

01131
5



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

PARÁMETROS DE FUENTE ASOCIADOS A LA SISMICIDAD DEL SISTEMA DE FALLAS DE LA SIERRA DEL CHICHINAUTZIN

Autorizo a la Dirección General de UNAM a difundir en formato electrónico el contenido de mi trabajo.

NOMBRE: Marcos Roberto Chavacán Avila

FECHA: 03 de julio del 2003

FIRMA: Marcos Chavacán Avila

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A
MARCOS ROBERTO CHAVACÁN AVILA

DIRECTOR DE TESIS:

M.C. JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO



CIUDAD UNIVERSITARIA

JUNIO DEL 2003

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



SECRETARÍA DE EDUCACIÓN PÚBLICA
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-1506

SR. MARCOS ROBERTO CHAVACAN AVILA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor M. C. Javier Francisco Lermo Samaniego y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

**PARAMETROS DE FUENTE ASOCIADOS A LA SISMICIDAD DEL SISTEMA DE FALLAS
DE LA SIERRA DEL CHICHINAUTZIN**

- RESUMEN**
- I INTRODUCCION**
- II ASPECTOS GEOLOGICOS**
- III ACTIVIDAD SISMICA EN LA REGION Y RELOCALIZACION**
- IV ANALISIS DE LA SISMICIDAD Y MODELADO DE FORMAS DE ONDA**
- V DISCUSION Y CONCLUSIONES**
- REFERENCIAS**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 21 de noviembre de 2001
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg

(P)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

DEDICATORIA

A mi querida *abue* y mi inolvidable *luchis*: porque sin ellas seguramente no estaría aquí. Este trabajo está dedicado a la memoria de estas dos maravillosas personas. Llevo su recuerdo y su amor por siempre.

A mi mamá y mi hermana: porque siempre han estado conmigo, a pesar de todo. Sin ustedes no hubiera sido posible concluir este trabajo. Gracias por darme fuerza para seguir en el camino.

A mi tía y mi abuelo: por su cariño y valioso apoyo en tiempos difíciles. Salir adelante siempre fue más sencillo con ustedes cerca.

A Argelia Domínguez, Alejandro Cabrales, Leticia Rubio, Gerardo Rivas, Edgar Chimal, Raúl Espinoza, Fernando del Río y Rosario Lita: por lo mucho que aprendí de ustedes. Su amistad siempre ha sido invaluable para mí. Me siento muy afortunado de haberlos conocido, pues en realidad hay muy pocas personas como ustedes.

A la mesa directiva del LS: Carlos Nava, Humberto Macedo, Héctor Jacques, Rafael Coronel y Gerardo Huicochea. Por su amistad sincera e incondicional. No sé si hubiera sobrevivido en la Facultad sin ustedes. LLLM!

A mis amigos y compañeros: Octavio Salas, Olivia Herrera, Paul León, Oscar Boni, Jorge Monroy, Diana Ruelas, Eduardo Verde, César López, Vicente Hernández, Koichi Muroga, Carolina Camargo, Miriam Abad, Afda Quezada, Javier Sánchez, Licelda Escutia, Nadxieli de la Rosa, Gerardo Hernández, Paola Godínez y Nancy Hernández.

A todas las personas que de alguna u otra manera me brindaron su ayuda por pequeña que parezca haber sido. Es imposible que los mencione a todos pero siempre los llevaré presentes.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

AGRADECIMIENTOS

Agradezco profundamente al M.C. Javier Lermo Samaniego, por haberme brindado su confianza desde el primer momento y por la casi infinita paciencia que me tuvo durante la dirección de esta tesis. Gracias

A Jorge Soto Peredo, tanto por su amistad como por las constantes asesorías brindadas. No pude haber tenido un mejor compañero de cubículo.

A todos mis sinodales, pues sus acertadas observaciones han enriquecido enormemente este trabajo. Especialmente al Ing. Jorge Nieto y al Dr. Luis Quintanar, por el tiempo extra y la atención especial que le dedicaron a esta tesis.

Al Dr. Martín Cárdenas, por sus consejos tanto académicos como personales.

A todos los integrantes de la Coordinación de Ingeniería Sismológica (II-UNAM), que en más de una ocasión me ayudaron para la elaboración de este trabajo.

Al Instituto de Ingeniería, a la Facultad de Ingeniería y a la UNAM; instituciones que son orgullo de México y que hicieron posible la realización de este trabajo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ÍNDICE

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN	1
I.1. Metodología	2
I.2. Antecedentes	2
I.2.1 Sismicidad en la Cuenca de México.....	2
I.2.2 Estudios de sismicidad en la zona de interés.....	4

CAPÍTULO II

ASPECTOS GEOLÓGICOS	10
II.1. Cinturón Volcánico Mexicano (CVM)	10
II.1.1. Origen del CVM.....	10
II.1.2. Edad.....	11
II.1.3. Tectónica.....	12
II.1.4. Ubicación de la zona de estudio dentro del CVM.....	12
II.2. Cuenca de México	12
II.3. Sierra del Chichinautzin (SC)	12
II.3.1. Descripción.....	12
II.3.2. Orientación de los conos y fracturas.....	14
II.3.3. Secuencia estratigráfica.....	14
II.3.3.1. Formaciones Marinas del Cretácico Inferior.....	14
II.3.3.2. Formación Morelos.....	15
II.3.3.3. Formación Cuautla.....	15
II.3.3.4. Grupo Balsas.....	15
II.3.3.5. Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío- Mioceno Temprano.....	15
II.3.3.6. Vulcanitas del Mioceno.....	16
II.3.3.7. Rocas del Plioceno.....	16
II.3.3.8. Vulcanitas del Cuaternario Superior.....	16

CAPÍTULO III

ACTIVIDAD SÍSMICA EN LA REGIÓN Y RELOCALIZACIÓN	20
--	----

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD Y MODELADO DE FORMAS DE ONDA	27
IV.1. Análisis de la Sismicidad	27
IV.1.1. Análisis de las relocalizaciones.....	27
IV.1.1.1. Juchitepec - Milpa Alta.....	27
IV.1.1.2. Zempoala.....	33
IV.1.1.3. Toluca.....	33
IV.1.2. Mecanismos focales elaborados.....	37
IV.1.2.1. Juchitepec.....	37
IV.1.2.2. Milpa Alta.....	37
IV.1.2.3. Zempoala.....	38
IV.1.2.4. Toluca.....	38
D.1. Cálculo de los parámetros espectrales.....	42
IV.1.4. Magnitud.....	48
IV.2. Modelado de Formas de Onda	49
D.2. Obtención de las formas de onda.....	49
D.2.1. Proceso para modelar.....	49
IV.2.2. Evento modelados.....	50
IV.2.2.1. Milpa Alta.....	50
IV.2.2.2. Zempoala.....	56

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	59
V.1. Discusión de los resultados	59
V.2. Conclusiones	65
REFERENCIAS	67

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

A. REDES SÍSMICAS UTILIZADAS	72
A.1. Red de monitoreo del volcán Popocatépetl.....	72
A.2. Red sismológica Nacional (Servicio Sismológico Nacional).....	72
A.3. La Red Sísmica del Valle de México(RSVM).....	74
A.4. Red Sismotelemétrica del Valle de México (SISMEX).....	74
B. MECANISMOS FOCALES	76
C. ALGORITMO DE RELOCALIZACIÓN	79
C.1. Hypocenter.....	79
C.2. Breve descripción de Hypocenter.....	79
D. ANÁLISIS ESPECTRAL Y MODELADO	83
D.1. Parámetros espectrales.....	83
D.1.1. Cálculo del desplazamiento.....	83
D.2. Sintéticos.....	84
D.2.1. La ecuación de onda.....	84
D.2.2. El método de Bouchon.....	87
D.2.3. Los programas Bouch y Bousei.....	89

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

RESUMEN

Los estudios realizados acerca de la actividad sísmica local en la Cuenca de México, tradicionalmente se han visto limitados por la carencia de información, no sólo sísmica sino también geológica. En este trabajo se analiza la sismicidad al sur de la Cuenca, aprovechando la base de datos y las redes sismológicas actuales. Para este efecto se relocalizaron 48 sismos generados dentro de la Sierra del Chichinautzin, cerca de las localidades de Juchitepec, Estado de México, Milpa Alta, D.F. y Zempoala, Morelos. Se realizaron mecanismos focales simples y compuestos para todos los eventos, así como también un análisis espectral para ocho sismos registrados en instrumentos de Banda Ancha para modelar sus formas de onda. Los parámetros de fuente encontrados indican que los sismos son provocados por un sistema de fallas cuyas características concuerdan con los rasgos geológicos observados en esta Sierra. Estos resultados permitirán evaluar, en futuros estudios, el peligro sísmico de una de las zonas más activas dentro de la Cuenca de México: la Sierra del Chichinautzin.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

Los terremotos destructores en México han propiciado un esfuerzo cada vez mayor para entender sus causas y los efectos que pueden llegar a tener principalmente en las grandes ciudades. La información resultante de los numerosos trabajos que se han realizado en torno a estos macrosismos ha permitido comprender mejor sus orígenes y la manera en que afectan las construcciones.

Desafortunadamente, la actividad sísmica generada dentro del continente, y particularmente la originada en la Cuenca de México (CM) y zonas colindantes, ha sido poco estudiada, debido a las bajas magnitudes de los sismos locales que nunca han tenido, al menos en la historia instrumental de la CM, algún efecto comparable con los grandes sismos de subducción. Sin embargo la actividad sísmica local en la CM existe y el mejorar el conocimiento que tenemos de ella permitirá en un futuro, controlar los efectos adversos que pudieran presentarse.

Una de las zonas sísmicas locales en la CM es la Sierra del Chichinautzin (SC), límite sur de la Cuenca y por ende, cercana a la capital de la República. Dos sismos importantes han sido reportados en la SC: el primero en 1984 y el otro en 1995. Los dos estudios sismológicos más importantes acerca de esta zona fueron elaborados precisamente para reportar esos sismos. Sin embargo, sus resultados son aparentemente contrarios pues el primero estima una falla con dirección casi Norte - Sur (NS) y el segundo una falla con dirección casi Este - Oeste (EW). Los trabajos posteriores que han analizado sismológicamente la SC se apegan a una u otra de estas opciones sin tratar de resolver la cuestión. Además, el primer trabajo, al haber sido realizado hace 18 años, tuvo la limitante de la escasa cobertura de estaciones sismológicas en ese tiempo, mientras que el segundo, a pesar de haberse llevado a cabo hace ocho años, sólo analizó un sólo evento.

Esta situación ha cambiado, afortunadamente, para bien. Gradualmente, en los últimos treinta años, se han ido instalando más y mejores redes sismológicas en la CM y zonas colindantes, con lo que se han incrementado la cantidad y calidad de los registros de la actividad local.

La principal motivación del presente trabajo es aprovechar la cobertura de las nuevas redes, las nuevas tecnologías y la mayor cantidad de datos en comparación con los trabajos previos, para así terminar con la incertidumbre en los resultados hasta la fecha publicados

De alguna manera también se pretende llamar la atención acerca de lo limitado que es nuestro conocimiento de la actividad sísmica cortical y particularmente en las zonas cercanas a la CM. Entre más sepamos acerca de la sismicidad existente, se podrán evitar tragedias que pudieran derivarse del desconocimiento de la misma.

El objetivo central de este trabajo es estimar los parámetros de fuente que caracterizan la sismicidad observada en la SC, cerca de los poblados de Juchitepec, Estado de México, Milpa Alta, Distrito Federal y Zempoala, Morelos. Los parámetros de fuente considerados en este estudio son : localización, profundidad, mecanismo focal (rumbo, echado y corrimiento), momento, caída de esfuerzos, frecuencia de esquina y radio de ruptura.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

I.1 Metodología

La actividad sísmica observada y registrada por SISMEX (II-UNAM) fue organizada en una base de datos y relocalizada. Los datos fueron complementados con registros de otras tres redes sismológicas (ver apéndice A). Una vez relocalizados todos los eventos se realizaron los siguientes análisis:

- Trazo de perfiles en varias direcciones
- Elaboración de mecanismos focales
- Cálculo y comparación de magnitudes
- Análisis espectral de los eventos mejor registrados
- Modelado de formas de onda

Primero se presenta la ubicación geográfica y geológica de la zona en donde se ha observado la sismicidad (capítulo II), así como los datos geológicos recopilados de la zona de interés y del sector de la provincia geológica en donde se encuentra (*i.e.* la porción centro-oriental del Cinturón Volcánico Mexicano). Después se explica como se hizo la relocalización de los eventos registrados y se presentan los datos relocalizados (capítulo III). Los resultados de los análisis presentados en la lista anterior se encuentran en el capítulo IV, así como las explicaciones correspondientes a cada uno de ellos. Finalmente, los resultados son discutidos en la primera parte del capítulo V, para terminar con las conclusiones en la parte complementaria de ese capítulo.

I.2 Antecedentes

I.2.1 Sismicidad en la Cuenca de México

La sismicidad que afecta a la CM ha sido dividida en cuatro zonas sísmicas diferentes (Rosenblueth, *et. al.*, 1987):

- La zona de subducción de la placa de Cocos (Figura I.1)
- La parte de la placa Norteamericana nombrada Acambay en la figura I.1, llamada así en referencia al sismo ocurrido en 1912, de $M_w = 7.0$ (Urbina, F. y H. Camacho, 1913)
- La zona llamada Normal en la figura I.1, la cual es la parte interior de la placa de Cocos
- La zona denominada Local es la CM, en donde se producen temblores debido a la existencia de sistemas de fallas en el CVM.

La cuarta zona, denominada Local, comprende precisamente la sismicidad ocurrida dentro de la Cuenca, de la cual en este trabajo se estudiará la parte sur.

A lo largo de la historia se han registrado sismos locales en la Cuenca, que si bien no suelen ser catastróficos como los macrosismos de subducción, merecen ser estudiados con mayor detalle para minimizar el peligro sísmico. Existen registros históricos (incluso algunos que datan de la época precolombina) de la ocurrencia de sismos locales sentidos en la Cd. de

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

México, lográndose ubicar aproximadamente el lugar en que se generaron, por medio de la descripción de los efectos y daños causados por dichos eventos (García Acosta, V. y Suárez, G., 1996; Rosenblueth, 1987). Conforme se fue instrumentando la CM, quedó en claro que la sismicidad local existía e incluso era un fenómeno frecuente. Así, a principios de los setenta, Figueroa (1971) advierte sobre la urgente necesidad de implementar estaciones sismológicas en la CM y presenta un detallado estudio estadístico de la sismicidad local, haciendo énfasis en la gran frecuencia con que se generan estos eventos, dado que de 1910 a 1970 se habían presentado 21,705 sismos locales. Prince (1974) reporta una serie de temblores originados en el sur de la Ciudad de México en las primeras semanas de julio de 1974, sin que se produjeran daños de consideración ni víctimas pero que llamaron mucho la atención de la gente por su frecuencia e intensidad, la cual llegó a ser de grado V en la escala modificada de Mercalli. Finalmente, entre el 4 y el 15 de febrero de 1981, se produjo en la Ciudad de México un enjambre de temblores los cuales fueron bien registrados y además ampliamente sentidos en toda la Ciudad, debido a las magnitudes anormalmente altas para sismos locales pues los cinco eventos mayores tuvieron magnitudes entre 2.7 y 3.2 M_L (Havskov, 1982).

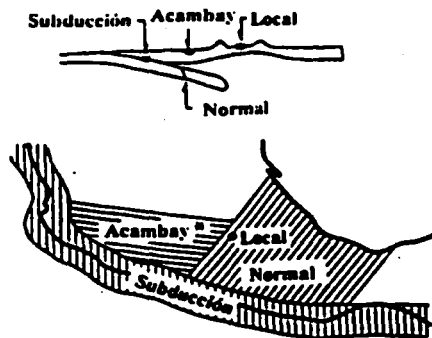


Figura I.1. Zonas sísmogénicas que afectan a la CM, según Rosenblueth, et.al. (1987). La zona llamada Subducción indica la zona donde se originan los temblores producidos en este límite convergente de placas; la zona llamada Normal indica la zona donde se generan temblores de profundidad intermedia, asociados a rompimientos de la placa de Cocos ya subducida; la zona Acambay indica la región de la placa de Norteamérica donde se originan temblores, siendo un ejemplo típico el ocurrido en Acambay en 1912 (Urbina y Camacho, 1913); y finalmente, la zona llamada Local hace referencia a los temblores ocurridos en la Cuenca o cerca de ella.

Hasta 1970, habían en la CM sólo cuatro instrumentos: tres sismógrafos de registro mecánico en Tacubaya y uno electromagnético en la UNAM (Figueroa, 1971). En 1973, el Instituto de Ingeniería de la UNAM instaló la red SISMEC para la detección de sismos locales. Con el mismo objetivo, el Instituto de Geofísica de la UNAM instaló en 1993 la Red Sísmica del Valle de México. Por último, en 1995 el CENAPRED instaló la Red de Monitoreo del Volcán Popocatepetl. Estas estaciones, junto con la red regional del Servicio Sismológico Nacional, han permitido una mejor cobertura y registro de la sismicidad local en la CM.

1.2.2 Estudios de sismicidad en la zona de interés

La región donde se concentra la sismicidad estudiada se encuentra dentro del límite septentrional de la SC; los poblados principales más cercanos son Juchitepec, Estado de México y Milpa Alta, Distrito Federal. La actividad sísmica en la SC no es tan importante como la de otras zonas sismogénicas en México; al menos esa es la impresión que da la poca información y los escasos datos y trabajos en la zona. Sin embargo, como ya se ha mencionado, es probable que la sismicidad en la SC permanezca subestimada por la escasa cobertura de estaciones sísmicas que hasta hace 30 años había en la CM y regiones colindantes. Es por ello que al contar con más datos gracias a las nuevas redes, se han detectado regularmente sismos con profundidades menores a 20 km y de magnitudes menores a 4 (Mc) aunque no se ha logrado un conocimiento completo de su génesis. A continuación se hace una revisión de los trabajos más importantes que han estudiado la sismicidad de la SC.

Rodríguez *et. al.* (1984) analizan el primer temblor importante registrado en la SC, ocurrido el 2 de febrero de 1984, al que le fue asignada una magnitud de coda (Mc) de 3.7 y una intensidad hasta de grado VI (MM) en el poblado de Juchitepec. El evento fue localizado en las coordenadas 19.128° N y 98.872° W a una profundidad menor de 17 km. Una red local fue instalada en la zona epicentral, tres días después del sismo principal, la cual fue operada durante diez días, logrando localizar 39 réplicas, con magnitud de coda y profundidad promedio de dos (Mc) y seis kilómetros, respectivamente. La red local constaba de sismómetros de periodo corto, cuatro analógicos con registro en papel ahumado y dos digitales, además de que se utilizaron datos de la estación de SISMEEX el Pino (IIP), ya desaparecida, que constaba de un sismómetro vertical de periodo corto ($T = 1$ segundo) y de la estación Panteón (PAN), también del mismo periodo, operada por el Instituto de Geofísica. En la figura I.2 se muestra la cobertura de estaciones dentro y alrededor de la CM en el año de 1984. Nótese que esas estaciones son las que registraron al sismo principal y sus réplicas previo a la instalación de la red local. Todas las estaciones son de periodo corto. Lo limitado de esta cobertura, así como las características de las estaciones de la red local (*i.e.* periodo corto y registros en papel ahumado) provocaron una dispersión considerable en la localización de los epicentros. También hubo incertidumbre en la elección del plano de falla del mecanismo focal, pues a pesar de que los epicentros se alinearon aproximadamente en una franja EW (Figura I.3) no se logró establecer cuál de las dos soluciones de plano de falla era el más adecuado. Si bien los autores eligieron el plano de rumbo N 10° E y echado al SE (Figura I.3, recuadro 2), el perfil mostró una alineación hipocentral en un plano con echado al NE (Figura I.3, recuadro 1), lo que fue atribuido a los "pocos datos que se usaron para su elaboración".

Bravo *et. al.* (1988) estudian la sismicidad del Valle de México y recopilan un catálogo con eventos desde el cinco de abril de 1976 hasta el doce de marzo de 1987. Ellos relocalizan cinco eventos en la zona cercana a Juchitepec y simplemente retoman el mecanismo focal encontrado por Rodríguez *et. al.* (1985) como la solución representativa de la zona sin modificarlo ni hacer algún otra consideración para la zona.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

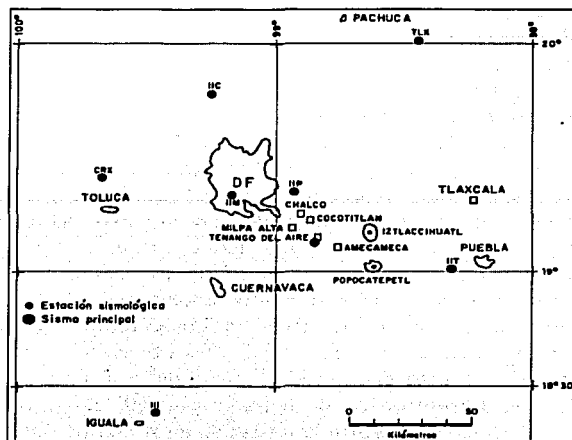


Figura I.2. Distribución de estaciones que registraron el sismo principal de 1984 (Rodríguez, *et al.*, 1984). Todas las estaciones son de período corto. Nótese que en 1984, solamente existían siete estaciones sísmicas permanentes en la CM y zonas colindantes y que dos de ellas estaban aproximadamente a 110 km de distancia de la zona epicentral (TLX e III).

El otro sismo de importancia de la SC hasta ahora reportado fue el ocurrido el 21 de enero de 1995 (UNAM & CENAPRED Seismology Group, 1995). Este evento ($M_c = 3.9$) se localizó en las coordenadas $19.18^\circ N$ y $98.97^\circ W$ a una profundidad de 12.5 km y fue registrado por dos estaciones de banda ancha y diez estaciones de período corto, aprovechando las entonces recién instaladas redes del Valle de México y de monitoreo del volcán Popocatepetl. Sin embargo en ese artículo no se reporta cuales estaciones registraron el evento, mostrando únicamente la localización sin los nombres de las estaciones. En este trabajo sí tomaron en cuenta la alineación de los eventos mejor localizados de Rodríguez *et al.* (1985), ya mencionada y mostrada en la figura I.3, por lo que concluyen que el plano de falla es aquél con rumbo 106° , echado 63° y corrimiento -39° (Figura I.4). Lo interesante es notar que el mecanismo focal es diferente al encontrado en el trabajo de 1984, pues se trata de un mecanismo de falla normal con una gran componente lateral izquierda, mientras que el mecanismo de Rodríguez *et al.* (1984), tomando como solución el plano casi EW, es de falla lateral con una ligera componente normal. Finalmente, UNAM & CENAPRED Seismology Group (1995) utilizan registros de dos estaciones de banda ancha (CUIG y PPM) para realizar sismogramas sintéticos y probar la profundidad calculada y el mecanismo focal estimado. La comparación resulta satisfactoria y las diferencias observadas en las amplitudes fueron atribuidas al poco conocimiento que se tiene de la estructura cortical de la región. La limitante de este trabajo es que solo tuvieron disponible la información de un único sismo.

Lermo *et al.* (1997 y 2001) incluyen esta zona dentro de las siete que definen para agrupar la sismicidad dentro de la CM, realizando la localización preliminar de los eventos ocurridos entre 1993 y 1997, que es la base de datos de la que se parte en este trabajo para relocalizar, además de agregar datos de 1997 a 2000.

Finalmente, Delgadillo (2001) realiza un ambicioso trabajo, estudiando 220 eventos de la CM y zonas colindantes, ocurridos entre los años 1996 y 2000. Separa los agrupamientos principales de la sismicidad en seis zonas y elabora mecanismos focales compuestos para tres de ellas. En lo que respecta a la zona Juchitepec – Milpa Alta, localiza 27 eventos con registros de la Red Sísmica del Valle de México (RSVM). Uno de los tres mecanismos que elaboró fue para la zona de Juchitepec – Milpa Alta, utilizando los 13 eventos que mostraban menor dispersión del agrupamiento principal (debido a que hay cierta dispersión en los eventos, siendo la mayor observada en cuatro eventos alejados a 15 km del centro del agrupamiento principal, ver figura I.5). Las polaridades para el mecanismo fueron leídas de la estación SRBM y de banda ancha, elaborando un mecanismo parecido al de 1995. Después utilizó los registros de la estación de banda ancha en C.U. (CUIG) para invertir un mecanismo focal a partir de un método iterativo que busca reducir las diferencias entre los sismogramas sintéticos que produce y los sismogramas observados. Se utilizó como valor de inicio el mecanismo compuesto encontrado, eligiendo el plano de falla con dirección cercana a la NS (215° de azimuth, 55° de echado y -119° de corrimiento) por lo que nuevamente no hubo una decisión uniforme al asignar un plano de falla (recordar que en el trabajo de 1995 se eligió la solución casi EW). Se presentaron sismogramas sintéticos utilizando el mecanismo encontrado al modelar y utilizando el mecanismo compuesto (Figura I.6). Obsérvese que los sintéticos obtenidos con el mecanismo compuesto modelan correctamente las polaridades de las fases P pero invierten la polaridad correspondiente a la fase S en la componente tangencial. Como es de esperarse, los sintéticos modelados con el mecanismo invertido sí presentan las polaridades correctas (Figura I.7).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

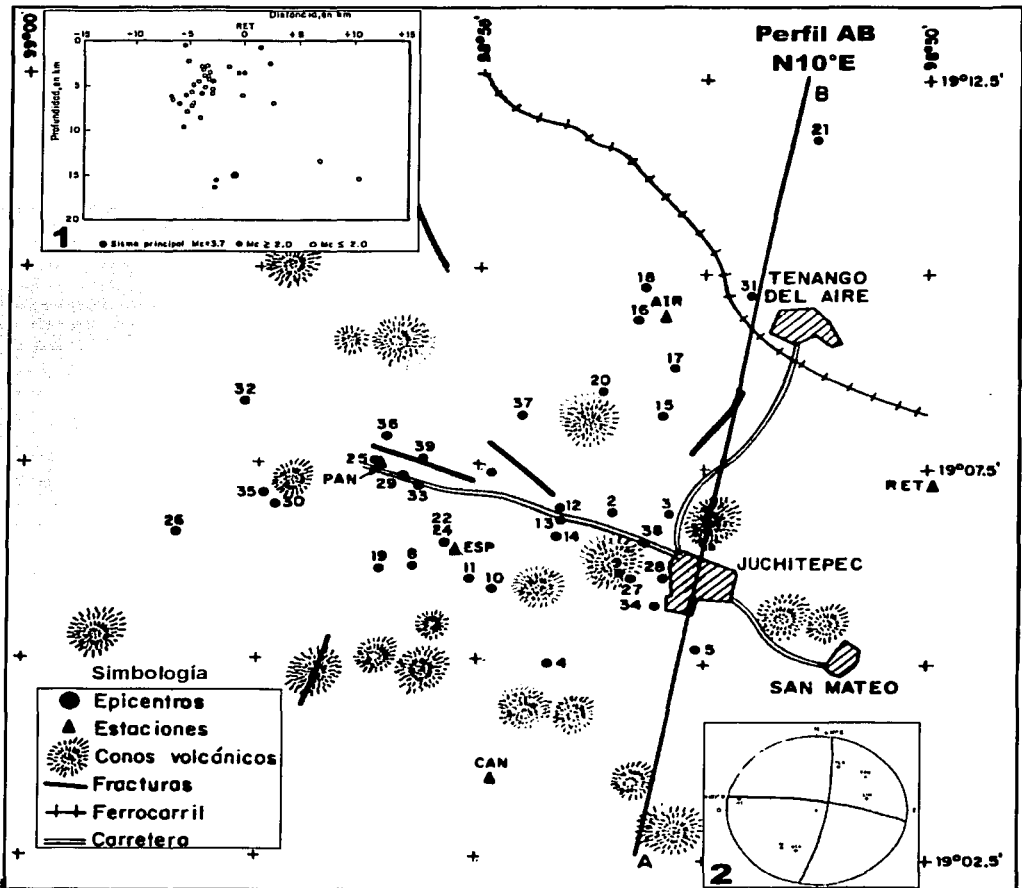
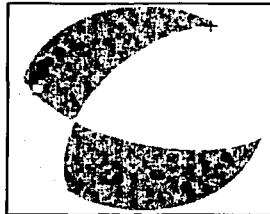


Figura I.3. Distribución de la sismicidad registrada por Rodríguez *et al.* (1984). El recuadro 1 muestra la proyección de los hipocentros sobre un perfil con dirección N 10° E representado en planta por la línea AB. El recuadro 2 muestra el mecanismo focal elaborado, el cual corresponde a una falla lateral.



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Figura I.4. Mecanismo focal elaborado para el sismo del 21 de enero de 1995 (UNAM & CENAPRED Seismology Group, 1995). Nótese la diferencia entre este mecanismo y el obtenido para el sismo de 1984 (recuadro 2, figura anterior)

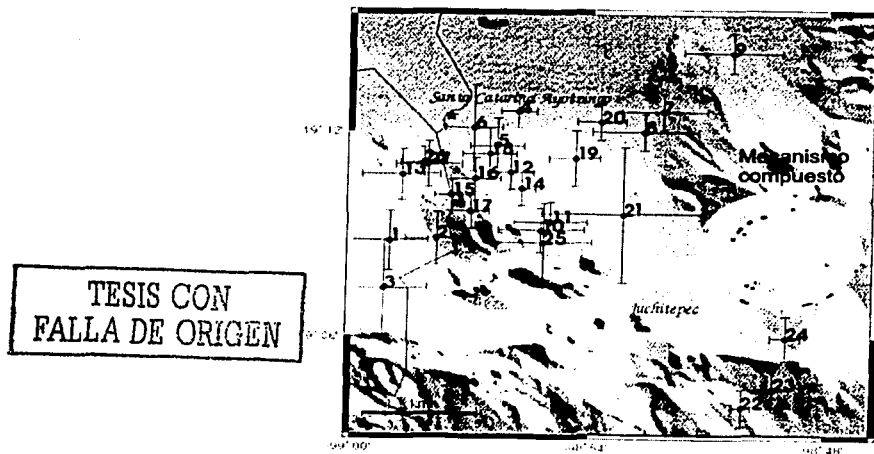


Figura I.5. Sismicidad analizada por Delgadillo (2001) para la zona de Juchitepec – Milpa Alta, así como el mecanismo compuesto que elabora a partir de los primeros arribos de los eventos con los eventos no dispersos (eventos 5, 6, 10, 11, 12, 14, 15, 16, 17, 18, 25, 26 y 27). Se muestran también las líneas de error horizontales. Los planos nodales son : 215° de rumbo, 55° de echado y -119° de corrimiento y 79° de rumbo, 44.2° de echado y -55.3° de corrimiento. Nótese que la sismicidad se concentra al norte de donde ocurrió la sismicidad analizada por Rodríguez *et al.* (1984).

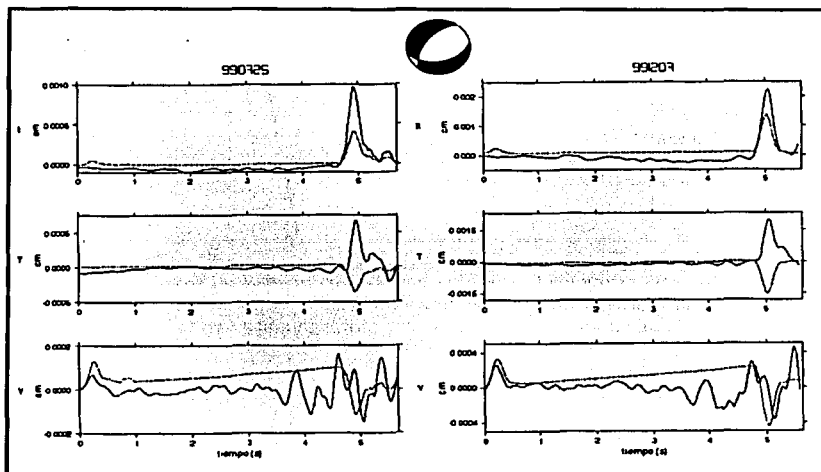


Figura I.6. Sismogramas sintéticos para los eventos del 25 de julio de 1999 y del 7 de diciembre del mismo año, obtenidos utilizando el mecanismo compuesto elaborado a partir de los primeros arribos (Delgadillo, 2001). Se consideró la solución cuyo rumbo es el cercano a la dirección NS (azimuth 215°, ver figura anterior). Nótese como la polaridad de la fase S en las componentes transversales es invertida por el algoritmo. Estos eventos serán analizados en el presente trabajo.

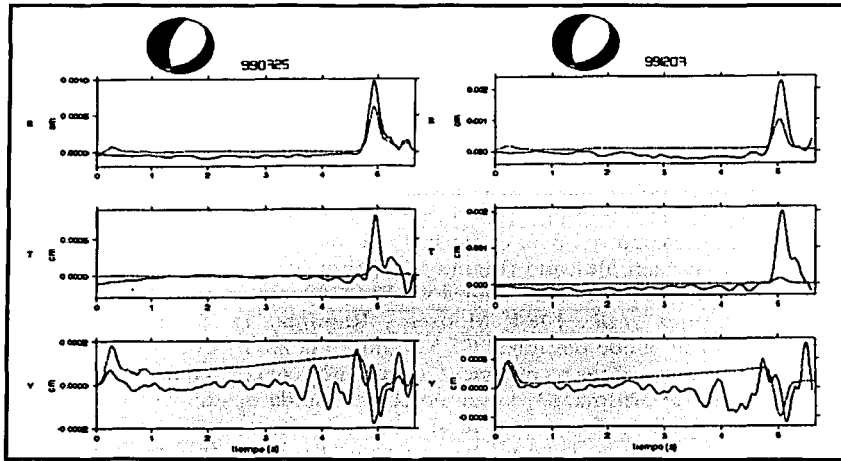


Figura 1.7. Sismogramas sintéticos para los mismos eventos mostrados en la figura anterior pero obtenidos con el plano de falla invertido a partir de las formas de onda. En esta ocasión las polaridades son correctas aunque las amplitudes de la fase S sintética en las componentes transversales son pequeñas en comparación con las observadas. Los mecanismos utilizados, invertidos por el algoritmo son fallas prácticamente normales puras con los siguientes parámetros: 190° de azimuth, 61° de echado y -110° de corrimiento para el evento del 25 de julio de 1999 y 190° de azimuth, 57° de echado y -110° de corrimiento para el evento del 7 de diciembre del mismo año.

