



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

"DETERMINACION DEL PROCESO DE RUPTURA DE LOS  
SISMOS DE 1973 Y 2003 DEL ESTADO DE COLIMA  
UTILIZANDO DATOS TELESISMICOS"

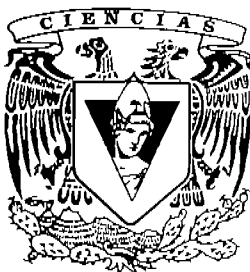
**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

**F I S I C O**

P R E S E N T A :

**EDUARDO HUESCA PEREZ**



FACULTAD DE CIENCIAS  
UNAM

DIRECTOR DE TESIS: DR. LUIS QUINTANAR ROBLES

2006



FACULTAD DE CIENCIAS  
SECCION DE CIENCIAS



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

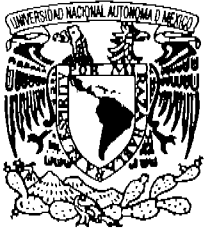
**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

... a la Dirección General de Migración  
... a difundir en formato electrónico e impreso  
contenido de mi trabajo responsable:  
NOMBRE: Huesca Pérez Eduardo

FECHA: 30/01/2006  
FIRMA: [Signature]



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

**ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ**  
**Jefa de la División de Estudios Profesionales de la**  
**Facultad de Ciencias**  
**Presente**

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo escrito:  
"Determinación del Proceso de Ruptura de los Sismos de 1973 y 2003 del  
Estado de Colima Utilizando Datos Telesísmicos"

realizado por Huesca Pérez Eduardo

con número de cuenta 09950297-5 , pasante de la carrera de Física.

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis

Propietario Dr. Luis Quintanar Robles

Propietario M. en C. Jaqueline Rafaela Dolores Cañetas Ortega

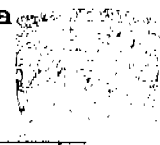
Propietario Dr. Jaime Yamamoto Victorio

Suplente Dr. Edmundo Moreno Díaz

Suplente Dr. José Ernesto Marquina Fábrega

**Consejo Departamental de Física**

**M. EN C. ALICIA ZARZOSA PÉREZ**



SECRETARÍA DE EDUCACIÓN PÚBLICA  
SECRETARÍA DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS Y TECNOLÓGICAS

Determinación del Proceso de Ruptura de los  
Sismos de 1973 y 2003 del Estado de  
Colima Utilizando Datos  
Telesísmicos.

Eduardo Huesca Pérez.

2006

## Agradecimientos.

Quiero agradecer en primer lugar a mi madre, que gracias a ella y su esfuerzo pude terminar esta carrera. A mi hermana Ana Laura y a toda la familia que no entendían por qué estudiaba Física y que aun así me apoyaron. A mi madrina Pili y a mi tío Manolo que se preocupaba tanto preguntándome cada navidad cuándo terminaba. A mi padre.

A Luis Quintanar un agradecimiento especial por haber sido mi profesor en la Facultad y mi director de tesis y por haberme tenido tanta paciencia y dedicación.

A mi amigo Edahí Gutiérrez por su compañía, los buenos ratos de “debraye” y sus consejos; a Alejandro Cervantes por su apoyo en todo momento y a Rogelio Corona por su amistad de tantos años.

A mis sinodales, Jaqueline Cañetas, Jaime Yamamoto, Edmundo Moreno y José Marquina por haber leído este trabajo y ayudado a mejorarlo.

A Roberto Luna, que aunque ahora se encuentra lejos, sigue estando muy presente en mi mente.

A Lulú y Alma por todo lo que hemos compartido.

Y a todas las personas que han entrado y salido de mi vida y cuyo sello aun persiste, muchas gracias.

## Indice.

Introducción.	3
Capítulo 1. Conceptos Básicos.	5
Corteza Terrestre.	5
Tectónica de Placas.	7
Subducción.	9
Estructura Tectónica de México.	10
Región de estudio.	12
Terremotos Relevantes.	14
Datos.	14
Capítulo 2. Método de Análisis.	17
Modelado de forma de onda.	17
Función fuente.	18
Operador de estructura elástica.	19
Mecanismo focal.	19
Momento sísmico.	21
Espectro de amplitud.	23
Energía sísmica.	25
Momento sísmico, caída de esfuerzos y esfuerzo promedio.	25
Algoritmo de Kikuchi-Fukao.	27
Capítulo 3. Resultados.	29
Análisis espectral.	29
Modelado.	30
Sismo de Tecomán, Colima del 22 de enero de 2003.	31
Sismo de Michoacán del 30 de enero de 1973.	32
Discusión y conclusiones.	36
Bibliografía.	39

## Introducción.

La zona de Mesoamérica que conforma la parte sur-sureste del Territorio Nacional, es una de las regiones tectónicas más complicadas y menos entendidas del mundo. Aquí interactúan en múltiples formas y con diversas geometrías y dinámicas varias placas: la de Rivera, Cocos y Norteamérica. México se encuentra sobre la Placa de Norteamérica y bajo ésta se sumergen o subducen dos pequeñas placas (la de Rivera y de Cocos). Según Mammerick y Klitgord la región ha sufrido durante los últimos veinticinco millones de años varias reorganizaciones y su historia se puede desglosar en la medida en que la antigua placa Farallón evolucionó, primero en la placa de Guadalupe que se partió posteriormente en las actuales placas de Rivera y de Cocos.

Desde mi punto de vista el estudio de esta región es de suma importancia por varias razones:

1. La interacción de estas placas no es asísmica.
2. Hay mucho volcanismo debido a la subducción y al régimen de esfuerzos existente.
3. Conocer y entender nuestro propio territorio; debido a que éste está altamente poblado, por lo tanto, la información que de los estudios surja nos permitirá tomar decisiones fundadas, para prevenir y atender contingencias.

El objetivo de este trabajo es el de analizar los procesos de ruptura y determinar varios parámetros sísmicos como son el momento sísmico escalar, la magnitud y la caída de esfuerzos de dos terremotos acaecidos cerca de la trinchera donde subduce el límite de las placas de Cocos y Rivera entre los estados de Colima y Michoacán. Estos terremotos son los del 30 de enero de 1973 y 22 de enero de 2003. La elección de estos dos sismos tan espaciados temporalmente tiene diversas razones. Hay poca información sobre el evento de 1973 y, hasta confirmarlo mediante los estudios correspondientes, muy posiblemente los dos sismos estén relacionados entre sí, debido al cambio del régimen de esfuerzos que pudo haber provocado el temblor de 1973 en la zona circundante al poblado de Tecomán en Colima.

El trabajo se divide en tres capítulos. En el capítulo 1, se habla de manera conceptual sobre el Planeta Tierra, su superficie que es la corteza. Esta superficie está dividida en bloques o placas que se encuentran en movimiento continuo. Se introduce al lector a la Teoría Tectónica de las Placas y a los tipos de bordes entre ellas: convergentes o de subducción (dos placas se aproximan), laterales o transformes (dos placas se mueven una al lado de la otra) y divergentes (dos placas se alejan una de la otra). Se habla con más detalle sobre la subducción debido a que los terremotos tratados en este trabajo surgen de este proceso y se presenta la configuración tectónica que rodea al territorio nacional y la región geográfica de estudio en particular donde sucedieron los terremotos.

En el capítulo 2, se discuten los algoritmos matemáticos que se necesitan para poder realizar los cálculos y determinar los parámetros sísmicos (momento sísmico, magnitud, mecanismo focal, duración de la fuente, caída de esfuerzos) y la geometría de la fuente. Esta información se obtiene de analizar los sismogramas que son conformados por diversos factores como la fuente, el medio elástico en el que se propagan las ondas sísmicas, la manera en que se atenúan las ondas al propagarse y la respuesta del detector al impulso sísmico. Se explica asimismo, el significado del mecanismo focal que determina la geometría y orientación de la falla sobre un plano, el espectro de amplitud que proporciona el valor del momento sísmico escalar y la duración de la fuente. Finalmente se analiza el método utilizado para determinar la geometría de ruptura de los dos terremotos. El método es un algoritmo computacional inicialmente desarrollado por Kanamori (1982) y simplificado por Kikuchi y Fukao (1985) que consiste esencialmente en determinar de



manera iterativa posibles fuentes sobre un plano de fallamiento que modele lo mejor posible la forma de onda.

Para concluir, en el capítulo 3 se presentan los resultados del análisis realizado para diversos parámetros sísmicos tales como el momento sísmico escalar obtenido sólo para el terremoto de 2003 debido a que para poder realizar el cálculo se requieren sismogramas digitales que no existían en 1973, las caídas de esfuerzos, las magnitudes sísmicas, las profundidades de los hipocentros, las geometrías de las fuentes y las historias de ruptura para los dos sismos. Y finalmente se discute sobre la posible relación que tienen estos dos terremotos en su ambiente tectónico

## Capítulo i. Conceptos básicos.

### Corteza Terrestre.

Si toda el agua de la Tierra por algún mecanismo fuera removida, la perspectiva que obtendríamos sería similar a los paisajes que las sondas espaciales han fotografiado desde la década de 1960 de los planetas y satélites del sistema solar. A escala planetaria, la superficie rocosa de la Tierra incluye plataformas altas -los continentes- y tierras bajas -los suelos oceánicos. Sobrepuestos en ambos están las cadenas montañosas y con enormes valles.

Mucha de la superficie de la Tierra es una manifestación de procesos que se originan en el interior del planeta. ¿Qué es lo que se conoce de este interior?. Aunque los pozos más profundos perforados, las minas y las cavernas apenas pinchan la corteza, el interior profundo puede ser explorado usando información sismológica. Se sabe que existe un núcleo interior de hierro y níquel de radio de 1230 kilómetros y radio exterior líquido de 3485 kilómetros. El manto se compone principalmente de materiales plásticos de silicato y se subdivide en la mesosfera, la astenósfera (región plástica de 250 kilómetros de espesor) y la parte baja de la litósfera. La litósfera es una capa rígida y fría de cien kilómetros de ancho en promedio que contiene la capa exterior de nuestro planeta: la corteza. Variando en grosor hasta los 30 kilómetros, la corteza continental está compuesta de rocas constituidas por silicatos ricos en aluminio, sílice y calcio, con una densidad promedio de 2.7 gramos por centímetro cúbico. La corteza oceánica está constituida por rocas ricas en hierro y magnesio, con una densidad de 3.0 gramos por centímetro cúbico y con grosor promedio de 8 kilómetros (Greeley, 1997).

Excepto por ciertas áreas en las que se ubican los volcanes y se producen los terremotos, la corteza terrestre fue una vez considerada monolítica y estable hasta que emergió el concepto de la tectónica de las placas que revolucionó la visión del mundo. Teoría nacida a inicios del siglo XX, postula que los continentes "derivan" lentamente, el movimiento de la corteza y de la litósfera a escalas enormes de tiempo se demostró con instrumentos que fueron disponibles hasta la década de 1960. La litósfera terrestre consiste de siete segmentos mayores, o placas, y muchos segmentos menores, cada uno de los cuales se desliza sobre la subyacente astenósfera. En algunos lugares, las placas se mueven con velocidades de más de 5 centímetros por año. La energía que hace que las placas se muevan proviene del calor del interior profundo debido a decaimientos de elementos radiactivos, más el calor remanente de la formación del planeta hace unos 4,600 millones de años.

Se piensa que el calor es transportado desde el interior por procesos de convección hasta la superficie en gigantescas celdas dentro del manto. Aunque el número exacto y su configuración no se conocen a ciencia cierta, hay zonas donde dos celdas convergen hacia la superficie, concentrando el calor y la energía. Estas zonas son lugares donde las placas se separan creando cordilleras, y son a menudo sitios de volcanes activos. La mayoría de estos lugares se encuentran en el suelo marino. Una de estas zonas es la llamada dorsal central del Atlántico, observable desde el Atlántico norte hasta el polo sur a unos 15, 000 kilómetros de distancia. La dorsal atlántica posee algunas de las rocas más jóvenes de la Tierra. Islandia, las Islas Ferroe y muchas otras islas del Atlántico central son lugares conformados por rocas emergidas de los interiores volcánicos de esta dorsal marina que se fueron acumulando gradualmente con el paso de los años hasta sobrepasar el nivel del mar.

En otros lugares, las placas se encuentran frente a frente generando límites convergentes. En estas regiones tan complicadas desde el punto de vista geológico y geofísico, las placas son comprimidas, dobladas y fracturadas. Algunas de las cadenas montañosas más altas y largas del mundo, como el Himalaya, fueron formadas por estos procesos tectónicos. El Himalaya es el resultado del choque de las placas Indo-Australiana con la Asiática. En otros límites convergentes, segmentos completos de corteza son sumergidos en el manto, o subducidos, donde se funden para ser reciclados en la corteza mediante el vulcanismo. La corteza asociada con las zonas de colisión se pueden extender más de cien kilómetros dentro del manto dando origen a las regiones más activas volcánica y sísmicamente de la Tierra. En otras áreas, las placas se deslizan lateralmente, una respecto a la otra, creando enormes sistemas tectónicos como la falla de San Andrés en California.

