



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

MODELADO ESTRUCTURAL EN LAS REGIONES
CENTRO Y SUR DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC

TESIS PRESENTADA EN

LA FACULTAD DE INGENIERÍA

COMO ASPIRANTE AL GRADO

INGENIERO GEÓLOGO

POR

GONZALO DIEGO ORTIZ



MÉXICO, D.F.

AGOSTO 2004



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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 esta 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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-904

SR. GONZALO DIEGO ORTIZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Mario Chávez González y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

MODELADO ESTRUCTURAL EN LAS REGIONES CENTRO Y SUR DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC

- I INTRODUCCIÓN**
- II GEOLOGÍA REGIONAL DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC**
- III SISMOTÉCTONICA EN EL ISTMO DE TEHUANTEPEC**
- IV MODELADO ESTRUCTURAL DE LA REGIÓN DE LA MIXTEQUITA**
- V MODELADO ESTRUCTURAL DE LA REGIÓN DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC**
- CONCLUSIONES**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.


Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, D. F., a 2 de julio de 2002

EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg



Reconocimientos

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, a la Facultad de Ingeniería y a todos los profesores, técnicos y ayudantes que dedicaron su tiempo en mi formación profesional.

Al Dr. Mario Chávez González, por la dirección, consejos y facilidades para la dirección del presente trabajo, así como su amistad y apoyo moral cuando fue necesario.

A los sinodales Ing. Jorge Nieto Obregón, Ing. Javier Arellano Gil, Ing. Juan José Medina Ávila e Ing. Luis Arturo Tapia Crespo por sus valiosas sugerencias y observaciones que enriquecieron este trabajo.

Al Ing. Mario Ernesto Vázquez Meneses, quien nos facilitó el sistema TRUSTPACK, además de enseñarnos el manejo del mismo, así como su por su asesoría en trabajo de campo para cuestiones de Neotectónica.

Al Dr. Odranoel Quintero Legorreta (†), quién de manera desinteresada nos transmitió los conocimientos teóricos para la reconstrucción de paleoesfuerzos propuesta por Angelier. Además de su aplicación en campo.

A mis Amigos y compañeros del Instituto de Ingeniería, Ricardo Bautista Bautista, Hugo Ramírez Hernández y Luz López H, por todo el apoyo que me brindaron en la realización de este trabajo el cual es un reflejo de ese esfuerzo.

Gracias a mis compañeros de aulas y campo, de quienes la lista no cabría en esta hoja, con los cuales pase momentos que marcaron mi vida. En particular al Ing. Benjamín Márquez Castañeda, profesor y amigo reconocido por todos nosotros.

Y en especial a cada uno de los integrantes de mi núcleo familiar sin quienes este logro, quizá no hubiera sido posible.

Dedicatoria:

Este trabajo esta dedicado a Dominga, quien siempre me ha dado más de lo que merezco. Gracias.

CONTENIDO

| | |
|---|----|
| 1.- INTRODUCCIÓN..... | 1 |
| 1.1.- Localización del área de estudio..... | 1 |
| 1.2.-Objetivos..... | 1 |
| 1.3.- Antecedentes..... | 1 |
| 1.4.- Metodología..... | 2 |
| 2.- GEOLOGÍA REGIONAL DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC (I.T)..... | 3 |
| 2.1.- Marco tectónico regional..... | 3 |
| 2.1.1.- Evolución tectónica de Golfo de México..... | 3 |
| 2.1.2.- Evolución del margen pacífico en la vecindad del I.T..... | 7 |
| 2.2.- Elementos tectónicos del Istmo de Tehuantepec..... | 11 |
| 2.2.1.- Cuenca salina del Istmo de Tehuantepec..... | 13 |
| 2.2.2.- Batolito de Chiapas..... | 15 |
| 2.2.3.- Sierra Madre Oriental (región Istmo)..... | 18 |
| 2.1.4.- Sierra de Chiapas..... | 20 |
| 2.3.-Conclusiones del capítulo..... | 23 |
| 3.- SISMOTECTONICA EN EL I.T..... | 24 |
| 3.1.- Introducción..... | 24 |
| 3.2.- Campaña de microsismicidad 1995-1996 en el I.T..... | 24 |
| 3.2.2.- Resultados de la localización..... | 26 |
| 3.3.- Obtención de mecanismos focales..... | 30 |
| 3.4.- Campaña de neotectónica 2000..... | 33 |
| 3.4.1.- Introducción..... | 33 |
| 3.4.2.- Obtención de datos de campo..... | 33 |
| 3.4.3.- Procesado de la información..... | 34 |
| 3.4.4.- Resultados del procesamiento..... | 37 |
| 3.5.-Conclusiones del capítulo..... | 42 |
| 4.- MODELADO ESTRUCTURAL DE LA REGIÓN DE LA MIXTEQUITA..... | 44 |
| 4.1. Introducción..... | 44 |
| 4.2. Fundamentos para la construcción de secciones balanceadas..... | 47 |
| 4.3. Descripción del código Thrustpack..... | 52 |
| 4.4. Modelado estructural de un anticlinal ubicado en la región de la Mixtequita..... | 55 |
| 4.5. Discusión del modelado del anticlinal de la región de la Mixtequita..... | 64 |
| 4.6.- Conclusiones del capítulo..... | 66 |

| | |
|---|----|
| 5.- MODELADO DE UNA SECCIÓN PALINPLASTICA EN EL GOLFO DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC..... | 68 |
| 5.1. Introducción..... | 68 |
| 5.2. Sección Palinplástica..... | 70 |
| 5.3. Elementos previos a la deformación..... | 73 |
| 5.4. Datos incluidos en los modelos..... | 75 |
| 5.5. Conclusiones del capítulo..... | 79 |
| | |
| 6.- CONCLUSIONES GENERALES..... | 81 |
| | |
| 7.- BIBLIOGRAFÍA..... | 83 |

1.- INTRODUCCIÓN.

1.1.- Localización del área de estudio.

El área del presente estudio, se localiza en el sureste de la República Mexicana, cubre parte de los estados de Veracruz, Oaxaca, Chiapas y en Tabasco. Esta limitada cartográficamente por las coordenadas 14° y 19° N y los meridianos 93° y 97° W. Representa un área aproximada de 110,000 km².

1.2.- Objetivos.

Los principales objetivos del presente estudio son modelar en dos dimensiones la deformación de una estructura anticlinal localizada en la región de la Mixtequita, así como aplicar la misma técnica en una región sin deformación dentro del golfo de Tehuantepec.

De igual forma, se pretende conocer la sismotectónica de la región, apoyados en campañas de microsismicidad y de neotectónica realizadas en diversas campañas de campo. Información que sirve como información de apoyo a los modelos que se proponen (Chávez et al 1994, 1997, 1999, 2002; Bautista, 2002; Ramírez, 2003).

1.3.- Antecedentes.

El sureste de México ha sido objeto de diversos estudios generalmente enfocados a la exploración petrolera. En este caso en particular se sigue una línea de investigación por parte del Instituto de Ingeniería (IINGEN), UNAM, iniciada a finales de la década de los 80's, en colaboración con otras instituciones mexicanas, entre las que se encuentran el Instituto de Geología, de la UNAM. El Instituto Mexicano del Petróleo y Petróleos Mexicanos. Así mismo se contó con la colaboración del Institut de Physique du Globe de Paris y el Departament de Geologie Structurele de la universite de Paris VI (Chávez et al, 1994, 1997, 1999, 2002).

1.4.- Metodología.

Se realizó una investigación bibliográfica detallada de los trabajos desarrollados de la región de estudio, así como de las regiones vecinas. Se aplicaron diversas técnicas tanto en campo como en gabinete por especialistas en cada una de las áreas de estudio.

Para comprender el comportamiento sísmico de la región, se realizó una campaña de microsismicidad en 1995, de este trabajo se obtuvo información sismotectónica, resultado de un minucioso análisis por parte de todo un equipo de colaboradores que intervino en la obtención de resultados; como fueron: la localización de eventos, mecanismos focales, el modelado de placa, análisis de espectros, desarrollo de imágenes.

Se continuo el estudio de la neotectónica de la región iniciada en el Instituto de Ingeniería de la UNAM (IINGEN), en 1987 mediante una campaña de microsismicidad en el año 2000, asimismo se obtuvo información de una amplia red de estaciones neotectónicas, las cuales al ser procesadas revelaron el estado de compresión y tensión que presenta la región; así mismo, se aprovechó la salida al campo para recolectar muestras de roca, las cuales además de servir para la clasificación del material, se envió a datar para tratar de tener un control en las edades de la misma.

Para el modelado de la evolución tectónica de las secciones estructurales de interés se contó con el apoyo de líneas sísmicas, información de pozos, y perfiles eléctricos del centro del Istmo y del Golfo de Tehuantepec. El modelado se efectuó por medio del programa Thrustpack, versión 6.1.

2.- GEOLOGIA REGIONAL DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

2.1.- Marco tectónico regional.

El área de estudio, que es parte del Istmo de Tehuantepec (IT) se localiza en la placa de Norteamérica muy cerca del límite convergente entre esta y las placas Caribe y Cocos (Fig. 2.1). Como se verá a continuación la formación y evolución del IT, está estrechamente relacionada con la evolución tectónica del Golfo de México y del margen Pacífico, por lo cual en lo que sigue se hará una síntesis de la evolución de éstos.

2.1.1.- Evolución tectónica del Golfo de México.

El proceso de formación del Golfo de México, se inició a partir del desarrollo de una zona de “rift” en su parte central del mismo, en la cual, nueva corteza fue generada, con la separación de la península de Yucatán y la subsecuente formación del Golfo de México. Durante el Jurásico Medio (Calloviano), en el Golfo de México ocurrieron los últimos procesos de la etapa de ruptura, que propiciaron el debilitamiento y adelgazamiento de la corteza continental y la consecuente subsidencia tectónica; se inició entonces, la invasión de aguas marinas provenientes del Pacífico que depositaron rocas evaporíticas y lechos rojos. A principios del Jurásico Superior (Oxfordiano) comenzó la etapa de deriva caracterizada por la subsidencia de los márgenes de la cuenca, el movimiento del Bloque Maya (actual península de Yucatán) hacia el Sureste hasta su posición actual y la creación de nueva corteza oceánica.

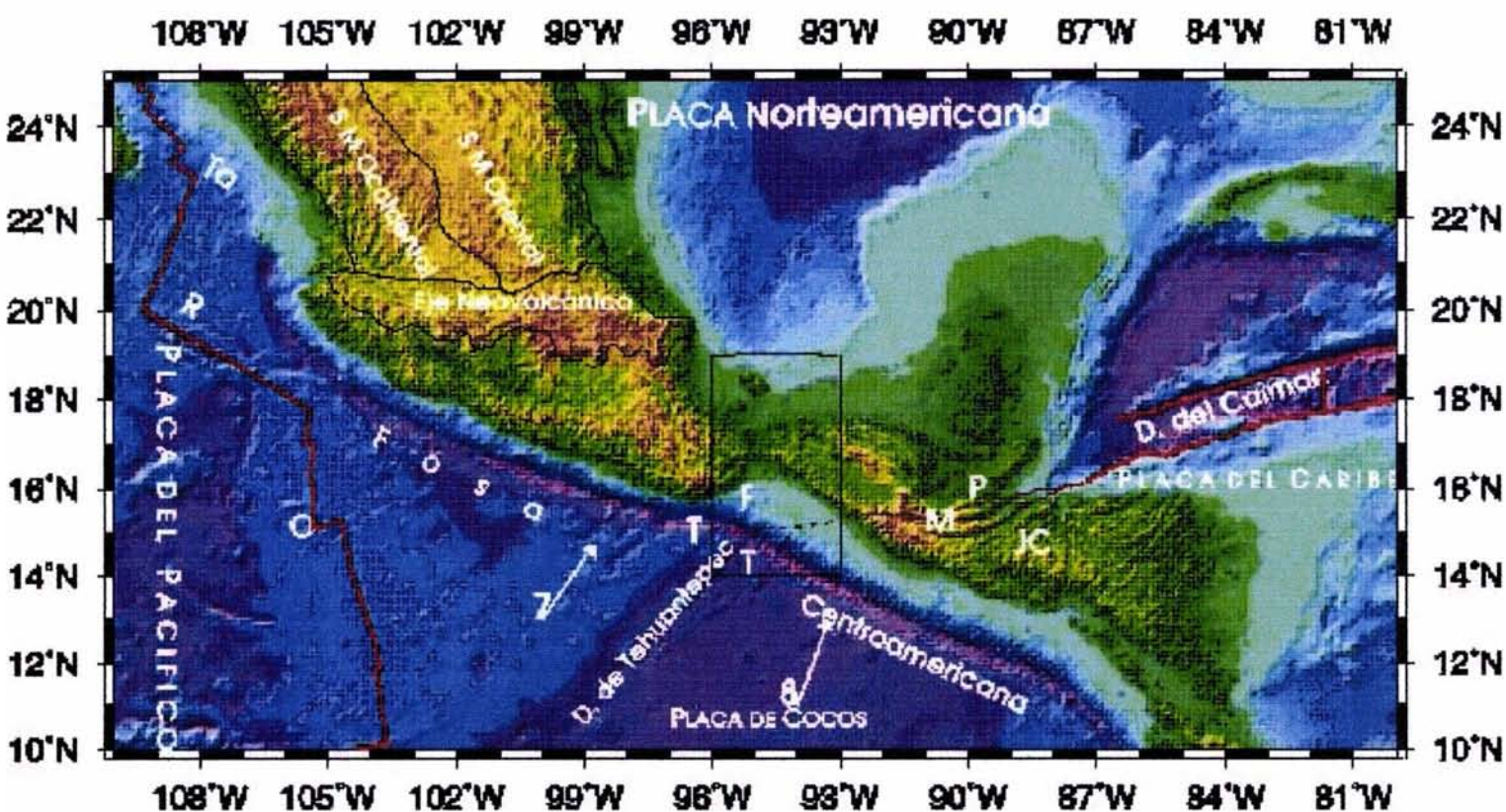


Fig 2.1.- Tectónica del centro-sur de México, con las placas tectónicas que intervienen en el sistema con sus direcciones y velocidades de desplazamiento, así como los sistemas laterales que actúan en la región de estudio (Velazquillo, L.,1994). El recuadro marca la región de estudio.

El límite de fallas transformante Polochic-Motahua (Fig. 2.1), al SE del área de estudio, parece corresponder a la discontinuidad estructural que se observa en el Istmo de Tehuantepec entre el estilo tectónico de la Sierra Madre Oriental y la Sierra de Chiapas. Durante el Jurásico Superior (Kimmeridiano), en el área de subsidencia ocurrió la invasión de aguas marinas del Golfo que acumularon carbonatos de condiciones someras y de alta energía; durante el Tithoniano continuó el movimiento del Bloque Maya hacia el oriente (Vázquez, 1990).

Durante la primera parte del Jurásico Tardío, se tenía una expansión oceánica en la parte central del Golfo de México. Durante esa fase de apertura, se tuvo movimiento transcurrente en el margen lateral del sistema Tampico Misantla, como se muestra en la (figura 2.2), en contraste en la región de estudio, el margen era de carácter pasivo (Oviedo 1996).

A principios del Cretácico Temprano, el Bloque Maya alcanzó su actual posición, terminando así la etapa de deriva continental en el Golfo de México e iniciándose en sus márgenes un proceso de subsidencia por enfriamiento cortical que coincidió con una caída relativa del nivel del mar.

Para el Cretácico Medio en la región de interés sólo se reportan pequeños cambios en las litofacies, lo que nos induce a pensar que las condiciones que controlaron la sedimentación durante el Cretácico Inferior no sufrieron cambios considerables. A principios del Cretácico Superior, después de una “estabilidad tectónica” durante el Cretácico Medio, el equilibrio tectónico comenzó a romperse, lo cual se evidencia en la sedimentación. Estos cambios, no pueden atribuirse a un sólo evento tectónico sino a todo un proceso tectónico el cual se desarrolla durante un período de tiempo, y que de acuerdo a los datos estructurales, se pueden asociar al fenómeno de transurrencia ocurrido en la región del IT (Pindell J.L., et al, 1988; Vázquez y Villaseñor, 1990).

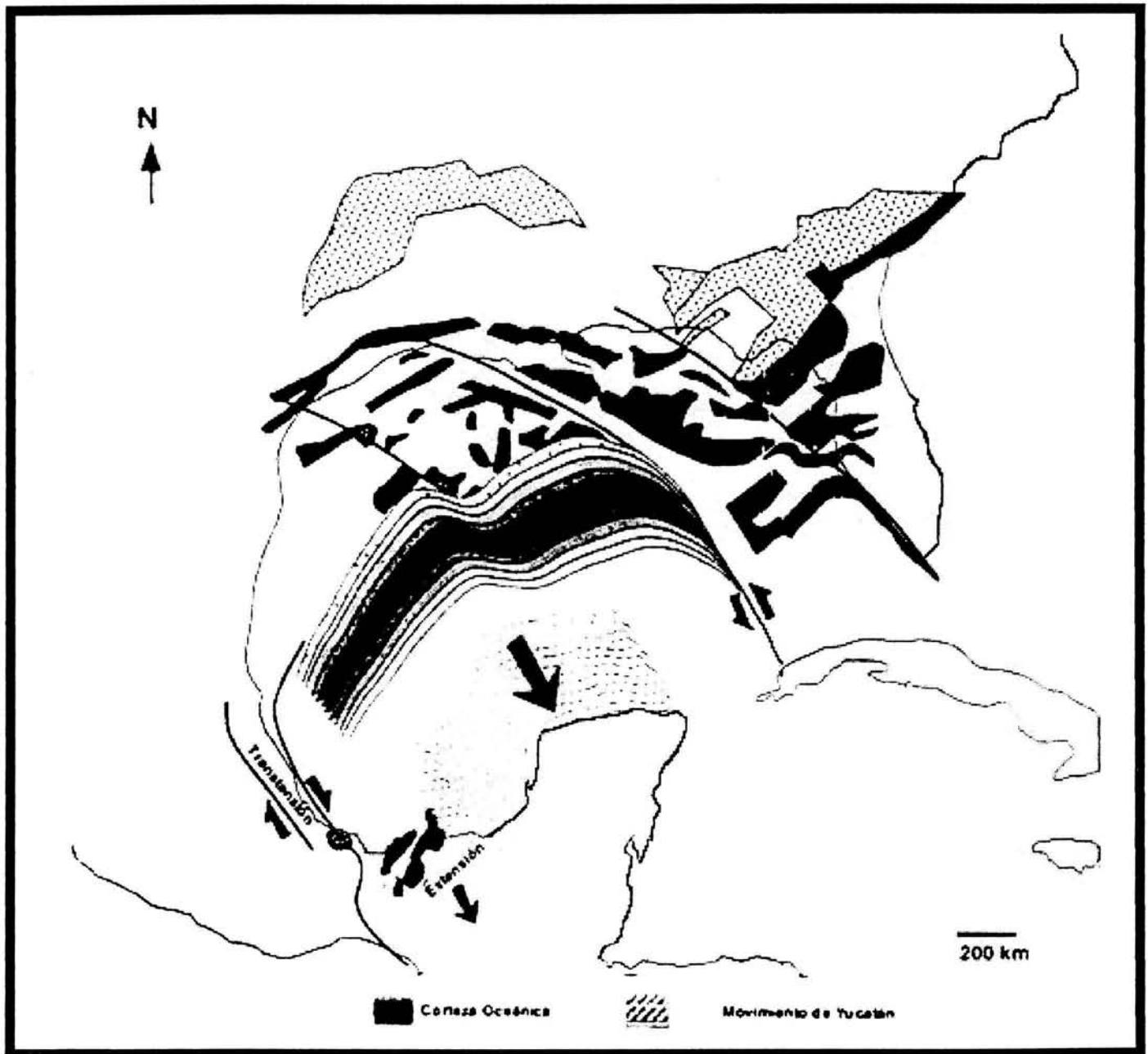


Figura 2.2.- Apertura del Golfo de México en el Jurásico Tardío (Tomada de Oviedo 1996).

2.1.2.- Evolución del margen Pacífico en la vecindad del Istmo de Tehuantepec.

Hacia el fin del Cretácico, ocurrió un cambio en la geometría de las placas y en la dirección del movimiento en el margen Pacífico, dando como resultado que los primeros efectos compresivos se manifestaran en el área. El margen Pacífico estaba probablemente bordeado por un gran número de pequeñas placas móviles e independientes (Sedlock et. al., 1993), la evolución en el área fue controlada por una de esas pequeñas placas, conocida como el Bloque de Chortis (Fig 2.3).

Durante el Cretácico Tardío, la primera colisión entre Chortis y Chiapas, dio como resultado el primer levantamiento y cabalgamiento del Macizo de Chiapas (Carfentan 1981). La colisión en esta etapa fue relativamente suave durante el paleógeno. Evidencias del cambio de régimen se tienen en la Sierra de Chiapas, donde la Formación Ocozocuatla representa, localmente el frente del Macizo de Chiapas, que indica un cambio brusco en condiciones de plataforma del Cretácico Tardío.

Para el Eoceno Inferior, el bloque de las Antillas Mayores alcanza su posición final, y durante el Eoceno Medio-Superior se inicia la generación de corteza oceánica en la Fosa Caymán. En el transcurso del Terciario Superior, el bloque de Chortis continúa manteniendo su deriva hacia el Oriente, además, la actividad ígnea intrusiva producto de la subducción en el margen Pacífico (la cual inicia en el Jurásico) evoluciona de Oeste a Este.



Figura 2.3.- Colisión Cretácico Tardía-Paleógeno sobre el margen Pacífico (Oviedo 1996).

CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

Para el Mioceno, el bloque de Chortis empujó con mayor fuerza al Macizo de Chiapas (figura 2,4), lo que dio origen a la fase principal de estructuración y cabalgamiento en la Sierra de Chiapas, a la cual se le conoce con el nombre de Ciclo Chiapaneco (Oviedo 1996).

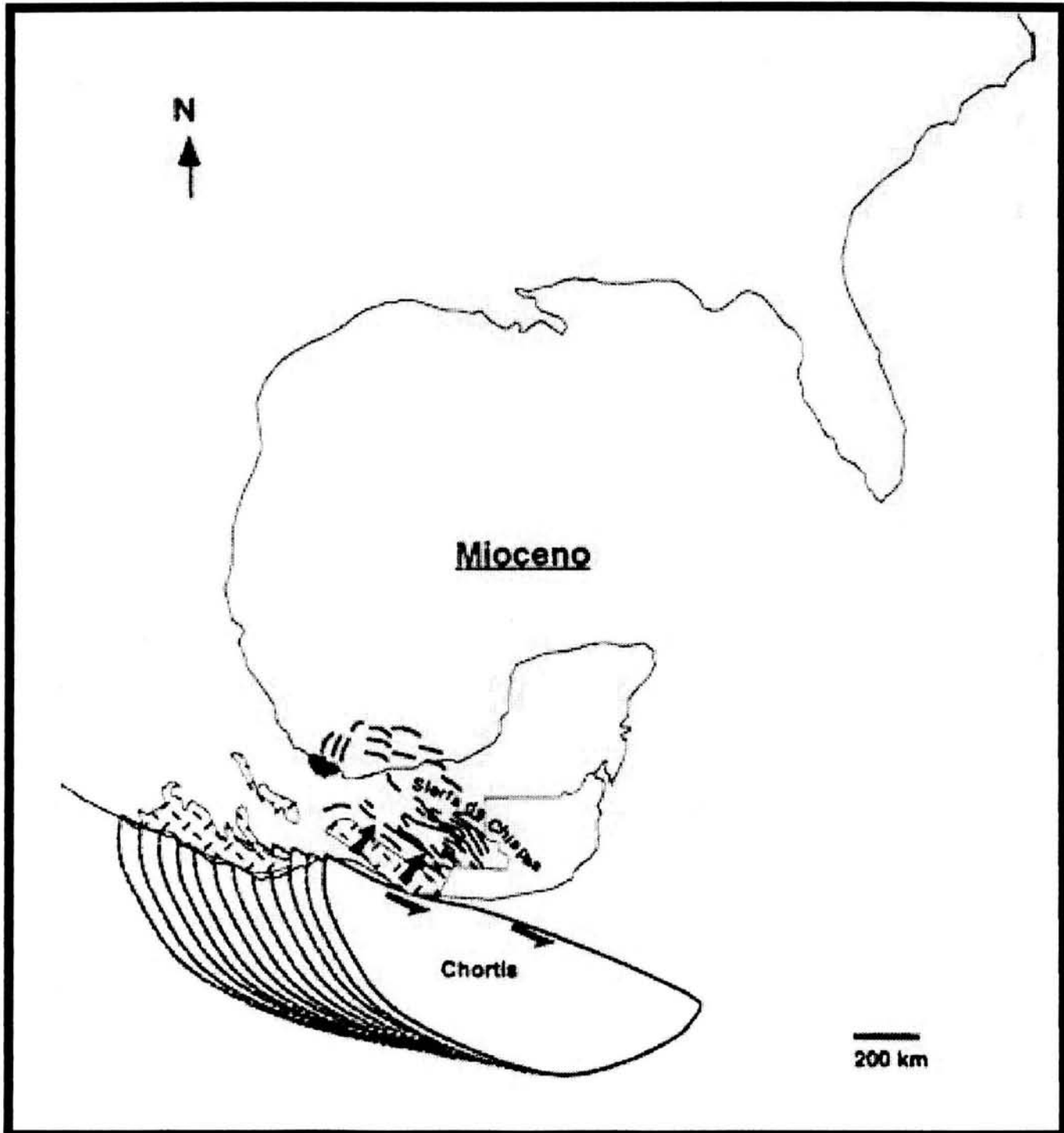


Figura 2.4.- Colisión oblicua miocénica en el margen Pacífico (Oviedo 1996).

CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

En el Plio-Pleistoceno, el bloque de Chortis continuó su movimiento hacia el este (figura 2.5), alejándose del Macizo de Chiapas. La carga isostática que flexionaba hacia abajo el margen Pacífico ya no existía, y el margen rebotó hacia arriba al verse liberado del peso que lo hundía. Esto dio como resultado un gran levantamiento y erosión en la parte sur del área de estudio.

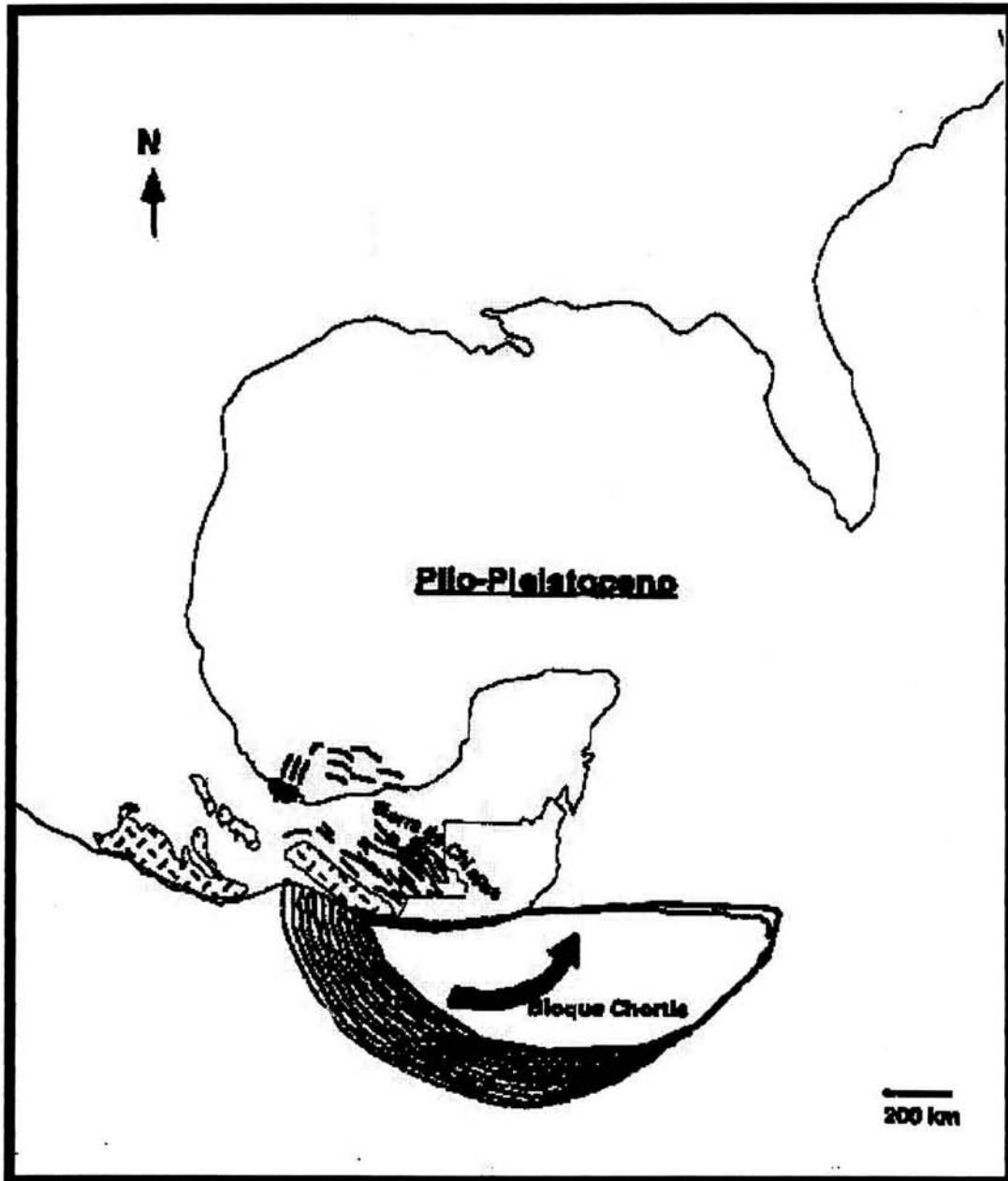


Figura 2.5.- Levantamiento del Margen Pacífico en el Plio-Pleistoceno, seguido por el desplazamiento del bloque de Chortis (Tomada de Oviedo 1996).

2.2.- Elementos tectónicos del Istmo de Tehuantepec.

Como se discute a continuación, la geología del Istmo de Tehuantepec (IT) es muy variada, tanto en edad como en su composición litológica, esta constituida en su mayoría por rocas sedimentarias, y en menor porcentaje de rocas ígneas. En lo que sigue se describen por separado a los elementos tectónicos que la componen, aunados a estos elementos se encuentran formaciones asociadas a la Cuenca salina del Istmo de Tehuantepec (Fig. 2.6).

En la parte Norte del IT se localiza la Cuenca Salina del Istmo, al Sureste del mismo se ubican la Sierra de Chiapas y el Batolito de Chiapas, y al Suroeste del IT se encuentra el extremo Sureste de la Sierra Madre Oriental. Es importante mencionar que los cuerpos geológicos mencionados, no representan la totalidad de los que constituyen a la región de estudio, pero si los de mayor relevancia, a continuación se incluye una descripción sucinta de cada uno de ellos.

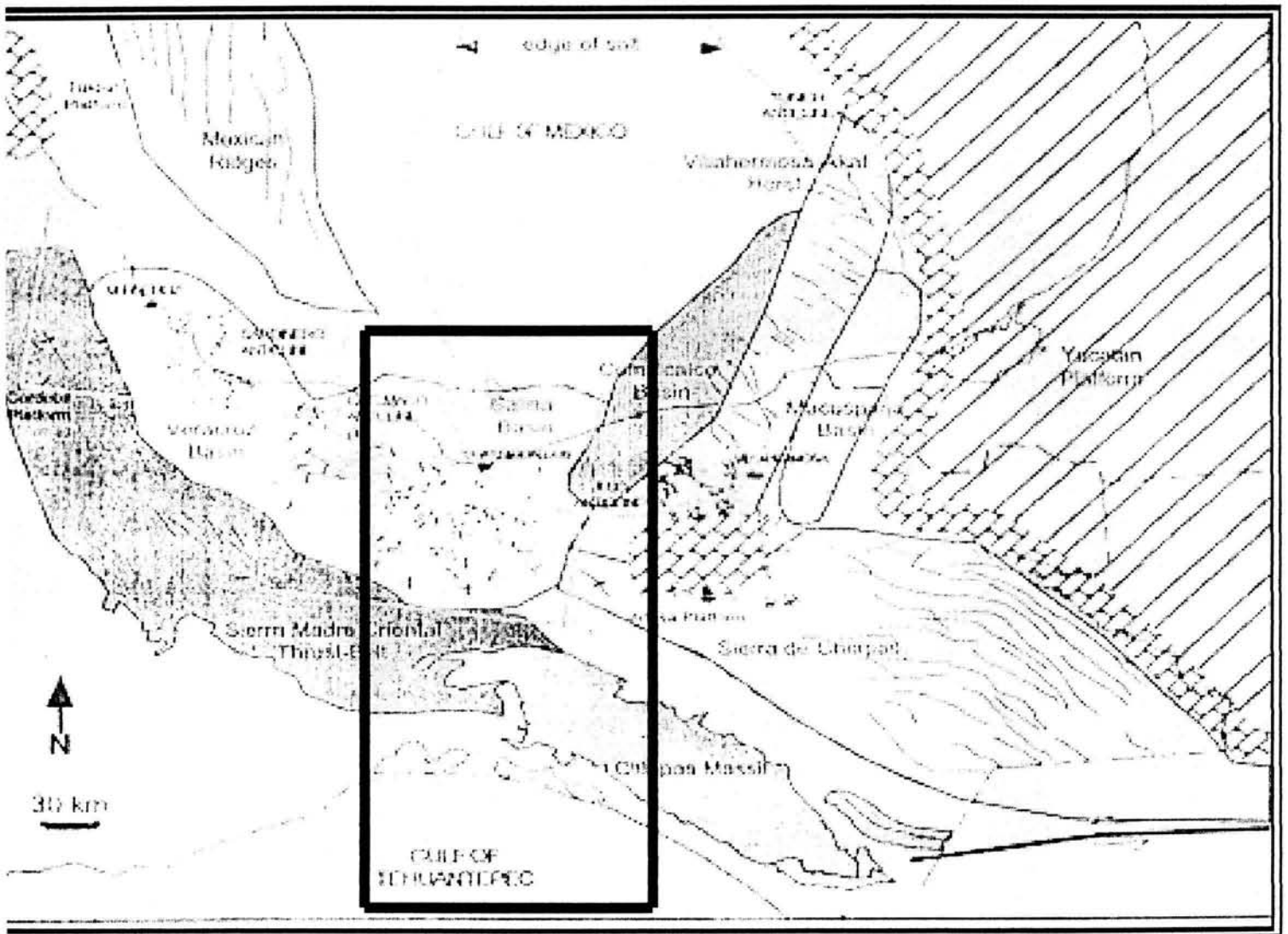


Figura 2.6. Elementos tectónicos de la región del Istmo de Tehuantepec. El recuadro indica el área de interés del estudio (Modificado de Aranda, 1999).

2.2.1.- Cuenca salina del Istmo de Tehuantepec.

La Cuenca Salina del Istmo se ubica en la parte Norte de la zona más estrecha del denominado Istmo de Tehuantepec, entre los ríos Coatzacoalcos y Tonalá. La base de la secuencia salina no se encuentra expuesta en parte alguna, y la cubierta consiste de las estructuras salinas del istmo entre las que se encuentran calizas dolomíticas, anhidrita y yesos.

Con la trasgresión del mar en el Jurásico Superior en la región del actual antepaís ístmico, comenzó una trasgresión general hacia el sur, que avanzó hasta el borde de la cuenca salina. Durante el Cretácico Inferior el mar avanzó hasta el margen boreal del actual Macizo de Chiapas, y durante el Cretácico Medio el mar cubrió el macizo, entrando en una fase de subsidencia.

Durante el Jurásico Superior y la mayor parte del Cretácico, las condiciones fueron tales que los depósitos principales fueron grandes espesores de calizas no estratificadas (masivas). Un cambio completo en el tipo de sedimentación tuvo lugar hacia el final del Cretácico, depositándose gruesos espesores de lutitas durante el Cretácico Superior y principios del Cenozoico. Además de esa diferencia de facies hay una importante discordancia entre la secuencia de calizas no estratificadas y la gruesa serie de lutitas que yace sobre de ella.

Gruesos paquetes de conglomerados no estratificados yacen sobre las lutitas, indicando otro cambio notable en las condiciones de sedimentación. Se puede interpretar que antes de que se depositaran los conglomerados, las prominencias estratigráficas de las cuales derivaban estos cantos deben haber sido elevadas y sujetas a una fuerte erosión.

CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

El Oligoceno marca un período importante de sumersión, dando lugar a las unidades clásticas de mayor espesor en el Istmo. Las condiciones de sedimentación fueron notablemente constantes en esa época, acumulándose estratos principalmente de lutitas con abundantes foraminíferos y capas delgadas de areniscas finas (Fotografía 2.1). En la porción oriental se tienen facies de aguas someras que dieron lugar a areniscas con estratos difusos, en conclusión se puede decir que en la zona interna del la región de estudio, sólo se encontraron rocas sedimentarias.



Fotografía 2.1.- Corte sobre la carretera Tinaja –Coatzacoalcos, en ella se observan lutitas y areniscas Terciarias, interestratificadas pertenecientes a la Cuenca Salina del Istmo, de edad terciaria. Campaña Neotectónica 2000.

2.2.2.- Batolito de Chiapas.

El Batolito de Chiapas se localiza en el Estado de Chiapas en una franja que corre de NW a SE paralela a la línea de costa del Golfo de Tehuantepec. Se encuentra principalmente constituido por dos tipos de rocas: Leucogranitos que afloran en la parte Noroccidental y Suroriental del poblado de Cintalapa, y de Tonalitas presentes en las zonas de Pueblo Viejo, Río Chiquito. Petrográficamente, los leucogranitos presentan una textura holocristalina de grano grueso, inequigranular, compuesta principalmente por microclina, plagioclasa sódica y cuarzo. Las Tonalitas también presentan una textura holocristalina de grano grueso compuesta de Plagioclasa sódica, cuarzo, biotita y otros minerales accesorios, Múgica, 1987 (Fotografías 2.2 y 2.3).

El mismo autor determina una edad Permotriásica por el método K-Ar, a partir de 11 muestras litológicas cuyos intervalos de tiempo dieron edades entre 246-244 m.a., 271-221 m.a., 257 m.a y 229 m.a. Se interpreta que durante la orogenia Apalachiana ocurrió el emplazamiento de los leucogranitos y tonalitas del Batolito de Chiapas

Cabe destacar, que en el sureste de México, el Batolito de Chiapas aflora en grandes extensiones, sin embargo en parte de la región del Istmo de Tehuantepec éste representa el basamento ígneo premezosoico en el subsuelo.

CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC.



Fotografía 2.2.- En la foto se puede observar un afloramiento de Granito Pertenciente al Batolito de Chiapas.



Fotografía 2.3.- Ejemplo del tipo de contacto en el Batolito de Chiapas.

2.2.3.- Sierra Madre Oriental (Región Istmo):

La Sierra Madre Oriental está representada por una cordillera orográfica formada por montañas altas, cañadas y valles, su relieve se debe a la deformación de rocas mesozoicas y de su basamento, las cuales fueron levantadas, comprimidas y transportadas hacia el noreste, formando pliegues y cabalgaduras durante la Orogenia Laramídica (De Zcerna 1960).

Datos obtenidos recientemente (Randall, et, al 1996), sugieren que la pila de sedimentos acumulados en la Sierra Madre Oriental, fue mucho mayor a lo que está presente y su levantamiento y fallamiento no pudo ser anterior al Eoceno. Esto explica las deformaciones de crucero, provocadas por carga litostática en algunos sectores del frente de montaña, y es posible que la compresión y levantamiento del frente plegado sea posterior al Eoceno.

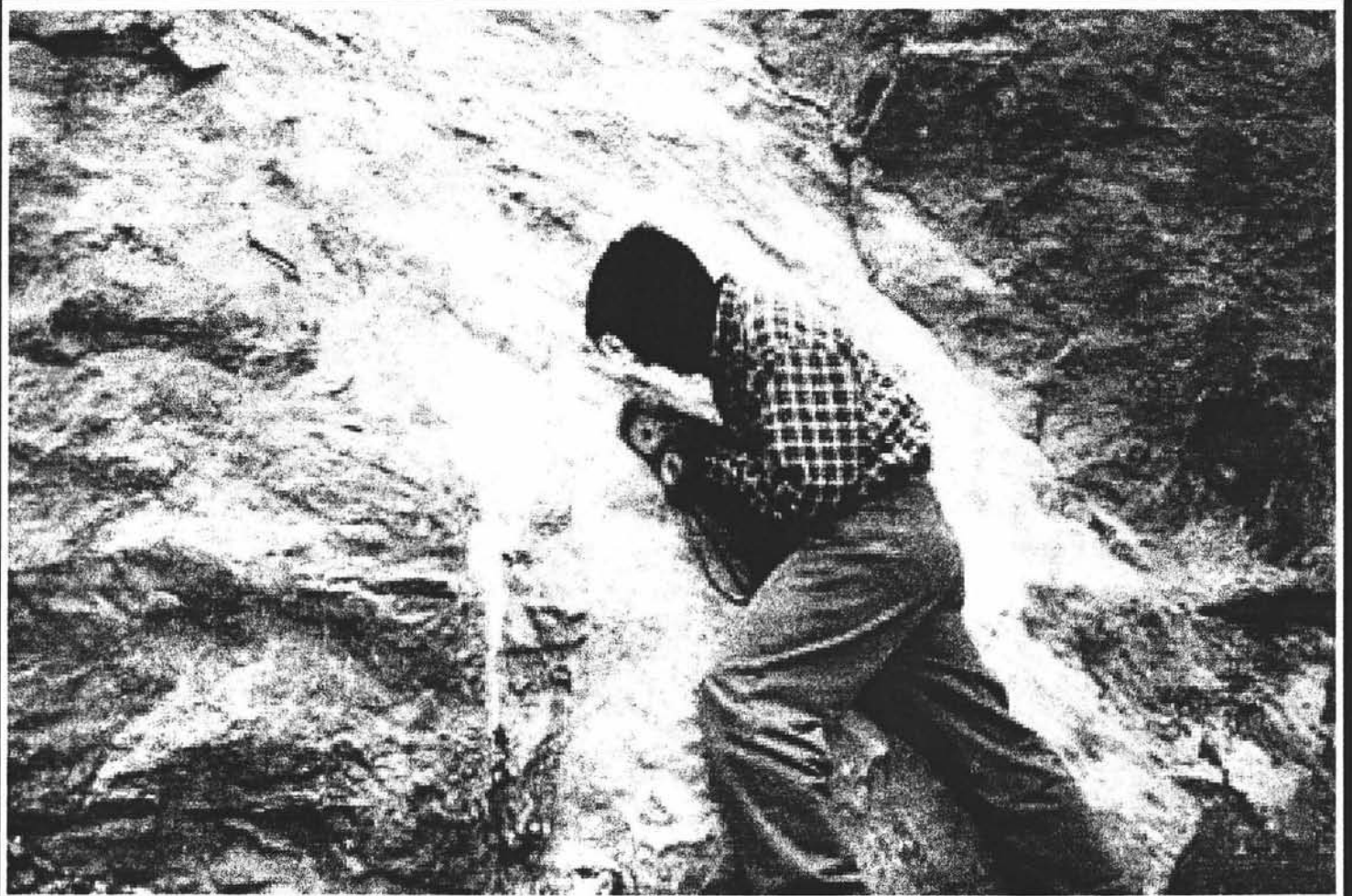
La Sierra Madre Oriental constituye una unidad fisiográfica con más de 800 km de longitud, y de 80 a 100 km de amplitud. El conjunto Sierra Madre Oriental es un relieve morfoestructural curvado que se ubica desde la ciudad de Torreón, Coahuila hasta Tuxtepec, Oaxaca; cubierto en su región central por rocas volcánicas del Cinturón Volcánico Transmexicano.

Las calizas de la Sierra Madre Oriental consiste de una gran variedad de rocas que varían en litologías y edades (Fotografía 2.4): se tiene desde un gneis de edad precámbrica en el anticlinorio de Huayacocotla y Huizachal-Peregrina, (Carrillo 1961; De Zcerna et.al 1977), hasta esquistos de edad preoxfordiana que aparecen en la localidad de Teziutlán , Puebla (Viniegra 1966).

Con la información estratigráfica regional se puede reconstruir una serie de dominios sedimentarios que evolucionaron en las formaciones de cuencas y plataformas, éstas definen provincias paleogeográficas; la importancia que tiene esta distinción es el tratar de entender el comportamiento mecánico que ocurrió durante su deformación. Se pueden

CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

distinguir estilos estructurales únicos para varios sectores de la Sierra Madre Oriental, para fines de este trabajo, el dominio de interés es el denominado “región de Zongolica”, que es la región más al sur de la Sierra Madre Oriental.



Fotografía 2.4. Ejemplo de estrías en calizas de edad Cretácica de la Sierra Madre Oriental. (Campaña Neotectónica 2000).

2.1.4.- Sierra de Chiapas.

La sierra de Chiapas ocupa una superficie cercana a los 100 000 km², y forma parte de los estados de Oaxaca, Chiapas y Tabasco, además cuenta con una gran diversidad de litologías que varían en edades desde el Permiano donde tiene origen su basamento hasta el Plioceno. De acuerdo con el marco regional en el que se encuentra el área de estudio, su evolución paleogeográfica esta íntimamente ligada a la evolución tectónica del Golfo de México.

El basamento Premesozoico esta constituido principalmente de dos tipos de roca, un basamento ígneo y otro metamórfico. El basamento ígneo esta representado por el Batolito de Chiapas y el Batolito de la Mixtequita (M. E. Vázquez y Villaseñor 1990). El paquete de rocas que se depósito sobre el basamento expuesto anteriormente pertenecen principalmente al Mesozoico y Cenozoico aunque también se encuentran formaciones pertenecientes al paleozoico. La secuencia Paleozoica de acuerdo a Hinojosa (1966), se compone en su parte inferior por rocas metamórficas derivadas de lutitas, margas y areniscas; mientras que la parte superior se compone de lutitas y areniscas.

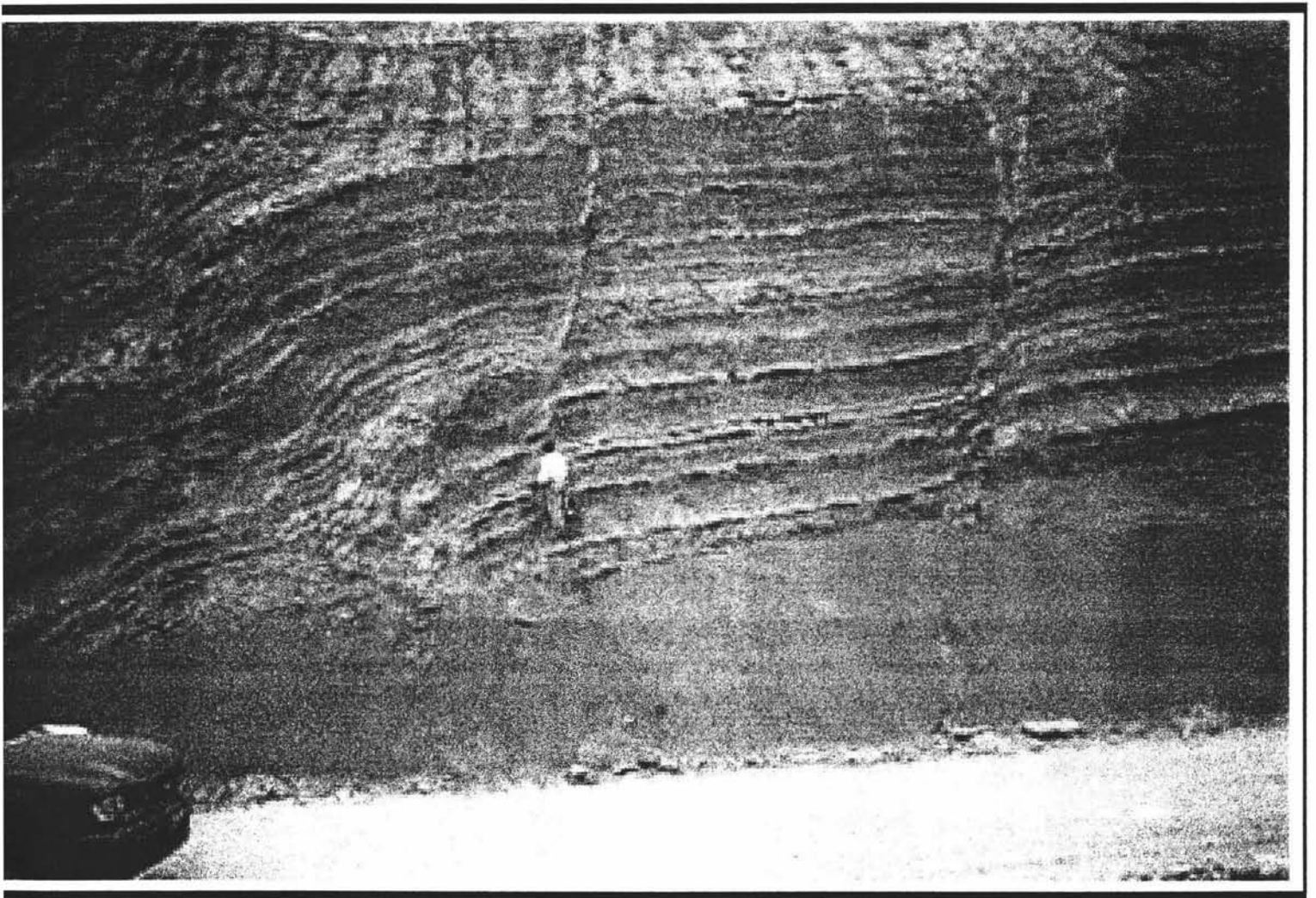
El Jurásico se encuentra representado por un derrame de andesita, y areniscas de grano grueso de la Formación Todos Santos (Meneses, 1985), En el Jurásico medio el agua del mar inundó los Grabens formando mares someros los que dieron origen a grandes depósitos salinos (M. E. Vázquez y Villaseñor, 1990), y a finales del Jurásico continuó la trasgresión, la cual trajo como consecuencia el depósito de rocas carbonatadas.

La mayor parte del Cretácico se caracterizó por una sedimentación de carbonatos y anhidritas que dio lugar a un depósito importante de rocas calizas y evaporíticas. Solo al final de este periodo se depositaron terrígenos, los cuales dieron paso a la formación de un paquete de areniscas.

En el Paleoceno cambió el régimen de depósito, resultado de una regresión marina lo que representa el retiro del mar hacia el Norte, y en las zonas marinas ocurrió el depósito de calizas, lutitas y areniscas. Al sufrir erosión los pilares tectónicos formados en épocas anteriores en el Sur se produjeron depósitos de tipo continental, los cuales están representados por conglomerados de la Formación El Bosque.

