

2ej.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Estudio del proceso de ruptura del Sismo  
del 10 de Diciembre de 1994 usando un  
Metodo de Inversión

T E S I S  
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
FÍSICO

P R E S E N T A :  
Luis Fernando Terán Mendieta

Dr. Jaime Yamamoto Victorio

1999

271591



FACULTAD DE CIENCIAS  
UNAM

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

M. en C. Virginia Abrín Batule  
Jefe de la División de Estudios Profesionales de la  
Facultad de Ciencias  
Presente

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo de Tesis:  
"ESTUDIO DEL PROCESO DE RUPTURA DEL SISMO DEL 10 DE DICIEMBRE DE 1994 USANDO UN  
METODO DE INVERSION"

realizado por TERAN MENDIETA LUIS FERNANDO

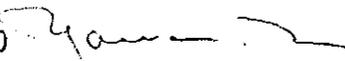
con número de cuenta 8404534-7 , pasante de la carrera de Física.

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

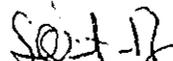
Atentamente

Director de Tesis

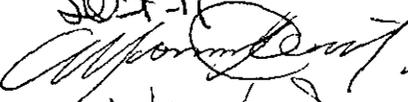
Propietario

DR. JAIME YANAMOTO VICTORIO 

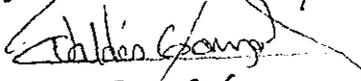
Propietario

DR. LUIS QUINTANAR ROBLES 

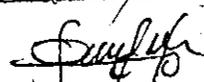
Propietario

DR. ALFONSO HUANOSTA TERA 

Suplente

DR. CARLOS VALDES GONZALEZ 

Suplente

M. EN C. AUGUSTO CABRERA MANUEL 

Consejo Departamental de Física

DR. ROBERTO ALEJANDRO RUELAS MAYORGA  
Coordinador de Licenciatura. 

# Contenido

	<b>Página</b>
<b>Resumen</b>	3
<b>Introducción</b>	5
<b>Capítulo 1</b>	
1.1 Introducción	7
1.2 Estructura Geotéctonica	10
1.2.1 Marco Geológico	10
1.2.2 Marco Tectónico	11
1.2.3 Brecha Sísmica	12
<b>Capítulo 2</b>	
2.1 Introducción	13
2.2 Los Datos y su procesamiento	14
2.2.1 Datos Generales	14
2.3.2 Estaciones Locales	15
2.4.3 Mecanismo Focal del Sismo	18
2.5.4 Modelado del Sismo	21
2.6.5 Espectro de Desplazamiento	31

## **Capítulo 3**

3.1	Discusión	35
3.2	Conclusiones	37

## **Apéndice**

A	Tabla 1	38
B	Tabla 2	39
C	Tabla 3	44

<b>Referencias</b>	45
--------------------	----

<b>Agradecimientos</b>	47
------------------------	----

## Resumen

México forma parte de la zona sísmica más activa del mundo localizada en los bordes del Océano Pacífico. Por tal motivo, la probabilidad de ocurrencia de temblores destructivos es bastante alta. Recientemente han ocurrido sismos en la costa de Michoacán en septiembre de 1985.

Aunque los temblores son fenómenos naturales incontrolables, es posible sin embargo, adoptar ciertas medidas preventivas de seguridad para minimizar sus efectos. Estas medidas para que sean racionales deben de estar basadas en un amplio y preciso conocimiento de la naturaleza y causas de los temblores. Puede decirse que el conocimiento actual de la sismicidad de México y de la génesis misma de sus temblores es solo aproximado.

El modelado de la forma de las ondas sísmicas es una técnica muy útil, recientemente perfeccionada para estudiar las características de la fuente de los temblores. Este método, ampliamente discutido en la literatura, consiste básicamente en igualar mediante algún esquema de inversión o un simple procedimiento de prueba y error, la forma de onda observada a la generada teóricamente, asumiendo diferentes tipos y configuraciones de fuentes puntuales. En particular las ondas internas (P y S) han resultado muy útiles para visualizar los intrincados procesos de fractura que tiene lugar durante la generación de los grandes temblores superficiales.

La sismicidad de la costa occidental de México está asociada al proceso de subducción de la placa de Cocos (oceánica) bajo la de Norte América (continental). A lo largo de la banda costera han ocurrido la mayor parte de los grandes temblores de México, al interior del continente, aproximadamente a 40 km de la costa, está presente una banda discontinua de actividad sísmica con temblores de profundidad intermedia, cuyas características de ruptura son poco conocidas. El temblor del 10 de Diciembre de 1994 ocurrió precisamente en esta franja.

Del análisis de las estaciones cercanas, se encontró que la profundidad del evento es de 54 km, que es de tipo intermedia, teniendo una localización de 30 km adentro del

continente. Se hace un análisis del mecanismo encontrado con las polaridades de los primeros arribos de la onda P (303° acimut, 82° buzamiento y 100.4° deslizamiento) el mecanismo es de tipo inverso y el reportado por Harvard (128° acimut, 75° buzamiento y -75° deslizamiento) el mecanismo es de tipo normal, se hizo un análisis de ambos mecanismos para ver cuál es el que mejor representa las características de la ruptura por lo que se utilizó el reportado por la universidad Harvard, esto es porque este mecanismo representa las características mas globales del sismo. La ruptura consiste de dos fuentes las cuales tienen una separación de aproximadamente 2 segundos, el inicio del sismo ocurrió a una profundidad de 35 km, propagándose la liberación a una mayor profundidad, la cual es de 54 km, de las dos fuentes la primera liberó menos energía que la segunda.

## Introducción

La sismología es la rama de la geofísica que se ocupa de la medición y análisis de los movimientos ocurridos en la superficie de la tierra debido a la propagación de ondas elásticas en su interior, captadas por los sismógrafos. A estos registros, sean analógicos o digitales, se les da el nombre genérico de sismogramas. A grandes rasgos, un sismómetro está constituido por una masa suspendida (péndulo) de un marco fijo al suelo. Debido a su inercia la masa es relativamente independiente del movimiento del marco. Cuando el marco se mueve por la propagación de ondas de un sismo, la inercia de la masa hace que ésta quede estacionaria con respecto al movimiento del marco de forma que este movimiento relativo es registrado. Este registro se hace, por ejemplo, mediante una pluma (estilete) en papel enrollado en un tambor que gira. La posición del sismómetro puede ser vertical u horizontal.

En los sismógrafos modernos, el movimiento relativo entre el péndulo y el marco produce una señal eléctrica que es amplificada electrónicamente, imprimiéndose después en el sismograma. Actualmente las señales eléctricas son registradas digitalmente en una cinta magnética o en una computadora, facilitando así el manejo y análisis de los registros sísmicos.

Al ocurrir un sismo se emiten ondas de tipo elástico que se propagan en un medio sólido-elástico, (la Tierra). Las ondas elásticas se dividen en ondas de cuerpo (volumétricas) y ondas superficiales. Las primeras son de dos tipos: longitudinales (onda P o primaria) que son ondas elásticas de compresión y ondas transversales (onda S o secundaria) que son Ondas elásticas de cizalla o corte.

El segundo tipo de ondas, las superficiales, se llaman así ya que su movimiento está restringido a la superficie del suelo; el movimiento debido a estas ondas se localiza principalmente en la superficie libre y según aumenta la profundidad, el desplazamiento debido a ellas disminuye. Las ondas superficiales son de dos tipos: ondas Rayleigh y ondas Love. En las ondas Rayleigh, el desplazamiento de las partículas se halla en el plano

vertical describiendo una elipse en sentido contrario a la propagación de las ondas. Las ondas Love, tiene un desplazamiento esencialmente el mismo que el de la onda S que no tiene desplazamiento vertical mueve el suelo de lado a lado en un plano horizontal y paralelo a la superficie de la tierra, pero en ángulo recto a la dirección de propagación.

# Capítulo 1

## 1.1 INTRODUCCION

La corteza terrestre esta constituida por un número de placas rígidas de diferentes tamaños, estas placas están siempre en movimiento continuo, unas con respecto a las otras, sus fronteras de contacto corresponden a las zonas sísmicas del mundo. Existen tres tipos de contacto entre ellas: 1) *Transcurrente*, movimiento lateral y no se genera ni se destruye fondo oceánico, 2) *Cordillera oceánica*, aquí las placas son divergentes, por lo que se esta creando fondo oceánico y 3) *Convergencia*, también conocida como subducción, en este proceso una placa se introduce bajo la otra (Morgan, 1968). La tectónica de la parte occidental de México esta determinada predominantemente por el proceso de subducción de la placa de Cocos bajo la de Norteamérica (Dewey and Suárez, 1991; Kostoglodov and Ponce, 1994).

Investigadores han reconocido que México es un laboratorio natural para el estudio y predicción de temblores, debido al corto período de recurrencia que muestran los grandes sismos de esta región y que varía de 30 a 60 años (Nishenko and Singh, 1987) aunque existen también, otras zonas en las que el período puede variar de 100 a 200 años. Debido al constante movimiento de las placas la zona de contacto entre éstas va acumulando deformación, cuando la presión en la frontera de las placas excede la fricción estática de la falla, la ruptura ocurre generando un sismo (McCann et al, 1979), liberando energía acumulada en forma de ondas elásticas.

En México el potencial sísmico de mayor interés se localiza en la zona de subducción a lo largo de la costa del océano Pacífico, desde Centroamérica hasta Jalisco. Aquí el proceso de subducción es producido por el deslizamiento de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica (Nishenko and Singh, 1987). La frontera de dichas placas es la fuente de los sismos más grandes ocurridos en México. A esta frontera se le conoce como la trinchera Mesoamericana y alcanza profundidades locales de 5 Km. (Suárez y Jiménez, 1988).

La actividad sísmica característica de esta región se presenta en bandas paralelas a la costa. Una, la más activa corre a lo largo de la trinchera, con eventos superficiales mayores que presentan generalmente fallamiento de tipo inverso. Más al interior del continente se observa una segunda banda activa de eventos de profundidad intermedia, generalmente de menor magnitud y fallamiento preferentemente normal y donde se produjo el sismo del 10 de diciembre de 1994 que es el objeto de este estudio.

La región de estudio se muestra en la Figura 1, que corresponde a la región de Michoacán y Guerrero, en la desembocadura del río Balsas. En dicha zona han ocurrido grandes sismos, algunos de ellos han tenido efectos destructivos muy grandes, por ejemplo el sismo del 19 de Septiembre de 1985 que tuvo una magnitud de 8.1° en la escala de Richter.

Otros eventos importantes son el sismo de Colima del 30 de Enero de 1973 ( $M_s=7.5$ ), el sismo de Playa Azul del 25 de Octubre de 1981 ( $M_s=7.3$ ) y el de Petatlán del 14 de Marzo de 1979 ( $M_s=7.6$ ). Descripciones de estos eventos pueden verse en Havskov et al 1983b y Singh et al 1981 entre otros. La Tabla 1 (apéndice A) muestra los sismos de magnitud mayor o igual a 5.0 ocurridos en la región, los eventos en negrita muestran los sismos ocurridos en la primera franja a lo largo de la trinchera, los otros eventos ocurren en la segunda franja.

El temblor del 10 de Diciembre de 1994 ( $M_s=6.2$ ) ocurrió a las 16 hrs. 17 min. 58.5 seg. Tiempo Universal (11 hrs. Tiempo local) y produjo daños menores en las ciudades de Zihuatanejo y Acapulco, Guerrero localizadas a 45 Km. al sur y en México D.F. Este evento está localizado al interior del continente y su interés radica en el hecho de que se trata de un sismo mayor ocurrido en un extremo de la zona de ruptura del gran evento del 19 de Septiembre de 1985.



Figura 1. Muestra en récuadro la región de estudio, así como las áreas de ruptura de los sismos más importantes ocurridos en el gap de Michoacán.

El principal objetivo de la presente tesis consiste en hacer un análisis detallado de los registros obtenidos en estaciones regionales y lejanas (telesísmicas) en un intento por explicar los siguientes puntos:

- A) Incongruencia en el mecanismo determinado a partir de los primeros arribos y el obtenido por inversión del tensor de momento sísmico ( $M_0$ ).
- B) Las señales registradas en el campo lejano muestran una duración de fuente aparentemente mayor que la que se esperaría dado su momento sísmico  $M_0$ .
- C) Una ambigüedad en su profundidad lo que provoca una indeterminación en su posición respecto a la sismotéctica local.

Además reconstruir el proceso de ruptura que dio lugar al sismo. El método a utilizar es el de inversión propuesto por Kikuchi y Fukao (1985).