Algunos lugares de la Tierra se les conoce como puntos calientes o "hot spots" por su nombre en inglés, donde material volátil concentra calor y genera magma. Los hot spots parecen estar relativamente estáticos por debajo de las placas litosféricas. Las Islas Hawaianas son progresivamente más viejas conforme uno viaja hacia el noroeste -dirección del movimiento de la placa-. Se considera que este sistema se ha formado mientras la placa del Pacífico se desliza sobre este hot spot, produciendo volcanes en una línea.

El magma que se genera dentro del manto es rico en magnesio y hierro, llevando a la formación de las rocas basálticas ígneas. Erupciones de magma basáltico en el fondo marino o sobre superficie terrestre, tiende a involucrar el flujo de grandes cantidades de lava que se extiende sobre vastas superficies. Algunas veces el magma contiene pequeñas cantidades de gas que están disueltas por enormes presiones bajo la superficie, la disminución de la presión conforme el material asciende, permite la liberación de estos gases que causa explosiones y la formación de conos por la acumulación de cenizas y materiales volcánicos.

El magma derivado de reciclar corteza terrestre, comunmente acompaña a las zonas de subducción y a menudo incorpora sedimentos y rocas ricas en silicio y oxígeno, que están combinadas en la forma de sílice. Estos magmas sílicos tienden a ser menos fluidos que los magmas basálticos y forman lavas viscosas y plásticas. Consecuentemente, las erupciones de este tipo de magma involucran lavas que no pueden fluir muy lejos del punto de donde emergen y forman domos volcánicos.

La deformación tectónica de la corteza y el vulcanismo comunmente llevan a la formación de montañas y valles, produciendo relieve topográfico. Al mismo tiempo, la erosión y otros procesos geológicos continuamente rebajan las áreas altas, transportando los sedimentos a los lugares bajos para formar planicies.

## Tectónica de Placas.

La red WWSSN<sup>1</sup>, aportó los primeros datos que probaron, durante la década de 1960, la Teoría Tectónica de las Placas. La teoría establece que la superficie de la Tierra está conformada por un conjunto de placas tectónicas, cada una de las cuales consiste de un fragmento de corteza y una porción rígida del manto superior etiquetada como *litósfera*.

En la litósfera ocurren todos los terremotos. Por debajo de ella se encuentra una zona más débil llamada *astenósfera* que es asísmica. La astenósfera es sólida pero cede por el calor del interior generando flujos térmicos que compensan el movimiento de las placas de la litósfera. Esta última puede ser de más de 100 Km de espesor en las regiones continentales y oceánicas antiguas, pero solamente tiene unos pocos kilómetros por debajo de las dorsales oceánicas, donde la litósfera se forma.

La profundidad de la transición entre la litósfera y la astenósfera es vaga y difícil de definir con precisión. La cima de la astenósfera, generalmente se ubica en la región de baja velocidad sísmica del manto superior. Bajo las cuencas oceánicas la profundidad de esta discontinuidad es de alrededor de 75 Km; pero bajo la corteza continental la profundidad es aproximadamente de 225 Km. La base de la astenósfera puede yacer a una profundidad de 700 Km donde coincide con los terremotos más profundos registrados.

La litósfera no es una coraza monolítica; ésta se encuentra fragmentada en muchas placas que se mueven con relación a las otras. Los límites tectónicos se caracterizan por una gran abundancia de sismos y gracias a ello se pueden dibujar los mapas de sus fronteras. Las profundidades de los hipocentros varían drásticamente de una región a otra dependiendo de la naturaleza del borde y qué condiciones mecánicas operen en ellos (Davis, 1996).

Los movimientos de las placas pueden ser descritos idealmente como movimientos de un cuerpo rígido que involucran combinaciones de rotación y traslación, y se pueden clasificar en tres categorías diferentes: convergencia, divergencia y transformación (Figura 1.1). Existen movimientos combinados que pueden cambiar de muchas maneras dependiendo de la interacción tectónica global. Las velocidades relativas de una placa a otra pueden ir desde 1 a 5 cm/año.

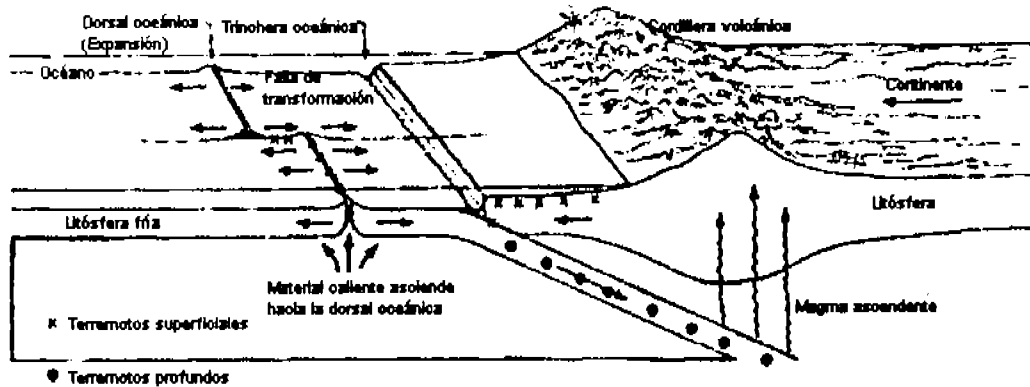
*Convergencia.* Como su nombre lo dice, es caracterizado por un movimiento relativo que hace que dos placas se deslicen, una por encima de la otra. Este tipo de movimiento hace que dos placas convergentes estén en constante competencia por espacio. Una solución común para resolver el problema es que una estructura descienda por debajo de la otra. En efecto, la roca se hunde a grandes profundidades en un proceso conocido como subducción.

*Divergencia.* Es caracterizada por un movimiento relativo de separación y puede ser perpendicular u oblicuo al borde de las placas. El motivo por el cual se separan se debe al continuo ascenso de material ígneo del interior. Cuando se solidifica, las intrusiones y el material volcánico constituye nueva corteza terrestre.

*Transformación.* Ocurre donde una placa se desliza al lado de otra. Este tipo de deslizamientos tienden a absorber los efectos mecánicos de los esfuerzos generados durante la fricción del movimiento.

---

<sup>1</sup> World-Wide Standard Seismographic Network



**Figura 1.1. DIAGRAMA GEOTECTÓNICO** que ilustra los tres tipos de movimientos observados en la deriva continental. La dorsal oceánica es una cordillera submarina volcánica por donde sale material del interior de la Tierra. Es exactamente en este lugar donde se crea corteza terrestre para dar paso a la expansión (divergencia) del suelo marino. Al otro lado, en las trincheras oceánicas, se da el proceso inverso, donde una placa se sumerge o "subduce" al chocar (converger) por debajo de otra fundiéndose en el manto donde la liberación de materiales volátiles da paso a la formación de un arco volcánico continental. Entre dos placas que se mueven en direcciones opuestas pero en las que no existe convergencia aparece un mecanismo de deslizamiento lateral conocido como falla de transformación.

## Subducción.

El límite de placas convergentes es caracterizado por un lento descenso de una placa por debajo de la otra, un hundimiento o subducción de la placa más densa y pesada. El descenso de una placa por debajo de la otra, durante un proceso de subducción, crea fricción que promueve cambios de fase que se reflejan sísmicamente en grandes temblores. La sismología nos muestra que la placa que se hunde inclinadamente puede alcanzar profundidades de hasta 700 Km. Una trinchera oceánica se crea a lo largo de la superficie de una región de subducción, y es en este punto, donde la placa que se hunde, se flexiona y se sumerge en el manto (Figura 1.1).

Por debajo de una trinchera, la placa que se sumerge desciende en un ángulo determinado primariamente por factores como: tasa de convergencia, movimiento absoluto de la placa superior y la edad de la litósfera oceánica. La trinchera más profunda del mundo, la fosa Challenger en la trinchera de las Marianas (11, 000 m por debajo del nivel del mar), está ligada a una zona de Benioff cuyo grado de inmersión o buzamiento es de 90°. Recibe a través de la subducción suelo marino muy antiguo del océano Pacífico<sup>2</sup>. Por otro lado, la Trinchera Mexicana, que hunde litósfera oceánica de 20 millones de años de edad, es el inicio de una zona de subducción que tiene una inclinación de sólo 15 a 20°. En general, la litósfera oceánica vieja, fría y densa, se hunde "como una roca". Por otro lado, litósfera oceánica joven, cálida y relativamente ligera, resiste a ser hundida, creando enormes fuerzas compresivas a lo largo de las zonas de contacto. Por estas razones, el ángulo de buzamiento (dip) y las velocidades de desplazamiento de las zonas de Benioff por debajo de las trincheras, son altamente variables, oscilando entre 2 a 10 centímetros por año. El hundimiento de una placa no genera únicamente terremotos muy profundos, sino también, metamorfismo de alta presión y relativa baja temperatura. Una placa subducida descenderá hasta el punto en el cual tendrá lugar la deshidratación metamórfica, dando pie a la liberación de materiales volátiles que se fundirán de forma parcial en el manto. Bajo la influencia de la gravedad, estos magmas de alta temperatura y baja densidad, generarán una fuerza ascendente hidrostática que hará que alcancen la superficie para así formar un arco volcánico.

La fusión parcial de la placa que formará el magma, comienza cuando la placa descendente penetra la astenósfera. Esto ocurre, en promedio, a los 100-150 Km. El ángulo de inclinación de la zona de Benioff y la profundidad se combinan para determinar la ubicación en el cual el arco volcánico será construído.

---

<sup>2</sup> 150 Millones de años.

## Estructura Tectónica de México.

La tectónica presente en la región Mesoamericana, surge principalmente de la interacción de una placa relativamente pequeña con las que la rodean. Esta placa, llamada *Cocos* se encuentra bordeada al noreste por la placa norteamericana, al este por la fractura panameña, al sur por la fractura de las Galápagos y al oeste por la dorsal del Pacífico Este. La placa de Cocos se mueve al noreste relativa a la placa de Norteamérica y se subduce bajo ella en México.

Como algunos investigadores han sugerido (Molnar y Sykes, 1969), existe evidencia para suponer que las placas moviéndose como un todo, se comportan como cuerpos rígidos. La presencia de bandas estrechas de actividad sísmica que rodean enormes regiones sin actividad, implica que la mayor parte de la actividad tectónica del mundo se concentra en estos cinturones y que además las regiones asísmicas, no son significativamente deformadas.

La región tectónica Mesoamericana presenta características peculiares debido a que muestra elementos geofísicos y geológicos comúnmente encontrados en arcos de islas, i. e, trincheras marinas profundas, considerables anomalías gravimétricas, cadenas volcánicas y numerosos temblores superficiales y de profundidad intermedia. Como en muchos otros arcos, la zona de actividad superficial se ubica por debajo del margen interior (tierra adentro) de la trinchera; muy poca actividad se registra más allá de los 100 Km hacia el mar siguiendo el eje de la trinchera. Como en otros arcos, la mayor parte de los temblores de la región Mesoamericana se confinan a un "slab" que se hunde bajo el arco (Figura 1.1). La configuración de esta zona se ve que está mejor desarrollada en Centroamérica que en México, debido a que el rango de profundidades focales es mayor en Centroamérica (Figura 2.1).

La región centroamericana es típica, como muchos otros arcos, porque los volcanes se encuentran directamente arriba de hipocentros con profundidades que varían entre 100 y 200 Km. Los volcanes mexicanos parecen estar distribuidos aleatoriamente lejos de la trinchera y no están situados directamente arriba de hipocentros de profundidades intermedias. El alineamiento de los volcanes históricamente activos, discrepa alrededor de 15° respecto a la orientación local de la trinchera. Es difícil, sin embargo, que los volcanes no se encuentren relacionados con el desarrollo del sistema arco-trinchera. Molnar y Sykes (1969), sugieren tres explicaciones de estas anomalías:

- 1) los magmas no se generan cerca del cinturón sísmico, justo donde la placa de Cocos se hunde;
- 2) los magmas siguen trayectorias indirectas hacia la superficie que pueden ser controladas por la presencia de zonas de debilidad; y
- 3) la tasa de deslizamiento de la placa que se sumerge, pudo haber cambiado significativamente durante los últimos millones de años mientras México se aproximaba e interactuaba con la porción occidental de la dorsal del Pacífico Este.

