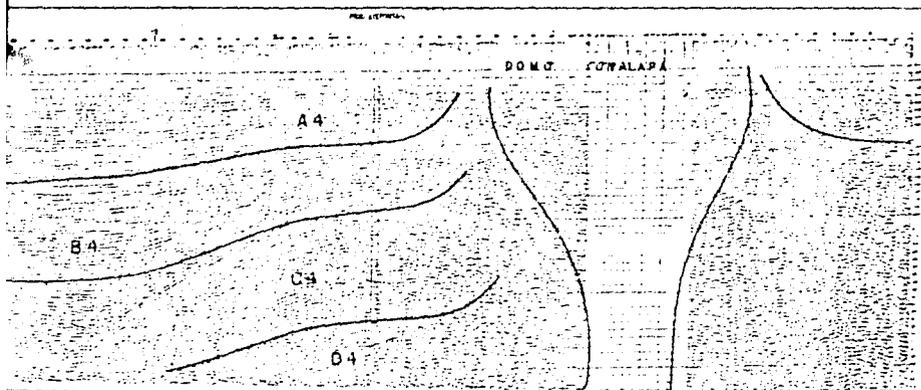
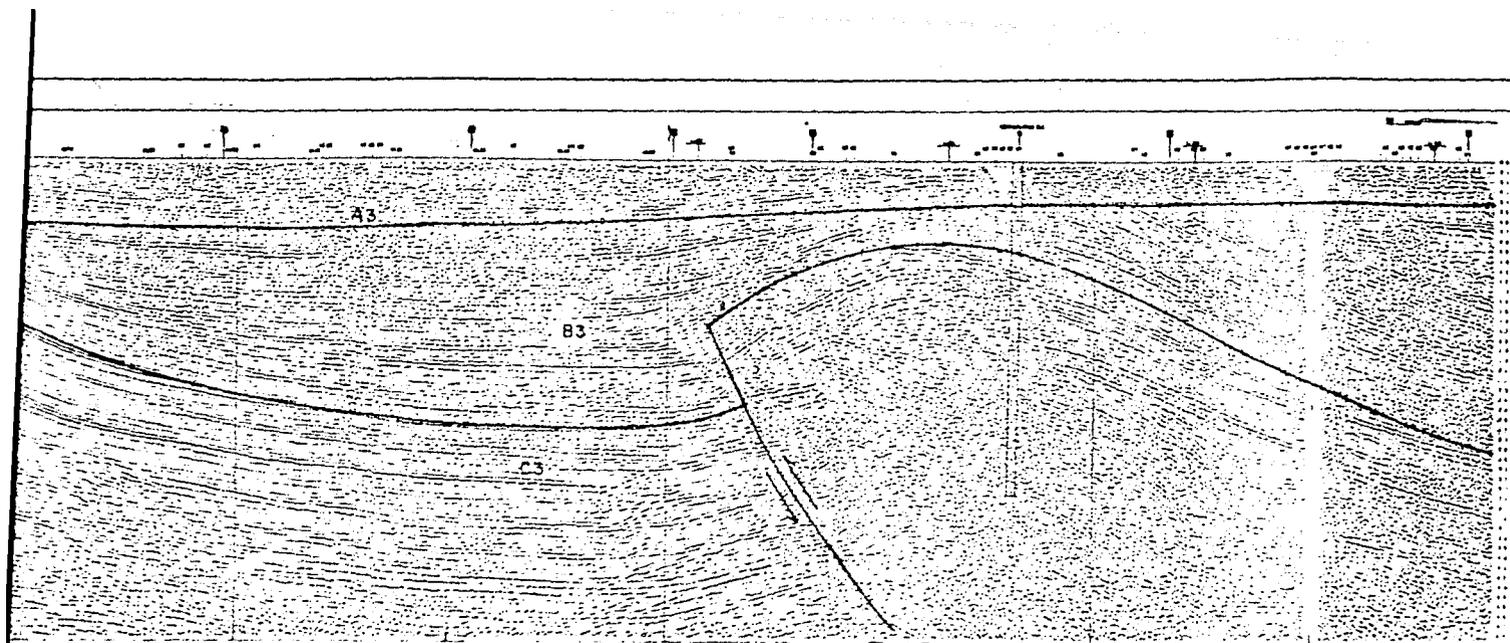
Esta facies presenta patrones de reflexiones divergentes. Litológicamente son lutitas con areniscas, su geometría según Mitchum *et. al.* (1977) es de llenado divergente asimétrico y lateralmente cambia de espesor y por otro lado termina bruscamente producto de una falla. Su contacto inferior es variable de discordante sobre los levantamientos estructurales producto de fallas en tanto que el contacto superior es de tipo

POZO COVARRUVIAS 101

PROFUNDIDAD	LITOCLOGIA	FACIES SISMICAS	EDAD	UNIDAD BIOESTRATI RECIENTE	DESCRIPCION
500		A 3	PLIOCENO	CONCEPCION SUPERIOR CONCEPCION INFERIOR	LUTITAS DE COLOR GRIS VERDOSO Y ESCASA PRESENCIA DE ARENAS, AMBIENTE PLATAFORMA INTERNA EXTERNA
1000		B 3	MIOCENO	ENCANTO	
1500		C 3	OLIGOCENO	DEPOSITO	LUTITAS COLOR GRIS VERDOSO DE SUAVE A SEMICOMPACTA, CALCAREA Y EN COASIONES BENTONITICA Y TRAZAS DE ARENISA FINA AMBIENTE BATIAL.
2000				OLIGOCENO	
2500					CONGLOMERADOS DE ROCA IGNEA GRIS OSCURO Y CAFE ROJIZO, CUARZO BLANCO. MUDSTONE Y ARENA CALCAREA. AMBIENTE BATIAL.
3000			EOCENO	EOCENO SUPERIOR	
3500					
4000					
4500					CONGLOMERADO DE CLASTOS DE MUDSTONE EN MATRIZ ARCILLO CALCAREA LUTITA DESCRITA, ARENISA GRIS CLARO A FINA, AMBIENTE BATIAL.

FIGURA V 333





SISMOSECCION
V.3.3.4
REFERIDA A LA
FIGURA V.3.3.4

SISMOSECCION
V.3.3.3
REFERIDA A LA
FIGURA V.3.3.3

simplemente concordante; en esta facies se observan fenómenos de tectonismo y sedimentación. Su amplitud es moderada y discontinua. Se asocia con la unidad estratigráfica Encanto la cual corresponde a rocas depositadas en un ambiente batial superior.

FACIES C3

Esta facies presenta patrones de reflexiones paralelas, litológicamente de acuerdo a la información del pozo Covarrubias No.101 va de lutitas en la parte superior hasta llegar a ser de tipo conglomerático en la inferior. Geométricamente su forma es tabular, no se observan cambios laterales, su contacto superior es variable con la facies B3 y el inferior es concordante aunque no definido ni por la información del pozo. Su amplitud es variable y discontinua abarcando las unidades Oligoceno - Plioceno, corresponde a depósitos profundos batiales que se asocian con abanicos submarinos complejos.

INTERPRETACION ESTRUCTURAL

En estas se observan estructuras anticlinales limitadas por fallas inversas cuyo plano se inclina al SE cabalgando hacia el NW y probablemente se asocie con fallamiento de basamento; fenómeno que produce efectos de tectonismo y sedimentación durante la facies B3 o sea Encanto durante el Mioceno Tardío traduciéndose en diferencias de espesores dependiendo de la posición estructural.

SISMOSECCION 4

Esta línea sísmica se encuentra en la porción NW de la región de Sal Somera, posee una orientación NW 35 SE y se extiende a lo largo de 15 km. Cuenta como información de apoyo la columna geológica del pozo Ateponta 1 (Figura V.3.3.4 y sismo-sección V.3.3.4.).

POZO ATEPONTA I

129

PROFUNDIDAD	LITOLÓGIA	FACIES SIGNICAS	EDAD	UNIDAD BIOESTRATI	DESCRIPCION
500		A 4	PLIOCENO	FILISOLA	ARENA GRIS CLARO, TRAZAS DE LIGNITO RESTOS DE MOLUSCOS Y GRAVILLA CUARZOSA
				CONCEPCION SUPERIOR	LUTITA GRIS CLARO Y PARDO LIGERAMENTE ARENOSA, AMBIENTE PLATAFORMA INTERNA EXTERNA.
				C. I	
1000				ENCANTO	
1500		B 4	MIOCENO	DEPOSITO	ARENA CUARZOSA GRIS CLARO Y CONGLOMERADO DE ROCAS IGNEAS Y CALCAREAS, AMBIENTE BATIAL SUPERIOR Y MEDIO.
2000					
2500		C 4	OLIGOCENO	OLIGOCENO MEDIO	LUTITA GRIS CLARO A VERDOSO, CALCAREA Y LIGERAMENTE BENTONITICA, AMBIENTE BATIAL.
3000				OLIGOCENO INFERIOR	
3500				EOCENO SUPERIOR	
4000			EOCENO	EOCENO MEDIO	CONGLOMERADO DE CUARZO, CALIZA Y ROCA IGNEA EN MATRIZ ARENA-CALCAREA
4500				EOCENO INFERIOR	LUTITA GRIS CLARO CALCAREA Y BENTONITICA AMBIENTE BATIAL SUPERIOR Y MEDIO
5000			PALEOCENO	PALEOCENO	SAL BLANCA, ARENISCA Y LUTITA
5000 m.		D 4	CRETACICO SUPERIOR	CRETACICO SUPERIOR	CALIZA DE ASPECTO CRETOSO Y MARGAS PARDO Y GRIS. WACKLSTOHE-PACKSTONE DE INTRA- Y BICLASTOS, Y LUTITAS GRIS CLARO.

FIGURA V 334

FACIES A4

Esta se caracteriza por presentar patrones de reflexiones paralelas. Mediante la información del pozo Atepona - 1 en su porción superior es arenosa en tanto que la inferior es arcillosa representada por lutitas. Su geometría es tabular aunque deformada por subsidencia y ascenso diapírico presentando una curvatura hacia abajo. No se observan variaciones laterales y su contacto superior debe ser concordante en tanto que el inferior es de tipo concordante. Presenta amplitud y su frecuencia es moderada, se asocia con las unidades Filisola, Concepción Superior, Concepción Inferior y Encanto; las cuales varían desde depósitos de plataforma hasta batial superior.

FACIES B4

Esta se caracteriza por presentar patrones de reflexiones divergentes. Litológicamente varía de lutitas, arenas y hasta conglomerados marcando estos últimos un rápido ascenso diapírico. Su geometría es de llenado. Su contacto superior es de tipo concordante con la facies A4 y concordante en su contacto inferior con la facies C4, lateralmente se observa limitada por el cuerpo diapírico de Tonalapa. Su amplitud es moderada y su frecuencia baja. Esta facies se asocia con la Formación Depósito por lo que se infieren ambientes batiales.

FACIES C4

Esta facies presenta patrones de reflexiones paralelas, esencialmente esta constituida por lutitas y escasa presencia de conglomerados. Geométricamente es de aspecto tabular deformada. Lateralmente es discordante con la masa salina, su contacto superior es concordante con la facies B4 y el inferior concordante la facies D4. Su amplitud es alta y se asocia con las unidades Oligoceno, Eoceno y Paleoceno, las que pertenecen a depósitos batiales.

FACIES Dd

Presenta patrones de reflexiones poco definidas de aspecto caótico. Se constituye litológicamente de margas, lutitas y escasas calizas. No se observa su geometría y su contacto superior es paralelo por lo que se infiere concordante, su contacto inferior no está definido. Corresponde a la Formación Méndez Equivalente a la que se le asocian ambientes batiales.

INTERPRETACION ESTRUCTURAL

El principal fenómeno estructural es la intrusión salina del domo de Tonalapa el cual corta todas las facies antes descritas; de donde se observa el comportamiento de las facies B4 de la que se puede interpretar la formación de un sinclinal secundario lo que sugiere que uno de los más importantes ascensos del cuerpo diapírico ocurrió durante el Mioceno Depósito.

SISMOSECCION 5

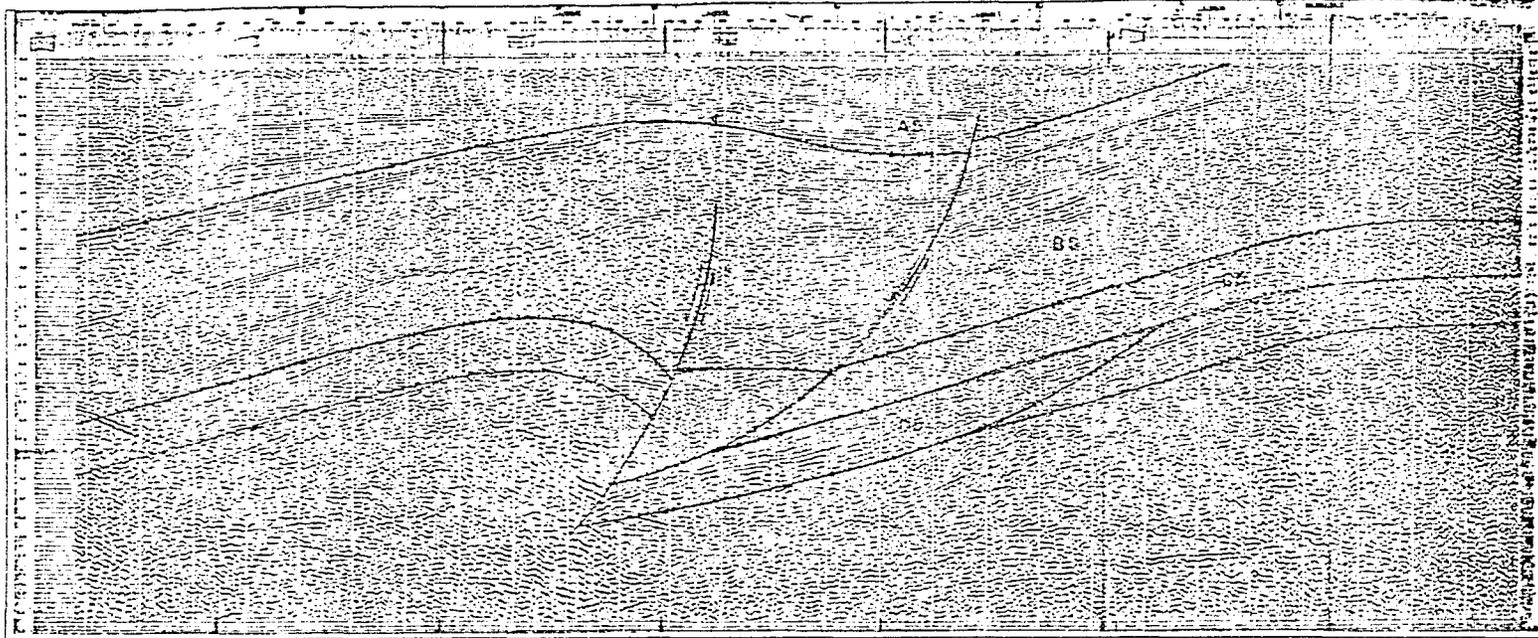
Esta línea se encuentra localizada en el límite sur de las cuencas terciarias, posee una orientación NW 45 SE extendiéndose por 23 km. Cuenta con información de apoyo la columna del pozo Solosuchil 1A (Figura V.3.3.5 y sismo-sección V.3.3.5.).

FACIES A5

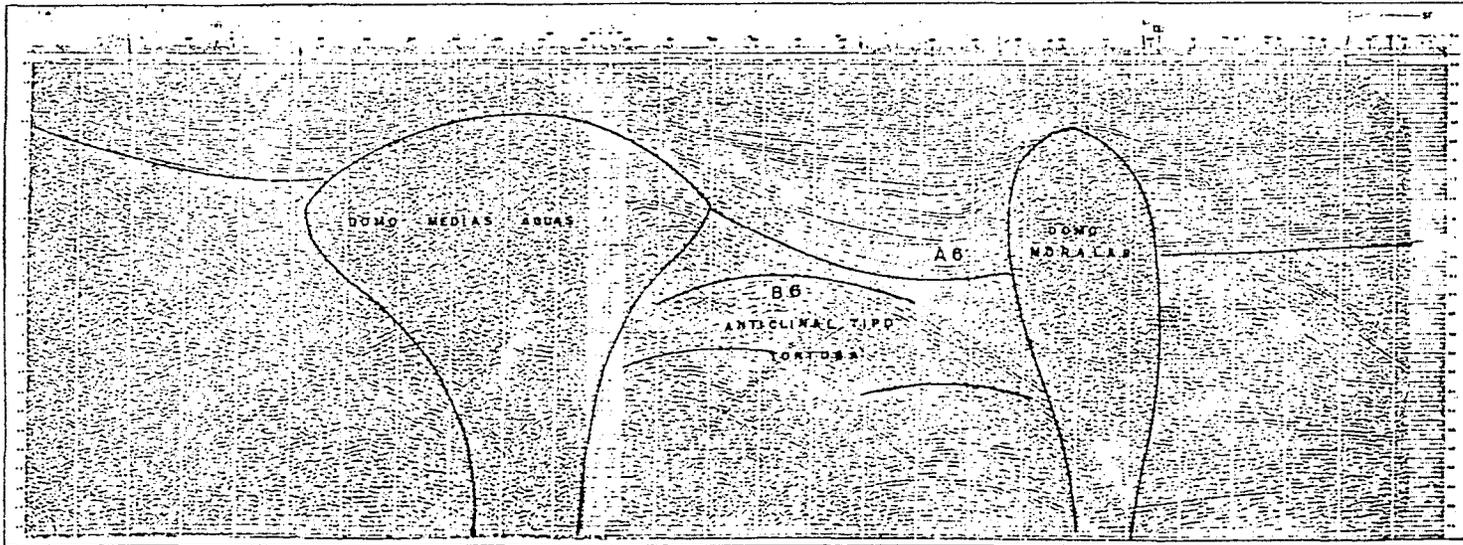
Esta se caracteriza por presentar patrones de reflexiones divergentes. Su geometría es de cuña y de llenado divergente asimétrica. Litológicamente debe corresponder a una secuencia arenó-arcillosa la cual no fue cortada por este pozo puesto que dicho comportamiento no llega a él; cambia lateralmente de espesores, menores hacia el levantamiento estructural y más gruesos al alejarse de él. Su contacto superior no se observa, su contacto inferior varía de concordante a discordante. Presenta moderada amplitud y frecuencia, corresponde a la unidad

PROFUNDIDAD	LITOLOGÍA	FACIES SISMICAS	EDAD	UNIDAD BIOESTRATI- GRAFICA	DESCRIPCION
		A 5			NO LA CORTO EL POZO
500			MIOCENO	MI	CONGLONERADO DE CLASTOS DE ROCA IGNEA, CUARZO BLANCO, MUDSTONE Y ARENISCA EMPACADO EN CEMEN- TANTE CALCAREO. AMBIENTE BATIAL SUPERIOR
1000				OLIG. SUP	
1500			OLIGOCENO	OLIG. MED	ARENISCA GRIS CLARO DE GRANO FINO A MEDIO HUELLAS DE LIGNI- TO Y CENIZA VOLCANICA. AMBIENTE BATIAL SUPERIOR PLA- TAFORMA EXTERNA.
2000				OLIG. INF	
2500		B 5		EO. SUP	
			EOCENO	EO. MED.	INTERCALACIONES DE LUTITAS Y ARENISCAS CON HORIZONTES CON- GLOMERATICOS.
3000				EO. INF.	AMBIENTE BATIAL.
			PALEOCENO	PALEOCENO	
				KSUP	
3500					
4000				K. MEDIO	MUDSTONE WACKSTONE DE BIOCLASTOS AMBIENTE DE PLATAFORMA.
4500		C 5	CRETACICO		
5000				K. INF.	
5500			JURASICO	JS. TITHO.	DOLOMIAS ARCILLOSAS COLOR FARDO AMBIENTE PLATAFORMA.
m.		D 5		JS. KIMMER	LIMOLITAS GRIS VERDOSA AMBIENTE CONTINENTAL.

FIGURA V.3.3.5



SISMOSECCION
V.3.3.B
REFERIDA A LA
FIGURA V.3.3.A



SISMOSECCION
V.3.3.B
REFERIDA A LA
FIGURA V.3.3.A

estratigráfica. Encanto a la cual se le asocian ambientes batiales.

FACIES B5

Esta presenta patrones de reflexiones paralelas. Litológicamente se asocia a cuerpos de areniscas y frecuentes horizontes conglomeráticos. Su geometría es tabular y lateralmente solo se encuentra limitada por presencia de una falla normal. Su contacto superior varía de concordante a discordante en el levantamiento estructural y su contacto inferior es paralelo. Presenta amplitud moderada y frecuencia baja, corresponde a las unidades estratigráficas Depósito, Oligoceno, Eoceno, Paleoceno y Cretácico Superior asociada a ambientes batiales en donde ocurren frecuentes avenidas de detritos gruesos provenientes del continente y distribuidos por abanicos submarinos complejos.

