



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

DETERMINACION DEL TIPO DE FUENTES SISMICAS  
DENTRO DE LA CUENCA DE MEXICO Y SU RELACION  
CON LA GEOLOGIA LOCAL

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 :

MIGUEL ANGEL AGUILAR ROSALES



FACULTAD DE CIENCIAS  
UNAM

DIRECTOR DE TESIS:  
DR. LUIS QUINTANAR ROBLES

2004



FACULTAD DE CIENCIAS  
SECCION ESCOLAR



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

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

**Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo escrito:**

"Determinación del tipo de fuentes sísmicas dentro de la cuenca de México y su relación con la geología local"

**realizado por** Aguilar Rosales Miguel Angel

**con número de cuenta** 09021496-7 , **quien cubrió los créditos de la carrera de:** Física.

**Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.**

**A t e n t a m e n t e**

**Director de Tesis**  
**Propietario**

Dr. Luis Quintanar Robles

*Let-12*

**Propietario**

Dr. Luis Rodríguez Fernández

*Luis Rodríguez Fernández*

**Propietario**

M. en C. Manuel René Garduño López

*Mj-4*

**Suplente**

M. en C. Zenón Jiménez Jiménez

*Z Jimenez*

**Suplente**

Fís. Jorge Pérez López

*J Pérez López*

**Consejo Departamental de Física**

*Alicia Zarzosa Pérez*

**M. EN C. ALICIA ZARZOSA PEREZ**  
**Coordinadora de Licenciatura**  
**DEPARTAMENTO DE FÍSICA**

### **A mis padres:**

Por la vida y el cariño.  
Por el apoyo y la libertad.  
Porque sé que están tanto o más ilusionados que yo por este momento.  
Gracias, padre y madre, esto es de ustedes.

### **A mis hermanos:**

Carlos  
Gabriel  
Javier  
Angeles  
Mayra

Por la compañía  
y porque siempre fueron mi motivación para llegar hasta aquí.  
Esto también es de ustedes.

A la vida, que me permite ver cumplido el sueño  
que he tenido desde pequeño.

Mi más sincero agradecimiento al Dr. Luis Quintanar, por su apoyo en todos los aspectos, por la paciencia y las enseñanzas y también por darme la oportunidad de trabajar con usted. Sin su ayuda y apoyo esto no hubiera sido posible. Gracias Luis.

Gracias de manera muy especial al Dr. Roberto Ortega Ruiz (CICESE, Baja California), por permitirme usar su programa de cómputo para el modelado de forma de onda. Gracias también porque siempre tuviste disposición para resolver todas mis dudas.

Agradezco a mis sinodales, que tuvieron el tiempo y la disposición para revisar este trabajo, fueron de ayuda invaluable sus comentarios: Dr. Luis Rodríguez, M. en C. René Garduño, Fís. Jorge Pérez y en especial al M. en C. Zenón Jiménez.

Gracias también, por sus comentarios sobre el tema al M. en Ing. Javier Lermo.

Al Instituto de Geofísica y a todo el personal que ahí labora.

Al programa de becas del Instituto de Geofísica, por el apoyo económico.

Al Departamento de Sismología y a todos los que lo integran, sobre todo al Ing. Manuel Velázquez y al Dr. Arturo Iglesias. Manuel, tu apoyo en cómputo fue fundamental para este trabajo, gracias.

A mis compañeros de Sismología, por la compañía y enseñanzas compartidas: Paola, Sara, Citlali, Angélica, Raúl.

A mis profesores de la Facultad de Ciencias, por sus enseñanzas y dedicación.

A la Dra. Ana María Soler por su apoyo moral.

A mis amigos y compañeros de la Facultad de Ciencias: María, Mónica P., Mónica D., Jaime y a las personas que compartieron en algún momento el tiempo y el espacio en la Facultad. Mari: tú sabes que eres especial...

A los compañeros del Centro de Ciencias de la Atmósfera, que durante algún tiempo formaron parte de este proceso: Jephthé, Rosita, Sergio.

De manera muy especial, a mis queridos amigos de siempre: María, Fidel, Norberto. Gracias por todos los agradables, emocionantes y divertidos momentos a lo largo de todos estos años. Gracias por seguir compartiendo este viaje que iniciamos juntos en el CCH. Ustedes son inolvidables. Mari: gracias por los consejos y por tú apoyo moral desde siempre, tú sabes lo que significas para mi...

Al CCH SUR, porque ahí empecé a conocer el valor de esta Universidad, porque me dio a los amigos de toda la vida, porque las experiencias vividas ahí lo hacen un lugar inolvidable.

A la UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO, la mejor y más importante Universidad de Iberoamérica, por darme la oportunidad de aprender en sus aulas y de desarrollarme como persona. Gracias por permitirme lograr lo que siempre quise.

Siempre Pumas!!

... y según los antepasados, el símbolo indica la fecha en que habrá de terminar el Quinto Sol a causa de un temblor: **nahui ollin** (cuatro movimiento).



## RESUMEN

De los sismos ocurridos en el período que va de Enero de 1996 a Diciembre de 2003 en la Cuenca de México y sus alrededores y registrados en la base de datos de la Red Sísmica del Valle de México (RSVM) y en la Red de Banda Ancha se seleccionaron 21 eventos ( $2.3 \leq M_C \leq 3.8$  y  $H \leq 12$  km).

Estos registros se utilizan para establecer los mecanismos focales de las fallas producidas por los temblores localizados en esta zona. Para esto se utilizaron dos métodos. Uno de ellos es el método de la polaridad de los primeros arribos de la onda P, el otro es el modelado de forma de onda. Inicialmente se determinó el mecanismo de falla por el primer método y con los parámetros obtenidos de éste se hizo el modelado de forma de onda. Con éste último se comprobó el ajuste de las ondas observadas con las sintéticas.

Se encontró que los desplazamientos laterales (Strike-Slip) son el tipo de falla predominante. También se encontraron fallas de tipo normal, ubicadas sobre todo en la zona de Milpa Alta, y de tipo inverso ubicadas en la periferia de la Cuenca. Las trazas de las fallas presentan tres orientaciones: NW-SE, E-W y NE-SW. Encontramos que la orientación del eje de tensión es NNW-SSE mientras que el eje de presión se orienta WSW-ENE.

Por las características encontradas en los mecanismos de falla proponemos la existencia de un régimen de esfuerzos trans-tensional en la Cuenca de México el cual puede ser atribuido a una partición del vector deslizamiento en la Trinchera Mesoamericana.

# ÍNDICE

<b>RESUMEN .....</b>	<b>1</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>3</b>
REGIÓN DE ESTUDIO .....	3
SISMICIDAD .....	3
RED SÍSMICA DEL VALLE DE MÉXICO .....	5
RED DE BANDA ANCHA .....	5
<b>2. DETERMINACIÓN DE MECANISMOS FOCALES .....</b>	<b>7</b>
MÉTODO DEL PRIMER IMPULSO .....	8
MÉTODO DE MODELADO DE FORMA DE ONDA .....	11
<i>El modelo básico</i> .....	12
<b>3. RESULTADOS .....</b>	<b>14</b>
<b>4. DISCUSIÓN.....</b>	<b>25</b>
<b>5. CONCLUSIONES .....</b>	<b>32</b>
<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>34</b>
<b>ANEXO.....</b>	<b>38</b>

# 1. INTRODUCCIÓN

## ***Región de estudio***

La región de estudio de este trabajo se concentra en la Cuenca de México y sus alrededores, la cual está ubicada sobre uno de los más importantes rasgos fisiográficos de México, la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). La FVTM abarca desde el Golfo de México hasta el Océano Pacífico en dirección E-W y es una de las más importantes prominencias topográficas de México. Demant (1978) la describió como una cadena volcánica de más de 1000 km con una orientación diferente a la del resto de las unidades estructurales del país. En la FVTM se encuentran edificios y remanencias volcánicas entre las que se encuentran las cimas más altas y los volcanes más activos de México. El relieve de la FVTM es el resultado de la actividad volcánica que se ha manifestado por lo menos desde hace cinco millones de años.

La Cuenca de México se localiza específicamente en la región comprendida entre los 19°30' - 20°15' latitud norte y los 98°15' - 99°30' longitud oeste, en la parte central de la FVTM (Fig. 1). Está completamente rodeada de montañas; su forma es alargada con orientación N-S. En su eje mayor mide aproximadamente unos 110 km mientras que en su eje menor, con orientación E-W, mide unos 80 km (Mooser, 1975). De Cserna et al. (1988) y Mooser (1975) hacen una descripción detallada de las características geológicas más importantes de esta región.

## ***Sismicidad***

Aunque se han llegado a registrar eventos importantes en las cercanías de la Cuenca de México, como el ocurrido en Acambay en 1912 (Lermo et al., 1997), por lo regular los sismos en la región son de baja magnitud. A su vez, ésta característica hace que el estudio de la sismicidad en la zona sea difícil.

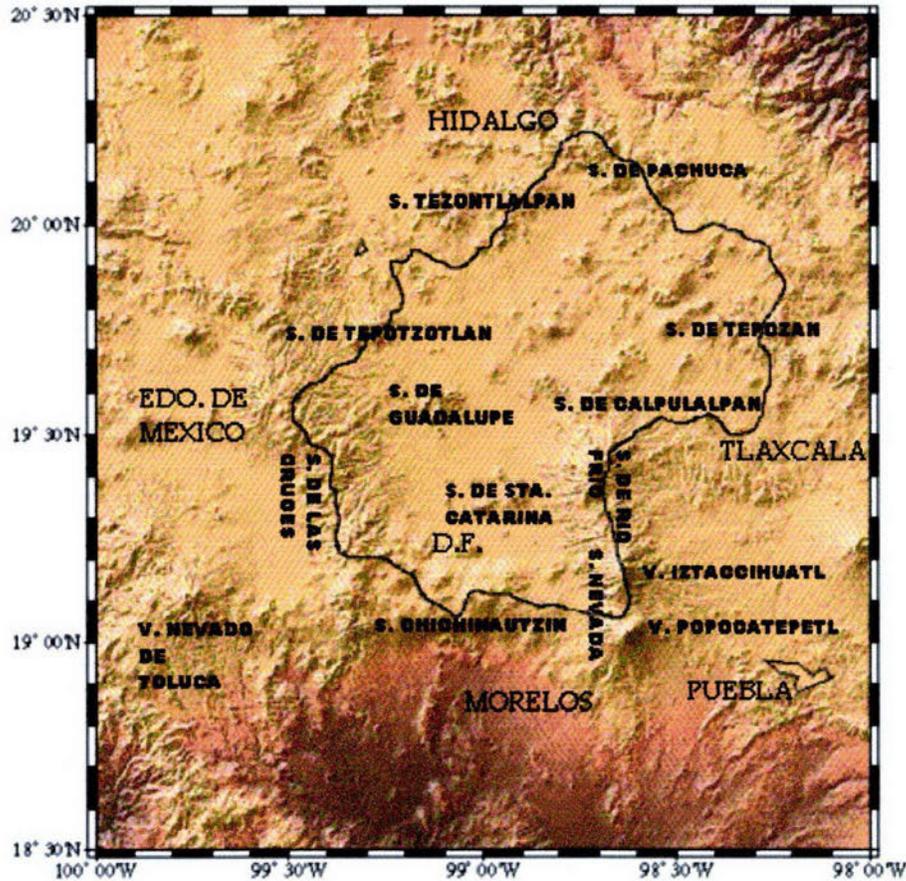


Fig. 1. La Cuenca de México y las sierras que la delimitan.