CAPÍTULO II. ASPECTOS GEOLÓGICOS

II.1 Cinturón volcánico Mexicano (CVM)

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) es un arco volcánico activo de 1200 km de largo (García-Palomo *et al.*, 2000), que atraviesa México casi por el centro de este a oeste (de ahí que algunos lo llamen faja). Su importancia radica en el hecho de que en él se localizan tanto la mayor actividad volcánica del país como la zona más densamente poblada. A simple vista parece un eje EW muy bien alineado (Figura II.1), pero en una observación más cuidadosa se advierte que su forma es un tanto caprichosa y hasta “zigzagueante” como lo han mencionado algunos (*e.g.*, Rodríguez *et al.*, 1984, Mooser y Ramírez, 1988, *etc.*). De hecho, Demant (1978) afirma que no se puede definir al CVM como una zona continua EW, sino que es más bien un conjunto de cinco zonas volcánicas adyacentes: (1) la zona de la fosa tectónica de Tepic-Chapala, (2) la de Colima, (3) la región comprendida desde Michoacán hasta las fallas de San Miguel de Allende – Taxco; (4) la que comprende desde el Valle de Toluca hasta la Sierra Nevada y por último (5) la que abarca desde el oriente de esta Sierra hasta la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote. El mismo Demant define tres rasgos principales en el CVM:

- **Estrato Volcanes:** escasos pero también muy llamativos debido a su altitud y majestuosidad (*v.g.*, El Nevado de Colima, El Volcán de Fuego, El Nevado de Toluca, El Popocatepetl, El Iztaccíhuatl, La Malinche y la Cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote).
- **Volcanes monogenéticos:** Son mucho más comunes y pequeños; están formados por piroclastos y lava. El ejemplo más conocido es el Parícutín. Están alineados según las tendencias de cada región del CVM.
- **Productos riolíticos:** localizados principalmente en Tepic, Jalisco y en la porción septentrional de las zonas 3 y 4 propuestas por Demant (1978).

II.1.1 Origen del CVM

Alain Demant concluía hace 25 años que las razones de que no hubiese un modelo preciso que describiera el origen del CVM eran la falta de datos geofísicos (principalmente sísmicos) y “una buena ubicación en el tiempo de los diferentes eventos tectónicos y vulcanológicos” (Demant, 1978). Esta situación ha cambiado y, aunque son varias las hipótesis propuestas, un consenso general ha sido aceptado por la comunidad científica internacional, estableciéndose que el CVM es la manifestación continental de la subducción de las placas de Cocos y Rivera a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Mooser, 1975; Álvarez, 1975; Ponce *et al.*, 1992; Pardo y Suárez, 1993, 1995; Singh y Pardo, 1993; *etc.*). El hecho de que el CVM no sea paralelo a la zona de subducción ha sido explicado al proponer que la placa de Cocos cambia su ángulo de subducción conforme pasa por debajo del continente o bien que esta placa se compone de diferentes segmentos, los cuales subducen con ángulos diferentes.

II.1.2 Edad

El vulcanismo en el CVM es plioleistoceno, con la mayoría de la actividad volcánica ocurrida dentro de los últimos 2 millones de años (Demant, 1978, Nixon *et al.*, 1987). No

existe un consenso en cuando a la fecha de inicio de la actividad volcánica (García-Palomo *et al.*, 2002) y las edades varían entre las diferentes porciones en que se ha dividido al CVM. El rango de edades manejado en la literatura es de 8 a 30 millones de años (Allan, 1986; Gastil *et al.*, 1979; Mooser *et al.*, 1974).

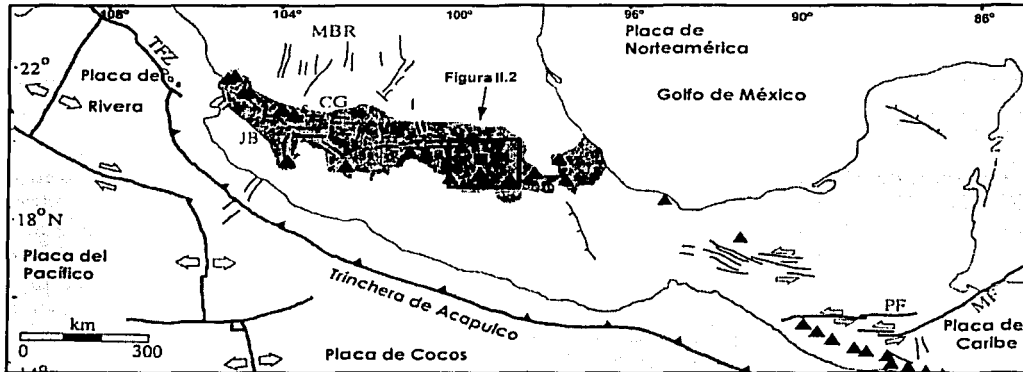


Figura II.1 Ubicación geográfica del CVM y su posición con respecto a las placas tectónicas cercanas. (Modificada de Langridge *et al.*, 2000). Los triángulos son volcanes y las líneas muestran orientaciones principales de fallas. CVM, Cinturón Volcánico Mexicano (zona sombreada); DF, Ciudad de México; CG, graben de Chapala; TPZ, Zona de fractura Tamayo; MBR, parte mexicana de la provincia geológica de Cuencas y Sierras; JB, bloque de Jalisco; PF, falla Polochic y MF, falla Motagua. En el recuadro se muestra la zona ilustrada en la siguiente figura.

II.1.3 Tectónica

Prácticamente todos los autores coinciden que el CVM está sometido a un régimen de esfuerzos tensionales principalmente en sus partes occidental y central, mientras que en la oriental casi no hay la influencia de estos esfuerzos distensivos (Suter *et al.*, 2001). Hay numerosas fallas activas, entendiéndose por falla activa aquella que presenta evidencias (geológicas, históricas, geodésicas o geofísicas) de movimientos dentro del régimen tectónico actual (Slemmons and Mckinney, 1977). Suter *et al.* (2001) estudian la parte central del CVM y sostienen que la dirección de los esfuerzos extensivos es perpendicular al eje (*i.e.* aproximadamente Norte-Sur). Explican que este régimen se debe a dos razones principales: (1) el CVM en su parte central se está colapsando, como resultado de una compensación isostática provocada por su alta elevación y (2) la corteza es muy delgada (*e.g.*, el espesor de la corteza en la parte central del CVM es de 30 a 40 km, mientras que en la parte oriental en donde no se aprecian la extensión cuaternaria, la corteza es de 40 a 50 km y la topografía promedio es mayor).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

II.1.4 Ubicación de la zona de estudio dentro del CVM

La zona de estudio se encuentra localizada al sur de la Cuenca de México, dentro de la Sierra del Chichinautzin (Figura II.2), en la porción centro-oriental del CVM (Nixon *et. al.*, 1987, Pasquaré *et.al.*, 1987, Demant., 1978).

II.2 Cuenca de México.

La Cuenca de México se ubica dentro del CVM y en ella se concentra la mayor zona urbana del país (*i.e.*, la cd. de México). Se localiza entre las latitudes 19° y 20°15' y entre las longitudes -98°15' y 99°30'. Presenta una forma irregular, alargada de norte a sur con una extensión importante en la parte Noreste, mide 110 km en su eje mayor (NS) y 80 km en el menor (Mooser, 1961). Es una cuenca endorreica de desagüe artificial, pues está totalmente rodeada por cadenas montañosas: al norte por la Sierra de Pachuca, al oeste por el Ajusco y la Sierra de las Cruces, al este por la Sierra Nevada y la de Río Frío y al sur por la Sierra del Chichinautzin. Una descripción mayor de la Cuenca rebasaría los objetivos de este trabajo, pues la zona de estudio no está localizada dentro de la Cuenca sino en su límite sur: la Sierra del Chichinautzin.

II.3 Sierra del Chichinautzin (SC)

II.3.1 Descripción

Esta sierra tuvo su origen debido al vulcanismo monogenético del Cuaternario, formando una concentración importante de este tipo de volcanes dentro de la Cuenca de México (De Cserna *et. al.*, 1988). Como ya se ha dicho, se localiza al sur de la Cuenca siendo precisamente su límite austral, pues de hecho fue esta sierra la que cerró la Cuenca, interrumpiendo el drenaje hacia el sur (Mooser, 1961). Al este y oeste está limitada por rocas volcánicas del Terciario y descansa discordantemente sobre vulcanitas de este mismo periodo (De Cserna *et.al.*, 1988, Martin del Pozzo, 1982). Fries (1960) estimó su espesor en 1800 m aunque Mooser (1961) calcula 3000 m. Martin del Pozzo (1982) estima que existen 146 volcanes en un área de 954 km² y recomienda denominarla Formación Chichinautzin pues no está formalmente subdividida. Todas las rocas tienen polaridad magnética normal (Mooser *et.al.*, 1974) por lo que no pueden tener más de 700 mil años, siendo sus primeras emisiones de tipo andesítico (Martin del Pozzo, 1982). En esta misma referencia se encuentra un estudio muy detallado a partir del cual se realizó la tabla II.1; si se quiere ahondar acerca de las características vulcanológicas de la Sierra se recomienda consultar ese trabajo (Martin del Pozzo, 1982). La geología superficial muestra en su mayoría rocas volcánicas del Cuaternario superior (Qv), con sus conos y domos (Qvc y Qvd respectivamente) (Mooser *et.al.*, 1996). La figura II.3 muestra la distribución de los afloramientos en el cuerpo central de la SC, así como la dirección de tres perfiles que son usados para describir la secuencia estratigráfica de la SC (ver figura II.4).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

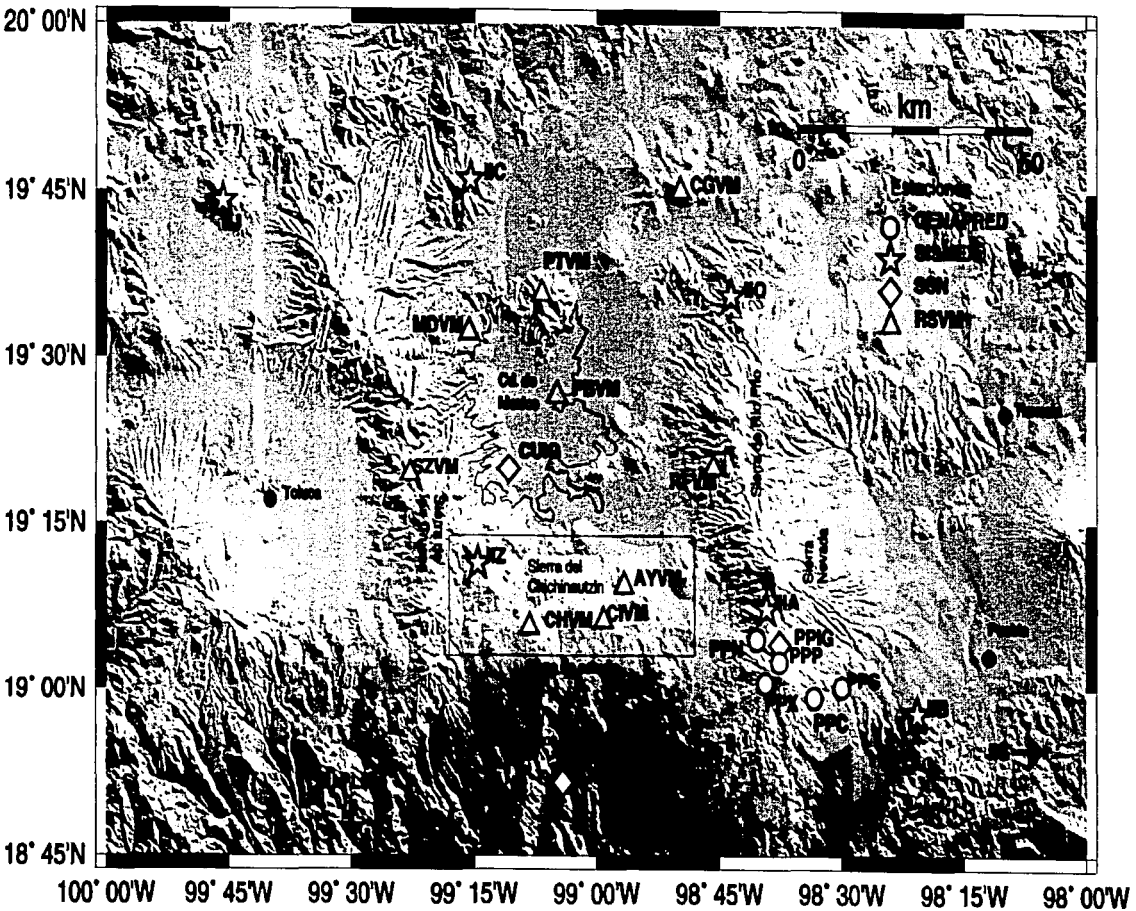


Figura 11.2. Ubicación de la zona de estudio dentro del CVM. Se muestra también la distribución de estaciones utilizadas (ver siguiente capítulo)

II.3.2 Orientación de los conos y fracturas.

En la SC, las fracturas y conos tienden a alinearse en una dirección aproximada EW, como lo expresan los trabajos de Mooser *et. al.* (1996), Fries (1960), Demant (1978) Martin del Pozzo (1982) y De Cserna *et. al.* (1988). Demant (1978.) afirma que las fracturas se deben a fallas normales y paralelas a la dirección de máxima compresión y finalmente De Cserna *et.al.* (1988) establecen que la dirección en la que se alinean la mayoría de los conos (N 55-75°E) es la dirección del esfuerzo tectónico predominante.

Tabla II.1. Características de la Sierra del Chichinautzin según Martin del Pozzo (1982)

Litología	Lavas y piroclastos de andesita de oxihornblenda y dacitas, andesitas de hipersteno, andesitas basálticas con olivino y augita y basaltos.
Longitud de Flujos de lavas	Varían de 1 a 21.5 km, con espesores de .5 a 300 m.
Alturas (conos)	10-315 m, con diámetros de 50 a 750 m.
Densidad de conos	0.15 km ²
Alineación de conos	E-W principalmente, con una ligera tendencia NE y NW en los conos más antiguos.

II.3.3 Secuencia estratigráfica.

Esta se analiza en base a tres perfiles en las figuras II.4 y II.5, los cuales son resultado de dos de los trabajos más conocidos acerca de la geología de la Cuenca de México. En efecto, los trabajos de Mooser *et. al.* (1996) y Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) son trabajos muy detallados acerca de la litología de la Cuenca de México. Se encontraron algunas diferencias no sólo en la nomenclatura sino también en algunas unidades, particularmente en el Plioceno. La figura II.4 presenta un perfil con dirección NS (perfil A-A'), obtenido por Mooser *et. al.* (1996) y la figura II.5 presenta dos perfiles obtenidos por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989); el perfil mostrado en la parte superior de la figura tiene una dirección N 2° E (perfil B-B'), mientras que el inferior fue realizado con dirección N 5° E (perfil C-C'). En la siguiente descripción de las unidades que aparecen en los perfiles, éstas se agrupan por edad y se comentan las diferencias que existen entre los dos trabajos. Aunque la mayoría de estas diferencias son básicamente que algunas unidades son definidas en mayor detalle en el trabajo de 1989; así que esencialmente los perfiles mostrados son equivalentes.

II.3.3.1 Formaciones Marinas del Cretácico Inferior

Mooser *et. al.* (1996) le dan este nombre a varias litologías representativas de varios ambientes inclusive, debido a la variedad de topografías que en ese tiempo permitieron la formación de estas calizas (estas calizas se diferencian según la localidad en las formaciones Xochicalco, Orizaba, El Doctor y Morelos). En sus mapas aparecen de un color uniforme y en el perfil A-A' (Figura II.4) puede verse a su representante de color verde, en la base del perfil, correspondiendo a la unidad más antigua reconocida en la Sierra. Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) las diferencian como las formaciones Morelos y Cuautla.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

II.3.3.2 Formación Morelos.

Definida por Fries (1960), tiene afloramientos al sur de la SC. No se sabe cuál es la unidad subyacente en la Cuenca de México (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). En la base contiene yesos y dolomías. Las calizas se encuentran en estratos gruesos y masivos y corresponden a ambientes lagunares y marinos de plataforma somera (espesores de 1000 a 1500m); localmente contienen arrecifes, bancos de caracoles y de almejas. Fueron deformados durante la orogenia Laramídica del Eoceno Inferior (Mooser *et. al.*, 1996). En los perfiles B-B' y C-C' (Figura II.5) obtenidos por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), esta formación aparece allí con el símbolo *Km*.

II.3.3.3 Formación Cuautla. (*Kc*)

En el perfil B-B' (Figura II.5) se puede apreciar esta formación con un espesor máximo al norte de la SC; para ir disminuyendo hacia el sur, mientras que el perfil CC', en el Cerro Cilcuayo, hasta donde se tiene información, su espesor se estima constante. Esta formación fue propuesta por Fries (1960) reconociendo facies de cuenca, de banco y de litoral, del Cenomaniano Tardío al Turoniano Tardío (son principalmente calizas calcarenitas de espesores entre 200 y 750m); en la Cuenca de México predominan las facies de banco (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989)

II.3.3.4 Grupo Balsas (*Teob*)

Se trata de depósitos continentales del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano (Fries, 1960). Como se observa en el perfil C-C' (Figura II.5), solamente se ha estimado la presencia de una capa relativamente delgada e irregular descansando sobre la Formación Cuautla en el perfil del cerro Cilcuayo; su presencia en el perfil A-A' (Figura II.4) no es reportada. Según Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), las rocas de este grupo están dispuestas en capas de conglomerados, con matriz limo-arcillosa cementada por calcita y óxido de hierro, de estratificación masiva y espesor máximo de 500m; las capas se interdigitan y están cubiertas por una secuencia de 800 a 2000 m de espesor, de capas de arcilla, limo y arena.

II.3.3.5 Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (*Tomv*)

Son rocas extrusivas que constituyen secuencias volcánicas de tobas líticas, cristalinas y vítreas, brechas tobáceas y aglomerados. Además de estos depósitos piroclásticos existen derrames de lava (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). En la figura II.5 se aprecian estas rocas aunque muy erosionadas por lo que no se aprecian capas continuas. Mooser *et. al.* (1996) las reportan como Vulcanitas del Mioceno (*Tomv*) y en su perfil (A-A') se aprecian con una mayor continuidad lateral (Figura II.4). El espesor máximo que estiman para estas rocas es de 1000 a 1500m y reportan que la mayoría son de composición intermedia.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

II.3.3.6 Vulcanitas del Mioceno (*Tmv*)

Mooser *et. al.* (1996) informan que estas rocas son de composiciones ácidas e intermedias en su mayoría; no están tan erosionadas y afloran con mayor frecuencia que las anteriores en la Cuenca de México (espesor máximo 1000m). En el perfil A-A' (Figura II.4) su espesor disminuye hacia el sur. Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) las representan con el mismo símbolo y las llaman "Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío". Reportan que están constituidas por secuencias de tobas, brechas volcánicas y lavas. En esa referencia se detallan bastante las composiciones mineralógicas encontradas.

II.3.3.7 Rocas del Plioceno.

Es en el Plioceno donde se encuentra mayor diferencia en los dos perfiles, pues mientras que para Mooser *et. al.* (1996) el Plioceno está representado por la Formación Tepozteco en una capa bastante continua y gruesa, Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) las presentan como pequeños lentes en los dos perfiles mostrados en la figura II.6 (*Tpv* y *Tppc*) reportándolas como "Rocas volcánicas no diferenciadas del Plioceno Temprano". En lo que sí coinciden ambos trabajos es que se trata de rocas producto de la emisión de vulcanitas durante el Plioceno. Los depósitos *Tpv* tienen composiciones andesíticas y dacíticas, mientras que en las secuencias piroclásticas hay tobas cristalinas, vítreas, líticas y pumíticas. Se interdigitan con depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). La Formación Tepozteco aparece en el perfil A-A' (Figura II.4); se trata de elementos andesíticos con fragmentos de piedra pómez formando secuencias de flujos piroclásticos que afloran formando promontorios en Tepoztlán y Chalma. (Mooser *et. al.*, 1996). El símbolo *Tppc* es usado por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera para referirse a unos depósitos que clasifican como "Depósitos piroclásticos y clásticos aluviales del Plioceno". Su espesor máximo es de 400m de gravas, arenas, limos y arcillas de constitución volcánica (Fries, 1960).

II.3.3.8 Vulcanitas del Cuaternario Superior (*Qv*)

Finalmente, las rocas más superficiales en la Sierra pertenecen a esta categoría. Mooser *et. al.* (1996) utilizan este símbolo para clasificar a todas las rocas volcánicas del Cuaternario en general, en especial del Cuaternario Superior y que no pertenecen a las Sierras Mayores (*i.e.* Sierra del Zinacantan, Sierra de las Cruces, Sierra Nevada y Sierra de la Malinche). También usan este símbolo para designar las rocas volcánicas del grupo Chichinautzin junto con sus conos (*Qvc*) y domos (*Qvd*) (Figura II.3). La Formación Chichinautzin (*Qc*) fue definida como Grupo por Fries (1960) y cambiada al rango de Formación (véase II.3.1) tras los estudios de Bloomfield (1975) y Martín del Pozzo (1982); es la última unidad en el perfil de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989). Estos autores describen las lavas de esta formación como andesítico-basálticas y andesíticas, de grano fino y medio, de texturas porfiríticas-afaníticas-mesocráticas, con fenocristales coexistentes de olivino y piroxenos en matriz vítrea y microcristalina. La extensión que cubre esta Formación en la Cuenca es muy grande. El espesor reportado por Fries (1960) es de 1800 m.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

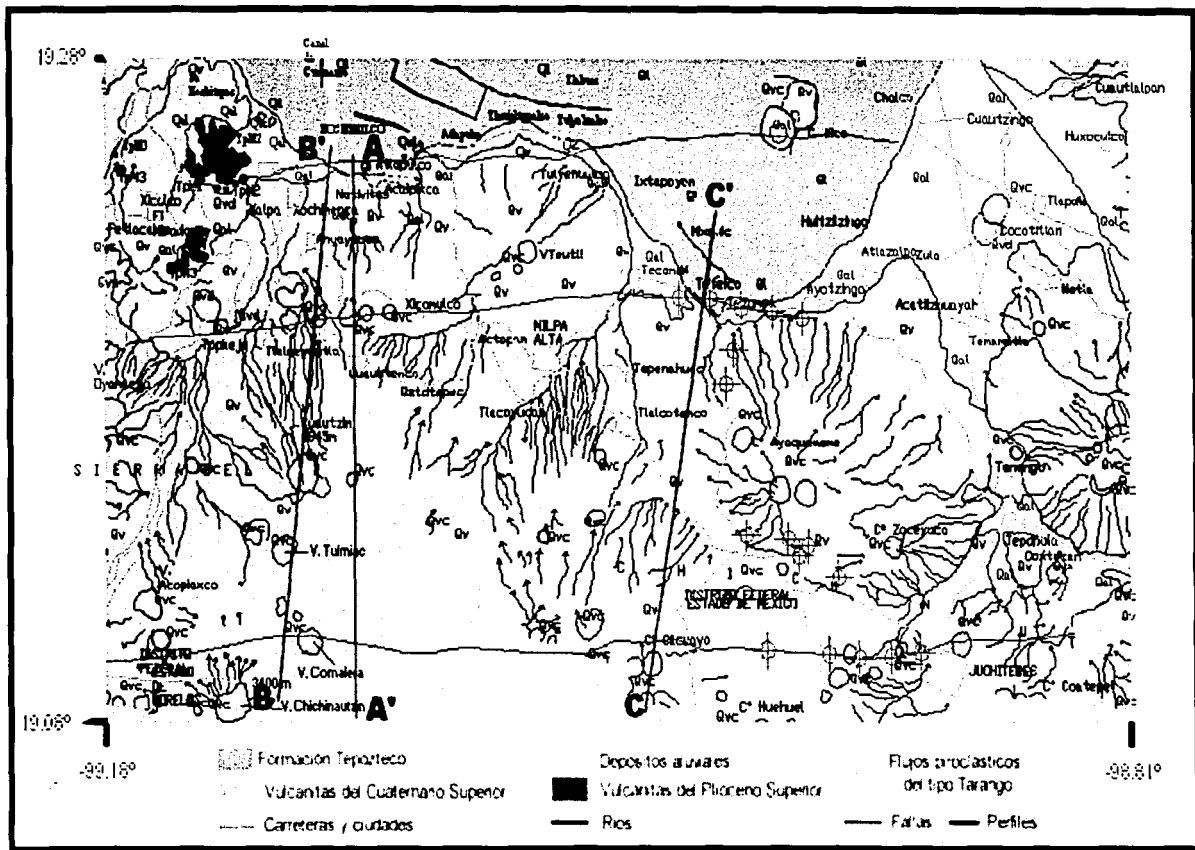


Figura II.3. Geología superficial en el cuerpo central de la SC según Mooser y colaboradores (1996). Modificado a partir de un mapa digital elaborado por Auvinet y colaboradores (2001). El perfil A-A' se muestra en la figura II.4, mientras que los perfiles B-B' y C-C' se presentan en la figura II.5. Se muestran trazas de fallas paleógenas (Silva y Mendoza, 1994) así como los principales sismos ocurridos en la zona de Juchitepec – Milpa Alta.

Perfil A-A'

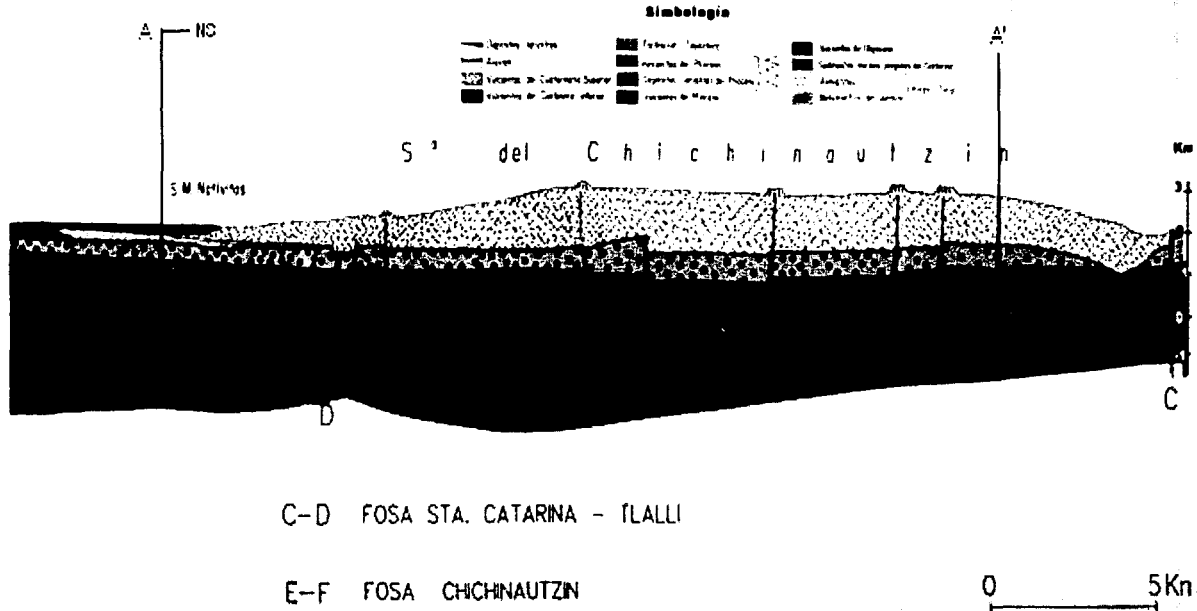
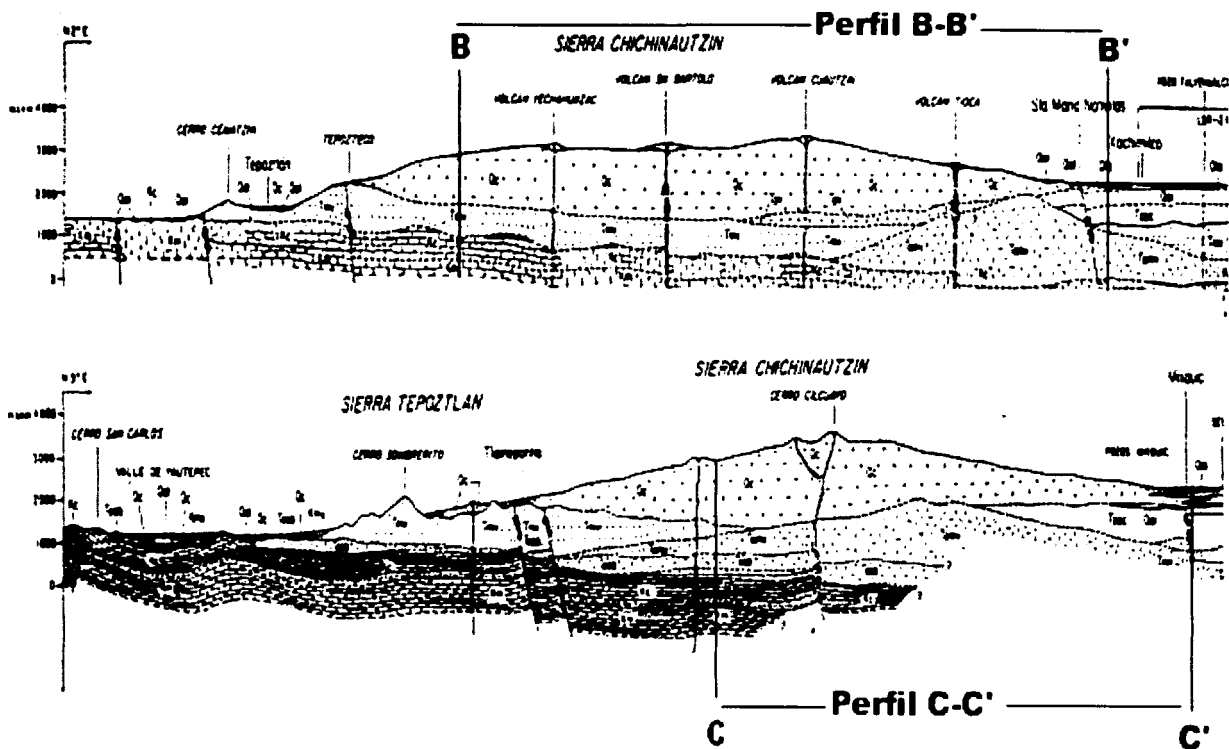


Figura 11.4. Un perfil con dirección norte-sur de la Sierra del Chichinautzin, elaborado por Mooser y colaboradores (1996). Explicación en el texto.

TESIS CON
 TALLA DE ORIGEN



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 11.5. Perfiles de la SC elaborados por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989). El perfil superior (B-B') fue hecho con una dirección N2°E y el inferior (C-C') con una dirección N5°E. Explicación en el texto.

CAPÍTULO III. ACTIVIDAD SÍSMICA EN LA REGIÓN Y RELOCALIZACIÓN

Las redes mencionadas en el apéndice A registraron 26 eventos originados en Juchitepec-Milpa Alta, por lo que cuando se inició el trabajo, ya existía una base de datos con sismos registrados, desde julio de 1993 hasta julio del 2000, los cuales ya habían sido localizados de manera rutinaria y con pocas fases leídas, por lo que se procedió a relocalizarlos. Uno de los eventos en la base de datos es el analizado en el trabajo de 1995 (UNAM & CENAPRED Seismology Group, 1995) ocurrido el 21 de enero de 1995. Los sismos fueron registrados por estaciones de las cuatro redes, disparándose de cuatro a dieciséis estaciones por evento, dependiendo de la cercanía y/o magnitud. En las figuras III.1, III.2, III.3 y III.4 se muestran como ejemplo registros de cuatro eventos. Para los eventos del año 2000 se complementó la información de tiempos de arribo utilizando los registros en papel de SISMEX. Para relocalizarlos, se revisaron todos los eventos, identificando sus tiempos de arribo de onda P y S, así como la polaridad del primer arribo de onda P y duración de coda. Además, se identificaron aquellos eventos cuyos registros tenían una relación Señal/Ruido menor o igual a tres, siendo éstos descartados pues en tales registros no es posible determinar los tiempos de arribo. De esta manera fueron relocalizados los eventos cuyos registros que cumplían con la calidad mencionada ($S/R > 3$) y que fueron registrados por más de tres estaciones (Tabla III.3), descartándose siete eventos de los veintiséis originales.

En la segunda etapa del trabajo, se integraron los datos de las réplicas del temblor del 7 de febrero de 1984 ($M_c=3.7$) registrados por una red local de sismógrafos analógicos y digitales (Rodríguez *et al.*, 1984). Los datos fueron relocalizados con el modelo de capas mostrado en la tabla III.1 y los resultados se presentan en la tabla III.2, de la cual el evento número 1 es el temblor principal de 1984. Durante las primeras 15 horas posteriores a dicho sismo, se registraron en SISMEX 17 réplicas, de las cuales se utilizaron para este estudio sólo dos, por haber sido las únicas registradas por cinco estaciones (Tabla III.2, eventos 2 y 3). La red local instalada por Rodríguez *et al.* (1984) registró 39 eventos durante el periodo comprendido del día 10 al 21 del mismo mes, de los cuales se utilizaron los que contaban con un mayor número de tiempos de arribo leídos en las tres o cuatro estaciones que los registraron. Finalmente se utilizaron 18 de estas réplicas (Tabla III.2, eventos 4 a 21).

Otros datos registrados principalmente por SISMEX indicaban la existencia de otra zona sismogénica cercana a la ya mencionada. Esta zona también había sido identificada por Lermo *et al.* (2001) y fue denominada Zempoala. En ella se han registrado eventos someros con una magnitud de coda (M_c) promedio de 2.9 (Tabla III.4), por lo que también se utilizaron estos datos a pesar de ser únicamente cinco sismos (Ver ejemplo en la figura III.8).

Como ya se mencionó, durante la relocalización se completaron las lecturas de fases y de duración de registro, proceso que pudo ser llevado a cabo con gran precisión gracias a los registros digitales, los cuales permiten una resolución de 20 muestras por segundo para las estaciones de periodo corto y de 80 mps para las estaciones de banda ancha. De esta manera se obtuvo un error cuadrático medio (R.M.S) en su localización menor a 0.5 segundos. Para este análisis se utilizó el modelo cortical propuesto por Lermo *et al.* (2001) para la Cuenca de México y zonas cercanas (Tabla III.1). En los tablas III.2, III.3 y III.4 se muestran las listas de los eventos considerados, junto con sus tiempos de origen, coordenadas, profundidad,

magnitudes (M_w y/o M_c) y el error cuadrático medio (rms) que se tuvo en su localización. Se obtuvieron profundidades entre 7.9 y 14.8 km, magnitudes de coda entre 1.4 y 3.3 (M_c). Los datos de magnitudes son analizados en el siguiente capítulo.