FACIES C5

Esta presenta patrones de reflexiones paralelas. Litológicamente se asocia con rocas carbonatadas que pueden variar de mudstone a packstone, lateralmente son limitadas por la presencia de fallamiento normal. Su límite superior es concordante el contacto inferior es concordante. Su amplitud y frecuencia es moderada y se asocia con las secuencias carbonatadas del Cretácico Medio, Cretácico Inferior y Jurásico Superior Tithoniano los cuales corresponden a plataformas en donde se pueden identificar irregularidades en la paleotopografía.

FACIES D5

Esta presenta patrones de reflexiones que varían de paralela a oblicua, litológicamente son limolitas y areniscas. Su geometría en la porción oblicua presenta que sus ápices

superiores apuntan hacia el SE en tanto que los inferiores lo hacen al NW y cambia lateralmente a patrones paralelos. Sus contactos son de tipo concordante, su amplitud es baja y su frecuencia moderada. Se asocia con la unidad litológica del Jurásico Superior Kimmerdigiano y corresponde a abanicos aluviales depositados en cambios bruscos de pendiente.

INTERPRETACION ESTRUCTURAL

En esta línea sísmica se puede observar básicamente un echado regional de sur a norte proveniente del levantamiento del basamento del Batolito de Chiapas y en donde se observa la presencia de una falla normal con caída al NW; la cual durante su desarrollo provocó incrementos de espesores de la unidad Encanto en unas porciones y adelgazamiento en otras, como sucede hacia el límite superior de la estructura anticlinal producto de esta falla.

SISMOSECCION 6

Esta sismosección se encuentra localizada entre los domos de Medias Aguas y Moralar y posee una orientación de NW 40 SE y 20 km de longitud.

FACIES A6

Esta se caracteriza por presentar patrones de reflexiones divergentes. Litológicamente se asocia con areniscas y limolitas. Presenta una geometría de llenado divergente y cuña, lateralmente estas se encuentran limitadas por la presencia de domos salinos. Su contacto superior no se observa en tanto que el inferior es discordante con el levantamiento estructural. Su amplitud y su frecuencia es moderada y se asocia con la Formación Encanto, por lo que corresponde a ambientes batiales.

sismosección V.3.3.6.

FACIES B6

Esta presenta patrones de reflexiones que básicamente son del tipo paralelas. Litológicamente se asocia con lutitas y areniscas. Su geometría es de aspecto tabular, su contacto superior es discordante con la facies A6 y su contacto inferior no se observa. Presenta moderada amplitud y frecuencia y su ambiente se asocia con canales de distribución de abanicos submarinos complejos antes de que se produjera la inversión estructural.

INTERPRETACION ESTRUCTURAL

En esta sismosección se observan dos domos salinos penetrantes adjuntos los cuales son el domo de Medias Aguas al NW y domo de Moralar al SE. Su ascenso permitió la inversión estructural formando un anticlinal tipo tortuga entre ambos según el esquema teórico propuesto por Trusheim (1960) y cuyas estructuras han sido propuestas por Meneses (1987) basado en información gravimétrica entre el domo de Grama y San Pedro al SE del área de estudio. Posteriormente Mora y Márquez (1988) en el área contigua oriental (provincia de domos) han demostrado, basados en evidencias sismológicas, la presencia de abundantes estructuras de este tipo, las cuales tienen como límite superior algún horizonte dentro de la Formación Depósito, marcando el fin de la etapa diapírica. Sin embargo, debido a un nuevo aporte de sedimentos de la Formación Encanto se produce un importante crecimiento post-diapírico vertical formando lo que Mora y Márquez (*op. cit.*) han denominado como sinclinal de tercer orden sobre la estructura tipo tortuga previamente formada.

V.3.4. CORRELACION DE FACIES SISMICAS

Tomando como horizonte de correlación la base de la facies de llenado divergente, la cual se desarrolla durante el período de deformación, en donde se observa que hacia la Cuenca de

Veracruz esta ocurre en la facies B2 y C1, que corresponde a la Formación Depósito; en la zona de transición se presenta en la facies B4 que también corresponde a la Formación Depósito; sin embargo hacia la Cuenca Salina se representa por las facies B3, A6, y A5, que corresponden a la Formación Encanto. Por lo anterior se infiere que la deformación no fue sincrónica en la Cuenca de Veracruz y Cuenca Salina. Figura V.3.4.1.

VI. ESTILOS ESTRUCTURALES

VI.1 INTRODUCCION

Dentro de este capítulo se pretende mostrar los estilos estructurales que se pudieron reconocer en este estudio basados en Geología Superficial, Gravimetría, Magnetometría y Sismología; los cuales introducidos en esquemas teóricos existentes en la literatura, se observa son coincidentes con los estudiados en este trabajo.

VI.1.2. DESCRIPCION DE LOS ESTILOS ESTRUCTURALES

ESTILO DE DEFORMACION DE CUENCAS QUE EVOLUCIONAN ESTRUCTURALMENTE HACIA SUS EXTREMOS " OUT-OF-THE BASIN STRUCTURAL DEVELOPMENT "

Este estilo se reconoce entre el levantamiento de basamento de Los Tuxtlas y el levantamiento de basamento de la Sierra de Chiapas. Hacia el NW se reconocen anticlinales limitados por fallas inversas cuyos planos se inclinan al SE y cuyo cabalgamiento es hacia el NW. Estas estructuras presentan cierta frecuencia y entre las cuales se desarrollan sinclinales asimétricos, teniendo su máximo espesor hacia el límite con la falla como se puede observar en la sismosección 3, más hacia el SE se tiene el anticlinal San Juan Evangelista el cual ha sido perforado por el pozo Michapan No.1 el cual repitió la columna geológica por lo que se infieren fenómenos de imbricación con fallas inversas cuyo plano debe inclinarse hacia el SE. En seguida se tiene la provincia de Sal Somera que se caracteriza por presentar diapiros salinos cuya cima se ubica entre 100 y 500 m, y en algunas partes se comporta como horizonte salino, el que ha sido perforado por el pozo Sal Somera No.1 pudiendo atravesar 3500 m de sal con cantidades variables de sedimentos de lo cual se infiere que al crecer lateralmente las estructuras salinas efectúan un movimiento convectivo como el propuesto por Jackson y Talbot (1986), hacia el SE se tiene fallamiento normal

cuyo plano se inclina hacia el NW, el cual llega a formar estructuras anticlinales limitadas por esta falla y sus correspondientes depresiones se encuentran rellenas de la Formación Encanto o sea Mioceno Medio Superior; lo cual nos marca la edad de la deformación. Por otra parte a nivel de basamento, utilizando la configuración de este propuesta por el IMP (1986), se observa un levantamiento hacia Los Tuxtlas y otro hacia la Sierra de Chiapas y entre estos dos en el centro de la cuenca existe un levantamiento intermedio el cual genera dos depresiones independientes. Sobre este levantamiento central se encuentra la provincia de Sal Somera. Utilizando el modelo de deformación de una cuenca, dentro de su proceso de evolución Dalmus (1958) Figura VI.1.2.1.

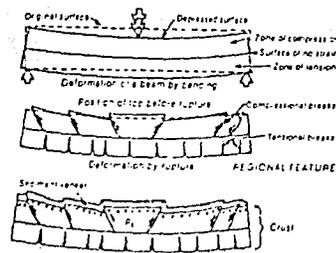


FIGURA VI.1.2.1.

MODELO GEOLOGICO PARA LA FORMACION DE UNA CUENCA.
BROWN DESPUES DE DALLMUS 1958.

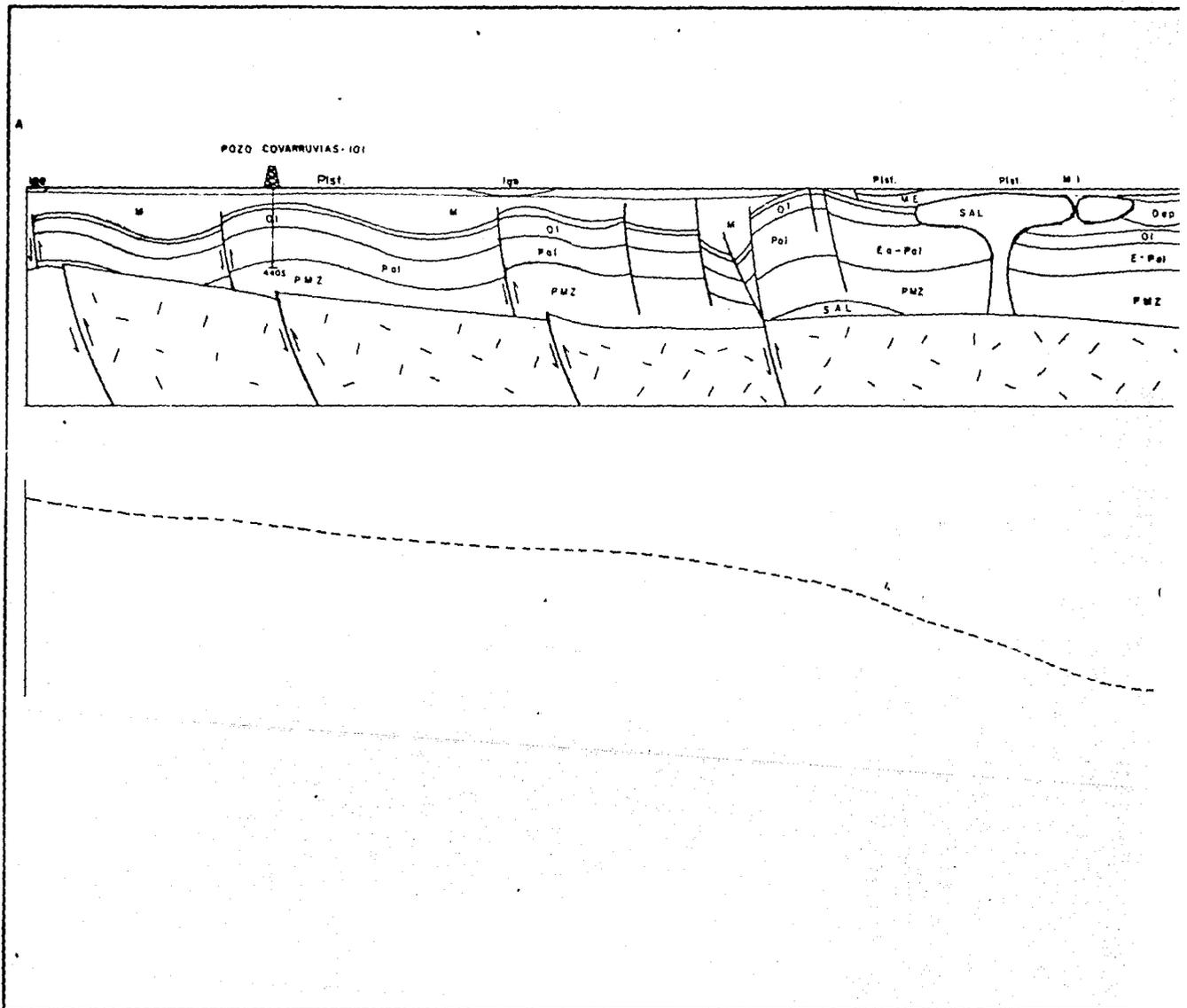
En la región entre los Tuxtlas y la Sierra de Chiapas se propone que una cuenca al recibir cargas sedimentarias el basamento sufre una flexión hacia abajo como sucede aquí con más de 6000 m de rocas terciarias, además de la columna Mesozoica, causa por la cual la flexión provoca compresión interna dentro de la cuenca y tensión bajo ella. Este fenómeno provoca fallamiento inverso a nivel de basamento de polaridad hacia ambos lados de la cuenca, además de producirse un levantamiento central el cual se

sugiere en este trabajo justifica plenamente la región de Sal Somera puesto que en esta región se han efectuado esfuerzos verticales de abajo hacia arriba favoreciendo los procesos naturales de ascenso halocinético de la sal. También justifica la ausencia de estructuras tipo almohada con núcleo de sal, puesto que probablemente la sal remanente de estas fue escurrida hacia el levantamiento aportando parte de la sal. Hacia la región de Los Tuxtles existen fallas inversas que justifican el modelo sin embargo, hacia la Sierra de Chiapas las fallas son normales pero se sugiere que a nivel de basamento sean inversas. El fallamiento normal se explica mediante la presencia de la terminación de un sistema transcurrente que hacia su bifurcación provocó fallamiento normal como proceso adicional. Figura VI-1.2.2.

Un estilo semejante de deformación y evolución de una cuenca puede ser aplicado entre el levantamiento del basamento de Los Tuxtles y la discordancia Laramídica que se encuentra enfrente de la Sierra de Juárez, entre estas se ha podido observar que hacia el NE se tienen fallas inversas cuyo plano se inclina al SW y cuyo cabalgamiento es hacia el NE formando sinclinales asimétricos entre el levantamiento estructural producto de la falla y el siguiente, donde los sinclinales están rellenos de la Formación Depósito, pudiéndose observar en la sismosección 1; hacia el SW se tiene fallas cuyos planos se inclinan hacia el NE y cuyo anticlinal cabalga hacia el SW formando también sinclinales asimétricos desarrollados en la Formación Depósito. El levantamiento central aquí no se pudo identificar, sin embargo, hacia el occidente existe uno en la porción central de la cuenca conocido como Moralillo. Fenómenos similares que solo incluían plegamiento han sido sugeridos por Madrigal (1977).

ESTILO COMPRESIVO - DESLIZAMIENTO " DECOLLEMENT "

Hacia la porción centro occidental en la sismosección 2 se reconoce por debajo de la discordancia del Eoceno Medio, fallas inversas cuyos planos se inclinan al SW y cuyo ángulo es bajo; las cuales únicamente llegan a la discordancia citada y fueron



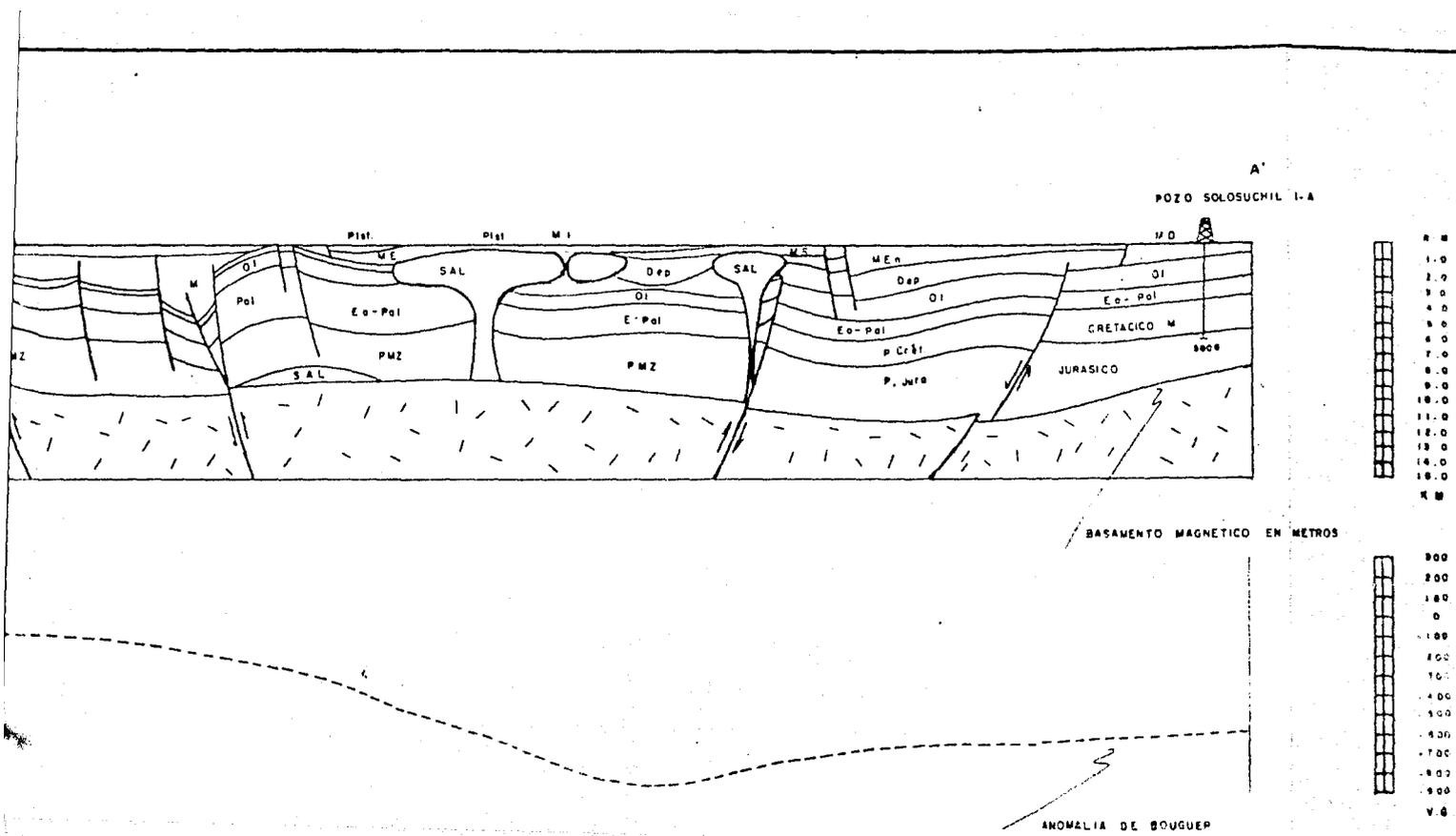


FIGURA VI.122

U N A M	
SECCION ESTRUCTURAL POZO COVARRUVIAS-101 POZO SOLOSUCHIL 1-A	
AUTOR: GUILLERMO MORA OROPEZA	FECHA: 1989

generadas mediante el proceso citado de compresión a partir de la Orogenia Laramide y además de un deslizamiento de la columna Mesozoica debido a la existencia de anhidritas en el subsuelo.

ESTILO TRANSCURRENTE

Los procesos de fallamiento transcurrente de la Sierra de Chiapas culminan en el borde NW del Batolito de Chiapas, muestra de ello es la falla La Venta - Grijalva y el sistema río Alegre, La Gringa, Cuauhtémoc, en las cuales CONCIT (1982) y Meneses (1987) proponen un fenómeno de bifurcación de la falla La Venta - Grijalva, en su porción más NW, adquiere una traza curva la cual basados en datos de campos y sismológicos hacia el borde de la Sierra de Chiapas (sismosección 5), se considera que esta falla se comporta como normal con caída al NW. Utilizando los esquemas de terminación de fallas transcurrentes presentados por Ron y Eyal (1985) se observa buena compatibilidad (Figura VI.1.2.3.).

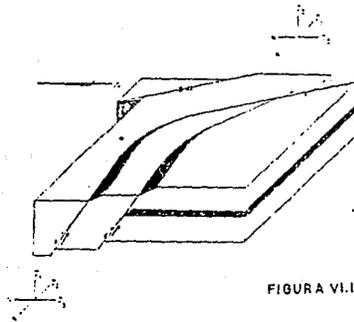


FIGURA VI.1.2.3.

UN MODELO TRIDIMENSIONAL QUE DEMUESTRA LA TERMINACION DE UNA FALLA TRANSCURRENTE POR BIFURACION Y CURVATURA. LA BIFURACION REDUCE EL DESPLAZAMIENTO HORIZONTAL Y LA CURVATURA TRANSFIERE DESPLAZAMIENTO VERTICAL, LO CUAL IMPLICA CAMBIO EN LAS CONDICIONES DE ESFUERZO.

TOMADO DE RON Y EYAL (1985)

ESTILO COMPRESIVO CON FALLAS DE ANGULO ALTO " UPTHRUST "

En el borde NE del Batolito de la Mixtequita existen fallas inversas de ángulo alto las cuales se sugiere fueron formadas por un efecto compresivo que en el área se tradujo en un levantamiento del cuerpo batolítico, la testificación de este ascenso queda manifiesta por un conglomerado que en su mayoría se constituye de rocas mesozoicas y de edad Paleoceno - Eoceno, pozo Jaltepec 1 Figura VI.1.2.4.

BORDE NE. BATOLITO DE LA MIXTEQUITA

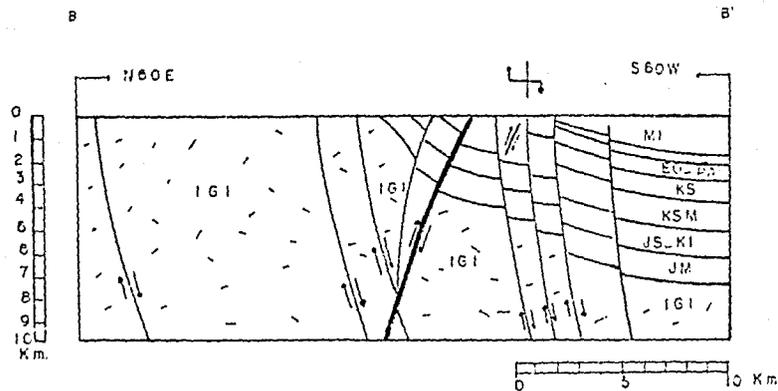


FIGURA VI.1.2.4.