Hasta ahora no se sabe a ciencia cierta el origen de los sismos en la región. Se piensa que son generados por el reactivamiento de antiguas fallas y a la gran actividad volcánica existente en la zona (Suárez y Jiménez, 1987). También se piensa que estos eventos pueden ocurrir como resultado de la acumulación de tensión regional o que el hundimiento del Valle de México podría originar tensiones que, si no ocasionan los sismos, los pudieran disparar (Havskov, 1982). También existe la hipótesis de que los grandes sismos generados en la costa pudieran generar condiciones de desequilibrio y desencadenar sismos locales (Singh et al., 1998).

Un estudio de sismicidad es importante ya que nos ofrece un mejor conocimiento de las zonas sismogénicas de la región y nos brinda la oportunidad de conocer más sobre las estructuras geológicas relacionadas con la ocurrencia de la actividad sísmica, lo cual tiene una aplicación directa en la evaluación del riesgo geológico. Esto cobra mayor relevancia

en una región como la Cuenca de México donde se concentra la quinta parte de la población nacional y donde se ubica el centro de mayor importancia económica y política del país, la Ciudad de México.

De los estudios existentes sobre sismicidad en la Cuenca de México, podemos decir que algunos han sido a nivel regional y otros de eventos aislados, sin embargo en general no hay estudios suficientes y con el detalle requerido de la zona. Por ejemplo, Delgadillo (2001) determinó los mecanismos focales compuestos para tres regiones dentro de la Cuenca de México. En ese trabajo se menciona la necesidad de realizar un estudio más profundo, específico y de un período más largo, para determinar de una mejor manera los tipos de falla existente en la zona. De tal manera que el presente estudio es una aportación más al conocimiento de la sismicidad de la región.

En el presente estudio se determinan los mecanismos de falla tomando en cuenta dos métodos: en uno de ellos se hace un modelado de forma de onda en el cual se utilizan solo registros de estaciones de banda ancha y para eventos localizados a cortas distancias; en el otro método, el método de la polaridad del primer arribo de la onda P, se utilizan todas las estaciones que registraron el evento.

### ***Red Sísmica del Valle de México***

La Red Sísmica del Valle de México (RSVM) forma parte de la Red Sismológica Nacional, ha sido instalada por el Instituto de Geofísica de la UNAM y tiene como objetivo registrar y localizar los eventos que se originan en el Valle de México. Por razones de cobertura las estaciones de la Red se ubican tanto en el Distrito Federal como en el Estado de México. Su configuración actual, así como los nombres de las estaciones, se muestra en la Figura 2.

### ***Red de Banda Ancha***

La Red de Banda Ancha, que también forma parte de la Red Sismológica Nacional, está planeada y configurada para monitorear la sismicidad en las regiones de mayor potencial

sísmico dentro de la República Mexicana. Las estaciones se localizan, en su mayoría, a lo largo de las costas del Océano Pacífico y de Veracruz, así como sobre la FVTM.

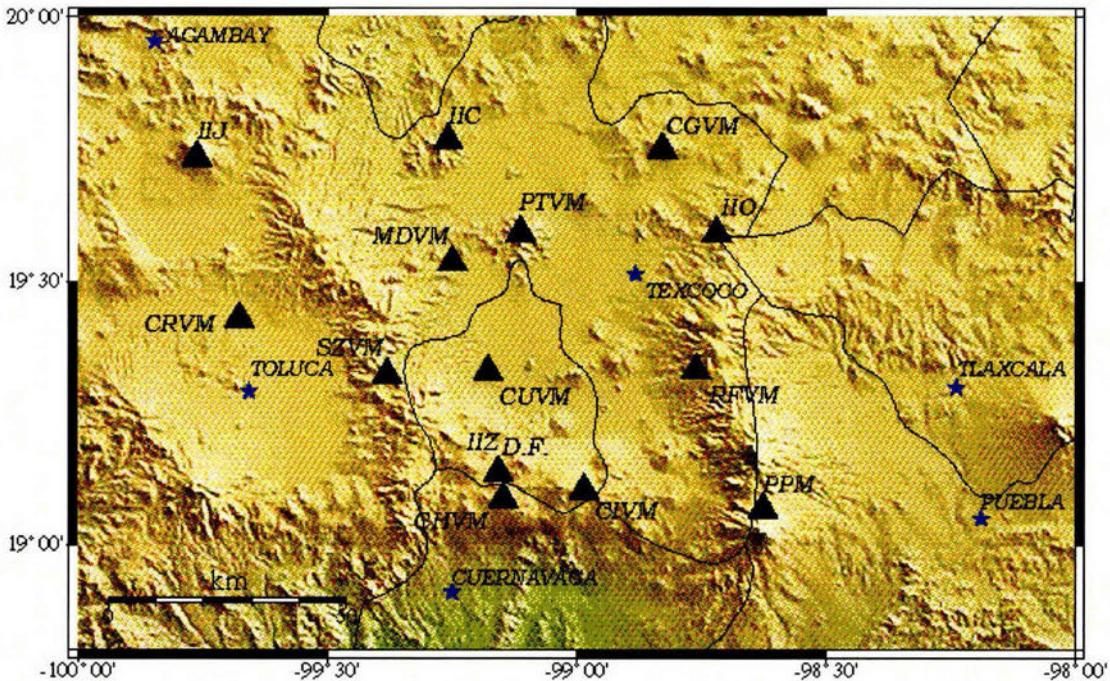


Fig. 2. Localización de las estaciones de la Red Sísmica del Valle de México.

El instrumental que posee cada estación de Banda Ancha permite registrar ondas sísmicas en una amplia banda de frecuencias, así como registrar sismos en una amplia gama de magnitudes, desde sismos locales pequeños hasta sismos lejanos, sin problemas de saturación; además, permite estimar con gran precisión la magnitud de sismos grandes que puedan ocurrir en el territorio nacional ([www.ssn.unam.mx](http://www.ssn.unam.mx)).

En el presente estudio, para encontrar los mecanismos por medio del método de los primeros arribos, se utilizaron todas las estaciones que registraron el evento, tanto las de Banda Ancha, como las de la RSVM. En el caso del modelado de forma de onda se utilizaron solo tres estaciones de Banda Ancha, las que están a menos de 100 km de la región de estudio, éstas estaciones son PLIG (en Iguala, Gro.), PPIG (en el Popocatepetl) y YAIG (en Yautepec, Mor.).

## 2. DETERMINACIÓN DE MECANISMOS FOCALES

Un temblor es originado principalmente por una fractura o falla en la corteza terrestre. Se puede describir la geometría de la falla asumiendo que ésta es una superficie plana a través de la cual ocurre un movimiento relativo durante un temblor. La Figura 3 muestra la geometría de la falla y los parámetros que la determinan. La traza de la falla es la intersección del plano de falla con la superficie; el ángulo  $\phi$  que forma la traza con el Norte geográfico es el azimut de la falla (Strike), el ángulo  $\delta$  que forma el plano de falla con la horizontal es la inclinación del plano de falla (Dip), mientras que la dirección del deslizamiento del bloque superior respecto al inferior está dada por el ángulo  $\lambda$  (Slip).

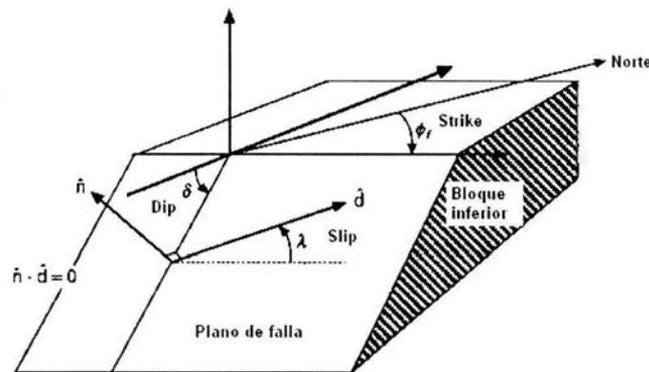


Fig. 3. Geometría de la Falla y parámetros que la determinan.  
(Modificado de Stein y Wysession, 2003).

De acuerdo a los valores que toman los ángulos  $\delta$  y  $\lambda$  se tienen diferentes tipos de fallas, por ejemplo:

<u>Si:</u>	<u>Se obtiene:</u>
$\delta = 45^\circ$ y $\lambda = 90^\circ$	Falla inversa
$\delta = 45^\circ$ y $\lambda = -90^\circ$	Falla normal
$\delta = 90^\circ$ y $\lambda = 0^\circ$	Desplazamiento lateral

En la realidad los ángulos  $\delta$  y  $\lambda$  no presentan exactamente estos valores. Para determinar de una manera práctica los tipos de falla utilizamos la convención de Kawakatsu (1991), la

cual toma la inclinación de los ejes T y P; se entenderá mejor esta convención con el apartado siguiente, donde se explica, entre otras cosas, la ubicación de los ejes T y P sobre la esfera focal. La convención es la siguiente:

<u>Si:</u>	<u>Se obtiene:</u>
Inclinación eje T < 30° de la vertical	Falla inversa
Inclinación eje P < 30° de la vertical	Falla normal
Inclinación ejes T y P < 30° de la horizontal	Desplazamiento lateral

Así pues, determinar el mecanismo focal de un temblor es encontrar los parámetros ( $\phi$ ,  $\delta$  y  $\lambda$ ) que lo determinan.

### ***Método del primer impulso***

Las ondas sísmicas nos dan mucha información acerca de las características de la falla que las produjo, como son la localización del hipocentro (foco), la magnitud del sismo y el tipo de falla. De las ondas registradas en las estaciones se puede determinar el tipo de fuerzas que está ejerciendo el temblor en la dirección de la estación de registro, fuerzas de compresión o dilatación; esto define la polaridad del registro.

El método más extendido y sencillo para determinar los parámetros de falla de un temblor es el que utiliza la dirección del primer impulso de la onda P registrada en los sismogramas. Este método consiste en observar en muchos puntos de la superficie terrestre la dirección del primer impulso de la onda P (compresión o dilatación). Para corregir el efecto de la inhomogeneidad en la propagación del rayo sísmico, generalmente se utiliza la esfera focal, que es una esfera de radio unitario con centro en el foco del temblor. Los puntos de observación se proyectan sobre la superficie de la esfera focal, siguiendo la dirección del rayo sísmico desde el foco a la estación de registro (Fig. 4).