Tabla III.1 Modelo de velocidades utilizado. (Lermo *et. al.*, 2001)

Velocidad de onda p (km/s)	Profundidad a la capa (km)
2.9	0.0
5.2	1.0
5.8	3.0
6.6	15.0
8.1	45.0

Tabla III.2. Eventos de la zona de Juchitepec. Los datos de latitud y longitud, así como el tiempo de origen, son resultado de la relocalización hecha en este trabajo (más detalles en el siguiente capítulo, sección IV.1.1). El evento número 1 es el estudiado por Miguel Rodríguez *et. al.* (1984), mientras que los eventos del 2 al 21 son las réplicas de ese sismo. Los datos 22, 23 y 24 son los únicos de los que se encontró registro en la región después de 1984. Los datos de esta zona fueron registrados en su mayoría por aparatos analógicos, por lo que no se pudo hacer un mejor procesado, quedando sin determinar sus parámetros espectrales. Los últimos tres eventos sí tienen registros digitales pero también carecen de estos cálculos porque no fueron registrados por instrumentos de banda ancha. Simbología: **Num.**, número de evento; **H**, hora de origen; **M**, minutos de origen; **S**, segundos de origen; **#Est**, número de estaciones que registraron el evento; **Rms**, error cuadrático medio de la localización y **Mc**, magnitud de coda del asignada al evento en este estudio (ver siguiente capítulo, sección IV.1.4)

Num	Año	Mes	Día	H	M	S	Latitud(°)	Long.(°)	Prof.(km)	#Est	Rms	Mc
1	1984	2	7	8	5	0.3	19.111	-98.891	9.2	9	0.2	3.9
2	1984	2	7	8	49	45.9	19.097	-98.883	10.7	5	0.2	3.3
3	1984	2	7	14	2	2.5	19.106	-98.886	10.2	5	0.3	3.2
4	1984	2	14	22	57	14.9	19.128	-98.916	6	3	0.1	1.6
5	1984	2	15	0	39	34	19.123	-98.911	7.9	3	0	2.6
6	1984	2	15	8	22	38.7	19.112	-98.914	7.2	3	0.1	2.6
7	1984	2	15	10	30	1.7	19.109	-98.948	9.8	3	0.1	1.9
8	1984	2	15	11	17	5	19.099	-98.919	15.3	3	0.1	2.7
9	1984	2	15	12	39	3.4	19.1	-98.902	17.4	3	0	2.2
10	1984	2	15	20	21	8.6	19.127	-98.92	9.7	4	0.1	2.6
11	1984	2	16	7	18	30.1	19.112	-98.936	8	3	0.1	1.5
12	1984	2	16	8	47	24	19.12	-98.943	9.8	3	0.1	1.9
13	1984	2	17	7	20	25.8	19.122	-98.932	6.2	3	0.2	1.6
14	1984	2	17	8	30	43.7	19.108	-98.91	9.2	3	0.1	1.6
15	1984	2	17	11	39	0.2	19.125	-98.912	8.1	4	0.2	1.9
16	1984	2	19	1	16	47.6	19.139	-98.953	6.2	3	0.1	1.6
17	1984	2	20	6	17	45.3	19.133	-98.934	7.3	3	0.1	1.6
18	1984	2	20	7	52	26.2	19.105	-98.898	8.9	3	0.1	1.4
19	1984	2	20	15	7	41.1	19.118	-98.937	11.6	3	0.1	1.9
20	1984	2	21	9	24	58.8	19.136	-98.931	8.5	3	0.2	1.9
21	1984	2	21	10	15	34.9	19.138	-98.938	7.5	3	0	1.4
22	1993	7	29	10	50	45.7	19.112	-98.931	14.3	8	0.2	3.4
23	1993	7	30	8	15	42.3	19.118	-98.924	12.6	8	0.2	3.1
24	1996	1	1	3	23	33.7	19.116	-98.93	13.9	8	0.1	2.4

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

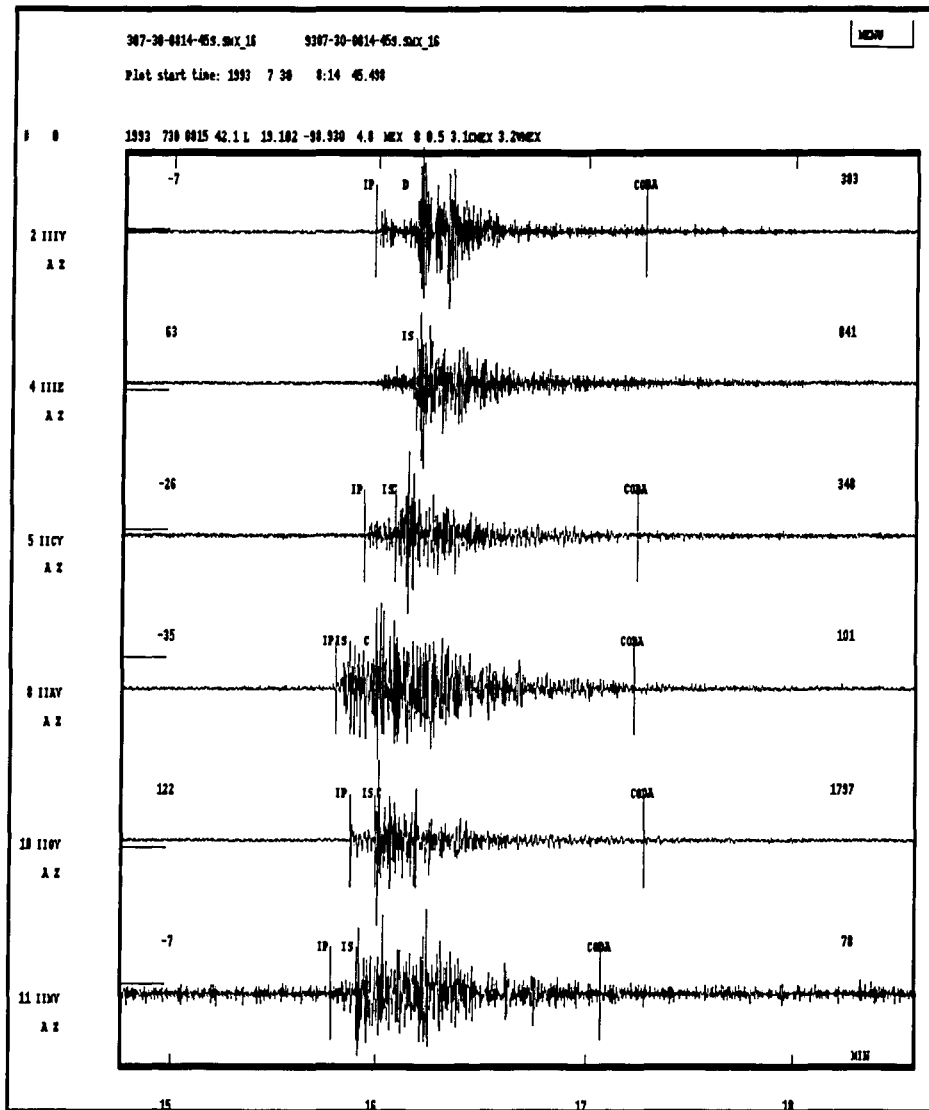


Figura III.1. Sismogramas obtenidos por estaciones de SISMEX, durante el sismo del 30 de julio de 1993, ocurrido en la zona de Juchitepec (ver IV.1.1).

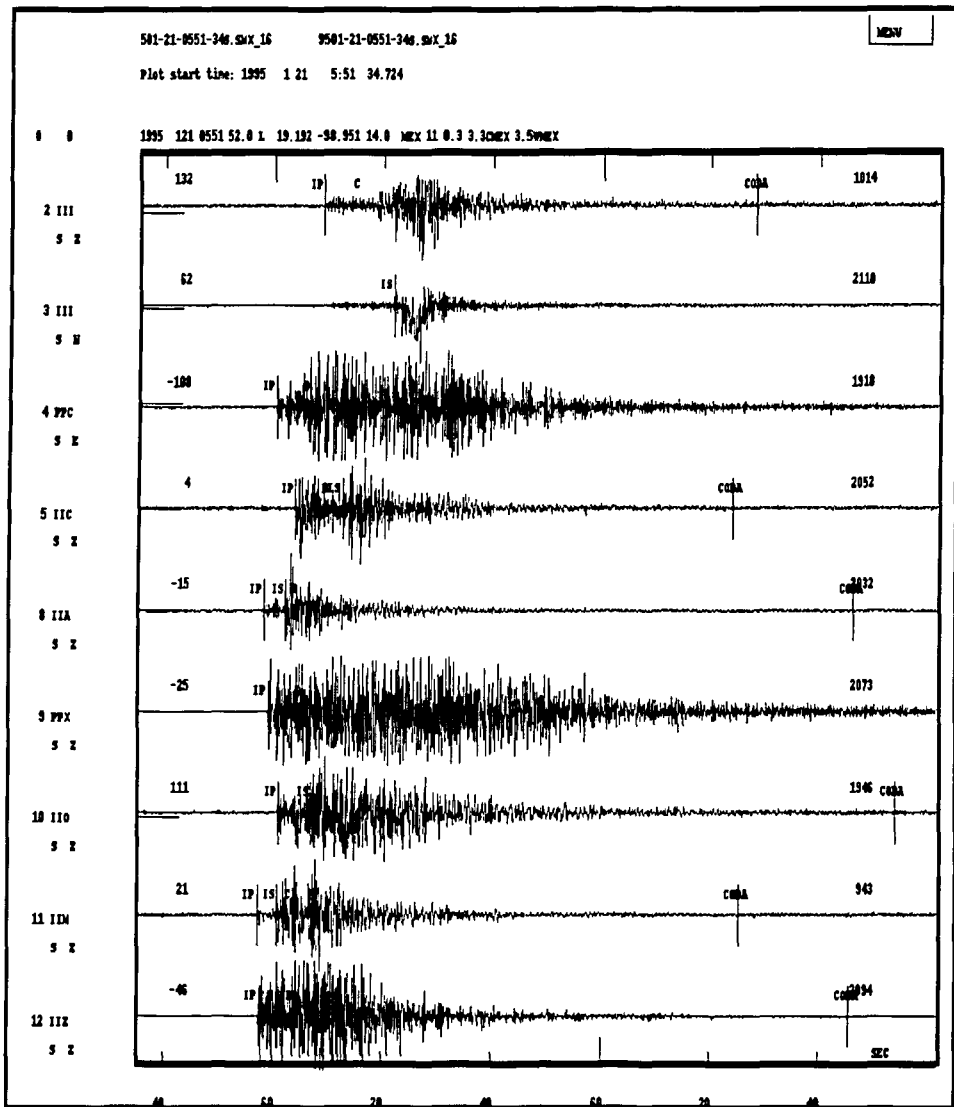


Figura III.2 Sismogramas obtenidos por estaciones de SISMEX, durante el sismo del 21 de enero de 1995, ocurrido en la zona de Milpa Alta (ver IV.1.1).

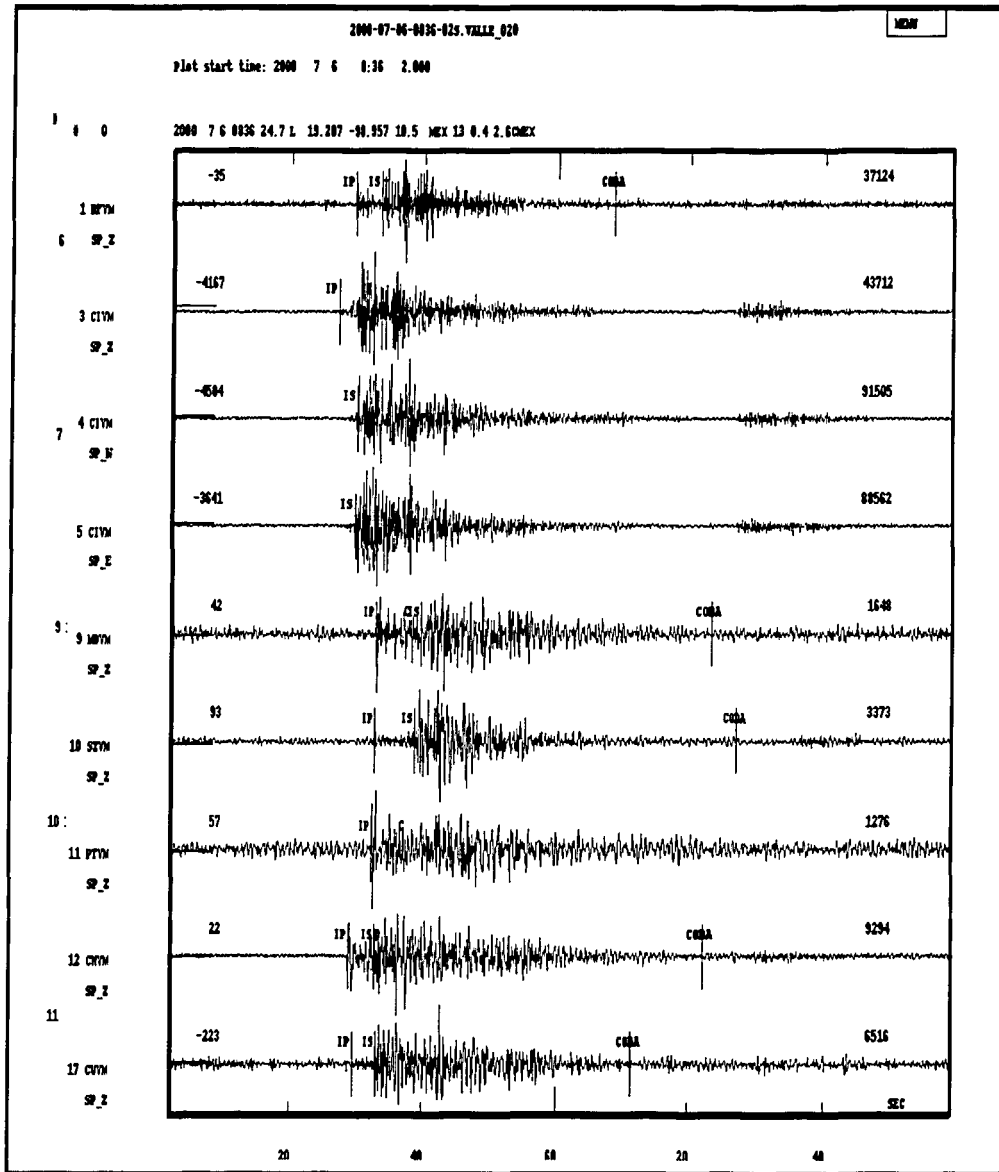


Figura III.3. Sismogramas obtenidos por estaciones de la RSVM, durante el sismo del 6 de julio del 2000, ocurrido en la zona de Milpa Alta (ver IV.1.1).

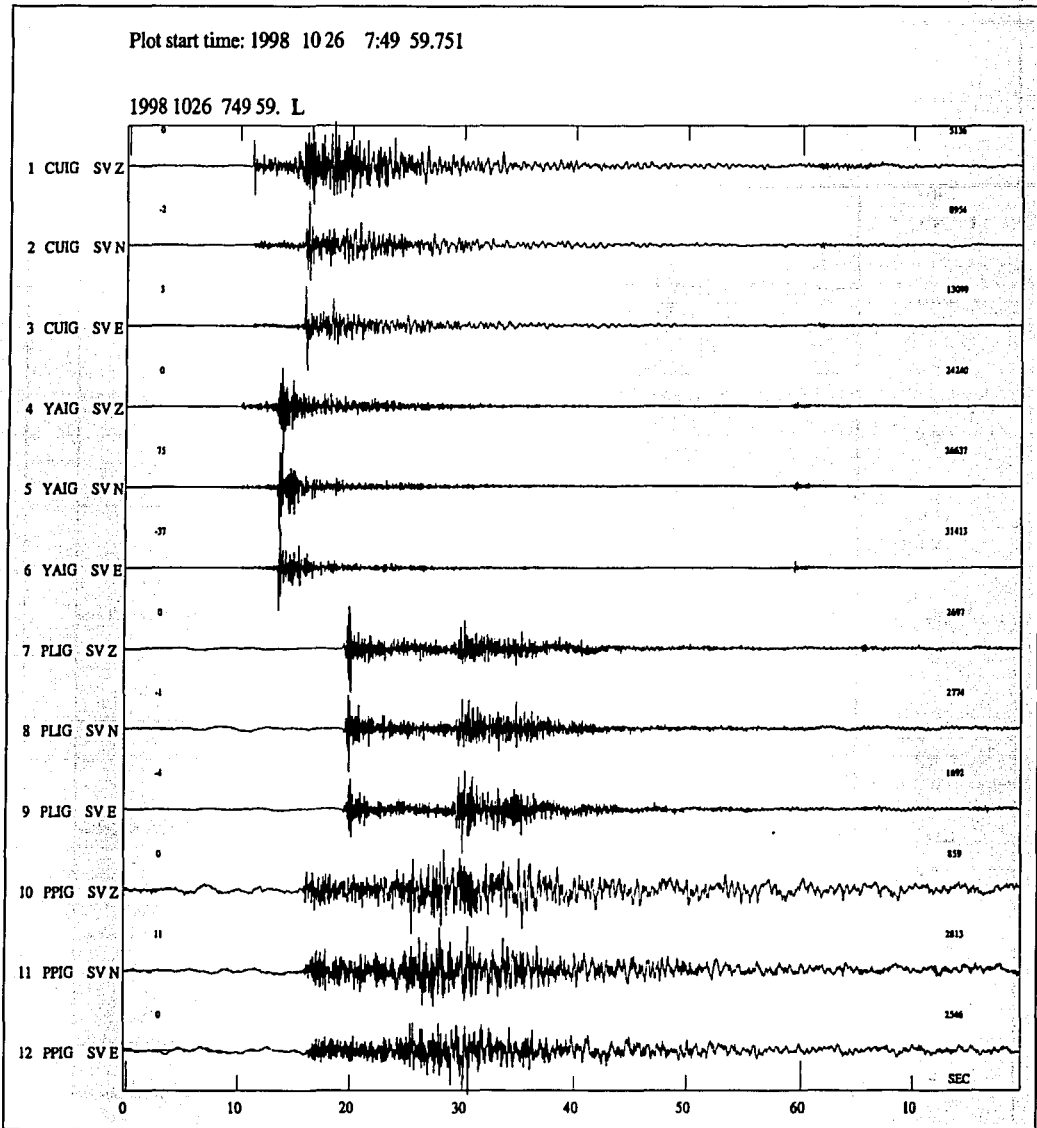


Figura III.4 Sismogramas obtenidos por estaciones de la RSBA-SSN, durante el sismo del 26 de octubre de 1998, ocurrido en la zona de Zempoala (ver IV.1.1).

Tabla III.3. Eventos de la zona de Milpa Alta. Los datos de latitud y longitud, así como el tiempo de origen, son resultado de la relocalización hecha en este trabajo (más detalles en el siguiente capítulo, sección IV.1.1). Se usa la misma simbología que en la tabla anterior, incluyéndose en éste otros parámetros calculados en este estudio como son: **M_w**, magnitud de momento sísmico (ver siguiente capítulo, sección IV.1.4); **M_o*E+13**, momento sísmico, en Newton-metros, multiplicando cada dato por el factor 10¹³; **St**, caída de esfuerzos en pascales, multiplicando cada dato por el factor 10⁵; **F_o**, frecuencia de esquina en Hz y **R**, radio de ruptura en m. Estos últimos cuatro datos, los parámetros espectrales de cada evento, fueron también obtenidos en este estudio (ver siguiente capítulo, sección IV.1.3). El evento número 1 es el temblor de Milpa Alta (UNAM & CENAPRED Seismology Group, 1995). Para los eventos 1,6,11,13,14 y 15, se realizó un análisis espectral (ver el siguiente capítulo) utilizando la componente NS del registro de banda ancha en la estación CUIG de la RSBA del SSN. Para los demás eventos no se contó con el registro en dicha estación, la cual es la más apropiada para este tipo de análisis (ver el siguiente capítulo, sección IV.1.3.2)

Num.	Año	Mes	Día	H	M	S	Latitud(°)	Long.(°)	Prof.	#Est	rms	Mc	Mw	M _o *E+12	St*E+5	F _o	R
1	1995	1	21	5	51	52	19.192	-98.951	14	11	0.3	3.3	3.1	50.1	6.9	2.51	320
2	1995	10	6	21	7	52.6	19.196	-98.943	11.6	6	0.1	2.5					
3	1996	1	1	18	49	3.5	19.194	-98.931	12.7	6	0.2	2.2					
4	1996	1	1	19	41	20.6	19.197	-98.943	10.2	7	0.2	2.5					
5	1996	4	17	13	19	10.1	19.198	-98.946	11.1	11	0.3	3					
6	1996	6	7	8	10	54.2	19.195	-98.942	8.6	18	0.4	2.5	2.1	1.5	0.3	2.86	280
7	1997	5	8	22	51	3	19.194	-98.945	10.2	9	0.2	2.6					
8	1997	8	26	9	12	1.8	19.198	-98.948	11.8	7	0.3	2.6					
9	1998	8	18	16	27	33.4	19.196	-98.939	10	5	0.2	2.6					
10	1998	8	18	18	52	49.4	19.194	-98.942	14.3	6	0.2	2.6					
11	1999	5	19	20	23	5.5	19.192	-98.946	13.6	16	0.4	2.7	2.5	5.9	0.9	2.64	300
12	1999	5	22	6	56	26.3	19.199	-98.953	8.5	8	0.3	2.7					
13	1999	6	7	0	24	13.7	19.184	-98.96	12.3	13	0.4	2.8	2.6	9.7	1.4	2.5	320
14	1999	07	25	14	26	0.7	19.194	-98.957	7.9	14	0.4	3	2.9	25.1	2.9	2.45	330
15	1999	12	7	13	53	49	19.207	-98.961	11.7	16	0.2	3.3	3.1	53.7	7.2	2.51	320
16	2000	4	10	7	53	23	19.200	-98.975	12.7	9	0.5	2.5					
17	2000	6	11	1	29	26.8	19.199	-98.959	11.4	12	0.3	2.6					
18	2000	7	6	8	36	24.7	19.207	-98.957	10.4	13	0.4	2.6					
19	2000	7	6	13	15	33.8	19.203	-98.954	11.9	15	0.4	3.1					

Tabla III.4. Eventos de la zona de Zempoala. Los datos de latitud y longitud, así como el tiempo de origen, son resultado de la relocalización hecha en este trabajo (más detalles en el siguiente capítulo). Se usa la misma simbología que en las tablas anteriores. Para los eventos 4 y 5 se realizó el análisis espectral (ver el siguiente capítulo) utilizando la componente NS del registro de banda ancha en la estación CUIG de la RSBA del SSN. Para los demás eventos no se contó con el registro en dicha estación, la cual es la más apropiada para este tipo de análisis (ver el siguiente capítulo, sección IV.1.3.2)

#	Año	Mes	Día	H	M	S	Lat.(°)	Lon(°)	Prof	#Est	Rms	Mc	Mw	M _o *E+12	St*E+5	F _o	R
1	1995	4	12	08	58	13.6	19.059	-99.269	10.0	4	0.1	3.1					
2	1995	4	13	17	22	2.7	19.064	-99.256	14.8	6	0.5	3					
3	1996	2	14	14	58	29.7	18.992	-99.105	8,6	12	0,3	3					
4	1997	4	20	20	11	11,1	18.996	-99.205	9,5	13	0,4	2,5	2,2	2,2	0,4	2,81	290
5	1998	10	26	07	50	5,9	19.052	-99.160	13,2	17	0,4	2,8	2,4	3,9	1,6	3,55	230

CAPÍTULO IV. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD Y MODELADO DE FORMAS DE ONDA.

IV.1 Análisis de la sismicidad

IV.1.1 Análisis de las relocalizaciones

IV.1.1.1 Juchitepec – Milpa Alta

Para comenzar el análisis de los datos presentados en el capítulo anterior, se muestra la distribución epicentral en las zonas estudiadas (Figura IV.1). Se observa que la sismicidad en Juchitepec-Milpa Alta se agrupa en dos zonas bien definidas (Figura IV.1, recuadros 1 y 2), la primera se encuentra muy cerca del poblado de Juchitepec. Ahí se concentran el sismo de 1984 y sus réplicas (Tabla III.6, eventos #1-21), así como dos eventos de 1993 y uno de 1996 (Tabla III.6, eventos #22-24). La otra zona se localiza al norte de la primera, muy cerca de donde ocurrió el sismo de 1995 (Tabla III.7, evento #1). De hecho, el epicentro de este temblor se localiza en la parte central de esta distribución. En ambos casos la distribución epicentral presenta un alineamiento en dirección NW-SE. En las figuras IV.2 y IV.4 se presentan imágenes más detalladas de estas dos zonas y los perfiles realizados para conocer las distribuciones hipocentrales, en las cuales se presenta también una tendencia a agruparse, apreciándose una distribución casi vertical con una inclinación hacia el sur en ambos casos. Cabe mencionar que para encontrar los perfiles más adecuados (*i.e.* los perfiles en donde se aprecia una mejor alineación de los hipocentros) se realizaron varias pruebas, comenzando con un perfil NS, para luego ir incrementando el azimuth del perfil en 10° hasta llegar al perfil con azimuth de 350° , repitiendo este proceso en diferentes puntos de la distribución epicentral en donde se apreciaba una mayor concentración de eventos; de esta manera se encontró una primera aproximación del perfil mostrado y llegar al definitivo requirió simplemente variar la dirección del perfil con un incremento angular menor hasta encontrar el perfil en donde se apreciara el mejor alineamiento de los hipocentros. Las figuras IV.3 y IV.5 muestran las distribuciones en detalle para las dos zonas (al igual que las figuras IV.2 y IV.4) pero mostrando las elipses de error de la relocalización. Es interesante observar que aunque en Juchitepec, las elipses de los epicentros son ligeramente menores que las de Milpa Alta, las de esta última zona tienen menores elipses de profundidad (*i.e.* la incertidumbre en la determinación de sus hipocentros es menor), seguramente debido al mayor número de estaciones que registraron los eventos que se localizan en Milpa Alta.

Esta distribución de la sismicidad nos permite considerar la presencia de dos fallas, casi paralelas entre sí, orientadas en la misma dirección de los principales rasgos geológicos superficiales (*i.e.* los alineamientos preferenciales de los volcanes monogenéticos de la SC y las fallas y fracturas en la sierra, ver detalles en el capítulo II). De acuerdo a estos resultados existen en realidad dos zonas sismogénicas, por lo que conviene referirse a ellas por separado: Juchitepec, cercana al poblado del mismo nombre y al norte de ésta, la zona de Milpa Alta; aunque en su conjunto se seguirá denominando Juchitepec – Milpa Alta. En la tabla IV.1 se muestran parámetros estimados de las fallas a partir de las distribuciones epicentrales e hipocentrales observadas. Estos parámetros (Tabla IV.1) son una aproximación inicial para ser usados como punto de comparación con los mecanismos focales.

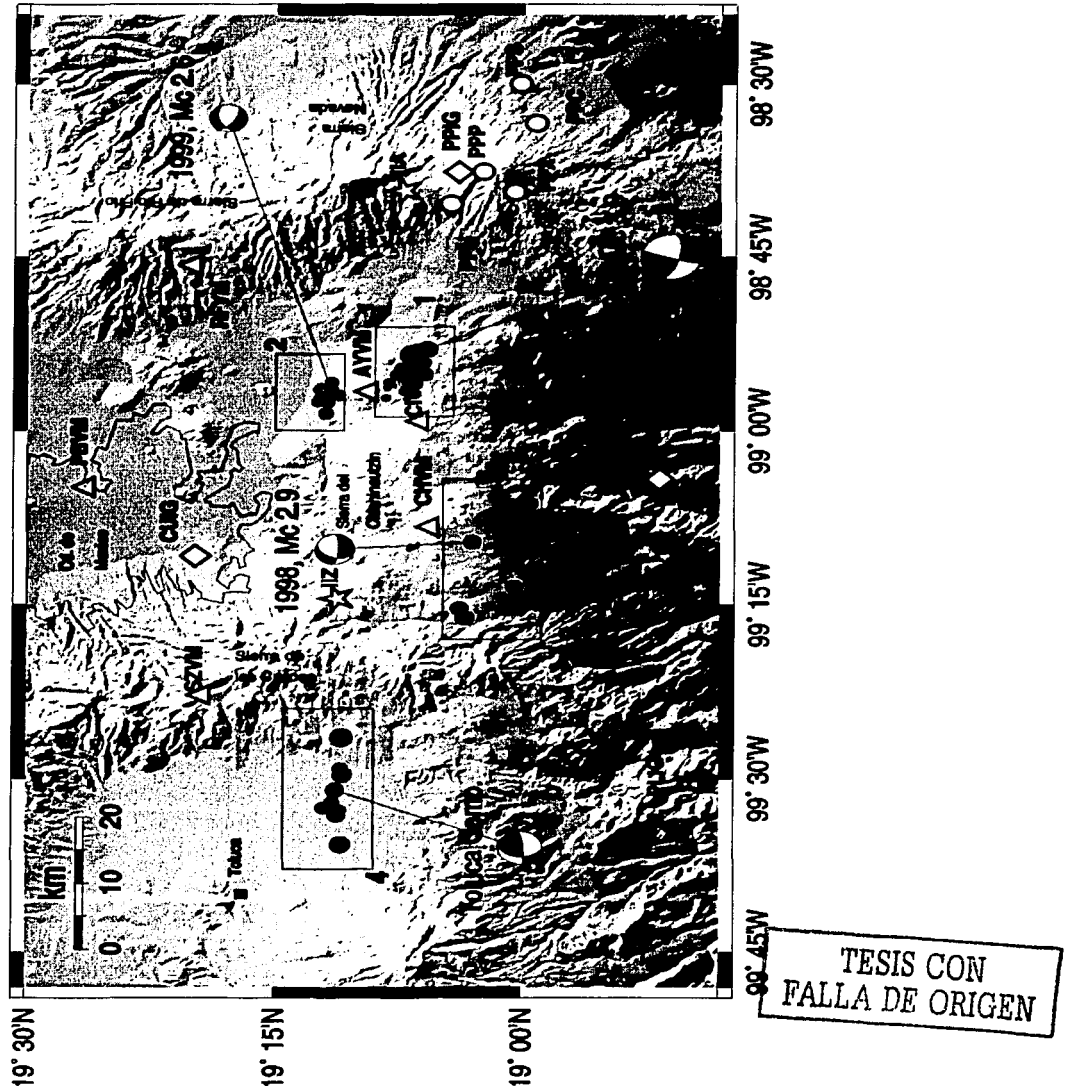


Figura IV.1. Sismicidad en la parte sur de la porción centro-oriental del CVM. Los círculos representan sismos y los cuadrados, ciudades; los símbolos blancos representan estaciones sismológicas de las redes mencionadas en el texto. Las distribuciones de sismicidad se muestran dentro de cuadros, reconociéndose 4 distribuciones: 1, la zona de Juchitepec (ver IV.1.1.1 y figuras IV.2 y IV.3); 2, Milpa Alta (ver IV.1.1.1 y figuras IV.4 y IV.5); 3, Zempoala (ver IV.1.1.2 y figuras IV.6 y IV.7); 4, Toluca (ver IV.1.1.3 y figura IV.8); siendo las zonas estudiadas las tres primeras. También aparecen los mecanismos focales de cada zona (ver IV.1.2).