ESTILO COMPRESIVO CON FALLAS DE ANGULO BAJO " UNDERTHRUST "

En el borde SW del Batolito de la Mixtequita, o sea, en la región de los metamórficos del Istmo se tiene una falla de traza irregular llamada Matías Romero la cual es inversa y permite que los esquistos paleozoicos del basamento se encuentren cabalgando de un modo general a la secuencia sedimentaria inalterada que posee un basamento granítico (Figura VI.1.2.5).

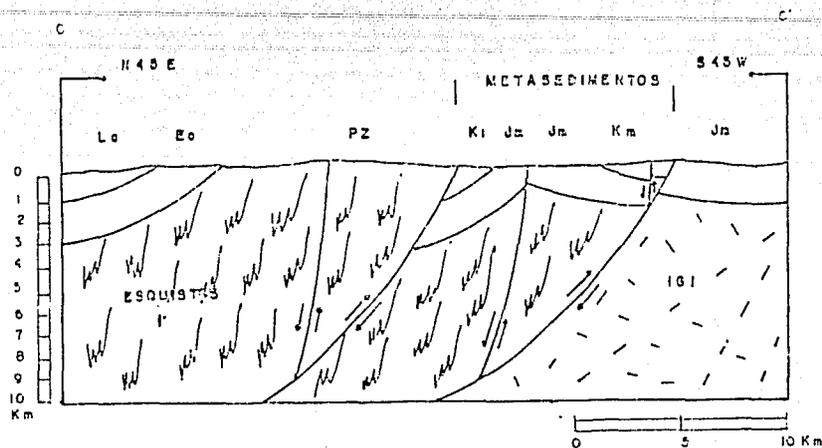


FIGURA VI.12.5.

ESTILO DE PLIEGUES DE ARRASTRE "DRAG FOLDS"

En la porción sur de la zona de los metamórficos del Istmo existen fallas transcurrentes cuya orientación es sensiblemente W - E y que afectan al basamento formando pliegues de arrastre regionales (Drag Folds) y que permite explicar la presencia del anticlinal Chivela y la gran curvatura existente al SW del Batolito de Chiapas (Figuras VI.1.2.6 y IV.1.1.).

GRANDES PLIEGUES DE BASAMENTO

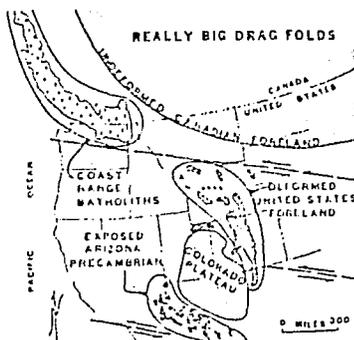


FIGURA VI.12.6 TOMADO DE SALES (1968)

VII. EVOLUCION TECTONICA SEDIMENTARIA

VII.1 INTRODUCCION

Este capítulo se desarrolla en base a cuatro subcapítulos, el primero denominado Evolución Sedimentaria y Paleogeografía el cual presenta un esquema evolutivo haciendo énfasis en el ambiente sedimentario y en su representación paleogeográfica, el segundo, llamado Evolución Estructural y Tectónica de Placas tratando de mostrar un esquema evolutivo de las estructuras y su relación con los principales fenómenos del movimiento relativo de las placas tectónicas inclusive a partir de la apertura del Golfo de México, el tercero muestra la Evolución de la Tectónica Salina mostrando el desarrollo desde la etapa Almohada, diapírica y hasta la post-diapírica y por último se muestran algunos efectos de la Neotectónica.

VII.2 EVOLUCION SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFIA

La evolución de esta región se mostrará haciendo énfasis a la provincia geológica que se este involucrando.

SIERRA DE CHIAPAS - CUENCA SALINA DEL ISTMO

BATHONIANO - BAJOCIANO

Durante el proceso distensivo que dio origen al Golfo de México se depositó la Formación Todos Santos que son lechos rojos, los cuales, como ha observado CONCIT (1982) representan intercalaciones de lavas que varían de andesíticas a básicas como parte de esta secuencia se deposita la serie brechoide (Conglomerado Guichicovi), Quezada (1975) en base al carácter grueso y de poca extensión sugiere fue depositado en presencia de fuertes pendientes por lo que la depresión entre el Batolito de Chiapas y Mixtequita ya existía para este tiempo y en donde se sugiere existía fallamiento normal contemporáneo, los terrenos

elevados eran constituidos de cuerpos graníticos, se tenían zonas de pie de monte y extensas planicies aluviales además de medios gravens con caída al norte y de sus fallas y fracturas emanaba material ígneo extrusivo.

SIERRA DE JUAREZ - CUENCA DE VERACRUZ

En el frente NE de la Sierra de Juárez se deposita una secuencia similar a la Formación Todos Santos por lo que el ambiente es similar.

METAMORFICOS DEL ISTMO

Para esta región se tiene una secuencia terrígena la cual ha sufrido procesos de metamorfismo regional y dinámico, la que ha sido considerada como Formación Todos Santos Metamorfizada; en este trabajo se considera de igual forma, sin embargo se resalta el hecho de que en esta unidad analizando la petrografía presentada por García (1981) esta secuencia posee areniscas calcáreas de donde se deriva que su ambiente no es propiamente continental, no obstante no habían sido nunca considerados dentro de esta secuencia, estas rocas hacen dudar tanto de su edad como de su ambiente pudiendo llegar a ser inclusive mixto y probablemente alcanzar el Jurásico superior.

SIERRA DE CHIAPAS - CUENCA SALINA

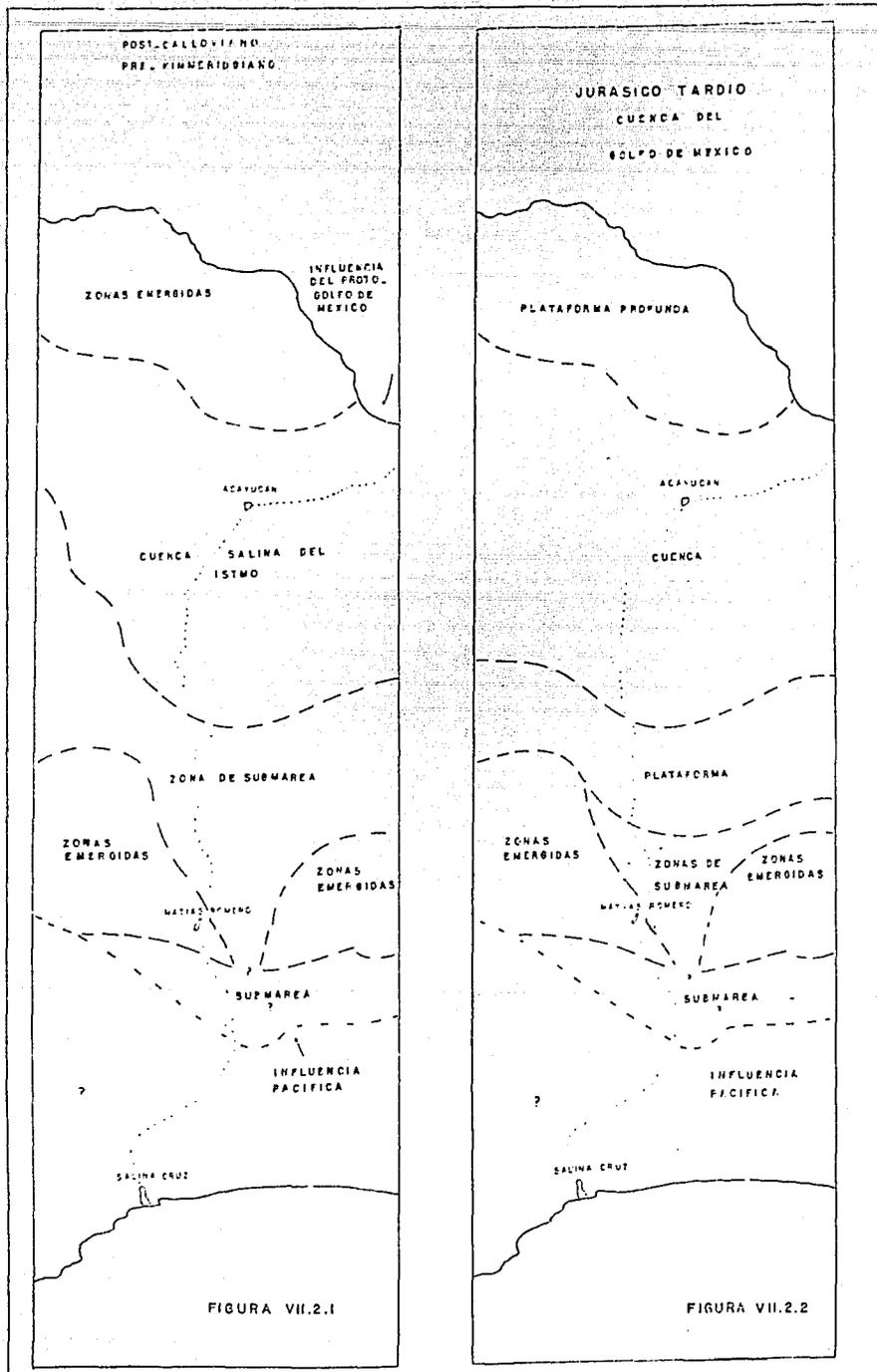
POST-CALLOVIANO - PRE-OXFORDIANO

Continuando con el proceso distensivo en el Proto-Golfo de México el basamento seguramente sufría procesos de subsidencia y evaporación rápida la cual facilitó el desarrollo de una gruesa secuencia evaporítica, por otro lado, en base a las reconstrucciones propuestas por Salvador (1987) y la aquí presentada, los cuerpos salinos del SE de los Estados Unidos de Norteamérica y SE de México se encontraban unidos, por otra

parte Imlay (1953) y Salvador (op. cit) sugieren que el flujo inicial del agua que era introducida en el Golfo de México era de proveniencia pacífica, en esta tesis el autor conjetura acerca de que si la Formación MogoMé que son calizas arcillo-arenosas de ambientes de submarea y edad Calloviano Medio ? . si esta edad es correcta quizá la Depresión Istmica favorecía dicha influencia pacífica puesto que su ubicación paleogeográfica la ubicaría en una posición anómala. Figura VII.2.1.

OXFORDIANO - KIMMERIDGIANO

Para el Pre-Kimmeridgiano en el área del pozo Sauzal 1 y Solosuchil 1A, se depositaron la facies de conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas de ambientes continentales a los cuales Olivera (1986) supone de edad Cretácico Inferior y Jurásico Superior, debido a que su edad esta dada por posición estratigráfica y por razones de construcción paleogeográfica se ubican dentro de este intervalo de tiempo. Por otro lado se deposita la Formación Victoria que es un wackestone de radiolarios y ostrácodos de ambientes someros. Para el Kimmeridgiano y Thitoniano se tiene a la Formación El Porvenir que son calizas oolíticas y areno-conglomeráticas, la Formación Uxpanapa que es un wackestone de intraclastos y oolitas y mudstone arenoso de plataforma somera, la porción basal de la Caliza Chinameca y la Formación El Plátano que corresponden respectivamente a dolomías arcillosas con plantas carbonizadas asociadas a una plataforma interna; el miembro calcáreo y margoso de la Formación San Ricardo que son areniscas de grano grueso, wackestone - packstone crema y mudstone margoso que varía de ambientes mixtos a plataforma somera por lo que para este tiempo la sedimentación en estas áreas fue somera variando de submarea con lagunas marginales a plataforma interna; hacia la región norte seguramente se profundizaba la Cuenca, en tanto que el basamento ígneo y metamórfico permanecía expuesto dado que aportaba material detrítico como se observa en la Formación El Porvenir.



TITHONIANO

Este se representa por la Formación Potrerillo que en su porción inferior son brechas calcáreo-terrigenas de ambientes continentales y de submareá, parte de la Formación La Victoria que son areniscas calcáreas y arcillosas de plataforma somera de alta energía, la parte interior de la Formación El Edén que es un mudstone margoso - arenoso que se asocia a una plataforma somera, el segundo cuerpo de la Formación Chinameca que son calizas micríticas de plataforma externa, la transición entre el miembro margoso y arenoso de la Formación San Ricardo que es un packstone de oolitas y areniscas calcáreas de litoral, en el pozo Solosuchil 1A se reportan facies de mudstone arcilloso con tintinidos asociado a zonas de intermareas en una depresión intra-platafórmica y las facies mudstone arcillos de saccocomas, siendo también depresiones dentro de la plataforma, en este intervalo de tiempo se observa que las rocas varían desde continentales hasta plataformas externas donde existían irregularidades topográficas que eran formadas por fallamiento normal en donde se favorecía el depósito de brechas sedimentarias por lo que se estima que las condiciones eran de reajuste y acomodo además de que sedimentológicamente para el Oxfordiano tienden a ser de ambientes más profundos marcando un fenómeno plenamente transgresivo en donde las facies someras bordean a la Sierra de Chiapas y las facies profundas se ubican hacia el norte. Figura VII.2.2.

SIERRA DE JUAREZ - CUENCA DE VERACRUZ

OXFORDIANO - TITHONIANO

En esta región el registro geológico esta representado por la Formación San Pedro que se constituye de dolomías, mudstone a grainstone café de ambientes de plataforma con influencia de alta energía, para el Tithoniano se tiene a la Formación Tepexilotla que son lutitas y calizas de ambientes mixtos y

continentales y nuevamente las facies profunda se ubicarían hacia la porción norte.

SIERRA DE CHIAPAS - CUENCA SALINA DEL ISTMO

BARREMIANO

En este intervalo de tiempo se incluye la parte superior de la Formación Potrerillo que son areniscas calcáreas y brechas calcáreo-terrigenas variando de continental a submarea, parte de la Formación Victoria que es un wackestone areno-limoso de plataforma con influencia de alta energía, el tercer cuerpo de la Formación Chinameca que se compone de un mudstone - wackestone con ostrácodos, calpionelas y nannoconus correspondiente a una plataforma externa, parte de la Formación El Plátano que son areniscas de grano grueso que varían de continental a litoral, parte de la Formación El Edén que es un mudstone margoso con horizontes que incluyen materia vegetal, siendo una plataforma somera cercana a la costa y la parte superior de la Formación San Ricardo que son areniscas rojizas con cuerpos bentoníticos variando de continental a litoral, predominando nuevamente los ambientes someros con influencia terrigena sobre una plataforma carbonatada, los ambientes profundos deben ubicarse hacia el norte.

VALANGINIANO - HAUTERIVIANO

Aquí se incluye parte de la Formación La Victoria que consiste de un wackestone arenoso de ambientes marginales, el cuarto cuerpo de la Caliza Chinameca que es un mudstone - wackestone de tintinidos, nannoconus y ostrácodos de plataforma externa, la parte superior del tercer cuerpo de la Formación El Plátano que son areniscas de grano grueso de ambientes costero y lagunar, la Formación Paso de Buques que es un packstone de pelets y algas de plataforma, en general los ambientes de este intervalo varían de costeros a plataformas.

BARREMIANO - APTIANO

En este tiempo se deposita parte de la Formación El Plátano que son calizas arcillosas de ambientes costeros e inclusive es posible que parte de la porción superior de la Formación Paso de Buques también quede incluida, en el pozo Sauzal 1 se reconoce la facies de brechas cuyos clastos son wackestone - packstone de miliólidos, algas y ostrácodos mostrando desniveles en la plataforma, hacia el pozo Solosuchil 1A se reconocen las facies de wackestone - packstone de bioclastos depositados en zonas de intermareas, la facies de wackestone - packstone de foraminíferos bentónicos asociada a una plataforma somera; en general los depósitos son mucho más carbonatados y mucho más marinos lo que supone un aumento en el nivel del mar, además se interpreta fallamiento normal que provoca taludes locales en la plataforma evidenciado por la presencia de brechas sedimentarias. Figura VII. 2.3.

SIERRA DE JUAREZ - CUENCA DE VERACRUZ

BERRIASIANO - VALANGINIANO

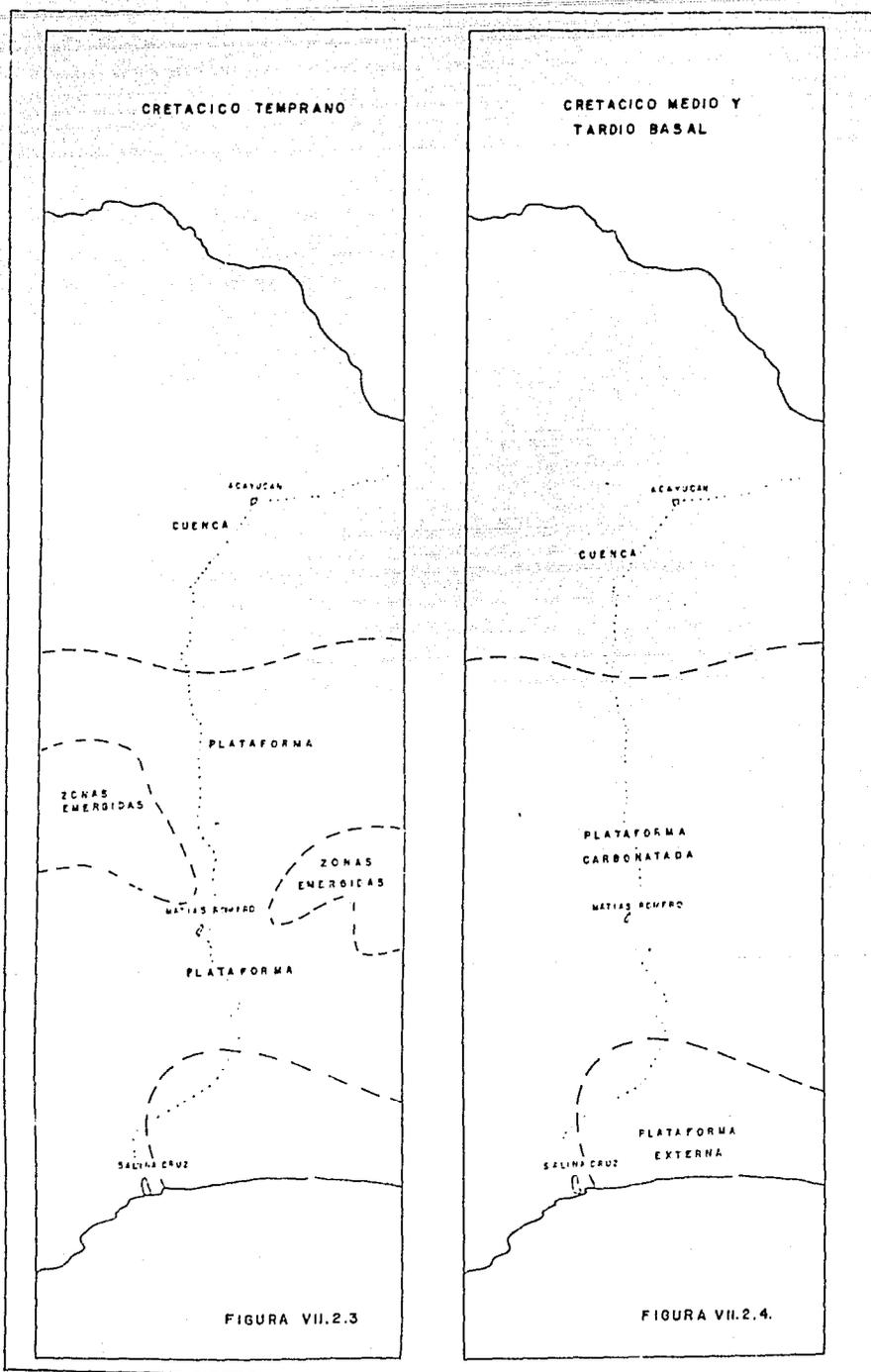
Este intervalo de tiempo esta representado en esta región por la Formación Xonamanca que son areniscas y conglomerados con presencia de tobas que se asocian con ambientes mixtos en los cuales era contemporáneo un evento volcánico cercano.

METAMORFICOS DEL ISTMO

En esta región se tienen calizas detríticas que se asocian con una plataforma somera y en donde los elementos positivos del basamento aportaban material terrígeno.

SIERRA MADRE DEL SUR

En esta porción se presentan calizas negras, apizarradas y



cuarcitas en las que Carfantán (1981) reporta traquiandesitas lo que sugiere un ambiente somero asociado a una cuenca de pre-arco.

SIERRA DE CHIAPAS - CUENCA SALINA

CRETACICO MEDIO - CRETACICO SUPERIOR TEMPRANO

Este intervalo de tiempo se representa por la Formación Sierra Madre siendo dolomías y calizas gris y pardo de plataforma marcando un fenómeno francamente transgresivo, en el pozo Sauzal 1, se tiene la facies de wackestone - packstone de foraminíferos bentónicos y la facies de mudstone dolomitizado, ambos de plataforma, en el pozo Solosuchil 1A se incluyen las facies de grainstone - packstone de ooides y la facies de wackestone - packstone de foraminíferos bentónicos del mismo ambiente descrito. Figura VII.2.4.