Las observaciones geofísicas de este sismo son importantes para el entendimiento de las características de la sismicidad y tectónica del suroeste de México y así entender mejor el proceso de subducción en la zona costera para la eventual predicción de sismos en esta región de México. El estudio del comportamiento y transmisión de las ondas sísmicas a través de los materiales corticales a distancias locales, regionales y telesísmicas, ha hecho posible el conocimiento de la estructura de la Tierra.

## **1.2 ESTRUCTURA GEOTECTONICA**

### *1.2.1 Marco Geológico*

El territorio mexicano es agrupado en tres grandes bloques de tectono-estratificación: 1) Zona Norte, 2) Zona Este y 3) Zona Oeste; para efectos de este trabajo solo se describirá minuciosamente la zona oeste, que es una vasta región que cubre casi la mitad de la república mexicana, esta formada por un grupo compuesto de terrenos complejos.

El basamento principal de estos terrenos es una serie de volcanes submarinos y rocas sedimentarias del jurásico tardío a la mitad del cretácico tardío y que posiblemente alcanza lo último del triásico tardío y (o) jurásico. Esta zona se subdivide en varios subterrenos, la zona de estudio se conoce como terreno de Guerrero. Este es muy amplio, va desde la sierra madre del sur hasta el eje volcánico trans-mexicano, a su vez éste, está dividido en tres subterrenos los cuales son: 1) Telolopan-Ixtapan, 2) Zihuatanejo y 3) Huetanamo. La estratificación de cada uno es diferente como su grado de metamorfismo y estilo de deformación. El subterreno de Zihuatanejo es donde se encuentra la región del Río Balsas.

La secuencia de este subterreno esta formada por dos conjuntos: 1.- El inferior es complejo e incluye rocas metamórficas, volcánicas, ultrabásicas y turbiditas de edades inciertas; su deformación es variable, 2.- El conjunto superior es una secuencia de andesita, riolita e ignimbrita interestratificadas con caliza y capas rojas de edad Albiano-Cenomaniano. Las

lavas son calcialcalinas y denotan influencia cortical. La deformación se limita a inclinaciones ligeras de estructuras mayores posibles.

La deformación que afectó este conjunto, produjo pliegues amplios de estilo laramídico que han sido afallados fuertemente en nuestros días, por tratarse de una zona activa altamente sísmica de tipo convergente (Campa and Coney, 1983).

### *1.2.2 Marco Tectónico*

La historia tectónica de la región de interés se remonta aproximadamente a unos 25 millones de años y está asociada con varios episodios de extensas reorganizaciones, las cuales dieron probablemente como resultado la formación que ahora tiene. La formación de la extensión y sistema de subducción es de aproximadamente 3.5 millones de años. El segmento principal de la placa de Cocos a lo largo de la trinchera Mesoamericana está delimitado por las fracturas de Rivera, Orozco, O'Gorman y Tehuantepec. La edad de la placa de Cocos varía gradualmente a lo largo de la trinchera Mesoamericana incrementándose del noreste 7 millones de años al sureste 23 millones de años. Este segmento tiene una estructura topográfica compleja con profundidades de hasta 5 Km, la topografía es áspera y esta relacionada con una historia tectónica complicada (Kostoglodov and Ponce, 1994).

La identificación del régimen tectónico está definido por el ángulo de inclinación de la placa oceánica de la zona. Las variaciones en los parámetros geológicos y geofísicos son capaces de producir modificaciones en el proceso de subducción en distintos niveles de profundidad (McCann et al, 1979).

La geometría de subducción en la costa de México muestra en general una placa de Cocos subduciendo con un ángulo de baja inclinación (aproximadamente  $15^\circ$ ), con respecto a la placa de Norteamérica, y esta delimitada por la placa de Rivera al oeste y la placa del Caribe al este. No se observan cambios laterales en la geometría de la zona acoplada (interplaca) al menos hasta los 30 Km de profundidad (Pardo, 1993). La convergencia de la placa de Cocos con la placa de Norteamérica ocurre con una velocidad moderada, la cual se

incrementa de 5 cm/año en la zona de los 104 ° W hasta los 7.5 cm/año en la zona de los 94° W. La fuerza de acoplamiento entre estas placas se incrementa gradualmente del sureste hacia el noroeste con variación de velocidad y edad (Kostoglodov and Ponce, 1994). Por otro lado, la máxima profundidad de contacto sismogénico es de 30 Km, en la placa de Cocos.

Los temblores de interplaca que ocurren en esta región son de poca profundidad y de fallamiento inverso. Los temblores cuyos epicentros se encuentran dentro del continente a distancias mayores o igual de 100 Km de la costa, son en general, de profundidad intermedia, menores o igual que 50 Km y de fallamiento normal.

Esta placa por ser geológicamente joven provoca que su zona de acoplamiento con la placa de Norteamérica sea fuerte por lo que es más probable que se acumulen más esfuerzos que generen sismos de gran intensidad en esta zona. La reconstrucción histórica de los sismos ocurridos en esta área indican que se generan a una profundidad de 43 a 80 Km y que son de fallamiento normal (Pardo. 1993).

### *1.2.3 Brecha Sísmica*

A lo largo de la trinchera del Pacífico sur de México existen varias zonas de quietud o brechas sísmicas. El proceso que les da origen está caracterizado por períodos de acumulación de energía de deformación y por la liberación súbita de ésta durante un sismo. Después de éste, es necesario un nuevo período de acumulación de energía hasta que sobrepase la resistencia de las rocas, ocasionando así un nuevo temblor. El presente estudio se encuentra en la zona de la llamada brecha de Michoacán (ver Figura 1). No hay una clara definición de los límites de la brecha de Michoacán, se puede decir que ésta está delimitada por el temblor de Colima de 1973 ( $M_s=7.5$ ) y el temblor de Petatlán de 1979 ( $M_s=7.6$ ). El límite aproximado de ésta brecha es 101° W a 104° W con una longitud de aproximadamente 340 Km.

# Capítulo 2

## 2.1 Introducción

Para hacer el proceso de inversión se necesita determinar la profundidad y el mecanismo del evento; con los registros de las estaciones locales se obtendrá la profundidad; utilizando los datos preliminares de las polaridades de los primeros arribos de la onda P se obtendrá el mecanismo del sismo, con esta información y los datos generales del sismo se reconstruirá el proceso de ruptura del sismo.

En muchos estudios del mecanismo de los terremotos resulta suficiente la aproximación que reduce el foco a un punto, o lo que es equivalente, el plano de fractura a una dislocación infinitesimal, y que considera solamente el efecto del campo lejano. Esta aproximación es válida para observaciones de ondas sísmicas de longitud de onda y a distancias, ambas suficientemente grandes en comparación con las dimensiones del foco. La determinación del campo de desplazamientos elásticos queda de esta forma muy simplificada.

El primer paso en la solución de este problema es el cálculo del campo de desplazamientos elásticos  $u_i(x_j, t)$ , en un medio infinito y homogéneo, producido por una fuerza unitaria impulsiva  $f_i = \delta(x_i) \delta(t) \delta_{in}$  (donde  $\delta$  es la función delta de Dirac), actuando en el origen de coordenadas en la dirección de  $\mathbf{j}$ . La solución de este problema se conoce como la función de Green para un medio de estas características. Esta función es un tensor de segundo orden, ya que depende de la dirección de la fuerza. Si la fuerza está en dirección de  $\mathbf{j}$ , entonces  $u_i(x_j, t) = G_{in}(x_j, t)$ . Esta función puede calcularse por cualquier medio. A partir de ella se puede determinar los desplazamientos debidos a una variedad de fuentes.

## 2.2 LOS DATOS Y SU PROCESAMIENTO

### 2.2.1 Datos Generales

Los datos generales del sismo que se mencionan a continuación son obtenidos a partir de los reportes del USGS. Dentro de estos datos se tienen que calcular primero la profundidad, ésto es, porque con la profundidad se determina el mecanismo del sismo.

Tiempo de origen	11:17:58.7
Latitud	18.02° N
Longitud	101.56° W
Magnitud	6.2 Ms
Momento sísmico	$5.67 \times 10^{24}$ Dinas-cm
Región	Balsas
Profundidad	Por determinar
Mecanismo	Por determinar

Los datos utilizados para el estudio del sismo son registros que corresponden a estaciones locales, regionales y telesismicas, éstas ultimas se dividen en dos redes 1) Red IRIS y 2) Red GEOSCOPE.

Se utilizan además los resultados preliminares dados por el USGS ya que aquí se encuentran las polaridades (claras y no tan claras) del arribo de la onda P de todas las estaciones que registraron el sismo, estos resultados son para obtener el mecanismo de ruptura del sismo por el método de polaridades.

### 2.2.2 Estaciones Regionales

Con los sismogramas digitales de las estaciones regionales de banda ancha podemos determinar la profundidad del sismo. Las estaciones a utilizar son: CAIG, CJIG, CUIG, HUIG, OXIG Y PNIG estas estaciones tienen la particularidad de ser nodales esto es, están muy cerca del plano de falla (exceptuando la estación CUIG), es difícil ver si son compresiones o dilataciones; para determinar la profundidad se necesita la distancia de cada estación al epicentro del sismo y la profundidad a la que se cree que fue el evento; con los datos anteriores se utiliza el programa Ttimes para calcular el tiempo de arribo de la onda P y sus distintas fases, las cuales son:  $sP_n$ ,  $sP_b$  y  $sP_g$ . Se va variando la profundidad hasta que los tiempos de arribo coincidan con las fases de la onda P como se muestran en las Figuras 2 y 3.

### Velocidad [cm/s] CUIG

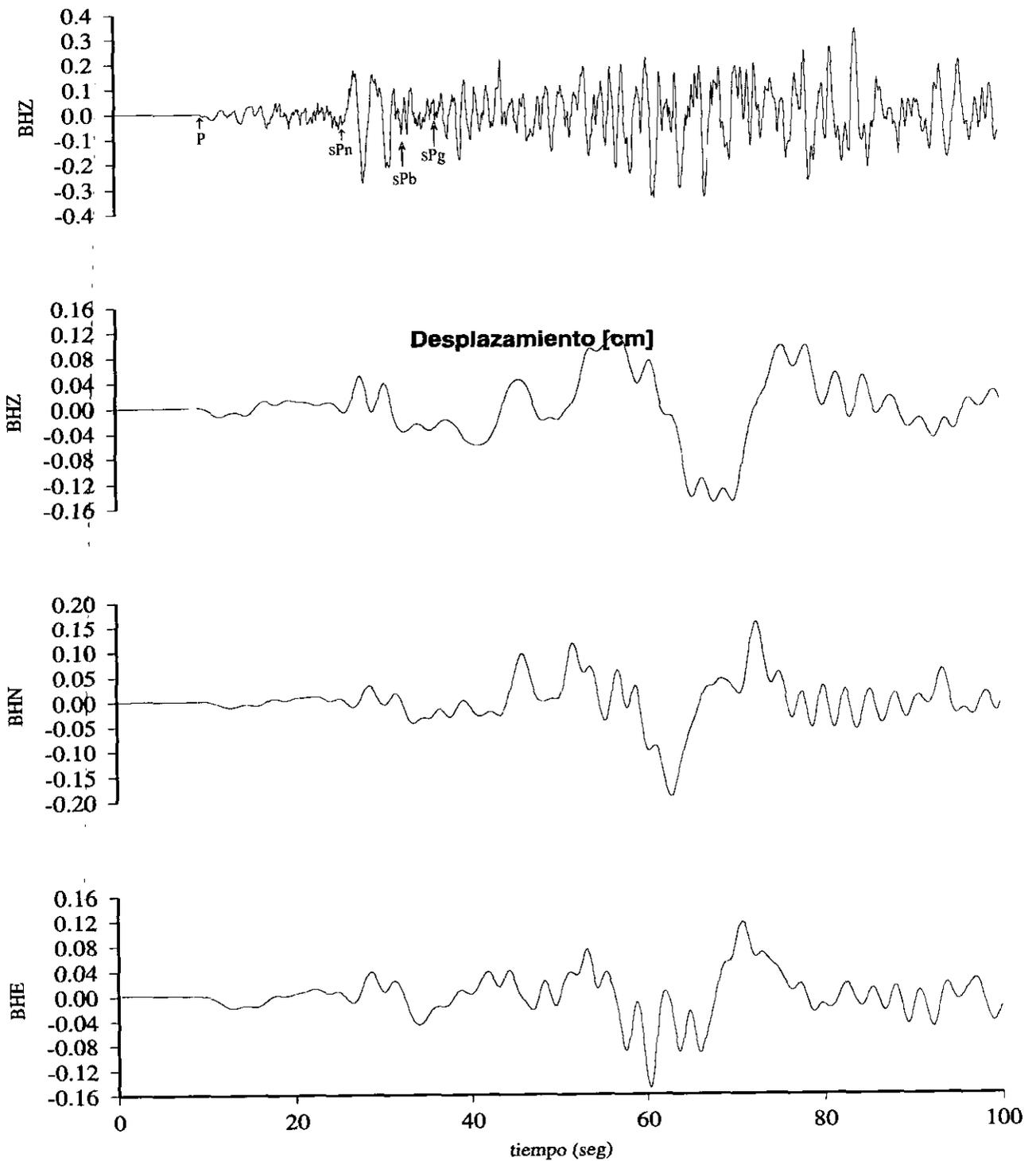
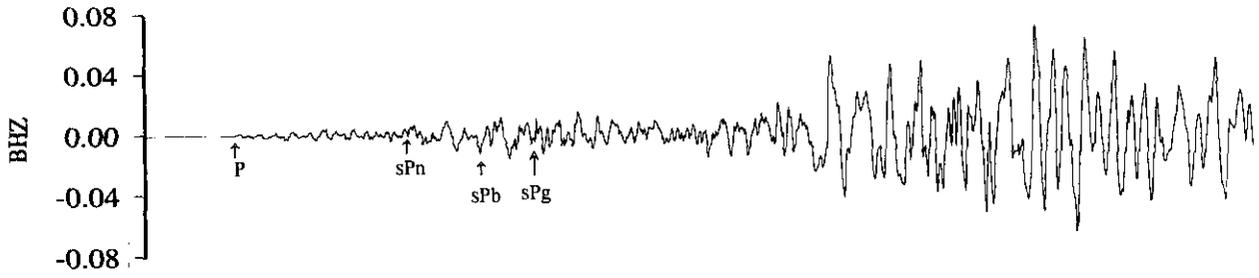