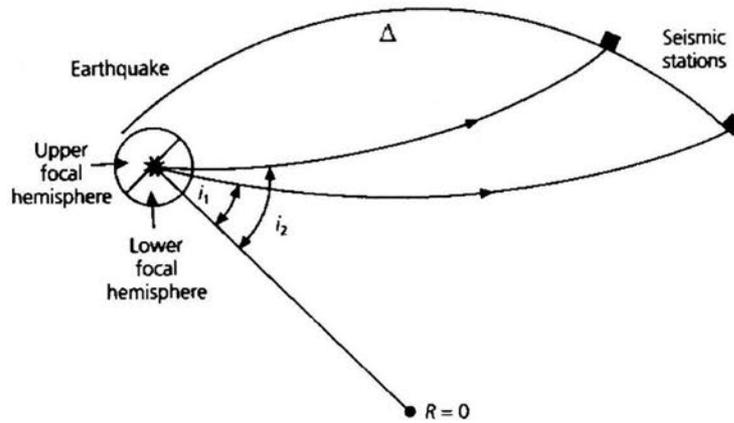


Fig. 4. La esfera focal y la trayectoria del rayo sísmico desde el foco hasta la estación de registro (Stein y Wysession, 2003).

Estos puntos se localizan por medio del azimut  $\phi$  medido desde el Norte geográfico e  $i$ , que es el ángulo del rayo medido desde la vertical, en este caso, hacia el hemisferio inferior (Fig. 4). Los valores de  $i$  dependen de la distancia epicentral  $\Delta$ , de la profundidad del foco y de la distribución de velocidad en el medio en que viajan las ondas.

Una vez determinados los valores de  $\phi$  e  $i$  para cada estación, estas se pueden ubicar sobre la superficie de la esfera focal. Sin embargo, en la práctica, para dibujar los datos con más sencillez, se utiliza una proyección ecuatorial de la esfera focal que transforma un hemisferio de la esfera en un plano. Las más usadas son las proyecciones estereográficas como la de Wulff o la de Schmidt. En éstas, el azimut se conserva y el ángulo  $i$  se mide desde el centro de la proyección (Fig. 5).

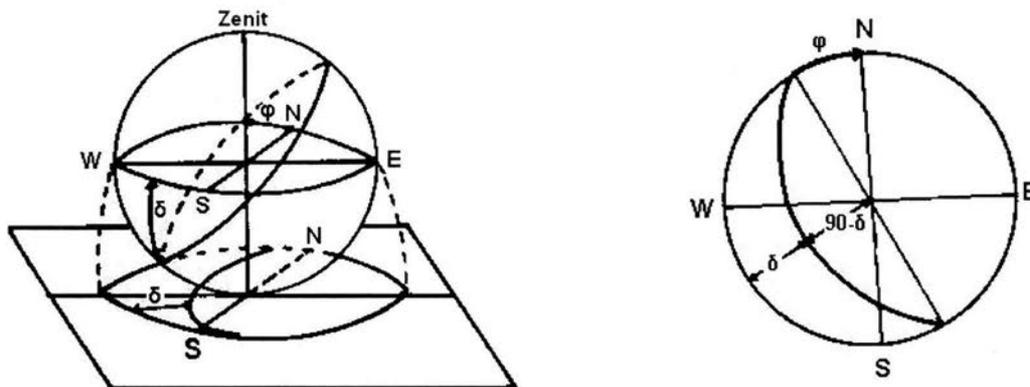


Fig. 5. Proyección de un plano de la esfera focal usando el método de Schmidt. Un plano de falla sobre la esfera se proyecta como un círculo máximo en el plano (Udías et al., 1985).

La proyección se hace sobre un plano horizontal y por lo general se proyecta la mitad inferior de la esfera cuando se trata de sismos lejanos; para sismos locales los rayos sísmicos se propagan hacia los dos hemisferios, por lo que se debe especificar qué hemisferio de la esfera se está proyectando, teniendo en cuenta qué tipo de observaciones son predominantes (Udías et al., 1985).

Una vez ubicadas las estaciones con su respectiva polaridad en la proyección de la esfera, se buscan los planos que mejor separan las compresiones de las dilataciones. La manera de localizar un punto o un plano sobre la proyección de la esfera focal se muestra en la Fig. 6.

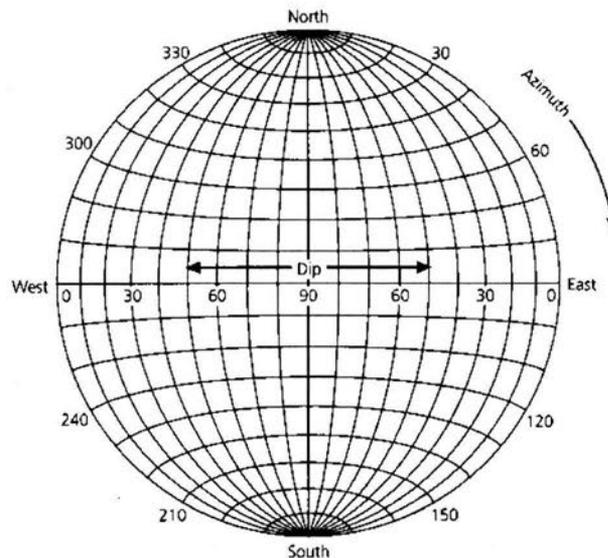


Fig. 6. Representación gráfica de la proyección de la esfera focal sobre una superficie plana (estereoreed). El azimut se indica por los números alrededor de la circunferencia y el ángulo de inclinación (Dip) se indica por los números a lo largo del ecuador (Stein y Wyession, 2003).

La característica que deben tener estos planos, llamados nodales, es que deben ser ortogonales entre sí. Esto se logra haciendo pasar un segundo plano B por el polo de un primer plano A. El polo de un plano está sobre el eje que es normal al plano. En la Figura 7 se observa a X como el polo del plano A y a Y como el polo del plano B. De esta manera, la esfera se puede dividir en 4 cuadrantes, 2 de dilataciones y 2 de compresiones.

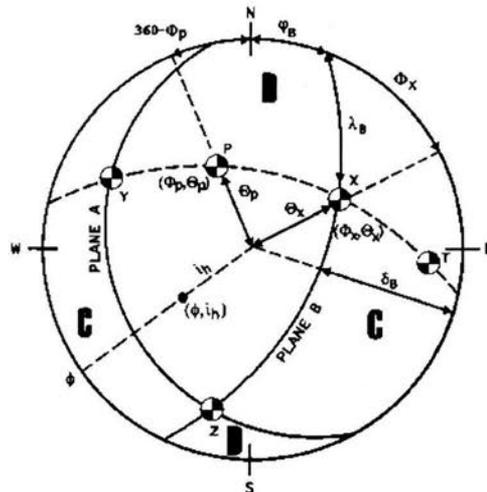


Fig. 7. La proyección de Schmidt de la esfera focal, los planos A y B son el plano de falla y el auxiliar y separan los cuadrantes de compresiones C y dilataciones D. En la figura se representan diversos parámetros del mecanismo sobre dicha proyección (ejes X, Y, Z, P y T) (Udías, 1999).

La orientación de los planos nodales está dada por los parámetros  $\phi$ ,  $\delta$  y  $\lambda$ . Los ejes T y P están orientados a  $45^\circ$  de los planos nodales y pueden determinarse sobre la proyección pasando un círculo máximo por X e Y, y midiendo  $45^\circ$  entre ellos, situando al eje T en el cuadrante de compresiones y al P en el de dilataciones. El eje Z es la intersección de los dos planos nodales. Cada eje se define por el ángulo  $\Phi$  que es el azimut medido desde el Norte y el ángulo  $\Theta$  medido desde la vertical. De esta manera, la orientación del mecanismo puede darse en términos de los ejes principales T y P o de la orientación de los planos nodales A y B.

El método resuelve sin ambigüedad la orientación de los ejes de esfuerzos T y P, pero queda sin resolver cual de los planos es el que representa al plano de falla. Para determinarlo se deben tener en cuenta otros métodos, como por ejemplo un conocimiento previo de la región, por medio de réplicas del temblor, por evidencias superficiales, etc.

### ***Método de modelado de forma de onda***

Otro método utilizado para encontrar el mecanismo de falla de un temblor es el método de modelado de forma de onda. Este método, a diferencia del método del primer impulso, utiliza más información contenida en los sismogramas (Udías, 1999). A continuación se describe a grandes rasgos en qué consiste el método.

La estructura de un sismograma está influenciada por varios factores: por efectos de la estructura de la corteza terrestre por la cual viajan las ondas, efectos de la fuente sísmica y por características propias del sismómetro. Al modelar matemáticamente estos efectos se puedan generar sismogramas teóricos o *sintéticos*. Comparar sismogramas sintéticos y observados es conocido como modelado de forma de onda. La comparación se puede hacer visualmente o por un método de minimización de la diferencia entre las ondas calculadas y las observadas. En el primer caso el método recibe el nombre de modelado directo, en el segundo caso se trata de una inversión (Stein y Wysession, 2003; Udías, 1999; Lay y Wallace, 1995).

Para usar este método se debe tener en cuenta que la influencia de la estructura de la tierra sobre la configuración de un sismograma se incrementa con el aumento de la frecuencia de onda y la distancia epicentral. En sismos de baja magnitud se usan observaciones a altas frecuencias por lo que, para disminuir la influencia de la estructura de la tierra, es mejor utilizar registros cercanos al temblor o bien analizar las formas de onda por segmentos o contar con un modelo de velocidades regional muy detallado (Herrmann y Ammon, 1997). Los sismos aquí estudiados están registrados a corta distancia de la fuente pero son de baja magnitud.

### **El modelo básico**

Cada factor que contribuye a la forma de un sismograma se puede expresar como una función cuyos efectos dependen de la frecuencia de las ondas sísmicas. De esta manera, el sismograma  $u(t)$  se puede escribir en términos de su transformada de Fourier  $U(\omega)$ , la cual representa la contribución de las diferentes frecuencias:

$$u(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} U(\omega) e^{i\omega t} d\omega \qquad U(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t) e^{-i\omega t} dt$$

La esencia de esta aproximación es que se representa a un sismograma o a factores individuales por medio de series temporales o por su transformada de Fourier.

Los efectos combinados de varios factores se pueden escribir como la convolución de las series de tiempo que representan cada factor. La convolución de dos funciones dependientes del tiempo  $w(t)$  y  $r(t)$  se escribe como:

$$s(t) = w(t) * r(t) = \int_{-\infty}^{\infty} w(t - \tau)r(\tau)d\tau$$

Entonces el sismograma  $u(t)$  se puede escribir como:

$$u(t) = x(t) * e(t) * q(t) * i(t)$$

donde  $x(t)$  es la señal de fuente del temblor (source time function),  $e(t)$  representa los efectos de reflexiones y transmisiones del rayo sísmico debido a las interacciones cerca de la superficie terrestre (estos son fenómenos elásticos),  $q(t)$  describe el efecto de la atenuación inelástica por la que las ondas sísmicas pierden energía mecánica e  $i(t)$  describe la respuesta instrumental del sismómetro (Fig. 8);  $e(t)$  y  $q(t)$  representan los efectos de la estructura cortical.

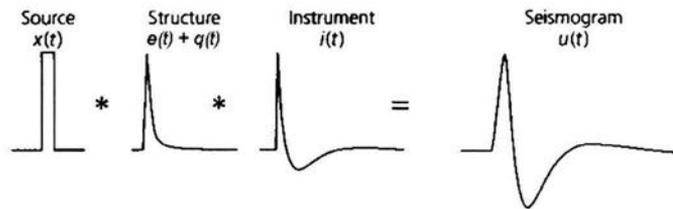


Fig. 8. Esquema de los diferentes factores que intervienen en el modelado (modificado de Stein y Wysession, 2003).

A partir de este modelo básico se puede trabajar con las ondas superficiales o bien con las ondas de cuerpo. En el presente trabajo se modelan las ondas de cuerpo. Para este tipo de ondas, la función  $u(t)$  puede ser escrita en función del tiempo  $t$ , de la distancia epicentral  $\Delta$  (Fig. 4) y del azimut  $\phi$  para sismos poco profundos:  $u(t, \Delta, \phi)$ . Esta función contiene factores que incluyen a los parámetros de la fuente: el azimut, el ángulo de inclinación y el ángulo de deslizamiento ( $\phi, \delta$  y  $\lambda$ ) (Fig. 3).

De esta manera, se pueden dar diferentes valores a los parámetros ( $\phi, \delta$  y  $\lambda$ ) para generar sismogramas sintéticos y así encontrar el que mejor ajuste al sismograma original, ya sea por modelado directo (“intento y error”) o por inversión.

### 3. RESULTADOS

La localización dentro de la zona de estudio de los 21 eventos estudiados se muestra en la Figura 9. Para la localización de los eventos se utilizó una versión modificada del programa HYPOCENTER (Lienert et al., 1986; Lienert, 1991; Lienert y Havskov, 1995) el cual forma parte del paquete de análisis de señales sísmicas denominado SEISAN.

A su vez se utilizó el modelo de corteza que se muestra en la Tabla 1, el cual es una modificación del propuesto por Havskov y Singh (1978) para la Ciudad de México. Está basado en un análisis realizado por Z. Jiménez sobre las explosiones en la cantera del Departamento del Distrito Federal (cerca de la Ciudad Universitaria) y del lago de Texcoco en los 70's (Delgadillo, 2001).

Tabla 1. Modelo de corteza utilizado para la localización de los eventos.

Lím. Capa Inf. (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
2.0	2.9	1.67
3.0	4.7	2.71
7.0	6.0	3.46
11.0	6.8	3.93
22.0	7.7	4.45
55.0	8.1	4.65
100.0	8.3	4.77
150.0	8.6	4.95

En lo que se refiere a la magnitud de coda se utiliza una relación propuesta por Lee y Lahr en 1972 para California:

$$M_C = 2 \log \tau - 0.87 + 0.0035 \Delta$$

donde  $\tau$  es la duración del registro del terremoto en segundos y  $\Delta$  la distancia epicentral en km. Esta relación se utiliza para terremotos locales (registrados a distancias menores de 500 km) donde la magnitud se establece a partir de la duración del registro.

Los eventos seleccionados se caracterizan por ser poco profundos y de baja magnitud. Las profundidades son menores a los 12 km, en tanto que la magnitud varía entre 2.3 y 3.8 ( $M_C$ ).

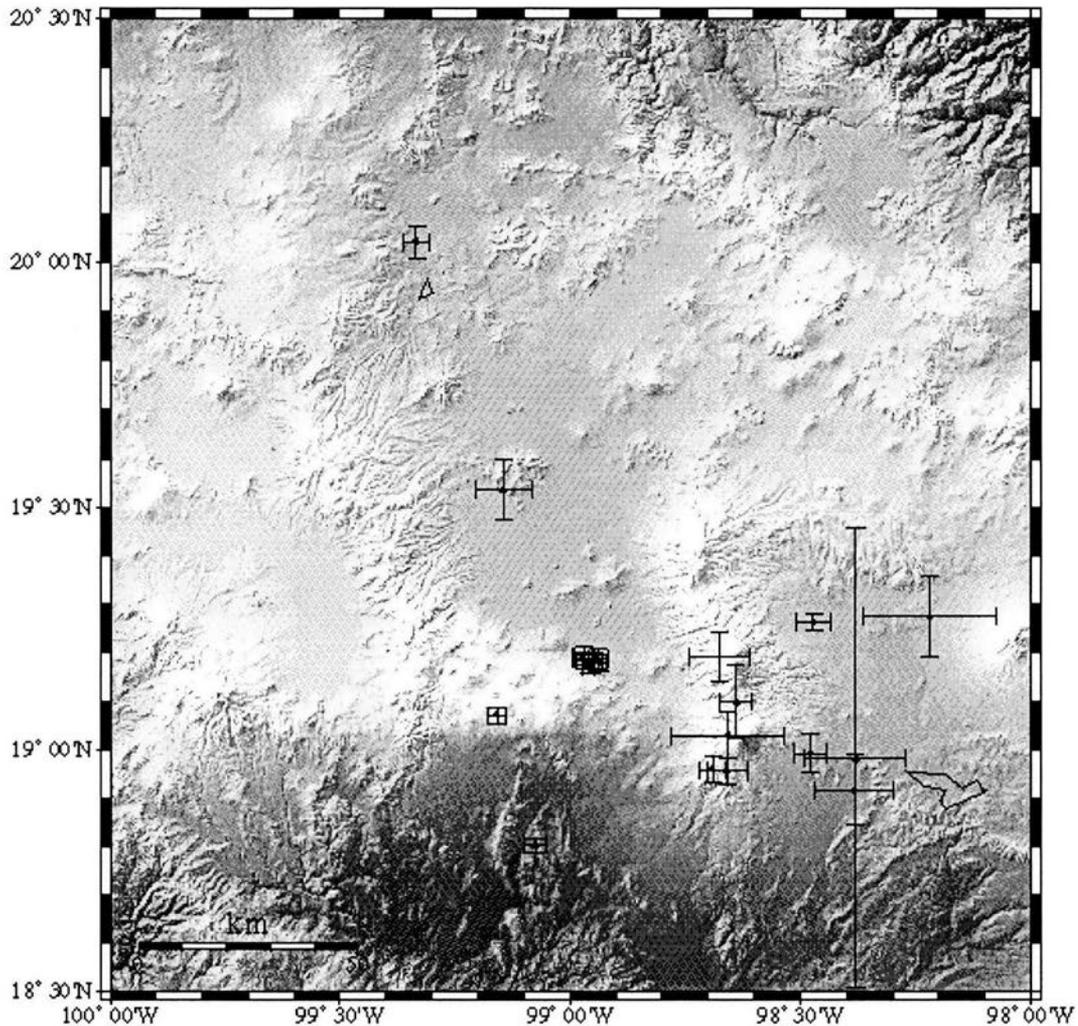


Fig. 9. Localización de los eventos dentro de la zona de estudio junto con sus barras de error, tanto en Latitud como en Longitud.

El mapa de localización de los eventos (Fig. 9) muestra que los sismos se agrupan en diferentes regiones. Una de ellas es la región de Milpa Alta (en el límite del D. F. y el Edo. de México), donde se localizaron 7 eventos; también se localizaron eventos en la zona de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl (Sierra Nevada). Algunos eventos se localizaron al este de la Sierra Nevada, en el Estado de Puebla; además se ubicó uno al sureste de la ciudad de Cuernavaca. Finalmente se localizó un evento en el Estado de Hidalgo, uno en el Estado de Tlaxcala y uno más en la Sierra Chichinautzin.

La determinación de los mecanismos focales de los eventos se realizó mediante el método de las polaridades de los primeros arribos de la onda P descrito anteriormente. También se determinaron utilizando un modelado directo de forma de onda.

Enseguida se presentan los mecanismos obtenidos. La presentación de los resultados es como sigue: para cada evento hay una tabla en donde se dan los parámetros del mecanismo de falla (para el plano de falla y el auxiliar se da el azimut, la inclinación y el ángulo de deslizamiento; además para los ejes T y P se da su azimut e inclinación). También se presenta la proyección inferior de Schmidt de la esfera focal del evento. Junto a ella se muestran las formas de onda, tanto la observada como la sintética; en la parte superior de cada una se señala la estación y la componente de donde proviene. En el Anexo se da con detalle la fecha, hora, localización y magnitud de los sismos estudiados.

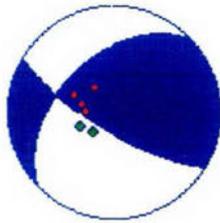
En la proyección de la esfera, los puntos en color rojo corresponden a compresiones y los puntos en verde a dilataciones. En las formas de onda, las líneas en azul son las ondas observadas y las líneas en color rojo son las ondas sintéticas.

Respecto a la determinación de los planos nodales vemos que en muchas ocasiones se separan muy bien los cuadrantes de dilatación y compresión, sin embargo muchas veces fue difícil lograr esto debido a que estaciones que registraron compresión se ubican, sobre la proyección de la esfera, muy cerca de estaciones que registraron dilatación. En algunos eventos hay inconsistencias, posiblemente debido a una mala observación de la polaridad del primer arribo de la onda P, lo cual es probable puesto que en ocasiones la polaridad del primer arribo no era clara.

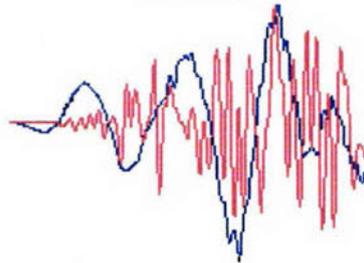
Para la elección del plano de falla en la proyección de la esfera focal, se tomó en cuenta un conocimiento previo de la región, ya que se sabe que la orientación preferente de las fallas es Este – Oeste.

*Evento 1*

PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Falla	120	75	134	71.7	42.4	178.9	18.0
Aux.	225	46	21				

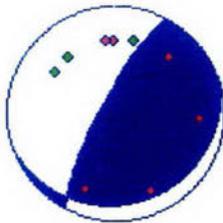


YAIG R

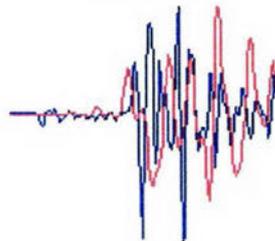


*Evento 2*

PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Falla	61	20	120	103.8	60.8	307.3	27.1
Aux.	209	73	80				

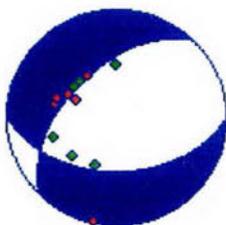


YAIG R

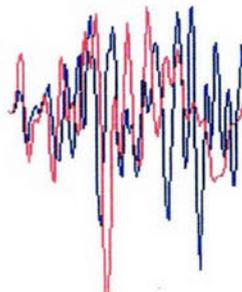


*Evento 3*

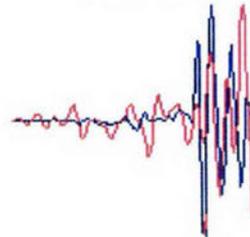
PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Falla	90	48	-55	336.2	2.4	71.3	64.8
Aux.	224	52	-122				



PPIG Z



YAIG R

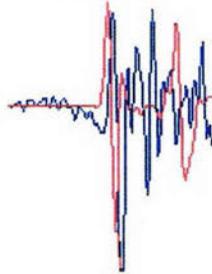


*Evento 4*

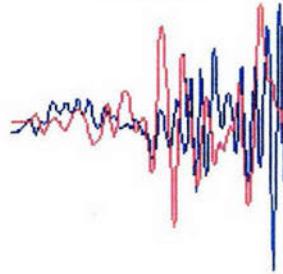
PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Falla	302	46	-20	167.4	18.6	274.8	41.5
Aux.	46	76	-134				



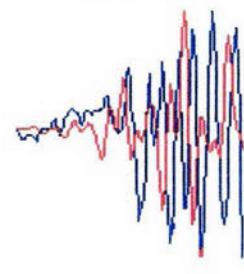
PPIG T



PPIG Z



PPIG R

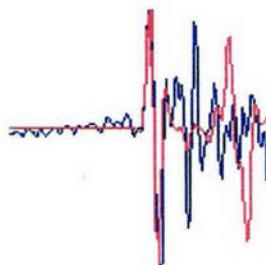


*Evento 5*

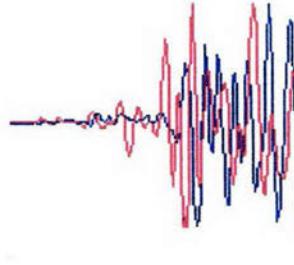
PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Falla	252	47	-85	338.1	1.9	223.2	85.6
Aux.	64	43	-96				



PPIG T

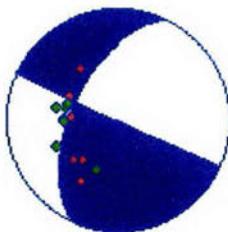


PPIG R



*Evento 6*

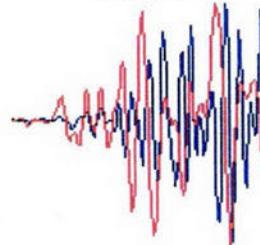
PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Aux.	206	52	-178	167.1	24.8	63.6	26.8
Falla	115	89	-38				



YAIG R



PPIG Z

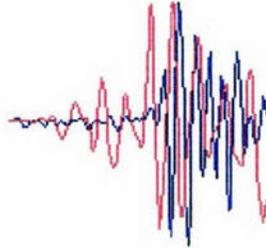


*Evento 7*

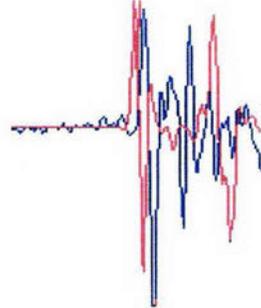
PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Falla	241	48	-78	322.4	2.3	218.2	80.6
Aux.	43	43	-103				



YAIG Z

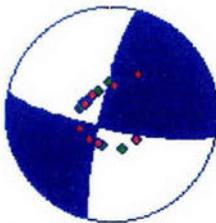


PPIG T



*Evento 8*

PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Aux.	194	81	13	58.3	15.2	327.7	2.4
Falla	102	78	171				



YAIG R

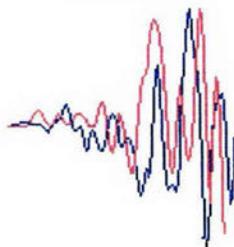


*Evento 9*

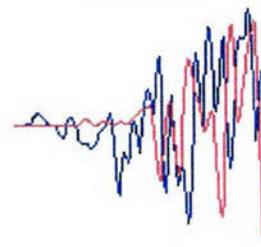
PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Falla	108	69	3	330.5	16.6	64.4	12.8
Aux.	17	87	159				



PPIG R



PLIG R

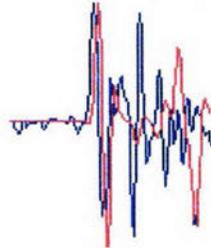


*Evento 10*

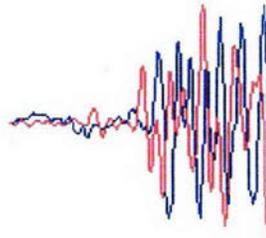
PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Falla	108	60	-14	333.4	12.0	70.4	30.0
Aux.	205	78	-149				



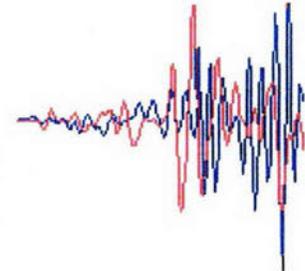
PPIG T



PPIG R

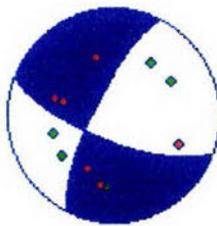


PPIG Z



*Evento 11*

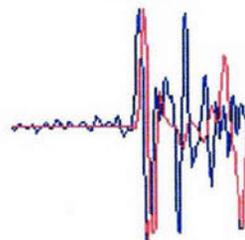
PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Falla	111	70	-14	337.6	4.4	69.6	24.0
Aux.	206	76	-159				



PPIG R

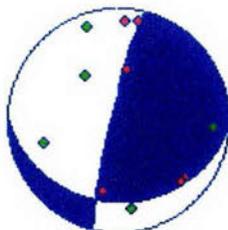


PPIG T

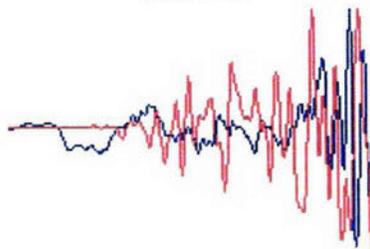


*Evento 12*

PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Falla	90	35	162	71.5	44.9	311.1	26.9
Aux.	195	80	56				

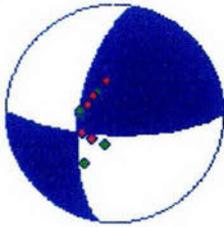


PPIG R

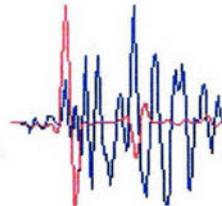


*Evento 13*

PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Aux.	190	63	19	48.1	31.9	142.2	6.5
Falla	91	73	152				



PPIG T

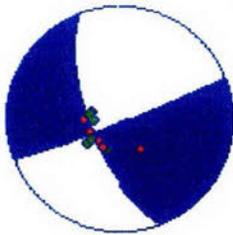


PPIG R

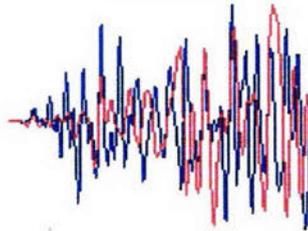


*Evento 14*

PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Aux.	165	67	0	122.4	16.0	27.6	16.0
Falla	75	90	-23				

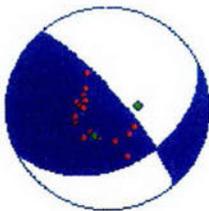


PPIG R

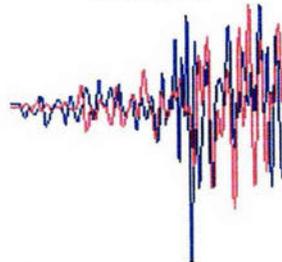


*Evento 15*

PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimet(°)	Inclinación(°)	Azimet(°)	Inclinación(°)
Aux.	320	75	136	272.5	41.1	17.8	16.9
Falla	64	48	20				

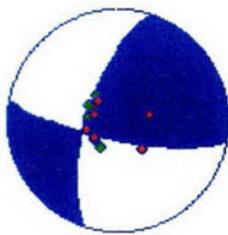


YAIG R

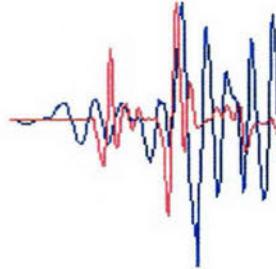


*Evento 16*

PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimut(°)	Inclinación(°)	Azimut(°)	Inclinación(°)
Aux.	198	66	17	57.7	28.3	150.9	5.8
Falla	101	75	155				

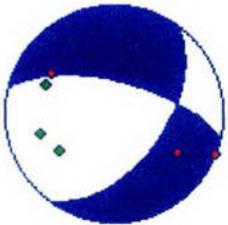


PPIG T

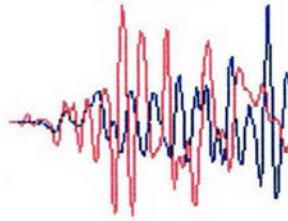


*Evento 17*

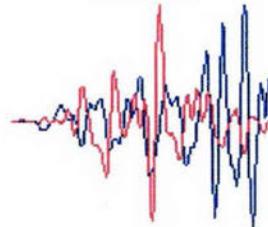
PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimut(°)	Inclinación(°)	Azimut(°)	Inclinación(°)
Falla	284	65	-44	342.9	8.3	243.6	47.9
Aux.	36	51	-147				



PPIG Z

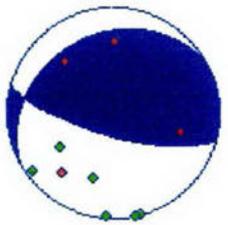


PPIG R

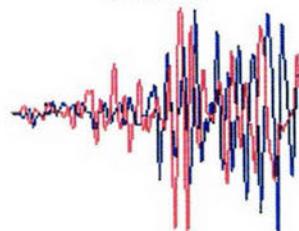


*Evento 18*

PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimut(°)	Inclinación(°)	Azimut(°)	Inclinación(°)
Aux.	241	25	49	39.5	60.0	181.8	24.6
Falla	105	71	107				

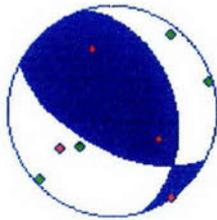


PPIG Z

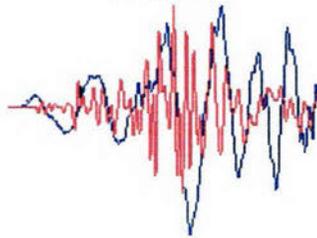


*Evento 19*

PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimut(°)	Inclinación(°)	Azimut(°)	Inclinación(°)
Falla	118	60	63	341.1	64.3	226.8	11.2
Aux.	343	39	128				

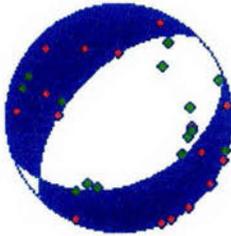


YAIG R

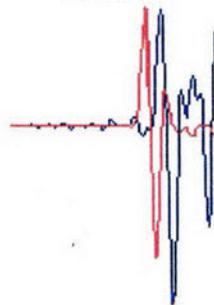


*Evento 20*

PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimut(°)	Inclinación(°)	Azimut(°)	Inclinación(°)
Falla	68	40	-70	324.1	6.5	81.2	75.9
Aux.	223	53	-106				

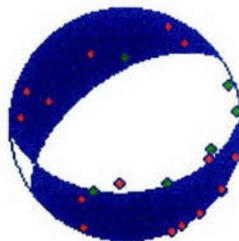


PPIG T

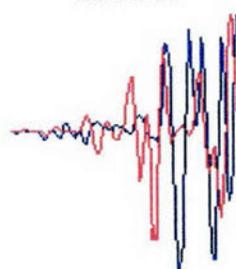


*Evento 21*

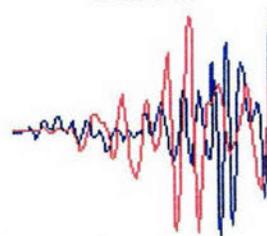
PLANO	STRIKE (°)	DIP (°)	SLIP (°)	EJE T		EJE P	
				Azimut(°)	Inclinación(°)	Azimut(°)	Inclinación(°)
Falla	86	40	-64	338.1	7.6	92.4	72.1
Aux.	234	55	-110				



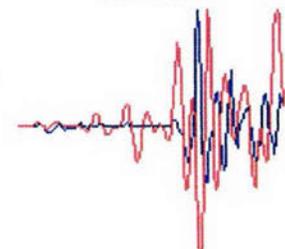
PPIG R



PPIG Z



YAIG R



Respecto a las formas de onda, podemos ver que en algunos eventos y para algunas estaciones el ajuste es muy bueno y en otros eventos solamente una parte de la onda observada es modelada correctamente. En algunos otros eventos no se obtiene un modelo como es deseable, por lo cual no se presentan sus formas de onda. Quizá la razón por la que en muchos de los casos no hay un buen ajuste entre la onda sintética y la observada es que no se está usando un modelo de velocidades (o de corteza) adecuado para la región. También tomemos en cuenta que, debido a que los eventos son poco profundos y registrados a corta distancia del epicentro puede haber influencias de reflexiones múltiples, interferencias, etc., que pueden distorsionar las señales.

## 4. DISCUSIÓN

En general, la sismicidad en la Cuenca de México y sus alrededores ha sido poco estudiada debido a las bajas magnitudes de los sismos locales. Apenas en los últimos años se han hecho estudios de la zona de mejor calidad en los datos ya que hasta hace una década aproximadamente se contó con una red suficiente de instrumentos para el estudio de la sismicidad en la Cuenca (la RSVM y la Red de Banda Ancha).

De entre los estudios de sismicidad realizados dentro y en los alrededores de la Cuenca podemos mencionar los siguientes: Figueroa (1971), Prince (1974), Astiz (1980), Castro et al. (1983), Yamamoto y Mota (1991), Havskov (1982), Rodríguez et al. (1984), UNAM and CENAPRED Seismology Group (1995), Bravo et al. (1988), Yamamoto y Mota (1988). Estudios mas recientes de la zona se han llevado a cabo por Lermo y colaboradores (Lermo et al., 1997; Lermo et al. 2000; Chavacán y Lermo, 2003).

Bravo et al. (1988) y Figueroa (1971), entre otros, han observado que la mayoría de los sismos ocurren en la periferia de la Cuenca, en el entorno de las sierras que la delimitan; además los eventos tienden a ocurrir en enjambres, durante periodos cortos de tiempo, agrupados en pequeños núcleos y donde la superficialidad del foco se hace patente. Para los sismos estudiados aquí muchas de estas características se cumplen.

La región donde se concentran gran parte de los eventos estudiados aquí es la zona de Juchitepec-Milpa Alta. Al parecer la sismicidad en tal región ha sido constante, sobre todo desde 1995, después de la primera explosión del volcán Popocatepetl (Lermo et al., 2000). Chavacán y Lermo (2003) y Delgadillo (2001), obtuvieron mecanismos de tipo normal con componente lateral para eventos de la zona. De los eventos estudiados en el presente trabajo 3 corresponden a fallas de desplazamiento lateral (4, 10 y 11) mientras que las fallas de los eventos 5, 7 y 20 son de tipo normal. Todos los eventos de esta zona tienen la característica de que el eje de tensión se orienta fundamentalmente N-S – NW-SE.

Sobre la Sierra Chichinautzin De Cserna (1988) menciona que la orientación básica de las fallas es NE-SW mientras que Mooser (1975) y Chavacán y Lermo (2003) encontraron que es E-W. En el presente trabajo solamente un evento se localiza en la zona (evento 2). El evento 2 corresponde a una falla de tipo inversa, con componente lateral; la traza de la falla se orienta NE-SW y el eje de tensión E-W.

Respecto a antecedentes sobre la Sierra Nevada, Delgadillo (2001), en su estudio de sismicidad de varias zonas de la Cuenca, encontró mayor ocurrencia de sismos en los alrededores del Popocatepetl y en la sierra de Río Frío que en la zona del Iztaccíhuatl. Por otro lado, De Cserna (1988) ubica a la región del volcán Popocatepetl sobre la prolongación de una posible falla con orientación NE con desplazamiento lateral derecho. A su vez, Lermo y colaboradores (2000) encontraron, para la zona suroriental del Popocatepetl, mecanismos de falla normal con orientación NE-SW.

A lo largo de la Sierra Nevada ubicamos 5 eventos (3, 8, 13, 15, 19). Los eventos 3 y 8 se ubican al suroeste del Popocatepetl. El primero presenta una falla de tipo normal con componente lateral, la cual se orienta E-W y cuyo eje de tensión está orientado NW-SE. El evento 8 corresponde a un desplazamiento lateral derecho, cuya traza se orienta E-W, al igual que el evento 3, mientras que el eje de tensión se orienta NE-SW. El evento 13 se ubica al oeste del Popocatepetl, en la colindancia de los Estados de México y Puebla; se trata de una falla de desplazamiento lateral derecha orientada E-W, donde el eje de tensión está orientado NE-SW. La localización del evento 19 está entre los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl. Encontramos que es una falla inversa con componente lateral. El evento 15, el más cercano al Iztaccíhuatl, corresponde a una falla de desplazamiento lateral, cuya traza se orienta NE-SW y el eje de tensión NW-SE. Según Lermo et al. (2000) es poco frecuente que se produzcan sismos cerca del Iztaccíhuatl y al presentarse éstos es importante darles la atención debida y verificar si la actividad es de tipo volcánico.

El evento 1, ubicado al este del Popocatepetl, tiene un mecanismo de falla de desplazamiento lateral, cuya traza se orienta NW-SE, mientras que la orientación del eje de tensión es E-W. Tal vez el evento esté más relacionado con la tectónica del volcán que al

tipo de fallas a lo largo de los grandes volcanes de la FVTM, donde Mooser (1975) indica que las fallas tienen orientación E-W. Los eventos que quizá corresponden con lo dicho por Mooser (1975) son el 16 y 17. Los mecanismos de falla de estos eventos son de desplazamiento lateral en los dos casos. La traza del evento 16 se orienta aproximadamente E-W, al igual que en el evento 17. Sin embargo los ejes de tensión se orientan de manera diferente uno respecto al otro.

En relación al evento 6, ubicado al este del volcán Iztaccíhuatl, en el estado de Puebla, encontramos un mecanismo de falla de desplazamiento lateral izquierda, cuya traza se orienta NW-SE y el eje de tensión N-S con tendencia a NW-SE. En la región donde se ubica este evento se habían detectado años atrás sismos locales y enjambres sísmicos, como el ocurrido durante los últimos meses de 1984 cerca de la ciudad de Tlaxcala (Lermo et al., 2000).

Delgadillo (2001) localizó una región sísmica en Bonanza, Hidalgo, aunque no logró establecer un mecanismo focal por la calidad de las señales con que se contaba. Aquí registramos un evento (9) que cae en esa zona. Vemos que corresponde a un desplazamiento lateral, su traza se orienta E-W mientras que el eje de tensión está orientado NW-SE.

Los eventos 12, 14 y 18 se ubican aislados del resto, y no contamos con alguna descripción regional, por lo que damos solo sus mecanismos. Tanto el evento 12 como el 14 son fallas de desplazamiento lateral; la traza del primero tiene orientación E-W y la del segundo NE-SW, éste con el eje de tensión orientado NW-SE. En lo que respecta al evento 18 vemos que se trata de una falla de tipo inversa con componente lateral, mientras que su traza se orienta NW-SE.

En resumen, de los 21 mecanismos obtenidos aquí, 5 corresponden a fallas normales, 3 son inversas y 13 son fallas de desplazamiento lateral.

Para darnos una mejor idea a nivel regional de los resultados obtenidos y poder hacer un análisis al respecto, en la Figura 10 ubicamos los eventos con su correspondiente mecanismo focal. La elección del plano de falla se muestra en los Resultados (apartado anterior), en la tabla adjunta a la proyección de la esfera focal de cada evento; esta elección se realizó tomando en cuenta la orientación preferente E-W conocida para la región. Dada la orientación de las trazas se pueden observar tres orientaciones básicas: NE-SW, E-W y NW-SE.

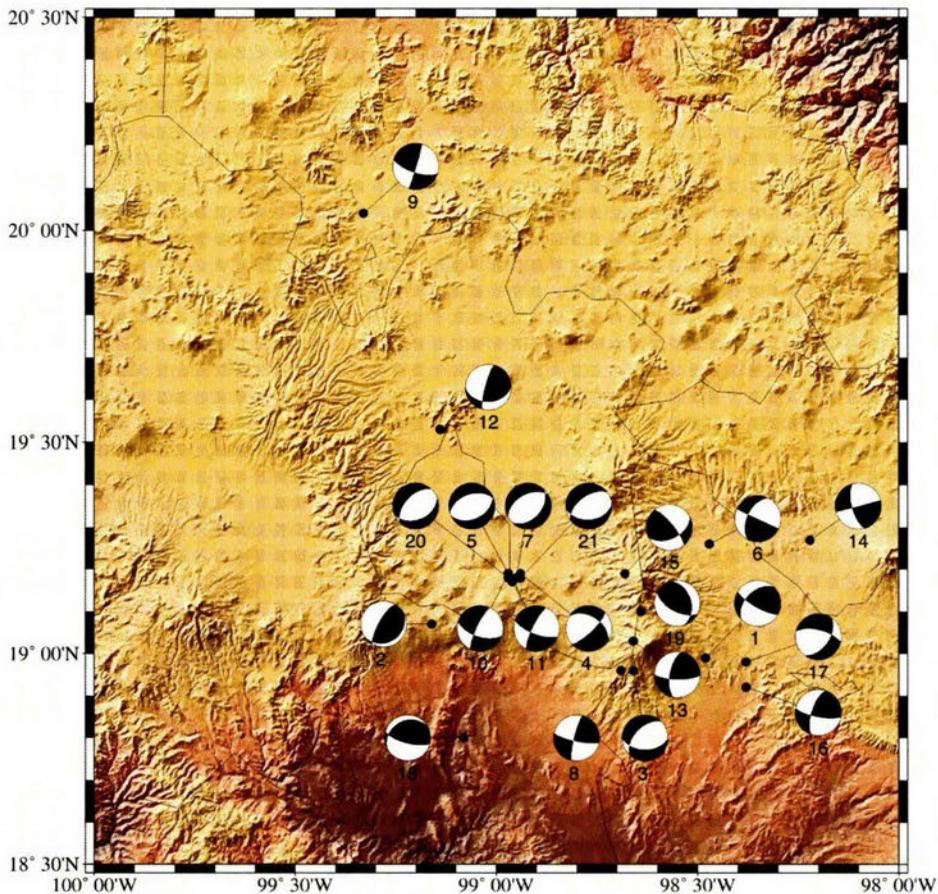


Fig. 10. Ubicación de los eventos con su respectivo mecanismo focal.

De Cserna (1988), basándose en diversos estudios geológicos, muestra que la orientación básica de las fallas presentes en la parte central de la FVTM, donde se ubica la Cuenca de México, es NE-SW. También se menciona que esta orientación está relacionada con el proceso de subducción oblicua que se está efectuando a lo largo de la Fosa México-Mesoamericana con vector de movimiento en dirección NE. Por otro lado Mooser (1975)

menciona que esta región de la FVTM tienen un sistema ortogonal de fracturas (en forma de X), con elementos dirigidos unos al SW y otros al SE. También hace mención de un tipo de fractura secundario, el Fracturamiento de los grandes volcanes, que se desarrolla en la zona central y oriental de la FVTM; sus elementos tienen dirección E-W. Por otro lado J. Lermo piensa que el tipo de fallas que predomina en la región donde se ubica la Cuenca de México es E-W (Chavacán y Lermo (2003) y comunicación personal).

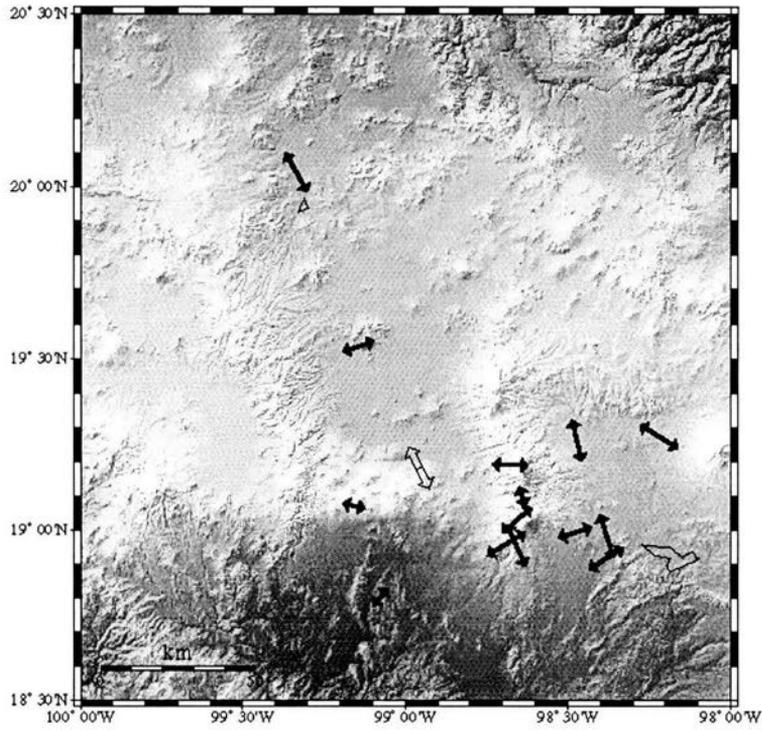
Respecto al régimen de esfuerzos presentes en la región, en la Figura 11 se muestran los ejes de tensión (T) y presión (P) obtenidos de los mecanismos focales. Vemos que el eje de las tensiones de la mayoría de los mecanismos de falla tiene una orientación NNW-SSE. Los eventos cuyo eje de tensión no corresponde en general con esta orientación son el 1, 8, 12, 13 y 16 (cuyos mecanismos son de desplazamiento lateral) y también los eventos 2, 18 y 19 (con mecanismos de tipo inverso). Casi todos estos eventos están ubicados afuera o en los límites de la Cuenca.

En la Figura 12, en el lado izquierdo, se muestran unos diagramas, llamados rosetas, los cuales juntan las direcciones azimutales de todos los eventos y muestran una dirección preferencial para los ejes de esfuerzos. En el lado derecho de la figura se muestran los ejes T y P sobre una proyección inferior de Schmidt de la esfera focal; en ella se puede distinguir la dirección y la inclinación del eje: mayor cercanía al centro del círculo representa una mayor inclinación respecto a la horizontal.

Así, en la Figura 12 podemos distinguir la dirección preferencial del eje T, la cual se orienta NNW-SSE, en tanto que la dirección preferencial del eje P es WSW-ENE.

De esta manera, dado el número mayoritario de eventos encontrados con mecanismo de desplazamiento lateral, sumado al régimen de esfuerzos obtenido, proponemos que la Cuenca de México se encuentra bajo un régimen de esfuerzos trans-tensional. Algunos autores (Ego y Ansan, 2002) han propuesto ya esta hipótesis para otras regiones de la FVTM. Ellos atribuyen este régimen de esfuerzos a la partición del vector deslizamiento en la Trinchera Mesoamericana.

Proyección Horizontal de los ejes T



Proyección Horizontal de los ejes P

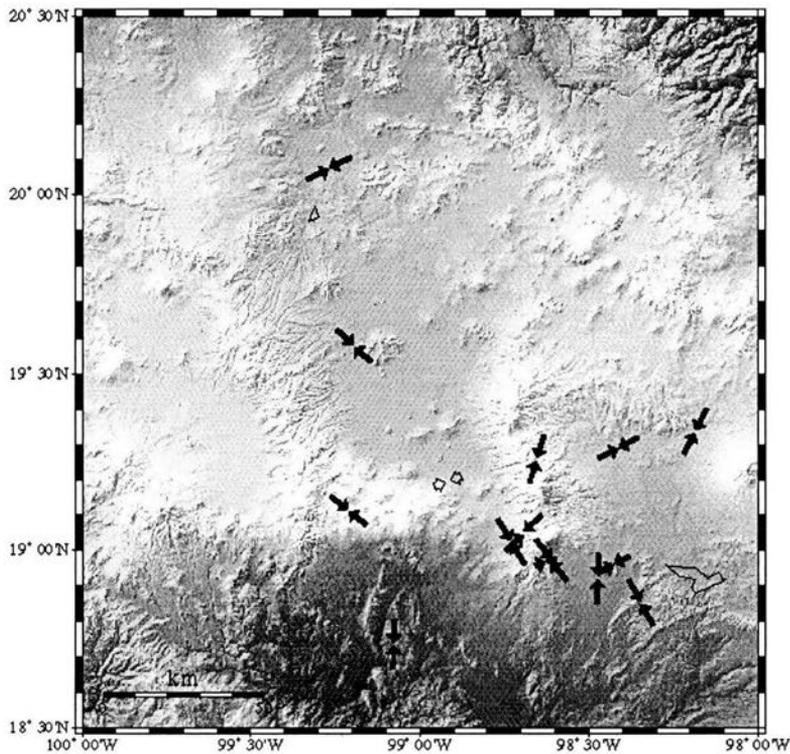
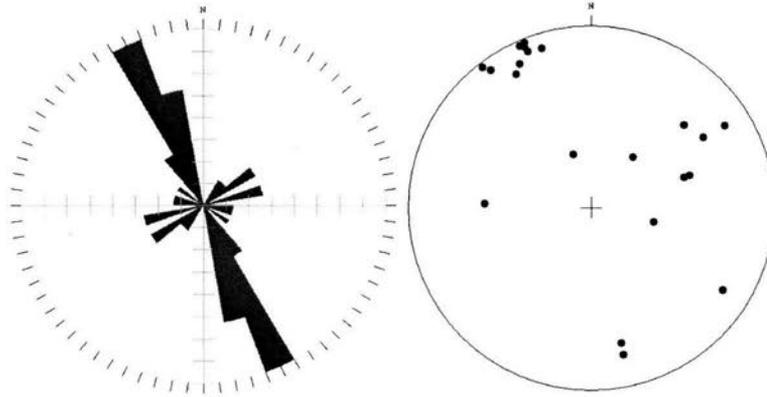


Fig. 11. Proyección horizontal de los ejes T (arriba) y P (abajo) de los eventos individuales. Los eventos de la zona de Milpa Alta fueron promediados para obtener un solo eje, cuyo símbolo se muestra sin relleno. La longitud de los ejes es proporcional al coseno del ángulo entre el eje y la horizontal.

EJE T



EJE P

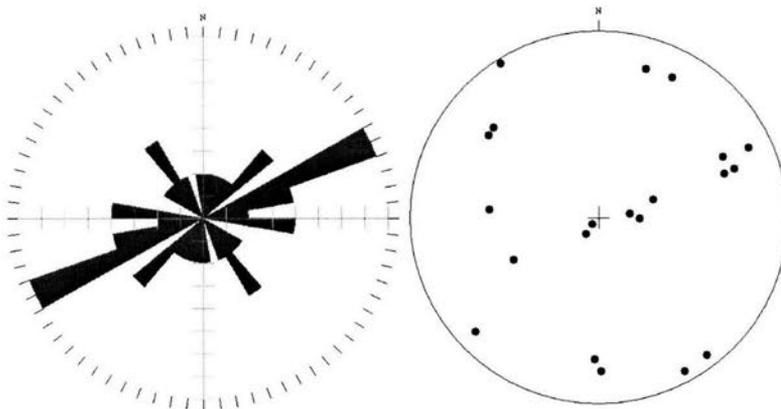


Fig. 12. Las rosetas muestran las direcciones azimutales acumuladas para los ejes de Tensión (arriba) y de Presión (abajo). A la derecha de cada roseta se muestran los ejes de Tensión y Presión sobre una proyección inferior de Schmidt de la esfera focal.

## 5. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se tomó a cada evento sísmico de manera individual para determinar específicamente los mecanismos de los temblores producidos en la Cuenca de México y zonas aledañas. En muchos de los casos se logró hacer con claridad, sin embargo, a veces la baja magnitud de los sismos, aunado a una señal poco clara, no facilitaron su estudio, por lo cual puede haber errores en la identificación de las polaridades de los primeros arribos de la onda P, lo que repercute en la determinación de los parámetros de los mecanismos de falla.

A pesar de ello, en general los mecanismos obtenidos van de acuerdo con estudios previos realizados en la región.

Ahora bien, aquellos eventos cuyos mecanismos no concuerdan con la descripción general puede deberse a que son generados por características muy locales. Sin embargo, en general es difícil dar una explicación a estos eventos, al menos en este estudio, ya que muchos de ellos son aislados y están ubicados en áreas poco estudiadas.

Por otro lado, hablando de uno de los métodos utilizado en este trabajo, el método de modelado de forma de onda, diremos que es una gran herramienta para la determinación de los mecanismos focales, por lo cual se propone que se siga utilizando en siguientes estudios. Sin embargo hay que tomar en cuenta que se deben tener señales sísmicas lo suficientemente claras. En este estudio se tuvieron problemas por esta razón, ya que la amplitud de muchas de las señales observadas era muy pequeña y a veces muy poco claras.

Como sugerencia se puede intentar hacer un modelado de forma de onda usando diferentes modelos de corteza para la región. También, para reducir la influencia de la estructura de la corteza terrestre, se puede analizar separadamente (por segmentos) la señal sísmica registrada, es decir, modelar la fase de la onda P, de la onda S, etc.

Finalmente, creemos que los resultados aquí obtenidos ayudan a acrecentar, aunque sea de manera modesta, el conocimiento de la región, la cual, en algunas zonas, ha sido estudiada

con poco detalle. Un siguiente paso en el estudio de la Cuenca sería revisar aquellos eventos cuyos mecanismos de falla no concuerdan con los de la zona. También sería recomendable trabajar en otras o las mismas regiones de la Cuenca estudiadas aquí pero con mayor número de registros sísmicos y, en la medida de lo posible, de mejor calidad.

## REFERENCIAS

- Astiz, L. M. (1980). *Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de Febrero de 1979*. Tesis, 130 pp., Univ. Nal. Autón. México, México.
- Bravo H., Ponce M. L., Suárez R. G. y Zúñiga D. M. (1988). *Estudios sobre sismicidad en el Valle de México*. Departamento del Distrito Federal. Secretaría General de Obras.
- Castro R., Rodríguez M., Lermo J., Singh S. K. y Astiz L. (1983). *Estudio de sismicidad en la región de Acambay, Estado de México*. Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Chavacán M. y Lermo J. (2003). *Sismicidad reciente al sur de la Cuenca de México (Sierra del Chichinautzin)*. XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. León, Gto., México, 234-248.
- Delgadillo, M. (2001). *Un estudio de sismicidad en el Valle de México durante el período de 1996 al 2000*. Tesis de Licenciatura en Física. Facultad de Ciencias, UNAM. México, D. F.
- Demant, A. (1978). *Características del eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación*. Univ. Nal. Autón. México, Rev. Inst. Geol., 2, 172-187.
- De Cserna Z., De la Fuente-Duch M., Palacios-Nieto M., Triay L., Mitre-Salazar L. y Mota-Palomino R. (1988). *Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México*. Boletín 104 del Instituto de Geología.
- Ego F. y Ansan V. (2002). *Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102° - 99°W) in transtensive deformation?* Tectonophysics, 359, 189-208.

- Figueroa, J. (1971). *Sismicidad en la Cuenca del Valle de México*. Serie de Investigación N° 289. Instituto de Ingeniería. UNAM.
- Havskov J. y Singh S. K. (1978). *Shallow crustal structure below Mexico City*. Geofísica Internacional, 17, 223-229.
- Havskov, J. (1982). *The earthquake swarm of February 1981 in Mexico City*. Geofísica Internacional, Vol. 21-2, 157-175.
- Herrmann R. B. y Ammon C. J. (1997). *Faulting parameters of earthquakes in the New Madrid, Missouri, region*. Engineering Geology, 46, 299-311.
- Kawakatsu, H. (1991). *Enigma of earthquakes at ridge-transform-fault plate boundaries – Distribution of non-double couple parameter of Harvard CMT solutions*. Geophysical Research Letters, Vol. 18, No. 6, 1103 – 1106.
- Lay T, y Wallace T. C. (1995). *Modern global seismology*. Academic Press.
- Lermo J., Soto J., Huidobro A., Cuenca J., Mijares H., Meza C. y Flores J. (1997). *Análisis preliminar de la sismicidad de la Cuenca de México y zonas aledañas*. Memorias del XI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. Vol. 1, Veracruz, Ver., México, 205-215.
- Lermo J., Soto J., Mijares H., Kemper W., Kemper H., Flores J., Mares E., Briones E. y Hurtado J. (2000). *Sismicidad en la Cuenca de México y regiones aledañas durante 1999*. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A. C., Junio, 2000.
- Lienert B. R., Berg E. y Frazer L. N. (1986). *HYPOCENTER, an earthquake location method using centered, scaled and adaptively damped least squares*. Bull. Seis. Soc. Am., 76, 771-783.

- Lienert, B. R. (1991). *Report on modifications made to Hypocenter*. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen.
- Lienert B. R. y Havskov J. (1995). *A computer program for locating earthquakes both locally and globally*. Seismological Research Letters, 66, 26-36.
- Mooser, F. (1975). *La Cuenca del Valle de México*. Memorias de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal. Tomo I, 8-38.
- Prince, J. (1974). *Los temblores de Julio de 1974 en el sur de la Ciudad de México*. Serie de Investigación IPS-I, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Rodríguez M., Lermo J., Chávez F. y Castro R. (1984). *El temblor del 7 de Febrero de 1984 en Juchitepec, México*. Reporte I. I., Proyecto 4707.
- Singh S. K., Anderson J. G. y Rodríguez M. (1988). *Triggered seismicity in the valley of Mexico from major mexican earthquakes*. Geofis. Int., 37-1, 3-15.
- Stein S. y Wysession M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure*. Blackwell Publishing Ltd.
- Suárez R. G. y Jiménez J. Z. (1987). *Sismos en la ciudad de México y el terremoto del 19 de Septiembre de 1985*. Cuadernos del Instituto de Geofísica/2.
- Udías A., Muñoz D. y Buforn E. (1985). *Mecanismo de los terremotos y tectónica*. Cátedra de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense, Madrid, España.
- Udías, A. (1999). *Principles of seismology*. Cambridge University Press.
- UNAM and CENAPRED Seismology Group (1995). *The Milpa Alta earthquake of January 21, 1995*. Geof. Int., Vol. 34, Num. 4, 355-362.

Yamamoto J. y Mota R. (1988). *La secuencia de temblores del Valle de Toluca, México, de Agosto de 1980*. Geofis. Int., Vol. 27, Núm. 2, 279-298.

Yamamoto J. y Mota R. (1991). *Reporte del monitoreo sísmico realizado en la región de Maravatio-Acambay durante el período de Marzo de 1989 y Agosto-Septiembre de 1990*. Serie de Investigación N° 137, Instituto de Geofísica, UNAM.

## ANEXO

**Tabla.** Parámetros hipocentrales de los sismos analizados en este estudio, ubicados dentro de la Cuenca de México y sus alrededores, ocurridos en el periodo 1998-2003.

EVENTO	FECHA			HORA ORIGEN			LAT N	LON W	H (km)	Mc	$\partial$ LAT (km)	$\partial$ LON (km)	$\partial$ H (km)
	AÑO	MES	DIA	HORA	MIN	SEG							
1	1998	04	27	15	31	29.7	18.992	-98.477	0.1	3.6	4.7	4.2	0.0
2	1998	10	26	02	35	9.0	19.070	-99.158	12.0	2.3	1.9	2.5	0.0
3	1998	12	31	06	44	3.0	18.955	-98.658	2.0	3.3	3.4	5.3	4.4
4	1999	05	19	20	23	4.0	19.185	-98.938	6.0	2.7	2.4	2.8	0.0
5	1999	06	07	00	24	12.3	19.171	-98.960	5.0	2.7	1.6	1.5	0.0
6	1999	06	20	10	25	19.2	19.261	-98.471	2.5	3.7	2.1	4.5	0.0
7	1999	07	25	14	25	59.0	19.179	-98.951	5.5	3.2	2.3	2.4	0.0
8	2000	03	04	20	55	23.9	18.958	-98.688	2.0	3.8	3.2	3.3	0.0
9	2000	03	12	03	44	47.1	20.042	-99.334	2.0	3.6	4.0	3.3	0.0
10	2000	07	06	08	26	23.3	19.187	-98.971	5.1	N.R.	1.5	2.1	4.9
11	2000	07	06	13	25	33.1	19.188	-98.970	5.0	2.9	2.5	3.0	9.0
12	2001	11	15	22	18	21.0	19.534	-99.144	7.0	2.2	7.3	7.1	6.4
13	2002	05	15	23	22	19.3	19.029	-98.656	0.8	3.2	5.6	14.5	5.9
14	2002	11	03	21	35	0.4	19.273	-98.219	0.0	3.5	9.7	17.0	10.5
15	2002	11	16	11	50	2.7	19.190	-98.675	1.7	3.8	5.8	7.8	7.0
16	2003	02	04	10	59	0.1	18.916	-98.382	0.0	N.R.	8.6	10.0	6.2
17	2003	02	14	11	34	19.4	18.981	-98.380	7.0	N.R.	56.2	12.9	44.9
18	2003	07	05	12	55	5.6	18.801	-99.075	5.1	3.4	1.9	2.7	5.3
19	2003	07	26	01	52	5.2	19.098	-98.639	2.1	3.5	9.0	4.1	4.0
20	2003	11	16	05	04	19.1	19.182	-98.967	7.4	2.7	1.7	2.0	4.3
21	2003	11	26	05	04	24.1	19.177	-98.936	5.9	2.9	2.0	2.0	5.0

N.R. = No Reportada