SIERRA DE JUAREZ - CUENCA DE VERACRUZ

ALBIANO - CENOMANIANO

En esta región se deposita la Formación Orizaba que son dolomías y mudstone a packstone pardo y gris de ambiente plataforma somera el cual hacia el norte se profundiza.

METAMORFICOS DEL ISTMO

ALBIANO - CENOMANIANO

En esta porción se reportan meta-calizas azules con nódulos de fosfatos y brechas calcáreas por lo que se infiere un borde de plataforma.

SIERRA MADRE DEL SUR**ALBIANO - CENOMANIANO**

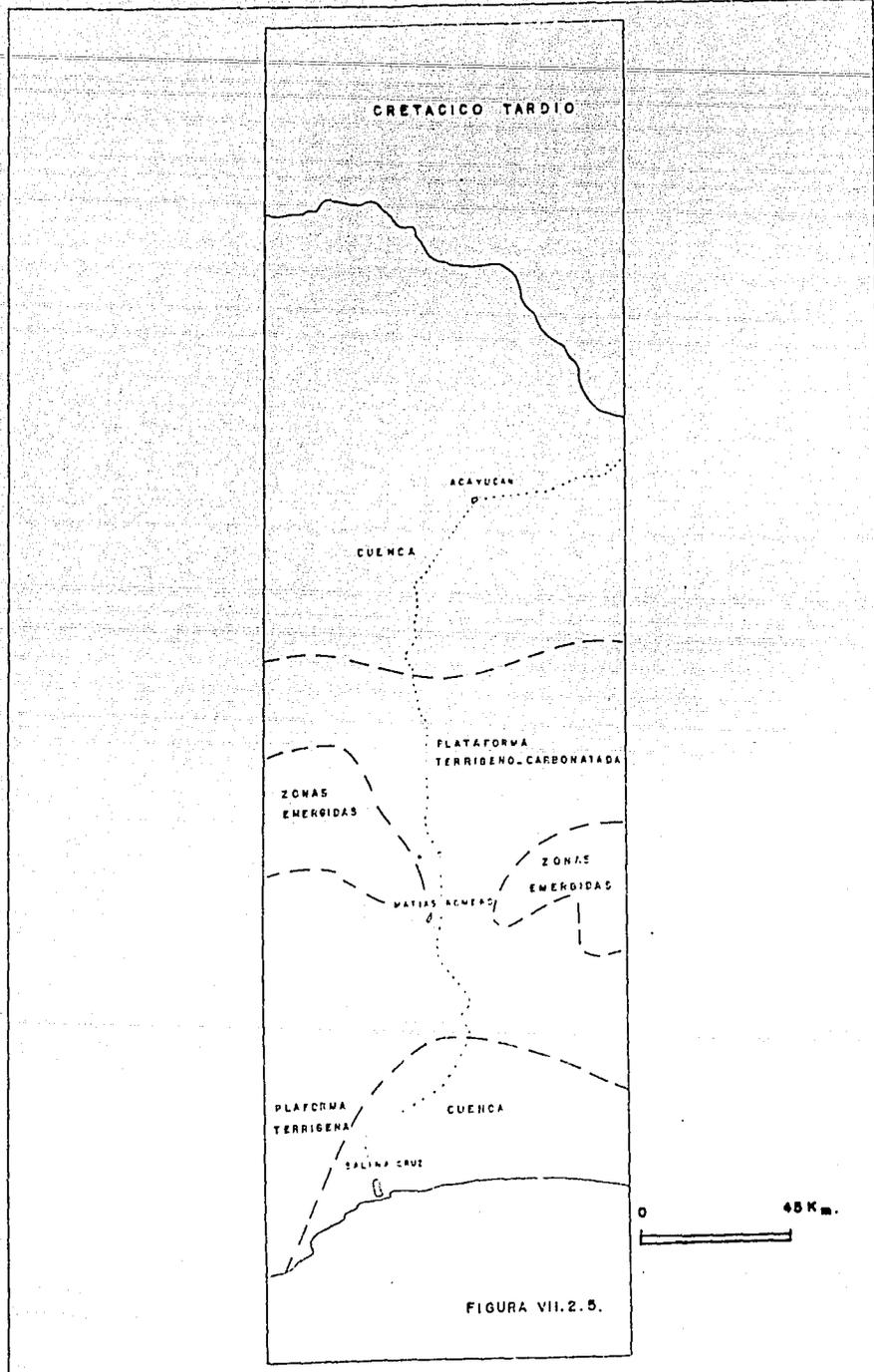
Este intervalo se representa como la Formación Teposcolula que son calizas masivas y estratificadas de color pardo y gris de ambientes de plataforma.

CUENCA DE TEHUANTEPEC**SANTONIANO**

En la porción marina se reconocen arenas y conglomerados en matriz arcillosa que se asocia a ambientes de plataforma.

SIERRA DE CHIAPAS - CUENCA SALINA**CAMPANIANO - MAASTRICHTIANO**

En estos pisos se deposita la Formación Méndez Equivalente que son lutitas calcáreas y areniscas verdes, hacia el borde oriental del Batolito de la Mixtequita es de comportamiento más terrígeno que hacia el borde del Batolito de Chiapas, que es más calcáreo; en el pozo Sauzal se reconoce la facies de grainstone - packstone de ooides de plataforma de alta energía, la facies de brechas de clastos calcáreos en matriz arcillo-calcárea, también asociados a una plataforma, hacia el pozo Solosuchil 1A, además de las antes descritas en el pozo Sauzal 1 se reconocen las facies de wackestone - packstone de foraminíferos bentónicos del mismo ambiente; en el pozo Atepona 1 se reconocen margas pardo rojizo, lutitas gris y verde y en general se consideran depósitos de cuenca, es importante señalar el cambio de sedimentación inminentemente carbonatada en el Cretácico Medio y Superior Temprano a carbonatada-terrígena en el Cretácico Superior Tardío siendo respuesta del inicio de un ciclo Orogénico. Figura VII.2.5



SIERRA DE JUAREZ - CUENCA DE VERACRUZ

CAMPANIANO - MAASTRICHTIANO

En esta porción se depositan wackestone - packstone de radiolíticos y miliólidos masivos en capas asociadas a un ambiente de plataforma somera y por cambio de facies se presenta la Formación Méndez Equivalente de ambientes profundos.

SIERRA MADRE DEL SUR

CAMPANIANO MAASTRICHTIANO

En esta región para este intervalo de tiempo se deposita una secuencia constituida por areniscas y conglomerados con la presencia de Barreties por lo que se asocia un ambiente de borde de plataforma.

CUENCA DE TEHUANTEPEC

CAMPANIANO MAASTRICHTIANO

En la provincia marina se constituye de una secuencia areno-arcillosa con disminución notable de conglomerados que varían de batial superior a inferior.

SIERRA DE CHIAPAS - CUENCA SALINA

PALEOCENO - EOCENO

Para este intervalo se tienen los depósitos de la Formación Lutitas Nanchital que se representan por lutitas limosas, calcáreas y bentoníticas asociados a un mar batial y de amplia dispersión lo que representa actividad orogénica; en el Eoceno Inferior Medio se tiene el conglomerado Uxpanapa que se constituye de cuarzo, rocas ígneas y escaza caliza el cual en la

sierra representa depósitos mixtos en tanto que hacia el norte constituye verdaderos abanicos submarinos que acarrean sedimentación gruesa del continente y marcan la culminación de un ciclo orogénico siendo este el Laramídico.

SIERRA DE JUAREZ - CUENCA DE VERACRUZ

PALEOCENO - EOCENO

En esta porción se depositan las Formaciones Velasco, Chicontepec, Aragón, Guayabal y Chapapote - Tantoyuca en su mayoría están constituidos por lutitas, arenistas y cuerpos conglomeráticos, la mayoría de estas unidades corresponde a depósitos someros en la porción sur, sin embargo hacia la porción norte se constituye de depósitos profundos de carácter batial y solo la Formación Tantoyuca representa depósitos de plataforma.

CUENCA DE TEHUANTEPEC

PALEOCENO - EOCENO

Hacia esta porción la sedimentación es arcillo-arenosa y su ambiente corresponde a batial medio superior.

OLIGOCENO

En la Sierra de Chiapas - Cuenca Salina del Istmo se deposita la Formación La Laja que son rocas en su mayoría arcillosas con escasa presencia de areniscas y que se asocia a un ambiente batial, es importante resaltar que en esta región se produce una discordancia a nivel Oligoceno Superior y que esta íntimamente relacionada a los procesos evolutivos de la sal. En la Sierra de Juárez - Cuenca de Veracruz se deposita la Formación Horcones y La Laja siendo depósitos arcillo-arenosos y de ambiente profundo, similar condición puede ser observada en la Cuenca de Tehuantepec.

MIOCENO

En la Sierra de Chiapas - Cuenca Salina se deposita la Formación Depósito, Encanto y Concepción Inferior, los cuales varían de la base a la cima de la siguiente forma, depósitos esencialmente arcillosos en la base, incremento de arenas hacia la porción media y nuevamente arcillosidad hacia la cima, el ambiente varía de batial medio a superior, similar condición puede ser observada en la Sierra de Juárez - Cuenca de Veracruz inclusive con las mismas formaciones; hacia la Cuenca de Tehuantepec los depósitos son areno-conglomeráticos y también responden a un ambiente batial.

PLIOCENO

En la Sierra de Chiapas - Cuenca Salina se deposita la Formación Concepción Superior que son areniscas con capas de ostras y lutitas de plataforma externa, la Formación Filisola son areniscas cuarcíferas asociadas a una plataforma terrígena formada por corrientes de marea y la Formación Paraje Solo que son areniscas gruesas arcillosas y contienen material lignítico varía de plataforma a mixto, similar condición puede ser observada en la Sierra de Juárez - Cuenca de Veracruz; en la Cuenca de Tehuantepec los depósitos son areno-arcillosos y de profundidades batiales.

PLIOCENO - PLEISTOCENO

En la Sierra de Chiapas - Cuenca Salina se deposita la Formación Agueguexquite que son arcillas ligníticas y tobáceas con areniscas fosilíferas de ambientes de plataforma, ya en el Pleistoceno la Formación Acalapa se constituye de conglomerados de roca ígnea en matriz arcillo-arenosa de ambientes neríticos y litorales, hacia la Cuenca de Tehuantepec, los depósitos son areno-conglomeráticos y de ambiente de plataforma.

VII.3 EVOLUCION ESTRUCTURAL Y TECTONICA DE PLACAS

PERMICO - TRIASICO TARDIO

El basamento de la Sierra de Chiapas en su mayoría es de edad Pérmica estando constituido esencialmente de granitos y granodioritas que pueden corresponder a los tipos S o I, a los cuales se les puede asociar un ambiente de emplazamiento que puede variar desde un arco continental hasta zonas relativamente internas de un continente. Hacia el sur el pozo Arista 1 reporta rocas metamórficas de clase básica de edad Pérmica. Hacia el suroeste en la región de Juchatengo, Oax., Grajales (1988) ha fechado rocas básicas Pérmicas que pueden corresponder a un arco marginal; si existiera correlación entre las rocas básicas del pozo Arista 1 entonces las rocas graníticas de la Sierra de Chiapas constituirían una estructura de arco continental, las rocas básicas representando la porción exterior y las rocas graníticas la porción interna.

JURASICO MEDIO

Como producto de fenómenos tensionales se deposita la serie brechoide de la Formación Todos Santos y con base en su carácter grueso y de poca distribución se ha depositado bajo un régimen de fallas normales que dieron origen a la Depresión Istmica pre y durante el Bathoniano - Bajociano.

POST-CALLOVIANO - PRE-OXFORDIANO

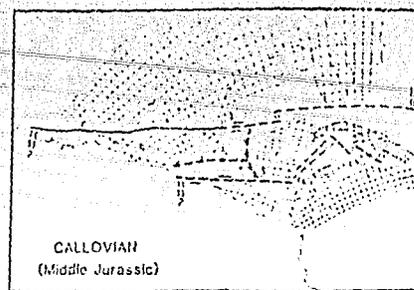
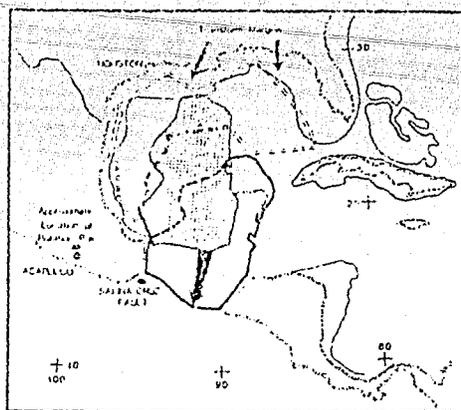
Basado en los datos paleomagnéticos presentados por Sánchez (1981) el Bloque Yucatán fue desplazado hacia el sur y rotado 24° en favor de las manecillas del reloj; por lo que ocupaba alguna posición en el interior del actual Golfo de México. Existen numerosos modelos a partir de los cuales se ha pretendido mover muchos bloques a su posición actual, el más utilizado es aquel cuyo límite occidental es la Falla Salina Cruz

(Falla del Istmo) Viniegra (1971) siendo algunos de ellos Uchupí (1973), Anderson y Smith (1983) y Hall (1982). Por otra parte efectuando un cambio de orientación de la falla pero atravesando la Depresión Istmica Salvador (1987) también la utiliza como límite occidental; es también utilizada como límite la falla transformante Tamaulipas - Faja de Oro - Chiapas Pindell y Dewey (1985) y por último Padilla (1986) propone como límite occidental la Falla Tamaulipas - Oaxaca la cual es secundada por Martínez (1987). Figura VII.3.1.

El autor de esta tesis basado en la existencia de evidencias en la planicie costera del Golfo de México donde existe un trend de basamentos intrusivos paleozoicos que varían de granitos a dioritas y que dicho trend termina bajo la región volcánica de Los Tuxtles ?, así como la continuidad petrológica y radiométrica del Batolito de Chiapas y Mixtequita, los datos paleomagnéticos de Sánchez (op. cit.), las transformantes de Hall et. al. (op. cit.) y una fuerte correlación de sismos profundos en el límite SE de la región de Los Tuxtles (40 km) la cual posee una orientación NE-SW además de poder permitir la unión de la mayoría de las masas salinas del sureste de los Estados Unidos de Norteamérica y las del SE de México; se propone como límite occidental del Bloque Yucatán una traza curva que tiene su límite al SE de Los Tuxtles y se une con el límite occidental del Batolito de la Mixtequita. Por otra parte es probable que el Bloque Honduras-Nicaragua ocupara algún otro lugar en la costa pacífica de México Figura VII.3.2.

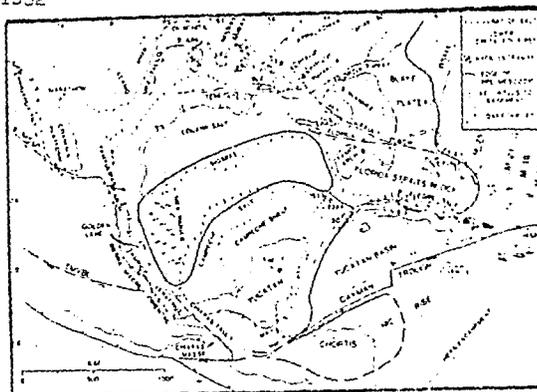
JURASICO TARDIO - CRETACICO TEMPRANO (150 - 80 M.A.)

A nivel global entre los 180-150 m.a se separaban dos supercontinentes: Laurasia que se constituía de América del Norte y Eurasia y por otro lado Gondwana que se formaba de América del Sur, Africa, la Antártida, Australia y La India. Norteamérica migra en este tiempo al NE sobre las Azores hasta aproximadamente 80 m.a. (Coney 1971) de tal modo que la compresión hacia Norteamérica debió haber sido al SE casi al E.

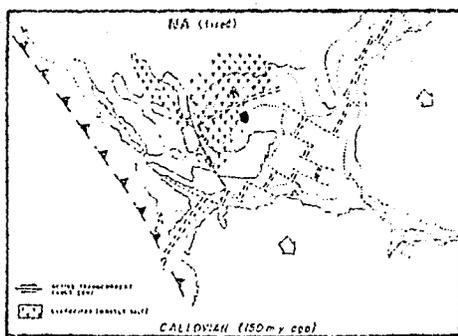


ANDERSON Y SMITH 1983

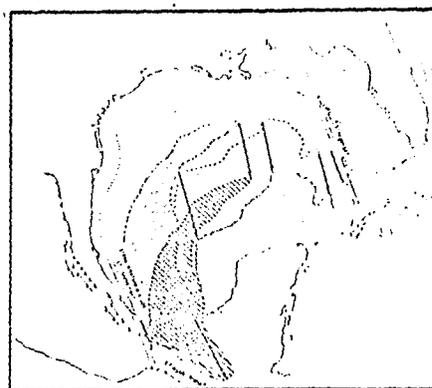
HALL, et al. 1982



PINDELL Y DEWEY 1985



PASSELLA 1986



SALVADOR 1987

FIGURA VII.3.1.

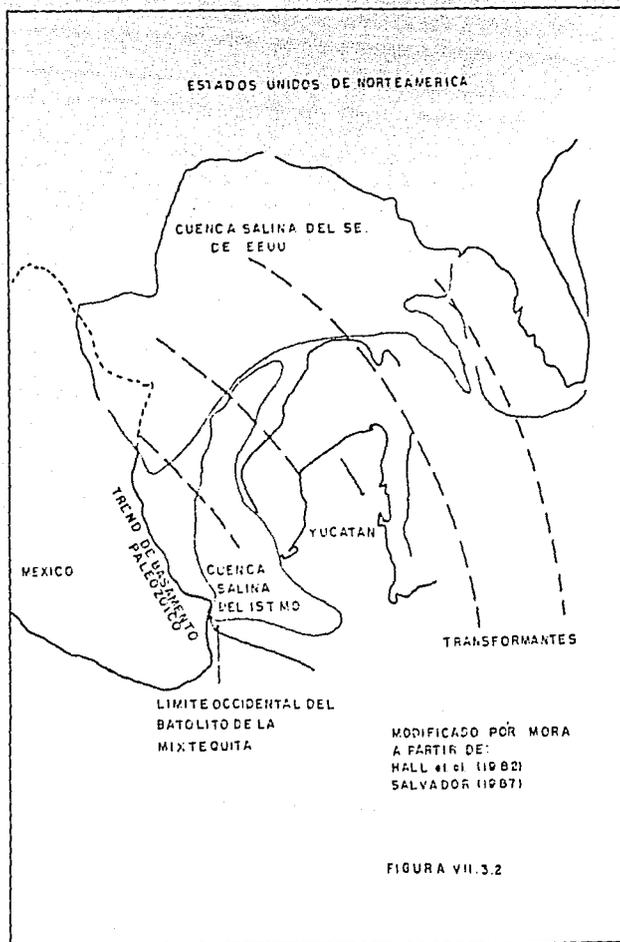


Figura VII.3.3. por lo que deberíamos esperar fallas transcurrentes izquierdas cuya orientación debe ser N 40° W y transcurrentes derechas con orientación N 70° E. En el área de estudio cerca del poblado de Santiago Ixtaltepec se tienen fallas casi verticales con una orientación N 40° W y un pitch de 40° al NW por lo que se puede considerar como transcurrente oblicua y de carácter izquierdo. Por otro lado se tienen fallas en el área que poseen una orientación N 65° E, se desconocen sus datos estructurales, sin embargo, solo afectan rocas jurásicas (Figura VII.3.4.). En el Cretácico Tardío existían fenómenos de magmatismo sintectónico como ha sido sugerido por Carfantan (1981) con base en afloramientos estudiados en la presa Jalapa del Marqués en donde los carbonatos del Cretácico Medio dan aspecto de flujo dando la impresión de no estar consolidados en el momento de la intrusión, la cual arrojó una edad radiométrica de 108 ± 10 m.a.

CRETACICO TARDIO - EOCENO MEDIO 80 - 40 M.A.