Figura 2. Muestra los tiempos de arribo de las distintas fases de la onda P en la omponente Z en velocidad y en las tres (N,E,Z) componentes en desplazamiento de la estación CUIG.

### Velocidad [cm/s] PNIG



### Desplazamiento [cm]

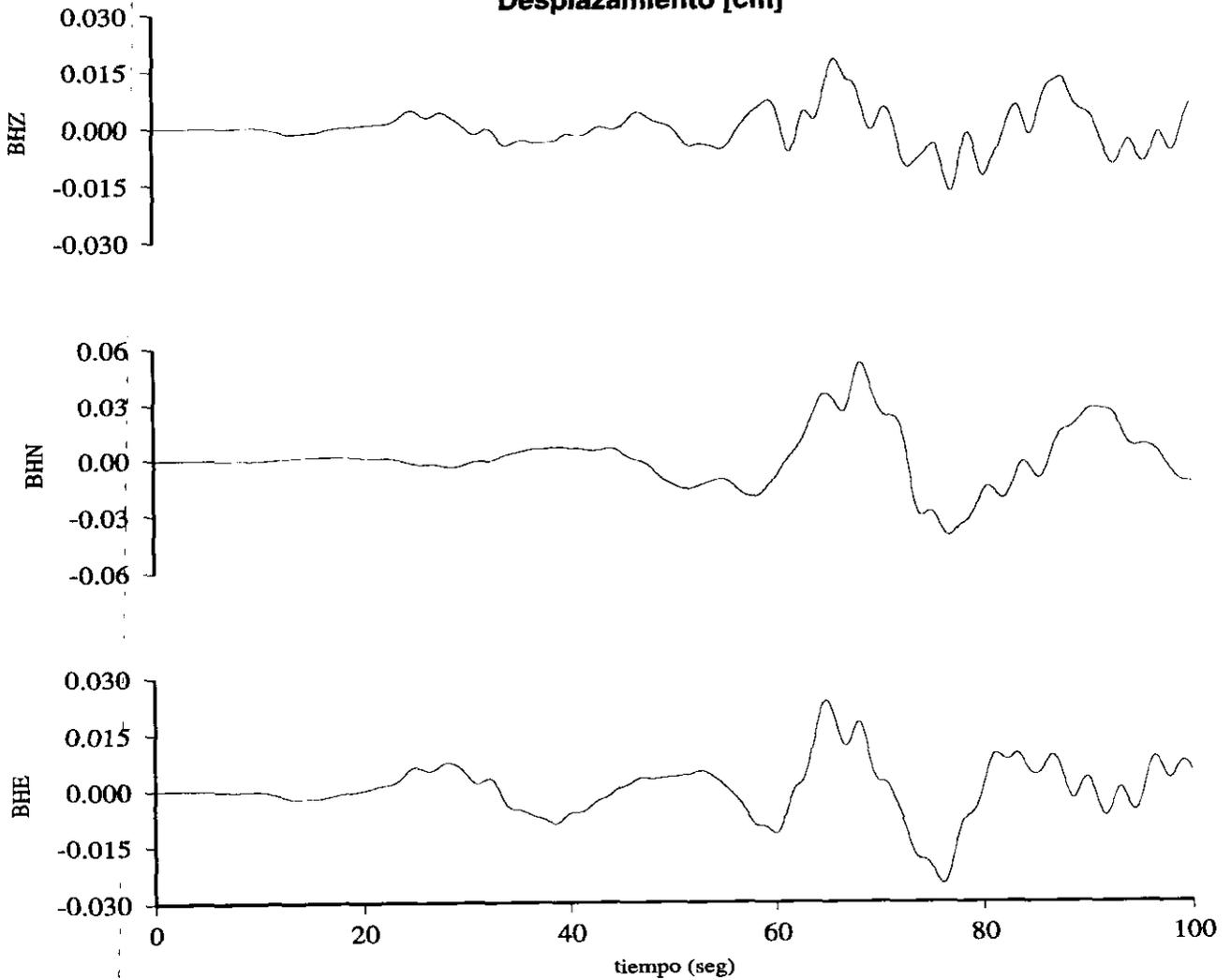


Figura 3. Muestra los tiempos de arribo de las distintas fases de la onda P, en la componente Z en velocidad y en las tres (N,E,Z) componentes en desplazamiento de la estación PNIG..

La Tabla 3 (apéndice B) muestra la diferencia de los tiempos de arribo de las distintas fases de la onda P de las estaciones PNIG y CUIG, la estación de PNIG se encuentra en la costa (Pinotepa Nacional, Oaxaca) y la de CUIG esta en Ciudad Universitaria. De acuerdo a estos tiempos de arribo la profundidad que se propone para el proceso de inversión del sismo es de 54 Km, por lo que la profundidad del sismo es somera (no mayor a 70 km).

La Figura 2 muestra la estación CUIG y la Figura 3 muestra la estación PNIG estas muestran la componente Z en velocidad y las tres componentes en desplazamiento (Z, N, E) así como la llegada de las distintas fases de la onda P. Los tiempos de arribo se grafican de acuerdo al tiempo que se muestra en la Tabla 3, estos tiempos son los que tardan en llegar las fases de la onda P al sismómetro después de ocurrir el evento.

### 2.2.3 Mecanismo focal del sismo

El método para determinar la orientación del mecanismo de los sismos esta basado en las observaciones de los signos del primer impulso de la onda P (primaria). El método consiste en separar las compresiones y las dilataciones lo mejor posible en dos planos ortogonales generando cuatro cuadrantes alternantes (compresiones o movimiento hacia fuera de la fuente y dilataciones o movimientos hacia la fuente), a ésto se le denomina falla. En los registros sísmicos una compresión se distingue de una dilatación viendo que tan impulsiva es la onda, donde un movimiento hacia arriba es compresión y un movimiento hacia abajo es dilatación. Conociendo el mecanismo se puede establecer la orientación de los esfuerzos que actúan en esta región.

Los parámetros geométricos que definen la orientación de una falla son el acimut de su traza, el buzamiento del plano y la dirección del deslizamiento que ha tenido lugar. El cálculo de estos parámetros se realiza a partir del campo de desplazamientos elásticos producidos por el terremoto. Estos desplazamientos se observan en los sismogramas

registrados en las estaciones distribuidas sobre la superficie de la tierra, los parámetros geométricos de una falla son:

$\varphi \equiv$  acimut o rumbo  $0^\circ \leq \varphi \leq 360^\circ$  (strike)

$\delta \equiv$  buzamiento  $0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$  (dip)

$\lambda \equiv$  deslizamiento  $-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$  (slip angle)

De acuerdo con los valores que tomen los ángulos  $\delta$  y  $\lambda$  tenemos diversos tipos de fallas, por la zona solo pueden existir dos tipos de falla las cuales son:

$\delta = 45^\circ$   $\lambda = 90^\circ$  falla normal

$\delta = 135^\circ$   $\lambda = 90^\circ$  falla inversa

Las fallas normales se caracterizan por estar ( $0^\circ < \delta < 90^\circ$ ), las inversas ( $90^\circ < \delta < 180^\circ$ ) pueden tener una componente más o menos grande de movimiento horizontal, en cuyo caso ( $0^\circ < \lambda < 90^\circ$ ).

La Figura 4 muestra las polaridades de todas las estaciones que registraron el sismo, separamos lo mejor posible las compresiones de las dilataciones para obtener el mecanismo focal, los círculos llenos y los círculos vacíos representan compresiones y dilataciones respectivamente. El mecanismo se obtiene a partir de un programa llamado foco, del cual obtuvimos el siguiente mecanismo:

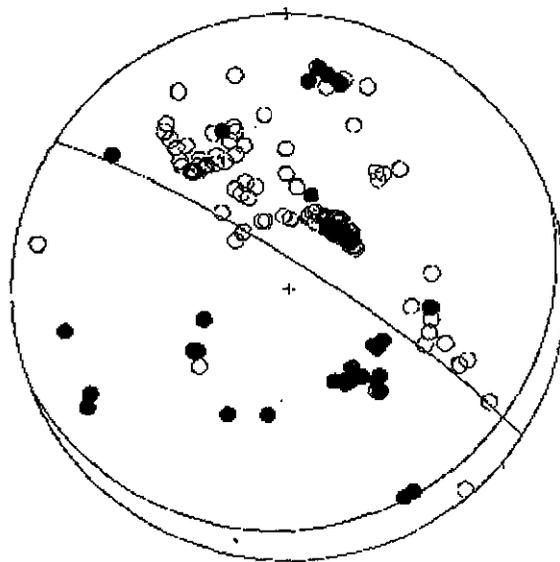
	$\varphi$ ( $^\circ$ )	$\delta$ ( $^\circ$ )	$\lambda$ ( $^\circ$ )	
1)	303	82	-100.4	Plano 1
	70.3	13.1	-38	Plano 2

El tipo de fallamiento que muestran los mecanismos de acuerdo a la Figura 4 el fallamiento es de tipo inverso.

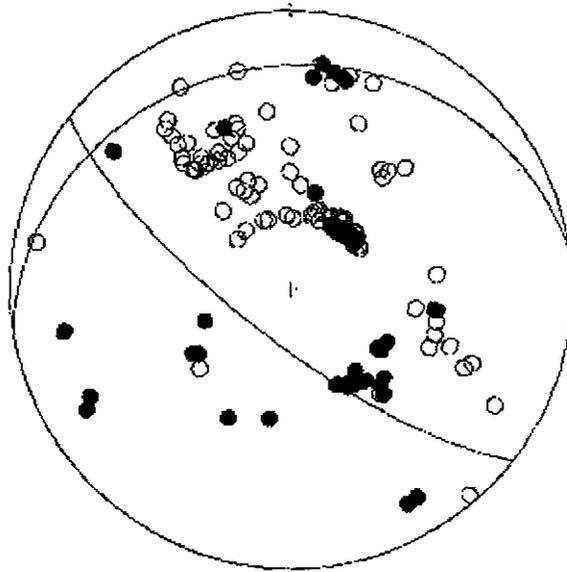
El siguiente mecanismo es el preliminar que da la Universidad de Harvard mediante la inversión del tensor de momento sísmico utilizando ondas superficiales a distancias telesísmicas:

	$\phi$ (°)	$\delta$ (°)	$\lambda$ (°)	
2)	128	75	-75	Plano 1
	262	21	-134	Plano 2

El tipo de fallamiento que muestran los mecanismos de acuerdo a la Figura 5 el fallamiento es normal. Para el modelado en el proceso de inversión se puede utilizar cualquier plano de los mecanismos, tanto del encontrado con los primeros arribos de la onda P como por el dado por Harvard, se utiliza el mecanismo de Harvard ya que este representa las características más globales del sismo. En el apéndice B se muestra la Tabla 2, esta contiene la ubicación de las estaciones, distancia y polaridad que se necesitaron para encontrar el mecanismo del sismo.