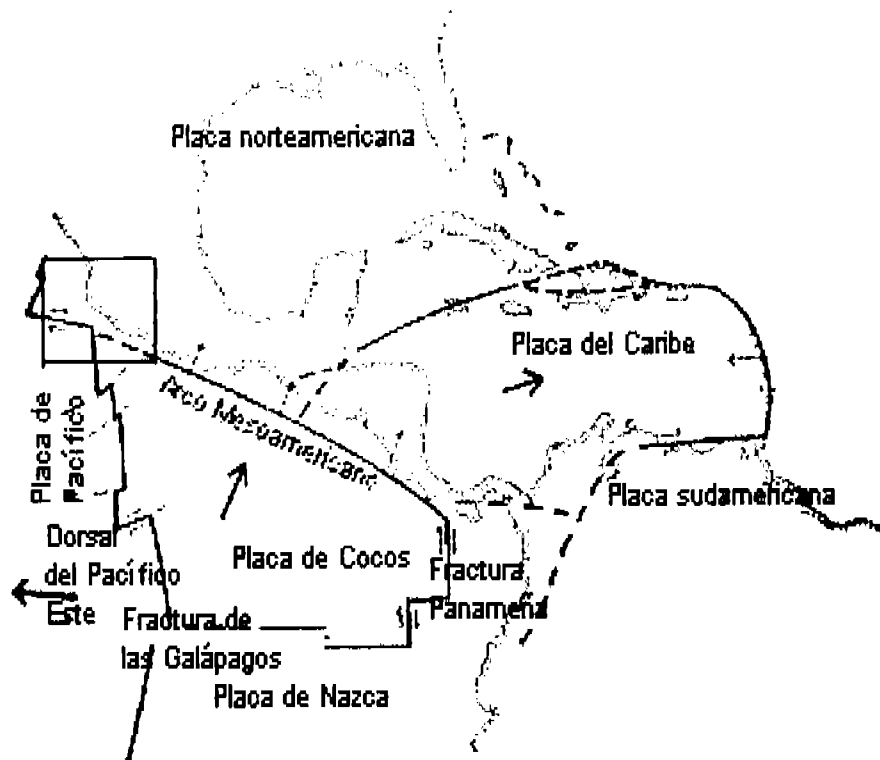
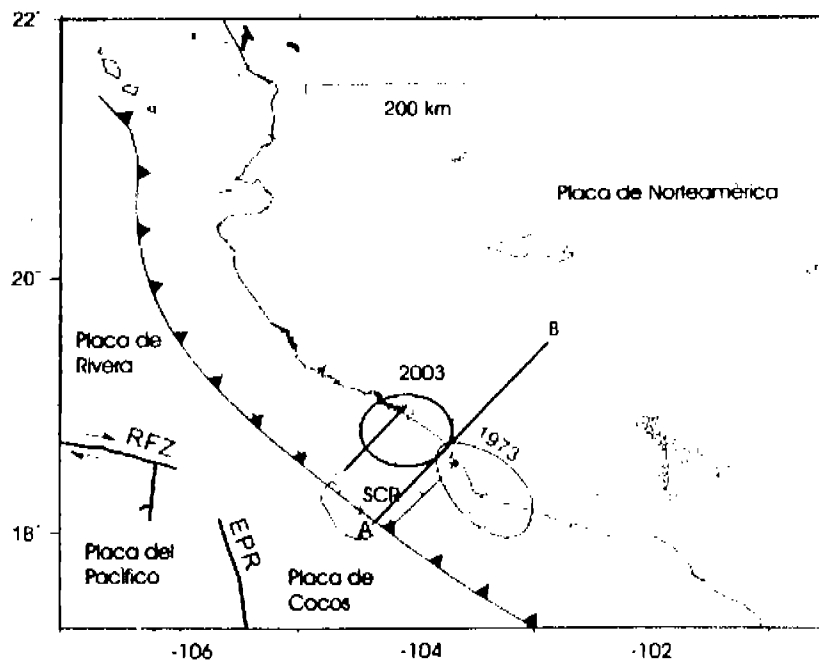


Figura 1.2. MAPA QUE MUESTRA LA DISTRIBUCIÓN de las placas tectónicas que forman a México y la región del Caribe. Esta es una zona de fracturamiento complejo donde existen tres placas. La placa que genera toda la actividad sísmica y volcánica en México es la Placa de Cocos que subduce bajo la Placa de Norteamérica. Los límites entre las placas tectónicas aparecen en líneas sólidas. Las flechas indican las direcciones de los movimientos relativos. Las flechas finas y ténues muestran el movimiento relativo de los bordes de una placa con respecto a la otra. El recuadro es la región que detalla la Figura 1.3.



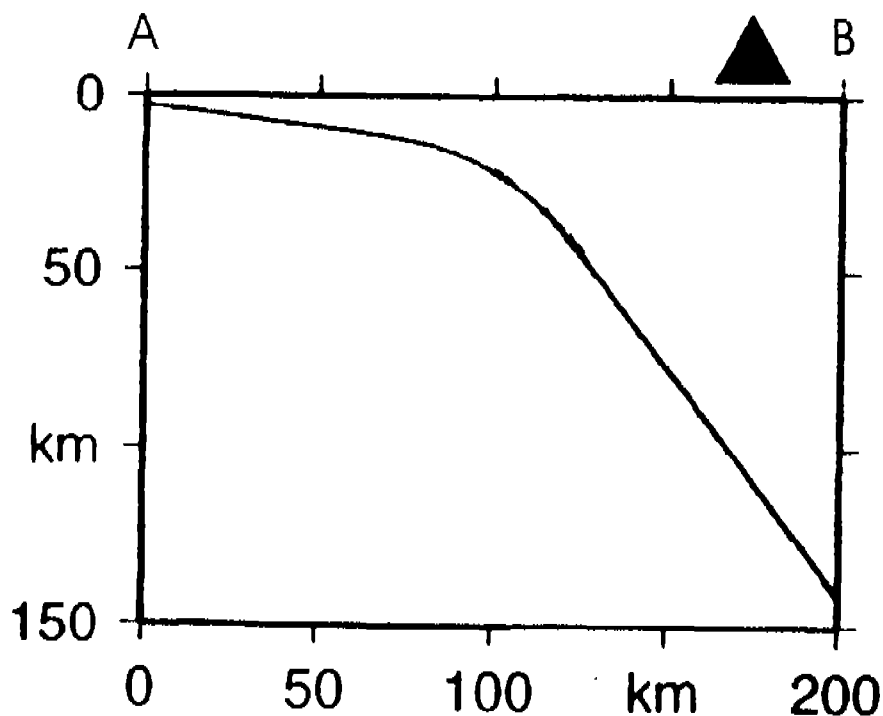
## Región de estudio

La región de interés se limita a la porción norte de la dorsal del Pacífico Este (EPR), donde limita con la trinchera o arco Mesoamericano (Figura 1.2). En esa zona, existe una relativamente pequeña placa de Rivera que subduce, junto con la de Cocos, bajo México que forma parte, como se mencionó en la sección anterior, de la Placa Norteamericana (Figura 1.3). El límite entre las placas de Rivera y de Cocos, así como la velocidad de convergencia relativa bajo la placa Norteamericana, no se conocen con precisión pero parece ser de 5 centímetros por año. Se cree que el límite entre las placas de Rivera y Cocos yace directamente por debajo del sur de Colima.



**Figura 1.3. REGIÓN OCCIDENTAL DE MEXICO, (Jalisco, Colima y Michoacán).** El mapa muestra las tres placas que configuran la región (Norteamérica, Rivera y Cocos) y las áreas fracturadas por los terremotos del 30 de enero de 1973 y del 22 de enero de 2003, cuya ubicación se encuentra en la zona donde el límite entre la placa de Rivera y la de Cocos se sumerge bajo México nombrada aquí como SCR (elevación meridional de Colima). La línea con triángulos es la trinchera Mesoamericana. RFZ es la zona de fractura de Rivera que separa a ésta con la del Pacífico y EPR es la dorsal del este del Pacífico que divide a la última con la de Cocos. La sección transversal AB, está orientada en la dirección de convergencia relativa de las placas. Modificada de Yagui et. al. (2004)

La geometría de subducción de las placas de Rivera y de Cocos varían considerablemente de una zona a otra. Estas placas muestran variaciones laterales del buzamiento a profundidades mayores a los 30 km. En la parte noroccidental de la placa de Cocos (en su límite con la de Rivera), el buzamiento de la placa subducida cambia rápidamente de ser subhorizontal (observado en Guerrero y Oaxaca) a un ángulo mayor de alrededor de los 30° entre Colima y Jalisco. Pardo y Suarez, (1995) sugieren que esta transición no se da con una ruptura de la placa sino mediante un pliegue continuo. La Figura 1.4 muestra la sección transversal indicada en la Figura 1.3 mediante la línea de segmento marcada con AB, y es la forma que probablemente tenga la placa en esta zona de transición conocida como la elevación meridional de Colima (SCR). El triángulo negro en la parte superior derecha es el volcán de Colima relacionado directamente con el proceso de subducción. Los terremotos de 1973 y 2003 se encuentran cerca de la zona del pliegue entre los 65 y 100 km de la trinchera y entre los 20 y los 50 km de profundidad. En el caso concreto de la placa de Rivera, la profundidad máxima en la que se generan terremotos parece ser un poco mayor que en la placa de Cocos y alcanza alrededor de los 40 km (Pardo y Suarez, 1995). Esta observación se sugiere debido a que se encontró un terremoto costero con plano nodal de buzamiento hacia el noreste en un ángulo de 34°. Si este terremoto refleja contacto intraplaca, entonces el ancho de la zona sísmogénica de la placa de Rivera sería más extensa de lo que se pensaba de alrededor de 75 km contra los 60 km que tiene la placa de Cocos y potencialmente, terremotos de gran magnitud, se podrían generar en esta interface.



**Figura 1.4. GEOMETRÍA PROBABLE** de subducción del límite entre las placas de Rivera y de Cocos. La pendiente de subducción se conoce por los ángulos de buzamiento obtenidos de los mecanismos focales de los terremotos. La pendiente de la primera porción (0-100 km sobre el eje horizontal) es de menos de 20° de buzamiento hasta los cien kilómetros medidos desde la trinchera. En este punto la placa vuelve a doblarse para alcanzar ahora buzamientos de alrededor de 30°. El triángulo sólido en la porción superior derecha es el volcán de Colima. Las distancias se miden a partir de la trinchera marcada con un 0.

### **Terremotos Relevantes.**

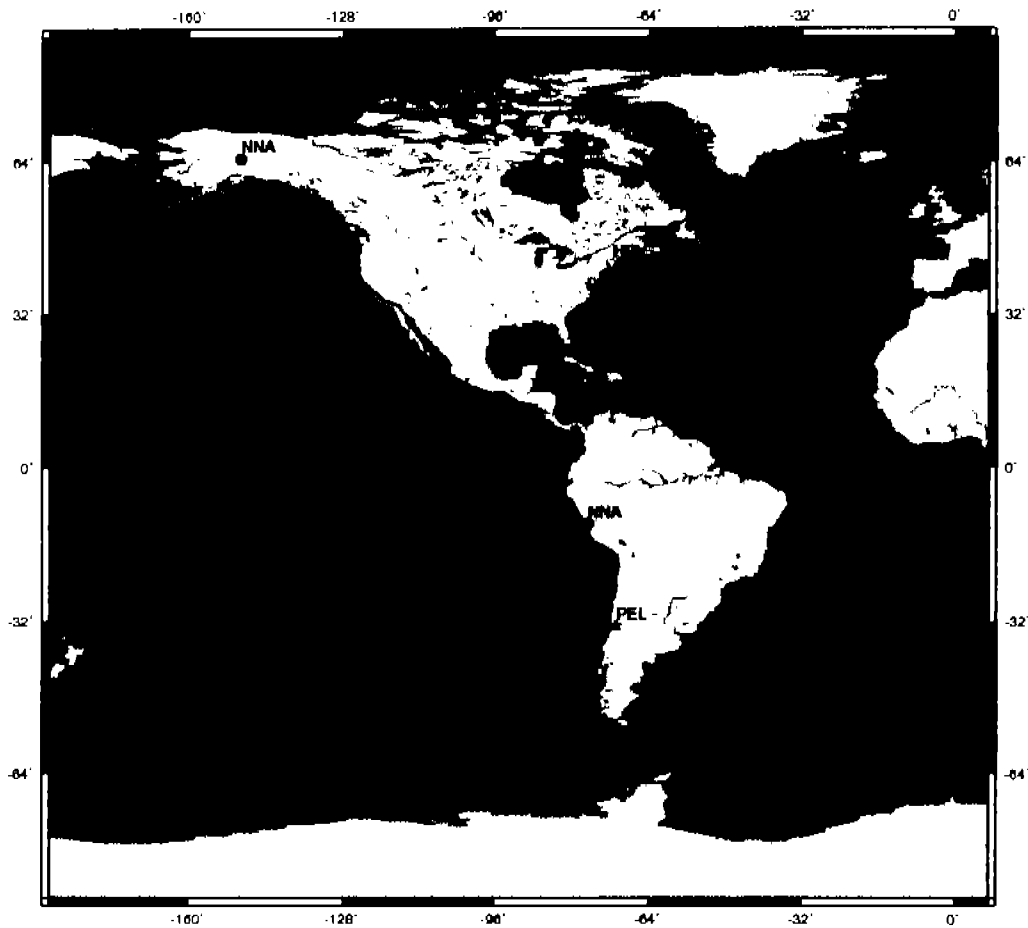
El terremoto de Tecomán de 22 de enero de 2003 fue de  $M_w=7.4$  y ocurrió en la costa del estado de Colima. Se sintió muy fuerte en la ciudad de Colima y en los poblados de Tecomán y Armería. El temblor cobró 21 vidas y 15, 000 casas dañadas. Los daños más significativos se observaron en construcciones hechas de adobe, pero poquísimos daños se constataron en edificios bien diseñados. El movimiento del suelo fue lo suficientemente fuerte para causar pánico general entre la población. En los últimos cien años, las costas de Colima y Jalisco han sido golpeados por varios terremotos significativos. Por mencionar los de los días 3, 18 y 22 de junio de 1932 de magnitudes de  $M_s=8.2$ , 7.8 y 7.0 respectivamente; el 30 de enero de 1973, de magnitud  $M_w=7.6$  (Chael et. al.) y el 9 de octubre de 1995, de magnitud  $M_w=8.0$ . Los terremotos del 3 y 18 de junio de 1932 devastaron los estados de Jalisco y Colima y el del 22 de junio del mismo año causó un tsunami frente a las costas de Cuytlán que ahogó a varias personas. Por último, el terremoto de 1995 causó mucho daño a la ciudad de Manzanillo y otros poblados de la costa. Los terremotos de 1973 y 1995 dejaron un espacio sin fracturar que se rompió en el temblor de Tecomán en enero de 2003 (Singh et. al., 2003).