Para este intervalo con base en la geometría de las anomalías magnéticas del piso marino, Atwater (1970) sugiere un cambio de dirección en el movimiento absoluto de las placas siendo la respuesta de la separación de Norteamérica y Europa aproximadamente hace 80 m.a; donde se supone un movimiento de Norteamérica hacia el suroeste por lo que este continente sufrió una compresión hacia el NE, (Figura VII.3.5.). a partir de donde deberíamos esperar fallas transcurrentes con una orientación N 5° E derechas, fallas transcurrentes con una dirección N 75° E izquierdas y fallas inversas perpendiculares a la compresión cabalgando hacia el NE. En el área estudiada existen fallas en la Depresión Istmica que aquí se denominan Sistemas San Carlos, en Antonio Jasso su rumbo es N 10° E inclinándose 50° NW de carácter derecho con un pitch de 50° SE siendo aquí transcurrentes oblicuas, las fallas inversas también pueden ser observadas en Antonio Jasso en donde la orientación de las estrias horizontales es NE además de estar ampliamente expuestas en la región de los metamórficos siendo el principal fenómeno que metamorfizó esta

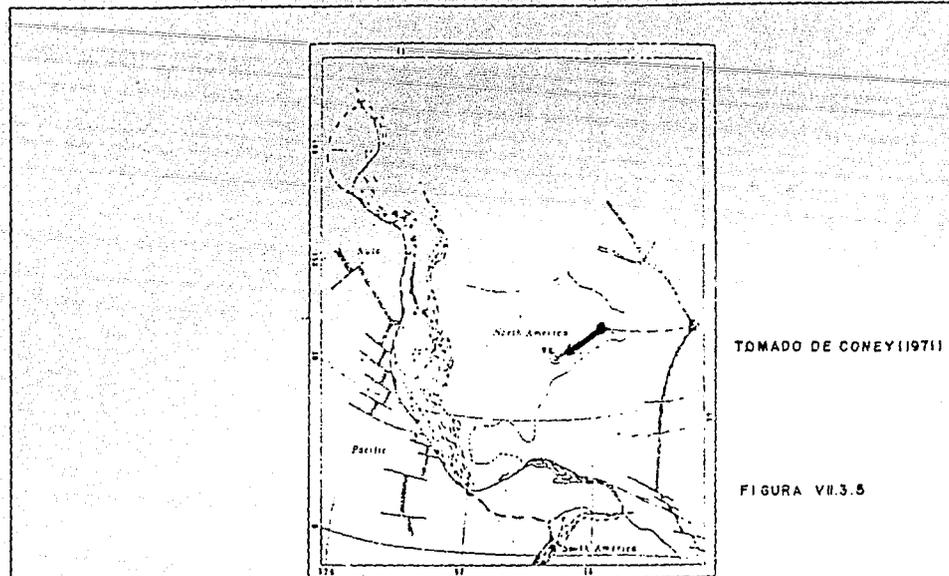
secuencia. El límite de la secuencia sana y la metamórfica lo constituye la Falla Matías Romero que durante este tiempo debió haberse comportado como inversa. También en el borde NE del Batolito de la Mixtequita se tienen fallas inversas de ángulo alto que evidencian fenómenos compresivos y que levantaron dicho elemento estructural; hacia el SW se tienen fallas inversas que cabalgan hacia el NE que deforman la secuencia del Cretácico Superior (Figura VII.3.6.). Cuando la dorsal del pacífico oriental chocó y se consumió bajo el cratón de Norteamérica provocó que la Placa de Farallón se fragmentara en placas de menor tamaño entre 79 - 30 m.a. Atwater (1970).

OLIGOCENO SUPERIOR - MIOCENO MEDIO 25 - 15 M.A.

Este intervalo se inicia con el rompimiento de la Placa de Farallón a través del rift de Galápagos hace aproximadamente 25 m.a. y cuyo proceso no terminó sino hasta hace 15 m.a. (Hey 1972). También se observa que entre 40 - 25 o 30 - 25 existe un hiatus magmático (Damon et. al. 1981). En la Cuenca Salina del Istmo existe una discordancia a nivel Oligoceno Superior, la cual parece estar íntimamente ligada a los procesos evolutivos de la sal. Relacionando el conjunto de datos se propone que este hiatus magmático puede evidenciar el cambio de régimen compresivo a transformante en el sureste de México a partir del Istmo de Tehuantepec. Por otro lado se puede sugerir que este fenómeno perturbó el basamento provocando una aceleración de las masas salinas.

MIOCENO MEDIO TARDIO 8 M.A.

Basados en la orientación de la dorsal propuesta por Lynn y Lewis (1976) se puede sugerir una compresión al NE, Figura VII.3.7 teóricamente formaría fallas derechas NE 35° SW y fallas SE 20° NW izquierdas, las primeras coincidirían con el lineamiento Ixcatlán y las segundas, o sea las izquierdas, con la traza teórica del desplazamiento del Bloque Honduras- Nicaragua, el cual debió haber



TOMADO DE CONEY (1971)

FIGURA VII.3.5

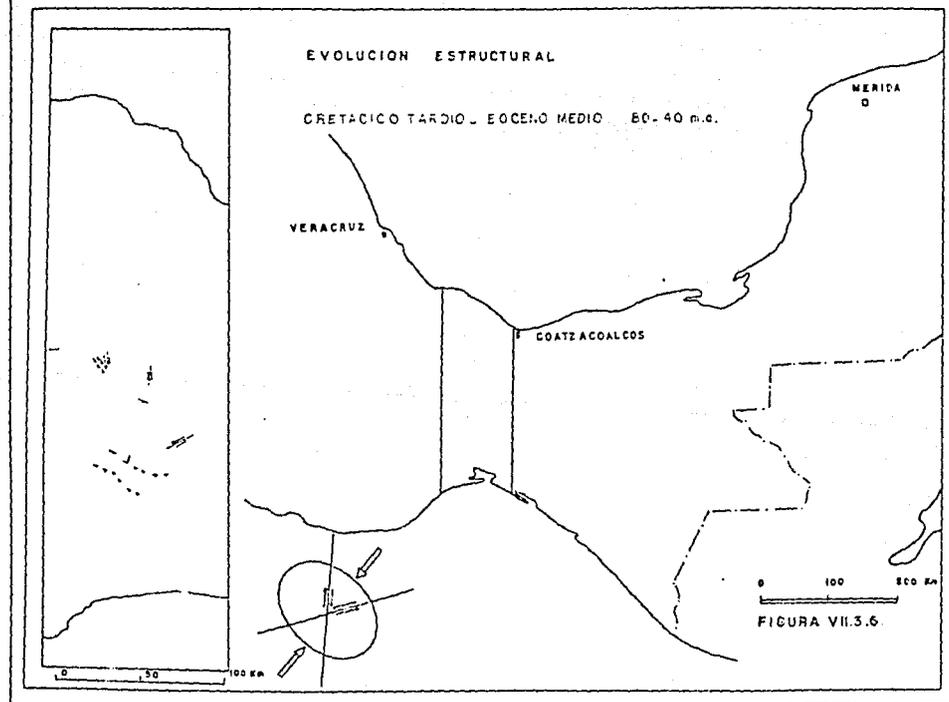


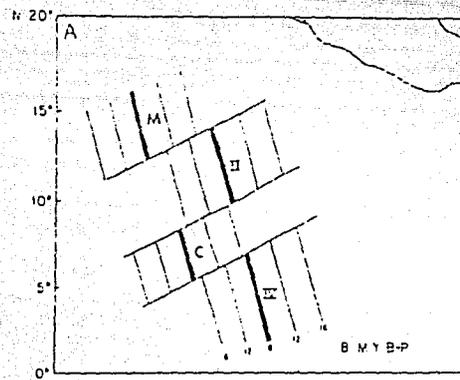
FIGURA VII.3.6

provocado fenómenos de cizalla simple en la Sierra de Chiapas y en donde la orientación teórica de las fallas P equivalen al Sistema Palomares - Cuauhtémoc; que en la Sierra de Chiapas es coincidente con las Fallas Malpaso y La Venta-Grijalva (Figura VII.3.8.). En las cuencas terciarias del sureste de México el principal fenómeno que sucede es un exceso en el régimen de sedimentación, desarrollándose espesores potentes que inclusive deben de rebasar sin ningún problema los 6000 m de espesor y en donde se sugiere se sucedan fenómenos en donde el basamento se deforma por subsidencia lo que provoca compresión interna entre el basamento de Los Tuxtlas y de la Sierra de Chiapas; formando hacia el primero, anticlinales limitados por fallas inversas y hacia el segundo, producto de una mayor pendiente, presencia de sal en el subsuelo y terminación de un sistema transcurrente se producen fallas normales. Hacia la porción central de la cuenca se produce un levantamiento central el cual aporta de esfuerzos verticales ascendentes que permiten el emplazamiento de grandes cantidades de masas salinas. Hacia la Cuenca de Veracruz se favorece la formación de fallas inversas con carácter opuesto, entre el basamento de la región de Los Tuxtlas y la discordancia del Eoceno Medio, nuevamente formados por compresión interna de condiciones semejantes, pero de edad Oligoceno.

MIOCENO TARDIO - PLIOCENO - RECIENTE

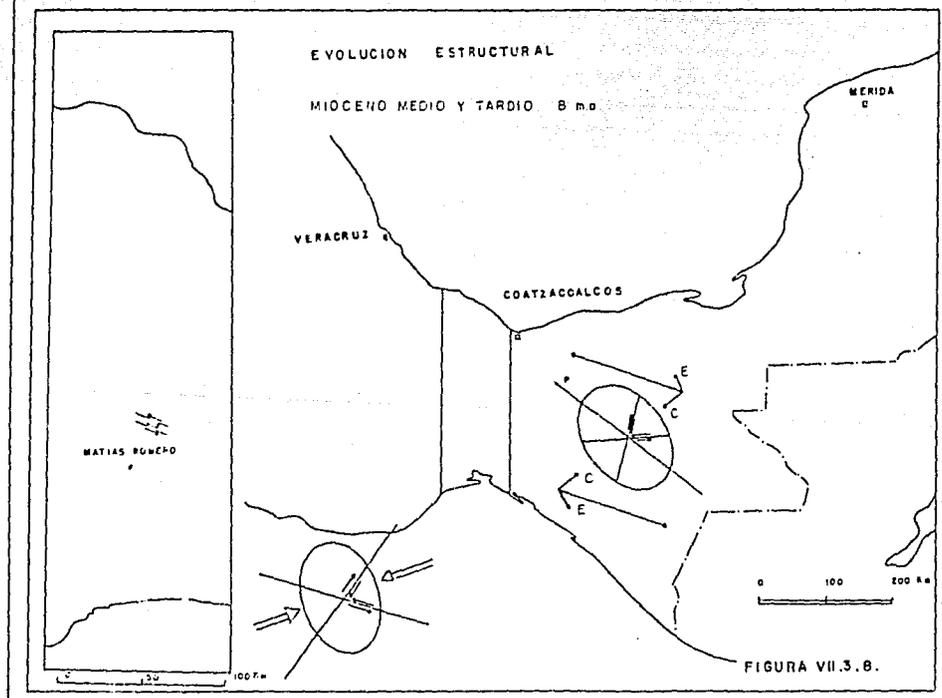
Durante este tiempo Lynn y Lewis (op. cit.) con base en reconstrucciones de anomalías magnéticas proponen una rotación de 20° en contra de las manecillas del reloj, (Figura VII.3.9)

En este fenómeno cuando se forma la Cresta Tehuantepec, se constituye la Cuenca de Guatemala que se caracteriza por presentar una corteza más antigua. partir de este fenómeno la configuración es semejante a la actual. Por otra parte Havskov et. al. (1982) sugiere con base en sismología de terremotos que la Placa de Cocos en la porción istmica choca con el continente con una orientación semejante a la Cresta de Tehuantepec la cual es N 45°E, por lo que las estructuras formadas en este intervalo



TOMADO DE
LYNN Y LEWIS (1976)

FIGURA VII.3.7.



son fallas derechas N 5°W y fallas transcurrentes izquierdas N 60° E. En este trabajo se propone que las primeras fallas también tienen relación con una ligera rotación en contra del giro de las manecillas del reloj del borde NW del Batolito de Chiapas, debido a que el límite SE de este elemento estructural queda limitado por el sistema Polochic - Motagua el cual lo desplaza en sentido izquierdo y mediante este fenómeno se explica la flexión al SE del sistema de fallas Monteros y Paraíso.

A partir del sistema Polochic-Motagua se generan fenómenos de cizalla simple cuyas fracturas y fallas P son coincidentes en el área de estudio con las Fallas La Gringa y Río Alegre y en la Sierra de Chiapas con las Fallas Tecpatan - Ocosingo y San Cristóbal, (Figuras VII.3.10.)

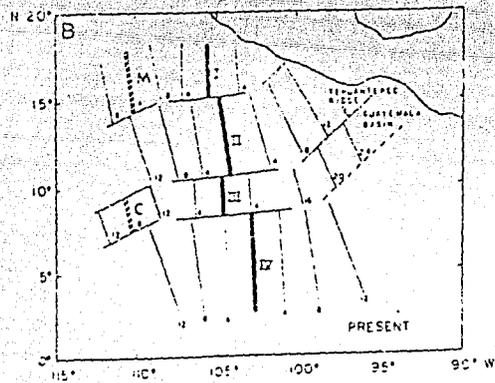
VII.4 EVOLUCION DEL DIAPIRISMO

INTRODUCCION

La evolución del diapirismo en la región de Sal Somera se pretende visualizar con base en la adaptación de los modelos presentados por Jackson y Seni (1984) para la Cuenca de Texas donde se analizan seis esquemas que incluyen al Jurásico Tardío (Oxfordiano-Kimmeridgiano) y Jurásico Tardío (Kimmeridgiano-Tithoniano), Cretácico Temprano Medio y Tardío (Barremiano-Santoniano), Cretácico Tardío - Eoceno (Campaniano - Eoceno Temprano Medio), Eoceno Tardío - Mioceno Temprano y Mioceno Medio y Tardío.(Figura VII.4.1.).

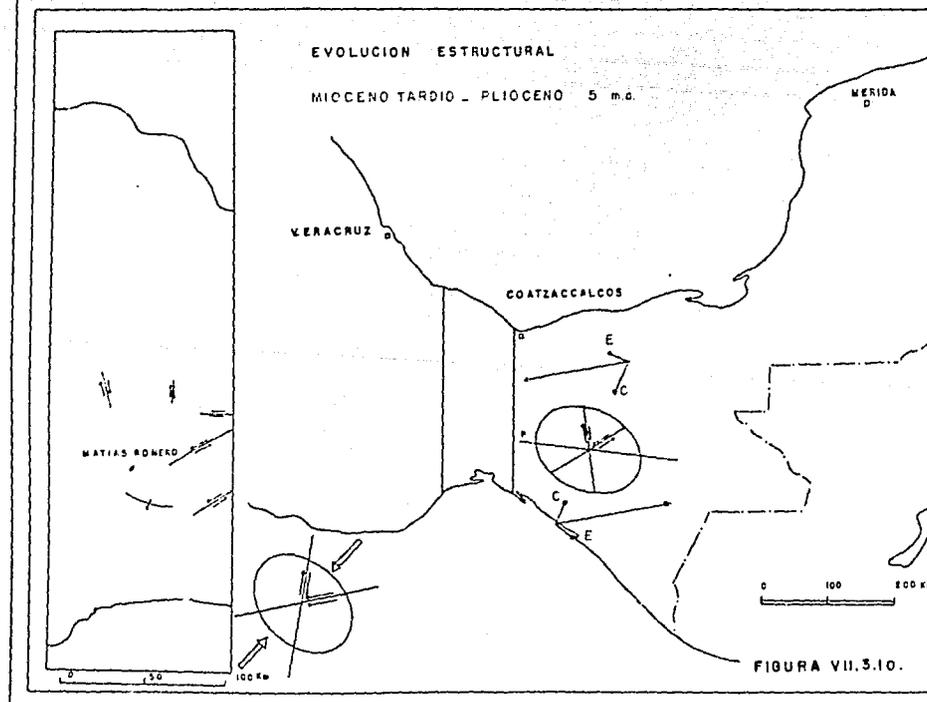
OXFORDIANO - KIMMERIDGIANO

Para este intervalo de tiempo se inicia el llenado de la Cuenca previamente formada por un proceso de expansión del piso oceánico y en la cual ha sido depositada una secuencia evaporítica, ya en el Oxfordiano - Kimmeridgiano se empiezan a depositar secuencias carbonatadas arenosas en las zonas cercanas a la costa, siendo más limpias hacia la plataforma que es donde

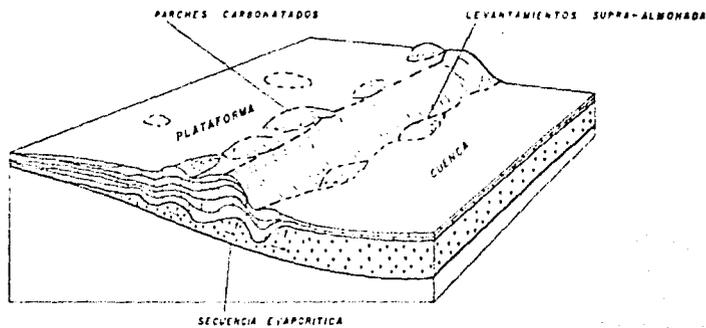


TOMADO DE
LYNN Y LEWIS (1976)

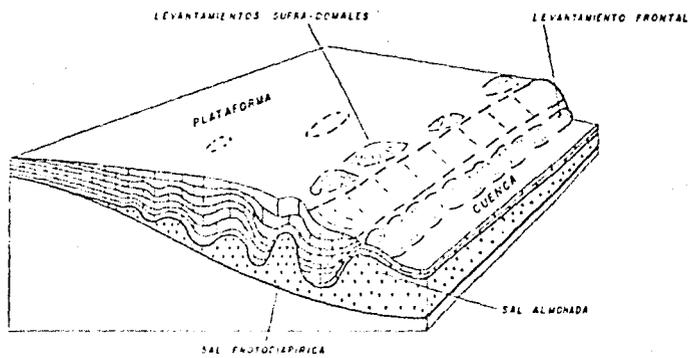
FIGURA VII.3.9



ETAPA ALMOHADA

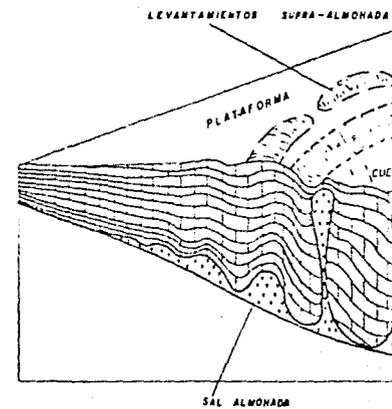


OXFORDIANO - KIMMERIDGIANO

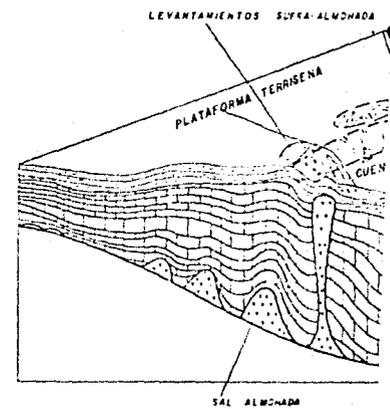


KIMMERIDGIANO - TITHONIANO TEMP

ETAPA

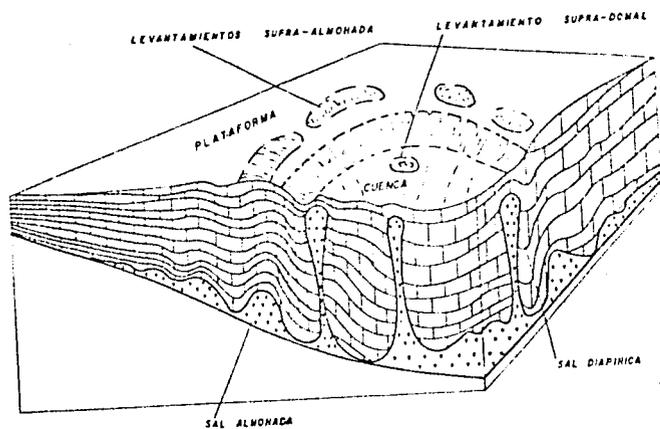


BARREMIANO - SANTONIANO

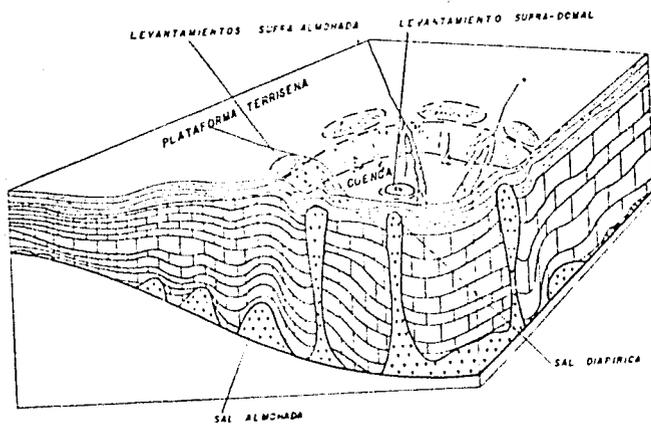


CAMPANIANO - EOCENO TEM

ETAPA DIAPIRICA

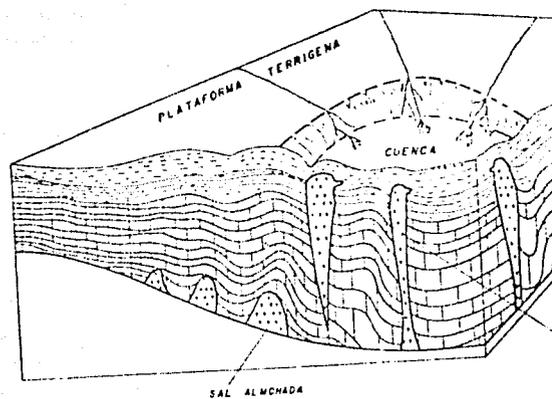


BARREMIANO - SANTONIANO



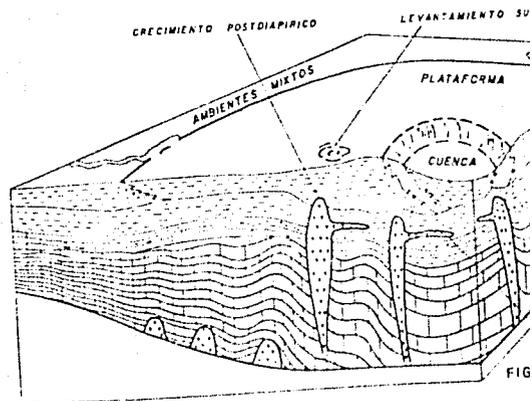
CAMPAÑANO - EOCENO TEMP. Y MED.