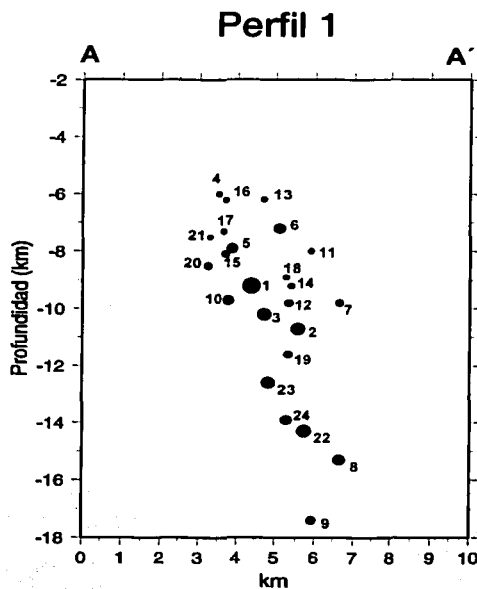
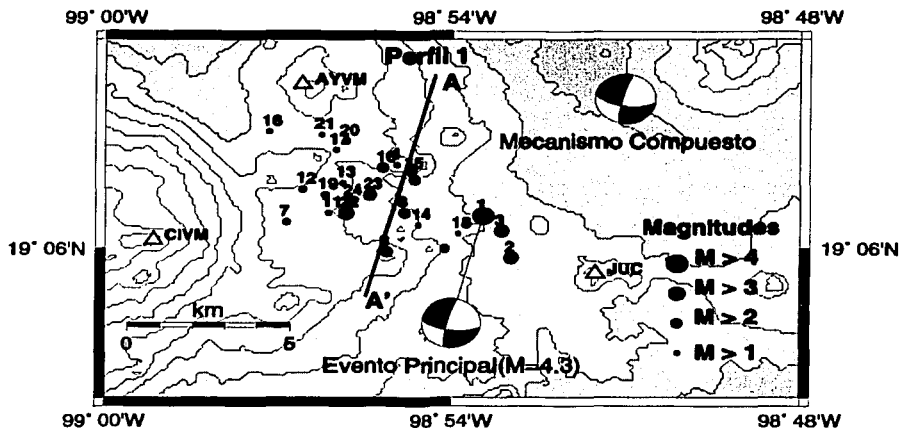


Figura IV.2. (Arriba) Distribución de la sismicidad en la zona de Juchitepec. El símbolo JUC representa al poblado de Juchitepec. Se muestran el mecanismo focal compuesto y el calculado para el evento del 21 de febrero de 1984. Se muestra además la dirección más adecuada para tomar un perfil, mismo que se muestra abajo

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

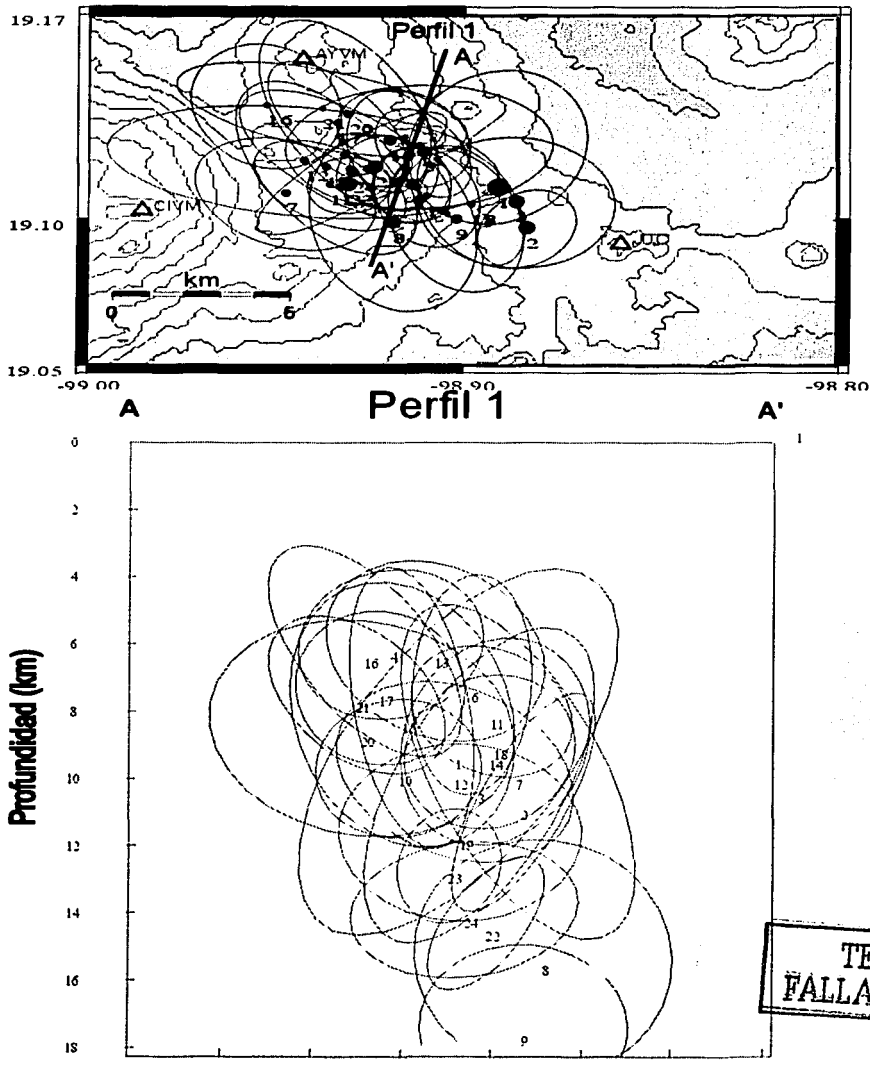
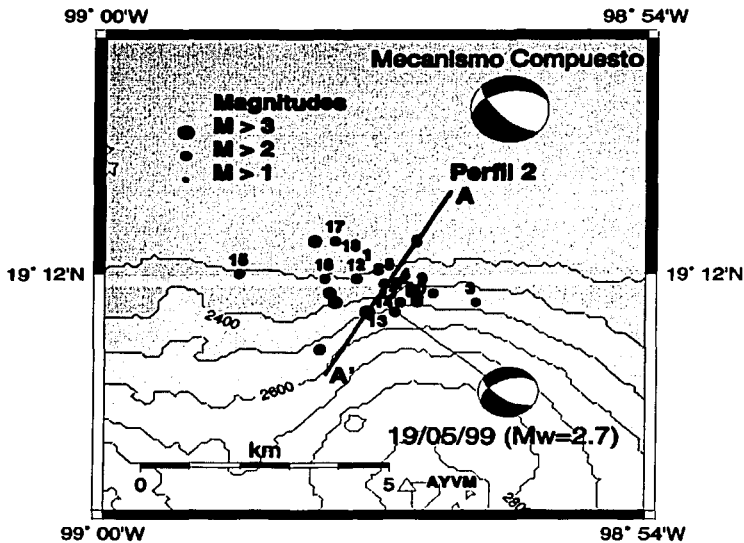
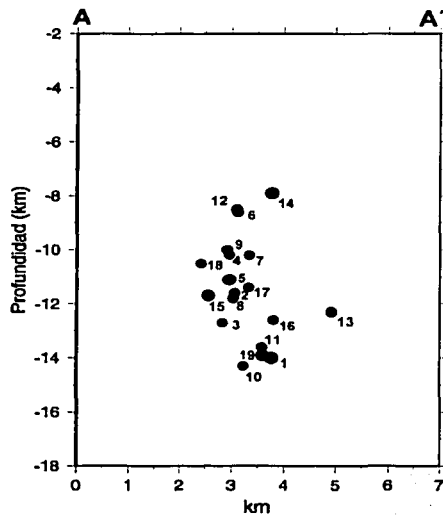


Figura IV.3 (Arriba) Distribución de la sismicidad mostrada en la figura anterior pero graficando las elipses de error. El símbolo JUC representa el poblado de Juchitepec. El mismo perfil de la figura anterior se muestra también con los elipses de error para cada evento.

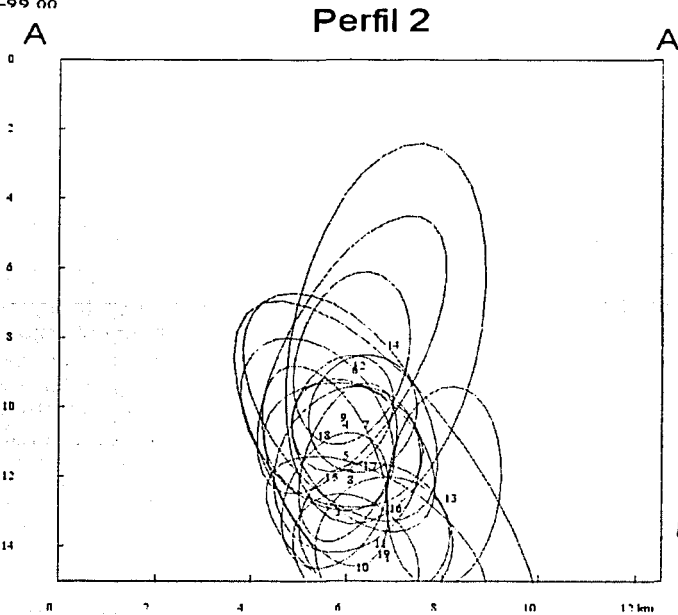
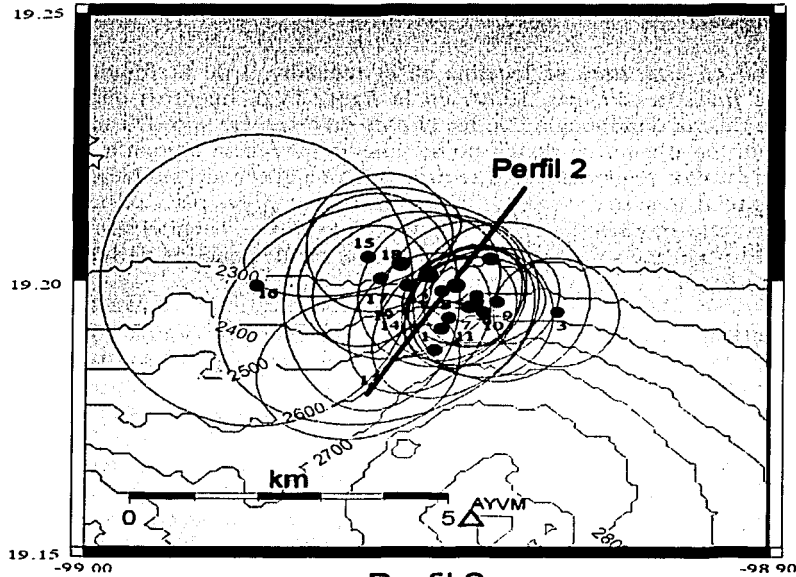


Perfil 2



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura IV.4. (Arriba) Distribución de la sismicidad en la zona de Milpa Alta. Se muestran el mecanismo focal compuesto y el calculado para el evento del 19 de mayo de 1999. Se muestra además la dirección más adecuada para tomar un perfil, mismo que se muestra abajo.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura IV.5 (Arriba) Distribución de la sismicidad mostrada en la figura anterior pero graficando las elipses de error. El mismo perfil de la figura anterior se muestra también con los elipses de error para cada evento.

IV.1.1.2 Zempoala

La sismicidad en esta zona se localiza en el recuadro 3 de la figura IV.1, la distribución epicentral se muestra con más detalle en la figura IV.6, mientras que en la figura IV.7 se muestra esta misma distribución con las elipses de error. Debajo de cada figura se muestra el perfil indicado en planta, en donde no se aprecia tendencia alguna a agruparse, por que se tienen pocos eventos registrados. No se esperaba que el echado también buza hacia el sur sólo porque dicha tendencia se observó en las dos zonas anteriores pero existe una consideración de tipo geológico que permite considerar que el echado sí buza hacia el sur. Esto se discutirá en el capítulo V. El perfil fue seleccionado de la misma manera que los de Juchitepec – Milpa Alta (ver inciso anterior).

Conviene aclarar, sin embargo que esta zona no cuenta con una cobertura de estaciones sismológicas tan completa como las otras dos zonas (Juchitepec y Milpa Alta), además de que se han registrado un menor número de eventos. Todo esto contribuye a que la distribución epicentral no sea tan clara como las anteriores, obteniéndose una distribución epicentral con eventos dispersos (Figura IV.6) y errores en la localización (Figura IV.7) más grandes que en las zonas ya mencionadas, por lo que no es posible estimar un rumbo y un echado de falla como en los dos casos anteriores. A pesar de ello, se cuenta con dos sismos bien registrados que incluso fueron grabados por cuatro estaciones de banda ancha de SSN, los cuales serán analizados en el inciso IV.2, además de que se realizó el mecanismo focal de uno de ellos, en el cual se obtiene un resultado similar al de la zona de Juchitepec (ver IV.1.2.3).

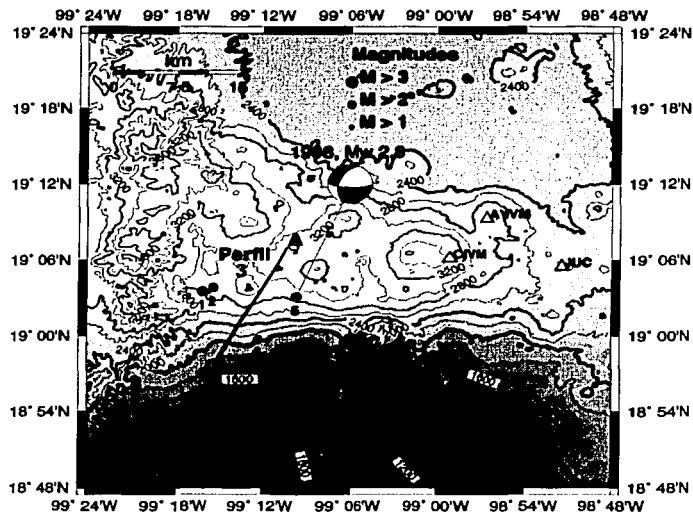
Tabla IV.1. Rumbo y echado de las fallas propuestas estimados a partir de la distribución de la sismicidad.

FALLA	AZIMUTH	ECHADO
Juchitepec	110°	60.8°
Milpa Alta	100°	72.7°

IV.1.1.3 Toluca

La sismicidad en el Valle de Toluca mostrada en el recuadro 4 de la figura IV.1 fue reportada primero por Yamamoto y Mota (1980) y relocalizada por Javier Lermo (trabajo preliminar, inédito). Estos datos fueron incorporados en la figura para hacer notar el hecho de que éstos presentan una tendencia EW (Figura IV.8), similar a la mostrada en las zonas de Juchitepec y Milpa Alta. En este trabajo no fueron relocalizados esos eventos, por lo que no se tienen las elipses de error, pero sí se elaboró un mecanismo compuesto, el cual se presenta en el siguiente inciso (ver IV.1.2.4)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Perfil 3

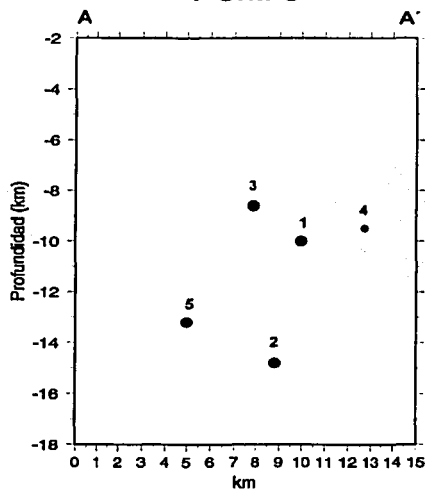


Figura IV.6. (Arriba) Distribución de la sismicidad en la zona de Zempoala. Se muestra el mecanismo focal calculado para el evento del 26 de octubre de 1998. Se muestra además la dirección más adecuada para tomar un perfil, mismo que se muestra abajo.

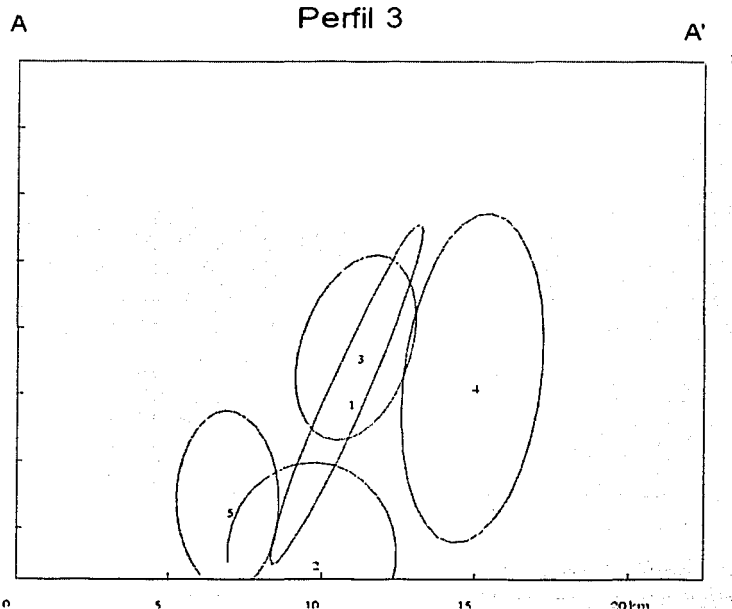
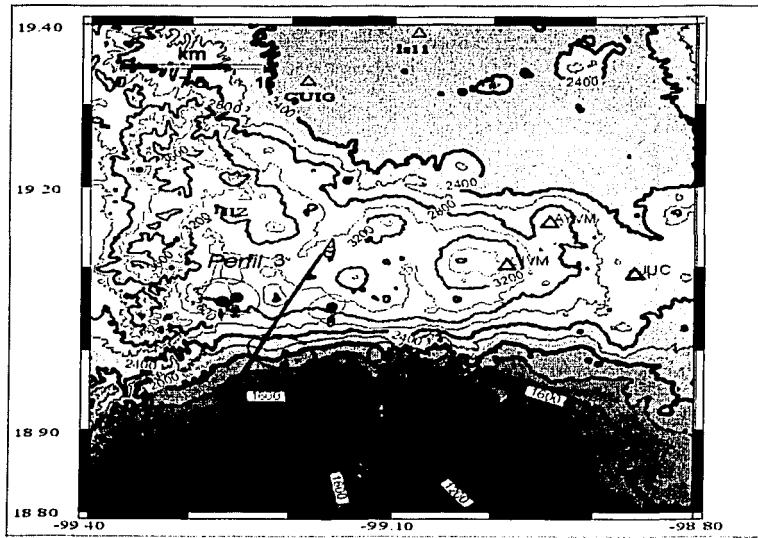


Figura IV.7 (Arriba) Distribución de la sismicidad mostrada en la figura anterior pero graficando las elipses de error. El mismo perfil de la figura anterior se muestra también con los elipses de error para cada evento.

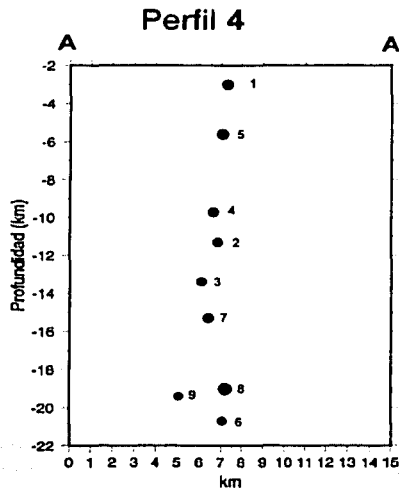
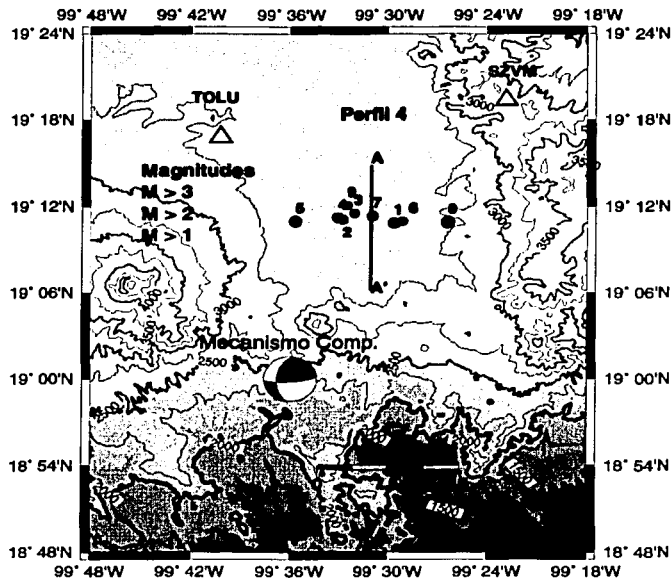


Figura IV.8. (Arriba) Distribución de la sismicidad en la zona de Toluca. Se muestra el mecanismo focal compuesto. Se muestra además la dirección más adecuada para tomar un perfil, mismo que se muestra abajo. Estos datos fueron relocalizados por Javier Lermo (trabajo preliminar, inédito) y son mostrados como un ejemplo de sismicidad en una zona cercana a la de estudio. (ver explicación en el texto)

IV.1.2 Mecanismos focales elaborados.

IV.1.2.1 Juchitepec

Para esta zona se elaboró primeramente un mecanismo focal para el evento más grande (ocurrido el 21 de febrero de 1984, evento #1 en la tabla III.6) utilizando las polaridades de los primeros arribos de 13 estaciones. Como se puede ver en la figura IV.12, el mecanismo encontrado es muy similar al encontrado por Rodríguez *et. al.* (1984). De acuerdo a lo observado en la distribución epicentral (ver inciso IV.1.1.1 y Figura IV.2), la solución más adecuada es el plano A, por lo que se trata de una falla principalmente de transcurrancia (lateral izquierda), con una ligera componente normal. El valor del corrimiento (rake) es de -4.7° , lo cual concuerda con un desplazamiento izquierdo normal. El perfil mostrado en la figura IV.2 permite ver una tendencia de los hipocentros a alinearse en un plano que buza hacia el sur, misma dirección de echado que presenta el plano A del mecanismo.

Además del mecanismo descrito, se realizó el mecanismo compuesto para esta zona (Figura IV.13) en el cual se incluyeron todos los datos de polaridades que fueron leídos para todos los eventos disponibles (Tabla III.6), graficando en total 45 datos. Como se puede ver en la figura correspondiente, el mecanismo es muy similar al encontrado para el evento principal. En este caso también se ha elegido el plano A como la mejor solución debido a que sus direcciones de rumbo y echado coinciden con las direcciones que presentan las distribuciones epicentrales e hipocentrales observadas. En ambos mecanismos el eje T tiene una fuerte orientación hacia el norte ($N 40^\circ W$) y un buzamiento casi horizontal, similar al resultado encontrado en el estudio del sismo de Milpa Alta (UNAM & CENAPRED Seismology Group, 1995). En ambas figuras se muestran en un recuadro las orientaciones de los ejes y los planos resultantes.

IV.1.2.2 Milpa Alta

Para esta zona se realizaron mecanismos para todos los eventos que tuvieran más de 4 polaridades leídas y se obtuvieron 12 mecanismos. Todos ellos fueron muy similares entre sí. La figura IV.14 muestra un ejemplo de los resultados para uno de los eventos. La figura IV.15 presenta el mecanismo compuesto para la zona, que igualmente resultó muy parecido a los mecanismos individuales, como puede verse al compararlo con el mecanismo mostrado en la figura anterior. Por las mismas razones que en Juchitepec (ver IV.1.2.1), se eligió como mejor solución la falla con dirección de echado al SW y rumbo al SE (plano A en la figura IV.15). De hecho, en esta zona, de mayor y mejor cobertura instrumental, las distribuciones epicentrales e hipocentrales son más compactas que en Juchitepec. El eje T en todos los resultados estuvo orientado nuevamente en una dirección casi NS, como se ejemplifica en las figuras presentadas. La dirección de máxima compresión (representada por el eje P) tiene una fuerte componente vertical, lo cual nos habla de una falla normal, lo cual también puede verse a partir de los cuadrantes de compresión y dilatación. En este caso, a diferencia del mecanismo para Juchitepec, la componente normal es la que domina y la de transcurrancia es menor, por lo que se trata de una falla normal con componente lateral izquierda.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

IV.1.2.3.Zempoala

En este caso, por contarse con pocos eventos se optó por calcular el mecanismo del evento mejor registrado. Por ello fue usado el evento del 26 de octubre de 1998 ($M_w = 2.8$, evento #5 de la tabla III.7), el cual tiene el mayor número de polaridades identificadas en sus primeros arribos (10 de 17 estaciones que lo registraron y 4 de esos registros son de los sensores de banda ancha en PLIG, PPIG, CUIG y YAIG). En esta ocasión, la distribución de la sismicidad, por el escaso número de eventos, no ayuda a identificar claramente una tendencia, de cualquier forma, debido a los resultados en Juchitepec y Milpa Alta, a la dirección de los principales rasgos geológicos superficiales en la zona, y la existencia de un rasgo geológico en particular que será discutido en el capítulo V, es más probable que la solución correcta sea el plano A (Figura IV.16). La solución elegida indica una falla prácticamente de transcurrancia (lateral izquierda) aunque tiene una componente normal muy pequeña.

IV.1.2.4. Toluca

Para esta zona únicamente se realizó el mecanismo compuesto, a partir de las relocalizaciones hechas por Javier Lermo, con objeto de comparar el mecanismo de falla resultante con los que se obtuvieron para las otras zonas. Como se puede ver en la figura IV.17, el mecanismo es parecido a los obtenidos para las tres zonas estudiadas; se trata de una falla prácticamente lateral derecha. Esto merece resaltarse, pues aunque la falla en cuestión es lateral y con un rumbo parecido al obtenido para las tres zonas anteriores (aproximadamente E-W), la solución del mecanismo focal indica un corrimiento derecho, contrario al observado en las otras zonas. Este resultado es digno de un análisis futuro, pues si suponemos que todas estas fallas, debido a sus semejanzas y cercanía están relacionadas, entonces tal cambio en el corrimiento podría indicar la presencia de un sistema complejo de fallas rotacionales (o de "tijera", Jorge Nieto, Facultad de Ingeniería, comunicación personal, 2002). En cualquier caso, tal análisis excede los objetivos del presente trabajo por lo que únicamente se hace notar el hecho para recomendar un futuro análisis.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

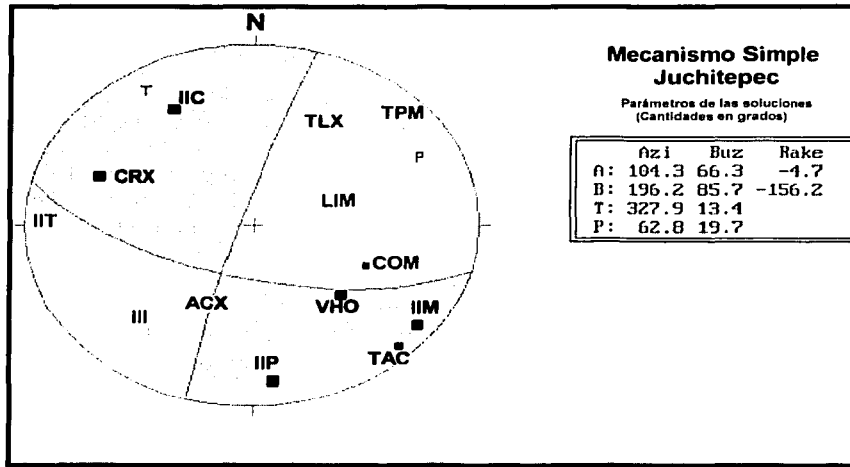


Figura IV.12. Mecanismo focal calculado para el sismo del 7 de febrero de 1984 ($M_c = 3.9$, evento #1 de la tabla III.5). La proyección es de igual área y se presenta el hemisferio inferior. Debido a la distribución epicentral observada, la solución del plano de falla más adecuada es la solución A. El color oscuro indica compresiones y el claro, dilataciones. Los cuadros más pequeños representan lecturas nodales o de poca calidad. El valor del corrimiento (rake) es de 4.7° , lo que indica también desplazamiento lateral izquierdo. Para graficar éste y los siguientes mecanismos se utilizó el programa *Foco* de Luis Sansores.

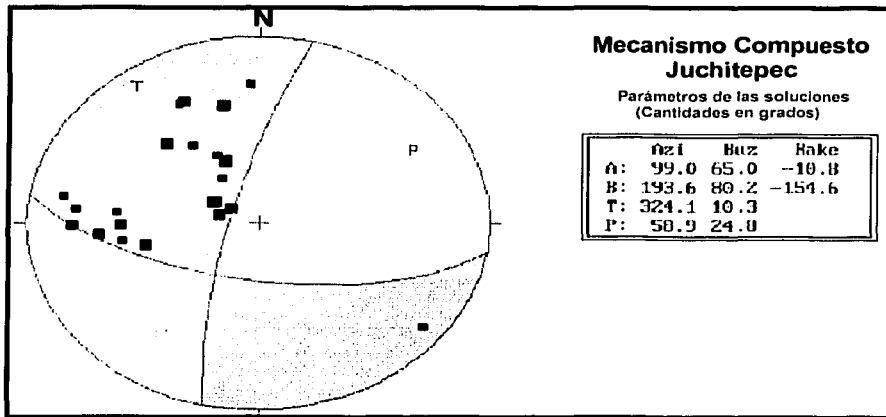


Figura IV.13. Mecanismo compuesto para la zona de Juchitepec. La proyección está en áreas iguales y se presenta el hemisferio inferior. El mecanismo compuesto se elabora de la misma manera que los simples, con la diferencia de que contiene datos de varios eventos, no de uno sólo. Nótese la similitud entre este resultado y el encontrado para el sismo principal. Al igual que el anterior, la solución más adecuada es el plano A. Los cuadros más pequeños representan lecturas nodales o de poca calidad.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

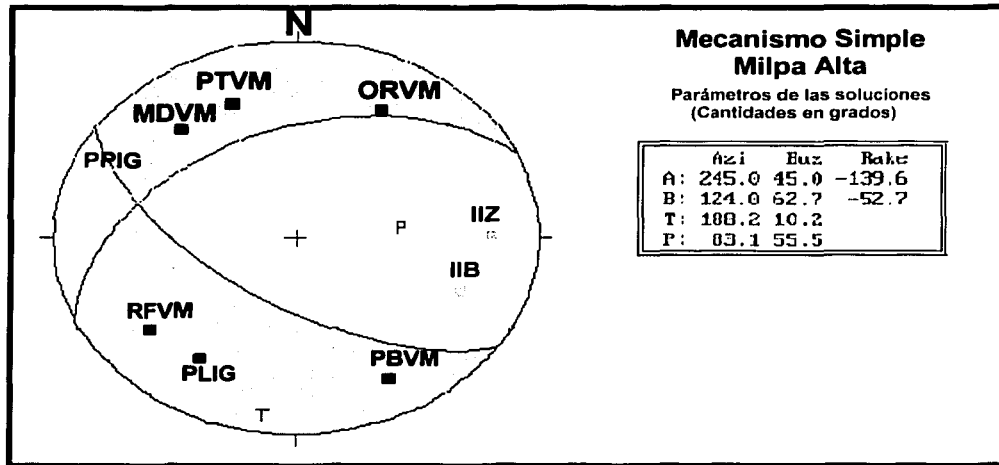


Figura IV.14. Ejemplo de un mecanismo focal para un evento de la zona de Milpa Alta. Se presenta la solución obtenida para el sismo del 19 de mayo de 1999 (Mw = 2.7, evento #11 de la tabla III.6). Nótese la similitud con el mecanismo compuesto de la zona. En este caso el plano de falla B es la solución más adecuada.

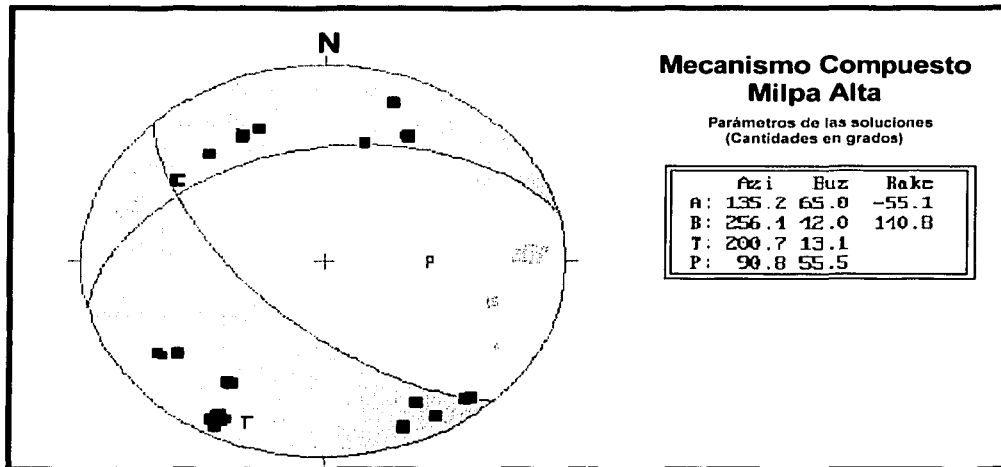


Figura IV.15. Mecanismo compuesto para la zona de Milpa Alta. El plano de falla A es la solución más adecuada de acuerdo a la distribución epicentral observada. Los símbolos más pequeños representan primeros arribos cuya polaridad no es muy clara. En este caso hay muchos arribos de este tipo, pero en general se deben a la cercanía de la estación a la fuente, pues como se observa, los símbolos pequeños ocurren cerca de los planos de falla. En este mecanismo y el anterior (figura IV.14) nótese la diferencia entre los valores del rake con los encontrados en Juchitepec (figuras IV.12 y IV.13).

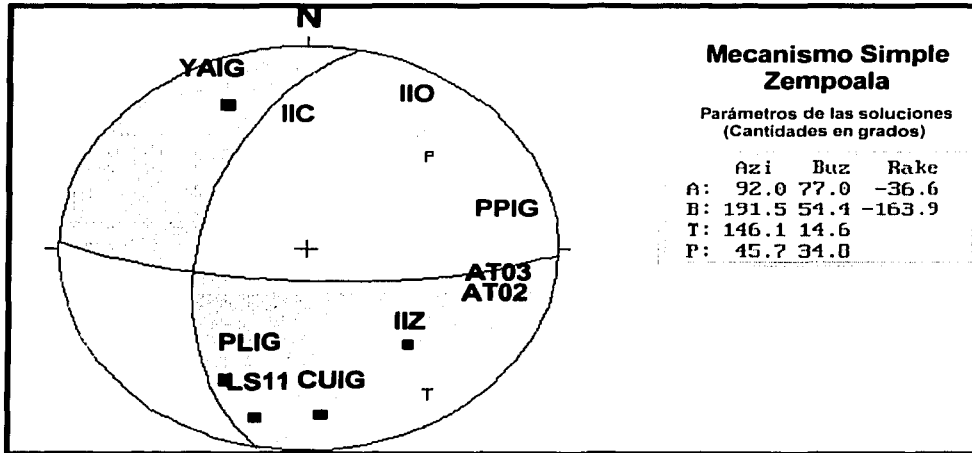


Figura IV.16. Mecanismo Focal determinado para el evento ocurrido el 26 de octubre de 1998 (Mw = 2.8, evento #5 de la tabla III.8) en la zona de Zempoala. Se eligió éste sismo por ser el que fue registrado por un número mayor de estaciones y cuyos registros permitieron observar la polaridad de los primeros arribos.

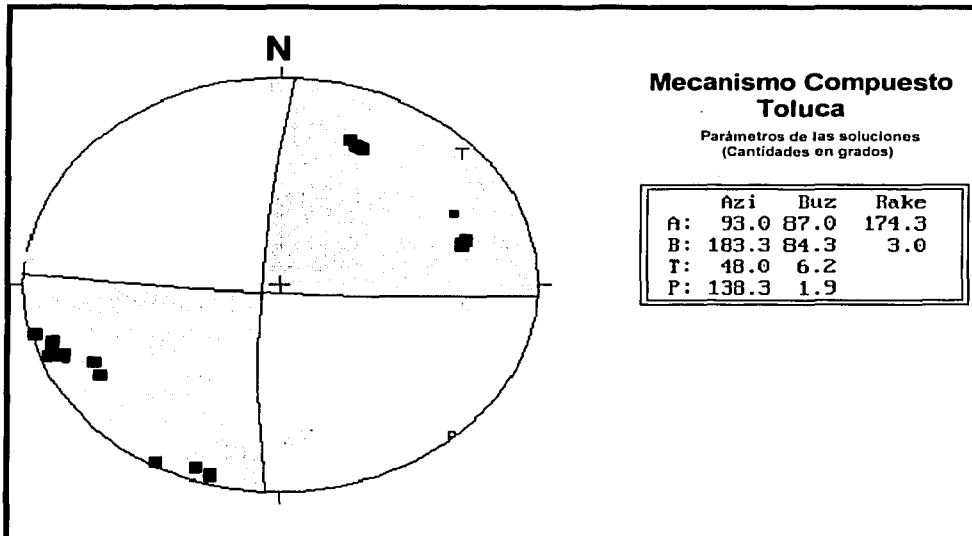


Figura IV.17. Mecanismo compuesto para la zona de Toluca. El plano de falla A es la solución más adecuada de acuerdo a la distribución epicentral observada. Los símbolos más pequeños representan primeros arribos cuya polaridad no es muy clara; en general se deben a la cercanía de la estación a la fuente, pues como se observa, los símbolos pequeños ocurren cerca de los planos de falla.

IV.1.3 Cálculo de los parámetros espectrales

Para poder realizar el cálculo, dado que se hizo en el sistema SEISAN, era necesario tener el registro en formato digital y la función de respuesta de cada sismómetro, para poder realizar la corrección por instrumento a la señal, como se muestra en la figura IV.18. El sistema realiza la dicha corrección calculando el espectro de la señal de interés, para luego dividirlo entre la función de respuesta y pasarlo nuevamente al dominio del tiempo (Havskov y Ottemöller, 2000). Tomando en cuenta estos requisitos, se hizo el cálculo para todos los registros digitales para los que se tenía la respuesta instrumental. La mayoría de los registros analizados pertenecen a las estaciones de la RSBA-SSN (estaciones CUIG, PPIG, PLIG y YAIG). Para el caso de SISMEEX, a pesar de que se tiene la respuesta para todas las estaciones (Lermo, *et. al.*, 2001), al ser sismos de baja magnitud, las señales corregidas y pasadas a desplazamiento mostraban una relación señal – ruido (rS/R) baja, por lo que el análisis no resultaba conveniente, además de que no siempre había registros digitales para las mismas estaciones (*i.e.*, no hubo una estación que registrara todos los eventos) por lo que se decidió hacer el análisis utilizando únicamente los registros de banda ancha de la RSBA-SSN, dado que la calidad de los registros es tal, que se obtienen señales con un valor alto en la rS/R .