El terremoto del 30 de enero de 1973 rompió la interface entre las placas de Norteamérica y la de Cocos. Este evento, cuyo epicentro ( $18.48^\circ$  N,  $102.99^\circ$  W) se ubicó tierra adentro, parece haber ocurrido cerca de la región donde las tres placas (Rivera, Cocos y Norteamérica) colindan y se cree que el cambio en el esfuerzo provocado por el temblor de 1973 tiene una posible relación espacial y temporal con dos de los eventos posteriores: Colima-Jalisco, 9 de octubre de 1995 ( $M_w = 8.0$ ) y Tecomán, 22 de enero de 2003 ( $M_w = 7.4$ ) (Santoyo et. Al, en prensa). Aquí se analizan los terremotos de 1973 y 2003.

### **Datos.**

Los datos que se utilizaron en este estudio provinieron de la red sismológica IRIS que tiene estaciones distribuidas en buena parte de la superficie de la Tierra (Figura 1.4). Las estaciones de interés son las ubicadas a una distancia del epicentro de entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$  (Tabla 1). Se establece esta condición debido a que en este rango la onda P directa tiene poca atenuación y se evitan ondas reflejadas.

Las respuestas instrumentales de la red IRIS están en desplazamiento, esta característica es muy importante de considerar para que el programa de inversión (descrito en el siguiente capítulo) modele correctamente. Los mecanismos focales utilizados no fueron calculados sino que se utilizan los reportados por US Geological Survey, el USGS utiliza 34 estaciones para determinar los mecanismos.



**Figura 1.4. UBICACIÓN DE DIEZ de la estaciones de la red IRIS utilizadas en este trabajo. Las estaciones fueron seleccionadas de tal forma que se localizaran dentro de una distancia epicentral no menor a treinta grados y no mayor a noventa, y una distribución lo más uniforme posible en un acimut de 360°. Las líneas rojas señalan los límites entre las placas tectónicas.**

**Tabla 1****Estaciones utilizadas en el análisis del sismo del 30 de enero de 1973.**

<b>Estación</b>	<b>Acimut (grados)</b>	<b>Distancia (grados)</b>
<b>AFI</b>	250.1	75.04
<b>STU</b>	37.8	90
<b>AKU</b>	25.8	71.31
<b>ARE</b>	136.3	46.62
<b>ESK</b>	34.8	80.62
<b>LPB</b>	132.1	48.36
<b>SOM</b>	158.6	75.73
<b>KIP2</b>	158.6	51.55

**Estaciones utilizadas en el análisis del sismo del 22 de enero de 2003.**

<b>Estación</b>	<b>Acimut (grados)</b>	<b>Distancia (grados)</b>
<b>PEL</b>	148.2	60.78
<b>ALE</b>	5.5	65.65
<b>BBSR</b>	61.1	37.54
<b>BORG</b>	26.9	69.86
<b>COR</b>	332	30.43
<b>EFI</b>	153.1	80.92
<b>HRV</b>	42.1	36.05
<b>KWAJ</b>	277.8	85.85
<b>MA2</b>	330.2	81.37
<b>MIDW</b>	293.4	67.14
<b>NNA</b>	136.8	40.67
<b>PAB</b>	49.9	85.14
<b>PTCN</b>	211.3	50.74
<b>RCBR</b>	103.1	71.25
<b>RPN</b>	186.8	46.19
<b>SDV</b>	102.4	33.65
<b>AFI</b>	249.1	74.5

## Capítulo 2. Método de Análisis.

### Introducción.

El uso de sismogramas sintéticos para modelar ondas de cuerpo y superficiales, ha llevado en los últimos treinta años a una mejor comprensión de los procesos de las fuentes sísmicas de muchos terremotos. Se ha generado un conocimiento más detallado de los ambientes tectónicos en los cuales estos eventos ocurren. Los estudios basados en el modelado sintético, se pueden realizar para casi cualquier evento, sin importar el mecanismo focal o la complejidad de la ruptura. Por citar un ejemplo, tenemos los análisis para las ondas P y S de *Soufleris y Stewart* (1981) del terremoto de Thessaloniki, Grecia acaecido en 1978; los de *Rial* (1978) que modeló ondas de cuerpo P, SH y ondas superficiales Love del terremoto de Caracas, Venezuela de 1967 para entender el complicado mecanismo de ruptura de este evento. Éstos ejemplos demuestran la flexibilidad de los métodos del modelado sintético para analizar terremotos de todo el globo y diferenciar los ambientes en los que sucede; cuyo detalle puede elucidar las relaciones tectónicas existentes que de otra manera pasarían desapercibidas debido a la inaccesibilidad de las ubicaciones de las fallas primarias.

### Modelado de forma de onda

Un sismograma es una gráfica en la que se registran más cosas que el simple movimiento del suelo. Esta gráfica incluye la respuesta del sismógrafo, las características del medio en que se propaga la señal sísmica en el subsuelo. Para modelar toda esta fenomenología física, podemos tratar el sismograma como un sistema lineal muy simple que es como sigue:

$$s(t) = x(t) * q(t) * e(t) * i(t) \quad (1)$$

los asteriscos son el operador de la convolución.

Donde  $s(t)$  es la función cuya gráfica es el sismograma, así  $s(t)$  se conformará por los términos siguientes:

$x(t)$ : función fuente (source time function) que describe el deslizamiento del punto donde ocurre la ruptura en función del tiempo.

$q(t)$ : es la función de atenuación de la energía elástica liberada en el temblor.

$e(t)$ : es la función que aglutina todos los efectos de la estructura interna de la Tierra.

$i(t)$ : es la función de respuesta del sismógrafo al impulso sísmico (el sismógrafo introduce un efecto propio sobre el registro en el sismograma).

### **Función Fuente $x(t)$ .**

Función fuente que describe el deslizamiento donde ocurre la ruptura, refleja la historia del proceso de fallamiento. Este fallamiento se analiza en dos partes.

#### *Primera parte.*

Se toma un caso simple en el que la ruptura (que se asemeja a tela rasgándose) en cada punto de la falla radía un impulso, entonces la señal total radiada será la combinación de todos estos impulsos. Debido a que la falla tiene un tamaño finito que no se rompe completamente al mismo tiempo, el pulso también es finito. Las primeras ondas en llegar a un detector cercano, son las que se emiten del punto inicial de la ruptura, y luego de puntos que se emiten de rupturas sucesivas a lo largo de la falla.

Si la ruptura se propaga a lo largo de la falla de largo  $L$  a una velocidad  $V_r$  y existe un detector cercano a una distancia  $r_0$  con un azimut  $\theta$  del punto inicial de ruptura, entonces la primera señal sísmica en llegar al detector será en un tiempo  $r/V$ , donde  $V$  es la velocidad de propagación de las ondas P o S. El extremo final de la falla se fracturará en un tiempo  $L/V_r$ , por tanto la última señal sísmica en llegar al detector, ocurrirá en un tiempo dado por la ecuación 2, donde  $r$  es la distancia del extremo final de la falla al detector.

$$\frac{L}{V_r} + \frac{r}{V} \quad (2)$$

Por la ley de los cosenos

$$r^2 = r_0^2 + L^2 - 2r_0L \cos(\theta) \quad (3)$$

y haciendo  $r \gg L$ , obtenemos,

$$r \approx r_0 - L \cos \theta \quad (4)$$

Sustituyendo  $r = L \cos \theta$  en (2), obtenemos el tiempo de ruptura:

$$T_r = L \left( \frac{1}{V_r} - \frac{\cos(\theta)}{V} \right) = L \left( \frac{V - V_r \cos(\theta)}{V_r V} \right) \quad (5)$$

$$T_r = \frac{L}{V} \left( \frac{V}{V_r} - \cos(\theta) \right) \quad (6)$$

## *Segunda Parte.*

Existe un segundo efecto a ser considerado y éste se refiere al deslizamiento de la falla. El deslizamiento, al igual que en la ruptura (primera parte) no ocurre instantáneamente. Se requiere de un tiempo de elevación para completar el proceso de fallamiento. En el tiempo cero no ha ocurrido ningún deslizamiento y en el tiempo  $T_d$  todo el deslizamiento ha ocurrido. Lo que interesa es el tiempo de movimiento de la falla.

Para terminar, el tiempo total será el tiempo de elevación y el tiempo de dislocación. Haciendo la convolución de estos dos tiempos surgirá el trapecio de "campo lejano"  $x(t)$ , que es utilizado para representar a las ondas de cuerpo emitidas desde una fuente sísmica. El largo del trapecio es la suma del tiempo de dislocación y del tiempo de elevación.

### **Operador de estructura elástica.**

El operador de estructura elástica  $e(t)$  representa los efectos de reflexiones y transmisiones a lo largo de la trayectoria que sigue un rayo sísmico. Este operador principalmente refleja interacciones cercanas a la superficie de la Tierra. Para un terremoto profundo, las reflexiones, refracciones y difracciones superficiales, llegan mucho después que la onda directa P, por tanto, se le puede describir sin considerar estos efectos. Además, para estaciones sismológicas ubicadas a distancias epicentrales entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$ , los efectos de las triplicaciones del manto superior y de la estructura del núcleo, se pueden ignorar (Stein, 2003). Entonces, el operador de estructura se puede despreciar y solamente, la fuente, la atenuación y la respuesta del sismómetro se consideran para describir el primer impulso en un sismograma.

### **Mecanismo Focal.**

La determinación de la geometría de la falla de un sismo, está basada en las observaciones de los signos del primer impulso de la onda P (primaria). El método consiste en separar estos signos que son las compresiones (movimiento hacia afuera de la fuente) y las dilataciones (movimiento hacia la fuente) lo mejor posible en dos planos perpendiculares que generarán cuatro cuadrantes, a esto se le denomina solución del mecanismo focal (Udías, 1999).

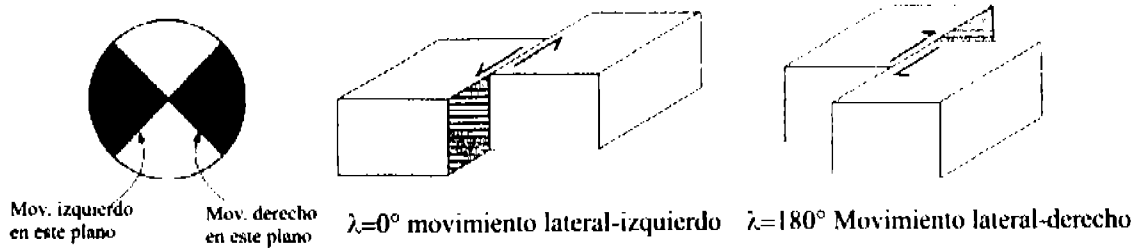
En los registros sísmicos una compresión se distingue de una dilatación observando qué tan impulsiva es la onda. Si el primer impulso de la onda P es hacia arriba se trata de una compresión y en caso contrario será una dilatación. Con el mecanismo, se establece la orientación de la fractura y del plano de fallamiento.

Los parámetros geométricos que definen la orientación de la falla son el acimut ( $\phi$ ) o rumbo de la falla (strike) que se mide con respecto al norte en un intervalo de  $0$  a  $360^\circ$ . El buzamiento ( $\delta$ ) o echado de la falla (dip) que se mide respecto a la superficie de la Tierra en un intervalo de  $0$  a  $90^\circ$ . Por último, la dirección de deslizamiento de la falla que ha tenido lugar, llamado slip ( $\lambda$ ) que se mide con respecto al acimut en un intervalo de  $0$  a  $360^\circ$ .

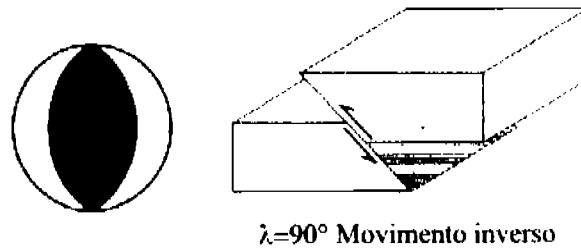
Según sea el valor que tome el ángulo  $\lambda$ , tenemos diversos tipos de fallas:



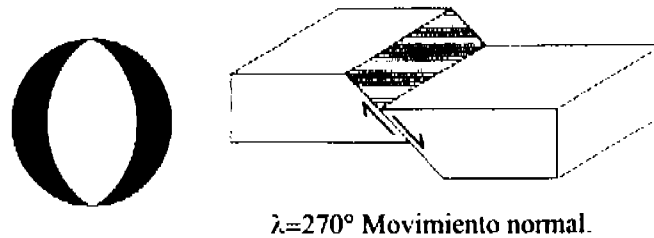
Si  $\lambda = 0^\circ$  o  $\lambda = 180^\circ$ , el movimiento en la falla es lateral izquierdo o derecho respectivamente. Los cuadrantes en negro son compresionales.



Si  $\lambda = 90^\circ$  al movimiento del terreno se le llama inverso.



Si  $\lambda = 270^\circ$ , al movimiento del terreno se le llama normal.