FIN DE ETAPA DIAPIRICA



EOCENO TAR. - MIOCENO TEMP.

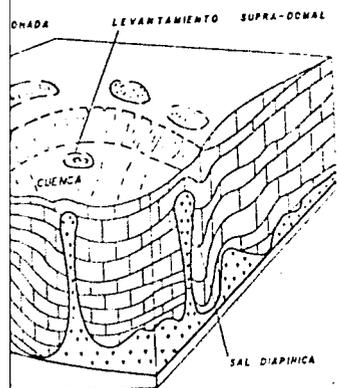
ETAPA POSTDIAPIRICA



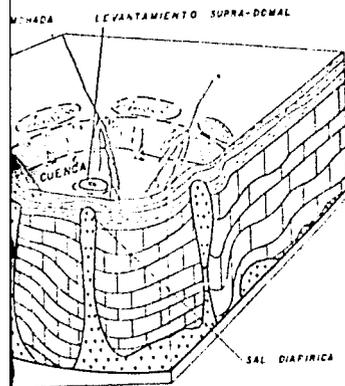
MIOCENO MED. Y TAR. - PLEISTOCENO

FIG

A DIAPIRICA

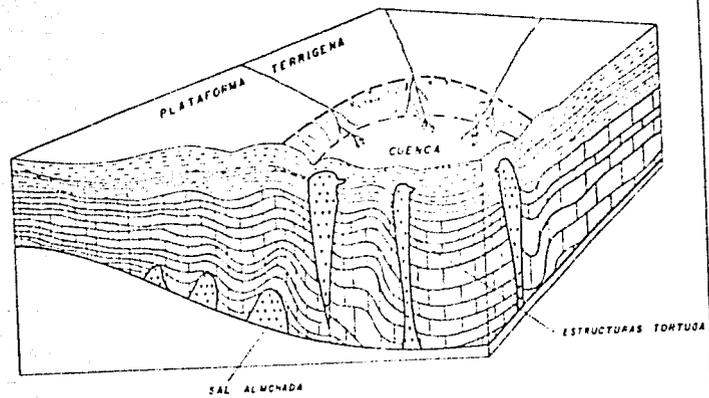


ONIANO



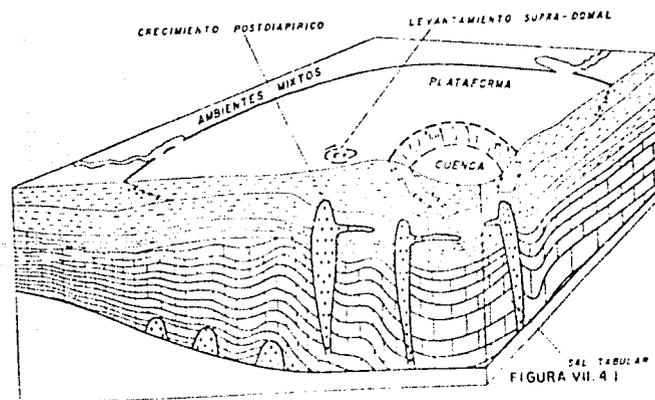
NOTEMP Y MED.

FIN DE ETAPA DIAPIRICA



EOCENO TAR. - MIOCENO TEMP

ETAPA POSTDIAPIRICA



MIOCENO MED Y TAR. - PLEISTOCENO

FIGURA VII. 41

se genera la máxima sedimentación y donde el peso de los sedimentos provoca una movilidad de la secuencia evaporítica hacia zonas externas del mar (Bishop 1978), por lo que hacia el límite de la plataforma se empiezan a formar estructuras tipo almohada, las cuales forman levantamientos que actúan como parches que favorecen el depósito de carbonatos oolíticos así también como en el principio de la cuenca.

KIMMERIDGIANO - TITHONIANO

Aquí los nuevos depósitos tienden a seguir moviendo la secuencia evaporítica hacia zonas internas del mar, favoreciendo nuevamente la formación de parches en la plataforma y en el principio de la cuenca se desarrolla por completo un levantamiento frontal que puede constituir una verdadera barrera donde se forman carbonatos oolíticos. Este esquema es sumamente importante pues se propone este sea el mecanismo mediante el cual se formó la franja oolítica de edad Kimmeridgiano - Tithoniano productora de hidrocarburos en el mar de Campeche, para posteriormente generalizarse los depósitos de mar abierto. En la región de Sal Somera no se espera encontrar esta estructura pues en tal área los diapiros se encuentran muy evolucionados.

BARREMIANO - SANTONIANO

Durante el Cretácico Temprano la sedimentación es esencialmente carbonatada con influencia terrígena. Para el Albiano - Santoniano se generalizan depósitos de plataforma carbonatada y donde aun se manifiestan estructuras tipo almohada formando levantamientos sobre ellas en la plataforma. Hacia la cuenca se generaliza por completo la etapa diapírica.

CAMPANIANO - MIOCENO TEMPRANO MEDIO

La sedimentación cambia de carbonatada a terrígena como producto del inicio del Ciclo Orogénico Laramídico en donde tanto

en la plataforma como en la Cuenca se depositan secuencias terrígenas carbonatadas, al inicio finas y al finalizar gruesas. Los fenómenos compresivos característicos de esta etapa favorecen el ascenso diapírico la cual se generaliza.

EOCENO TARDIO - MIOCENO TEMPRANO

Para este tiempo la sedimentación es terrígena y de ambientes profundos, es a finales de este intervalo cuando se produce el levantamiento de basamento precisamente bajo la región de Sal Somera, la cual favorece en gran parte los fenómenos diapíricos, concluyendo la etapa diapírica evidenciada por la formación de los anticlinales tipo tortuga.

MIOCENO MEDIO Y TARDIO

Al producirse el levantamiento de basamento en el intervalo de tiempo anterior, la sal remanente tuvo que tender a fluir hacia la zona elevada y reactivar el ascenso provocando un importante crecimiento post-diapírico; el cual debido al peso de la columna sedimentaria, más el tirante de agua, establecen un equilibrio con la fuerza de ascenso de los cuerpos diapíricos favoreciendo el crecimiento lateral. Debido a que existió suficiente sal los crecimientos laterales provocaron que unos domos se unieran con otros e inclusive se formarían flujos convectivos de sal y sedimentos como fue testificado por el pozo Sal Somera No.1. Por otra parte, cuando el crecimiento post-diapírico fue vertical sobre las estructuras anticlinales tipo tortuga se formaron potentes sinclinales. Es importante resaltar que tanto los sinclinales primarios como los terciarios formados entre masas diapíricas salinas se favorece la formación de pequeños canales donde la porosidad primaria se ve incrementada, en el caso del sinclinal primario que por un proceso de inversión estructural se convierte en un anticlinal tipo tortuga, en este se esperan características de porosidad primaria favorable para el entrapamiento de hidrocarburos.

VII.5 NEOTECTONICA

INTRODUCCION

Estos fenómenos son frecuentes en esta región, los principales son: vulcanismo activo en la región de Los Tuxtlas, frecuentes terremotos en la región istmica, diapirismo contemporáneo el cual provoca terremotos locales, fallamiento normal con pequeños desplazamientos laterales derechos en la región de Guebea de Humboldt cuya orientación es $S 85^{\circ}W$; además de fenómenos mayores como la subducción pacífica y la dorsal de Tehuantepec.

FALLA DEL ISTMO (FALLA SALINA CRUZ)

Basados en información de sismos profundos intervalo 0 - 40 km. Figueroa (1960) logra delinear una falla a través de la porción istmica (Figura VII.5.1.) en donde se observa que existe fuerte correlación de estos eventos al SE de la región de Los Tuxtlas cuya orientación es $NE 40^{\circ}SW$. Otra fuerte correlación de eventos limita la costa de Chiapas y cierta correlación se observa en algunas porciones del Golfo de Tehuantepec. Es importante resaltar que la menor densidad de eventos ocurren en la porción istmica continental (Figura VII.5.2.), en este trabajo solo se efectúa una comparación entre la densidad de eventos,

Se concluye que si utilizamos la orientación predominante de los sismos del SE de los Tuxtlas, la fosa que se observa en el basamento magnético y al límite occidental del Batolito de la Mixtequita; se puede delinear una traza curva que debe corresponder con la sutura profunda del Bloque Yucatán.

VIII. GEOLOGIA ECONOMICA PETROLERA

VIII.1 INTRODUCCION

Este capítulo se inicia desde las clásicas chapopoterías las cuales son un buen indicativo de la presencia de hidrocarburos, posteriormente se analiza el potencial generador y acumulador, la presencia de rocas sello y los diferentes tipos de trampas que se consideran en el área presentándose una clasificación teórica para campos petroleros cuyo origen es la tectónica salina.

VIII.2 MANIFESTACIONES SUPERFICIALES

En el área de Vicente Guerrero en el borde oriental del Batolito de la Mixtequita, Quezada (1978) reporta abundantes chapopoterías de aceite pesado en fracturas que se presentan en la Formación Victoria, Grupo Zacatera y Formación Sierra Madre.

Cerca del poblado de Medias Aguas, López (1975) reporta flujos de hidrocarburos líquidos de color parduzco viscoso aromático, alojados en rocas carbonatadas de aspecto brechoide que constituyen el casquete del domo de Medias Aguas. Similares manifestaciones se encuentran en el domo de Texistepec, Jáltipan y Tonalapa; en los dos primeros ha brotado aceite en barrenos en busca de azufre.

En el área de Nuevo Progreso, Camacho (1983) reporta un flujo de poca magnitud de hidrocarburos pesados que se encuentran alojados en rocas conglomeráticas del Eoceno.

En el borde norte del Batolito de la Mixtequita, García (1949) reporta grietas que alojan hidrocarburos entre las Formaciones Sierra Madre y Méndez Equivalente.

VIII.3 ROCA GENERADORA

Este subcapítulo se evalúa con base en la información proporcionada por estudios a partir de roca aflorante en las secciones Victoria, Zapote - Río Tolosa, Paraíso - Guerrero y

Zacatera; además de la información de los pozos Atepona 1001 y Solosuchil 1A en donde se analizan tres características: a.-Potencial generador, b.- Calidad de los hidrocarburos generados y c.- Grado de maduración .

SECCION LA VICTORIA
POTENCIAL GENERADOR

Son rocas del Jurásico Superior y para su interpretación solo se cuenta con el valor promedio del carbón orgánico CO = 0.504. La materia orgánica es esencialmente sapropélica y huellas de herbácea y leñosa.

CALIDAD DE LOS HIDROCARBUROS GENERADOS

No se pudo estimar.

GRADO DE MADURACION

Su valor de Ro, o sea, de reflectancia de la vitrinita es de 0.69 % lo que marca el inicio de generación y un IAT (índice de alteración térmica) de 2, +2 correspondiendo a una etapa catagenética en donde se supone que esta secuencia es potencialmente buena generadora de hidrocarburos, (Clara y Ortega 1987).

SECCION RIO TOLOSA
POTENCIAL GENERADOR

Son rocas de edad Jurásica en las que su contenido de CO= 0.426, Q1 promedio = 145.2, Q 2 promedio = 954.6, IH promedio 238.8, no habiéndose cuantificado el IO, sus parámetros varían de pobres a regulares.

CALIDAD DE LOS HIDROCARBUROS GENERADOS

Con base al IH = 238.8 estas rocas, si generaron, los

productos serian principalmente aceite y gas.

GRADO DE MADURACION

Su valor de IAT es de 3 , +3 marcando una sobre-madurez con un Ro = 0.63 lo que nos permite suponer que estas rocas han entrado en la ventana del petróleo.

SECCION PARAISO - GUERRERO - ALASKA POTENCIAL GENERADOR

En esta sección también se reportan rocas Jurásicas con un contenido de CO = 0.392, Q1 promedio=132.25, Q2 promedio = 973.71 IH promedio = 298.83 por lo que sus parámetros varían de buenos a pobres y en donde la materia orgánica es algácea, herbácea y leñosa.

CALIDAD DE LOS HIDROCARBUROS GENERADOS

Con base a su valor de IH se infiere que si esta secuencia generó, produjo principalmente aceite y gas.

GRADO DE MADURACION

Su Ro promedio = 0.73 y su IAT varia de +3 a +4 lo que nos indica que estas rocas han entrado en la etapa de generación y que probablemente esten en una etapa catagenética.

SECCION LA ZACATERA GRADO DE MADURACION

En estas se incluyen las rocas del Cretácico Superior y Cretácico Inferior, las primeras presentan contenidos de CO promedio = 0.578 y las segundas = 0.28 variando de bueno a regular respectivamente.

CALIDAD DE LOS HIDROCARBUROS GENERADOS

No existen datos para evaluar su calidad.

GRADO DE MADURACION

Su Ro promedio = 1.27 y su IAT varía de 2 a +2 y de cuyos parámetros se establece que la zona se encuentra dentro de la etapa de generación de hidrocarburos.

SECCION GUERRERO

POTENCIAL GENERADOR

En esta sección se analizan rocas del Cretácico Medio y Superior, Sierra Madre y Cretácico Superior Méndez Equivalente, el primero presenta contenidos de CO promedio = 0.062 y los segundos = 0.125, Q1 promedio = 0.05 y 0.08, Q2 promedio = 0.043 y 0.06, IH promedio = 71.66 y 33.25, IO promedio = 320.42 y 257.66 de donde se deriva su pobre potencial generador en ambos casos.

POZO ATEPONTA 1001

POTENCIAL GENERADOR

Este pozo ha sido interpretado por Villanueva (en preparación) quien observa que el horizonte de interés se sitúa en 4866 - 4909 m y corresponde al Eoceno Inferior; su contenido de CO = 1.65, Q1 = 6.855 ppm, Q2 = 3.855 ppm, IH = 227, IO = 37, estos dos últimos parámetros nos permiten ubicar estas muestras entre los campos 2 y 3 del Diagrama de Van Krevelen por lo que se infiere que la materia orgánica es marina con influencia continental probablemente conducida a través de corrientes submarinas. Se resume que sus parámetros varían de excelentes a regulares por lo que el potencial generador es bueno.

CALIDAD DE LOS HIDROCARBUROS GENERADOS

Su IH promedio = 227 y su relación Q2/Q3 = 59 permitiendo inferir que estas rocas son potencialmente generadoras principalmente de aceite y en menor proporción de gas.

GRADO DE MADURACION

El IP = 0.632 y no se cuenta con la temperatura máxima de pirólisis ni con el análisis de reflectancia de la vitrinita; sin embargo, mediante el Método de Lopatin (en Waples 1980) se establece que las rocas del Eoceno Inferior han entrado en la ventana del petróleo y que esto sucedió hacia el Eoceno Tardío, siendo su gradiente geotérmico de 19.5 C/km.

POZO SOLOSUCHIL 1A

POTENCIAL GENERADOR

Este pozo fue analizado en su totalidad por el autor de esta tesis en donde se estudiaron tres edades: Paleoceno, Kimmeridgiano y Tithoniano.

PALEOCENO

Este posee contenidos de CO = 8.47, Q1 = 2.564, Q2 = 0.496, IH = 104, IO = 92, por lo que se sugiere que el horizonte presente buen potencial generador.

TITHONIANO

Los promedios de las muestras son: CO = 1.365, Q1 = 10.39, Q2 = 2.62, IH = 174, IO = 66, su materia orgánica es de tipo sapropélico, este horizonte presenta un excelente potencial generador.

KIMMERIDGIANO

El intervalo más rico se ubica a 5750 m el cual presenta valores promedios de CO = 1.78, Q1 = 10.83, Q2 = 2.020, IH = 113, IO = 34 variando de regular a buen potencial generador.

CALIDAD DE LOS HIDROCARBUROS GENERADOS
PALEOCENO

Su valor de IH = 104 permite inferir una generación principalmente de gas.

TITHONIANO

Su IH = 124 se asocia con una posible generación de aceite y algo de gas.

KIMMERIDGIANO

Su IH = 113 de donde se infiere la posibilidad de generar principalmente gas .

GRADO DE MADURACION
PALEOCENO

Con base al Método de Lopatin (op. cit.) se sugiere que estas rocas han empezado a generar a partir del Mioceno Tardío.

TITHONIANO

Mediante el mismo método se supone que estas rocas empiezan a generar en el Oligoceno Tardío e inclusive alcanzan la máxima etapa de generación además de presentar temperaturas máximas de 429 C.

KIMMERIDGIANO

Estas rocas empiezan a generar hidrocarburos en el Mioceno Temprano, Figura VIII.3.1.

POZO SALINA CRUZ 1 POTENCIAL GENERADOR

Según Pedrazzini et. al. (1982) este pozo presenta contenido adecuado de CO₂, a partir del Paleoceno siendo más común en el Mioceno, sin embargo su valor de 02 en el Paleoceno sugiere que este horizonte no es generador y que su materia orgánica es predominantemente leñosa. Para el Mioceno sus parámetros varían de buenos a excelentes.

CALIDAD DE LOS HIDROCARBUROS GENERADOS

Con base en los datos obtenidos del Rock Eval y tipo de materia orgánica se sugiere que estas rocas sean susceptibles de generar hidrocarburos líquidos.

GRADO DE MADURACION

Basados en el análisis óptico del kerógeno se deduce que estas rocas son inmaduras.

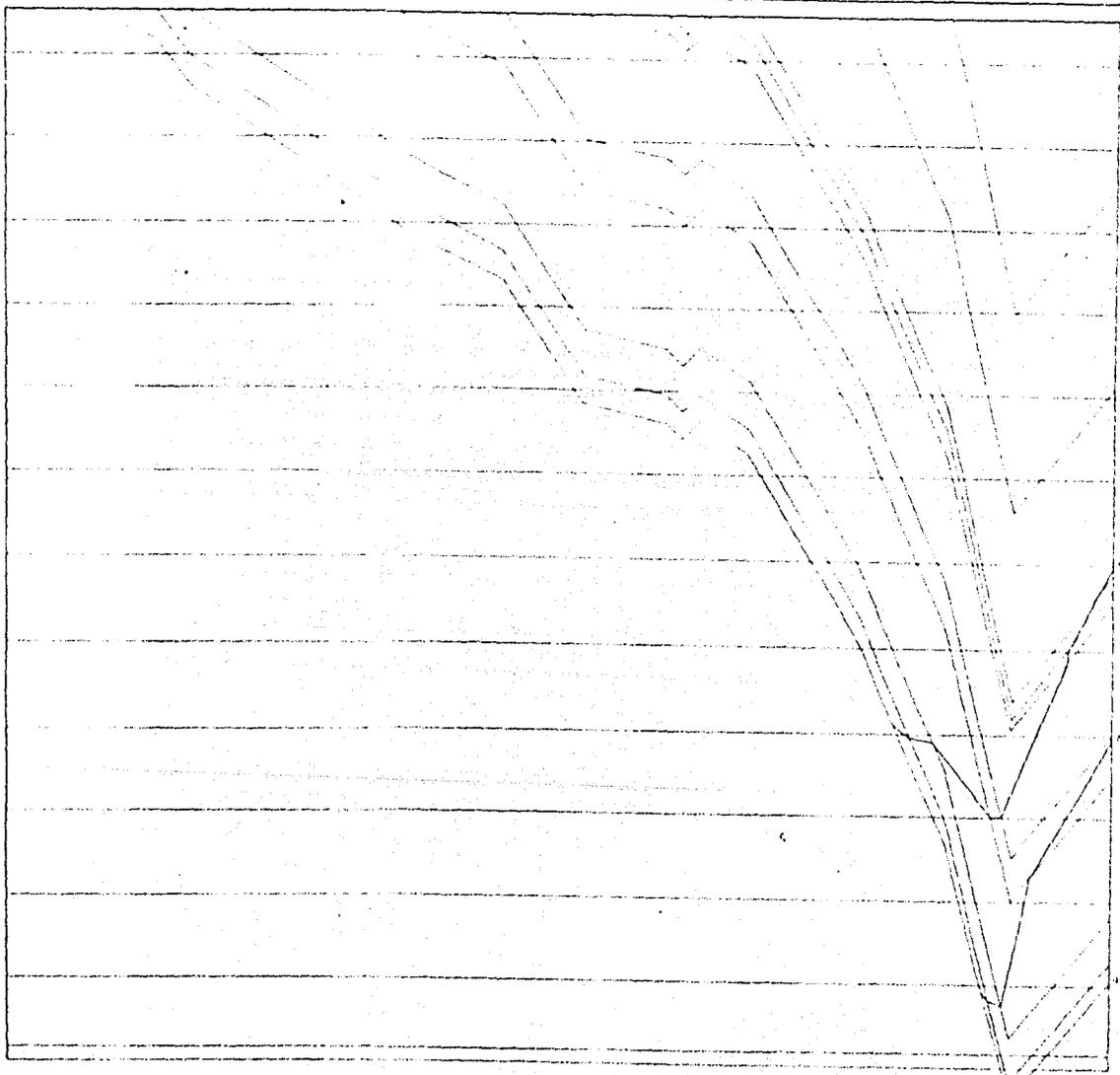
En el pozo Salina Cruz 2, el horizonte con atractivo generador de hidrocarburos se encuentra en el Plio-Pleistoceno pero del mismo modo que las del Mioceno estas se encuentran inmaduras.