Para calcular parámetros espectrales de cada evento, primero se calcula el espectro de desplazamiento, para lo cual el sistema utiliza las ecuaciones presentadas en el apéndice D (ecuaciones D1 a D5). Para el presente estudio se utilizaron ventanas cuyo inicio coincide con el arribo de la onda S y con una duración de aproximadamente un segundo, tratando de abarcar el pulso completo de la onda S. Una vez seleccionada la ventana el sistema calcula el espectro y lo muestra en pantalla. Al tener el espectro observado, manualmente se superpone la idealización que corresponde al espectro teórico, con lo cual se logra estimar el nivel plano del espectro (OM) y la frecuencia de esquina (f_0) (Figura IV.19). Las figuras IV.20, IV.21, IV.22, IV.23, IV.24, IV.25 y IV.26, muestran este proceso realizado para diferentes eventos registrados por sismómetros de banda ancha de la estación CUIG (RSBA-SSN). Al tener los datos de OM y f_0 , el sistema ya puede calcular los parámetros espectrales, utilizando las ecuaciones D6, D7 y D8.

En las últimas 4 columnas de las tablas III.6 y III.7 se presentan los parámetros espectrales calculados. Dentro de las estaciones de banda ancha de la RSBA – SSN, la estación CUIG registró las mejores señales (*i.e.* mayor valor de rS/R , arribos más claros, *etc.*, ver figuras IV.19 a IV.26) por lo que, buscando utilizar los mejores datos y uniformizar los cálculos, los parámetros espectrales fueron obtenidos únicamente con los registros de CUIG.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

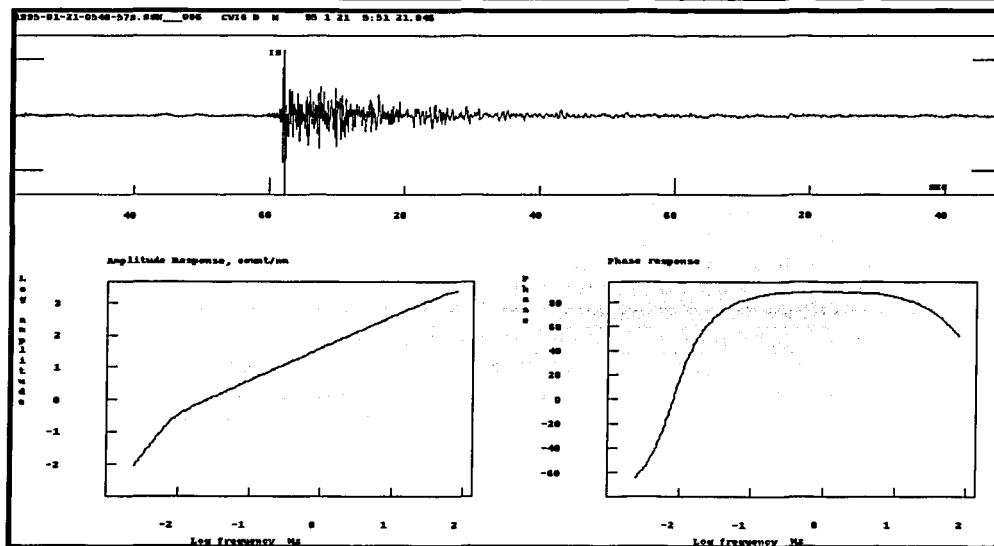


Figura IV.18. Ejemplo de un registro digital junto con las gráficas de la respuesta del instrumento. En la parte superior de la figura se muestra el registro horizontal en dirección norte-sur de la estación CUIG, de la RSBA – SSN para el evento del 21 de enero de 1995 (Tabla III.7, evento #1). En la gráfica inferior izquierda se muestra la respuesta en amplitud del sensor y del lado derecho, la respuesta en fase.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

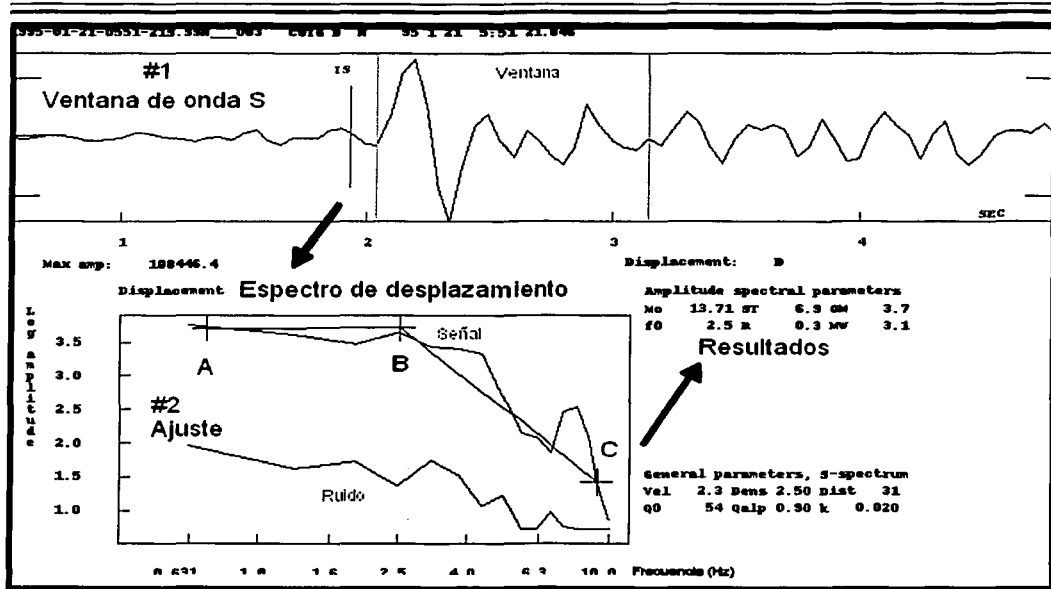


Figura IV.19. Esquema del proceso realizado en el sistema SEISAN para calcular los parámetros espectrales para el registro generado en la estación CUIG de la RSBA-SSN durante el sismo del 21 de enero de 1995 (Tabla III.7, evento #1). Los números 1 y 2 son los dos procesos que se realizan y las flechas indican el resultado del proceso del cual partieron. En la parte superior de la figura se muestra el proceso #1, el cual consiste en delimitar la ventana de tiempo necesaria, en el caso de este estudio se trata de que tenga una duración aproximada de un segundo y que aparezca el pulso de la onda S. Una vez definida esta ventana, el programa calcula el espectro de desplazamiento. El siguiente paso (#2) es ajustar al espectro la forma idealizada (*i.e.* una parte plana, seguida de una pendiente decreciente), lo cual se hace colocando manualmente tres puntos clave: A, punto donde inicia la parte plana del espectro; B, punto que corresponde a la frecuencia de esquina y C, punto donde termina la pendiente. Al proporcionar estos datos (OM y f_0), el programa calcula los parámetros espectrales, caída de momentos (ST), logaritmo del momento (MO) y radio de la fuente (R).

Los momentos sísmicos calculados se encuentran en el rango de $1.2 \cdot 10^{12}$ a $3 \cdot 10^{14}$ N-m, siendo el mayor el M_0 del evento del 21 de enero de 1995 (Tabla III.7, evento #1). El radio de ruptura más grande fue de 0.32 km, obtenido para los eventos del 21 de enero de 1995 (ya mencionado) y del 7 de diciembre de 1999 (Tabla III.7, evento #15), los dos eventos de mayor magnitud. Los valores promedio de los parámetros espectrales de las dos zonas consideradas (Milpa Alta y Zempoala) se muestran en la tabla IV.2.

Tabla IV.2. Valores promedio para los parámetros espectrales calculados. M_0 , momento; St, caída de esfuerzos; F_0 , frecuencia de esquina y R, radio de ruptura.

Zona	M_0 (Nm)	St (bar)	F_0 (Hz)	R (km)
Milpa Alta	$10.051 \cdot 10^{12}$	13.05	2.588	0.313
Zempoala	$6.92 \cdot 10^{12}$	2.9	4	0.205

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

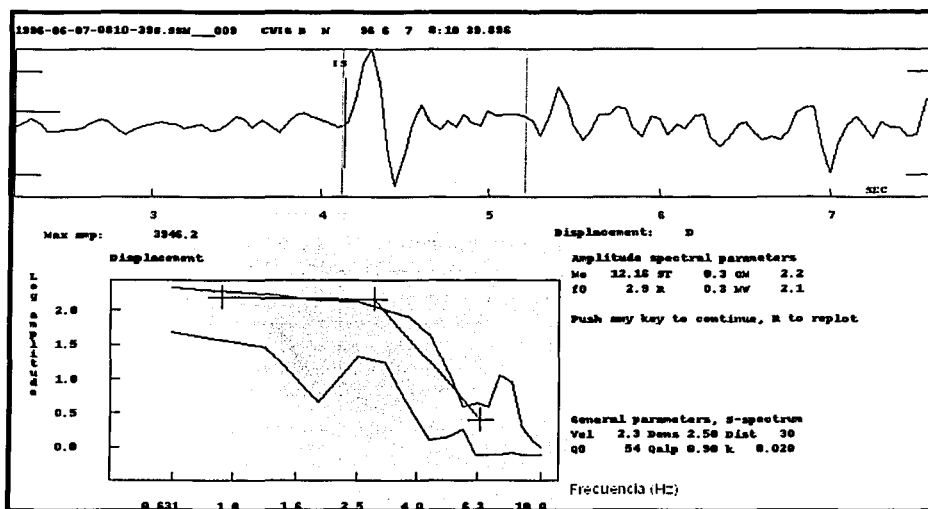


Figura IV.20. Proceso de cálculo de los parámetros espectrales utilizando el registro digital generado por la estación CUIG de la RSBA-SSN durante el sismo del 7 de junio de 1996 ocurrido en Milpa Alta

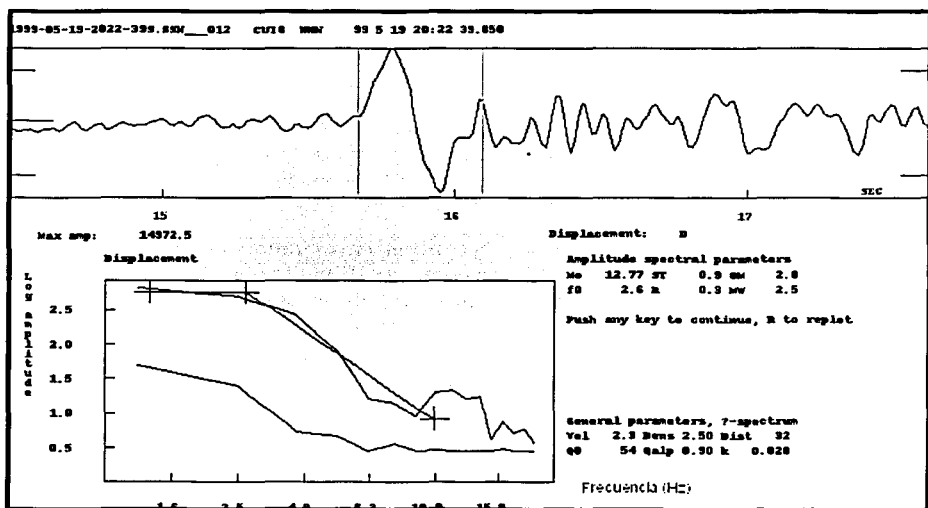


Figura IV.21. Proceso de cálculo de los parámetros espectrales utilizando el registro digital generado por la estación CUIG de la RSBA-SSN durante el sismo del 19 de mayo de 1999 ocurrido en Milpa Alta

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

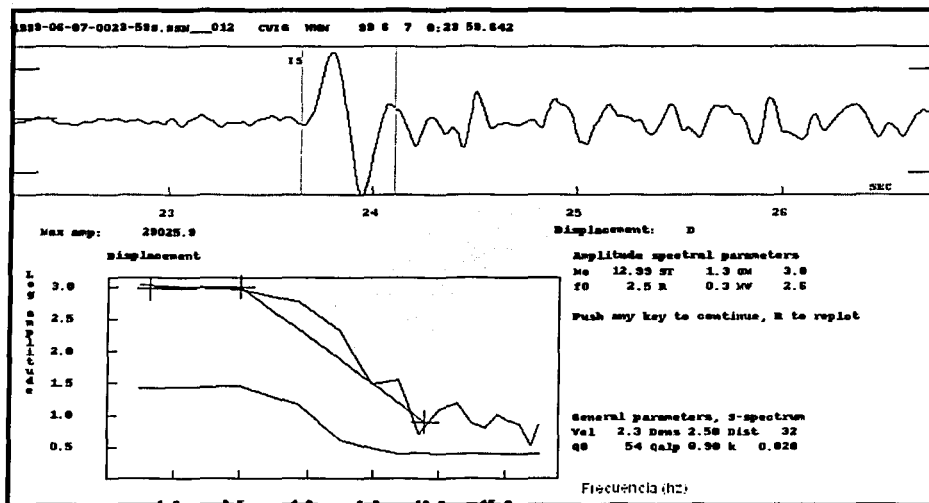


Figura IV.22. Proceso de cálculo de los parámetros espectrales utilizando el registro digital generado por la estación CUIG de la RSBA-SSN durante el sismo del 7 de junio de 1999 ocurrido en Milpa Alta

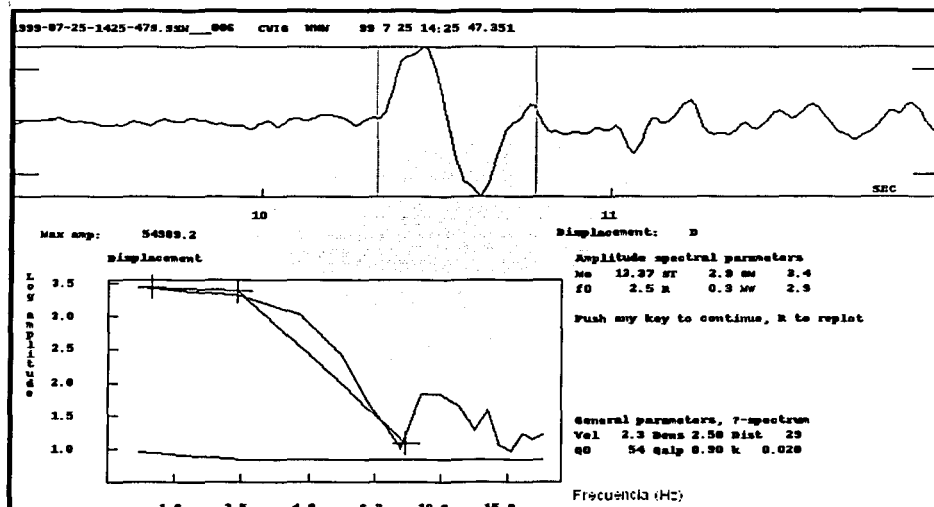


Figura IV.23. Proceso de cálculo de los parámetros espectrales utilizando el registro digital generado por la estación CUIG de la RSBA-SSN durante el sismo del 25 de julio de 1999 ocurrido en Milpa Alta

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

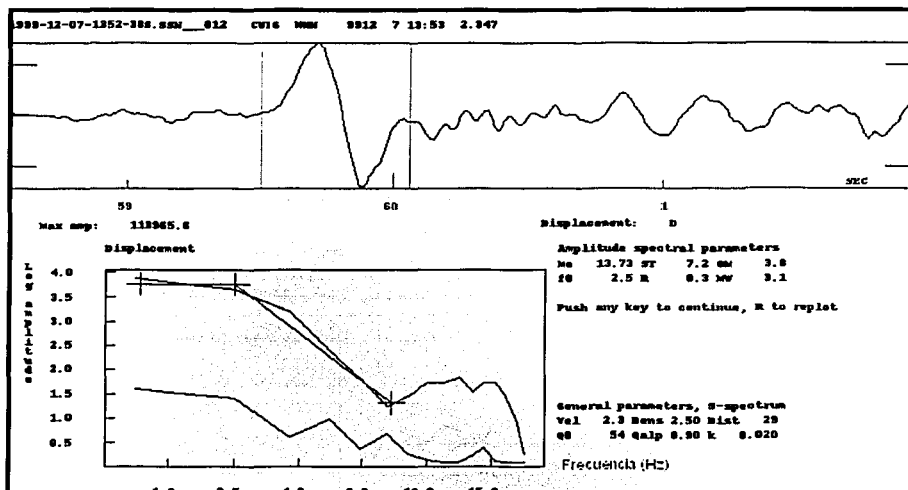


Figura IV.24. Proceso de cálculo de los parámetros espectrales utilizando el registro digital generado por la estación CUIG de la RSBA-SSN durante el sismo del 7 de diciembre de 1999 ocurrido en Milpa Alta.

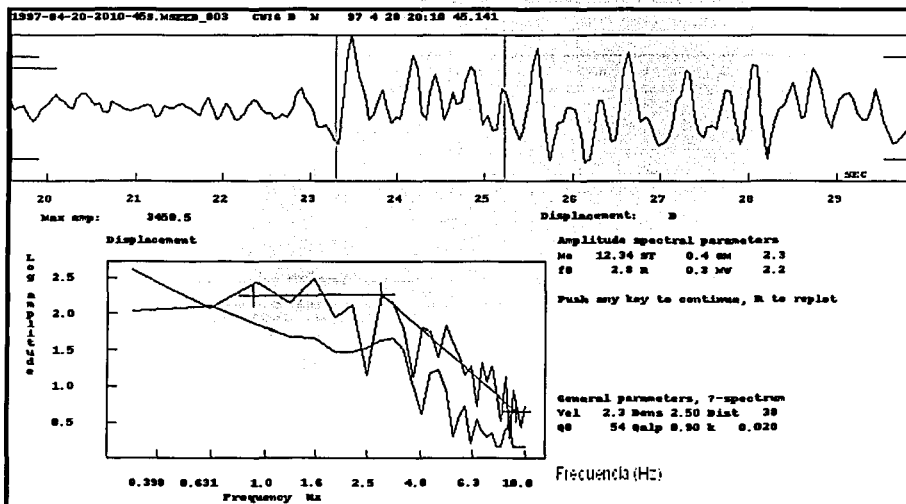


Figura IV.25. Proceso de cálculo de los parámetros espectrales utilizando el registro digital generado por la estación CUIG de la RSBA-SSN durante el sismo del 20 de abril de 1997 ocurrido en Zempoala

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

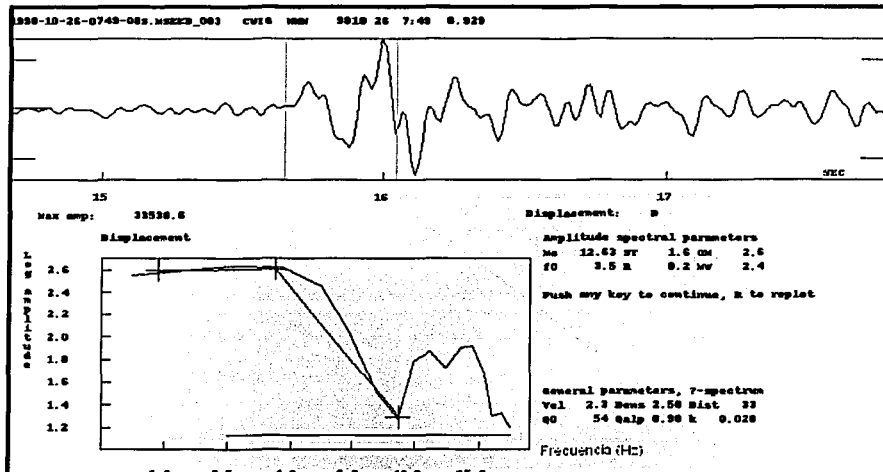


Figura IV.26. Proceso de cálculo de los parámetros espectrales utilizando el registro digital generado por la estación CUIG de la RSBA-SSN durante el sismo del 26 de octubre de 1998 ocurrido en Zempoala

IV.1.4. Magnitud.

Se determinó la magnitud de coda (M_c) para todos los eventos colocando mientras que la magnitud de momento (M_w) sólo se pudo calcular para dos eventos de Juchitepec (Tabla III.5, eventos 22 y 23), quince de Milpa Alta (Tabla III.6, eventos 1 a 15) y tres de Zempoala (Tabla III.7, eventos 3 a 5), no pudiendo calcularla para todos por no conocer hasta el momento la respuesta instrumental para todas las estaciones. Cabe hacer notar que cuando se pudo calcular la magnitud de momento, su valor resultó ser muy parecido al de la magnitud de coda; este resultado fue observado anteriormente por Lermo *et. al.* (2001) (*i.e.* para esta zona, los valores de M_c y M_w son muy similares). Graficando las dos magnitudes se aprecia mejor la relación entre ellas, además se ajustó, mediante regresión lineal, la recta que representara mejor la tendencia encontrada, (Figura IV.27). Para calcular la magnitud de coda se utilizó la relación de Lee *et. al.* (1972):

$$M_c = -0.87 + 2 \log T + .0035 D \quad 1$$

donde T es la duración del evento en segundos y D es la distancia epicentral en kilómetros. Esta fórmula empírica, establecida durante un estudio en California, es la expresión utilizada rutinariamente por SISMEM para asignar M_c a los eventos, dado que es la que mejores resultados ha producido (Javier Lermo, comunicación personal). Para el cálculo de la magnitud de momento se utilizó la ecuación de Kanamori (1977):

$$M_w = 2/3(\log(M_0)) - 6.06 \quad 2$$

donde M_0 es el momento sísmico dado en Nm (Newton-metro).

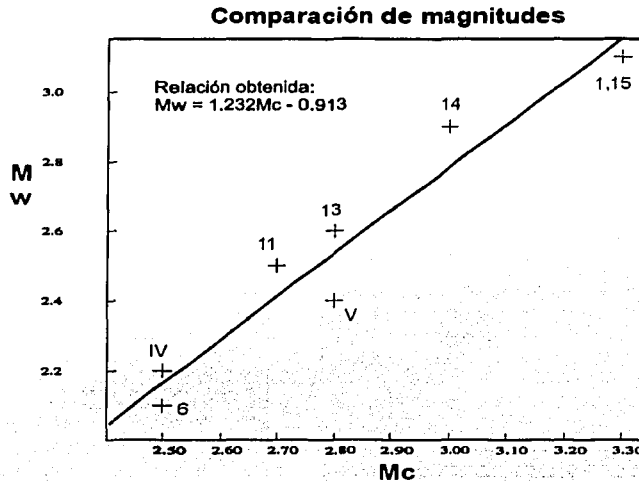


Figura IV.27. Comparación de M_c y M_w , así como su relación matemática, obtenida al ajustar una recta a la tendencia observada al comparar las dos magnitudes para todos los eventos de las zonas de Juchitepec, Milpa Alta y Zempoala a los que fue posible calcular M_w . Para encontrar la relación M_w/M_c con el mejor ajuste, se utilizó el programa MAG del sistema SEISAN (Havskov y Ottemöller, 2000). Los eventos de la zona de Milpa Alta están representados con números arábigos, mientras que los de Zempoala, con números romanos, de acuerdo a las numeraciones de sus respectivas tablas.

IV.2. Modelado de formas de onda

El análisis espectral presentado en el inciso anterior, permite completar los datos necesarios para poder hacer uso de un algoritmo de modelización de formas de onda (sismogramas sintéticos). El utilizar los parámetros de fuente obtenidos para modelar, permitirá comprobar la factibilidad de dichos resultados. Para poder aplicar el método de la mejor manera posible, se requieren datos registrados en estaciones de banda ancha y que hayan registrado preferentemente en tres componentes; desafortunadamente, no se tienen registros en una estación de ese tipo para eventos ocurridos en Juchitepec, por lo que sólo se pudo hacer este análisis para eventos de Milpa Alta y de Zempoala.

IV.2.1. Obtención de las formas de onda

Para poder hacer el modelado de las formas de onda se utilizó el algoritmo de Bouchon (1979) modificado para trabajar en SEISAN (ver apéndice D).

IV.2.1.1 Proceso para modelar

Para modelar los eventos se siguió el siguiente proceso: ya elegido el evento sus componentes eran rotadas para tener como componentes horizontales a las componentes radial y transversal,

luego se preparaba el archivo S para el modelado por medio del comando *synt*. Es necesario editar el archivo S antes de correr el programa BOUCH, para hacer modificaciones si es necesario. En este caso se modificó el modelo de velocidades para usar el que se utilizó en el análisis del evento del 21 de enero de 1995 (UNAM & CENAPRED Seismology Group, 1995) para poder comparar los resultados obtenidos con los de ese trabajo. La duración de la fuente se determina individualmente para cada evento al medir la duración del pulso de la onda S (puede verse la duración de estos pulsos en las figuras IV.19 – IV.26).

IV.2.2. Eventos modelados

El criterio para poder seleccionar los eventos a ser modelados fue que hubieran sido registrados por lo menos por la estación CUIG de la RSBA-SSN, debido a las ventajas de los sensores de banda ancha (BA) mencionadas en III.2.2 y a que Ciudad Universitaria se encuentra sobre roca volcánica, lo que permite considerarla como un sitio relativamente firme. En el mejor de los casos se pudo contar con los datos de BA de las estaciones CUIG, PPIG y YAIG. De esta manera, sólo se pudo realizar el modelado para ocho eventos: seis de Milpa Alta y dos de Zempoala.

IV.2.2.1. Milpa Alta

El primer evento analizado es aquél estudiado por el grupo de sismología de la UNAM y el CENAPRED (1995) y que corresponde al evento número 1 de la tabla III.7 (en la figura IV.19 se muestra su análisis espectral). La razón de estudiar primero este sismo, además de que era el primero cronológicamente en tener un registro de banda ancha, fue la posibilidad de comparar el resultado con el mostrado en el trabajo de 1995 mencionado (UNAM & CENAPRED Seismology Group, 1995). En ese estudio se muestran los registros en desplazamiento de dicho evento junto con los sintéticos generados con el método de Bouchon, el mismo que se emplea en este trabajo, para la estación de Ciudad Universitaria de la RSBA-SSN (CUIG) y la estación Tlamacas (PPM) de la red del CENAPRED. En el presente estudio, para ese mismo sismo se analizaron los registros de la estación CUIG, lo que permitió establecer una comparación con sus resultados, considerando que la localización encontrada aquí es ligeramente diferente. Para poder hacer la comparación se utilizó el mismo modelo de velocidades que se usó en el artículo mencionado. La figura IV.28 muestra el modelado realizado en el trabajo de 1995 y la IV.29 muestra el realizado en el presente trabajo y como se aprecia, las formas de onda generadas son idénticas. La similitud de las figuras, permite incrementar la confianza en los resultados que se están obteniendo, además de que es una manera de validar los parámetros de fuente calculados en este trabajo.

El siguiente evento modelado fue el número 6 de la tabla III.7, ocurrido el 7 de junio de 1996 (en la figura IV.20 se muestra su análisis espectral). En este caso el evento es mucho más pequeño ($M_w = 2.1$) y era interesante ver si el algoritmo lograba modelarlo, sobre todo porque se tenía el registro en la estación YAIG (RSBA-SSN), la cual está más lejos del epicentro que CUIG. Al obtener los registros en desplazamiento (Figura IV.30) para YAIG se observa mucho ruido ambiental (como resultado de la mayor distancia y la magnitud pequeña), el cual inclusive llega a enmascarar la polaridad del primer arribo de la onda P en la componente vertical. Sin embargo antes de integrar el registro se verificó que era dilatacional, aunque con

poca amplitud. A pesar del ruido, la polaridad de la onda S sí es clara (hacia abajo) en ambas componentes horizontales (R y T) y como se observa en la figura IV.30, los sintéticos tienen las polaridades correctas, tanto para la onda P como para la S. Las diferencias más notorias con respecto a los registros reales serían que la fase P resultó más resaltada en el sintético y las fases S inician una fracción de segundo antes (componente R) y una fracción después (componente T) con respecto a los observados. En general se puede decir que son buenos modelados pues las polaridades, las amplitudes y la diferencia S-P son muy parecidas a las observadas. En el caso de CUIG, la forma de onda es más simple por estar más cerca y por ser un sitio duro. La fase P modelada es prácticamente idéntica a la observada, lo mismo que la fase S tangencial, retrasándose un poco la modelada, como se ve en la figura IV.30, pero la forma impulsiva y la gran amplitud son prácticamente idénticas a las de la señal observada. En el caso de la componente radial, la fase S es muy pequeña en amplitud y así lo refleja la modelada, pues la generó muy pequeña, aún más que la original. En general, las formas de onda generadas con el algoritmo lograron modelar correctamente las señales registradas, a pesar de que era un evento pequeño y sólo se contaba con los registros de dos estaciones.

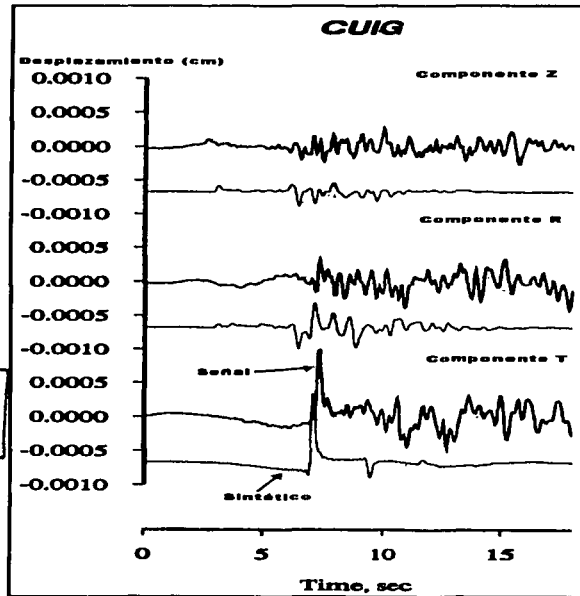


Figura IV.28. Formas de onda generadas (traza dibujada con línea delgada) para el sismo del 21 de enero de 1995, elaborados por UNAM & CENAPRED Seismology Group (1995). El evento ocurrió en Milpa Alta, y fue registrado por la estación CUIG de la RSBA-SSN. Los sismogramas originales fueron "recortados" para mostrar una ventana de poco más de 15 segundos y se les integró para presentar el desplazamiento (traza dibujada con línea gruesa) ocurrido en esa estación debido al sismo. Los datos de amplitud (desplazamiento, en el eje de las abscisas) están en centímetros.

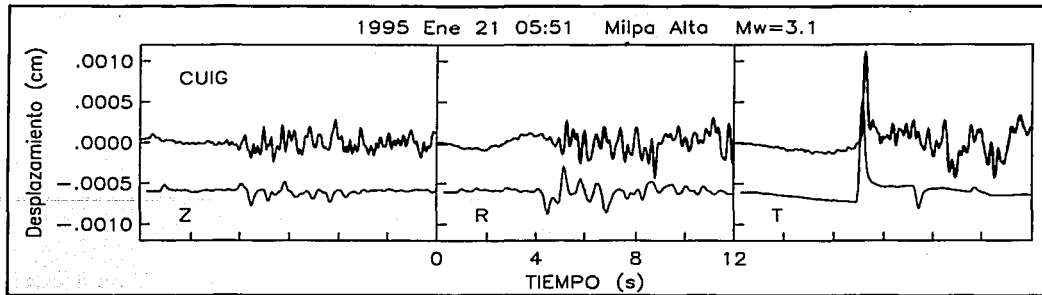


Figura IV.29. Sintéticos generados para el sismo ocurrido el 21 de enero de 1995, ocurrido en Milpa Alta. Los datos fueron integrados para representar el desplazamiento y luego rotados para tener las componentes transversal (T) y radial (R), además de la vertical (Z). Nótese que los sintéticos son iguales a los obtenidos por UNAM & CENAPRED Seismology Group (1995).

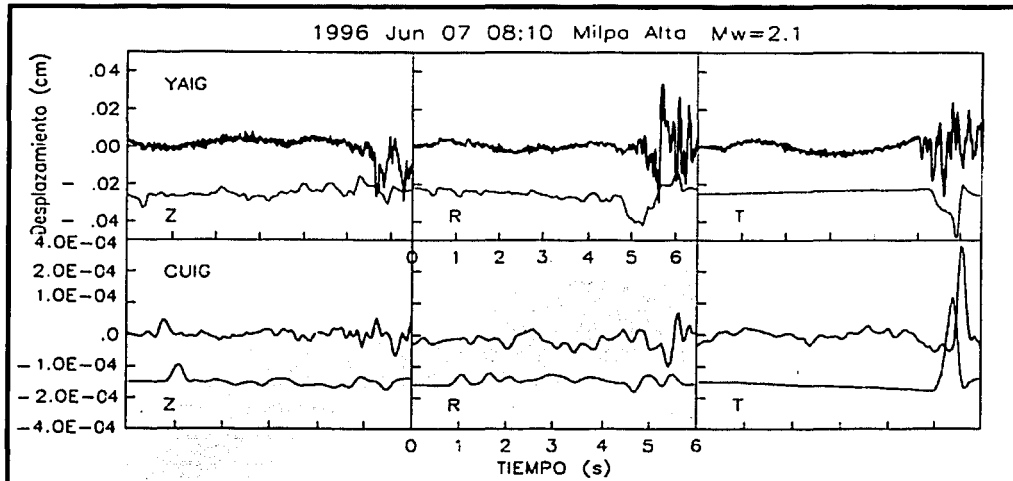


Figura IV.30. Registros integrados para presentar el desplazamiento (traza superior, más gruesa) en las estaciones CUIG y YAIG (RSBA-SSN) durante el sismo del 7 de junio de 1996, así como las formas de onda generadas (traza inferior, más delgada).

El tercer evento modelado fue el número 11 de la tabla III.7, ocurrido el 19 de mayo de 1999 (en la figura IV.21 se muestra como se hizo su análisis espectral). Este evento también tuvo una magnitud pequeña ($M_w = 2.5$) pero fue registrado por CUIG, PPIG y YAIG. Se realizaron los mismos procesos y se obtuvieron las formas de onda para las nueve trazas observadas (Figura IV.31). Para la estación CUIG, las polaridades de las fases P y S en el modelado son correctas, teniendo como error únicamente el exagerar la amplitud de un valle justo antes de la fase S en la componente R, que sí existe en la traza observada, pero que es muy pequeño en amplitud. Para YAIG, las polaridades son correctas, mostrando las fases modeladas

amplitudes mayores que las observadas, principalmente en T, la cual tiene gran amplitud. En PPIG las polaridades son también correctas pero se observa un retraso significativo en la componente R, esto tal vez sea debido a un efecto de sitio pues hay que considerar que la estación está localizada en el volcán Popocatepetl. A pesar de estos detalles, considerando que las polaridades de las fases P y S son todas correctas, y las ocurrencias en el tiempo son muy cercanas a las observadas, el modelado es bastante aceptable.