El tipo de movimiento observado en México es de tipo inverso ( $\lambda = 90^\circ$ ). Estas fallas pueden tener una componente relativamente grande de movimiento lateral y para tal caso los valores de  $\lambda$  estarían entre  $0^\circ$  y  $90^\circ$  (figura 2.1).

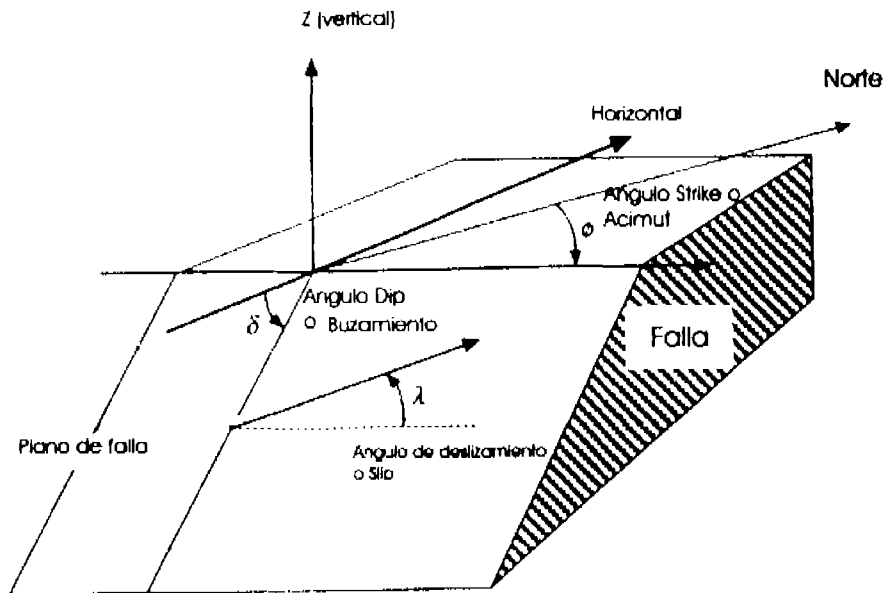


Figura 2.1. GEOMETRÍA FOCAL, donde se ilustran los ángulos que dan la orientación al plano de falla. El acimut  $\phi$  es el ángulo que da la orientación de la falla con respecto al norte, el ángulo de buzamiento  $\delta$ , se toma con respecto a la horizontal que físicamente es la superficie terrestre y el último ángulo, deslizamiento  $\lambda$ , indica la dirección con la que se desplaza el bloque con respecto al acimut o la dirección de la falla.

### Momento Sísmico.

La Intensidad es una medición subjetiva del tamaño de un terremoto. Un temblor de poca profundidad puede producir intensidades muy altas en una región limitada, aunque su tamaño, no sea necesariamente muy grande (Stein, 2003). Por esta razón, la máxima Intensidad no siempre es un buen indicador del tamaño de un sismo. Las mediciones hechas de un temblor, se tienen que hacer en términos de la energía elástica liberada en su foco. Sabiendo que los tembores se producen por fracturamiento de material de la corteza, la cuantificación de su tamaño, debe representar de alguna manera la energía liberada por este fenómeno.

La idea de medir el tamaño de un temblor por medio de una estimación instrumental de su energía liberada en el foco se debe a Richter (1935) que creó la primera escala de magnitud. El concepto de magnitud se basa en el hecho de que las amplitudes de las ondas sísmicas, dependen de la energía liberada en el foco, después de que ésta ha sido corregida por la atenuación durante su propagación. Usando amplitudes de terremotos de California para distancias regionales ( $\Delta < 600$  Km), Richter propuso la magnitud  $M$  de la forma

$$M = \log A - \log A_0 \quad (7)$$

donde  $A$  es la máxima amplitud medida en milímetros en un sismograma y  $A_0$  es una función de calibración que depende de la distancia. Richter, definió su escala usando registros de un instrumento en particular, el Wood-Anderson.  $A_0$  corresponde a la amplitud que sería observada a

una distancia dada para un terremoto de magnitud  $M=0$ . La calibración de la escala se logró asignando el valor  $M=3$  a un terremoto que, a una distancia de 100 Km, produciría un sismógrafo Wood-Anderson con una amplitud máxima de 1 mm. Esta definición se aplica sólo a temblores superficiales en distancias regionales (locales). A esta escala se le conoce como la escala de magnitud local  $M_L$ .

La extensión de la definición de magnitud para terremotos distantes (telesismos) ( $\Delta > 600$  Km) fue hecha por Gutenberg y Richter entre 1936 y 1956. Las dos escalas se definieron en términos de movimiento del suelo observado a una distancia  $\Delta$ , una para ondas de cuerpo (ondas P) y otra para ondas superficiales.

Para ondas de cuerpo:

$$m_b = \log(AT) + \sigma(\Delta, h) \quad (8)$$

Donde A es la amplitud de las ondas P del movimiento del suelo, T es el periodo y  $\sigma(\Delta, h)$  es un término de calibración que depende de la distancia y de la profundidad del foco.

Para ondas superficiales, la escala de magnitud sólo es válida para terremotos superficiales a distancias mayores que  $15^\circ$ . La forma general de la ecuación es:

$$M_s = \log(A/T) + \alpha \log \Delta + \beta \quad (9)$$

Donde A es la máxima amplitud en micrómetros para el movimiento del suelo debido a las ondas superficiales, T es el periodo (20 s),  $\Delta$  es la distancia al epicentro en grados, y  $\alpha$  y  $\beta$  son dos constantes de calibración.

Una escala de magnitud diferente que introdujo Kanamori en 1977, con el fin de evitar todos los problemas de saturación que padecen las escalas mencionadas, tiene que ver con la determinación de una cantidad conocida como momento sísmico. Esta escala es conocida como la de momento:

$$M_w = 2/3 \log M_0 - 10.7 \quad (10)$$

donde  $M_0$  es el momento sísmico escalar, que es determinado del espectro de amplitud o espectro sísmico, viendo la región de las bajas frecuencias, o determinando las áreas de fallamiento.

### Espectro de amplitud.

Las relaciones entre el momento y otras magnitudes provienen del espectro que radian las ondas sísmicas (Stein, 2003). Usamos un modelo simplificado en la que la función fuente es la convolución de dos funciones escalón que da el trapecio de campo lejano, debido a la longitud finita de la falla y el tiempo finito de elevación (ver. Función Fuente, pág. 18). La transformada de Fourier de la función de tiempo resultante es el producto de las transformadas de los dos escalones.

La transformada de una caja de altura  $1/T$  y longitud  $T$  es:

$$F(\omega) = \int_{-T/2}^{T/2} \frac{1}{T} e^{i\omega t} dt = \frac{1}{T i \omega} (e^{i\omega T/2} - e^{-i\omega T/2}) = \frac{\sin(\omega T/2)}{\omega T/2} \quad (11)$$

La gráfica de la ecuación 11 se muestra en la figura 2.2 y el espectro de amplitudes será:

$$|A(\omega)| = M_0 \left| \frac{\sin(\omega T r/2)}{\omega T r/2} \right| \quad (12)$$

tomando el logaritmo en ambos lados de la ecuación 12, obtenemos:

$$\log A(\omega) = \log M_0 + \log \frac{\sin(\omega T r/2)}{\omega T r/2} \quad (13)$$

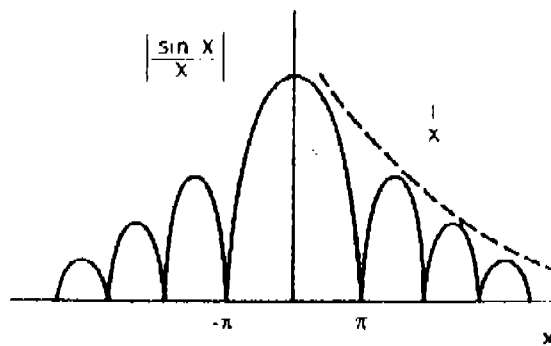
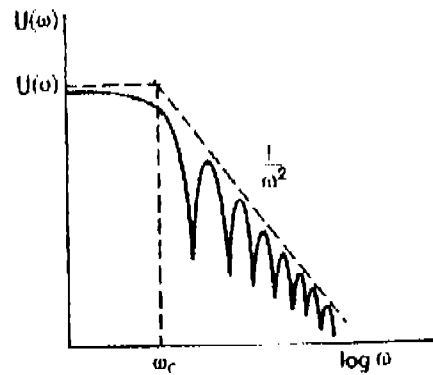


Figura 2.2. GRÁFICA DEL ESPECTRO DE AMPLITUDES simplificado utilizado en este trabajo. El modelo indica que la función  $F(\omega)$  es una función periódica que tiene la forma del valor absoluto de la función  $\sin(x)/x$  cuya envolvente es una hipérbola degenerada con centro en el origen. El máximo de  $F(\omega)$  se encuentra en  $F(0)$  y tiene un periodo de  $\pi$ .

Al representar el espectro mediante el logaritmo de la frecuencia, el espectro de amplitud correspondiente a una fuente será constante para un rango de bajas frecuencias y comenzará a decrecer a partir de una 'frecuencia de esquina', que es proporcional al inverso de las dimensiones de la fuente (figura 2.3). La envolvente del espectro permanecerá constante para las bajas frecuencias y decrecerá para las altas con una pendiente que en general es de -2. Las dimensiones de la fuente limitan el espectro de altas frecuencias a un valor máximo. Mientras más grandes sean las dimensiones de la fuente, menores serán las frecuencias presentes en el espectro. Si se considera el caso particular en el cual  $\theta = \pi/2$ , (el argumento de la función seno) se obtiene una frecuencia de esquina  $\omega_c = 2v/L$  (Udfas, 1999); esto es, la frecuencia de esquina es proporcional al inverso del largo de la fuente. Espectros de ondas sísmicas observados exhiben estas características, indicando que las dimensiones de la fuente son finitas y que existe un tiempo de elevación.



**Figura 2.3. ESPECTRO DE FRECUENCIAS** que se obtiene al representar la ecuación 13 mediante el logaritmo. La envolvente de  $U(\omega)$  decrece con la frecuencia como  $1/\omega^2$ ; donde la forma es plana para las bajas frecuencias y  $U(0)$  es equivalente al momento sísmico. A partir de  $\omega_c$ , llamada la frecuencia de esquina, la envolvente es una línea recta de pendiente -2. La forma del espectro se debe a los efectos combinados de las dimensiones de la fuente y del tiempo de elevación.

### Energía Sísmica.

La primera referencia que hay en la literatura de la energía liberada por un terremoto, la encontramos en los trabajos de Bassani de 1895 que hizo en el estudio del Terremoto de Florencia del mismo año. La energía propagada por una onda sísmica es proporcional al cuadrado de su amplitud y, por tanto, la magnitud será proporcional al logaritmo de la energía. Richter estableció en 1956 de manera empírica las relaciones entre magnitud y energía elástica liberada:

$$\log E_s = 2.4 m_b - 1.3 \quad (14)$$

$$\log E_s = 1.5 M_s + 4.2 \quad (15)$$

donde  $E_s$ , es la energía en joules.

La energía total  $E$  liberada por un terremoto es la suma de la energía sísmica  $E_s$  y la energía disipada  $E_r$  por fenómenos inelásticos en forma de calor en el foco:

$$E = E_s + E_r$$

Debido a que sólo la parte de  $E$  que se puede medir es la energía sísmica, ésta se puede tomar como una fracción de la energía total, usando el coeficiente de eficiencia  $\eta$ :

$$E_s = \eta E$$

El coeficiente toma un valor menor que la unidad; tal coeficiente es difícil de evaluar ya que no tenemos la medida de la energía total liberada.

### Momento sísmico, caída de esfuerzo y esfuerzo promedio.

Como se ha dicho, la magnitud de un terremoto está relacionada con la energía liberada y es independiente del mecanismo que la genera. Otra medida del tamaño de un terremoto es el momento  $M_0$ . Se basa en la idea de que los temblores son creados por fracturas de cizalla en la corteza terrestre y se define como:

$$M_0 = \mu \Delta u S \quad (16)$$

donde  $\mu$  es el módulo de rigidez,  $\Delta u$  es el valor promedio del desplazamiento sobre el plano de falla, y  $S$  es el área de la falla. En unidades cgs, el momento sísmico se da en dina \* cm y en el SI es N \* m. El momento incluye al área de la falla, el desplazamiento y la rigidez del material, por lo que constituye una buena medida física del tamaño de un terremoto.

En un modelo simple de fractura, el deslizamiento relativo  $\Delta u$  entre los dos lados de la falla, se debe a los esfuerzos de corte, que en un momento dado, excederá la resistencia del material que mantiene a la falla fija. Si nombramos al esfuerzo de corte antes de que se produzca un terremoto por  $\sigma_0$  y el que se obtendrá después por  $\sigma_1$ , se pueden definir dos nuevos parámetros.

$$\bar{\sigma} = \frac{1}{2}(\sigma_0 + \sigma_1) \quad (17)$$

$$\Delta \sigma = \sigma_0 - \sigma_1 \quad (18)$$

La ecuación (17), el esfuerzo promedio, es el valor medio del esfuerzo antes y después del temblor. La ecuación (18), la caída de esfuerzos, es la diferencia entre ellos. La caída de esfuerzos es una cantidad que representa la fuerza que es necesario utilizar para producir un deslizamiento de la falla.