55 A
P
R
U
E

JURASICO		CRETACICO			Terciario					
Call	off	Kimmerlin	inferior	medio	superior	Alm	fac	inferior	medio	superior
145	140	135	130	125	120	115	110	105	100	95

Columna
Geologica
Actual

150
140
130
120
110
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0



Columna
Geologica
Actual

VIII.4 ROCA ALMACEN

Estas rocas se analizaron bajo tres parámetros: petrografía, registros geofísicos de pozos y por último, únicamente litología. El primero es aplicado a rocas mesozoicas y el segundo y tercero a las rocas del Terciario.

JURASICO SUPERIOR

En el área del pozo Solosuchil 1A y Sauzal 1 Olivera et. al (1986), reporta las facies de grainstone, packstone de ooides observándose porosidades que varían de pobre a buena; siendo de tipo intergranular y en fracturas. En el pozo Solosuchil 1A se efectuó una prueba de producción en la facies de mudstone arcilloso con saccocomas, obteniéndose en el cálculo de los registros una porosidad de 2% resultando un flujo de gas sin presión.

CRETACICO INFERIOR

Aquí nuevamente aparecen las facies de grainstone packstone de ooides, también se tiene la facies de wackestone packstone de bioclastos la cual presenta una porosidad de pobre a regular y es de tipo interpartículas y en fracturas.

CRETACICO MEDIO

Nuevamente aparece la facies de grainstone packstone de ooides.

CRETACICO SUPERIOR

En este intervalo de tiempo se tiene la facies de brechas la cual presenta una porosidad que varía de pobre a regular siendo en fracturas e interpartícula. Se cortaron tres núcleos en el pozo Solosuchil 1A a los cuales se le han efectuado pruebas

petrofísicas obteniendo porosidades de 17 - 21 % , 11 - 16 % y 4 % , saturaciones de hidrocarburos de 13 - 14 % , 10 - 44 % y 30 % además de saturación de agua de 13 - 14 % , 9 - 15 % y 52 % respectivamente, en este horizonte no se han efectuado pruebas de producción ni de formación.

EOCENO

En el Pozo Solosuchil 1A de 2950 m - 3000 m existen rocas conglomeráticas de fragmentos de cuarzo con trazas de mudstone y arenisca de grano fino y medio, de 2240 m - 2260 m se tienen conglomerados de roca ígnea cementados en material calcáreo. Hacia el pozo Atepona 1 entre 3800 m - 3950 m se han calculado areniscas conglomeráticas con porosidades que varían de 30 - 35 % y saturaciones de agua de 20 - 25 %.

OLIGOCENO

Entre 1240-1260 m se tienen gravillas de cuarzo blanco en el pozo Atepona 1, en el pozo Ixhuapan 1A se presentan abundantes zonas conglomeráticas y arenosas de semejantes características que los pozos Amistad 1 y Covarrubias 1.

MIOCENO

En el pozo Atepona 1 a 2167 m se tienen areniscas cuyo cálculo ha proporcionado porosidades de 21 % y SW = 48 % y entre 1395 y 1404 m se tienen porosidades que varían entre 22 y 28 % y SW = 37 %. En el pozo Solosuchil 1A se presentan abundantes zonas conglomeráticas y en el campo Mata Verde se produjo en Mioceno Inferior Depósito y por último hacia la provincia salina, el principal horizonte productor lo constituyen las arenas del Mioceno Encanto.

VIII.5 ROCAS SELLO

JURASICO SUPERIOR

En el pozo Solosuchil 1A podría actuar como sello la facies de mudstone arcilloso con tintinidos.

CRETACICO SUPERIOR

Hacia los pozos Sauzal 1, Solosuchil 1A y Ateponta 1 se reconocen cuerpos de lutitas y margas que pueden efectuar la función de sello.

TERCIARIO

En general dentro de todo el terciario es posible encontrar abundantes zonas arcillosas que puedan adecuadamente actuar como rocas sello.

VIII.6 TRAMPAS

En este tema subdividiremos a las trampas en aquellas que tienen relación con la tectónica salina y aquellas que no lo tienen.

TRAMPAS NO ASOCIADAS CON LA TECTONICA SALINA

En las cuencas terciarias del Istmo y Veracruz debido a un proceso de evolución de las cuencas es posible tener pliegues amplios limitados por fallas inversas y fallas normales hacia los límites de la cuenca. También se tienen estructuras asociadas a la tectónica transcurrente la cual forma anticlinales asociados a fallas de desplazamiento derecho como en la región de Achotal, Ver. En el análisis sísmico estratigráfico se han podido reconocer áreas con procesos sedimentarios progradantes, los cuales en ciertas partes son esencialmente arenosos; los cuales

pueden llegar a contener hidrocarburos mediante cambio de facies. Hacia la Sierra de Chiapas se encuentran anticlinales asociados a procesos transcurrentes. En la Cuenca de Tehuantepec las trampas están asociadas a un patrón de bloques y en donde los cambios de facies en unidades inminentemente terrigenas pueden producir trampas importantes, las cuales pueden llegar a ser potencialmente acumuladoras de hidrocarburos.

TRAMPAS ASOCIADAS A LA TECTONICA SALINA

En la subprovincia salina de Sal Somera la mayoría de los hidrocarburos que se espera encontrar es en estructuras anticlinales formadas entre domos salinos y solo una pequeña porción se espera asociada a las paredes de los diapiros, no se espera encontrar acumulación sobre estos diapiros debido a la avanzada evolución que presentan estos cuerpos salinos (Figuras VIII.6.1 y VII.6.2.).

CLASIFICACION TEORICA DE DIAPIROS, SU RELACION CON TRAMPAS ACUMULADORAS DE HIDROCARBUROS Y SUS ESTADISTICAS DE PRODUCCION.

Los diapiros asociados con trampas acumuladoras de hidrocarburos y su relación con el horizonte o sección objetivo se clasifican en dos tipos: Piercement o penetrantes que son aquellos en que la sección objetivo es penetrada por el material diapírico y Non Piercement o no penetrantes, son aquellos en que la sección objetivo no es penetrada por el material diapírico Woodbury et. al. (1980). El término sección objetivo es referido a la porción de la secuencia sedimentaria la cual contiene un reservorio asociado.

DIAPIROS PENETRANTES

Estos penetran la sección objetivo y se asocian con fallamiento desarrollado mediante el crecimiento del diapiro, formación de cuñas porosas y discordancias locales además de

DIAGRAMA QUE ILUSTRA LOS TIPOS DE TRAMPAS DE HIDROCARBUROS ASOCIADOS CON DOMOS SALINOS PENETRANTES.

S.L. _____ S.L.

FIGURA VIII.6.1

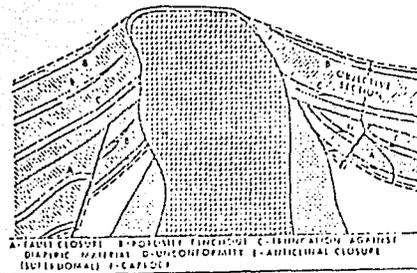
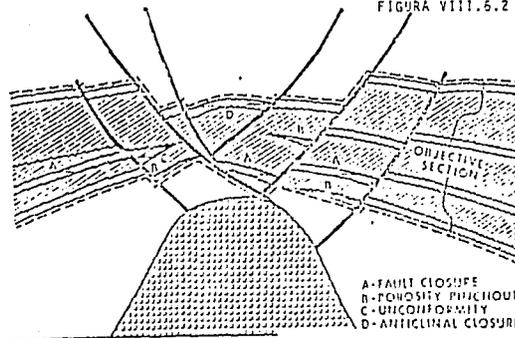


DIAGRAMA QUE ILUSTRA LOS TIPOS DE TRAMPAS ASOCIADAS CON DOMOS NO PENETRANTES.

S.L. _____ S.L.

FIGURA VIII.6.2



TOMADO DE WOODBURY ET AL (1980)

poderse encontrar acumulaciones en el casquete (cap rock).

DIAPIROS NO PENETRANTES

Estos diapiros no penetran la sección objetivo, la mayoría de trampas se relacionan a fallamiento y cuñas estratigráficas sobre el arqueamiento resultante del empuje salino infrayacente, el fallamiento es principalmente tensional.

DIAPIROS ADYACENTES

Los diapiros adyacentes pueden formar anticlinales tipo tortuga y cuyo mecanismo ha sido discutido con anterioridad siendo uno de los más importantes en esta área.

ESTADISTICAS DE PRODUCCION

En las cuencas mesozoicas del norte y este de Texas y Louisiana y Mississippi, el 38 % de los hidrocarburos encontrados esta relacionado a diapiros, de este 38 % el 96 % a domos no penetrantes, el 6 % a anticlinales tipo tortuga y solamente el 2% esta relacionado a domos penetrantes Woodbury *et. al.*(1980). Por otra parte en el centro de la cuenca del este de Texas que es un área donde el efecto dominante es la tectónica salina, principal fenómeno que sucede en la región de Sal Somera Woody y Giles (1982) encuentran que el 76 % del aceite y el 78 % de gas esta asociado a anticlinales con núcleos de sal, el 22 % corresponde a anticlinales tipo tortuga y el restante a domos penetrantes por lo que en esta área el mayor potencial se restringe a los anticlinales tipo tortuga, sin restar importancia a todas las estructuras antes mencionadas.

IX. CONCLUSIONES

- 1.- El basamento granítico de Chiapas con base en su mineralogía y contenido de Sr 87/Sr 86 corresponde posiblemente a los tipos S o I.
- 2.- El Conglomerado Guichicovi (Serie Brechoide) debido a su carácter grueso y de poca amplitud debio haberse depositado bajo un proceso de fallamiento normal contemporáneo.
- 3.- Las rocas extrusivas que se encuentran en la base e intercaladas en la Formación Todos Santos, según la petrografía presentada por CONCIT (1982) son más básicas que andesíticas por lo que deben asociarse a los procesos distensivos que originaron el Golfo de México.
- 4.- Si la edad de la Formación Mogoñé es Calloviano Medio es posible que la Depresión Istmica haya permitido la influencia de agua de proveniencia pacífica, basados en su posición paleogeográfica anómala.
- 5.- En el frente de la Sierra de Chiapas y Batolito de la Mixtequita se considera a la Formación Alaska como un equivalente de la Formación Méndez Equivalente Metamorfoseado, debido a que cuando es posible reconocer a la roca original no es válida la aplicación de una nueva formación; simplemente se utiliza el equivalente metamórfico.
- 6.- Con base en la abundante petrografía existente de la Formación Méndez Equivalente Metamorfoseada (Complejo Metamórfico, Complejo Ramos Millán, Cretácico Superior Metamórfico y Zona Indeterminada) se sugiere que todas representan lo mismo y que las variaciones encontradas son debidas a su posición relativa en relación al basamento granítico de Chiapas y Mixtequita; por otro lado es evidente que no todo el cuerpo metamórfico corresponde al Cretácico Superior. Aquí se presentan evidencias paleontológicas

de que el Eoceno esta incluido, Camacho (1983) probó la existencia del Cretácico Medio y como ha sido sugerido por CONCIT (1982) y Ortuño y Ruíz (1985) probablemente existan rocas del Cretácico Inferior y Jurásico las cuales actualmente son difíciles de distinguir.

7.- Los basaltos alcalinos de la región de Los Tuxtlas se asocian con una provincia alcalina del este de México (Cantagrel y Robin 1978), debido a la presencia menor de andesitas lo justifica por la residencia prolongada de un magma en la corteza Jacobo (1987).

8.- En la región de los metamórficos lo que se encontraba mapeado como Cretácico Superior Alaska, se asume como basamento de esquistos de edad Paleozoico; tomando como referencia a la secuencia metamórfica cortada en el pozo Arista No.1 que se constituye de orto-anfibolitas y esquistos de asociación mineralógica actinolita, clorita y epidota, que es de edad Pérmica y debido a su compatibilidad se estableció su correlación.

9.- Los lechos rojos metamoroseados de la Formación Todos Santos en la región de los metamórficos del Istmo, basados en la petrografía reportada por García (1981) se puede reconocer la presencia de horizontes de areniscas calcáreas lo que sugiere la posibilidad de una variante en el ambiente de depósito y quizá en edad por lo que tal vez no corresponda exactamente con la Formación Todos Santos inalterada.

10.- Mediante la correlación estratigráfica efectuada entre el Batolito de Chiapas y Mixtequita se observa que las rocas del Jurásico Medio, Jurásico Superior y Cretácico Inferior contienen fragmentos de rocas graníticas; lo que sugiere que por lo menos desde el Jurásico Medio, estos elementos estructurales del basamento compartieron una historia común.

11.- En el borde oriental del Batolito de la Mixtequita en el Sistema Monteros se reconocen fallas inversas de ángulo alto NW

40°SE, fallas transcurrentes derechas, N 5°W y no se duda de encontrar fallas transcurrentes izquierdas N 40°SE.

12.- Es discutible la continuidad de la Falla Valle Nacional cartografiada en el frente de la Sierra de Juárez, hacia su extensión en la región de los metamórficos del Istmo por lo que las Fallas Petapa y Almoloya son independientes.

13.- Con base en datos de campo y a comportamiento sísmológico de una falla paralela en subsuelo a la Falla La Venta - Grijalva, en su límite NW; su terminación es normal con caída al norte.

14.- Lo que se ha considerado como Falla del Istmo se propone sean fallas independientes, puesto que como se ha mostrado no existe una traza más o menos continua largo de la Depresión Istmica y que sea del mismo origen.

15.- El fenómeno que alteró las rocas en la zona de los metamórficos del Istmo es el mismo evento compresivo que formó la Falla Matías Romero.

16.- Mediante información sísmológica se prueba la existencia del lineamiento Ixcatlán como una falla transcurrente derecha basados en la orientación de las estructuras asociadas, además de que las fallas que provienen de la Depresión Istmica no continúan hacia el norte.

17.- Se propone una rotación en contra de las manecillas del reloj del Macizo Granítico de Chiapas, asociada a los procesos de transcurrancia izquierdos de la Falla Polochic - Motagua; este proceso formó en el límite NW fallas transcurrentes derechas las cuales desplazan al Anticlinal Sauzal y flexionan el Sistema Monteros.

18.- Además de los diapiros salinos conocidos se reconoce la existencia de anticlinales tipo tortuga producto de la tectónica

salina.

19.- Mediante modelaje gravimétrico es posible sugerir que el basamento bajo la región volcánica de Los Tuxtlas se ubica aproximadamente 5 km de profundidad.

20.- En la fisiografía del basamento presentada por el IMP (1986) obtenida de modelaje magnetométrico se puede sugerir que el límite occidental de la Cuenca Salina es una gran depresión limitada por un levantamiento central, este último de edad Terciaria.

21.- Mediante el análisis de sismosecciones se han determinado varias secuencias sísmicas que corresponden a facies sedimentarias locales en las que, con la información de pozos, se le pueden asociar ambientes que varían de plataforma a batial e inclusive es posible distinguir fenómenos progradantes. Estructuralmente se determina la presencia de estructuras anticlinales limitadas por fallas inversas, fallas normales y se reconocen también discordancias, estructuras salinas diapíricas y anticlinales tipo tortuga, información que permitió definir el proceso de evolución de las cuencas terciarias.

22.- En esta área de estudio se reconocieron los siguientes estilos estructurales de deformación: a) Cuencas que Evolucionan Estructuralmente hacia sus extremos "End-Out-Of-the Basin Development" en las cuencas terciarias, b) Compresión Deslizamiento "Decollement" en el frente de la Sierra de Juárez, c) Fallamiento Inverso de Angulo Alto "Upthrust" en el borde NE del Batolito de la Mixtequita, d) Compresivo de Angulo Bajo "Underthrust" en la región de los metamórficos del Istmo, e) Transcurrente en el borde NW del Batolito de Chiapas, f) Transcurrente de basamento en el SW del Batolito de Chiapas y la región de los metamórficos del Istmo.

23.- Se propone un nuevo límite del Bloque Yucatán basados en datos petrográficos, radiométricos, trend de basamentos paleozoicos en la costa del Golfo de México, sismología profunda de terremotos y fisiografía del basamento magnético, el cual sería una traza curva que se inicia al SE de la región de Los Tuxtlas y pasa al occidente del Batolito de la Mixtequita.

24.- Se propone una evolución sistemática de las principales estructuras tomando como base los movimiento mayores de las placas tectónicas.

25.- Se propone una evolución de la región diapírica comprendiendo desde la etapa almohada en el Jurásico Medio y Tardío , etapa diapírica desde el Cretácico Temprano, hasta el Mioceno Temprano y post diapírica del Mioceno Medio al Reciente.

26.- Basado en la correlación de sismos profundos entre 0 y 40 km se sugiere que estos sean provocados por la sutura profunda del Bloque Yucatán.

27.- Se reconocen como rocas generadoras el Jurásico Superior, Paleoceno y Eoceno.

28.- Se reconocen como rocas almacenadoras el Jurásico Superior, Cretácico Inferior, Cretácico Medio y Superior además de varios horizontes dentro del Terciario.

29.- Se reconocen rocas sello en el Jurásico Superior y en varios horizontes del Terciario.

30.- Se reconocen trampas asociadas a la tectónica salina y a las que no están asociadas a esta. Las primeras son esencialmente los anticlinales tipo tortuga, y en menor proporción, las acumulaciones en las paredes de las estructuras tipo salinas. Las estructuras no relacionadas a la tectónica salina son anticlinales formados por fallas inversas, normales y

transcurrentes y se empieza a vislumbrar el potencial de trampas
estratigráfica en estructuras sedimentarias progradantes; las
cuales se sabe en algunas porciones son esencialmente arenosas.

X. REFERENCIAS CITADAS

Abadilla, Q.A., 1922, Informe de Reconocimiento Geológico de los Ríos Nanchital, La Venta, Grijalva, Pedregal y Tonalapa, en los Edos. de Veracruz y Chiapas. PEMEX. Inédito.

Abadilla, Q.A., 1924, Reconocimiento Geológico, Area Cascajal - Nanchital. PEMEX. Inédito.

Araujo, M.J.O., 1981, Prospecto Nochistlán, Oax. I.G.Z.S. No.825 PEMEX. Inédito.

Araujo, M.J.O., 1982, Prospecto Guichicovi, I.G.Z.S. No.882 PEMEX Inédito.

Atwater, T. 1970, Implication of Plate Tectonic for the Cenozoic, Tectonic Evolution of Western North America. Geol. Soc. Am. Bull. 81, p.p.3513-3536.

Baker, CH.L., 1930, Geological Cross - Section of Isthmus of Tehuantepec, Pan-American Geologist. Vol. LIII, No.3 P.161-174.

Bello, N.M., 1983, Integración e Interpretación Geológica-Geofísica de la Cuenca de Veracruz, I.M.P. Rev. Vol. XV. No.2, P.15-33.

Benavides, G.L., 1956, Notas sobre la Geología Petrolera de México. symposium sobre yacimientos de petróleo y gas. XX Congreso Geológico Internacional. pp.351-562.

Best, M.G., 1982, Igneous and Metamorphic Petrology: New York, W.H. Freeman and Company, 639 p.

Bishop, R.S., 1978, Mechanism for Emplacement of Piercement Diapirs. A.A.P.G. Bull V.62 No.9, P.1561 - 1583.

Bonet, F., 1971, Estudio Estratigráfico del Mesozoico de la Zona de Córdoba, Ver., Parte 1, I.M.P.

Bose, E. 1899, Geología de los alrededores de Orizaba Ver. con un perfil de la vertiente oriental de la Mesa Central de México. Inst. Geol. Mex. Bol. 13.

Bose, E., 1905, Reseña Acerca de la Geología de Chiapas en Tabasco, Bol. Inst. Geol. México No. 20, 113 p.

Bose, E., 1906, Excursión Geológica al Istmo de Tehuantepec, Guía Geol. Inst. Geol. Congress. México.

Blair, T.C. 1981, Alluvial Deposits of The Todos Santos Formation of Central Chiapas, Mexico: M.S. Thesis, Univ. of Texas at Arlington, 131p, (unpublished).

Burnett, B.J., 1923, Informe de Reconocimiento Geológico en la Parte Superior de los Rios Uxpanapa y Nanchital, Cantón de Minatitlán Edo. de Veracruz I.G.Z.S. No.20 PEMEX. Inédito.

Burckhart, K., 1930, Etude Syntetique Sur le Mesozoique Mexicain Soc. Paleont. Suisse. Mem. Vol. 49-50, 280 p.