*Figura 4. Muestra el mecanismo encontrado de los primeros arribos de la onda P, los círculos vacíos muestran las dilataciones y los círculos llenos muestran las compresiones.*



*Figura 5. Muestra el mecanismo reportado por Harvard, con las polaridades de los primeros arribos de la onda P.*

#### *2.2.4 Modelado del Sismo*

El método de inversión propuesto por Kikuchi y Fukao (1985) consiste en que el programa va dando fuentes para poder hacer el modelado, pero no todas las fuentes que gráfica el programa son las del sismo ya que cualquier evento puede constar de una o varias fuentes así que se tienen que ver las características del sismo para poder determinar cuales son las fuentes que se utilizarán.

El desplazamiento de campo lejano se puede escribir de la forma  $W(t)=\omega(t)*M(t)$ , donde  $\omega(t)$  es la función de Green y  $M(t)$  la razón del momento para un punto fuente

equivalente; para hacer más estable la estimación de  $M(t)$  se usan las funciones de Green con duración finita, la razón del momento se escribe como:

$$M(t) = \sum_i M_i s(t - T_i) \dots \dots \dots 1$$

Donde  $s(t)$  es una función simple.

El modelo de la fuente es representado por el conjunto de valores discretos  $(M_i, T_i)$ , insertando este modelo de  $M$  en:

$$W(t) = I(t) * Q(t) * U(t) \dots \dots \dots 2$$

donde  $Q(t)$  es el operador de atenuación,  $I(t)$  es la respuesta instrumental y  $U(t)$  es el campo lejano de desplazamiento de la ecuación 2, se obtiene la forma para el sintético:

$$W(t) = \sum_i M_i g(t - T_i)$$

Donde  $g(i)$  es el sismograma calculado usando la ecuación 2 con la función  $s(t)$  como la función de tiempo de la fuente. En el método de inversión se utiliza una función trapezoidal para  $s(t)$ , esta función tiene 2 constantes de tiempo 1) Un tope en el tiempo de dislocación y 2) tiempo de ruptura.

Como los planos nodales son ortogonales entre sí podemos tomar cualquiera de los dos para el análisis por lo que tomaremos el plano de falla ( $128^\circ, 75^\circ, -75^\circ$ ), el momento sísmico  $M_0 = 5.67 \times 10^{24}$  dinas-cm y la profundidad de 54 Km para el modelado de las estaciones telesísmicas; se toma el mecanismo de Harvard ya que representa las características más globales de la ruptura vistas a distancias telesísmicas estas deben de encontrarse a una distancia mayor a  $30^\circ$  y menor que  $90^\circ$  del epicentro ( $1^\circ$  es aproximadamente 111 km.), ésto es porque solo se analiza el arribo de la onda P directa, ya que las señales sísmicas viajan en el manto inferior donde este es muy homogéneo y tiene poca atenuación.

Las estaciones que registraron este sismo que cumplen con la condición de distancia son: **AFI, BDFB, COL, COR, ESK, FFC, HRV, KEV, KONO, KOG, PAB, SJG, SSB**. Las señales que aparecen en negrita son las que utilizaremos para el modelado en conjunto para la reconstrucción del proceso de ruptura del sismo, además de hacer un modelado

individual de todas las señales. Las respuestas instrumentales de las estaciones de la Red GEOSCOPE se encuentran en velocidad mientras que las de la Red IRIS están en desplazamiento, esta es una característica importante ya que de no saber la respuesta instrumental el programa a utilizar modelaría de una manera errónea. La Figura 6 muestra la localización de las estaciones telesísmicas para el modelado.

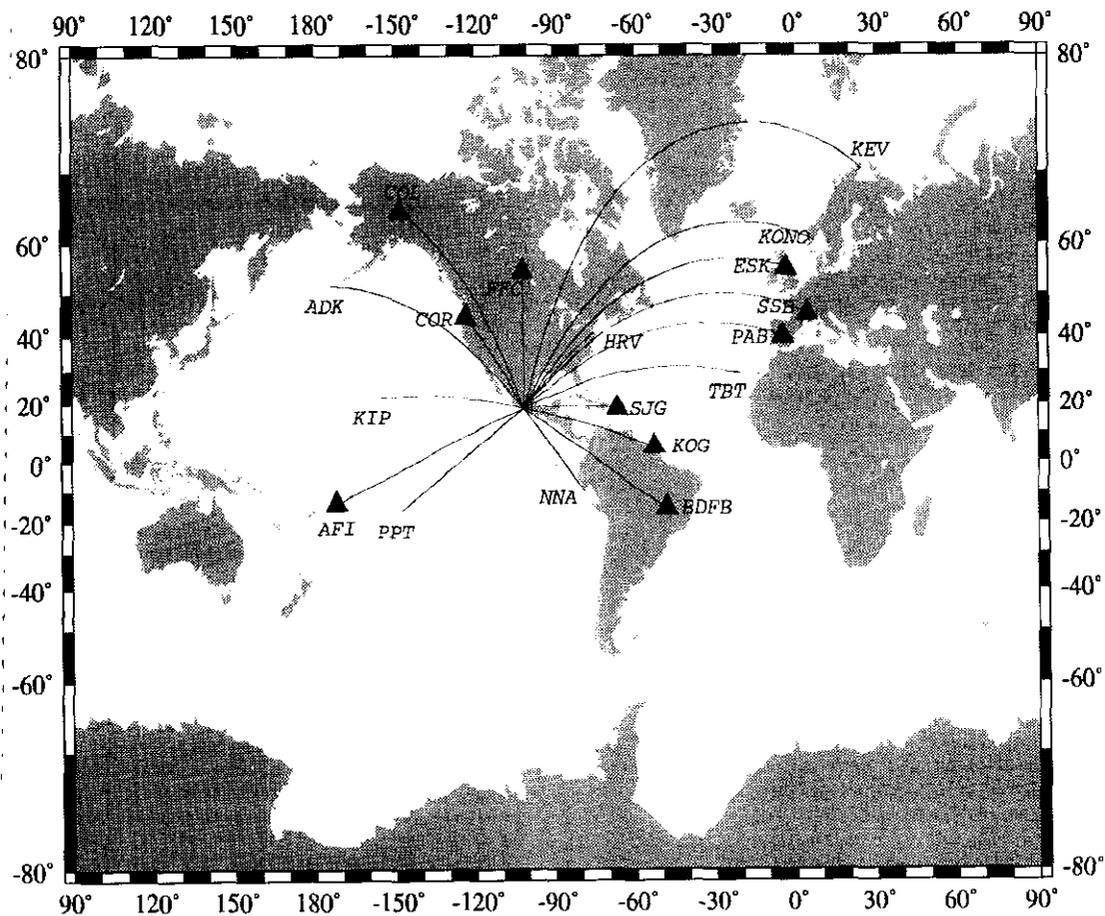


Figura 6. Muestra la ubicación de las estaciones telesísmicas para el proceso de inversión, los triángulos llenos son las estaciones utilizadas para el modelado del sismo.

Para poder reconstruir cómo fue el proceso de ruptura del sismo en estudio, hacemos un proceso de inversión del mismo, este proceso fue desarrollado por Kikuchi y

Fukao (1985), este método invierte los registros sísmicos simultáneamente para encontrar en forma decisiva el lugar, tiempo y momento de una fuente puntual que es la mejor explicación de los arribos, polaridades y amplitudes de los registros. Una función de tiempo y un mapa de distribución espacial de momento se obtiene con este procedimiento. Las dimensiones de la malla son 60 Km de ancho y 50 Km de largo, esto representa el plano de falla. En los cálculos de los sismogramas sintético se dan los siguientes parámetros como valores fijos: modelo de radiación, espacio geométrico y la respuesta instrumental del sismómetro. Se especifica también el mecanismo del sismo a utilizar y una función de tiempo. A prueba de ensayo y error se determina cual es la duración de la función y el número de iteraciones apropiado para la inversión de los registros sísmicos. Las iteraciones pueden variar de 20 a 100 este número varía según el resultado que se quiera obtener ya que se puede iterar hasta que el error entre el dato y el sintético sea bajo que un nivel escogido.

Este proceso sirve para modelar desde uno a varios registros sísmicos, para nuestro análisis solamente tomamos la componente Z de cada registro sísmico, se analizan 70 segundos de señal a partir del primer arribo de la onda P, para estar seguro de no cortar el primer arribo se toman 5 segundos antes del arribo de la onda, por ensayo y error se encontró que el valor de duración de la función es de 8 y número de iteraciones es 20 ya que a darle distintos números de iteraciones el error entre el sintético y el observado no cambia.

A partir de los resultados del proceso de inversión obtenemos las Figuras 7 y 8. Donde la Figura 7 muestra el mecanismo de falla del sismo y su fuente, además casi todas las estaciones excepto AFI está en un mismo cuadrante, el sismo presenta dos fuentes las cuales representan el proceso de ruptura del sismo, al comparar las señales sintéticas y las observadas se nota que es un buen modelado.

La Figura 8 consta de dos partes, la (A) muestra como fue la historia del proceso de ruptura del sismo, en esta están dibujadas las fuentes y con esto se determina como se propagó la ruptura a lo largo de la falla y la profundidad a la que empezó el evento, solo se toman los primeros 25 segundos; en la parte (B) muestra la malla bidimensional o plano de falla, aquí se grafican los resultados obtenidos en (A) para ver donde comenzó el evento y para donde se propagó.

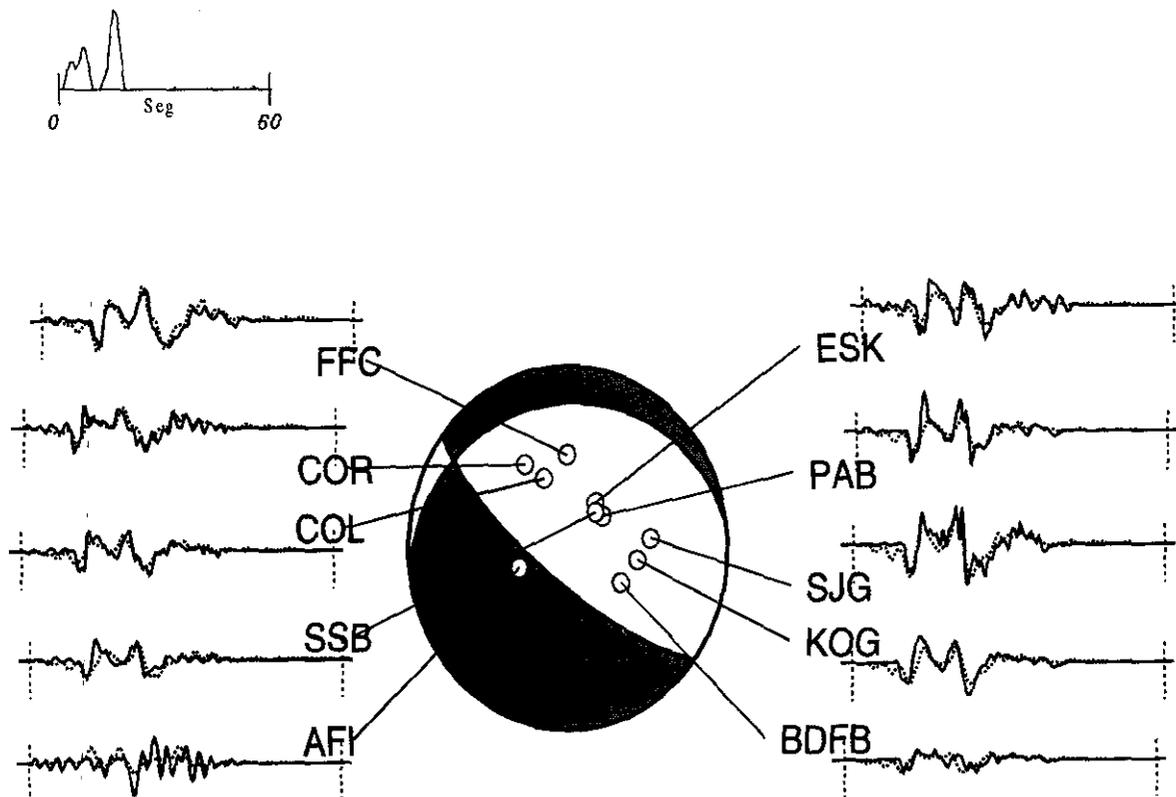


Figura 7. Muestra las señales de las estaciones utilizadas para el proceso de inversión del sismo, donde la señal observada es la continua, la señal sintética es la punteada y fuente de duración del evento.