El ambiente de depósito cambió también para el Mioceno, a ambientes de tipo lagunar y litoral, depositándose conglomerados y carbonatos de plataforma con algunos desarrollos arrecifales en forma de barras.

Las rocas más recientes se acumulan en el Plioceno, y se depositan conglomerados y terrígenos en ambientes marinos poco profundos. Por último en el Cuaternario se acumulan sedimentos aluviales, suelos residuales, gravas y arenas mal consolidadas (M. E. Vázquez y Villaseñor, 1990).



Fotografía 2.5.- Ejemplo de afloramiento de la secuencia sedimentaria en la Sierra de Chiapas (Campaña Neotectónica 2000).

2.3.- Conclusiones del capítulo.

1.-La formación y evolución tectónica del Istmo de Tehuantepec, esta asociada estrechamente a la apertura del Golfo de México y al movimiento del Bloque de Chortis en el Margen del Pacífico.

2.- Los primeros efectos compresivos en el área se manifestaron a finales del Cretácico, con un cambio en la dirección de las placas, iniciándose el movimiento del Bloque de Chortis, lo cual generó el primer levantamiento y cabalgamiento del Macizo de Chiapas.

3.- En el Mioceno Temprano se inicia una nueva fase de plegamientos, asociada al fin de la colisión inicial de Chortis con el margen Pacífico, el Macizo de Chiapas y la Sierra Madre de Chiapas continúan su levantamiento.

4.- En el Mioceno Tardío se tiene la mayor etapa de compresión para la región de estudio, efecto de la colisión oblicua con carga isostática del Bloque de Chortis en el margen pacífico.

5.- Durante el Plioceno son tres los factores que determinan la compresión en la región de estudio; el desplazamiento al Norte de la placa del Caribe, el desplazamiento al nororiente de Chortis, y el movimiento hacia el este de del sistema Motahua-Polochic.

6.- Para el Neógeno, la evolución tectónica en la zona de estudio esta ligada a la evolución del Bloque de Chortis en el margen del pacífico.

7.- La región de estudio esta constituida por partes de 4 elementos tectónicos: El Macizo Chiapaneco, Sierra Madre Oriental y la Sierra de Chiapas, así como de una cuenca de depósito, la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec.

3.- SISMOTECTONICA EN EL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

3.1.- Introducción.

En este capítulo se presenta una síntesis de los trabajos efectuado recientemente sobre microsismicidad y neotectónica del Istmo de Tehuantepec (IT). En estos trabajos ha participado personal de los Institutos de Ingeniería y Geología de la UNAM, del Instituto Mexicano del Petróleo, así como del Institute de Physique du Globe de París y del Laboratoire de Tectonique de la Universite Paris VI. Dichos trabajos forman parte de la investigación que sobre la sismotectónica del sureste de México ha estado llevando a cabo el mencionado equipo de trabajo desde principios de los años 90 (Barrier et al., 1998; Chávez et el., 1997, 1999, 2000, 2001).

Primero se discutirán los aspectos relacionados con la campaña de microsismicidad efectuada en el IT de noviembre de 1995 a enero de 1996, utilizando una red sismológica temporal. A continuación se abordará lo correspondiente a la campaña de neotectónica llevada a cabo en el IT en el año 2000, en la cual se obtuvieron datos sobre los paleoesfuerzos en diversas zonas del mismo. Finalmente se presentan las conclusiones principales de ambas campañas.

3.2.- Campaña de microsismicidad 1995-1996 en el Istmo de Tehuantepec.

Durante los meses de Noviembre de 1995 a enero de 1996, se realizó una campaña de microsismicidad en el IT, para ello se instaló una red sismológica temporal formada por 20 estaciones sismológicas portátiles, la ubicación de la estaciones (Fig. 3.1). Se contó con 10 estaciones Reftek, 4 estaciones Eda y 6 estaciones MeQ, las cuales incluían lo siguientes equipos: a) registrador RefTek y sensores Mark L22 y Guralp CGM5, b) registrador EDA y sensor Lennartz LE-3D, y c) registrador Sprengnether MeQ-800 y sensor Ranger SS1 de Kinematics, respectivamente. En lo que sigue se discutirán los aspectos más relevantes relacionados con el procesamiento de la información obtenida durante la campaña, especialmente sobre la localización de los eventos detectados, así como sobre los mecanismos de falla obtenidos para algunos de ellos.

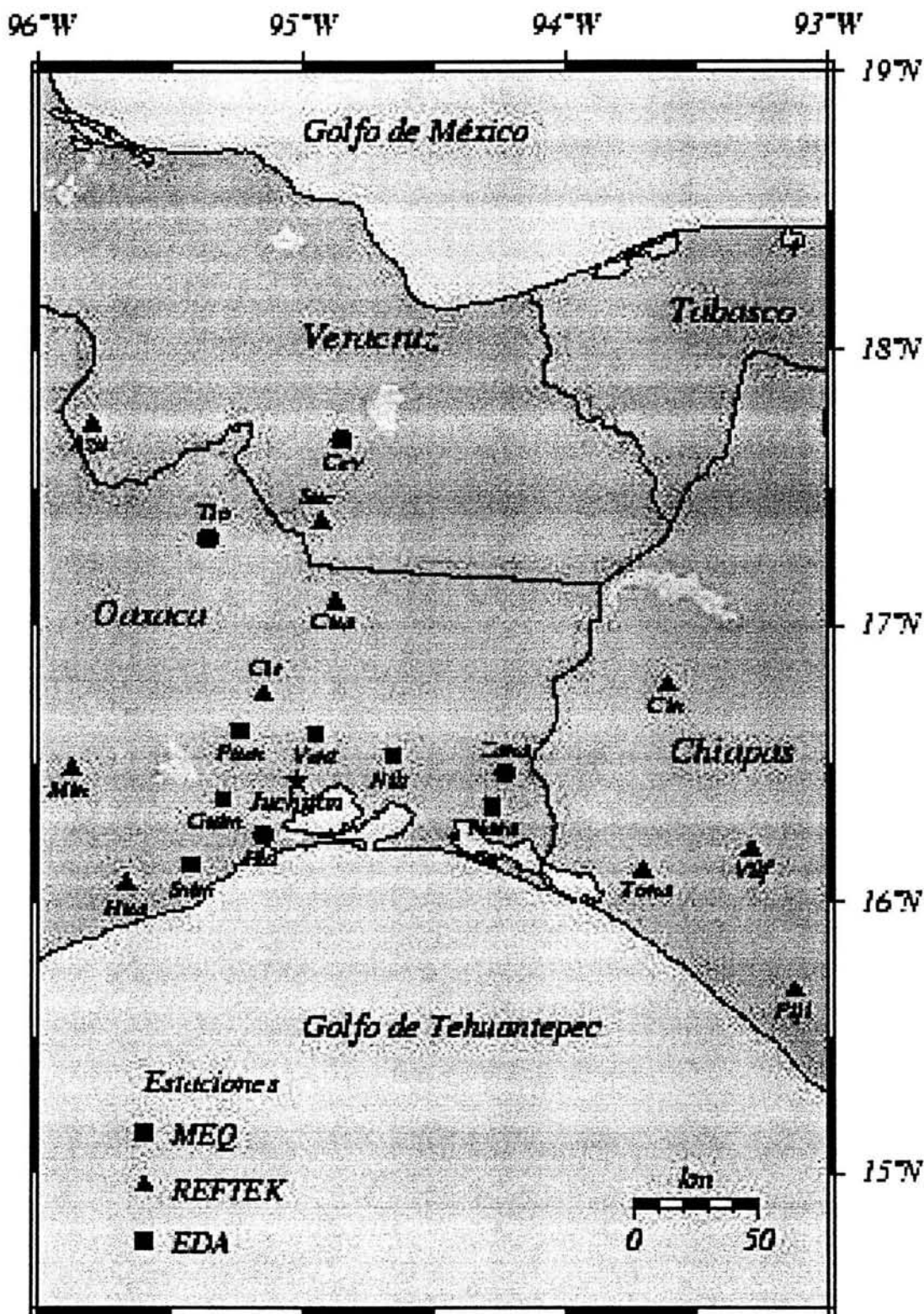


Fig.3.1.- Localización de los equipos de la Red sísmológica temporal instalada en el Istmo de Tehuantepec de noviembre de 1995 a enero de 1996 (Modificada de Chávez et al., 1997)

El procesamiento de la información obtenida en la campaña de microsismicidad 1995-1996 del IT se utilizó el Software SEISAN (Havskov 1995) el cual es un sistema de análisis para datos sísmicos tanto digitales como analógicos. El procesamiento de la información consistió en la determinación, mediante un método de inversión, de la localización de los eventos detectados, de su magnitud, así como de los planos de falla de algunos de los eventos (Bautista, 2002, Chávez et al., 2002). Además, se utilizó el programa GMT para la visualización de los resultados obtenidos en el estudio.

3.2.2.- Resultados de la localización

Durante las 7 semanas que funcionó la red temporal en el IT, se detectaron del orden de 1000 eventos, de los cuales se seleccionaron 169 que cumplían con el criterio de un RMS menor o igual 0.3 s, que sumados a otros 19 con un RMS menor o igual a 0.5 s (La relación de potencia continua o RMS es la máxima señal continua entregada a una frecuencia, que nos da un valor de distorsión de referencia. Se obtiene mediante la aplicación de una onda senoidal durante un periodo de tiempo), proporcionaron un total de 188 eventos (Bautista, 2022, Chávez et al. 2001). Los epicentros de los 188 eventos localizados en el Istmo Tehuantepec se muestran en la figura 3.2, en la cual se clasifican a los eventos de acuerdo a su profundidad: el 30% de los eventos fueron registrados como someros ($h \leq 50$ km de profundidad), el 29% de estos como intermedios ($50 \text{ km} < h \leq 100 \text{ km}$) y el 41% restante se clasificaron como eventos profundos ($h > 100 \text{ km}$).

Además, en la Fig. 3.2 se incluyen las trazas de las secciones verticales A-A', B-B', C-C' en las que se proyectó la sismicidad registrada en bloques de corteza con una longitud de 400 km, profundidad de 200 km y anchos de 110, 114, y 140 km centradas en las secciones verticales (Fig. 3.3). También se indican en la Fig. 3.2, las líneas de isopropfundidades de los eventos a intervalos de 25 km. Conviene mencionar que la media y la desviación estándar de los errores en la latitud y longitud de las localizaciones de los 188 eventos son de 3.5 y 3.2 km, respectivamente, y los valores de esos parámetros estadísticos para el error en la profundidad son ambos de 5 km.

También se observa en la figura 3.2, la sismicidad somera en el Golfo de Tehuantepec se incrementa hacia la zona de intersección de la Trinchera Mesoamericana (TM) con la Zona de Fracturas de Tehuantepec (ZFT). En esta región los sismos que se sitúan a una profundidad inferior a 20 km presentan una alineación paralela con la TM, mientras que la sismicidad registrada entre 96° W y 94° W se sitúa entre 20 y 50 km de profundidad, la cual muestra una dirección ligeramente oblicua a la dirección de la TM. Por otro lado, la sismicidad que se localiza al Este de 95° W se distribuye a lo largo de una banda NW-SE es paralela a la TM. Los eventos localizados en esta banda presentan un rango de profundidad entre 50 y 100 km (eventos de profundidad intermedia: Fig. 3.3)

La zona central del Istmo de Tehuantepec se caracteriza por una fuerte actividad sísmica de profundidad superior a 90 Km. En esta zona sin embargo se registraron algunos eventos con profundidades inferiores a 40 Km. (Fig. 3.2 y 3.3). Estos eventos se localizan en el interior de la red por lo que se tiene una buena cobertura azimutal de estaciones. En esta región, la sismicidad entre 70 y 100 Km. se concentra en una banda con una dirección NW-SE. En la región central del istmo de Tehuantepec, hacia el norte del poblado de Cuauhtémoc existe un agrupamiento de eventos el cual se denominó con el nombre de Cluster Central de Tehuantepec (Ponce et, al. 1993), cuyas profundidades oscilan entre los 110 y 130 Km. Los eventos con profundidades mayores a los 140 Km, se localizan en la región norte del Batolito de Chipas con una dirección preferencial NW-SE. Por último se observa que hacía el SW de Cintalapa existe otro agrupamiento de eventos con una distribución de profundidades entre los 110 y 180 km, siendo su posible origen una zona de transición, donde el comportamiento plástico de la placa sufre algún cambio.

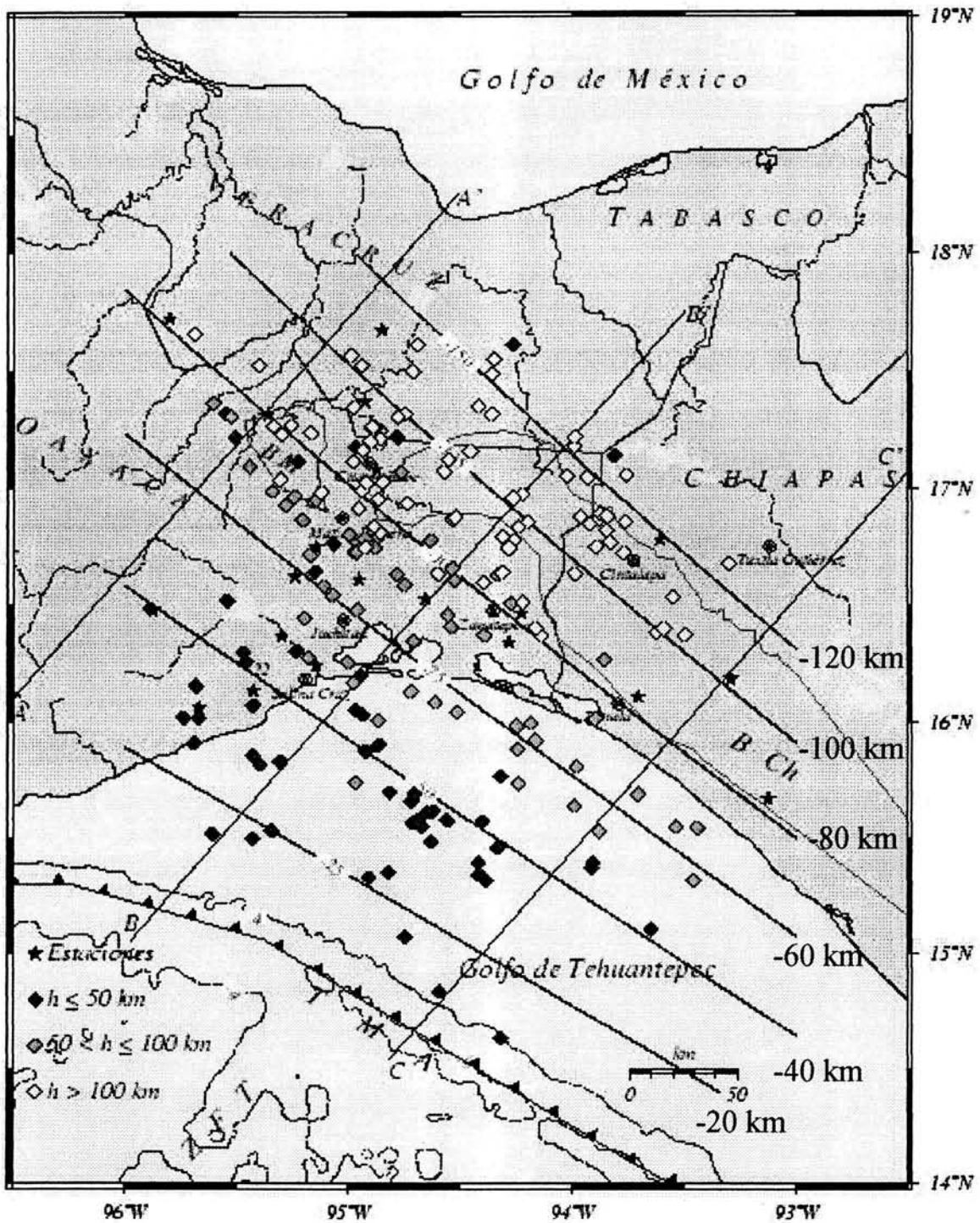


Figura 3.2.- Localización de eventos para la campaña de microsismicidad 1995-1996 en el I.T, se incluye las trazas de las secciones A-A', B-B', C-C' y las curvas de isoprofundidades de los 188 eventos. (Modificada de Bautista, 2002).

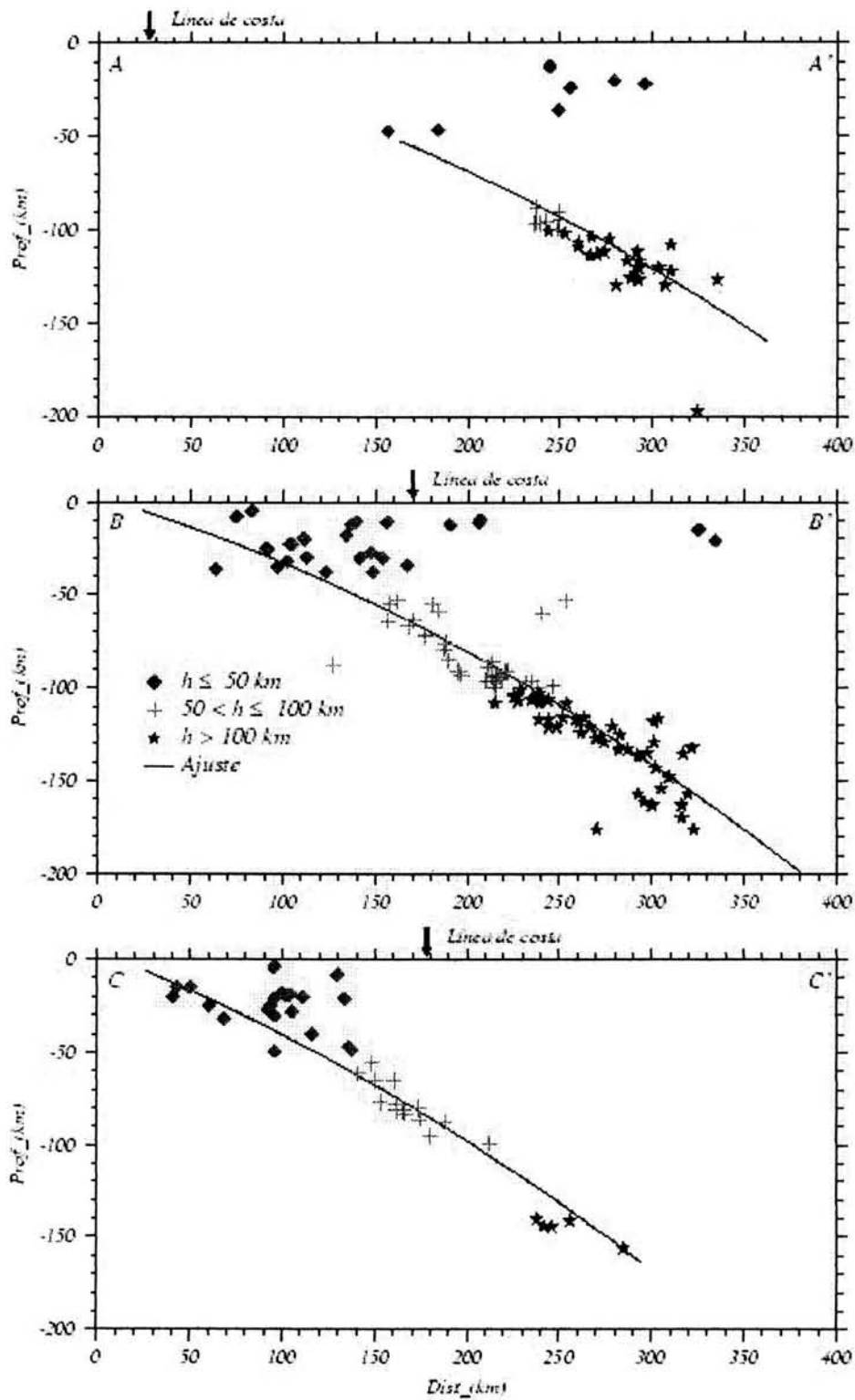


Figura 3.3.- Secciones A-A', B-B' y C-C' de la Fig 3.2 y los ajustes a los datos que indican la tendencia de la subducción en la zona de interés (Modificada de Bautista, 2002).

3.3.- Obtención de mecanismos focales.

Para la obtención de mecanismos focales de 44 de los 188 eventos localizados se utilizó el programa focmec, del sistema SEISAN. Dicho programa resuelve un sistema de ecuaciones para determinar los mecanismos focales, es decir el rumbo, el echado y el ángulo de deslizamiento, de un evento específico. La información que requiere el mencionado código incluye la localización del evento y la hora de los primeros arribos de onda P a diferentes estaciones sismológicas (Bautista, 2002).

Los mecanismos focales obtenidos con focmec se pueden representar en la estereograma de Schmidt, en la cual se identifican las direcciones de esfuerzos que generaron al sismo registrado en las estaciones sismológicas que lo detectaron.

Como se mencionó arriba, para la campaña de microsismicidad de 1995-96 del IT se obtuvo la solución de 44 mecanismos focales (Figs. 3.4 y 3.5). El 45% de los cuales fueron de tipo normal y el resto correspondió a mecanismos inversos. Dentro de los mecanismos con especial importancia, están los someros, cuya ubicación está en el centro del IT, encontrándose fallamiento tanto normal como inverso el cual está asociado a fallamientos existentes en la zona (Chávez et al., 1999, 2000).

Los eventos con mecanismos normales (Fig. 3.4) se localizan en las regiones sur y centro del IT, teniendo un echado en general paralelo a la placa de cocos, mientras que las soluciones focales inversas se encuentran localizados en la parte este de Salina Cruz Oaxaca (Fig. 3.5). Tal grupo de eventos cambia su dirección de buzamiento, cuando son someros (Prof. < 40 Km.) conserva la dirección de buzamiento de la placa, cuando varía de 40 a 110 Km. de profundidad se mantiene subhorizontal y a profundidades mayores a 110 Km. el eje P incrementa su ángulo de inclinación.

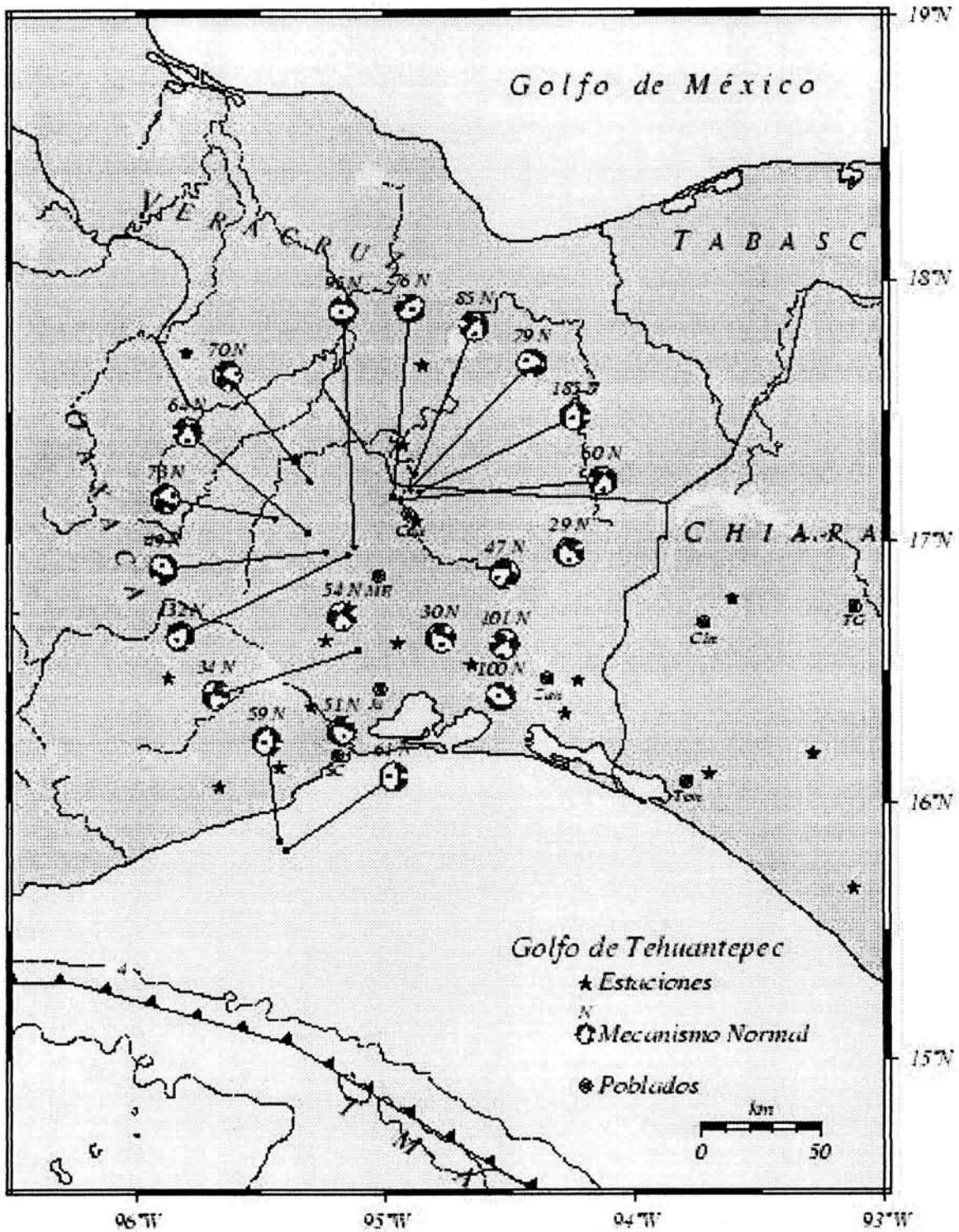


Figura 3.4.-Mecanismos de falla de eventos normales registrados en la campaña de microsismicidad en el I.T (Modificada de Bautista, 2002)

3.4.- Campaña de neotectónica 2000.

3.4.1.- Introducción

Con el fin de complementar la información neotectónica obtenida en el Istmo de Tehuantepec en las campañas de 1995 y 1997 (Chávez et al. 1997, Barrier et al., 1998), en el año 2000 se efectuó otra campaña cuyo objetivo principal fue aplicar la técnica de reconstrucción de paleoesfuerzos desarrollada por Angelier (1989), a microestructuras (estrías) localizadas en las partes centro y norte del Istmo de Tehuantepec y correlacionar la neotectónica de la región con sus características sismotectónicas, especialmente en zonas donde se localizó actividad sísmica cortical somera en el IT.

3.4.2.- Obtención de datos de campo

La campaña neotectónica del 2000 en el IT se realizó durante los meses de Abril y Mayo, y como se mencionó incluyó las partes norte y centro. El número de estaciones neotectónicas seleccionadas en las diferentes zonas del IT dependió del acceso a las mismas y a la topografía en buena medida. La primera etapa del estudio consistió en ubicar los lugares adecuados para la medición de datos microestructurales dentro del IT, en tales lugares deben existir afloramientos donde este marcado el fallamiento (normal, inverso o lateral). Este fallamiento puede ser reciente o muy antiguo; sin embargo, ambos casos son de utilidad ya que lo que se pretende es realizar una reconstrucción de paleoesfuerzos.

El procedimiento de campo, es sencillo cuando el afloramiento no está demasiado intemperizado, o bien, afectado por diversos procesos geológicos, y las estrías son lo bastante claras para poder medirlas. En el caso contrario, el trabajo se vuelve difícil debido a que si las estrías no están bien definidas, y las mediciones tendrán un alto grado de incertidumbre lo cual hay que tener en cuenta en la fase de interpretación de los resultados de la inversión de los datos de campo.

Otro aspecto que es importante considerar, es si el fallamiento de interés es neoforme o heredado, es decir, si se debe a un evento tectónico reciente, o es el resultado de varios eventos tectónicos. De lo anterior se sigue, que al efectuar las mediciones de las estrías sobre el espejo de falla, se debe analizar cuidadosamente la existencia de superposición de estrías con direcciones diferentes, las cuales probablemente se originaron en varios eventos tectónicos. Es importante hacer notar que a medida que el número de mediciones obtenidas en la estación neotectónica es mayor, la confiabilidad del paleoesfuerzo obtenido también aumenta debido a que se reduce el rango de error. Por otro lado, es importante considerar la calidad de los mismos (homogeneidad entre ellos), ya que ello puede ayudar a identificar las diferentes fases de deformación en una estación neotectónica.

3.4.3.- Procesado de la información.

Como se mencionó previamente, para el procesamiento de la información de campo se utilizó la técnica propuesta por Angelier (1989), la que en su concepción básica postula la siguiente propuesta: si se tiene un plano de falla con estrías el cual es producto de un evento tectónico y se conocen los principales datos estructurales de ese plano de falla (rumbo, echado y “pitch” de la estría) es posible conocer la dirección de los principales esfuerzos (σ) que dieron origen a ese fallamiento (fig 3.6), aunque en muchas ocasiones existe más de una fase de tectónismo.

El método de Angelier (1989), permite estimar la dirección de \hat{u} , donde \hat{u} es el vector de desplazamiento (y en ocasiones su magnitud) a partir de la información contenida en las estrías de deslizamiento de la superficie de falla.

La solución propuesta por Angelier (1981), para una falla específica, involucra dos bloques rígidos separados por un plano de falla, donde el movimiento entre los bloques se puede representar mediante un vector de desplazamiento relativo (\hat{u}), sobre el plano de falla, sin rotación de dicho plano durante la deformación.

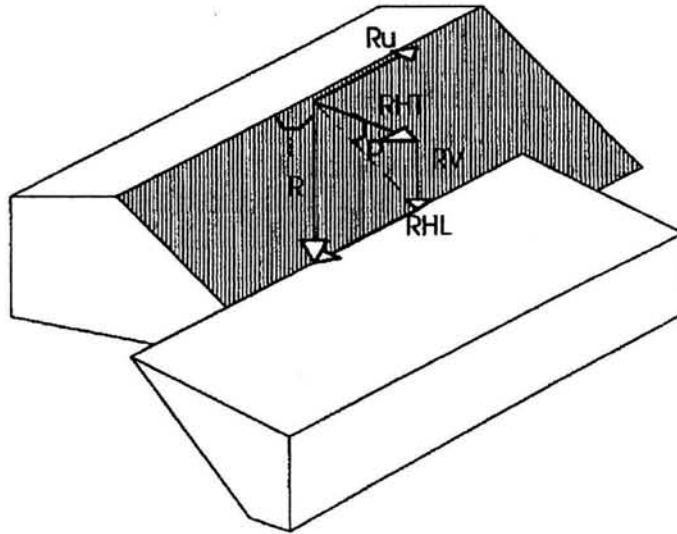


Fig. 3.6.- Principales elementos geométricos de una falla: p , echado (inclinación) del plano de falla; i , ángulo de la estría (“pitch”, ángulo agudo con respecto a la horizontal del plano); R , magnitud del desplazamiento; R_u , rumbo del plano de falla; R_{HL} , desplazamiento horizontal; R_{HT} , desplazamiento horizontal transversal; R_V , desplazamiento vertical. (Modificado de Angelier, 1989).

En este trabajo se empleó el método propuesto por Angelier conocido como INVD (inversión directa), el cual proporciona una solución única para cada paleoesfuerzo (Fig 3.7). En la aplicación del método INVD se siguió el siguiente criterio:

- a) si la posición (respecto a la horizontal) de σ_2 y σ_3 estuvieran próximos a 0° y el de σ_1 próximo a 90° , corresponderían a un fallamiento normal.
- b) si las posiciones de σ_1 y σ_2 se aproximan a 0° y de σ_3 a 90° , se asocia a un fallamiento inverso.
- c) Por último, cuando las posiciones de σ_1 y σ_3 son próximos a 0° y de σ_2 a 90° , se relaciona con un fallamiento lateral.

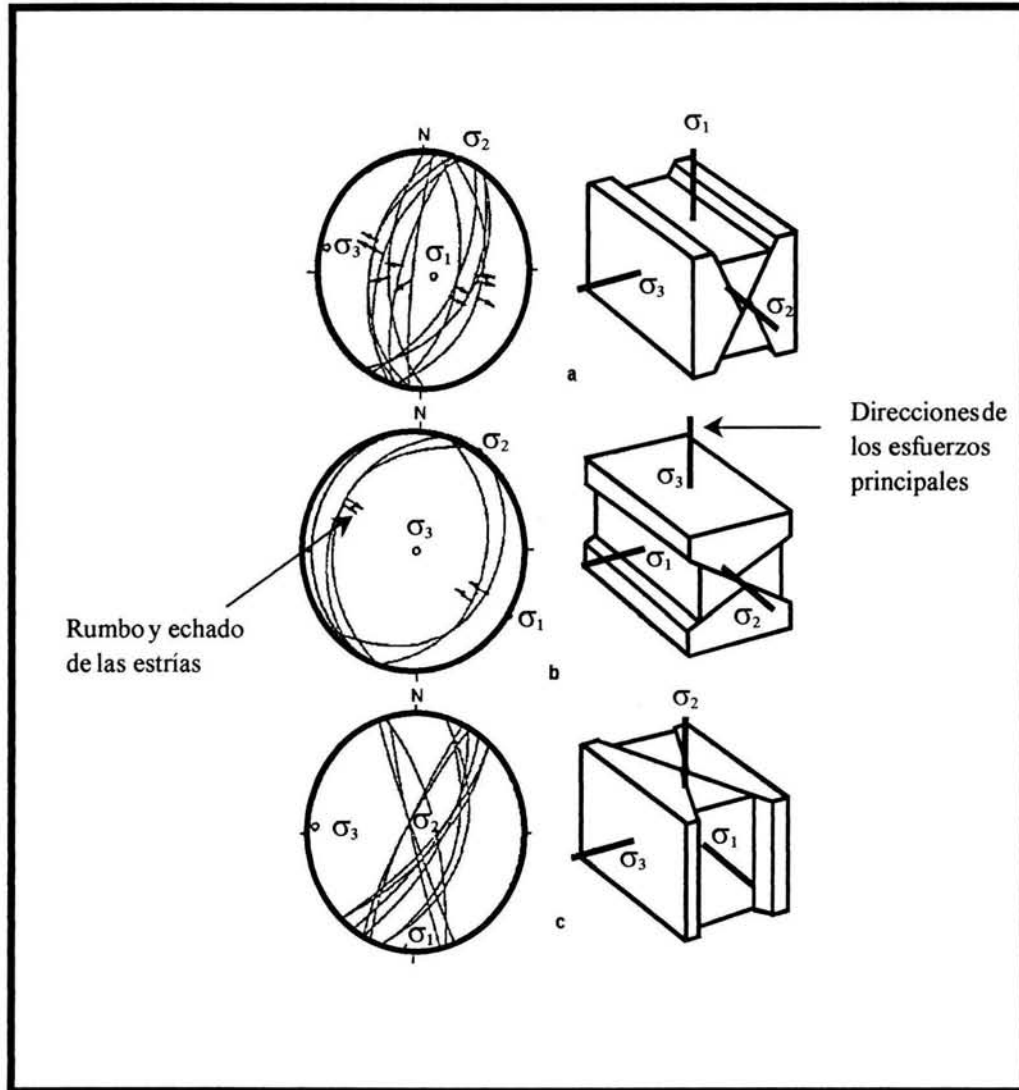


Figura 3.7.- sistema de fallas conjugadas. a) falla normal; b) falla inversa; c) falla lateral; A la izquierda proyecciones de estrías en la falsilla de schmit, a la derecha los bloques diagramáticos correspondientes (modificado de Angelier, 1989).

3.4.4.- Resultados del procesamiento.

Para esta campaña, se localizaron 29 estaciones neotectónicas las cuales se agruparon en cuatro grupos (Cuauhtémoc, Acayúcan, Coatzacoalcos y Mal Paso), de acuerdo a su localización geográfica (Fig. 3.8). De la reconstrucción de los paleoesfuerzos de estas estaciones, se logró determinar en algunas de ellas, dos fases de deformación (por observaciones directas en campo y por procesamiento de los datos), lo que indica que no existe sólo un evento de deformación en el Istmo de Tehuantepec. De la misma manera, el tipo de fallamiento encontrado en el IT no corresponde a un solo tipo ni a una sola dirección, sino que es una conjugación de tipos de fallamiento y direcciones de las mismas.

El tipo de fallamiento encontrado es normal, inverso y lateral (izquierdo y derecho), los dos últimos no habían sido reportado en las dos campañas anteriores, por lo que son resultados que aportan nueva información para el proyecto ya que permiten fundamentar aún más algunas hipótesis propuestas en trabajos anteriores en el IINGEN, para la neotectónica del IT (Ramírez, 2003).

Por otro lado, se realizó el fechamiento de algunas estaciones neotectónicas por métodos radiométricos y bioestratigráficos, obteniéndose resultados acordes con la cartografía establecida anteriormente, lo que viene a confirmar el control cronológico de los eventos tectónicos registrados en las rocas del IT (Sánchez, M.A., 1997).

De las 29 estaciones neotectónicas, el 90% presento datos en cantidad y calidad aceptables (Tabla 3.1) para realizar su reconstrucción de paleoesfuerzos (aplicando la técnica de Angelier, 1989).

CAPÍTULO 3: SISMOTECTONICA EN EL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

| SITIO | LOCALIZACION | | Eje σ_1 | | Eje σ_2 | | Eje σ_3 | | Relación | Ang. | NM | Tipo de | Tipo de Roca | EDAD |
|-------|--------------|---------|----------------|-------------|----------------|-------------|----------------|-------------|----------|------|----|-------------------|---------------|----------------------------|
| | Lat. N | Long. W | Rumbo. (°) | Echado. (°) | Rumbo. (°) | Echado. (°) | Rumbo. (°) | Echado. (°) | | | | | | |
| 1" | 17° 53' | 94° 59' | 91 | 31 | 321 | 47 | 198 | 27 | 0.707 | 7 | 6 | F. N. Der. | Sedimentaria. | Mioceno |
| 3F0" | 17° 54' | 95° 05' | 43 | 30 | 141 | 14 | 253 | 57 | 0.584 | 5 | 6 | F. Inverso | Sedimentaria. | Mioceno |
| 3F1" | 17° 54' | 95° 05' | 268 | 12 | 26 | 66 | 174 | 20 | 0.298 | 4 | 7 | F. l. Izq. | Sedimentaria. | Mioceno |
| 4" | 17° 55' | 95° 07' | 63 | 12 | 180 | 8 | 272 | 16 | 0.201 | 9 | 4 | F. N. | Sedimentaria. | Mioceno |
| 5" | 17° 56' | 95° 08' | 242 | 75 | 332 | 0 | 62 | 15 | 0.28 | 3 | 7 | F. N. | Sedimentaria. | Mioceno |
| 6" | 17° 57' | 95° 09' | 288 | 61 | 76 | 25 | 173 | 13 | 0.863 | 6 | 12 | F. N. | Sedimentaria. | Mioceno |
| 7" | 18° 06' | 94° 17' | 238 | 70 | 347 | 7 | 78 | 18 | 0.606 | 5 | 5 | F. N. | Sedimentaria. | Mioceno |
| 8" | 17° 45' | 94° 03' | 275 | 64 | 174 | 5 | 82 | 25 | 0.208 | 8 | 10 | F. N. | Sedimentaria. | Mioceno |
| 9" | 17° 50' | 94° 11' | 235 | 32 | 330 | 7 | 72 | 57 | 0.782 | 8 | 7 | F. Inverso | Sedimentaria. | Mioceno |
| 10F0" | 17° 02' | 94° 58' | 265 | 82 | 118 | 7 | 27 | 4 | 0.159 | 7 | 27 | F. N. | Sedimentaria. | Calloviano-Aptiano |
| 10F1" | 17° 02' | 94° 58' | 39 | 69 | 232 | 20 | 140 | 4 | 0.861 | 5 | 8 | F. N. | Metamor. | Calloviano-Aptiano |
| 11 | 17° 10' | 94° 47' | 271 | 10 | 91 | 80 | 181 | 0 | 0.613 | 5 | 16 | F. L. Der. e Izq. | Sedimentaria. | Albiano-Sartoriiano |
| 12F1" | 18° 04' | 94° 23' | 175 | 64 | 31 | 22 | 295 | 14 | 0.273 | 11 | 10 | F. N. | Sedimentaria. | Mioceno |
| 12F2" | 18° 04' | 94° 23' | 321 | 25 | 105 | 60 | 224 | 15 | 0.65 | 2 | 5 | F. L. Der. | Sedimentaria. | Mioceno |
| 14" | 17° 07' | 94° 57' | 33 | 8 | 258 | 79 | 124 | 8 | 0.36 | 9 | 10 | F. L. Izq. | Sedimentaria. | 140 + - 4 ma. (Calloviano) |
| 15F0" | 17° 09' | 95° 01' | 291 | 17 | 51 | 60 | 193 | 25 | 0.489 | 7 | 22 | F. L. Der. e Izq. | Sedimentaria. | 140 + - 4 ma. |
| 15F1" | 17° 09' | 95° 01' | 255 | 12 | 56 | 76 | 164 | 4 | 0.597 | 2 | 4 | F. L. Izq. | Sedimentaria. | Calloviano-Aptiano |
| 16" | 17° 06' | 94° 56' | 133 | 66 | 339 | 22 | 245 | 10 | 0.09 | 2 | 6 | F. N. Izq. | Sedimentaria. | Calloviano-Aptiano |
| 17" | 17° 21' | 95° 12' | 199 | 25 | 343 | 60 | 101 | 15 | 0.778 | 5 | 13 | F. N. Izq. | Sedimentaria. | Albiano-Sartoriiano |
| 19" | 18° 05' | 94° 15' | 204 | 67 | 342 | 17 | 76 | 14 | 0.113 | 2 | 5 | F. N. | Sedimentaria. | 15 + - 3 ma. (Mioceno) |
| 21" | 18° 02' | 94° 16' | 299 | 60 | 77 | 23 | 175 | 17 | 0.567 | 13 | 13 | F. N. | Sedimentaria. | Mioceno |
| 23" | 18° 06' | 94° 20' | 134 | 69 | 271 | 16 | 5 | 14 | 0.619 | 11 | 21 | F. N. | Sedimentaria. | Mioceno |
| 24" | 18° 06' | 94° 21' | 223 | 41 | 356 | 36 | 108 | 26 | 0.584 | 3 | 7 | F. N. Izq. | Sedimentaria. | Mioceno |
| 25" | 17° 14' | 93° 32' | 332 | 44 | 70 | 8 | 167 | 45 | 0.28 | 3 | 8 | F. N. Izq. | Sedimentaria. | Campariiano-Oligoceno |
| 26" | 17° 11' | 93° 32' | 58 | 2 | 149 | 31 | 324 | 59 | 0.643 | 5 | 12 | F. Inverso | Sedimentaria. | Campariiano-Oligoceno |
| 27" | 17° 09' | 93° 31' | 95 | 4 | 5 | 8 | 215 | 61 | 0.772 | 12 | 10 | F. Inverso | Sedimentaria. | Campariiano-Oligoceno |
| 28" | 17° 06' | 93° 00' | 53 | 10 | 318 | 27 | 162 | 61 | 0.65 | 13 | 5 | F. l. Izq. | Sedimentaria. | Campariiano-Oligoceno |
| 29F1" | 17° 07' | 95° 02' | 161 | 44 | 10 | 42 | 268 | 15 | 0.318 | 5 | 22 | F. L. Izq. | Sedimentaria. | Calloviano-Aptiano |
| 29F2" | 17° 07' | 95° 02' | 280 | 23 | 159 | 50 | 24 | 31 | 0.223 | 7 | 15 | F. L. Der. | Sedimentaria. | Calloviano-Aptiano |

TABLA 1.- Síntesis de los datos geológicos, de localización y direcciones de los esfuerzos principales, de las estaciones neotectónicas de la campaña del 2000.

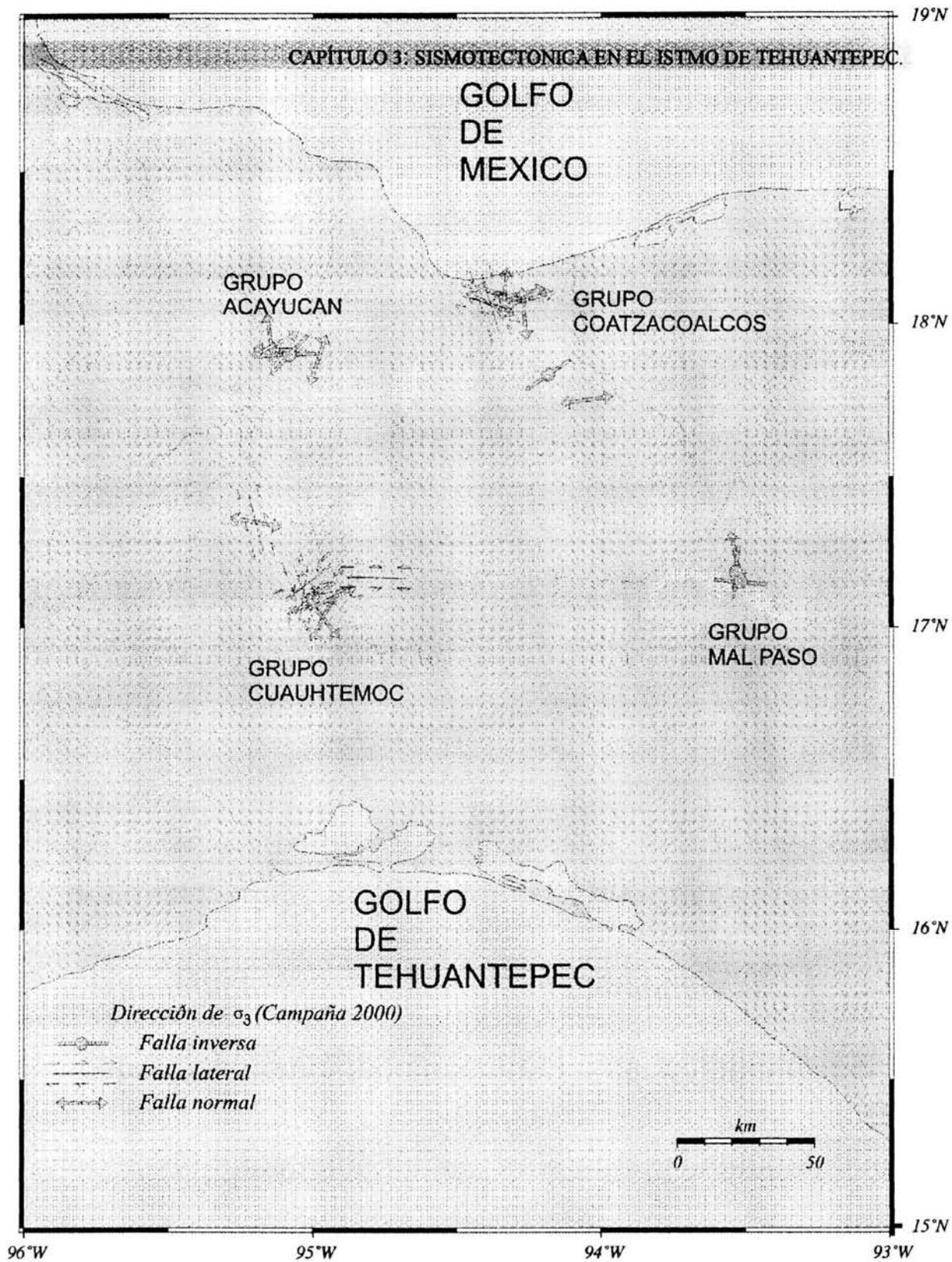


Figura 3.8.- Dirección de Paleoesfuerzos obtenidos en la campaña neotectónica 2000, IINGEN, UNAM.

GRUPO COATZACOALCOS.

Este primer grupo se conforma de 9 estaciones, están localizadas en la parte Noroeste de el Istmo de Tehuantepec, (figura 3.8), a aproximadamente 15 km al SE de la ciudad de Coatzacoalcos en el estado de Veracruz, La litología característica de la región está constituida por rocas sedimentarias clásticas de grano medio y fino (lutitas y areniscas), con una topografía muy suave, donde es difícil localizar afloramientos donde se puedan obtener datos y el tipo de roca dificulta el registro de estos eventos tectónicos.

Otro aspecto a tomar en cuenta es la existencia en esta región de estructuras salinas (domos), las cuales perturban el desarrollo de sistemas estructurales previos. Dichos domos salinos han actuado desde el Jurásico hasta el reciente. Se obtuvieron Paleotensores con fallamiento normal y lateral con componentes Norte-Sur y Este-Oeste preferentemente. Solo un fallamiento inverso fue encontrado y este se dio en las aproximaciones a la Sierra de Chiapas.

GRUPO ACAYÚCAN.

El grupo Acayúcan, consta de cinco estaciones neotectónicas, que se localizan sobre la autopista "Tinaja-Minatitlán", a una distancia aproximada de 10 kilómetros al Oeste de los poblados de Sayúla y Acayúcan.

Esta región es estratigráficamente igual a la del grupo Coatzacoalcos, constituida por una secuencia de rocas sedimentarias que van del Mioceno al Plioceno (Sánchez, 1997), y caracterizada por una topografía muy suave, conformada por Lomerios. En este grupo solo se encontraron paleotensores distensivos asociados a la subsidencia que se da en el Golfo de México. La subsidencia es un fenómeno tectónico comúnmente asociado a regímenes tensionales.

GRUPO CUAUHTEMOC.

Este grupo se localiza en la parte central del Istmo de Tehuantepec, donde se pudieron ubicar 7 estaciones neotectónicas (Figura 3.8). La estación 17 se caracteriza por tener fallamiento lateral izquierdo que afecta rocas del Mioceno, ubicando dichas estaciones dentro del Neógeno.

En las estaciones 15 y 29 (Figura 3.8), se registraron fallamientos lateral izquierdo y derecho, predominando el desplazamiento derecho. Las anteriores estaciones se localizaron en canteras ubicadas en el sistema de fallas Cuauhtémoc-Paso de Buques quienes presentan una dirección NW-SE, en este mismo sistema se localizan las estaciones 10 y 16 las cuales presentan fallamiento normal, la estación 16 se localiza en arenas conglomeráticas poco consolidadas de probable edad Cuaternaria la cual corresponde a depósitos de ambiente continental. La estación 11, presenta fallamiento lateral derecho el cual afecta rocas del Albiano, con una dirección N-S. El cual puede asociarse de manera directa con el sistema lateral derecho Esmeralda.

GRUPO MAL PASO.

Ubicado en la Sierra de Chiapas, en la parte Sureste del Istmo de Tehuantepec (Fig. 3.8), en la parte Norte de la presa con el mismo nombre. En el cual se pudieron levantar cuatro estaciones neotectónicas localizadas en la autopista en construcción Coatzacoalcos-Tuxtla Gutiérrez.

Se obtuvieron con estas estaciones paleotensores compresivos (fallas inversas), con direcciones Norte-sur y este-oeste, en una topografía muy escarpada, con una estratigrafía conformada por rocas sedimentarias, tanto clásticas como carbonatadas.

3.5.- Conclusiones del capítulo.

- 1.- El Istmo de Tehuantepec se caracteriza por una distribución sísmica heterogénea, que incluye a sismos someros, de profundidad intermedia y profunda, distribuidos en toda la región. En el continente la sismicidad es mayor y en general con profundidades superiores a 90 km.
- 2.- La sismicidad somera se incrementa para el Golfo de Tehuantepec en la intersección de la Trinchera Mesoamericana y la zona de Fracturas de Tehuantepec. Con eventos de profundidad menor a los 20 km.
- 3.- En el continente los eventos someros (< 50 km) se ubican en la región central del IT, los cuales pueden observarse en los cortes A-A' y B-B',
- 4.- Los resultados obtenidos muestran la existencia de dos regiones de acumulación sísmica, el primero se localizan al norte del poblado de Cuauhtémoc el cual está localizado a una profundidad de 120 km, mientras que el segundo se ubica al sur del mismo poblado con una profundidad promedio de 100 km.
- 5.- En la campaña neotectónica 2000, se obtuvieron 29 paleoesfuerzos (tensores), en las cuales se interpretaron fallamiento inverso, normal y lateral (izquierdo y derecho). En algunas estaciones se logró identificar más de una fase de deformación.
- 6.- Se separaron cuatro grupos neotectónicos de estudio, el grupo Acayúcan, el grupo Coatzacoalcos, el grupo Cuauhtémoc y el grupo Mal Paso. Es relevante mencionar que en la campaña del 2000, se encontró fallamiento lateral (tanto izquierdo como derecho), lo que es de importancia ya que existen sistemas laterales cartografiados y no se había encontrado campañas neotectónicas de 1995 y 1997, (Chávez et al., 1997 y Barrier et al., 1998) estaciones con este tipo de fallamiento y su continuidad hacia la parte Oeste del IT.

7.- el fallamiento lateral que actúa en el sureste de México (Chiapas principalmente) se prolonga hacia el NW afectando a las rocas del IT, algunas de las cuales son muy recientes (Mioceno-Plioceno).

8.- La subsidencia del Golfo de México afecta de manera significativa a la parte norte del IT, también se encuentran el tectonismo salino y el fallamiento lateral.

4.- MODELADO ESTRUCTURAL DE LA REGION DE LA MIXTEQUITA.

4.1.- Introducción

Entre los resultados más relevantes del capítulo 3 se concluyó que en la zona centro del IT existe actividad sísmica somera cortical (con profundidades de entre 20 y 30km), que incluye eventos con mecanismos normales e inversos (Figs. 3.4, 3.5), así como la identificación de estaciones neotectónicas cuyos paleoesfuerzos se asocian a fallamientos del mismo tipo, así como lateral (Fig. 3.8). Además, estudios recientes de sísmica de exploración realizados en la misma región (PEMEX-IMP, 1996), Identificaron fallamientos superficial normal, inverso y lateral hasta profundidades del orden de 12 Km en la misma zona (Fig. 4.1).

Tomando en cuenta lo anterior, en este capítulo se presenta el modelado de la evolución tectónica para una estructura ubicada en la zona centro del IT (Fig. 4.2). Se considera que este modelado permitirá, entre otros aspectos, analizar la posible evolución tectónica superficial que se ha desarrollado en ésta zona del IT desde hace 70 ma, hasta la actualidad presentando cinco posibles escenarios en distintos lapsos de tiempo.

En la sección 4.2 se presentan los aspectos más relevantes relacionados con la construcción de secciones balanceadas requeridas para el modelado de la evolución tectónica de la estructura de interés. En el subcapítulo 4.3 se sintetizan los puntos más importantes del código THRUSTPACK utilizado en este trabajo para el modelado. La presentación detallada de los escenarios que se generan en la evolución de la estructura se presentan en el apartado 4.4, y la discusión de los resultados obtenidos se incluye en la sección 4.5. Finalmente, en el inciso 4.6 se presentan las conclusiones del capítulo.

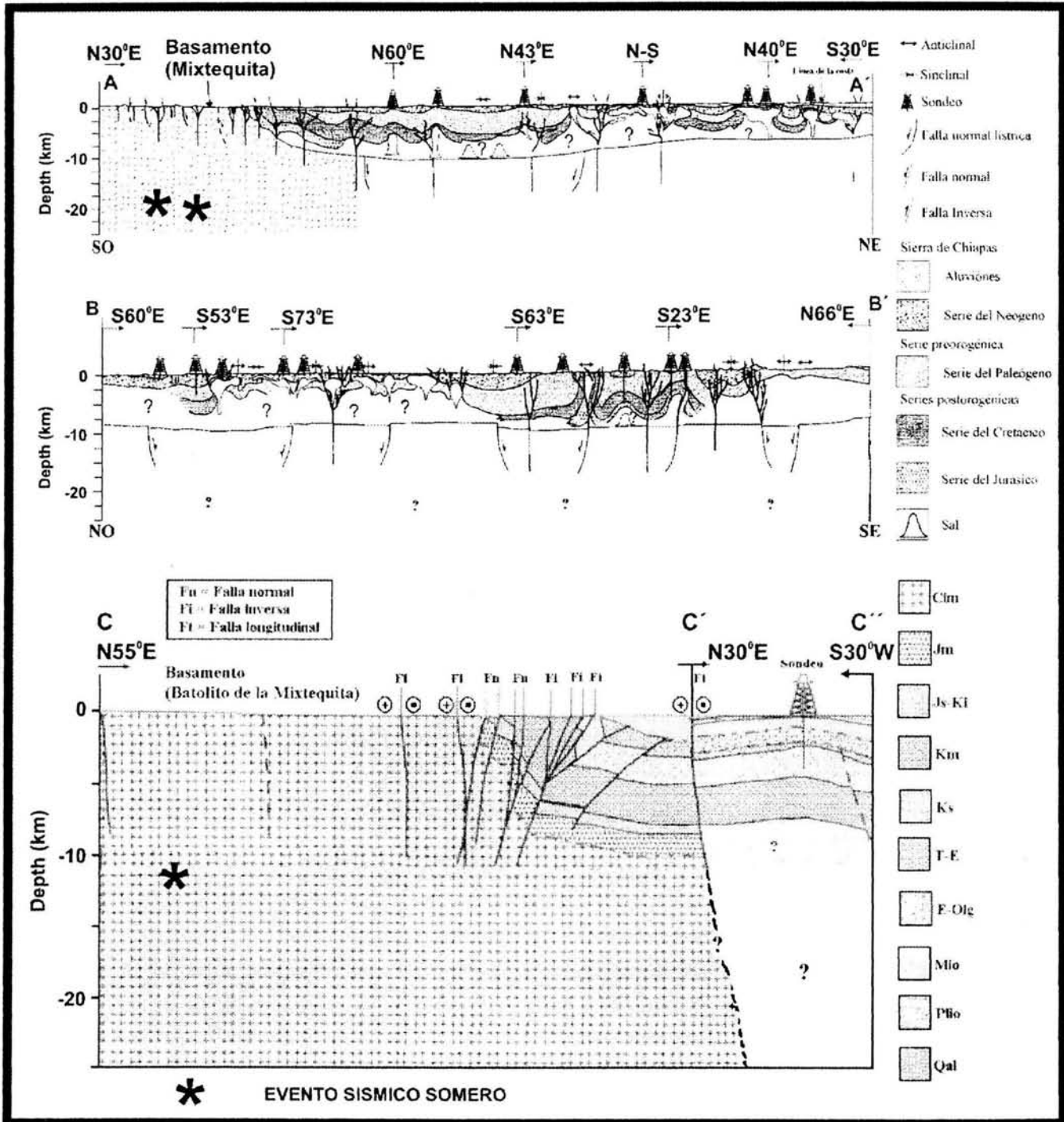


Figura 4.1.- Secciones geológicas obtenidas a partir de líneas sísmicas (PEMEX-IMP, 2003) donde se modela una estructura en este capítulo.

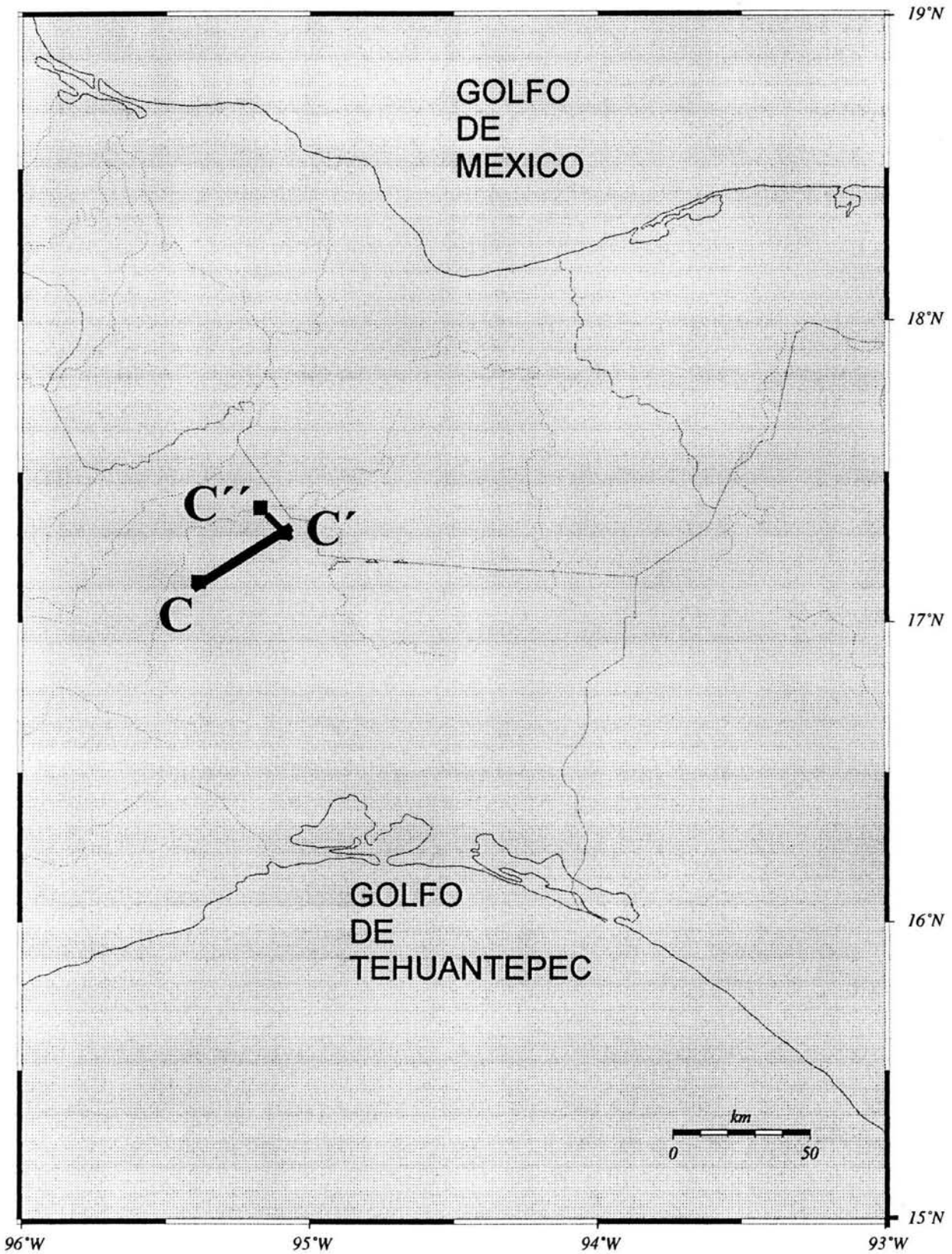


Figura 4.2.- Localización de la sección C-C'-C'', en la región centro del I.T.

4.2.- Fundamentos para la construcción de secciones balanceadas.

Las técnicas de reconstrucción de secciones estructurales fueron desarrolladas para minimizar la incertidumbre durante la reconstrucción de la geometría del subsuelo o partes erosionadas, el área donde ha tomado importancia esta técnica es en la exploración de hidrocarburos, donde se necesita tener un buen control de la estructura de las rocas almacenadoras.

La reconstrucción de secciones estructurales se basa en el principio de conservación de masa (Contreras, 2000). Es decir, durante la deformación de las rocas la masa debe permanecer constante, idealizando a la secuencia sedimentaria como un cuerpo indeformable, de igual modo una sección estructural debe cumplir con las siguientes condiciones para que se le pueda aplicar esta técnica:

- 1.- Que la reconstrucción propuesta de subsuelo sea retrodeformable.
- 2.- Que la orientación de la sección sea paralela al transporte tectónico (de otro modo habría flujo de masa a través del plano de la sección).

Este método proporciona mejores resultados si la deformación de las secciones es somera y de régimen frágil, ya que es común que bajo estas condiciones, las rocas sedimentarias se desacoplen del basamento a lo largo de una superficie de despegue (o corrimiento basal) basado en una falla que corte a la secuencia. Este fenómeno hace que la deformación se concentre por arriba del corrimiento basal.

Otra de las metodologías que son utilizadas, son aquellas donde se asume que la longitud de las unidades sedimentarias permanece constante (Woodward et al., 1985). Se considera que durante la deformación no hay dilatación ni extensión de capas. Un ejemplo de este tipo de deformación es el plegamiento que se observa en un paquete de hojas de papel al

aplicársele fuerzas comprensivas sobre sus lados. Claramente la longitud de cada una de sus hojas no cambia si se desgarran. El objetivo de las metodologías de balanceo que conservan longitud de capas, es detectar inconsistencias en la longitud de las unidades deformadas reconstruidas o bien en sus espesores. En la práctica esto requiere de modificar iterativamente la reconstrucción del subsuelo y partes erosionadas hasta que las discrepancias en espesores y longitudes sean menores al 10%. Adicionalmente se recurre a una reconstrucción auxiliar en donde se muestran las unidades geológicas en su estado sin deformar denominadas palinspástica o restaurada. Al efectuar la restauración, las inconsistencias parecen claramente como discontinuidades en las unidades involucradas en la deformación, como se muestra en la (Fig. 4.3).

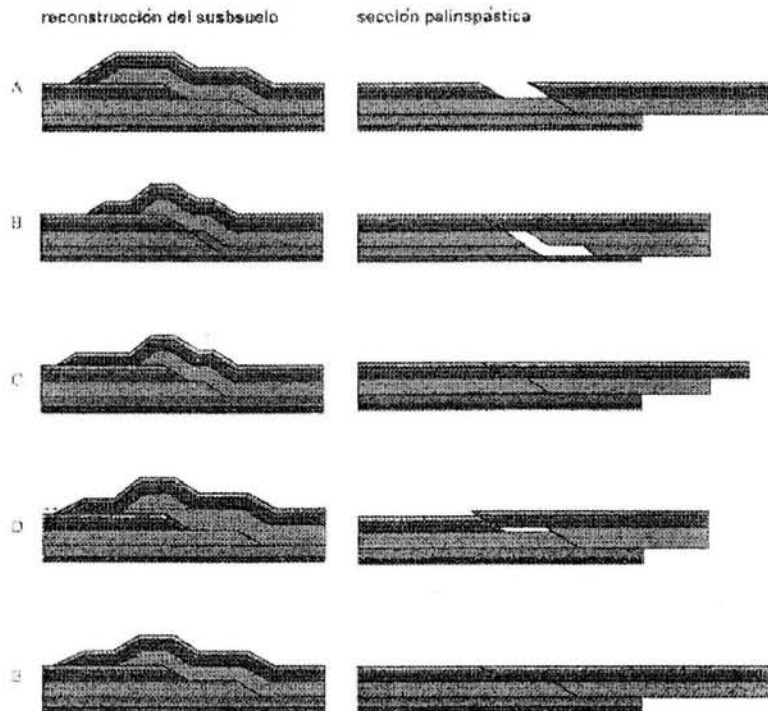


Figura 4.3.- La imagen presenta secciones geológicas restauradas o palinplásticas, en ellas se muestran los diferentes tipos de discontinuidades que se pueden presentar en la longitud de capas de las unidades en una columna sedimentaria (Modificado de Dicken, 2001).

Otra metodología para la reconstrucción de secciones estructurales es la propuesta por Suppe (1983). La cual es aplicable a cinturones de pliegues y cabalgaduras donde predominan pliegues de rampa (fault-bend folds) y pliegues de propagación de rampas (fault-propagation folds). En dichas estructuras se presentan dos mecanismos de deformación que actúan de manera simultánea, como se observa en la (fig 4.4), el fallamiento inverso en el núcleo de la estructura y plegamiento en los niveles estructurales superiores. En el método de reconstrucción propuesto anteriormente la geometría de los pliegues en las capas del subsuelo se desarrolla de manera angular. Suppe también desarrolla una relación trigonométrica entre el ángulo de frente del pliegue-rampa, θ y el echado de la falla, γ que al aplicarse, para obtener el echado de la rampa, garantiza que las longitudes de las capas son las mismas tanto en el estado sin deformar como en el deformado. Dicha relación esta dada por la expresión:

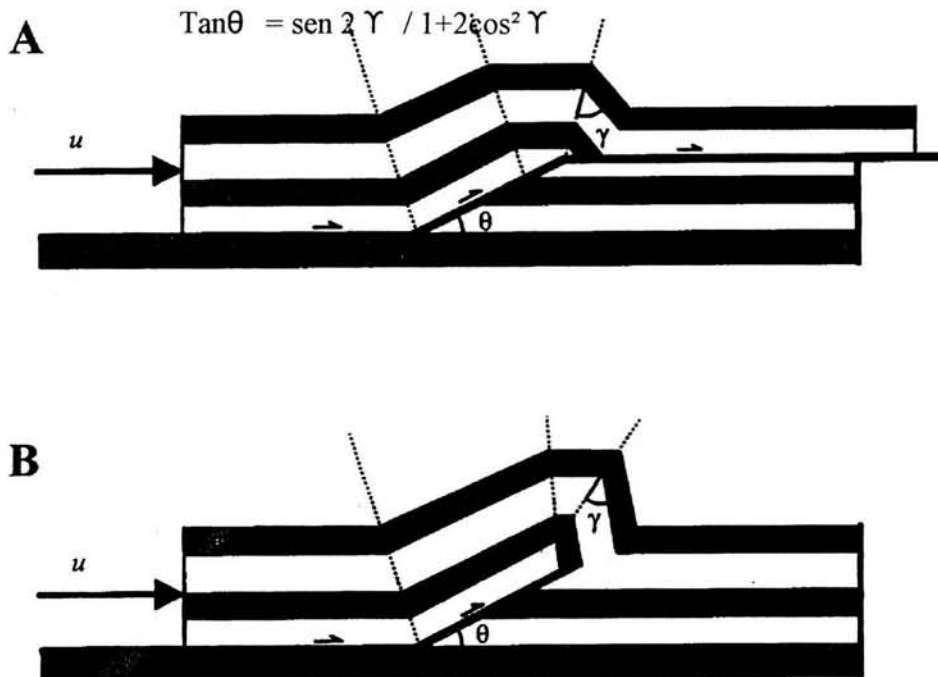


Figura 4.4.- El diagrama idealiza la geometría de los pliegues-rampa (A), mientras que el de abajo idealiza la geometría de los pliegues de propagación de rampa(Suppe, 1985).

Sin embargo, cuando los pliegues de propagación de rampa se vuelven recumbentes o cuando se desarrollan pilas anticlinales de pliegues de rampas, se genera una gran distorsión en el frente de las estructuras. En tales circunstancias es necesario disminuir la restricción de la conservación de longitud de capas en el flanco de avance de la estructura.

Una forma diferente a la anterior, consiste en especificar una función de deformación basada en leyes empíricas derivadas de observaciones geológicas. Contreras y Suter (1990) desarrollan con base en este principio, un modelo cinemático bidimensional para obtener el estado deformado para un medio inducido por desplazamientos grandes finitos, a lo largo de la superficie de falla (Fig. 4.5). Los plano axiales entre dos segmentos de falla consecutiva, limitan regiones de vectores de dislocación constante. El estado deformado se puede calcular iterando la siguiente ecuación sobre la posición de puntos materiales discretos que representan el medio geológico.

$$\begin{vmatrix} P^*(x) \\ P^*(y) \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} px + \Delta \hat{u} \cos \theta \\ py + \Delta \hat{u} \sin \theta \end{vmatrix}$$

Donde p es la posición inicial de la partícula material, p^* es la posición deformada, es un incremento en la magnitud de transporte tectónico a lo largo de la falla y $\Delta \hat{u}$ es el echado del segmento de la falla subyacente

En otras áreas de las ciencias físicas este planteamiento se conoce como autómatas celulares (Toffoli, 1984). Los modelos numéricos así generados tienen geometrías similares a los observados en la naturaleza (Contreras y Sutter 1989). Además, este modelo tiene la ventaja importante que se generan las estructuras sin involucrar ninguna suposición acerca de la función de deformación.

De los métodos descritos en los párrafos anteriores el que es de particular interés es el desarrollado por Suppe, ya que la técnica que el desarrolla basada en parámetros geométricos es la misma que utiliza el sistema Thrustpack, para la reconstrucción de secciones balanceadas. Y que es el que utilizaremos para modelar la estructura localizada en la región central del I.T.

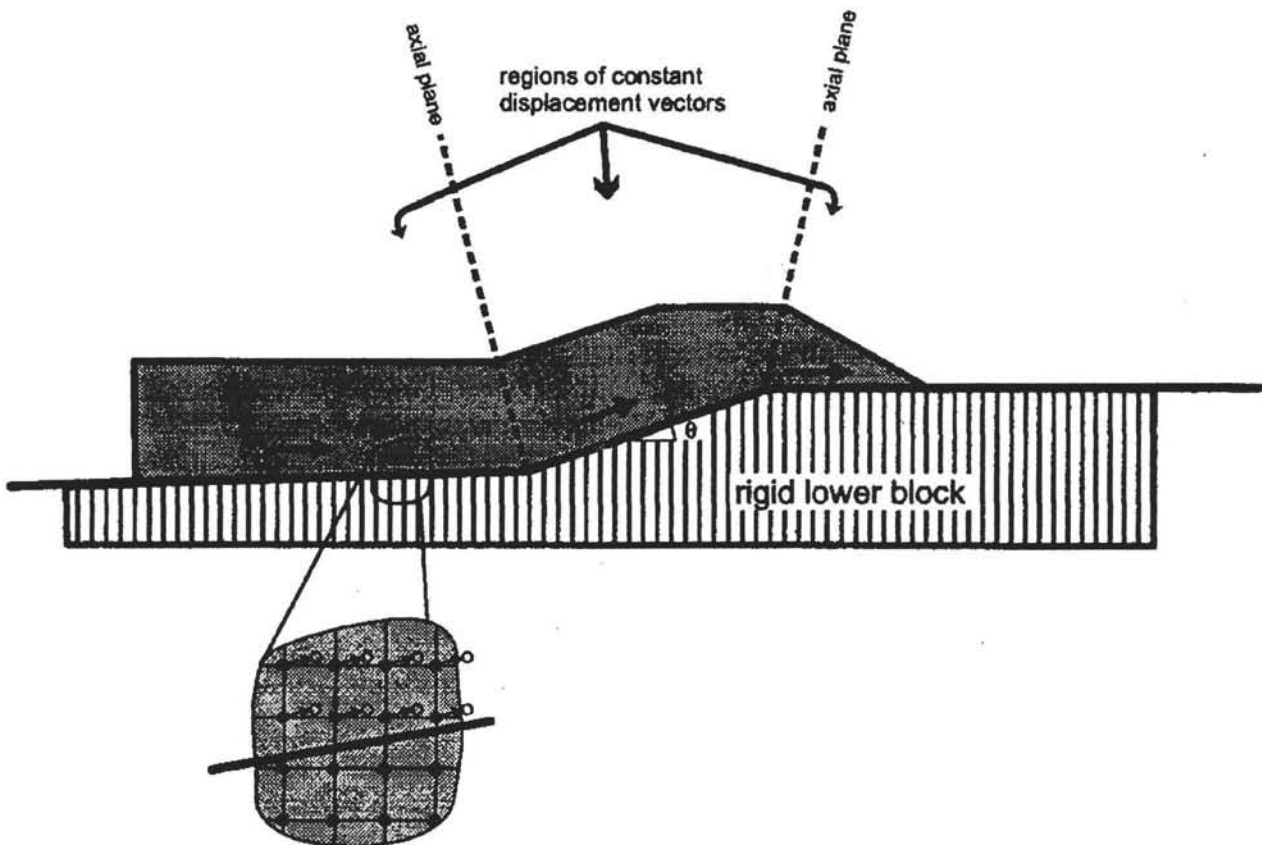


Figura 4.5.- Modelo cinemático bidimensional para simular la deformación generada por deformación frágil (tomada de Contreras 2001).

4.3.- Descripción del código THRUSTPACK.

Para el modelado estructural de interés se utilizó el software llamado thrustpack, el cual permite modelar la evolución de secciones estructurales en dos dimensiones del cuencas sepultadas tipo foreland (cuencas marginales de antepais) y sistemas de pliegues de rampa (thrust belt system), con una profundidad de hasta 20 km. El programa permite seguir paso a paso la evolución tanto sedimentaria como de deformación de las estructuras. En la sedimentaria permite incluir etapas de no depósito o de erosión de los cuerpos sedimentarios. El programa requiere que se defina la localización de los diferentes estratos de rocas en su estado inicial (sin deformación tectónica), así como con la ubicación de las fallas que intervendrán en el modelado, además requiere que se proporcionen las velocidades de deformación y el lapso en que las anteriores actúan. Una vez que la información anterior es proporcionada al código, se puede iniciar la deformación de la estructura de interés hasta llegar a su estado actual.