Si  $\sigma_1 = 0$ , la caída de esfuerzo es total y por tanto  $\Delta\sigma = 2\bar{\sigma}$ ; pero como siempre quedará algo de esfuerzo entre los dos lados de la falla debido a que existe fricción entre ellas, después del fracturamiento siempre habrá un esfuerzo residual  $\sigma_1$ .

La energía total liberada en el fracturamiento, se expresa

$$E = \bar{\sigma} \Delta u S \quad (19)$$

donde  $\bar{\sigma} S$  es una fuerza. Sustituyendo en (16),

$$E = \frac{\sigma}{\mu} M_o \quad (20)$$

Si la caída de esfuerzo es total la ecuación (19) da

$$E = (\Delta\sigma/2\mu) M_o \quad (21)$$

Esta expresión relaciona la energía total liberada por un temblor con el momento sísmico y la caída de esfuerzo. Para una fractura de cizalla, la caída de esfuerzo es proporcional a la deformación de la falla,  $\Delta\sigma = \Delta u/L'$ , donde  $L'$  es la longitud del plano de falla. La caída de esfuerzo está dada por:

$$\Delta\sigma = C \mu \frac{(\Delta u)}{(L')} \quad (22)$$

donde  $C$  es un factor adimensional que depende de la forma de la fractura.

Para el análisis de los resultados en este trabajo se utilizará un modelo circular, por tanto la relación (22) tiene la siguiente forma:

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_o}{R^3} \quad (23)$$

### Algoritmo de Kikuchi-Fukao.

Se utiliza un algoritmo computacional que básicamente es el mismo descrito por Kanamori (1982). El procedimiento consiste en definir un plano de falla rectangular, cuyo eje x define un ángulo de acimut respecto al norte que se divide en  $n_x$  puntos y el eje y, que forma el ángulo de buzamiento respecto a la superficie y se divide a su vez en  $n_y$  puntos espaciados por una distancia  $d$ . Con esto se obtiene una rejilla, cuyos nodos cubren el área de la falla. Posteriormente, se definen para cada uno de los nodos y para cada una de las estaciones sismológicas utilizadas, funciones de Green u ondeletas sintéticas (ecuación (24)) generadas por un impulso unitario para las cuales, se deberá definir la función trapecio de campo lejano, el operador de atenuación, el momento sísmico con valor igual a 1 y corregir la respuesta instrumental para cada estación, que teóricamente registraría ese impulso

$$w_j(t; x, y) = \sum_{k=1}^3 a_{jk} S(t - \Delta t_{jk}(x, y)) \quad (24)$$

Se generan las ondeletas para cada punto del plano nodal y para cada una de las estaciones sismológicas. El punto  $(x, y; t)$  buscado, será el punto para el cual el cociente entre la correlación de la función de Green y el observado y la autocorrelación de la función de Green sea máximo,

$$\left[ \sum_{j=1}^N r_{w_{xj}}(s_1; x_1, y_1) \right]^2 / \sum_{j=1}^N r_{w_j}(x_1, y_1) = \text{máximo} \quad (25)$$

donde  $N$  es el número total de sismogramas.

Es posible que no todos los sismogramas observados tengan sus máximos en el mismo punto del plano nodal, sin embargo, el criterio establece que el punto a escogerse será aquel para la estación cuyo máximo sea el más grande de todos los máximos, es decir, el maximorum.

El párrafo anterior describe solamente cómo seleccionar el punto que será la fuente sísmica más probable en esta primera iteración. Ahora falta calcular el sismograma sintético para cada estación sismológica y para ello necesitamos multiplicar el momento sísmico con la función de Green.

$$m_1 = \sum_{j=1}^N r_{w_{xj}}(s_1; x_1, y_1) / \sum_{j=1}^N r_{w_j}(x_1, y_1) \quad (26)$$

El momento sísmico se obtiene al evaluar la ecuación (26) en el punto  $X_1, Y_1$  al tiempo  $S_1$ , que es dividir la suma de correlaciones de la función de Green y el observado entre la suma de autocorrelaciones de la función de Green. Una vez hecho esto, se restan los sismogramas sintéticos a los observados donde obtendremos una onda residual.

El siguiente paso, la segunda iteración, consistirá en sustituir esa onda residual en la correlación función de Green-observado, donde se convertirá ahora en la señal observada, donde el punto  $(x_2, y_2; t_2)$  se determina de la misma manera que antes.

Después de haber realizado unas  $N$  iteraciones, obtendremos  $N$  fuentes sísmicas. El sismograma sintético final será la suma total de los sismogramas sintéticos de todas las iteraciones para cada una de las estaciones sismológicas, y el momento sísmico total será la suma de los momentos sísmicos obtenidos en cada una de las iteraciones.



$$M_0 = \sum_{i=1}^M m_i \quad (27)$$

La función fuente final se da en la ecuación (28), que es la convolución de los momentos sísmicos encontrados en cada iteración con la función trapecio elemental,

$$M'_0(t) = \sum_i^k m_i u(t-s_i) \quad (28)$$

## Capítulo 3. Resultados.

### Análisis espectral

Primero se calcula el espectro sísmico para el terremoto del 22 de enero de 2003, con los sismogramas digitales para poder estimar el momento sísmico  $M_0$  y la caída de esfuerzos en la falla. En la figura 3.1 se muestra el espectro sísmico promedio de desplazamiento corregido por la respuesta instrumental, el patrón de radiación y la atenuación para las estaciones reportadas en la Tabla 1.1.

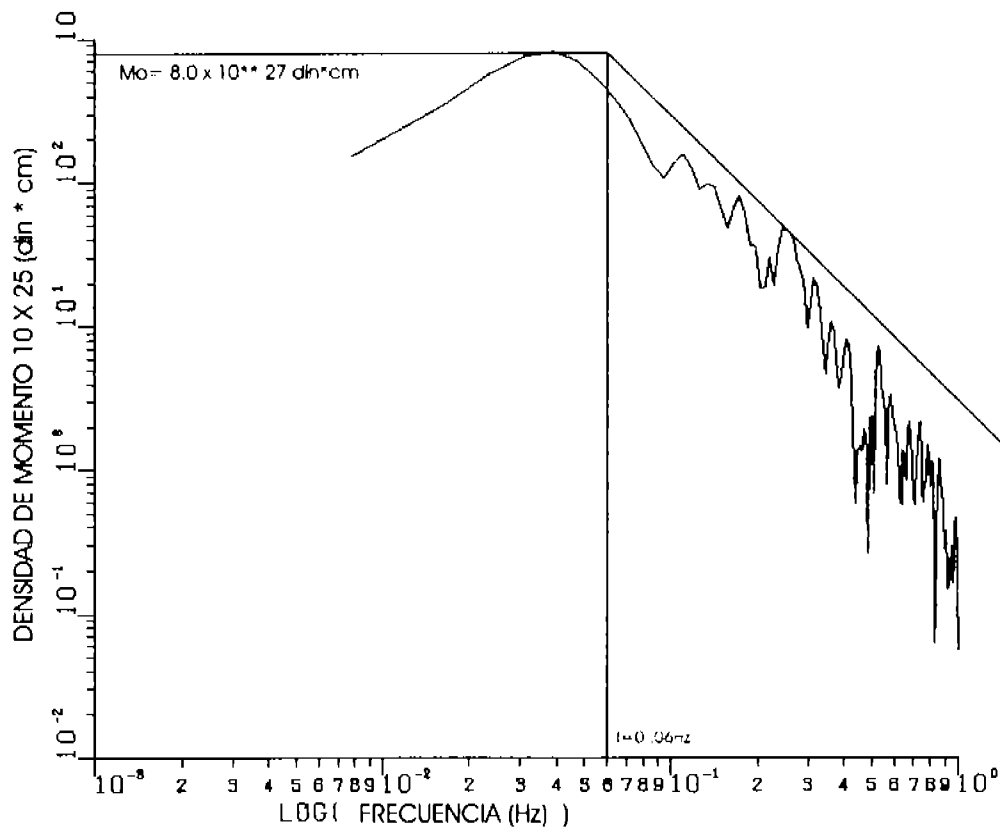


Figura 3.1. ESPECTRO TELESÍSMICO calculado para una profundidad de foco de 20 kilómetros de para el terremoto de Tecomán, Colima de enero de 2003. El espectro indica que la frecuencia de esquina es de 0.06 hertz y el momento sísmico de  $8.0 \times 10^{27}$  dinas \* cm ( $8.0 \times 10^{20}$  N \* m), y de aquí se puede deducir que la porción de falla fracturada fue de 110 kilómetros de largo. La caída de esfuerzos comienza después de que han transcurrido 33 segundos del inicio del evento.

El momento sísmico es de  $8.0 \times 10^{20}$  Nt-m. Esta cantidad es el valor máximo para el momento sísmico que se utilizará en el modelado. Revisando de nuevo el espectro, se observa que la frecuencia de esquina es de 0.06 Hz y usando la velocidad de propagación de la ruptura de 3300 m/s y sustituyendo en  $L=2V_p/\omega_c$  ( $L$  es el largo de la falla,  $V_p$  es la velocidad de propagación de la ruptura y  $\omega_c$  es la frecuencia de esquina), sabemos que el diámetro de la falla que se fracturó es de 110 Km. Dividiendo el diámetro por dos obtenemos el radio de 55 Km. La caída de esfuerzos (ecuación 23 del capítulo 2) a la postre resulta ser de 2.1 MPa (21 bares) que está dentro del rango que postula Kanamori y Anderson (1975) quienes sugirieron que los terremotos que se generan donde dos placas tectónicas chocan, y cuyas magnitudes son grandes ( $M > 5$ ), tienen caídas de esfuerzos que están en el rango de 1 – 10 MPa. La magnitud  $M_w$  calculada con el momento sísmico del espectro y usando la expresión:  $(2/3)\log M_0 - 10.7$  (ecuación 10, capítulo 2), se obtiene 7.9, pero la reportada por CMT<sup>3</sup> (Harvard) y Yagi que se toma como referencia es de  $M_w = 7.5$ .

Al no existir sismogramas digitales en 1973, no fue posible obtener el espectro sísmico para el terremoto de Michoacán, sin embargo, cálculos hechos por Reyes (Chael *et al*, 1982) con ondas superficiales (Rayleigh) sugieren un momento sísmico de  $3 \times 10^{27}$  dinas-cm. La caída de esfuerzo calculada por Chael y Stewart (1982) a partir del área total fracturada evaluada por las réplicas ( $5670 \text{ Km}^2$ ) es de 7 bares o de alrededor de 0.7 MPa y la magnitud obtenida por ellos es de  $M_s = 7.5$  y  $M_w = 7.6$ .

### **Modelado.**

Se utilizaron las ondas P (compresionales) de registros sísmicos de 17 (2003) y 8 (1973) estaciones de la red IRIS que detectaron los dos eventos. Los registros sísmicos están dados en velocidad y corresponden a estaciones localizadas a una distancia epicentral entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$ . Para el evento de 1973, debido a que aún no existían en aquella época los sismogramas digitales, se tuvo que digitalizar cada una de las señales con una tasa de muestreo de 0.5 segundos. Para los dos eventos, la distribución azimutal es satisfactoriamente buena.

Antes de iniciar el procedimiento de deconvolución iterativa descrito en el capítulo anterior, se tienen que definir los parámetros relacionados con el mecanismo focal, la función de tiempo y la rejilla sobre el plano de falla. Utilicé los mecanismos focales reportados por el US Geological Survey acimut= $266^\circ$ , buzamiento= $17^\circ$ , deslizamiento= $55^\circ$  (1973) y acimut= $305^\circ$ , buzamiento= $17^\circ$ , deslizamiento= $103^\circ$  (2003) (ver tabla 3.1). La función de tiempo de las fuentes individuales usada es un trapecio y es el mismo en los dos eventos: tiempo de elevación 2 segundos y duración de 3 segundos. Las mallas se definieron como sigue: el área del plano (1973) es de  $45 * 60 \text{ Km}^2$  y se divide en  $9 * 12$  puntos nodales espaciados cada 5 Km. El área del plano (2003) es  $40 * 40 \text{ Km}^2$  y se divide en  $8 * 8$  puntos nodales espaciados también cada 5 Km. Las dimensiones de las fallas asumidas cubren profundidades entre 40 y 55 Km (1973) y entre 20 y 32 Km (2003).

<sup>3</sup> Centroid, Moment Tensor

**Tabla 3.1. Valores alimentados al programa de inversión.**

	<b>Sismo 30 enero de 1973</b>	<b>Sismo 22 de enero de 2003</b>
<b>Epicentro</b>	18.48° N, 102.99° W	18.77° N, 103.89 W
<b>Hora Origen (UT)<sup>4</sup></b>	21:01:12.5	02:06:34
<b>Momento Sísmico</b>	3 x 10 + 27 dinas*cm	8.0 x 10 + 27 dinas*cm
<b>Mecanismo</b>	266°, 17°, 53°	305°, 17°, 103°
<b>Profundidad</b>	43 Km	20 Km
<b>Densidad; Vp</b>	6.8 gr/cm <sup>3</sup> ; 3.3 Km/s	6.8 gr/cm <sup>3</sup> ; 3.3 Km/s
<b>Elevación;</b>	2 seg;	2 seg;
<b>Duración</b>	3 seg	3 seg

El proceso de deconvolución se repitió 10 veces, para los valores de la función trapezio ya mencionados. Aunque el error de aproximación siempre decrece monótonamente mientras se incrementa el número de iteraciones, la convergencia depende de la elección que se haga de las funciones de tiempo, se fija el número de iteraciones en 10 debido a que el error para más iteraciones decrece muy poco; para el trapezio utilizado se obtiene un error de 19.1% para el sismo de 1973 y 30.0% para el sismo de 2003.