Se repite el procedimiento del modelado del sismo pero ahora de una manera individual. Las Figuras 9, 10, 11 y 12 muestran el modelado individual de las estaciones SJG, KOG, BDFB, AFI, COL, COR, SSB y PAB con su proceso de ruptura, esto es como una manera de comparación del modelado individual y el modelado en conjunto. En estas figuras tenemos la estación, la ubicación, la fuente y el plano de falla, en las mallas se observa que hay variaciones en el inicio de ruptura del sismo ya que las profundidades son de 35, 44 y 54 km, los modelados de las figuras son muy buenos solo en la estación AFI el modelado es irregular.

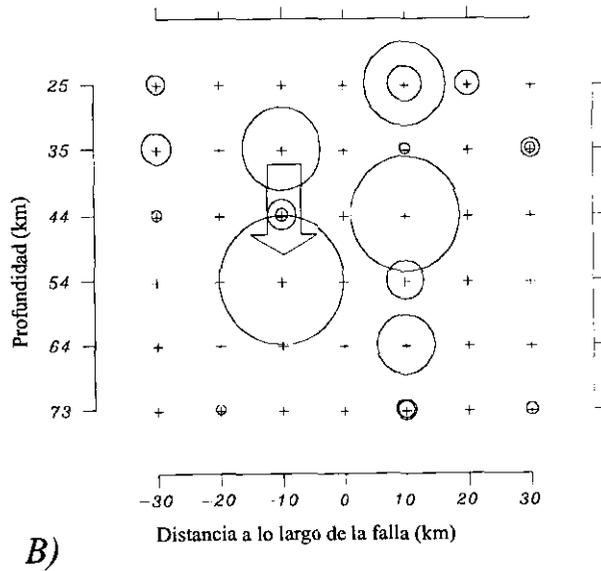
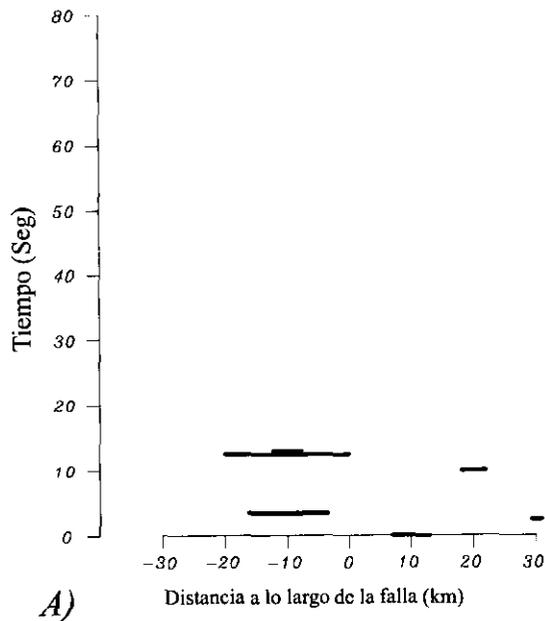


Figura 8. A) Muestra la historia del proceso de ruptura del sismo, B) Muestra el mallado bidimensional o plano de falla y como fue el proceso de ruptura del sismo la flecha indica donde empezó la ruptura y para donde se própago.

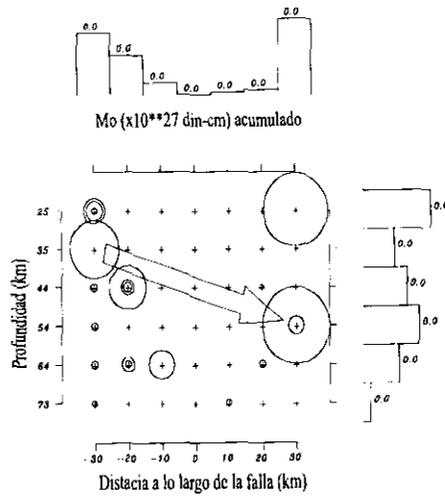
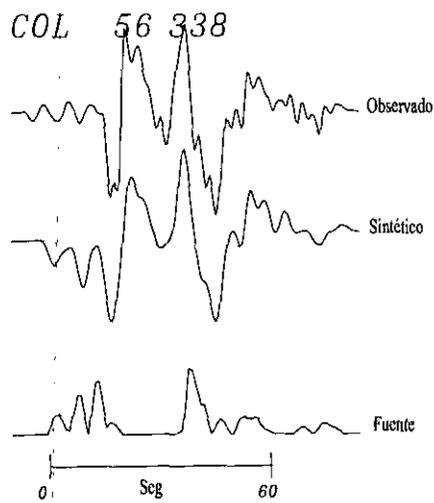
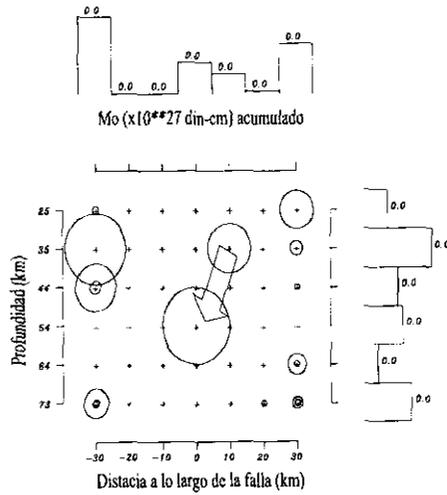
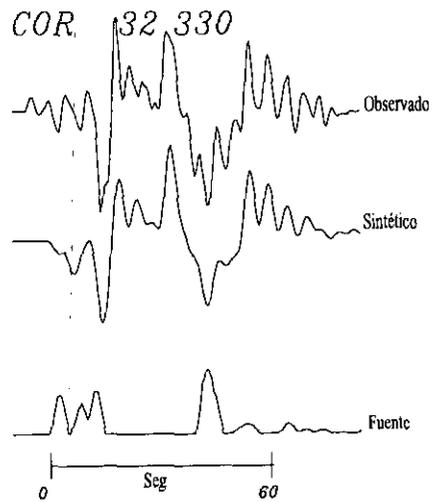


Figura 9. Muestra la ubicación de la estación, la señal observada, el sintético, la fuente y como fue el proceso de ruptura de las estaciones COR y COL.

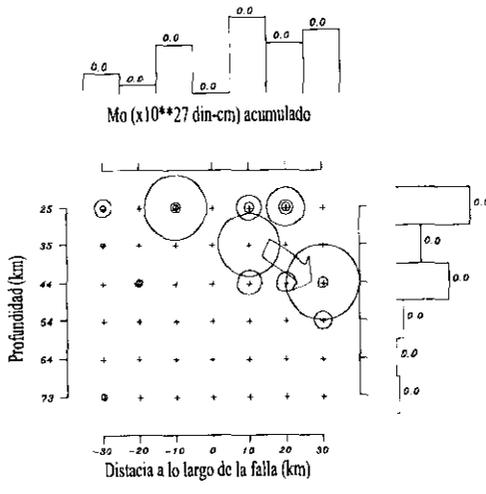
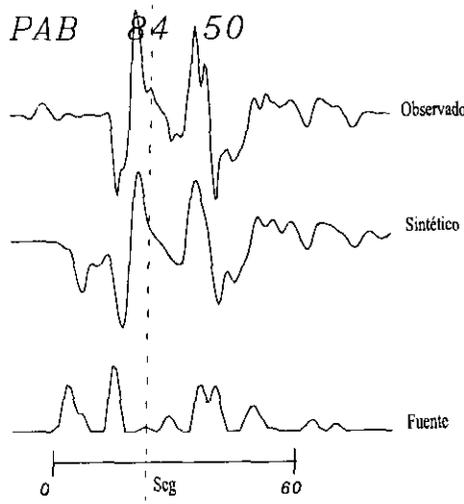
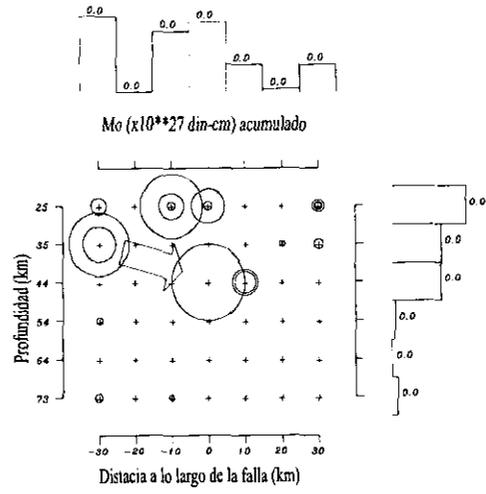
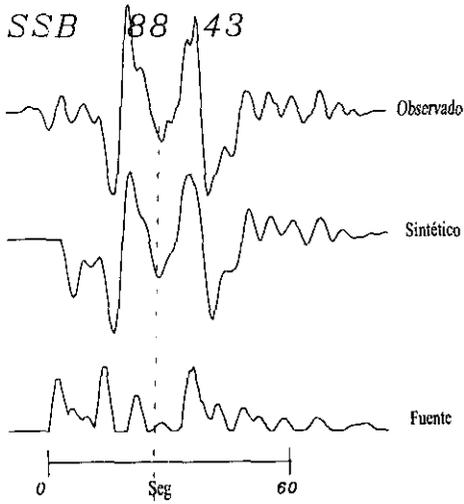


Figura 10. Muestra la ubicación de la estación, la señal observada, el sintético, la fuente y como fue el proceso de ruptura de las estaciones SSB y PAB..

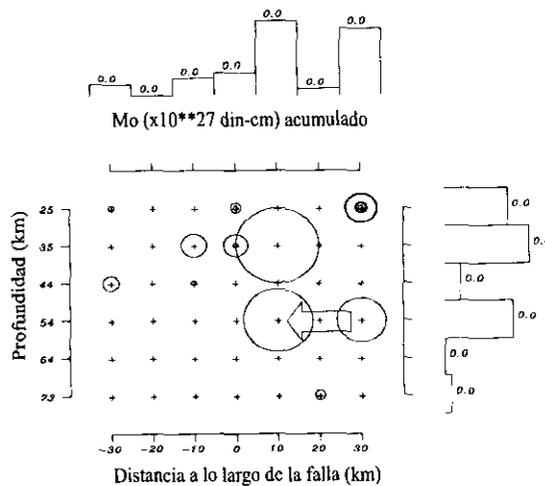
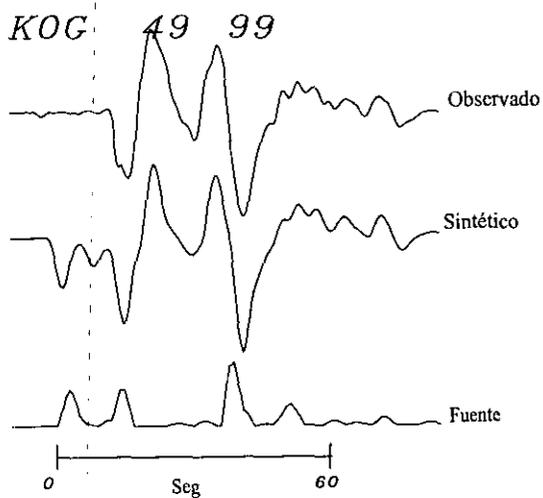
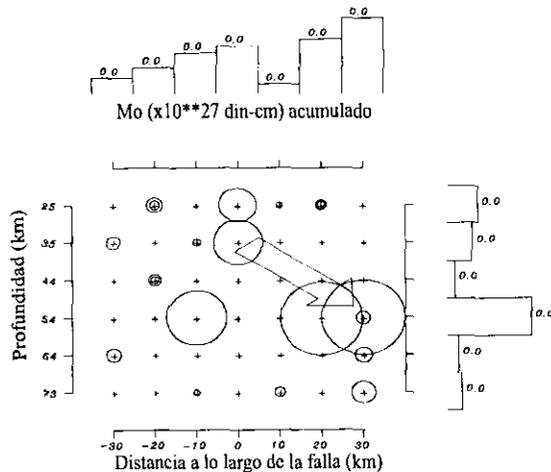
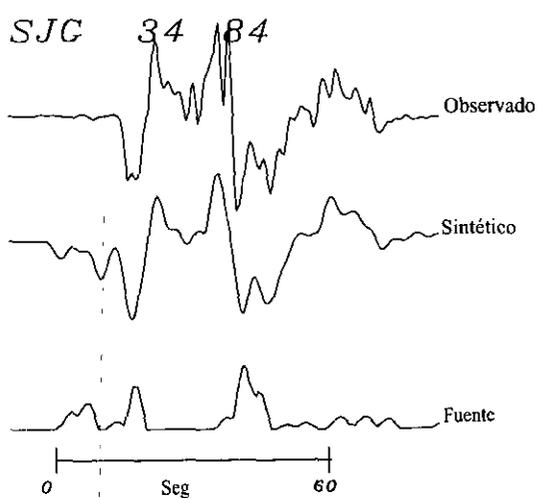
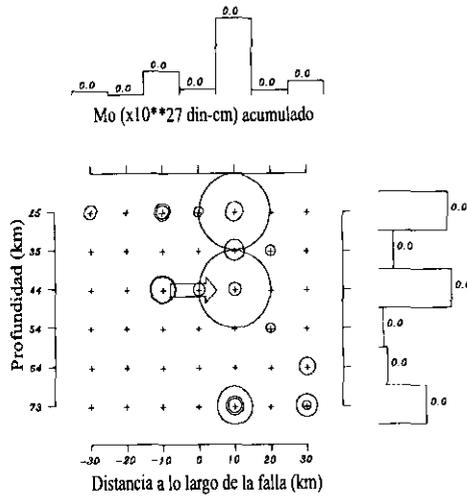
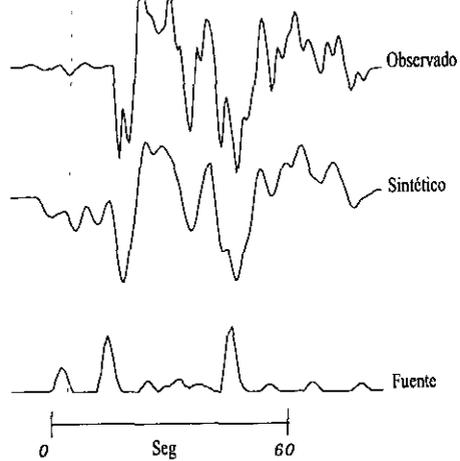


