

8
Rej.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

"MODELADO GEODINAMICO DE LA
PARTE OCCIDENTAL DEL EJE
VOLCANICO TRANSMEXICANO"

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOFISICO
P R E S E N T A N :
FEDERICO HERNANDEZ ALVAREZ
FERNANDO LERIOS ORTA



MEXICO, D. F.

1987



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

RESUMEN.

Ha sido imperativo en la búsqueda de explicaciones y causas de los fenómenos asociados a la Tierra, partir de planteamientos sencillos argumentados en los principios fundamentales de las leyes físicas, hasta situaciones sofisticadas que involucren un gran número de consideraciones y teoría.

Partiendo de un planteamiento sencillo y representativo del efecto conjunto que existe en la zona de subducción mexicana entre las Placas de Cocos y Norte América se propone un primer modelo de estudio (M1) a través de "Elementos Finitos" con la finalidad de obtener la respuesta en superficie por la actividad ejercida en la frontera entre dichas placas, en una amplia zona que cubre al Eje Neovolcánico.

La teoría de la Elasticidad aplicada a elementos discretos de un continuo sera el conducto para que dada la excitación y propiedades del material pueda estimarse los esfuerzos en una área y correlacionarse con estructuras geológicas.

Las diferentes componentes de esfuerzo estimadas con tal modelo permiten analizar con mayor detalle la zona del Occidente del Eje Neovolcánico, definiendose un segundo modelo (M2) el cual contiene estructuras geológicas de gran interés como lo son :

los Grabens de Chapala, Tepic y Colima así como también la gran discontinuidad del Río Grande de Santiago. A pesar de las simplificaciones involucradas en el modelado, la distribución de esfuerzos en el área de estudio se ajusta al comportamiento geodinámico observado en edades recientes.

INDICE

Capítulo.	página
1	Introducción al problema1
1.1	Síntesis descriptiva de la Tectónica regional3
1.2	Rasgos Petroológicos principales del Eje Neovolcánico6
1.3	Características Geológicas Estructurales del Eje Neovolcánico11
1.4	Principales Teorías sobre la Génesis del Eje Neovolcánico18
2	Desarrollo Teórico
2.1	Teoría del Estado de Esfuerzo21
2.2	Semántica y Notación28

Capítulo	página
2.3 Fuerzas que interactúan en la Dinámica de las Placas	41
2.4 Introducción a los Elementos Finitos	48
2.4.1 Tensor de Esfuerzos	50
2.4.2 Ecuaciones de Fuerza - Esfuerzo en los nodos	51
2.5 Generalidades del programa de Elementos Finitos	53
3 Modelado Regional de la Zona de Subducción Mexicana	56
3.1 Modelado de la zona de subducción Mexicana	57
3.1.1 Características del Modelo	57
3.2 Fuerzas Aplicadas al Modelo	62
3.3 Condiciones a la Frontera	62

3.4	Resultados	64
3.4.1	Esfuerzo Cortante τ_{xy}	65
3.4.2	Esfuerzo Normal σ_x	67
3.4.3	Esfuerzo Normal σ_y	68
4	Estudios Locales de la Parte Occidental del Eje Neovolcánico	75
4.1	Características del Modelo	77
4.2	Localización del Modelo	77
4.3	Fuerzas Actuantes en el Modelo	80
4.4	Condiciones a la Frontera	82
4.5	Resultados	82
4.5.1	Esfuerzo Cortante τ_{xy}	83
4.5.2	Esfuerzo Normal σ_x	84

4.5.3	Esfuerzo Normal σ_y	85
5	Análisis de Resultados	92
5.1	Discusión de Resultados Modelo (M1)	92
5.1.1	Análisis del Esfuerzo σ_x Modelo (M1)	92
5.1.2	Análisis del Esfuerzo σ_y Modelo (M1)	94
5.1.3	Análisis del Esfuerzo τ_{xy} Modelo (M1)	96
5.2	Discusión del Modelo (M2)	97
5.2.1	Análisis del Esfuerzo σ_x Modelo (M2)	97
5.2.2	Análisis del Esfuerzo σ_y Modelo (M2)	98
5.2.3	Análisis del Esfuerzo τ_{xy} Modelo (M2)	99

Capitulo	pagina
6 Conclusiones Generales	101
Referencias	105

CAPITULO 1

INTRODUCCION AL PROBLEMA.

La intención de este trabajo es sacar a la luz evidencias que puedan aportar algunas conclusiones sobre la situación geodinámica actual del Eje Neovolcánico y en particular de la parte Noroccidental del mismo.

Los estudios actuales hablan de la asociación de este arco volcánico a diferentes procesos geodinámicos, sin embargo se ha considerado a la zona de subducción mexicana como la causa más probable de ésta anomalía. Este caso ha sido argumentado por muchos investigadores.

El modelado ha sido una herramienta en la Geofísica que se ha desarrollado para explicar las manifestaciones geológicas en superficie y a profundidad, que están relacionadas a la Tectónica global. Por tal motivo el estudio se inclina a la utilización de un modelo estático utilizando el método del Elemento Finito, el cual simule el efecto producido por el enfrentamiento entre las Placas de Cocos y Norte América (modelo M1, capítulo 3). Dicho modelo proporciona la distribución de esfuerzos en la parte superior de la corteza, la cual puede relacionarse a las estructuras geológicas que se observan como la expresión de características de esfuerzo particulares que son:

- Zonas de concentración de esfuerzo.*
- Zonas de cambios fuertes en la magnitud del esfuerzo.*

- Direccionalidad del esfuerzo.

De esta forma el modelo M1 del presente trabajo, arroja datos regionales que concuerdan con los principales estudios acerca de la génesis del Eje Neovolcánico.

La zona de particular interés se analizará en el modelo M2 del capítulo 4, la respuesta de éste modelo parece explicar los alineamientos a lo largo de los Grabens de Tepic, Chapala y Colima así como la estructura del Río Grande de Santiago.

La preferencia por abordar el problema a través del modelado se debe a la facilidad con que se trabajan los datos a través de un método numérico, además de que en el área de estudio no se tienen registrados datos confiables que permitan la utilización de otras técnicas de interpretación.

1.1 SINTESIS DESCRIPTIVA DE LA TECTONICA REGIONAL.

En principio se describe la situacion tectónica regional actual, que engloba el marco de estudio de este trabajo y su desarrollo se ilustra en la figura 1.1. Los aspectos a tratar son muy generales pero importantes para poder contemplar el comportamiento dinámico que ha venido dandose en los últimos millones de años, entre las diversas fronteras de las placas involucradas.

La Placa de Norte América. Cubre un área de 100.9×10^6 km² de las cuales 60×10^6 km² son extensión continental, y sus límites son: al Sur, las placas del Caribe y de Cocos, al Oeste la cresta del Pacífico Oriental y al Este la Cordillera Atlántica. Tiene un movimiento absoluto hacia el Noroeste.

La Placa de Cocos. Su extensión es de 3.08×10^6 km², se encuentra limitada al Noreste por América Central, al Este por la zona de fractura de Panamá, al Sur por la fractura de las Galápagos y al Oeste por la Cordillera del Pacífico, teniendo un movimiento hacia el Noreste relativo a la placa de Norte América; se está sumergiendo bajo de ésta en la zona de subducción mexicana.

La Placa del Caribe. Comprende una superficie de 3.53×10^6 km², la parte continental ocupa una extensión de 1.37×10^6 km², se encuentra limitada al Oeste por América Central, al Norte por la

fosa (falla transforme) " Cayman " o Bartlett y al Noreste por la zona de subducción de las Pequeñas Antillas. Esta placa tiene un movimiento relativo a la placa de Norte América en dirección Este (Molnar y Sykes, 1969), aún cuando por su mínima movilidad en relación a esta última, para otros autores permanece rígida (Le Pichon, 1968; Jordan, 1975), ya que la Placa de Cocos no provoca un movimiento sobre la Placa del Caribe sino que éste se da por la generación de corteza oceánica en la Cordillera del Atlántico y por otro lado en el límite de la zona de subducción de las Pequeñas Antillas se presenta un hundimiento hacia el Oeste del piso oceánico más joven (Molnar y Sykes, 1969).

La Placa Rivera. Este fragmento de litósfera oceánica no ha sido considerado en la mayoría de los estudios relacionados a Tectónica de Placas (mecanismos de deriva continental, modelos de movimiento absoluto de placas, fuerzas presentes en las fronteras entre placas, modelos dinámicos de zonas de subducción, etc) porque se le ha considerado como parte de la Placa de Cocos. A pesar de haberse demostrado diferencias de velocidad relativa e inclinación entre estos dos bloques de corteza, estas no figuran significativamente para trabajos de ese tipo. Por lo tanto para Tectónica global su influencia se suma a la placa de Cocos y para estudios locales, esta diferenciación si puede influir en el análisis efectuado.

La Placa Rivera comprende en forma aproximada una vigésima parte del área que ocupa la Placa de Cocos, y sus límites son: al Noreste la placa de Norte América, al Oeste la Cordillera del Pacífico Oriental, y al Sur la zona de fractura Rivera. La mayor actividad sísmica del

lugar está confinado a estos 2 últimos bordes, lo cual sugiere que las zonas de fractura son fallas de transformación (Wilson, 1965; Sykes, 1967-1968), ya que el mecanismo de falla de un evento en la zona de fractura Rivera (Sykes, 1967) indica que la falla de transformación tiene un sentido opuesto al esperado por la simple expansión de la cordillera oceánica.

Las placas mencionadas juegan un papel importante para el comportamiento de las regiones SW y SE de México, las cuales contienen segmentos de las fronteras existentes entre las placas de Cocos-Norte América y de Cocos-Caribe por un lado, y la del Caribe-Norte América por otro. Mientras que la zona de falla lateral izquierda Motagua-Polochic como prolongación continental de la Fosa "Cayman", define la frontera de las placas Caribe y Norte América. La placa de Cocos subduce bajo las placas de Norte América y la del Caribe con velocidades promedio de 4.0 y 2.3 cm/año respectivamente en la trinchera mesoamericana cerca de la triple unión.

1.2 RASGOS PETROLOGICOS PRINCIPALES DEL EJE NEOVOLCANICO.

El estudio del Eje Neovolcánico es de interés, dado que los procesos geodinámicos que han generado a esta estructura en su forma actual son objeto de discusión y no existe un consenso de opiniones. El Eje Neovolcánico es una estructura transversal al territorio de la República Mexicana (parte central) cuya posición oblicua al resto de las

cadenas montañosas de América del Norte es de características únicas; su ubicación respecto al resto de las fajas volcánicas de la serie calcoalcálicas vinculadas a zonas de convergencia, es anómala, y estas se hallan relacionadas a una zona sísmica adyacente o de subducción la cual no se presenta para el Eje Neovolcánico, porque los aparatos volcánicos de este último aparecen localizados muy atrás de la Trinchera Mesoamericana y tampoco están situados directamente encima de los eventos de profundidad intermedia, tal como sucede en América Central. La dirección del Eje Neovolcánico difiere en alrededor de 15 grados con respecto a la posición de la Trinchera Mesoamericana. Todo esto sugiere un comportamiento geodinámico diferente a las otras subducciones, que ha llevado al desarrollo de una serie de teorías sobre la evolución del Eje Neovolcánico, las cuales toman en cuenta diversos factores como lo son: cambios en el desarrollo de los límites entre placas, presencia de antiguas zonas de debilidad, y otras.

La cadena montañosa que da lugar a esta faja volcánica se ubica entre los paralelos 19 y 22 grados de Latitud Norte y los meridianos 97 y 105 grados de Longitud Oeste extendiéndose por más de 1000 km. en dirección aproximada Este-Oeste, desde la costa del Pacífico a las márgenes de la planicie costera mexicana que circunda al Golfo de México, con un ancho que varía entre los 50 y 150 km. En tanto que la elevación de sus conos volcánicos se sitúa entre 1000 y 5747 m. sobre el nivel del mar.

Los límites del Eje Neovolcánico son:

Al Norte el complejo mesozoico plegado de Miogeosinclinal de la Sierra Madre Oriental y la faja volcánica oligo-miocénico de la Sierra Madre Occidental. Al Sur con un sistema de cuencas sedimentarias que lo separan del macizo metamórfico precámbrico-paleozoico de la Sierra Madre del Sur (La figura 1.2 muestra a detalle la extensión geográfica de esta faja volcánica en el contexto de las provincias fisiográficas de la República Mexicana).

La configuración del Eje Neovolcánico se compone de formaciones volcánicas superpuestas en posición horizontal junto con una gran cantidad de estructuras asimétricas (principalmente diques), y que pertenecen a la serie calcoalcálica; sin embargo tiene características que lo diferencian de la serie calcoalcálica de los Andes, como son una marcada alcalinidad sobre todo en las áreas oriental y occidental relacionándose este hecho a la génesis del propio Eje ya que además de la mencionada interacción entre placas, existen características en la subducción de la litósfera oceánica que pueden explicar estas anomalías.

Según Nixon (1982), se observan variaciones laterales dentro del Eje Neovolcánico relacionadas al rompimiento en tres segmentos de la placa de subducción en la trinchera mesoamericana y que son:

1) Un arco volcánico Oeste de aproximadamente 50 km de ancho relacionado con la subducción asísmica de la Placa Rivera, cuyas estructuras volcánicas cubren volúmenes menores de 70 km³ y con elevaciones inferiores a 5100 m. sobre el nivel del mar.

- 1 TIERRAS ALTAS DE BAJA CALIFORNIA
- 2 TIERRAS BAJAS DE BAJA CALIFORNIA
- 3 DESIERTO DE SONORA
- 4 DELTAS DE LA COSTA SINALOA-NAYARIT
- 5 PIE DE SIERRAS
- 6 SIERRAS ALARGADAS
- 7 SIERRA MADRE OCCIDENTAL
- 8 TIERRAS ALTAS Y CUENCAS
- 9 CUENCAS Y ALINEAMIENTOS
- 10 TIERRAS ALTAS DE COAHUILA
- 11 SIERRA DEL NORTE
- 12 PROVINCIA COSTERA DEL GOLFO
- 13 SIERRA ALTA
- 14 ALINEAMIENTOS CRUZADOS
- 15 ALINEAMIENTOS BAJOS
- 16 MESETA CENTRAL
- 17 PLANICIE COSTERA
- 18 TALUD DEL GOLFO
- 19 EJE NEOVOLCANICO
- 20 TIERRAS ALTAS DEL NORTE
- 21 CUENCA BALSAS-MEXCALA
- 22 TALUD DEL SUR
- 23 PLANICIE COSTERA
- 24 TIERRAS ALTAS DE OAXACA
- 25 TUXTLAS



Figura 1.2. Ilustración de las provincias fisiográficas de México (Cserna, 1961). Se aprecia sombreada en líneas la faja volcánica transversal en estudio.

2) Un amplio arco central y oriental asociado a la subducción con poca pendiente de un segmento de la Placa de Cocos, que se extiende desde la Zona de Fractura Rivera hasta la Cordillera de Tehuantepec.

3) Una zona de transición, que la forma el Graben de Colima donde el vulcanismo alcalino sobreyace a la falla transforme en el límite de las placas Cocos-Rivera.

Por otro lado, trabajos de campo y datos disponibles actualmente, permiten definir las características principales del vulcanismo del Eje Neovolcánico. De éstos se puede indicar que, por ejemplo, el vulcanismo emplazado en una amplia zona del centro del país que corresponde al Eje citado, es únicamente plio-cuaternario y su distribución no sigue una dirección general Este-Oeste sino que se pueden diferenciar cinco focos principales de actividad con orientación y características distintas (Demant, 1978).

Cabe mencionar que la subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa de Norte América, origina los magmas andesíticos del Eje Neovolcánico (Nixon, 1982) que para otros autores pertenecerían a dos ciclos volcánicos distintos (Mooser, 1969; Gunn y Mooser, 1970; Negendank, 1972; Bloomfield, 1975; Thorpe y Francis, 1975): Uno oligomiocénico y otro plio-cuaternario. El primero, es considerado como el principio de la actividad volcánica, y está conformado por andesitas, dacitas, riolitas e ignimbritas, cuyas características petrográficas demuestran que su evolución magmática no corresponde a la curva de evolución del vulcanismo plio-cuaternario (Gunn y Mooser, 1970;

Negendank, 1972). Se ha encontrado que estas lavas también están plegadas en algunos casos (Mauvois et. al, 1976; Díaz y Mooser, 1972), lo que permite concluir que el vulcanismo oligo-miocénico constituye el basamento del Eje Neovolcánico y no pertenece a éste. De esta manera se considera que el vulcanismo del Eje es únicamente plio-cuaternario y mas aún, que la mayoría de la actividad volcánica se produjo durante los últimos 2 millones de años.

Las rocas oligo-miocénicas representan entonces la prolongación meridional del sistema volcánico de la Sierra Madre Occidental, encima de cuyas estructuras se alinea el vulcanismo plio-cuaternario, que corta siempre las estructuras andesíticas e ignimbríticas de la Sierra Madre Occidental, de rumbo NW-SE (Demant, 1976-78).

Una evidencia importante, relacionada a este trabajo es que los afloramientos de andesitas oligocénicas correspondientes a la base del Eje neovolcánico, se ubican en parte sobre el Río Grande de Santiago.

1.3 CARACTERISTICAS GEOLOGICAS ESTRUCTURALES DEL EJE NEOVOLCANICO.

Con base en los métodos de percepción remota y análisis morfoestructurales se ha establecido una correlación íntima entre el relieve de la superficie terrestre y su estructura cortical, en regiones orogénicas formadas y reactivadas en tiempos diferentes. Este tipo de trabajos han sido realizados por algunos investigadores como, López

(1978). Mientras que con los estudios geoquímicos, petrológicos y radioactivos realizados últimamente se pueden establecer por lo menos dos pisos estructurales del basamento; el inferior es precenozoico de extensión reducida y el superior oligo-miocénico. Respecto al primero, en la parte occidental del Eje Neovolcánico (Fosa Tepic-Chapala), se observan rocas terrígenas vulcanosedimentarias metamorfizadas de edad cretácica aproximada. En cuanto al segundo piso, se piensa que forma parte de la primera actividad volcánica de la zona, considerándose probable que esta actividad de edad aproximada oligo-miocénica, sea una prolongación al SE de la faja volcánica de la Sierra Madre Occidental.

En la literatura se habla de una zonificación del Eje Neovolcánico, caracterizada tanto por alineamientos, producto de una serie de orientaciones y características vulcanológicas encontradas en el campo, ya sea por características del relieve (morfológicas), así como por alineamientos rectilíneos y circulares que se asocian a bloques estructurales, cuyos movimientos tienen que ver con antiguas zonas de debilidad.

Respecto a la subdivisión del Eje Neovolcánico tomando en cuenta los alineamientos de fallas y el relieve, como lo consigna López en sus trabajos (1978), se divide primeramente en dos grandes bloques; el oriental y el occidental, separados por una sucesión de fallas de orientación aproximada (Norte-Sur, denominada por el autor sistema de falla Zitácuaro).

El bloque occidental tiene las siguientes características: es una depresión lineal, cuyas elevaciones están entre 1200 y 1800 m., circundada por sierras y cumbres con elevación promedio de 1800 a 2400 m.; el bloque forma parte del área sur del levantamiento estructural de Chapala y es característico en él un vulcanismo básico e intermedio.