Las figuras 3.2 y 3.3 muestran los mecanismos focales de ambos terremotos con las señales observadas y las sintéticas. Observando las gráficas se podrá notar que las señales generadas sintéticamente se ajustan bastante bien a las registradas en las estaciones excepto para ESK (1973) y PAB, SDV, RPN, PTCN y RCBR (2003). Las figuras 3.4 y 3.5 muestran los planos de falla con las historias de los procesos de ruptura, y la distribución espacial de las fuentes encontradas durante la deconvolución que se representan mediante círculos.

Con base en la distribución espacio-temporal, se puede describir el proceso de ruptura de los dos terremotos como sigue:

Tecomán, Colima 22 de enero de 2003.

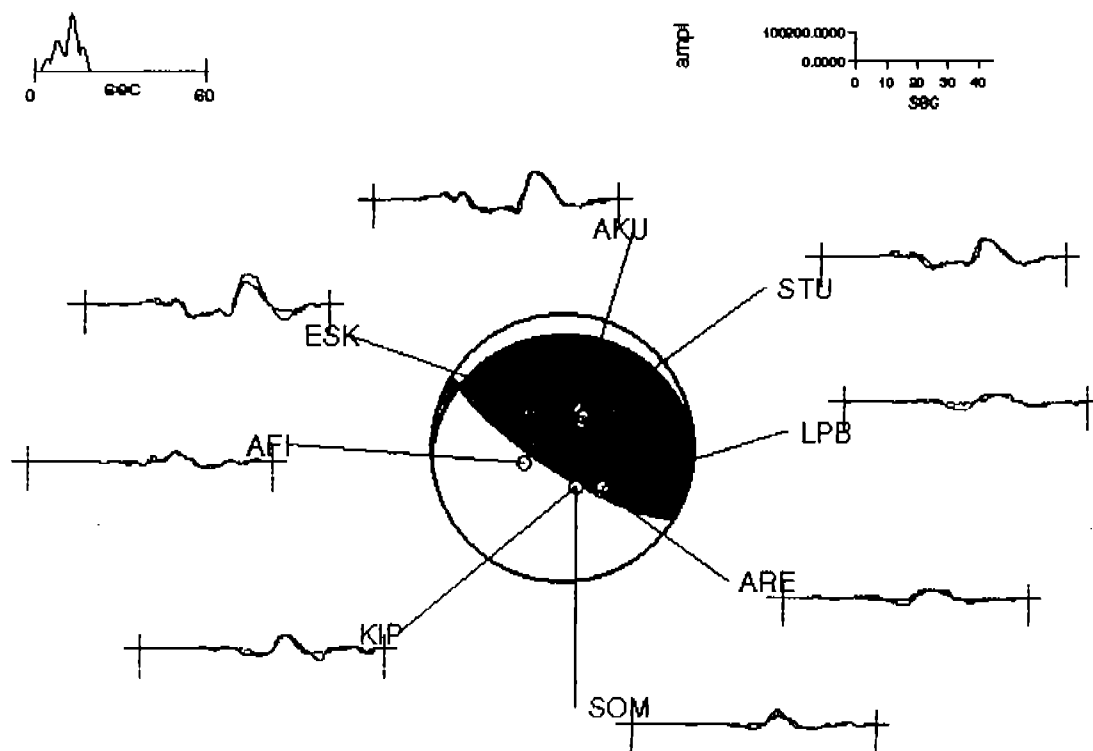
La historia de ruptura es muy sencilla y muestra que el fracturamiento inicia a una profundidad de 26 Km, donde se da la mayor liberación de energía, propagándose, posteriormente, 7 Km sobre el plano de falla hasta alcanzar una profundidad de 27 Km. En la figura 3.3 vemos que el mecanismo es de tipo inverso como lo indica su mecanismo focal que es: 305°, 17°, 103°.

Yagi invirtiendo ondas P tele sísmicas muestra una ruptura unilateral hacia el noroeste de alrededor de 40 Km con una dislocación máxima de 300 cm a unos 15 Km al noroeste del epicentro. El momento liberado en los primeros tres segundos es pequeño pero aumenta entre los tres y quince segundos de haber iniciado la ruptura (Singh, 2003).

<sup>4</sup> Universal Time

Michoacán, 30 de enero de 1973.

La historia de ruptura muestra un evento más complicado que el de Tecomán de enero de 2003. El fracturamiento se inicia a una profundidad de 49 Km propagándose 25 Km hacia la superficie, hasta alcanzar una profundidad de 44 Km donde se libera la mayor cantidad de energía. De aquí el fracturamiento continúa por otros 25.5 Km hasta alcanzar una profundidad de 43 Km donde termina. La figura 3.2 muestra el mecanismo focal del sismo ( $266^\circ, 17^\circ, 55^\circ$ ) donde vemos que es inverso. Tal parece que este terremoto en realidad tuvo múltiples subeventos (Singh, 1984) en los que se rompieron varias asperezas.



**Figura 3.2. MECANISMO FOCAL** para el terremoto acaecido en las costas de Michoacán el día 30 de enero de 1973, donde se encuentran las estaciones, con sus sismogramas, que lo registraron dentro de una distancia epicentral de  $30^\circ$  y  $90^\circ$ . Los sismogramas observados son las líneas continuas y los sintéticos son las líneas punteadas. En la esquina superior derecha se encuentra la escala y en la izquierda la función fuente de duración.

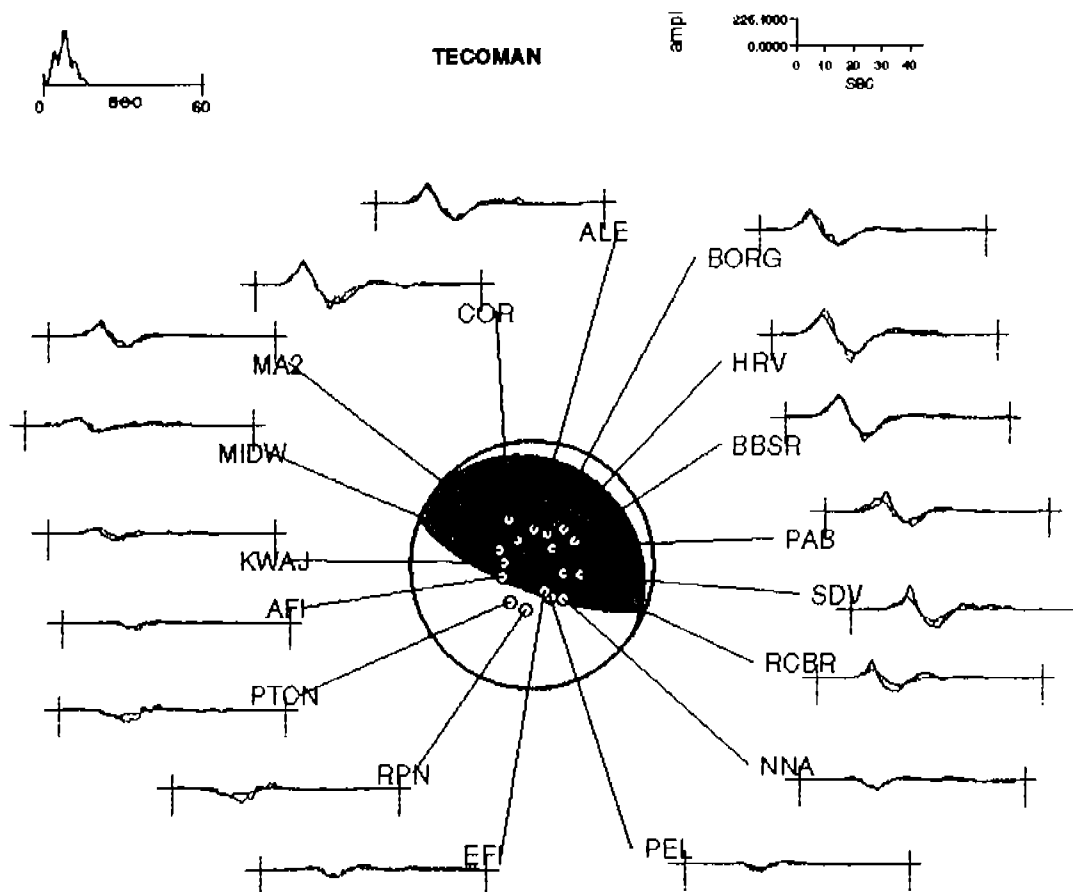


Figura 3.3. SISMO DE TECOMÁN, del día 22 de enero de 2003, cuyo mecanismo focal y función fuente de duración (arriba izquierda) se presentan en esta figura. Las abreviaturas son las estaciones que registraron el evento cuyas señales sintéticas y observadas son las líneas punteadas y continuas respectivamente.

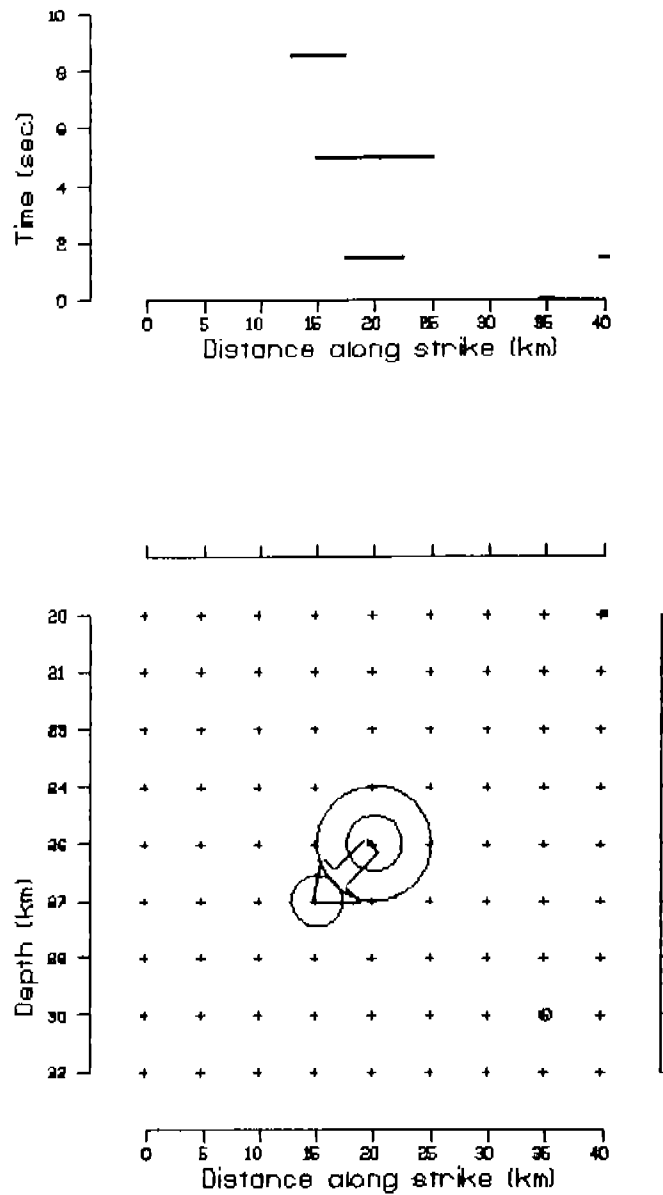


Figura 3.4. HISTORIA DEL PROCESO de ruptura del sismo del 22 de enero de 2003 en Tecomán, Colima (*superior*). El eje horizontal es la distancia a lo largo de la falla en kilómetros y el eje vertical es el tiempo dado en segundos. Cada una de las líneas es una fuente y su largo es proporcional a la energía. El plano de fallamiento (*inferior*), cuyo mallado está representado solamente por los nodos (+), muestra cómo fue el proceso de ruptura, los círculos son las fuentes sísmicas y los radios son proporcionales al momento sísmico. La flecha indica dónde empezó la ruptura y para dónde se propagó

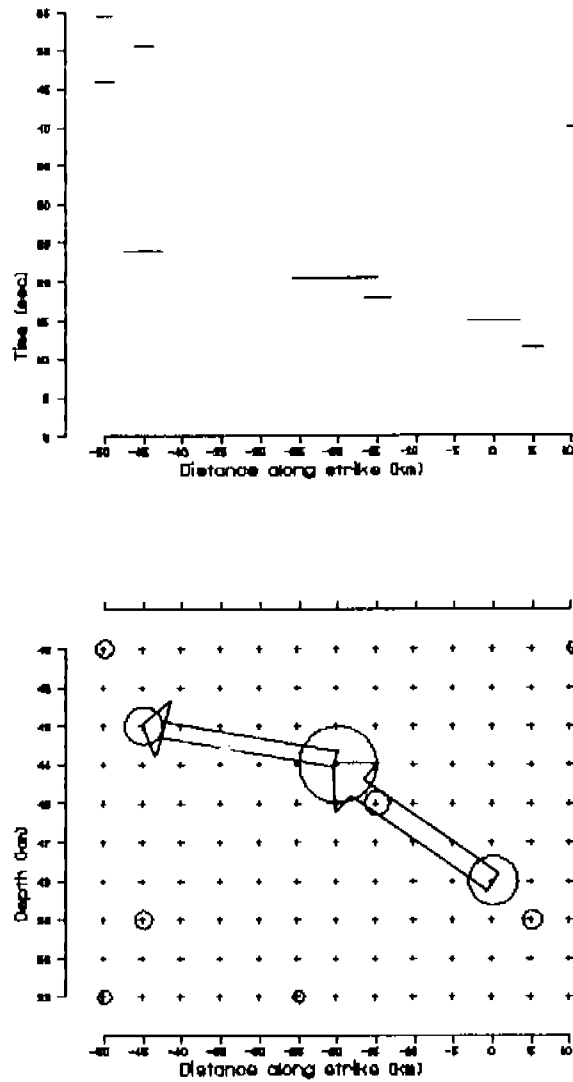


Figura 3.5. PLANO DE FALLAMIENTO e historia del proceso de ruptura para el terremoto de Michoacán del 30 de enero de 1973. El proceso de ruptura es más complicado que el de enero de 2003 en Tecmán. El eje horizontal (*inferior*) en el plano de fallamiento es la longitud de la falla y el eje vertical es la profundidad a la que se encuentra cada punto. La flecha indica la dirección de propagación.



## Discusión y conclusiones.

El terremoto del día 30 de enero de 1973 ( $M_w=7.6$ ) es un evento con buzamiento pequeño ( $17^\circ$ ) que rompió material de la interface entre la placa Norteamericana y el borde noroccidental de la placa de Cocos. Singh et. al. (1984) mencionan que este terremoto así como otros acaecidos en Jalisco y Colima consistieron de varios subeventos en los que se rompieron varias asperezas pequeñas que a su vez desencadenaron el rompimiento de asperezas más grandes. Reportan una profundidad de 32 Km para el hipocentro y una magnitud de 7.5 Ms. Chael et. al. (1982) a su vez reportan magnitudes de 7.5 Ms y 7.6 Mw y una dirección de deslizamiento de  $32^\circ$  E. Por otro lado la historia de ruptura del terremoto del día 22 de enero de 2003 ( $M_w=7.9$ ) es muy sencilla indicando que las asperezas fracturadas fueron pocas. Singh (2003) indica que invirtiendo ondas P telesísmicas se obtiene una ruptura unilateral hacia el noroeste de alrededor de 40 Km con una dislocación máxima de 3 m a unos 15 Km al noroeste del epicentro. El momento liberado en los primeros tres segundos es pequeño pero aumenta entre los tres y quince segundos de haber iniciado la ruptura.

Los mecanismos focales empleados en el análisis de los dos terremotos son los reportados por el US Geological Survey debido a que con ellos se logra un buen modelado. Los errores del proceso de deconvolución son de 19% y 30% para los terremotos de 1973 y 2003 respectivamente; a pesar de esto, es un buen modelado porque para la mayor parte de las estaciones la señal sintética se ajusta bien con la observada, ver figuras 3.2 y 3.3. Las estaciones sismológicas no se escogieron al azar, se buscaron que estuvieran distribuidas en distintas regiones geográficas, cubriendo lo mejor posible un ángulo de acimut de  $360^\circ$ , para así tener información sobre la forma de la onda P en distintas direcciones. A esta última condición se agrega la distancia epicentral donde las estaciones deben de estar entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$  para evitar ondas reflejadas.

La sismicidad y la tectónica del sur de México se caracteriza por la subducción de las placas de Rivera y de Cocos bajo la placa Norteamericana. Pardo et. al. (1995) muestra que esta zona de subducción exhibe variaciones laterales del buzamiento de la litósfera oceánica subducida y la placa de Cocos se puede dividir en cuatro regiones principales de buzamiento: 1) la región de Jalisco al oeste, donde la placa de Rivera subduce con ángulo pronunciado; 2) la región de Michoacán, donde el buzamiento de la placa de Cocos aumenta paulatinamente hacia el noroeste; 3) la región de Guerrero y Oaxaca donde la subducción es casi subhorizontal y 4) el sur de Oaxaca y Chiapas donde el buzamiento de subducción aumenta hasta alcanzar el observado en Centroamérica. Estos drásticos cambios en el buzamiento parecen ocurrir paulatinamente sin fracturas en la placa, sugiriendo pliegues suaves que acomodan los cambios en la geometría.

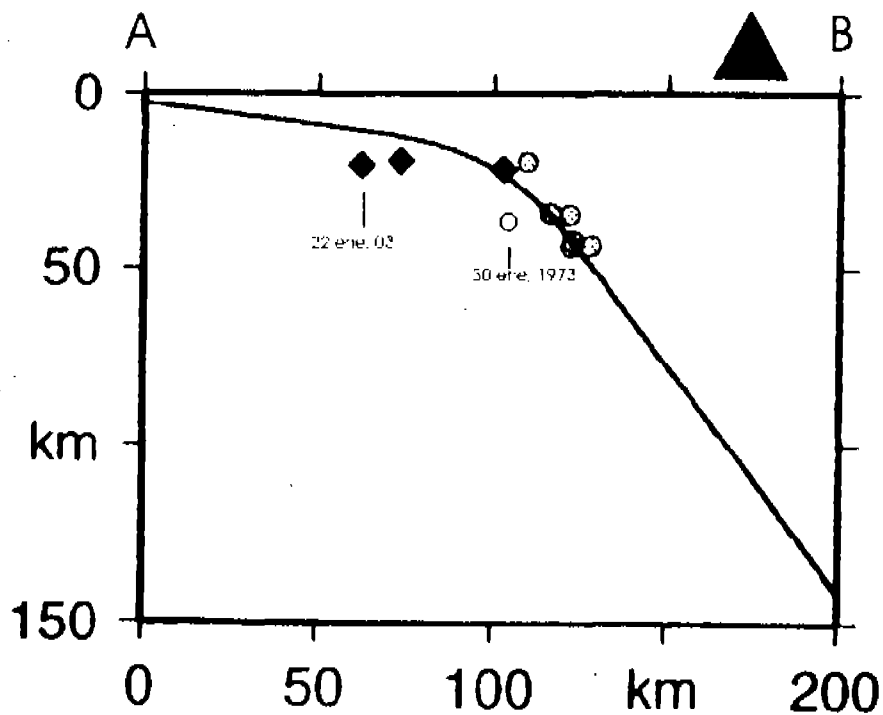


Figura 3.6. POSICIÓN DE LOS HIPOCENTROS de los terremotos de los días 30 de enero de 1973 y del 22 de enero de 2003. Estos se ubican a 63 y 100 km de la trinchera respectivamente y se encuentran muy cercanos de la interface de la placa subducida. Del esquema se puede ver que están relacionados con el proceso de subducción. El evento de 1973 se encuentra cercano a la región donde la placa se dobla a un buzamiento de 30°. El eje horizontal da la distancia a partir de la trinchera y el eje vertical es la profundidad medida desde la superficie. El triángulo sólido en la porción superior derecha es el volcán de Colima.

Los dos terremotos de este estudio sucedieron en uno de estos pliegues en la región de Michoacán y Colima, lugar complejo de transición no solamente en la geometría sino también en el límite de las placas de Rivera y Cocos donde colindan en un límite difuso en el que la sismicidad es dispersa y la topografía marina asociada a los límites tectónicos no es muy clara (Pardo y Suárez, 1995). Como hemos visto, los mecanismos focales de los terremotos son inversos que se asocian a una sismicidad intraplaca, lo que quiere decir que estos eventos sucedieron en la interface entre las placas de Rivera-Cocos y Norteamérica. De manera análoga, el patrón de esfuerzos observados a lo largo de la zona de subducción se puede dividir en regiones paralelas a la trinchera. Profundidades someras cercanas a la trinchera muestran fallamiento inverso intraplaca y a profundidades mayores el fallamiento es extensivo con mecanismos focales normales (Pardo y Suárez, 1995). La figura 3.6 muestra la posición de los hipocentros de los terremotos aquí analizados en este ambiente tectónico. Como se puede observar, los parámetros de estos dos eventos sísmicos son muy similares (que resumo en la Tabla 3.2). Esta relativa similitud, posiblemente se deban su cercanía geográfica.

Para finalizar, estimo importante lo siguiente: 1) hacer un estudio detallado de la fuente sísmica y su cambio de esfuerzo asociado con la zona circundante al epicentro del terremoto del 30 de enero de 1973 ya que es esencial para entender la posible relación espacial y temporal entre estos dos terremotos (entre otros que ocurrieron durante los siguientes diez años) y para incrementar nuestro conocimiento de la sismicidad y del esfuerzo de la región. Santoyo et al., (2005) sugieren que algunos terremotos de gran magnitud han sido provocados por eventos previos con magnitudes similares. También sugieren que pequeños aumentos en los esfuerzos (tan pequeños como 0.1 bares) pueden influenciar en la sismicidad subsecuente de la región circundante. Esto pudo haber sucedido con el terremoto de Michoacán de enero de 1973 que redistribuyó los esfuerzos a la zona de Tecmán (hacia el norte siguiendo la línea costera) la cual comenzó a acumular más tensión durante los siguientes treinta años y que fue liberada el día 22 de enero de 2003. 2) En el caso concreto de la placa de Rivera, como se mencionó en el Capítulo 1, la profundidad máxima en la que se generan terremotos parece ser un poco mayor que en la placa de Cocos y alcanza alrededor de los 40 km. Pardo y Suarez (1995) hacen esta observación debido a que se encontró un terremoto costero con plano nodal de buzamiento hacia el noreste en un ángulo de 34°. Si este terremoto refleja contacto intraplaca, entonces el ancho de la zona sismogénica de la placa de Rivera sería más extensa de lo que se pensaba de alrededor de unos 75 km contra los 60 km que tiene la placa de Cocos, potencialmente hablando terremotos de gran magnitud se podrían generar en esta interface. Considero conveniente hacer mas investigación a esta observación.

**Tabla 3.2. Parámetros obtenidos como resultados de la deconvolución.**

<b>Parámetro</b>	<b>Sismo 30 enero 1973</b>	<b>Sismo 22 enero 2003</b>
<b>Momento Sísmico (dyn-cm)</b>	3.0 x 10 + 27	8.0 x 10 +27
<b>M<sub>magnitud</sub> de momento (M<sub>w</sub>)</b>	7.6, 7.5 (Ms)	7.9
<b>Caída de esfuerzos (bar)</b>	7	21 (2.1MPa)
<b>Profundidad hipocentro (Km)</b>	43	26

## Bibliografía.

- 1.- Chael, E. P. y G. S. Stewart (1982). Recent large earthquakes along the Middle American trench and their implications for the subduction process, *J. Geophys. Res.* 87, 329-338.
- 2 Molnar, P y Sykes L. Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity, *Geological Society of America Bulletin*, 80, 1639-1684, september 1969.
- 3.- Singh, S. K, et al. A preliminary report on the Tecomán, México earthquake of 22 January 2003 (Mw 7.4) and its effects. *Seismological Research Letters*, May/June 2003, vol. 74, No. 3, pp 279-289.
- 4 Singh, S. K, et al. P wave form of large, shallow earthquakes along the Mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 74, No. 6, pp 2135-2156, dec. 1984.
- 5.- Terán Mendieta, Luis Fernando, *Estudio del proceso de ruptura del Sismo del 10 de diciembre de 1994 usando un método de inversión*. Tesis, Fac de Ciencias, UNAM 1999.
- 6 Cassinis, G. Nolet and G. F. Panza, *Digital seismology and fine modeling of the lithosphere*. Plenum publishing corporation, 1989.
- 7 Udías, Agustín. *Principles of Seismology*. Cambridge University Press. 1999.
- 8.- Davis, G. and Reynolds, S. *Structural geology of rocks and regions*. 2° edition, 1996, John Wiley and Sons, Inc.
- 9.- Kikuchi, M. and Fukao, Y. *Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes -the Tokachi-Oki earthquake of 1968*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 37 (1985) 235-248.
- 10.- Greeley, R. and Baston, R. *The NASA Atlas of the Solar System*. Cambridge University Press. 1° edición, 1997.
- 11.- Santoyo, M. A, Mikumo, T. y Quintanar, L. *Faulting process and its associated coseismic stress change during the 30 January, 1973, Colima, Mexico interplate earthquake (Mw=7.6)*. *Geofísica Internacional* (en prensa).
- 12.- Stein, Seth y Wysession. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Publishing. Primera edición, 2003.
- 13.- Yagui, Yuji, Mikumo, Takeshi, Pacheco, Javier y Reyes, Gabriel. *Source Rupture Process of the Tecomán, Colima, Mexico Earthquake of 22 January 2003, Determined by Joint Inversion of Teleseismic Body-Wave and Near-Source Data*. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 94, No. 5, pp 1795-1807, October 2004.

14.- Pardo, Mario y Suárez, Gerardo. *Shape of the subduced Rivera and Cocos plates in sothern Mexico: Seismic and tectonic implications*. Journal of Geophysical Research, Vol. 100, pp 12,357 – 12,373, July 10, 1995.

15.- Pardo, Mario y Suárez, Gerardo. *Steep Subduction Geometry of the Rivera Plate Beneath the Jalisco Block in Western Mexico*. Geophysical Research Letters, Vol. 20, No. 21, pp 2391-2394, November 5, 1993.