Butterlin, J. y Trejo, H.M., 1961, Informe Complementario sobre el Estudio Geológico y Paleontológico de las Series Calcáreas del Valle del Río Uxpanapa, Anexo, I.G.Z.S. No. 371 PEMEX. Inédito.

Cabrera, C.R. y Lugo, R.J.E., 1984, Estratigrafía y Sedimentología de las Cuencas Terciarias., Assocs. Mex. Petrol. Vol. XXXVI.

Camacho, V.R., 1983, Prospecto Jesús Carranza II. I.G.Z.S. No.922 PEMEX. Inédito.

Campa, M.F., 1984. The Mexican Thrust Belt, in Tectono-stratigraphic Terranes, Pacific Northeast Quadrant, pp. 299-313.

Cantagrel, J.M. y Robin, C., 1978, K-Ar Dating on Eastern Mexican Volcanic Rocks—Relations Between The Andesitic and The Alkalins Provinces. Journal of Vulcanology and Geothermal Research, Vol.5, p.99-114.

Carfentan, J.CH., 1981, Evolución Estructural del Sureste de México, Paleogeografía e Historia Tectónica de las Zonas Internas Mesozoicas, U.N.A.M. Rev. Inst. Geol. Vol.5 No.2, p.207-216

Carrasco, V.B., Flores, V. y Godoy, D., 1975, Tobas del Cretácico Inferior del área de Fortín - Zongolica, Estado de Veracruz, Rev. Inst. Mex. del Petrol.. Vol. III. No. 4, pp. 7-27.

Castro, M.J. et al., 1975, Estratigrafía y Microfacies del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur Chiapas, Assoc. Mex. Geol. Petrol. Bol. Vol.27., p.1-103.

Cerna, Zoltan de ., 1965, Reconocimiento Geológico de la Sierra Madre del Sur México entre Chilpancingo y Acapulco , Edo. de Gro. U.N.A.M. Rev. Inst. Geol. Bol. pp.62-77.

Clara, V.M.L. y Ortega, H.I., 1987, Integración Geoquímica del área de Malpaso, Chis. I.G.Z.S. No. 1016. PEMEX. Inédito

CONCIT, 1981, Prospecto Figueroa, I.G.Z.S. No.635, PEMEX. Inédito

CONCIT, 1982, Prospecto Puerta del Uzpanapa, I.G.Z.S. No.662, PEMEX. Inédito.

Contreras, V.H. y Castellón, B.M., 1960, Morphology and Origen of Salt Dome of Isthmus of Tehuantepec. Reprinted by Permission of the Assoc. of Petrol. Geol. from the Boletin de la A.M.G.P. Vol. XII No. 7 y 8, p.221-242.

Coney, P.J., 1971, Cordilleran Tectonic Transactions and Motions of North America Plate: Nature, V. 233, pp. 462-465.

Correa, P. y Gutiérrez I., 1983, Interpretación Gravimétrica y Magnetométrica del Occidente de la Cuenca Salina del Istmo, I.M.P. Rev. Vol. XV No.4. p. 3-25.

Couch, R. y Woodcock, S., 1981, Gravity and Structure of the Continental Margins of South Western, Mexico and Nort-Western Guatemala, Jour. of Geoph. Research. Vol.80, No. B3, p.1829-1840.

Chirinos, P.G.F., 1966, Informe Geológico del Area Sur Oeste de Malpaso, I.G.Z.S. 519 PEMEX, Inédito.

Chubb, L.J., 1959, Upper Cretaceous of Central Chiapas, Mexico., Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol.43, pp.725-756.

Dallmus, K.F., 1958, Mechanic of Basin Evolution and its Relation to the Habitat of Oil, in L.G. Weeks (ed) Habitat of Oil Amm. Assoc. of Petrol. Geol.

Damon, P.E. *et. al*, 1981, Evolución de los Arcos Magmáticos en México y su Relación con la Metalogénesis, UNAM. Rev. Inst. Geol. Vol. 5 No. 2, pp.223-238.

Dreher, O., 1937, Permo-Triassic Saline Formation of the Mexico Caribbean Area, Compañia Mex. de Petróleo El Aguila, Inédito.

Espinoza, L.L. 1968. Prospecto Nilttepec, Oax. I.G.Z.S. No.522, PEMEX, Inédito.

Figueroa, 1960, Macrosismo de Jaltipan, Anales del Inst. de Geofísica . Vol. 6 p.p 55-70.

Friedlaender, I. y Sonder, R.A., 1933, Uber Das Vulkangebiet Von San Martin Tuxtla in Mexiko. Zeitschrift Fur Vulkanologie. Band VII, Mit 8 Tafeln XVII-XXIV, p.162-167.

García,P.J.M. 1978, Prospecto Todos Santos I.G.Z.S. 731 PEMEX, Inédito.

García,P.J.M., 1981, Prospecto Chimalapa I.G.Z.S. 827 PEMEX, Inédito.

García, P.J.M., 1982, Prospecto Tehuantepec, I.G.Z.S. 833, Pemex, Inédito.

GEOCA, S.A, 1982; Prospecto Cerro Nanchital - Malpaso, Edos. Tabasco, Chiapas, Oax. I.G.Z.S. 524, PEMEX, Inédito.

GEOEVALUACIONES, 1985, Prospecto Bethania I.G.Z.S. 379, PEMEX, Inédito.

Godoy, R.D., 1973, Prospecto Loma Hermosa - Mulato, Area Tuxtepec I.G.P.R., PEMEX , Inédito.

González A.J., 1967, Area SW del Río Jaltepec, Edo de Oaxaca, I.G.Z.S 524, PEMEX, Inédito.

González A.J, 1968, Prospecto Matías Romero, Oax. I.G.Z.S. 533 PEMEX, Inédito.

Grajales N.J.M., 1988, Geology, Geochronology, Geochemistry and Tectonic Implications of the Juchatengo Green Rock Sequence State of Oaxaca, Southern Mexico, Master of Science Thesis. The University of Arizona.

Hall, D.J., Cavahaugh, J.S., Watkins, J.S. and Mc. Millen, K.J., 1982, The Rotational Origen of the Gulf of Mexico Based on Regional Gravity Data, A.A.P.G. Memor. 34.

Ham, J.M.W., 1982, Informe Geológico del Prospecto Las Cruces, Edo. de Oax. I.G.Z.S 832, PEMEX, Inédito.

Havskov, J., Singh, S.K., y Novelo, D., 1982, Geometry of the Benioff Zone in the Tehuantepec Area in Southern Mexico. Geofisica Internal. Vol. 21-4, p.p. 325-330.

Hegwein, W.H. 1928, Notas Estratigráficas y Tectónicas del Oeste Istmo (Moralan, S.J. Evangelista, Acayucan, Soconusco, Sayula, Cuitlaxóyo, Achotal) I.G.Z.S. No. 192, PEMEX, Inédito.

Hernández, G.R. 1970, Prospecto Río Solosuchil, I.G.Z.S. 533 PEMEX Inédito.

Hernández, G.R. 1972, Informe Geológico del Prospecto Alto Río Uzpanapa. I.G.Z.S. No.564, PEMEX, Inédito.

Hernández, R.G. 1973, Proyecto Paleozoico "La Concordia - Chicomuselo", I.G.Z.S. No.575, PEMEX, Inédito.

Herrera y Estavillo, 1988, Estudio Estratigráfico y Sedimentológico de los Lechos Rojos de la Formación Todos Santos en el área de Matías Romero, Oax., I.M.P. Proyecto C-3034. PEMEX, Inédito.

Hey, R.N., Deffeyes, K.S., Leonard, G. and Lowrie, A., 1972. The Galapagos Triple Junction and Plate Motions in the East Pacific: Nature, V. 237. p.20-22.

Imlay, R.W., 1953, Las Formaciones Jurásicas de México., Soc. Geol. Mex. Bol. Tomo XVI, No.1 p.1-66.

Jackson, M.P.A. y Seni, S.J., 1984, Sedimentary Records of Cretaceous and Tertiary Salt Movement, East Texas Basin, The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, 89 p.

Jackson, M.P.A. y Talbot, C.J., 1986, External Shapes, Strain rates and Dynamics of Salt Structures. Geol. Soc. Am. Bull. V.97., p.305-323.

Jacobo, A.J. 1987. Estudio Petrogenético de las Rocas Igneas de la Región de San Andrés Tuxtla, Ver. Proyecto C-2012, IMP. I.G.Z.S. No. 1079, PEMEX. Inédito.

Keller, W.T. y Escher, F., 1923, Reporte Geológico de las Estructuras El Moralar y Algunas Observaciones Sobre la Región de la Encantada, I.G.Z.S. 212, PEMEX, Inédito.

Lesniak, W.S. y Wynne, F.W., 1922, Reconocimiento Geológico Distrito Palenque y Chilón, Edo. de Tabasco, I.G.Z.S. 12, PEMEX, Inédito.

López, E.A., 1978, Eventos Tectónico-Compresionales en la Porción Istmica de México, Soc.Geol.Mex. Res. Tomo XXIX.No.1 IV Convención Geológica Nacional.

López, G.O. y Maldonado M.J., 1973, Estudio Bioestratigráfico de Litofacies del Jurásico Superior - Cretácico Inferior en el Area de Río Playas - Malpaso, I.G.Z.S.700, PEMEX, Inédito.

López, R.E., 1983, Geología de México, Tomo III, 3a. ed., Tesis Resendiz, México 453 p.

López, T.D., 1970, Cuenca Mesozoica de Tlaxiaco, Oax. I.G.Z.S. 551, PEMEX, Inédito.

López, T.D., 1975, Prospecto Tonalapa - Sn. Juan Evangelista, Ver. I.G.Z.S. No. 704, PEMEX, Inédito.

Maddock, C., 1910, Miscellaneous Correspondence: Pearson and Son Limited Isthmus, Geol. Report. No.88 Inédito.

Madrigal, L. 1977. Prospecto Tlacotalpan, I.S.Z.S. No. 199, PEMEX, Inédito.

Martínez, E.R., Vázquez, R.M.E., Hernández, J.M. 1987, Estudio Tectónico Regional en el Area de San Andres Tuxtla, Ver. Sierra de Chiapas. I.M.P. C-4009, PEMEX, Inédito.

Mena, U.F., 1962, Desarrollo Petrolero en México en 1961, Assoc. Mex. Geol. Petrol. Bol. Vol.XIV, No.3-4, p.65-76.

Meneses, R.J.J., 1977, Estratigrafía, Petrografía y Diagénesis de Rocas del Jurásico Superior en Afloramiento del Istmo de Tehuantepec, Oax. Tesis Profesional, UNAM, Inédita.

Meneses, R.J.J., 1985, Tectonic Evolution of the Strike-Slip Fault Province of Chiapas, Mexico, M.S. Thesis, Univ. of Texas at Austin, 315 p. Inédita.

Meneses, R.J.J., 1987, Evaluación Geológica Regional "Sierra de Chiapas", I.G.Z.S. 1031, PEMEX, Inédito.

Meneses, R.J.J. 1989, Paleogeografía del Mesozoico de la parte Occidental de la Zona Sur, I.G.Z.S. No.1052, PEMEX, Inédito.

Mitchum, R.M. et. al., 1977, Stratigraphic Interpretations of Seismic Reflections Patterns in Depositional Sequences, Memor. 26, Am. Assoc. Petrol. Geol. pp.117-134.

Mora O.,G. y Márquez L.,C., 1988, Prospecto Río Uzpanapa, I.G.Z.S. No. 1030, PEMEX, Inédito.

Moore, G.W. y Castillo Del. L. 1974, Tectonic Evolution of The Southern Gulf of Mexico. Geol. Soc. of Amer. Bull. v. 85, p. 607-618.

Muir. J.M. 1936. Geology of the Tampico Región, Bull. Assoc. Petrol. Tulsa, Okla.

Mujica R., M., 1987, Estudio Petromagnético de las Rocas Igneas y Metamórficas en el Macizo de Chiapas, I.M.P., Proyecto C-2009, PEMEX, Inédito.

Murray, G.E., 1967, Salt Structures of Gulf of Mexico Basin, The Ann. Assoc. Petrol. Geol. Bull Memoir. 7.

Nájera, CH.H., 1972, Estudio de las Formaciones del Eoceno en la Región de Poza Rica, Assoc. Mex. Geol. Petrol. Vol. IV, No. 3-4, pp. 71-117.

Navarro, B., F., 1986, Prospecto San Juan Evangelista, I.G.Z.S 1005, PEMEX, Inédito.

Navarro T., 1982, Interpretación Geofísica Geológica en el Area de Sal Somera de la Zona Sur., Bol. Assoc. Mex. de Geof. de Explor.

Olivera, et. al., 1985, Informe Geológico Prospecto Central Encrucijada, I.G.Z.S. 969, PEMEX, Inédito.

Olivera, et. al., 1986, Prospecto Sauzal, I.G.Z.S. 1002, PEMEX, Inédito.

Ortega, G.F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca, U.N.A.M. rev. Inst. Geol. v. 2, No. 2, p. 112-131.

Ortega, G.F., 1981 Metamorphic Belts of Southern Mexico and their Tectonic Significance, Geofis. Internal. (Mexico). Vol.20-3 p.177-202.

Ortuño, A.S. y Ruiz, V.A., 1985, Estudio Estratigráfico Sedimentológico del Jurásico Superior- Cretácico Inferior en el Prospecto Zacatera, I.M.P. Proyecto C-0300d. PEMEX, Inédito.

Page, J.H., 1921, Report of Geological Reconnaissance in Department of Tuxtla, Mezcalapa and Pichucalco Chiapas, Mexico, I.G.Z.S. 4, PEMEX, Inédito.

Pedrazzini, C., Olguin, N., Moreno, R., 1982, Evaluación Geológica-Geoquímica de la Parte Noroccidental del Golfo de Tehuantepec. Rev. IMP. Vol.XIV No.4, P.6-26.

Pichler, H. y Weyl, R., 1976, Quaternary Alkaline Volcanic Rocks in Eastern Mexico and Central America, Munster Forsh. Geol. Paleont. H.38-39, p.159-178.

Pike, W.R., 1922, Informe de Reconocimiento en el Mpio.de Tlacotalpa, Edo.de Tabasco y Dto.de Palenque, Edo.de Chiapas. I.G.Z.S. No. 15, PEMEX, Inédito.

Pindell, J. y Dewey, J.F., 1982, Permo-Triassic Reconstruction of Western Pangea and The Evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean Regions Tectonics, VI. No.2. P.179-211.

Priego, De W.M.A., 1963, Reconocimiento Geológico General del Area Río- Espíritu Santo - San Miguel Chimalapa, Edo.Oax.

Quezada, M.J.M., 1972, Prospecto Los Tuxtias, Ver. I.G.Z.S. No. 572, PEMEX, Inédito.

Quezada, M.J.M., 1975, Informe Geológico del Prospecto Cintalapa-La Ventosa, PEMEX, I.G.Z.S. 590, Inédito.

Quezada, M.J.M., 1977, Prospecto Río Playas, Ver. I.G.Z.S. 725 ,
PEMEX, Inédito.

Quezada, M.J.M., 1978, Prospecto Jesús Carranza, I.G.Z.S. 722,
PEMEX, Inédito.

Raisz, C., 1964, Land Forms of Mexico Geographic Branch of the
Office of Naval Research, Cambridge Mass. U.S.A. 1 map.

Reyes, H.E., 1957, Levantamiento Geológico del Area del Anticlinal
Cerro Nanchital Mpio. Minatitlán, Ver., I.G.Z.S. 438 PEMEX,
Inédito.

Reyes, H.E., 1959, Medición de Secciones Geológicas en el Area de
Misantla, Ver. I.G.Z.S. No.497, PEMEX, Inédito.

Richards, H.G., 1963, Stratigraphy of Early Mesozoic Sediments in
Southeastern Mexico and Western Guatemala, Amm.
Assoc. Petrol. Geol. Bull. V.47, p.1861-1870.

Ron, H. y Eyal, Y., 1985, Intra Plata Deformation by Block
Rotation and Mesostructures along the Dead Sea Transform, Northern
Israel Tectonics, Vol.4, No.1, P.85-105.

Ruiz, S.P., 1978, Estudio Radiométrico de las Rocas Igneas y
Metamórficas del Prospecto Oaxaca, IMP C-1066, PEMEX, Inédito.

Sales, J.K. 1968, Crustal Mechanics of Cordilleran Foreland
Deformation: A Regional and Scale Model Approach. The Amm. Assoc.
of Petrol. Geol. Bull. v. 52, No. 19, p.2016-2044.

Salinas, E.S., 1960, Características Estratigráficas de la Región
de La Perla, Orizaba - Tequila, Ver. Assoc. Mex. Geol. Petrol.
Bol. XII. No. 5-6, p.145-199.

Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin, Am. Assoc. of Petrol. Geol. Vol. 71, No.4, p. 419-451.

Sánchez, B.L.A., 1981, Geologic Evolution of the Continental Margin of the Gulf of Tehuantepec in Southeastern Mexico University of Texas at Austin, P.H.D., Thesis, Inédita.

Sánchez, M.O., 1969, Estratigrafía del Mesozoico de Chiapas, Inst. Mex. Petrol. Mesa Redonda. No. 5, 31 p.

Sánchez, O.B., 1975, Aspecto Sismológico de las Estructuras Salinas del Istmo, Assoc. Mex. de Geofísicos de Explor. Tomo XVI Vol.2, pp.33-62

Sapper, K., 1894, Informe Sobre la Geografía Física y la Geológica de los Edos. Chiapas y Tabasco. Bol. Agro. 1000 México, pp.187-212.

Steele, R.D., 1986, Physical Stratigraphy and Petrology of the Cretaceous, Sierra Madre Limestone, West-Central, Chiapas, UNAM, Inst. de Geol. Bol. 102. 101 p.

Thorpe, R.S., 1977, Tectonic Significance of Alkaline Volcanism in Eastern Mexico, Tectonophysics. Vol. 40, p.19-26.

Torres, Z.A., 1987, Prospecto Matías Romero II, I.G.Z.S.1000 PEMEX, Inédito.

Trusheim, F., 1960, Mechanism of Salt Migration in Northern Germany. Bull. of Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Vol. 44, No.9 pp.1519-1540.

Tschopp, H.J., 1923, Reporte Geológico en la Región de Achotal Ver. I.G.Z.S. No.214, PEMEX, Inédito.

Tschopp, H.J., 1924, Report on the Tertiary Stratigraphy of the Isthmus of Tehuantepec, Cia. Mex. de Petrol. El Aguila, I.G.Z.S. 121, PEMEX, Inédito.

Tschopp, H.J., 1926, Geological Report on the region of Cerro Pelon and Jimbal, Playas River, PEMEX, Inédito.

Tschopp, H.J., 1931, The Isthmian Saline Basin Compañia Mex. Petrol. El Aguila, I.G.Z.S. No. 299, PEMEX, Inédito.

Uchupi, E., 1973, Eastern Yucatan Continental Margin and Western Caribbean Tectonics: Amm. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 57, p.1075-1085.

Vail, P.R. et. al., 1977, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea level, Am. Asso. Petrol. Geol. pp.49-205. Memoir 26.

Vázquez, O.A., 1982, Prospecto El Coyul Oax. I.G.Z.S. N. 863, PEMEX, Inédito.

Velez, S.D. 1980, Prospecto Malpaso, Chis. I.G.Z.S. No. 776, PEMEX, Inédito.

Ver y Wiebe, W.A. 1925, Geology of Southern Mexico Oil Fields. Pan. Am. Geol. Bull. Vol 44, No. 2, pp. 121-138.

Viniegra, F.O., 1971, Age and Evolution of Salt Basin of Sutherland Mexico, The Amm. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 55, pp.478-494.

Waples, D.W., 1980, Time and Temperature in Petroleum exploration, A.A.P.G. Bull. Vol. 64, pp. 916-926.

Waite, E.L., 1986, Biostratigraphy and Paleoenvironmental Analysis of the Sierra Madre Limestone, West-Central, Chiapas, UNAM, Inst. de Geol. Bol. 102. pp.101-244.

Weaver, P. 1924, Land and Leases, Isthmus of Tehuantepec and Tabasco. I.G.Z.S. No.104, PEMEX, Inédito.

Webber y Ojeda, J., 1957, Lateritas Fósiles de las Regiones SW de Oax. y Sur de Chiapas, C.N.R.N.N.R. Bol. Vol.37, p.15-25.

Williams, H. y Mc.Birney, A.R. 1969, Volcanic History of Honduras: Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. v.85, p.1-99.

Wood, D.H., Giles, B.G., 1982. Hydrocarbon accumulation patterns in the East Texas Salt Dome Province. Bureau of Economic Geology. University of Texas at Austin.

Woodbury, H.O., Murray, J.B. Jr., y Osborne, R.E., 1980, Diapirs and Their Relation to Hydrocarbon Accumulation. Principles of World Petroleum Occurrence. Edited by d. Miall. Can. Soc. of. Petrol. Geol. Memoir. 6.

Wyatt, J.D., Applegate, S.P., Espinosa, L.A., 1981, Onshore Marine Cenozoic Along Southwest Pacific Coast of Mexico. Geol. Soc. of. Amer. Bull. Part. I, V.92. pp. 384-394.