Figura 11. Muestra la ubicación de la estación, la señal observada, el sintético, la fuente y como fue el proceso de ruptura de las estaciones SJG y KOG.

BDFB 62 119



AFI 76 250

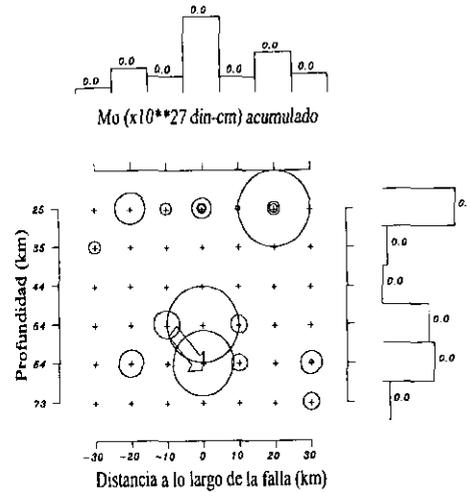
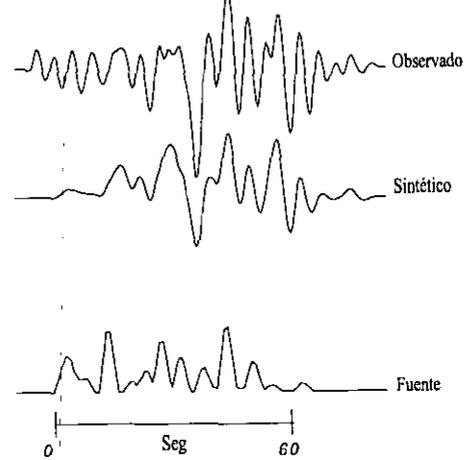


Figura 12. Muestra la ubicación de la estación, la señal observada, el sintético, la fuente y como fue el proceso de ruptura de las estaciones BDFB y AFI.

### 2.2.5 Espectro de desplazamiento

Con el análisis espectral de las señales de estaciones telesísmicas, se pueden obtener el tiempo de duración de la ruptura y el momento sísmico. Para calcular el espectro se necesita analizar el tren de ondas P en su archivo original, o sea, éste no debe de estar filtrado ya que se puede perder información del proceso de fuente. De hacer ésto, la respuesta estaría atenuada y afectará el modelo de radiación.

La determinación del momento sísmico es un parámetro importante usado para caracterizar el esfuerzo de la fuente del sismo. En los instrumentos de registro standard convencional es fácil perder componentes en baja frecuencia, estas contribuyen significativamente para el momento del sismo, por esta razón para mejorar el resultado del espectro debe de corregirse por la respuesta instrumental del sismógrafo, si la respuesta instrumental no esta incluida la frecuencia de esquina en el modelado estará equivocada. La frecuencia de esquina esta relacionada con el tiempo de duración de la fuente, es donde comienza la caída de energía.

La señal de la onda de cuerpo esta dada por:

$$W(t)=I(t)*Q(t)*U(t).....1$$

El desplazamiento vertical U(t) de onda P esta representado por:

$$U(t) = \frac{1}{4\pi\rho_h \alpha_h^3} \left[ \frac{g(\Delta, h)}{a} \right] C(i_0) S_{rad}(t) * M(t)$$

Donde \* es el operador de convolución; a es el radio de la Tierra; g(Δ,h) factor de separación geométrico; C(i<sub>0</sub>) respuesta de la superficie libre en la estación receptora, ρ<sub>h</sub>α<sub>h</sub> son la densidad y la velocidad de la fuente; M(t) razón del momento sísmico.

$$S_{rad}(t) = R^P(\theta, \phi)\delta(t) + R^{P'}(\theta, \phi)\delta(t - \Delta t_{p'}) + R^{S'}(\theta, \phi)\delta(t - \Delta t_{s'}).....2$$

Es el efecto combinado del modelo de radiación y la fuente cercana a la superficie de reflexión. Los tiempos de retraso entre la reflexión y la fase de la onda P son:

$$\Delta t_{p^p} = t_{p^p} - t_p$$

$$\Delta t_{s^p} = t_{s^p} - t_p$$

$R^i(\theta, \phi)$  es el modelo de radiación para la fase  $i$ .  $\delta(t)$  es la función delta de Dirac.

Aplicando la transformada rápida de Fourier a la ecuación 1 obtenemos la razón de la densidad espectral  $M(\omega)$ :

$$M(\omega) = \frac{4\pi\rho\alpha^3 a}{g(\Delta, h)C(i_i)} \left[ \frac{Q(\omega)W(\omega)}{I(\omega)S_{rad}(\omega)} \right] \dots\dots\dots 3$$

Donde  $\omega$  es la frecuencia angular. La parte real del operador de atenuación es:

$$Q(\omega) = e^{-\omega t^*/2}$$

Donde  $t^*$  es el parámetro de atenuación, esta definido por:

$$t^* = \int \frac{ds}{Q(s)\alpha(s)} \dots\dots\dots 4$$

Donde  $\alpha(s)$  es la velocidad de la onda  $P$ . Aplicando la transformada de Fourier a 2 se obtiene la radiación efectiva  $S(\omega)$  como:

$$S_{rad}(\omega) = R^p(\theta, \phi) + R^{p^p}(\theta, \phi)e^{i\omega\Delta t_{p^p}} + R^{s^p}(\theta, \phi)e^{i\omega\Delta t_{s^p}} \dots\dots\dots 5$$

Que a bajas frecuencias tiende a:

$$S_{rad}(0) \rightarrow R^p(\theta, \phi) + R^{p^p}(\theta, \phi) + R^{s^p}(\theta, \phi) \dots\dots\dots 6$$

La razón del momento espectral de las ondas de cuerpo se obtienen de la ecuación 3. El momento sísmico  $M_0=M(0)$  se obtiene de 3 usando 6 para  $S_{rad}(0)$ :

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\alpha^3 a}{g(\Delta, h)C(i_0)} \left[ \frac{W(0)}{I(0) * S_{rad}(0)} \right]$$

Para sismos someros es necesario conocer con precisión el plano de falla, ya que éste es requerido en los términos de la ecuación 6. Para sismos profundos e intermedios  $S(\omega)$  se reemplaza por:

$$S^{RMS} = \sqrt{(R^P)^2 + (R^{p^p})^2 + (R^{s^p})^2} \dots\dots\dots 7$$

La Figura 13 muestra el espectro de desplazamiento, aquí se encontrará el momento sísmico y la frecuencia de esquina. El valor del momento se obtiene trazando una recta paralela al eje de la frecuencia (logaritmo) esto es donde la gráfica muestra una pendiente casi nula o en el mejor de los casos nula, pero en nuestro caso tomamos un promedio de los tres picos más grandes de la gráfica ya que la primera parte se considera como ruido, aquí se tiene mucho cuidado en trazar la recta ya que podrían dar valores muy lejanos a real. El valor de intersección de la recta con el eje logarítmico del momento sísmico nos da el valor de  $2.0 \times 10^{25}$  dinas-cm. Ahora trazamos una recta con pendiente de -2 que figure como la envolvente del espectro, esto es porque de acuerdo al análisis del espectro de muchos sismos se ha encontrado que estos tiene una pendiente a la -2 (Brune, 1970); la intersección de las dos rectas que es la frecuencia de esquina da el tiempo de duración de la fuente, el cual es: 12 segundos (aproximadamente), claro este punto proyectado sobre el eje de la frecuencia.

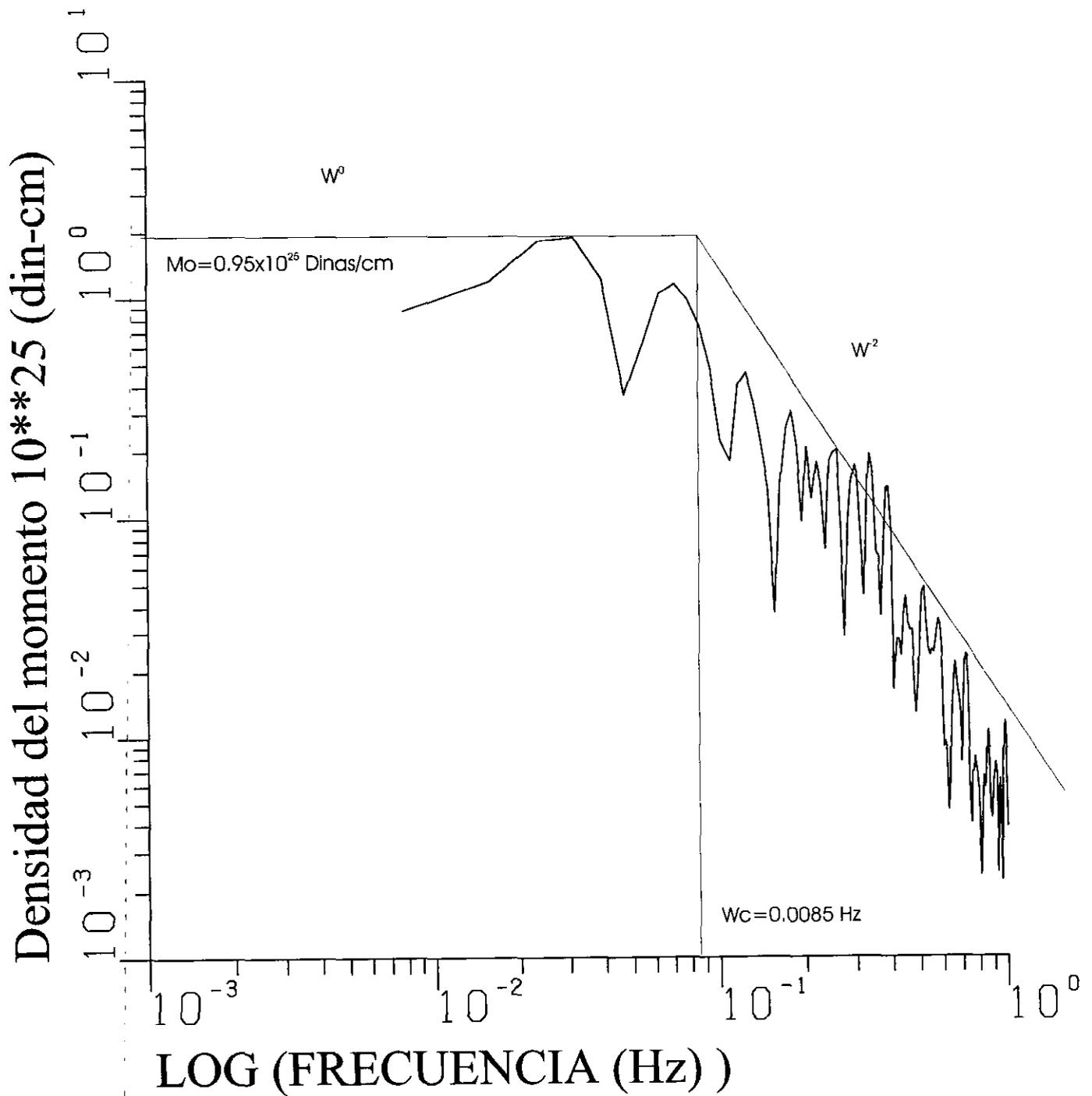


Figura 13. Muestra el espectro de radiación, de esta se obtiene la frecuencia de esquina y el momento sísmico.