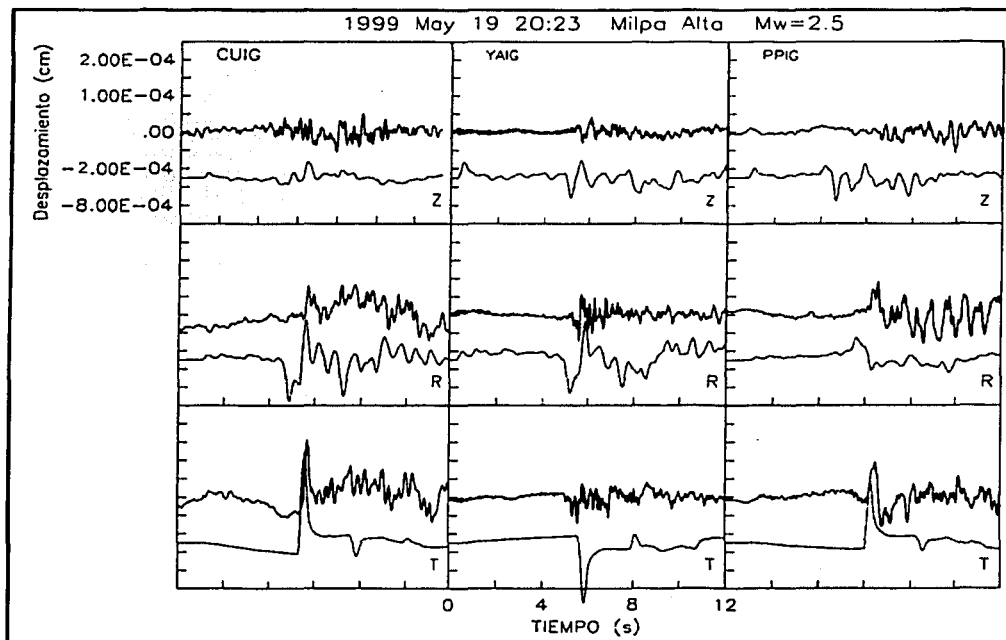


Figura IV.31. Registros integrados para presentar el desplazamiento (traza superior, más gruesa) en las estaciones CUIG, PPIG y YAIG (RSBA-SSN) durante el sismo del 19 de mayo de 1999, así como las formas de onda generadas (traza inferior, más delgada).

El cuarto evento modelado fue el número 13 de la tabla III.7, ocurrido el 6 de junio de 1999 (en la figura IV.22 se muestra como se hizo su análisis espectral). Este evento es un poco más grande ($M_w = 2.6$) y también fue registrado por las tres estaciones anteriores (CUIG, PPIG y YAIG). Para CUIG, nuevamente se aprecia (Figura IV.32) que las polaridades y la forma de las fases P y S modeladas, son muy parecidas a las observadas, siendo la única diferencia el retraso de aproximadamente 0.4 segundos de las fases horizontales, además del mismo valle exagerado en amplitud, justo antes de la fase R. En YAIG, la señal es la más pequeña en amplitud de las tres estaciones, y eso es aparentemente lo que provoca que las amplitudes modeladas sean más grandes de lo que deberían (probablemente influenciadas por el tamaño de las otras dos señales), sin embargo los tamaños son comparables y por tanto, aceptables. La fase P en la componente Z es la más exagerada de ellas, pues como se ve, en la señal original, el ruido ha enmascarado por completo el pequeño pulso P. La fase S sintética en la

componente T tiene un adelanto de aproximadamente 0.3 segundos. Y nuevamente PPIG llama la atención, pues a pesar de que las fases tienen la polaridad y forma correctas, en Z y T, la componente R nuevamente presenta un retraso, lo cual parece confirmar la idea del efecto de sitio mencionado pues sólo en PPIG se presenta. A pesar de estos detalles, considerando que las polaridades de las fases P y S son todas correctas, y las ocurrencias en el tiempo son muy cercanas a las observadas, el modelado es bastante aceptable.

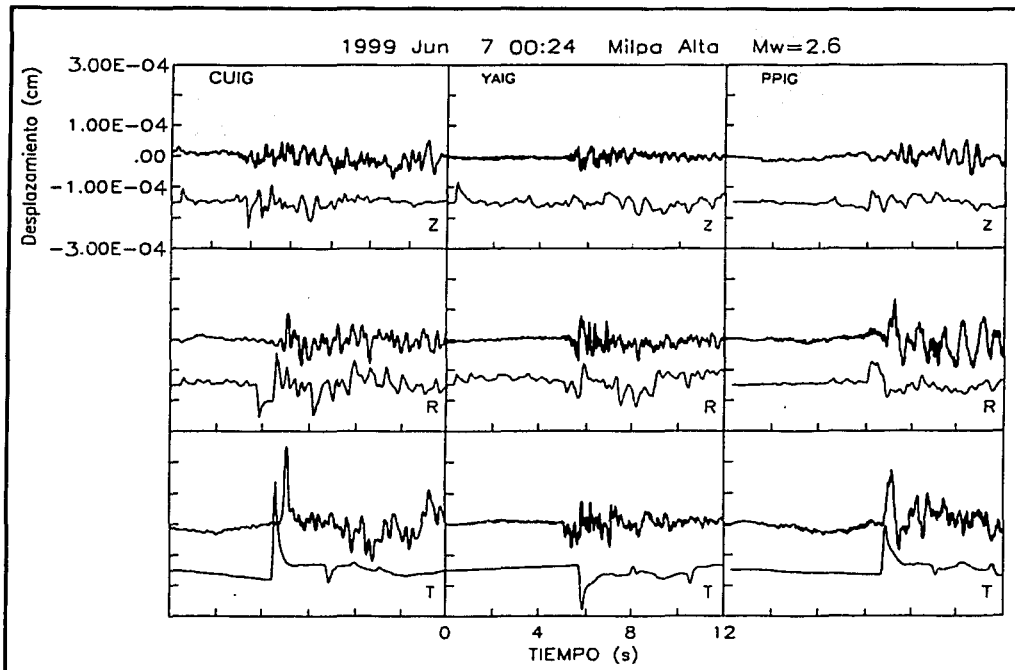


Figura IV.32. Registros integrados para presentar el desplazamiento (traza superior, más gruesa) en las estaciones CUIG, PPIG y YAIG (RSBA-SSN) durante el sismo del 7 de junio de 1999, así como las formas generadas (traza inferior, más delgada).

El quinto evento modelado fue el número 14 de la tabla III.7, ocurrido el 25 de julio de 1999 (en la figura IV.23 se muestra como su análisis espectral). Este evento es mayor ($M_w = 3$) y también fue registrado por las tres estaciones anteriores (CUIG, PPIG y YAIG). En los registros de CUIG (Figura IV.33) se observa que nuevamente la polaridad y forma de las fases P y S fueron correctamente modeladas, con los mismos detalles que han ocurrido para esta estación: se exagera el valle que antecede a la fase R y se presenta un adelanto en las fases horizontales aunque en esta ocasión es menor (aproximadamente 0.25 segundos). En YAIG, nuevamente se ve exagerada la amplitud de la fase P en Z y en esta ocasión, también ocurre en la fase S sintética de T. La fase S modelada de R no está tan exagerada en su amplitud, pero si exagera un poco la fase P, que en realidad no es tan clara en el registro original. Para PPIG, la

situación es igual a la presentada en los otros modelados: la onda R tiene un adelanto y en esta ocasión, la fase T también tiene un adelanto aunque menor. Sin embargo, al igual que en los otros cuatro eventos, el modelado es aceptable.

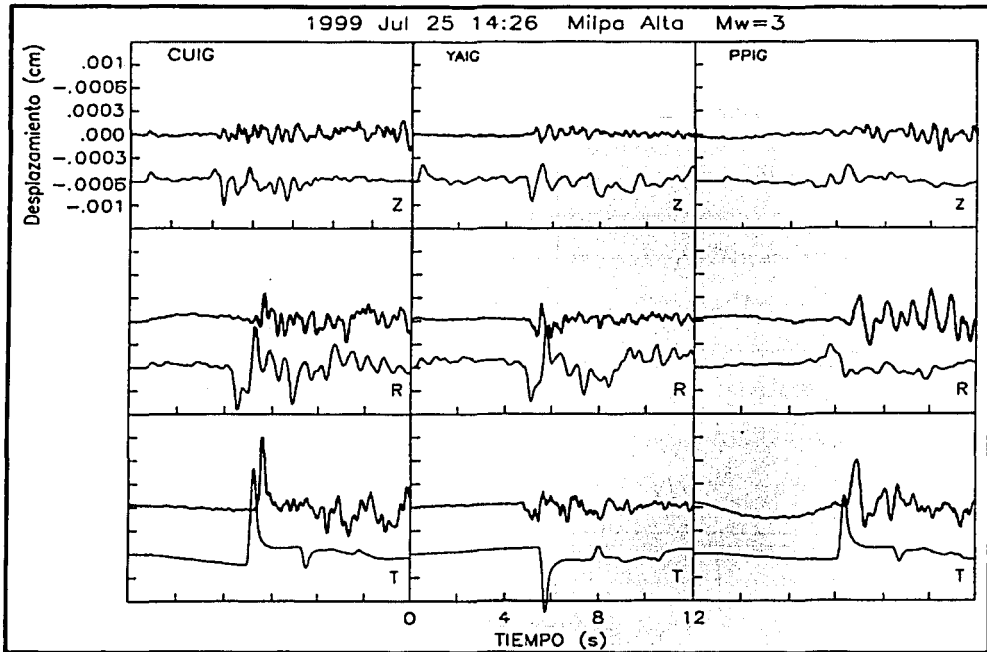


Figura IV.33. Registros integrados para presentar el desplazamiento (traza superior, más gruesa) en las estaciones CUIG, PPIG y YAIG (RSBA-SSN) durante el sismo del 25 de julio de 1999, así como las formas de onda generadas (traza inferior, más delgada).

El sexto y último evento de Milpa Alta, es el número 15 de la tabla III.7, ocurrido el 7 de diciembre de 1999 (en la figura IV.24 se muestra como se hizo su análisis espectral). Este sismo es mayor que los demás y de hecho tiene la misma magnitud ($M_w = 3.1$) que el mayor evento de Milpa Alta (evento número 1 de la tabla III.7). Las formas de onda generadas son muy similares a las observadas, como se aprecia en la figura IV.34. Las amplitudes y las polaridades de las fases obtenidas son muy similares a las observadas en casi todas las trazas. Las únicas diferencias son, nuevamente, las mismas ya planteadas, observándose que los adelantos de las fases son un poco mayores que en los demás casos. Por ejemplo, en PPIG otra vez se presenta el mismo adelanto en las fases horizontales; se sigue exagerando el valle que antecede al pulso S en la componente R de CUIG, cuyas componentes horizontales presentan el mismo ligero adelanto y finalmente, en YAIG, las amplitudes de las fases son mayores otra vez. Fuera de estos detalles, el modelado es correcto.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

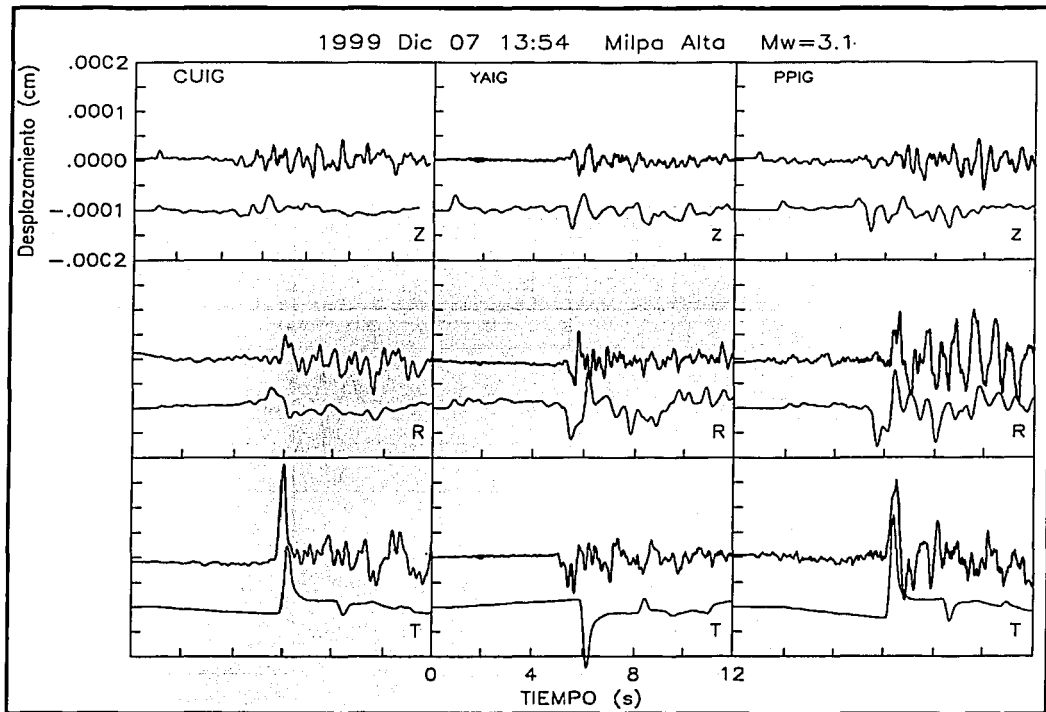


Figura IV.34. Registros integrados para presentar el desplazamiento (traza superior, más gruesa) en las estaciones CUIG, PPIG y YAIG (RSBA-SSN) durante el sismo del 7 de diciembre de 1999, así como las formas de onda generadas (traza inferior, más delgada).

IV.2.2.2 Zempoala

El primer evento modelado de la zona de Zempoala (en la figura IV.25 se muestra como se hizo su análisis espectral), es también el más pequeño de todos los que fueron modelados ($M_w = 2$, Tabla III.8, evento # 4) y como era de esperarse, en algunas componentes la señal es tan pequeña que el sintético resulta más pequeño y genera trazas muy sencillas, particularmente en las componentes verticales (Figura IV.35); en estas componentes, la fase P obtenida (la única fácilmente reconocible) presenta las polaridades correctas. Cabe mencionar que en YAIG, la fase S en Z sí se ve y es correcta, pero la P está algo exagerada en amplitud, lo mismo que pasa en R. En T, la forma impulsiva de la fase S es correctamente reproducida, aunque en este caso la amplitud es ligeramente menor. Los registros de PPIG resultaron ser los mejores reproducidos, a pesar de que estaba presente una onda de periodo largo muy notoria aquí por la poca amplitud del evento. En este caso se tuvo que procesar esta traza en el programa DEGTRA (Ordaz, 2000) para quitar lo más posible el efecto de esta onda. Finalmente, la estación CUIG tuvo los registros con la menor amplitud, lo cual afectó al algoritmo, que generó trazas muy simples (y de hecho la componente R sintética es casi inexistente), aunque

con polaridades correctas. Para ser un sismo tan pequeño, con registros cuyas amplitudes eran muy pequeñas, los modelados resultaron aceptables.

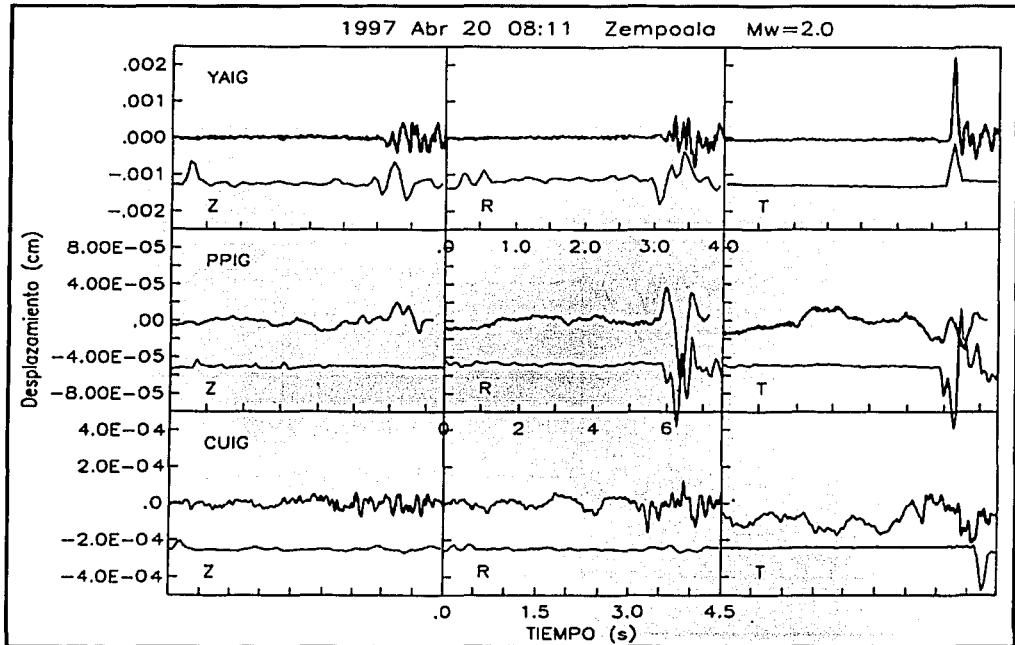


Figura IV.35. Registros integrados para presentar el desplazamiento (traza superior, más gruesa) en las estaciones CUIG, PPIG y YAIG (RSBA-SSN) durante el sismo del 20 de abril de 1997, así como las formas de onda generadas (traza inferior, más delgada). La señal de PPIG fue procesada en DEGTRA (Ordaz, 2000) para poder modelarla.

El otro evento modelado de Zempoala es el número 5 de la tabla III.8 (en la figura IV.26 se muestra como se hizo su análisis espectral), ocurrido el 26 de octubre de 1998 ($M_w = 2.7$). Como se aprecia en la figura IV.36, en todos los casos las polaridades son correctas. En CUIG, las amplitudes son un poco mayores que las observadas en Z y R; en T la amplitud es correcta pero tiene un retraso de 0.25 segundos. En PPIG, la relación señal/ruido es muy baja y eso impide una comparación adecuada entre las señales, como puede verse. En YAIG, las polaridades son correctas pero las formas son más suavizadas que las observadas. Además la amplitud de la fase S sintética en T resultó ser sólo la mitad de la observada. Como puede verse, los formas de onda generadas para Zempoala no son tan aceptables como los de Milpa Alta, lo cual es debido seguramente a la falta de datos en esta zona, pues esta carencia hace que los parámetros de fuente calculados para Zempoala no tengan la misma calidad que los de Milpa Alta y Juchitepec.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

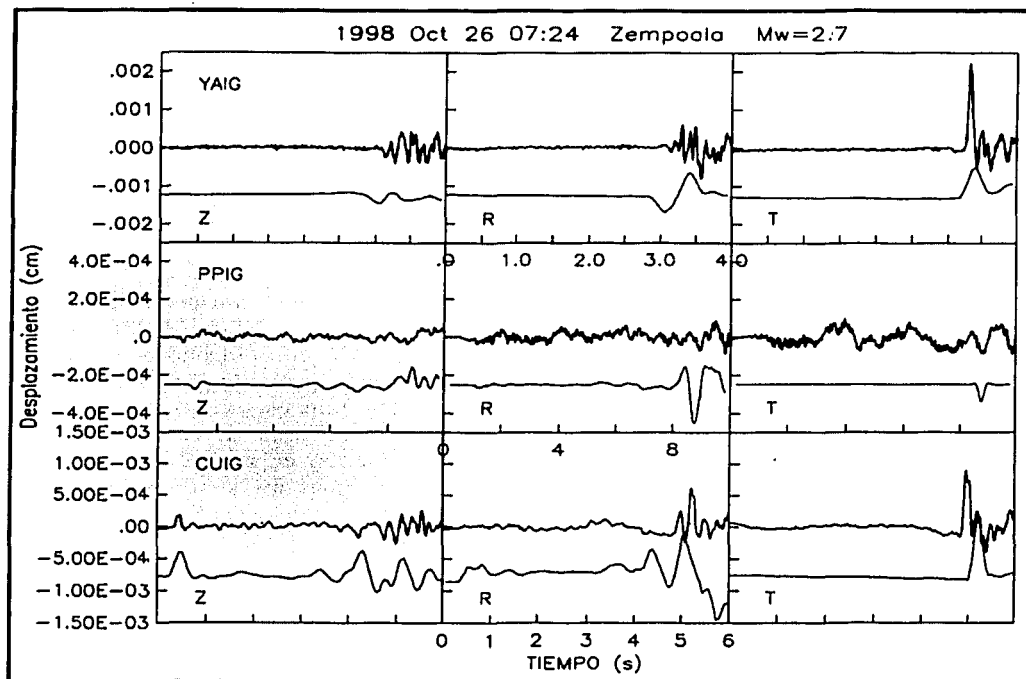


Figura IV.36. Registros integrados para presentar el desplazamiento (traza superior, más gruesa) en las estaciones CUIG, PPIG y YAIG (RSBA-SSN) durante el sismo del 26 de octubre de 1998, así como las formas de onda generadas (traza inferior, más delgada).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPÍTULO V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

V.1 Discusión de los resultados

El resultado más evidente, a partir de los parámetros de fuente encontrados, es la diferenciación de dos zonas sismogénicas (Juchitepec y Milpa Alta), utilizando las distribuciones hipocentrales como primer argumento para proponer la existencia de dos fallas paralelas, causantes de la sismicidad observada. Particularmente la zona de Milpa Alta presenta un alineamiento dirección SE-NW y en los hipocentros una tendencia a agruparse en un plano con echado $\approx 60^\circ$ buzando hacia el sur. La diferenciación de las dos zonas es apoyada por los soluciones de plano de falla obtenidas, en los cuales, una de las dos posibles soluciones siempre fue una falla con una dirección SE-NW, concordando con la tendencia observada en la distribución de la sismicidad. Finalmente, para comprobar los resultados obtenidos al calcular los mecanismos focales (*i.e.* los rumbos, echados y corrimientos encontrados) se utilizó el paquete SEISAN para modelar la forma de onda de registros de desplazamiento. Los resultados del modelado se convierten en el tercer argumento que obtenemos para definir las fallas, pues las polaridades obtenidas, así como las diferencias S-P calculadas, son muy cercanas a las observadas. De esta manera, la evidencia sísmica nos lleva a proponer los parámetros de fuente presentados en el capítulo anterior como los más probables para esta zona; además, los datos presentados, junto con la información geológica disponible permiten pensar que en esta zona existen más fallas activas y como ejemplo están los casos de Zempoala y Toluca.

Al iniciar este trabajo, la información geológica, el análisis sismológico y la definición de las fallas eran escasas. Al recopilar más datos, se encontró información que permitió confirmar lo que sismológicamente se había observado. Existe un estudio conjunto de datos estructurales y geofísicos que comprende el sur de la Cuenca (donde se encuentra la presente zona de estudio) y que propone la existencia de un sistema de fallas EW con buzamiento hacia el sur, bautizado como el Sistema de Fallas de la Pera (SFP) (Delgado-Granados, *et. al.*, 1995; Lermo, *et. al.*, 1995). Las fallas propuestas en este trabajo coinciden con el azimuth de las fallas del SFP y también en la dirección de echado. Un trabajo inédito también proporcionó datos útiles, pues se trata de un mapa de fallas (Silva y Mendoza, 1994) se han dibujado trazas de fallas en la SC, las cuales tienen un rumbo aproximadamente EW (coincidiendo aproximadamente con la dirección que se ha propuesto) y que se localizan en la zona donde se presenta la sismicidad. Al agregar las trazas de estas fallas al mapa presentado en la figura IV.1, se puede apreciar que la sismicidad ocurre justo donde se localizan las fallas mencionadas (Figura V.1). El hecho de que la sismicidad ocurra justo en donde se observan las trazas es un argumento a favor de los parámetros que fueron calculados en este trabajo. Sin embargo, debemos considerar, por ejemplo, que estas fallas no tienen que ser las mismas que están generando la sismicidad: los eventos analizados ocurren en un rango de profundidad de 8 a 14 km, mientras que las fallas del mapa se han trazado con evidencias superficiales. En otras palabras: no podemos establecer que las fallas que se aprecian en superficie sean las mismas que están activas a mayor profundidad. Lo que podemos decir, sin embargo, es que la existencia de estas fallas implica un sistema de esfuerzos compatible con los resultados sismológicos, pues nos demuestra que la existencia de fallas como las propuestas es factible desde el punto de vista de

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

la geología de la región. Conviene hacer otra reflexión con respecto a un trabajo recientemente presentado por L. Ferrari y colaboradores (2002) en el cual estudian la estratigrafía y tectónica de la Cuenca de México y por medio de datos de geología superficial, de pozos profundos y de gravimetría, concluyen que el Sistema de Fallas de la Pera buza hacia el norte. Esto aparentemente sería un resultado contrario al que presentamos en este trabajo, pues las fallas propuestas buzan hacia el sur. Sin embargo, lo que Ferrari y colaboradores están proponiendo no excluiría el resultado aquí presentado. Las fallas que ellos analizan son evidentemente superficiales, aún tomando en cuenta los datos de los pozos, pues manejan profundidades de solamente 2 km. Como ya se mencionó, la sismicidad observada inicia desde ocho hasta casi 15 km, por lo que podemos pensar, nuevamente, que no se trata de las mismas fallas; lo más probable es que ellos están viendo el resultado de una actividad distinta a la que estamos caracterizando aquí. Esta diferencia espacial (*i.e.* las fallas que ellos proponen serían superficiales y las de este trabajo son más profundas) no sería la única: existe una diferencia temporal, pues si bien ellos encuentran evidencia de actividad pasada, lo que se maneja aquí es actividad que ha estado ocurriendo en meses pasados y que puede estar ocurriendo en este momento inclusive. Finalmente, la posible existencia simultánea de fallas que buzan al norte y al sur en la propia Sierra del Chichinautzin, ha sido reconocida por Mooser y colaboradores (1996) (Figura V.2) lo cual es un argumento a favor de que estamos hablando de actividades sísmicas diferentes pero que pueden coexistir.

Los mecanismos focales individuales fueron iguales entre sí para cada zona, lográndose proponer, en base a la evidencia geológica y sismológica ya discutida, que el plano de falla más probable era el que tiene dirección aproximada EW, y no el de dirección aproximada NS. Esta es una aportación importante pues en los trabajos anteriores en la zona, no se había logrado discernir con certeza cuál plano era el más adecuado (como se presentó en los antecedentes). Un análisis más adecuado de la zona de Zempoala quedará para una mejor ocasión, pues los datos son muy pocos para poder definir con certeza sus parámetros de falla. Sin embargo, existen algunos argumentos para proponer cuál plano de falla es el más probable del mecanismo focal elaborado:

- la cercanía con Juchitepec y Milpa Alta puede sugerir que la falla tenga el mismo comportamiento, pues estamos hablando de la misma sierra (SC).
- el mecanismo focal del evento mejor registrado, es casi igual al de Juchitepec.
- el epicentro se localiza a 1.5 km al norte de una falla inferida por Ávila (1998), esta falla coincide en rumbo (EW) y echado al sur (Figura V.3).
- en la zona epicentral, donde se encuentran la falla inferida (junto con otra falla inferida, al sur de la primera, con mismo rumbo y echado, ver figura V.3), cerca de la curva conocida como *La Pera*, se observa un gran desnivel (probable escarpe producto del SFP) que buza hacia el sur.
- Los lahares de la formación Tepoztlán muestran una inclinación (caída) hacia el norte (Figura V.4), lo cual fue interpretado por Ávila (1998) como el resultado de una de las fallas inferidas mencionadas, lo que implica no sólo la existencia de la falla sino también su echado hacia el sur.

El conjunto de estos argumentos permite proponer que la solución de plano de falla para Zempoala es el de rumbo EW con echado al sur (Figura IV.16, plano A).

La comparación de magnitudes presentada indica una probable sobreestimación del valor de M_c , que resultó siempre mayor al valor de M_w (Figuras IV.27). Es probable que en otros trabajos la M_c también esté sobreestimada como en el caso de UNAM & CENAPRED Seismology Group (1995) en donde el valor de M_c (3.9) es seis decimales mayor que el de M_w . Esto no es de sorprender pues la expresión utilizada en ese artículo y en el presente trabajo es una relación empírica elaborada para California. Es necesaria una revisión en torno de esta fórmula. En tanto no se obtenga una expresión de M_c adecuada para la zona, la relación matemática en este estudio (Figura IV.29) puede servir para hacer una estimación rápida de la M_w a partir de la M_c . Cabe mencionar que el valor de la duración del registro fue medido de manera estricta de acuerdo a los niveles de ruido antes del evento y después del mismo: se consideraba que el evento terminaba en el momento que el ruido post-evento regresaba a su nivel pre-evento (Figuras V.5 y V.6).

El modelado de las formas de onda resultó adecuado y permitió confirmar los resultados obtenidos con los mecanismos focales. El algoritmo utilizado, al ser parte del paquete de análisis, resultó rápido y práctico. Las polaridades de las fases modeladas fueron en todos los casos iguales a las observadas y las formas de onda obtenidas resultaron similares a las reales. La única diferencia notable fue el tiempo entre los arribos de la onda S y de la onda P (Ts-p). A pesar de que en todos los casos la diferencia fue de fracciones de segundo, es importante reflexionar acerca de lo que pudo pasar. En el texto menciono que esto pudo ser un efecto de trayectoria o de sitio, si consideramos que la estación que presentó siempre este problema fue PPIG, localizada en el volcán Popocatepetl. Es probable que la ubicación de esta estación provoque diferencias entre los tiempos teóricos de arribo y los observados, la explicación más factible tiene que ver con el hecho de que en el volcán, las capas son de baja velocidad, lo cual explicaría el aparente retraso de la señal teórica con respecto a la modelada. Cuando se realizó el modelado se probaron los dos planos de falla (el NS y el EW) con el mismo algoritmo que utilizó Delgadillo (2001), para eventos registrados por tres estaciones. Cuando se utilizó el plano NS, la fase S de la componente transversal fue modelada con la polaridad invertida, mismo resultado que obtuvo Delgadillo (2001). Esto incrementa la confianza en la solución EW y explicaría la fase invertida que encontró delgadillo (2001) y la pequeña amplitud en la misma fase con un plano parecido al inicial NS (Figuras I.6 y I.7).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

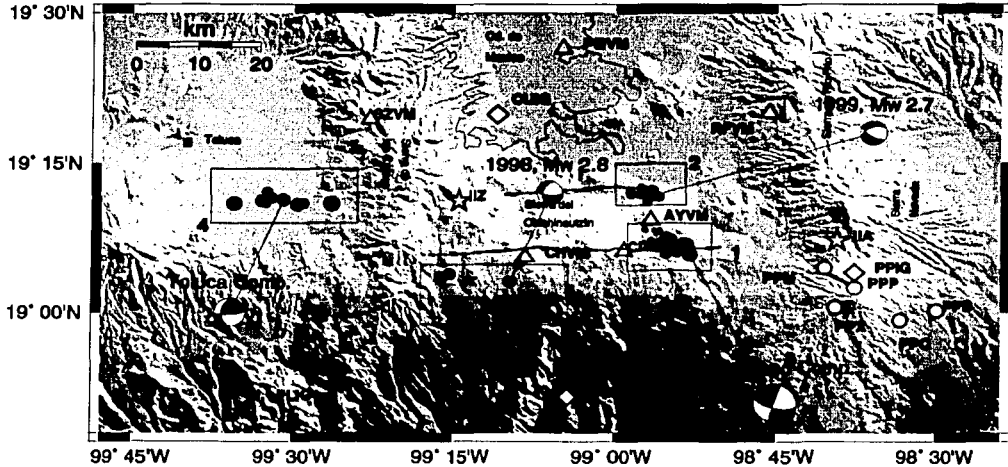


Figura V.1. Mapa de relocalización final, donde se han agregado las trazas de dos de las fallas identificadas por Silva, G. y Mendoza, C. (2002). Nótese como la sismicidad coincide con las trazas de las fallas.