El bloque oriental presenta las siguientes características: tiene elevaciones entre 2500 y 5000 m. y en este caso se superpone el levantamiento estructural de la cuenca de México (horts). Presenta un vulcanismo cuyas edades van del Oligoceno al Cuaternario, donde se observa el cambio en su composición de ácido-intermedio-básico.

Posteriormente López (1978), hace otra subdivisión en cinco bloques formados por elementos lineales menores con una anchura variable entre 10 a 80 km., limitados por zonas de fallas submeridionales denominadas: Ciudad Guzmán, Petacalco, Zitácuaro y México Oriental. Cada uno de estos bloques está diferenciado por su nivel isométrico.

Estas depresiones y levantamientos marcan un escalamiento vertical del sistema en forma de pilares tectónicos, y asociadas a estos están las fosas limitadas por fallas, que en la parte Norte del Eje Neovolcánico corresponden al sistema de fosas tectónicas de la cuenca del Rfo Lerma-Santiago: La depresión de esta cuenca con orientación general Este-Oeste, se une hacia el occidente con la depresión formada por la fosa Tepic-Chapala; al Sur del Eje se presenta una amplia zona

cortada a lo largo de fallas meridionales y diagonales, que delimita el frente estructural en donde se sitúan los grandes estratovolcanes del Eje Neovolcánico como lo son: Colima, Tancitaro, Popocatepetl, La Malinche, y Pico de Orizaba.

Los datos expuestos se pueden resumir como una serie de dislocamientos asociados a sistemas de fallas ortogonales y diagonales, siendo los primeros los que definen el carácter lineal del Eje Neovolcánico y consecuencia de ellos es la faja de dislocamientos Este-Oeste con una anchura promedio de 140 km. Los lineamientos meridionales principales tienen un espaciamiento de 110 a 150 km. y son los que dividen al Eje en cinco bloques. De ellos, la zona de dirección Norte-Sur que pasa cerca del meridiano 101 grados de longitud Oeste se conforma como una barrera estructural que divide al territorio en dos partes geológicamente distintas y al Eje Neovolcánico en dos grandes bloques. Los fuertes lineamientos NW-SE y NE-SW son más evidentes en la parte occidental del Eje Neovolcánico, atravesando al conjunto de bloques sectoriales dándole una estructura de escalonamiento (López, 1978).

Los datos aquí revisados muestran que la estructura del Eje Neovolcánico está determinada por antiguos elementos tectónicos que pueden seguirse de Sur a Norte desde el macizo de la Sierra Madre del Sur hasta la Sierra Madre Oriental. Los levantamientos estructurales y fallas con direcciones NW-SE y NE-SW se superponen y deforman la estructura de esta faja volcánica.

Por otra parte elementos como la edad, la localización de los volcanes, la definición de los límites del Eje, y los caracteres vulcanológicos y petrográficos permiten definir un modelo del Eje Neovolcánico con cinco zonas principales cuyas orientaciones y características vulcanológicas son peculiares (Demant , 1976), siendo éstas:

1) La fosa tectónica de Tepic-Chapala, con orientación NW-SE. caracterizada por la existencia de los volcanes San Juan, Sanganguey, Cebovucu y Tequila, asociados con numerosos conos cinderíticos distribuidos en alineamientos NW-SE.

2) La fosa tectónica de Colima, con dirección Norte-Sur, cuyos principales aparatos volcánicos son el Nevado y el Volcán de Colima.

3) Una zona que se extiende hasta el Bajío por el Norte y esta delimitada al Este por el anticlinorio del Tzitzio y el sistema de fallas San Miguel de Allende-Taxco. Esta zona presenta fuerte tendencia de alineamientos NE-SW, sobre los cuales se emplazaron un gran número de volcanes cuaternarios.

4) La cuarta zona la localizamos al oriente del sistema de fallas anteriormente citado, donde se ubican los grandes valles de Toluca, Puebla y la cuenca de México, en los cuales aparecen los volcanes Popocatepetl, Iztaccihuatl, Nevado de Toluca y La Malinche; también la Sierra del Chichinautzin forma parte de esta zona extendiendose desde

Toluca hasta la Sierra Nevada, y está formada por una serie de pequeños volcanes en dirección NE-SW.

Una característica importante de esta cuarta zona es que sus estructuras volcánicas se encuentran separadas por amplias zonas lacustres.

5) Por último, el Eje Neovolcánico termina en su parte más oriental con un alineamiento Norte-Sur cuyo límite es la cadena montañosa Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

En cuanto al tipo de fallamiento que presenta el Eje Neovolcánico se puede mencionar lo siguiente:

Algunos autores proponen la existencia de un sistema de fallamiento lateral derecho (e.g Gastil y Jensky, 1973), pero otros sugieren la existencia de un fallamiento lateral izquierdo (e.g Martin y Case, 1975; Walper, 1980). Mientras que en trabajos más recientes sobre paleomagnetismo y mediciones de campo, se obtuvieron resultados en los que se pone en evidencia la presencia de los dos sistemas de fallamiento; así, Nieto Obregón et al (1985) señalan la ocurrencia de un movimiento lateral derecho a lo largo del curso dado por el Río Grande de Santiago, al Norte de la ciudad de Guadalajara, en la porción Oeste del Eje Neovolcánico, en tanto que Urrutia Fucugauchi (1981, 1986), tomando en cuenta los datos de paleomagnetismo del centro de México propone la generación de un sistema de fallamiento lateral izquierdo, sugiriendo que la parte Este presenta procesos

tectónicos que pueden estar activados.

Con dichos datos consideraríamos que el Eje Neovolcánico presenta dos movimientos de rotación, uno en la porción Oeste en sentido de las manecillas del reloj, y otro en las partes central y Este en sentido contrario.

1.4 PRINCIPALES TEORIAS SOBRE LA GENESIS DEL EJE NEOVOLCANICO

Algunas de las teorías que tratan de explicar el vulcanismo del Eje Neovolcánico por medio de desplazamientos horizontales, son las de Menard (1955), Mooser et al.(1958), Mooser y Maldonado-Koerdell (1961), que establecen que el Eje Neovolcánico es la continuación de la Fractura Clarión (falla transforme del Pacífico Oriental) y argumentan que la manifestación eruptiva del Volcán Bárcena en las Islas Revillagigedo, es el evento más occidental del Eje. Esta idea no concuerda con las características petrográficas del mismo, pues el vulcanismo de dichas islas (basaltos, traquitas, rialitas) es una secuencia alcalina típica de islas oceánicas.

También se explica la génesis del Eje Neovolcánico como la prolongación del sistema del Golfo de California, es decir desplazamientos a lo largo de una falla dextral (Gastil y Jensky, 1973); sin embargo el fracturamiento en el Eje es debido a fallas normales de tensión.

Por otro lado, se habla de una "geosutura" prepaleozoica entre dos bloques cratónicos (Mooser, 1969) de cuyos movimientos horizontales se asocia la formación del Eje Neovolcánico. El desarrollo de los magmas se produciría por un calentamiento diferencial de la corteza asociado a fallas de tensión continental, lo que provocaría la salida de material de la astenósfera debajo de la geosutura (Flores, 1978). En cuanto a esta debilidad cortical, también pudo suceder que se formara por medio de un foco caliente (hot spot, figura 1.3); sin embargo esto no tiene apoyos geológicos, pues si este fuera el caso, la edad de las rocas en el Eje Neovolcánico debería de disminuir de Oeste a Este, considerando que el foco es fijo y la placa de Norte América se desplaza hacia el Oeste con una velocidad de 3.2 cm/año, y la variación en la edad de las rocas para los extremos del Eje sería de 30 millones de años, lo cual no concuerda con lo citado anteriormente respecto a la edad de las rocas del Eje que sólo es pliocuaternaria.

La mayor parte de los autores: Urrutia F. (1977), Molnar y Sykes (1969), Bevis y Isacks (1984), Burbach et al (1984), Nixon (1982), Suárez y S. K. Singh (1986), entre otros, están de acuerdo en asociar al Eje Neovolcánico con la subducción de la Placa de Cocos en la costa Suroeste de México.

Como ya se ha mencionado, el Eje forma un ángulo de 15 grados con la Trinchera Mesoamericana, lo que dificulta explicar su origen debido al desarrollo de ésta. No obstante se han propuesto diversas teorías relacionadas con el proceso de subducción para explicar la existencia de esta faja volcánica, por ejemplo Mooser (1975), argumenta que la

FOCO CALIENTE INTRA-CONTINENTE

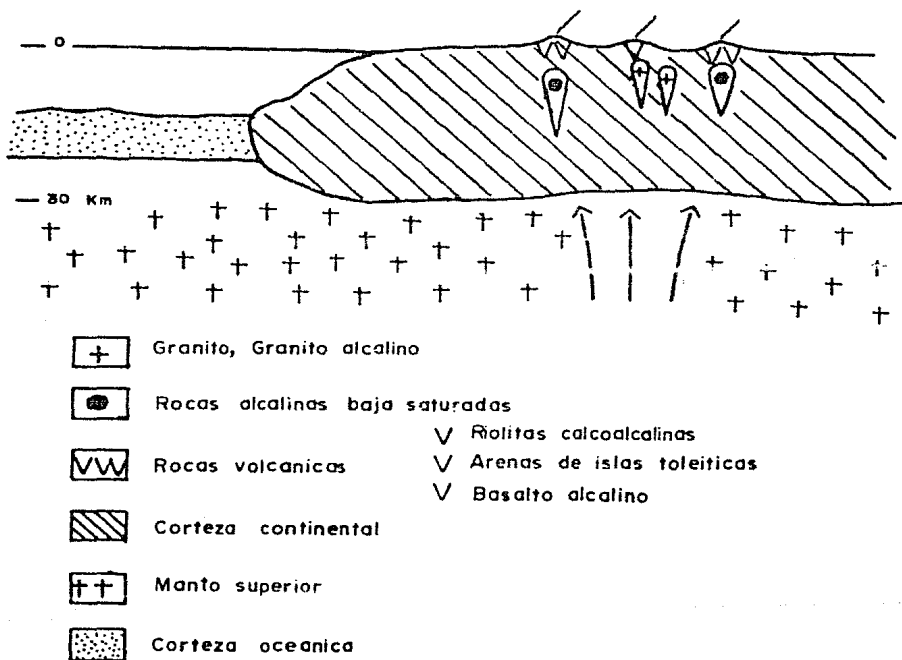


Figura 1.3. Sección esquemática enmarcada a través de placas tectónicas, en la que es expuesta la columna vertical de material ascendente (foco caliente), y los principales tipos de mineralización asociados (reproducido de Mitchell and Garson, 1976).

estructura zigzagueante del Eje Neovolcánico se debe al hundimiento de la Placa de Cocos, fragmentada en diferentes segmentos y con diferentes pendientes de hundimiento; Para Urrutia y Del Castillo (1977), sucede un aumento continuo del ángulo y la velocidad de subducción a lo largo de la Trinchera Mesoamericana desde el segmento que subduce a México hacia la parte que se sumerge en América Central al Sur de la Cordillera de Tehuantepec. Las conclusiones definidas a partir de los datos sísmicos obtenidos como la ausencia de eventos de profundidad superior a 250 km. en la parte centro-sur de México, confirman la idea de la existencia de un ángulo suave en la subducción para esta zona (Molnar y Sykes, 1975). Para estos últimos autores existen tres factores fundamentales que explican la distribución anómala de los volcanes y son:

1) Los magmas no se generan cerca del cinturón sísmico (Fosa Mesoamericana) como a menudo sucede.

2) Los magmas siguieron una dirección en la superficie que pudo ser controlada por la presencia de una antigua zona de debilidad.

3) La tasa de deslizamiento de la litósfera en la zona de subducción mexicana pudo haber sufrido cambios significativos durante los últimos millones de años aprovechando e interactuando con la posición de la zona de fracturamiento del Pacífico Oriental.

CAPITULO 2

DESARROLLO TEORICO.

2.1 TEORIA DEL ESTADO DE ESFUERZO.

El concepto de esfuerzo es de suma importancia en ingeniería; por ese motivo debe captarse en su esencia plena, para cuyo objeto aquí se partirá de la situación más elemental, o sea la regida por el conocimiento intuitivo. Así, sea un cuerpo cargado tal como lo ilustra la figura 2.1.

El tipo de conocimiento citado nos da conciencia de que el cuerpo se deformará, hasta adquirir la configuración B, perdiendo la B₀ que inicialmente tenía.

Entonces, la pregunta que de inmediato se antoja formular es la siguiente. Por que se deformó hasta adquirir la configuración B₀ ? por que no se deformó más o menos ?. La respuesta es que; al deformarse el material se altera la posición relativa de sus componentes, cosa que hace que entren en juego a las fuerzas internas de estos últimos, hasta que éstas adquieren valores capaces de equilibrar a las sollicitaciones externas. Si a través del punto P del material, trazamos un plano imaginario de corte δ , obtendremos los subsistemas I y II. Como se ilustra en la figura 2.2. Dichos subsistemas estarán en equilibrio, conforme al principio fundamental de la mecánica, que dice: " Todo subsistema de un sistema en equilibrio tendrá ese estado ". Asimismo,

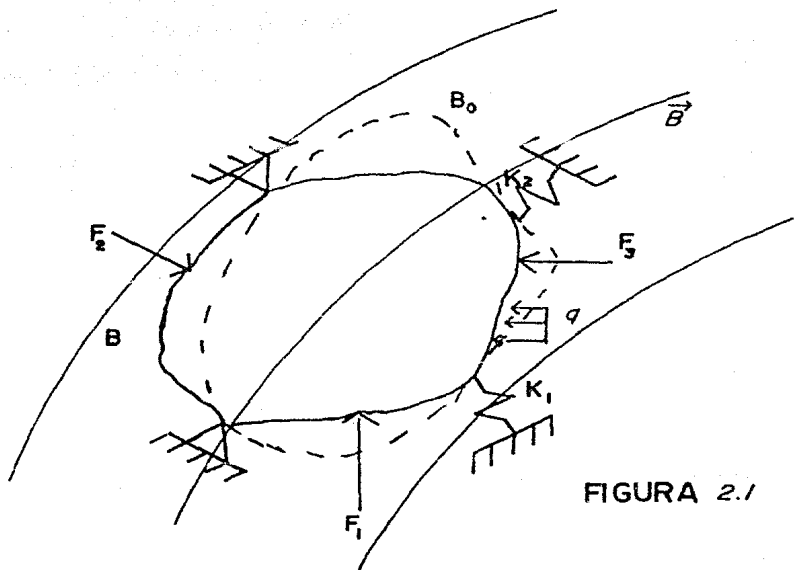


FIGURA 2.1

Figura 2.1 Cuerpo cargado y con restricciones al desplazamiento: fuerzas concentradas (F_x) apoyos y restricciones al giro (K_x), calor y presión (q), campo magnético (B).

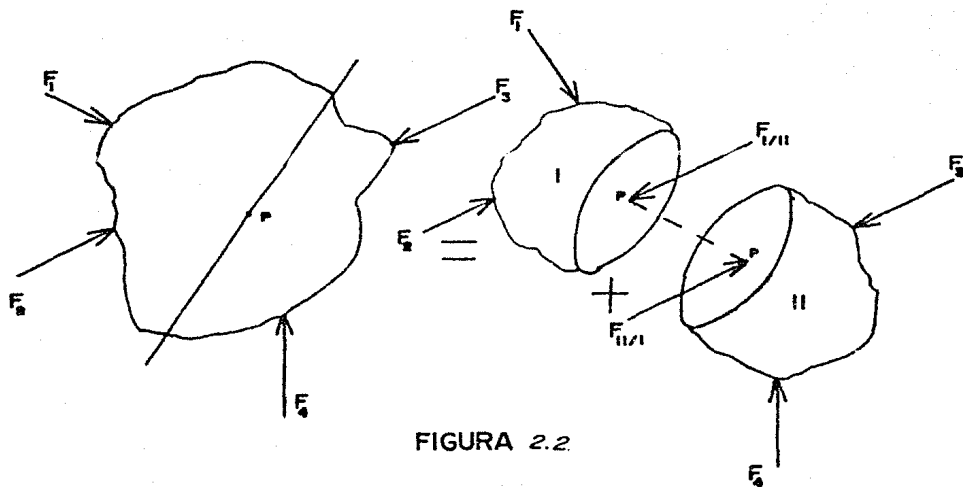


FIGURA 2.2

Figura 2.2 Corte imaginario mediante el plano δ a través del punto P, ambos arbitrariamente seleccionados, que muestra la resultante de las acciones que el subsistema II comunica al I y viceversa. Dichas fuerzas equilibran a las externas que actúan sobre el sistema.

se ha aplicado el principio de sustitución de la mecánica que dice:

" En un sistema puede suprimirse cualquier componente, siempre y cuando se le substituya por la acción que comunica a los restantes ".

Esta última razón es la causa del surgimiento de:

$F_{I/II}$ acción de I sobre II.

$F_{II/I}$ acción de II sobre I.

Que son fuerzas actuantes en el mismo punto. Donde por la tercera ley de Newton:

$$F_{I/II} = -F_{II/I}$$

Otra razón apropiada es que $F_{I/II}$ es la equilibrante de las sollicitaciones externas de II; es decir:

$$F_{I/II} = -R_{II}$$

Análogamente

$$F_{II/I} = -R_I$$

Todo esto resulta claro, salvo en un hecho; que las fuerzas $F_{I/II}$ $F_{II/I}$ no existen como tales; son abstracciones que se han hecho para

representar a las resultantes de las acciones distribuidas que I y II se intercomunican, a través de todos los puntos del plano δ ; pues por hipótesis suponemos a todos los materiales con masa continuamente distribuida, condición que se puede expresar analíticamente como:

$$M = \int \int \int_R \rho \, dV$$

La figura 2.3 representa esta última consideración.

Por lo tanto aceptamos la existencia del siguiente límite.

$$\rho = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \Delta M / \Delta V$$

Cuyo significado físico es la masa específica [ML^{-3}] en todo punto P del material.

Conforme a lo anterior, podemos escribir.

$$F_{I/II} = \int \int \bar{S} \, dA$$

Lo cual se observa en la figura 2.4.

O bien, por aplicación del teorema fundamental del cálculo:

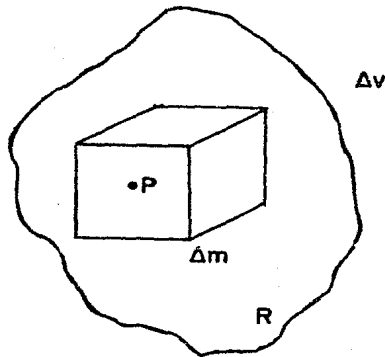


FIGURA 2.3

Figura 2.3 Entorno de volumen Δm del punto P .

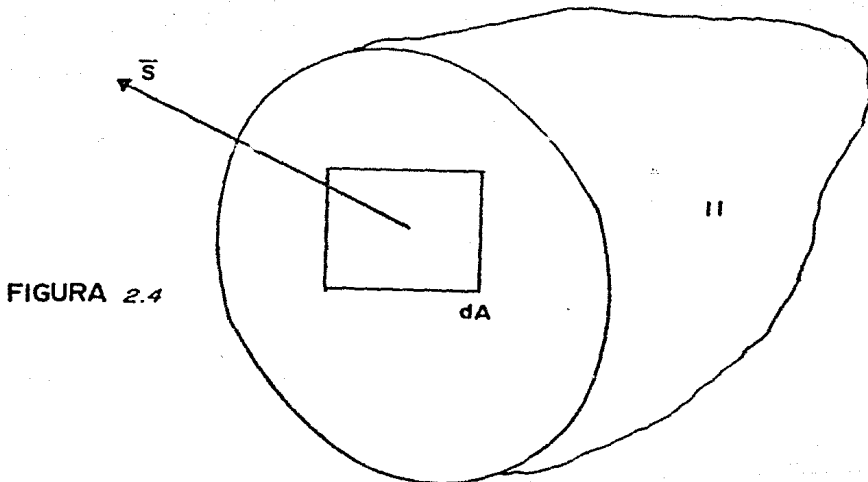


FIGURA 2.4

Figura 2.4 Muestra al esfuerzo en P ligado al plano δ , como el límite cuando dA tiende a cero del cociente entre la fuerza resultante de I a II y la diferencial de área.

$$\bar{S} = dF_{I/II} / dA \quad [FL^{-2}]$$

a este concepto se conoce como esfuerzo en el punto P, asociado a δ .

Es importante recalcar, que el vector de tracciones en el mismo punto depende del plano al cual se considera asociado, pues puede haber un número infinito de planos en un punto por lo tanto \bar{S} varía con el plano.

2.2 SEMANTICA Y NOTACION.

Antes de entrar a la teoría para el cálculo del esfuerzo, se establecerá la semántica y su respectiva notación que se empleará en este trabajo.

2.2.1 Componentes del vector de Tracciones.

i) *Cartesianas.*- Estas componentes están asociadas a los planos ortogonales X-Y-Z, como se ve en la figura 2.5. De este modo se tiene que:

$$\bar{S} = S_{nx} \bar{e}_1 + S_{ny} \bar{e}_2 + S_{nz} \bar{e}_3 \quad [FL^{-2} T^0]$$

Donde S_{ni} = componente del vector de tracciones en la dirección i

La notación matricial normal de un vector, es una columna entre llaves, por lo que la expresión anterior queda como sigue:

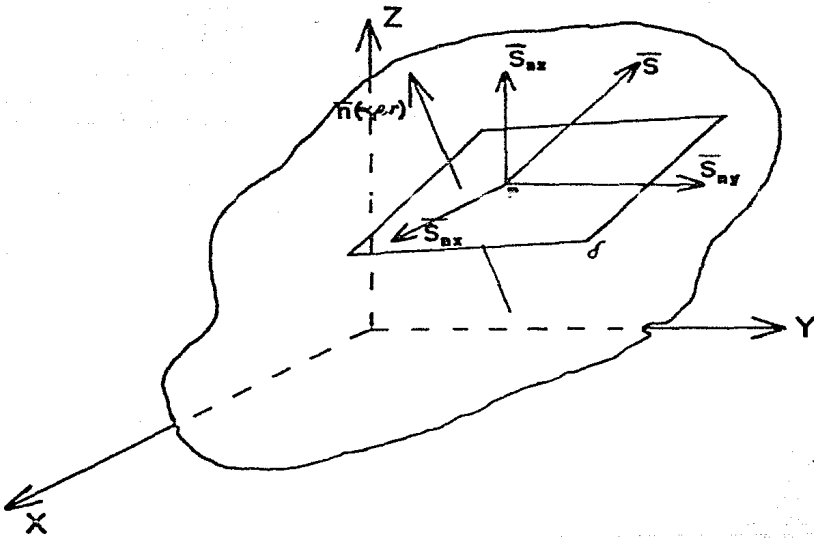


FIGURA 2.5

Figura 2.5 Notación cartesiana de los esfuerzos asociados al plano δ .

$$\left\{ \begin{array}{c} S_{nx} \\ S_{ny} \\ S_{nz} \end{array} \right\}$$

El primer índice sirve para indicar el plano al cual está asociado el vector de tracciones en el punto P, el 2do. para indicar la componente de que se trata. Para definir a dicho plano, δ , se emplea un vector unitario normal a él, o sea:

$$\bar{n} = \alpha \bar{e}_1 + \beta \bar{e}_2 + \gamma \bar{e}_3$$

Donde

$$\alpha, \beta \text{ y } \gamma$$

son los cosenos directores, y

$$\alpha^2 + \beta^2 + \gamma^2 = 1$$

Es la identidad fundamental.

ii) *Intrínsecas.*- Por que dependen del punto y del plano asociado, sin tomar en cuenta el sistema de coordenadas (figura 2.6). Donde σ es llamada componente normal a δ y τ es la componente tangencial o cortante, misma que queda ubicada en δ . Obviamente:

$$\sigma = \bar{S} \cdot \bar{n} = |\bar{S}| |\bar{n}| \cos \theta$$

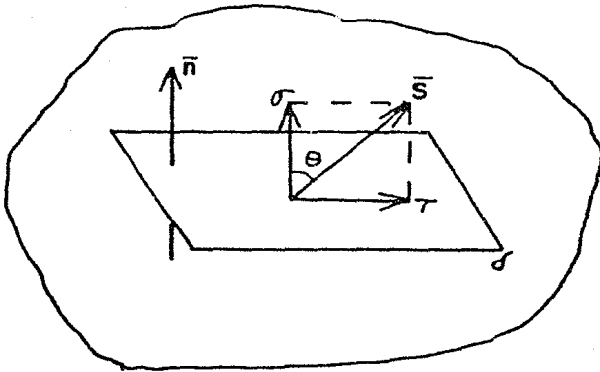


FIGURA 2.6

Figura 2.6 Descomposición del esfuerzo en componentes normal y tangencial asociadas al plano δ .

Por lo tanto

$$\sigma = |\bar{S}| \cos \theta$$

Siendo, por tanto, positivo si está dirigido como \bar{n} , es decir si es tensión; y negativo en caso contrario (si es compresión). Además:

$$\tau = \pm [|\bar{S}|^2 - \sigma^2]^{\frac{1}{2}}$$

Para ilustrar la notación clásica de los esfuerzos veamos un caso particular; cuando el plano δ es paralelo a uno de los coordenados, por ejemplo si se trata del plano XY , emplearemos la notación que se puede apreciar en la figura 2.7. Es decir, la regla es:

a. Un plano se designa con el eje al cual es normal.

b. El primer subíndice asignado a la componente del tensor esfuerzo, se refiere al plano en el cual actúa. Y el segundo subíndice se asocia a el eje al cual es paralelo, esto es:

$$\tau_{xy} = \tau \text{ (actúa en el plano } X \text{) (es paralelo al eje } Y \text{)}$$

c. Los esfuerzos normales llevan un solo índice, por simplicidad en la escritura.

$$\sigma_z = \sigma_{zz}$$

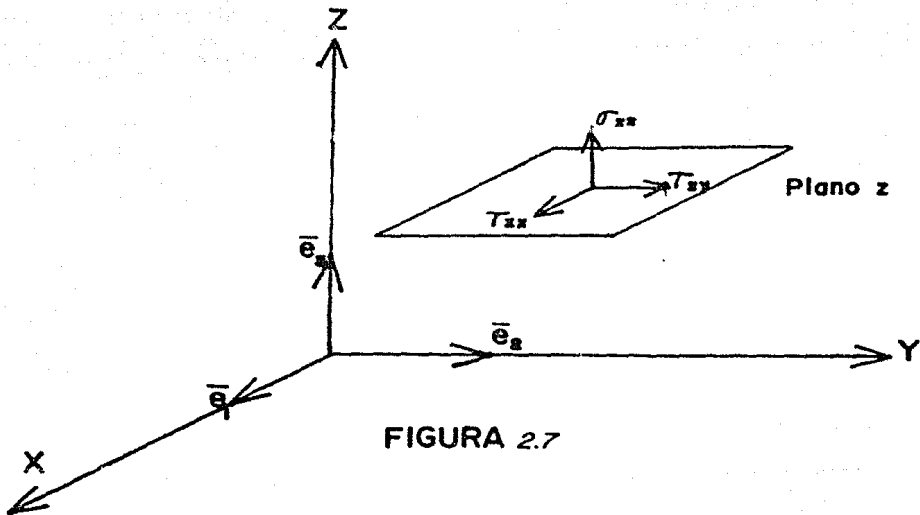


FIGURA 2.7

Figura 2.7 Caso particular de notación, cuando se tiene un plano paralelo a uno de los ejes coordenados.

En la semántica del esfuerzo, se manejan diversas convenciones, por lo cual para el presente trabajo se resolvió manejar la regla de los signos para los esfuerzos como sigue:

Debemos tomar en cuenta las dos caras de un plano; la positiva es la que "ve" en dirección de su eje normal, la otra será su cara negativa. Esto permite efectuar la siguiente convención:

" Un esfuerzo será positivo, si al actuar en cara positiva tiene la dirección de un eje coordenado; o si está opuestamente dirigido a uno de éstos, cuando actúa en una cara negativa". Esto se puede observar en la figura 2.8 .

Una vez establecidas las notaciones y las reglas de los signos, se vera a continuación cómo se calcula al esfuerzo actuante en un plano arbitrariamente elegido, dentro de los que pasan por el punto de estudio P . El dibujo de la figura 2.9 aclara esta situación.

Por lo tanto se elige un plano δ' paralelo al δ , y estableciendo las ecuaciones de equilibrio del tetraedro definido por el primero de los planos citados y los planos coordenados; finalmente, aplicando el operador límite cuando $h \rightarrow 0$ a las ecuaciones así obtenidas se calcula el esfuerzo en P ligado a δ .

Se supondrán conocidos (datos) los esfuerzos en P ligados a los planos coordenados, según lo ilustra la figura 2.10. En este caso no se muestran las fuerzas másicas o de cuerpo.

Esfuerzos Positivos

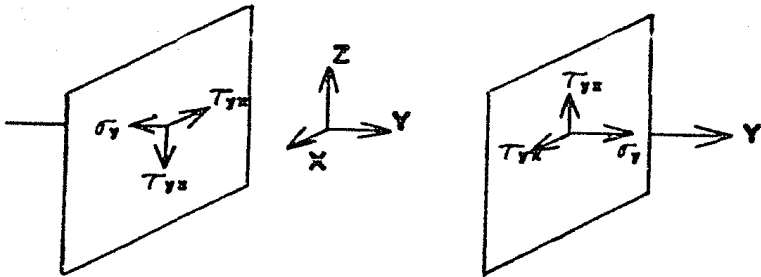


FIGURA 2.8

Figura 2.8 Representación gráfica de esfuerzos positivos.

FIGURA 2.9

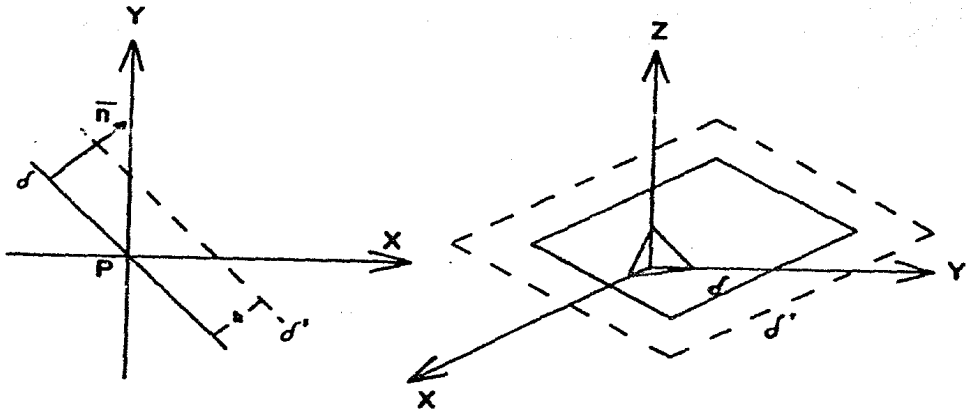


Figura 2.9 Elemento tetraédrico con tres caras paralelas a los planos coordenados y la cuarta paralela al plano δ^1 , utilizado para calcular los esfuerzos actuantes en P.

FIGURA 2.10

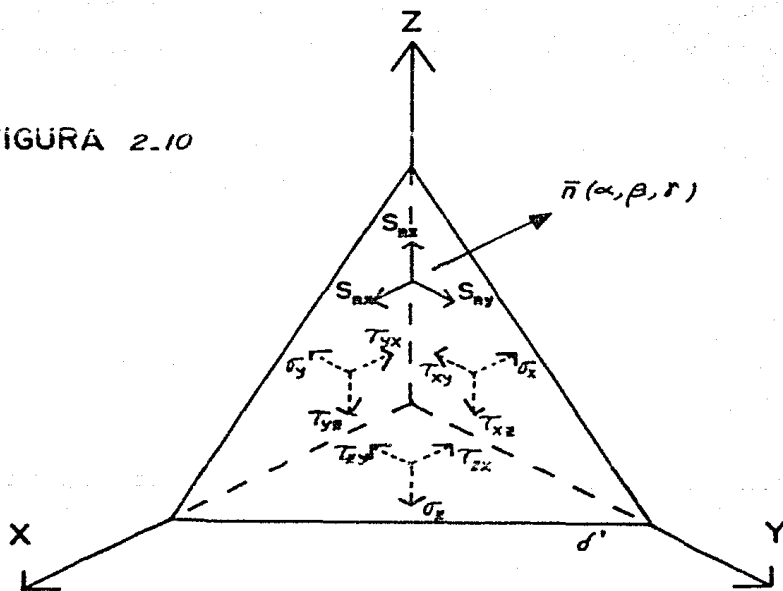


Figura 2.10 Esfuerzos asociados al tetraédro fundamental, planteados para la condición de equilibrio estático.

$$\vec{F}_m = \rho X \vec{e}_1 + \rho Y \vec{e}_2 + \rho Z \vec{e}_3$$

De la figura 2.10 se muestran los valores medios de los esfuerzos actuantes en todos los puntos de las caras del tetraédro. Hay un esfuerzo ligado a cada plano que pasa por el punto en cuestión, por ello no existe el concepto de equilibrio de esfuerzos, sino que existe solamente el equilibrio de fuerzas, de tal forma que podemos establecer:

$$\sum F_x = 0$$

De la cual obtenemos:

$$-\tau_{zx} A_{apb} - \sigma_x A_{pcb} - \tau_{yx} A_{acp} + S_{rx} A_{abc} = -\rho X \left(\frac{1}{2} A_{abc} h \right)$$

Donde, las fuerzas másicas provienen de la influencia sobre el material de los campos a que está sujeto (eléctricos, magnéticos, gravitacional). Y se refieren a la unidad de masa; es decir $\vec{F}_m [LT^{-2} M^{-1}]$, y h es la distancia del origen al plano abc . Despejando de la ecuación anterior el esfuerzo S_{rx} obtenemos:

$$S_{rx} = \sigma_x A_{pcb} / A_{abc} + \tau_{yx} A_{acp} / A_{abc} + \tau_{zx} A_{apb} / A_{abc} - \frac{1}{2} \rho X h$$

Por el teorema elemental de la geometría analítica que dice. " El área proyectada es igual al área proyectante por el coseno del ángulo que forman sus normales, por lo tanto.

$$A' = A \bar{n} \cdot \bar{n}' = A \cos \theta$$

Entonces

$$A' / A = \cos \theta$$

Como las componentes de un vector unitario son los cosenos de los ángulos que forman con los ejes, o sea:

$$\bar{n} [\alpha, \beta, \gamma] = \bar{n} [\cos \theta_x, \cos \theta_y, \cos \theta_z]$$

Aplicando esto a la ecuación donde es despejado el esfuerzo S_{nx} obtenemos:

$$S_{nx} = \sigma_x \alpha + \tau_{yx} \beta + \tau_{zx} \gamma - \frac{1}{2} \rho X h$$

Finalmente, tomando límites cuando $h \rightarrow 0$

$$S_{nx} = \sigma_x \alpha + \tau_{yx} \beta + \tau_{zx} \gamma$$

En forma análoga se llega a:

$$S_{ny} = \tau_{xy} \alpha + \sigma_y \beta + \tau_{zy} \gamma$$

$$S_{nz} = \tau_{xz} \alpha + \tau_{yz} \beta + \sigma_z \gamma$$

Estas son las ecuaciones de Cauchy para el estado de esfuerzo, cuya ecuación matricial es:

$$\begin{Bmatrix} S_{nx} \\ S_{ny} \\ S_{nz} \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{yx} & \tau_{zx} \\ \tau_{xy} & \sigma_y & \tau_{zy} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_z \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \alpha \\ \beta \\ \gamma \end{Bmatrix}$$

O en notación indicial:

$$\{ S_{ni} \} = [\sigma_{ij}] \{ \alpha_j \}$$

Donde si:

$$i \text{ diferente de } j \Rightarrow \tau$$

$$i \text{ igual a } j \Rightarrow \sigma$$

La anterior ecuación matricial, demuestra que al operar el tensor esfuerzo sobre el campo de los vectores (vector unitario normal al plano), lo transforma en el campo vectorial de los esfuerzos.

2.3 FUERZAS QUE INTERACTUAN EN LA DINAMICA DE LAS PLACAS.

El campo de esfuerzos en el interior de las placas sirve como testimonio de la acción de fuerzas sobre la litósfera. El análisis de dicho campo de esfuerzos debe marcar la importancia relativa y magnitud absoluta debida a: dorsales, placas subducidas, arrastres en la base de la litósfera (cuando la placa se mueve sobre el manto), fallas de transformación, fuerzas resistivas en límites convergentes, y la posibilidad de empuje sobre la placa opuesta a la subducción.

Una forma de determinar la magnitud y sentido de las varias fuerzas ya mencionadas es presentada por Tullis y Chapple (1973), el análisis que plantean asume que cada placa está en equilibrio cuasiestático; por lo cual el vector suma de los momentos ejercidos sobre cada placa es cero. También consideran que los procesos que determinan las fuerzas en una frontera de placa son característicos del tipo de frontera. Por último, ya que los límites de placas son regiones con algunos de los más fuertes gradientes topográficos, las fuerzas debida a la acción de la gravedad sobre las superficies topográficas de las placas pueden ser substituidas por fuerzas simples aplicadas en los ejes de éstas, las cuales son incluidas en las fuerzas que se consideran en los límites de placa.

Las ecuaciones de equilibrio estático son tres para cada placa y corresponden a las tres componentes de un vector momento tomado

respecto al centro de la tierra. El sistema de ecuaciones al que se llega es el siguiente:

$$a_{ij} x_j = b_i \quad i=1,2,3$$

Donde el subíndice repetido "j" indica la suma sobre el grupo de parámetros x_j , y b_i es la i-ésima componente del momento total producido por la tensión de la subducción para la placa. Es decir, habrá una suma para cada parámetro fuerza escalar x_j desconocido, y cada suma será un vector con tres componentes, estas componentes son conocidas por medio del movimiento de placas observado y su geometría, y denominadas vector de coeficientes a_{ij} . Se ha tomado el vector de términos independientes como el vector momento de un bloque de subducción, porque la fuerza tomada en tales segmentos puede ser calculada a partir de las anomalías de densidad producidas por diferencias de temperatura, lo cual se verifica por las observaciones del factor de atenuación "Q" y la presencia de sismos en el eslabón. Esta fuerza aplicada permite calcular la magnitud y signo de las otras fuerzas, a través del balance de momentos requerido para el equilibrio. Por lo tanto la ecuación mencionada arriba proporciona las tres ecuaciones componentes para una placa, como se consideran 12 placas individuales, habrá un total de 36 ecuaciones lineales con incógnitas x_j , y ya que los modelos de fuerzas utilizan de 2 a 9 parámetros el sistema de ecuaciones es sobredeterminado, por lo cual se minimiza la suma de los cuadrados de los momentos residuales, esto es:

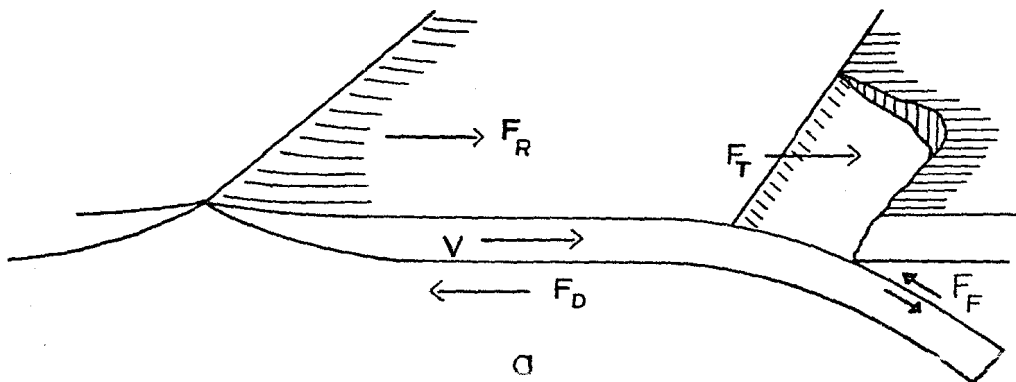
$$r_i = b_i - a_{ij} x_j \Rightarrow a_{i1} a_{ik} x_k = b_i a_{i1}$$

Por otra parte Forsyth y Uyeda (1975) presentan una forma similar de abordar el problema, pero considerando sus parámetros fuerza independientes de la velocidad relativa y resolviendo el sistema con otro método de minimización, por lo cual es evidente que existen diferencias en los valores de x_j y en la suma de los cuadrados de los momentos residuales, sin embargo los dos métodos dan resultados numéricos tan similares que la elección de uno u otro no afecta los resultados. También Solomon y Sleep (1974) consideran el problema inverso, es decir, utilizan modelos de fuerzas precalculadas para obtener velocidades absolutas de placas.

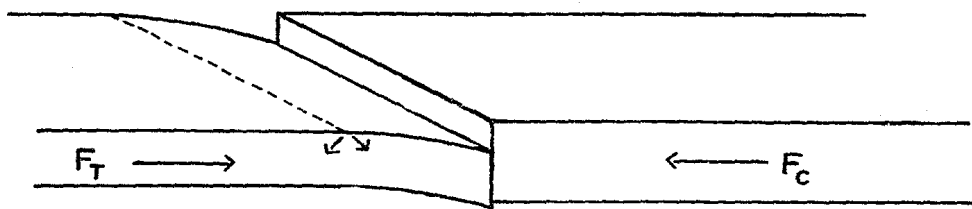
Como ya se mencionó diversas fuerzas afectan el comportamiento de los grandes bloques litosféricos. La figura (2.11) ilustra la acción de algunas de estas fuerzas en la frontera de la zona de subducción mexicana y tales fuerzas son:

F_R es la fuerza de empuje de la cresta del Pacífico Oriental y puede ser considerada como un movimiento en la dirección de expansión relativa del piso oceánico en dicha cresta.

Esta fuerza puede ser transmitida a través de la Placa de Cocos, pero debido a la considerable distancia respecto a la zona de interés su efecto puede ser incierto, por otro lado Chapple y Tullis (1977) corroboran la idea mencionada ya que en su análisis de evaluación de fuerzas que mueven a las placas, la fuerza ejercida por la dorsal del



a



b

Figura 2.11 a. Ilustración de las posibles fuerzas actuantes en el límite convergente de la subducción mexicana. b. simplificación teórica empleada en el modelado de este trabajo.

Pacífico Oriental es muy pequeña en diversos modelos utilizados por ellos: por lo cual en el análisis posterior (cap.3) consideramos nula la magnitud de dicha fuerza.

F_D es la fuerza de arrastre del manto que actúa en dirección contraria a la velocidad absoluta de la placa: Por lo tanto se asume que es opuesta al movimiento de ésta.

Una ley lineal de la fuerza F_D es la siguiente:

$$F_D = c V_{abs.} = -c \omega_{abs.} \times r$$

Donde F_D es la fuerza por unidad de área; $V_{abs.}$ y $\omega_{abs.}$ son la velocidad lineal y velocidad angular de la placa respectivamente, r es el radio vector al centro de masa de la placa y c una constante: El valor de c es escogido de tal forma que una velocidad de 1 cm/año produzca un esfuerzo cortante de 1 bar.

Basándose de nuevo en el artículo de Chapple y Tullis (1977), se observa que la contribución de la fuerza F_D bajo los océanos no ejerce momentos apreciables y cabe señalar que se puede introducir la fuerza F_D pues algunos autores de hecho así lo han manejado, sin embargo en el modelo (cap.3) se determina la opción de considerarla nula.

En el límite de placas donde una de ellas se sumerge bajo la otra, se advierte que hay dos fuerzas diferentes (F_C , F_T), ambas actuando en una dirección perpendicular al límite del segmento de placa.

La primera de estas fuerzas actúa únicamente en la parte superior de la placa y es proporcional al producto de la longitud del segmento de la placa, con la componente normal de la velocidad relativa de las dos placas y con un parámetro desconocido "UPPLA" (placa superior).

La segunda es la fuerza de flexión de la placa que desciende al interior del manto "SLABPULL" (placa sumergiéndose) la cual es generada por la acción de la gravedad que actúa sobre una placa relativamente caliente y de material denso. Se considera que ésta fuerza es la más importante en una zona de frontera entre dos placas con velocidades relativas de convergencia, y ha sido propuesta como un probable mecanismo de Tectónica de placas.

La magnitud de los momentos producidos por dichas fuerzas en la subducción mexicana son:

$$UPPLA \Rightarrow 8 E 25 \text{ N m}$$

$$SLABPULL \Rightarrow 9 E 25 \text{ N m}$$

La fuerza del "SLABPULL" se obtiene haciendo el cociente de la fuerza de flexión y el radio de la tierra, es decir :

$$SLABPULL = F_T \times r = |F_T| |r| \text{ sen } 90^\circ$$

Por lo tanto

$$|F_T| = |SLABPULL| \div |r|$$

$$r = 6\,371 \text{ km.}$$

Donde r es el radio terrestre, F_T es la fuerza resultante por unidad de longitud que empuja al continente.

$$F_T = 6.4 \text{ E } 15 \text{ dy/cm}$$

La fuerza resistente F_C que aparece en la placa continental como respuesta al movimiento de la placa descendente, debe dar un empuje total aproximadamente igual al empuje neto de F_T . La fuerza F_C se calculó a partir de la magnitud del momento producido por el parámetro fuerza "UPPLA" la cual arroja el siguiente resultado:

$$F_C = 5.9 \text{ E } 15 \text{ dy/cm}$$

Por último, la fuerza interplacas o de fricción entre las superficies de choque F_F está dada a partir de un parámetro fuerza denominado "CONV", que interviene en las ecuaciones de los momentos. En límites convergentes (trincheras y cordilleras), la magnitud del "CONV" junto con la del "UPPLA" ejerce un empuje neto aproximadamente igual al de "CONV" y "SLABPULL". Con esto se ve que la contribución de dicho parámetro está presente en ambos medios (placa superior e inferior) de la zona convergente por lo que su efecto se anula.

2.4 INTRODUCCION A LOS ELEMENTOS FINITOS.

A partir de " Elementos Finitos " se puede proceder a separar los sistemas en componentes individuales en los cuales su comportamiento puede conocerse sin dificultad y con ello poder reconstruir el sistema original, para estudiarlo a partir de dichos elementos.

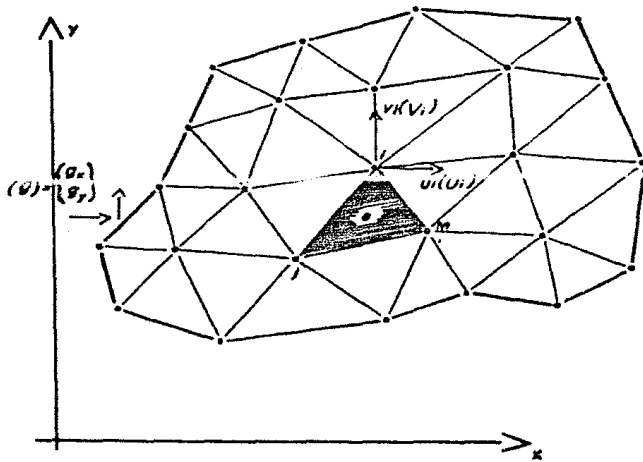
El método de los " Elementos Finitos " puede definirse como un procedimiento general de discretización de los problemas continuos planteados por expresiones definidas matemáticamente. La manera de abordar el problema directo, nos lleva a definir al método de los "Elementos Finitos" como una aproximación de los problemas continuos, tal que:

a) El continuo se divide en un número finito de partes (elementos), cuyo comportamiento se especifica mediante un número finito de parámetros (figura 2.12) y

b) La solución del sistema completo como ensamble de los elementos sigue precisamente las mismas reglas que se aplican a los problemas de tipo discreto.

En un medio continuo elástico, es difícil a primera vista ver la manera de discretizar la estructura; esta dificultad puede superarse (y efectuar la aproximación) de la siguiente manera:

i) El continuo se divide mediante líneas o superficies imaginarias en un número de " Elementos Finitos " .



Subdivision de un continuo en elementos finitos.

Figura 2.12 Muestra la región discretizada en elementos triangulares. Las cargas se aplican en el plano a través de (g) ; U y V representan los desplazamientos en "x" y "y" para el nodo "i".

ii) Se supone que los elementos están conectados entre sí mediante un número discreto de puntos, llamados " nodos ", situados en sus contornos. Los desplazamientos de estos nodos serán las incógnitas fundamentales del problema (figura 2.12) .

iii) Se toma un conjunto de funciones que definen de manera única el campo de desplazamientos dentro de cada " Elemento Finito ", en función de los desplazamientos nodales de dichos elementos.

iv) Estas funciones de desplazamiento definidas, entonces, de manera única, el estado de deformaciones dentro del elemento en función de los desplazamientos nodales. Estas deformaciones junto con las condiciones de deformación iniciales y las propiedades constitutivas del material definirán el estado de esfuerzos en todo el elemento y, por consiguiente, también en sus contornos.

v) Se determinará un sistema de fuerzas concentradas en los nodos tal que equilibre los esfuerzos en el contorno y cualesquier carga repartida, resultando así una relación entre fuerzas y desplazamientos.

2.4.1 Tensor de Esfuerzos.

El tensor de esfuerzos se obtiene haciendo las substituciones adecuadas, sin embargo no es la finalidad de este trabajo plantear dichas ecuaciones, por lo que no se da más énfasis a esta situación.

Según la hipótesis básica, de que los esfuerzos son constantes dentro del elemento, es común suponer que éstos actúan en el centro de gravedad del elemento. Mientras que otra posibilidad consiste en obtener el valor de los esfuerzos en los nodos como una media de los valores en los elementos adyacentes. Con esta idea se han empleado diferentes métodos de ponderación basados en consideraciones empíricas, pero las ventajas obtenidas no parecen muy considerables.

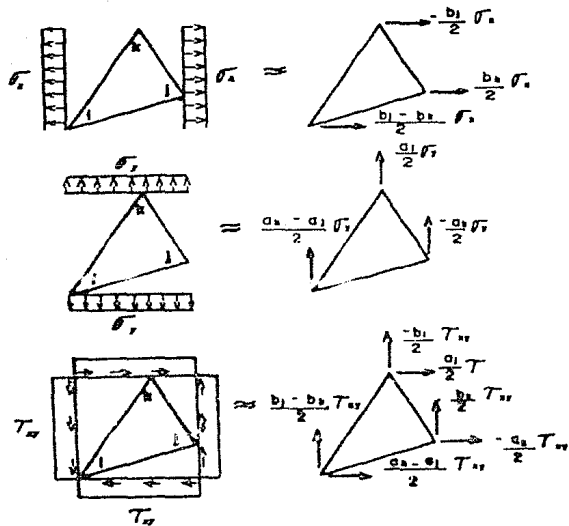
Es habitual desarrollar un algoritmo para que la computadora calcule los esfuerzos y direcciones principales en cada elemento.

2.4.2 Ecuaciones de fuerza-esfuerzo en los nodos.

Se considera que está actuando un esfuerzo uniforme en los bordes de cada "elemento finito", el cual puede ser remplazado por un grupo de fuerzas equivalentes en cada nodo como lo muestra la figura 2.13. Esto puede lograrse dividiendo cada uno de los tres bordes en sus puntos medios, dividiendo los esfuerzos actuantes igualmente en cada uno de los bordes, y asignando cada mitad a la esquina adyacente. Por ejemplo, la fuerza resultante en la dirección x para la esquina k es.

$$F_x = \sigma_x (b_k - b_j) / 2 - \sigma_x b_k / 2 = -\sigma_x b_j / 2$$

Las fuerzas nodales expresadas en términos de las tres componentes de esfuerzo se obtienen a partir de:



Fuerzas nodales reemplazando a componentes del tensor esfuerzo del elemento

Figura 2.13 Contribución a la carga resultante en cada nodo de las diferentes componentes del tensor esfuerzo, para un elemento cualquiera.

$$\begin{Bmatrix} F_x^i \\ F_x^j \\ F_x^k \\ F_y^i \\ F_y^j \\ F_y^k \end{Bmatrix} = 1/2 \begin{bmatrix} b_j - b_k & 0 & a_k - a_j \\ 0 & a_k - a_j & b_j - b_k \\ b_k & 0 & -a_k \\ 0 & -a_k & b_k \\ -b_j & 0 & a_j \\ 0 & a_j & -b_j \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \tau_{xy} \end{Bmatrix}$$

o simbólicamente.

$$\{F\} = [B] \{\sigma\}$$

2.5 GENERALIDADES DEL PROGRAMA DE "ELEMENTOS FINITOS"

El programa utilizado ejecuta el cálculo de esfuerzos y desplazamientos para el caso de deformación plana, utilizando elementos discretos triangulares bajo el régimen de deformación uniforme.

Para la ejecución del programa fué necesaria la introducción de los

siguientes datos :

- *Número de puntos nodales.*
- *Número de elementos.*
- *Número de materiales.*
- *Módulos de elasticidad.*
- *Relaciones de Poisson.*
- *Pesos unitarios.*
- *Coordenadas de los nodos.*
- *Fuerzas actuantes en cada nodo.*
- *Grados de libertad en cada nodo.*
- *Nodos constituyentes de cada elemento.*
- *Espesores de los elementos.*

Los resultados son :

- ★ *Desplazamientos nodales.*

- * Tensor Esfuerzo asociado a cada elemento.
- * Esfuerzos Principales asociados a cada elemento.
- * Tensor Esfuerzo promedio para cada nodo.

De todos éstos, se utiliza únicamente para su análisis al tensor esfuerzo promedio en cada nodo, porque se quiere conocer la propagación de los esfuerzos en la parte superior de la corteza, lo cual es importante para la comprensión de cualquiera de los procesos que ocurren en el interior de ésta.

Las limitaciones del programa son:

- + Número de nodos ≤ 200
- + Número de elementos ≤ 200
- + Ancho de banda medio ≤ 40
- + Materiales ≤ 8
- + Memoria requerida 101 K

CAPITULO 3

MODELADO REGIONAL DE LA ZONA DE SUBDUCCION MEXICANA.

En el estudio de la geodinámica es imprescindible el conocimiento de la propagación de esfuerzos y deformaciones a través de los diferentes materiales que constituyen la corteza terrestre, así como su distribución. Como no es posible realizar observaciones directas de esos procesos en el interior de la Tierra, se plantean otras formas de abordar el problema, y una de estas es utilizando un modelado teórico. Existen muchos modelos matemáticos que permiten determinar las propiedades y el comportamiento de la corteza en general, algunas de estas características se obtienen analizando, por ejemplo: la propagación de ondas sísmicas a través de diferentes medios, el tipo de fuentes que dan origen a tales perturbaciones, la actividad volcánica, etc.

Para el presente trabajo se utiliza como herramienta fundamental el Método del Elemento Finito, con el objeto de definir las componentes del tensor de esfuerzo descritas en el capítulo anterior, y con estas determinar un régimen de esfuerzos representativos de una región.

En la parte siguiente de esta tesis, se pretende explicar la distribución obtenida aquí, mediante el análisis de procesos geodinámicos.

3.1 MODELADO DE LA ZONA DE SUBDUCCION MEXICANA.

El modelo utilizado ocupa un área que comprende 2 porciones: Una porción de litósfera oceánica de la Placa de Cocos y otra de corteza continental de la Placa de Norte América que interactúan en la zona de subducción mexicana. En la segunda porción esta comprendido a su vez el Eje Neovolcánico.

La posición geográfica de nuestro modelo se sitúa entre los meridianos 106 y 97 de Longitud Oeste y los paralelos 23.5 y 20 de Latitud Norte.

La figura 3.1 ilustra la ubicación del modelo.

3.1.1 Características del Modelo.

Es una malla rectangular que tiene 924 km. de largo y anchura de 600 km. cuyos elementos son triangulares, con área promedio de 6600 km². (ver figura 3.2). Se tomaron espesores de corteza continental de 70 km. y para corteza oceánica de 50 km., los cuales son valores promedio de magnitudes estimadas por diferentes investigadores, las que oscilan entre los 35 y 100 km. Para fines prácticos es válida la consideración acerca de los espesores, ya que su influencia en el estado de esfuerzos sólo representaría una modificación en un factor de escala. Según Randall M. Richardson (1978), la magnitud del esfuerzo en una placa con un espesor de 50 km. será el doble para otra

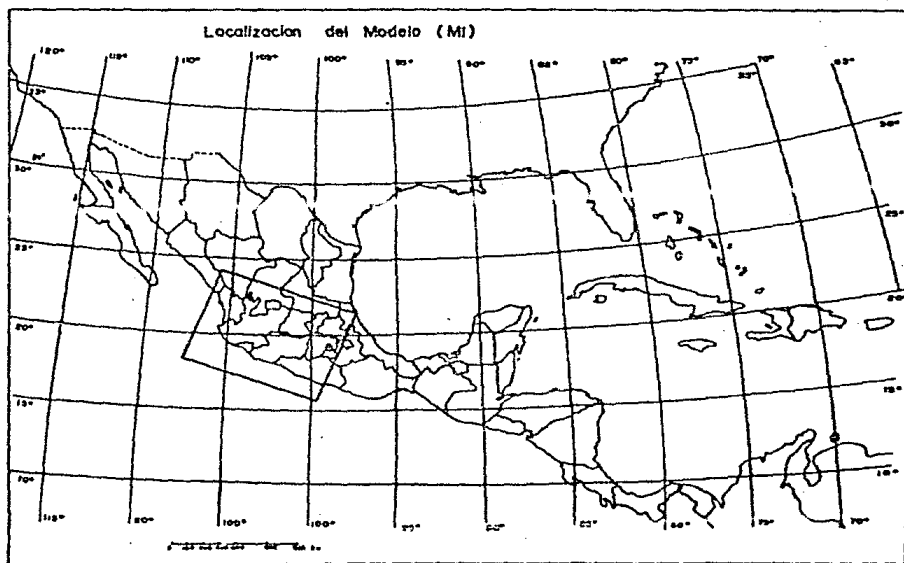
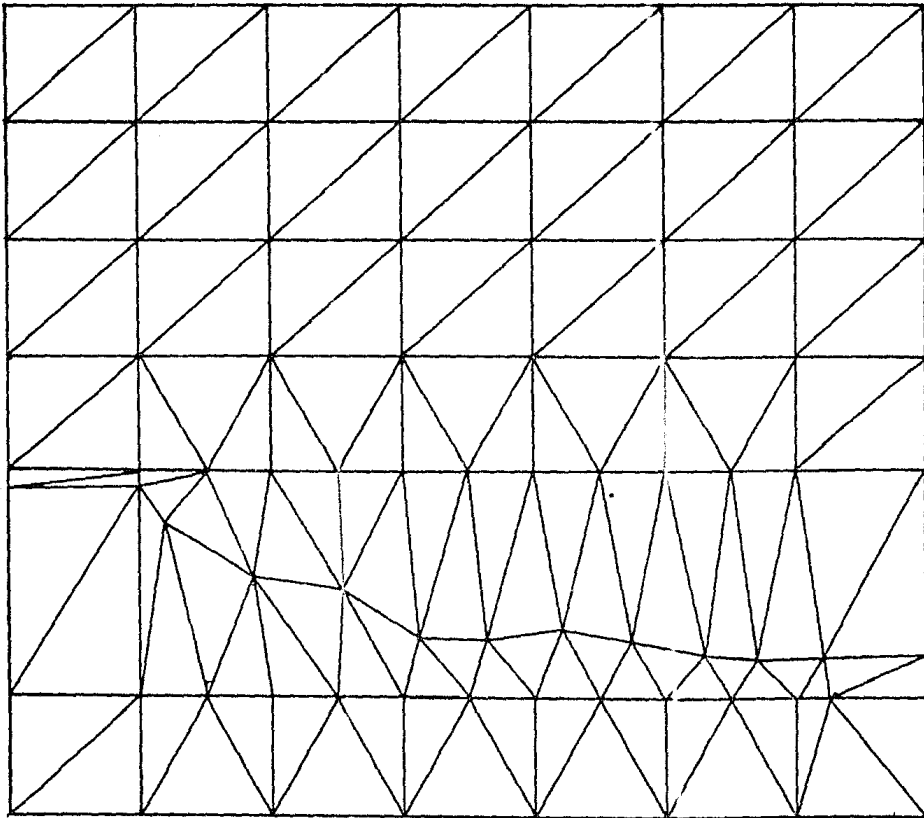


Figura 3.1. Mapa de la posición geográfica del Modelo (M1).

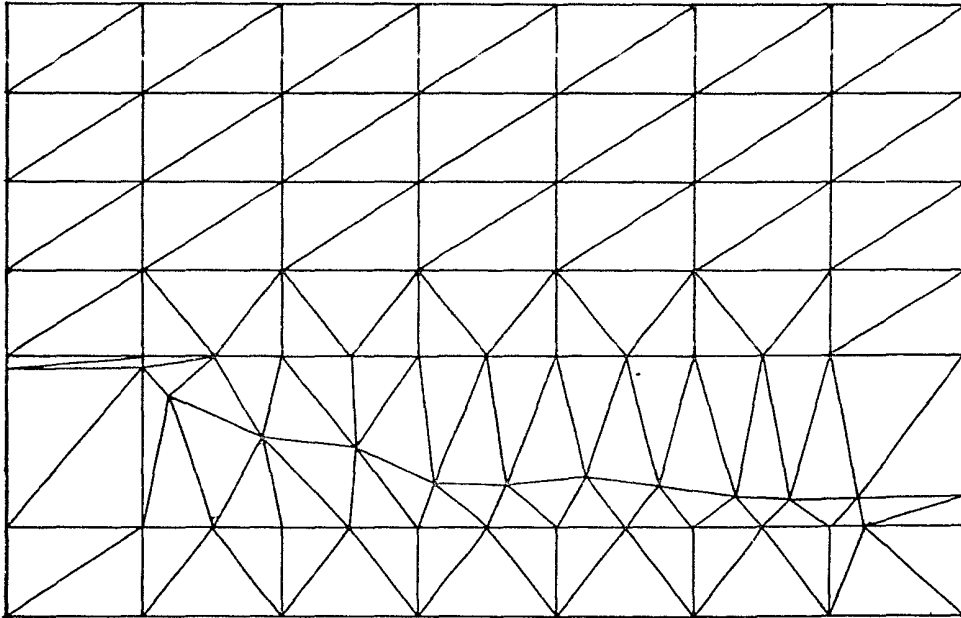
MODELO (MI)



3.2 Esquema del modelado geometrico de la región de estudio.

0 80 100 Km

MODELO (MI)



3.2 Esquema del modelado geométrico de la región de estudio.

0 50 100 Km

con un espesor de 100 km.

La distribución de los elementos en la malla se determinó en función de dos factores:

i) Se necesitaba la mayor densidad de nodos en la zona de subducción y en la interfaz corteza continental-corteza oceánica, para que fueran representativos de la geometría de la trinchera, y a la vez hacer posible la aplicación en forma uniforme y distribuida de la fuerza de empuje hacia la placa continental.

ii) También era importante que los elementos manejados tuvieran las características geológicas de los materiales involucrados. Los que se utilizaron para nuestro modelo son de tres diferentes composiciones y propiedades: tales materiales se eligieron como los más representativos e importantes de las diferentes zonas que abarca el modelo. En la tabla 1 se enlistan dichos materiales y sus propiedades elásticas.

El modelado geométrico utilizado presupone un modelo bidimensional, es decir, los esfuerzos y desplazamientos obtenidos se dan en el plano X-Y, como se ilustra en la figura (3.3). El espesor de tal área correspondería con un tercer eje (profundidad).

PLACA DE SUBDUCCION.

MATERIAL	PESO UNITARIO	YOUNG	POISSON
1	3000	0.70 E12	0.250

PLACA SUPERIOR.

MATERIAL	PESO UNITARIO	YOUNG	POISSON
2	2570	0.54 E12	0.180
3	2850	0.61 E12	0.250

Tabla 1. Muestra las propiedades del medio analizado. El peso unitario esta dado en (dy/cm^3) y el módulo de Young en (dy/cm^2).

3.2 FUERZAS APLICADAS AL MODELO.

El estado de esfuerzo en el interior de las placas de Norte América y Cocos, es el resultado de las fuerzas actuantes en el borde y en la base de éstas. Como se mencionó en el Capítulo Dos, las fuerzas que actúan en el comportamiento dinámico de estas placas son: F_C y F_T de magnitudes:

$$F_c \text{ (Fuerza del Continente)} = 1.18 \text{ kbar}$$

$$F_t \text{ (Fuerza de la Placa que se sumerge)} = 1.28 \text{ kbar}$$

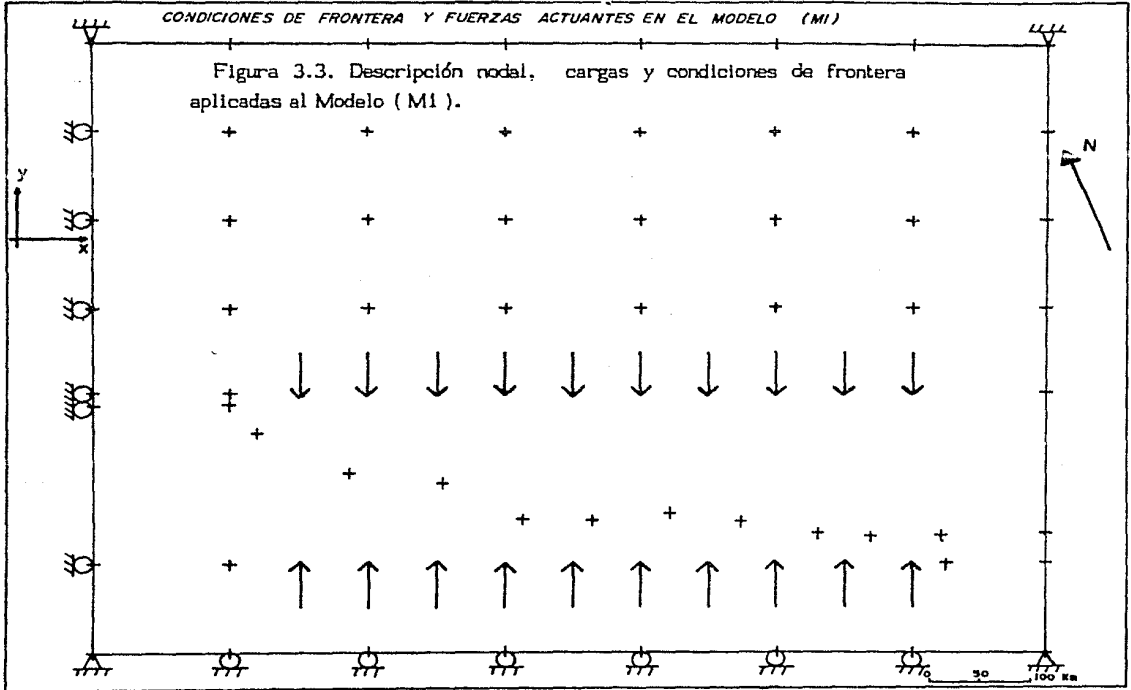
Respecto a la dirección de dichas fuerzas, éstas se aplicaron a lo largo del eje Y (ver figura 3.3), es decir, perpendicularmente a la trinchera.

3.3 CONDICIONES A LA FRONTERA.

Es indispensable aproximar las situación real prevaleciente en la frontera haciendo uso de los cuatro grados de libertad que el programa permite. Dado que la magnitud de las fuerzas equilibrantes que deberían actuar en la frontera se desconocen, se tomaron como condiciones límite las siguientes:

CONDICIONES DE FRONTERA Y FUERZAS ACTUANTES EN EL MODELO (M1)

Figura 3.3. Descripción nodal, cargas y condiciones de frontera aplicadas al Modelo (M1).



En primer lugar es necesario que el modelo permanezca fijo, lo cual se logra sujetando los cuatro extremos de éste. Además en lo que respecta a los nodos localizados en el extremo Sur del modelo, al restringir el movimiento en dirección contraria a Y se asegura que la distribución de las fuerzas actuará en la dirección adecuada y hacia los lados.

En el costado Oeste del modelo la restricción al movimiento es en X , es decir, se supone un desplazamiento en la dirección Y , por ser ésta la dirección preferencial de la excitación.

Por último en las partes Norte y Este del modelo la situación de frontera es de un movimiento libre, por la lejanía de la zona de acción de las fuerzas actuantes, y considerando que se presentan en ambas direcciones desplazamientos sin alterar la condición de equilibrio ya que los materiales son susceptibles a deformarse en menor escala.

3.4 RESULTADOS.

Para llevar a cabo la interpretación del estado de esfuerzos obtenido como resultado del modelo del empuje de la Placa de Cocos hacia Norte América en la subducción mexicana, tomaremos en cuenta la distribución de las tres componentes del tensor de esfuerzos planos σ_y , σ_x y τ_{xy} sobre el área de estudio.

3.4.1 Esfuerzo Cortante τ_{xy} .

En principio podemos mencionar las principales características que presenta la distribución de esfuerzos τ_{xy} obtenido con el modelo, las cuales son:

Se observa la presencia de un gradiente con dirección E-W el cual cambia de un lado a otro de la malla, con magnitudes que oscilan entre -0.1 y +0.1 kbar.

En función de este gradiente se separan los esfuerzos en positivos y negativos. En el lado occidental se tienen los esfuerzos negativos y en la parte oriental los positivos, entre los cuales existe una zona de transición donde se observa una baja concentración de esfuerzo τ_{xy} . Tal situación se observa en la respectiva configuración mostrada en la figura (3.4).

La zona occidental da un gradiente homogéneo en la dirección E-W. La porción oriental muestra un gradiente hacia el NE cuya variación no es homogénea y que presenta algunas anomalías.

A continuación se zonifica en cinco partes el área de estudio, con base en un comportamiento bien diferenciado de la distribución del τ_{xy} en cada zona, estas son:

1) $M1\tau_{xy}$ A. Es la región más occidental, donde se presenta una zona de estado de esfuerzo constante, gradiente igual a cero.

II) $M1\tau_{xy}$ B. Zona caracterizada por una completa homogeneidad del gradiente negativo, gradiente constante.

III) $M1\tau_{xy}$ C. Zona de transición de las dos áreas principales, occidental y oriental, donde el esfuerzo τ_{xy} es aproximadamente nulo.

IV) $M1\tau_{xy}$ D. Esta zona presenta un gradiente más o menos homogéneo, similar al de la zona $M1\tau_{xy}$ B, pero con tendencia a un cambio de esfuerzos mas suave. Es decir, el gradiente de esfuerzo es menor.

V) $M1\tau_{xy}$ E. Formada por anomalías que tienen gradientes tanto suaves como fuertes en direcciones preferenciales. El gradiente suave se manifiesta en dirección aproximada NE-SW y una dirección E-W para el gradiente fuerte.

También se observa en la configuración una zona que presenta un comportamiento distinto al regional predominante, se localiza a la altura de lo que es considerado como la triple unión Rivera-Cocos-Norto América, o también Zona de Fractura de Rivera. En esta área se presenta un alto gradiente negativo con dirección Norte-Sur.

La subdivisión anterior se puede apreciar en la figura (3.5).

3.4.2 Esfuerzo Normal σ_x .

En cuanto a los esfuerzos σ_x , que se refieren a esfuerzos de tensión y compresión en la dirección X (figura 3.6), se aprecian tres zonas de interés a lo largo de la dirección Norte-Sur, que presentan las siguientes características:

i) $M1\sigma_x$ 1. Situada cerca de la zona de subducción mexicana y que corresponde a la parte Sur de la rejilla. En ésta se tiene un esfuerzo máximo de compresión, el cual decrece tanto al Norte como al Sur; sin embargo, al Sur se aprecia un decaimiento mas rápido de los esfuerzos, en contraste con el existente hacia el Norte que es un decaimiento mas suave.

ii) $M1\sigma_x$ 2. Se ubica a lo largo del Eje Neovolcánico, observandose un máximo relativo de tensión, entre los sistemas de fracturamiento de Zitácuaro y Petacalco descritos por López (1978). También es notorio el decaimiento de esfuerzos hacia el Norte y Sur del Eje Neovolcánico; dándose un nivel casi nulo de esfuerzos en estos límites. Es decir, que el máximo valor del esfuerzo σ_x se manifiesta en el límite entre la zona de hundimientos y levantamientos del propio Eje, al Norte y Sur respectivamente.

iii) $M1\sigma_x$ 3. Esta última zona presenta un gradiente estable de compresión con incremento hacia el Norte (la parte superior del modelo). Esta zona se ubica en el emplazamiento del miogeosinclinal de la Sierra Madre Oriental.

La zonificación así descrita está representada en la figura (3.7).

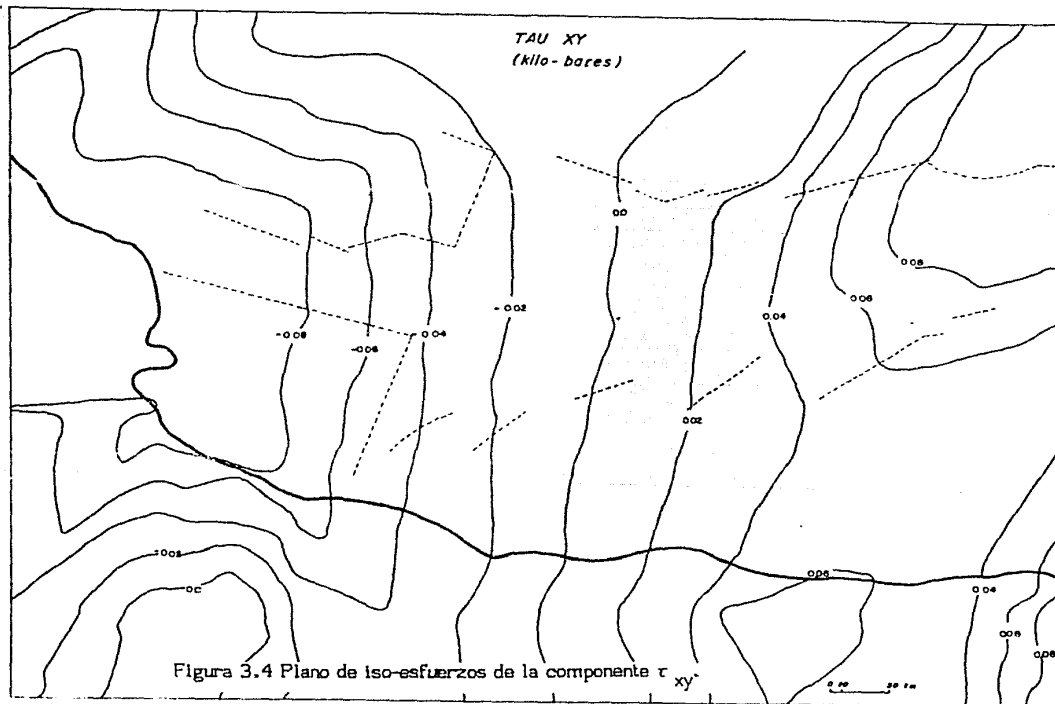
3.4.3 Esfuerzo Normal σ_y .

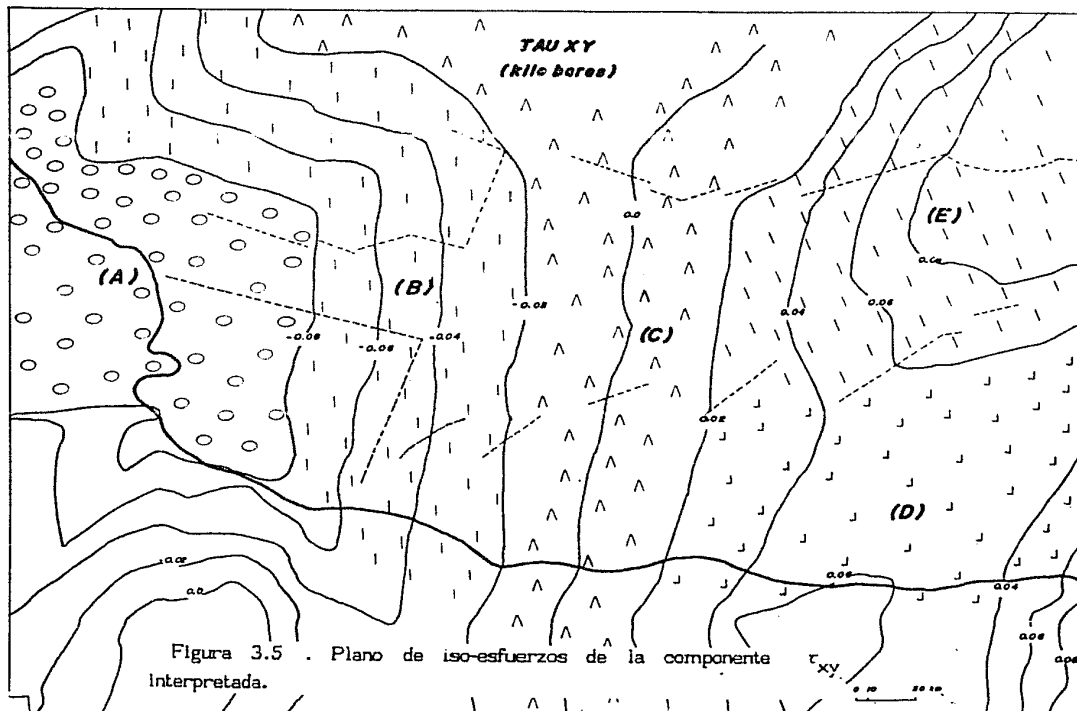
Respecto a los esfuerzos σ_y que son compresiones y tensiones en la dirección Y (ver figura 3.8) se presenta lo siguiente:

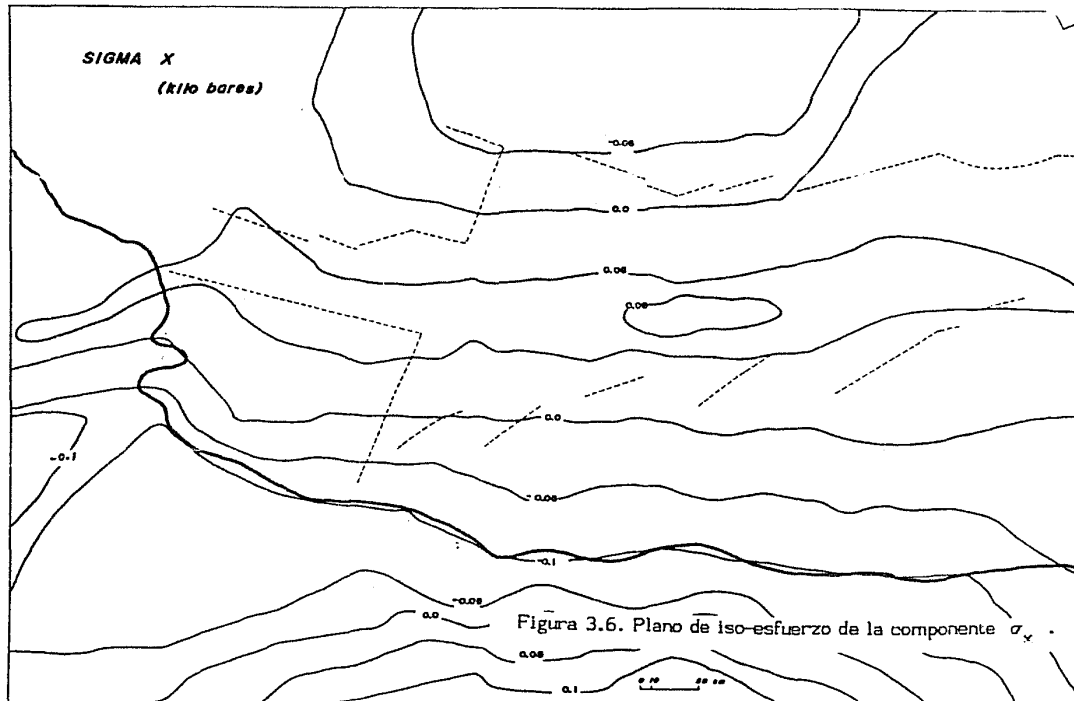
1) M1 σ_y 1. En la zona de la trinchera de la costa mexicana se presenta un máximo de compresión, que decae al Norte y al Sur de la misma; al Sur con un gradiente mayor que al lado opuesto.

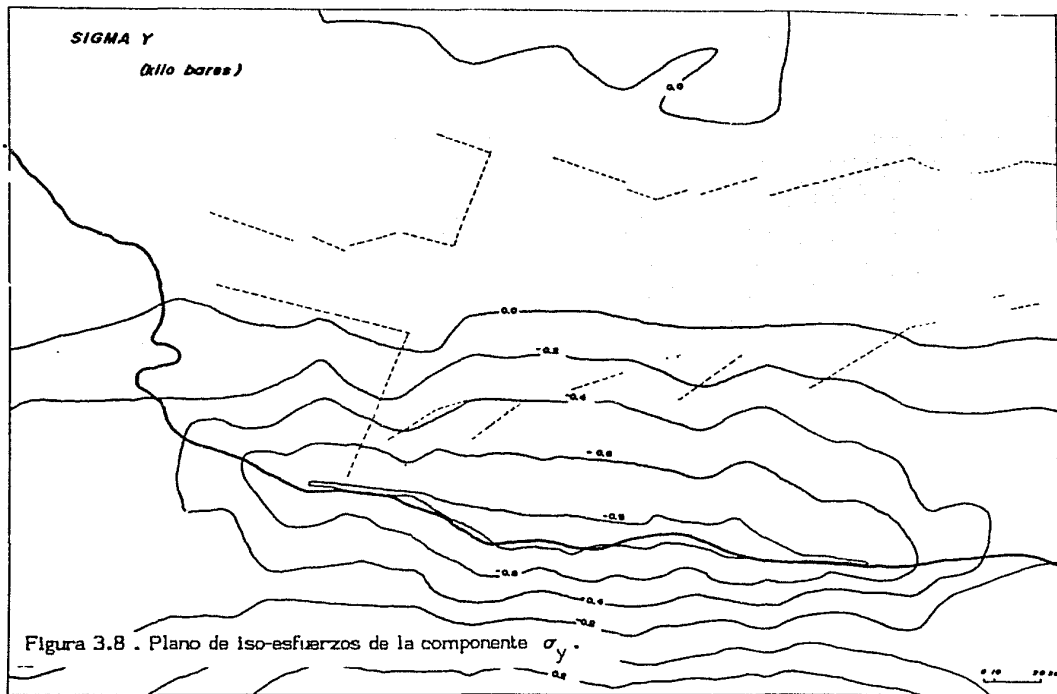
2) M1 σ_y 2. En esta zona que comprende las partes central y Norte de la malla, se tienen magnitudes negativas que van desde los 200 bares decreciendo hacia el Norte hasta obtener valores nulos. Este comportamiento se continúa por una distribución de esfuerzos de tensión en el límite superior del Eje Neovolcánico, pero con la singularidad de presentar magnitudes muy inferiores en comparación con las magnitudes de las otras componentes y la del propio esfuerzo σ_y de la zona 1 . Estos valores varían entre los 90 y 40 bares en la parte inferior de la zona 2, y oscilan entre los 40 y 0 bares para la parte superior de la malla.

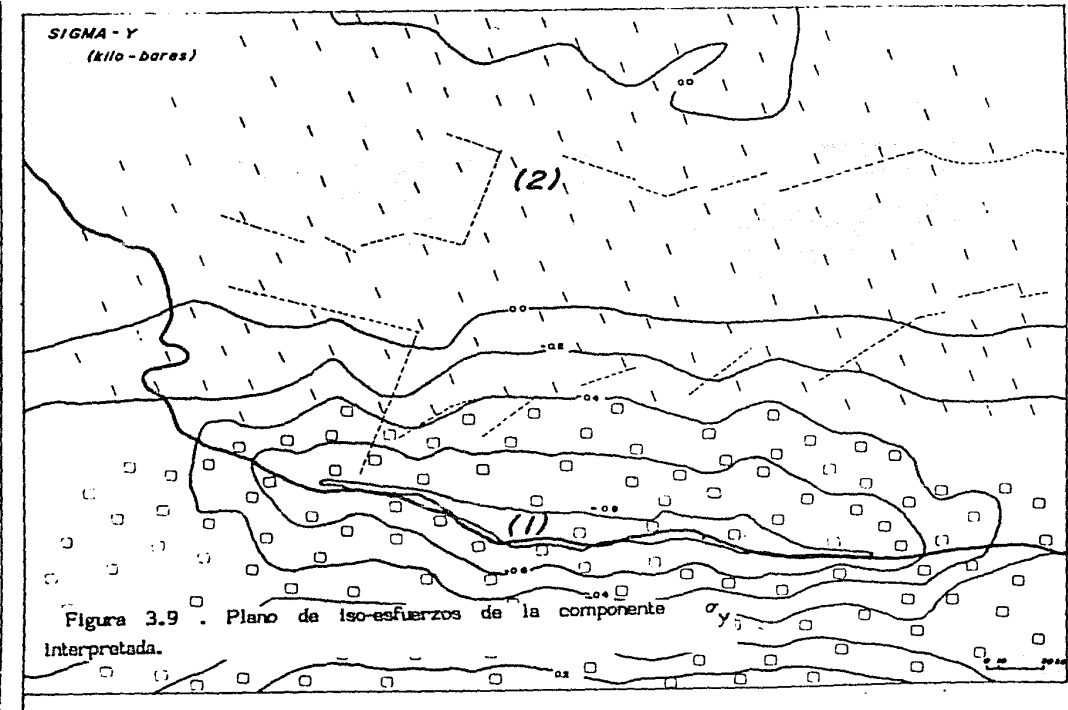
De igual forma esta diferenciación de zonas se ilustra en la figura (3.9).











CAPITULO 4

ESTUDIOS LOCALES DE LA PARTE OCCIDENTAL DEL EJE NEOVOLCANICO.

El área de estudio engloba algunas de las estructuras regionales más representativas de la parte Noroccidental del Eje Neovolcánico como lo son: El Graben de Tepic-San Marcos, Graben de Chapala, los alineamientos volcánicos más importantes de esta región y la discontinuidad del Río Grande de Santiago entre otras.

Con el modelo empleado en este capítulo se pretende establecer la distribución de esfuerzos sobre un área continental conflictiva, con la finalidad de ubicar las posibles zonas de debilidad y su relación con los rasgos geológicos presentes. Dicha área esta representada en terminos generales por las estructuras arriba mencionadas.

De nuevo efectuamos el análisis de esta región por "elementos finitos" para determinar una distribución de esfuerzos los cuales juegan un papel importante como posibles precursores de grandes movimientos de la corteza, o bien, estan asociados a las estructuras geológicas presentes que pudiesen cambiar el comportamiento dinámico de la zona.

Lo característico de este estudio es que calculamos indirectamente las cargas que se aplican al modelo; y estas son obtenidas con el modelo anterior (Capitulo 3) aplicando en la frontera de este modelo las ecuaciones de fuerza-esfuerzo definidas en el Capítulo 2.

MATERIAL	PESO UNITARIO	YOUNG	POISSON
1	2650	0.10 E13	0.07
2	2610	0.50 E12	0.18
3	2600	0.60 E12	0.25
4	2570	0.54 E12	0.18

Tabla 2. Muestra las propiedades del medio analizado. El peso unitario está dado en (dy/cm^3), el módulo de Young en (dy/cm^2).

4.1 CARACTERISTICAS DEL MODELO.

El modelo estudiado (figura 4.1) es una malla rectangular compuesta por elementos triangulares que cubre un área de 120,000 km² y con un espesor de litósfera de 70 km.

Cada uno de los elementos que constituyen la malla ocupan un área promedio de 3,300 km² y la distribución de dichos elementos está dada en función de las características litológicas de la extensión de corteza tomada en la zona modelada . La tabla 2 muestra las características elásticas de tales materiales.

En la malla se tiene una densidad de elementos mayor en la zona que rodea el contacto entre las estructuras extensionales de Tepic, Chapala y Colima, lo que permitió dar más detalle al estudio en este lugar y con ello afinar la distribución de esfuerzos allí presentados. Dado que los materiales superficiales son de espesores muy pequeños, comparados con los 70 km. modelados la influencia que tienen sus parámetros elásticos en el comportamiento de la placa como un todo, es despreciable.

4.2 LOCALIZACION DEL MODELO.

La ubicación de la malla de estudio se encuentra entre los paralelos 19 y 23 grados de Latitud Norte y los meridianos 101 y 106 grados de Longitud Oeste; en la figura 4.2 se observa el área mencionada.

MODELO (M2)

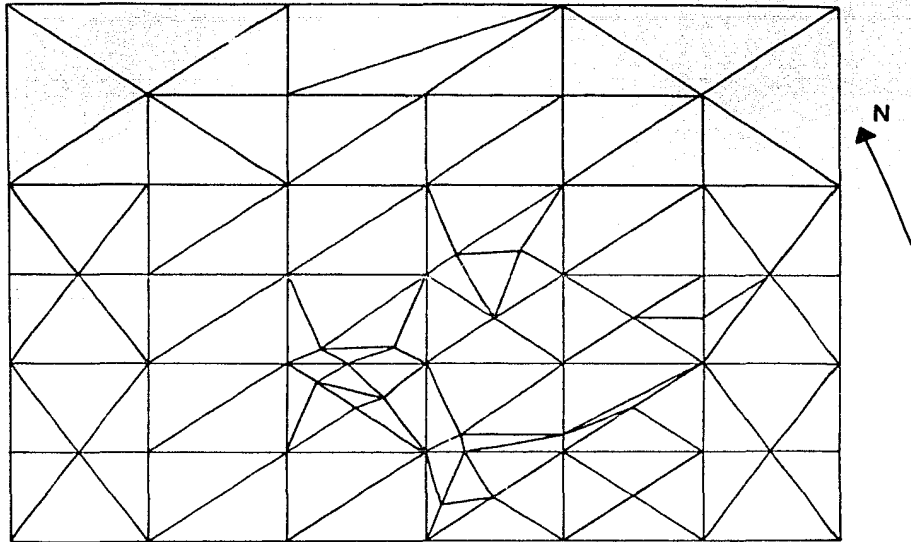


Figura 4.1 . Distribución de elementos utilizados en el Modelo (M2).

0 10 50 Km

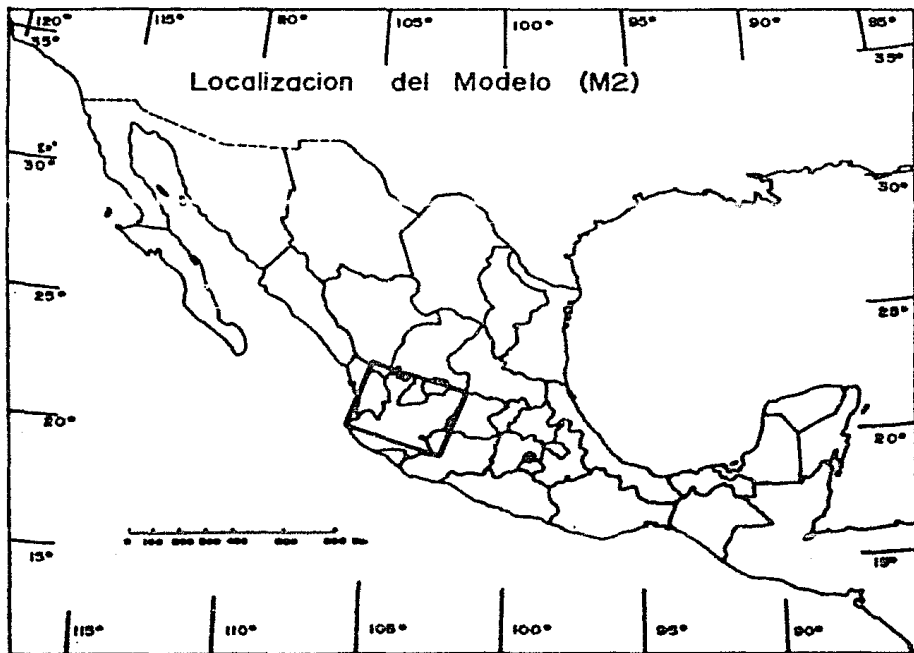


Figura 4.2 . Localización del área de estudio.

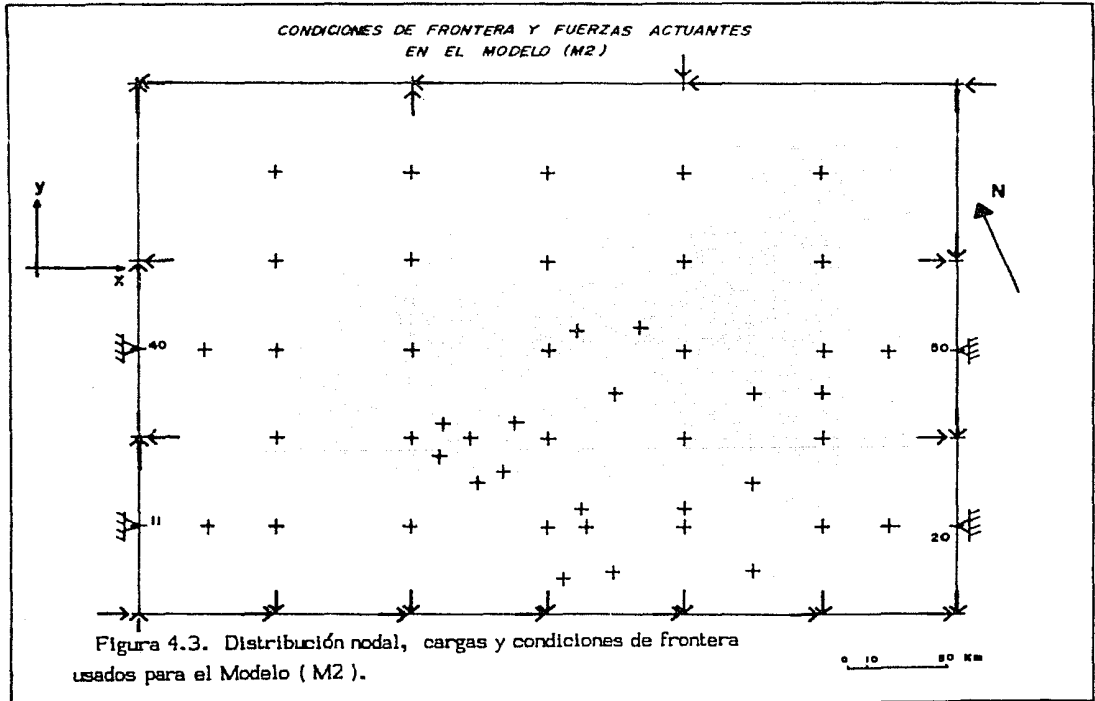
4.3 FUERZAS ACTUANTES EN EL MODELO.

Las fuerzas actuantes en el modelo se aplicaron solamente en los nodos exteriores para conseguir una condición de equilibrio, excepto algunos casos particulares que describiremos posteriormente; esto se muestra en la figura 4.3 .

Las fuerzas aplicadas en cada nodo, fueron la resultante de los efectos producidos por los esfuerzos calculados (en las fronteras de la región de estudio) con la ejecución del primer modelo (M1).

Esta distribución de fuerzas se hizo en base al principio fundamental de la Mecánica, mencionado en el Capítulo 2 . Para la determinación de las fuerzas actuantes en la frontera fué necesario tomar en cuenta los valores del tensor de esfuerzos asociado a los elementos del modelo anterior (M1) que se requieren para el modelo desarrollado en este capítulo (M2). Habiéndose logrado esto se puede establecer el estado de equilibrio estático que debe regir al modelo.

Cabe aclarar que por estas razones el modelo (M2) conservó los nodos exteriores originales tomados del modelo (M1), y en cuanto al resto de los nodos la modificación fué hecha como ya se dijo en función de los materiales existentes, dando como resultado una nueva configuración para el interior de la region y 4 nodos exteriores mas para la frontera, precisamente de estos últimos se hablara en el siguiente punto.



La fuerza en cada nodo resulta ser la suma algebraica de las fuerzas obtenidas de los elementos del cual forma parte.

4.4 CONDICIONES A LA FRONTERA.

Dado que el modelo (M2) es un subsistema del modelo (M1) y este último mantiene una condición de equilibrio, se podría decir que tal estado debe prevalecer en dicho subsistema, por lo tanto, no debe existir ninguna restricción al desplazamiento en los nodos tanto interiores como exteriores como se muestra en la figura (4.3).