# Capítulo 3

## 3.1 Discusión

El mecanismo focal encontrado de los primeros arribos de la onda P muestra que es de tipo inverso el cual no es característico de la zona, el reportado por Harvard con el análisis de las ondas superficiales muestran que es de tipo normal lo cual es característico de la zona, para el proceso de inversión del sismo se utilizó los resultados preliminares del mecanismo de Harvard y el momento sísmico  $M_0=5.67 \times 10^{24}$  dinas-cm, la profundidad propuesta de 54 Km, la profundidad se escogió de acuerdo a los tiempos de arribo de las distintas fases registradas, como estos tiempos están próximos entre sí la profundidad del evento no puede ser mayor a 70 km, se decidió por el mecanismo de Harvard porque éste representa las características más globales de la ruptura.

El error que muestra el modelo del proceso de inversión es de 35% este error es relativamente grande esto se debe a que falta mas información, pero a pesar de esto es un buen modelado como se ve en la Figura 7 al comparar la señal observada (línea continua) y la sintética (línea punteada). En la Figura 8.A muestra la historia del proceso de la ruptura la primera fractura que se da es a 35 km de profundidad propagándose hacia los 54 km, a esta profundidad es donde se libera mas energía que al principio de la fractura, al aplicar el porcentaje de error la ruptura cae dentro del intervalo de incertidumbre del proceso de inversión, observando las Figuras 9, 10, 11 y 12 del modelado individual vemos que el mecanismo muestra congruencia en el modelado, las estaciones no se escogieron al azar, sino se buscaron que éstas estuvieran en distintas regiones geográficas para mostrar que el modelado cumple con lo especificado sin importar la región, el error varia del 15% hasta 38% siendo el mejor modelado la estación KOG y el peor AFI. De los modelados se ve que

en la mayoría la primera ruptura fue a los 35 km de profundidad propagándose al igual que el modelado individual a mas profundidad; en la Figura 7 se muestra la fuente, donde se ve que el sismo tuvo 3 fuentes, la diferencia de tiempos entre el primer evento y el segundo es de 2 segundos, la diferencia entre el segundo evento y el tercero es de 14 segundos, por características que se ven en los sismogramas de las figuras 9 a 12 se ve una especie de “cuernos” lo cual indica que el evento tuvo dos fuentes ya que son dos arribos de la onda P. Por lo que para el tiempo de duración de la fuente del sismo sólo se toman las primeras dos fuentes, la tercera fuente no se toma ya que del análisis espectral la duración de la fuentes de aproximadamente 12 segundos que es el tiempo de las dos primeras fuentes por lo que la tercera fuente no se puede atribuir a la ruptura del sismo, sino a la de la estructura.

Un problema fue que la mayoría de las estaciones telesísmicas (excepto AFI) se encuentra en un solo cuadrante, ésto es por la premisa de que las estaciones deben encontrarse entre los 30° y 90 ° de distancia del epicentro, por lo que se eliminaron algunas estaciones por no estar dentro del rango y otras por tener una relación ruido/señal muy alta, estas estaciones se encuentran en islas del Océano Pacífico por lo que era muy difícil de ver el registro de la señal. Si se observa la Figura 7 vemos que el peor modelado es la estación AFI ya que esta se encuentra también en una isla del Océano Pacífico.

En la Figura 13 la gráfica del espectro de desplazamiento se obtiene el valor del momento sísmico de  $0.95 \times 10^{25}$  dinas-cm, de acuerdo al error estimado, el momento sísmico esta dentro del intervalo  $[0.68 \times 10^{25}, 3.65 \times 10^{25}]$  dinas-cm, la frecuencia de esquina es de  $8.5 \times 10^{-2}$  Hz, el tiempo de duración de la fuente es de 11.76 segundos.

### 3.2 Conclusiones

1.- Del análisis de las estaciones regionales se encuentra que la profundidad del sismo es de 54 km.

2.- El mecanismo encontrado por los primeros arribos de la onda P muestra que es de tipo inverso mientras que el mecanismo reportado por Harvard es de tipo normal.

3.- La primera ruptura fue de tipo inverso que es de acuerdo a los resultados encontrados de las estaciones regionales teniendo una liberación de energía pequeña, la segunda ruptura fue de tipo normal que fue lo que se encontró en los resultados del análisis de las estaciones telesísmicas dado por Harvard teniendo la mayor liberación de energía en esta zona por esto es la incongruencia en los mecanismos.

4.- La primera ruptura ocurrió en el contacto de las placas, ésta se propagó a mayor profundidad teniendo su segunda ruptura dentro de la placa.

# Apéndice A

## Tabla 1

Evento No.	Fecha	Localización del Epicentro		Magnitud Ms
		°N	°W	
<b>1</b>	<b>30/01/73</b>	<b>18.40</b>	<b>103.20</b>	<b>7.5</b>
<b>2</b>	<b>14/03/79</b>	<b>17.30</b>	<b>101.40</b>	<b>7.6</b>
<b>3</b>	<b>26/07/81</b>	<b>17.79</b>	<b>102.01</b>	<b>6.5</b>
<b>4</b>	<b>25/10/81</b>	<b>17.80</b>	<b>102.30</b>	<b>7.3</b>
5	01/11/81	17.96	101.31	5.5
<b>6</b>	<b>19/09/85</b>	<b>18.10</b>	<b>102.70</b>	<b>8.1</b>
<b>7</b>	<b>21/09/85</b>	<b>18.40</b>	<b>103.00</b>	<b>7.6</b>
8	19/06/86	18.05	101.66	5.0
9	04/11/86	17.79	101.76	5.2
10	08/02/88	17.40	101.22	5.2
11	10/03/89	17.52	100.90	5.1
12	12/08/89	18.12	101.03	5.0
13	19/05/90	17.19	101.42	5.1
14	29/10/90	18.71	102.09	5.0
15	14/01/91	17.86	101.88	5.1
16	12/02/92	17.70	101.60	5.0
17	31/03/92	17.23	101.30	5.2
18	01/04/92	17.26	101.24	5.1
19	11/03/93	18.31	101.73	5.1
20	23/05/94	17.97	100.67	5.6
21	10/12/94	18.02	101.56	6.2
22	10/12/95	18.43	101.16	5.0

Tabla 1. Muestra la fecha, localización y magnitud de los sismos más importantes ocurridos en la brecha de Michoacán, los eventos en negrita son los que ocurrieron en la primera banda (tipo inverso) y los demás en la segunda banda (tipo normal) en la cual se encuentra el sismo de estudio.

# Apéndice B

ESTA TERCERA NO DEBE SALIR DE LA BIBLIOTECA

## Tabla 2

Estación	Acimut (grados)	Acimut opuesto (grados)	Angulo (grados)	Distancia (grados)	Polaridad
CAIG	127.90	308.30	110.80	1.60	C
ACX	62.10	242.70	109.70	1.80	C
III	79.60	260.20	108.90	2.00	C
COLI	300.10	119.40	107.50	2.30	D
CUIG	59.70	240.40	106.40	2.60	D
UNM	59.70	240.50	106.70	2.60	C
PPM	69.00	250.00	104.80	3.00	C
IIT	71.60	252.60	103.80	3.20	C
CJIG	294.40	113.30	102.60	3.60	C
PNIG	115.70	296.80	102.50	3.70	C
OXIG	100.70	282.10	98.85	4.70	D
OXX	100.70	282.10	98.86	4.70	D
HUIG	112.40	294.00	96.25	5.70	C
MZX	319.30	137.60	93.09	6.90	D
TUC	331.40	147.50	71.13	16.50	D
WMOK	7.90	189.20	70.40	16.80	D
MEO	8.40	189.80	70.26	16.90	C
ANMO	346.40	164.20	69.21	17.40	D
OCO	11.00	192.80	68.40	17.80	C
MIAR	21.90	205.40	68.14	17.90	D
VVO	15.60	198.20	67.98	18.00	D
SIO	13.80	196.10	67.05	18.30	C
TUL	14.90	197.50	66.02	18.50	C
ACO	6.10	187.20	65.32	18.70	C
PCO	11.30	193.50	64.17	19.00	D
GLA	324.00	138.20	63.77	19.10	D
SMTC	322.10	138.20	63.77	19.60	D
CNI	112.30	296.80	59.08	20.40	D
DVD	114.70	299.10	57.20	20.90	D
CSP	322.00	135.00	55.19	21.50	D
CCM	22.30	207.20	53.85	21.90	D
GLD	352.40	170.60	53.93	21.90	D
ARUT	334.50	148.90	52.82	22.30	D
MSU	337.70	152.60	52.43	22.40	D
SRU	341.50	157.10	52.45	22.40	D
ABL	320.30	132.30	50.94	23.00	D
PRM	43.30	231.80	49.92	23.50	D
BCH	319.70	131.30	49.34	23.70	D
DUG	338.60	153.00	48.54	24.10	D
MLAC	325.70	137.50	47.60	24.70	D
SAO	320.80	131.50	46.44	25.60	D
CMB	324.30	135.30	46.14	25.90	D
BMN	332.10	144.30	45.90	26.10	D
MHC	321.50	132.00	45.90	26.10	D
JRSC	320.90	131.10	45.60	26.50	D
TMI	343.00	157.60	45.46	26.70	D

Estación	Acimut (grados)	Acimut opuesto (grados)	Angulo (grados)	Distancia (grados)	Polaridad
BLA	39.90	229.90	45.49	26.70	D
BKS	321.70	131.90	45.37	26.80	D
WDC	325.60	135.10	44.73	28.80	D
LBFM	327.40	137.10	44.70	29.10	D
YBH	327.00	136.20	44.60	29.80	D
BMG	107.80	294.10	44.60	29.80	D
ARC	324.40	133.00	44.59	29.90	D
BOG	113.00	298.50	44.57	30.00	D
SSPA	37.20	229.10	44.46	30.40	D
SDV	102.70	290.10	44.14	31.40	D
COR	330.20	138.50	43.88	32.10	D
DPW	339.10	149.70	43.71	32.70	D
CAR	98.30	286.80	43.50	33.40	C
SJG	84.20	275.50	43.43	33.60	D
GMW	334.10	142.20	43.25	34.20	D
HRV	39.80	235.50	42.87	35.30	D
GUAN	98.10	287.00	42.70	35.70	C
RUV	206.30	25.90	42.38	36.50	C
FFC	359.60	179.30	42.32	36.60	D
NNA	138.90	320.30	41.54	38.50	C
ARE	137.40	317.90	38.82	45.30	C
RPN	189.70	10.40	38.73	45.50	C
LPB	134.20	314.70	37.83	47.60	C
KOG	98.80	289.20	37.08	49.30	D
FRT	229.30	49.30	35.67	52.90	D
FSA	140.80	318.00	34.52	55.80	C
FBA	338.20	124.00	34.43	56.00	D
COL	338.20	124.00	34.43	56.00	D
TPT	237.10	55.70	34.44	56.00	C
PMO	237.20	55.90	34.35	56.20	D
VAH	236.80	55.60	34.38	56.20	C
SVW	332.10	113.70	33.93	57.30	D
CYA	142.50	318.90	33.77	57.70	C
RTCB	147.10	322.80	33.49	58.40	D
RTLL	146.80	322.40	33.47	58.50	C
CFA	146.80	322.30	33.34	58.80	D
PPN	235.80	55.50	33.31	58.90	C
TVO	235.40	55.30	33.31	58.90	C
PPT	235.80	55.60	33.26	59.00	C
SAN	150.00	325.30	33.24	59.10	C
PAE	235.70	55.60	33.24	59.10	C
AFR	236.00	55.70	33.21	59.10	C
TCA	143.80	318.90	32.69	60.60	C
RFA	149.10	323.60	32.46	61.20	C
BRW	342.60	118.00	32.12	62.20	D
BDFB	119.10	300.30	32.04	62.50	C
ANM	334.10	106.10	31.96	62.70	D
AGVB	124.20	303.40	31.92	62.80	C