Figura V.2. Detalle del perfil NS de la SC presentado en la figura II.4. En esta figura se hacen notar la existencia de fallas con echados hacia el norte y hacia el sur.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

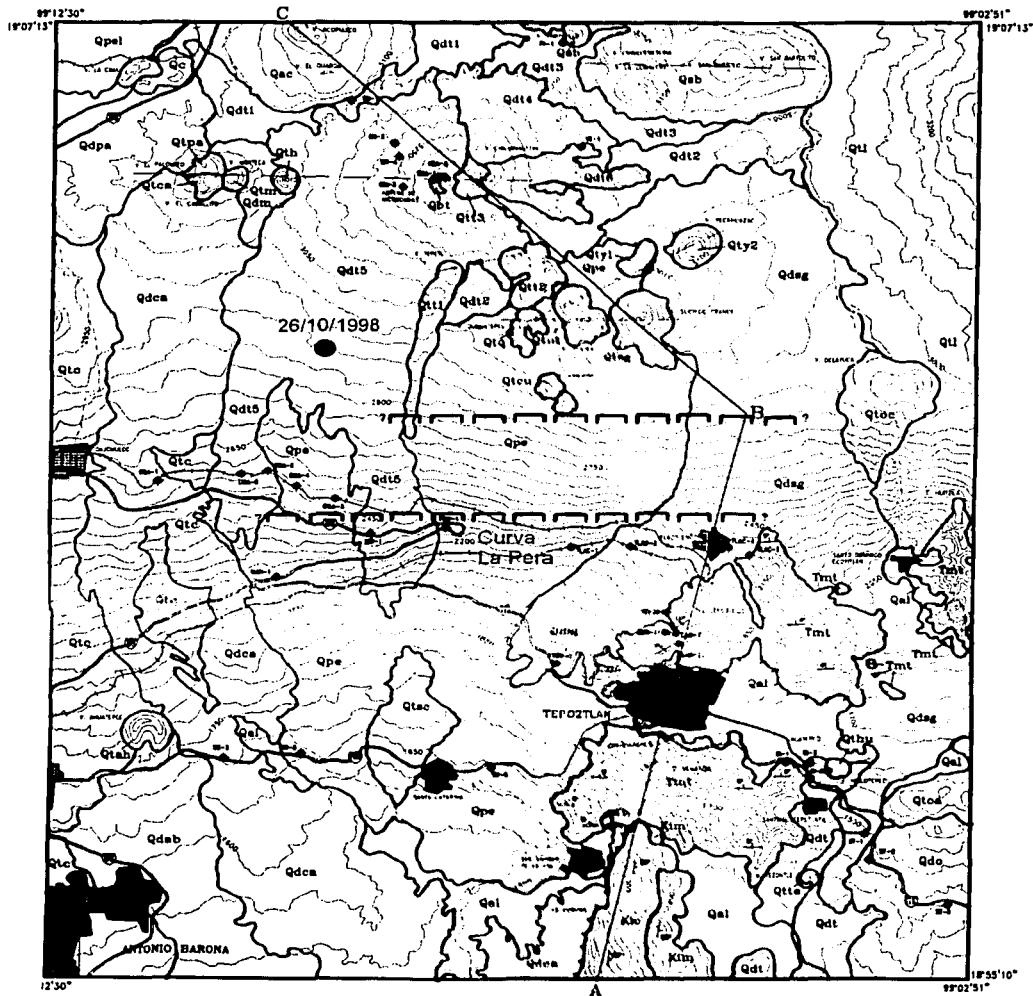


Figura V.3 Mapa modificado de Ávila (1998) en donde se muestran fallas inferidas y el epicentro del sismo del 26 de octubre de 1998 de Zempoala, estudiado en el presente trabajo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

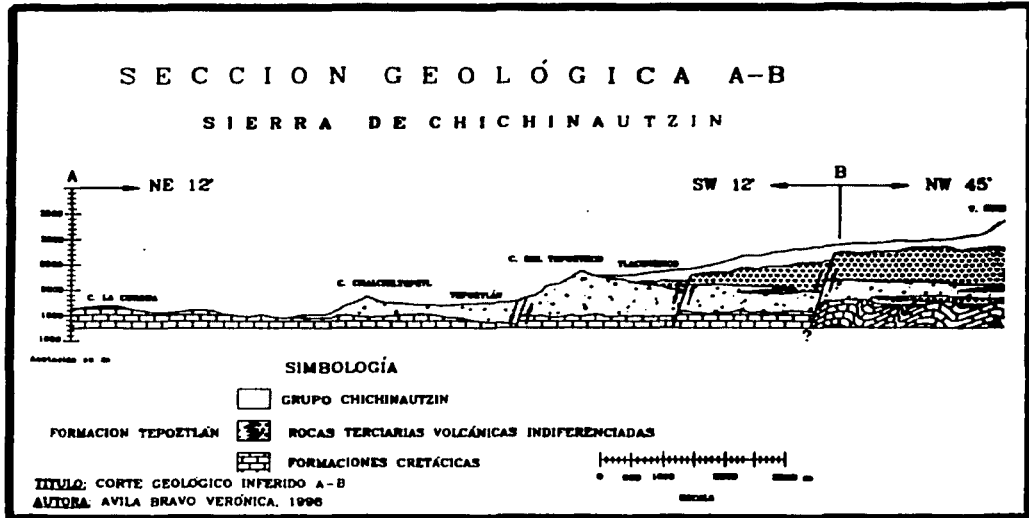


Figura V.4. Segmento AB del perfil mostrado en la figura anterior. Nótese la inclinación de los lahares de la formación Tepoztlán y su interpretación (Ávila, 1998).

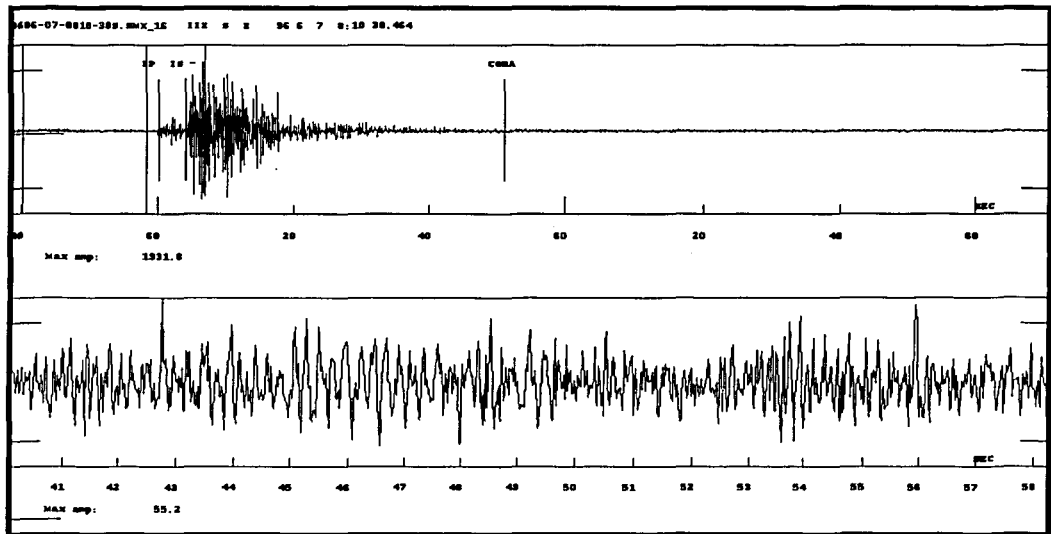


Figura V.5. Nivel de ruido antes del evento del 7 de junio de 1999 para la estación Mezontepec de SISMEX.

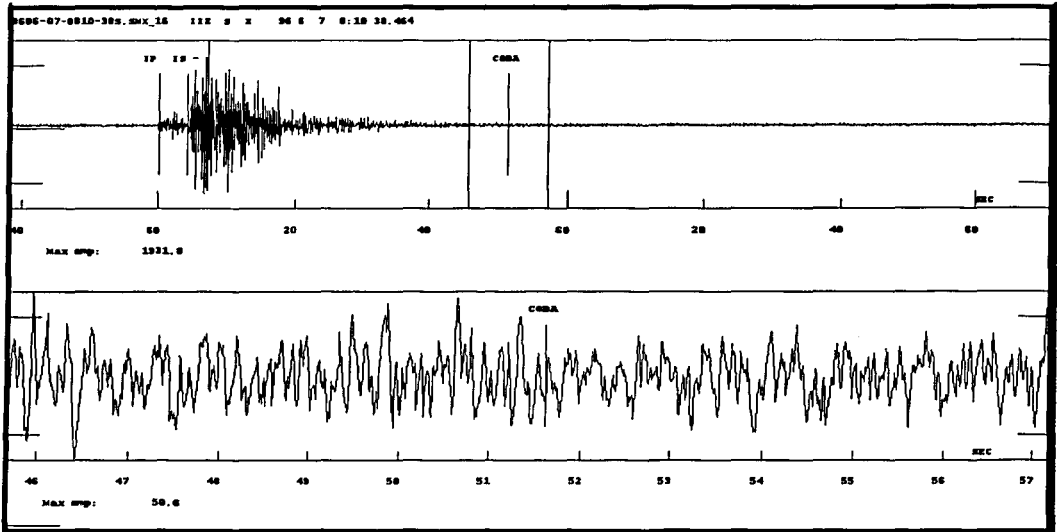


Figura V.6. Nivel de ruido después del evento del 7 de junio de 1999 para la estación Mezontepec de SISMEX.

V.2 Conclusiones

- Con la obtención de los parámetros de fuente, se definieron tres zonas sísmogénicas: Juchitepec, Milpa Alta y Zempoala.
- Las distribuciones hipocentrales en Juchitepec y Milpa Alta resultaron compactas y muestran una orientación preferencial NW-SE en planos casi verticales.
- La falta de datos en Zempoala impide apreciar alguna orientación similar a las observadas en las otras dos zonas.
- Los mecanismos focales elaborados a partir de sismos de Juchitepec son muy parecidos al mecanismo del temblor del 7 de febrero de 1984. A partir de la información geológica de la SC y del CVM, se eligió la solución de plano de falla EW que muestra el mecanismo compuesto elaborado en la zona, la cual coincide además con la orientación hipocentral observada. Al elegir esta solución, el mecanismo de falla representa una falla lateral izquierda con una pequeña componente normal. El mismo proceso se llevó a cabo para Milpa Alta: en este caso el plano de falla es un poco más inclinado hacia el sur, resultando una falla con dirección SE-NW, cuyo mecanismo representa una falla normal con ligera componente lateral. En ambos casos, la dirección de echado es hacia el sur.
- El mecanismo focal elaborado a partir de los datos del evento mejor localizado de la zona de Zempoala (26/10/1998) resultó parecido al mecanismo del evento de Juchitepec (07/02/1984). Debido a la cercanía con esta zona y las características geológicas de la SC, se elige también el plano de falla EW, con lo que el mecanismo representa una falla lateral izquierda con una pequeña componente normal.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- Los parámetros de fuente obtenidos en los mecanismos fueron confirmados al realizar el modelado de forma de onda, el cual ajustó adecuadamente los datos observados.
- Los resultados coinciden con la información geológica de la zona.
- Por lo menos para $M_c < 3.2$, los valores de M_c y M_w son casi idénticos.
- Los parámetros de fuente obtenidos servirán como base para evaluar el peligro sísmico, pues con estos resultados se ha iniciado una caracterización más detallada de la sismicidad en la Cuenca de México. Esta evaluación es muy importante, pues como se mencionó en la introducción, aunque los sismos locales de gran magnitud son raros, si se considera el hecho de que las fallas reconocidas geológicamente son de una gran longitud, no debe subestimarse el potencial sísmico que poseen. Los parámetros de fuente presentados en este trabajo permitirán en futuros estudios, estimar cuál sería la aceleración máxima esperada en Ciudad Universitaria al ocurrir un sismo mayor en la Sierra del Chichinautzin, que es una de las zonas tectónicas más activas dentro de la Cuenca de México.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

REFERENCIAS

- Aki, K. & Richards, P.G.** (1980) *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. W.H. Freeman, San Francisco.
- Allan, F.J.** (1986) Geology of Northern Colima and Zacoalco Grabens, south-west Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 97, 473 – 485.
- Álvarez, Román** (1975) Transcontinental faulting; evidence for superimposed subduction in Mexico. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v.56, p.1066 (resumen).
- Blakely, R.J.** (1995) *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press. EE.UU.
- Bouchon, M.** (1979) Discrete Wave Number Representation of Elastic Wave Fields in Three-Space Dimensions. *Journal of Geophysical Research*, vol.84, No. B7.
- Bravo, H., Ponce, L., Suárez, G. y Zúñiga, R.** (1988) El Potencial Sísmico de México, en Estudios sobre Sismicidad en el Valle de México, 1era. Parte, Capítulo I, ed. D.F./UNESCO.
- Brune, J.N.** (1970) Tectonic stress and spectra of seismic shear waves. *Journal of Geophysical Research*, 75, 4997 - 5009 pp.
- Cserna, Zoltan de, De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M. y Mota-Palomino, R.** (1988) Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología*. No. 104, UNAM. México, 1988.
- Delgado, M.** (2001) Un Estudio de Sismicidad en el Valle de México durante el periodo de 1996 al 2000. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias, UNAM, México.
- Demant, Alain** (1978) Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología*, Vol. 2, Núm. 2, pp. 172 – 187, UNAM.
- Ferrari, L., Mena, M., López, M., Albarrán, J., Silva, G., Mendoza, C., González, N.** (2002) Estratigrafía y tectónica de la Cuenca de la Ciudad de México y áreas colindantes. Presentado en la II Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Resumen en *GEOS*, Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana, A.C. Época II, Vol. 22, No.2, Noviembre, 2002, pp.150 – 151.
- Figuroa, J.** (1971) Sismicidad en la Cuenca del Valle de México. Informe 289 del Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Fries, C. Jr.** (1960) Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México. Boletín 60, Instituto Geológico, UNAM.

- García Acosta, V. y Suárez Reinoso, G.** (1996). Los sismos en la historia de México. Tomo I. Ediciones Científicas Universitarias. UNAM y FCE, 372 pp.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H.** (2000) Miocene to Recent evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics* 318, pp. 281 – 302. Elsevier Science B.V.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdéz, G. & Mora J.C.** (2002) Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Vol.41, Num. 2, pp. 1 – 18.
- Gastil, G., Krummenacher, D. & Minch, J.** (1979) The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 90, 839 – 857.
- Havskov, J.** (1982) The earthquake swarm of February 1981 in Mexico City. *Geofísica Internacional*, vol. 21-2, pp. 157 – 175.
- Havskov, J., L. Kvamme and H. Bungum** (1986) Attenuation of seismic waves in the Jan Mayen Island area. *Geophysical Researches*, 8, 39 – 47.
- Havskov, J., Malone, S., McCloug D. & Crosson, R.** (1989) Coda Q for the state of Washington. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1024 – 1038.
- Havskov, J.** (1990) Replace the HYPO71 format. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, Num.4, 1043 – 1045.
- Havskov, Jens** (2000) SEISAN (Software, version 7.0). Institute of Solid Earth Physics. University of Bergen, Noruega.
- Havskov, J. & Ottemöller, L.** (2000) SEISAN: THE EARTHQUAKE ANALYSIS SOFTWARE FOR WINDOWS, SOLARIS AND UNIX. VERSION 7.1. Released by the Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Bergen, Norway.
- Kanamori, H.** (1977). “The energy release in great earthquakes”, *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981 – 2987.
- Langridge, R.M., Weldon II, R.J., Moya, J.C. & Suárez, G.** (2000) Paloseismology of the 1912 Acambay – Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. B2, pp. 3019 – 3037.
- Lee, W. H. K., Bennet, R.E. y Meagher, L.** (1972). A method for estimating magnitude of local earthquake from signal duration, U.S.G.S. Open file report.
- Lermo, J., Nieto-Obregón, J., Delgado-Granados H., Rodríguez-González M., Huidobro A., Silva, G., Mendoza, C. y Arellano, J.** (1995) La Pera detachment fault system: Active Faulting

south of Mexico City (I): Seismological evidence, *UGM*, Puerto Vallarta, Jal., *GEOS*, **15**, pp. 67, noviembre 1995

Lermo, J., Soto J., Huidobro A., Cuenca J., Mijares H., C. Meza y J. Flores (1997) Análisis preliminar de la sismicidad en la Cuenca de México y zonas aledañas. *Memoria del XI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Veracruz, Veracruz, México, 1997.*

Lermo, J., Havskov J., Soto J. (2001) SISTEMA DE INFORMACIÓN SISMOTELEMÉTRICA DE MÉXICO (SISMEX). Veintisiete años de servicio. Memorias Técnicas del XIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Guadalajara, Jal., México, Octubre 31-Noviembre 3, 2001. (CD-ROM)

Lienert, B.R., E. Berg and L.N. Frazer (1986). HYPOCENTER: An Earthquake location method using centered, scaled and adaptively least squares. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 771 – 783.

Lienert, Barry R. & Havskov, Jens. (1995) A COMPUTER PROGRAM FOR LOCATING EARTHQUAKES BOTH LOCALLY AND GLOBALLY. *Seismological Research Letters*. Vol.66, No.5. September - October.

Malvern, L.E. (1969). Introduction to the Mechanics of a Continuous Medium. Prentice-Hall.

Martin del Pozzo, A.L. (1982) Monogenetic vulcanism in the Sierra Chichinautzin, Mexico; *Bulletin Volcanologique*, Vol. 45-1, p. 9 – 24.

Mooser, F. (1961) Informe sobre la geología de la Cuenca del Valle de México y zonas colindantes. Secretaría de Recursos Naturales, Comisión hidrológica de la Cuenca del Valle de México, Oficina de Estudios Especiales. México, D.F., febrero de 1961.

Mooser, F. (1975) Historia geológica de la Cuenca de México. En Memorias de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal. México, D.F., DDF. T.1 , 7 – 38 pp.

Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga, A. (1996) Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla. CFE, México.

Mooser, F., Nairin, M. & Negendank, J.W.F. (1974) Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII. A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. *Geologische Rundschau*, **63**, 451 – 483.

Mooser, F. y Ramírez, M.T. (1988) Faja Volcánica Transmexicana: morfoestructura, tectónica y vulcanotectónica. IX Convención Geológica Nacional, octubre, 1988.

Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L. & Harakal, J.E. (1987) K-Ar and geological data bearing on the age and evolution of the TransMexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Vol. 26, Núm. 1, pp. 109-158.

Ordaz, Mario (2000) Degtra 2000 (Software). Instituto de Ingeniería, Coordinación de Ingeniería Sismológica. UNAM.

Página web del CENAPRED, <http://www.cenapred.unam.mx>.

Página web "Earthquake Seismology" <http://www.es.usyd.edu.au/geology/people/staff/prey/teaching/Geol-2001GPHS/Intro/Slid24.html>.

Página web del Servicio Sismológico Nacional, <http://www.ssn.unam.mx>.

Página web de Keith Koper (Saint Louis University),
http://mnw.eas.slu.edu/People/KKoper/EASA-193/2002/Lecture_13/

Pardo, M. & Suárez, G. (1993) Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in Western Mexico. *Geophysical Research Letters*, 20, pp. 2391 – 2394.

Pardo, M. & Suárez, G. (1995) Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357 – 12373 pp.

Pasquaré, G., Vezzoli, L. & Zanchi, A. (1987) Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Vol.26, Núm. 2, pp. 159 – 176.

Ponce, L.R., Gaulon, G., Suárez, G. & Lomas, E. (1992) Geometry and the state of stress of the down going Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec. *Geophysical Research Letters*. 19, pp 773 – 776.

Prince, J. (1974) Los temblores de julio de 1974 en el sur de la Ciudad de México. Informe IPS-1 del Instituto de Ingeniería, UNAM.

Rodríguez, M., Lermo, J., Chávez, F. y Castro, R. (1984). El temblor del 7 de febrero de 1984 en Juchitepec, México. Reporte preliminar. Instituto de Ingeniería, UNAM.

Rosenblueth, E., Singh, K., Ordaz, M. y Sánchez-Sesma, F. (1987) Espectros de diseño para el Distrito Federal. *Memorias del VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, pp. A1-A17. Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, A.C., 1987.

Sansores, Luis (1990) *Foco*. Programa para determinar mecanismos focales de terremotos. Instituto de Geofísica, UNAM.

Shearer, P.M. (1999) *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press. EE.UU.

Silva – Romo, G. y Mendoza - Rosales, C. (1994) Mapa de estructuras paleógenas y neógenas de la Cuenca de México (en proceso de publicación).

Singh, S. K. & Pardo, M. (1993) Geometry of the Benioff Zone and state of stress in the overriding plate in Central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 20, 1483 - 1486 pp.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Singh, S.K., Apse, R.J., Fried & Brune, J.N. (1982). Spectral Attenuation of SH-waves along the Imperial fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 72, 2003 - 2016 pp.

Slemmons, D.B. y McKinney, R. (1977) Definition of "Active Fault". U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Misc. Paper S-77-8, 22 p.

Suter, M., López-Martínez, M., Quintero, O. & Carrillo M. (2001) Quaternary intra-arc extension in the Central Trans-Mexican volcanic Belt. *GSA Bulletin*, Vol.113, No.6, p.693 - 703.

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

Urbina, F. y H. Camacho (1913). La zona megasísmica de Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912, *Bol. Inst. Geol. Méx.* 32, 125.

Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera, R. (1989) Geología de la Cuenca de México, *Geofísica Internacional*, Vol.28, Num.2.

Yamamoto, J. y Mota, R. (1980) La secuencia de temblores del Valle de Toluca, México, de agosto 1980. *Geofísica Internacional*, Vol. 27, Núm.2, 279 - 298 pp.

APÉNDICE A. REDES SÍSMICAS UTILIZADAS

Fueron cuatro las redes sísmicas que registraron los datos usados en este trabajo. La red Sismotelemétrica del Valle de México (SISMEX), la red de monitoreo del volcán Popocatepetl (CENAPRED) y dos redes del Servicio Sismológico Nacional (SSN): Red de Banda Ancha del SSN y Red del Valle de México. En la figura II.2 se muestra la distribución geográfica de las estaciones utilizadas en este trabajo.

A.1 Red de monitoreo del volcán Popocatepetl

El CENAPRED opera una red instrumental de vigilancia del volcán Popocatepetl en la que se encuentran, entre otros aparatos, 15 sismómetros de periodo corto los cuales transmiten sus señales las 24 horas del día mediante enlaces de telemetría a través de radio (Pág. Web del CENAPRED). En la figura II.2 aparecen las estaciones de esta red utilizadas y en la tabla A.1 se presentan las características más importantes de estos instrumentos.

Tabla A.1. Lista de estaciones pertenecientes a la Red de Monitoreo del CENAPRED de las que se tomaron datos para realizar este trabajo. (Pag. Web del CENAPRED)

Clave	Nombre	Localización	Alt. (m)	Lat.(°)	Long.(°)	Instrumento	Institución
PPM	TLAMACAS	Microondas Tlamacas	3980	19.0663	98.6278	Sismómetro triaxial (1 Hz)	IGEOF CENAPRED
PPC	COLIBRI	Ladera SW, cerca de San Pedro ,Benito Juárez	2650	18.9870	98.5572	Sismómetro triaxial (1 Hz)	CENAPRED
PPS	TECHALOTE -PEC	SW de Sn. Nicolás de los Ranchos.	2700	19.0030	98.5000	Sismómetro vertical (1 Hz)	IGEOF
PPN	LOMO DEL NEGRO	Yoloxóchtitl, ladera NW	3700	19.0744	98.6738	Sismómetro vertical(1 Hz)	CENAPRED
PPX	CHIPÍQUIX-TLE	Arenales ladera SW	3980	19.0088	98.6566	Sismómetro triaxial(1 Hz)	CENAPRED, USGS
PPP	CANARIO	Refugio El Canario	4170	19.0412	98.6280	Sismómetro triaxial (1 Hz)	CENAPRED, USGS

A.2. Red Sismológica Nacional (Servicio Sismológico Nacional)

El Servicio Sismológico Nacional (SSN), adscrito al Instituto de Geofísica de la UNAM, cuenta con tres redes sismológicas distribuidas a lo largo del territorio nacional con el objetivo de localizar y analizar sismos ocurridos en nuestro país. La Red Sismológica de banda ancha (RSBA), la cual tiene estaciones ubicadas en lugares de alta sismicidad. En este trabajo se tomaron datos registrados por algunas de estas estaciones, las cuales se muestran en la figura II.2 y se listan en la tabla A.2.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Tabla A.2 Lista de estaciones pertenecientes a la Red Sismológica de Banda Ancha del SSN de las que se tomaron datos para realizar este trabajo. (Pag. Web del SSN)

Clave	Nombre	Alt. (msnm)	Lat. (°)	Long. (°)	Tipo de suelo
CAIG	CAYACO	80	17.0478	-100.2673	Diorita
CUIG	POZO CU	2257	19.329	-99.178	Colada de lava
PLIG	IGUALA	875	18.3923	-99.5023	Caliza
PNIG	PINOTEPA	350	16.3923	-98.1271	Diorita
PPIG	POPOCATEPETL	3980	19.067	-98.627	Colada de lava
YAIG	YAUTEPEC	1340	18.8620	-99.0667	Caliza

Las estaciones de banda ancha, como su nombre lo indica, son capaces de registrar información en un rango de frecuencias mucho mayor al de los instrumentos convencionales. Esto es muy importante dado que las señales sísmicas abarcan un rango de frecuencias tan amplio que antes de la llegada de estos sensores se tenían que tener por lo menos dos aparatos para registrar la información de periodo corto con uno y la de periodo largo con el otro.

Las estaciones de la RSBA del SSN presentan las siguientes características:

- Un Sismómetro STS-2 triaxial que permite registrar ondas sísmicas en una amplia banda de frecuencias, con respuesta plana a la velocidad del suelo entre 0.01 a 30 Hz, y capacidad de registrar sismos en una amplia gama de magnitudes, desde sismos locales pequeños hasta sismos lejanos, sin problemas de saturación (Figura A.2).
- Un acelerómetro FBA-23, que permite registrar las aceleraciones del suelo dentro de un amplio espectro de frecuencias sin saturación de la señal para sismos grandes locales y regionales. Estas características de los sensores, permiten estimar con gran precisión la magnitud de sismos grandes que puedan ocurrir en el territorio nacional (Figura A.2).
- Un registrador Quanterra con digitizador de 24 bits (Figura A.2) (Pág. Web del SSN)

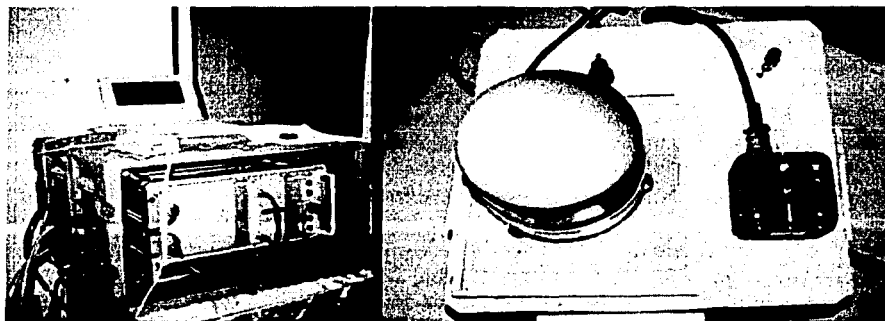


Figura A.2. Parte izquierda: Procesador Quanterra Q680/LT, recibe las señales de los sensores de velocidad y de aceleración. Sirve de enlace de comunicación con la Estación Central (Tomado de la Pág Web del SSN) Las señales del sensor de velocidad son muestreadas en forma continua a 20, 1 y 0.1 muestras por segundo (mps). Después son convertidas a un formato digital y almacenadas en el disco duro del registrador Quanterra. En el caso de temblores de magnitud > 4.5, las señales de velocidad y aceleración se muestrean a 80 mps. Parte derecha: Detalle de los sensores utilizados en las estaciones sismológicas de Banda Ancha. El cilindro que se aprecia es el sensor de velocidad de banda ancha de tres componentes (STS-2) y el instrumento negro es un acelerómetro de tres componentes (FBA-23) (Tomado de la Pág Web del SSN)

A.3 La Red Sísmica del Valle de México (RSVM)

Se instaló con el objeto de monitorear la capital del país debido a la importancia económica, política y cultural que tiene, sin mencionar la gran población que la habita. La RSVM monitorea los sismos generados en el Valle de México, tratando de mejorar el conocimiento que se tiene acerca de su generación y peligrosidad. Consta de 11 estaciones digitales y una analógica. Las estaciones verticales son Mark L-4C de 1 Hz, que registran a 0.025 Hz, mientras que los sensores triaxiales son Lennartz LE-3D de 1 Hz, que registran a 0.033 Hz (Delgadillo, 2001). Se utilizaron datos de las estaciones sismológicas mostradas en la tabla A.3 y su distribución geográfica se muestra en la figura II.2.

Tabla A.3. Estaciones de la RSVM utilizadas en este estudio (ver distribución geográfica en la figura II.2). Las únicas estaciones triaxiales son CIVM y CGVM, mientras que la estación PBVM ya no existe (tomado de Delgadillo, 2001).

Clave	Nombre	Alt.(msnm)	Lat (°)	Long (°)	Litología
AYVM	Ayaqueme	3000	1909.30N	9856.61W	Igneas extrusivas
CGVM	Cerro gordo	2200	1945.00N	9849.76W	Igneas extrusivas
CIVM	Cilcuayo	3530	1906.18N	9859.16W	Brecha volcánica
CHVM	Chichinautzin	3400	1905.55N	9908.25W	Igneas extrusivas
MDVM	Madín	2240	1932.16N	9915.66W	Andesitas
PBVM	Peñón de los Baños	2200	1926.47N	9905.06W	Volcano-sedimentarias
PTVM	Pico tres padres	2230	1935.58N	9906.79W	Igneas extrusivas
RFVM	Río Frío	3105	1919.99N	9845.70W	Andesitas
SZVM	Salazar	2200	1919.38N	9922.84W	Igneas extrusivas

A.4. Red Sismotelemétrica del Valle de México (SISMEX)

Esta red es administrada y operada por el Instituto de Ingeniería de la UNAM, con el objetivo principal de estudiar la sismicidad generada alrededor y dentro de la Cuenca de México, aunque gracias a la distribución de sus estaciones (Figura II.2) puede detectar sismos de una variedad de zonas sismogénicas, siendo la mayoría de los eventos registrados originados en el CVM. Todas las estaciones tienen sismómetros verticales de periodo corto (Mark Products, modelo L-4C) mientras que la estación III además del L-4C, tiene otros dos sensores de componentes horizontales marca Sprengnether, modelo S-6000 (Lermo *et. al.*, 2001). El puesto central de registros Sísmicos "Ing. Jesús Figueroa Abarca" (PCR), es el punto en donde se concentra la información de todas las estaciones; se localiza en el Instituto de Ingeniería, en un local especialmente acondicionado para mantener en operación los equipos de registro en forma continua las 24 horas durante todo el año. Las estaciones de campo se encuentran formadas por una caseta de concreto en donde se alojan los sensores, el equipo de telemetría, comunicaciones y baterías (Lermo *et. al.*, 2001). Para más detalles sobre la calibración y equipos usados en SISMEX, consúltese esta misma referencia. En la figura A.3 se muestra la caseta de la estación IIM en C.U. y la siguiente muestra la estación de *Los Órganos* (IO).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla A.4. Localización de las estaciones de SISMEX usadas en este trabajo (ver su distribución geográfica en la figura II.2).

Clave	Nombre	Alt. (msnm)	Lat. (")	Long. (")	Litología
IIA	ALTZOMONI	3850	17.048	-100.267	Diorita
IIB	Sn. BERNARDINO	2380	18.964	-98.344	Colada de lava
IIC	COYOTEPEC	2725	19.767	-99.258	
III	IGUALA	1750	18.376	-99.468	Caliza
IIJ	JOCOTITLAN	3900	19.734	99.762	
IIM	MEXICO	2275	19.326	-98.193	Diorita
IIO	ÓRGANOS	2850	19.590	-99.726	Colada de lava
IIS	CD. SERDÁN	2870	18.988	-97.377	
IIZ	MEZONTEPEC	3430	19.187	-99.241	Caliza



Figura A.3. Estación IIM de SISMEX, dentro de las instalaciones de Ciudad Universitaria (Foto cortesía Javier Lermo)

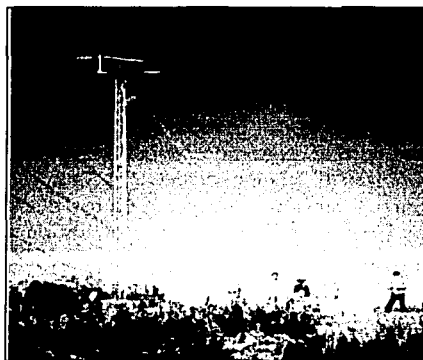


Figura A.4. Estación Órganos (IIO) de SISMEX (Foto cortesía Javier Lermo)

APÉNDICE B MECANISMOS FOCALES

La elaboración de mecanismos focales es una herramienta muy útil dentro de la sismología, pues aporta información gráficamente, agilizando su comprensión. Estos mecanismos son proyecciones estereográficas de los planos de falla calculados, pero la manera de obtenerlos difiere en mucho de los métodos tradicionales empleados en la práctica de la Geología Estructural. El sismólogo, al no contar con la posibilidad de medir directamente los parámetros estructurales (*i.e.* rumbo, echado y corrimiento), utiliza los datos sismológicos para estimar los planos de falla adecuados. El método usado en este trabajo utiliza la información de la polaridad de los primeros arribos de las ondas P. En este método, se identifican los dos posibles arribos de la onda P (hacia arriba o hacia abajo), dado que un movimiento hacia arriba en el primer arribo de la componente vertical indica una compresión y hacia abajo indica una dilatación. Para hacer la representación se idealiza una esfera alrededor del hipocentro (esfera focal), de la cual se pasa a la red estereográfica la proyección del hemisferio inferior. Luego se ubica en esta red cada dato de primer arribo, utilizando su azimuth y su ángulo de salida (Figura B.1).

Al ser una proyección estereográfica de una línea (un rayo sísmico), cada dato se representa con un punto: los datos compresivos se representan con un punto oscuro (usualmente negro, indica que el sismógrafo se encuentra en una zona de compresión) y los distensivos claros (generalmente blancos, indican que el sismógrafo se encuentra en una zona de distensión, ver figura B.2). Los planos quedan representados por sus proyecciones ciclográficas, una de las cuales es el plano de falla y el otro es llamado plano auxiliar. Al separar gráficamente los puntos compresionales de los dilatacionales se definen los planos mencionados y se generan usualmente cuatro zonas: dos de compresión y dos de dilatación. El plano auxiliar es el plano ortogonal al de falla y se genera también pues es matemáticamente equivalente al plano de falla conjugado. Esto genera una ambigüedad en la solución, pues se tienen dos planos matemáticamente correctos sin que el método permita diferenciar cuál es el de falla y cuál el auxiliar (Figura B.3). Las soluciones se obtienen utilizando datos geológicos que permitan discriminar o por lo menos decir cuál es la solución del plano de falla más probable para la zona en cuestión.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

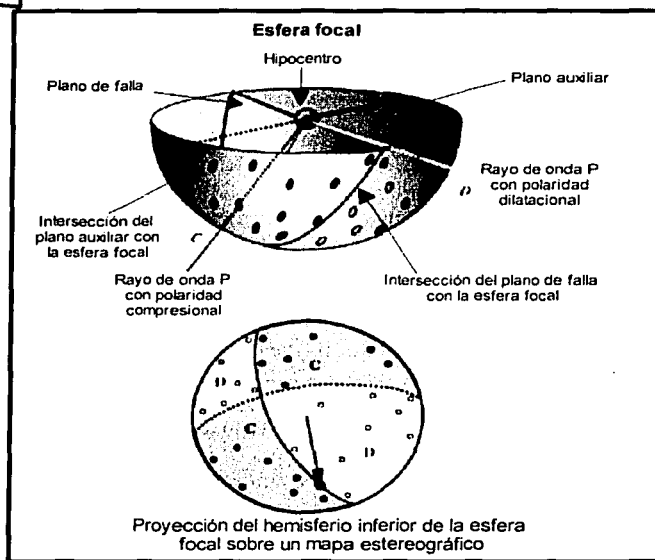


Figura B.1. Diagrama esquemático de la construcción del mecanismo focal de un evento. En la parte superior se muestra la esfera focal rodeando al hipocentro y dos rayos sísmicos (onda P) saliendo de éste. La intersección del rayo de movimiento compresivo con la esfera focal se representa con un círculo negro, mientras que el caso distensivo es simbolizado por un círculo blanco. Abajo se representa la proyección del hemisferio inferior de la esfera focal sobre un mapa estereográfico, graficando cada dato de polaridad obtenido utilizando el azimuth y el ángulo de salida del rayo sísmico. Al graficar todos los datos disponibles para el evento en cuestión, es posible ajustar dos planos que los separen, generándose cuatro zonas: dos de compresión y dos de distensión. En el caso mostrado en la parte inferior de la figura, el plano de falla es la línea continua y la línea punteada es la proyección del plano auxiliar. El punto sobre el plano de falla es el polo del plano auxiliar e indica la dirección del movimiento a lo largo de la falla. El vector de deslizamiento, por convención apunta hacia el sector oscuro (figura adaptada de la página web "Earthquake Seismology").