La condición especial en este caso es la referente a 4 nodos del modelo (M2) ubicados como 11, 20, 40 y 50 (ver figura 4.3), dichos nodos no existían en el modelo anterior, sino que fueron generados por requerimientos tanto del programa, como de los propios materiales tomados en cuenta. Para conservar el equilibrio se mantuvieron los 4 nodos fijos, es decir, las condiciones de frontera en éstos fueron modificadas a un estado de desplazamiento nulo, considerando que las fuerzas se distribuyen como si se tratara de un elemento aproximadamente rígido.

4.5 RESULTADOS.

Al igual que en el capítulo anterior, se hace una descripción de las características resultantes en la configuración del estado de esfuerzos por medio de las componentes del tensor esfuerzo σ_x , σ_y y τ_{xy} obtenidas para este modelo (M2). Dichos planos están ubicados en las

Figuras (4.4, 4.5, 4.6) respectivamente.

4.5.1 Esfuerzo Cortante τ_{xy} .

Respecto al esfuerzo cortante τ_{xy} se observa que la tendencia general de esta configuración es un decaimiento en la magnitud del esfuerzo de Oeste a Este, al igual que en la respectiva configuración del τ_{xy} del modelo (M1). Sin embargo aparecen otras características no observadas en el modelo (M1), razón por la cual se divide la distribución del esfuerzo cortante en dos zonas (figura 4.7) :

i) M2 τ_{xy} 1. Representa la zona occidental y centro del modelo, en donde se observa un comportamiento que se asemeja mucho al estado regional de esfuerzo prevaleciente en el modelo (M1), esto es, un cambio en magnitud de los esfuerzos en la dirección Este-Oeste. Así también se presenta en esta zona un mínimo negativo.

ii) M2 τ_{xy} 2. Corresponde a la zona oriental del mapa de esfuerzos y manifiesta una anomalía que distorsiona la tendencia regional de la configuración correspondiente al τ_{xy} del modelo (M1). Dicha anomalía presenta un gradiente radial que se caracteriza porque:

a) El rumbo al Oeste y Norte presenta un gradiente suave.

b) En dirección Sur el gradiente es más fuerte que en las direcciones del inciso anterior.

En la figura 4.7 se ha marcado esta zonificación.

4.5.2. Esfuerzo Normal σ_x .

La configuración del esfuerzo σ_x , muestra 4 zonas bien definidas en este modelo (M2):

1) $M2\sigma_x 1$. Está ubicada al Oeste del modelo, da evidencia de un comportamiento local que no se tenía en el modelo regional (M1). La característica de este comportamiento es: Un gradiente Este-Oeste acentuado en el borde izquierdo del modelo (M2), siendo más suave hacia el interior del mismo.

2) $M2\sigma_x 2$. Compreendida en la parte superior derecha de la malla, presenta un gradiente de compresión cuya magnitud aumenta al Norte, también él es más fuerte hacia el Este y disminuye en dirección contraria. Esta porción forma parte de la zona $M1\sigma_x 3$ del modelo (M1).

3) $M2\sigma_x 3$. En esta parte de la malla se presenta un comportamiento similar a la tendencia regional acorde con la zona $M1\sigma_x 2$ del modelo (M1), es decir, registra un gradiente de tensión suave Este-Oeste.

4) $M2\sigma_x 4$. Esta última zona se localiza en la parte inferior de la malla, en la que se da un comportamiento local no presente en la configuración del esfuerzo σ_x del modelo (M1). Dicha característica

distorsiona la tendencia regional Este-Oeste, y presenta un gradiente Norte-Sur, cuyo máximo valor de esfuerzo (100 bares) afecta un área muy pequeña.

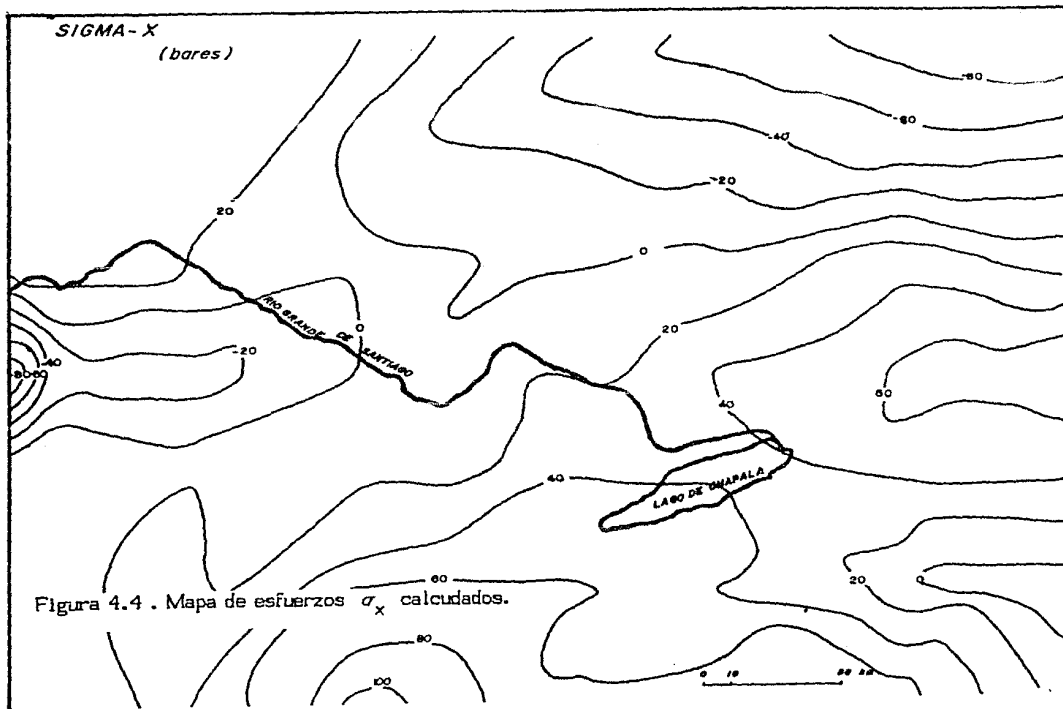
La figura 4.8 ilustra estas características.

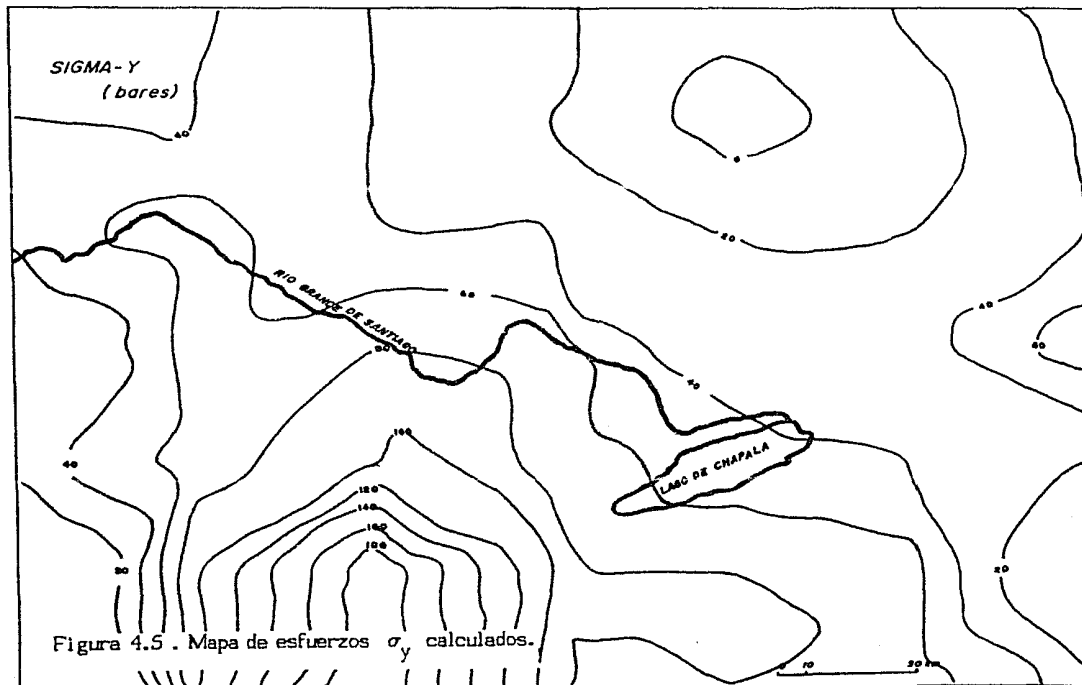
4.5.3 Esfuerzo Normal σ_y .

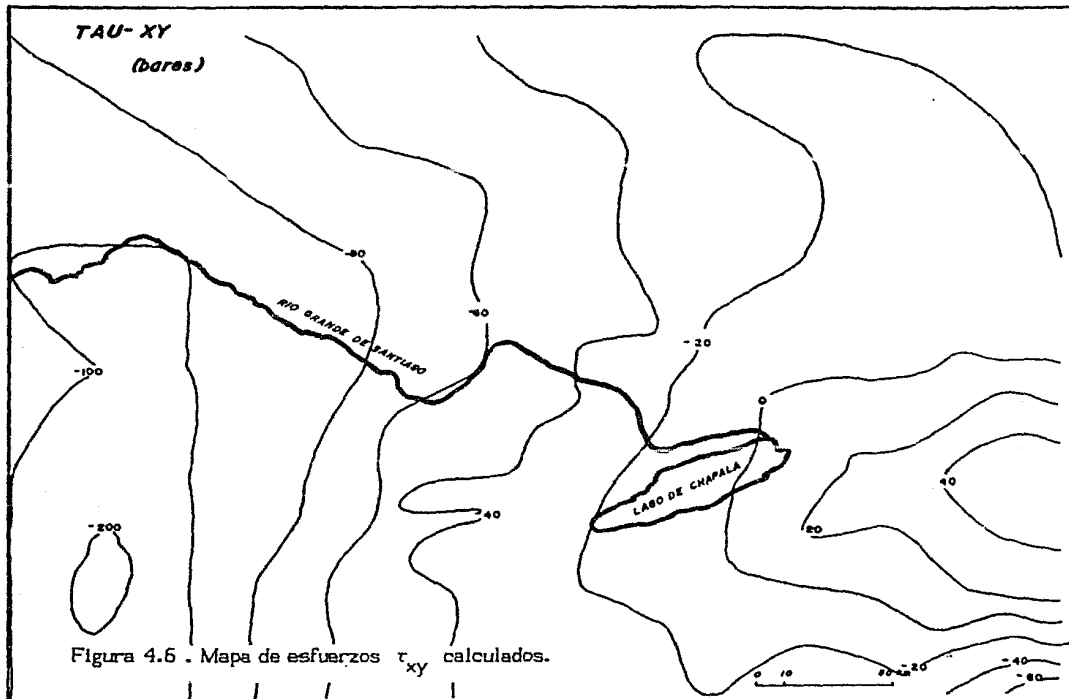
En la configuración del σ_y , se aprecian dos zonas (figura 4.9) :

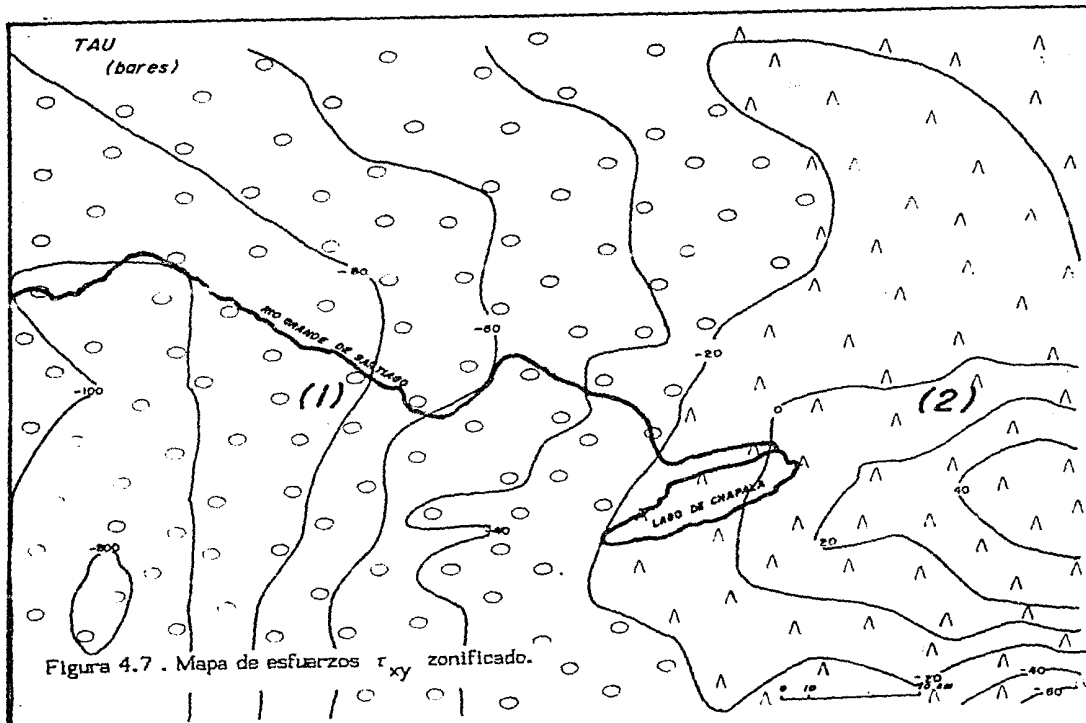
a) $M2\sigma_y 1$. En la parte SW de la malla se tiene un gradiente fuerte de esfuerzos de tensión, presentándose una distribución aproximadamente radial, hacia el Norte de esta zona se presenta una disminución de esfuerzos gradual, mientras que hacia el Oeste el gradiente es alto y en dirección Este se pasa de un gradiente alto a uno bajo.

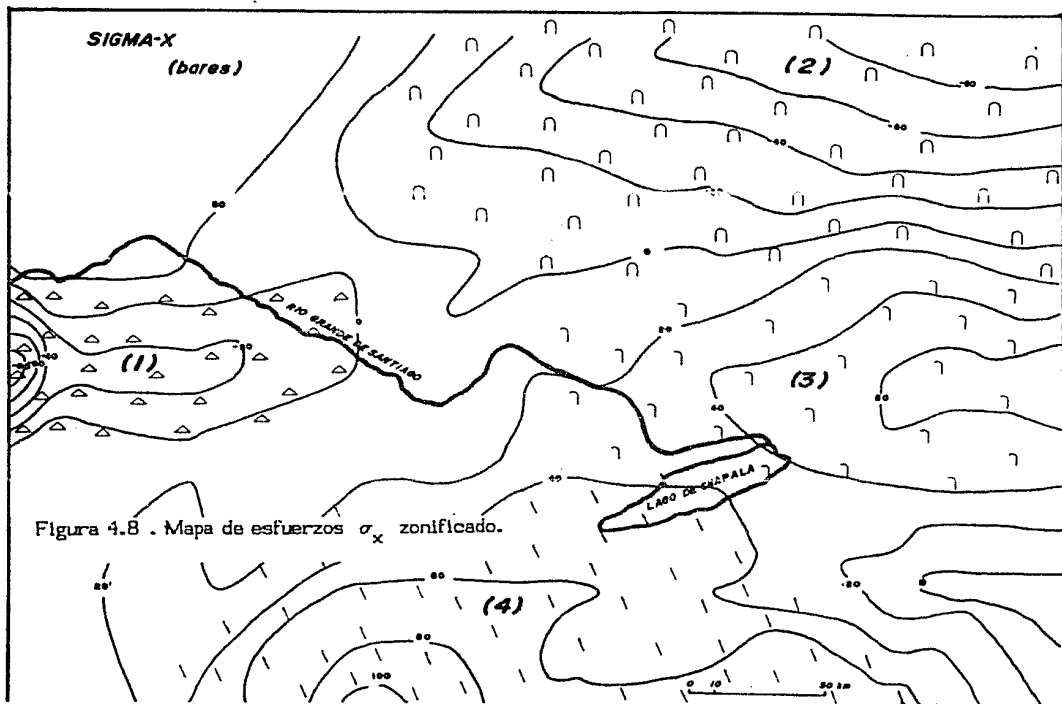
b) $M2\sigma_y 2$. En la parte superior derecha se muestra una zona de bajos esfuerzos dándose en forma radial un gradiente muy suave. En general las magnitudes de los esfuerzos en esta área no se aprecian en el modelo ($M1$), porque son pequeñas (del orden de bares) comparadas con las regionales, que son del orden de cientos de bares.

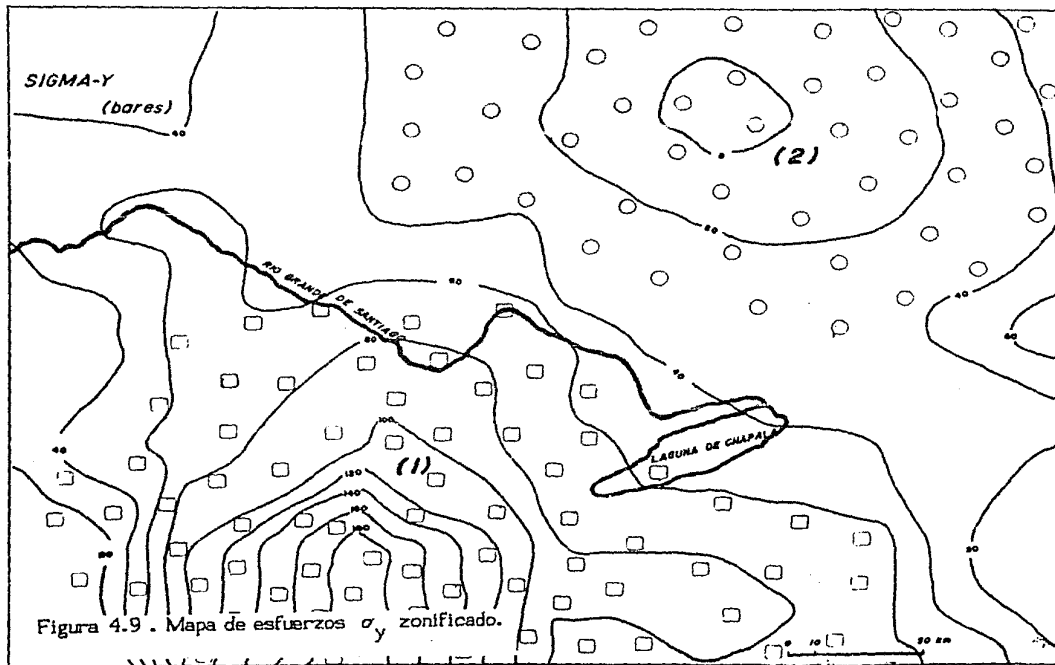












CAPITULO 5

ANALISIS DE RESULTADOS.

En el presente capítulo se hace una recopilación de las características mas relevantes que resultaron de los modelos (M1-M2) empleados en los capítulos 3 y 4 y su correlación con los estudios que tratan de comprender el desarrollo del Eje Neovolcánico.

5.1 DISCUSION DE RESULTADOS MODELO (M1).

Los resultados de este proceso son congruentes en magnitud y localización con los respectivos estudios geológicos y geofísicos realizados durante los últimos años en las zonas comprendidas por éste trabajo.

Correlacionando el estado regional de esfuerzos obtenido a partir del modelo (M1) con los resultados de geología estructural, paleomagnetismo, sismicidad y tectónica, se puede obtener una mejor comprensión de los procesos geodinámicos que han dado lugar a las características del Eje Neovolcánico; tanto regionales como locales.

5.1.1 Análisis del Esfuerzo σ_x Modelo (M1).

Como primer punto está la zonificación de las grandes estructuras del Eje Neovolcánico propuesta por diferentes autores; estas tienen una posible relación con la subducción de la Placa de Cocos en la zona de

subducción mexicana, la cual podría explicar una distribución de esfuerzos asociada a tales estructuras. Considerando las características propias del estado de esfuerzos de la zona y la información del capítulo 1 de este trabajo, tenemos que el esfuerzo σ_x del modelo (M1) presenta el máximo esfuerzo de tensión a lo largo del Eje Neovolcánico y puede explicar en cierta forma los levantamientos mayores de las estructuras englobadas en el mismo. En relación a las zonas que lo limitan tanto al Norte como al Sur, estas presentan en nuestro modelo (M1) valores de esfuerzos nulos, que representan zonas relativamente estables.

Dado que no se modela a la subducción como tal, sino como una compresión entre dos placas (Norte America - Cocos), se presentan los máximos esfuerzos de compresión a lo largo de la trinchera en la costa mexicana.

En la margen continental se aprecia el cambio en la dirección de los esfuerzos, dando lugar a tensiones a lo largo de la faja volcánica; por otra parte la distribución de los epicentros asociados a la subducción muestra que en la margen continente-océano ocurre la mayor parte de la actividad sísmica de poca profundidad, lo que significa un decaimiento más rápido de los esfuerzos (fuerte gradiente), y se tienen menos eventos en el continente que están asociados a un gradiente suave de esfuerzos.

En la parte Norte del Eje Neovolcánico (M1 σ_x 3) se observa un gradiente de compresión, que marca una diferencia con los procesos que

dan lugar a las estructuras de esta faja volcánica, en contraste con las estructuras de las porciones de la Meseta Central y Sierra Madre Oriental que ocupa la región en estudio: Por lo tanto el efecto de la subducción no es predominante para la existencia de dichas provincias ya que la compresión sobre esta área producto de la subducción no muestra relación con la geología de ese lugar.

5.1.2 Análisis del Esfuerzo σ_y Modelo (M1).

Con los resultados de los esfuerzos tensionales y compresionales en la dirección "Y" se pueden hacer pocas consideraciones.

Desde el punto de vista regional una aportación importante es que a lo largo de la trinchera se observa un máximo esfuerzo de compresión, cuya magnitud es mayor a la del resto de las componentes en las distintas configuraciones; además, se conserva la característica de tener zonas de estabilidad en los límites Norte y Sur del Eje Neovolcánico.

Los gradientes fuertes de las componentes σ_x y σ_y coinciden con la zona donde se observa la mayor distribución de epicentros sísmicos, y los gradientes suaves de estas componentes se relacionan con la actividad menos frecuente de sismos dentro del continente (ver figura 5.1).

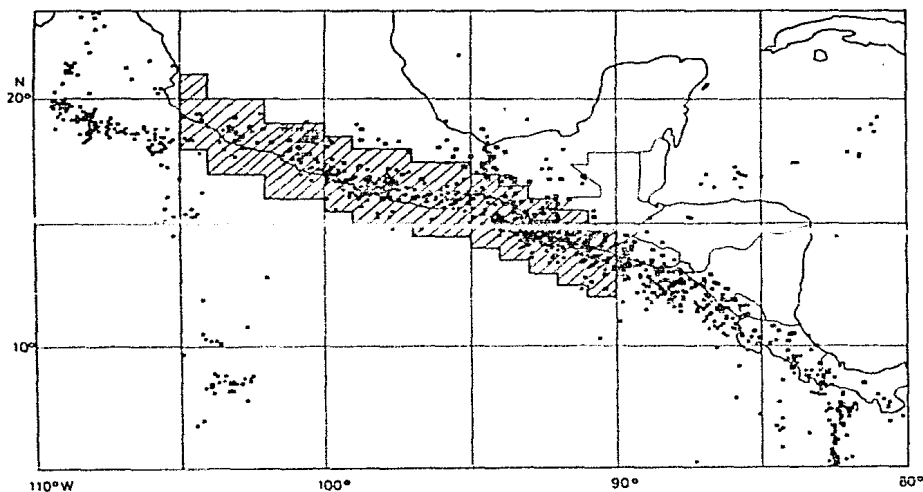


Figura 5.1 Sismicidad en la región de México-América Central de 1962 - 1969 (tomado de The Sismicity of Middle America publicado por The National Earthquake Information Center, 1970). La zona a rayas presenta la distribución de epicentros de eventos sísmicos pocos profundos ($h < 50$ km.) y con magnitudes $M_b = \begin{cases} 4 & \blacksquare \\ 5 & \square \\ 6 & \square \end{cases}$

5.1.3 Análisis del esfuerzo τ_{xy} modelo (M1).

La distribución de esfuerzos cortantes τ_{xy} , esta relacionada con zonas de falla por esfuerzo de cizalla, dado que sus efectos están ligados a la generación de momentos estáticos. Como ya se vio en el Capítulo 1 el Eje Neovolcánico se presenta en dos grandes bloques bien diferenciados como consecuencia de procesos geodinámicos diferentes, tal situación se manifiesta claramente en el análisis descrito en el capítulo 3 ($M1\tau_{xy}$, A, $M1\tau_{xy}$, B). Aquí aparecen 2 zonas con direcciones contrarias de esfuerzo cortante, en la parte oriental se tiene un τ_{xy} positivo, y en la occidental un τ_{xy} negativo pasando por un esfuerzo cortante nullo, lo que podría representar un eje de corrimiento entre las dos zonas y por lo tanto sugerir que estas dos grandes áreas estuvieran bajo ciertos momentos estáticos de tendencias opuestas, esto va de acuerdo con las evidencias geológicas encontradas, es decir, los fallamientos de corrimiento lateral derecho en la porción noroccidental del Eje Neovolcánico (Rfo Grande de Santiago), que pudieran estar asociados a un giro en el sentido de las manecillas del reloj, mientras en la parte oriental se tiene evidencia de fallamientos de corrimiento lateral izquierdo (Kanamori, 1986) congruentes con un giro en el sentido contrario al de las manecillas del reloj para ésta área. Estas últimas determinaciones también son compatibles con los resultados de los estudios de paleomagnetismo (Urrutia F.J. 1980, 1981, 1986), que nos conducen a la rotación de bloques de corteza en la parte central del Eje en igual sentido que el establecido por la situación de esfuerzo sobre esta porción.

El fracturamiento continental en la parte occidental del Eje Neovolcánico da evidencias de un sistema de intersección de tres fosas de hundimiento (grabens): la de Tepíc, Chapala y Colima, acompañadas con la actividad volcánica más reciente de magmas alcalinos, poco comunes, en asociación con los derrames de magmas calcoalcalinos de épocas anteriores (Luhr, Nelson y Carmichael, 1985).

Esta situación podría ligarse a la rotación de un bloque de corteza compuesto de rocas más antiguas, situado al occidente de las estructuras arriba mencionadas, es decir, el bloque de Jalisco. Este comportamiento puede provocar la manifestación del fallamiento que a nivel corteza existe entre los bloques de Jalisco y la Placa de Norte América.

5.2 DISCUSION DEL MODELO (M2).

Cabe recalcar que la distribución de las diferentes componentes de esfuerzo, para este caso, son el producto de las fuerzas aplicadas en dicho modelo, que a su vez son resultantes del empuje de la Placa de Cocos hacia la Placa de Norte América.

5.2.1 Análisis de σ_x del modelo (M2).

La configuración resultante nos presenta en primer lugar que:

En la zona (M2 σ_x 1), se aprecia una baja concentración de

esfuerzos de compresión , en donde el valor máximo se puede relacionar a la estructura del Graben Tepic - San Marcos o Graben Zacualco, cuyo desarrollo geodinámico está asociado con lineamientos NW-SE, que corresponden a fallas normales en esta porción.

En la zona ($M2\sigma_x 3$) de esta configuración aparece un gradiente de esfuerzos de tensión en donde se tiene el máximo esfuerzo de tensión. Esto puede apegarse a la existencia de levantamientos propiciados por el mismo mecanismo de fallas normales en las zonas adyacentes, para esta porción se tiene la prolongación Norte del Graben de Colima.

En lo que respecta a la Laguna de Chapala y el Rfo Grande de Santiago, los resultados arrojan un estado de esfuerzo constante a lo largo de estas estructuras.

5.2.2 Análisis del Esfuerzo σ_y modelo (M2).

El comportamiento del componente de esfuerzo σ_y se caracteriza por el gradiente de tensión de magnitudes altas, cuyo efecto se asemeja al producido por el esfuerzo en la dirección "X"; por lo tanto se relaciona a una serie de bloques caídos manifestados por el Graben de Colima (prolongación Norte); la distribución de esfuerzos a lo largo del Rfo Grande de Santiago y en la Laguna de Chapala manifiesta una zona donde el gradiente es estable.

5.2.3 Análisis del Esfuerzo τ_{xy} del modelo (M2).

La configuración de esfuerzos cortantes τ_{xy} indica un predominio de los esfuerzos regionales; sin embargo se tiene la influencia de una acumulación de esfuerzos al Este de la Laguna de Chapala, y se observa que ésta estructura esta ubicada en la zona de transición de tales esfuerzos, con lo cual se tienen posibles condiciones de momentos estáticos opuestos a ambos lados de la misma que pueden propiciar un estado de tensión en las zonas adyacentes.

Para la estructura del Río Grande de Santiago se aprecian los valores más altos de esfuerzo, cosa que permite señalar a este componente de esfuerzo τ_{xy} como el más importante para definir las condiciones geodinámicas del mismo; siendo el causante de este gran alineamiento.

El mapeo geológico realizado a la fecha en el segmento Noroeste del Eje Neovolcánico, ha mostrado un amplio alineamiento NW con características de graben y evidencias de fallamiento lateral derecho (Gastil et. al., 1978; M Wopart and S. Linneman, 1984) paralelo al alineamiento del Graben Zacoalco o Graben Tepic (figura 5.2), por otro lado el Graben de Colima se presenta como una estructura extensional que cubre la frontera transforme subducida entre las Placas de Cocos y Rivera. Si comparamos las configuraciones de las figuras 4.7, 4.8, 4.9 con la figura 5.2 se puede observar que los resultados de este modelo (M2) en general si son correlacionables con la tectónica del área.

CAPITULO 6

CONCLUSIONES GENERALES.

La finalidad de este trabajo es presentar una evaluación cuantitativa del estado de esfuerzo en la Placa de Norte América debido a la interacción con la Placa de Cocos, a lo largo de las estructuras volcánicas mayores que se engloban en la zona correspondiente al estudio efectuado. Los resultados de dicha evaluación permiten hacer una correlación causa-efecto, con la cual se puede dar apoyo o debatir las distintas hipótesis presentadas sobre el desarrollo de tales estructuras. Entre las ideas que cuentan con más argumentos a favor están: la relación con la subducción de la litósfera oceánica en la zona de subducción Mexicana, la relación con la zona de fracturamiento del Pacífico Oriental y la manifestación de la Triple unión Cocos-Rivera-Norte América.

Entre las consideraciones hechas para el modelado están: proponer el fenómeno como el choque de dos placas, considerar a dichos bloques con características homogéneas de espesor y temperatura, que se encuentran restringidas a un comportamiento elástico lineal y el problema se modeló bajo un estado de esfuerzos plano. Por lo anterior se pueden hacer las siguientes observaciones:

1) El comportamiento elástico lineal de las placas dista de ser real, porque a grandes profundidades es de esperar que existan variaciones de temperatura y presión que obligen al material a comportarse en forma

elasto-plástica. Sin embargo los estudios de propagación de ondas sísmicas a profundidades menores de 100 km. permiten manejarlo con la teoría de elasticidad.

2) La contribución al estado de esfuerzo por la actividad de eventos a profundidad intermedia y grande, en el eslabón que yace bajo la placa continental no aparece en el modelo.

3) Los valores de frontera aplicados presentan un margen de error, pero dada la convergencia del método y la correlación obtenida se puede probar que tales valores definen al problema con buena aproximación.

De esta manera el estudiar al modelo tomando en cuenta lo anterior, influyó en la interpretación llevada a cabo, ya que no se pretendía hacer suposiciones falsas, sino expresar las características básicas del fenómeno. Por lo tanto los modelos propuestos (M1 y M2) resultan satisfactorios para explicar las estructuras principales del Eje Neovolcánico, porque las características y localización de ellos están acorde con estos alineamientos. Sin embargo no dan respuesta a algunos otros eventos, pudiendo resumir estos aspectos en las siguientes conclusiones: regionalmente las diferentes componentes de esfuerzo definen la estructura volcánica del Eje, es decir, la concentración de esfuerzos E-W está contenida en esta faja, y además con la distribución del esfuerzo cortante se pueden diferenciar alineamientos en la parte W del Eje correlacionable con las estructuras extensionales de esa porción, rodeando una zona estable de esfuerzos que podría tener un movimiento relativo a la placa de Norte América.

Esto apoya la idea de los giros en la corteza continental. Finalmente esta última distribución explica una discontinuidad en el enfrentamiento de dos placas, esto es, un alto gradiente de esfuerzos que sigue la frontera entre Cocos-Rivera. Otra característica es que la localización de epicentros (eventos de prof. < 100 km.) concuerdan con la zona de rápido decaimiento de los esfuerzos encontrados a lo largo de la Trinchera.

Por último la tendencia de los esfuerzos sobre estructuras como el Río Grande de Santiago, los Grabens de Chapala, Colima y Tepic, nos permite concluir lo siguiente: los esfuerzos tensionales encontrados en este modelo (M2) se ajustan a las estructuras de Tepic, Colima y Chapala mencionadas y la componente de esfuerzo cortante se manifiesta como la principal responsable del Río Grande de Santiago, sugiriendo que tal discontinuidad se presenta como una falla de desplazamiento horizontal.

En contraparte a estas determinaciones, el modelo resulta ineficiente para explicar el fallamiento de tipo normal que se presenta en la subducción de la Placa de Cocos, como consecuencia del tirón (fuerza gravitacional) del bloque descendente, y junto a ello la distribución heterogénea de los epicentros sísmicos en continente asociada a dicho fenómeno.

Las ventajas y desventajas vistas sugieren complementar el modelado para explicar en su totalidad el fenómeno, por lo cual se plantea la necesidad de trabajos posteriores que incluyan al Método de "Elementos

Finitos" como herramienta de análisis por su versatilidad, pero tomando características más complejas del fenómeno, en modelos de tres dimensiones.

El modelado resulta más realista si se discretiza en función de las estructuras que comprenden la región, ya sea por " Elementos Finitos " o algún otro método numérico, as decir, conociendo las propiedades reales de los materiales involucrados en cada elemento discreto, aplicando condiciones de frontera más adecuadas entre estos, etc.

Otra posibilidad es manejar el problema como un proceso dinámico que podría brindar otras soluciones a éste. Tal planteamiento debe considerar la propagación de esfuerzos y disipación de energía mediante el modelado de la caída de esfuerzos debido a sismos.

En cuanto a los estudios de tipo Tectónicos, la posibilidad de comparar los datos cuantitativos del modelado con datos reales de la actividad sísmica ayuda para conocer el proceso (cargas, desplazamientos, caídas de esfuerzos), lo cual es viable si se cuenta con mayor información con base en instrumentación sísmica, redes geodésicas, pruebas " in situ " del estado de esfuerzo, etc.

REFERENCIAS.

- Atlas of Mexico, 1970.* Bonine, M. E., Holz, R. K., Gill, C. C., Weiler, J. P. y Arbingast, S. A. Bureau of Business Research and The University of Texas at Austin.
- Bevis, M. y Isacks, B.L., 1984. Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of the Benioff zones. *J. Geophys. Res.*, 89: 6153 - 6170.
- Burbach, G.V., Frohlich, C., Pennington, W.D. y Matumoto, T., 1984. Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. *J. Geophys. Res.*, 89: 7719 - 7735.
- Chapple, W.M., y Tullis, T.E., 1977. Evaluation of the forces that drive the plates. *Jour. Geophys. Res.*, 82-14: 1967-1984.
- Cox, A., 1973. *Plate Tectonics and Geomagnetic reversals (readings selects)*. Edited by Cox A.
- Delgado-Granados, H. y Urrutia-Fucugauchi, J., 1985. The structure of the Chapala graben, Mexico. *EOS (Trans. Am. Geophys. Union)*, 66 (46): 1090.
- Demant, A., 1978. *Características del Eje Neovolcanico*

Transmexicano y sus problemas de interpretacion. U.N.A.M., Inst. Geologia, Revista, vol. 2-2: 172-187.

Figueroa-A., J., 1964. La Falla Zacamboxo. Ann. Inst. Geofis. UNAM, 10: 9-16.

Gastil, R.G. y Jensky, W.A., 1973. Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic belt. In: R.L. Kovach and Nor (Editors), Proc. Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault system. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., 13 : 171 - 181.

Kanamori, H. y Astiz, L. (1986). The 1912 Acambay Mexico ($M_s=7.0$) Earthquake: a reexamination. En revision B.S.S.A.

Le Pichon, X. (1968). Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73, 3661-3697.

Lopez, G., 1978. Estructura Tectonica y desarrollo del Eje Volcanico Transmexicano. Trabajo inedito.

Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., y Carmichael, I.S.E., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. Geology, 13: 54-57.

Molnar, P. y Sykes, L.R., 1969. Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity. Geol. Soc.

Am. Bull., 80: 1639 - 1684.

Nelson, S.A. y Livieres, R.A., 1986. *Contemporaneous calc-alkaline and alkaline volcanism at Sanganguey Volcano, Nayarit, Mexico. Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 798-808.

Nieto-Obregon, J., Delgado-Argote, L. y Damon, P.E., 1985. *Geochronologic, petrologic and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt. Geof. Intern.*, 24-4: 623-653.

Nixon, G.T., 1982. *The relationship between Quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 514 - 523.

Richardson, R.M., 1978. *Finite Element modeling of stress in the Nazca Plate: Driving forces and plate boundary earthquakes. Tectonophysics*, 50: 223-248.

Suarez, G., y S. K. Singh., 1986. *Tectonic interpretation of the Trans-Mexican volcanic belt - discussion. Tectonophysics*, 127: 155 - 160.

Shurbet, D.H. y Cebull, S.E., 1984. *Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics*, 101: 159-165.

Shurbet, D.H. y Cebull S.E., 1986. *Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt - Reply. Tectonophysics*, 127: 155-

160.

Solomon, S.C. y Sleep, N.H., 1974. *Some Simple Physical Models for Absolute Plate Motions. Jour. Geophys. Res.*, 79: 2557-2567.

Uribe Carvajal, A. (1984) *Seismic stability studies near the Middle America Trench. Ph. D. Thesis. University of Alberta, Edmonton.*

Urrutia-Fucugauchi, J., 1978. *Deformacion cortical pre-sismica asociada a la zona de subduccion Mesoamericana. Trabajo inedito.*

Urrutia - Fucugauchi, J., 1981. *Palaeomagnetism of the miocene Jantetelco granodiorites and Tepexco volcanic group and inferences for crustal block rotations in central Mexico. Tectonophysics*, 76: 149 - 168.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. *Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico - preliminary report. Geof. Int.*, Vol. 25-4: 559-573

Urrutia-Fucugauchi, J., y Bohnel H., 1986. *Comments on "Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt". Submitted to Tectonophysics.*

Yang, T.Y., 1986. *Finite Element Structural Analysis. Ed. by Prentice-Hall.*

Zienkiewicz, O.C., 1980. *El Metodo de los Elementos Finitos*. Editorial Reverte, S.A.