El código Thrustpack permite obtener modelos intermedios de deformación de la estructura hasta su estado actual, el éxito en los modelados así obtenidos dependerá especialmente del conocimiento, lo más completo posible de la geología histórica de la región en que se ubique la estructura analizada. Esto se debe a que como se mencionó arriba, el programa Thrustpack requiere las velocidades de deformación y el lapso de tiempo con que estas velocidades de deformación actuaron, por lo tanto la mayor certidumbre de los modelados obtenidos, dependerá de los conocimientos geológicos que el operador maneje de la región de estudio.

A continuación se discutirán brevemente las características del software Thrustpack que nos permitirá modelar la evolución tectónica de la estructura sedimentaria de interés, la cual necesariamente debe cumplir con ciertos parámetros tanto en tiempo como en espacio. En este trabajo se utilizó la versión 6.2 del Thrustpack, el cual comprende cuatro módulos de modelación:

- Modulo estructural, el cual nos permite la reconstrucción de etapas geológicas previas a la deformación actual, en la cual se manejan los parámetros de sedimentación, erosión y deformación para una secuencia sedimentaria.

- Modulo para flujos de agua que permite identificar los caminos por donde se conducen los flujos de agua.

- Modulo térmico, aquí se pueden calcular las temperaturas tanto en régimen permanente como en transitorio con sus variaciones tanto en tiempo y en espacio.

- Modulo Geoquímico, en esta parte del sistema se puede realizar la reconstrucción de la evolución de la composición de hidrocarburos.

El módulo estructural es de nuestro particular interés, ya que con el se puede realizar el modelado de la evolución de la estructura en la región de estudio, así como, que la información con que se cuenta (que se presentará en 4.4) es la adecuada y suficiente para éste módulo de Thrustpack

Thrustpack permite trabajar la reconstrucción de secciones en dos dimensiones, básicamente de pliegues anticlinales en los llamados sistemas FFT (fold and thrust belt), donde necesariamente se reconstruyen estructuras asociadas a compresiones regionales, las cuales han estado sometidas en diversos lapsos de tiempo y a condiciones de compresión variables hasta llegar al estado actual. Los parámetros espaciales que maneja son de alrededor de 20 km de profundidad.

El sistema Thrustpack permite reconstruir, paso a paso, los diferentes eventos que se han sucedido en la historia geológica de una estructura, como por ejemplo, la sedimentación, la erosión, y la compactación, mostrándonos los diferentes escenarios que se presentan a partir de los valores que se propongan para la velocidad de deformación y el tiempo que se aplique esa velocidad de deformación en la estructura de interés.

Como primer paso, se suministran datos al sistema Thrustpack del estado inicial de la estructura, esto es la sedimentación, así se introduce una a una las capas que conforman a la estructura, ya sean totalmente horizontales o con algunos acuífamientos o adelgazamientos en algunas de sus partes laterales, tal procedimiento se puede hacer de dos maneras, ya sea de manera directa sobre el gráfico a mano alzada o mediante una base de datos (template); la cual se rige mediante un sistema de referencia X-Y el cual deberá construirse de manera previa a la utilización de dicho sistema.

En un segundo paso se introduce la falla o el sistema de fallas (según sea el caso a modelar). Además, se pueden incluir parámetros como la litología o las edades para cada capa de rocas (las cuales se mostraran en la pantalla con la nomenclatura y los colores correspondientes). es la reconstrucción de la deformación de la estructura.

El tercer paso consiste la reconstrucción de la deformación de la estructura, para lo cual se requiere proporcionar la velocidad de deformación (en milímetros por año), lo que deberá considerarse como continua durante el tiempo de deformación, todo esto para un sistema homogéneo. (Como se sabe estas condiciones generalmente no se cumplen en las estructuras encontradas en la naturaleza, sin embargo se aceptan como hipótesis de trabajo).

El cuarto paso requiere definir el lapso de tiempo (en millones de años) que se le aplicará a cada etapa de deformación. Conviene mencionar, que en cualquier paso intermedio se podrá aplicar la remoción de masa por erosión, para lo cual es indispensable conocer la historia geológica de la estructura en estudio con la mayor precisión posible, así como, tener conocimiento del nuevo depósito de capas, posteriores a un evento de deformación y aplicar cualquiera de estas modificaciones las veces que lo requiera la historia geológica de la estructura.

Es importante mencionar que Thrustpack sólo funciona con el tipo de estructuras y condiciones de deformación que se han señalado, si no existen las rampas de despegue o las fallas no tienen las características necesarias el sistema no puede aplicarse.

4.4.- Modelado Estructural de un anticlinal ubicado en la región de la Mixtequita.

A continuación se discutirán los aspectos más relevantes de la información geológica estructural sobre la sección mostrada en la Fig. 4.1, cuya evolución se pretende realizar basando el modelado, en información obtenida tanto en el subsuelo como de manera directa en la superficie. En la campaña de neotectónica 2000 (cap. 3) se observaron paleotensores compresivos (Fig 3.8), de manera indirecta en secciones construidas por PEMEX en el subsuelo de la región, la cual presenta una dirección preferencial SW-NE (fig. 4.1). También de forma indirecta se obtienen para la campaña de microsismicidad (cap. 3). Mecanismos de tipo inverso cercanos a la región de estudio los cuales indican compresión para la zona de modelado (Fig 3.5). La información de ambos tipos de información (directa e indirecta), nos permiten modelar la estructura en estudio.

Como se mencionó arriba para el modelado de la evolución del anticlinal de la Mixtequita se utilizó el sistema Trustpack versión 6.2, de acuerdo a los pasos recién descritos. Como primer paso se generó una base de datos (template), tanto para las capas, como para las fallas de la estructura. Posteriormente se procedió a editar los planos de las capas ya sea a mano libre o en forma horizontal en las imágenes generadas por el software, después de ello se continua con la edición de las fallas, para ello es necesario hacerlo desde las más superficiales hasta las más internas, también es conveniente señalar que el programa no acepta inclinaciones para los planos de falla mayores a 30° , no obstante se le puede forzar un poco y lograr correr de manera adecuada, posteriormente se marca la litología que también esta basada en la columna estratigráfica de la sección de PEMEX. Las capas o estratos se pueden marcar con líneas horizontales para facilitar su elaboración o trazarlas a mano alzada como se hizo en este caso. Obteniéndose como resultado la sección inicial que se muestra en la figura 4.6.

Con tal información se obtiene el estado inicial , donde se tiene como litología un basamento cristalino correspondiente al batolito de la Mixtequita, sobreaciéndole se encuentra las formaciones correspondientes al Cretácico y Jurásico respectivamente, asociadas a la litología se tiene un sistema de tres fallas denominadas falla 1, 2 y 3 las dos primeras como se observa en la (figura 4.6) son las mas superficiales mientras que la numero tres además de ser la mas interna también es la más profunda en el orden de los 40 km, a la cual se le maneja una edad inicial del orden de -70 m.a .

A la primera deformación se le asocia la última etapa de influencia de la orogenia Laramide, a la cual se le asigno un tiempo de deformación de 10 m.a, donde asociado al evento tectónico se encuentra un incipiente deposito de sedimentos de posible ambiente continental.

Después de este evento continuo una etapa tectónica mucho mas pasiva, donde se maneja un tiempo de deformación muy lenta de 40 m.a, de igual forma que el levantamiento anterior pero en menor proporción se desarrollo la sedimentación .

En el Mioceno, se incrementó la intensidad de deformación, para el cual se maneja una edad que va de los -20 a los -10 m.a. En este nuevo modelo se observa un mayor desplazamiento en los planos de falla, y una mayor deformación en la estructura de los pliegues, debido a ello se produjo una mayor sedimentación, además los sedimentos depositados en etapas anteriores a esta ya son incluidos en la deformación.

En el penúltimo estado de deformación que corresponde de los -10 a los -5 m.a se incremento aún más el empuje lo que trajo como consecuencia un mayor desarrollo en los planos de falla en un menor tiempo, y como proceso paralelo un mayor aporte de sedimentos. Durante el Mioceno tardío se registra el periodo de mayor actividad en el empuje de las estructuras durante toda su etapa de deformación.

Finalmente durante los últimos 5 m.a, la deformación en la estructura baja considerablemente en su evolución, pero continúa el aporte de sedimentos.

En el siguiente listado se observan los datos introducidos en el programa Trustpack, donde son implicados tanto el tiempo de deformación como la intensidad con que se realizó dicho modelado:

| EVENTO | LAPSO DE TIEMPO | FALLA1 | FALLA2 | FALLA3 | |
|--------|-----------------|--------|--------|--------|----------|
| 1 | 10 (m.a.) | 0.2 | 0.2 | 0.02 | (mm/año) |
| 2 | 40 (m.a.) | 0.02 | 0.02 | 0.02 | (mm/año) |
| 3 | 10 (m.a.) | 0.2 | 0.2 | 0.2 | (mm/año) |
| 4 | 5 (m.a.) | 0.3 | 0.3 | 0.3 | (mm/año) |
| 5 | 5 (m.a.) | 0.05 | 0.05 | 0.05 | (mm/año) |

A continuación se presentan las graficas obtenidas por el programa donde se aprecia la evolución tectónica que tuvieron las estructuras en los escenarios que se manejaron para este modelado.

Estado inicial, finales del cretácico \pm 70 m.a.

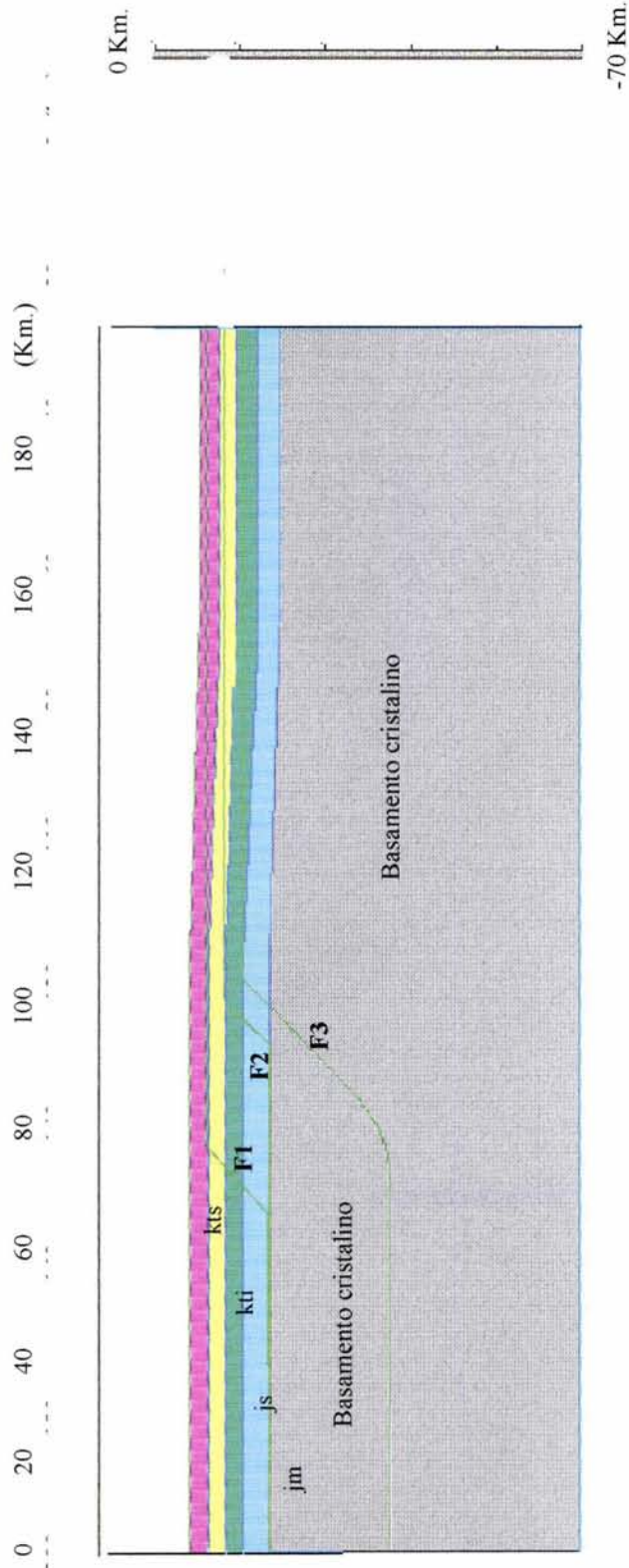


Figura 4.6.- Estado Palinplástico de la sección C-C'-C'', con cuatro formaciones iniciales y tres fallas que la cortan .

Estado -70 a -60 m.a.

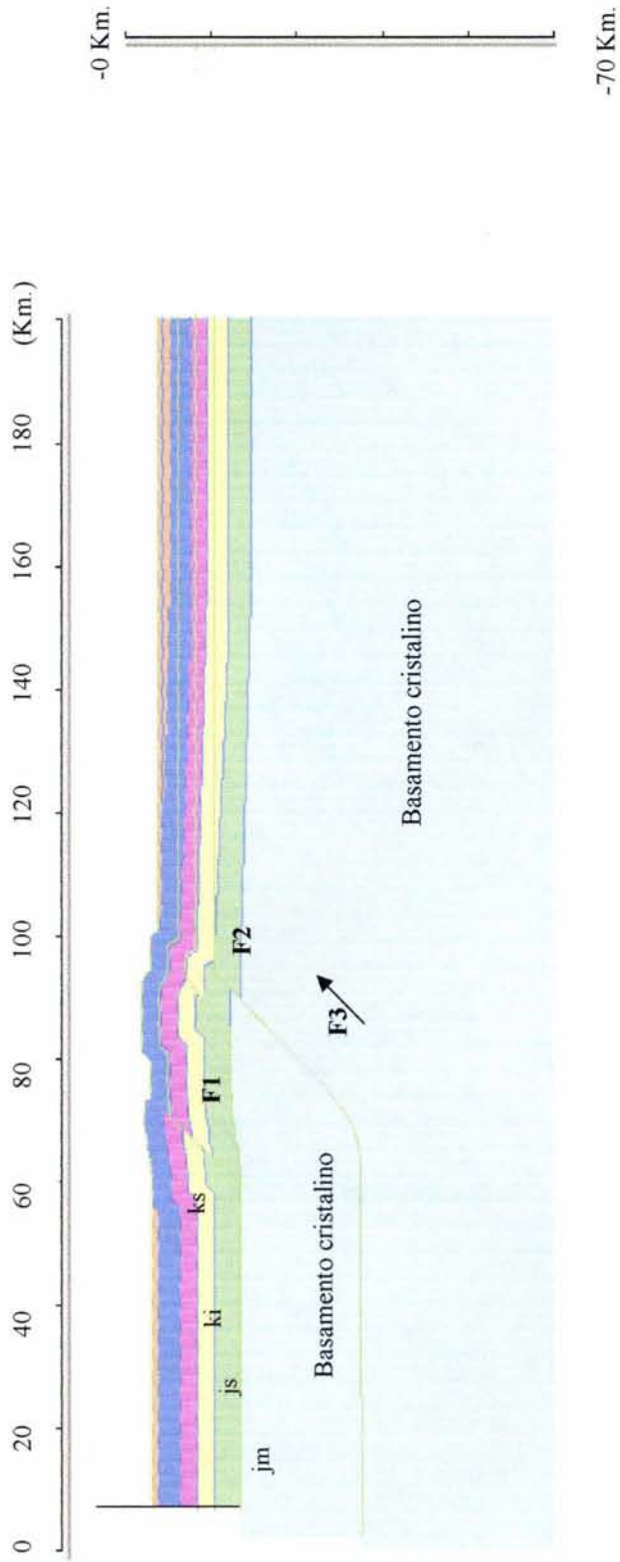


Figura 4.7. - Deformación asociada a la última etapa de la Orogenia Laramidica.

Estado de -60 a -20 m.a.

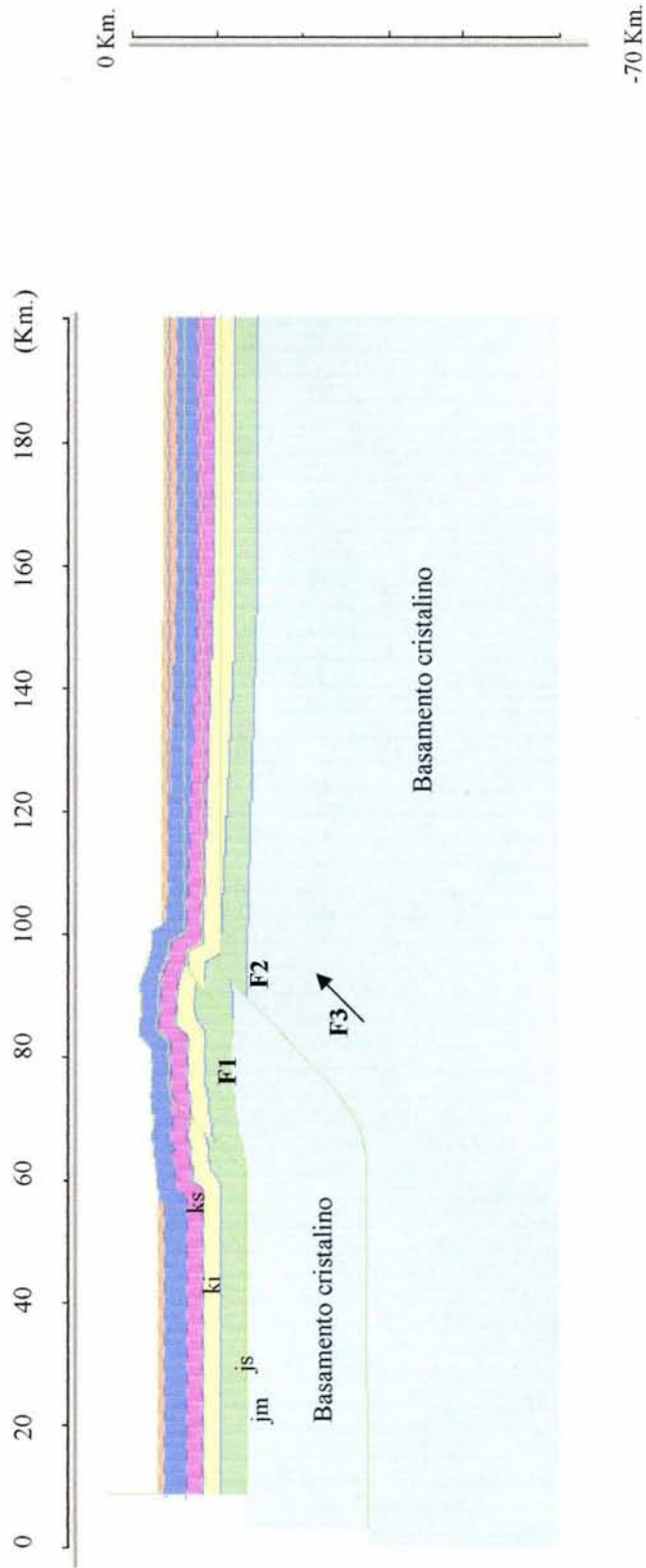


Figura 4.8.- Durante el Paleógeno no se registraron fuertes evidencias de deformación.

Estado de -20 a -10 m.a

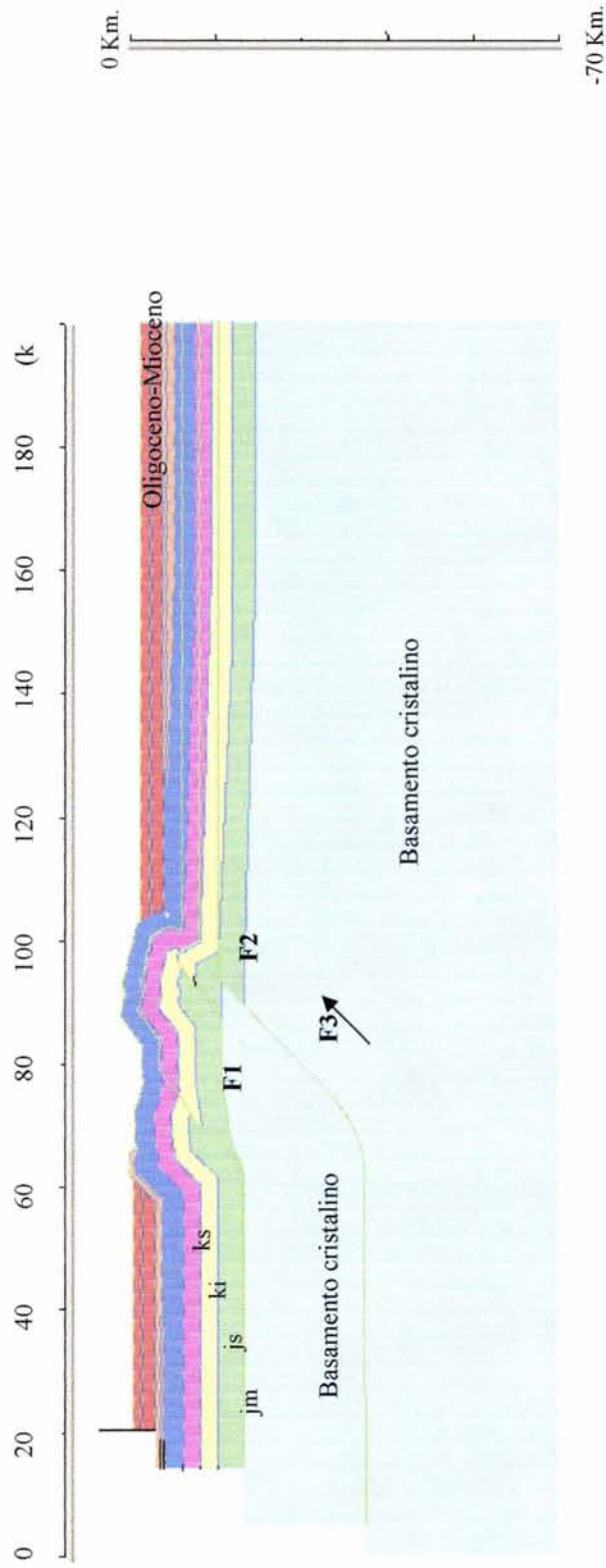


Figura 4.9.- Fase de deformación Chiapaneca de edad Miocénica. Con mayor actividad de las fallas externas.

Estado de -10 a -5 m.a.

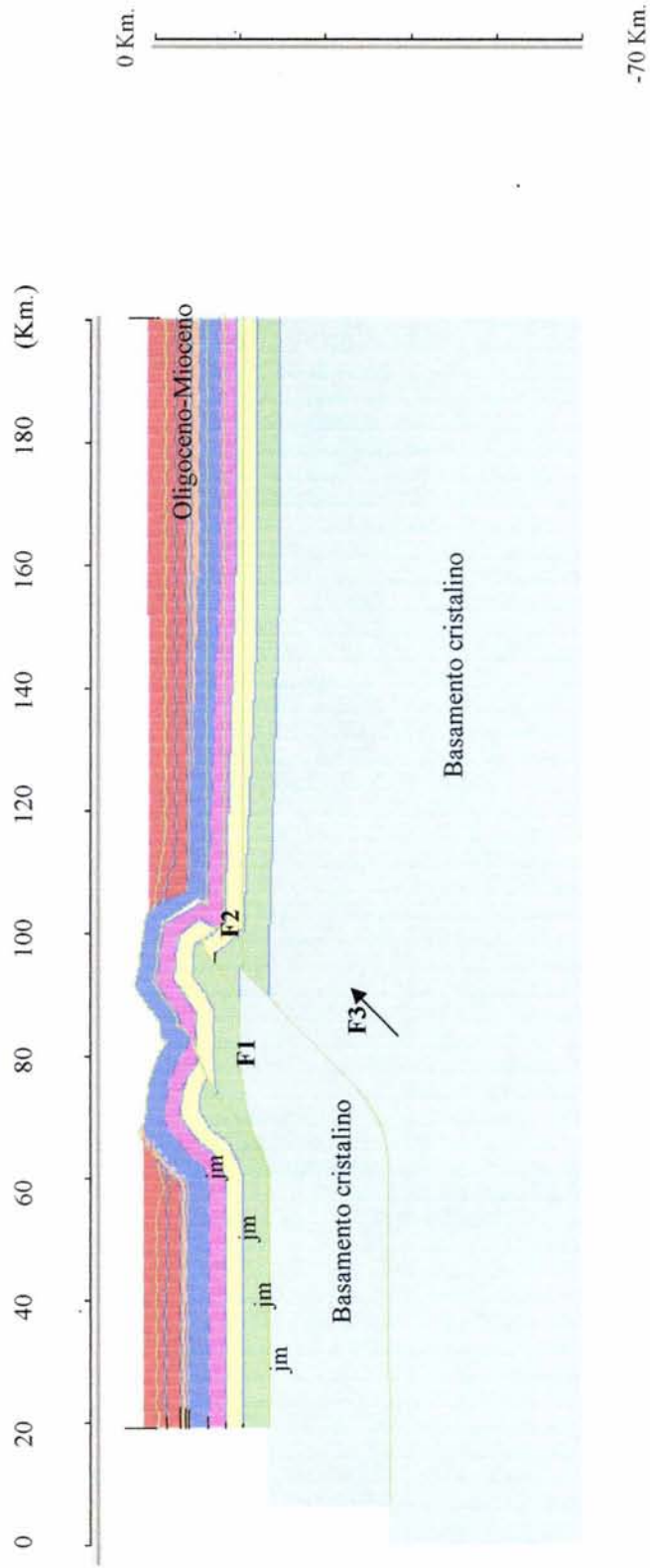


Figura 4.10.- Fase de deformación Miocénica tardía, con presencia de depósitos Miocénicos-Pliocénicos.

-5 a 0 m.a., Estado Actual.

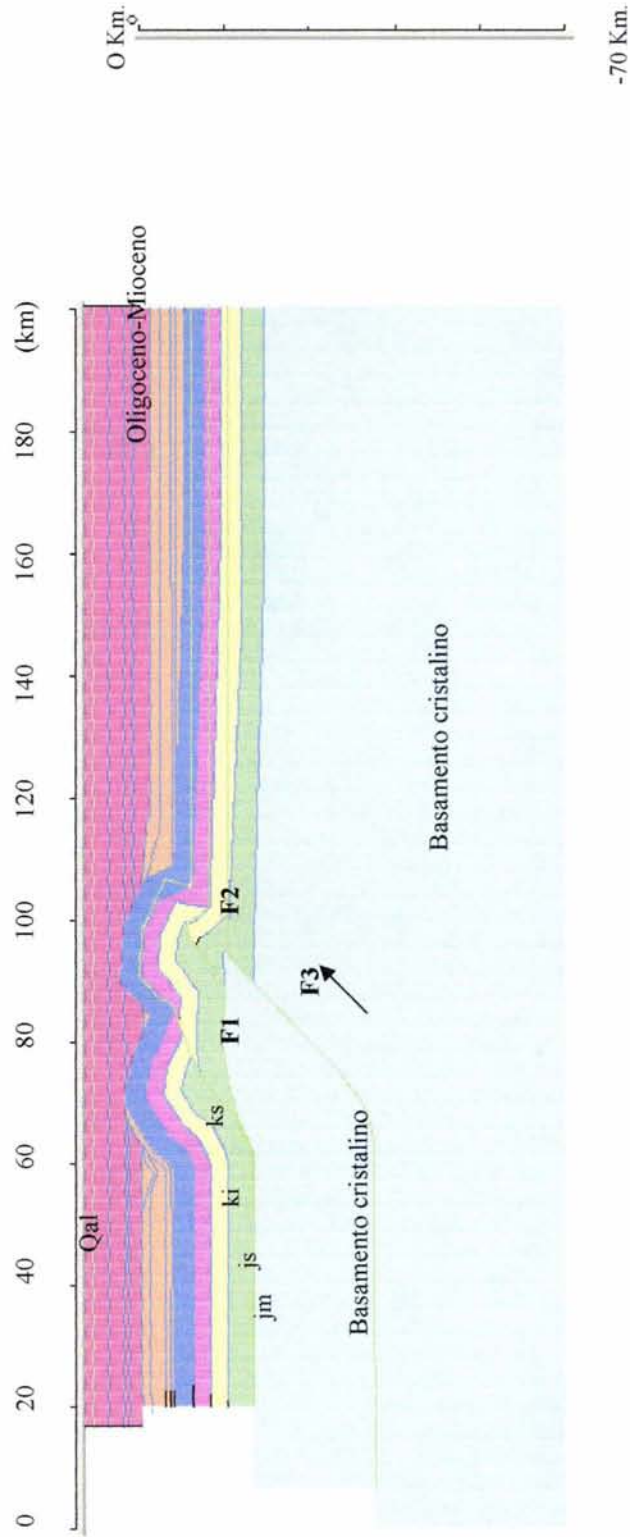


Figura 4.11.- Último estado de deformación, el cual incluye depósitos aluviales.

4.5.- Discusión del modelado en el anticlinal de la Mixtequita.

La secuencia estratigráfica que se maneja para el modelado de la región de la Mixtequita inicia con la presencia de cuatro formaciones geológicas. De la base a la cima incluyen formaciones del jurásico medio, jurásico superior, cretácico inferior, posterior a su depósito su geometría era horizontal. Dicha secuencia estratigráfica esta cortada por un sistema de tres fallas, una de ellas parte desde el basamento y es la que servirá como rampa de despegue, las otras dos tienen su origen en el contacto del basamento con la base de la secuencia. Las fallas 2 y 3 cortan aproximadamente a la formación del cretácico inferior, mientras que la falla uno es proyectada hasta la superficie. Tales condiciones son estimadas para una epoca promedio de hace 70 millones de años.

El primer evento de deformación corresponde a la orogenia Laramídica en sus últimas etapas, las cuales generan las estructuras que se observan en la figura 4.7, como se puede observar en la figura las fallas 1 y 2 generaron levantamiento y compresión en la secuencia, mientras que la tres generó en menor grado deformación en ella. Se puede observar la generación de dos estructuras anticlinales y un sinclinal en el centro, los cuales tienen una longitud promedio de 5 a 7 Km. la estructura no presenta sedimentación próxima después de la deformación. También se puede apreciar como las capas más superficiales sufrieron un mayor plegamiento. En este caso corresponden con las del Cretácico Superior.

El segundo estado de deformación se presenta para una epoca posterior, En este caso se realizó para 40 m.a (figura 4.8), observándose un desarrollo mayor de las estructuras las cuales siguen un patrón de comportamiento igual a la primera deformación. En este caso, se observan depósitos sedimentarios pertenecientes al Eoceno y Oligoceno en ambos bordes de las estructuras.

La siguiente secuencia en el modelado se asocia a la fase de deformación conocida como Chiapaneca de edad Miocénica (figura 4.9), a la cual se le asignó una época de hace 10 millones de años y en ella se aprecia como se rompen las estructuras del Jurásico. También puede observarse un mayor apilamiento de depósitos que ahora llegan hasta el Eoceno. Las fallas que sirven como rampas para que se generen las estructuras, no se manifiestan fuera de las formaciones que se rompieron originalmente, por ello la secuencia depositada sobre ellas no sufre deformación.

Para los siguientes cinco millones de años se observa claramente un mayor desarrollo de la estructura de la derecha (figura 4.10), en la cual como se puede apreciar tiene mayor influencia por las fallas. También se aprecia como el rompimiento de las formaciones Jurásicas tiene un mayor desplazamiento. Los depósitos del Oligoceno continúan más no alcanzan a cubrir la estructura totalmente.

Para el último estado de deformación que se muestra hasta la actualidad la estructura anticlinal de la derecha se desarrolla mucho más como se mencionó anteriormente por la presencia de las fallas en ella (figura 4.11). Y la pila de sedimentos cubre a las estructuras pero por no ser afectadas por las fallas no sufren deformación.

4.6.- Conclusiones del capítulo.

1.- Cinco eventos de deformación se presentan en un lapso de 70 millones de años (de finales del Cretácico al reciente), con diferente intensidad en el empuje tectónico y distintas duraciones para cada uno, en conjunto generaron la estructura anticlinal que se modela en este capítulo.

2.- Inicialmente aparecen rocas del Jurásico y el Cretácico, cuando estas generan levantamiento topográfico propician condiciones de depósito para rocas en el Oligoceno y Mioceno, las cuales las sepultan a la estructura, encontrando en la parte más superficial depósitos aluviales.

3.- La deformación Chiapaneca es la de mayor intensidad para la región, la cual se generó durante el Mioceno. En contraparte en el paleógeno se presentó escasa actividad de tipo compresiva.

4.- Las unidades de roca del Jurásico (más antiguas), presentan un mayor grado de deformación, sufriendo ruptura en distintas partes de la estructura, mientras que las más recientes solo presentan plegamiento.

5.- El eje de deformación de la estructura anticlinal de la Mixtequita es perpendicular al empuje tectónico, generado por el empuje de la placa de Cocos, condición básica para poder realizar el modelo de deformación en el centro del I.T.

6.- La estructura que se reconstruye en este modelado se asemeja con la obtenida en la sección geológica de PEMEX (Fig. 4.1), la cual fue reconstruida con información indirecta de datos en el subsuelo.

7.- La información de microsismicidad y mecanismos focales obtenida en el capítulo 3, en conjunto con la información de campo (neotectónica 2000) discutida en el mismo capítulo nos muestra un estado compresivo para la región en que se realizó este modelo de deformación.

5.- MODELADO DE UNA SECCIÓN PALINPLASTICA EN EL GOLFO DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

5.1.-Introducción:

En el Golfo de Tehuantepec, a finales de la década de los setentas PEMEX realizó un estudio sísmico marino para determinar el potencial petrolero de la región (Fig. 5.1). Una de las secciones sísmicas que en la región se obtienen es tomada como base para el modelo que se presenta en este capítulo. Asimismo, se observa en la reconstrucción geológica de las líneas sísmicas que la secuencia de formaciones sedimentarias no presenta deformación, presentándose en dicha secuencia una secuencia estratigráfica sin deformación, la cual es susceptible de sufrir deformación por la compresión que el empuje tectónico ejerce en la región donde se ubica. Con lo cual se hace una propuesta en el uso que normalmente se le da al sistema Thrustpack descrito en el capítulo anterior, donde ahora se pretende ver escenarios de deformación que pudiera presentar dicha secuencia.

Otro aspecto que es importante considerar, es la prácticamente nula deformación que existe en la secuencia sedimentaria que constituye la cuenca del Golfo de Tehuantepec, ya que en otras partes de la TMA por ejemplo frente a Costa Rica (Ranero et al., 2000) la cuenca (equivalente a la del Golfo de Tehuantepec) presenta deformación importante tanto en pliegues como en fallas e incluso, se logró determinar una zona de fallamiento lateral asociada con los esfuerzos compresivos provenientes de la zona de subducción. Tal información permitirá posteriormente presentar un modelo de deformación.

De los argumentos antes expuestos, se propone que la cuenca del Golfo de Tehuantepec se encuentra en una etapa inicial de deformación tectónica asociada a la subducción; la amplitud de la cuenca (aproximadamente de 100 Km.) podría deberse a esto, mientras que al Sur de la TMA, se encuentra más cercana a la línea de costa lo que indica el estado

tectónico de la cuencas . Además, el cinturón volcánico asociado a la subducción, en Centroamérica se encuentra más próximo a la línea de costa, lo cual contrasta en la TMA en la región del Istmo de Tehuantepec dónde el único volcán asociado a la subducción es el Chichonal, el cual se localiza aprox. a 200 km. continente adentro; en la región del IT, la Trinchera se encuentra aproximadamente a 160 km. de la línea de costa. Si se restaran esos 160 km. a la distancia que existe entre el Chichonal y la línea de costa y además la cuenca de Tehuantepec no presentará la amplitud que tiene (porque no ha sido deformada) el cinturón volcánico muy probablemente se encontraría más próximo a la línea de costa (50-70 Km), lo cual sería muy semejante a lo observado en Centroamérica donde las cuencas si están deformadas, y por lo tanto no tienen una amplitud tan grande como la de Tehuantepec.

Para la reconstrucción de secciones balanceadas se procede de la siguiente manera: como primer paso la estructura anticlinal se restaura hasta llegar a su estado inicial (sin deformación), posteriormente con el sistema Thruspack se le aplican esfuerzos compresibles hasta llevarla a su estado de deformación actual. Este ejercicio se lleva a cabo a partir del estado que actualmente presenta la sección realizada por PEMEX en el Golfo de Tehuantepec (Figura 5.2), con el propósito de establecer un modelado tomando en cuenta un millón de años posterior al presente.

Se realizaron dos modelos cada uno con una diferente tasa de velocidad, lo cual produjo distintos tamaños de saltos para cada uno de los escenarios.

5.2.- Sección palinplástica.

Como se menciona en el capítulo anterior una sección palinplástica es aquella donde se representa una secuencia sedimentaria sin deformación, como la que encontró PEMEX con su sección sísmica marina (Fig. 5.1), localizada en el Golfo de Tehuantepec la cual se marca en la figura como la sección E3-E3', frente a las costas en el límite de los estados de Oaxaca y Chiapas, dicha línea sísmica tiene una longitud de 100 km y se marca en la imagen con una línea continua. Dicha sección termina poco antes de llegar a la línea de costa, se continúa hacia el continente utilizando información de pozos que también perforó PEMEX, la cual prolonga a las formaciones del perfil sísmico. El pozo es el Arista y en él se puede deducir como las formaciones se acuñan y terminan en contacto con el Batolito Chiapaneco, en el acuñamiento sólo las tres formaciones más jóvenes son la que se continúan hacia el continente (Fig. 5.2).

Directamente sobre el basamento se localizan rocas del Cretácico Superior, sobre ellas rocas del Paleoceno, el Eoceno y el Mioceno con sus tres divisiones, y coronando la secuencia se encuentran sedimentos del Cuaternario (Fig 5.2), los cuales se encuentran todavía sin consolidar ya que actualmente son utilizados para estudios de cambio climático (Boumaggard., et al 1997). En la figura 5.2 además de las formaciones se observan las fallas que cortan a la secuencia así como un grupo de microsismos ubicados sobre algunas de estas fallas o muy próximas a ellas, de las cuales se deduce compresión en dicha región, la cual nos sirve como parámetro de partida para proponer el modelado que se realiza en este capítulo.

CAPITULO 5: MODELADO DE UNA SECCION PALINPLASTICA EN EL GOLFO DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

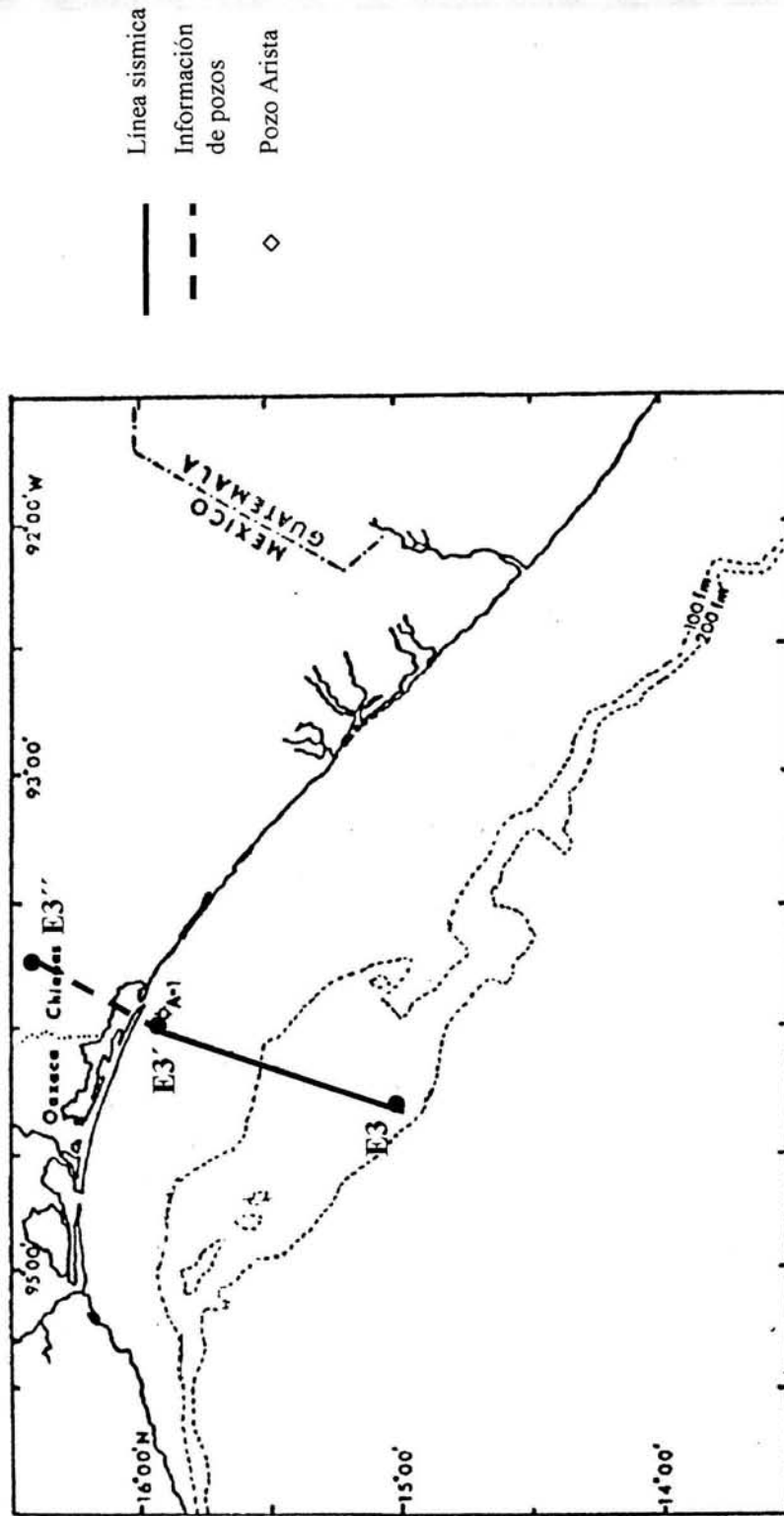


Figura 5.1.-Ubicación del perfil en estudio E-E'-E'', en el Golfo de Tehuantepec.

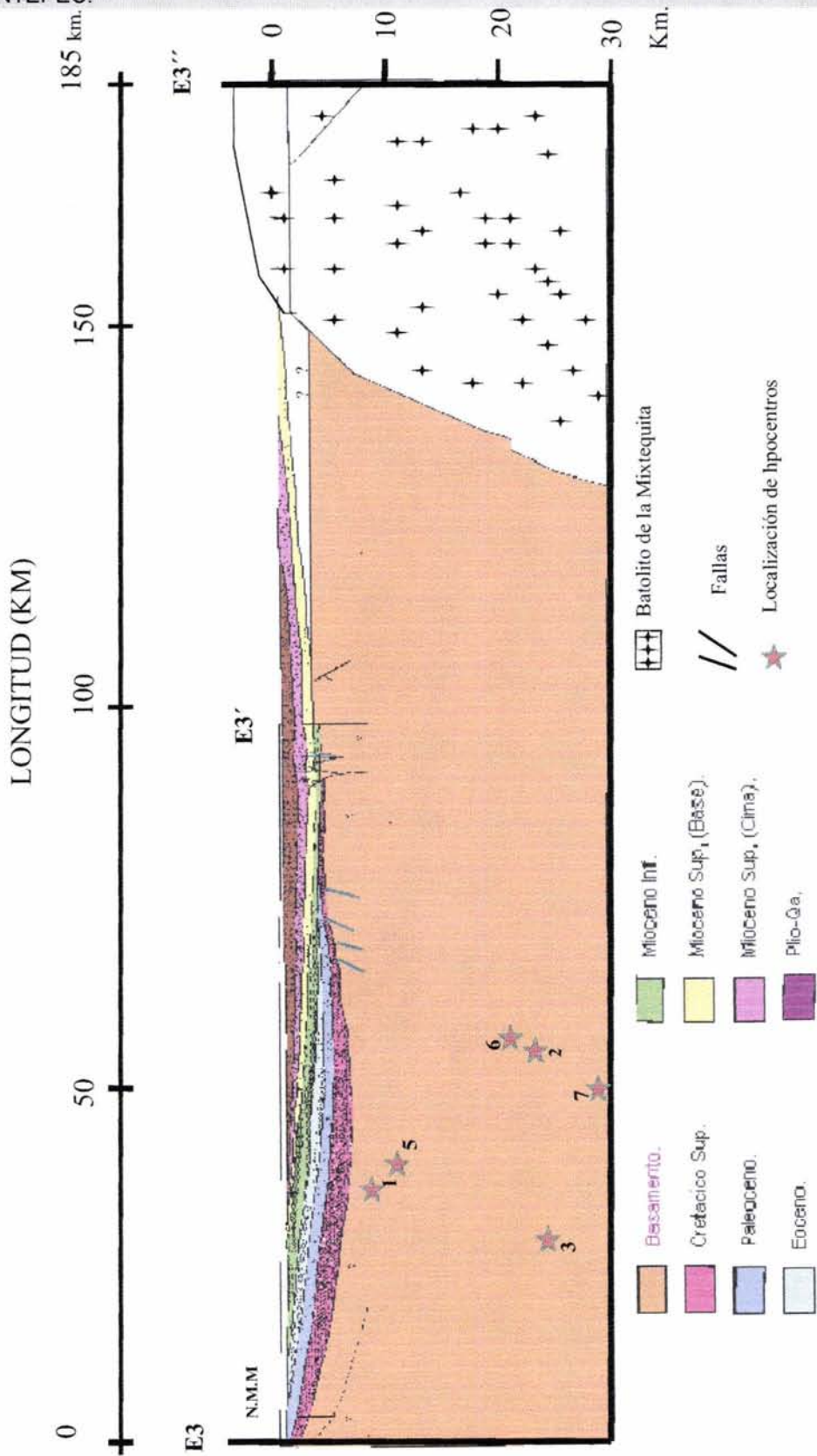


Fig .5.2.- Sección estratigráfica compuesta E3-E3' -E3'' (modificado de Sánchez Barrera 1981 , Vazquez y Villaseñor 1989), y proyección de algunos hypocentros de la campaña de microsismicidad 95-96 (Chávez et,al.2000)

5.3.- Elementos previos a la deformación.

A partir de la sección estratigráfica compuesta la cual se observa en la imagen 5.2, se construyo la sección en el template (diagrama de inicio) para poder comenzar a correr el sistema Thrustpack, en ellas se incluyeron las fallas que se localizaron en la sección sísmica realizada por PEMEX.

En una sección gravimétrica marina realizada por Sánchez Barreda en el año de 1981, la cual se encuentra próxima hacia el Este de la sección obtenida por PEMEX, y que es la que se modela en éste trabajo, se construyó una sección geológica que corresponde con la secuencia descrita en los párrafos anteriores (Fig. 5.3), con una longitud promedio de 200 km y una profundidad de más de 30 Km. En ella se proyectaron eventos sísmicos obtenidos durante la campaña de microsismicidad realizada por el Instituto de Ingeniería, UNAM, que fue descrita con mayor detalle en el capítulo tres.

Se ubican 10 eventos en la sección gravimétrica, algunos de ellos están asociados a la zona de subducción, pero el marcado con el número 1 es el más superficial y cae dentro de la secuencia que está también sin deformar, lo cual nos sugiere que en la parte que podemos considerar como palinplástica, tanto para la sección de PEMEX, como la de Sánchez Barreda existen eventos sísmicos los cuales deberán estar asociados a fallas que se están activando, tal información se puede proyectar a la sección estratigráfica compuesta que es la que se está modelando en este caso, lo cual nos sugiere que las fallas que se registran en la sección estratigráfica compuesta, son activas y podemos así modelar como será la evolución tectónica de dicha sección marina hacia un millón de años adelante y ver un par de posibles modelos.

CAPITULO 5: MODELADO DE UNA SECCION PALINPLASTICA EN EL GOLFO DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

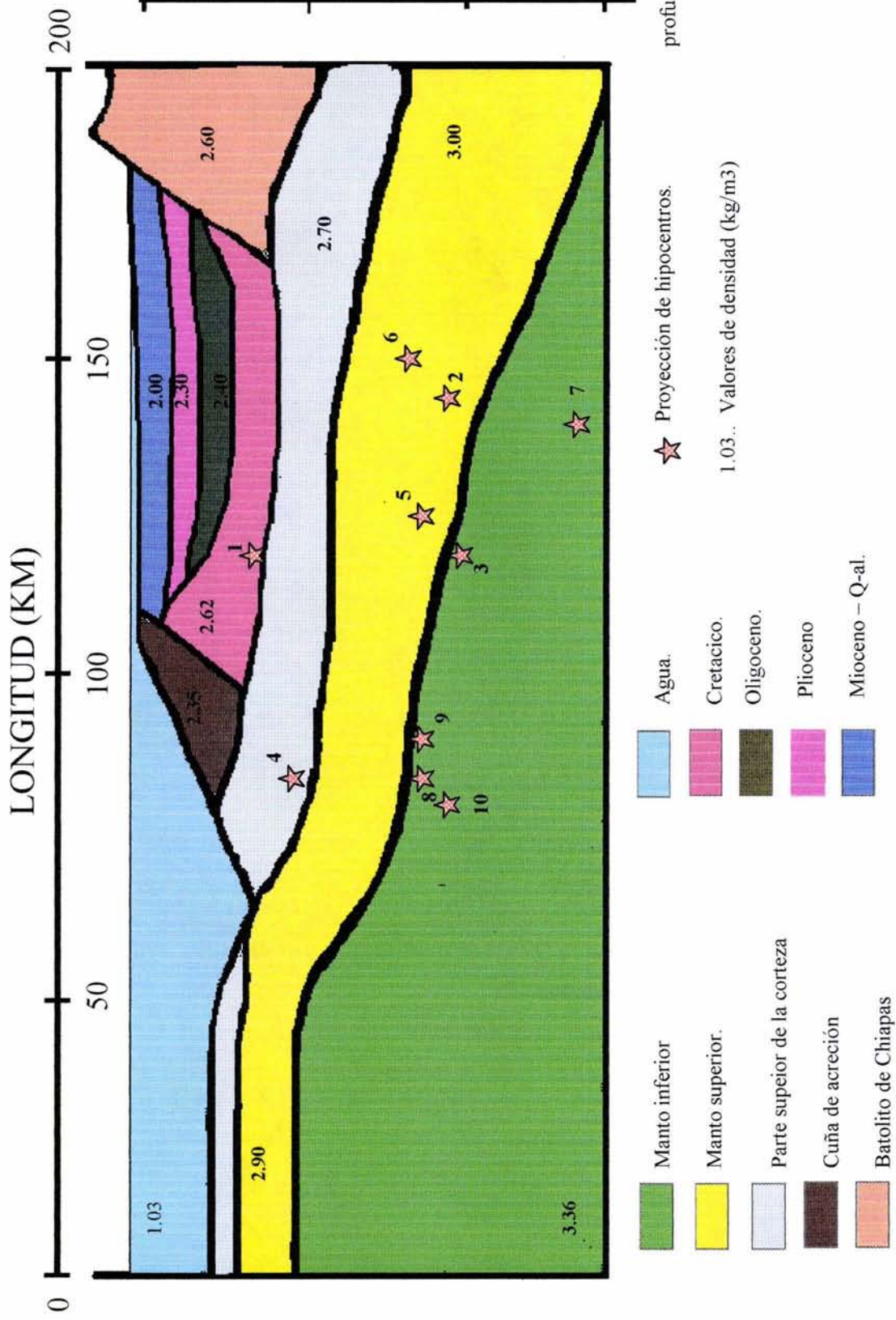


Fig 5.3.- Perfil geológico, obtenido a través de métodos gravimétricos (modificado de Sanchez Barrada, 1981.), y localización de hipocentros de la campaña de microsismicidad 95-96 (Chávez et,al. 2000).

5.4.- Datos incluidos en los modelos.

Se crearon dos escenarios los cuales generaron dos diferentes resultados, en ambos se manejaron tiempos de empuje tectónico del orden de un millón de años, que es el mínimo que el sistema utiliza, aplicándoles una velocidad de empuje para cada caso, en el primero de ellos se le aplicó una velocidad de desplazamiento de 0.2 milímetros por año, lo cual nos arrojó como resultado un salto máximo de 200 m (Fig. 5.5), para el segundo escenario se incremento la velocidad de deformación a 0.5 mm por año lo cual arrojó un salto máximo de 500 m (fig. 5.6).

Para ambos casos el salto máximo se produce en la falla marcada con el número dos, la cual se manifiesta más sensible al empuje tectónico.

Es interesante realizar nuevas aplicaciones para el sistema Thrustpack, que es lo que se realiza con este tipo de ejercicios, también conviene señalar que lo expuesto en este trabajo es solo una prueba de lo que pudiera ser y se esta trabajando en mejorar la propuesta en este modelo se ha realizado.

Estado actual de la sección en estudio, previo a la deformación.

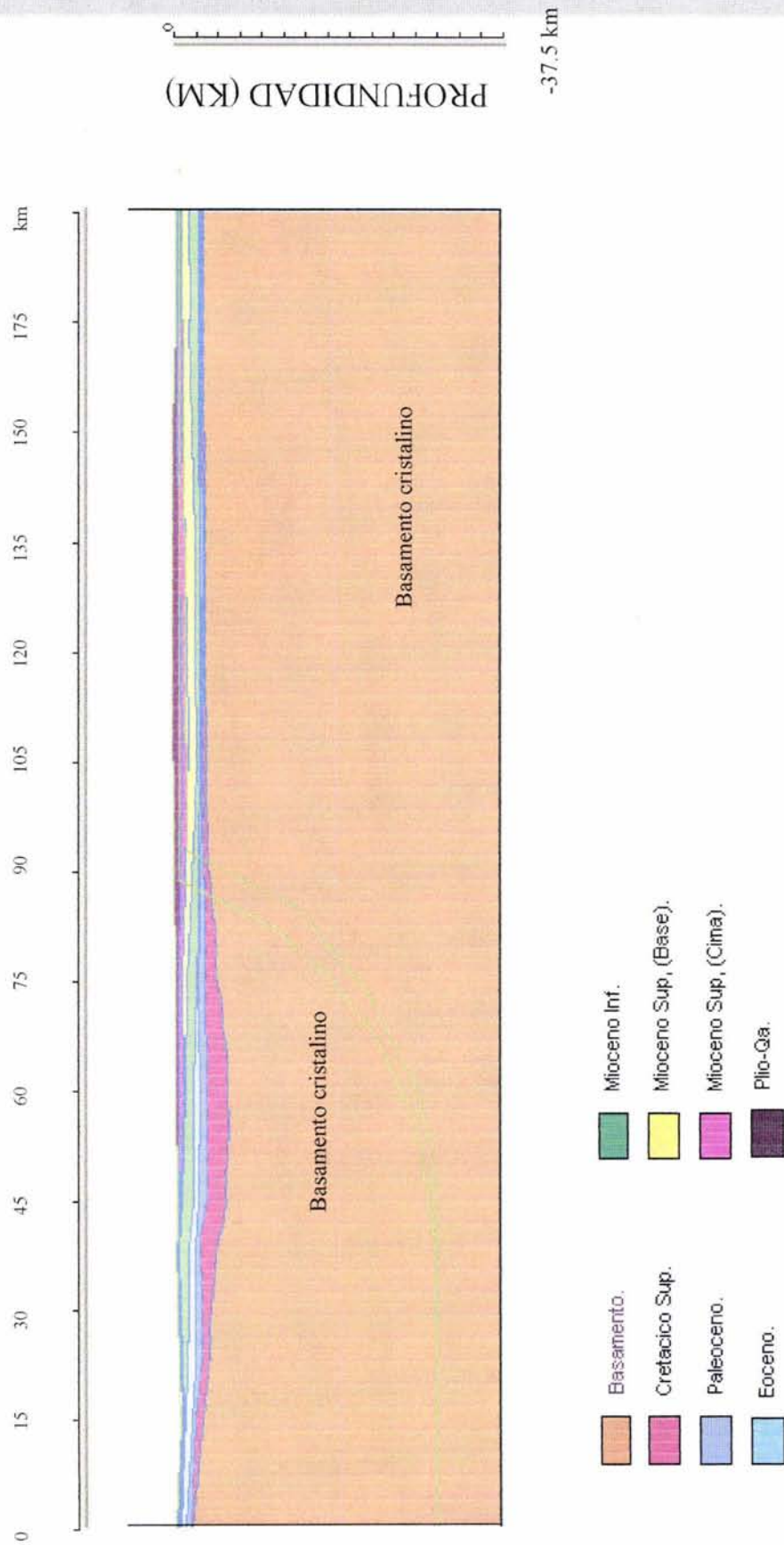


Figura 5.4.- Modelo actual, representando un perfil de tipo palinplástico (sin deformación), para la sección E-E'-E'', en el Golfo de Tehuantepec.

Deformación a un millón de años, con velocidad de deformación de 0.2 mm/año.

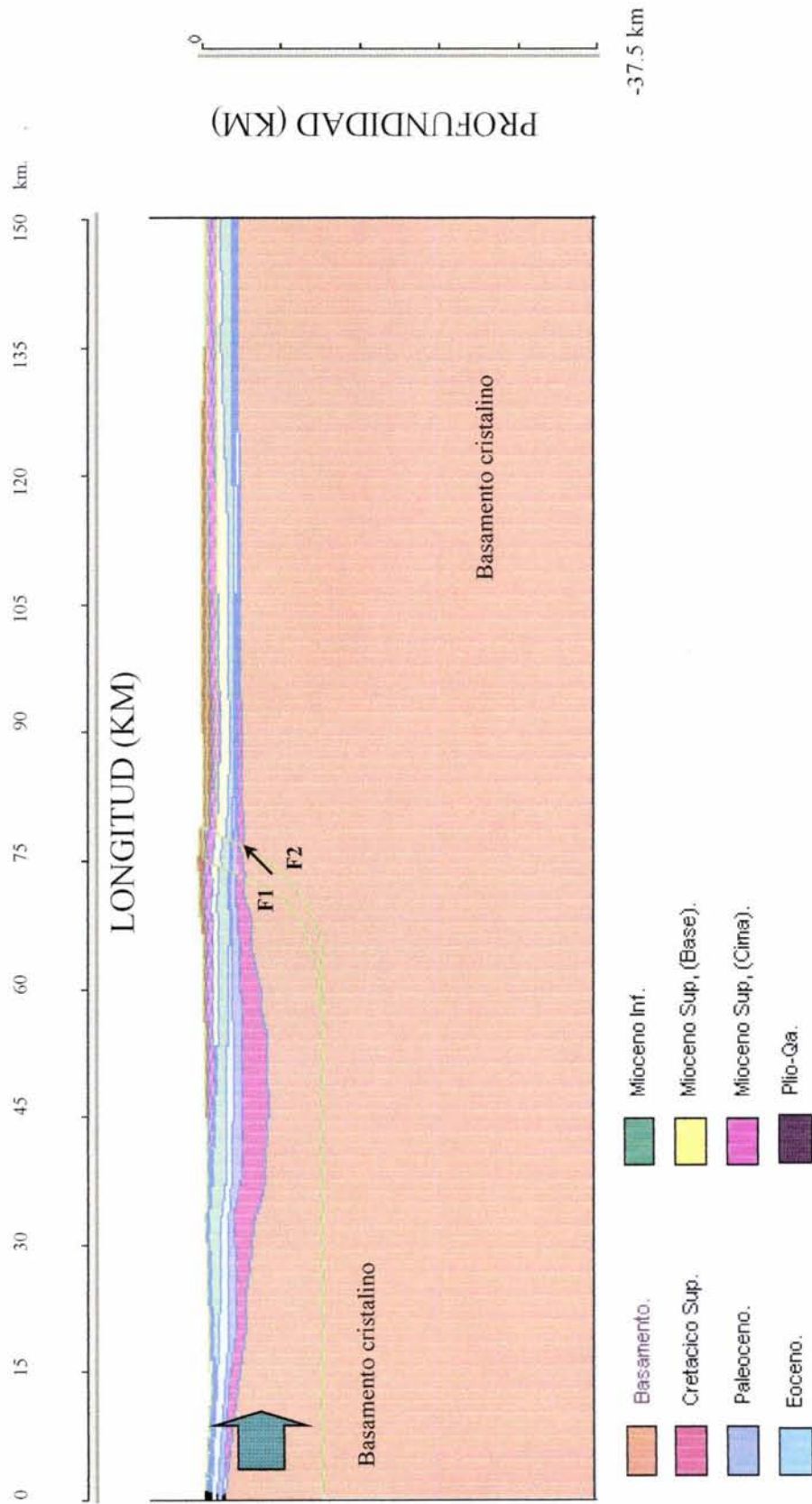


Figura 5.5.-Primer modelo con un salto máximo de 200 m.

Deformación a un millón de años, con velocidad de de formación de 0.5 mm/año.

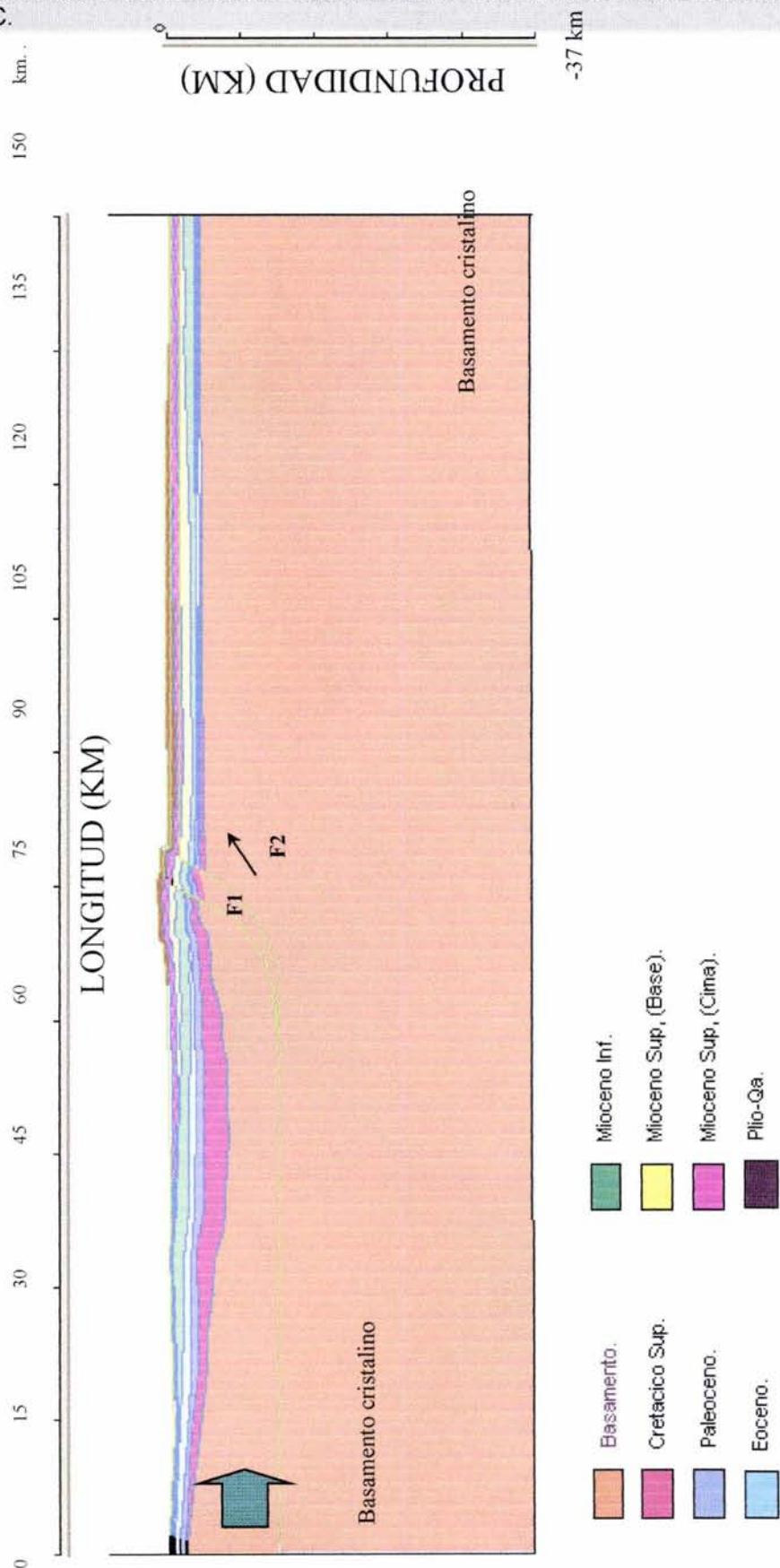


Figura 5.6.- segundo modelo con un salto máximo de 500 m.

5.5.- Conclusiones del Capítulo.

1.- La sección geológica que se modela en este capítulo se encuentra en la cuña de acreción, próxima a la zona de trincheras, donde inicia la subducción de la placa de Cocos y se prolonga hacia el continente hasta su acuífamiento con el Batolito de Chiapas.

2.- De acuerdo a la información del subsuelo en la región marina del golfo de Tehuantepec, obtenida con una línea sísmica de PEMEX, y su correlación con información de pozos, se obtuvo una secuencia estratigráfica correspondiente a una cuenca de depósito conformada por seis unidades de roca distintas y depósitos de sedimentos recientes, las cuales no presentan deformación (palinplástica). Así como una serie de fallas las cuales pueden servir como rampas de despegue en un estado de compresión tectónica.

3.- Tanto en la proyección de la línea sísmica, como en la sección gravimétrica (Sánchez Barreda), se sobreponen microsismos (descritos en el capítulo 3), los cuales indican actividad en las fallas que cortan a las secuencias de la sección palinplástica, algunos de ellos tuvieron solución de mecanismo focal inverso, los cuales atestiguan compresión en la región modelada. Lo cual nos permite generar un modelo que intenta predecir el comportamiento estructural de la región.

4.- Los modelos que generó el sistema Thrustpack tomando en cuenta la información descrita anteriormente fueron dos, ambos para un millón de años después del presente, en el primero de ellos con 0.2 mm/año, se generó un salto máximo de 200 m sin rompimiento de unidades de roca, y para 0.5 mm/año se presenta un salto de aproximadamente 500 m, con ruptura en todas las unidades de roca.

5.- Para el primer modelo se pueden generar desplazamientos de 2 cm, cada 10 años y de 20 cm cada 100 años, mientras que para el segundo modelo los desplazamientos podrán ser de 5 y 50 cm, respectivamente.

6.- Tales condiciones de deformación y rompimiento en la secuencia estratigráfica producto del empuje tectónico, pueden generar sismos con magnitudes M_s del orden de 6.5 (Chávez M, comunicación personal), lo cual genera interés en continuar este tipo de modelados.

6.- CONCLUSIONES GENERALES.

- 1.- La formación y evolución tectónica del Istmo de Tehuantepec, esta asociada estrechamente a la apertura del Golfo de México y al movimiento del Bloque de Chortis en el Margen del Pacífico.
- 2.- La sismicidad somera se incrementa para el Golfo de Tehuantepec en la intersección de la Trinchera Mesoamericana y la zona de Fracturas de Tehuantepec. Con eventos de profundidad menor a los 20 km.
- 3.- En el continente los eventos someros (< 50 km) se ubican en la región central del IT, los cuales pueden observarse en los cortes A-A' y B-B' (cap. 3),
- 4.- En la campaña neotectónica 2000, se obtuvieron 29 estaciones paleoesfuerzos, en las cuales se obtuvo fallamiento inverso, normal y lateral (izquierdo y derecho). En algunas estaciones se logró identificar más de una fase de deformación.
- 5.- La deformación Chiapaneca es la de mayor intensidad para la región, la cual se generó durante el Mioceno, y es la que genera mayor deformación en el modelado del capítulo 4. En contraparte durante el paleógeno se presentó escasa actividad de tipo compresiva.
- 6.- El eje de deformación (Charmela) de la estructura en el centro del I.T es perpendicular al empuje tectónico, generado por el empuje de la placa de Cocos, condición necesaria para poder realizar el modelo de deformación en el centro del I.T.
- 7.- La información de microsismicidad y mecanismos focales obtenida en el capítulo 3, en conjunto con la información de campo (neotectónica 2000), discutida en el mismo capítulo nos muestra un estado compresivo para la región, en rocas de diversas edades, así como para el reciente, información que sustenta el modelo de la estructura anticlinal en el centro del I.T.

8.- Como resultado de modelado en el centro del I.T, se obtuvo una estructural con fallas que sirvieron como rampas de despegue, en un modelo con cinco escenarios diferentes, con orogenias características para cada uno, así como sepultamiento de la estructura por sedimentos del Oligoceno y Mioceno.

9.- Los modelos que generó el sistema Thrustpack en el Golfo de Tehuantepec, tomando en cuenta la información descrita anteriormente fueron dos, ambos para un millón de años después del presente, en el primero de ellos con 0.2 mm/año, se generó un salto máximo de 200 m sin rompimiento de unidades de roca, y para 0.5 mm/año se presenta una salto de aproximadamente 500 m, con ruptura en todas la unidades de roca.

10.- Para el primer modelo deformación en el Golfo de Tehuantepec se pueden generar desplazamientos de 2 cm, cada 10 años y de 20 cm cada 100 años, mientras que para el segundo modelo los desplazamientos podrán ser de 5 y 50 cm respectivamente.

11.- Tales condiciones de deformación y rompimiento en la secuencia estratigráfica en el Golfo de Tehuantepec, producto del empuje tectónico, pueden generar sismos con magnitud Ms 6.5- (Chávez M, comunicación personal), lo cual genera interés en continuar este tipo de modelados.

7. - BIBLIOGRAFIA.

Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.* v. 86, No. B3, pp. 1829-1840.

Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, v. 11, No. 1/2, pp. 37-50.

Aranda, m., 1999. Evolution on Neogene Contractional Growth Structures, Southern Gulf Of México, The University of Texas at Austin.

Barrier, E., Velasquillo, L., Chávez, M., Gaulon, R., (1993), "Preliminary results of a neotectonic field investigation in the Isthmus of Tehuantepec (Mexico)", *Seismological Research Letters*, V 64-1, pp 24.

Barrier, E., Velasquillo, L., Chávez, M., Gaulon, R., (1998), "Neotectonic evolution of the Isthmus of Tehuantepec (southeastern Mexico)", *Tectonophysics*, 287, pp 77-96.

Bautista, B.R., 2002. Características sismológicas de la región del Istmo de Tehuantepec: Resultados a partir de datos microsismicos. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería.

Boumagard., et al. 1997. Distribution de sédiments sur la marge du golfe de Tehuantepec (Pacifique Oriental). Exemple d'interaction tectonique-eustatisme. *OCEANOLOGICA ACTA- VOL. 21- N 1*. Elviesier, Paris.

Carfantan, J. Ch., 1981. "Evolución estructural del Sureste de México; Paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas Mesozoicas". UNAM. *Rev. Inst. Geol.* V.5. N.2.

Chávez, M., Velasquillo, L., Barrier, E., Gaulon, R., (1994), "Seismic hazard and neotectonics in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico", *Seismological Research Letters*, V 65-1, pp 57.

Chávez, M., Ramírez, H., Bautista, R., Diego G., 1999. Neotectónica y riesgo (peligro) sísmico en el Istmo de Tehuantepec, Memoria XII, Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Morelia, Michoacán, pp. 909-918.

Chávez, M., Rodríguez, M., Velasquillo, L., Gaulon, R., Barron, J., Bautista, R., Breffort, D., Cruz, M., Cuenca, J., Farra, V., Martínez, O., Mijares, H., Patau, G., Perrot, J., (1997), "Seismicity and Fault Plane Solutions in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico: Preliminary Results of the 1995 Microearthquake Campaign", *EOS*, Vol 78, No 46, pp F450.

Chávez M., Ramírez, H., Bautista., Barrier, E., Rodríguez, M., Gaulon, R., Velazquillo, L., Sánchez, M. A., Vázquez, M.E., Ortega, F., Diego., y López, L., 2000. Seismic hazard, neotectonics and seismicity in the isthmus of Tehuantepec. México. *EOS*, Vol.83, No. 47, pp. 875.

Chávez, et. al., 2002. Tectonics and earthquake source parameters in the Isthmus of Tehuantepec, México: A Microseismic study. *EOS*, vol. 83, No 47, pp. 1003.

Cerna, Z De., 1965. Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, estado de Guerrero. UNAM. Instituto de Geología, Boletín, 62.

Contreras J, and Suter M., 1990, Kinematic modeling of cross-sectional sequences by computer simulation: coding and implementation of the model: *Computer and Geosciences*.

Contreras, J., 2001. Construcción de secciones estructurales por computadora. Reunión anual de la unión geofísica mexicana.

Toffoli, T., 1984, Cellular automata as an alternative to differential equations in modeling physics: *physica*.

García Tinajera., 1950, Bosquejo geológico del Istmo de Tehuantepec., *Bol.AMPG*, Vol II, No. 7. P435-444, México.

Havskov, J., Singh, S.K. and Novelo, D., 1982. Geometry of the Benioff zone in the Tehuantepec area in southern Mexico. *Geofísica Internacional (Mexico)*, v. 21, pp. 325-330.

Havskov, 1995. The SEISAN earthquake analysis software for the IBM PC and SUN , Ver. 5.

Meneses, R.J.J., 1985. "Tectonic Evolution of the Strike Slip Fault, Province of Chiapas, México". Thesis M. of A.U. Of Texas Austin.

Meneses, R.J.J., 1987. Marco Tectónico y Paleogeografía del Tríasico Tardío-Jurásico en el Sureste de México". *Asoc. Mex. Geol. Petrol.* Vol .39.

Mugica, M. R., 1987. " Estudio Petrogenético de las rocas Ígneas y Metamórficas en el Macizo de Chiapas". IMP. Proy. C-2009. (Inédito)

Oviedo, A.E., 1996. Evolución neogena de las cuencas terciarias del sureste. Tesis de maestría, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M, México.

Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley. D.B., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, v. 155.

Ponce, L., Gaulon, R., Suárez, G. and Lomas, E., 1992. Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophysical Research Letters*, v. 19, No. 8, pp. 773-776.

Ramírez, H.H., 2003. "Neotectónica y planteamiento de escenarios Sísmico en el Istmo de Tehuantepec". Tesis de Maestría. Instituto Politécnico Nacional. ESIA-Ticomán. División de estudios de postgrado. México.

Ranero, C.R., Von Huene, R. and Flueh, E., 2000. A cross section of the convergent Pacific margin of Nicaragua. *Tectonics*, v. 19, No. 2, pp. 335-357.

Sánchez Ríos, M.A., 1997. Fechamiento con base al Nanoplancton Calcáreo de algunos sitios localizados en el Istmo de Tehuantepec, como apoyo para el proyecto de riesgo sísmico, IMP.

Sánchez Barreda, L., 1981. Geological Evolution of the Continental Margin of the gulf of Tehuantepec in Southwestern Mexico. University of Texas, Austin. Tesis de maestría.

Sedlock, R., Ortega F., and Speed, R., 1983. "Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico". The Geological Society of America. Special Paper 278.

Suppe J., 1983, Geometry and Kinematics of fault-bend folding: *American Journal of Science*, 283.

Suppe J., 1985., *Principes of structural geology*: Eenglewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall.

Tarantola a., 1987. *Inverse problem Theory – Methods for data fitting and model parameter estimation*, Elviesier.

Velasquillo, L., (1994), "Neotectónica en el Istmo de Tehuantepec y su impacto en la estimación del riesgo sísmico", T. de Lic., Fac. de Ingeniería, UNAM, México.

Vázquez, M.E. y Villaseñor, P.E., 1990. Integración Tectónica-Estructural en el prospecto "Sierra de Chiapas". Proy. CAO-4505. I.M.P. Subdirección de Tecnología de Exploración (Inédito).

Woodward, N. B., Boyer and Suppe, J., 1985, An outline of balanced cross-sections, 2nd edition: University of Tennessee, Department of Geological Science, Studies in Geology 11, 2nd edition.