Estación	Acimut (grados)	Acimut opuesto (grados)	Angulo (grados)	Distancia (grados)	Polaridad
PLCA	154.40	327.30	31.12	65.20	C
ALE	5.20	221.10	30.68	66.30	D
CACB	124.10	302.10	30.58	66.60	C
ADK	319.30	90.10	30.49	66.90	D
LPA	142.00	314.50	30.45	67.00	C
DAG	14.00	267.20	28.91	70.90	C
AFI	250.20	67.30	26.89	76.20	C
DCN	37.60	284.30	26.04	78.30	D
DLF	37.60	284.80	25.86	78.70	D
ELO	33.00	286.30	25.68	79.10	D
EBH	34.20	286.70	25.51	79.60	D
EAU	34.60	286.80	25.45	79.70	D
EDU	33.80	287.00	25.44	79.80	D
YRC	37.30	286.40	25.40	79.90	D
EDI	34.50	287.00	25.40	79.90	D
YRH	37.10	286.40	25.37	79.90	D
WME	37.10	286.50	25.36	80.00	D
EBL	34.60	287.10	25.35	80.00	D
ESK	35.10	287.10	25.34	80.00	D
EZAM	48.90	285.30	25.27	80.20	D
ESY	34.40	287.40	25.28	80.20	D
HCG	38.00	287.20	25.09	80.70	D
EMON	47.40	286.20	25.09	80.80	D
GOI	50.58	285.80	24.99	80.90	D
HTR	38.20	287.50	24.98	81.00	D
ERUA	48.40	286.30	24.87	81.20	D
HAE	38.10	288.10	24.82	81.40	D
MTE	50.40	286.30	24.77	81.50	D
SUE	28.10	292.80	24.57	82.00	D
FIG	53.60	286.60	24.48	82.20	C
LOF	20.00	299.60	24.45	82.30	D
MOL	26.20	295.00	24.30	82.60	D
HYA	27.70	294.00	24.30	82.60	D
EPLA	50.40	287.30	24.28	82.70	D
TRO	17.70	304.30	24.05	83.20	D
ODD1	28.80	294.50	23.96	83.30	D
BLSS	29.30	294.40	23.90	83.50	D
NSS	23.50	298.60	23.80	83.50	D
GRR	41.20	289.80	23.84	83.60	D
LPF	41.60	289.70	23.84	83.60	D
FLN	40.80	290.00	23.79	83.70	D
AVE	57.20	287.30	23.81	83.70	D
GUD	49.40	288.40	23.69	83.90	D
EHOR	52.30	288.00	23.69	84.00	D
LDF	40.90	290.30	23.65	84.00	D
LIJA	53.30	288.00	23.59	84.10	D
PAB	50.50	288.40	23.60	84.10	D
MOMI	53.90	287.90	23.62	84.10	D
EJIF	53.70	288.00	23.55	84.20	D
EPRU	53.10	288.10	23.54	84.30	D

Estación	Acimut (grados)	Acimut opuesto (grados)	Angulo (grados)	Distancia (grados)	Polaridad
ECRI	47.10	289.20	23.47	84.40	D
TIO	59.40	287.60	23.45	84.50	D
MFF	42.80	290.50	23.37	84.70	D
KONO	28.40	297.00	23.32	84.80	D
ELUQ	52.30	288.60	23.32	84.80	D
ELOJ	52.70	288.70	23.23	85.00	C
EBAN	51.60	288.80	23.25	85.00	D
ERON	52.70	288.90	23.12	85.30	C
KEV	15.80	311.70	23.13	85.30	D
IFR	56.40	288.40	23.09	85.40	D
ECOG	52.40	289.00	23.09	85.40	C
ETOR	48.70	289.70	23.11	85.40	D
EGUA	52.80	289.10	23.04	85.60	D
LFF	44.10	291.20	22.93	85.80	D
EVA	50.90	289.60	22.96	85.80	D
LSF	42.70	291.70	22.92	85.90	D
EHUE	51.70	289.60	22.89	86.00	D
EGRA	46.90	290.70	22.84	86.10	D
RJF	43.50	291.70	22.81	86.20	D
LPO	44.20	291.50	22.80	86.20	D
EPF	46.00	291.10	22.79	86.30	D
TCF	42.50	292.20	22.78	86.30	D
MAF	42.40	292.40	22.70	86.60	D
BGF	42.00	292.60	22.68	86.60	D
ECHE	49.50	290.60	22.70	86.60	D
CAF	43.80	292.10	22.65	86.70	D
WTS	36.00	295.20	22.63	86.80	D
ENN	37.40	294.60	22.62	86.80	D
AVF	41.70	292.90	22.61	86.80	D
SSF	41.40	293.00	22.61	86.80	D
HGN	37.40	294.60	22.62	86.80	D
LOR	41.10	293.30	22.57	87.00	D
TAF	54.40	289.80	22.53	87.10	D
LBF	41.30	293.40	22.52	87.20	D
SMF	41.70	293.30	22.50	87.20	D
BNS	36.80	295.60	22.45	87.40	D
COP	31.20	299.60	22.29	88.00	C
HAU	39.70	295.10	22.25	82.20	D
SSB	42.70	293.80	22.25	88.20	D
ETER	46.00	292.80	22.24	88.30	D
TNS	37.10	296.60	22.19	88.50	D
LVZ	15.20	318.80	22.17	88.60	D
EMS	41.30	295.50	22.01	89.40	C
LPG	41.90	295.40	21.98	89.50	D
LPL	41.90	295.40	21.99	89.50	D
BSD	31.00	301.60	21.98	89.60	D
DIX	41.20	295.90	21.95	89.70	D
ZLA	39.60	296.60	21.96	89.70	D
APL	40.10	295.50	21.93	89.80	D
MMK	41.00	296.30	21.89	90.10	D

Estación	Acimut (grados)	Acimut opuesto (grados)	Angulo (grados)	Distancia (grados)	Polaridad
MOX	35.80	299.00	21.89	90.10	D
LRG	43.90	295.10	21.88	90.10	D
LMR	43.90	295.20	21.85	90.30	D
LLS	40.00	297.00	21.85	90.30	D
GRF	36.80	298.70	21.85	90.30	D
GRFO	36.80	298.70	21.85	90.30	D
HOF	36.00	299.20	21.84	90.40	D
CLL	34.80	300.10	21.82	90.50	D
TMA	40.70	296.70	21.81	90.60	C
YAK	338.40	47.90	21.81	90.60	C
OSS	39.80	297.80	21.74	91.10	D
FUR	38.10	298.70	21.74	91.10	D
BRG	34.90	300.80	21.73	91.20	D
MOTA	38.90	298.60	21.72	91.40	D
WET	36.70	299.90	21.71	91.50	D
SOTA	39.00	298.60	21.71	91.50	D
WITA	38.80	298.90	21.70	91.70	D
WATA	38.70	298.90	21.70	91.70	D
PRU	35.50	301.20	21.68	92.00	D
BHG	38.00	299.90	21.68	92.20	D
NRIL	356.50	9.50	21.68	92.40	D
KSP	34.10	302.60	21.67	92.50	D
KBA	38.40	300.20	21.67	92.80	D
DPC	34.50	302.70	21.67	92.90	D
PUL	22.20	314.80	21.66	93.20	D
YSS	321.90	59.20	21.65	93.40	D
VOY	39.10	300.60	21.64	93.70	D
TRI	39.40	300.50	21.63	93.80	D
VKA	36.30	302.50	21.63	93.90	D
LJU	38.80	301.00	21.62	94.10	D
OKC	34.30	304.00	21.62	94.10	D
ZST	36.10	303.10	21.60	94.40	D
ZAG	38.50	302.10	21.57	95.10	D
SRO	35.90	304.00	21.57	95.30	D
LVV	32.10	308.80	21.50	97.20	C
BRY	40.00	303.70	21.46	98.20	C
NKY	39.80	304.10	21.44	98.50	C
BDV	40.40	303.90	21.43	98.70	C
BOD	341.60	34.20	21.43	98.80	D
MOS	22.00	321.00	21.43	98.80	D
TTG	40.10	304.20	21.43	98.90	C
IVA	39.40	304.70	21.42	99.00	C
ULC	40.50	304.10	21.42	99.10	C
PVY	39.60	304.70	21.41	99.20	C
IIS	313.30	58.30	21.35	101.20	D

Tabla 2. Muestra los parámetros de cada estación, los que se utilizan para encontrar el mecanismo focal del sismo es la estación, acimut, ángulo de incidencia y la polaridad.

# Apéndice C

## Tabla 3

Estación	Nombre de la fase	Tiempo de arribo (segundos)
CUIG	P	53.26
	sPn	69.51
	sPb	75.95
	sPg	79.58
PNIG	P	54.63
	sPn	70.78
	sPb	77.66
	sPg	81.49

Tabla 3. Muestra las estaciones locales (CUIG y PNIG), las diferentes fases de la onda P con sus tiempos de arribo a la estación. El tiempo de la onda P es el tiempo que tarda en llegar dicha fase a la estación a partir de la hora origen del sismo

# REFERENCIAS

Bezzeghoud M., Deschamps A. And Madariaga R., 1987, Broad-Band P-wave signals and spectra from digital stations, Digital Seismology and Fine Modeling of the Lithosphere, *Plenum Press*, Vol 42, Pag. 351-374.

Campa M. F. and Coney P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México, *Can. J. Earth Sci.*, Vol 20, Pag. 1040-1051.

Dewey J. and Suárez G., 1991, Seismotectonics of Middle America, *The Geology of North América Decade Map*, Vol. 1, Pag. 309-321.

Havskov J, Singh S., Nava E., Domínguez T. and Rodríguez M., 1983b, Playa Azul Michoacán México earthquake of 25 October 1981 ( $M_s=7.3$ ), *Bulletin Of the Seismological Society of America*, Vol. 73, Pag. 449-458.

Kikuchi Masayuki and Fukao Yoshio, 1985, Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes- the Tokachi-Oki earthquake of 1968, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 37 (1985), Pag. 235-248.

Kostoglodov V. and Ponce L., 1994, Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America trench, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B1, Pag. 729-742.

McCann W. R., Nishenko S. P., Sykes L. R. and Krause J. H., 1979, Seismic gaps and Plate tectonics: seismic potencial for major boundaries, *Pure appl. Geophisics*, Vol 117, Pag. 1082-1147.

Morgan W. Jason, 1968, Rises, Trenches, Great Fualts, and Crustal Blocks, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 73, No 6, Pag. 1959-1982.

Pardo M., 1993, Características sismotectónicas de la subducción de las placas de Rivera y Cocos en el sur de México, *Tesis Doctoral*, Universidad Nacional Autónoma de México.

Suárez G. y Jiménez Z., 1988, Sismos en la ciudad de México y el terremoto del 19 de Septiembre de 1985, *Cuadernos del Instituto de Geofisica*, Vol 2, Pag. 34-42.

# AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Jaime Yamamoto Victorio la dirección de esta tesis y por su constante apoyo durante la realización de la misma. A los Doctores Luis Quintanar, Carlos Valdés, Alfonso Huanosta y al Maestro en Ciencias Manuel Augusto por su ayuda en la estructura de la tesis y por la revisión de la misma.

A los doctores Vladimir Kostoglodov, Raúl Valenzuela, por su valiosa asesoría, ayuda y comentarios, sin los cuales este trabajo no hubiera sido posible.

Al doctor Luis Quintanar por toda la paciencia para explicarme el funcionamiento de los programas de para desarrollar el proceso de inversión y por resolver muchas de mis dudas que surgían en desarrollo de la tesis.

A mis amigos de la facultad: Aracemi Carmona, Cesar Badillo, Leopoldo Huertero, Alejandro Suárez, Julio Ortega, Julio Mimiaga, Fernando Ramírez, Luis Antonio Aceves, Yuri de la Rosa, Sergio Aguilera, Gabriel Ramos, José Luis Rodríguez y Raymundo Pérez por su apoyo y por los buenos momentos compartidos.

A mis amigos y compañeros del Departamento de Sismología del Instituto de Geofísica.

A mi familia que siempre me apoya en todo momento para cualquier empresa que emprenda.

A mis tíos: Osiris, Anubis, Isis, Ibis, Horus, Aton, Moises, Omar, Saladino, Pluma Blanca, Pakal, Oscar, que siempre estuvieron muy atentos tanto como en mi educación y en mi vida.