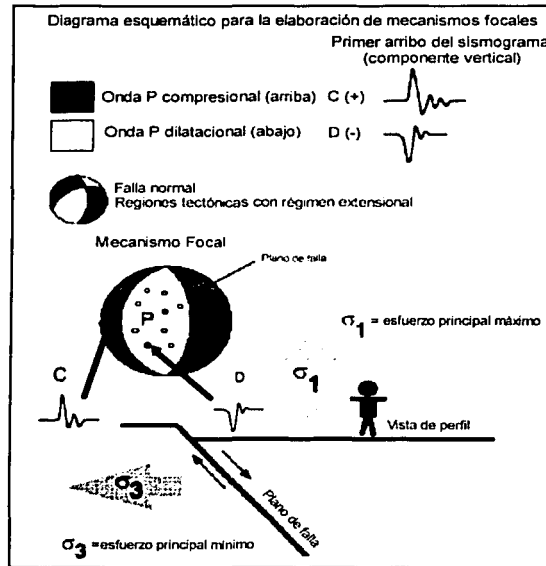
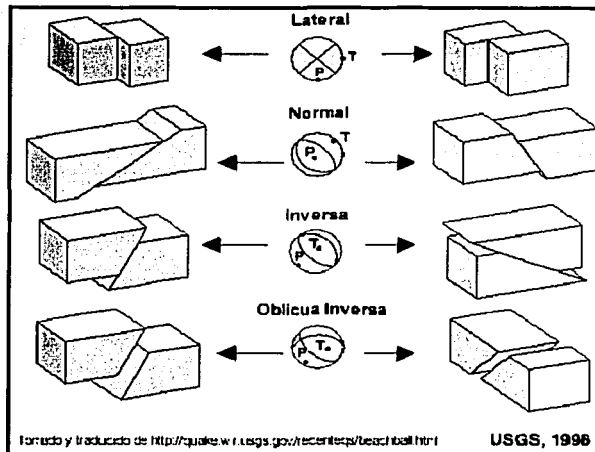


Figura B.2. Representación del movimiento (compresional o dilatacional) en el mecanismo focal, de acuerdo con la polaridad del primer arribo del registro del sismograma de componente vertical (figura modificada de la página web "Introduction to earthquakes"). Se muestra el ejemplo para una falla normal.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura B.3. Ilustración de la ambigüedad que se genera con el método, dado que los dos planos encontrados son matemáticamente equivalentes y la técnica por sí sola no permite distinguir el plano de falla del auxiliar. A los lados de cada mecanismo se encuentran esquematizadas las fallas que pueden representar (tomada y modificada de la página web del USGS sobre mecanismos focales).

APÉNDICE C. ALGORITMO DE RELOCALIZACIÓN

La relocalización se llevó a cabo utilizando el paquete SEISAN (Havskov & Ottemöller, 2000), dado que permite un manejo fácil de datos sísmicos, gracias a la estructura de directorios de las bases de datos (Figura C.1) y de trabajo; así como la interacción entre sus programas, la cual permite hacer varios procesos a los eventos de una manera fácil y rápida.

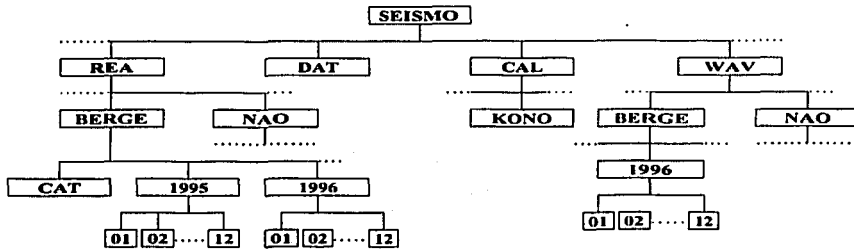


Figura C.1. Estructura de los directorios en el sistema SEISAN. Esta distribución facilita el acceso y trabajo con las bases de datos. Los archivos de forma de onda y los archivos 'S', en los que se guardan las lecturas de arribos de fases, se encuentran separados en los directorios REA y WAV respectivamente, para evitar pérdidas accidentales de datos al procesar los archivos. El directorio DAT contiene todos los archivos por defecto y de parámetros, mientras que los directorios CAT contienen los archivos de calibración, diferentes para cada base de datos. Ilustración tomada de Havskov & Ottemöller (2000).

C.1. Hypocenter

El sistema SEISAN utiliza una versión modificada del programa Hypocenter, originalmente desarrollado por Lienert *et. al.* (1986). La versión utilizada (HYP) fue desarrollada por Lienert y Havskov (1995) para permitir su interacción con el sistema SEISAN y permitir que el programa aceptara eventos distantes (distancia epicentral mayor a 1500 km), entre otras mejoras (ver siguiente punto).

C..1.1 Breve descripción de HYPOCENTER.

HYPOCENTER es un programa escrito en FORTRAN 77 y como ya se dijo, fue modificado en el año de 1995 para modernizarlo y expandir sus capacidades. Las mejoras más importantes se resumen a continuación. La figura C.2 muestra el diagrama de flujo simplificado que sigue el programa.

- Entrada de datos

El formato que utiliza es el Nórdico (Havskov & Ottemöller, 2000). Este formato fue propuesto por Jens Havskov, como alternativa para reemplazar el formato del programa HYPO71 (Havskov, 1990). Es un formato sencillo y que empieza a ganar aceptación, pues es

ya usado por varias agencias en los países nórdicos y Gran Bretaña por ejemplo. Todos los eventos utilizados en este estudio son analizados usando este formato (Figura C.3)

- Pruebas de congruencia en los tiempos de viaje.

El programa revisa que las fases secundarias (S,R,L) ocurran primero que las primarias (usualmente P) en cada estación.

- Ubicación de inicio (UI)

Para estimar una ubicación inicial utiliza 4 procesos: El primero es que utiliza datos de fases similares en diferentes estaciones para determinar la velocidad aparente de la onda. El segundo es un cálculo de la distancia utilizando diferentes fases (S-P, L-P, etc.) en una misma estación. Cuando el programa realiza varios cálculos de estas distancias, calcula las intersecciones para tener una UI más exacta. El tercero es cuando los datos sísmicos vienen acompañados por datos de azimutales de cada estación, los cuales también son usados para calcular la UI por medio de sus intersecciones. El último se realiza calculando las diferencias de tiempo de las fases secundarias con las primarias. Esta diferencia se multiplica por una constante (especificada por el usuario) para calcular la profundidad inicial. Finalmente, se analizan los datos entregados por estos 4 procesos y se selecciona la mejor UI (la que tiene menor error).

- Modelos teóricos.

Si la distancia de un evento es menor a 1500 km, se usa el modelo de capas especificado por el usuario. Si es mayor, se usa el software IASPEI91. En este trabajo no se requirió por tratarse de eventos locales.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

DIAGRAMA DE FLUJO DEL PROGRAMA HYP
 (Adaptado de Lienert & Havskov, 1995)

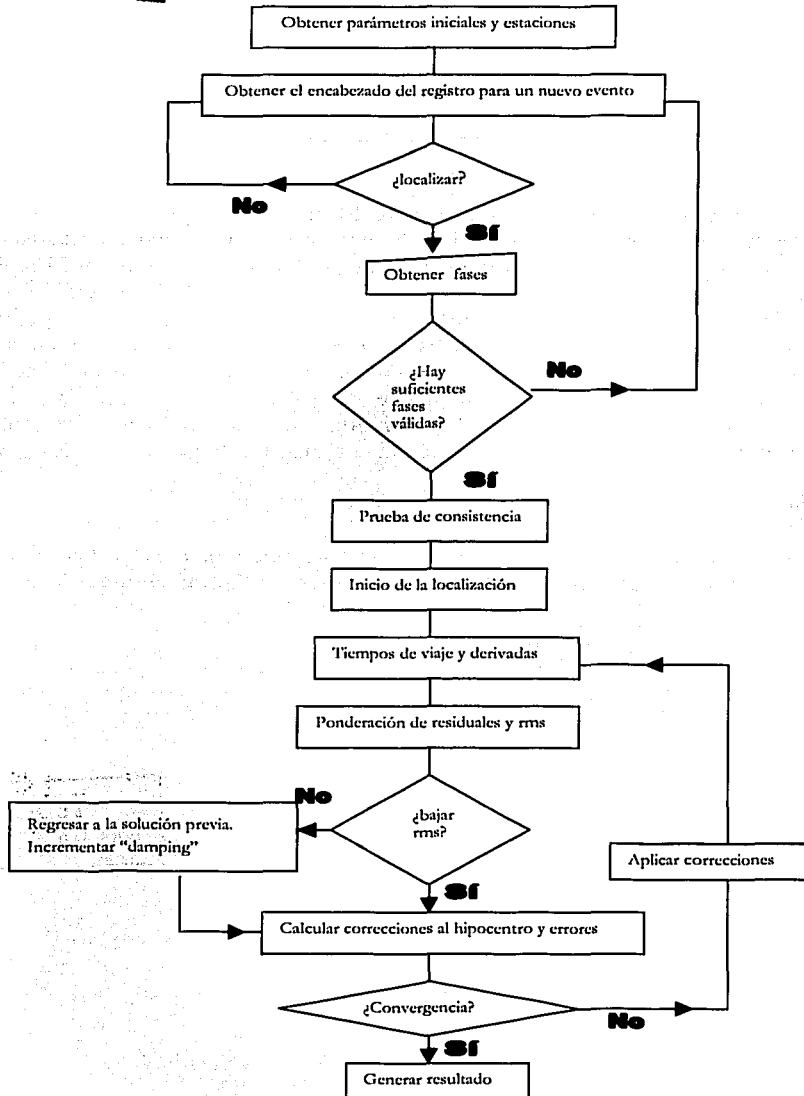


Figura C.2. Diagrama de flujo simplificado del programa HYP, versión modificada de HYPOCENTER (ver texto). La gráfica mostrada fue adaptada de la mostrada en el artículo de Lienert y Havskov (1995).

```

1995 121 0551 52.0 L 19.192 -98.951 14.0 MEX 11 0.3 3.3CMEX 3.5WMEX          1
SPEC AVERAGE MO 14.3 ST118.2 OM 15.9 FO 4.13 R 0.19 AL 4.93 WI 0.8 MW 3.5    3
GAP= 88      0.84      1.4      1.2 2.0 0.2330E+00 -0.5714E+00 0.3684E+00    3
SPEC CUIGB N MO 14.3 ST118.2 OM 4.3 FO 4.13 R 0.19 AL 4.93 WI 0.8 MW 3.5    3
SPEC CUIGB N T 552 2 K 0.020 GD 31 VS 2.30 DE 2.50 Q0 54.0 QA 0.90 VS 2.30    3
107.3 65.1 -84.5 0          FOCMEC          F
ACTION:UPD 02-07-24 16:03 OP:mar STATUS:          ID:19950121055152 L        1
9501-21-0551-34S.SMX_16          6
1995-01-21-0548-57S.SSN_006          6
SYNT: MODEL--: THICK VP VS DENS QP QS          3
SYNT: MODEL--: 2.000 2.900 1.600 2.280 200.000 100.000          3
SYNT: MODEL--: 2.300 4.900 2.850 2.680 200.000 100.000          3
SYNT: MODEL--: 4.700 5.820 3.380 2.860 400.000 200.000          3
SYNT: MODEL--: 36.000 6.550 3.810 3.030 400.000 200.000          3
SYNT: MO DEL--: 50.000 8.100 4.700 3.320 800.000 400.000          3
SYNT: ST-D-RK: 106.0 63.0 -39.0          3
SYNT: DEPTH--: 14.0          3
SYNT: NPOINTS: 256          3
SYNT: TIMES--: TOTAL 15.000 INITIAL 4.000 SY-TRACE 15.000          3
SYNT: BOUPAR--: 300.0 600 0.001          3
SYNT: PHASES--: Pg Sg PmP SmS Smp          3
SYNT: DT-Tsou: 0.050 .150          3
SYNT: REDVELO: 8.0000          3
SYNT: COMPON--: RADIAL          3
SYNT: STAT-AT: no          3
SYNT: NSTAT--: 1-----          3
SYNT: NEW STAT:-----          3
SYNT: STATION: CUIG B DISTANC: 28.0          3
SYNT: STATION: CUIG AZIMUTH: 302.0 BAZIMUTH: 122.5          3
STAT SP IPHASW D HRMM SECON CODA AMPLIT PERI AZIMU VELO SNR AR TRES W DIS CAZ 7
CUIG BZ IP C 551 57.31 87          0.01 0 28 302
CUIG BE IS 552 1.90          0.71 0 28 302
CUIG BN IS 552 1.99          28 302
IIM SZ IP C 551 57.39 88          -0.11 0 29 300
IIM SZ IS 552 0.98          -0.51 0 29 300
IIZ SZ IP D 551 57.65 108          -0.11 0 31 269
IIZ SZ IS 552 2.11          0.11 0 31 269
IIA SZ IP D 551 58.29 108          0.11 0 32 104
IIA SZ IS 552 2.41          -0.31 0 32 104
PPX SZ IP D 551 59.05          0.01 0 37 123
PPC SE IP D 552 0.40          0.01 0 47 119
IIO SZ IP C 552 1.09 113          0.31 0 50 28
IIO SZ IS 552 7.08          -0.21 0 50 28
IIT SZ IP D 552 4.01 99          0.21 0 70 106
IIT SZ IS 552 12.36          0.01 0 70 106
IIC SZ IP D 552 4.05 80          0.01 0 71 333
IIC SZ IS 552 12.62          -0.21 0 71 333
III SZ IP C 552 9.13 79          0.11 0 105 211
III SN IS 552 22.02          0.51 0 105 211
PLIG BZ IP 552 9.05          0.01 0 106 213
PLIG BN IS 552 20.85          -0.61 0 106 213
PLIG BE IS 552 21.21          106 213

```

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Figura C.3. Ejemplo de un archivo de entrada en el sistema SEISAN, utilizando el formato Nórdico (Havskov & Ottemöller, 2000, Havskov, 1990) para localizar el evento del 21 de enero de 1995. El identificador de cada línea está en su última columna. La línea 1 es la de identificación del evento, con su localización y magnitudes calculadas; la línea I muestra información sobre el archivo y el operador (OP) que lo modificó; las líneas 6 muestran los nombres de los archivos digitales donde están los registros sísmicos; las líneas 3 muestran datos calculados con diversos programas del sistema SEISAN y finalmente la línea 7 es el encabezado para todos los datos generados durante la localización del evento, mismos que son las últimas líneas del archivo: STAT, nombre de la estación; SP: tipo de sensor; IPHAS: fase identificada; W, peso que se le da a la lectura (puede ser desde el valor por defecto '0' para que tenga 100% de peso, hasta '4' para que no tenga peso); D, polaridad del primer arribo; HRMM SECON, hora, minutos y segundos de la llegada de la fase a la estación; CODA, duración de la coda en segundos; TRES, residual encontrado en su localización (RMS); DIS, distancia y CAZ, azimuth de la estación.

APÉNDICE D ANÁLISIS ESPECTRAL Y MODELADO

D.1 Parámetros espectrales

La obtención de los parámetros de fuente llamados espectrales (*i.e.* momento, caída de esfuerzos, frecuencia de esquina y radio de ruptura) permite realizar un análisis espectral de los eventos sísmicos y calcular la magnitud de momento sísmico (Mw). El procedimiento en SEISAN para obtener dichos parámetros se basa en el modelo de Brune (1970) y en las consideraciones presentadas en los antecedentes teóricos.

D.1.1 Cálculo del desplazamiento

La expresión teórica del desplazamiento $d(f)$ según Brune (1970) es:

$$d(f) = \frac{G(r, h) A(f) M_0 \frac{f^2}{1 + \frac{f^2}{f_0^2}}}{4\pi K \rho V^3} \quad D1$$

donde $G(r, h)$ es la dispersión geométrica, r es la distancia epicentral, h es la profundidad hipocentral, f es la frecuencia, ρ es la densidad del medio, V es la velocidad de superficie en la fuente, f_0 es la frecuencia de esquina, K es un factor de $1/(2*0.6)$ para corregir por la superficie libre y el patrón de radiación y $A(f)$ es una función de atenuación que toma en cuenta varios factores que se describen a continuación. La función $A(f)$ se muestra en la ecuación dos.

$$A(f) = P(f) e^{-\pi (t) (tv) / (q_0) f^\alpha} \quad D2$$

donde tv es el tiempo de viaje, calculado como la diferencia del tiempo de origen y el tiempo de inicio de la ventana espectral y $P(f)$ está dada por la ecuación tres

$$P(f) = e^{-\pi \kappa f} \quad D3$$

La función $P(f)$ toma en cuenta pérdidas de energía superficiales (Singh *et.al.*, 1982), con la constante κ tomando un valor recomendado por Havskov y Ottemöller (2000) de 0.02 segundos. El divisor en el exponente de la ecuación 2 es la expresión para la atenuación anelástica (Q) que se asume en función de la frecuencia (Herrmann, 1980) y para este trabajo toma los valores encontrados por Lermo *et. al.* (2001) para la cuenca de México, como se muestra en la ecuación cuatro

$$Q = 54 f^{0.9} \quad D4$$

donde se aprecia que q_0 (el coeficiente de atenuación a la frecuencia de 1 Hz) es igual a 54 y α es igual a 0.9, el cual cae dentro del rango aceptado de 0.5 a 1.1 (Havskov, et al. 1989) para

este tipo de estudios. Cabe mencionar que los valores de q_0 y α varían regionalmente, generalmente debido a las características tectónicas de cada región (Havskov, *et al.* 1986).

Para las ondas P y S, con $r < 100$ km, la dispersión geométrica se calcula como el inverso de la distancia hipocentral (ecuación 5).

$$G(r,h) = (r^2 + h^2)^{-1/2} \quad D5$$

donde r y h son nuevamente, la distancia epicentral y la profundidad hipocentral, respectivamente.

Al leer directamente del espectro los valores del nivel espectral (OM) y la frecuencia de esquina (f_0), el sistema calcula el radio de ruptura y el momento con las ecuaciones seis, siete y ocho.

$$R = 0.35 V_s / f_0 \quad D6$$

donde R es el radio de la fuente y V_s , la velocidad de onda S.

$$M_0 = 4\pi\rho V^3 (OM) (K) G(r,h) \quad D7$$

$$ST = 0.44 M_0 / R^3 \quad D8$$

donde ρ es la densidad del medio; V es la velocidad de la onda P o S (dependiendo si se elige espectro de onda P o de onda S, para este estudio se utilizó V_s , en la tabla D.1 se presentan los valores utilizados para estos parámetros); $G(r,h)$ es la ya mencionada dispersión geométrica.

Tabla D.1 Valores utilizados en las ecuaciones 1 a 8, estimados para la Cuenca de México por Lermo *et al.* (2001)

Parámetro	Valor en este estudio
ρ	2.8 g/cm ³
V_s	3 km/s
V_p/V_s	1.73

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

D.2. SINTÉTICOS

A continuación se describen a grandes rasgos los antecedentes teóricos necesarios para generar sismogramas sintéticos para continuar con la descripción del algoritmo utilizado para generarlos (Bouchon, 1980)

D.2.1. LA ECUACIÓN DE ONDA

Para poder entender los principios que permiten generar sismogramas sintéticos, es necesario recordar algunos conceptos básicos de Mecánica del Medio Continuo. La siguiente descripción es breve y pretende únicamente esbozar la base matemática detrás de los sismogramas sintéticos. La mayor parte de esta descripción fue adaptada del texto de Shearer (1999) y de Malvern (1969). Para mayor profundidad se recomiendan estos libros o bien para lectores más especializados, el texto de Aki y Richards (1980).

Consideremos un plano infinitesimal de orientación arbitraria dentro de un medio elástico, homogéneo y en equilibrio estático. Su orientación se puede especificar por medio de su vector normal, n . Si ahora consideramos una fuerza aplicada en ese plano por unidad de área estamos hablando del **vector de tracciones** o vector de esfuerzos, $t(n)$ (Figura D.1-A). La componente normal de este vector es el esfuerzo normal y la paralela al plano es el esfuerzo transversal. Cabe recordar que en tal situación, el vector de tracciones generará un vector en la misma dirección y de sentido opuesto (Tercera Ley de Newton).

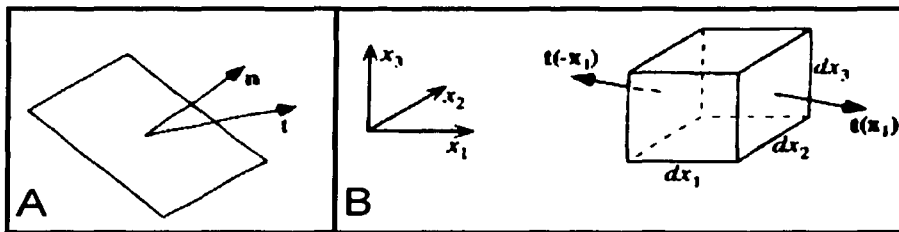


Figura D.1. A) Plano infinitesimal en donde se aplica una fuerza por unidad de área, llamado vector de tracciones $t(n)$, el cual genera además, una reacción $-t(n)$. B) La fuerza en la cara (x_2, x_3) de un cubo infinitesimal está dada por $t(x_1)dx_2dx_3$, el producto del vector de tracciones por el área de la cara.

El **tensor de esfuerzos**, τ , en un sistema coordenado cartesiano puede definirse por las tracciones a lo largo de los planos yz , xz y xy (ecuación D9).

$$\tau = \begin{bmatrix} tx(x) & tx(y) & tx(z) \\ ty(x) & ty(y) & ty(z) \\ tz(x) & tz(y) & tz(z) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} txx & txy & txz \\ tyx & ty y & tyz \\ tzx & tzy & tzz \end{bmatrix} \quad D9$$

Como el sólido está en equilibrio, el tensor es simétrico. El vector de tracciones a lo largo de cualquier plano arbitrario de orientación definida por un vector n , se obtiene al multiplicar el tensor por n (ecuación D10).

$$t(n) = \tau n = \begin{bmatrix} tx(n) \\ ty(n) \\ tz(n) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} t_{xx} & t_{xy} & t_{xz} \\ t_{yx} & t_{yy} & t_{yz} \\ t_{zx} & t_{zy} & t_{zz} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} nx \\ ny \\ nz \end{bmatrix} \quad D10$$

Si ahora se considera el caso de tracciones (vectores de esfuerzos) aplicadas a un cubo infinitesimal en un sistema coordenado $x1, x2, x3$, las fuerzas en cada plano del cubo estarán dadas por el producto del vector de tracción y el área de la superficie del plano donde se aplica. Por ejemplo la fuerza en el plano normal a $x1$ (Figura D.1-B) está dada por la ecuación D11.

$$F(x1) = t(x1) dx2dx3 = tx1 dx2dx3 = \begin{bmatrix} t_{11} \\ t_{21} \\ t_{31} \end{bmatrix} dx2dx3 \quad D11$$

donde $F(x1)$ es el vector de la fuerza normal al plano $x1$.

Si se trata de un campo de fuerzas homogéneo, no habría fuerza neta, pues como ya se mencionó, por la tercera ley de Newton las fuerzas en los lados opuestos se cancelarían. Por tanto, la fuerza neta existirá solamente si están presentes gradientes (dirección de cambio con respecto a la posición) en el campo de esfuerzos. En este caso la fuerza neta está dada por:

$$F(x1) = \frac{\partial}{\partial x1} \begin{bmatrix} t_{11} \\ t_{21} \\ t_{31} \end{bmatrix} dx1 dx2 dx3 \quad D12$$

Al usar la notación indicial junto con la convención de la suma sobre índices repetidos para representar la fuerza total en el campo de esfuerzos, la ecuación D12 queda:

$$F_i = \sum_{j=1,3} \frac{\partial t_{ij}}{\partial x_j} dx1 dx2 dx3 = \partial_j t_{ij} dx1 dx2 dx3 \quad D13$$

También puede existir una fuerza de cuerpo en el cubo, que actúa proporcionalmente al volumen del material (ecuación D14).

$$F_i^{cuerpo} = f_i dx1 dx2 dx3 \quad D14$$

La masa del cubo está dada por:

$$m = \rho dx1 dx2 dx3 \quad D15$$

donde ρ es la densidad del cubo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La aceleración del cubo está dada por la segunda derivada temporal del desplazamiento u . Sustituyendo las ecuaciones D13, D14 y D15 en la ecuación de la segunda ley de Newton y cancelando el factor común $dx_1 dx_2 dx_3$, se obtiene la ecuación D16, la cual es fundamental en sismología.

$$\varphi \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j t_{ij} + f_{ij} \quad \text{D16}$$

La ecuación D17 es llamada **ecuación de movimiento** o **ecuación del movimiento para un medio continuo**. El término de la fuerza de cuerpo generalmente consiste en un término de gravedad y uno de fuente. Una simplificación muy utilizada (ecuación D17) no toma en cuenta el efecto de las fuerzas de cuerpo y es llamada **ecuación homogénea del movimiento**.

$$\varphi \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j t_{ij} \quad \text{D17}$$

Esta última ecuación gobierna la propagación de las ondas sísmicas fuera de la región de la fuente. El lograr generar soluciones para cualquiera de estas dos ecuaciones de movimiento, aplicando modelos realistas de la Tierra, es un objetivo importante de la sismología. Tales soluciones permiten calcular el movimiento del suelo en lugares específicos a distancia de la fuente y son comúnmente llamadas **sismogramas sintéticos**. Para resolver D17 se requiere expresar los esfuerzos (τ) en términos del desplazamiento. Esto se logra al relacionar τ con la deformación (la deformación del material está en términos del desplazamiento). La solución de la ecuación D17 puede hacerse de varias formas, cualquiera de las cuales es llamada **ecuación de onda sísmica**.

D.2.2. El método de Bouchon

Michel Bouchon (1979) considera la ecuación de onda (una solución de la ecuación D17) para un medio homogéneo, lineal e isotrópico:

$$\varphi \ddot{u} = (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot u - \mu \nabla \times \nabla \times u \quad \text{D18}$$

donde $\nabla \cdot$ y $\nabla \times$ son los operadores vectoriales del producto punto y producto cruz respectivamente y λ y μ son las constantes de Lamé. De hecho esta forma de la ecuación de onda es muy utilizada en los métodos para generar sismogramas sintéticos (Shearer, 1999). Existen varias maneras de resolver la ecuación D18, una de ellas considera obtener soluciones separadas para las ondas P y las ondas S, obteniéndose así las ecuaciones D19 y D20 respectivamente.

$$\nabla^2 (\nabla \cdot u) - \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 (\nabla \cdot u)}{\partial t^2} = 0 \quad \text{D19}$$

donde α es la rapidez de ondas P

$$\nabla^2 (\nabla \times u) - \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 (\nabla \times u)}{\partial t^2} = 0 \quad \text{D20}$$

donde β es la rapidez de ondas S (Shearer, 1999, pag. 29).

El desplazamiento, al ser un campo vectorial, está sujeto al *teorema de Helmholtz*, el cual establece que cualquier campo vectorial F , continuo y de valor cero en el infinito, se puede expresar como el gradiente de un escalar y el rotacional de un vector (ecuación D21).

$$F = \nabla\phi + \nabla \times \Psi \quad D21$$

donde ϕ es el potencial escalar de F y Ψ es el potencial vectorial (recordando que la función potencial de un campo de fuerzas es el trabajo que dicho campo realiza al mover una partícula de un punto a otro (Blakely, 1995)). En el caso que nos atañe, el campo F es el desplazamiento u , y se tiene, por tanto, la ecuación D22.

$$u = \nabla\phi + \nabla \times \Psi \quad D22$$

donde ϕ es el potencial escalar o de onda P y Ψ es el potencial vectorial o de onda S (Shearer, 1999). Así, las ecuaciones D19 y D20 pueden ser expresadas en términos de sus potenciales, generándose las ecuaciones D23 y D24 para las ondas P y S respectivamente.

$$\nabla^2\phi - \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2\phi}{\partial t^2} = 0 \quad D23$$

$$\nabla^2\Psi - \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2\Psi}{\partial t^2} = 0 \quad D24$$

Como ya se mencionó en el inciso anterior, estas ecuaciones permiten generar los sismogramas sintéticos; por ello Bouchon parte de ellas para plantear su método y considera además, el caso de un movimiento armónico simple de frecuencia ω , por lo cual las ecuaciones D23 y D24, toman la forma de las ecuaciones D25 y D26, respectivamente.

$$(\nabla^2 + \frac{\omega}{\alpha})\phi = 0 \quad D25$$

$$(\nabla^2 + \frac{\omega}{\beta})\Psi = 0 \quad D26$$

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

El autor define a su vez: $k\alpha = \frac{\omega}{\alpha}$ y $k\beta = \frac{\omega}{\beta}$. Bouchon realiza un análisis de los esfuerzos en cada plano cartesiano originados por un vector de tracciones vertical, actuando sobre el plano $z=0$, obteniendo así las expresiones para los potenciales. Estas ecuaciones son integrales dobles en el dominio del número de onda. Dado que ésta fuente es puntual, mientras que las fuentes reales ocupan un volumen, Bouchon simula esa situación repitiendo la fuente puntual un número infinito de veces en un arreglo periódico alrededor del plano $z=0$. A continuación utiliza un artificio matemático para discretizar la ecuación, reemplazando la doble integración

por una doble sumatoria. Bouchon realiza el mismo proceso para encontrar las expresiones de los potenciales provocados por vectores de esfuerzos horizontales (ver Bouchon, 1979, pág. 3610). Al contar con estas expresiones, se pueden considerar diferentes tipos de fuentes. Bouchon ilustra la parte final del método al plantear el caso de una fuente rectangular donde la ruptura se origina a lo largo de un segmento de línea de longitud w y se propaga a lo largo de una distancia L , con velocidad uniforme c y echado constante D , paralelo a la dirección de propagación. En la literatura ya existen las expresiones adecuadas para calcular los potenciales de este tipo de fuente, así que Bouchon las utiliza y sustituye en ellas las expresiones de los potenciales que él calculó. Así, ya teniendo los potenciales discretizados, se diferencian para obtener las expresiones del desplazamiento provocado por tal fuente, para cada componente del movimiento (*i.e.* u , desplazamiento en x , v desplazamiento en y y w desplazamiento en z):

$$u = \frac{\text{signo}(z)D}{2LxLyk\beta^2} \sum_{nx} \sum_{ny} (2kx^2 e^{-|v|z} + (k\beta^2 - 2kx^2) e^{-|y|z}) \frac{e^{ikxL - iw/cL} - 1}{\frac{w}{c} - kx} \frac{e^{ikyW} - 1}{ky} e^{-ik_x x - ik_y y} \quad D27$$

$$v = \frac{\text{signo}(z)D}{2LxLyk\beta^2} \sum_{nx} \sum_{ny} 2kxky (e^{-|v|z} - e^{-|y|z}) \frac{e^{ikxL - iw/cL} - 1}{\frac{w}{c} - kx} \frac{e^{ikyW} - 1}{ky} e^{-ik_x x - ik_y y} \quad D28$$

$$w = \frac{-D}{2LxLyk\beta^2} \sum_{nx} \sum_{ny} kx (-2ve^{-|v|z} + \frac{\gamma^2 - kx^2 - ky^2}{\gamma} e^{-|y|z}) \frac{e^{ikxL - iw/cL} - 1}{\frac{w}{c} - kx} \frac{e^{ikyW} - 1}{ky} e^{-ik_x x - ik_y y} \quad D29$$

donde Lx y Ly son las separaciones entre las fuentes en las direcciones x y y , respectivamente y nx y ny , el número de fuentes en cada una de las mismas direcciones.

El paso final es pasar esta solución para un arreglo de fuentes en el dominio del número de onda, a una solución para una fuente en el dominio del tiempo. Lo que se hace es evaluar el desplazamiento en el punto $(L/2, w/2, z)$ en el intervalo de tiempo $[t_0, t_1]$. Se elige un intervalo entre las fuentes, Lx y Lx (Figura D.2), de tal forma que los efectos de otras fuentes no interfieran llegando antes del tiempo t_1 . Por esta razón se establecen las condiciones: $[(Lx - L/2)2 + z^2]^{1/2} = at_1$ y $[(Ly - w/2)^2 + L^2/4 + z^2]^{1/2} = at_1$.

Bouchon utiliza una función de atenuación para evitar el *aliasing* de tal forma que los efectos que no pertenezcan a la ventana de interés se atenúen lo suficiente para ser despreciables. La inversión al dominio del tiempo se hace mediante la transformada rápida de *Fourier* (FFT) y por último se quita el factor de atenuación a la solución final. Las soluciones que da el algoritmo fueron comparadas con soluciones exactas de otros autores y la técnica ha tenido buena concordancia con tales soluciones (Bouchon, 1979).

El algoritmo usado en este trabajo es el mismo de Bouchon con la única modificación de que está modificado para trabajar con archivos de entrada y de salida de SEISAN. Los datos de entrada son: el modelo de capas, la profundidad de la fuente, el mecanismo focal, las posiciones de las estaciones y las orientaciones de sus sensores horizontales. Las limitaciones del algoritmo son que sólo puede usar modelos de capas planas y paralelas y que la fuente no puede estar en la última capa ni en la superficie.

D.2.3. Los programas BOUCH y BOUSEI

El algoritmo de Bouchon (1979) modificado para SEISAN está dividido en dos programas: BOUCH y BOUSEI. El primer programa, BOUCH, lee la información guardada en el archivo S del evento para tomar en cuenta datos como el modelo que será utilizado, la profundidad del foco, el mecanismo focal, las localizaciones de las estaciones que registraron el sismo y las orientaciones de los sensores horizontales (*i.e.* si son NS y EW o transversal y radial).

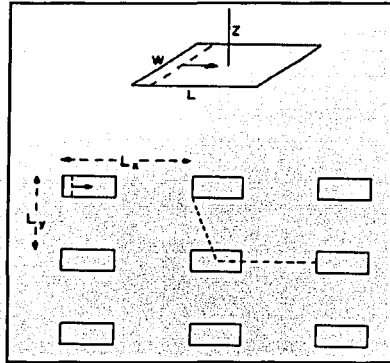


Figura D.2. Configuración utilizada por Bouchon (1979) para calcular el campo de desplazamiento en un punto a una distancia z de la falla y cuya proyección en el plano de falla cae en el centro de la misma.

Una vez que obtiene esta información calcula la respuesta en frecuencia, generando un archivo de salida. BOUSEI toma esta salida y multiplica la citada respuesta por el espectro de la fuente para utilizar luego una FFT (transformada rápida de Fourier, por sus siglas en inglés) y así obtener la forma de onda, la cual puede estar en aceleración, velocidad o desplazamiento. La fuente que utiliza el programa es triangular. Finalmente, el programa genera un archivo de salida que puede ser graficado de manera normal en SEISAN.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN