



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

INSTITUTO DE GEOFÍSICA  
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

## SISMICIDAD Y EL CAMPO DE ESFUERZOS EN LA CUENCA DE MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS  
(SISMOLOGÍA Y VULCANOLOGÍA)

PRESENTA:

FÍS. EDUARDO HUESCA PÉREZ



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.

## **Agradecimientos.**

Dedico este trabajo con muy especial cariño a mi madre, a mi padre y a mi hermana. A mi madrina Pili, a mi prima MaryPili, a Maria la chiquita, Raymundo y Gonza.

A mis tíos Manolo, Ramón y Lencho.

Quiero agradecer a todas las personas que estuvieron involucradas en este trabajo. Esta tesis en realidad es de todos ellos.

Quiero dedicar una mención especial a mi tutor y asesor el Dr. Luis Quintanar Robles por todo lo que me ha enseñado a lo largo de todos estos años y por el apoyo que siempre me dio.

A Edahí por ayudarme a desenmarañar el algoritmo de Andrew.

A Alejandro Cervantes por ayudarme con las figuras de los cubos.

A Carlos Salto por ayudarme con las figuras a color.

A mis sinodales por sus comentarios y sugerencias acertadas que ayudaron a este trabajo en su mejora.

A Raúl Valenzuela Wong, a Arturo Iglesias, Carlos Mortera y Roberto Ortega.

Una mención al Dr. Armando García Palomo (1961 – 2008) In Memoriam, por su asesoría en la parte geológica, por los mapas que me proporcionó y por impulsarme a seguir en este negocio de la sismología. Lamentablemente la revisión de este trabajo quedó inconclusa.

Al Dr. Mortera por entrar al final en la sustitución del Dr. Palomo.

Y a todos mis amigos, Edahí Gutiérrez, Roberto Luna, Rogelio Corona, Carlos Salto, Cynthia López Portela, Lulú Mastranzo, Alejandro C., Víctor Hugo Espíndola, Ana Teresa Mendoza y Alma Alicia.

Al CONACyT por el apoyo económico brindado.

## Contenido.

Resumen.	5
Introducción.	6
Capítulo 1. Planteamiento del Problema.	7
Introducción.	7
1.1 Marco Tectónico General.	8
1.2 Eje Neovolcánico.	11
1.3 La Cuenca del Valle de México.	13
1.4 Sismicidad en el Valle.	14
1.5 ¿Dónde están?.	15
1.6 Datos.	16
Capítulo 2. Tratamientos Matemáticos.	22
Introducción.	22
2.1 Algoritmo de Inversión del Tensor de Momento de Dreger.	22
2.2 Mecanismos por Cociente de Amplitudes S/P de Hash.	25
2.3 Mecanismos Sencillos por Primeros Arribos y Compuestos.	26
2.4 Algoritmo de Inversión del Campo de Esfuerzo de Andrew.	27
Capítulo 3. Mecanismos Focales.	29
Introducción.	29
Mecanismos Evaluados.	32
1. Tlalnepantla.	32
2. Colonia Narvarte.	35
3. Río Churubusco.	37
4. Tlalpan.	39
5. Ajusco 1.	43
6. Frontera D. F.-Morelos.	45
7. Aeropuerto de la Ciudad de México.	48
8. Chimalhuacán.	50
9. Ciudad Nezahualcóyotl.	52
10. Chimalhuacán 2.	55
11. Chicoloapan.	57
12. Ixtapaluca.	59

13. Chalco – Tenango del Aire 1.	61
14. Chalco Sur.	63
15. Tenango – Milpa Alta.	65
16. Milpa Alta 1.	67
17. Milpa Alta 2.	69
18. Milpa Alta – Chalco.	71
19. Milpa Alta 3.	73
20. Chalco – Tenango del Aire 2.	75
21. Chalco – Tenango del Aire 3.	77
22. Ajusco 2.	79
Capítulo 4. Campo de Esfuerzos.	86
Introducción.	86
4.1 Interpretación Geológica.	87
4.2 Fallas y los Campos de Esfuerzos.	88
4.3 Campo de Esfuerzos de la Cuenca de México.	90
4.3.1 Diagramas de Roseta.	91
4.3.2 Tensores de Esfuerzos.	93
4.4 Interpretación.	101
Capítulo 5. Conclusión.	105
Anexo 1. Proceso de inversión del campo de esfuerzos a partir de información sísmica.	111
Anexo 2. Resumen de Parámetros.	113
Referencias	115

## Resumen.

Durante el desarrollo de este trabajo de tesis, diversas personas solían preguntarme sobre el tema que estaba tratando, y yo les explicaba con toda paciencia, que estudiaba pequeños sismos del Valle de México. Sin excepción alguna, salía el tema de los sismos del 19 y 20 de septiembre de 1985, hecho lamentable que marca la peor catástrofe en la historia de la capital de la república mexicana, y también el del sismo de 1957, que personas de otras generaciones vivieron y fueron testigos del desplome del “ángel” sobre el asfalto del Paseo de la Reforma. A estos comentarios contestaba que esos dos terremotos habían acaecido en las costas del pacífico mexicano y que sus epicentros se habían ubicado en Michoacán y Guerrero respectivamente, y que por tanto, no eran sismos originados dentro del Valle. Inmediatamente uno podía presenciar con alarma el desconcierto, e inclusive, la decepción que provocaban mis respuestas, y ser testigo del desconocimiento que priva entre los habitantes de la ciudad de México, sobre el hecho de que existen sismos con epicentros localizados justo por debajo de nuestras casas. Al ir indagando sobre los misteriosos motivos de la decepción que mis explicaciones sobre la sismicidad del valle provocan en la gente, me di cuenta que a las personas por lo general, les gusta el amarillismo y se interesan por los sismos de destrucción masiva que provocan enormes olas de tsunami y no por pequeños temblores que pueden tirar una barda o a lo mas partir una pequeña vivienda. Aun así, esta sismicidad es digna de atención, debido a que sucede en una de las regiones más pobladas del mundo y que involucra a la cuarta parte de la población total nacional, y que viene a aumentar, en alguna medida, la cantidad de problemas (agua, contaminación de aire y subsuelo, aguas negras, desechos sólidos, hundimiento regional, transporte, etcétera) que la ciudad de México y sus habitantes tienen que enfrentar día a día.

Por otro lado, esta sismicidad también es digna de atención académica, ya que proporciona información sobre los procesos de deformación de la corteza continental que están teniendo efecto en la parte central del Eje Neovolcánico (donde se encuentra la capital de la República Mexicana), debido al complejo ambiente tectónico sobre el que se encuentra el país, para así poder reconstruir la forma que tiene este campo de esfuerzos local. Esto último es importante, debido a que este régimen de esfuerzos ha logrado producir en el último siglo un macrosismo de  $M_s = 7.0$ , en 1912 a unos 100 km de la capital y cercano al poblado de Acambay en el estado de México; en 1979 en la misma zona, sucedió otro sismo de mediana magnitud ( $m_b = 5.3$ , Astíz, 1980), y puede mencionarse un tercer ejemplo de otro sismo moderado ( $m_b = 5.3$ ) en 1976 cerca del poblado de Cardonal, Hidalgo al norte de la Cuenca (Suter, 1996; Quintanar et al, 2004). Este trabajo se propone la meta de reconstruir, a partir de información sísmica, la forma presente del campo de esfuerzos en el interior de la Cuenca de México.

## Introducción.

El valle de México, territorio donde se encuentra la capital de la república mexicana, es una zona que presenta copiosa actividad sísmica local. Estos temblores son por lo general de baja magnitud y de escasa profundidad indicando así, que se originan directamente en la corteza. Sin embargo, cabe destacar que en diversas ocasiones dentro de esta región se han llegado a producir sismos moderados como los sismos de Cardonal, Hidalgo en 1976 (5.1 Mw, 5.3 mb) (Suter, 1996; Quintanar et al., 2004) y el de Acambay de 1912 que fue un sismo muy grande (7.0 Ms) (Astíz, 1980). Se han detectado y registrado unos 350 sismos a lo largo y ancho de todo el valle, entre 1996 y 2007; sin embargo, cabe destacar tres zonas de actividad principal. 1) Juchitepec – Milpa Alta, al sur oriente del Distrito Federal y Estado de México, 2) el vaso del lago de Texcoco y 3) el centro – poniente del D. F. Con esta información es posible evaluar las direcciones principales del campo de esfuerzos para toda la cuenca y en particular para estas tres regiones. Esto es importante ya que proporciona información sobre los procesos de deformación de la corteza continental que están teniendo efecto, hoy en día, en esta zona del Eje Neovolcánico.

Para tal efecto, primero es necesario evaluar los mecanismos focales de los sismos registrados y localizados con un modelo de velocidades apropiado para la zona. Del total de los sismos localizados en el periodo de tiempo antes mencionado, solo fue posible obtener 22 soluciones focales. Estas soluciones se obtuvieron mediante tres técnicas dependiendo del tipo y estado de los datos. Las técnicas empleadas se encuentran descritas en el capítulo 2 y cabe mencionar que son: 1) algoritmo de inversión del tensor de momento de Dreger (TDMT\_INV) (sección 2.1) con el que se evaluaron tres mecanismos focales (1, 4 y 22). 2) algoritmo por cociente de amplitudes S/P de Hash (sección 2.2) con el que se evaluaron siete mecanismos focales (1, 4, 13, 14, 15, 16 y 21). Donde los datos no permitían el uso de estas técnicas, los mecanismos focales se evaluaron por la técnica de primeros arribos o por compuestos (sección 2.3). Donde era posible se utilizaron todos los algoritmos computacionales para comparación de resultados.

Los resultados indican una compleja diversidad de procesos sísmicos, cuya constante común son procesos normales con fuertes componentes laterales (régimen transtensivo). Conociendo los mecanismos focales, es posible determinar mediante inversión (capítulo 2), el tensor de esfuerzos, que proporciona las direcciones de los ejes principales del campo de esfuerzos al que la zona esta sometido. Se evaluó para toda la región y para las tres zonas arriba listadas. Los resultados indican que el promedio global es un régimen transtensivo con orientación del eje distensivo NW – SE, confirmando de tal modo en lo general la información geológica disponible. Para las tres localidades donde se evaluó el tensor de forma particular, cabe mencionar que el tensor de esfuerzos es mas estable, mostrando también regímenes transtensivos excepto en el vaso de Texcoco, donde el campo de esfuerzos y la sismicidad muestran ser de régimen lateral. Los resultados (capítulos 4 y 5) muestran en lo general un estado de esfuerzos que es acomodado por en basta y compleja estructura de fallas creadas durante la formación del valle de México. Cabe destacar que la deformación esta siendo acomodada principalmente por fallas con rumbos E – W y NE – SW. Estos resultados se presentan en el capítulo 4.

## Capítulo 1. Planteamiento del Problema.

### Introducción.

En las últimas décadas ha habido una gran evolución conceptual acerca de la teoría tectónica de las placas. Previamente se pensaba y se postulaba que las placas eran bloques rígidos, deformables únicamente en sus bordes, donde se registraban sismos, aparecían los volcanes y una enorme cantidad de deformación era esperable. Hoy en día se ha reconocido que esos bordes entre placas, más que ser límites estrechos, son amplias zonas de deformación. La evidencia proviene de la observación difusa de la distribución en la sismicidad, del registro de muchas fallas activas y de la topografía extrema existente a lo largo de muchos límites tectónicos en todo el mundo. En años recientes, la Geodesia ha confirmado la idea de los límites difusos entre placas, mostrando que en muchos límites, una fracción significativa del movimiento de la placa sucede a distancias considerables del límite principal. En tales casos, en vez de observar el límite estrecho rodeado por una amplia región con sismos corticales, se delega el problema a una amplia zona sísmica y de deformación que refleja la distribución diferenciada de movimiento en el interior de dos placas principales (Stein et al, 2002).

El caso de México se puede enmarcar bajo tales supuestos. El sur de México es una amplia zona de deformación debido al movimiento convergente de tres placas principales, la placa Norteamericana cabalgando sobre la placa de Cocos y la de Rivera. Tal cinemática tiene como efecto una difusa zona sísmica que se manifiesta desde la trinchera frente a las costas del Pacífico hasta, al menos, el eje Neovolcánico en el centro del país (este eje contiene a cuatro arcos volcánicos activos, generados por la subducción (Santoyo et. al, 2005), que cruzan de costa a costa el territorio nacional). Este arco volcánico oblicuo, es una manifestación de topografía extrema, donde existen picos que alcanzan alturas por arriba de los cinco mil quinientos metros (Pico de Orizaba, 5700 m). Así mismo, existen copiosos estudios geológicos que han identificado una cantidad enorme de fallas activas que acomodan el movimiento a lo largo de esta amplia región. Aun se está investigando, si dentro de este borde difuso, la deformación y movimiento de la corteza continental se da suavemente o es acomodada por algunos bloques o microplacas como proponen Johnson y Harrison (1990).

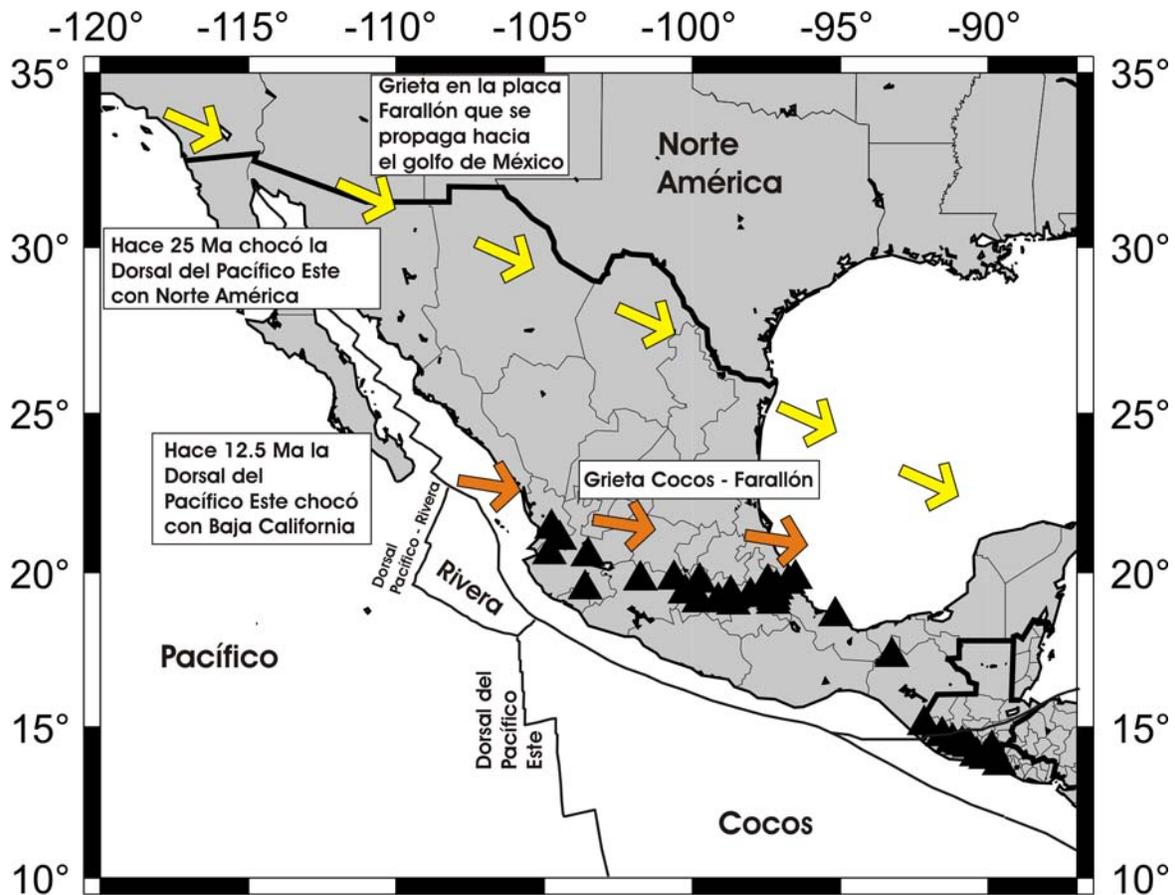
Stein et al (2002) reflexionan que el reconocer la existencia de límites tectónicos difusos, como es el caso que nos atañe en México, es aceptar que existen implicaciones de riesgos geológicos para la sociedad. Según las Naciones Unidas, cerca de la mitad de la población del mundo vive dentro de estas zonas de límites tectónicos. Este hecho aumenta la vulnerabilidad, no solamente en el límite principal, sino dentro de toda la región de deformación asociada a ella. Hoy en día, también se reconoce la existencia de amenaza sísmica, no solamente por los macrosismos acaecidos en el límite nominal, sino también por pequeños temblores en el interior de la zona de deformación, que aunque son más pequeños en magnitud, representan un riesgo debido a la cercanía a los pequeños centros poblacionales y a las grandes ciudades, e. g. Los Ángeles y la ciudad de México están expuestas a ambos tipos de temblores, la primera ciudad (Los Ángeles) a sismos intensos en la falla de San Andrés (Fort Tejon, 1857, Mw (estimado) 8.0) y sismos de fallas cercanas como el de Northridge (Mw = 6.7, en 1994); y para la ciudad de México cabe

mencionar los sismos de Michoacán de 1985 ( $M_w = 8.0$ ) y de Milpa Alta de 1995 ( $M_c = 3.9$ ) al sur de la ciudad.

### **1.1 Marco Tectónico General.**

El sur de México puede ser considerado como un enorme límite difuso, debido a una convergencia de tres placas tectónicas: las placas oceánicas de Cocos y de Rivera subduciendo bajo la placa Norteamericana como se muestra en la figura 1.2.1. Este fenómeno geofísico, ampliamente documentado (Molnar y Sykes, 1969, Nixon, 1982, Burbach et al, 1984, Pardo y Suárez, 1995, Ego et al, 2002) ha producido que la placa cabalgante (la Norteamericana) se deforme. El área de deformación observada hoy en día es muy extensa y abarca desde el Eje Neovolcánico, que es el límite norte, hasta la costa del océano Pacífico al sur y se propaga hacia Oaxaca y Chiapas al este, y hasta Jalisco en el oeste. Cabría esperarse que bajo tales condiciones tectónicas de convergencia entre dos placas oceánicas y una continental, la placa cabalgante estuviera sometida a un campo compresivo orogénico, con fallamiento inverso como se observa en muchas regiones del mundo donde existen procesos de subducción activos. Sin embargo, en México se observa un régimen transtensivo.

Es muy probable, que esta discrepancia observada en el campo de esfuerzos, este fuertemente asociada a la reconfiguración de la litosfera oceánica en los últimos 50 millones de años. Sobre todo al aproximarse la dorsal del Pacífico Este hacia el continente americano durante el eoceno (54.8 – 33.7 mya) (Gorbatov, 2005). Es de consenso general, que la placa de Cocos representa un remanente de una placa mucho mayor, la placa Farallón, que estuvo subduciendo hace más de 55 millones de años (Nixon, 1982). Durante el Eoceno, la placa Farallón se fragmentó en las placas de Farallón Norte y Sur que a su vez creó una ventana en el slab al este de la península de Baja California (Gorbatov, 2005). La placa Farallón Sur se subdividió en las placas de Guadalupe y Nazca hace 25 millones de años, la primera subdividiéndose de nuevo en las placas de Cocos y Rivera hace 17 a 12 millones de años debido a la subducción de la parte norte de la placa Guadalupe; la formación de esta placa precursora coincidió con la emigración del eje volcánico de la costa a su posición actual (Husker, 2007; Ferrari et al, 1999). Los últimos dos fragmentos son los que subducen hoy en día bajo México y están sometidos a una subducción de rotación en contra de las manecillas del reloj (Nixon, 1982). Este pivoteo pudo haberse originado con la detención completa de la subducción de la placa Farallón Norte y el inicio del desacople del slab con la superficie. Gorbatov (2005) maneja esta hipótesis agregando que la porción superficial del slab esta truncada en las imágenes tomográficas en la zona de transición del manto. En el sur, las tomografías indican una grieta que se va propagando con dirección norte-sur y que ahora se encuentra por debajo de la frontera de EUA con México o en algún punto bajo el golfo de México (figura 1.1.1). De ser esta hipótesis correcta, entonces la parte sur del slab de Farallón aun continúa unida a la superficie en una parte de la placa de Cocos, y conforme el slab desciende en el manto, sin ningún anclaje a la superficie en el norte, ésta va arrastrando a la placa de Cocos lateralmente y comprimiéndola, causando un levantamiento en el centro para formar así la geometría de subducción sub-horizontal (Pardo y Suárez, 1995, Husker, 2007, Gorbatov et al, 2005) y oblicua (Ego et al, 2002) observada en Michoacán y Guerrero.



-120° -115° -110° -105° -100° -95° -90°  
 35° 30° 25° 20° 15° 10°  
 Figura 1.1.1 HISTORIA GEODINÁMICA de los últimos 25 millones de años que muestra el surgimiento de dos ventanas en el slab (flechas). Las flechas amarillas muestran la dirección de propagación de una grieta en la parte profunda del slab Farallón que inició hace unos 25 Ma cuando la Dorsal del Pacífico Este (EPR) chocó con el continente cerca de la ciudad de Los Ángeles, CA. Otra grieta surgió hace unos 12.5 millones de años cuando el EPR alcanza, lo que ahora es, la península de Baja California (flechas naranjas) y se propaga por debajo de la zona norte del Eje Neovolcánico (triángulos negros).

La placa cabalgante, la placa Norteamericana, muestra estos efectos de los procesos tectónicos. La deformación en el centro de México está dominada por extensión y cizalla, fenómeno atípico bajo procesos de subducción, manifestándose en la sismicidad registrada. Conforme se recorre la costa del Pacífico mexicano desde Guerrero hacia Jalisco, las tasas de convergencia perpendiculares a la trinchera decrecen, desde velocidades máximas de 6 cm/año en las costas de Guerrero hasta cero frente a la ciudad de Puerto Vallarta, Jalisco. Más al noroeste la subducción ya no es posible, donde la trinchera se encuentra inactiva y un régimen de esfuerzos distensivo domina allí. Husker (2007) sugiere que un segundo evento tectónico importante ocurrió hace 12.5 millones de años cuando la dorsal del Pacífico Este chocó con lo que hoy es la península de Baja California (figura 1.1.1). El evento marcó un cambio químico de las lavas de los volcanes de la zona volviéndose más máficas (Ferrari, 2004) que posteriormente fue propagándose con dirección al este (a lo

largo del Eje Neovolcánico), hacia donde las rocas máficas son mas jóvenes. Ferrari sostiene que esta colisión fue el inicio de una segunda grieta en el slab que corre por debajo del Eje Neovolcánico.

Esta segunda grieta podría explicar la componente extensiva del campo de esfuerzos observado en la sismicidad cortical (la componente lateral tiene génesis en la convergencia oblicua) y la ausencia de sismos de profundidad intermedia en esta zona. La pérdida de boyancia negativa de la parte plana del slab, ha hecho que el borde libre comience a hundirse de nuevo en el manto, haciendo que el eje volcánico avance hacia la costa desde hace alrededor de unos 7 millones de años (Ferrari et al, 1999). De ser esto correcto, entonces la placa cabalgante esta descendiendo por compensación litostática debido a la pérdida de sustentación que daba, anteriormente, la geometría de subducción sub-horizontal.

## 1.2 Eje Neovolcánico.

La región de estudio de este trabajo se localiza dentro de un rasgo geológico muy peculiar del territorio nacional mexicano. Este rasgo es el Eje Neovolcánico, también conocido como Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). El nombre se debe a que fue detectado un arco volcánico primitivo con lavas andesíticas y posteriormente una actividad neovolcánica máfica comenzando hace 7 millones de años (Husker, 2007). El eje corre de costa a costa, atravesando todo el país con ángulo oblicuo a la trinchera (UNAM and CENAPRED, 1995) con dirección este – oeste, abarcando los estados de: Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, México, Morelos, Distrito Federal, Hidalgo, Puebla, Tlaxcala y Veracruz. Tiene una longitud de unos 1000 Km. y se extiende a lo largo del paralelo 19° N. A lo largo y ancho del eje, se pueden encontrar enormes estratovolcanes como la Malinche (4461 m), Popocatepetl (5452 m), Iztaccíhuatl (5230 m), Pico de Orizaba (5675 m), Nevado de Colima (4330 m), Volcán de Colima (3850 m), Nevado de Toluca (4680 m), entre muchos otros (Delgadillo, 2001). El eje esta conformado por cuatro arcos volcánicos (Santoyo et al, 2005), cuya formación está ligada a la geometría y al proceso de subducción de las placas de Cocos y de Rivera bajo México. Estos arcos son: el Nayarit, el Tarasco, el Chichinautzin y Tuxtlas (Santoyo et al, 2005).

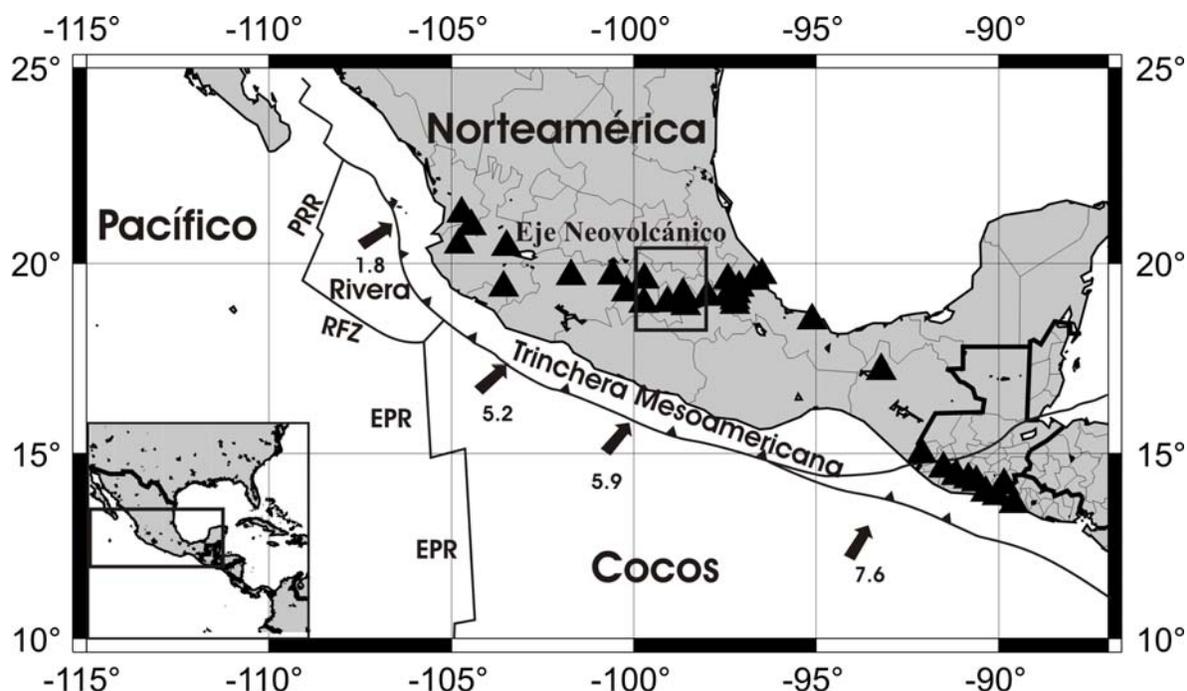


Figura 1.2.1 CONFIGURACIÓN TECTÓNICA del sur de México. El cuadro negro es la región de estudio. Los triángulos negros representan volcanes. Simbología: EPR, dorsal del este del Pacífico (East Pacific Rise); RFZ, Zona de Fractura de Rivera (Rivera Fracture Zone); PRR, Dorsal Pacífico-Rivera (Pacific-Rivera Rise). Las flechas negras muestran las direcciones de desplazamiento de las placas de Rivera y Cocos y los números indican la velocidad de convergencia en centímetros por año.

A lo largo del eje, existen multiplicidad de volcanes del tipo poligenéticos (poseen actividad por un período de hasta un millón de años) y monogenéticos (sólo tienen un período de erupción). Las características petrográficas y morfológicas de estos volcanes muestran dos tipos de provincias dentro del eje. 1) El área occidental, asociada a la subducción de la placa de Rivera, de alrededor de sesenta kilómetros de ancho, posee volcanes con conos de hasta setenta kilómetros cúbicos y cimas promedio de tres mil metros sobre el nivel del mar. 2) El área centro-oriente, asociada a la placa de Cocos, posee volcanes con conos de volúmenes mayores a doscientos kilómetros cúbicos y cimas entre los cuatro mil y cinco mil setecientos metros sobre el nivel del mar. El graben de Colima es considerado ser la frontera entre estas dos regiones. Se tienen registros geológicos de que la actividad volcánica ha existido desde hace por lo menos cinco millones de años (Delgado, 2001).

Para terminar, es de interés mencionar que el Eje Neovolcánico posee tres características anómalas: 1) La dirección del eje no es paralela a la trinchera como ocurre en otras regiones de subducción del mundo, sino que es oblicua unos  $15^\circ$ . 2) No hay sismos de profundidad intermedia bajo el eje al menos entre el lago de Chapala y Veracruz (CENAPRED, 1995) y 3) La geología y los registros sísmicos muestran un campo de esfuerzos extensivo con fuertes componentes laterales. Estas características listadas pueden ser explicadas bajo las hipótesis de la sección 1.1. Para el punto 1) la dirección oblicua del arco volcánico esta gobernada por la geometría de la placa subducida (Pardo y Suárez, 1995, Gorbatov, 2005, Husker, 2007). 2) La ausencia de sismicidad intermedia podría deberse al surgimiento de una segunda ventana o grieta en el slab, que corre por debajo del Eje Neovolcánico, detectada a partir de imágenes de tomografía, debido al aparente desacoplamiento de la parte profunda con la superficie, y 3) Este punto es más complicado de resolver y las razones aún no son completamente claras. Cabe mencionar que la componente transtensiva tiene que ver con el proceso de subducción oblicua que hace que el arco continental anterior a la trinchera se mueva separadamente del resto de la placa cabalgante y genera deslizamientos laterales (Stein et al, 2002, Ego et al, 2002). No es claro el origen de la componente normal observada en el campo de esfuerzos y en la sismicidad. Sin embargo, como se mencionó en la sección 1.1, puede deberse en buena medida al inicio del fin de la subducción de estas placas tectónicas (Rivera y Cocos) frente de las costas de México y la creación de la segunda grieta del slab hace 12.5 millones de años, para iniciarse el hundimiento del borde del slab superficial debido a la fuerza boyante negativa, y a compensación litostática debido a la elevada topografía presente (Suter et al, 2001) que con las condiciones tectónicas ahora no encuentra sustentación.

### 1.3 La Cuenca del Valle de México.

Es una cuenca hidrológica muy extensa emplazada a una altura de 2240 m. s. n. m., sobre la cual se edificó un tramo del eje Neovolcánico durante los periodos Plioceno – Holoceno. Esta cuenca tiene una forma alargada con longitud de 90 km y anchura variante. En el norte alcanza los 100 km mientras que en el sur sólo tiene unos 50 km. Su área es en promedio de 9,600 km<sup>2</sup>. Varias sierras delimitan esta cuenca, la Sierra de Pachuca por el norte, las Sierras de Río Frío y Nevada por el oriente, la Sierra Chichinautzin por el sur y finalmente al poniente por la Sierra de Las Cruces y el Ajusco. Usualmente suele llamársele a la parte plana de la cuenca el Valle de México que en el pasado era un enorme lago. El área urbana de la Ciudad de México se encuentra en esta parte plana que es el área central y suroccidental de la cuenca.

Su subsuelo es muy complejo, pero se puede describir como un conglomerado de formaciones volcánicas que alcanzan alrededor de 2000 m de espesor que descansan sobre un basamento antiguo de rocas sedimentarias marinas del Cretácico Superior. El espesor de estas formaciones se investigó tras el proyecto iniciado por Nabor Carrillo para recuperar el lago de Texcoco en el que se perforaron varios pozos estratigráficos (Santoyo et al, 2005). Originalmente toda la región era drenada de norte a sur, desde la Sierra de Pachuca hacia la cuenca hidrográfica del Río Amacuzac en el sur, para finalmente desembocar en el océano Pacífico. La cuenca se formó al cerrarse el antiguo valle de México como resultado de la obstrucción por actividad volcánica de tipo andesítico-basáltico (de Cserna, 1988) que edificó la Sierra de Chichinautzin al sur, hace unos seiscientos mil años. Esta sierra volcánica, es un campo monogenético cuaternario, que posee un centenar de conos cineríticos que derramaron lavas junto con material piroclástico al antiguo valle, con un espesor de 1,800 m. El derrame del Pedregal de San Ángel, pertenece a un volcán de esta sierra (Xitle) que hizo erupción, según estimaciones, hace tan solo 2,400 años. Esta obstrucción, creó una represa natural que formó con el tiempo un enorme lago al norte de la sierra Chichinautzin. Con el tiempo este lago fue azolvándose y cubrió irregularmente un terreno con topografía severamente escarpada. Tiene una variación pronunciada del espesor, pero en términos generales se puede decir que aumenta desde el norte hacia el sur; en la parte central alcanza unos 200 m y en el sur hasta 500 – 600 m. El relleno está conformado por materiales volcánicos interestratificados con materiales lacustres. La mayor parte de la ciudad de México está edificada sobre estos materiales lacustres, mientras que el resto está hecho sobre material aluvial que forma la zona de transición entre los depósitos lacustres y el basamento de material volcánico de las zonas altas.

Existen otros campos monogenéticos dentro de la cuenca, puede mencionarse una segunda área compuesta de rocas volcánicas cuaternarias, semejante a la formación de la sierra Chichinautzin. Se encuentra al oriente – nororiente de Tizayuca – Texcoco y se extiende hacia ciudad Sahagún. Cubre heterogéneamente depósitos volcánicos del periodo Terciario y Plio-Cuaternario. También existen numerosas áreas de campos monogenéticos más pequeños, conformados por conos cineríticos y pequeños derrames de lavas basálticas.

## 1.4 Sismicidad en el Valle.

Es un hecho poco conocido entre los habitantes de la ciudad de México, que el valle de México posee una sismicidad local copiosa y distribuida a lo largo y ancho de toda la cuenca. La mayor parte de estos sismos se relacionan directamente con los procesos de deformación presentes en el borde difuso entre las placas de Cocos y Norteamérica y se dan en fallas preexistentes creadas durante la formación del valle (Santoyo et al, 2005). Sin embargo, la sismicidad por deformación de corteza no es la única que afecta a la región. En diversas ocasiones se han sentido sismos con focos profundos de entre 50 y 100 km que se originan por fallamiento normal en el slab de la placa de Cocos subducida bajo el continente. Los temblores como el de Guerrero del día 21 de julio de 2000 a las 6:13:43 ( $M_w = 5.9$ ) (Iglesias et al, 2002), así como el de Tehuacan, Puebla del 15 de junio de 1999 ( $M_w = 7.0$ ) tienen esta génesis.

Por otro lado, la sismicidad del valle se caracteriza por ser de baja magnitud ( $M_c < 4.0$ ) y los sismos se presentan como fuertes sacudidas en la dirección vertical, de movimiento muy rápido y de corta duración. Durante el transcurso del siglo pasado, se han registrado cientos de sismos de este tipo que son no destructivos. Solamente durante el transcurso de once años (1996 – 2007) el Servicio Sismológico Nacional registró más de 350 sismos locales dentro de la cuenca y alrededores. Sin embargo, llegan a ocurrir ocasionalmente, sismos de magnitudes mayores como el del graben de Acambay en 1912, en el Estado de México, que tuvo una magnitud de 7.0 Ms, según estudio de Urbina y Camacho (1913), en el que hubo muchos daños a la ciudad de México. El 22 de febrero de 1979 sucedió otro temblor en la misma zona con magnitud 4.9 Ms (Astiz, 1980). Este graben sigue representando una amenaza para la ciudad, pero se piensa que el periodo de retorno de sismos mayores es del orden de un milenio (Santoyo et al, 2005).

Sucede con relativa frecuencia que estos sismos se presentan como enjambres, un sismo principal acompañado de una multiplicidad de réplicas, todas ellas con posiciones epicentrales cercanas. Se pueden mencionar diversos ejemplos de estos enjambres como el sismo de Texcoco del 22 de enero de 1973 ( $M_c = 3.7$ ) que fue sentido en toda la ciudad; el sismo de Tacubaya acaecido el 4 de febrero de 1981 ( $3.2 M_L$ ) que formó parte de una secuencia de cinco sismos (Havskov, 1982), las dos secuencias de ciudad Nezahualcóyotl – Chimalhuacán en el estado de México, que son de los días 21 de abril ( $2.8 M_c$ ) y 9 de mayo de 2002 ( $3.0 M_c$ ) con cuatro y tres sismos respectivamente.

Para finalizar, también es de interés mencionar que desde el sismo de Jalisco de 1932 (magnitud 8.2), se han venido reportando sismos en el valle después de temblores muy grandes en la costa. En siete de diez sismos analizados por Singh et al (1998) entre 1920 y 1957 se encontró un incremento en la actividad sísmica en el Valle de México. El incremento en la actividad sísmica local después de los sismos de 1985 es contundente y piensan que los terremotos que fueron seguidos por actividad local, provocaron deformaciones de cortante y de dilatación mayores a 3 y 2, respectivamente, valores que pueden tomarse como críticos para superar la resistencia elástica a ruptura de la roca. Durante los sismos de 1985, el túnel Analco – Cerro del Judío fue severamente dañado a la altura de la falla Contadero que lo cruza (de Czerna et al, 1988). Hasta la fecha no existe evaluación geológica contundente que muestre que estos daños hayan sido provocados por actividad sísmica en esta falla después de los sismos de 1985 (por algún disparo), pero es muy posible que así haya sido.

## 1.5 ¿Dónde están?

Hasta aquí se han descrito al lector las características geológicas, geofísicas y sísmicas más generales del problema tectónico al que nos estamos enfrentando. Sin embargo, no se ha descrito ni mostrado dónde o en que partes sucede esta actividad sísmica. Diversos trabajos suelen mencionar que esta actividad dentro del valle es más común y copiosa en el oriente y sureste de la cuenca, y menos frecuente al poniente (Suárez y Jiménez, 1987, Delgadillo, 2001, Chavacán, 2006). Valdría la pena mencionar que al relocalizar los epicentros con un modelo propio para el valle (ver tabla 1.5.1) y graficarlos en un mapa, éste muestra la existencia de una cantidad muy significativa de actividad en el norte (Coacalco, Tultitlán, Cuautitlán, Ecatepec, Tecámac, Teotihuacan, Otumba, Nopaltepec, etcétera, todos ellos municipios del estado de México) y también en el norponiente (Naucalpan, Tlalnepantla, Atizapan, Huixquilucan, etcétera). La localización con el modelo mostrado en la tabla 1.5.1 fue hecha por Z. Jiménez empleando el software SEISAN de Haskov y Ottemoller (1999) que a su vez utiliza el algoritmo de HYPOCENTER de Lineart y Havskov (1995). Ya que estos sismos son de magnitud pequeña y se encuentran lejos de las estaciones ubicadas principalmente en el sur, no se tiene buen registro de ellos y prácticamente no se sabe nada sobre sus fuentes. En el siguiente mapa se muestra la distribución de los epicentros (Figura 1.5.1). Las incertidumbres de las localizaciones se pueden observar en la figura 3.2.

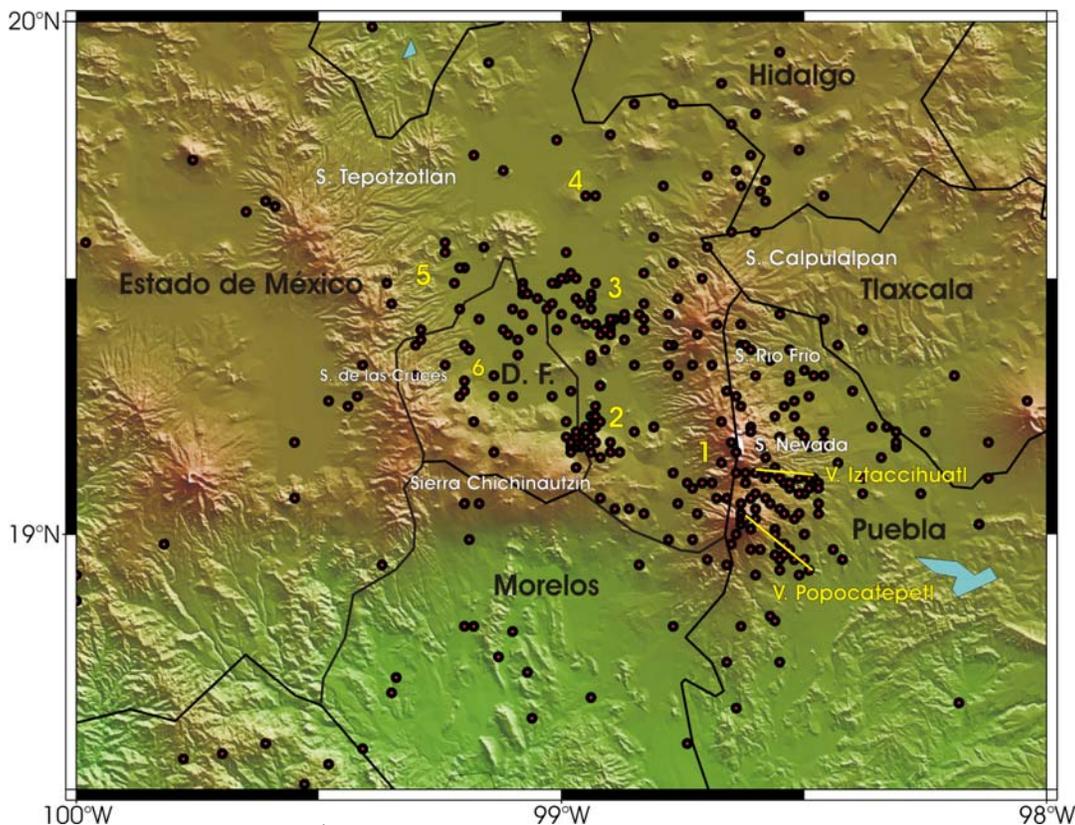


Figura 1.5.1. DISTRIBUCIÓN DE LOS SISMOS registrados en el Valle de México entre 1996 y 2007 cuyos epicentros se representan por los círculos oscuros. Los nombres de las sierras (en blanco) representan los límites meridionales del valle. Los números indican las regiones con actividad sísmica principal (1 – 3) y de menor grado y más difusa (4 – 6).

El mapa (figura 1.5.1) muestra la actividad sísmica registrada entre 1996 – 2007. Se pueden apreciar tres cúmulos importantes de actividad sísmica al oriente: 1) Sierra Nevada – Río Frío (la actividad que poseen estas montañas, esta asociada esencialmente a actividad volcánica), 2) Juchitepec – Milpa Alta y 3) Texcoco – Ciudad Nezahualcóyotl. Sin embargo, como el lector podrá apreciar en el mapa, también existe mucha actividad dentro de la zona urbana del Distrito Federal (número 6), en la zona de Naucalpan – Tlalnepantla (número 5) y más difusa en el norte del Estado de México (número 4).

El modelo de velocidades de corteza para el valle de México que se muestra en la tabla 1.5.1 a continuación, es una modificación del propuesto por Havskov y Singh (Delgadillo, 2001) y fue elaborado por Z. Jiménez en la década de 1970 con explosiones en una cantera del otrora Departamento del Distrito Federal (DDF) ubicada cerca de Ciudad Universitaria y por explosiones también realizadas en el lecho del lago de Texcoco. En la evaluación del modelo de velocidades, Jiménez empleó diez explosiones registradas en al menos diez estaciones desplegadas ad hoc, en las que se hacía variar las velocidades de un modelo estratificado, con el objetivo de obtener los residuales menores en la localización física de la explosión que era conocida.

Profundidad de capa (km)	Vp (vel. de onda P, km/s)	Vs (vel. de onda S, km/s)
0.0	0.0	0.0
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	8.05	4.65
100.0	8.26	4.77
150.0	8.58	4.95

Tabla 1.5.1 MODELO DE VELOCIDADES para el valle de México.

## 1.6 Datos.

Los datos utilizados en este estudio provinieron principalmente de la Red Sísmica del Valle de México operada por el Instituto de Geofísica de la UNAM. La red comenzó a ser instalada en 1993 y contaba inicialmente con ocho estaciones de periodo corto (1.5 segundos). Posteriormente la red se amplió a trece estaciones triaxiales también de periodo corto y hoy en día (2008) la red cuenta con cuatro estaciones con sismómetros de banda ancha (triángulos invertidos sólidos de color negro, figura 1.6.1).

<b>Clave</b>	<b>Nombre</b>	<b>Lat N (°)</b>	<b>Lon W (°)</b>	<b>Altitud (msnm)</b>
<b>PNVM</b>	Pino	19.34	98.91	---
<b>PBVM</b>	P. de los Baños	19.44	99.98	2261
<b>MDVM</b>	Madín	19.53	99.24	2405
<b>CGVM</b>	Cerro Gordo	19.75	98.82	3100
<b>SZVM</b>	Salazar	19.32	99.38	3357
<b>CHVM</b>	Chichinautzin	19.08	99.14	3213
<b>PTVM</b>	Pico tres Padres	19.59	99.11	2230
<b>AYVM</b>	Ayaqueme	19.16	98.95	2924
<b>ORVM</b>	Órganos	19.59	98.72	2829
<b>CUVM</b>	C. Universitaria	19.32	99.17	2257
<b>RFVM</b>	Río Frío	19.33	98.76	3105
<b>CIVM</b>	Cilcuayo	19.10	98.98	3530

Otra fuente de datos utilizada provino de tres estaciones de la Red Sísmica Nacional de banda ancha del SSN. Aunque el servicio hoy en día opera 36 estaciones en todo el país, solamente es posible utilizar las estaciones cercanas al valle de México que están ubicadas en Ciudad Universitaria, D. F., Yauatepec, Morelos y en Tlamanca cerca del volcán Popocatepetl. La banda de respuesta de estos sismómetros, según datos que se encuentran en la página del SSN es de 0.01 – 30 Hz. Las estaciones empleadas se muestran en la siguiente tabla (triángulos negros invertidos, figura 1.6.1).

<b>Clave</b>	<b>Nombre</b>	<b>Lat N (°)</b>	<b>Lon W (°)</b>	<b>Altitud (msnm)</b>
<b>CUIG</b>	C. Universitaria	19.329	99.178	2257
<b>PLIG</b>	Platanillo	18.392	99.502	875
<b>PIIG</b>	Popocatepetl	19.067	98.627	3980
<b>YAIG</b>	Yauatepec	18.862	99.067	1340

También hubo datos provenientes de la Red Sismotelemétrica del Valle de México (SISMEX) instalada en 1973 y que es operada por el Instituto de Ingeniería de la UNAM. La red tiene sismómetros verticales de periodo corto (Chavacán, 2007). Las estaciones utilizadas se muestran a continuación en la siguiente lista (estrellas verdes, figura 1.6.1).

<b>Clave</b>	<b>Nombre</b>	<b>Lat N (°)</b>	<b>Lon W (°)</b>	<b>Altitud (msnm)</b>
<b>IIA</b>	Altzomoni	17.048	100.267	3850
<b>IIB</b>	Sn Bernardino	18.964	98.344	2380
<b>IIC</b>	Coyotepec	19.767	99.258	2725
<b>III</b>	Iguala	18.376	99.468	1750
<b>IIJ</b>	Jocotitlan	19.734	99.762	3900
<b>IIM</b>	México	19.326	98.193	2275
<b>IIO</b>	Órganos	19.590	99.726	2850
<b>IIZ</b>	Mezontepec	19.187	99.241	3430

El Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) dependiente de la Secretaría de Gobernación y creado después de los sismos de 1985, instaló a principios de la década de 1990 la Red de Observación Sísmica (ROS) que esta compuesta por 17 acelerógrafos. Algunos de estos aparatos están desplegados dentro del área urbana del Distrito Federal y de esta red provinieron datos. Las estaciones empleadas se muestran enseguida (círculos morados, figura 1.6.1).

<b>Clave</b>	<b>Nombre</b>	<b>Lat N (°)</b>	<b>Lon W (°)</b>	<b>Altitud (msnm)</b>
<b>ESTS</b>	Estanzuela	19.491	99.111	2245
<b>IMPS</b>	IMP	19.488	99.148	2233
<b>IMPP</b>	IMP	19.488	99.148	2233
<b>COY1</b>	Coyoacán	19.351	99.187	2260
<b>RMCS</b>	Colonia Roma	19.419	99.154	2235

La Red Acelerográfica del Instituto de Ingeniería de la UNAM que opera desde 1973 también aportó datos para este estudio. Los sensores son de periodo corto y la ubicación de las estaciones empleadas se enlista a continuación (octágonos azul agua, figura 1.6.1).

<b>Clave</b>	<b>Nombre</b>	<b>Lat N (°)</b>	<b>Lon W (°)</b>	<b>Altitud (msnm)</b>
<b>CUP1</b>	IDEI PATIO 1	19.33	99.183	2240
<b>CUP5</b>	IDEI PATIO 5	19.33	99.183	2240
<b>TX5B</b>	Texcoco 5B	19.49	98.97	2228
<b>TXS1</b>	Texcoco sitio 1	19.493	98.973	2240
<b>TXS2</b>	Texcoco sitio 2	19.49	98.97	2229
<b>CU01</b>	Ciudad Univ.	19.419	99.155	2240
<b>TACY</b>	Tacubaya	19.403	99.194	2240
<b>CP28</b>	Cerro Peñón	19.453	99.123	2240

La red sísmica instalada en conjunto con la Universidad de California en Los Ángeles (UCLA), el Instituto Tecnológico de California (CALTEC) y la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) llamada Mesoamerican Subduction Experiment (MASE) cubrió una línea recta a cada cinco kilómetros con 100 estaciones desde Acapulco, Guerrero hasta la frontera de Hidalgo y Veracruz a unos cuantos kilómetros de Tampico. Esta red de estaciones temporales comenzó a ser instalada en 2005 y terminó operaciones en 2007 año en que fue desmontada para ser trasladada a Oaxaca. Los sensores son de banda ancha y las estaciones que estaban próximas a la cuenca y que entraron en operación a partir de 2006, se resumen en la siguiente tabla (estrellas azules, figura 1.6.1).

<b>Clave</b>	<b>Latitud N (°)</b>	<b>Longitud W (°)</b>
<b>Atla</b>	18.7486	99.2214
<b>Cuno</b>	18.9995	99.2403
<b>Jiut</b>	18.8761	99.2035
<b>Km67</b>	19.951	99.45
<b>Mulu</b>	19.4208	99.1203
<b>Psic</b>	19.901	98.90983
<b>Sape</b>	19.9902	98.8637
<b>Supa</b>	19.807	98.807
<b>Teca</b>	19.7028	98.9834
<b>Temí</b>	18.8287	99.2438
<b>Tonn</b>	19.6852	99.0046
<b>Chic</b>	19.0883	99.1474
<b>Cire</b>	19.3895	99.1562
<b>Coac</b>	19.6104	99.0718
<b>Cuce</b>	18.9345	99.2206
<b>Esta</b>	19.4931	99.1111
<b>Mixc</b>	19.3775	99.1820
<b>Palm</b>	18.5207	99.4299
<b>Ptcu</b>	19.0601	99.2169
<b>Ptrp</b>	19.5913	99.1125
<b>Salu</b>	19.7428	98.9735
<b>Sapa</b>	20.1508	98.6154
<b>Snlú</b>	19.7848	98.9805
<b>Tepe</b>	19.2741	99.1358
<b>Tiza</b>	19.8138	98.9267
<b>Toni</b>	19.2099	99.1468
<b>Tono</b>	19.2096	99.1530
<b>Tosu</b>	19.1605	99.1458
<b>Vlad</b>	19.0317	99.2702

En el siguiente mapa (figura 1.6.1) se muestra en conjunto, en un mapa del Distrito Federal y los estados aledaños, la localización de las estaciones sísmicas listadas anteriormente donde cada símbolo representa a qué red pertenece cada estación. En el mapa de la figura 1.6.2 se muestra el detalle del Valle de México para mejor identificación de la distribución de las estaciones.

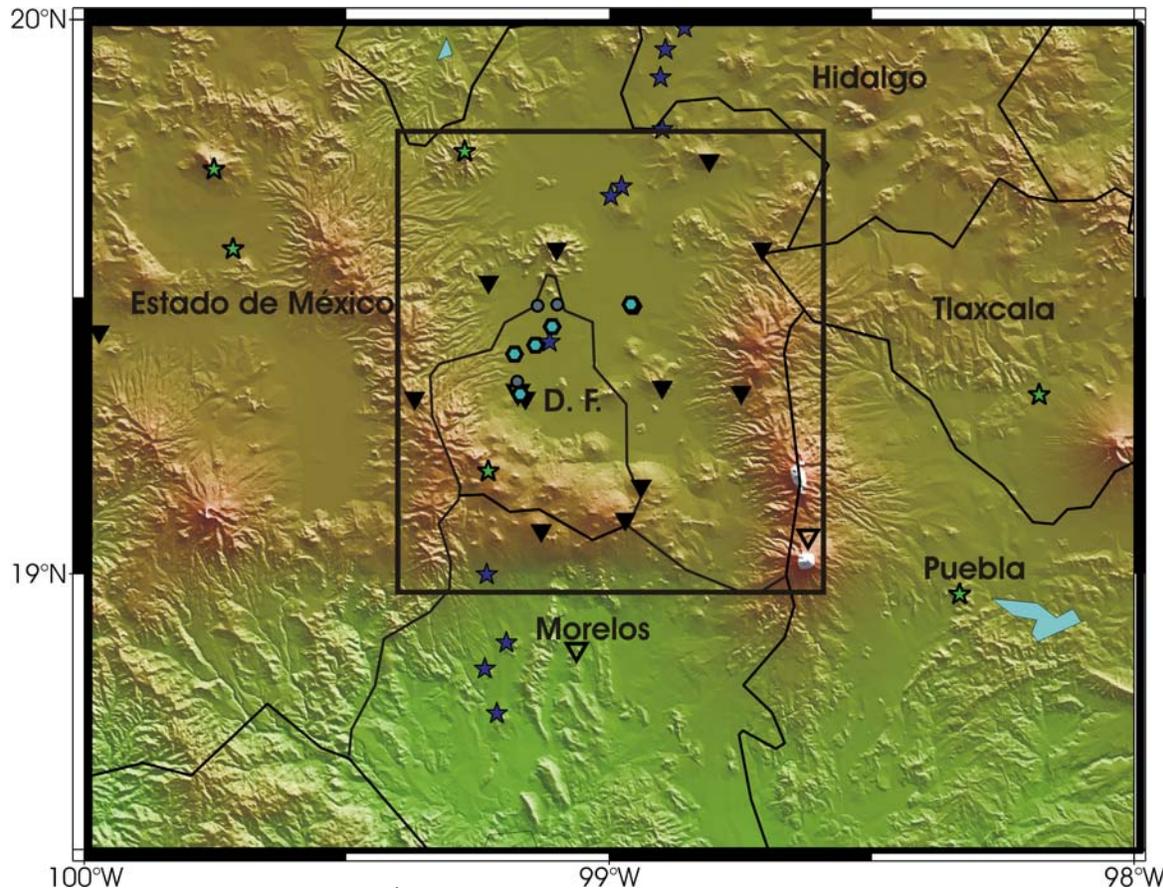


Figura 1.6.1. LOCALIZACIÓN DE LAS ESTACIONES clasificadas por las redes a las que pertenecen y representadas por distintos símbolos. RSVM, triángulos sólidos invertidos de color negro; MASE, estrellas azules; SISMEX, estrellas verdes; CENAPRED, círculos morados; RAI, octógonos azul agua; SSN, triángulos invertidos. El recuadro muestra la ampliación de la zona del Valle de México (figura 1.6.2) para mejor percepción de la ubicación de las estaciones de esa área.

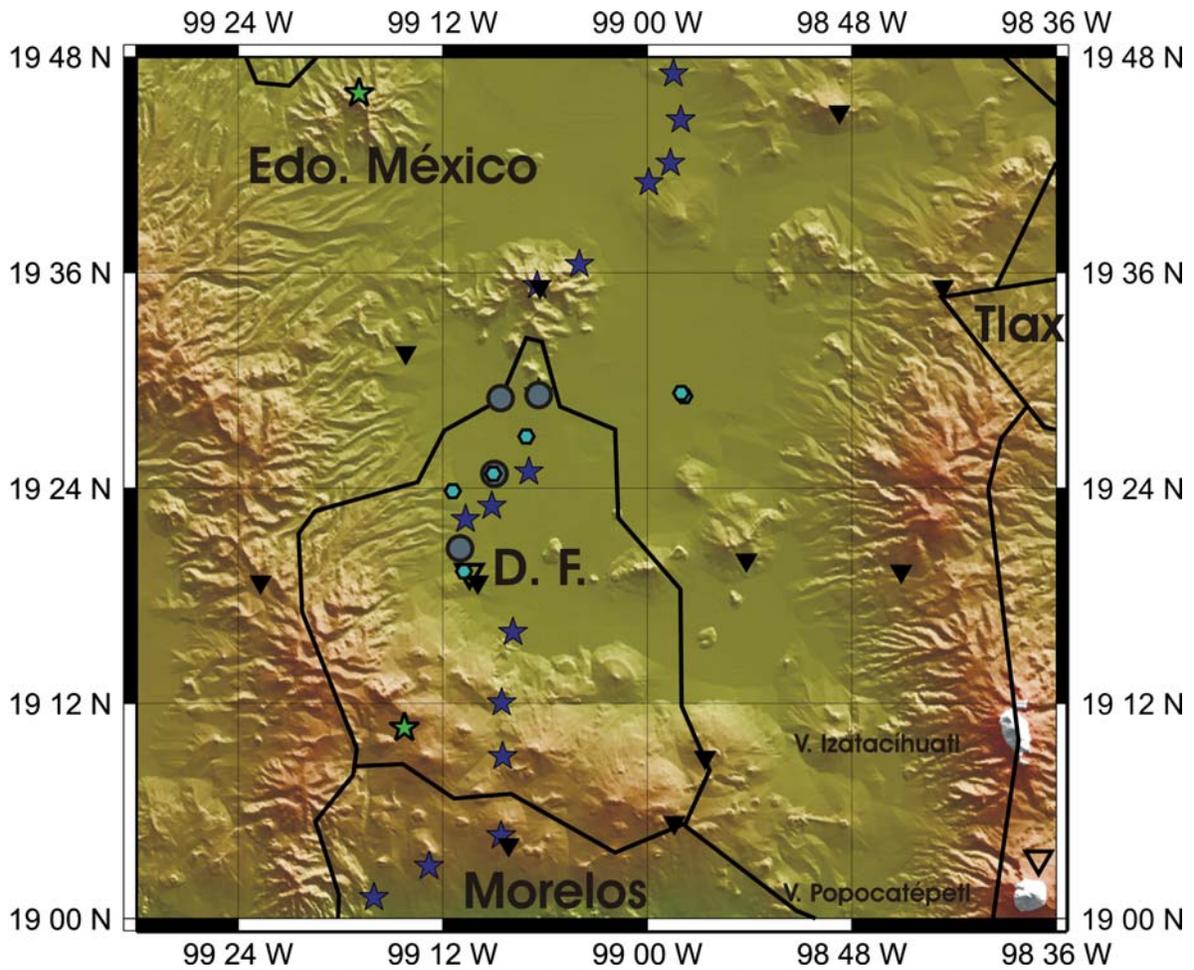


Figura 1.6.2 DETALLE DEL VALLE de México (recuadro figura 1.6.1) donde se muestran las estaciones empleadas que se encuentran o encontraban dentro del Distrito Federal. La simbología es igual que en el mapa anterior.

## Capítulo 2. Tratamientos Matemáticos.

### **Introducción.**

En este capítulo se presenta al lector un esquema reducido de los tratamientos matemáticos seguidos en el desarrollo de este estudio. Primero, se comienza desarrollando brevemente los algoritmos computacionales empleados para evaluar los mecanismos focales, tales como el algoritmo de inversión del tensor de momento de Dreger (TDMT\_INVC) (sección 2.1) y el algoritmo por cociente de amplitudes S/P de Hash (sección 2.2). Cada uno de ellos se utilizó según la naturaleza y disponibilidad de los datos encontrados en la base. Donde los datos no permitían el uso de estas técnicas, los mecanismos focales se evaluaron por la técnica de primeros arribos o por compuestos (sección 2.3). Donde era posible se utilizaron todos los algoritmos computacionales para comparación de resultados. En la última parte del capítulo, se presenta al lector el tratamiento aplicado para la obtención de los campos de esfuerzos local y regional mediante el uso del algoritmo de inversión de Andrew (sección 2.4) que, a partir de los mecanismos focales evaluados previamente y teniendo conocimiento de los planos de falla, invierte el campo. El lector podrá encontrar en los artículos originales citados en las referencias, mayores detalles sobre estos algoritmos.

### **2.1 Algoritmo de Inversión del Tensor de Momento de Dreger.**

Algunos de los mecanismos focales que se presentan en el siguiente capítulo (mecanismos 1, 4 y 22) fueron evaluados usando el algoritmo computacional de Douglas S. Dreger, llamado Time-Domain Moment Tensor INverse Code (TDMT\_INVC). La técnica fue desarrollada con sismos del sur de California utilizando los datos de la red de banda ancha de TERRAscope instalada en los años ochenta. El propósito de los estudios consistía en investigar la estructura de velocidades de la corteza en la cual se propagan las ondas P y S, así como parámetros de fuente de sismos pequeños de la región. Estos sismos de baja magnitud son difíciles de estudiar debido a una serie de complicaciones tanto técnicas como físicas. De no contarse con redes locales, suelen existir problemas de registro debido a que los sismogramas presentan bajos cocientes de señal-ruido y a menudo no causan disparos en estaciones lejanas; este tipo de ondas son muy sensibles a detalles de estructura de la corteza superior así como a heterogeneidades que inducen propagación lateral así como tiempos muy próximos de arribo de distintas fases.

En California resolvieron estos problemas con la red TERRAscope de banda superancha de tres componentes y limitándose al uso de ondas de cuerpo P, PL y S de periodo largo seleccionadas con filtros de paso de banda que son relativamente más estables a variaciones con la distancia (Dreger et. al., 1993). Como es el caso de la ciudad de México, donde la técnica ha comenzado a implementarse (así como el Servicio Sismológico Nacional para sismos del pacífico (Iglesias, comunicación personal)), muy a menudo no se cuenta con gran densidad de estaciones y es importante para el estudio de la sismicidad de la cuenca poder hacer inversiones de las formas de onda con pocas estaciones triaxiales que se encuentren a no mas de 100 km. Este último requerimiento no siempre se cumple y en la mayor parte de los casos las señales digitales están muy contaminadas por ruido de alta frecuencia, imposibilitando la inversión. La técnica utiliza funciones de Green preparadas previamente para una trayectoria fuente-receptor específica. Para hacer la inversión y

determinar los parámetros de fuente (mecanismo focal, momento sísmico y profundidad), se requiere conocer previamente los efectos de la estructura de velocidades sobre la inversión del tensor de momento con sismogramas de desplazamiento, y la determinación de estos parámetros en buena medida depende de la estructura (Dreger et. al, 1993).

La representación general de desplazamiento se puede simplificar si consideramos a esta como una fuente puntual espacial-temporal dada como:

$$U_n(x,t) = M_{ij} * G_{ni,j}(x,z,t) \quad (1)$$

donde  $U_n$  es la n-ésima componente observada en desplazamiento,  $G_{ni,j}$  es la n-ésima componente de la función de Green para una orientación específica y  $M_{ij}$  es el momento sísmico escalar que describe la magnitud de los pares de fuerza. Los índices  $i$  y  $j$  se refieren a las direcciones geográficas. Los dobles pares de fuerza más generales de un tensor de momento, se pueden representar por tres fallas fundamentales dadas por: fallas verticales con desplazamiento paralelo al rumbo (vertical strike-slip), fallas verticales con desplazamiento paralelo al buzamiento (vertical dip-slip) y fallas de 45° con desplazamiento según el buzamiento (45° dip-slip). La ecuación (1) se resuelve usando mínimos cuadrados para una profundidad específica. El algoritmo sólo resuelve el tensor de momento sísmico deviatórico y lo descompone en el momento sísmico escalar  $M_0$ , el tensor de doble par y el tensor de momento dipolar compensado. El doble par se representa en términos del rumbo (strike), echado (dip) y la dirección del desplazamiento (rake) de los dos planos nodales (Dreger, 2002).

La profundidad se determina iterativamente encontrando la solución que dé la mayor varianza reducida:

$$Vr = \left[ 1 - \sum_i \frac{\sqrt{((observado)_i - (syn)_i)^2}}{\sqrt{(observado)_i^2}} \right] * 100 \quad (2)$$

donde *observado* y *syn* son los sismogramas observados y las series del tiempo de las funciones de Green, respectivamente. La suma se hace para cada estación y componente.

### Características:

+Los modelados se realizan a baja frecuencia (0.1 – 1 Hz) utilizando ondas de cuerpo (P y S) y no superficiales debido a que estas últimas son más sensibles a variaciones horizontales de la velocidad de las capas poco profundas de la corteza superior.

+Se invierte todo el sismograma desde la onda inicial P hasta la S simultáneamente.

+El proceso de inversión, así como los parámetros de fuente obtenidos (mecanismo focal y momento sísmico), cambian poco si existen errores de localización horizontal (error en la posición del epicentro). Estos errores se pueden minimizar si se agrega una segunda estación al proceso.

+Errores en la posición hipocentral (variaciones considerables en la posición vertical de la fuente sísmica) tienen fuertes efectos en el proceso de inversión llegando, en casos extremos, a dar soluciones múltiples. La no-unicidad de la solución se puede eliminar agregando una segunda estación al proceso de inversión, sin importar que la separación acimutal sea pequeña. La unicidad se incrementa si la cobertura acimutal es mejor.

## 2.2 Mecanismos por Cociente de Amplitudes S/P de Hash.

Debido a que no siempre es posible hacer inversión para determinar mecanismos focales por falta de datos digitales de banda ancha (como sucede con la Red Sísmica del Valle de México que tiene sensores de 1.5 segundos), es conveniente apelar a otras técnicas matemáticas que nos permitan evaluarlos con precisión. Esta técnica es la que se describe a continuación y se utilizó para los mecanismos 1, 4, 13, 14, 15, 16 y 21 (anexo 2). La técnica fue desarrollada por Hardebeck y Shearer con datos de dos secuencias sísmicas de 43 y 160 eventos, respectivamente, del sur de California, con magnitudes entre 1.4 y 4.6, valores semejantes que también se observan en los sismos locales de la cuenca.

Como se verá más adelante, el procedimiento más común empleado para evaluar mecanismos focales, es por polaridad de primeros arribos de onda P (compresión, dilatación), que son leídas directamente de los sismogramas de las estaciones locales. Las ondas llegan al sensor con la dirección con la que el rayo deja la esfera focal y dos planos nodales se ajustan entonces a los datos observados (Hardebeck et. al, 2002 y Hardebeck et. al, 2003).

La técnica HASH (por HARdebeck y SHEarer) utiliza más información del sismograma, considerando las amplitudes de las fases P y S o los cocientes de amplitudes S/P. Se espera que existan variaciones sistemáticas en los cocientes de amplitudes S/P, debido a que el patrón de radiación de energía de la onda P tiene mayor amplitud cerca de los ejes T y P del mecanismo focal, mientras que las amplitudes de las ondas S son mayores cerca de los planos nodales (Stein y Wysession, 2003, Hardebeck et. al, 2003).

Para tomar las lecturas, la amplitud de la fase P se define como el pico del primer medio ciclo, es decir, el arribo directo de la fase. Se mide como la suma cartesiana de la componente radial y vertical. La fase S es más ambigua de determinar debido a que pueden llegar antes del arribo ondas convertidas. Por tal razón, se toma la amplitud de la onda S como la máxima encontrada de los tres canales dentro de los primeros dos segundos del arribo aparente de S.

El valor observado del cociente de amplitudes (se evalúa para el  $\log(S/P)$ ) de estaciones que se encuentren en medio de un cuadrante compresivo del mecanismo focal, se espera sean pequeños, mientras que para estaciones cercanas al plano nodal de P sean más elevados.

Para cada sismo se generan grupos de mecanismos focales aceptables, compuestos de soluciones que ajusten al menos un umbral de polaridades de la fase P. La solución preferida se evalúa como el promedio del conjunto y solo si las soluciones aceptables están fuertemente agrupadas. De este conjunto se escoge el mecanismo que minimice la dispersión de  $\log(S/P)$  y los cocientes teóricos se calculan considerando una fuente de doble par puro. El acimut y el ángulo de salida de cada estación, se calculará usando el modelo de velocidades (tabla 1.5.1) asumiendo que todos los arribos son directos.

### **2.3 Mecanismos Sencillos por Primeros Arribos y Compuestos.**

Para finalizar la sección sobre mecanismos focales, es conveniente describir con brevedad, dos procedimientos extra aplicados. Estos son mecanismos sencillos por primeros arribos y mecanismos compuestos. Las dos técnicas fueron aplicadas para el resto de los mecanismos presentados en el capítulo 3 y se evaluaron cuatro sencillos (6, 14, 16 y 21) y trece compuestos (2, 3, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 17, 18, 19 y 20).

Primeros arribos consiste esencialmente en determinar el mecanismo focal por el primer movimiento que produce la onda P en el terreno. Primero se leen las polaridades de los primeros arribos en los sismogramas de cada estación que haya registrado el sismo. Cada estación corresponde a un punto sobre la esfera focal con acimut y ángulo de salida igual al del rayo que salió por esa posición. Entonces, se grafica sobre una red estereográfica la ubicación de cada estación y se marca si es una dilatación o una compresión. Una vez hecho esto, se encuentran dos planos nodales que mejor separen las estaciones compresivas de las distensivas. El trazo de los planos requiere que sean perpendiculares y se consigue haciendo que cada una de las trazas pase por el polo del otro (el polo del plano nodal, es un punto localizado a noventa grados de este). Bajo el supuesto de que la distribución de las estaciones sobre la esfera focal es adecuada, i.e. que la localización hipocentral sea hecha con un modelo de velocidades apropiado, se encuentran estos dos planos que son el de falla y el auxiliar (Stein, 2003). Para los sismos de la cuenca de México, se ha visto que no es posible restringir los dos planos nodales del mecanismo focal con menos de diez a doce estaciones.

Los mecanismos compuestos se utilizan cuando hay poca información, i.e. con sismos donde sólo se pudo leer menos de diez polaridades. En tal caso, el mecanismo focal sencillo no es evaluable debido a que la posición de los dos planos nodales puede cambiar considerablemente. Esta situación es muy común para el tipo de sismos de baja magnitud que suceden en la cuenca, en donde, generalmente, hay mal registro y mucho ruido de fondo o la fase llega de manera emergente. A tal efecto, es posible utilizar la información de polaridad de sismos cercanos y evaluar un mecanismo focal “compuesto” con registros de varios sismos. El procedimiento se realiza bajo el supuesto de que los procesos de ruptura son muy parecidos debido a su cercanía espacial representando al mismo campo de esfuerzos. Las posiciones de las estaciones entonces se grafican sobre la red estereográfica y se encuentran los dos planos nodales perpendiculares entre si que mejor separen la distribución de polaridades.

## 2.4 Algoritmo de Inversión del Campo de Esfuerzo de Andrew.

Andrew Michael en 1984 desarrolló una técnica lineal para invertir información de deslizamiento observado en fallas, y determinar así el campo de esfuerzos que causa el fallamiento. La técnica fue probada con datos de Ogden, Utah, del Valle Dixie, Nevada y de la isla de Creta. Esencialmente, el movimiento relativo entre dos masas o bloques rocosos, contiene información sobre la tracción tangencial que se aplica sobre la interfase de fractura. Si se puede determinar esta tracción sobre muchas fracturas dentro de una misma región, es posible inferir el esfuerzo presente.

El algoritmo requiere hacer la suposición de que los sismos son independientes y que representan el mismo tensor de esfuerzos o, escrito de otra forma, que el campo de esfuerzo es constante para toda la región de estudio durante el periodo en que sucedieron los sismos. También se requiere considerar que las magnitudes de las tracciones tangenciales son similares para cada uno de los planos de falla al tiempo en que se dieron las rupturas.

La geometría y las cantidades empleadas se muestran en la figura 2.2.4.1, donde  $\theta$ ,  $\delta$ ,  $\lambda$  son el acimut, echado y la dirección del deslizamiento del plano de falla que se toman directamente del mecanismo focal. Se puede definir un vector normal unitario  $\hat{n}$  al plano

del bloque inferior (foot wall) y  $\hat{s}$  es la dirección del vector de deslizamiento del bloque superior (hanging wall) respecto al inferior. El objetivo es encontrar un tensor de esfuerzos único y uniforme que mejor explique los procesos de fallamiento. Para evaluar este tensor, solo se consideran las orientaciones del deslizamiento con respecto al rumbo de la falla. La orientación única de la falla no se toma en cuenta porque esta puede no ser representativa del campo, debido a que el fallamiento pudo haberse producido bajo otras condiciones tectónicas. La base teórica de la inversión, reside en que la dirección de la tracción tangencial sobre el plano de falla tiende a ser paralela a la dirección de deslizamiento,

$$\hat{\tau} = \frac{\hat{\tau}(n, \sigma)}{\left| \hat{\tau}(n, \sigma) \right|} = \hat{s} \quad (3)$$

donde  $\hat{\tau}(n, \sigma)$  es la tracción tangencial sobre el plano de falla con vector normal unitario  $\hat{n}$ ,

debido al tensor de esfuerzos  $\sigma$  y  $\hat{\tau}$  es el vector unitario asociado a  $\tau$ . Una falla sola no puede constreñir por completo el tensor de esfuerzos  $\sigma$ , por tanto, es necesario resolver la ecuación (3) para múltiples fallas de forma que  $\sigma$  sea única y que mejor satisfaga los datos para cada falla. Esto es equivalente a asumir que el campo de esfuerzos es un tensor constante para la región de estudio durante el tiempo en que acaecieron los sismos. Los detalles matemáticos se trabajan en el Anexo 1.

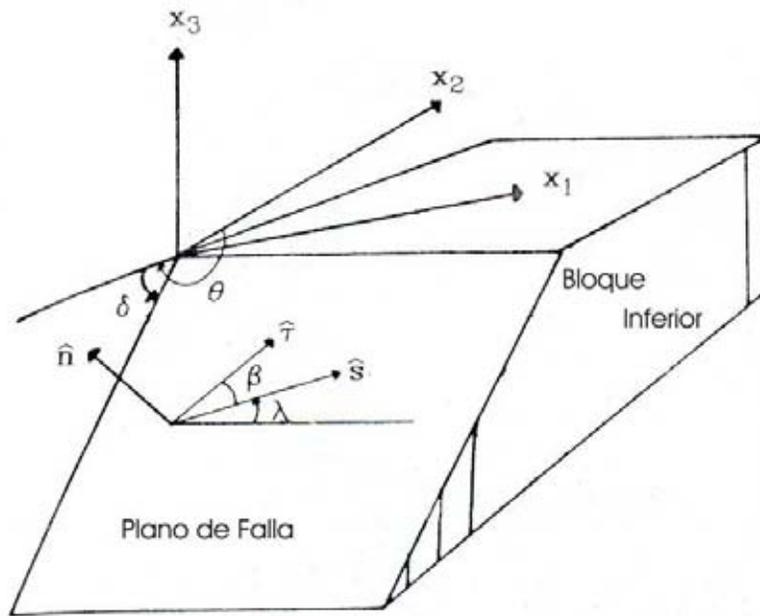


Figura 2.2.4.1. DIAGRAMA ILUSTRATIVO del bloque inferior junto con las variables empleadas durante el proceso de inversión del campo de esfuerzos. Los ejes  $X_1$ ,  $X_2$  y  $X_3$  son los ejes coordenados de referencia;  $\theta$ ,  $\delta$  y  $\lambda$  son las direcciones de acimut, de buzamiento y de deslizamiento obtenidos del mecanismo focal.  $\hat{n}$ , es el vector normal al plano de falla y  $\hat{s}$  es el vector de deslizamiento;  $\beta$  es el ángulo entre  $\hat{s}$  y  $\hat{\tau}$ , la tracción tangencial predicha por el tensor de esfuerzo.

## Capítulo 3. Mecanismos Focales.

### Introducción.

En este capítulo se desarrolla y explica al lector con el mayor detalle que es posible, los mecanismos focales que fueron obtenidos en el estudio. Cada uno se evaluó con una o más técnicas que fuera viable emplear dependiendo de la calidad y tipo de datos.

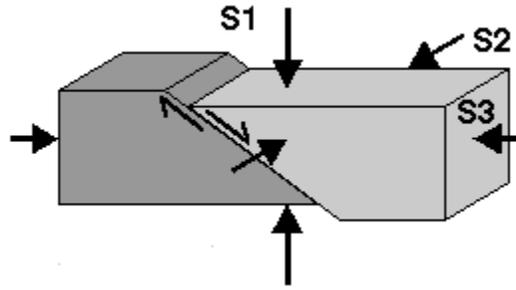
La calidad depende de la nitidez del registro (sismograma) que va en función de la magnitud y de la distancia epicentral. Si se tienen al menos diez estaciones a cuyos registros se les pudo leer la polaridad de la amplitud de la fase P, se puede evaluar un mecanismo sencillo y refinar el resultado empleando el programa HASH que restringe los planos nodales con el algoritmo del cociente de amplitudes S/P. En el afortunado caso de que se tengan registros de banda ancha para algún sismo, es posible utilizar el programa TDMT\_INV (Time-Domain Moment Tensor INVerse Code) de Dreger, que obtiene el mecanismo focal haciendo una inversión del tensor de momento, siempre y cuando la señal sísmica contenga ondas de baja frecuencia (0.1 – 0.9 Hertz).

En muchos casos, no se tiene suficiente información de polaridad del primer arribo que nos permita utilizar HASH y/o evaluar un mecanismo sencillo, y tampoco se disponen de registros de banda ancha para hacer la inversión del tensor. Revisando con cuidado la base de datos del Valle, se suelen encontrar epicentros muy cercanos físicamente; este hecho permite obtener mecanismos focales compuestos, que esencialmente consiste en tomar todas las lecturas de polaridad de estos sismos cercanos (< 1.5 km de distancia) y evaluar un mecanismo en conjunto. Lo anterior es válido, si se toma en cuenta la hipótesis de que, como los sismos son muy cercanos entre si, espacialmente hablando, entonces los procesos de ruptura deben de ser muy parecidos. No es la técnica ideal, pero como se verá, en muchos casos no existe otra manera de obtener un mecanismo.

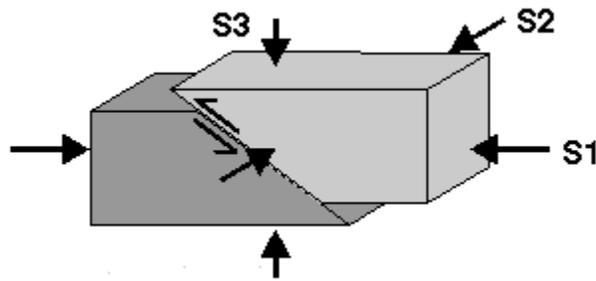
La calidad de los mecanismos focales suele ser mixta y es independiente de la técnica empleada. Para mecanismos sencillos y compuestos a menudo es posible restringir un plano pero no el auxiliar. A tal efecto, se ha decidido establecer tres calificaciones con base en lo siguiente:

- 1) Si los dos planos nodales están bien constreñidos se asigna una calificación “A” al mecanismo.
- 2) Si solamente uno de los planos está bien acotado, entonces se asigna una “B”.
- 3) Si el mecanismo únicamente se puede restringir con información geológica de fallas previamente cartografiadas, entonces se asigna una “C”.

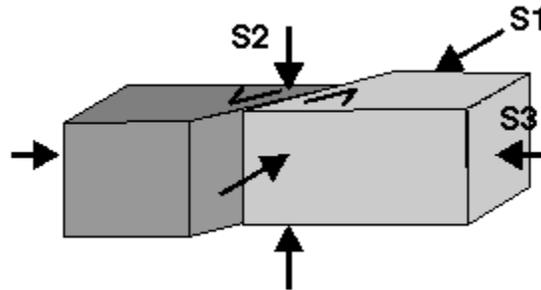
Como un mecanismo focal caracteriza una falla geológicamente activa, es importante definir qué tipo de movimiento se presenta en ella. Además de los mecanismos puros como son inversos, normales y laterales (siniestro o diestro), las fallas suelen presentar movimientos combinados dependiendo de la orientación de los ejes T (tensión), P (presión) y N (nulo) que definen el régimen de esfuerzo. Para asignar los datos al régimen apropiado, Zoback (1992) utiliza el ángulo de hundimiento de estos ejes y está basada en la clasificación de la tabla 3.1. Donde  $S1 = P$  (máximo esfuerzo compresivo),  $S3 = T$  (mínimo esfuerzo compresivo) y  $S2 =$  esfuerzo de cizalla;  $S1 > S2 > S3$ . Los diversos regímenes se ilustran en las siguientes figuras.



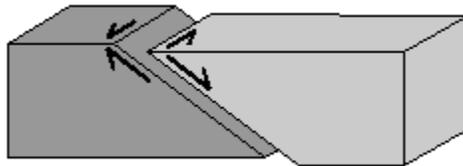
**Fallamiento normal**



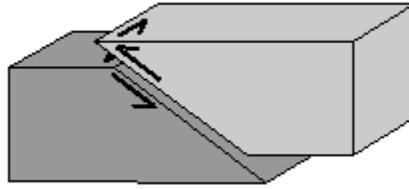
**Fallamiento inverso.**



**Movimiento lateral o corrimiento de rumbo.**



**Movimiento predominantemente normal con componente lateral.**



### Movimiento predominantemente inverso con componente lateral.

La notación para los movimientos puros es: I = Inverso, N = Normal, L = lateral; y para los combinados: IL = movimiento inverso con componente lateral, NL = movimiento normal con componente lateral. IL, son datos donde el máximo esfuerzo o eje P, tiene mayor ángulo de hundimiento que el eje nulo. NL, son datos donde el mínimo esfuerzo o eje T, tiene mayor ángulo de hundimiento que el eje nulo.

Los ángulos de hundimiento (H) de los ejes T (H(T)) y P (H(P)) que se usan para asignar el régimen de esfuerzo, se resumen en la siguiente tabla:

Eje P/S1	Eje N/S2	Eje T/S3	Régimen
$H(P) > 52^\circ$		$H(T) < 35^\circ$	<b>N</b>
$40^\circ < H(P) < 52^\circ$		$H(T) < 20^\circ$	<b>NL</b>
$H(P) < 40^\circ$	$H(N) > 45^\circ$	$H(T) < 20^\circ$	<b>L</b>
$H(P) < 20^\circ$	$H(N) > 45^\circ$	$H(T) < 40^\circ$	<b>L</b>
$H(P) < 20^\circ$		$40^\circ < H(T) < 52^\circ$	<b>IL</b>
$H(P) < 35^\circ$		$H(T) > 52^\circ$	<b>I</b>

Tabla 3.1 CLASIFICACIÓN DE ZOBACK de los regímenes de esfuerzos dependientes de las orientaciones de los ejes T, P y N. H(P), H(T) y H(N) representan los ángulos de hundimiento o echado de los ejes respectivos.

Si los datos no se ajustan a los intervalos mostrados en la tabla anterior por pocos grados, entonces con una simple inspección visual se pueden ajustar al régimen mas apropiado. Empero, existen dos grupos principales de mecanismos que se pueden distinguir:

+Todos los ejes tienen hundimientos (plunges) moderados entre  $25^\circ$  y  $45^\circ$ .

+Los ejes T y P tienen ángulos de hundimiento muy parecidos en el rango de  $40^\circ$  a  $50^\circ$ .

A los datos que estén en alguna de estas dos categorías se les asigna un régimen de esfuerzo “desconocido” (**D**), indicando que el acimut del máximo esfuerzo horizontal no está definido.

## Mecanismos Evaluados.

### 1. Tlanepantla.

Acaecido el día 15 de noviembre de 2001 a las 22:18:21 (GMT) en la delegación Gustavo A. Madero al norte del Distrito Federal, se ubicó cerca de la frontera con el municipio de Tlanepantla en el estado de México. Fue sentido fuertemente por la población que habita en los municipios de Naucalpan, Tlanepantla, Ecatepec y en la zona de Indios Verdes y reportado en los medios noticiosos. Las coordenadas del epicentro son de  $19.534^{\circ}$  N y  $99.144^{\circ}$  W con una profundidad del foco de 1.1 km. La magnitud estimada por coda fue de 2.2.

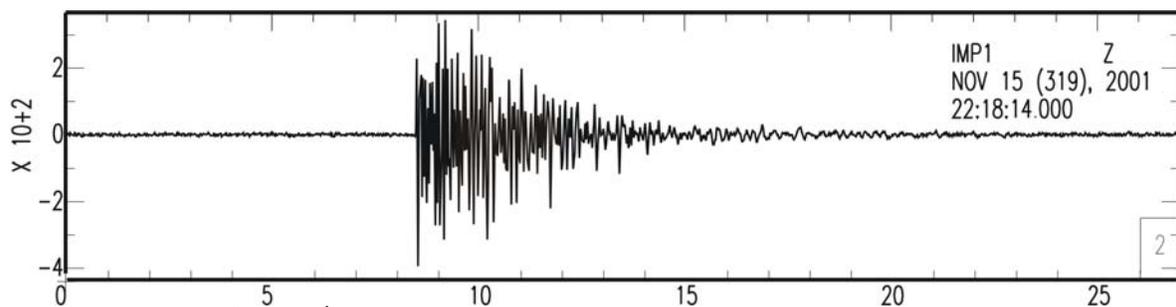


Figura 3.1.1 SEÑAL SÍSMICA registrada en la estación acelerográfica IMP1 (Instituto Mexicano del Petróleo) del temblor de Tlanepantla, ubicada al norte de la ciudad de México.

### Mecanismo.

El temblor del 15 de noviembre fue registrado y localizado con 14 estaciones de la Red Sísmica del Valle de México (RSVM) y de la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional. El mecanismo se evaluó con dos técnicas distintas. Por el algoritmo de inversión del tensor de momento de Dreger y por cociente de amplitudes S/P de Hash.

La técnica de modelado de Dreger, desafortunadamente, sólo se pudo hacer con una estación de banda ancha. La estación que mejor lo registró fue la localizada en Ciudad Universitaria (CUIG); las otras más cercanas a la cuenca, Yautepec (YAIG) y Pococatépetl (PPIG) no se pudieron utilizar debido a la lejanía y al enorme ruido de fondo que presentaban los sismogramas. La técnica Hash, que conjunta información de polaridad del primer arribo y las amplitudes de las fases S y P, arroja un mecanismo muy parecido al de Dreger de la estación en CU; además de que los dos métodos separan bien las polaridades leídas del sismograma. Se muestran para comparación los mecanismos obtenidos con ambas técnicas (figura 3.1.3). Las diferencias se encuentran en el plano nodal E-W cuyo buzamiento cambia considerablemente.

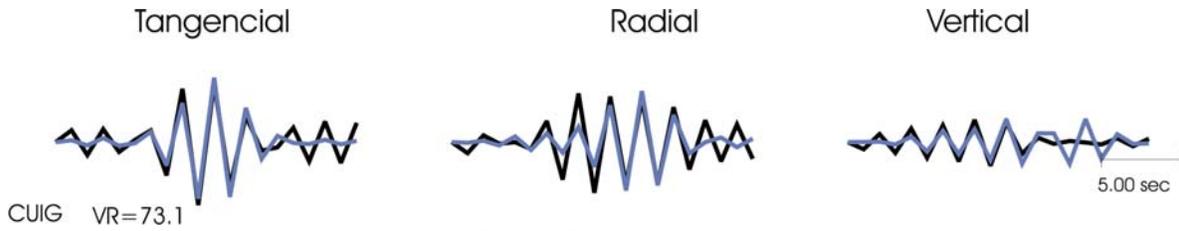


Figura 3.1.2. SISMOGRAMA MODELADO (gris) para la estación de banda ancha de Ciudad Universitaria comparada con la señal observada (negro). Las letras VR indican la varianza reducida de un 73% (qué tan parecida es la señal modelada con el observado).

Para invertir el tensor, el sismograma y las funciones de Green se filtraron con un filtro Butterworth pasa banda entre 0.2 y 0.6 Hz, para cinco segundos de señal (figura 3.1.2). La banda se escoge con el espectro de desplazamiento de Fourier para ondas de baja frecuencia (figura 3.1.3). Lo que se observa en la figura 3.1.2, son ondas de cuerpo P y S de período largo. El sismograma observado se presenta con color negro y el modelado con gris. La varianza reducida (VR) indica el parecido que hay entre el modelado y el sismograma observado. El programa de Dreger estima el momento sísmico escalar junto con la magnitud de momento ( $M_w$ ).  $M_w$  queda en 3.0, que esta sobre estimado respecto a la magnitud de coda. La solución focal que se incluye en los resultados finales es la encontrada con Hash debido a que tiene un poco mas restringido el buzamiento del plano con rumbo al Este. En la figura 3.1.3 (pelota inferior) se grafican las polaridades junto con el mecanismo para efectos de comparación. Los puntos negros representan las estaciones que sintieron un movimiento compresivo del terreno y los círculos blancos representan las distensiones. Existen inconsistencias de polaridad en los cuadrantes que se deben principalmente a mala lectura de la polaridad por enmascaramiento de ruido.

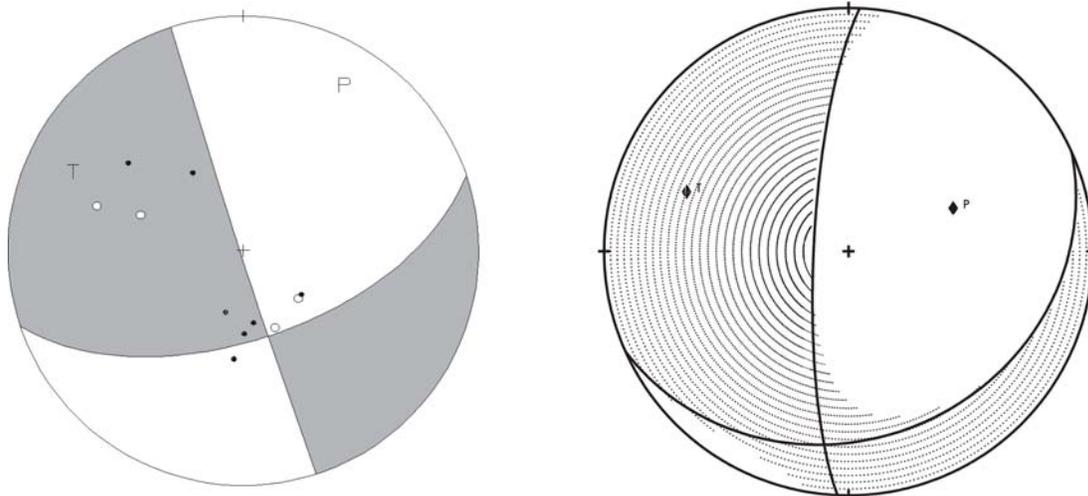


Figura 3.1.3. SOLUCIONES FOCALES obtenidas con los algoritmos de Dreger (derecha) y Hash (izquierda). Para el mecanismo Hash se han graficado las distribuciones de las distintas polaridades leídas directamente del sismograma (círculos negros = compresiones, círculos blancos = rarefacciones).

De Czerna (1988) cartografió varias fallas al norte de la ciudad de México e identificó una traza que se puede seguir desde Ticomán hacia la sierra de Guadalupe. A esta falla se le identificó como Chiquihuite y atraviesa el cerro homónimo donde se ubican las antenas de varias radiodifusoras y televisoras. De Czerna indica que esta falla tiene rumbo de  $N40^\circ E$  con un buzamiento muy vertical y de cinemática lateral siniestra.

Con ésta información, el plano del mecanismo que más se aproxima al rumbo cartografiado de la falla y que explica la cinemática observada es el de  $N71^\circ E$ , por lo que se propone que este es el plano de falla. El movimiento es lateral izquierdo ( $H(P) = 22.2^\circ < 40^\circ$ ,  $H(T) = 20.4^\circ \sim 20^\circ$ ).

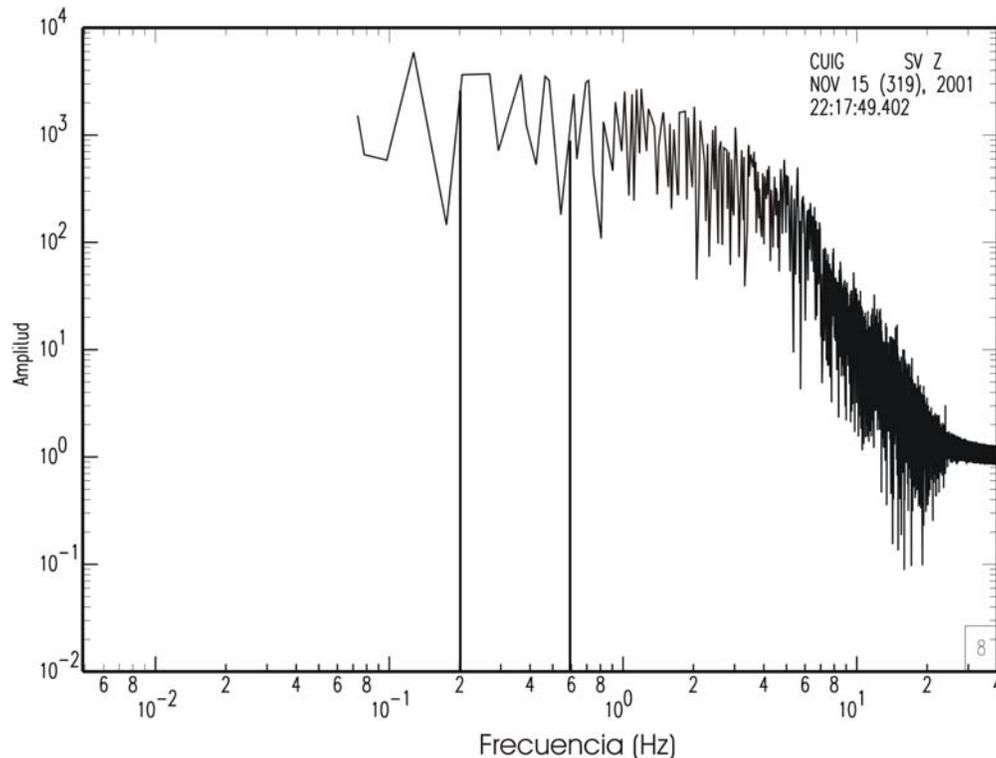


Figura 3.1.3 ESPECTRO SÍSMICO DE DESPLAZAMIENTO de Fourier para la estación de Ciudad Universitaria (CUIG) utilizado para escoger la banda de filtrado en la inversión del tensor que es de 0.2 a 0.6 Hz.

Resumen de parámetros.

Coordenadas epicentrales:  $19.535^\circ$ ,  $-99.144^\circ$

Profundidad del foco: 1.1 km

Plano de falla:  $71.3^\circ$ ,  $59^\circ$ ,  $-1.4^\circ$

Plano auxiliar:  $162^\circ$ ,  $88.8^\circ$ ,  $-149^\circ$

Mo:  $3.67 \times 10^{+20}$  dinas\*cm

Mw: 3.0, Mc: 2.2

Ejes: T:  $292.3^\circ$ ,  $20.4^\circ$

P:  $31.1^\circ$ ,  $22.2^\circ$

Calificación: A.

Régimen: L

## 2. Colonia Narvarte.

Dentro del Distrito Federal, en las colonias Narvarte y Del Valle, se han registrado al menos tres sismos muy someros desde 1996. Estos sismos que son de muy baja magnitud ( $< 3.0$  Mc) han sido registrados principalmente por la Red Sísmica del Valle de México, y la Red Sismotelemétrica del Valle de México (SISMEX) que opera el Instituto de Ingeniería desde 1973. Los sismos fueron registrados con instrumentos de período corto, lo que cancela la posibilidad de obtener mecanismos con inversión del tensor que requieren sismogramas digitales de banda ancha. Se muestra un ejemplo de la señal sísmica de la estación de Ciudad Universitaria en la figura 3.2.1.

El 15 de octubre de 2000 a las 07:50:42 tembló en la colonia Del Valle con magnitud 2.4 Mc y el 13 de septiembre de 2004 a las 20:58:35 en la colonia Narvarte con magnitud 2.6 Mc. Los sismos fueron localizados con seis y diez estaciones respectivamente, y los parámetros hipocentrales se muestran en la tabla 3.2.1. Debido al ruido de fondo, y que en muchos casos las amplitudes de las fases P son muy emergentes, no se tiene suficiente cantidad de lecturas y por tanto, no se pueden evaluar los mecanismos focales con la técnica de primeros arribos individualmente y tampoco con HASH. Sin embargo, gracias a su cercanía física que es de alrededor de 850 metros, se puede evaluar un mecanismo compuesto (figura 3.2.2). Se leyeron cinco polaridades claras para el sismo de 2000 y ocho para el de 2004.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
00/10/15,07:50:42	19.392°	-99.157°	15	2.4
04/09/13,20:58:35	19.396°	-99.150°	5.1	2.6

Tabla 3.2.1. Parámetros hipocentrales y magnitudes para cada sismo del mecanismo compuesto.

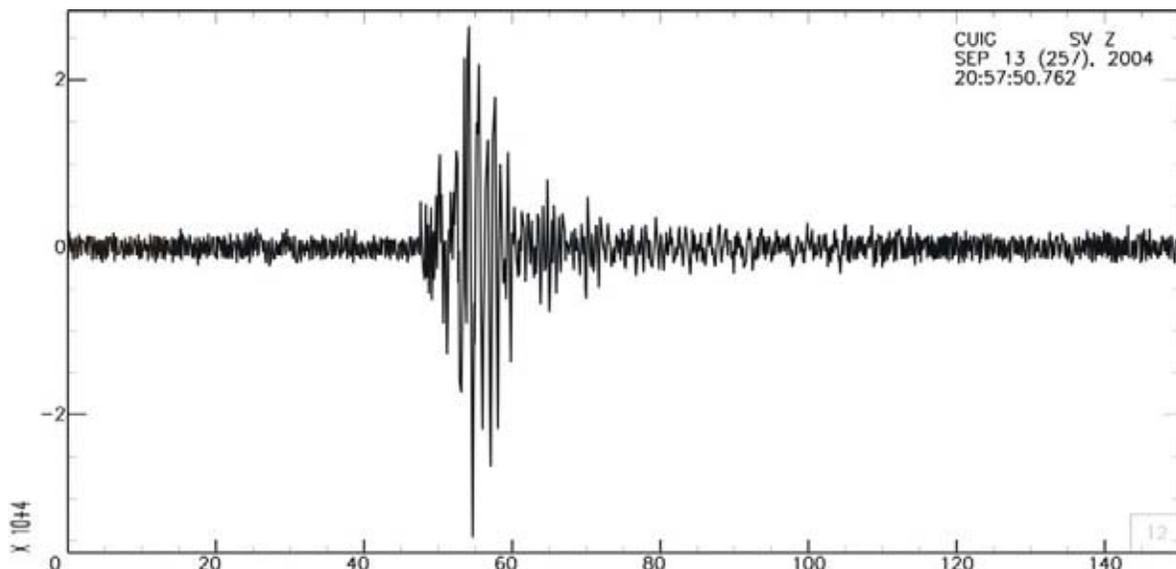


Figura 3.2.1. SISMOGRAMA DE LA ESTACIÓN de Ciudad Universitaria del sismo del 13 de septiembre de 2004 acaecido en los alrededores de la Colonia Narvarte.

## Mecanismo.

Para evaluar el mecanismo focal compuesto se integraron los datos de polaridad de los sismos mostrados en la tabla 1. Esto nos da un total de trece lecturas. Así hecho, se obtiene la siguiente solución:

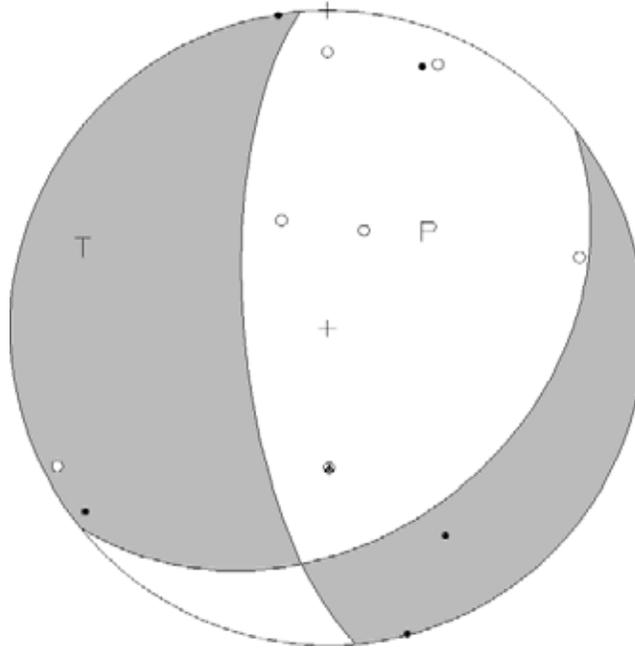


Figura 3.2.2. SOLUCIÓN FOCAL compuesta de movimiento principalmente normal para dos sismos pequeños ubicados en las colonias del Valle y Narvarte dentro de la capital de la Republica Mexicana. Se aprecian varias inconsistencias. El plano con rumbo norte-sur esta mal restringido y se puede acomodar de dos maneras. El perpendicular esta bien acotado.

La solución focal compuesta que se obtiene muestra una dirección de movimiento principalmente normal ( $H(P) = 56.8^\circ > 52^\circ$ ,  $H(T) = 18.7 < 35^\circ$ ). El mecanismo de la figura 3.2.2, no tiene bien restringido el plano con acimut norte-sur, pero el plano de rumbo NE-SW esta bastante mejor acotado.

La geología de esta zona fue investigada en los años ochenta por Zoltan De Cserna que estimó con información gravimétrica colectada durante los años cincuenta por de la Fuente (De Cserna, 1988) la ubicación de las fallas que actualmente se encuentran sepultadas por casi dos kilómetros de sedimentos lacustres arcillosos (ver figura 3.2). En la sierra de Guadalupe, al poniente de la ciudad de México, se identificó y cartografió un enjambre de fallas que de entre ellas se puede mencionar una importante, la falla Santa Fe. Ésta corre hacia el nororiente con un rumbo  $N80^\circ E$  y se pierde por debajo de los sedimentos. El mapa de gravimetría del cual se infirieron las fallas, muestra altos y bajos con orientaciones NE-SW (de Cserna, 1988), lo que hace suponer que la falla cambia de rumbo. Lo más probable es que estos dos temblores estén sobre la traza de lo que es la continuación de la falla Santa Fe por debajo de los sedimentos lacustres. Con esta información se propone que el plano de falla tiene acimut  $N51^\circ E$  y con buzamiento al sureste.

## Resumen de parámetros.

Plano de falla:  $51^\circ, 35^\circ, -39.5^\circ$

Plano auxiliar:  $175^\circ, 68.6^\circ, -118.4^\circ$

Ejes: T:  $285.8^\circ, 18.7^\circ$

P:  $47.1^\circ, 56.8^\circ$

Calificación: B.

Régimen: N

### 3. Río Churubusco.

El sur de la Ciudad de México también presenta actividad sísmica. Tal es el caso de dos sismos encontrados en la base del Valle, de magnitud bastante pequeña ( $< 3.0$  Mc), en las inmediaciones del circuito interior Río Churubusco a unas cuadras de la alberca olímpica. Tal sismo ocurrió el día 14 de octubre de 2000 a las 02:44:48 (GMT) con magnitud de duración de la coda de 2.6. El otro sismo, ubicado 1.5 km al sur, en Coyoacán, sucedió el día 16 de diciembre de 1999 a las 04:26:33 (GMT) y con magnitud de coda también de 2.6. Los dos sismos fueron localizados con nueve estaciones y los parámetros hipocentrales se muestran en la tabla 3.3.1. Debido al ruido de fondo (figura 3.3.1) y al mal registro en estaciones de banda ancha no fue posible hacer inversión con el programa de Dreger. Tampoco es posible evaluar con la técnica Hash del cociente S/P debido a que no hay suficientes estaciones con lectura de polaridad para tener un mecanismo lo suficientemente restringido. Solo queda evaluar un mecanismo compuesto para el sismo del 14 de octubre.

Sismo(hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
99/12/16,04:26:33	$19.347^\circ$	$-99.151^\circ$	6.5	2.6
00/10/14,02:44:48	$19.361^\circ$	$-99.158^\circ$	7.4	2.6

Tabla 3.3.1. Parámetros hipocentrales y magnitudes para cada sismo del mecanismo compuesto.

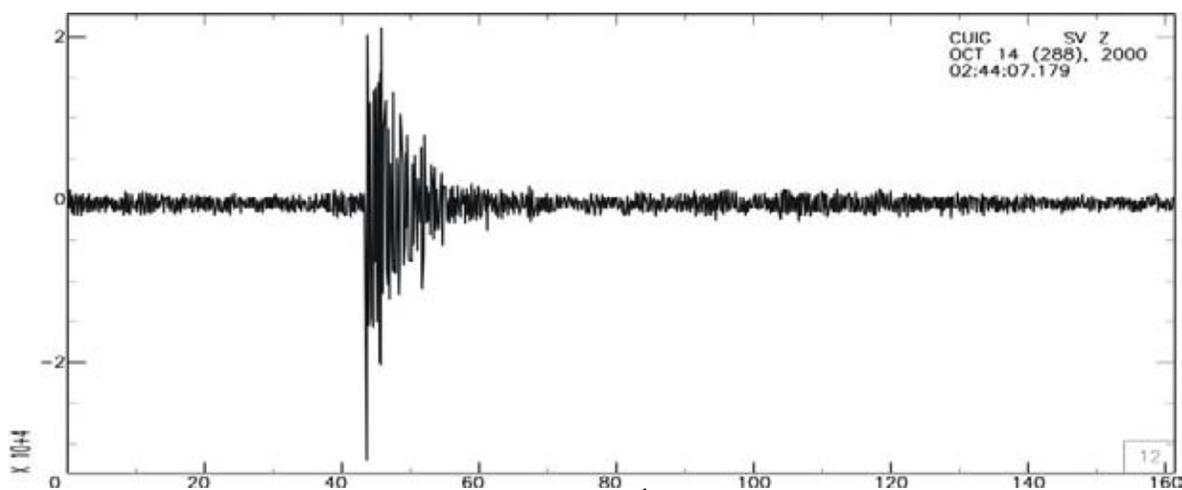


Figura 3.3.1. SISMOGRAMA DE LA ESTACIÓN de Ciudad Universitaria del sismo del 14 de octubre de 2000 con epicentro en la zona de la alberca olímpica.

## Mecanismo.

Para el sismo de octubre se pudieron leer siete polaridades y para el de diciembre ocho. Esto da una buena cantidad de lecturas para evaluar el mecanismo compuesto que se muestra en la figura 3.3.2.

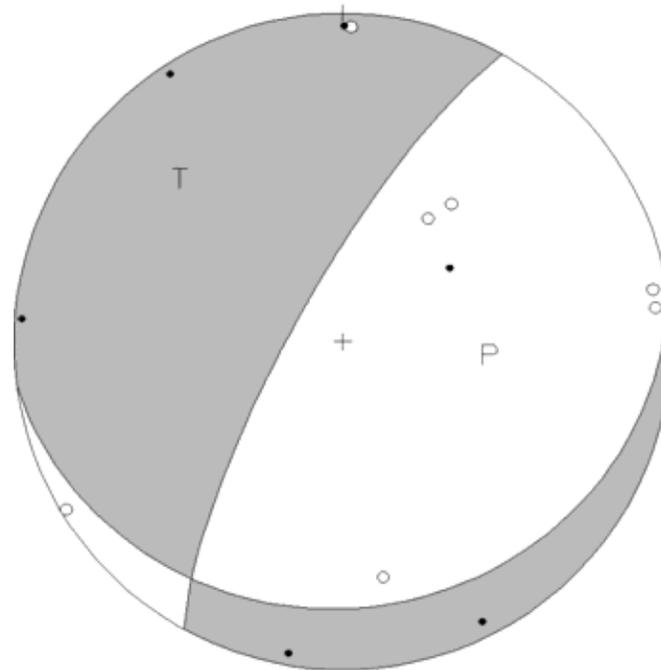


Figura 3.3.2. SOLUCION FOCAL compuesta de componente normal evaluada con dos temblores pequeños localizados en la zona de la alberca olímpica y Coyoacán en el sur de la Ciudad de México. El plano este-oeste está restringido, pero no así el perpendicular.

La solución focal es normal ( $H(P) = 54.7^\circ > 52^\circ$ ,  $H(T) = 30.9^\circ < 35^\circ$ ) y presenta el plano con rumbo este-oeste relativamente bien restringido pero no así el perpendicular. Como se puede apreciar, la solución no está exenta de inconsistencias en los distintos cuadrantes. Si se toma en cuenta la ubicación de los sismos, cabría esperar que se trate de alguna falla activa bajo los sedimentos aluviales y lacustres (figura 3.2). Tal falla está inferida al sur de lo que es la continuación de la falla Santa fe, y tiene rumbo NE-SW. Si estos datos son correctos, entonces la solución de falla sería el plano con acimut  $S29^\circ W$  y con buzamiento al noroeste.

## Resumen de parámetros.

Plano de falla:  $209^\circ, 77^\circ, -105.9^\circ$

Plano auxiliar:  $82^\circ, 20^\circ, -38.7^\circ$

Ejes: T:  $312^\circ, 30.9^\circ$

P:  $99.5^\circ, 54.7^\circ$

Calificación: B

Régimen: N.

#### 4. Tlalpan.

El 16 de octubre de 2005, a las 14:12:36 (GMT) tembló a unos 5 kilómetros al sur de la Ciudad Universitaria con magnitud de coda de 2.9. El epicentro se ubicó entre la avenida Insurgentes Sur, el bosque de Tlalpan y el parque de las Fuentes Brotantes, dentro de la zona urbana, en la delegación Tlalpan al sur del Distrito Federal. El sismo fue ampliamente sentido por los habitantes de las delegaciones Tlalpan y Coyoacán, y se registró muy bien en las estaciones PPIG, CUIG y YAIG de la red sísmica nacional de banda ancha cercanas a la cuenca (figura 3.4.1); por las estaciones de la Red Sísmica del Valle de México, por las estaciones de la red MASE instaladas en el Distrito Federal poco tiempo antes, por la red Sismotelemetrica del Valle de México y por las estaciones acelerográficas de CENAPRED. Por tal motivo, la localización se pudo hacer con 22 estaciones y se restringe muy bien la posición dando coordenadas epicentrales de  $19.289^\circ$  N y  $99.182^\circ$  W y una profundidad del foco de 5.3 km. La elipse de error esta estimada en 1.3 km para la longitud y 0.5 km para la latitud. El sismo tuvo una réplica a las 14:35:08, de magnitud 2.7 Mc con epicentro en  $19.282^\circ$  N,  $99.127^\circ$  W a una profundidad de 3.2 km y fue localizada a unos 7 km al este del sismo principal.

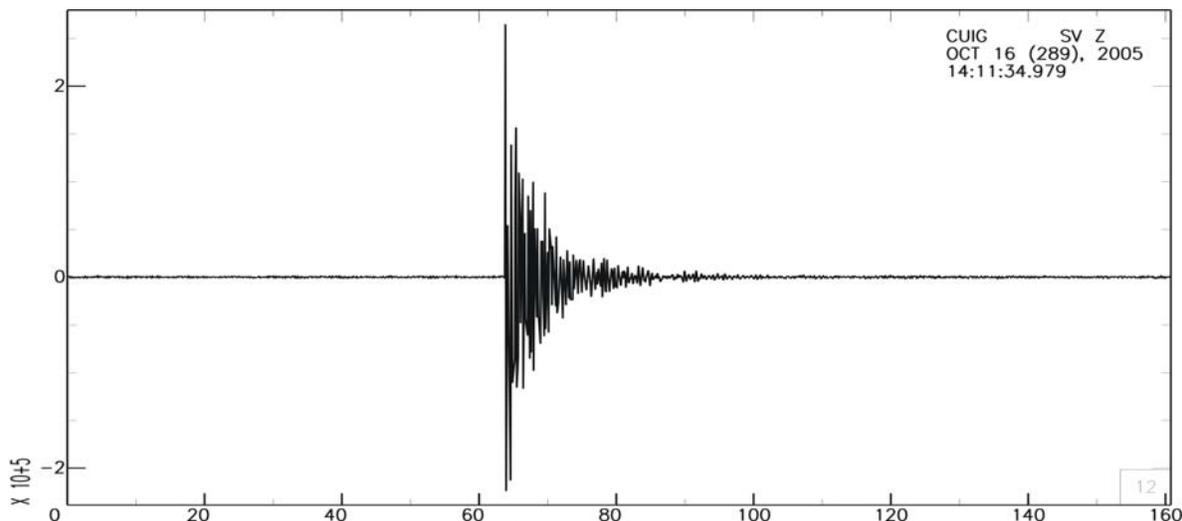


Figura 3.4.1. EJEMPLO DE SEÑAL SÍSMICA del temblor de Tlalpan de 16 de octubre de 2005 tal como se registró en la estación de Ciudad Universitaria.

#### Mecanismo.

Dado que en tan pocas ocasiones un sismo de la cuenca ha sido tan bien registrado como éste lo fue, se hizo posible evaluar la solución focal con dos técnicas distintas. Inversión del Tensor de Momento de Dreger y cociente de amplitudes S/P de Hash. La inversión del tensor fue posible llevarse a cabo con tres estaciones que son CUIG, MIXC (Mixcoac) y TEPE (Tepepan), estas dos últimas de la red MASE que son de banda ancha cercanas a la zona epicentral. La razón señal ruido para estas estaciones es alta lo que deja ver la forma de onda muy nítida en los registros y el espectro de Fourier muestra que tiene buen contenido de ondas de baja frecuencia, indispensables para el modelado. Se usó un filtro Butterworth pasa banda con frecuencias de esquina para MIXC de 0.1 – 0.5, para TEPE de 0.2 – 0.5 y para CUIG de 0.2 – 0.7 Hz (figura 3.4.4). Las señales modeladas se muestran en

la figura 3.4.2. El mecanismo por Dreger se muestra en la figura 3.4.3 (derecha). La inversión conjunta tiene una varianza reducida del 57% y la estimación del momento sísmico escalar ( $M_0$ ) es de  $1.48 \times 10^{20}$  dinas\*cm. Conociendo este dato, se puede saber la magnitud de momento sísmico ( $M_w$ ) que es de 2.7. Comparando con la magnitud de coda de 2.9,  $M_c$ , parece estar sobre estimada. Por otro lado, el procesamiento hecho con Hash muestra soluciones focales muy parecidas a las obtenidas con Dreger en la inversión del tensor, y se estimó con quince estaciones (véase figura 3.4.3 para comparación). La solución por Hash se muestra en la figura 3.4.3 (izquierda). Ambas soluciones convergen y separan las polaridades bastante bien a excepción de algunas inconsistencias que se pueden apreciar. Las soluciones son claramente de corrimiento de rumbo (strike-slip) ( $H(T) = 2.3^\circ < 20^\circ$ ,  $H(P) = 11.9^\circ < 40^\circ$ ). Quintanar et. al. (2005) en su informe presentado en la página del Servicio Sismológico Nacional, estimaron un mecanismo sencillo con polaridades de la onda P que muestra una solución con dirección de movimiento inverso que tiende a ser inconsistente con la geología regional de fallas observada. Esto pudiera hacer pensar que tal vez las soluciones con primeros arribos no sean tan confiables. Sin embargo, aquel mecanismo separa bien las polaridades. Debido a que en muchos casos no es posible hacer modelados o el uso de otra técnica, y no quedan más opciones que los mecanismos sencillos o compuestos, es de suma importancia siempre considerar la componente geológica dentro de las limitaciones que el status quo de estas investigaciones pudieran presentar.

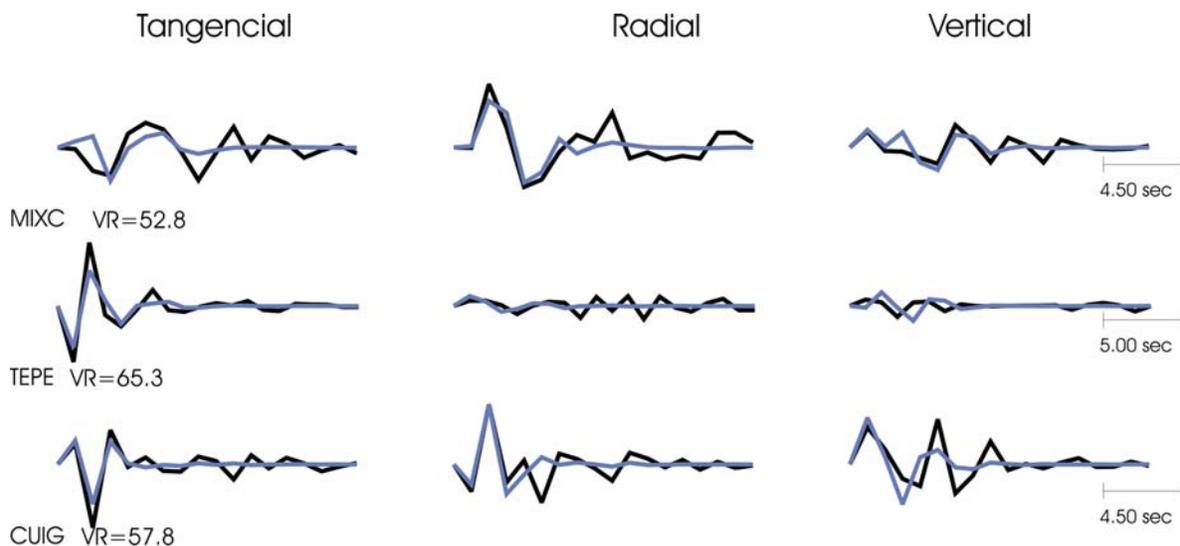


Figura 3.4.2. GRUPO DE SISMOGRAMAS modelados para tres estaciones de banda ancha cercanas a la zona epicentral en los alrededores del bosque de Tlalpan. Las líneas grises son los modelados y las líneas en negro los observados filtrados. La varianza reducida de la inversión conjunta arroja un valor del 57%, y las VR que aparecen junto al nombre de la estación son las varianzas reducidas individuales que miden la calidad del modelado de cada estación dentro de la inversión conjunta.

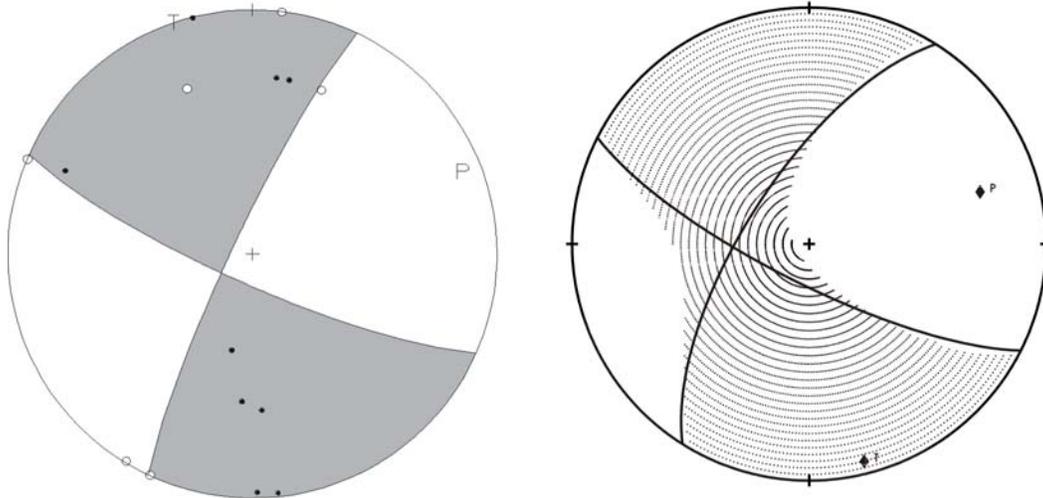


Figura 3.4.3 MECANISMO FOCALES obtenidos con los algoritmos de Hash del cociente de amplitudes S/P (izquierda) y con inversión del tensor de momento de Dreger (derecha). Los puntos en negro son las polaridades compresivas mientras que los círculos en blanco son las rarefacciones.

Los perfiles geológicos realizados por Colín (2006) no muestran evidencias de fallas para las zonas de Tlalpan-Copilco. Sin embargo, al sur existen los sistemas de fallas de Xochimilco, el de Xicomulco y más al éste de la zona epicentral esta el sistema de Santa Catarina, todos con rumbos cercanos al este y buzamientos muy verticales. Debido al relleno sedimentario paulatino que el antiguo Valle de México sufrió desde el cuaternario, es posible que este sistema Santa Catarina continúe por de bajo del “relleno” cuyo grosor se estima en el área de Copilco de unos 1570 metros (De Cserna, 1988). Sin embargo, también cabe la posibilidad que se trate de otro tipo de falla debido a que el mecanismo evaluado muestra un plano con desviación leve al sureste. Si tomamos en cuenta los rumbos E-W de los sistemas de fallas cercanos, entonces el plano de falla tiene rumbo S66° E y movimiento lateral siniestro.

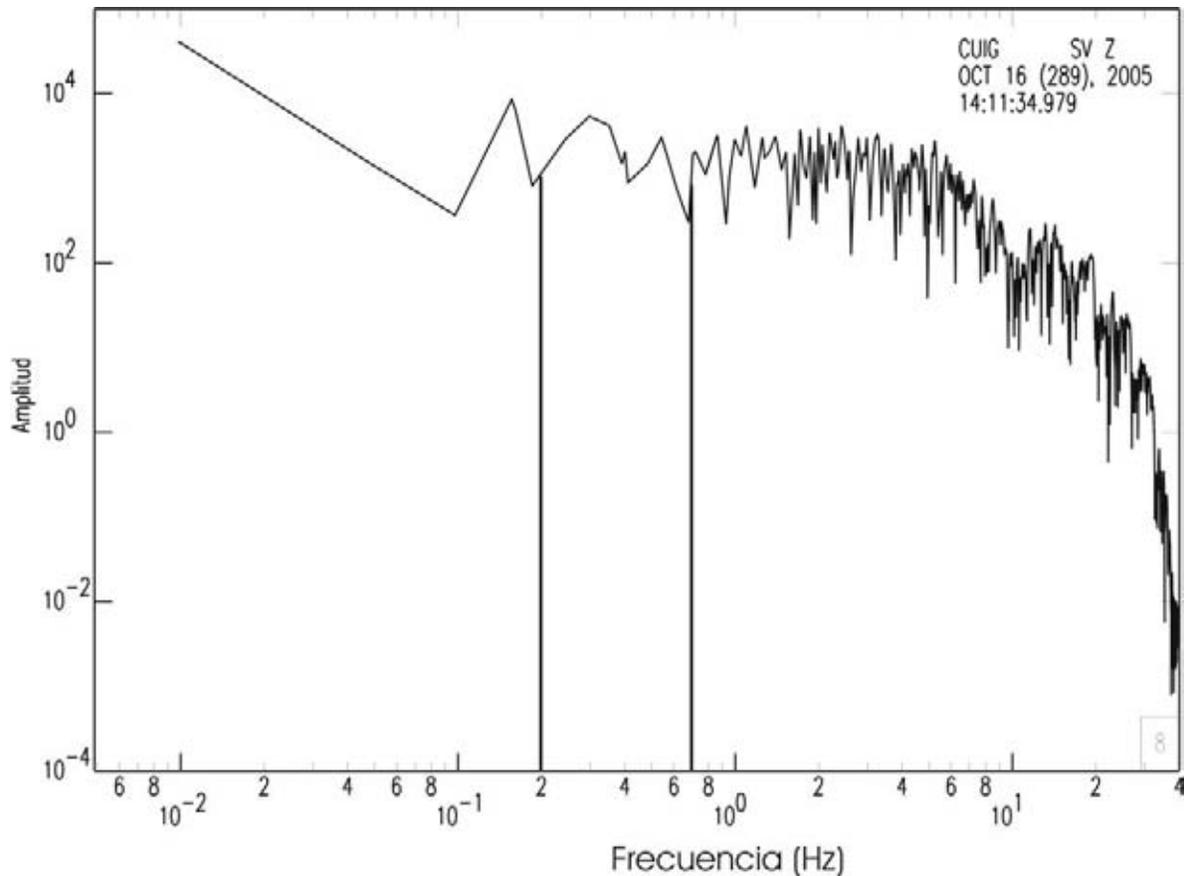


Figura 3.4.4. ESPECTRO SISMICO DE DESPLAZAMIENTO para la estación de Ciudad Universitaria donde se muestra el intervalo de la banda (0.2 – 0.7 Hz) usado para el filtraje en la inversión conjunta que involucró datos de esta estación.

Resumen de parámetros.

Coordenadas epicentrales: 19.290°, -99.180°

Profundidad del foco: 5.1 km

Plano de falla: 114°, 80.0°, -6.9°

Plano auxiliar: 205.2°, 83.2°, -169.9°

Mo:  $1.48 \times 10^{+20}$  dinas\*cm

Mw: 2.7, Mc: 2.9

Ejes: T: 339°, 2.3°

P: 69.8°, 11.9°

Calificación: A.

Régimen: L.

## 5. Ajusco 1.

Dos sismos acaecidos en una zona rural al poniente de la Sierra de las Cruces en el Estado de México, catorce kilómetros al noroeste del Pico del Águila en el Ajusco, fueron empleados para evaluar un mecanismo compuesto. Los sismos de los que se trata son de los días 26 de abril de 1998 a las 01:48:28 (GMT) y del 13 de junio de 2001 a las 03:57:43 (GMT) y los parámetros hipocentrales se resumen en la tabla 3.5.1.

El sismo de 26 de abril de 1998 fue localizado con cuatro estaciones de la Red Sísmica del Valle de México, dos acelerográficas del Instituto de Ingeniería y una del CENAPRED, lo que hace ver el pésimo registro que presenta este evento. Los registros muestran la fase P, e inclusive la S, severamente emergentes, lo que dificulta mucho distinguir si la onda sube o baja (figura 3.5.1). Solamente se pudo leer dos polaridades para este sismo que eran claras e impulsivas.

El sismo del 13 de junio de 2001 fue localizado con diez estaciones de la Red Sísmica del Valle de México, de la red nacional de banda ancha y de la red acelerográfica del Instituto de Ingeniería. Los sismogramas de banda ancha para la estación más cercana a la zona epicentral que es CUIG en Ciudad Universitaria, presentan mucho ruido de fondo y no fue posible emplearla para el modelado con la inversión del tensor de Dreger. Sin embargo, como este sismo está mejor registrado y la fase P tiene polaridad más impulsiva, se pudieron leer nueve polaridades. La magnitud de coda es 3.2 y los dos temblores se encuentran a 1.6 km de distancia entre si.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
98/04/26,01:48:28	19.299°	-99.356°	7	-
01/06/13,03:57:43	19.292°	-99.370	6.2	3.2

Tabla 3.5.1 Parámetros hipocentrales de los dos sismos empleados en el mecanismo compuesto.

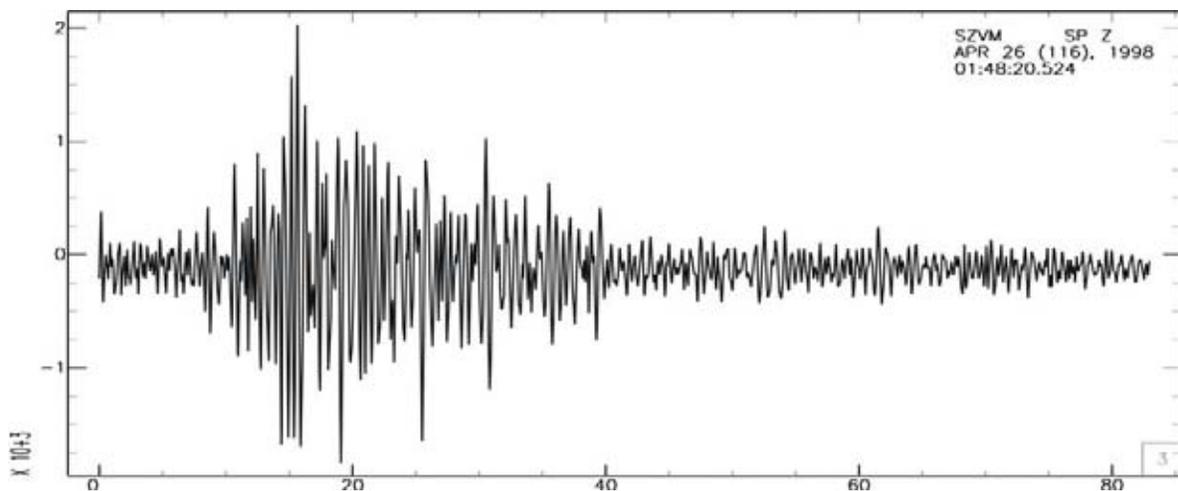


Figura 3.5.1. SISMOGRAMA EJEMPLO de la estación Salazar perteneciente a la Red Sísmica del Valle de México, cercana a la región epicentral, para el sismo de 26 de abril de 1998. Se puede apreciar el enorme ruido que envuelve al pulso sísmico.

## Mecanismo.

El mecanismo focal compuesto fue evaluado con once lecturas de polaridad y de estas solamente tres son compresiones. Tal situación genera un problema porque no queda definido el cuadrante compresivo en el sur. Sin embargo, y a pesar de las pocas compresiones, se logra restringir uno de los planos pero el perpendicular queda prácticamente libre (figura 3.5.2).

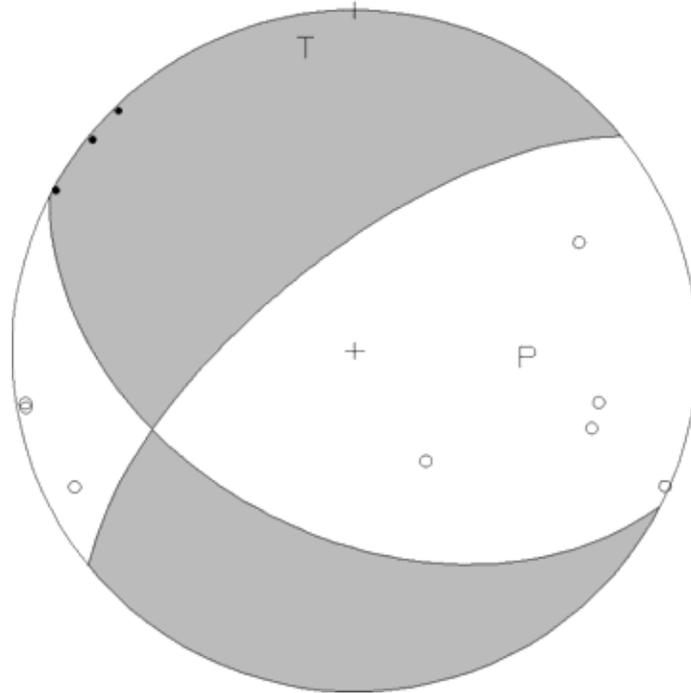


Figura 3.5.2. MECANISMO FOCAL COMPUESTO evaluado con dos sismos acaecidos en la Sierra de las Cruces, en el Estado de México. En el diagrama se puede apreciar una severa carencia de estaciones compresivas.

Dada la escasez de los datos que no permiten constreñir los planos adecuadamente, es de suma importancia comparar con la geología regional. La ubicación de ambos epicentros se encuentran sobre el sistema de fallas Ayotuzco (ver figura 3.2), localizado en la Sierra de las Cruces y cartografiadas recientemente por García Palomo et al (2008). El sistema es una serie de fallas paralelas que presentan rumbos noroeste-sureste y buzamientos hacia el suroeste.

Con base en esta información, se propone como plano de falla, el plano con rumbo de N63° W y buzamiento hacia el suroeste; siendo el mecanismo de movimiento principalmente normal (normal-lateral,  $H(T) = 13.5 < 20$ ,  $40 < H(P) = 50.0 < 52$ ). La cantidad de movimiento lateral no se puede determinar de este mecanismo; o si en su defecto, la componente de movimiento predominante fuera lateral.

## Resumen de parámetros

Plano de falla: 117°, 45°, -32.2°

Plano auxiliar: 231°, 67.9°, -130.2°

Ejes: T: 349°, 13.5°

P: 95.7°, 50.0°

Calificación: B.

Régimen: NL

### 6. Frontera D.F.-Morelos.

La sierra de Chichinautzin también es escenario de sismos. En Morelos, muy cerca de la frontera con el Distrito Federal, se registraron dos pequeños temblores el día 26 de octubre de 1998, a las 02:35:09 y después a las 07:50:06. Muy probablemente el primer sismo es un precursor. Los parámetros hipocentrales se presentan en la tabla 3.6.1 a continuación.

El sismo principal (07:50:06) está localizado unos 2 kilómetros al este del precursor de menor magnitud y la región epicentral se ubica a unos 27 kilómetros de Ciudad Universitaria y a 17 kilómetros de Cuernavaca.

Para ser temblores tan pequeños, los dos están muy bien registrados pues dispararon la Red Sísmica del Valle de México, la red convencional del SSN, cuatro estaciones de la red de banda ancha y la red acelerográfica del instituto de Ingeniería (figura 3.6.1). El precursor se localizó con trece y el sismo principal con catorce estaciones. Del sismo principal se pudo leer diez polaridades y se evaluó el mecanismo que se presenta en la figura 3.6.2; se intentó evaluar un mecanismo compuesto con los datos del precursor, pero se dispersa la distribución de polaridades debido a la distancia que existe entre los epicentros que es de alrededor de 2 kilómetros.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
98/10/26,02:35:09	19.070°	-99.158°	12	2.3
98/10/26,07:50:06	19.073°	-99.177°	11.5	2.8

Tabla 3.6.1. Parámetros hipocentrales de dos sismos registrados en la zona de la Sierra de Chichinautzin.

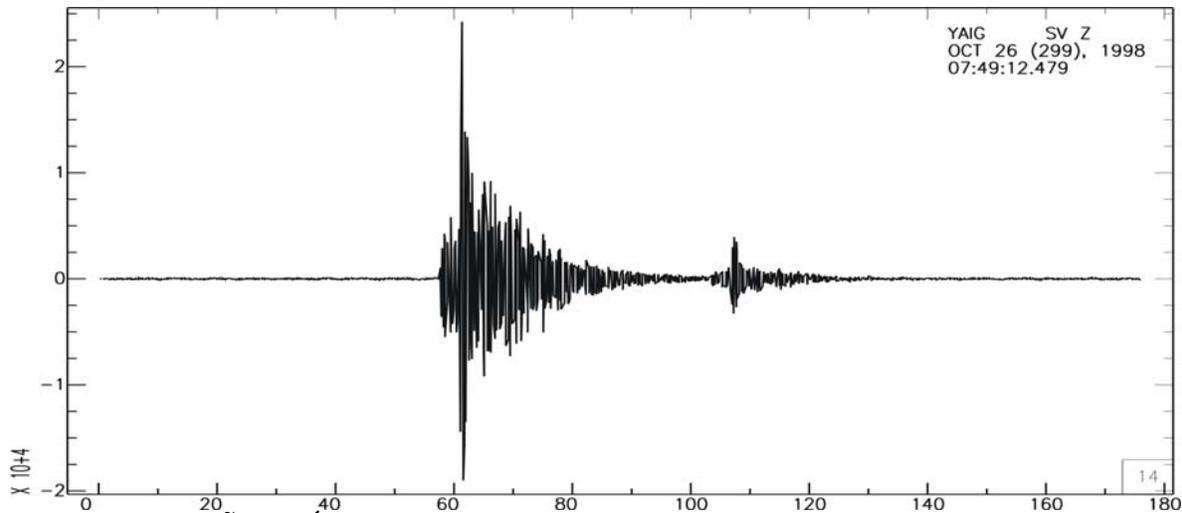


Figura 3.6.1. SEÑAL SÍSMICA tal como fue registrada en la estación de Yautepec (YAIG) a unos 25 kilómetros de la región epicentral, para el sismo de las 07:49 hrs del 26 de octubre de 1998. Se puede ver una pequeña réplica.

#### Mecanismo.

A pesar de estas bondades de registro, el mecanismo es difícil de evaluar debido a dos razones. La primera se debe a que la cobertura acimutal de las estaciones está ubicada principalmente al norte, lo que dificulta acotar el mecanismo. La segunda reside en la pequeña magnitud de los sismos que hacen que los espectros de desplazamiento estén ubicados en la alta frecuencia imposibilitando la inversión del tensor de momento de Dreger.

Como se mencionó antes, se evaluó el mecanismo sencillo con diez estaciones (figura 3.6.2). A pesar de la poca distribución al sur, el plano norte-sur está relativamente bien restringido. Cabe notar que prácticamente no hay estaciones con rarefacciones debido a la acumulación de estaciones al norte. Se puede ver que la solución focal es de régimen lateral ( $H(P) = 23.4^\circ < 40^\circ$ ,  $H(T) = 15.9^\circ < 20^\circ$ ).

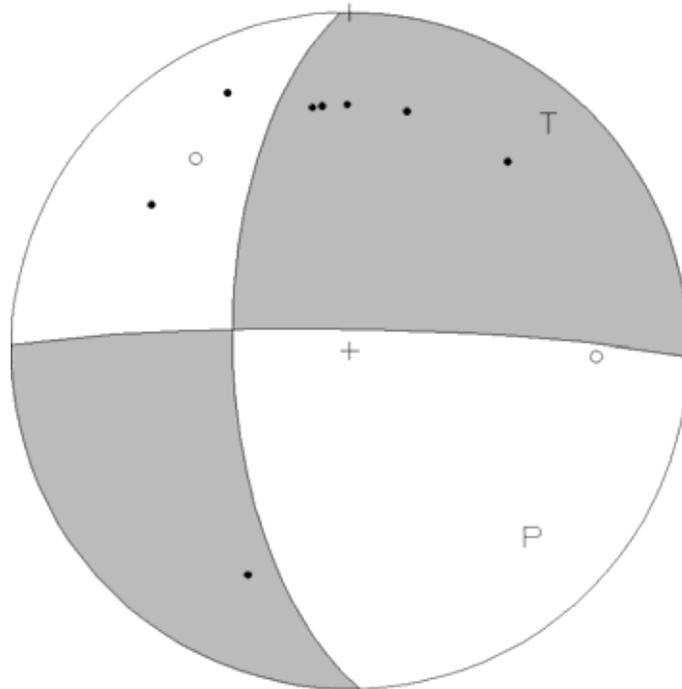


Figura 3.6.2. MECANISMO SENCILLO evaluado para el sismo de las 7 horas del 26 de octubre de 1998.

García Palomo et al (2008), cartografiaron fallas en la Sierra de Chichinautzin e identificaron una en superficie de 25 km de longitud a unos 18 km del Pico del Águila a la que nombraron falla La Pera. Esta falla tiene rumbo Este-Oeste y buzamiento vertical y los dos temblores del día 26 de octubre caen sobre esta traza. La falla es de corrimiento de rumbo con movimiento lateral derecho. Por lo tanto proponemos que el plano de falla tiene rumbo  $N89^{\circ} W$  y buzamiento al norte (ver figura 3.2).

Resumen de parámetros.

Coordenadas epicentrales:  $19.073^{\circ}$ ,  $-99.177^{\circ}$

Profundidad del foco: 11.5 F km

Plano de falla:  $271^{\circ}$ ,  $85^{\circ}$ ,  $-151.6^{\circ}$

Plano auxiliar:  $178.3^{\circ}$ ,  $61.7^{\circ}$ ,  $-5.7^{\circ}$

Mc: 2.8.

Ejes: T:  $41.3^{\circ}$ ,  $15.9^{\circ}$

P:  $138.3^{\circ}$ ,  $23.4^{\circ}$

Calificación: B.

Régimen: L.

## 7. Aeropuerto de la Ciudad de México.

Unos siete sismos de baja magnitud ( $< 3.0$  Mc) y muy someros ( $< 8$  Km) se han registrado en la zona oriente de la ciudad de México, en las inmediaciones del aeropuerto. De hecho, dos de ellos (97/06/30,05:30 y 97/06/30,23:42 GMT con magnitudes Mc 2.5 y 2.4, respectivamente) tienen epicentros muy cerca de las instalaciones aeroportuarias. Por lo pequeño de las magnitudes, no son bien registrados, poseen alto contenido de ruido y sus mecanismos focales son difíciles de evaluar.

Solamente tres de estos sismos que se encuentran al norponiente del aeropuerto se pudieron analizar debido a que fueron bien registrados por la Red Sísmica del Valle de México y por varias estaciones acelerográficas del Instituto de Ingeniería. Los sismos de los que se trata son de los días 26 de septiembre de 2003 a las 03:17:42 (figura 3.7.1), del 22 de noviembre de 2003 a las 05:53:41 y 26 de septiembre de 2003 a las 01:53:36. Los parámetros hipocentrales se presentan en la tabla 3.7.1. Se localizaron con 8, 17 y 15 estaciones respectivamente y se pudieron leer 4, 11 y 5 polaridades para evaluar un mecanismo compuesto dada su cercanía física de alrededor de 240 m.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
03/09/26,03:17:42	19.458°	-99.100°	7.3	2.4
03/11/22,05:53:41	19.460°	-99.099°	7.0	2.3
03/09/26,01:53:36	19.483°	-99.092°	5.7	2.6

Tabla 3.7.1. Parámetros hipocentrales de los tres sismos empleados en el mecanismo compuesto.

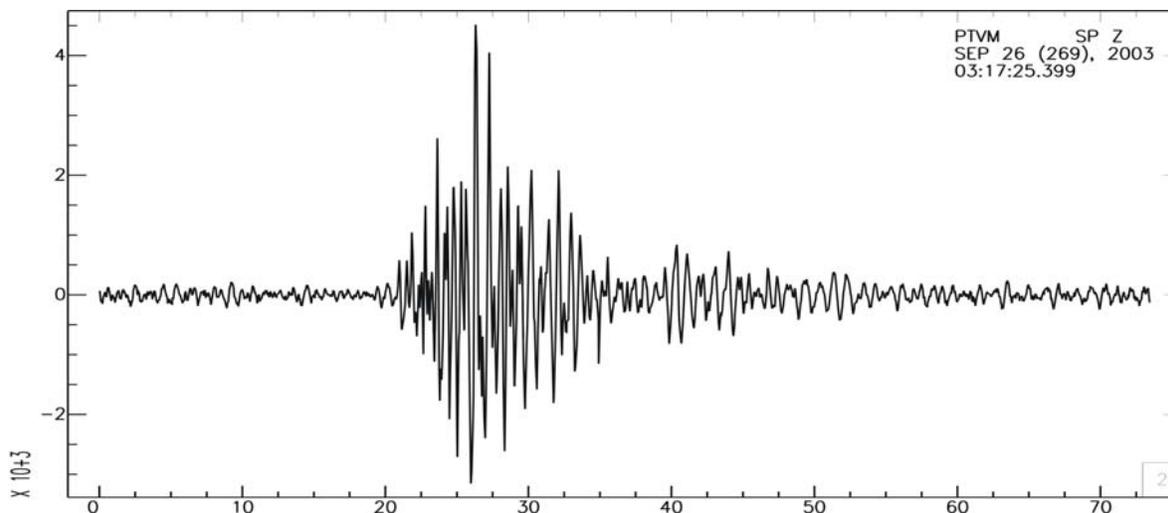


Figura 3.7.1. SISMOGRAMA DE LA ESTACIÓN Pico Tres Padres (PTVM), ubicada al norte de la ciudad de México, del sismo de las 03:17 del 26 de septiembre de 2003. La estación se encuentra a unos 15 kilómetros de la zona epicentral.

## Mecanismo.

El mecanismo focal evaluado se muestra en la figura 3.7.2 y es un mecanismo compuesto. A pesar de tener veinte lecturas de polaridad, el plano noreste-suroeste no se encuentra suficientemente bien restringido debido a la ausencia en el registro de dilataciones. Se puede ver que el mecanismo tiene una componente inversa pequeña que no es común para el tipo de sismicidad conocida en la zona de la cuenca.

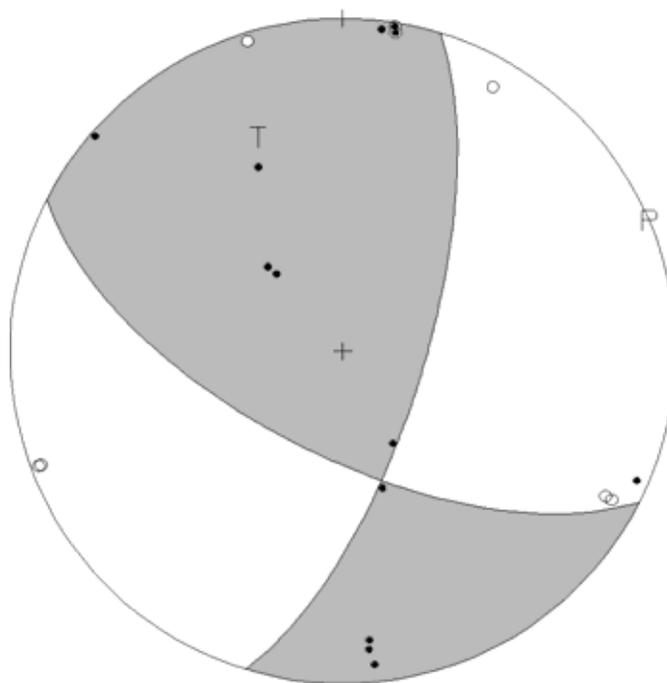


Figura 3.7.2. MECANISMO FOCAL COMPUESTO evaluado con tres sismos acaecidos cerca de la zona del aeropuerto de la ciudad de México.

La geología de la zona del aeropuerto es poco conocida debido a que las fallas se encuentran sepultadas bajo los sedimentos aluviales-lacustres de lo que fuera el lago de Texcoco e inferidas por gravimetría (de Cserna, 1988) estimándose rumbos de NE-SW (ver figura 3.2). El mecanismo obtenido es discordante en este aspecto, al no tener un plano preponderantemente al noreste. Si nos limitamos a la geología inferida, entonces lo más probable es que el plano de falla sea N17° E con buzamiento al este y de movimiento lateral derecho ( $H(T) = 33.1^\circ < 40^\circ$ ,  $H(P) = 3.6^\circ < 20^\circ$ ).

### Resumen de parámetros,

Plano de falla: 17°, 70°, 152.7°

Plano auxiliar: 117°, 64.5°, 22.3°

Ejes: T: 335.6°, 33.1°

P: 68°, 3.6°

Calificación: B.

Régimen: L.

## 8. Chimalhuacán.

El antiguo lecho del Lago de Texcoco tiene actividad sísmica muy importante como ninguna otra parte de la cuenca (después de Milpa Alta). Desde los años 70 se han registrado numerosos sismos de magnitud importante ( $> 3.5$ ) y varias secuencias como la del 22 y 30 de enero de 1973 que fue de unos 14 sismos (Chavacán, 2007, de Cserna, 1988). Aquella secuencia pudo ser sentida en buena parte de la ciudad de México; al sismo principal que inició la serie, se le estimó una magnitud de 3.7  $M_l$  (magnitud local) y en el boletín sismológico (Z. Jiménez, 1973) se reportan daños en Texcoco y haber sido sentido en ciudad Satélite, Naucalpan unos 30 kilómetros al oeste de la zona epicentral.

En marzo de 1979 ocurrió otra secuencia de unos 11 temblores con magnitudes entre 3.2 y 4.0 (Chavacán, 2007), el 21 de abril de 2002 ocurrió otra secuencia de 4 temblores con magnitudes entre 2.4 y 2.8 y finalmente el 9 de mayo de 2002 otra secuencia de unos 3 temblores con magnitudes entre 2.8 y 3.0.

La última secuencia del 9 mayo de 2002, ubicado a unos 4 km al norponiente del cerro Chimalhuacán, es la que se utiliza para evaluar el mecanismo focal compuesto que se presenta a continuación. El sismo principal de las 14:25:42 GMT (figura 3.8.1) se localizó con 19 estaciones; los otros dos sismos, el de las 15:56:06 fue localizado con 14 estaciones, y el de las 20:39:41 con 19 estaciones. Los parámetros hipocentrales se presentan en la tabla 3.8.1.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud ( $M_c$ )
02/05/09,14:25:42	19.436°	-98.989°	7.7	3.0
02/05/09,15:56:06	19.464°	-98.986°	12.1	2.8
02/05/09,20:39:41	19.471°	-98.977°	9.9	3.0

Tabla 3.8.1. Parámetros hipocentrales de los tres sismos empleados para la evaluación del mecanismo focal.

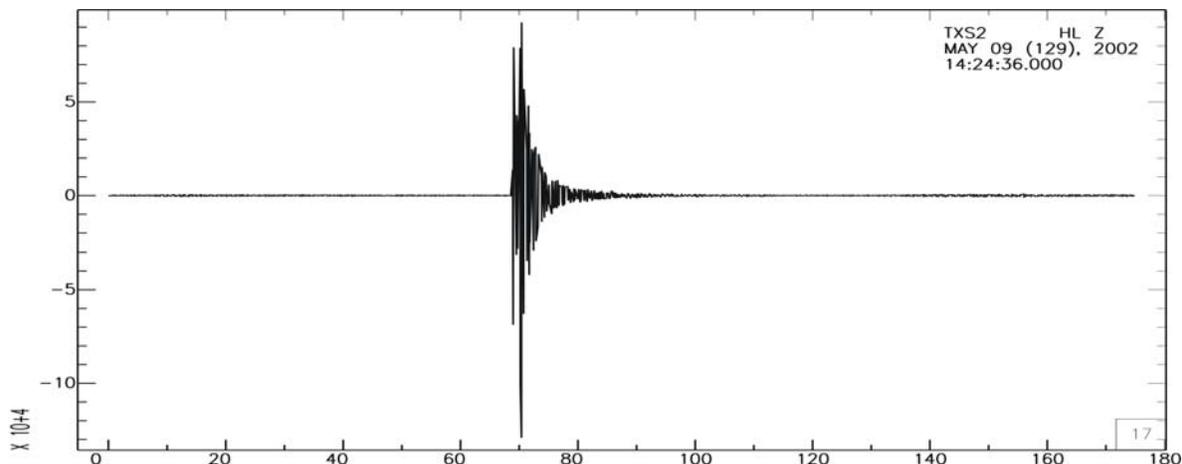


Figura 3.8.1. ACELEROGRAMA DE LA ESTACIÓN TXS2 emplazada sobre el antiguo lecho del lago de Texcoco a unos siete kilómetros de la región epicentral.

## Mecanismo.

Los mecanismos de la zona del vaso de Texcoco tienen la característica de que son difíciles de constreñir. Inicialmente se había evaluado, únicamente para el sismo de las 14:25:42, un mecanismo focal sencillo debido a que existen disponibles unas 18 lecturas de polaridad; se encontraron tres tipos distintos de soluciones que van desde rakes normales, inversos y de corrimiento de rumbo. Se intentó por otro lado, evaluar por inversión del tensor de momento de Dreger, pero tampoco esta solución es concluyente mostrando pésimos modelados para las estaciones de banda ancha más cercanas CUIG y PPIG que tienen muy poco contenido de baja frecuencia en los espectros de desplazamiento.

La única opción disponible entonces, fue evaluar un mecanismo compuesto con los otros dos sismos de la secuencia con la esperanza de densificar y delinear mejor cada uno de los cuadrantes. Tal efecto se consiguió y se pudo restringir ambos planos bastante bien, el mecanismo se muestra en la figura 3.8.2.

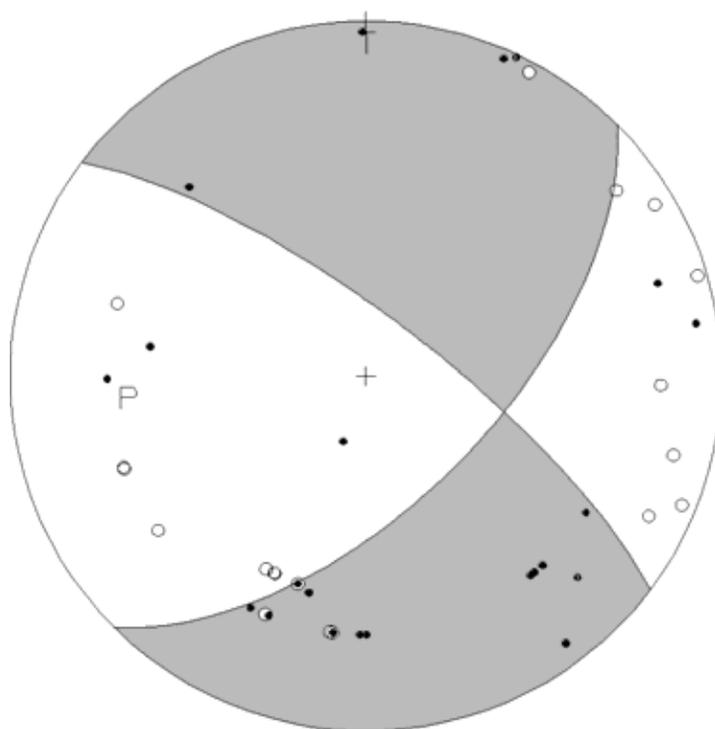


Figura 3.8.2. MECANISMO FOCAL compuesto para la secuencia de mayo de 2002 al norte de Chimalhuacán en el estado de México.

Así como para los sismos de las colonias del Valle y Narvarte y de Río Churubusco (mecanismos 2 y 3), éste de Chimalhuacán sucedió en lo que fuera el lecho de un lago que fue azolvándose y cuyas fallas que antes se encontraban en superficie, hoy en día están sepultadas, según sondeo perforado en 1968 para el proyecto Texcoco, a unos 1880 m; por tanto, lo que se conoce de ellas es solamente inferido por gravimetría y se observan fallas de rumbo NE-SW que cruzan por debajo del relleno desde la zona de Mixcoac hasta el lago de Texcoco (de Cserna, 1988).

Con base en esta información, se propone que el plano de falla es el orientado N45° E con buzamiento al sureste. El movimiento es lateral derecho ( $H(T) = 10^\circ < 20^\circ$ ,  $H(P) = 31^\circ < 40^\circ$ ).

Resumen de parámetros.

Plano de falla:  $45^\circ, 60.8^\circ, -163.9^\circ$

Plano auxiliar:  $307^\circ, 76^\circ, -30.2^\circ$

Ejes: T:  $358.6^\circ, 10.0^\circ$

P:  $262.5^\circ, 31.0^\circ$

Calificación: A.

Régimen: L.

### 9. Ciudad Nezahualcóyotl.

Ciudad Nezahualcóyotl, Chimalhucán y Chalco, presentan actividad sísmica local muy importante y abundante entre muchos otros problemas de origen natural (hundimiento del suelo, inundaciones y formación de grietas) que día a día tienen que enfrentar los habitantes de estos municipios tan poblados del área metropolitana de la ciudad de México.

Aquí se estima un mecanismo focal compuesto con datos de diversos sismos acaecidos al poniente del cerro Chimalhuacán, justo al fondo de ciudad Nezahualcóyotl. Son cuatro los sismos de los que se trata y cada uno de ellos tuvo hipocentros bajo la zona urbana más densa del mundo.

El primer sismo es del día 19 de abril de 2000 a las 05:21:12 GMT; éste sismo esta tan mal registrado que no se le pudo calcular ni siquiera la magnitud con coda, apenas tiene el mínimo de estaciones para poder triangular la localización. El segundo, el día 2 de noviembre de 2003 a las 05:21:12, tiene buen registro (figura 3.9.1), y se localizó con 17 estaciones. Los siguientes dos sismos que se emplearon en la solución pertenecen a una secuencia cuyos epicentros se encuentran separados unos tres mil metros entre si. Esta secuencia es del 20 de septiembre de 1997 y el primero de ellos fue a las 02:42:57; y el segundo fue a las 02:44:59.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
00/04/19,11:42:17	19.396°	-98.962°	5	-
03/11/02,05:21:12	19.401°	-98.972°	5.6	2.7
97/09/20,02:42:57	19.407°	-98.958°	1	-
97/09/20,02:44:59	19.384°	-98.965°	9	3.2

Tabla 3.9.1. Parámetros de los sismos empleados en la evaluación del mecanismo focal compuesto.

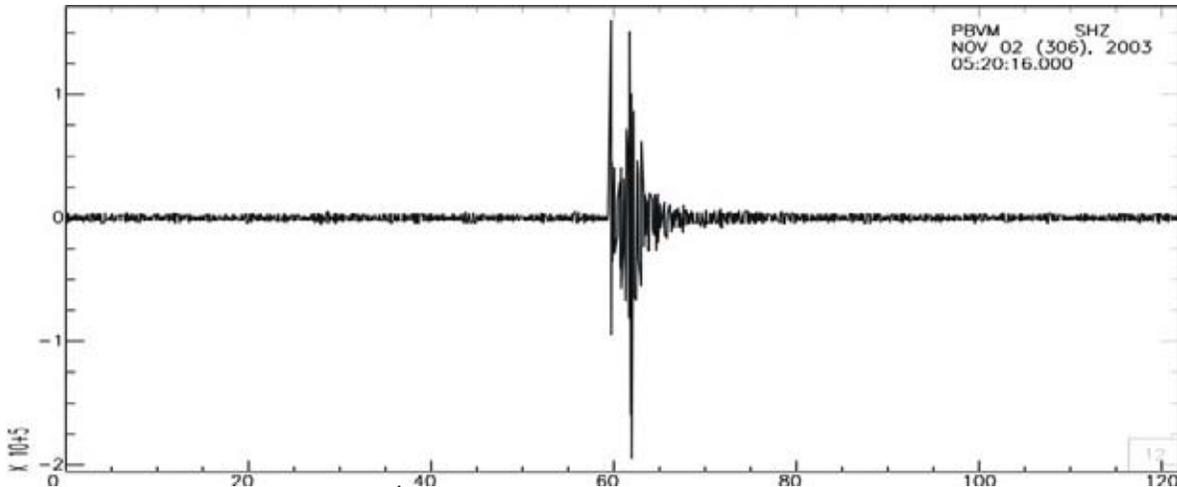


Figura 3.9.1. REGISTRO SÍSMICO de la estación Peñón de los Baños, cercana al aeropuerto de la ciudad de México del pequeño temblor de noviembre de 2003 cuyos datos se emplearon para evaluar el mecanismo.

Mecanismo.

A pesar de tener gran cantidad de sismos y datos, solamente es posible distinguir polaridad de amplitud de la onda P para unos 20 registros. En muchos de los casos, la amplitud o es muy emergente o de plano esta enmascarada por ruido de fondo de alta frecuencia debido a que las razones de señal-ruido son muy bajas. El modelado por inversión del tensor no es viable debido a que el registro de la estación de banda ancha más cercana, la de CUIG, en Ciudad Universitaria, tiene el espectro de desplazamiento muy corrido a la alta frecuencia. Por tal razón se optó por el mecanismo compuesto que se presenta en la figura 3.9.2.

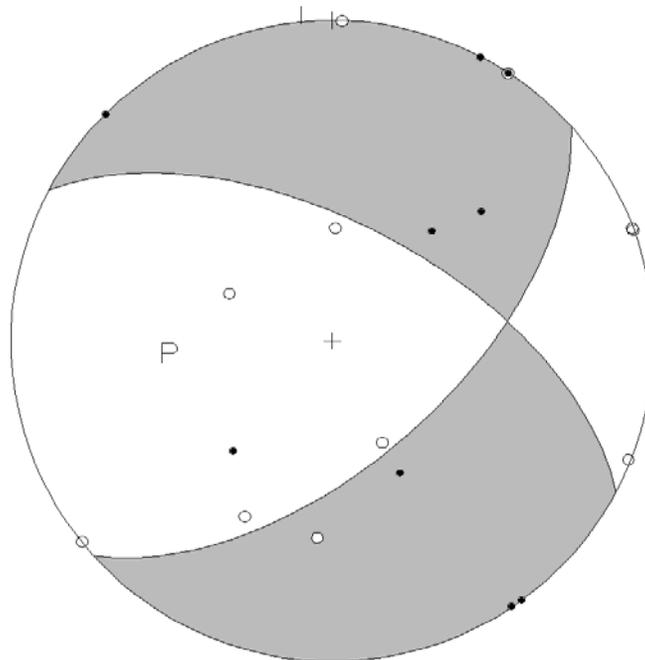


Figura 3.9.2. MECANISMO FOCAL compuesto de un conjunto de temblores muy cercanos registrados al oriente de ciudad Nezahualcóyotl en el estado de México.

El mecanismo de la figura 3.9.2, muestra movimiento de corrimiento de rumbo con fuerte componente normal ( $H(T) = 0.4^\circ < 20^\circ$ ,  $40^\circ < H(P) = 45.6^\circ < 52^\circ$ ). Así como para los mecanismos del aeropuerto y Chimalhucán (mecanismos 7 y 8), la geología de fallas de la zona esta inferida por gravimetría. El cerro Chimalhucán es un volcán monogenético que esta emplazado sobre una enorme falla que se extiende desde la zona del Ajusco con rumbo orientado  $N50^\circ E$  (de Cserna, 1988). Con base en esta información proponemos que el plano de fallamiento tiene rumbo  $N48^\circ E$  con buzamiento hacia el sureste. A la postre, la falla tiene componente lateral derecha.

Resumen de parámetros.

Plano de falla:  $48^\circ, 59.4^\circ, -144.5^\circ$

Plano auxiliar:  $298^\circ, 60^\circ, -36.1^\circ$

Ejes: T:  $353.1^\circ, 0.4^\circ$

P:  $262.7^\circ, 45.6^\circ$

Calificación: B.

Régimen: NL.

## 10. Chimalhuacán 2.

El 21 de abril de 2002 ocurrió una secuencia sísmica en el vaso del antiguo lago de Texcoco, justo al norte de Chimalhuacán. Consistió de cuatro sismos con magnitudes entre 2.6 y 2.8 Mc. Afortunadamente fueron bien registrados por la Red Sísmica del Valle de México, por la red acelerográfica del Instituto de Ingeniería y por las tres estaciones de la red sísmica nacional de banda ancha más cercanas a la cuenca (CUIG, PPIG y YAIG) y con aquellos datos se evalúa el mecanismo compuesto que se presenta a continuación. Modelado con inversión del tensor de momento de Dreger no fue posible debido al ruido de fondo presentado en los registros y a la pobreza de ondas de periodo largo en los espectros de Fourier. Las horas origen de los sismos fueron a las 09:20:46, 09:22:42, 09:23:14 y el último a las 09:59:56. Los parámetros hipocentrales se muestran en la tabla 3.10.1. De estos sismos, se utilizaron los datos del primero, el tercero y el cuarto para obtener un total de veinte lecturas.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
02/04/21,09:20:46	19.455°	-98.959°	12.1	-
02/04/21,09:22:42	19.450°	-98.975°	10.5	-
02/04/21,09:23:14	19.442°	-99.003°	7.7	2.8
02/04/21,09:59:56	19.432°	-99.012°	8.9	2.6

Tabla 3.10.1. Parámetros de los sismos empleados en la evaluación del mecanismo focal compuesto.

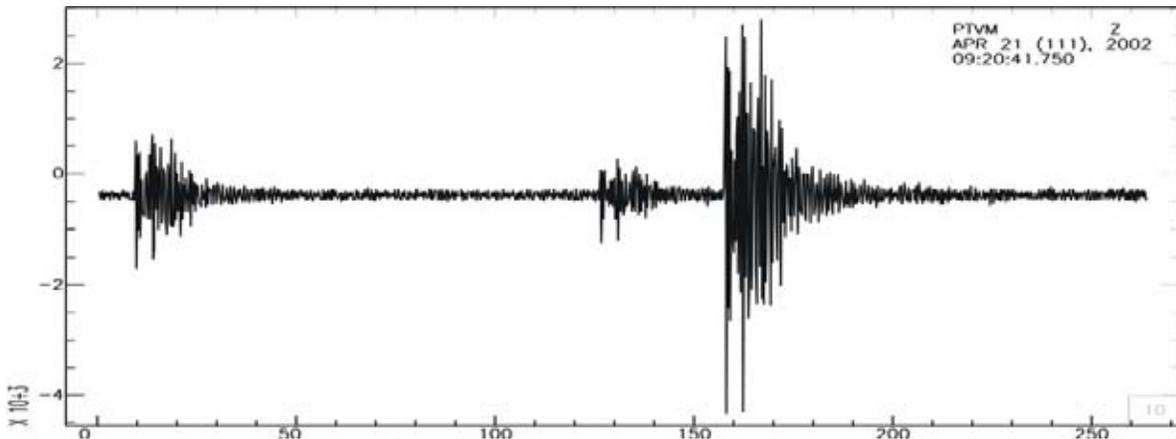


Figura 3.10.1. REGISTRO SÍSMICO de la estación Pico Tres Padres perteneciente a la Red Sísmica del Valle México (RSVM). En el sismograma se pueden ver los primeros tres temblores de la secuencia del 21 de abril. El primer pulso 09:20, el segundo 09:22 y el tercero 09:23.

## Mecanismo.

El diagrama del mecanismo focal se presenta en la figura 3.10.2 y fue evaluado con veinte lecturas de polaridad. Muestra una solución de corrimiento de rumbo ( $H(T) = 15.5^\circ < 20^\circ$ ,  $H(P) = 32.9^\circ < 40^\circ$ ). Cabe notar que el plano con orientación NE-SW no esta restringido pudiéndose este acomodar con otro acimut a  $180^\circ$ .

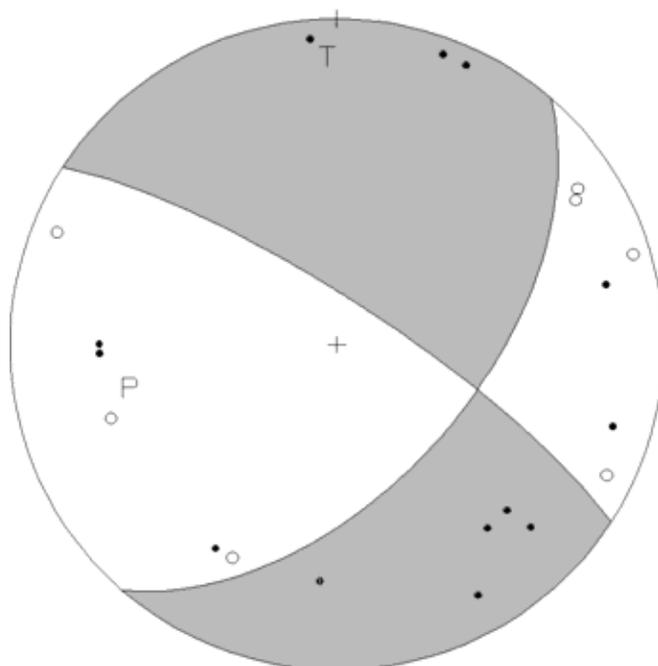


Figura 3.10.2. MECANISMO FOCAL compuesto evaluado con datos de la secuencia sísmica del 21 de abril. En el diagrama de puede apreciar que el régimen asociado es lateral.

Así como para la secuencia descrita en el apartado 8 de este capítulo, la del 9 de mayo de 2002, la geología de fallas fue descrita por de Cserna en 1988 con información gravimétrica. Lo más probable, debido a su cercanía espacial, es que ambas secuencias sísmicas estén asociadas a la misma falla de rumbo NE-SW que se encuentra físicamente a unos 1880 m por debajo de la superficie. Por tanto, se propone que el plano de falla es el plano con rumbo  $N41^\circ E$  y buzamiento al sureste; con componente principal de movimiento lateral derecho.

## Resumen de parámetros.

Plano de falla:  $41^\circ, 55.4^\circ, -166^\circ$   
Plano auxiliar:  $303^\circ, 78.8^\circ, -35.8^\circ$   
Ejes: T:  $356.5^\circ, 15.5^\circ$   
P:  $256.1^\circ, 32.9^\circ$   
Calificación: B.  
Régimen: L.

## 11. Chicoloapan.

Los días del 13 al 14 de noviembre de 1999, hubo un enjambre sísmico de cinco temblores de magnitud muy pequeña. La secuencia ocurrió a unos cuatro kilómetros al sur del poblado Chicoloapan, estado de México que tiene unos 83,000 habitantes.

El enjambre (figura 3.11.1) inició el día 13 a las 17:43:19 de magnitud 2.7; el segundo a las 20:22:45 un kilómetro al noreste con magnitud 2.2; el tercero a las 23:54:50 a un kilómetro al este del primer sismo y fue de magnitud 2.0; el día 14 a las 01:02:35 se registró el cuarto sismo unos mil trescientos metros al sureste del primero con magnitud 2.6 y a las 22:34:55 horas se registró el quinto y último sismo de 2.7, un kilómetro al suroeste. Los sismos de mayor magnitud son los mejor registrados con diez estaciones. En la siguiente tabla se presenta la información de la localización para cada sismo del enjambre.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
99/11/13,17:43:19	19.371	-98.910	6.0	2.7
99/11/13,20:22:45	19.375	-98.918	5.5	2.2
99/11/13,23:54:50	19.373	-98.900	5.0	2.0
99/11/14,01:02:35	19.367	-98.889	2.5	2.6
99/11/14,22:34:55	19.366	-98.919	9.0	2.7

Tabla. Datos hipocentrales y magnitudes para cada sismo del enjambre.

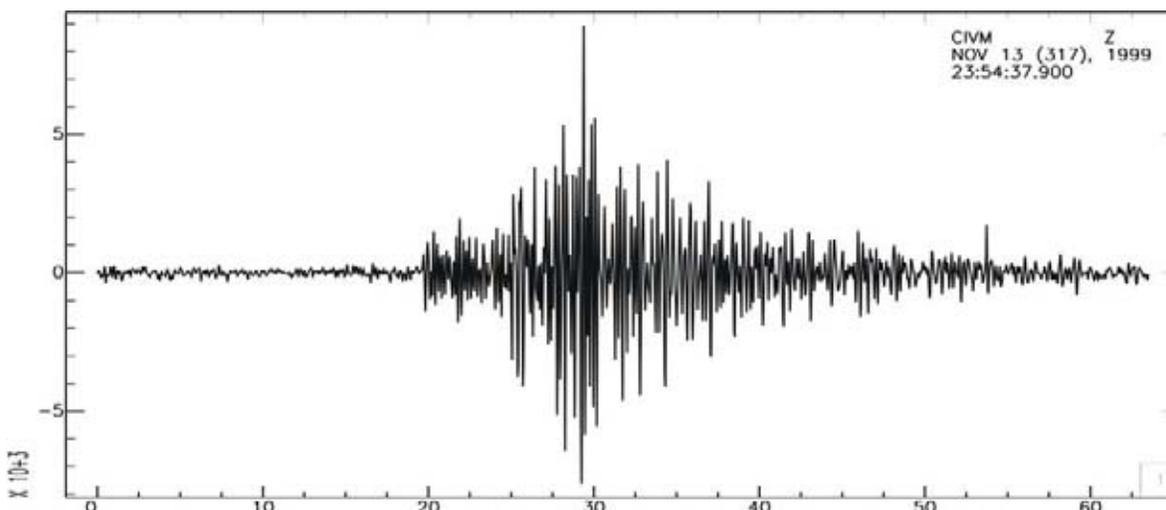


Figura 3.11.1. SISMOGRAMA DE LA ESTACIÓN CIVM, perteneciente a la Red del Valle, localizada a unos treinta kilómetros al sur. El sismograma es del temblor de las 23:54 perteneciente a la secuencia del 13 al 14 de noviembre de 1999.

### Mecanismo.

El mecanismo focal encontrado es compuesto y se evaluó con 26 lecturas de polaridad. No fue posible modelar mediante inversión del tensor debido a que la estación más cercana, CUIG, en Ciudad Universitaria presenta registros muy ruidosos de este enjambre. Sin embargo, mediante el mecanismo compuesto se pudo restringir los dos planos nodales. El mecanismo encontrado, se muestra en la figura 3.11.2.

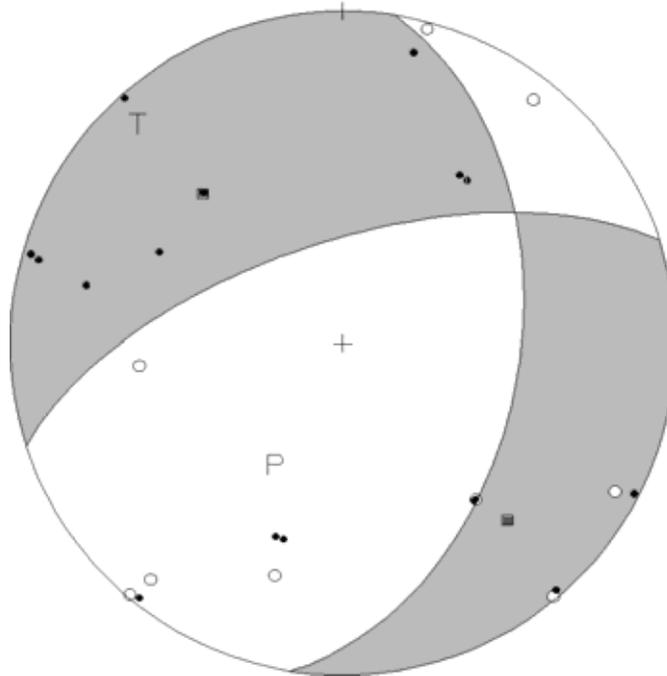


Figura 3.11.2. MECANISMO FOCAL compuesto obtenido con la información de polaridad de la secuencia del 13 al 14 de noviembre de 1999. El mecanismo, como se puede ver, es normal.

Como se puede ver, el mecanismo es principalmente de movimiento normal ( $H(T) = 11.2^\circ < 35^\circ$ ,  $H(P) = 52.4^\circ > 52^\circ$ ); el mecanismo muestra algunas inconsistencias que se deben a mala calidad de la lectura de la polaridad. La geología de fallas de esta zona está cartografiada con la técnica de alineamientos de conos volcánicos monogenéticos (de Cserna, 1988), y existe tal alineamiento en la zona donde sucedió el enjambre; la falla deducida así, con ésta técnica, tiene rumbo de  $N45^\circ E$ . Por tal motivo, proponemos que el plano de falla tiene rumbo de  $S72^\circ W$  con buzamiento al noroeste.

Resumen de parámetros.

Plano de falla:  $252^\circ, 65^\circ, -50.3^\circ$

Plano auxiliar:  $9^\circ, 45.8^\circ, -143.9^\circ$

Ejes: T:  $314.6^\circ, 11.2^\circ$

P:  $209.7^\circ, 52.4^\circ$

Calificación: A

Régimen: N.

## 12. Ixtapaluca.

Unos cinco kilómetros al suroeste de la secuencia sísmica del 13-14 de noviembre de 1999 (mecanismo compuesto 11) se encuentran registrados dos epicentros muy cerca de los límites de los municipios Ixtapaluca, Chicoloapan y La Paz en el estado de México. La zona epicentral esta ubicada dentro área urbana y se trata de los sismos de los días 8 de octubre de 2004 a las 03:07:21 y del 2 de febrero de 2006 a las 19:27:45. Los parámetros hipocentrales se presentan en la tabla 3.12.1. Los dos epicentros están separados entre si unos 550 metros. Ambos sismos fueron muy bien registrados por la Red Sísmica del Valle de México, por las estaciones de la red de banda ancha cercanas a la cuenca y por las estaciones del Instituto de Ingeniería (figura 3.12.1); fueron localizados con quince y diez estaciones respectivamente.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
04/10/08,03:07:21	19.335°	-98.942°	11.7	2.5
06/02/02,19:27:45	19.338°	-98.938°	33.2	2.9

Tabla 3.12.1. Datos hipocentrales y magnitudes para cada sismo empleado.

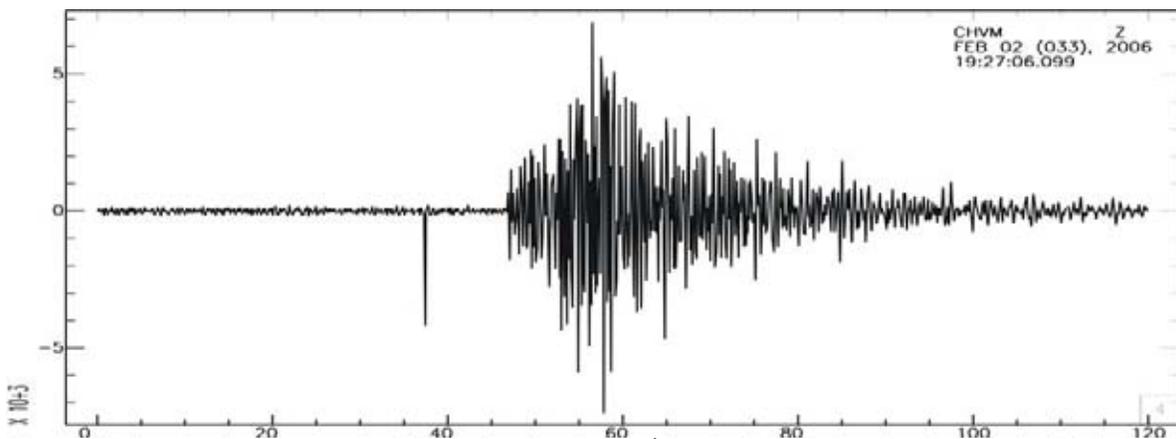


Figura 3.12.1. SISMOGRAMA DE LA ESTACIÓN Chichinautzin (CHVM), emplazada a 35 kilómetros, en la zona rural del DF, al suroeste de la zona epicentral, tal como registró el sismo de 2 de febrero de 2006 en Ixtapaluca.

### Mecanismo.

El mecanismo evaluado es de tipo compuesto. No es posible estimar dos mecanismos sencillos individualmente debido a que no se definen los cuadrantes adecuadamente. El modelado con la inversión del tensor de momento de Dreger no es posible para ninguno de los dos sismos debido que los sismogramas de las estaciones CUIG y YAIG están muy ruidosos y Yauatepec carece de bajas frecuencias. La estación localizada en el volcán Popocatepetl (PPIG) tiene el sismograma de la componente norte cortada para el sismo de 2006 y no hay registro para el sismo de 2004. Solo queda evaluar un mecanismo compuesto con veintidós lecturas de polaridad, se presenta en la figura 3.12.2.

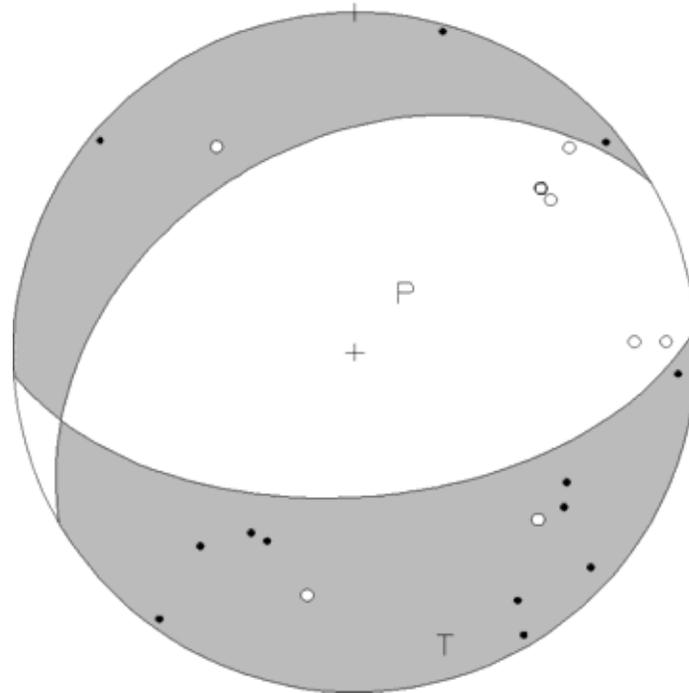


Figura 3.12.2. MECANISMO COMPUESTO de régimen normal evaluado con la información de polaridad de los sismos listados en la tabla 3.12.1.

El mecanismo es de componente normal ( $H(T) = 8.8^\circ < 35^\circ$ ,  $H(P) = 74.4^\circ > 52^\circ$ ) y presenta el plano con buzamiento hacia el norte mal acotado debido a la carencia de información en ese cuadrante (solo cuatro lecturas y una es inconsistencia). Así como para la secuencia de Chicoloapan, estos dos sismos están asociados a la misma falla que fue inferida por alineamiento de conos de volcanes monogenéticos (de Cserna, 1988). La falla tiene rumbo de  $N45^\circ E$ , por tanto, proponemos que el plano de falla del mecanismo tiene rumbo de  $S60^\circ W$  y buzamiento hacia el noroeste que es el que mas se aproxima a la observación geológica.

Resumen de parámetros.

Plano de falla:  $240^\circ, 37.9^\circ, -111^\circ$

Plano auxiliar:  $86^\circ, 55^\circ, -74.4^\circ$

Ejes: T:  $164.9^\circ, 8.8^\circ$

P:  $41.3^\circ, 74.4^\circ$

Calificación: B.

Régimen: N.

### 13. Chalco - Tenango del Aire 1.

El 26 de noviembre de 2003 a las 05:04:26 tembló en una zona rural en las inmediaciones de los municipios de Chalco y Tenango del Aire en el Estado de México y la delegación Milpa Alta en el Distrito Federal. El epicentro se encuentra dentro del territorio del Estado de México muy cerca de la frontera con el D.F. El temblor tuvo una magnitud de 2.9 Mc con coordenadas de  $19.177^{\circ}$  N y  $98.938^{\circ}$  W a 5.7 kilómetros de profundidad y fue muy bien registrado, localizándose con 22 estaciones de las redes del Valle, del Instituto de Ingeniería y de la sismica nacional de Banda Ancha (figura 3.13.1). Sin embargo, no fue posible modelar haciendo la inversión del tensor con sismogramas de banda ancha, debido a que presentan mucho ruido de fondo y poco contenido de bajas frecuencias. El mecanismo que se presenta a continuación es sencillo obtenido con el programa Hash.

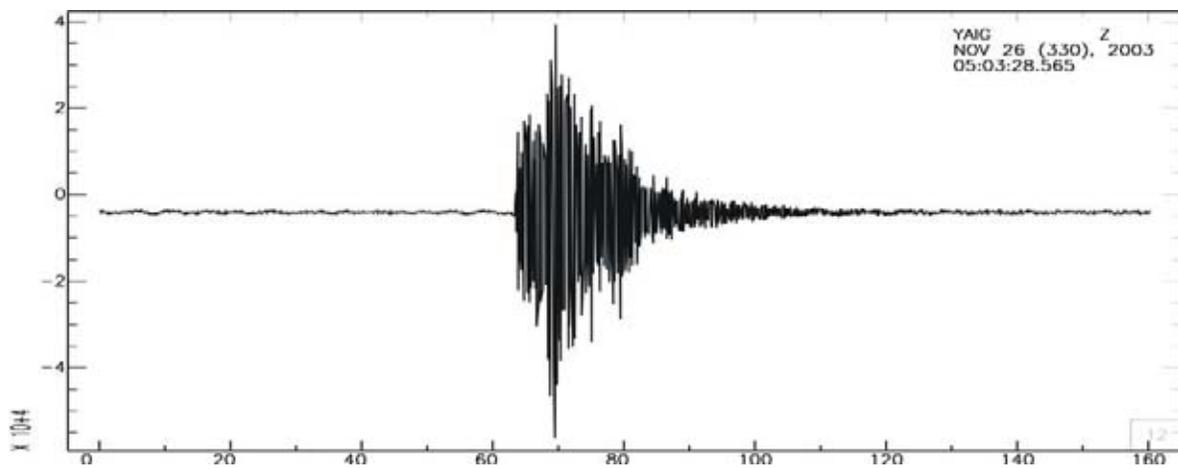


Figura 3.13.1 FORMA DE LA ONDA, tal como fue registrada treinta y siete kilómetros al sur en la estación de Yautepec (YAIG), perteneciente a la red sísmica nacional de banda ancha, del sismo de 26 de noviembre de 2003.

Mecanismo.

Como se dijo arriba, el mecanismo de la figura 3.13.2, se obtuvo con la técnica Hash del cociente de amplitudes de las fases S/P con 16 lecturas de polaridad. El programa calcula distintos grupos de soluciones probables que satisfacen la información de polaridad y el modelo de velocidades, los distintos grupos son muy parecidos lo que hace ver que la solución es muy estable.

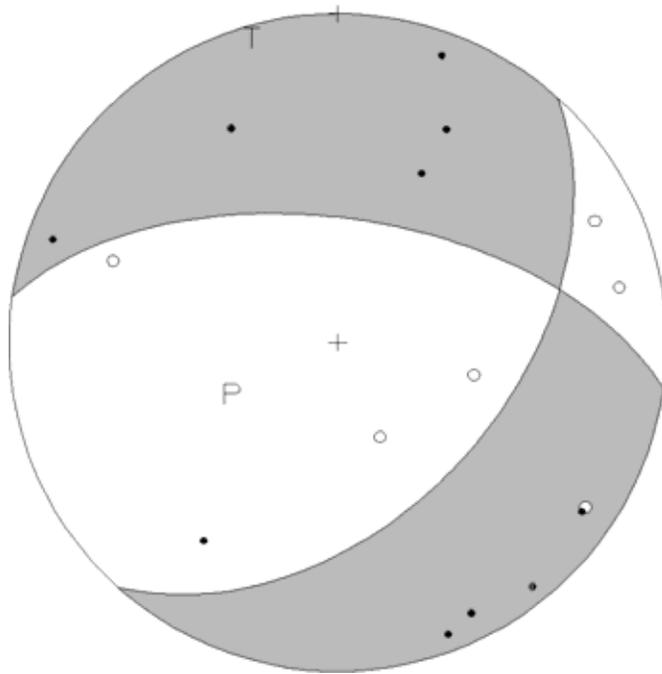


Figura 3.13.2. MECANISMO FOCAL de régimen normal evaluado con Hash donde se puede ver la distribución de las polaridades.

El mecanismo encontrado es de componente normal ( $H(T) = 6.8^\circ < 35^\circ$ ,  $H(P) = 57.8^\circ > 52^\circ$ ) y los dos planos están bastante bien restringidos. La geología de fallas de esta zona ha sido estudiada por Azucena Colín (2006) y muestra fuerte evidencia de que este sismo así como los siguientes que se presentarán en las siguientes secciones (14 – 21) están asociados al sistema de fallas de Xochimilco que se prolongan desde la sierra de las Cruces en el poniente hasta al menos el suroriente del Estado de México con rumbos de fuerte tendencia E-W (ver figura 3.2). Con base en esta información, proponemos que el plano de falla tiene rumbo  $N82^\circ W$  con buzamiento al norte.

Resumen de parámetros.

Coordenadas epicentrales:  $19.177^\circ$ ,  $-98.938^\circ$

Profundidad del foco: 5.7 km

Plano de falla:  $278^\circ$ ,  $59^\circ$ ,  $-52.6^\circ$

Plano auxiliar:  $42^\circ$ ,  $47.1^\circ$ ,  $-135.3^\circ$

Mc: 2.9

Ejes: T:  $342.4^\circ$ ,  $6.8^\circ$

P:  $241.6^\circ$ ,  $57.8^\circ$

Calificación: A.

Régimen: N.

#### 14. Chalco Sur.

Al sur del municipio de Chalco, a unos nueve kilómetros del pueblo de Milpa Alta en el Distrito Federal y a unos cinco del municipio de Cocotitlán en el Estado de México sucedió un temblor el día 7 de diciembre de 1999 a las 13:53:49. Está bien registrado en las redes del Valle, la nacional de banda ancha (CUIG, PPIG y YAIG) y en las estaciones de la red del instituto de Ingeniería (figura 3.14.1). Se localizó con trece estaciones y tiene coordenadas epicentrales de  $19.201^{\circ}$  N y  $98.939^{\circ}$  W. La profundidad del foco se estima 5.1 kilómetros y tiene una magnitud estimada de 3.4 Mc.

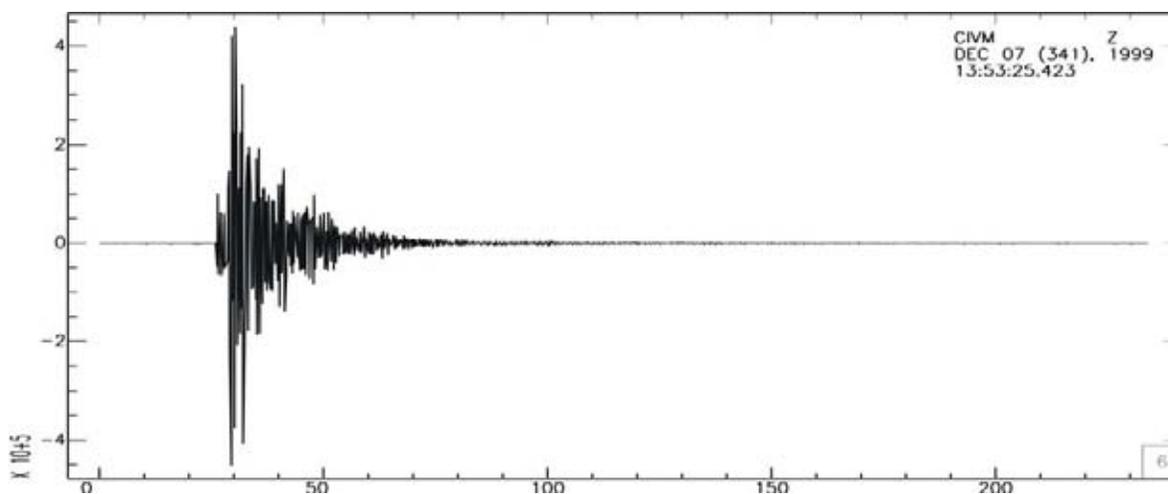


Figura 3.14.1. FORMA DE ONDA del sismo del 7 de diciembre de 1999, tal como se registró en la estación CIVM a unos 12 kilómetros al sur.

#### Mecanismo.

Debido a la lejanía de las estaciones de banda ancha de la zona, es imposible evaluar el mecanismo mediante la técnica Dreger de inversión del tensor. Los sismogramas no presentan contenido de ondas de período largo por lo que no se puede hacer la inversión. Sin embargo, existe buena cantidad de estaciones con lectura de polaridad, datos con los que se puede evaluar un mecanismo sencillo con la técnica Hash del cociente de amplitudes S/P. Son quince las estaciones cuyo registro tienen lecturas (se agregaron dos estaciones que no estaban consideradas en la localización original). El procesamiento da dos grupos distintos de soluciones que son muy parecidos entre sí (el acimut de uno de los dos planos cambia en  $180^{\circ}$  lo que hace que su buzamiento cambie de dirección) pero los dos grupos tienden a conservar las posiciones de los ejes T y P sin cambio de consideración (el acimut varía en  $5^{\circ}$  y el hundimiento en  $10^{\circ}$ ). El diagrama del mecanismo se presenta en la figura 3.14.2 a continuación.

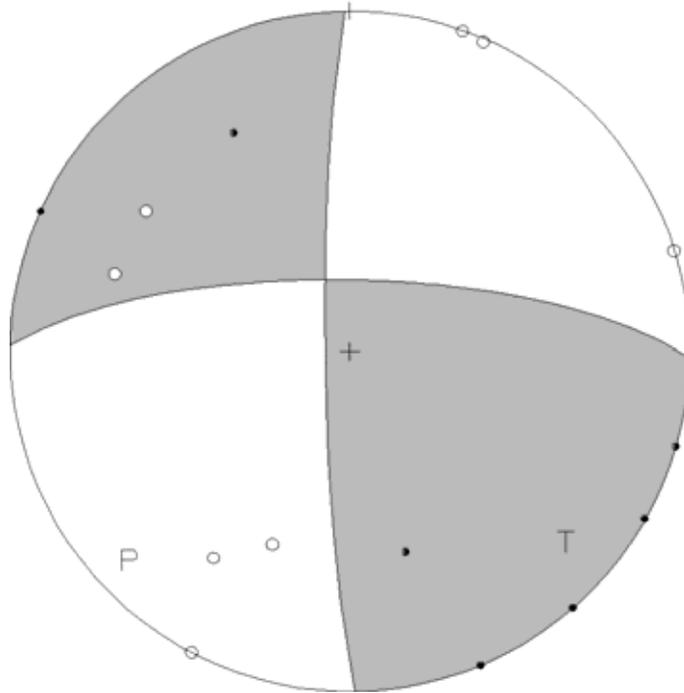


Figura 3.14.2. MECANISMO FOCAL SENCILLO de corrimiento de rumbo obtenido con la técnica Hash.

En este grupo de soluciones el plano norte – sur buza hacia el oeste y en el otro grupo el mismo plano buza hacia el este. Solo mostraré el grupo de buzamiento al oeste. Este sismo también está asociado al sistema de fallas de Xochimilco estudiado por Colín (2006), cuyos rumbos son predominantemente este – oeste, por lo que proponemos que el plano de falla es el plano con rumbo, S89° W con buzamiento al norte (ver figura 3.2). El mecanismo es de corrimiento de rumbo ( $H(P) = 7.7^\circ < 20^\circ$ ,  $H(T) = 16.2^\circ < 40^\circ$ ) con movimiento lateral izquierdo.

Resumen de parámetros.

Coordenadas epicentrales: 19.201°, -98.938°

Profundidad del foco: 5.1 F km

Plano de falla: 271°, 73°, 61°

Plano auxiliar: 179.2°, 84.1°, 162.9°

Mc: 3.4

Ejes: T: 133.9°, 16.2°

P: 226.2°, 7.7°

Calificación: A.

Régimen: L.

## 15. Tenango – Milpa Alta.

Prácticamente en la frontera del Distrito Federal y el estado de México a unos siete kilómetros del pueblo de Milpa Alta se registró un temblor de magnitud 3.2 Mc el día 25 de julio de 1999 a las 14:26:01, con coordenadas epicentrales  $19.179^{\circ}$  N,  $98.951^{\circ}$  W a una profundidad de 5.5 km. El sismo está bien registrado, localizándose con catorce estaciones de la Red Sísmica del Valle de México y de la red de banda ancha de SSN (figura 3.15.1). El mecanismo que se presenta a continuación es un mecanismo sencillo evaluado con Hash con doce lecturas de polaridad. Lamentablemente no fue posible evaluar el mecanismo mediante inversión del tensor de momento debido al ruido presentado en las señales.

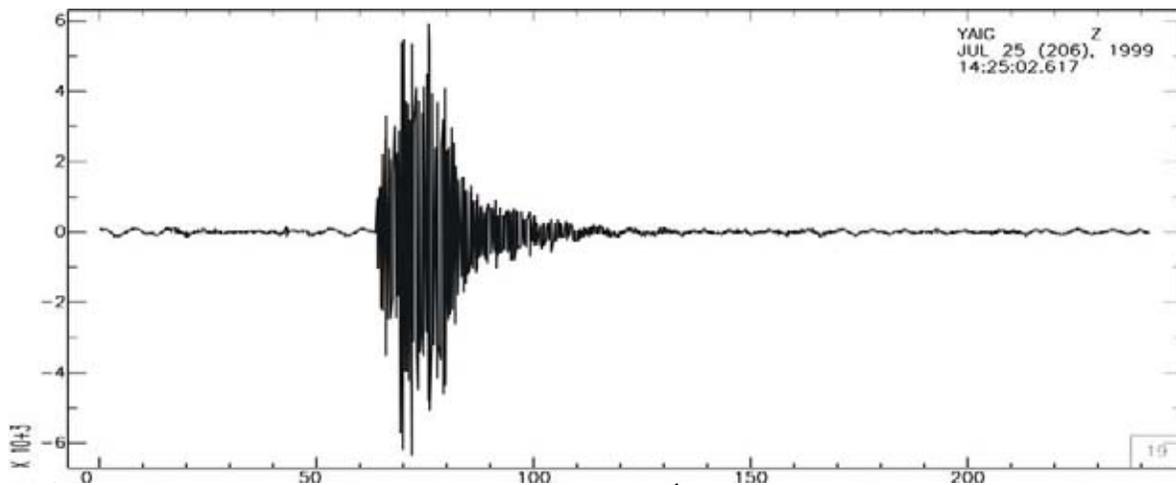


Figura 3.15.1. SISMOGRAMA DE LA ESTACIÓN Yautepec (YAIG) emplazada a 37 kilómetros al sur, del sismo de 25 de julio de 1999.

### Mecanismo.

El tratamiento dado con Hash da un mecanismo que tiene un plano nodal no restringido pudiéndose acomodar con distintos acimuts. Cabe notar que el buzamiento del plano este – oeste está poco constreñido pudiendo tener diversas inclinaciones. Hash da dos grupos de soluciones que son prácticamente idénticas entre si excepto que el acimut del plano este – oeste se puede acomodar con un ángulo rotado  $180^{\circ}$  del que se muestra aquí (figura 3.15.2).

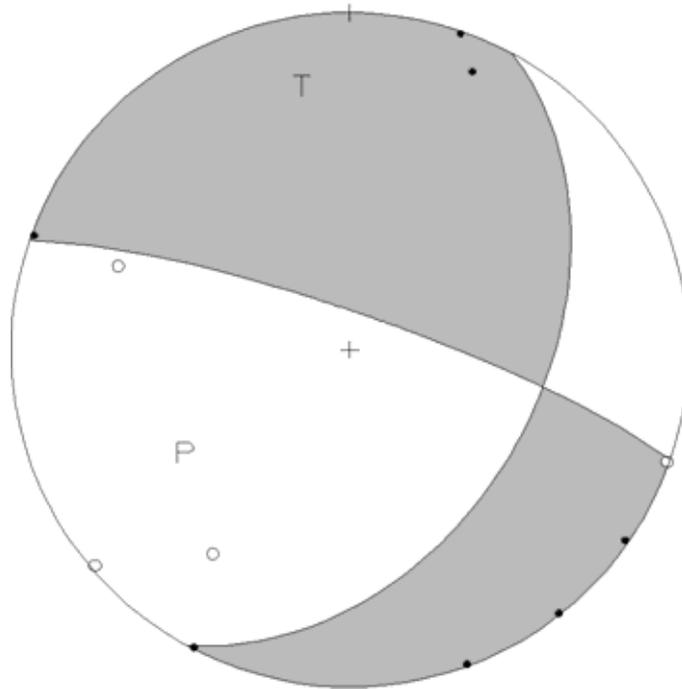


Figura 3.15.2. MECANISMO FOCAL evaluado con el programa Hash que muestra un régimen anómalo, pero cercano a normal - lateral.

El mecanismo de la figura 3.15.2, es un mecanismo anómalo ( $H(T) = 24^\circ$ ,  $H(P) = 38.9^\circ$ ) debido a que los valores de los hundimientos (plunges) no caen dentro de los intervalos definidos en la introducción. Sin embargo, vemos que los valores no se alejan demasiado de las esquinas de los intervalos, acomodándose más aproximadamente a un régimen normal – lateral ( $40^\circ < H(P) < 52^\circ$  y  $H(T) < 20^\circ$ ) con el plano de tendencia este – oeste muy vertical. El sistema de fallas asociado a este sismo es el mismo descrito anteriormente; la falla Xochimilco que corre este – oeste (Colín, 2006). Proponemos que el plano de falla es el que tiene rumbo  $N71^\circ W$  y con buzamiento hacia el norte.

Resumen de parámetros.

Coordenadas epicentrales:  $19.179^\circ$ ,  $-98.951^\circ$

Profundidad del foco: 5.5 km

Plano de falla:  $289^\circ$ ,  $81^\circ$ ,  $-47.8^\circ$

Plano auxiliar:  $28.8^\circ$ ,  $42.9^\circ$ ,  $-166.7^\circ$

Mc: 3.2

Ejes: T:  $347.7^\circ$ ,  $24^\circ$

P:  $236.6^\circ$ ,  $38.9^\circ$

Calificación: B.

Régimen: D (NL ( $i?$ )).

## 16. Milpa Alta 1.

Este sismo del 7 de junio de 1999 a las 00:24:14, tiene epicentro dentro del territorio del Distrito Federal en la delegación Milpa Alta. Se ubica a unos seis kilómetros del pueblo homónimo y a unos dos kilómetros del epicentro del sismo del 25 de julio (mecanismo 15) y a menos de tres kilómetros del sismo de Tenango del Aire del 26 de noviembre de 2003 (mecanismo 13). Tiene coordenadas de 19.175° N, 98.964° W con profundidad del foco a 5 km y es bastante pequeño con una magnitud asignada de 2.7 Mc.

Este sismo, así como el de la sección anterior, está bastante bien registrado y localizado con quince estaciones de la Red Sísmica del Valle de México principalmente, (figura 3.16.1) y de la red nacional de banda ancha (CUIG, YAIG). Así como en el mecanismo dieciséis, los sismogramas de banda ancha no se pueden emplear para modelar con inversión del tensor debido al ruido de fondo y a la pobreza de bajas frecuencias de la señal.

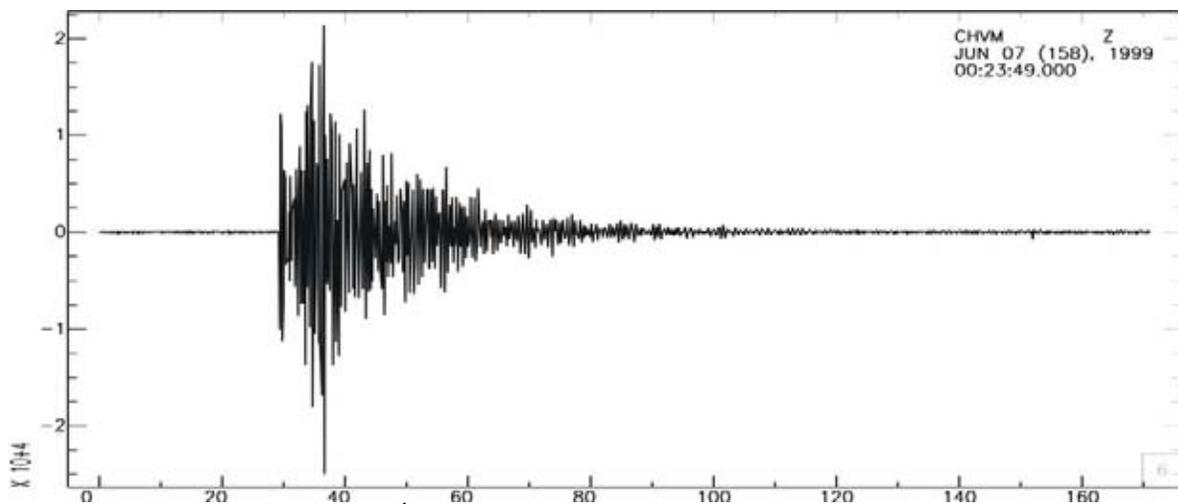


Figura 3.16.1. REGISTRO SÍSMICO de la estación Chichinautzin (CHVM) a unos 20 kilómetros del epicentro del sismo de 7 de junio de 1999.

### Mecanismo.

El mecanismo presenta diversos problemas. No se puede evaluar, como se dijo más arriba, con la inversión del tensor de momento de Dreger debido al estado de los datos de banda ancha que tienen mucho ruido y poco contenido de baja frecuencia. Se dio tratamiento con Hash con doce lecturas de polaridad, que tiene relativamente buena distribución acimutal, pero uno de los planos no logra separar correctamente un cuadrante compresional (figura 3.16.2, derecha) que se consigue fácilmente con un mecanismo sencillo (figura 3.16.2, izquierda). Sin embargo, la solución Hash da la pauta para evaluar el mecanismo simple.

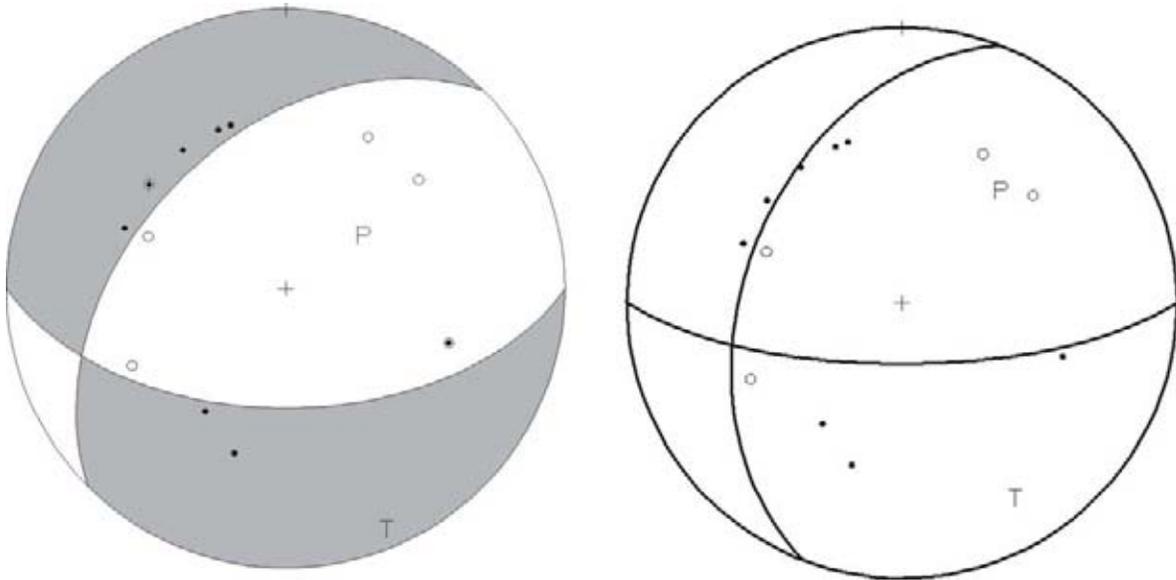


Figura 3.16.2. MECANISMOS FOCALES sencillo (izquierda) y Hash (derecha) calculados para el sismo del 7 de junio de 1999. La solución simple se obtuvo con base en la información del análisis con Hash. El plano nodal norte – sur de la figura derecha no logra separar adecuadamente las polaridades mientras que el plano este – oeste es geológicamente consistente. El mecanismo sencillo explica con mayor precisión la información de polaridad.

Como se dijo, la solución final tomada en este estudio es la que se muestra en la figura 3.16.2 (izquierda) que está basada en la información procesada con Hash (figura 3.16.2, derecha). Esta solución es mejor debido a que separa debidamente la información de polaridad, pero tampoco está muy alejada de la obtenida con Hash. El régimen es normal ( $H(T) = 5.3^\circ < 35^\circ$ ,  $H(P) = 65.3^\circ > 52^\circ$ ) y presenta un plano que es geológicamente consistente con la geología de la falla Xochimilco de rumbo este – oeste (figura 3.2). Por tanto, proponemos que el plano de falla de la solución tiene rumbo  $N90^\circ E$  con buzamiento al sur. La solución Hash tiene rumbo  $N92^\circ E$  también con buzamiento al sur.

#### Resumen de parámetros.

Coordenadas epicentrales:  $19.175^\circ$ ,  $-98.964^\circ$

Profundidad del foco: 5 km

Plano de falla:  $90^\circ$ ,  $54.7^\circ$ ,  $-60^\circ$

Plano auxiliar:  $225^\circ$ ,  $45^\circ$ ,  $-125.3^\circ$

$M_c$ : 2.7

Ejes: T:  $159.2^\circ$ ,  $5.3^\circ$

P:  $57.7^\circ$ ,  $65.3^\circ$

Calificación: A.

Régimen: N.

## 17. Milpa Alta 2.

Dos pequeños sismos sucedieron un kilómetro al norponiente del temblor del 7 de junio de 1999 (mecanismo 16). Ambos epicentros están localizados dentro del territorio del Distrito Federal en la delegación Milpa Alta a unos 5.8 kilómetros del pueblo homónimo. El registro es bueno pero no en estaciones de banda ancha y no se posee tampoco suficiente información de polaridad para evaluar mecanismos individuales con primeros arribos o Hash. De tal suerte, se evalúa un mecanismo compuesto. Los sismos de los que se trata son de los días 8 de enero de 2003 a las 21:27:20 y el segundo es del día 16 de noviembre de 2003 a las 05:04:19. La información hipocentral se presenta en la tabla 3.17.1 a continuación.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
03/01/08,21:27:20	19.182° N	98.970° W	12.9	-
03/11/16,05:04:19	19.182° N	98.967° W	7.4	2.7

Tabla 3.17.1. Datos hipocentrales y magnitudes para cada sismo empleado.

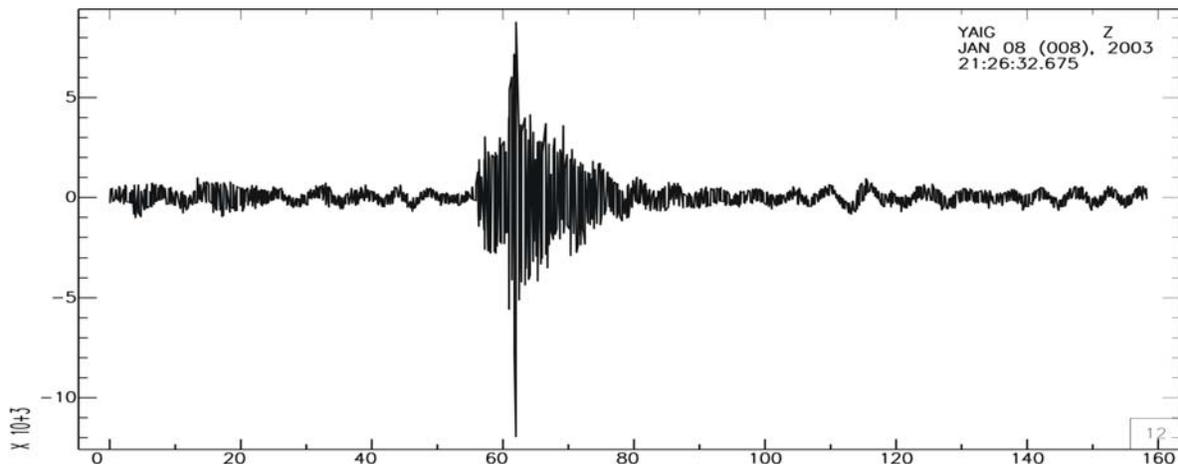


Figura 3.17.1. SISMOGRAMA DE LA ESTACIÓN de Yautepec (YAIG), tal como registró el temblor del 8 de enero de 2003 en Milpa Alta, D.F. El registro posee ruido de período largo.

### Mecanismo.

Como se dijo arriba, el mecanismo evaluado es compuesto. Los epicentros están distanciados entre sí unos trescientos metros y se tienen cinco lecturas para el sismo de enero y diez para el de noviembre. El diagrama se muestra en la figura 3.17.2.

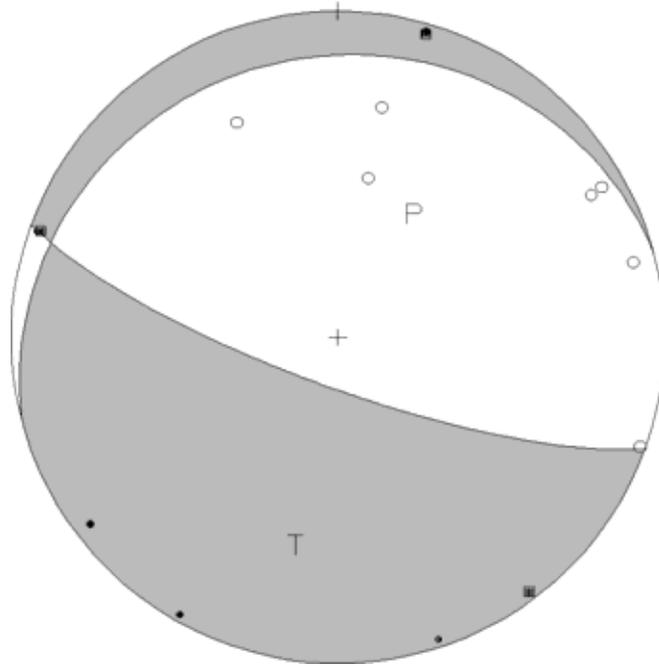


Figura 3.17.2. MECANISMO FOCAL COMPUESTO obtenido con los sismos de Milpa Alta de enero y noviembre de 2003. El régimen es normal como se puede apreciar en el diagrama.

La solución focal es normal ( $H(T) = 32.1^\circ < 35^\circ$ ,  $H(P) = 56.6^\circ > 52^\circ$ ) y muestra los cuadrantes compresivos con poca cobertura (nueve lecturas y tres se encuentran superpuestas representadas por cuadros); sin embargo, los planos nodales están bastante bien restringidos. Lo más probable es que estos dos sismos también estén relacionados con la falla Xochimilco (o a alguna de las fallas paralelas cercanas) con rumbos este – oeste (figura 3.2); aunque este mecanismo no tiene ningún plano exactamente con tal rumbo, se propone que el plano de fallamiento es el más cercano a tal rumbo, con orientación  $N70^\circ W$  y buzamiento a sur.

Plano de falla:  $110^\circ, 77.6^\circ, -81.5^\circ$

Plano auxiliar:  $225^\circ, 15^\circ, -124.1^\circ$

Ejes: T:  $192.9^\circ, 32.1^\circ$

P:  $31^\circ, 56.6^\circ$

Calificación: A.

Régimen: N.

## 18. Milpa Alta - Chalco.

El mecanismo que se presenta a continuación se evaluó con dos sismos acaecidos en la frontera del Distrito Federal y el Estado de México en el sur del municipio de Chalco. Se trata de los temblores de los días 26 de agosto de 1997 a las 09:12:01 y del 11 de noviembre de 2003 a las 08:43:54. Los dos sismos son de baja magnitud ( $< 3.0$ ) y en particular el de 1997 presenta problemas de registro debido a que sólo hubo disparos en nueve de las estaciones de la Red Sísmica del Valle de México y ninguno en las estaciones de la Red Nacional de Banda Ancha. El registro del sismo de 2003 es mejor ya que logró disparos en las estaciones de la Red del Valle (figura 3.18.1), en la red del Instituto de Ingeniería y en dos estaciones del Red de Banda Ancha. Los sismogramas de ambos sismos presentan fuerte problema de ruido en las estaciones de todas las redes y en particular PPIG y YAIG, por lo que no se puede hacer la inversión del tensor de momento. Los parámetros hipocentrales se presentan en la tabla 3.18.1.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
97/08/26,09:12:01	19.206° N	98.959° W	10.5	-
03/11/11,08:43:54	19.201° N	98.961° W	5.3	2.8

Tabla 3.18.1. Datos hipocentrales y magnitudes para cada sismo empleado.

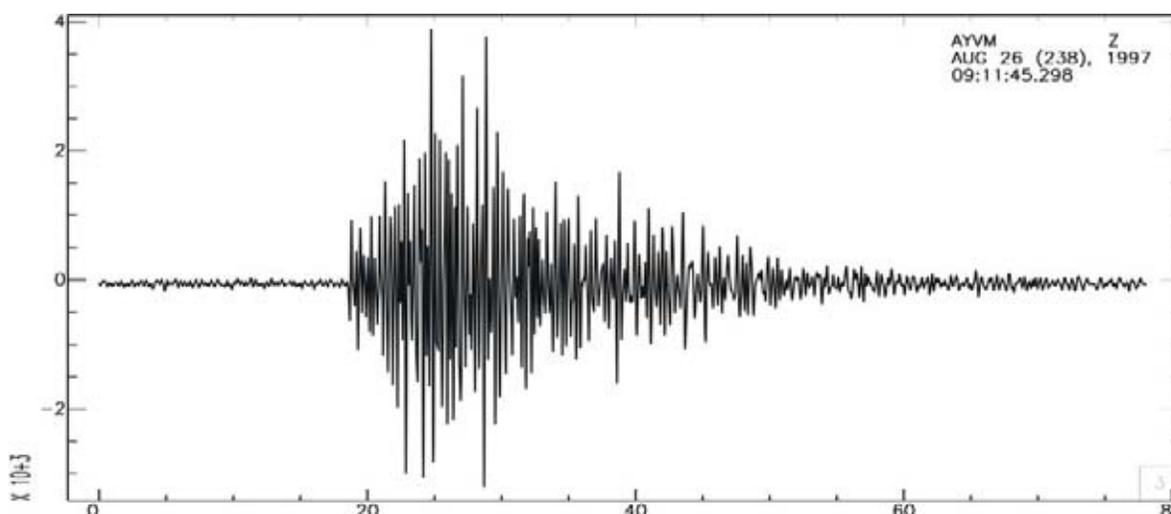


Figura 3.18.1. SISMOGRAMA OBTENIDO con la estación Ayequeme (AYVM) localizada en la zona rural del Distrito Federal a unos 4 kilómetros al sur de la zona epicentral del sismo del 26 de agosto de 1997.

### Mecanismo.

Debido a los diversos problemas de registro y de ruido que poseen las formas de onda de estos dos sismos, solo quedó evaluar un mecanismo compuesto aprovechando su cercanía física que es de unos seiscientos metros. La información conjunta de ambos sigue siendo insuficiente teniendo solo tres lecturas confiables para el sismo de 1997 y once para el de 2003. Solo se logra restringir un plano y se presenta el diagrama en la figura 3.18.2.

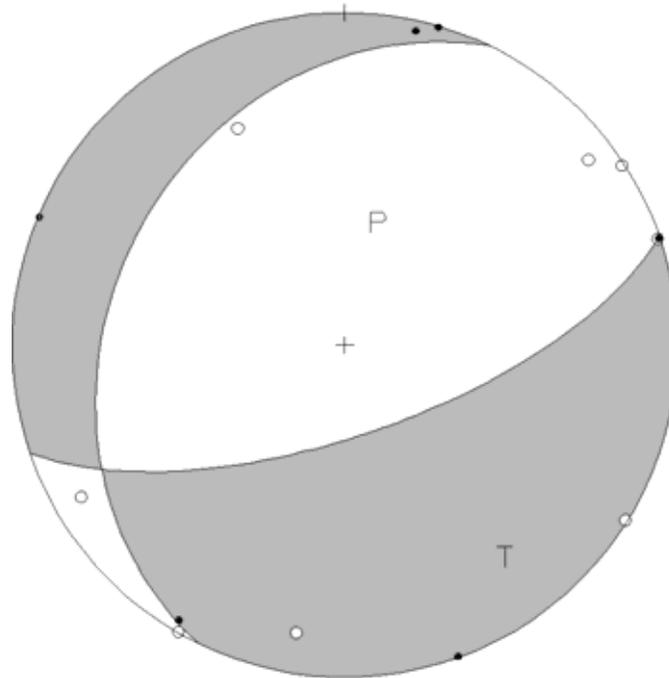


Figura 3.18.2. MECANISMO FOCAL compuesto obtenido con la información de polaridad de los sismos listados en la tabla 3.18.1. El mecanismo representa un régimen normal.

El plano de rumbo con tendencia este – oeste no está restringido tomando como cota la única estación con polaridad compresiva que hay hacia el este (que además son dispares de un sismo a otro). Debido a este problema el mecanismo podría cambiar de régimen variando de uno normal a otro de componente lateral solo cambiando el acimut. Si tomamos la información de la geología de fallas publicada por Colín (2006) y el mapa de fallas del Servicio Geológico Metropolitano, encontramos que estos epicentros están asociados también al sistema de fallas paralelas a la falla Xochimilco; teniendo todas rumbos predominantemente este – oeste (figura 3.2). Tomando estos datos y la única estación compresiva al este que acota parcialmente, proponemos que el plano de falla tiene rumbo  $N71^{\circ} E$  con buzamiento al sureste. De tal suerte que el régimen asociado es normal ( $H(T) = 20.2^{\circ} < 35^{\circ}$ ,  $H(P) = 61.6^{\circ} > 52^{\circ}$ ).

#### Resumen de parámetros.

Plano de falla:  $71^{\circ}$ ,  $67.8^{\circ}$ ,  $-69.3^{\circ}$   
 Plano auxiliar:  $206^{\circ}$ ,  $30^{\circ}$ ,  $-130.9^{\circ}$   
 Ejes: T:  $145.6^{\circ}$ ,  $20.2^{\circ}$   
       P:  $12.7^{\circ}$ ,  $61.6^{\circ}$   
 Calificación: B.  
 Régimen: N.

### 19. Milpa Alta 3.

El 6 de julio de 2000 hubo un par de sismos de pequeña magnitud ( $< 3.0$ ) dentro del territorio del Distrito Federal en la delegación Milpa Alta. La zona epicentral se localiza a unos cinco kilómetros del pueblo homónimo y alrededor de 1.3 kilómetros de la frontera con el estado de México. Los sismos de los que se trata son a las 08:36:24 y el segundo a las 13:15:33 y se encuentran separados unos 150 metros entre si. Están bien registrados (figura 3.19.1) y localizados con trece y doce estaciones respectivamente con las redes del Valle y de Banda Ancha (PPIG y YAIG). Los parámetros hipocentrales se muestran en la tabla 3.19.1.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
2000/07/06,08:36:24	19.187° N	98.971° W	5.1	-
2000/07/06,13:15:33	19.188° N	98.970° W	5.0	2.9

Tabla 3.19.1. Datos hipocentrales y magnitudes para cada sismo empleado.

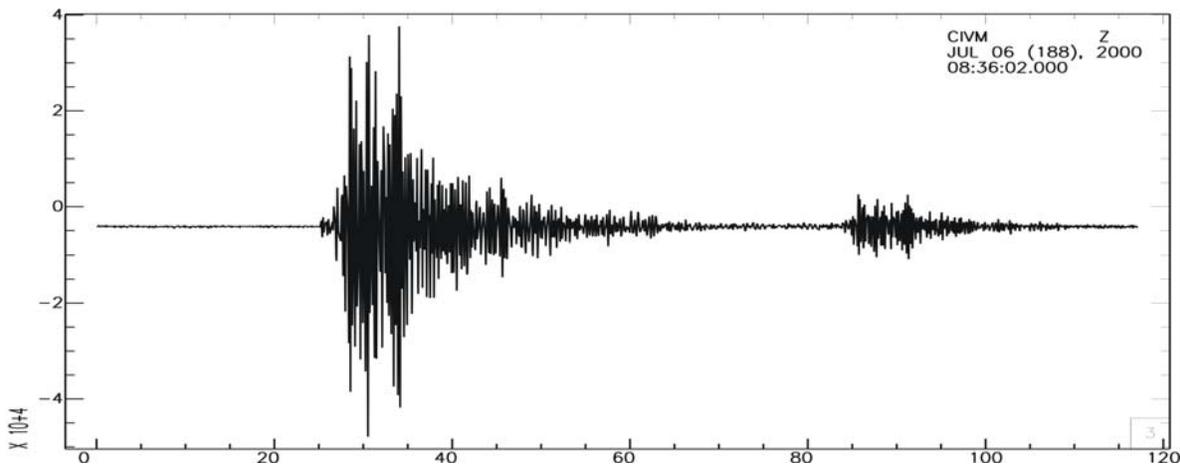


Figura 3.19.1. FORMA DE ONDA del sismo de 6 de julio de 2000 registrado por la estación CIVM, perteneciente a la Red Sísmica del Valle de México, a unos diez kilómetros de distancia al sur. A la derecha se aprecia lo que pudiera ser una pequeñísima réplica.

#### Mecanismo.

Debido a que son sismos pequeños el registro de ellos en las estaciones de la red de banda ancha no es muy bueno debido a su lejanía y a que las señales están llenas de ruido de fondo; tal motivo hace difícil, sino imposible, hacer modelado con la inversión del tensor de Dreger.

Por otro lado, debido a las pocas lecturas de polaridad de la onda P (diecinueve lecturas, respectivamente) se dificulta mucho constreñir dos mecanismos focales simples o con Hash. Por tal razón y aprovechando la cercanía de los epicentros espacialmente hablando, se optó por evaluar un mecanismo compuesto que se presenta en la figura 3.19.2.

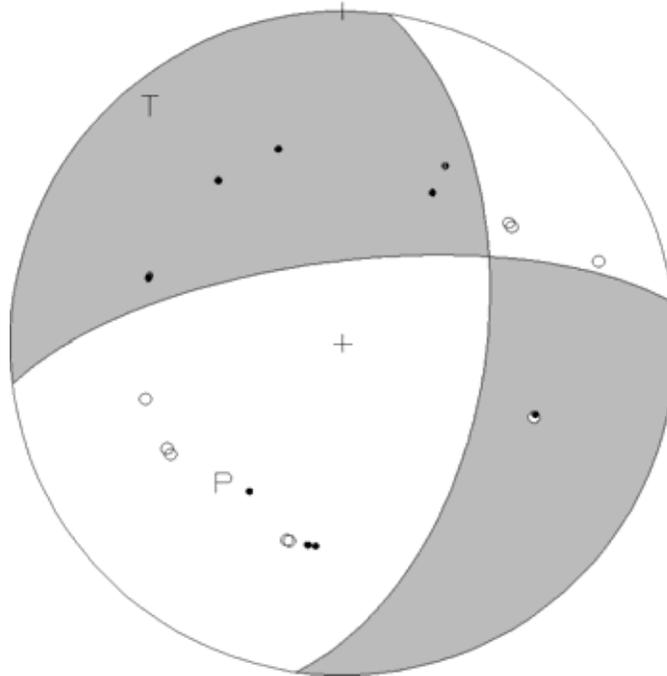


Figura 3.19.2. MECANISMO FOCAL compuesto que muestra un régimen normal – lateral, obtenido con la información de polaridad de los sismos listados en la tabla 3.19.1.

El plano de rumbo norte – sur es el único que está restringido, el plano perpendicular se puede acomodar con otro acimut a  $180^\circ$ . De las dos soluciones focales posibles, la seleccionada es la geológicamente consistente debido a que el epicentro se encuentra sobre la falla Xochimilco (Colín, 2006; ver figura 3.2). Construyendo con esta información la solución resulta ser de régimen normal – lateral ( $40^\circ < H(P) = 41^\circ < 52^\circ$ ,  $H(T) = 10^\circ < 20^\circ$ ). Con plano de falla de rumbo  $S83^\circ W$  con buzamiento al norte.

Resumen de parámetros.

Plano de falla:  $263^\circ, 70^\circ, -38.1^\circ$

Plano auxiliar:  $8^\circ, 54.6^\circ, -155.2^\circ$

Ejes: T:  $318.6^\circ, 10^\circ$

P:  $220.2^\circ, 41^\circ$

Calificación: B.

Régimen: NL.

## 20. Chalco - Tenango del Aire 2.

A unos 450 metros de la zona del temblor del día 25 de julio de 1999 (mecanismo 15), fueron registrados dos pequeños sismos. Estos están localizados al sur del municipio de Chalco, cerca de Tenango del Aire, Estado de México muy cerca de la frontera con el Distrito Federal y se tratan de los sismos del 14 de diciembre de 2004 a las 17:47:34 y del 5 de mayo de 2006 a las 15:24:03; ambos están separados una distancia de seiscientos metros. La zona epicentral se encuentra a unos ocho kilómetros del pueblo de Milpa Alta. Fueron bien registrados por la Red Sísmica del Valle de México y por las estaciones de banda ancha cercanas a la zona y en promedio se localizaron con diez estaciones. Los parámetros hipocentrales se presentan a continuación en la tabla 3.20.1.

Sismo (hora GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mc)
04/12/14,17:47:34	19.177° N	98.949° W	5.1	2.9
06/05/05,15:25:03	19.182° N	98.946° W	3.4	3.1

Tabla 3.20.1. Datos hipocentrales y magnitudes para cada sismo empleado.

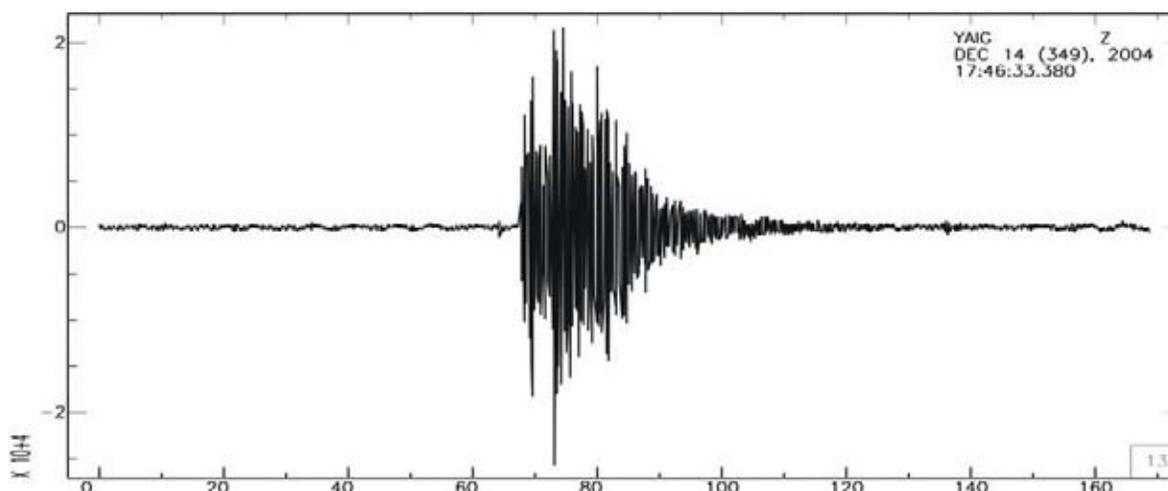


Figura 3.20.1. FORMA DE LA ONDA obtenida en la estación de Yautepec, del sismo de 14 de diciembre de 2004, acaecido en las inmediaciones de los municipios de Chalco y Tenango del Aire en el estado de México.

### Mecanismo.

Así como en las secciones anteriores, el problema del ruido de fondo y pobreza en bajas frecuencias, no fue posible modelar y obtener el mecanismo con la inversión del tensor de momento. Evaluar mecanismos sencillos o con Hash tampoco es posible debido a la parquedad de lecturas de polaridad para cada uno de los temblores individuales que imposibilitan la construcción de los planos. Por tanto, el mecanismo de la figura 3.20.2, es un mecanismo compuesto.

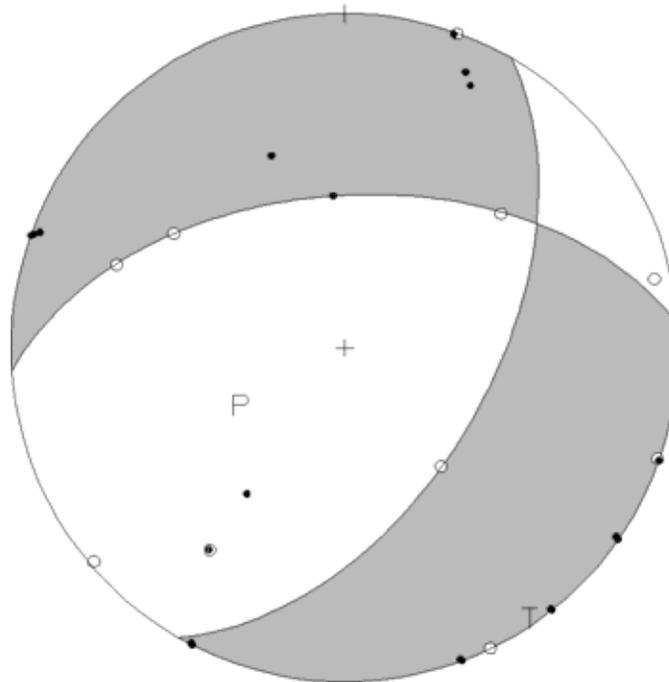


Figura 3.20.2. MECANISMO COMPUESTO obtenido con la información de polaridad de los sismos listados en la tabla 3.20.1, que muestra un régimen normal asociado a la zona.

Ambos planos de este mecanismo están muy bien restringidos y se puede ver que los distintos cuadrantes se definen eficientemente. El régimen de esfuerzo obtenido así, es de componente normal ( $H(T) = 1.0^\circ < 35^\circ$ ,  $H(P) = 58^\circ > 52^\circ$ ). La geología de fallas es la misma que para las secciones anteriores y los dos sismos están asociados a la falla Xochimilco (Colín, 2006) (o a alguna de las fallas paralelas) que tiene rumbo este – oeste. El plano de falla propuesto entonces, es con rumbo  $S86^\circ W$  con buzamiento al norte.

#### Resumen de parámetros

Plano de falla:  $266^\circ, 52.4^\circ, -47.9^\circ$

Plano auxiliar:  $30^\circ, 54^\circ, -131.1^\circ$

Ejes: T:  $144.7^\circ, 1^\circ$

P:  $239.1^\circ, 58^\circ$

Calificación: A.

Régimen: N.

## 21. Chalco – Tenango del Aire 3.

El 16 de noviembre de 2003 a las 03:17:13 se registró un sismo de 3.5 Mc dentro de territorio del Estado de México en los alrededores de los municipios de Chalco y Tenango del Aire. Este sismo es uno de los mejores registrados de toda la base del Valle, después del sismo de Tlalpan de octubre de 2005, con veintidós estaciones (figura 3.21.1). El epicentro se encuentra a un poco más de ocho kilómetros del poblado de Milpa Alta y a un kilómetro al sureste del epicentro del sismo del 25 de julio de 1999 (mecanismo 15).

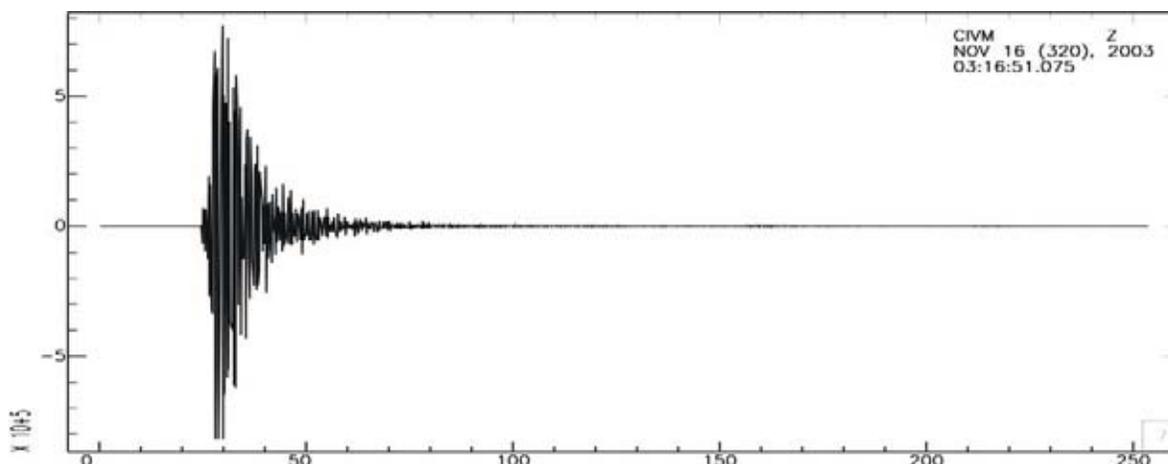


Figura 3.21.1. REGISTRO SÍSMICO de la estación CIVM, localizada en la zona rural del Distrito Federal a unos 9 kilómetros del epicentro del temblor del 16 de noviembre de 2003.

### Mecanismo.

A pesar de ser un sismo relativamente grande, hay deficiencia de ondas de periodo largo en los registros digitales de las estaciones de banda ancha que detectaron este sismo (PPIG, YAIG y CUIG) debido al enmascaramiento por ruido de baja frecuencia y no fue posible hacer la inversión del tensor de Dreger.

Como hay más de veinte lecturas de polaridad se le pudo dar tratamiento con Hash y obtener un mecanismo sencillo. A pesar de estas bondades de registro, Hash da tres grupos distintos de soluciones posibles que separan bien la información de polaridad. Cabe mencionar que al norte están bastante mezcladas las polaridades distensivas y compresivas lo que explica la diversidad de las soluciones probables. Con esta desventaja en mente, es imprescindible escoger el grupo de soluciones que no solo separe la información lo mejor posible, sino que exista algún plano que satisfaga la información geológica descrita por Colín (2006). Este sismo también está asociado a la falla Xochimilco, o a alguna de las fallas paralelas próximas que conforman este sistema (figura 3.2). Uno de los tres grupos dados como solución por Hash confirma esta información y es el que se presenta en el diagrama de la figura 3.21.2.

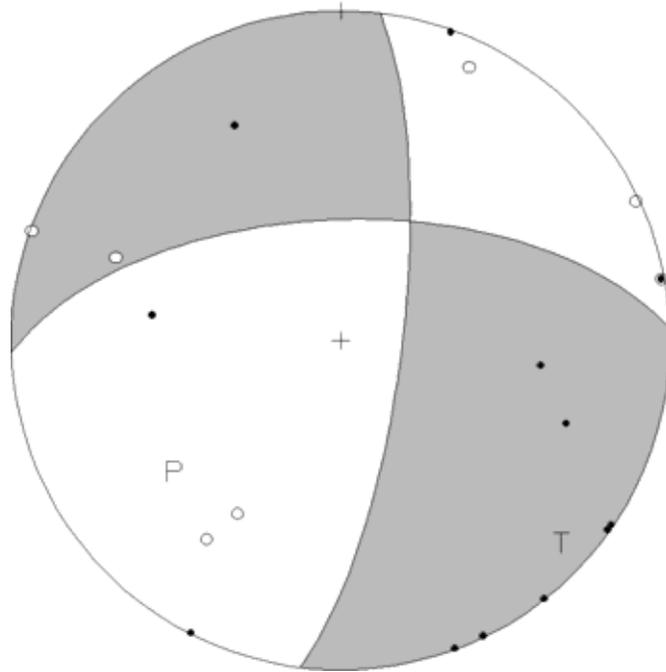


Figura 3.21.2. MECANISMO FOCAL SENCILLO obtenido con la técnica Hash. El diagrama muestra un mecanismo de corrimiento de rumbo asociado a un régimen de esfuerzo lateral.

El mecanismo es de corrimiento de rumbo o lateral ( $H(T) = 9.7^\circ < 20^\circ$ ,  $H(P) = 32.6^\circ < 40^\circ$ ) y el plano de falla propuesto es el de rumbo  $S88^\circ W$ . El movimiento es lateral izquierdo con buzamiento al norte.

Resumen de parámetros.

Coordenadas epicentrales:  $19.173^\circ$ ,  $-98.945^\circ$

Profundidad del foco: 6 km

Plano de falla:  $268^\circ$ ,  $60^\circ$ ,  $-17.6^\circ$

Plano auxiliar:  $7^\circ$ ,  $74.8^\circ$ ,  $-148.8^\circ$

Mc: 3.5

Ejes: T:  $134.9^\circ$ ,  $9.7^\circ$

P:  $231.1^\circ$ ,  $32.6^\circ$

Calificación: C.

Régimen: L.

## 22. Ajusco 2.

El 30 de mayo de 2007 a las 20:42:27 se registró un sismo de 3.9 Mc a unos siete kilómetros del pueblo de Santiago Tianguistengo en el Estado de México y a once kilómetros al oeste del Pico del Águila en el Ajusco. Este temblor fue registrado por la red Sísmica del Valle de México (figura 3.22.1), por las estaciones de la red sísmica nacional de banda ancha del SSN, y por las estaciones de MASE cercanas. Se localizó con catorce estaciones y tiene coordenadas epicentrales de  $19.219^\circ$  N y  $99.412^\circ$  W con profundidad del foco a 5.1 kilómetros.

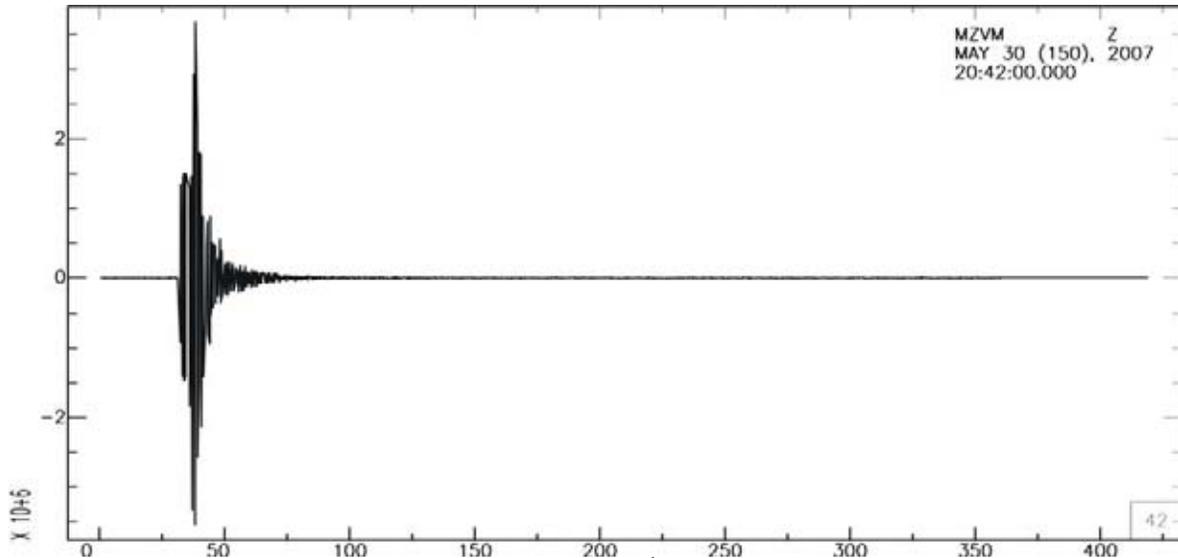


Figura 3.22.1. SISMOGRAMA DE LA ESTACIÓN Mezontepec (MZVM) localizada a 23 kilómetros al sureste del epicentro del sismo del 30 de mayo de 2007.

### Mecanismo.

Debido a que hubo buen registro en las redes en general y que las estaciones de Mezontepec (MZVM), Pico Tres padres (PTVM) y Estanzuela (ESTA) antes de periodo corto, sus sensores ahora han sido actualizados a banda ancha, fue posible evaluar el mecanismo por inversión del tensor de momento de Dreger y el diagrama del mecanismo se presenta en la figura 3.22.2.

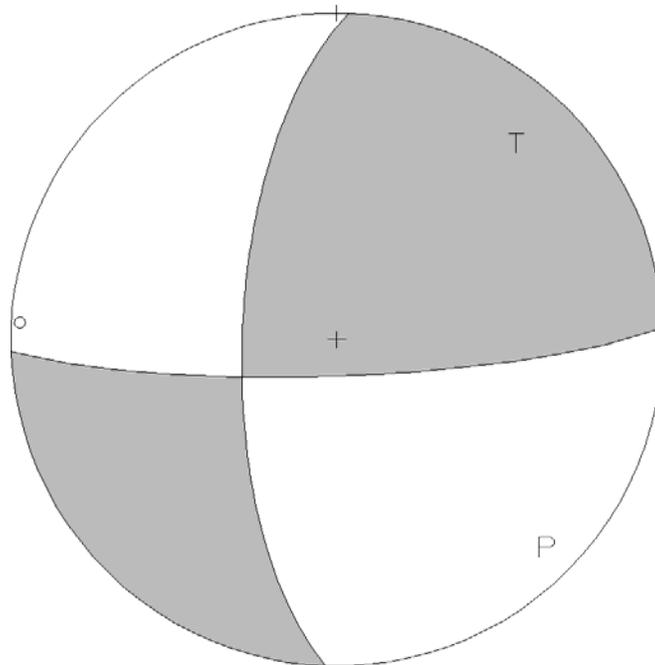


Figura 3.22.2. MECANISMO FOCAL obtenido con la inversión del tensor de momento sísmico de Dreger con datos de las estaciones MZVM, ESTA y PTVM. El diagrama muestra un mecanismo de corrimiento de rumbo.

La inversión conjunta es bastante buena, difiriendo muy poco de las inversiones individuales y siempre quedando el mismo mecanismo. Otro rasgo importante se observa en la cobertura acimutal: MZVM en  $109^\circ$ , ESTA en  $43^\circ$  y PTVM en  $37^\circ$ . La figura 3.22.3, muestra las ondas modeladas junto con los observados y se aprecia que hay bastante correlación excepto para dos de las componentes verticales. Los filtros pasabanda empleados para la inversión fueron los siguientes: MZVM 0.5 – 0.8 Hz; ESTA 0.1 – 0.9 Hz y PTVM 0.5 – 0.9 Hz. El momento sísmico escalar está estimado en  $1.54 \times 10^{21}$  dinas \* cm y da magnitud de momento sísmico ( $M_w$ ) en 3.4, lo que indica que la magnitud por coda está sobre estimada.

El mecanismo con primeros arribos o con HASH no es concluyente dado que las soluciones no son únicas y ninguna de ellas aísla los distintos cuadrantes debido a que las polaridades están muy mezcladas y además del déficit en polaridades compresivas; esos resultados son muy discrepantes respecto a la inversión.

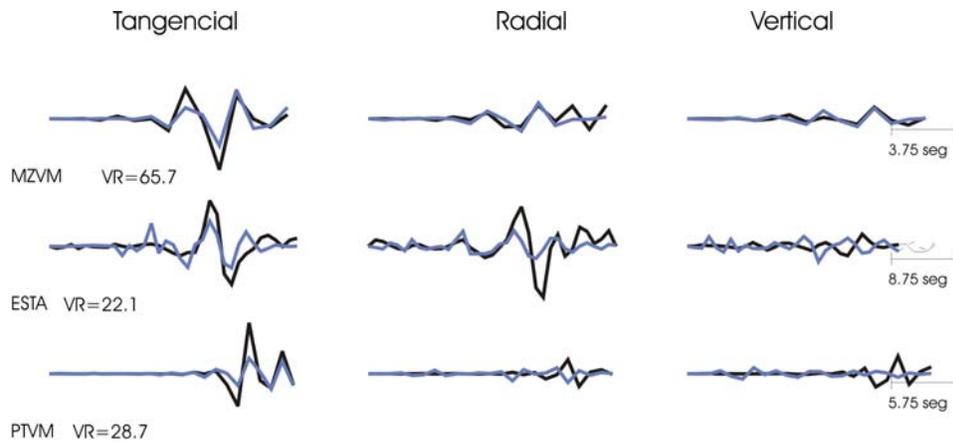


Figura 3.22.3. GRUPO DE SISMOGRAMAS modelados para tres estaciones de banda ancha que registraron el sismo del 30 de mayo de 2007. La línea negra es el sismograma observado después de haber sido filtrado y la línea gris es el modelado.

El sismo del 30 de mayo está ubicado en la prolongación poniente de una falla que cruza el cerro del Ajusco y que fue cartografiada por García Palomo et al (2008). La falla tiene un fuerte rumbo este – oeste (figura 3.2) que es consistente con el mecanismo obtenido con Dreger. Con esta información proponemos que el plano de falla tiene rumbo  $N88^{\circ} E$  con buzamiento al sur y de régimen lateral ( $H(T) = 23.3^{\circ} < 40^{\circ}$ ,  $H(P) = 10^{\circ} < 20^{\circ}$ ).

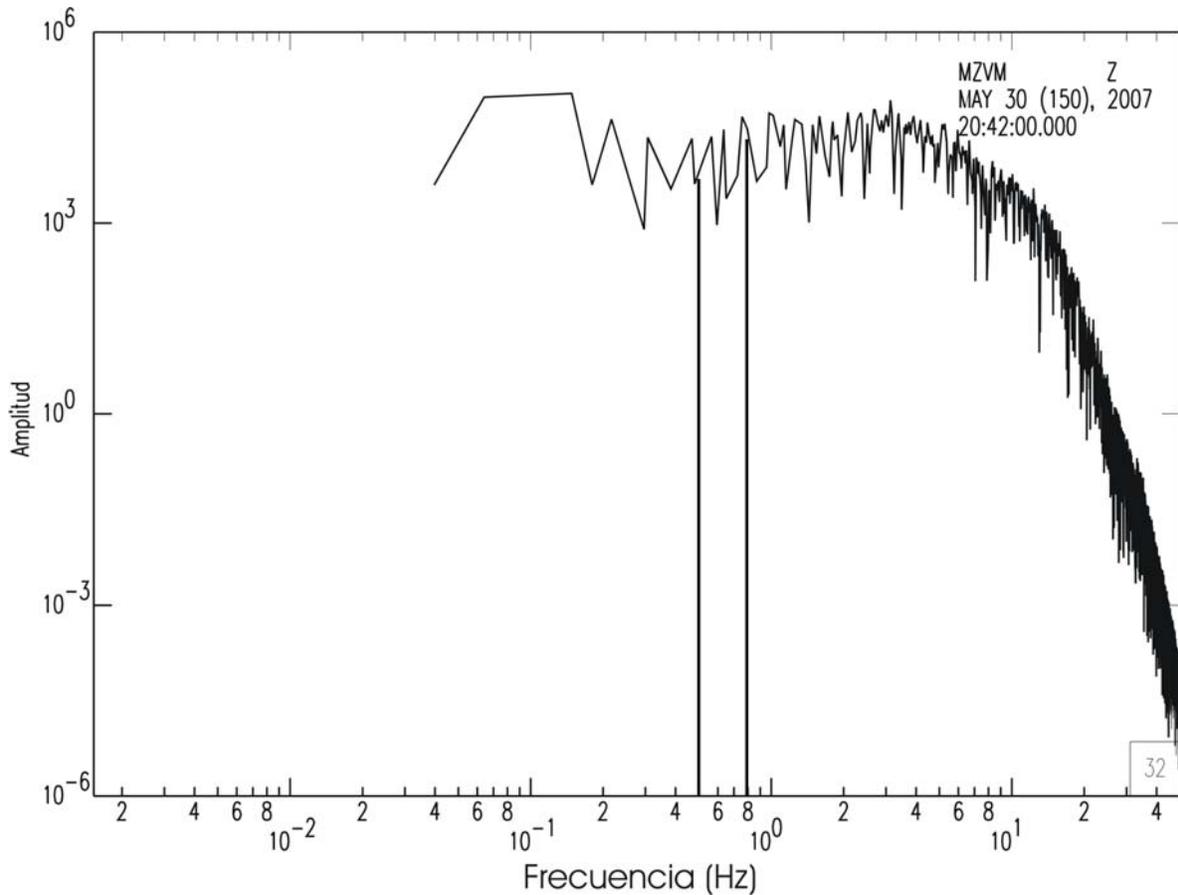


Figura 3.22.4. ESPECTRO DE DESPLAZAMIENTO de Fourier para la componente Z de la estación Mezontepec (MZVM) recientemente actualizado su sensor a banda ancha. Las dos líneas verticales muestran las bandas de filtrado usadas en la inversión.

Resumen de parámetros.

Coordenadas epicentrales: 19.219°, -99.415°

Profundidad del foco: 5.1 km

Plano de falla: 88°, 81°, 156°

Plano auxiliar: 182°, 66°, 9°

Mc: 3.9, Mw: 3.4

Mo = 1.54x10+21 dinas \* cm

Ejes: T: 42.7°, 23.3°

P: 137°, 10°

Calificación: A.

Régimen: L.

La figura 3.1 muestra el mapa de la cuenca de México que involucra a los estados de México y el Distrito Federal. El mapa señala los epicentros de los sismos empleados (puntos rojos) junto con los 22 mecanismos focales evaluados en este estudio (pelotas de playa) con las distintas técnicas. Para los mecanismos compuestos sólo se muestra el epicentro de uno de los sismos involucrados.

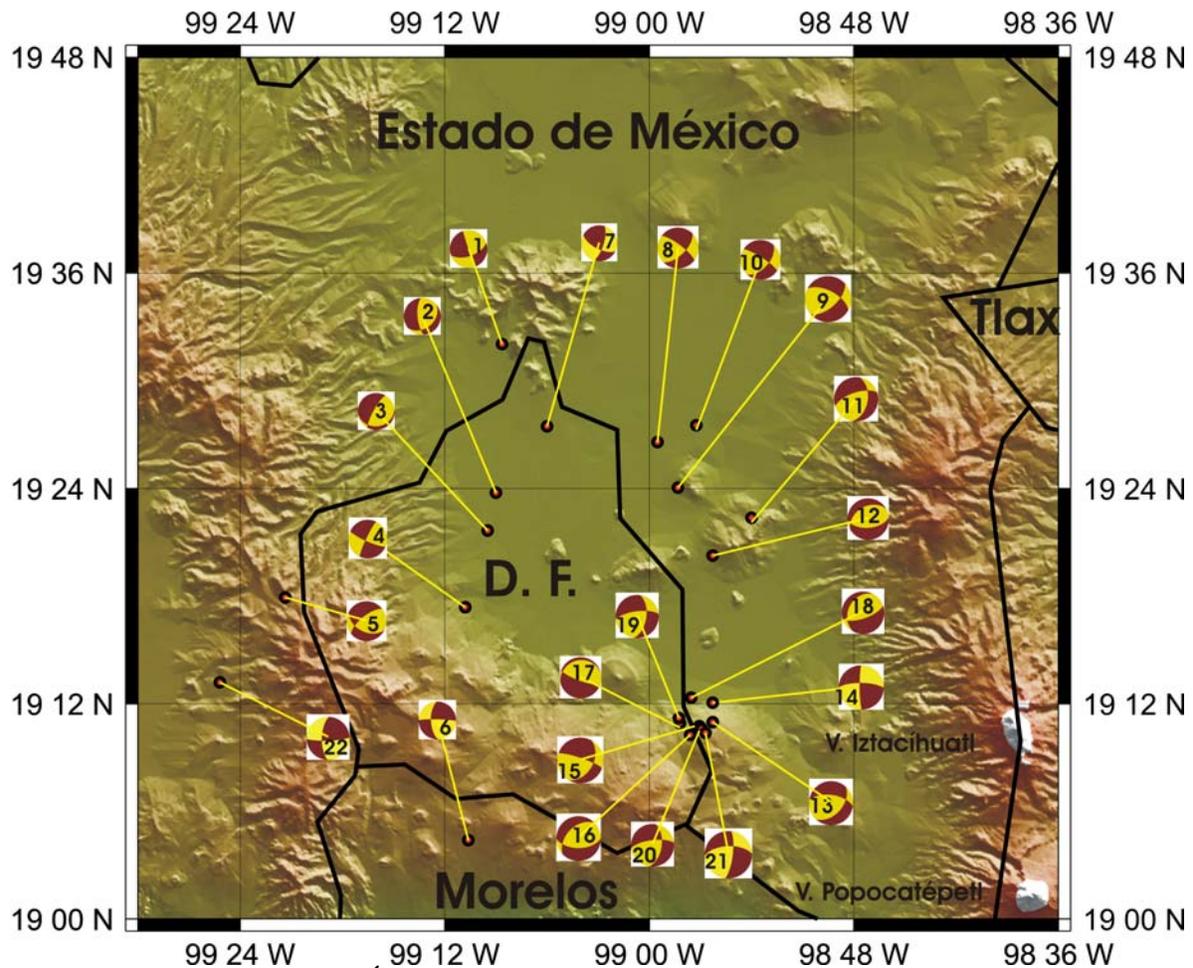


Figura 3.1 RESUMEN GRÁFICO de los veintidós mecanismos focales evaluados en este estudio. Los números hacen referencia a cada sección. Los cuadrantes amarillos en las pelotas de playa son distensivos y los rojos compresivos.

El fin de la figura 3.1 es concentrar los 22 mecanismos en el mismo mapa para apreciar de forma gráfica la distribución espacial que involucran y la enorme diversidad física que posee la sismicidad de las distintas regiones analizadas. Los cuadrantes amarillos en las pelotas de playa son distensivos y los rojos compresivos. La figura 3.2 muestra un mapa topográfico con la ubicación geográfica del sistema de fallas cartografiadas por diversos investigadores en los últimos veinte años. En él se muestran superpuestos los epicentros de los sismos analizados y los números hacen referencia a los mecanismos tratados en éste capítulo.

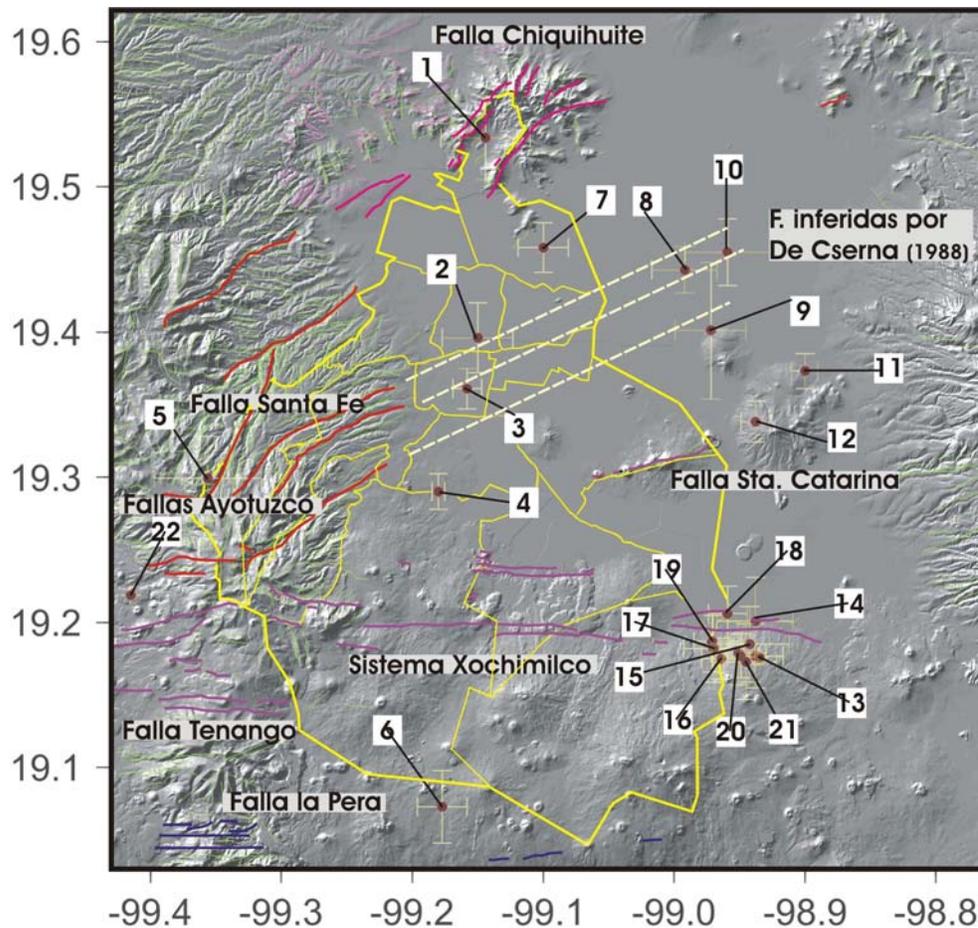


Figura 3.2 MAPA DE FALLAS del valle de México cartografiadas por distintos investigadores. Las fallas del norte (magenta), así como algunas de las del poniente con direcciones NE – SW (rojo) fueron cartografiadas por Zoltan de Cserna en 1988 para la Comisión de Reconstrucción del Distrito Federal después de los sismos de 1985. Las fallas del poniente asociadas al Ajusco (también rojo) fueron estudiadas por Armando García Palomo et al (2008). Las líneas blancas punteadas son fallas inferidas por gravimetría con base en datos de De la Fuente (De Cserna, 1988), debido a que estas se encuentran sepultadas por una gruesa capa de sedimentos. Las fallas del sur con direcciones E – W (naranja) fueron investigadas por Colín (2006) y García Palomo et al (2008). Los números se refieren a los sismos y se indican las posiciones de éstos respecto a las fallas. Las cruces en amarillo tenue representan las incertidumbres en la localización.

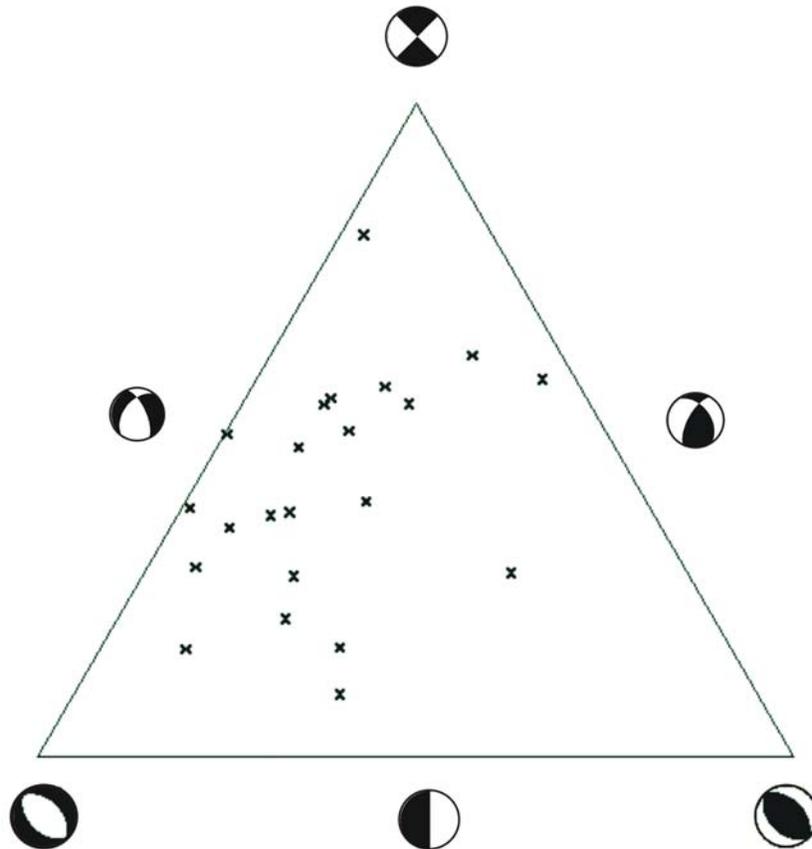


Figura 3.3 DIAGRAMA TERNARIO para los sismos del valle de México analizados en este estudio. Los vértices del triángulo representan mecanismos de régimen puro como son: corrimiento de rumbo (vértice superior), normal (vértice inferior izquierdo) e inverso (vértice inferior derecho), y se ilustra con el diagrama clásico de la pelota de playa, donde los cuadrantes negros son compresivos y los blancos extensivos.

El diagrama ternario de la figura 3.3 (arriba), calculado a partir del algoritmo de Frohlich (1992), muestra que los mecanismos focales tienden a aglutinarse en lo general en la parte media del lado derecho del triángulo, lo que implica que los sismos son predominantemente transtensivos. Sin embargo, también es notoria la presencia de otro tipo de mecanismos como el de Tlalpan (mecanismo 4) con régimen mayormente lateral pero con importante componente inversa que se muestra con la presencia de una cruz cerca del lado derecho del triángulo. También existe la presencia de mecanismos que se concentran en la parte centro – superior del triángulo, que muestran ser de componente mayormente lateral (sismos del vaso de Texcoco); finalmente también es notoria la presencia de un par mecanismos de con cinemática vertical (mecanismos 6 y 22) en el lado inferior del triángulo.

Debido a que los mecanismos focales traen implícita información sobre los vectores de esfuerzo, los resultados de éste capítulo servirán para investigar la orientación del campo de esfuerzos en la cuenca de México. A partir de este conjunto de mecanismos, se obtendrá por inversión, el campo de esfuerzos para la región (toda la cuenca de México) y para las zonas de mayor actividad sísmica local, (zona centro - poniente, Milpa Alta y el de vaso del Lago de Texcoco). Esto se tratará en el siguiente capítulo.

## Capítulo 4. Campo de Esfuerzos.

### **Introducción.**

Este capítulo se presentará al lector los resultados del estudio a partir de la sismicidad local de la cuenca sobre el campo de esfuerzos asociado. Dicho campo de esfuerzos hasta la fecha ha sido difícil de estimar con ésta información, debido en buena medida, al mal registro que presentan los sismos en las redes. La causa de este problema, proviene de la baja magnitud de los temblores, el enorme ruido de fondo y a la dispersada y parca red sísmica. Los datos que hoy en día existen en los archivos del Servicio Sismológico Nacional y en particular en la Base del Valle, en el Departamento de Sismología del Instituto de Geofísica de la UNAM, no permite elaborar un mapa detallado de dicho campo de esfuerzos.

El conocimiento general que se posee sobre la materia, reside principalmente en estudios geológicos elaborados a partir de los años setenta por Mooser en 1975 (Aguilar, 2004), de Cserna (1988), Lermo (Aguilar, 2004), Colín (2006), García Palomo (2002), García Palomo et al (2002). Los estudios esencialmente establecen las posiciones geográficas de las fallas (rumbos, buzamientos y longitudes) y su cinemática. Con estos estudios, la geología ha logrado inferir un campo de esfuerzos diferencial que en lo general tiene direcciones preferenciales para los ejes distensivos de NNW - SSE. Sin embargo, la geología resulta ser parcial, ya que muchas de las fallas que parecen ser sísmicamente activas no tienen manifestaciones superficiales y únicamente han sido inferidas por técnicas de gravimetría y alineamientos de antiguos conos volcánicos.

Los resultados de la inversión del campo de esfuerzos que se realizó a partir de información sísmica confirman a nivel regional los resultados geológicos. A demás de la inversión regional, se investigó el campo de esfuerzos local para los lugares más sísmicos de la cuenca, que están en las cercanías del pueblo de Milpa Alta y en el lecho del antiguo lago de Texcoco (ciudad Nezahualcóyotl y Chimalhuacán). Otras zonas también presentan actividad sísmica, como el poniente de la ciudad de México y la Sierra de Las Cruces, pero menos abundante; a este sector también se pudo aplicar la inversión. Pero no es el caso para el norte de la cuenca que posee copiosa actividad sísmica: Tultitlán, Coacalco, Ecatepec, Teotihuacán hasta la frontera con Hidalgo y el poblado de Apan, aquí no es posible estimar el campo debido a la pobre calidad de los registros. Por tanto, hasta no mejorar la red sísmica, los detalles de la sismicidad y el campo de esfuerzos presente seguirán siendo en el mejor de los casos un asunto oscuro.

## 4.1 Interpretación Geológica.

Un testigo de que la tierra está sometida a esfuerzos es la industria de la minería. Constantemente los trabajos en las minas están amenazados por derrumbes y colapsos de rocas; si los pisos, paredes y techos no están bien sujetos se van deformando hasta que las rocas sometidas a esfuerzo excesivo ceden provocando los desplomes en las excavaciones. Si es eliminada la presión de confinamiento en cualquier parte de una mina, este equilibrio que normalmente tienen las rocas confinadas, inevitablemente se ha de perder.

Cualquier bloque de roca de la corteza terrestre esta sometido a presión debido a la carga que ejercen las capas rocosas suprayacentes y a otros esfuerzos como mareas terrestres, movimientos de fluidos e intrusiones. Si imaginamos un plano ideal situado dentro de una masa rocosa confinada y estacionaria, el material que se encuentra a ambos lados del plano ejercerá un esfuerzo sobre el material situado al otro lado del plano (figura 4.1.1). El esfuerzo se define como una fuerza ejercida sobre un área, pero debemos de recordar que la fuerza actúa igualmente pero en sentidos opuestos a ambos lados del plano. El “campo de esfuerzos” total en una masa de roca determinada, siempre se podrá representar por los tres esfuerzos principales  $P_1$ ,  $P_2$  y  $P_3$ , que son perpendiculares entre sí (Stein, 2003).  $P_1$ , es mayor que  $P_3$ , y  $P_2$  es de valor intermedio. Si uno de los tres es vertical (como sucede a menudo), debido a la gravedad o a intrusiones de materiales volcánicos, los otros dos son horizontales (Holmes, 1980).

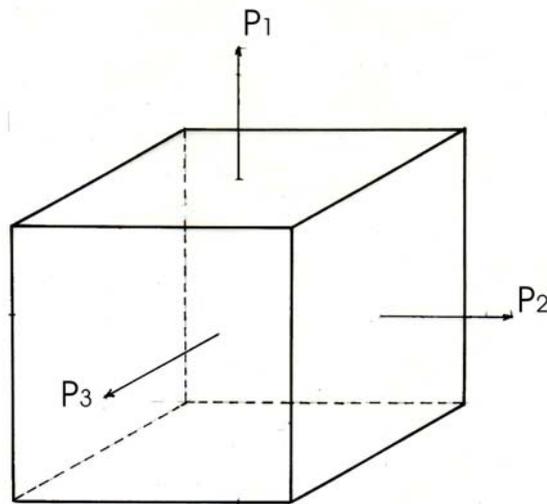


Figura 4.1.1 DESCOMPOSICIÓN DEL ESFUERZO que actúa en una masa rocosa, en esfuerzos simples que actúan a lo largo de los tres ejes principales de esfuerzo, donde todos son ortogonales entre si. Aquí se han dibujado como distensivos.

Si existe algún esfuerzo aplicándose perpendicularmente a un plano, éste podrá actuar de dos maneras: hacia el plano a lo que llamaríamos esfuerzo compresivo y si tira del plano, entonces tenemos un esfuerzo tensional. En cualquier otro plano, el esfuerzo se dividirá en dos componentes, una de ellas es normal al plano y la otra es tangencial a él (actúa paralelamente al plano). El esfuerzo tangencial ejercido por el material rocoso a un lado del plano actúa en sentido contrario al ejercido por el material al otro lado del plano, tal como unas tijeras. Este tipo de esfuerzo es conocido como cizalla.

Si el esfuerzo deformante ( $P_1 - P_3$ ) que siente una masa rocosa se aumenta paulatinamente, la roca se irá deformando de forma elástica hasta que alcanza un límite determinado, en el que se sobrepasa la resistencia a la fractura, quebrando la roca.

En teoría, cabría esperar que las rocas quebradizas se fracturasen a lo largo del máximo esfuerzo de cizalla, es decir, según planos paralelos a  $P_2$ . Sin embargo, las rocas no suelen ser homogéneas (como es el caso de la corteza terrestre que presenta estratificación) y los planos de máximo esfuerzo de cizalla rara vez coinciden con los planos de debilidad ya presentes en la roca. Las fracturas debido a cizalla que constituyen las fallas, suelen tener un ángulo respecto a  $P_1$ , (en rocas duras) que es menor a  $45^\circ$ , con valores característicos entre  $25^\circ$  y  $30^\circ$  (Holmes, 1980).

## 4.2 Fallas y los Campos de Esfuerzos.

Una falla es una superficie de fractura con respecto a la cual las rocas han sido desplazadas unas en relación con las otras (Holmes, 1980). Los terremotos son consecuencia de desplazamientos repentinos o bruscos a lo largo de las fallas. Dependiendo de la orientación de los esfuerzos, los desplazamientos se darán de diferentes formas. A continuación se presenta una clasificación simple de las fallas.

### 4.2.1 Fallas Normales.

El máximo esfuerzo ( $P_1$ ) está en la vertical (ver figura 4.2.1). La fractura resultante suele formar un ángulo entre los  $45^\circ$  y la vertical. Las rocas del techo (hanging wall) están desplazadas hacia abajo en relación con las del bloque inferior (foot wall). El esfuerzo de cizalla se encuentra sobre el plano de falla.

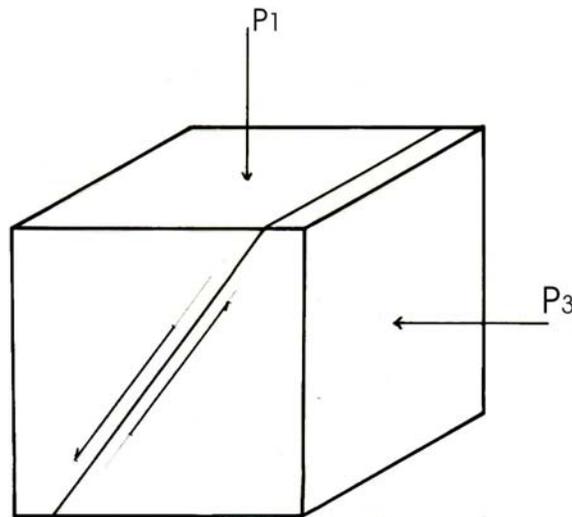


Figura 4.2.1. FALLA CON CAMPO de esfuerzos normal, donde el máximo esfuerzo compresivo se encuentra en la vertical.

#### 4.2.2 Fallas Inversas.

El esfuerzo que está en la vertical es el menor ( $P_3$ ). Cuando la fractura resultante forma un ángulo de  $45^\circ$  o menos con la superficie horizontal, la falla correspondiente se describe como un cabalgamiento (ver figura 4.2.2). Los estratos del lado superior se desplazan hacia arriba del plano de falla con referencia a los estratos de abajo.

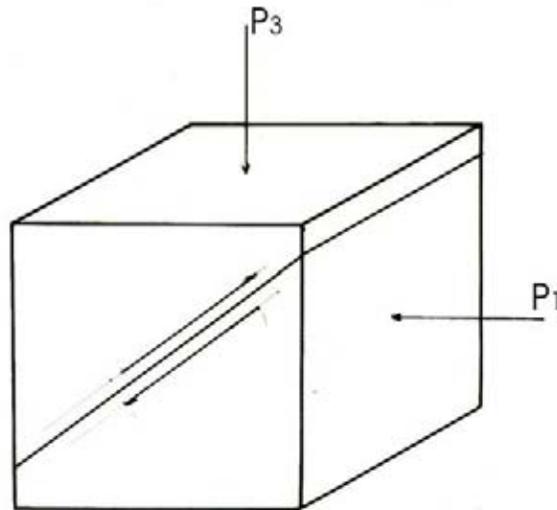


Figura 4.2.2. FALLA CON CAMPO de esfuerzo compresivo, donde el mínimo esfuerzo se encuentra en la vertical.

#### 4.2.3 Fallas de Corrimiento de Rumbo.

Este tipo de falla posee un movimiento que es paralelo a la dirección del plano de falla (ver figura 4.2.3). Los esfuerzos máximos y mínimos están contenidos en el plano horizontal y  $P_2$  está en la vertical (Stein, 2003).

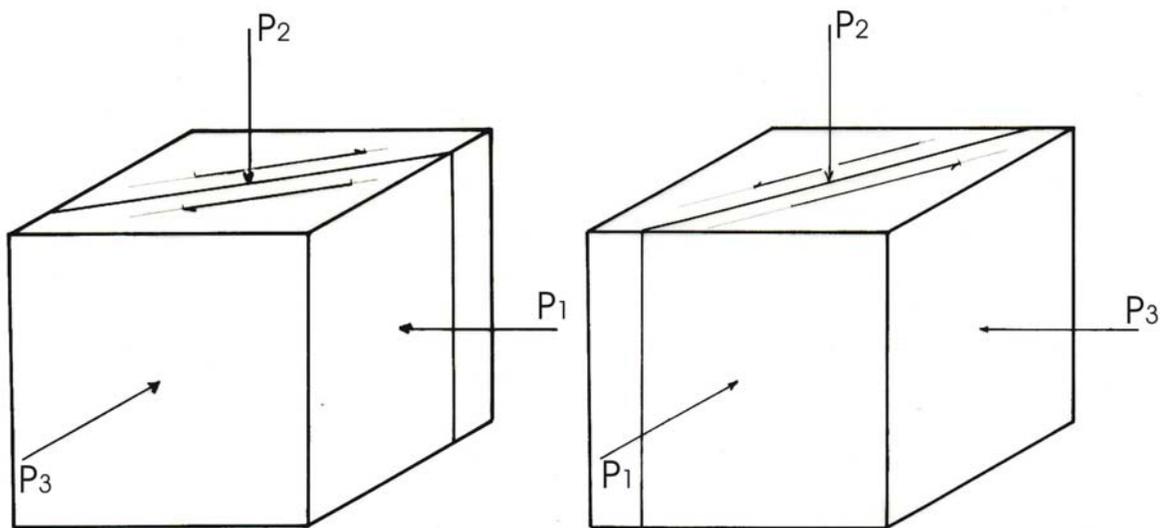


Figura 4.2.3. DIAGRAMAS DE FALLAS de corrimiento de rumbo donde se ilustran las posiciones de los ejes principales. Para este campo de esfuerzos, el eje en la vertical es el eje de cizalla ( $P_2$ ).

### 4.3 Campo de Esfuerzos de la Cuenca de México.

En esta sección se presentan los resultados de la inversión del campo de esfuerzo estimado con información sísmica. La inversión se procesó con el programa Slick basado en el algoritmo de Andrew Michael (1987) compilado en un sistema Linux. La inversión requiere tener conocimiento de los mecanismos focales de los sismos que se van a emplear. Para tal efecto, se usaron los veintidós mecanismos presentados en el capítulo tercero de este estudio y se completó con los resultados de Havskov (1982) del enjambre de Mixcoac y el estudio del sismo de Milpa Alta de enero de 1995 (UNAM and CENAPRED seismology group, 1995). Los datos de entrada son los planos de falla.

Los resultados de la inversión se presentan en forma matricial y se grafican mapas para toda la cuenca de México, y regionales para las zonas de Milpa Alta, el antiguo lecho del lago de Texcoco y el poniente de la ciudad de México (Sierra de Las Cruces) que fueron los sectores con los que se contó con mayor información.

También se comparan los resultados de la inversión con los diagramas “roseta” que son histogramas en gráfica polar que agrupan todas las direcciones acimutales de los sismos y muestran (si la hay) la dirección preferencial para los ejes de esfuerzos.

### 4.3.1 Diagramas Roseta.

En la siguiente sección se muestran los diagramas de Roseta que conjunta las direcciones azimutales de los ejes P y T para cada sismo y muestran una dirección preferencial para los ejes de esfuerzos. Los diagramas están normalizados y tienen una escala mínima de  $5^\circ$ . Las figuras del lado izquierdo contienen información de los ejes P y las del lado derecho de los ejes T. Cada uno de los diagramas es una proyección de Schmidt sobre el hemisferio inferior de la esfera focal. Se pueden distinguir las direcciones e inclinaciones de los ejes, mientras más corta sea la proyección del eje (más cercana al centro del círculo) tiene mayor inclinación respecto a la superficie horizontal.

Rosetas para la región de Milpa Alta.

Las dos figuras siguientes muestran las “rosetas” con las direcciones azimutales acumuladas de los ejes de esfuerzos de los sismos de la zona de Milpa Alta que fueron calculados con los mecanismos focales. Se pueden apreciar las direcciones preferenciales: NE – SW para los ejes P y NW – SE para los ejes T.

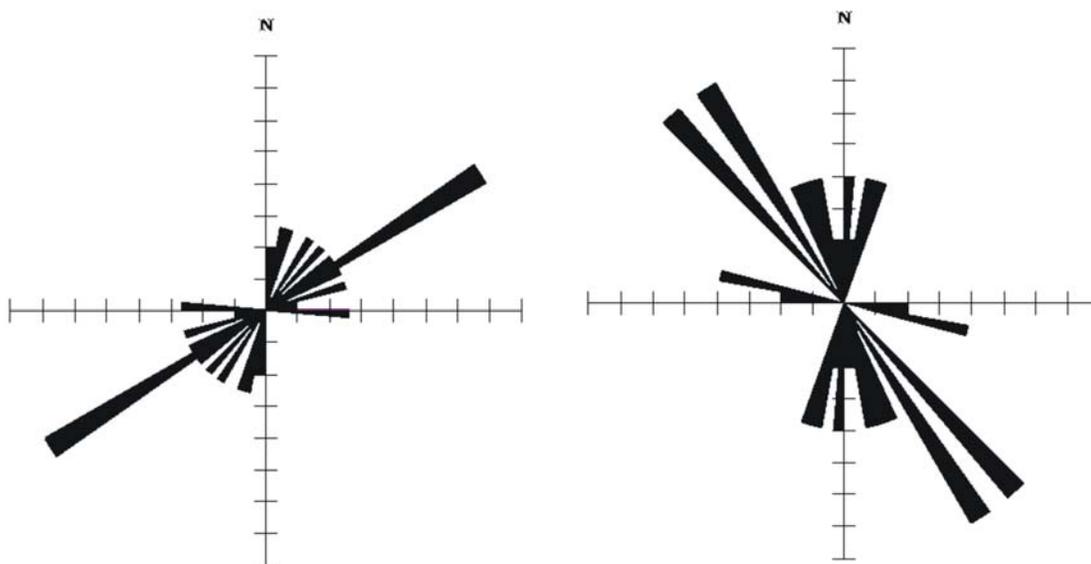


Figura 4.3.1.1 DIAGRAMAS DE ROSETA para los sismos de Milpa Alta. La figura izquierda es para los ejes P y la diestra para los ejes T.

### Rosetas para Nezahualc6yotl y Chimalhuac6n.

Los dos diagramas de roseta siguientes muestran las direcciones azimutales preferenciales de los ejes T y P para los sismos de la zona de ciudad Nezahualc6yotl y Chimalhuac6n (antiguo lecho del lago de Texcoco). Se pueden ver direcciones preferenciales de ENE – WSW para los ejes P y de NNW – SSE para los ejes T. Sin embargo, la roseta es escueta debido a que hay poca informaci6n (s6lo cuatro mecanismos focales).

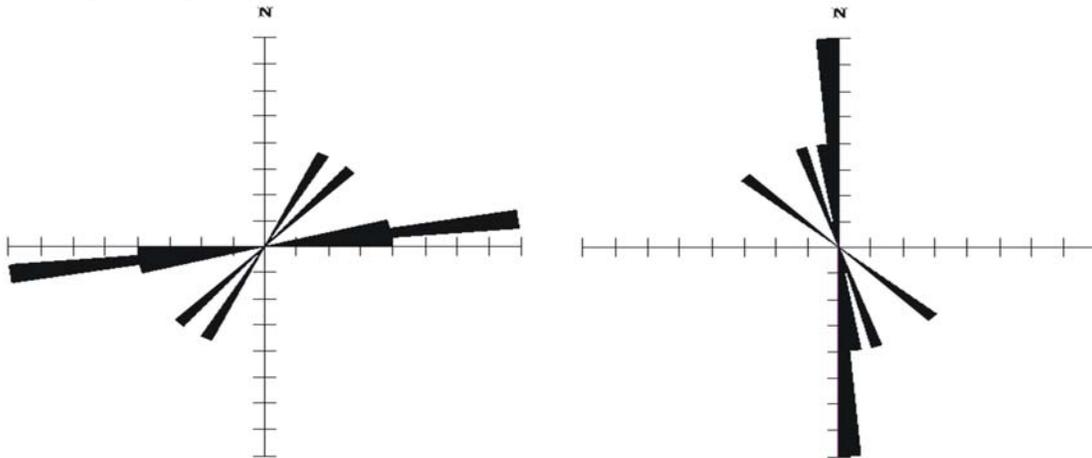


Figura 4.3.1.2 DIAGRAMAS DE ROSETA para los sismos del lecho del antiguo lago de Texcoco (ciudad Nezahualc6yotl y Chimalhuac6n). La figura izquierda es para los ejes P y la de la derecha para los ejes T.

### Rosetas para toda la Cuenca de M6xico.

Los siguientes dos diagramas de roseta muestran las direcciones azimutales preferenciales de los ejes (P y T) de los veintid6s sismos evaluados para toda la cuenca de M6xico. Las direcciones en general (aunque est6n m6s dispersadas) de los ejes P son de NE – SW y para los T son de NW – SE.

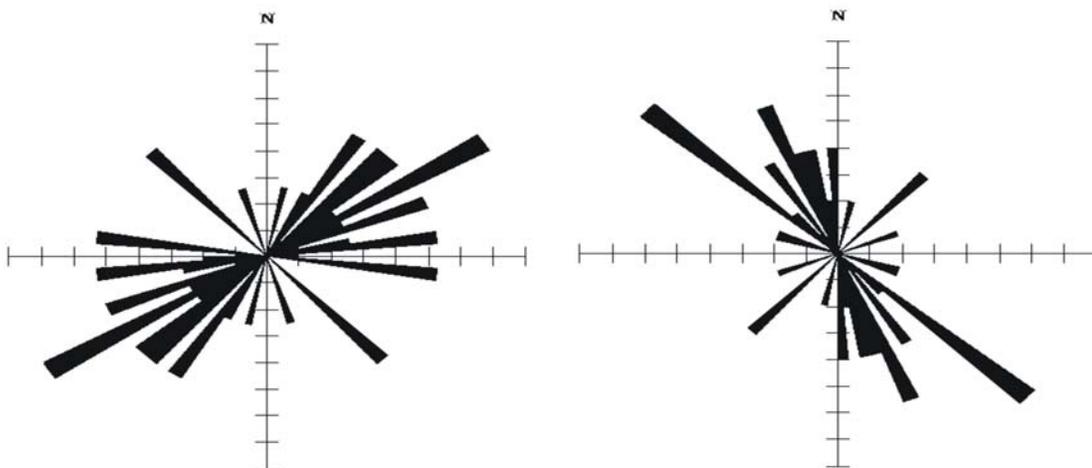


Figura 4.3.1.3 DIAGRAMAS ROSETA calculados para toda la cuenca de M6xico. La figura izquierda es para los ejes P y la diestra es para los ejes T.

### 4.3.2 Tensores de Esfuerzos.

En la siguiente sección se presentan los resultados para la inversión del campo de esfuerzos. La inversión fue realizada para los sectores con los que se contaba con mayor información como son la zona de Milpa Alta, el antiguo lecho del Lago de Texcoco y para el poniente de la ciudad de México (Sierra de las Cruces) y así como la inversión general para toda la cuenca. Se presenta el tensor de esfuerzos para cada caso así como la matriz diagonalizada. Los eigenvectores se grafican sobre un mapa para ver geográficamente las direcciones de los esfuerzos principales (flechas rojas) y se comparan con las direcciones de los ejes de esfuerzos encontrados con los mecanismos focales individuales (flechas negras). Los resultados regionales se presentan en el último mapa conjuntando los esfuerzos distensivos y compresivos (flechas amarillas); así mismo se grafican en el mismo mapa los resultados de las inversiones locales para comparación visual.

#### Inversión para los datos de la zona de Milpa Alta.

Las coordenadas están referidas respecto al este, norte y la vertical.

$$\sigma = \begin{pmatrix} 0.564002 & 0.640732 & -0.0206072 \\ 0.640732 & 0.0549643 & -0.486221 \\ -0.0206072 & -0.486221 & -0.618966 \end{pmatrix} \text{ Tensor de esfuerzos}$$

$$\Lambda = \begin{pmatrix} 1.0527 & 0 & 0 \\ 0 & -0.116022 & 0 \\ 0 & 0 & -0.936673 \end{pmatrix} \text{ Matriz de esfuerzos principales.}$$

P3= 1.0527 Pa (Máx. esfuerzo distensivo);  
dirección: 52.90°, inclinación (respecto a la horizontal): 10.48°

P2= -0.116022 Pa (Esfuerzo de cizalla);  
dirección: -44.11°, inclinación: 33.61°

P1= -0.936673 Pa (Máx. esfuerzo compresivo);  
dirección: 157.78°, inclinación: 54.30° donde P1 > P2 > P3.

$\beta = 30.54^\circ \pm 29.4^\circ$  (Ángulo promedio entre la tracción tangencial y la dirección del desplazamiento)

$$\left| \frac{\tau}{\sigma} \right| = 0.76 \pm 0.16 \text{ (Medida de la uniformidad de la tracción de plano a plano)}$$

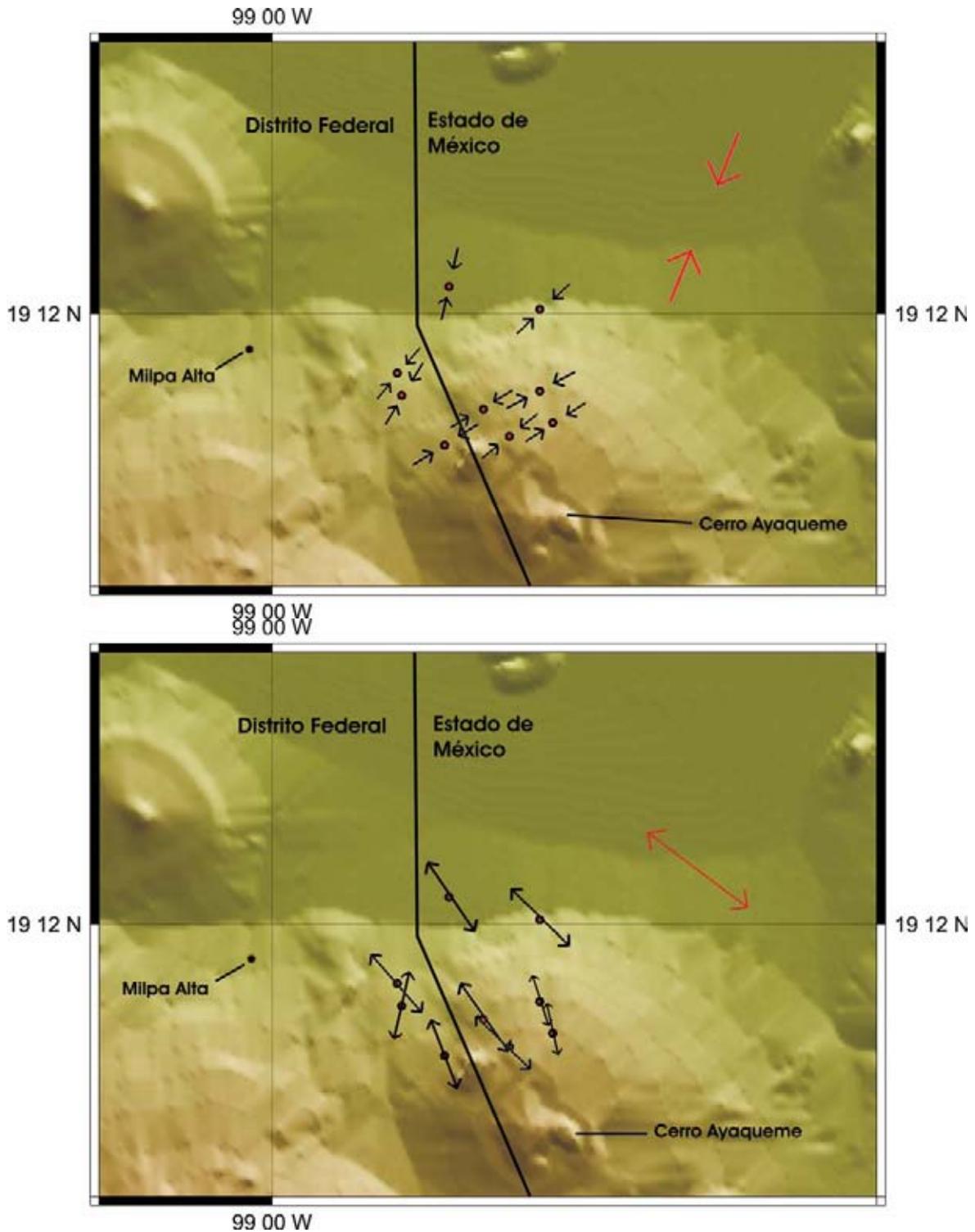


Figura 4.3.2.1 MAPA LOCAL de la región de Milpa Alta que muestra la distribución de los ejes compresivos P (arriba, flechas convergentes) y distensivos T (abajo, flechas divergentes) obtenidos de los mecanismos focales (flechas negras). Los puntos son los epicentros. Las flechas rojas muestran la orientación de los esfuerzos principales P1 y P3, respectivamente. La línea negra vertical es la frontera entre el D.F. y el estado de México.

Inversión para los datos de la zona del lecho del lago de Texcoco.

$$\sigma = \begin{pmatrix} 1.00891 & 0.983795 & 0.226058 \\ 0.983795 & -0.860875 & 0.202537 \\ 0.226058 & 0.202537 & -0.148038 \end{pmatrix} \text{ Tensor de esfuerzos}$$

$$\Lambda = \begin{pmatrix} 1.48203 & 0 & 0 \\ 0 & -1.29158 & 0 \\ 0 & 0 & -0.190447 \end{pmatrix} \text{ Matriz de esfuerzos principales.}$$

P3=1.48203 Pa;  
dirección: -113.51°, inclinación: 10.0°

P2= -0.190447 Pa;  
dirección: 93.29°, inclinación: 78.73°

P1= -1.29158 Pa;  
dirección: -22.69°, inclinación: 4.97°

$$\beta = 11.6^\circ \pm 9.93^\circ$$

$$\left| \tau \right| = 0.92 \pm 0.22$$

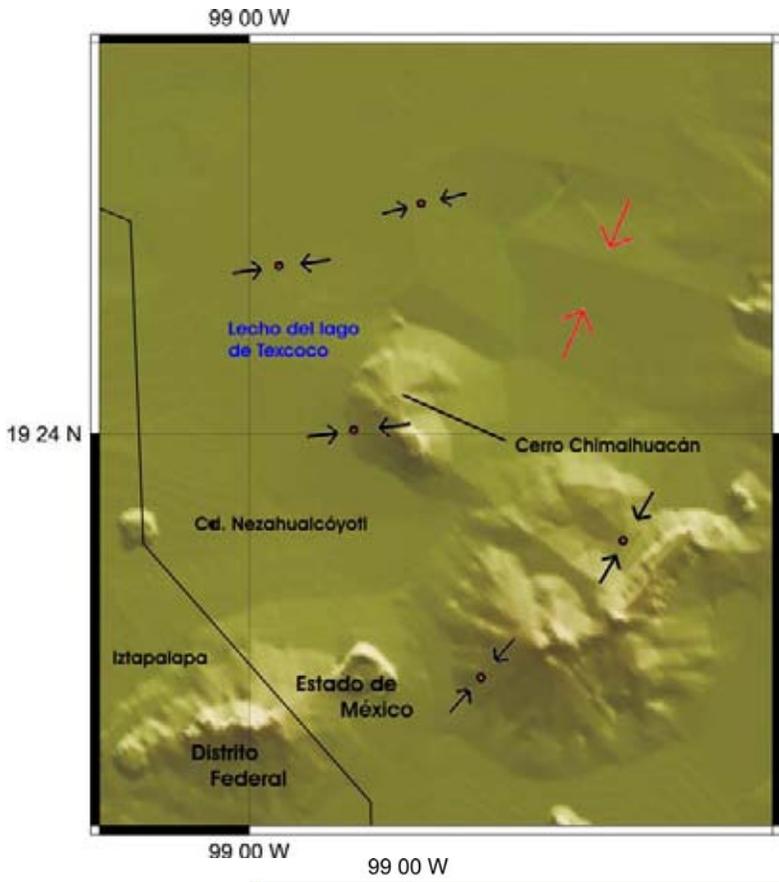
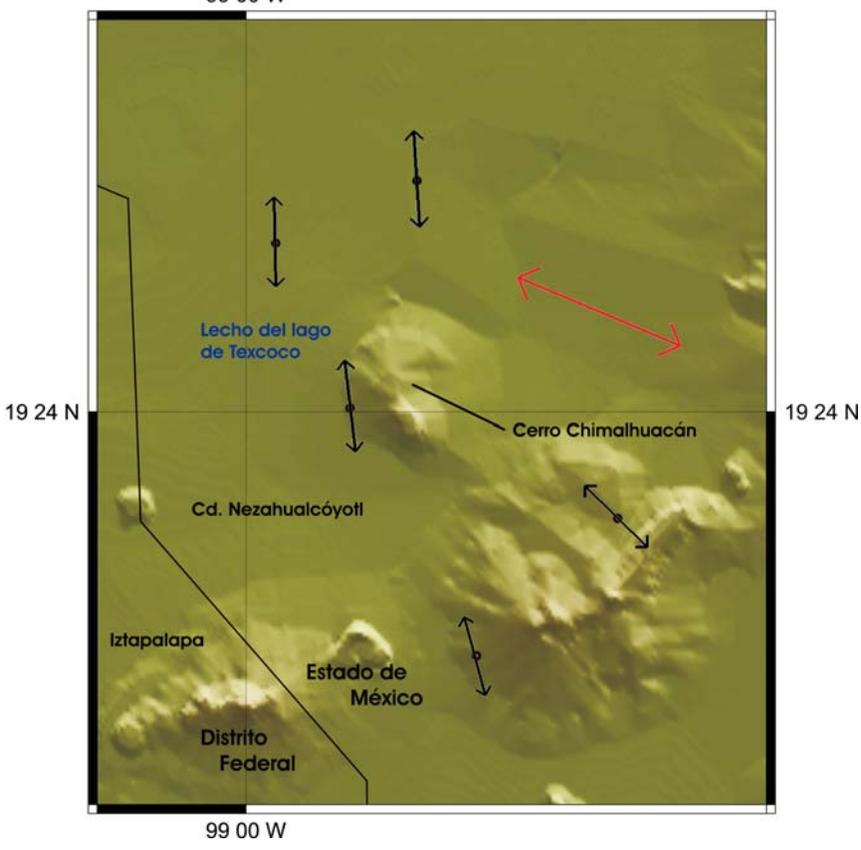


Figura 4.3.2.2 MAPA LOCAL de la región del antiguo lecho del lago de Texcoco. Los puntos son los epicentros. Las flechas negras representan las direcciones de los ejes de compresión P (arriba) y distensión T (abajo) obtenidos de los mecanismos focales. Las flechas rojas muestran la dirección de los esfuerzos principales P1 y P3, respectivamente para la zona. La línea negra serpenteante es la frontera del D.F. y el estado de México.



Inversión para los datos de la zona poniente de la ciudad de México y la Sierra de las Cruces.

$$\sigma = \begin{pmatrix} -0.233079 & 0.529164 & -0.0898236 \\ 0.529164 & 0.703907 & 0.654017 \\ -0.0898236 & 0.654017 & -0.470829 \end{pmatrix} \text{ Tensor de esfuerzos.}$$

$$\Lambda = \begin{pmatrix} 1.14539 & 0 & 0 \\ 0 & -0.915667 & 0 \\ 0 & 0 & -0.229721 \end{pmatrix} \text{ Matriz de esfuerzos principales.}$$

P3= 1.14539 Pa;  
dirección: -160.15°, inclinación: 19.89°

P2= -0.229721 Pa;  
dirección: 95.96°, inclinación: 33.20°

P1= -0.915667 Pa;  
dirección: -44.83°, inclinación: 49.80°

$$\beta = 31.75^\circ \pm 26.46^\circ$$

$$\left| \tau \right| = 0.77 \pm 0.27$$

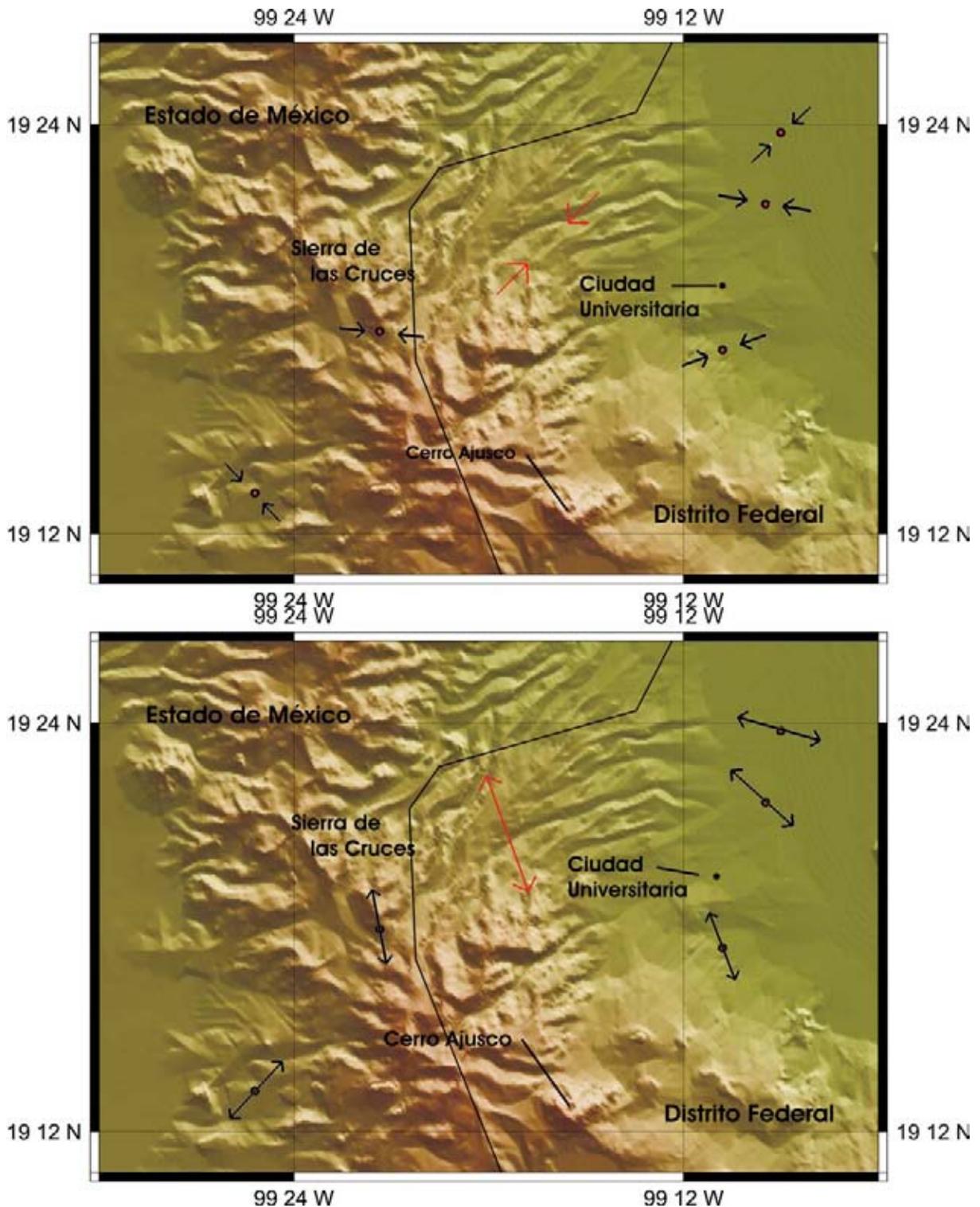


Figura 4.3.2.3 MAPA DEL PONIENTE del Distrito Federal en el límite de la Sierra de Las Cruces. Los puntos rojos son los epicentros sísmicos. Las flechas negras son las orientaciones de los ejes P (arriba) y T (abajo) obtenidos del mecanismo focal y las rojas son las orientaciones de los esfuerzos principales P1 y P3 obtenidos con la inversión. La línea negra serpenteante es la frontera poniente del D. F. y el estado de México.

Inversión para los datos regionales.

$$\sigma = \begin{pmatrix} 0.562166 & 0.31216 & 0.0717923 \\ 0.31216 & -0.0224099 & 0.204879 \\ 0.0717923 & 0.204879 & -0.539756 \end{pmatrix} \text{ Tensor de esfuerzos.}$$

$$\Lambda = \begin{pmatrix} 0.715234 & 0 & 0 \\ 0 & -0.102984 & 0 \\ 0 & 0 & -0.61225 \end{pmatrix} \text{ Matriz de esfuerzos principales.}$$

P3=0.715234 Pa;  
dirección: -114.62°, inclinación: 6.85°.

P2= -0.102984 Pa;  
dirección: 152.84°, inclinación: 18.92°.

P1= -0.61225 Pa;  
dirección: -5.65°, inclinación: 69.73°

$$\beta = 53.74^\circ \pm 45.92^\circ$$

$$\left| \frac{-}{\tau} \right| = 0.49 \pm 0.10$$

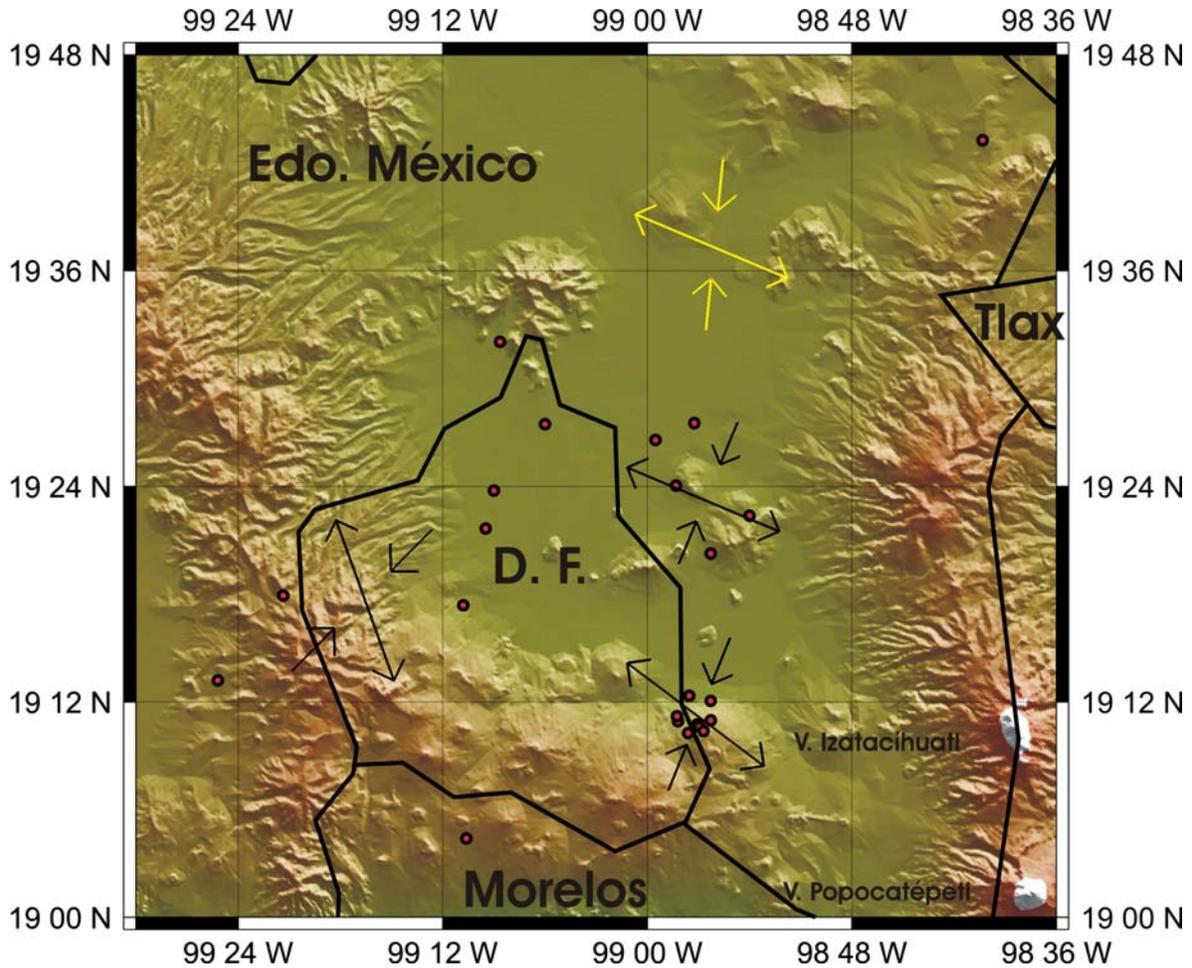


Figura 4.3.2.4 MAPA REGIONAL de la cuenca de México que involucra al D. F., estado de México, Tlaxcala y el sur de Hidalgo. Los puntos rojos son los epicentros o epicentros promedio (en caso de ser mecanismos focales compuestos) de los sismos empleados para la obtención del campo de esfuerzos. En este mapa se resumen los campos de esfuerzos locales (flechas negras) y el campo de esfuerzos regional (flechas amarillas) para comparación visual. La longitud de las flechas es arbitraria. Las flechas convergentes representan las direcciones del máximo esfuerzo compresivo P1 y las divergentes del máximo esfuerzo extensivo P3.

#### 4.4 Interpretación.

El movimiento relativo de dos bloques rocosos, como es el caso de las fallas geológicas (ver sección 4.2), contiene información sobre la tracción tangencial que actúa en su interfase. Si fuese posible determinar esta tracción en una amplia variedad de planos de falla dentro de una región, sería posible inferir el esfuerzo regional existente. Tal procedimiento requiere hacer suposiciones básicas, tales que los eventos sísmicos sean independientes entre sí, y que representen al mismo tensor de esfuerzos que será constante durante todo el periodo de tiempo en el que acaecieron los temblores. Además, es necesario tomar en cuenta, que la magnitud de la tracción tangencial es parecida en los diversos planos de falla al tiempo de la ruptura (Michael, 1984). Los resultados presentados anteriormente (sección 4.3.2) están evaluados bajo estos supuestos y cabe notar lo siguiente:

##### Campo Regional.

El tensor regional de esfuerzo calculado en la inversión para toda la cuenca de México, muestra al máximo esfuerzo compresivo (P1) casi en la vertical a unos  $70^\circ$  con componente orientada en dirección  $N6^\circ E$ . El eje de cizalla (P2) por su parte, está inclinado cerca de  $20^\circ$  sobre la superficie y tiene componente en la horizontal con rumbo a  $S27^\circ W$ . La orientación del eje distensivo (P3) a  $S65^\circ E$ , e inclinación de unos  $7^\circ$  (casi paralelo a la horizontal). La verticalidad de P1 y con menor inclinación P2, es muestra de un régimen de fallamiento principalmente normal pero con una considerable componente lateral. La inversión calcula dos parámetros de control que son importantes de mencionar porque proporcionan información sobre la naturaleza del campo de esfuerzos, y a la postre son: i) El ángulo de desviación angular  $\beta$  (ángulo que forma la tracción tangencial predicha y el vector de deslizamiento) con un valor de  $53.74^\circ \pm 45.9^\circ$ ; y ii) La norma del promedio de todas las tracciones tangenciales  $\tau$  de  $0.49 \pm 0.10$ . Para un campo de esfuerzos presente que sea uniforme y constante con dos de sus ejes paralelos a la superficie los valores de  $\beta$  y  $\tau$  serían de  $0^\circ$  y 1, respectivamente. De aquí vemos que el tensor calculado con los mecanismos presentados en el capítulo anterior no es tan estable debido posiblemente a dos cosas: 1) existen errores en la selección del plano de falla y 2) tal tensor no es capaz de describir el régimen de esfuerzos presente debido a que éste no es constante y uniforme en la región. Esto último es viable debido a que las magnitudes de las tracciones tangenciales no son similares de un plano de falla a otro. Si ésta hipótesis es correcta, entonces deberíamos ser capaces de distinguir una mejoría considerable de estos parámetros si evaluamos localmente el campo. Esto solo fue posible hacerlo para tres zonas: Milpa Alta, Texcoco y la Sierra de Las Cruces.

## Campos Locales.

Para verificar la hipótesis de la variación del campo de una zona a otra dentro de la cuenca, realizamos como se presentó antes, la inversión del tensor para la región de Milpa Alta y alrededores y de otras zonas donde se pudo investigar el campo. En particular para Milpa Alta, vemos que el máximo esfuerzo compresivo (P1) tiene la mayor verticalidad con  $54.30^\circ$  y proyección horizontal de  $S22^\circ E$ . El eje distensivo (P3) está casi sobre la horizontal a  $10.5^\circ$  con rumbo a  $N53^\circ W$ . La cizalla es el segundo eje más vertical con  $34^\circ$  sobre la superficie y rumbo a  $N44^\circ E$ . Los datos muestran un régimen de esfuerzos de mayor componente lateral en relación con la manifestada en toda la cuenca. La desviación angular indica un 43% de mayor alineamiento de la tracción con el vector de deslizamiento. A su vez, la norma promedio del vector de tracción tangencial  $\tau$  manifiesta 35% de mejoría en la uniformidad promedio de las tracciones tangenciales entre planos.

El tensor de esfuerzos de Milpa Alta muestra tres diferencias importantes en relación con el tensor general:

- 1) El campo es más uniforme ( $\left| \frac{-}{\tau} \right| = 0.76 \pm 0.16$ ) en el sitio.
- 2) La dirección de distensión está  $12^\circ$  más al norte en relación con la dirección general y,
- 3) El campo de esfuerzos es normal pero con un 23% más de componente lateral.

El sector del lecho del antiguo lago de Texcoco, posee al eje compresivo (P1) a  $5^\circ$  sobre la horizontal y rumbo de  $N23^\circ E$ , el máximo esfuerzo distensivo (P3) a  $10^\circ$  sobre la horizontal y rumbo de  $S67^\circ E$ , y la cizalla tiene la mayor verticalidad a  $79^\circ$  y rumbo de  $S87^\circ W$ , lo que indica un régimen de esfuerzos lateral con pequeña componente inversa en relación con los valores del régimen de esfuerzos general. La desviación angular arroja un 77% más de alineamiento de las tracciones con el vector de deslizamiento y  $\tau$  manifiesta 47% de mejoría en la uniformidad en relación al campo general. La inversión es muy eficiente y es reflejo de que las restricciones geológicas aplicadas a los mecanismos focales de la zona (capítulo 3) son apropiadas para la selección del plano de falla.

El tensor de esfuerzos de la zona del lago de Texcoco tiene 5 características importantes:

- 1) El campo es muy uniforme ( $\left| \frac{-}{\tau} \right| = 0.92 \pm 0.22$ ).
- 2) La dirección de distensión es paralela a la del campo general y orientada  $14^\circ$  más al suroeste en relación al encontrado en Milpa Alta.
- 3) El eje de cizalla (P2) es casi vertical.
- 4) Texcoco tiene 94% más de componente lateral en relación a los valores regionales y
- 5) 90% más en comparación con Milpa Alta ubicado justo al sur.

Finalmente para el sector de la Sierra de Las Cruces y el poniente de la ciudad de México, se tiene que el máximo esfuerzo compresivo (P1) posee la mayor verticalidad con  $49.8^\circ$  y rumbo  $N45^\circ E$ , que muestra un régimen normal. El máximo esfuerzo distensivo (P3) está más cerca de la horizontal con  $20^\circ$  y rumbo  $S20^\circ E$  y el eje de cizalla aporta una importante componente lateral al campo con una verticalidad de  $33.2^\circ$  y rumbo de  $N44^\circ E$ . La información indica que la zona está sometida mayormente a un régimen normal – lateral. La desviación angular muestra un 41% más de alineamiento de las tracciones con los vectores de deslizamiento que en el ajuste para el campo general. A su vez, la norma

promedio del vector de tracción tangencial  $\tau$  manifiesta 36% de mejoría en la uniformidad promedio de las tracciones tangenciales entre planos.

Este tensor de esfuerzos tiene las siguientes características:

- 1) El campo es más uniforme ( $\left| \tau \right| = 0.77 \pm 0.27$ ) que en relación al regional, de uniformidad semejante al de Milpa Alta, pero considerablemente menos uniforme comparado con el de Texcoco.
- 2) La dirección de distensión está  $45^\circ$  más al norte en comparación con el promedio regional y con Texcoco (figura 4.3.2.4), y  $33^\circ$  más al norte en comparación con Milpa Alta.
- 3) El poniente tiene 29% menos componente normal que la media regional, sólo 8% menos que Milpa Alta y 90% más que Texcoco.

Para finalizar, daremos respuesta a la pregunta planteada al inicio de la sección, que reside en la posible variación del campo de una zona a otra. Los datos muestran que esta hipótesis es muy viable y la confirman. Los tensores locales muestran que existen estas variaciones de una zona a otra y explican la burda uniformidad encontrada para el tensor regional de esfuerzo medio. La sismicidad local también sugiere esto. Los diagramas de “roseta” de la sección 4.3.1 presentan mejor alineamiento de los ejes en cada zona particular, que la “roseta” (figura 4.3.1.3) evaluada para toda la cuenca, que muestra una dispersión bastante marcada.

Tablas resumen del campo regional y locales.

La notación empleada aquí es la misma que en la sección 4.3.2. Las coordenadas están referidas respecto al norte (dirección) y la horizontal (inclinación). P1, P2 y P3 son el máximo esfuerzo compresivo, esfuerzo intermedio o de cizalla y máximo esfuerzo extensivo, respectivamente; y  $P1 > P2 > P3$ .

#### **Milpa Alta:**

	P1	P2	P3
Magnitud	-0.936673 Pa	-0.116022 Pa	1.0527 Pa
Dirección	157.78°	-44.11°	52.90°
Inclinación	54.30°	33.61°	10.48°

#### **Texcoco**

	P1	P2	P3
Magnitud	-1.29158 Pa	-0.190447 Pa	1.48203 Pa
Dirección	-22.69°	93.29°	-113.51°
Inclinación	4.97°	78.73°	10.0°

#### **Las Cruces – Poniente D. F.**

	P1	P2	P3
Magnitud	-0.915667 Pa	-0.229721 Pa	1.14539 Pa
Dirección	-44.83°	95.96°	-160.15°
Inclinación	49.80°	33.20°	19.89°

#### **Cuenca.**

	P1	P2	P3
Magnitud	-0.61225 Pa	-0.102984 Pa	0.715234 Pa
Dirección	-5.65°	152.84°	-114.62°
Inclinación	69.73°	18.92°	6.85°

## Capítulo 5. Conclusión.

El objetivo de este trabajo fue determinar las direcciones principales del campo de esfuerzos, a partir de la sismicidad en el valle de México ubicado en la zona centro – oriental del Eje Neovolcánico. Para tal efecto se inspeccionó primero la base de datos del Valle que tiene el Servicio Sismológico Nacional. La base posee un registro de alrededor de 350 sismos de la región acaecidos entre 1996 y 2007 (ver anexo 2). De estos sismos se seleccionaron los que tuvieran registros de banda ancha (al menos en dos estaciones) y que estuvieran registrados en el resto de las estaciones de periodo corto de la red del Valle, y de estaciones de otras redes cuyos datos estuvieran disponibles, donde se pudiera observar la lectura de la polaridad de la fase P en al menos de ocho a diez estaciones.

Estos datos se procesaron con tres técnicas distintas con el fin de determinar los mecanismos focales de cada sismo debido a que estos tienen información del campo deformante actuante en la zona de ruptura. Las técnicas empleadas se describen en el capítulo 2 las cuales son: 1) inversión del tensor de momento de Dreger (TDMT\_INVC) (sección 2.1) con el que se evaluaron cuatro mecanismos focales (1, 4 y 22). 2) relación de amplitudes S/P de Hash (sección 2.2) con el que se evaluaron siete mecanismos focales (1, 4, 13, 14, 15, 16 y 21). Cuando los datos no permitían el uso de estas técnicas, los mecanismos focales se evaluaron por la técnica de primeros arribos o por inversión de datos compuestos (sección 2.3). Cuando era posible se utilizaron todos los algoritmos computacionales para comparar los resultados. En cada una de las técnicas empleadas se utilizó toda la disponibilidad de los datos encontrados en la base.

De toda esta información, solamente fue posible evaluar 22 mecanismos de sismos con ubicación principalmente en el sur oriente del Distrito Federal (Milpa Alta – Juchitepec), el vaso del Lago de Texcoco y el centro – poniente del D. F. La información muestra una compleja diversidad de procesos sísmicos, cuya constante común, como puede ser apreciada en la figura 3.2 (mapa de fallas) en la página 84, muestra mecanismos normales con fuertes componentes laterales. No fue posible evaluar mecanismo alguno fuera de estas zonas salvo en una excepción como el sismo de la Sierra Chichinautzin (mecanismo 6), localizado al sur.

La figura 5.1 muestra las posiciones de los ejes T y P obtenidos con los mecanismos focales y puede notarse una tendencia general de direcciones NW – SE para los eje T y NE – SW para los ejes P. Es interesante mencionar el hecho de que los ejes T (tensionales) claramente muestran esta tendencia NW – SE pero agrupados en un par de cúmulos; en cambio los ejes P están más bien distribuidos en un alineamiento continuo a lo largo de una línea con tendencia NE – SW.

Una posible explicación a éste hecho puede estar en que siendo el eje principal (P1) mucho más grande en magnitud que los otros dos ejes pero éstos a su vez de magnitudes similares, entonces es posible que el eje intermedio (P2) se intercambie con el eje menor (P3) en un mismo sistema de esfuerzos. En este caso se tendrían dos cúmulos como los que se observan en la figura 5.1 (derecha).

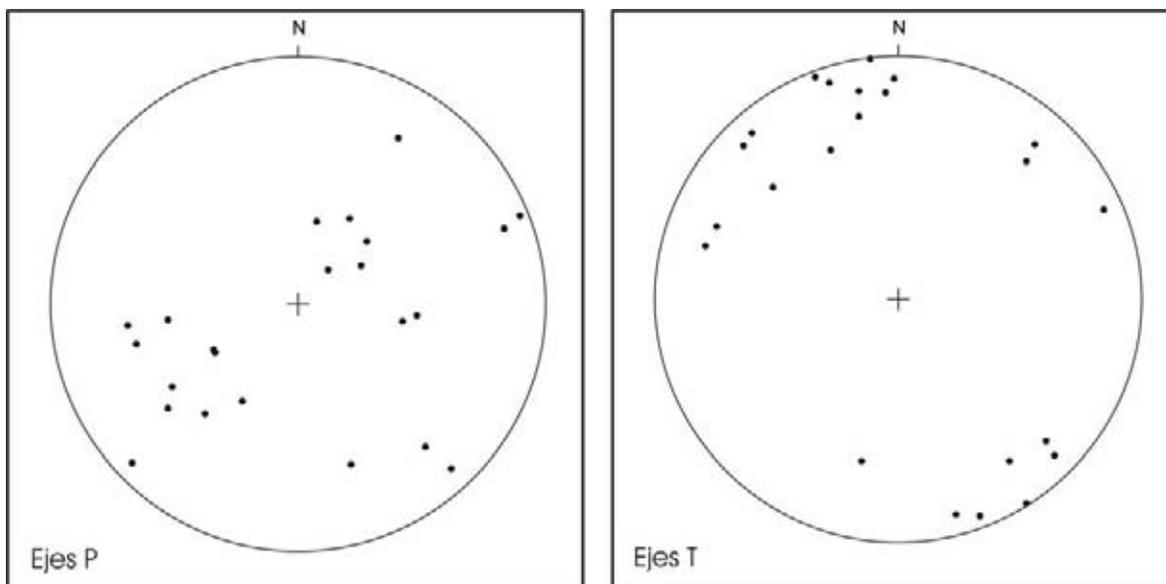


Figura 5.1 PROYECCIÓN ESTEREOGRÁFICA de Lambert de áreas iguales donde se muestran graficados los ángulos de buzamiento de cada uno de los ejes de presión P (izquierda) y de distensión T (derecha), obtenidos directamente de los 22 mecanismos focales.

Una segunda posible explicación cabría estar una rotación del tensor de esfuerzos, donde el eje principal ( $P_1$ ), que es constante, en combinación con variaciones geométricas existentes en las fallas, puede hacer que el eje menor ( $P_3$ ) rote sin que cambien las direcciones de los esfuerzos principales (Roberto Ortega, comunicación personal). Podría ejemplificarse para el valle de México considerando las irregularidades topográficas y a la manera en que los bloques se fueron deslizando. Tal patrón llamado “book shelf” se visualiza considerando la analogía de libros parados en una estantería que se empujan y se caen unos sobre otros, los libros más lejanos terminaron acostados, mientras que los que están en medio casi no se inclinaron. Una última razón podría ser que las fallas cambian su buzamiento pero no las direcciones E – W de sus trazas incluyendo la posibilidad de que también sean fallas de tipo lístrico (fallas oblicuas).

Finalmente se determinó con inversión el campo de esfuerzos empleando el programa Slick basado en el algoritmo de Andrew Michael (1984, 1987) con el que se puede obtener el tensor de esfuerzos a partir de los mecanismos focales. Los tensores obtenidos son tensores de esfuerzos deviatoricos. Se invirtió para toda la cuenca y para tres regiones de las que se disponía de mayor cantidad de mecanismos focales evaluados. El tensor regional se encuentra burdamente restringido. Las inversiones de los campos locales para las que existía mayor información sísmica muestran una considerable mejoría en la resolución de los tensores. Este hecho pudiera reflejar la variación particular de la deformación de la corteza, controlado por un sistema de esfuerzos, en sistemas de fallas con distintas orientaciones geográficas y por la activación de antiguas fracturas del valle de México, más que a heterogeneidades en el campo de esfuerzos.

En las siguientes cuatro figuras se muestran graficados los buzamientos de los vectores de máximo esfuerzo compresivo ( $P_1$ ), máximo esfuerzo extensivo ( $P_3$ ) y el esfuerzo intermedio o cizalla ( $P_2$ ) obtenidos con la inversión para toda la cuenca y para cada una de las regiones con las que se contaba con mayor información sísmica.

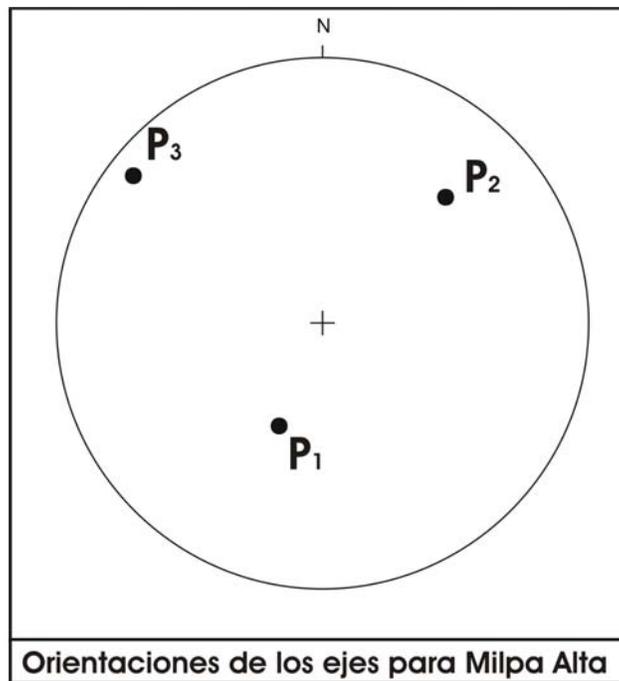
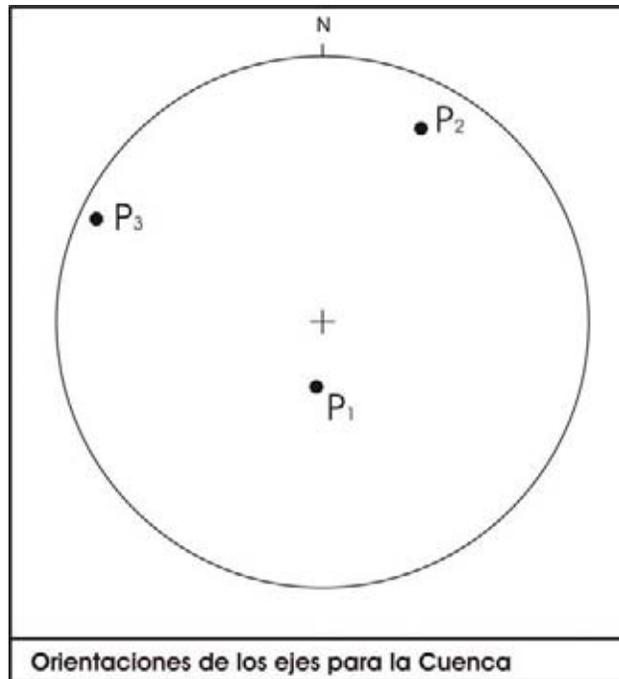


Figura 5.2 PROYECCIONES ESTEREOGRÁFICAS de Lambert donde se muestran las orientaciones de los tres ejes de esfuerzo. P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> y P<sub>3</sub> son los ejes de máximo esfuerzo compresivo, esfuerzo intermedio y máximo esfuerzo distensivo, respectivamente. La figura de arriba, muestra los resultados de la inversión regional; la figura inferior muestra los resultados para Milpa Alta.

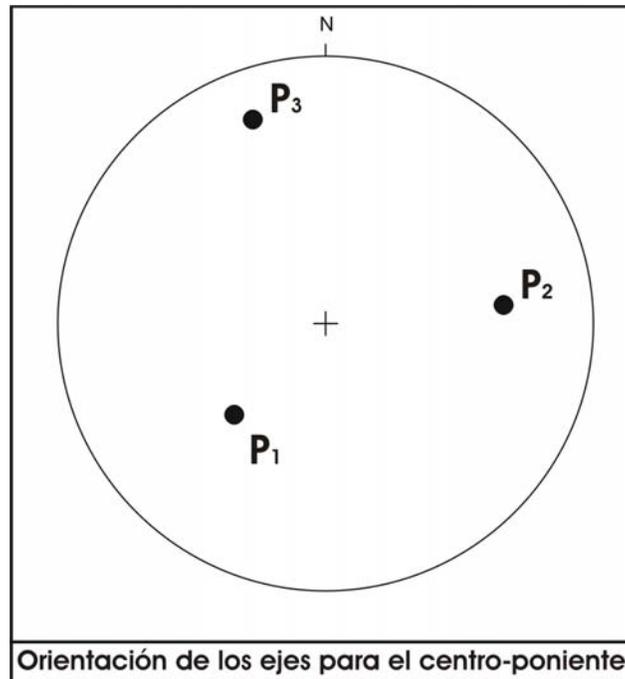


Figura 5.3 RESULTADOS DE LA INVERSION del campo de esfuerzos representadas mediante dos proyecciones estereográficas de Lambert para las zonas de Centro – Poniente del Distrito Federal (arriba) y para Texcoco. P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> y P<sub>3</sub> tienen el mismo significado que en la figura 5.2.

El tensor regional de esfuerzo evaluado para toda la cuenca de México (ver figura 5.2, parte superior), muestra al máximo esfuerzo compresivo ( $P_1$ ) casi en la vertical a unos  $70^\circ$  con componente orientada en dirección  $N6^\circ E$ . El eje de cizalla ( $P_2$ ) por su parte, está inclinado cerca de  $20^\circ$  sobre la superficie y tiene componente en la horizontal con rumbo a  $S27^\circ W$ . La orientación del eje distensivo ( $P_3$ ) a  $S65^\circ E$ , e inclinación de unos  $7^\circ$  (casi paralelo a la horizontal). La subverticalidad de  $P_1$  y con menor inclinación  $P_2$ , es muestra de un régimen transtensivo (fallamiento principalmente normal pero con una considerable componente lateral). La razón de ser transtensivo (o transtensional) esta ligada a una tectónica regional que involucra la interacción de una subducción altamente oblicua y a la compleja geometría de la placa inducida.

Ego et al (2002) atribuyen este régimen transtensivo a una partición del campo de esfuerzos debido a la convergencia oblicua de la placa de Cocos y a la geometría este – oeste del Eje Neovolcánico. Pero su supuesto implica que dentro de los 400 kilómetros de distancia que hay entre la trinchera y el eje volcánico no ocurren cambios en el sistema de esfuerzos y que éstos se transmiten de una forma completamente homogénea. Además se requiere que todas las fallas que existan en el centro de México sean producto del mismo sistema de esfuerzo regional. El estudio no da más pistas de por qué algunas fallas tienen mayormente cinemática de corrimiento de rumbo (strike – slip) mas que comportamiento normal. Ortega y García Palomo (comunicación personal) proponen que las fallas (preexistentes y recientes) con diversas geometrías se activan y no sólo las que tienen direcciones E – W.

Para Milpa Alta (figura 5.2, parte inferior), vemos que el máximo esfuerzo compresivo ( $P_1$ ) tiene la mayor verticalidad con  $54.30^\circ$  y proyección horizontal de  $S22^\circ E$ . El eje distensivo ( $P_3$ ) esta casi sobre la horizontal a  $10.5^\circ$  con rumbo a  $N53^\circ W$ . La cizalla ( $P_2$ ) es el segundo eje más vertical con  $34^\circ$  sobre la superficie y rumbo a  $N44^\circ E$ . Los datos muestran un régimen de esfuerzos de mayor componente lateral en relación con la manifestada en toda la cuenca.

Para el sector de la Sierra de Las Cruces y el centro – poniente de la ciudad de México (figura 5.3, parte superior), se tiene que el máximo esfuerzo compresivo ( $P_1$ ) posee la mayor verticalidad con  $49.8^\circ$  y rumbo  $N45^\circ E$ , que muestra un régimen normal. El máximo esfuerzo distensivo ( $P_3$ ) está más cerca de la horizontal con  $20^\circ$  y rumbo  $S20^\circ E$  y el eje de cizalla aporta una importante componente lateral al campo con una verticalidad de  $33.2^\circ$  y rumbo de  $N44^\circ E$ . La información indica que la zona está sometida en su mayoría a un régimen normal – lateral.

El sector del lecho del antiguo lago de Texcoco (figura 5.3, inferior), posee al eje compresivo ( $P_1$ ) a  $5^\circ$  sobre la horizontal y rumbo de  $N23^\circ E$ , el máximo esfuerzo distensivo ( $P_3$ ) a  $10^\circ$  sobre la horizontal y rumbo de  $S67^\circ E$ , y la cizalla ( $P_2$ ) tiene la mayor verticalidad a  $79^\circ$  y rumbo de  $S87^\circ W$ , lo que indica un régimen de esfuerzos lateral con pequeña componente inversa en relación con los valores del régimen de esfuerzos general. Lo que pasa en esta zona posiblemente se deba a que el mismo sistema de fuerzas haya deslizado fallas oblicuas preexistentes (fallas lítricas). También cabe la posibilidad de que se este desplazando un sistema de fallas más antiguas y por eso las orientaciones de los ejes cambian en comparación con las otras regiones. Al evaluar el cociente de esfuerzos ( $\Phi = P_2 - P_3 / P_1 - P_3$ ) este tiene un valor cercano a 0.5 ( $\Phi = 0.6$ ) lo que significa que el elipsoide de Lamme tiene una forma ovalada pero no muy excéntrica. En otros términos querría decir

que con muy pequeñas variaciones en el campo de esfuerzos, se pueden tener fallas laterales en vez de fallas normales y todas provienen de un mismo sistema de fuerzas. Para concluir, se cree que la génesis de las variaciones en el sistema de esfuerzos observadas de región a región, pudieran residir principalmente en la manera en que es acomodada la deformación entre fallas con orientaciones E – W (como el sistema de fallas Xochimilco), activadas por lo menos desde el holoceno (Ego et al, 2002) y otro tipo de sistemas de fallas con orientaciones NE – SW. Este último tipo de sistemas también pudieran contribuir a acomodar la deformación pero en menor proporción, como, por ejemplo, los sistemas de fallas Ayotuzco y Texcoco. A este cambio en la orientación de las trazas de las fallas y a que posiblemente también se están desplazando fallas preexistentes más antiguas y oblicuas y a rotaciones no consideradas, puede deberse que en la zona de Ciudad Nezahualcóyotl y el vaso de Texcoco (fallas NE – SW) el campo de esfuerzos sea mucho más lateral que en Milpa Alta justo al sur (fallas E – W). Sin embargo, es necesario hacer un estudio más detallado para esta zona del vaso de Texcoco con una red más densa que cubra la zona, debido a que esta sismicidad es difícil de analizar por las condiciones geológicas existentes (gran cantidad de sedimentos saturados que sepultan los sistemas de fallas), que ayude a aclarar si en realidad esta área está sometida a un régimen más lateral que en relación al resto de la Cuenca de México o si es sólo una simple manifestación de errores en la evaluación de los mecanismos focales.

## Anexo 1. Proceso de inversión del campo de esfuerzos a partir de información sísmica.

El movimiento relativo entre dos masas o bloques rocosos, contiene información sobre la tracción tangencial o esfuerzo cortante que se aplica sobre la interfase de fractura. De ser posible determinar esta tracción sobre una múltiple variedad de fracturas dentro de una misma región, se puede inferir así el esfuerzo presente en la región.

Un esfuerzo es una fuerza por unidad de área que deforma, primero elásticamente a la roca y si continua aplicándose en el tiempo, acaba por alcanzar el límite elástico de ésta para generar una grieta que emite ondas elásticas. Debe hacerse la aclaración, que en esta parte del trabajo, se quiere determinar cuál es el esfuerzo presente (la dinámica) que genera los fracturamientos observados (sismos) cuya cinemática es bien conocida (mecanismos focales). Es decir, se quiere conocer la génesis dinámica (Marret et al, 1999) de estos sismos.

Para tal efecto, como se menciona en la sección 2.4 del capítulo 2, se requiere hacer la suposición de que los temblores son independientes y que son causados por un mismo campo de esfuerzos (tienen en común el mismo tensor), lo que querría decir que el campo es constante en el tiempo y el área de estudio.

Si se cumplen los supuestos de la sección 2.4, se puede plantear la geometría de la figura 2.2.4.1. La inversión consiste en que la dirección del esfuerzo cortante sobre el plano de falla tiende a ser paralela a la dirección de deslizamiento,

$$\hat{\tau} = \frac{\hat{\tau}(n, \sigma)}{|\hat{\tau}(n, \sigma)|} = \hat{s} \dots \dots (1)$$

donde  $\hat{\tau}(n, \sigma)$  es la tracción tangencial sobre el plano de falla con vector normal unitario  $\hat{n}$ , debido al tensor de esfuerzos  $\sigma$  y  $\hat{\tau}$  es el vector unitario asociado a  $\tau$ . La ecuación 1 no puede ser resuelta con una sola falla debido a que el sistema de ecuaciones queda indeterminado.

El valor de  $\tau$  se encuentra extrayendo la tracción normal a la tracción total mediante:

$$\tau = \sigma \hat{n} - \left[ (\sigma \hat{n}) * \hat{n} \right] \hat{n} \quad (2)$$

Para remover  $|\tau|$  de (2),  $|\tau|$  se debe de evaluar a priori, considerando que la magnitud de la tracción tangencial en cada plano debe ser significativa. Esto último implica que la tracción es constante sobre todos los planos de falla considerados (Michael, 1984) pudiéndose escribir este supuesto como  $|\tau|=1$ .

En el proceso de inversión,  $|\tau|$  se evalúa minimizando  $|\tau|-1$  para cada plano de falla. Este hecho requiere que las magnitudes de las tracciones sean similares y no igual a 1. Esta ultima restricción tiene significado geológico, garantizando que todas las fallas tienen suficiente tracción para causar fallamiento.

Como  $|\tau|$  es función de la orientación del plano de falla y es bien comportada, se espera que un conjunto de fallas que se dislocaron en sismos relacionados, tendrán tracciones similares.

Tomando  $|\tau|=1$  en combinación con (1) obtenemos  $\tau = \hat{s}$  y agregando la restricción de que el esfuerzo isotrópico es cero ( $\sigma_{33} = -(\sigma_{11} + \sigma_{22})$ ) y (2), se obtiene la siguiente ecuación normalizada:

$$\begin{pmatrix} n_1 - n_1^3 + n_1 n_3^2 & n_2 - 2n_2 n_1^2 & n_3 - 2n_3 n_1^2 & -n_1 n_2^2 + n_1 n_3^2 & -2n_1 n_2 n_3 \\ -n_2 n_1^2 + n_2 n_3^2 & n_1 - 2n_1 n_2^2 & -2n_1 n_2 n_3 & n_2 - n_2^3 + n_2 n_3^2 & n_3 - 2n_3 n_2^2 \\ -n_3 n_1^2 - n_3 + n_3^3 & -2n_1 n_2 n_3 & n_1 - 2n_1 n_3^2 & -n_2^2 n_3 - n_3 + n_3^3 & n_2 - 2n_2 n_3^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{12} \\ \sigma_{13} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{23} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} s_1 \\ s_2 \\ s_3 \end{pmatrix} \dots\dots(3)$$

Donde  $n_1, n_2, n_3$  son las componentes del vector normal al plano de falla,  $\sigma_{ij}$  son las componentes de las tracciones y  $s_1, s_2, s_3$  son las componentes del vector de deslizamiento (slip).

La ecuación (3) fuerza al esfuerzo cortante permanecer paralela al plano de falla.

Rescribiéndola tenemos la forma  $A^i \Sigma = \hat{s}^i$ , donde A es la matriz de la ecuación 3,  $\Sigma$  son las componentes del vector de esfuerzo y  $\hat{s}^i$  son las componentes del vector de deslizamiento. El superíndice  $i$ , hace referencia a la  $i$ -ésima falla para un total de  $m$  mediciones totales. Para emplear la inversión se generan  $3 \times m$  ecuaciones para cada observación:

$$\begin{pmatrix} A^1 \\ A^2 \\ A^3 \\ \cdot \\ \cdot \\ A^m \end{pmatrix} \vec{\Sigma} = \begin{pmatrix} \hat{s}^1 \\ s \\ \hat{s}^2 \\ s \\ \hat{s}^3 \\ s \\ \cdot \\ \cdot \\ \hat{s}^m \\ s \end{pmatrix} \quad (4)$$

La ecuación 4 puede ser resuelta para  $\Sigma$  (elementos del tenso de esfuerzo) y los errores por mínimos cuadrados. Una vez conocidos los tensores de esfuerzo, los esfuerzos principales y sus direcciones se pueden conocer (sección 4.1, capítulo 4).

La técnica se puede modificar para hacer constreñir a uno de los esfuerzos principales a ser vertical, simplificando así los elementos  $\sigma_{13}$  y  $\sigma_{23}$  de la ecuación 3, asignándoles cero y removiéndolos de los elementos del tensor de esfuerzo  $\Sigma$ . El sistema reducido se puede así resolver para:  $\sigma_{11}, \sigma_{12}, \sigma_{22}$ .

Para verificar el ajuste del mejor tensor de esfuerzo a los datos, dos cantidades son evaluadas:  $\beta$  y  $\tau$ . La cantidad  $\beta$  es el ángulo promedio entre la tracción tangencial predicha por el mejor tensor de esfuerzos y la dirección de deslizamiento sobre cada plano. El ángulo ideal debiera tener el valor de cero. Otra medida del ajuste es  $\tau$ , el tamaño del vector de tracción y para una situación ideal, el promedio  $|\tau|$  debería ser igual a 1.

Anexo 2. Resumen de Parámetros.

Fecha (yy/mm/dd)	Hora Origen (hh.mm.ss)	Epicentro		Prof. (km)	Mecanismo			Mo x 10+20 din*cm	Mc	Mw	Ejes (acimut, buza)		Calif	Rég.	Mét.	Eve.
		Lat (°)	Lon (°)		$\theta$ (°)	$\delta$ (°)	$\lambda$ (°)				T (°)	P (°)				
01/11/15.	22.18.21	19.53	-99.14	1.1	71.3	59	-1.4	3.67	3.0	2.2	292.3, 20.4	31.1°, 22.2	A	L	D	1
00/10/15.	07.50.42	19.39	-99.15	15 F	Compuesto				2.4				B	N	C	2
04/09/13.	08.58.35	19.39	-99.15	5.1	51.0	35.0	-39.5		2.6		285.8, 18.7	47.1, 56.8				
99/12/16.	04.26.33	19.34	-99.15	6.5	Compuesto				2.6				B	N	C	3
00/10/14.	02.44.48	19.36	-99.15	7.4	209	77	-105.9		2.6		312, 30.9	99.5, 54.7				
05/10/16.	14.12.36	19.29	-99.18	5.1	114	80	-6.9	1.48	2.9	2.7	339, 2.3	69.8, 11.9	A	L	D	4
98/04/26.	01.48.28	19.29	-99.35	7 F	Compuesto				-				B	NL	C	5
01/06/13.	03.57.43	19.29	-99.37	6.2	117	45	-32.2		3.2		349, 13.5	95.7, 50.0				
98/10/26.	07.50.06	19.07	-99.17	11.5	271	85	-151.6		2.8		41.3, 15.9	138.3, 23.4	B	L	S	6
03/09/26.	03.17.42	19.45	-99.1	7.3	Compuesto				2.4				B	L	C	7
03/11/22.	05.53.41	19.46	-99.09	7	17	70	152.7		2.3		335.6, 33.1	68, 3.6				
03/09/26.	01.53.36	19.48	-99.09	5.7					2.6							
02/05/09.	14.25.42	19.43	-98.98	7.7	Compuesto				3.0				A	L	C	8
02/05/09.	15.56.06	19.46	-98.98	12.1	45	60.8	-163.9		2.8		358.6, 10.0	262.5, 31.0				
02/05/09.	20.39.41	19.47	-98.97	9.9					3.0							
00/04/19.	11.42.17	19.39	-98.96	5	Compuesto				-				B	NL	C	9
03/11/02.	05.21.12	19.4	-98.97	5.6	48	59.4	-144.5		2.7		353.1, 0.4	262.7, 45.6				
97/09/20.	02.42.57	19.4	-98.95	1 F					-							
97/09/20.	02.44.59	19.38	-98.96	9					3.2							
02/04/21.	09.20.46	19.45	-98.95	12.1	Compuesto				-				B	L	C	10
02/04/21.	09.22.42	19.45	-98.97	10.5	41	55.4	-166		-		356.5, 15.5	256.1, 32.9				
02/04/21.	09.23.14	19.44	-99	7.7					2.8							
02/04/21.	09.59.56	19.43	-99.01	8.9					2.6							
99/11/13.	17.43.19	19.37	-98.91	6	Compuesto				2.7				A	N	C	11
99/11/13.	20.22.45	19.38	-98.92	5.5	252	65	-50.3		2.2		314.6, 11.2	209.7, 52.4				
99/11/13.	23.54.50	19.37	-98.9	5					2							
99/11/14.	01.02.35	19.37	-98.89	2.5					2.6							
99/11/14.	22.34.55	19.37	-98.92	9					2.7							
04/10/08.	03.07.21	19.33	-98.94	11.7	Compuesto				2.5				B	N	C	12
06/02/02.	19.27.45	19.33	-98.93	33.2	240	37.9	-111		2.9		164.9, 8.8	41.3, 74.4				

Fecha (yy/mm/dd)	Hora Origen (hh.mm.ss)	Epicentro		Prof. (km)	Mecanismo			Mo x 10+20 din*cm	Mc	Mw	Ejes (acimut, buza)		Calif	Rég.	Mét.	Eve.
		Lat (°)	Lon (°)		$\theta$ (°)	$\delta$ (°)	$\lambda$ (°)				T (°)	P (°)				
03/11/26.	05.04.26	19.17	98.93	5.7	278	59	-52.6		2.9		342.4, 6.8	241.6, 57.8	A	N	H	13
99/12/07.	13.53.49	19.2	-98.93	5.1 F	271	73	61		3.4		133.9, 16.2	226.2, 7.7	A	L	H	14
99/07/25.	14.26.01	19.17	-98.95	5.5	289	81	-47.8		3.2		347.7, 24	236.6, 38.9	B	D	H	15
99/06/07.	00.24.14	19.17	-98.96	5	90	54.7	-60		2.7		159.2, 5.3	57.7, 65.3	A	N	S	16
03/01/08.	21.27.20	19.18	98.97	12.9	Compuesto				-				A	N	C	17
03/11/16.	05.04.19	19.18	98.967	7.4	110	77.6	-81.5		2.7		192.9, 32.1	31, 56.6				
97/08/26.	09.12.01	19.2	-98.95	10.5	Compuesto				-				B	N	C	18
03/11/11.	08.43.54	19.2	-98.96	5.3	71	67.8	-69.3		2.8		145.6, 20.2	12.7, 61.6				
00/07/06.	08.36.24	19.18	-98.97	5.1	Compuesto				-				B	NL	C	19
00/07/06.	13.15.33	19.18	98.97	5	263	70	-38.1		2.9		318.6, 10	220.2, 41				
04/12/14.	17.47.34	19.17	-98.94	5.1	Compuesto				2.9				A	N	C	20
06/05/05.	15.25.03	19.18	-98.94	3.4	266	52.4	-47.9		3.1		144.7, 1	239.1, 58				
03/11/16.	03.17.13	19.17	-98.94	6	268	60	-17.6		3.5		134.9, 9.7	231.1, 32.6	C	L	H	21
07/05/30.	20.42.27	19.21	-99.41	5.1	88	81	156	15.4	3.9	3.4	42.7, 23.3	137, 10	A	L	D	22

**Simbología:**

**Mecanismo Focal:**

$\theta$ =acimut;  $\delta$ = buzamiento;  $\lambda$ =deslizamiento

**Ejes:**

T=Eje extensivo; P=Eje compresivo

**Calificación (Calif):**

Calificación asignada en el capítulo 3.

**Régimen (Rég):**

N (normal); L (lateral); NL (normal-lateral); D (desconocido)

**Método (Mét):**

H (hash); D (dreger); S (mec. Sencillo); C (mec. Compuesto)

**Evento (Eve.)**

Número asignado al mecanismo en el capítulo 3.

## Referencias.

Aguilar Rosales, Miguel Ángel, Determinación del Tipo de Fuentes Sísmicas dentro de la Cuenca de México y su Relación con la Geología Local, Tesis Facultad de Ciencias, UNAM, 2004.

Astiz, L. M. Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979, Tesis Facultad de Ingeniería, UNAM, 1980.

Burbach VanNess, George, Frohlich, Cliff, Pennington, Wayne D. Wayne and Matumoto, Tosimatu. Seismicity and Tectonics of the subducted Cocos Plate. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 89, No. B9, pp. 7719-7735, September 10, 1984.

Chavacán Ávila, Marcos Roberto. Catálogo de Sismicidad Local para la Cuenca de México. Tesis Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, 2007.

Colín Rodríguez, Azucena. Neotectónica de la Semifosa Tláhuac-Tulyehualco. IPN Tesis Ingeniería, 2006.

Cronin, Vince. A Draft Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists. Baylor University. Distribuido por Vince Cronin para propósitos educativos no lucrativos (Vince\_Cronin@baylor.edu), 2004.

De Cserna, Zoltan, De la Fuente-Duch, Mauricio, Palacios-Nieto, Miguel, Triay, Leonardo, Mitre-Salazar, Luis Miguel y Mota-Palomino, Reynaldo. Estructura Geológica, Gravimetría, Sismicidad y Relaciones Geotectónicas Regionales de la Cuenca de México. Boletín 104, Instituto de Geología, UNAM, 1987 (1988), México, D.F.

Delgadillo Peralta, Margarita, Un estudio de sismicidad en el Valle de México durante el periodo de 1996 – 2000. Tesis Física, Facultad de Ciencias, UNAM, 2001.

DeMets, Charles and Wilson, Douglas S. Relative motions of the Pacific, Rivera, Northamerican, and Cocos plates since 0.78 Ma. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No B2, pp. 2789-2806, February 10, 1997.

Dreger S., Douglas and Helmberger V., Donald, Determination of Source Parameters at Regional Distances With Three-Component Sparse Network Data. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 98, No. B5, pp. 8107-8125, May 10, 1993.

Dreger S., Douglas and Helmberger V., Donald, Broad Band Modeling of Local Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 80, No. 5, pp. 1162-1179, October 1990.

Dreger S., Douglas, Time-Domain Moment Tensor INVerse Code (TDMT\_INVC) Version 1.1, manual del software, August 8, 2002.

Ego, Frédéric y Ansan, Véronique. Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102° - 99° W) in transtensive deformation?. *Tectonophysics*, 359 (2002), pp.189-208.

Ferrari, L, M. López-Martínez, G. Aguirre-Díaz y G. Carrasco Núñez. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, pp 303 – 306, 1999.

Ferrari, L. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32, pp 77 – 80, 2004.

Figuroa A., Jesús, Sismicidad en la Cuenca del Valle de México: Informe 289 del Instituto de Ingeniería, UNAM.

Frohlich, Cliff, Triangle Diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity earthquake focal mechanisms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75, 1992, pp 193 – 198.

García Palomo, Armando, Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J. C., Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geofísica Internacional*, (2002), Vol. 41, No. 2, pp 133-150.

García Palomo, Armando. Vulcanismo y Geología Estructural de la Región de Apan, Edos. de Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México. UNAM Tesis doctoral, 2002.

García Palomo, Armando, Zamorano, José Juan, López-Miguel, Celia, Galván-García, Adriana, Carlos-Valerio, Víctor, Ortega, Roberto y Macías, José Luis. El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 25, No 1, 2008, pp. 158 -178.

Gorbatov, Alexei and Fukao, Yoshio. Tomographic search for missing link between the ancient Farallon subduction and the present Cocos subduction. *Geophys. J. Int.* (2005), 160, pp. 849-854.

Hardebeck L., Jeanne and Shearer M., Peter, Using S/P Amplitude Ratios to Constrain the Focal Mechanisms of Small Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 6, pp 2434-2444, December 2003.

Hardebeck L., Jeanne and Shearer M., Peter, A New Method for Determining First-Motion Focal Mechanisms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 92, No. 6, pp 2264-2276, August 2002.

Hardebeck L., Jeanne and Shearer M., Peter, HASH: A FORTRAN Program for Computing Earthquake First-Motion Focal Mechanism –v1.1 Reference Manual, August 17, 2005.

Havskov, J., The Earthquake Swarm of February 1981 in Mexico City, *Geofísica Internacional*, Vol. 21-2, pp. 157-175 (1982).

Havskov, J., L. Ottemoller. SEISAN earthquake analysis software. *Seism. Res. Lett.*, 70, pp 532 – 534 (1999).

Holmes, Arthur, Geología Física, Ediciones Omega, tercera edición, Barcelona (1980).

Husker, Allen (2007), Tomography of the subducting Cocos plate in central Mexico using data from the installation of a prototype wireless seismic network: Images of a truncated slab, Ph.D. thesis, 107 pp., UCLA, Los Angeles, Ca.

Iglesias, A., Singh, S. K., Pacheco, J. F., and Ordaz, M. A Source and Wave Propagation Study of the Copalillo, Mexico, Earthquake of 21 July 2000 (Mw 5.9): Implications for Seismic Hazard in Mexico City from Inslab Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 92, No. 3, pp. 1060 – 1071, April 2002.

Jimenez, Zenón. Reporte de la secuencia sísmica de Texcoco de enero de 1973. Boletín sismológico del SSN. UNAM, 1973.

Johnson, C. A. and Harrison, C. G. A., Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 64, 1990.

Lugo-Hubp, J., Pérez-Vega, A y Rojas-Salas, M. Formación de grietas en la margen del antiguo lago al oriente de la cuenca de México. *Geofísica Internacional*. Vol. 30, No. 2, pp. 87-95, 1991.

Lienart, B. R., Haskov, J. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seism. Res. Lett.*, 66, 26 – 36, (1995)

Marret, Randall and Peacock, David C. P., Strain and Stress, *Journal of Structural Geology*, Vol. 21, pp. 1057 – 1063, 1999.

Michael, Andrew J., Use of Focal Mechanisms to Determine Stress: A Control Study, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B1, pp 357-368, January 10, 1987.

Michael, Andrew J. Determination Of Stress From Slip Data: Faults and Folds, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B13 pp 11,517-11,526, December 10, 1984.

Molnar, Peter and Sykes Lynn R. Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 80, pp. 1639-1684, September, 1969.

Nixon, Graham T. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 93, pp. 514-523, June 1983.

Pardo, Mario y Suárez, Gerardo. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 100, No. B7, pp 12,357-12,373, July 10, 1995.

Quintanar Robles, Luis, Jiménez Jiménez, Zenón, Valdés González, Carlos, Yamamoto Victorio, Jaime. Informe del sismo de 16 de octubre del 2005 en la delegación Tlalpan. Servicio Sismológico Nacional (portal internet), UNAM, 2005.

Quintanar, Luis, Rodríguez González, Miguel y Campos Enríquez, Oscar. A Shallow Crustal Earthquake Doublet from the Trans-Mexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 3, pp. 845 – 855, June 2004.

Santoyo Villa, Enrique, Ovando-Shelley, Efraín, Mooser H., Federico y León Plata, Elvira, Síntesis Geotécnica de la Cuenca del Valle de México, T.G.C, 2005.

Singh, S. K., Anderson, J. G. y Rodríguez, Miguel. Triggered Seismicity in the Valley of Mexico from Major Mexican earthquakes, *Geofísica Internacional* (1998), vol. 37, No. 1.

Stein, Seth, Sella F., Giovanni; Plate Boundary Zones: Concepts and Approaches. Plate Boundary Zones, *Geodynamics Series 30, 2002, American Geophysical Union*.

Stein, Seth and Wysession, Michael, An introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, Blackwell Publishing, 2003.

Suárez, G. y Jiménez, Z. Sismos en la ciudad de México y el terremoto de 19 de septiembre de 1985. *Cuadernos de Geofísica*, UNAM, 1987.

Suter, Max. A neotectonic-geomorphologic investigation of the prehistoric rock avalanche damming Laguna de Metztlán (Hidalgo State, east-central Mexico). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 21, No. 3, pp. 397-411, 2004.

Suter, Max, Carrillo-Martínez, Miguel, Quintero-Legorreta, Odranoel, Macro seismic Study of Shallow Earthquakes in the Central and Eastern Parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86, No 6, pp 1952-1963, December 1996.

Suter, Max, López Martínez, Margarita, Quintero Legorreta, Odranoel, Carrillo Martínez, Miguel. Quaternary intra-arc extensión in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 113, No. 6, June, 2001.

UNAM and CENAPRED Seimology Group, The Milpa Alta earthquake of January 21, 1995, *Geofísica Internacional* (1995), Vol. 34, Num 4, pp 355 – 362.

Wessel, Paul and H. F. Smith, Walter GMT Version 3.3 A Map-Making Tutorial, 1999.

Zoback, M.L. First and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B8), pp. 11703-11728, 1992.