



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

9

UN ESTUDIO DE SISMICIDAD EN EL VALLE DE MEXICO DURANTE EL PERIODO DE 1996 AL 2000

30022A

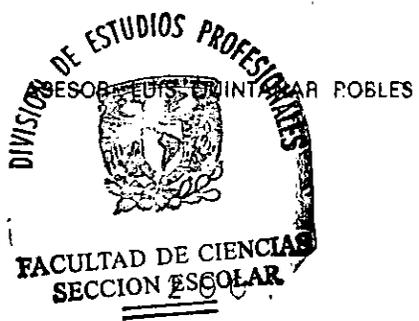
T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

F I S I C A

P R E S E N T A :

MARGARITA DELGADILLO PERALTA





Universidad Nacional
Autónoma de México

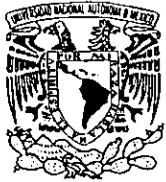


UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

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.



LIBERTAD NACIONAL
AVANZAMOS EN
UNIDAD

M. EN C. ELENA DE OTEYZA DE OTEYZA
Jefa de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
Presente

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo de Tesis: "Un estudio de sismicidad en el Valle de México durante el periodo de 1996 al 2000"

realizado por **Delgadillo Peralta Margarita**

con número de cuenta **9202409-6**, pasante de la carrera de Física

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis
Propietario

DR. LUIS QUINTANAR ROBLES

LUIS QUINTANAR ROBLES

Propietario

DR. JAIME YAMAMOTO VICTORIO

JAIME YAMAMOTO VICTORIO

Propietario

M. EN C. MIGUEL RODRIGUEZ GONZALEZ

MIGUEL RODRIGUEZ GONZALEZ

Suplente

DR. SERGIO RODRIGUEZ ELIZARRARAZ

SERGIO RODRIGUEZ ELIZARRARAZ

Suplente

M. EN C. ZENON JIMENEZ JIMENEZ

ZENON JIMENEZ JIMENEZ

Consejo Departamental de Física

Patricia Goldstein Menache

DRA. PATRICIA GOLDSTEIN MENACHE
Coordinadora de Licenciatura

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA

ÍNDICE GENERAL

AGRADECIMIENTOS	ii
RESUMEN	iii
INTRODUCCIÓN GENERAL	iv
1. ANTECEDENTES.	1
1.1 Generación, registro y análisis de sismos.	1
1.2 Marco Geotectónico.	5
I.2.1 La Faja Volcánica Transmexicana.	5
I.2.2 La Cuenca de México.	7
1.3 Estudios previos de sismicidad en la región.	10
1.4 La Red Sísmica del Valle de México.	13
2. LOCALIZACIÓN HIPOCENTRAL.	17
2.1 Características de la sismicidad.	18
2.2 Región I: Juchitepec-Milpa Alta.	20
2.3 Región II: Distrito Federal.	21
2.4 Región III: Bonanza, Hgo.	23
2.5 Región IV: Vaso de Texcoco-Río Frío.	24
2.6 Región V: Popocatépetl.	26
2.7 Región VI: San Rafael Tlanalapa.	28
3. DETERMINACIÓN DE MECANISMOS FOCALES.	30
3.1 Descripción del plano de falla y tipos de mecanismos.	30
3.2 Determinación de la orientación del plano de falla.	32
3.3 Mecanismos compuestos de los eventos localizados.	36
4. MODELADO DE FORMA DE ONDA.	42
4.1 Método de inversión.	42
4.2 Inversión de la fuente utilizando registros de banda ancha.	43
5. DISCUSIÓN DE RESULTADOS.	47
CONCLUSIÓN GENERAL.	54
BIBLIOGRAFÍA.	55
APÉNDICE.	59

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a todas las personas que de una u otra forma han hecho posible la conclusión de este trabajo. Quizás sería difícil mencionarlas a todas, pero desde luego, a quien no podría dejar de mencionar es mis padres, porque sin ellos y su ayuda definitivamente no estaría aquí; a Maricela y a Miguel, que sin saberlo me han apoyado totalmente; y de manera muy especial a Luis por haberme dado la oportunidad de aprender y además de corregir mis errores.

RESUMEN

A partir de la base de datos de la Red Sísmica del Valle de México y en un período que va de enero 1996 a diciembre del 2000, se seleccionaron y localizaron 220 eventos dentro y en los alrededores de la Cuenca de México. Estos eventos se concentran básicamente en una franja de orientación NW-SE, en la cual se pueden distinguir en mayor o menor grado algunas aglomeraciones de eventos, principalmente en la región de Milpa Alta, en el área de Texcoco-Río Frío y en los alrededores del Popocatepetl. Se observó también sismicidad, aunque muy escasa, en las Sierras de Monte Bajo, las Cruces, Chichinautzin y en las regiones de Cuernavaca, Puebla e Hidalgo que circundan el Estado de México y al Distrito Federal.

De un análisis de sismicidad por regiones se logró determinar 3 mecanismos focales compuestos; dos de los cuales resultaron correspondientes a fallas normales con una componente lateral (región de Juchitepec-Milpa Alta: $\phi = 215.0$; $\delta = 55.0$; $\lambda = -119.0$ y región del Distrito Federal: $\phi = 247.0$; $\delta = 78.2$; $\lambda = -127.9$) y uno correspondiente a falla inversa ($\phi = 182.0$; $\delta = 49.0$; $\lambda = 47.9$) en la región de San Rafael Tlanalapa al NE del volcán Popocatepetl.

Finalmente, se realizó una inversión de los parámetros de la fuente con los registros de banda ancha de la estación CUIG para dos eventos de la región de Juchitepec-Milpa Alta. El resultado obtenido mediante este método también corresponde a una falla normal con una gran componente lateral. Sin embargo se optó por tomar como el mejor resultado los parámetros obtenidos mediante el mecanismo compuesto asociado a esta zona; ya que éste se obtuvo con una mayor cantidad de información, además de que el método de inversión es confiable para eventos registrados a cortas distancias, lo cual no ocurre con los eventos de Milpa Alta para la estación CUIG. Por esta razón sería conveniente un mayor número de estaciones sísmológicas en la zona, para obtener más información sobre la actividad local de la Cuenca de México.

INTRODUCCIÓN GENERAL

El centro económico y político más importante del país, la Ciudad de México, se localiza en la parte central de uno de los principales rasgos fisiográficos de México, la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), estructura reconocida como una de las provincias geomorfológicas más activas debido a que una extraordinaria actividad volcánica se ha manifestado por lo menos desde hace cinco millones de años (Lugo-Hubp, 1986). Esta región, además de ser afectada por los grandes sismos ($M \approx 5 - 8$) originados en las costas del Pacífico, lo es también por eventos locales, los cuales generalmente poseen bajas magnitudes ($M \approx 1 - 3.5$). Sin embargo, existen registros de grandes eventos ocurridos a menos de 100 km de la Ciudad de México (Orozco y Berra, 1887 y 1889), como el evento de Acambay de $M = 7$ en 1912 (Urbina y Camacho, 1913).

El objetivo del presente estudio se centra básicamente en el análisis de la sismicidad de la parte central de la FVTM, particularmente en la región comprendida entre los 18.6-20.2° latitud norte y 98-100° longitud oeste durante el período comprendido entre los años 1996-2000.

Una de las principales razones, que justifica la realización de este estudio, además de la importancia que conlleva el hecho de que en la región se concentra el 20% de la población nacional y de la importancia económica y política del lugar, es la disponibilidad de información más confiable, pues hasta hace algunos años, no se existía una red local de estaciones sismológicas que permitiera registrar, recopilar y analizar la sismicidad del Valle de México. Fue a principios de 1993 cuando, con el fin de obtener mejores registros de los eventos locales, se inició la instalación de la Red Sísmica del Valle de México (RSVM). En la actualidad, esta red cuenta con 12 estaciones digitales y un centro de recolección de datos ubicado en el Instituto de Geofísica que permite el registro y análisis de los eventos locales.

El estudio de la sismicidad en el Valle de México, además de que nos ofrece un mejor conocimiento de las zonas sismogénicas en la localidad, nos brinda la oportunidad de conocer más sobre las estructuras geológicas relacionadas con la ocurrencia de la actividad sísmica, lo cual tiene una aplicación directa en la evaluación del riesgo geológico.

1. ANTECEDENTES.

El planeta que habitamos, la Tierra, posee una estructura interna que está constituida básicamente por un núcleo compuesto por hierro y níquel; un manto que posee una composición a base de silicatos ferromagnesianos; y una corteza formada principalmente por silicatos abundantes en sodio, potasio y calcio. La litósfera, como se le conoce a la corteza y parte del manto, se comporta como un cuerpo rígido que "flota" en otro llamado astenósfera y que en tiempos geológicos se comporta como un fluido.

La litósfera está formada por varias placas que sufren movimientos relativos entre sí y que producen en algunos de sus márgenes la subducción de una placa bajo la otra y en otros la creación de nueva litósfera. En las zonas de subducción, el movimiento de una placa bajo la otra se realiza discontinuamente venciendo las fuerzas de fricción generadas en el contacto entre ambas placas. A lo largo de este contacto, llamado zona de Wadati-Benioff (W-B), los esfuerzos se acumulan gradualmente hasta rebasar un límite y en ese momento en algún punto llamado foco comienza a presentarse un fallamiento, que genera a su vez una perturbación que se propaga a todo el medio (Figura 1.1).

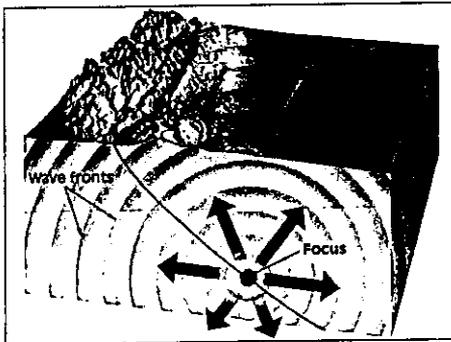


Figura 1.1. Esquema de la propagación de ondas sísmicas a partir del foco.

1.1 Generación, registro y análisis de sismos.

Al generarse un sismo, se producen básicamente tres tipos de ondas de las cuales dos se propagan en el interior de las rocas (ondas de cuerpo) y otras cuyo movimiento queda restringido a la superficie del suelo (ondas superficiales).

De las ondas de cuerpo la más rápida se conoce como onda P (onda primaria), la cual produce en su recorrido alternativamente compresiones y dilataciones en la dirección de propagación; el otro tipo de estas ondas se conoce como ondas S (ondas secundarias), al paso de éstas el medio se deforma en dirección transversal a la de propagación (Figura 1.2).

La velocidad de las ondas (P o S), depende de la densidad y las propiedades elásticas del medio a través del que se propagan; y mientras que las ondas P pueden viajar tanto a través de rocas sólidas como de materiales líquidos, las ondas S no pueden propagarse a través de fluidos.

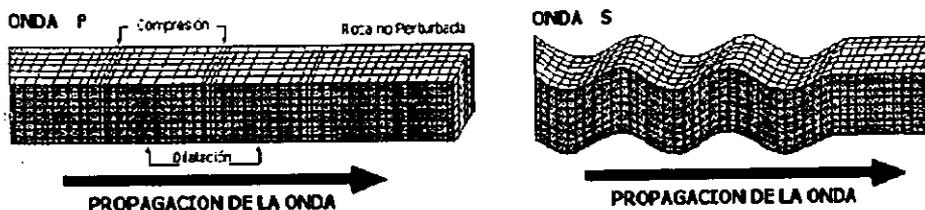


Figura 1.2. Movimiento esquemático del medio al paso de las ondas P y las ondas S.

En lo que respecta a las ondas superficiales, el movimiento debido a éstas se localiza principalmente en la superficie libre, y según aumenta la profundidad, el desplazamiento debido a ellas disminuye. Existen dos tipos de ondas superficiales: las ondas Love, que se propagan como la onda S pero sin desplazamiento vertical y las ondas de Rayleigh que mueven el medio según una elipse retrógrada.

Se puede demostrar teórica y se observa experimentalmente que la velocidad de las ondas es tal que:

$$V_P > V_S > V_L$$

donde V_P , V_S y V_L son las velocidades de las ondas P, S y superficiales respectivamente.

Debido a la diferencia de velocidades entre las diferentes fases, el intervalo de registro entre ellas será mayor mientras más alejado se encuentra un sismógrafo del foco del evento (Figura 1.3). Esta característica junto con la ayuda de los sismogramas de tres estaciones como mínimo e información del medio nos permiten localizar el epicentro del evento por el método de triangulación (Figura 1.4), el cual consiste en identificar los diferentes tipos de fases en el sismograma y utilizar la separación entre ellas para determinar su posición de origen.

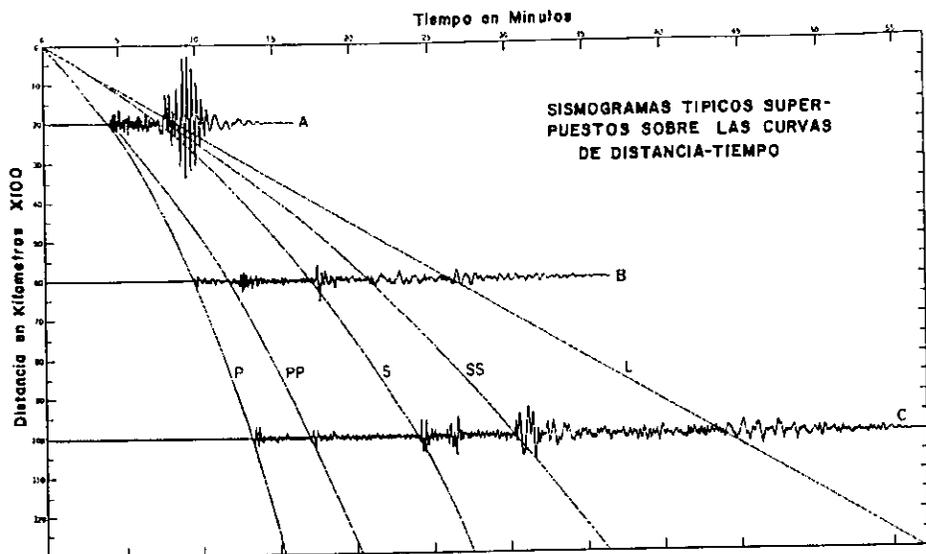


Figura 1.3. Se muestra la separación de las diferentes fases, en un sismograma como función de la distancia del foco a la estación.

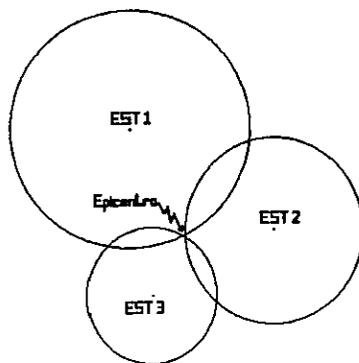


Figura 1.4. Uso del método de triangulación para localizar el epicentro de un evento.

Otra de las características que puede determinarse de un sismo es la intensidad, que mide el grado de daño a las construcciones del hombre, la cantidad de perturbaciones en la superficie del suelo y el alcance de la reacción animal en la sacudida. En América se utiliza la llamada escala de Mercalli Modificada (MM), propuesta por H. Wood y F. Newmann, en 1931, y posteriormente por C. F. Richter, en 1956.

La intensidad no da una idea precisa de la energía liberada por un sismo, ya que es una medida indirecta en la que entran muchos factores. Por tanto, para medir el tamaño de un terremoto es necesario cuantificar de una forma instrumental la energía liberada en su foco. Actualmente en los observatorios sismológicos, lo usual es utilizar dos escalas de magnitud, una de ondas internas (m_b) y otra de ondas superficiales (M_S):

Para las ondas internas, la fórmula es:

$$m_b = \log \frac{A}{T} + \sigma(\Delta)$$

donde A es la amplitud reducida al movimiento del suelo en micras de la onda P o S, en la componente vertical de período corto, T el período y $\sigma(\Delta)$, una función de calibración que corrige por la atenuación de las ondas con la distancia.

Para las ondas superficiales la fórmula más comúnmente utilizada es:

$$M_S = \log \frac{A}{T} + 1.66 \log \Delta + 3.3$$

donde A es la amplitud en micras del movimiento del suelo de la onda superficial de mayor amplitud en la componente vertical de período largo; T, el período, que suele ser de 20 segundos, aproximadamente, y Δ , la distancia epicentral en grados.

Para terremotos locales (registrados a distancias menores de 500 km), se usa una escala de magnitud local establecida a partir de la duración del registro. Una de las fórmulas, propuestas por Lee y Lahr en 1972, para California es:

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

con τ la duración del registro del terremoto en segundos y Δ la distancia epicentral en km.

La razón para que se calculen dos magnitudes, es que los terremotos de foco profundo tienen sismogramas muy diferentes de los de foco superficial, incluso aunque la cantidad de energía liberada pueda ser la misma. En particular, los terremotos profundos tienen pequeños o insignificantes trenes de ondas superficiales. Es por tanto deseable cuando se trabaja con todo el conjunto de terremotos, ser capaces de calcular una magnitud que no dependa de la presencia o ausencia de ondas superficiales. Este problema puede evitarse usando una nueva medida de fuerza sísmica llamada momento sísmico que nos da la medida del tamaño de un terremoto al multiplicar la rigidez de la roca por el área de la falla y por la cantidad de deslizamiento.

1.2 Marco geotectónico.

El presente trabajo tiene por objeto estudiar desde el punto de vista sísmológico una porción del tramo centro-oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), la Cuenca de México y sus zonas colindantes, por tanto es conveniente comenzar con una breve descripción -geológica y geográfica- del medio en el que se encuentra localizada el área de estudio.

1.2.1 La Faja Volcánica Trans-Mexicana.

La Faja Volcánica Trans-Mexicana, región donde se localizan los volcanes más activos de México, atraviesa al país por su parte central con dirección E-W abarcando los estados de: Colima, Nayarit, Jalisco, Michoacán, Morelos, Estado de México, Distrito Federal, Hidalgo, Puebla, Tlaxcala y Veracruz. Posee una longitud aproximada de 950 km (Figura 1.5) y se extiende casi a lo largo del paralelo 19° N desde la llanura costera del Golfo de México hasta la parte sur del estado de Jalisco, donde se flexiona hacia el NW para terminar en los volcanes del estado de Nayarit. Alberga edificios y remanencias volcánicas, entre ellos: la Malinche, el Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca, Nevado de Colima, Volcán de Fuego y otros (Demant, 1978). Como vestigios de anteriores eventos volcánicos destacan estructuras completas y parciales de calderas volcánicas, xalapazcos, conos, escudos, cuellos, entre otros.

A lo largo y ancho de toda la faja es posible encontrar una gran variedad de volcanes; entre ellos: los poligenéticos, estructuras muy altas que llegan a tener actividad en un período de hasta un millón de años; y los monogenéticos que se desarrollan en menos de 15 años, y que sólo llegan a tener un período de erupción en su vida (Demant, 1978). Las características petrográficas y morfológicas de sus volcanes más grandes permiten dividir a la FVTM en dos diferentes provincias: (1) una región occidental de aproximadamente 60 km de ancho asociada con la subducción de la Placa de Rivera, en la que se encuentran principalmente conos con volúmenes menor o igual 70 km³ y cimas de aproximadamente 3000 metros sobre el nivel del mar y : (2) una región centro-oriental que se relaciona a un segmento ligeramente inclinado de la Placa de Cocos (limitado por la falla de Rivera y la

Cresta de Tehuantepec) en esta región los conos volcánicos poseen volúmenes típicamente mayores a 200 km^3 y sus cimas alcanzan entre los 4000 y 5675 metros sobre el nivel del mar. La frontera entre estas dos provincias esta ocupada por el Graben de Colima, depresión que posee una orientación N-S e intersecta a la dirección estructural NW-SE del área de Guadalajara (Nixon, 1982). De esta forma, el relieve de la FVTM es una expresión de la actividad volcánica de todo tipo, asociada con procesos de carácter exógeno como corrientes fluviales y Cuencas lacustres, donde las grandes planicies se alternan con volcanes de todo tipo. La actividad endógena ha sido no solamente volcánica sino que se ha complementado con movimientos de elevación y hundimiento del terreno.

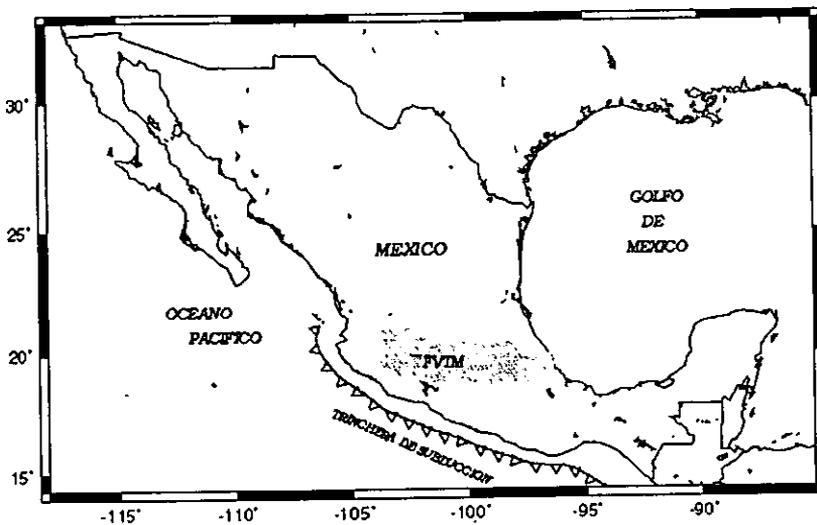


Figura 1.5. Ubicación de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

La actividad volcánica se ha manifestado desde hace por lo menos cinco millones de años, seguramente de manera discontinua. Cada erupción volcánica representa la acumulación de materiales en la superficie, arrojados por explosiones y efusiones superficiales, además de abultamientos del terreno por enfriamiento del magma a poca profundidad. Estos procesos han ido acompañados de levantamientos y hundimiento de bloques. Las depresiones se rellenan con los depósitos de las corrientes fluviales mientras las elevaciones se rebajan con la erosión. Las formas resultantes dependen de la velocidad con la que actúan estos procesos (Lugo-Hubp, 1986).

La FVTM posee ciertas características peculiares que la convierten en un tema de interés para los geofísicos, entre éstas puede mencionarse que la dirección de este eje volcánico no es paralelo a la trinchera de subducción en las costas del Océano Pacífico como ocurre en algunos otros lugares del mundo (Demant, 1978), sino que presenta una inclinación de aproximadamente 15° con respecto a ésta, además de que bajo la FVTM existe una significativa carencia de sismos de profundidad intermedia entre las longitudes $99^\circ 30' W$ y $96^\circ W$, excepto por unos pocos sismos centrados en $97^\circ 30' W$ que tienen entre 100 y 140 km de profundidad (Nixon, 1982), También es digno de mencionarse que la zona sísmica de subducción se extiende a una profundidad no menor que 150 km, siendo extremadamente pequeña en comparación con los arcos del Pacífico Oriental y de Sudamérica que involucran cortezas oceánicas más antiguas (Nixon, 1982).

1.2.2 La Cuenca de México.

La actual Cuenca de México, ubicada en la parte central de la FVTM, se constituyó como un valle a principios del Mioceno (Figura 1.6) al fracturarse la corteza terrestre y brotar material volcánico delimitando parcialmente los extremos oriente y poniente con estructuras de orientación NE-SW (de Cserna et al., 1988).

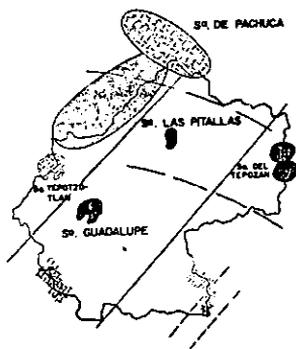


Figura 1.6. La Cuenca de México en Mioceno Superior. (Mooser, 1975)

Ya durante el Plioceno, una nueva actividad volcánica cierra el valle en su parte norte, y los esfuerzos tectónicos que en esta época se produjeron, dislocaron la corteza en grandes bloques a lo largo de fracturas dirigidas de NNW-SSE; así, en el Plioceno Superior

se depositaron abanicos aluviales sobre los flancos oriente y poniente del valle; en esta época también comenzaron a delimitarse pequeños cuerpos de agua (Figura 1.7).

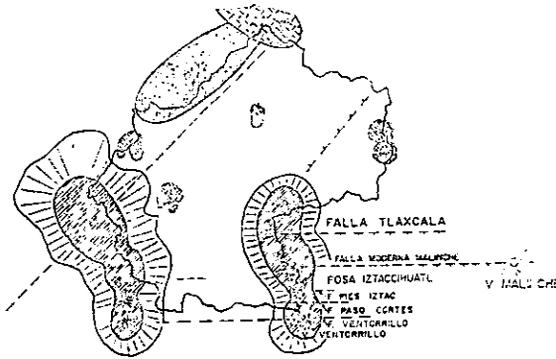


Figura 1.7. La Cuenca en el Plioceno. (Mooser, 1975)

Durante el Pleistoceno, nuevos impulsos tectónicos acompañados de manifestaciones volcánicas que presentan lineamientos E-W iniciaron el último ciclo de volcanismo que terminó con el cierre de la parte sur del Valle de México (Figura 1.8). Mediante este proceso el valle se convirtió en una Cuenca cerrada desarrollando un patrón de drenaje radial que dio origen a grandes lagos.



Figura 1.8. La Cuenca de México en el Cuaternario Superior. (Mooser, 1975)

El azolvamiento paulatino de los lagos junto con eventos volcánicos cortos y locales propició un nuevo terreno que cubrió discordantemente un terreno de topografía

1.3 Estudios previos de sismicidad en la región.

La Cuenca de México ha sido objeto de diversos estudios sísmicos, cuyo objetivo primordial es conocer y comprender mejor la sismicidad local. Existen varias hipótesis sobre el origen de ésta; una de ellas es que los eventos locales se generan debido al reactivamiento de antiguas fallas y a la gran actividad volcánica que existe en la región (Suárez y Jiménez, 1987), también se piensa que algunos de estos eventos pueden ocurrir como resultado de la acumulación de tensión regional; y que el hundimiento del Valle de México podrían originar tensiones que si no ocasionan los sismos, los pudieran disparar (Havskov, 1982); incluso existe la hipótesis de que los macrosismos generados en la costa sur del país podrían acelerar ciertas condiciones de desequilibrio y desencadenar sismos locales (Singh et al., 1998) De hecho, lo más probable es que la sismicidad local se genere como consecuencia de todas estas características juntas.

En los reportes históricos hay evidencia que sugiere que ha habido al menos dos sismos de magnitud relativamente grande en la Cuenca de México (Suárez y Jiménez, 1987). El primero de ellos en 1475, el cual causó graves daños a las construcciones de la antigua ciudad; diversas fuentes históricas describen la destrucción de casas y edificios, así como deslaves y derrumbes de algunos cerros. En la época de la colonia, Orozco y Berra (1887, 1889) describen un temblor ocurrido el 12 de mayo de 1776, que fue sentido fuertemente en la Ciudad de México, como un movimiento trepidatorio, corto pero de gran intensidad. Las descripciones de los daños y del movimiento del terreno, sugieren una fuente local.

A pesar de las dificultades inherentes al estudio de la sismicidad de la Cuenca de México, varios autores han hecho a lo largo de los años, algunas localizaciones preliminares y han intentado formular hipótesis sobre el origen de tales eventos. A continuación se mencionan algunos de los trabajos que se han realizado, relacionados con la sismicidad de la Cuenca de México.

El sismo más grande del que se tiene registro dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, ocurrió el 19 de noviembre de 1912 en Acambay, Edo. de México. Los daños, grietas y derrumbes provocados por este sismo de magnitud $M_s = 7.0$ fueron reportados por Urbina y Camacho (1913). El 22 de febrero de 1979 se observó nuevamente

actividad en esta región, Astiz (1980) estudio el temblor principal y sus réplicas, utilizando estaciones de la red sísmica SISMEM y algunas estaciones autónomas del SSN y calculó para el evento principal una magnitud de $M_s = 4.9$. Se pueden mencionar además los trabajos realizados por Castro et al. (1983) y Yamamoto y Mota (1991), quienes utilizaron una red sísmica temporal para monitorear posibles fallas activas relacionadas a los temblores de 1912 y 1979 en esta región. Desafortunadamente los resultados de ambos trabajos no fueron alentadores debido a la baja sismicidad registrada durante un mes de observación aproximadamente.

Por otro lado, se ha observado sismicidad en las sierras que forman la Cuenca de México. Figueroa (1971) localizó 49 eventos superficiales, 38 en la Sierra de las Cruces y el Ajusco y 11 mas al interior de la Cuenca. El trabajo de Prince (1974) muestra también la sismicidad asociada a la Sierra de las Cruces; en él reporta un total de 17 eventos al sur de la Ciudad de México durante el mes de julio de 1974, con valores de intensidad entre III-V en la escala modificada de Mercalli. Estos sismos se sintieron en el sur y suroeste de la ciudad con intensidad moderada, fueron de poca profundidad (en ningún caso excedieron los 5 km) y los epicentros se localizaron dentro o cerca de las zonas urbanas densamente pobladas. Havskov (1982), estudió también la sismicidad generada en la Sierra de las Cruces en febrero de 1980 y 1981; calculó para los cinco eventos mayores una magnitud entre $2.7 \leq M_L \leq 3.2$; los hipocentros se localizaron dentro de un volumen de 1 km^3 , con localización media de 19.378°N y 99.196°W ; y la profundidad calculada fue de 1.2 km. La solución que se obtuvo, en este trabajo, para el plano de falla fue normal con el eje tensional en la dirección casi este-oeste; se calculó un momento sísmico de $0.5 - 2.0 \times 10^{20}$ dinas-cm; y una caída de esfuerzo de 1 - 5 bares. Se obtuvieron además parámetros similares para el evento mayor ocurrido en una serie de temblores en la misma área en febrero de 1980 (Havskov, 1982). Los cinco eventos mayores analizados ocurrieron del 4 al 9 de febrero de 1981.

También se ha observado sismicidad en la parte suroriental del Estado de México; en el trabajo realizado por Rodríguez et al. (1984), se localizaron y analizaron un total de 39 réplicas del sismo ocurrido en la región de Juchitepec, Edo. de México el 7 de febrero de 1984. Las réplicas fueron registradas por sismógrafos portátiles después del evento principal. Estos se localizaron alrededor de 19.12°N y 98.92°W . Las profundidades de los

eventos bien localizados se encuentran en un rango entre 3 y 7 km. El mecanismo focal compuesto de las réplicas que se obtuvo fue normal con una gran componente lateral.

Un sismo, particularmente bien registrado, fue el del 21 de enero de 1995 que se localizó cerca de la población de Milpa alta (UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995); para este evento se calculó una magnitud $M_C = 3.9$ y una profundidad 12 km. Además se obtuvo un mecanismo focal (rumbo 106° , buzamiento 63° , ángulo de desplazamiento -39°) correspondiente a un fallamiento normal con una gran componente lateral (50%), y el eje T orientado NS.

Dentro de los trabajos que se han realizado mostrando la sismicidad fuera de la Cuenca; pueden mencionarse los realizados por: Yamamoto y Mota (1988), en el que localizaron 29 sismos de magnitudes menores a 3.5 ocurridos en el valle de Toluca durante el mes de agosto de 1980 a los que se les calcularon profundidades entre los 3 y los 25 km; Campos et al. (1996), quienes detectaron actividad sísmica en la región de San Miguel de la Cal, Hgo. durante una campaña sísmica llevada a cabo en el mes de junio de 1988, en la que localizaron 23 sismos de magnitudes menores a 3 y profundidades máximas de 8 km; y Huizar et al. (1997), quienes observaron enjambres sísmicos durante mayo de 1986 y febrero de 1992 en la subcuenca de Apan, Hgo.; obteniendo como resultado la localización de 13 réplicas con magnitudes menores a 3 y profundidades máximas de 8 km.

En sus estudios sobre sismicidad del Valle de México, Bravo et al. (1988), relocalizó 50 eventos en la Cuenca de México en el periodo de 1976-1987. En la distribución de epicentros observó que la mayoría ocurren en la periferia de la Cuenca, en el entorno de las sierras que la forman, observó también que los eventos sísmicos de la Cuenca tienden a ocurrir en enjambres, durante periodos cortos de tiempo y agrupados en pequeños núcleos.

Al revisar y analizar reportes históricos y trabajos recientes, Lermo et al. (1997), observó que la mayoría de los sismos que tienen origen dentro de la Cuenca, están distribuidos en la zona de contacto entre los derrames ígneos de las sierras volcánicas que forman la Cuenca de México y los depósitos blandos de los exlagos de Xochimilco y Texcoco, así agrupó en siete zonas sísmicas la actividad dentro de la Cuenca, estas son: i)estribaciones de las Sierras de las Cruces; ii) estribaciones de la Sierra del Ajusco; iii)estribaciones de la Sierra de Río Frío; iv)estribaciones del volcán Peñón de los Baños;

v)estribaciones de la Sierra de Guadalupe (Hacienda Ojo de Agua); vi)subCuenca de Apan; y vii)la región de Juchitepec-Milpa Alta. Fuera de la Cuenca, en la periferia, distingue: I)región de Tula-Tlaxcoapan-Ajacuba; II)subCuenca de Toluca; III)región de Zempoala; IV)región de Tlaxcala y V)sismicidad asociada al volcán Popocatépetl.

1.4 La Red Sísmica del Valle de México.

A diferencia de los sismos costeros que se han estudiado extensamente y de los cuales se conoce bastante bien su origen y mecánica, la génesis de los eventos locales en la Cuenca de México se conoce poco. Esto se debe principalmente a: las dificultades técnicas inherentes a su registro (son difíciles las observaciones con instrumentos de alta amplificación y resolución debido al alto nivel de ruido en el suelo producido por la actividad industrial y el transporte vehicular); la complejidad geológica de la Cuenca; que los eventos de magnitudes mayores son poco frecuentes; y a que la mayor parte de la Cuenca está cubierto por una gruesa capa de sedimentos, que dificulta disponer de puntos de observación sobre roca firme como se requiere.

Con estas limitaciones y con el fin de obtener mejores registros de los eventos locales, que permitieran realizar un mejor análisis de los eventos generados dentro de la Cuenca, que por ser de baja magnitud no disparan los mecanismos de detección de la Red Convencional del Servicio Sismológico Nacional, el Instituto de Geofísica, con el financiamiento de: el Departamento del Distrito Federal, la Universidad Nacional Autónoma de México y el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, comenzó a instalar a principios de 1993 la Red Sísmica del Valle de México (RSVM).

En un principio, la RSVM se planeó como una red sísmica de ocho estaciones de componente vertical de período corto que registrara las señales sísmicas locales, pero con el tiempo el número de estaciones ha aumentado, y en la actualidad se cuenta con un total de 13 estaciones digitales (Figura 1.10) y un centro de recolección y análisis de datos, ubicado en el Instituto de Geofísica.

La localización geográfica de las estaciones que conforman esta red sísmica, se planeó de acuerdo a un mapa previo de localizaciones que permitiera obtener una cobertura de las áreas de interés sísmico dentro de la Cuenca. De esta forma se eligieron los lugares

ideales sin descuidar condiciones tales como seguridad y facilidad de acceso al lugar. En la Tabla 1 muestra algunas de las características de las estaciones de la Red del Valle de México. Es importante mencionar que las estaciones se ubican en sitios con línea de vista desde el centros de recolección y análisis de datos, para garantizar una buena recepción de los datos registrados.

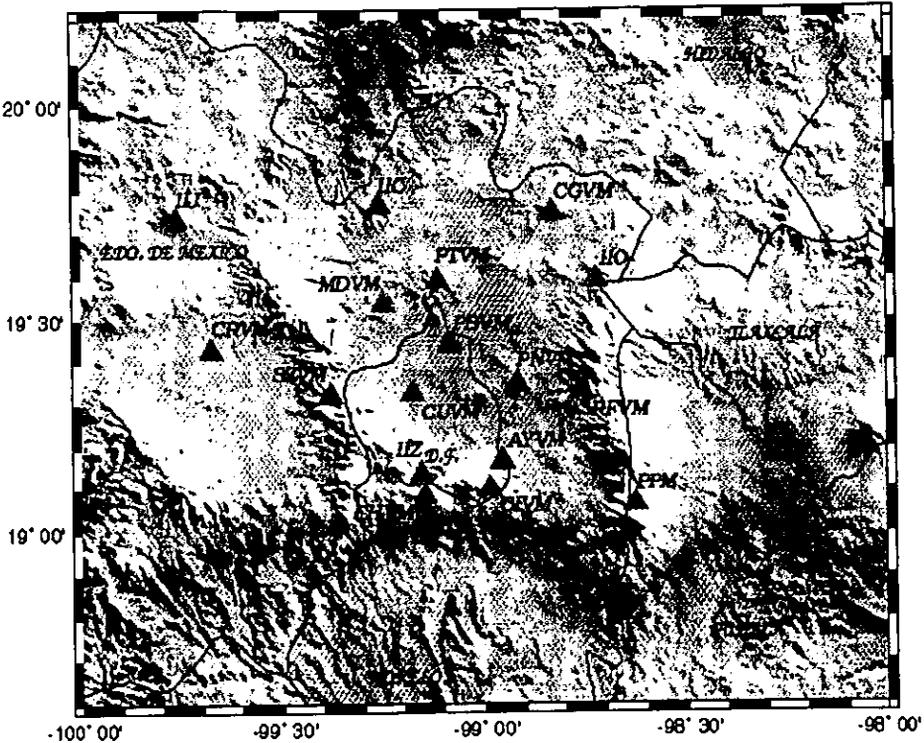


Figura 1.10. Localización de las estaciones sismológicas de la RSVM. Las estaciones que aparecen triángulos azules, en la actualidad ya no existen; pero para el periodo de estudio si se contaba con sus registros.

La estaciones de la RSVM de una componente vertical están equipadas con sensores verticales Mark L-4C de 1.0 Hz que registran a razón de 0.025Hz y las estaciones triaxiales están equipadas con sensores Lennartz LE-3D de 1.0 Hz que registran a razón de 0.033 Hz.

En la Figura 1.11 se muestra las curvas de respuesta de las estaciones verticales y de las estaciones triaxiales; estas gráficas muestran el rango de frecuencias donde el sistema,

(sensor+digitalizador) responde de manera óptima. Puede observarse en la figura que ambas curvas están centradas alrededor de 1 Hz, lo cual permite un mejor registro de la sismicidad local.

Tabla 1. Características de las estaciones de la RSVM.

Clave	Nombre	Latitud N (°)	Longitud O (°)	Altitud (msnm)	Características de suelo
PNVM**	El Pino	19.34	98.91	—	Rocas ígneas extrusivas (andesitas del terciario superior)
PBVM**	Peñón de los Baños	19.44	99.08	2261	Rocas volcano sedimentarias
MDVM	Madín	19.53	99.24	2405	Andesitas del terciario superior
CGVM*	Cerro Gordo	19.75	98.82	3100	Rocas ígneas extrusivas (tobas básicas del cuaternario)
SZVM	Salazar	19.32	99.38	3357	Rocas ígneas extrusivas (andesitas del terciario superior)
CHVM	Chichinautzin	19.08	99.14	3213	Rocas ígneas extrusivas (brecha volcánica básica del Cuaternario)
PTVM	Pico Tres Padres	19.59	99.11	2230	Rocas ígneas extrusivas (andesitas del terciario superior)
AYVM**	Ayaqueme	19.16	98.95	2924	Rocas ígneas extrusivas (tobas básicas del Cuaternario)
ORVM	Órganos	19.59	98.72	2829	Brecha volcánica básica del Cuaternario.
CUVM	Ciudad Universitaria	19.32	99.17	2310	Brecha volcánica básica
RFVM	Río Frío	19.33	98.76	3105	Andesitas extrusivas del Terciario Superior
CIVM*	Cilcuayo	19.10	98.98	3530	Brecha volcánica básica (rocas ígneas extrusivas del Terciario superior)

*Nota: Las estaciones señaladas con (**) en la actualidad ya no existen; las señaladas con (*) son estaciones triaxiales, el resto sólo registran la componente vertical*

Cuando las ondas sísmicas de un evento activan los mecanismos de detección de la RSVM, las señales registradas se digitalizan por medio de un convertidor A/D de 13 bit y se transmiten posteriormente vía radio al receptor central, ubicado en el Instituto de

Geofísica, en donde se incorpora un sistema de tiempo controlado por GPS (Sistema de Posicionamiento Global) que despliega fecha, hora y pulsos de referencia.

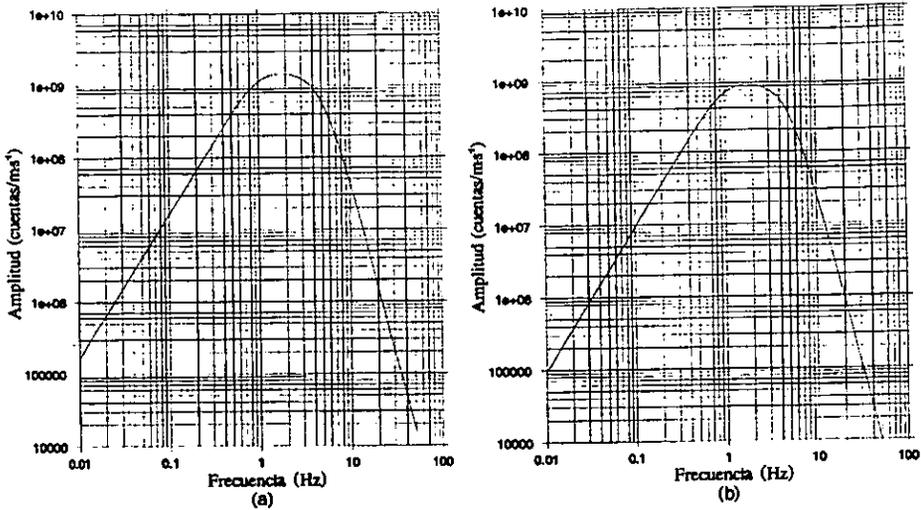


Figura 1.11. Curva de respuesta filtrada a 5 Hz de los sistemas equipados con sensores: (a) Mark L-4C y (b) Lennartz LE-3D.

2. LOCALIZACION HIPOCENTRAL.

Con el objeto de reunir todos los eventos generados dentro de nuestra área de estudio, se comenzó con una revisión de la base de datos de la Red del Valle de México, a partir de enero 1996 y hasta diciembre del 2000, el criterio utilizado para seleccionar, tales eventos fue que la diferencia $S-P \leq 10$ seg. en al menos una de las estaciones de la RSVM. A los registros de estos eventos también se incorporaron las señales registradas por la Red de Banda Ancha y la Red Convencional del Servicio Sismológico Nacional.

Una vez recopilados todos los datos de los eventos con epicentro dentro del área comprendida por las coordenadas $18^\circ - 20^\circ$ latitud N y $98^\circ - 100^\circ$ longitud W, se procedió a localizarlos utilizando una versión modificada del programa HYPOCENTER (Lienert et al., 1986, Lienert, 1991, Lienert y Havskov, 1995) el cual forma parte del paquete de análisis de señales sísmicas denominado SEISAN.

Para la localización de los eventos de este estudio se utilizó el modelo de corteza que se muestra en la Tabla 2, el cual es una modificación del propuesto por Havskov y Singh (1978) para la Ciudad de México. Esta basado en un análisis realizado por Z. Jiménez, sobre las explosiones en la cantera del Departamento del Distrito Federal (cerca de Ciudad Universitaria) y del lago de Texcoco en los 70's. En su estudio, Z. Jiménez utilizó una muestra de 10 eventos registrados en un mínimo de 10 estaciones para variar los valores de velocidad hasta obtener los menores residuales, obteniendo en sus localizaciones, valores menores a 0.3 s en RMS (Raíz Cuadrática Media); del orden de 0.1 km en las componentes horizontales; y de 0.2 km en profundidad (comunicación personal).

Tabla 2. Modelo utilizado para la localización de los eventos

Lim. Inf. capa (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
2.0	2.9	1.67
3.0	4.7	2.71
7.0	6.0	3.46
11.0	6.8	3.93
22.0	7.7	4.45
55.0	8.05	4.65
100.0	8.26	4.77
150.0	8.58	4.95

Para los eventos, del presente estudio, en los que podía observarse con claridad el final del registro sísmico, también se calculó la magnitud de coda, según la relación:

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

con τ la duración del registro del terremoto en segundos y Δ la distancia epicentral en km.

2.1 Características de la Sismicidad.

En total se localizaron 220 eventos (Figura 2.1) con profundidades que van desde los cero hasta los dieciséis kilómetros. Los errores en latitud y longitud son, en promedio, del orden de 4 km, mientras que en profundidad son de 2 km. Los valores de los residuales P y S son del orden de 0.4 segundos en promedio, aunque en el 21.7% de los datos se excede este valor hasta 0.8 segundos, debido principalmente a que los registros poseen un alto nivel de ruido que hace difícil la lectura de los tiempos de arribos (ver Apéndice).

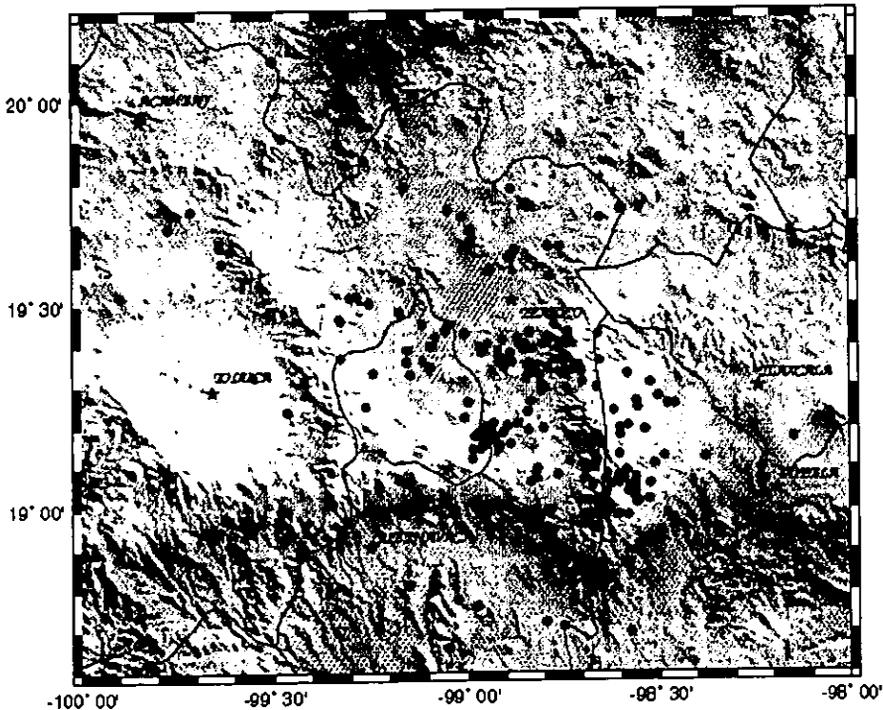


Figura 2.1. Localización de los eventos involucrados en este estudio

La Figura 2.1 muestra la localización de los epicentros de los eventos seleccionados en este estudio. Como puede observarse, la sismicidad se concentra básicamente en una franja de orientación NW-SE, en la cual se pueden distinguir en mayor o menor grado algunas aglomeraciones de eventos, principalmente en la región de Milpa Alta, en el área de Texcoco-Río Frío y en los alrededores del Popocatepetl. Es importante mencionar que también se localizaron algunos eventos dentro del área urbana, en el Distrito Federal, los cuales suelen causar mayor alarma en la población. Se observa además sismicidad, aunque muy escasa, en las Sierras de Monte Bajo, las Cruces, Chichinautzin y en las regiones de Cuernavaca, Puebla e Hidalgo que circundan el Estado de México y al Distrito Federal.

Las diferentes aglomeraciones que se observan en la Figura 2.1, y que ya se mencionaron anteriormente, propiciaron la separación del área de estudio en varias regiones, que permiten a continuación hacer un estudio un poco más detallado sobre la sismicidad en la Cuenca de México.

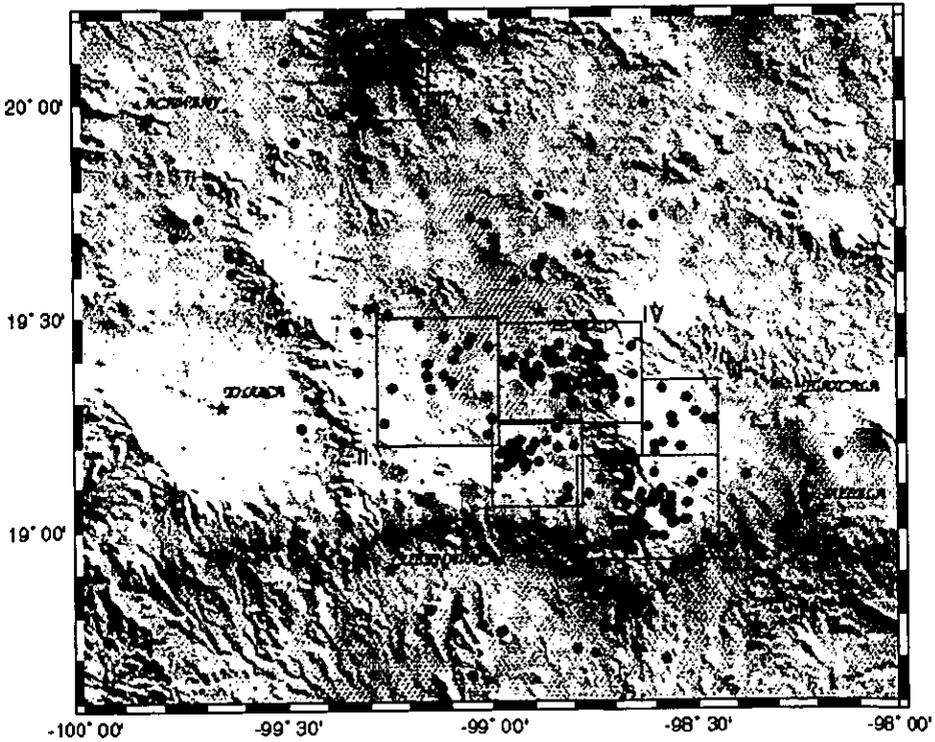


Figura 2.2. Separación en regiones de los eventos localizados.

Con base en que los errores horizontales de localización son menores a 5 km, se hizo una separación por regiones de los epicentros localizados (Figura 2.2); para, básicamente, agrupar y posteriormente analizar los eventos que forman los diferentes aglomerados que se observan en la Figura 2.1. Estas regiones son: (I) Región de Juchitepec-Milpa Alta; (II) Epicentros con localización dentro del Distrito Federal; (III) Región de Bonanza, Hgo.; (IV) Región Vaso de Texcoco-Río Frio; (V) Región de San Rafael Tlanalapa y (VI) Región del Popocatepetl.

2.2 Región I: Juchitepec-Milpa Alta.

Como se muestra en la Figura 2.3, la sismicidad de esta región se presentó de manera regular durante todo el periodo de estudio.

Al revisar los sismogramas de los eventos de esta zona, se encontró que todos poseen un registro sísmico similar a los eventos que han sido estudiados anteriormente en esta región (UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995), los cuales se distinguen por ser impulsivos sus primeros arribos; en otros casos, los menos, los primeros arribos son emergentes. La Figura 2.4 a muestra algunos registros sísmicos de los eventos de esta zona, mientras que la Figura 2.4 b, muestra sus correspondientes primeros arribos.

De los 27 eventos que se localizaron en esta zona, solo 7 fueron registrados por más de diez estaciones, aunque el promedio de estaciones por evento es de ocho.

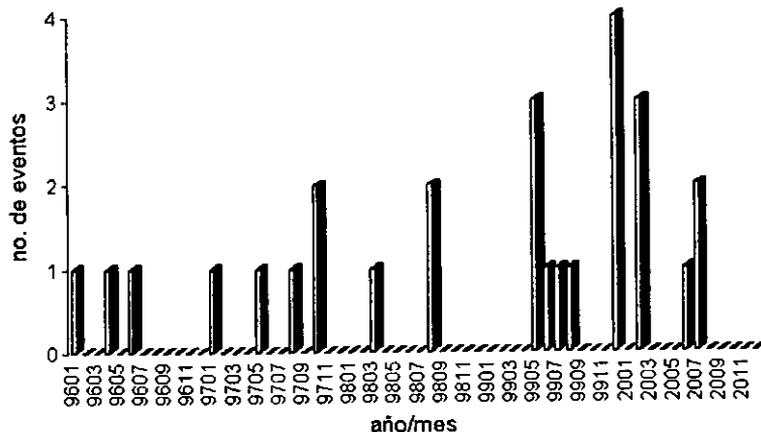


Figura 2.3. Frecuencia sísmica mensual de la región Juchitepec-Milpa Alta.

Las profundidades calculadas para estos eventos varían principalmente de 5 y 15 km mientras que las magnitudes van desde 1.0 hasta 2.6 M_c . En varios de los eventos registrados se pudieron obtener polaridades de primeros arribos, mismos que se analizan en una sección posterior.

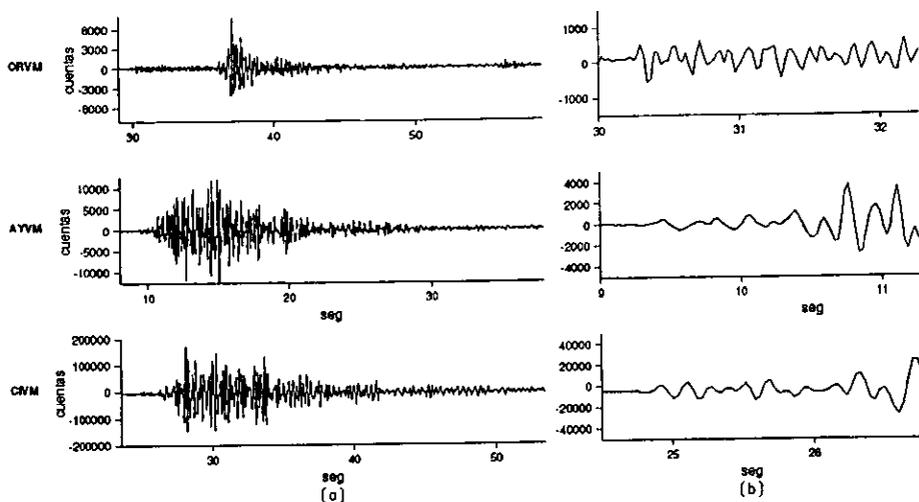


Figura 2.4. Registros en la componente vertical de tres diferentes eventos de la región de Juchitepec-Milpa Alta por las estaciones Órganos Ayaqueme y Cícuaayo. En (a) se muestran los sismogramas completos y en (b) se muestran los primeros arribos correspondientes.

2.3 Región II: Distrito Federal.

La región del Distrito Federal se eligió así, debido a que agrupa los eventos con epicentro dentro de esta demarcación. Se compone de 17 sismos de magnitudes que van de 1.3 a 1.8 M_c . Estos eventos ocurrieron a lo largo de todo el período de estudio de manera regular (Figura 2.5) en las delegaciones: Tláhuac, Magdalena Contreras, Alvaro Obregón, Coyoacán, Benito Juárez, Iztapalapa, Iztacalco, Venustiano Carranza y Azcapotzalco. Las profundidades calculadas para estos eventos van desde los 0.5 hasta los 15 km. De estos eventos, al menos 6 fueron detectados por ocho o más estaciones.

La Figura 2.6 muestra los registros sísmicos correspondientes a los eventos de esta región; como puede observarse, estos eventos poseen en general amplitudes un orden de magnitud menor al resto de los sismos analizados en este estudio.

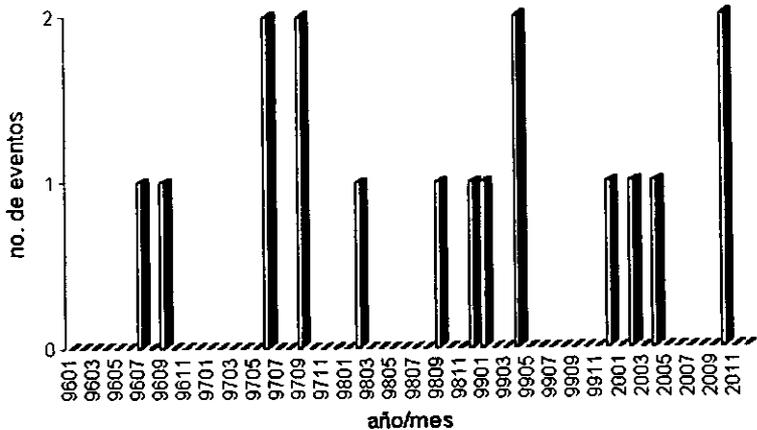


Figura 2.5. Frecuencia sísmica mensual de la región del Distrito Federal.

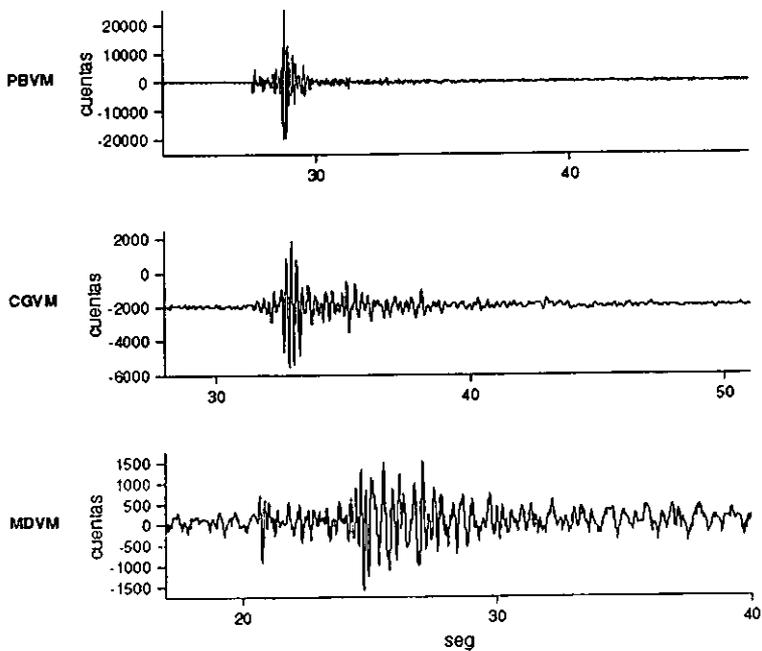


Figura 2.6. Registros de eventos en la región del Distrito Federal.

De manera particular nos llamaron la atención los cuatro eventos que se encuentran en los límites de las delegaciones Coyoacán y Benito Juárez (Figura 2.7), pues se les

determinaron profundidades de 6.5 a 15 km; magnitudes de 1.3 a 1.8 M_c y en promedio fueron registrados por diez estaciones.

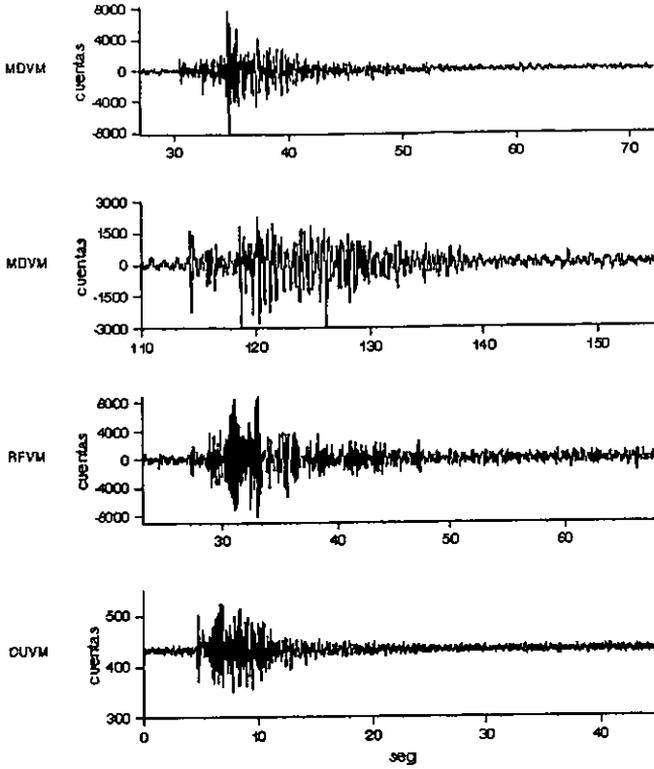


Figura 2.7. Registros de las señales correspondientes a los eventos localizados entre las delegaciones Coyoacán y Benito Juárez.

2.4 Región III: Bonanza, Hgo.

La sismicidad de esta región se desarrolló únicamente durante 1998. Siete de los nueve eventos que se localizaron en esta zona ocurrieron del 18 al 25 de marzo. La profundidad calculada para estos eventos es del orden de 1 km, excepto por los dos eventos más al norte de la región, a los que se les determinaron profundidades de 7.4 y 8 km. Las magnitudes calculadas se encuentran en un rango de 1.1 a 3.1 M_c .

Si bien estos sismos (Figura 2.8) fueron registrados en promedio por diez estaciones la información obtenida no es suficiente para un análisis de mecanismos focales, debido principalmente a que: los primeros arribos son muy emergentes, lo que hace difícil la obtención de polaridades; además de que la distribución de estaciones de la RSVM no es la más adecuada para el análisis de esta región, por encontrarse al sur de la misma.

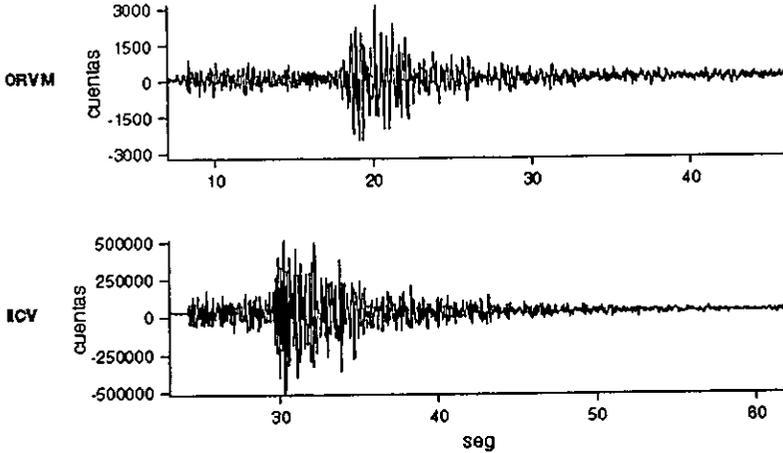


Figura 2.8. Sismogramas correspondientes a la sismicidad de la región de Bonanza, Hgo. Al primer registro se le asignó una profundidad de 7.4 km y al segundo una de 2 km.

2.5 Región IV: Vaso de Texcoco-Río Frío.

En la región Vaso de Texcoco-Río Frío, seleccionada por la gran actividad que muestra, se localizaron 48 eventos; registrados principalmente a partir de junio de 1997 y hasta noviembre de 1999 (Figura 2.9). En promedio, los eventos de esta región fueron registrados por seis estaciones. Los registros sísmicos poseen arribos muy emergentes (Figura 2.10), por lo cual fue difícil determinar polaridades de primeros arribos. Además de que no es fácil determinar el arribo de la fase S en los registros. En promedio se obtuvo una polaridad por evento; y en su mayoría fueron compresiones. Esto es congruente con estudios previos (Ortega, 2000), los cuales muestran que los espectros del término de excitación de algunos de los eventos de esta región son similares a los que se han asociado con explosiones en otras partes del mundo.

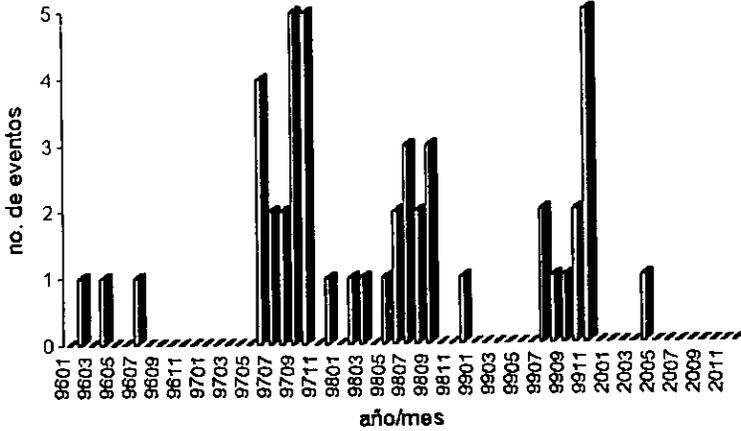


Figura 2.9. Frecuencia sísmica mensual de la región de Río Frío

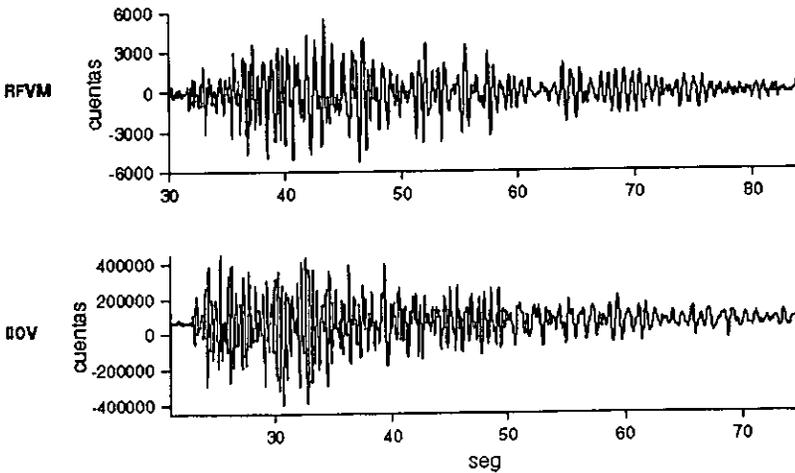


Figura 2.10. Registros de los eventos que caracterizan a la región Vaso de Texcoco-Río Frío.

Las magnitudes calculadas para estos eventos se encuentran entre 0.9 y 2.8 M_c ; y solo 4 eventos fueron registrados por diez estaciones. Si bien aproximadamente el 64.5% de los eventos poseen profundidades menores a los 6 km; en general, las profundidades calculadas se encuentran 0.1 - 17.9 km. Durante el 13 y 14 de noviembre de 1999 se registraron en esta región 5 eventos con registros muy similares, con fases P y S bien determinadas. La profundidad de estos eventos es de 5 km en promedio y poseen una duración aproximada de 30 segundos (Figura 2.11).

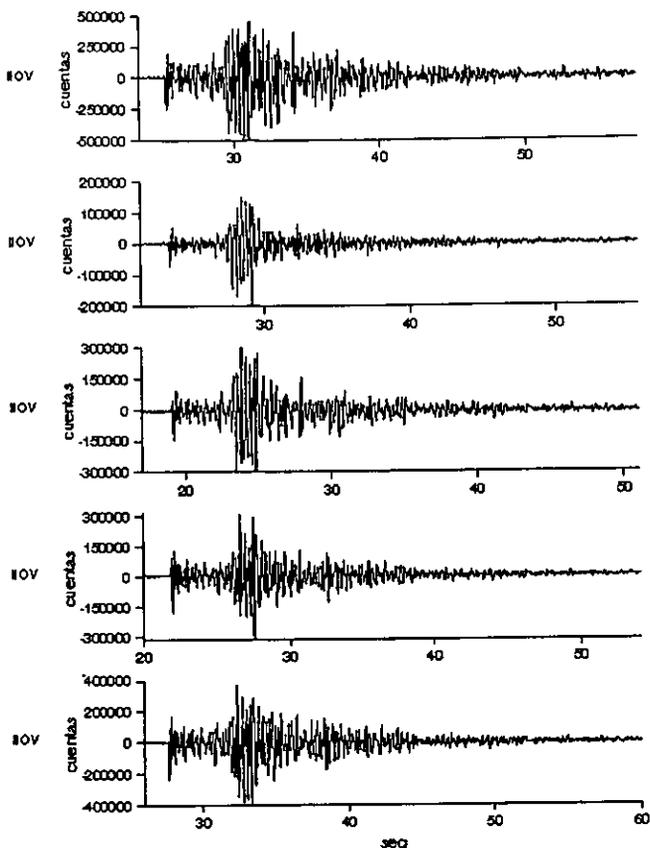


Figura 2.11. Los registros sísmicos que se muestra corresponde a una de la estaciones del Instituto de Ingeniería que dependen ahora de la Red Sísmica del Valle de México.

2.6 Región V: Popocatépetl.

En la región del Popocatépetl se localizaron 43 eventos, actividad sísmica relacionada presumiblemente a la del volcán. Se obtuvieron en promedio siete registros por evento. El alto nivel de ruido en los registros sísmicos hace difícil la lectura de fases y la determinación de polaridades. En la Figura 2.12 se muestran algunos de los sismogramas de los eventos que se localizaron en esta zona. En general, las profundidades calculadas para estos eventos se encuentran entre los 0.1 y los 5 km; y las magnitudes calculadas

varían en un rango que va de 1.9 a 3.2 M_c . Las polaridades de primeros arribos obtenidas para los eventos de esta área son compresiones predominantemente. Como se muestra en la Figura 2.13, la actividad sísmica de esta región es predominante a partir de septiembre de 1996 y hasta junio de 1999.

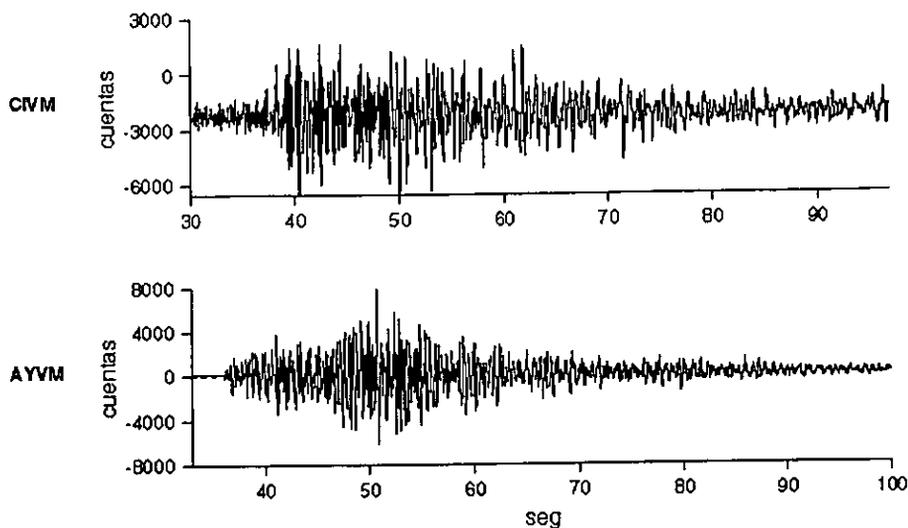


Figura 2.12. Sismogramas de eventos que se localizan en la región del Popocatepetl.

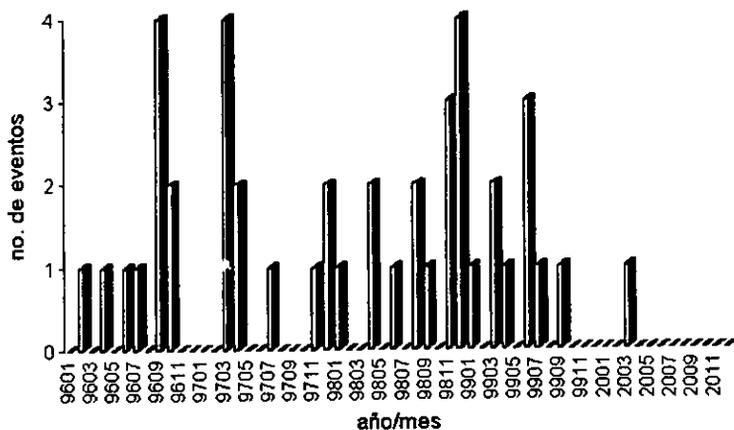


Figura 2.13. Frecuencia sísmica mensual de la región del Popocatepetl

En la Figura 2.14 pueden observarse los registros sísmicos correspondientes a las explosiones del volcán Popocatepetl (Cruz, 2001) y registradas por estaciones de la RSVM.

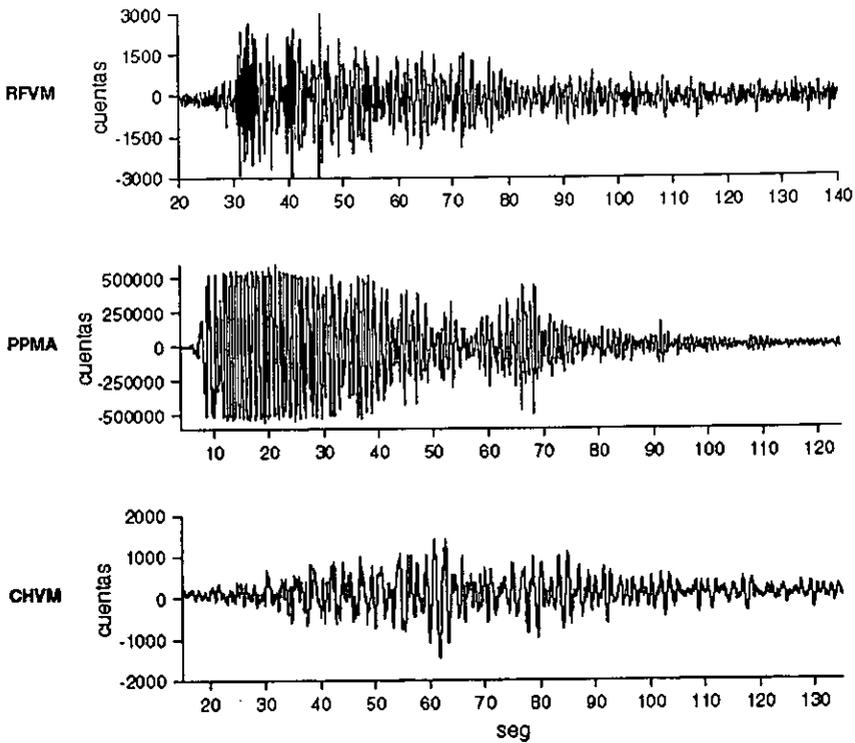


Figura 2.14. Sismogramas correspondientes a explosiones del volcán Popocatepetl.

2.7 Región VI: San Rafael Tlanalapa.

La región de San Rafael Tlanalapa, localizada al N-NE de la región del Popocatepetl, se compone de 12 eventos; dentro de los cuales parece formarse un lineamiento de cuatro eventos en la parte noreste de esta región; los registros de estos eventos son mostrados en la Figura 2.15.

En esta misma región, también se localizaron tres eventos en la parte SW cuyos registros se muestran en la Figura 2.16; los cuales fueron registrados en promedio por 10 estaciones y a los que se les determinaron profundidades entre los 2 y 5 km, y las magnitudes asignadas van de 2.2 a 2.6 M_c .

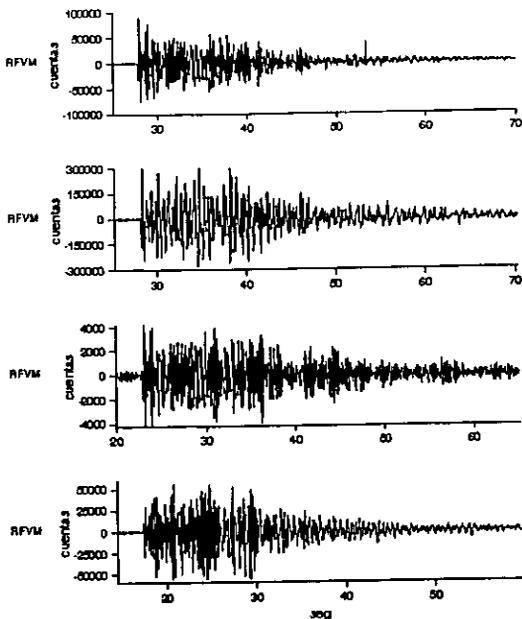


Figura 2.15. Sismogramas de los tres eventos ocurridos el 20 de junio de 1999 y el 3 de noviembre de ese mismo año. Las profundidades calculadas son del orden de 3 km y sus magnitudes van de 1.3 a 3.1 Mc.

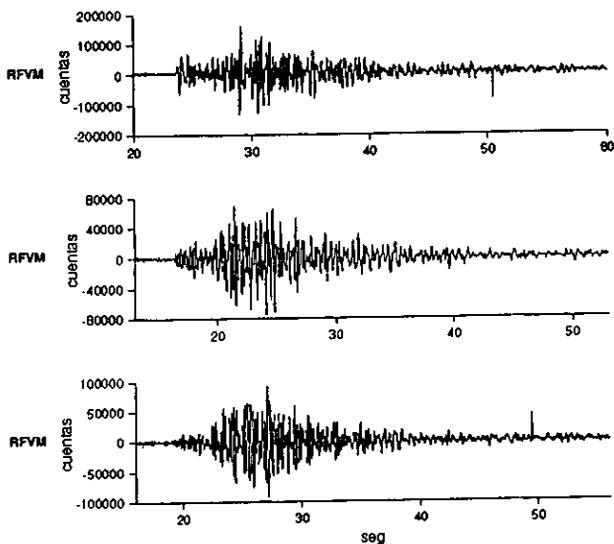


Figura 2.16. Los dos últimos eventos corresponden a los dos ocurridos el 12 de junio de 1999, mientras que el de la parte superior ocurrió en marzo de ese mismo año.

3. DETERMINACIÓN DE MECANISMOS FOCALES.

R. Mallet fue uno de los primeros en proponer que los terremotos se producen en un foco puntual a partir del cual se propagan las ondas sísmicas. Sus estudios sobre el terremoto de Nápoles de 1857, y los de R. D. Oldham sobre el de Assan (India) de 1857, contribuyeron decisivamente a mostrar su relación con las fracturas del terreno. Sin embargo, fue E. Suess quien en 1857 propuso que los terremotos son producidos por el movimiento relativo de los bloques de una falla que resbalan uno con respecto al otro, estableciendo claramente la relación entre fenómenos sísmicos y orogénicos.

3.1 Descripción del plano de falla y tipos de mecanismos.

El primer modelo mecánico de origen de los terremotos fue propuesto en 1911 por E. Reid con la teoría del rebote elástico, después de estudiar la fractura de más de 300 km producida por el terremoto de San Francisco en 1906. Según esta teoría, las deformaciones elásticas se van acumulando en una región hasta que se supera la resistencia del material, y se produce una fractura con movimiento relativo de sus dos partes y un relajamiento de las deformaciones acumuladas (Figura 3.1). La energía elástica se almacena lentamente, en un proceso que bien puede durar varias decenas o cientos de años, pero repentinamente se libera esa energía originando un terremoto que sólo dura algunas decenas de segundos.

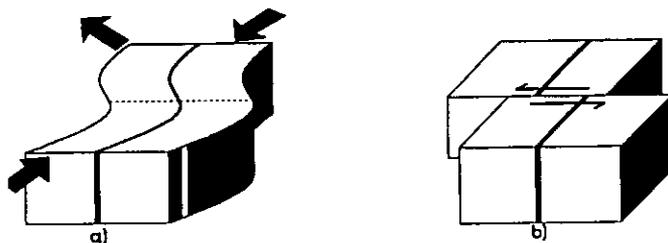


Figura 3.1. Teoría del Rebote elástico de Reid: a) situación deformada anterior al terremoto; b) situación después del terremoto.

Los terremotos que se generados por el proceso de deformación de la corteza se dice que son de origen tectónico y pueden considerarse producidos por la ruptura de una parte

de la corteza, es decir, una falla. Si consideramos el movimiento de una falla, los parámetros que definen su orientación, dimensiones y la dirección y magnitud de su deslizamiento se muestran en la Figura 3.2.

La línea AA' , intersección del plano de falla ($AA'BB'$) con el plano horizontal, es la traza de la falla; el ángulo ϕ que forma la traza con el Norte geográfico, recibe el nombre azimuth de la falla, y el ángulo que forma el plano de la falla con el plano horizontal, el buzamiento δ . Las dimensiones del plano de falla son su longitud L y su anchura D , su área (suponiendo su forma rectangular) es $S = LD$. El desplazamiento del bloque (1) con respecto al (2) es Δu , y se le llama deslizamiento o dislocación. La dirección del deslizamiento viene dada por el ángulo λ , entre la dirección de Δu y la horizontal, medido sobre el plano de falla.

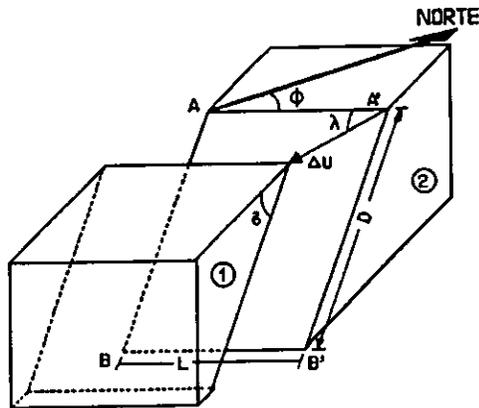


Figura 3.2. Parámetros que definen el movimiento de una falla

Los parámetros que definen una falla son:

- L: longitud de la falla;
- D: anchura de la falla;
- ϕ : azimuth de la traza (*strike*);
- δ : buzamiento del plano (*dip*);
- λ : ángulo de desplazamiento (*slip angle*);
- Δu : dislocación

De acuerdo con los valores que tomen los ángulos δ y λ , tenemos diversos tipos de fallas (Figura 3.3), por ejemplo:

$\delta = 90^\circ$; $\lambda = 0^\circ$ falla de desplazamiento lateral - movimiento horizontal;

$\delta = 90^\circ$; $\lambda = 90^\circ$ falla de gravedad - movimiento vertical;

$\delta = 45^\circ$; $\lambda = 90^\circ$ falla normal - movimiento vertical;

$\delta = 135^\circ$; $\lambda = 90^\circ$ falla inversa - movimiento vertical.

Las fallas normales ($0^\circ < \delta < 90^\circ$) o inversas ($90^\circ < \delta < 180^\circ$) pueden tener una componente mas o menos grande de movimiento horizontal, en cuyo caso $0^\circ < \lambda < 90^\circ$. (Udías y Amezcua, 1986).

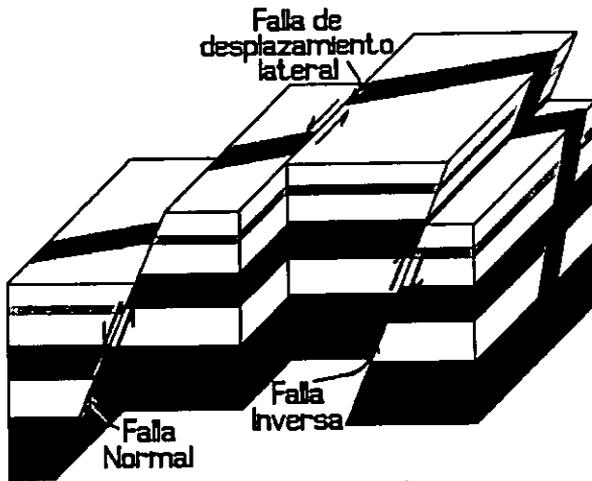


Figura 3.3. Diagrama que muestra los tres tipos principales de movimientos de fallas.

3.2 Determinación de la orientación del plano de falla.

De los varios modelos de fuente puntual estudiados, dos de ellos han sido detallados en el estudio del mecanismo de la fuente: el de dos fuerzas paralelas en sentido contrario y con momento (modelo I) y el de dos pares de fuerzas paralelas con momentos iguales y sentidos opuestos (modelo II) que se muestran en la Figura 3.4. Sus correspondientes campos de desplazamiento teóricos de la onda P se muestran en la Figura 3.5.

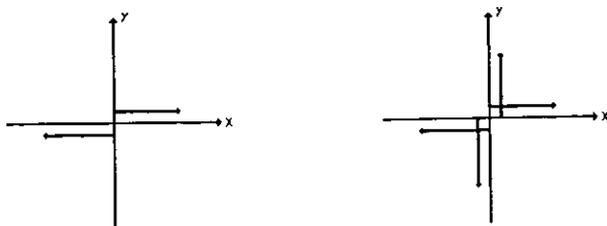


Figura 3.4. (a) Modelo I y (b) Modelo II de fuerza puntual.

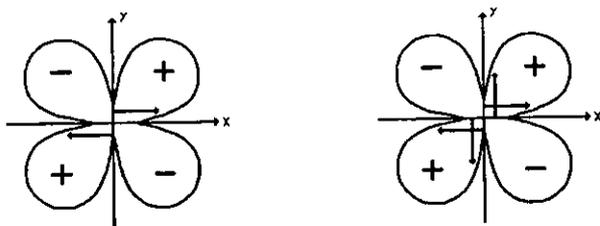


Figura 3.5. Campos de desplazamiento teóricos de P para: (a) Modelo I y (b) Modelo II.

En la Figura 3.5 puede apreciarse que ambos modelos de fuerzas poseen una simetría en el campo de desplazamiento relativo al plano de ruptura con movimiento de los lados a lo largo de este plano en direcciones opuestas. Los patrones tienen valores iguales a cero a lo largo de los planos $X=0$ y $Y=0$, y alcanzan sus valores máximos en el plano XY a lo largo de la bisectriz del ángulo que forman los ejes X y Y . Los planos XZ y YZ son planos donde los valores de los desplazamientos de P se anulan ocurriendo un cambio de signo; y experimentalmente hay un problema al tratar de determinar la dirección de estos planos a partir de la distribución en la superficie de la tierra de signos de desplazamiento e infiriendo líneas en la superficie de la misma donde se aprecia dicho cambio de signo.

Uno de los métodos más extendidos y de más fácil aplicación para la determinación de la orientación del mecanismo de un terremoto, es decir, la orientación del plano de falla, es el que utiliza el sentido del primer impulso de la onda P .

El método, desarrollado por P. Byerly, en 1926, consiste en observar en muchos puntos de la superficie terrestre la dirección del primer impulso de la onda P (compresión o dilatación). Para corregir el efecto de la inhomogeneidad en la propagación del rayo sísmico, Byerly utilizó el concepto de "distancias extendidas". Más generalizado es el uso de la esfera focal, introducido por H. Honda y L. P. G. Koning, hacia 1940. Los puntos de

observación se proyectan sobre la superficie de una esfera de radio unitario con centro en el foco, o esfera focal, siguiendo hacia atrás la dirección, que ha seguido el rayo desde el foco a la estación (Figura 3.6). Los puntos proyectados sobre la esfera tienen coordenadas ϕ , azimut medido desde el Norte, e i , el ángulo de salida del rayo medido desde la vertical hacia abajo.

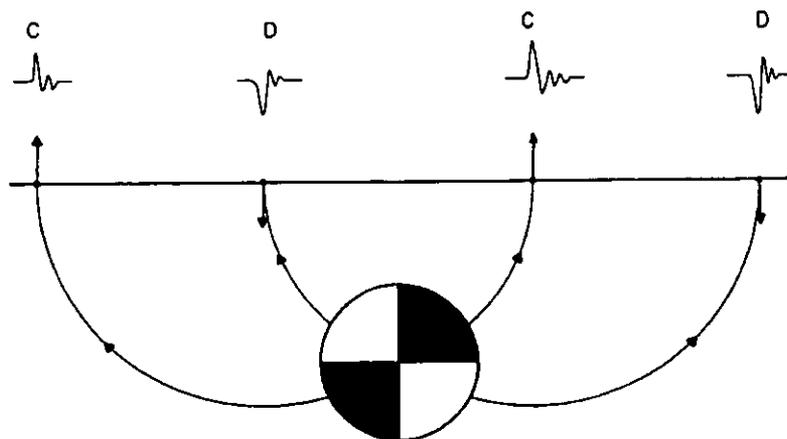


Figura 3.6. Esquema de la esfera focal y los rayos que llegan a la superficie con su movimiento correspondiente a una compresión (C) o una dilatación (D).

Los valores de i dependen de la distancia epicentral, de la profundidad del foco y de la distribución de velocidad en el medio en que viajan las ondas. Para distancias grandes ($\Delta > 10^\circ$), la curva (Δ, i) se puede deducir fácilmente de la curva dromocrónica (t, Δ) de acuerdo con la expresión:

$$\text{sen } i = \frac{v_F}{r_F} \frac{dt}{d\Delta}$$

donde v_F y r_F son la velocidad y el radio terrestre correspondiente al foco. Para distancias cortas, el valor i depende de la estructura de la corteza en cada región y de la profundidad del foco.

Una vez determinados los valores de (ϕ, i) para cada observación, éstos se sitúan sobre una proyección ecuatorial de la esfera focal. Las más usadas son las estereográficas como la de Wulff y la de Schmidt o de igual área. En estas proyecciones, el azimut se conserva y el ángulo i se representa por la distancia b desde el centro de la proyección

orientación de los ejes de los esfuerzos, pero queda sin resolver cual de los dos posibles planos de falla es en el que se ha producido la fractura.

La correspondencia entre las soluciones de mecanismo representadas por la proyección del hemisferio inferior de la esfera focal y los cuatro tipos principales de fallas viene dado por la Figura 3.8.

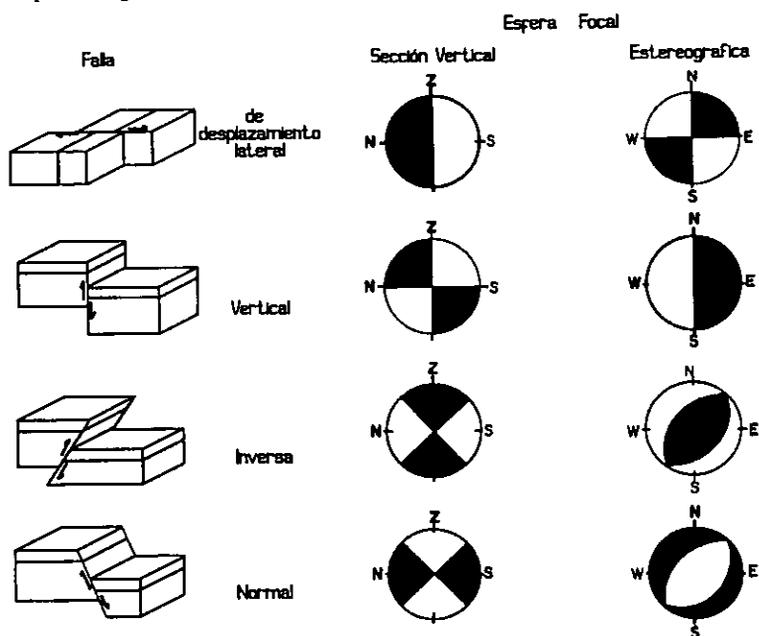


Figura 3.8. Correspondencia entre el movimiento de los cuatro tipos de fallas y su representación en la esfera focal (sección vertical y proyección estereográfica del hemisferio inferior)

3.3 Mecanismos compuestos de los eventos localizados.

Para obtener mecanismos focales de los sismos localizados se revisaron las polaridades de primeros arribos para cada uno de ellos. Desafortunadamente el número de polaridades con las que contaba cada evento no permitía determinar un mecanismo focal con suficiente precisión. Por tanto, se optó por tratar de determinar mecanismos compuestos para cada una de las regiones analizadas en la sección previa.

Bajo la suposición de que los eventos empleados para la determinación de un mecanismo focal compuesto son generados por el mismo tipo de mecanismo, y para reducir el error al determinar los parámetros de falla, se utilizaron las polaridades de los eventos mas cercanos que mostraran una tendencia similar en su distribución de polaridades en la esfera focal.

Debido a los arribos emergentes de los eventos de algunas estaciones, al ruido que hacía difícil la determinación de las polaridades de los eventos, a la baja magnitud de algunos sismos y su consecuente carencia de registros, no fue posible determinar un mecanismo focal para cada de las regiones que se analizaron en la sección anterior. Sólo se obtuvo un mecanismo para la región de Juchitepec-Milpa Alta, uno para la región del Distrito Federal y uno mas en la región de San Rafael Tlanalapa.

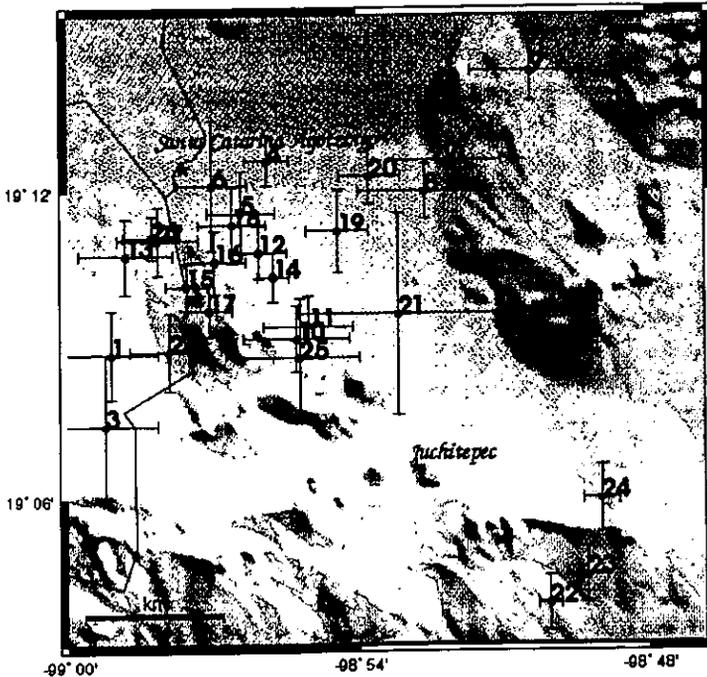


Figura 3.9. Distribución de eventos en la región Juchitepec-Milpa Alta asociados con números. Los epicentros en morado corresponden a aquellos cuyas polaridades se utilizaron para determinar el mecanismo compuesto de esta región. Se muestran también las barras de errores horizontales en la localización.

En la Figura 3.9, que muestra la distribución de epicentros de la región de Juchitepec-Milpa Alta, se puede observar que existe un grupo de eventos muy cercanos en el extremo oeste de esta región. Así con las suposiciones ya mencionadas y tomando en cuenta que los errores en latitud mantienen la localización de los epicentros en un área cercana a la mostrada, obtuvimos (con los eventos: 5, 6, 10, 11, 12, 14, 15, 16, 17, 18, 25, 26 y 27, que aparecen en la Figura 3.9) el mecanismo que se muestra en la Figura 3.10. Los eventos utilizados para la obtención de este resultado cuentan en promedio con cinco datos de polaridad cada uno. Es importante mencionar que para la obtención de los mecanismos solo se usaron datos de polaridad correspondientes a las estaciones de la RSVM y de banda ancha, pues sólo la polaridad de estas estaciones era confiable.

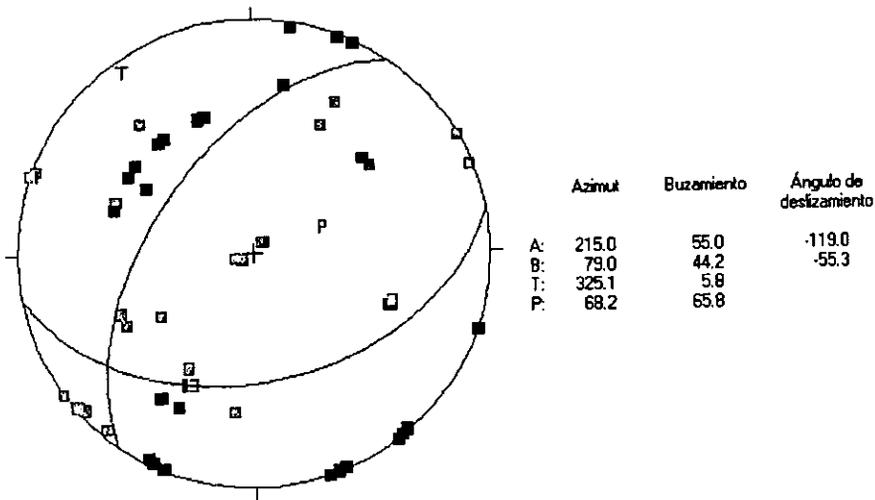


Figura 3.10. Proyección en el hemisferio inferior de la esfera focal y parámetros del mecanismo normal compuesto obtenido para región de Juchitepec- Milpa Alta. Los cuadros negros y grises corresponden a compresiones y dilataciones respectivamente.

La región del Distrito Federal (Figura 3.11) se eligió porque la localización de los epicentros cae dentro de la zona urbana del D. F. En general estos eventos tienen pocas polaridades, pero si se toman los eventos 11, 13, 16 y 17 (con tres polaridades en promedio cada uno) se obtiene el mecanismo que se muestra en la Figura 3.12.

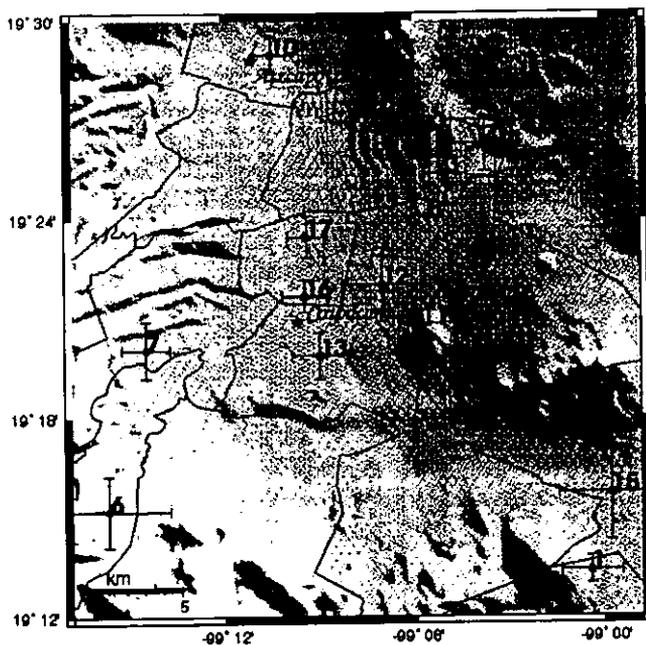


Figura 3.11. Distribución de epicentros en la región del Distrito Federal. Se muestran en morado los epicentros cuyas polaridades se utilizaron para determinar el mecanismo compuesto de esta región.

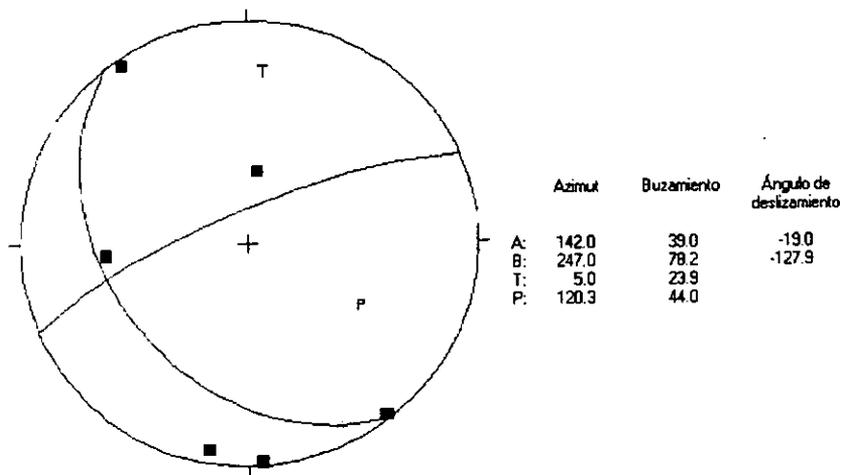


Figura 3.12. Proyección en el hemisferio inferior de la esfera focal y parámetros del mecanismo normal compuesto obtenido para región del Distrito Federal. Los cuadros negros y grises corresponden a compresiones y dilataciones respectivamente.

La Figura 3.13 que corresponde a la región de San Rafael Tlanalapa ubicada al NE de la región del Popocatepetl esta compuesta por 14 eventos; al NE de esta figura puede observarse un lineamiento de 4 eventos (3, 9, 10 y 12) que cuentan en general con datos suficientes para tratar de determinar un mecanismo (Figura 3.14).

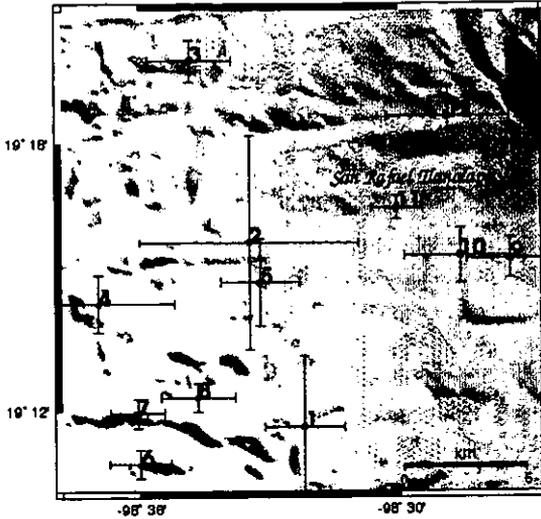


Figura 3.13. Eventos de la región de San Rafael Tlanalapa. Los epicentros en morado representan aquellos cuyas polaridades se utilizaron para determinar el mecanismo compuesto de esta región.

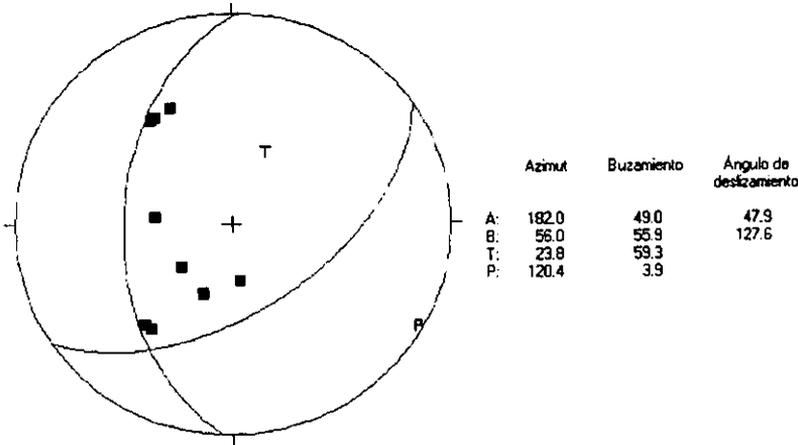


Figura 3.14. Proyección en el hemisferio inferior de la esfera focal y parámetros del mecanismo inverso compuesto obtenido para región de San Rafael Tlanalapa. Los cuadros negros y grises corresponden a compresiones y dilataciones respectivamente.

De los eventos utilizados para obtener este mecanismo, tres ocurrieron el 20 de junio de 1999 y el otro el día 3 de noviembre de ese mismo año. A estos eventos se les calcularon profundidades del orden de 3 km y magnitudes que van de 1.3 a 3.1 M_c .

Es importante hacer notar que este es un mecanismo de falla inversa lo cual contrasta con los mecanismos obtenidos anteriormente y en general con el tipo de fallamiento encontrado a lo largo de toda la FTVM. Este resultado puede reflejar la existencia de algún sistema de esfuerzos de tipo compresional a nivel local.

4. MODELADO DE FORMA DE ONDA.

Obtener registros sísmicos de alta calidad a distancias cercanas de la fuente es poco común. Los sismogramas de tales eventos son frecuentemente simples y muestran las contribuciones de campo intermedio y cercano predichas por la teoría (Kanamori et al., 1990; Ma and Kanamori, 1991, 1994; Romanowicz et al., 1993; Singh et al., 1997). Estos sismogramas sugieren que una solución de espacio infinito puede ser adecuada para modelarlos y por tanto para obtener los parámetros de la fuente. Dado que las ondas sísmicas a cortas distancias de la fuente son menos afectadas por los efectos de trayectoria, se tiene una clara ventaja al utilizar éstos para inferir los parámetros de la fuente.

Evidentemente, una estructura de varias capas es un modelo más realista para interpretar los sismogramas de fuentes cercanas y regionales; sin embargo, el cálculo de la función de Green para tales modelos, resulta muy complicada; además de que requiere un buen conocimiento de la estructura cortical, la cual puede variar azimutalmente. Para registros de fuente cercana, una fuente puntual en un espacio infinito puede ser una aproximación adecuada, con tal que la dimensión de la fuente sea más pequeña que la distancia a la estación. Así el análisis se vuelve muy simple, ya que el cálculo de la función de Green es elemental y rápido.

4.1 Método de inversión.

El método de inversión que se utilizó para determinar los parámetros focales, es un método de inversión simple que permite obtener parámetros de sismos pequeños o moderados registrados a cortas distancias, conociendo desde luego la localización del evento y asumiendo que éste puede aproximarse por una fuente puntual y el medio como un semiespacio. Los detalles matemáticos de este método se explican ampliamente en Singh, et al (2000). De manera simplificada podemos decir que los sismogramas teóricos utilizados en la inversión incluyen contribuciones de campo cercano e intermedio y los efectos de superficie libre se toman en cuenta aproximadamente, al multiplicar el espacio sintético infinito por dos. Basándose en una observación de los datos, se elige la longitud del registro y el peso de cada traza utilizada en la inversión; la forma de la función temporal

se estima de los sismogramas observados. Para determinar el mecanismo focal y el momento sísmico, se realiza una búsqueda de valores de rumbo, buzamiento y deslizamiento que minimicen el error entre los sismogramas sintéticos y observados. En el caso de que se tengan dos o más registros, la inversión proporciona una solución consistente con los datos de primeros arribos y/o la inversión del tensor de momento de ondas sísmicas regionales. En el caso de tener sólo un registro de tres componentes, la solución proporciona más que un mecanismo focal igualmente aceptable; en estos casos las polaridades de primeros arribos o un conocimiento de la tectónica de la región es esencial para construir la solución.

4.2 Inversión de la fuente utilizando registros de banda ancha.

De las regiones a las que se les pudo asignar un mecanismo focal, se procedió a buscar los registros de banda ancha que se utilizaron para realizar la localización. Los registros -de tres componentes- se separaron en las componentes norte, este y vertical. Después se cortaron los registros de tal manera que nos quedáramos únicamente con la señal sísmica. Ésta se rotó en las componentes radial, tangencial y vertical; y se integró para obtener registros en desplazamiento.

Dentro de los eventos a los que se les pudo asignar un mecanismo focal se encontraron solo dos registros de Banda Ancha susceptibles de analizar con el método anteriormente descrito. Estos presentaban un bajo nivel de ruido y los registros sísmicos de desplazamiento en las componentes radial, tangencial y vertical presentaban un comportamiento unipolar.

Los sismogramas analizados fueron registrados por la estación de Ciudad Universitaria (CUIG) y corresponden a eventos ocurridos el 25 de julio y el 7 de diciembre de 1999 en la región de Juchitepec-Milpa Alta.

Dados los valores iniciales obtenidos del mecanismo focal compuesto, se comenzó a variar los parámetros (el azimut de 190 a 230, el buzamiento de 45 a 65 y el ángulo de deslizamiento de -180 a -110) en pasos de 5 grados. Las cinco mejores soluciones que arrojaba el programa rápidamente se definían por un conjunto de valores que modelaba

mejor el registro sísmico. De esta manera se hicieron mas pequeños los rangos y los intervalos de búsqueda hasta llegar a los resultados que se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3. Resultados obtenidos mediante el modelo de forma de onda.

registro	Azimut (°)	Buzamiento (°)	Ángulo de deslizamiento (°)	Momento sísmico (dinas-cm)
990725	190.0	61.0	-110.0	1.0E21
991207	190.0	57.0	-110.0	1.5E21

Los parámetros obtenidos de la inversión de los dos registros analizados son muy similares, sin embargo no existe mucha diferencia del modelado con estos valores del que se obtiene utilizando los valores del mecanismo compuesto.

Los valores obtenidos del mecanismo compuesto (Figura 4.1), modelan correctamente la polaridad de la fase P mientras que invierten la polaridad correspondiente a la fase S de la componente tangencial. Por otro lado el modelado con los parámetros de la inversión modelan bien las polaridades de ambas fases, pero disminuyen considerablemente la amplitud de la fase S en la componente tangencial de ambos registros (Figura 4.2). Esto refleja claramente la posición nodal de la estación respecto al patrón de radiación de las ondas S y por lo tanto la gran variación en la amplitud y/o polaridad de dicha fase con pequeños cambios en el mecanismo focal.

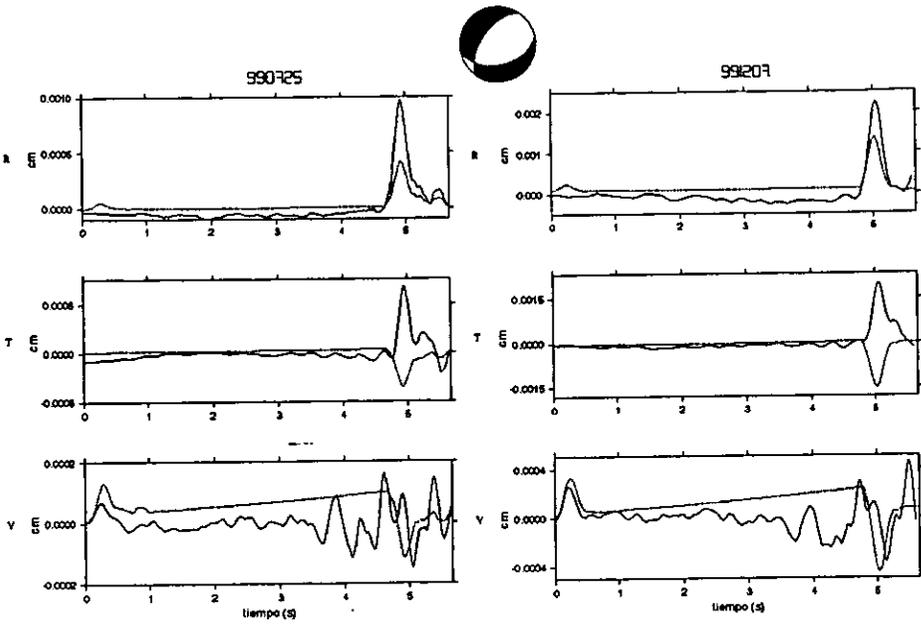


Figura 4.1. En línea sólida se muestran los sismogramas reales; y en línea punteada los sintéticos generados con los parámetros de falla obtenidos mediante el mecanismo compuesto que aparece en la parte superior. En la esfera, el cuadrante blanco corresponde a dilataciones y el negro a compresiones.

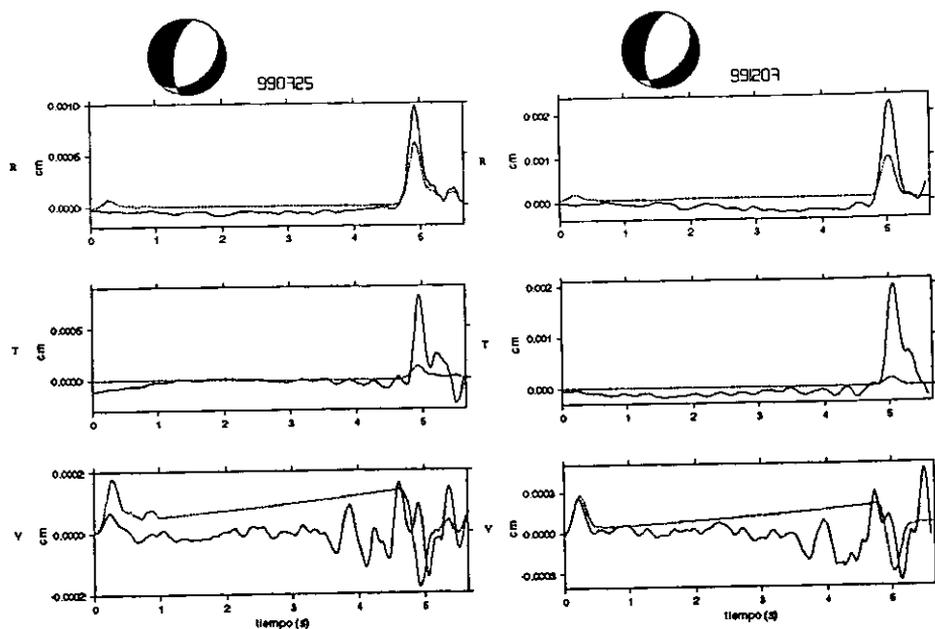


Figura 4.2. En línea sólida se muestran los sismogramas reales; y en línea punteada los sintéticos generados con los parámetros de falla obtenidos mediante el mecanismo compuesto que aparece en la parte superior. En la esfera, el cuadrante blanco corresponde a dilataciones y el negro a compresiones.

La conclusión es que para este caso, los errores en la localización hipocentral repercuten directamente en el cálculo de los sismogramas sintéticos; desafortunadamente la falta de más registros para estos eventos nos impiden mejorar su localización así como el contar con registros adicionales de banda ancha para realizar una inversión más restringida de los parámetros focales.

5. DISCUSIÓN DE RESULTADOS.

Gracias principalmente a la base de datos de la Red Sísmica del Valle de México se han podido localizar durante el presente trabajo 220 eventos con $M_C = 0 - 3.2$, en la Cuenca de México y sus alrededores, durante un período de cinco años. La distribución de estos eventos que puede considerarse en una franja de orientación NW-SE muestra algunas áreas muy marcadas de actividad sísmica durante el periodo de estudio. Observaciones de grietas generadas en el terreno en distintas regiones al oriente de la Ciudad de México, por ejemplo en el municipio de Ixtapaluca, Méx. (Lugo et al., 1991), así como la ocurrencia de sismos someros en la zona de Milpa Alta durante los últimos años, avalan el hecho de que la actividad sísmica en la franja anteriormente mencionada es una de las más abundantes dentro de la Cuenca de México.

Por otro lado, si se hace un perfil a lo largo de una dirección casi NW-SE, para observar la distribución de hipocentros en los extremos de la línea cuyos extremos se señalan con las letras A y A' se encuentra que los eventos más profundos se localizan en la región Juchitepec-Milpa Alta mientras que la sismicidad asociada al volcán Popocatepetl está restringida a los primeros 5 km de profundidad (Figuras 5.1 y 5.2).

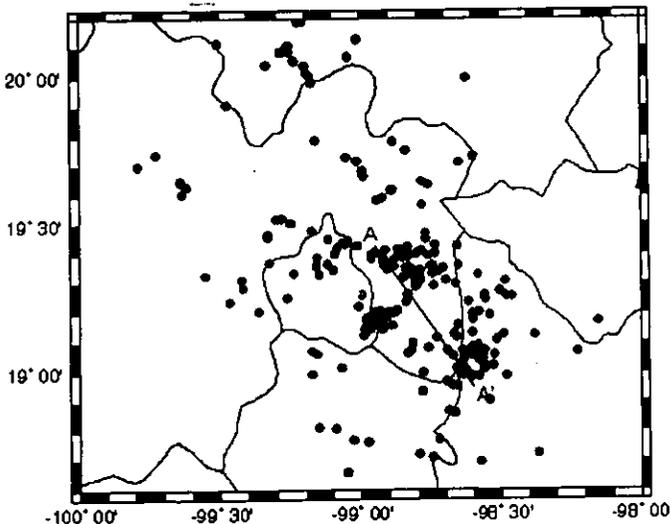


Figura 5.1. Traza del perfil. Los eventos que se muestran en color azul tienen profundidad fija y los de color verde corresponden a eventos con profundidad determinada en el proceso de localización.

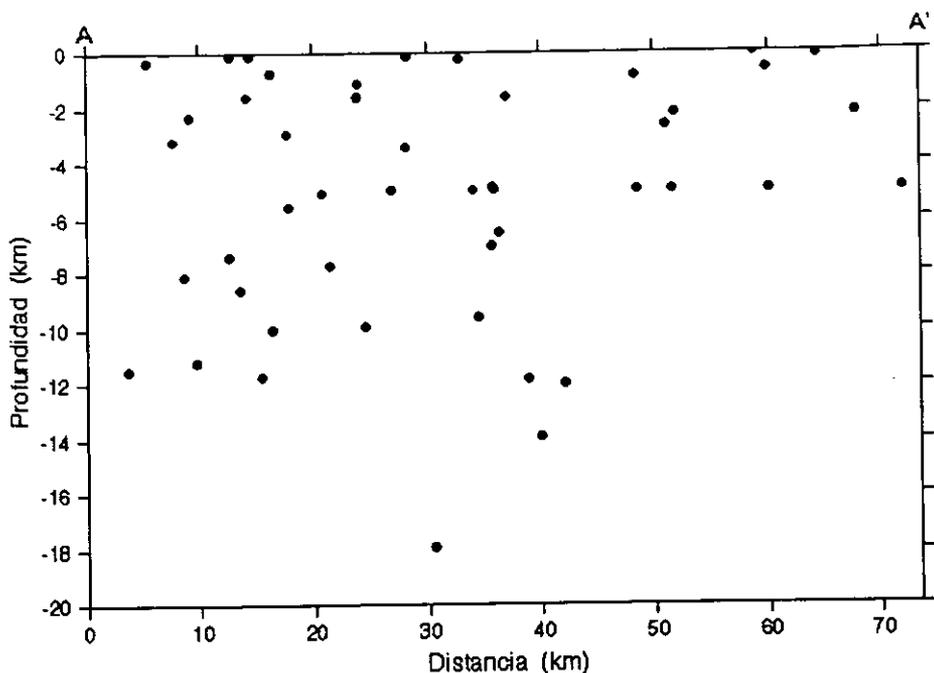


Figura 5.2. Distribución de hipocentros según la línea A-A' de la Figura 4.1.

Para facilitar el análisis de la sismicidad, se delimitaron seis regiones que se estudiaron por separado. Estas regiones se denominaron: Juchitepec-Milpa Alta, Distrito Federal, Bonanza, Hgo., Vaso de Texcoco-Río Frío, San Rafael Tlanalapa y Popocatepetl. A excepción de la región de Bonanza, Hgo. se encontró que la actividad sísmica se presentó de manera continua durante el período de estudio.

Analizando la distribución de polaridades de cada uno de los eventos de las diferentes regiones, se pudo determinar un mecanismo focal compuesto para solo 3 de las seis regiones antes mencionadas (Tabla 4). Esto principalmente porque muchos de los registros sísmicos presentaban un alto nivel de ruido que hacía difícil la determinación de polaridades de primeros arribos; lo cual hizo imposible un análisis de mecanismos focales.

El mecanismo obtenido para la región de Juchitepec-Milpa Alta corresponde a un fallamiento normal, con aproximadamente 30% de componente lateral, similar a los obtenidos en estudios previos (Rodríguez et al., 1984 y UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995). Lo anterior, aunado a la orientación N-S de los ejes tensionales,

confirma hipótesis de que esta parte de la FTVM está sometida a esfuerzos tensionales en dirección Norte-Sur.

Tabla 4. Mecanismos compuestos

Región	Azimut (°)	Buzamiento (°)	Ángulo de deslizamiento (°)
Juchitepec-Milpa Alta	215.0	55.0	-119.0
Distrito Federal	247.0	78.2	-127.9
San Rafael Tlanalapa	182.0	49.0	47.9

El mecanismo obtenido para la región del Distrito Federal corresponde también a una falla normal con una componente lateral del 50 % aproximadamente y el eje T orientado N-S. Este mecanismo se determinó tan solo con cuatro eventos localizados entre las delegaciones Coyoacán y Benito Juárez; sin embargo es consistente con los mecanismos obtenidos anteriormente y en general con el tipo de fallamiento encontrado a lo largo de toda la FTVM. Los sismos localizados en esta región son importantes en función de ocurrir dentro de la zona urbana del Distrito Federal y, aunque su magnitud es baja, son movimientos que eventualmente pueden causar daño a las estructuras civiles colocadas por encima de ellos; además de que estos sismos provocan una alarma mayor entre la población, de ahí la importancia de caracterizarlos lo mejor posible.

El mecanismo que se obtuvo para la región de San Rafael Tlanalapa, corresponde a una falla inversa; no es común encontrar este tipo de mecanismo en la franja volcánica por lo que proponemos que estos sismos ocurren dentro de una zona muy localizada en donde el régimen de esfuerzos esta modificado quizá por la presencia cercana de los grandes edificios volcánicos (Popocatepetl- Iztaccíhuatl)

De la inversión de los parámetros focales mediante el modelado de forma de onda, para dos eventos de la región de Juchitepec-Milpa Alta, se encontró que se podían modelar más o menos bien las polaridades de las fases P y S, cosa que no se obtenía con los

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

parámetros del mecanismo compuesto. Los resultados del modelado de forma de onda corresponden también a mecanismos de falla normal con una componente lateral. Si bien las dos señales que se modelaron arrojan resultados similares, preferimos el fallamiento obtenido mediante el mecanismo compuesto ya que este resultado involucra mayor cantidad de información. Un resultado adicional que se obtuvo del modelado de forma de onda fueron los valores de momento sísmico del orden de $1 - 1.5 E21$ dinas-cm.

Al realizar un análisis más detallado de la forma de los registros de la región de Juchitepec-Milpa Alta se encontró que todos los registros de banda ancha de los eventos de esta región son muy similares como puede observarse en las Figuras 5.3, 5.4 y 5.5. Las cuales muestran los registros sísmicos por la estación CUIG de eventos en esta zona.

Esta característica no es sorprendente, puesto que las señales vienen de la misma región, sino que es evidencia adicional para decir que los eventos son generados por mecanismo similares.

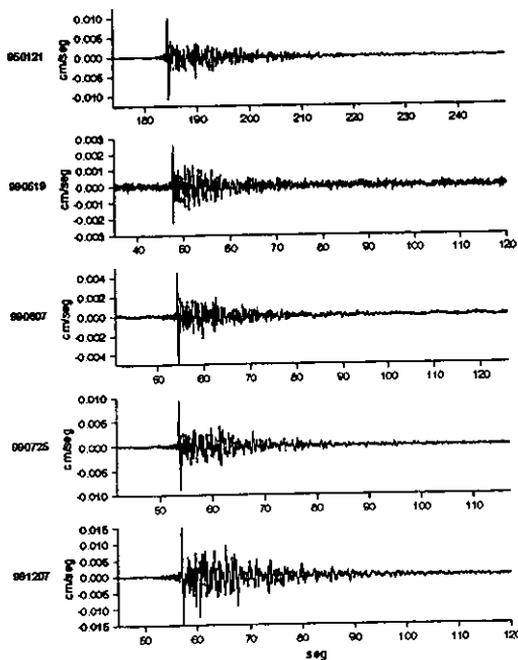


Figura 5.3. Registros sísmicos de eventos ocurridos en la región de Milpa Alta por la estación CUIG de la Red de Banda Ancha durante el periodo de estudio. Se muestra una comparación con el evento analizado por el Grupo de Sismología y CENAPRED (1995).

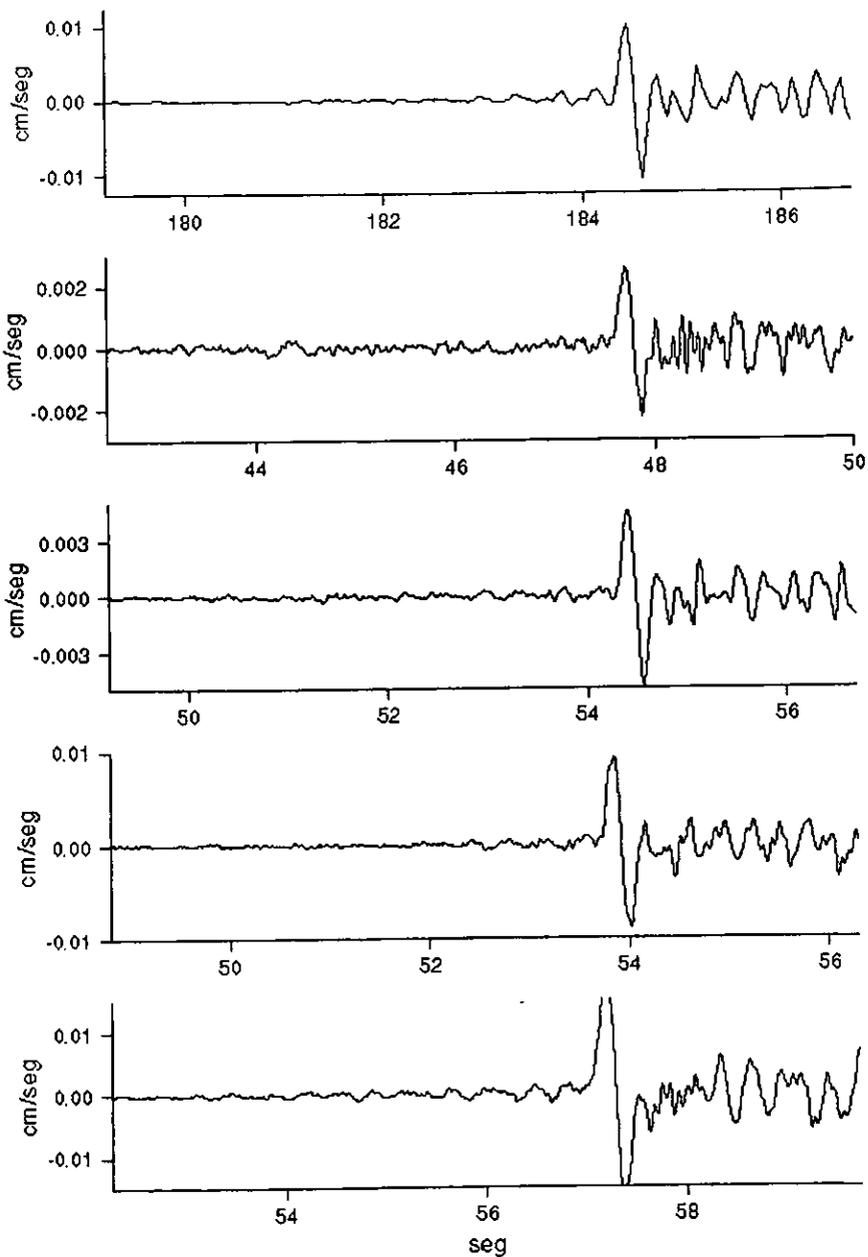


Figura 5.4. Se muestra el principio de la señal y hasta un poco después de la llegada de la fase S de los eventos de la Figura 5.3.

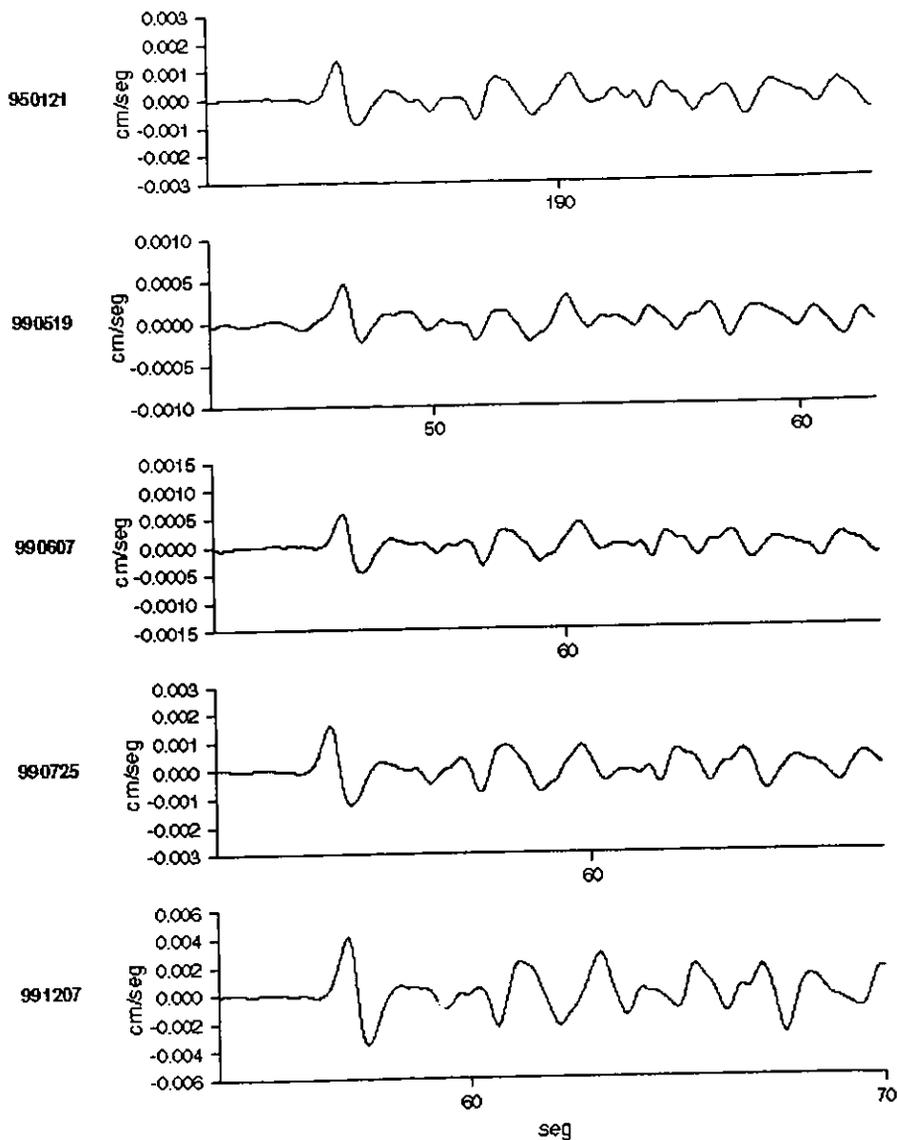


Figura 5.5. Eventos ocurridos en la región de Milpa Alta y registrados por la estación CUIG de la Red de Banda Ancha durante el período de estudio (Figura 5.3). Todas las señales fueron filtradas entre 0.1 y 1 Hz. Se muestra el comienzo del registro y se observa que son muy similares lo que nos asegura que son generadas por el mismo tipo de mecanismo.

Durante el desarrollo de este trabajo también se determinaron regiones de sismicidad fuera de la Cuenca, tal es el caso de Bonanza, Hgo., lo cual convierte a la RSVM en otra base de información para estudios de sismicidad a nivel regional.

Si se compara la actividad sísmica dentro del Valle de México localizada por el Servicio Sismológico Nacional en un período de 20 años, a partir de 1974 y hasta 1994, con la obtenida en 5 años por la RSVM, se pueden observar (Figura 5.6), a pesar de que el período analizado durante el presente trabajo es mucho más corto, se definen con mayor precisión zonas de actividad sísmica que anteriormente no podían identificarse.

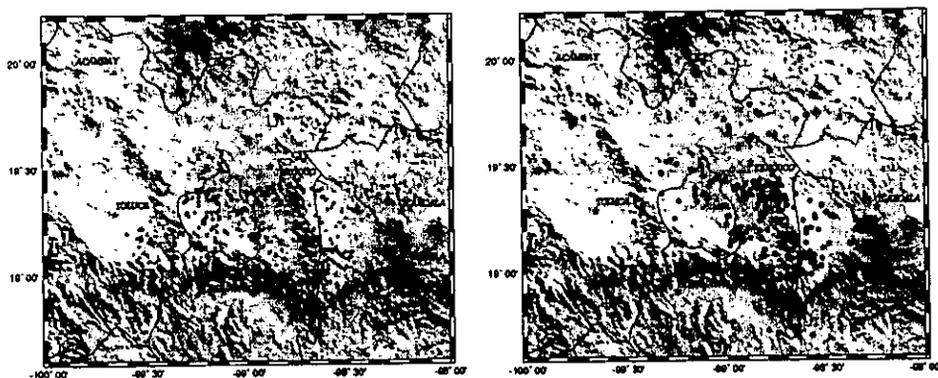


Figura 5.6. Sismicidad (en color naranja) localizada por el SSN durante el período 1974-1994. Sismicidad (en color azul) localizada en el presente estudio, período 1996-2000.

CONCLUSIÓN GENERAL.

Durante el desarrollo de este trabajo se han podido determinar, en un estudio general, algunas de las principales áreas sismogénicas en la Cuenca de México. Tal es el caso de las regiones que se han denominado Juchitepec-Milpa Alta, Texcoco, y Popocatepetl. La actividad sísmica en estas zonas se presentó de manera casi continua durante el período de estudio y su caracterización es importante por encontrarse cerca de la zona urbana de la Ciudad de México, lo cual tiene desde luego utilidad práctica en lo que a protección civil se refiere.

Dos de los tres mecanismos compuestos determinados; el del Distrito Federal y Juchitepec-Milpa Alta, son consistentes con los obtenidos en estudios previos (el caso particular de Milpa Alta con el campo extensional N-S sugerido en el área de la Sierra de Chichinautzin) ya que corresponden a fallamiento normal con una componente lateral. En cambio el mecanismo obtenido en la región de San Rafael Tlanalapa corresponde a un fallamiento de tipo inverso que puede deberse a un régimen de compresiones muy local.

Por otro lado, sería conveniente contar con un mayor número y mejor calidad de estaciones para la RSVM, lo cual se traduciría en una mayor información sobre la actividad local; y por lo tanto en una mejor información sobre la génesis de ésta.

Se sugiere además un período de estudio mayor para un mejor registro de la actividad local, que como se ha visto incluso en este estudio, se presenta en un cierto período y luego desaparece o por lo menos no se registra; también se sugiere un estudio más detallado de la geología bajo la RSVM para mejorar los modelos de estructura que describen la Cuenca de México.

BIBLIOGRAFÍA

- Astiz, L. M., (1980). Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979, Tesis, 130 pp., Univ. Nal. Autón. México, Ciudad de México.
- Bravo, Ch. H., Ponce, M. L., Suárez, R. G. y Zúñiga, D. M. R. (1988). Estudios sobre sismicidad en el Valle de México. Departamento del Distrito Federal. Secretaría General de Obras.
- Campos-Enriquez, J., M. Rodríguez, O. Delgado-Rodríguez and M. Milan (2000). Contribution to the tectonics of the northern portion of the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Geological Society of America, Special Paper 334. 223-235.
- Castro, R., M. Rodríguez, J. Lermo, Singh S. K., Astiz L. (1983). Estudio de la sismicidad en la región de Acambay, Estado de México. Reporte I.I., Proyecto 3710.
- Cruz, V. M. (2001). Análisis cuantitativo de formas de onda en el volcán Popocatepetl. Tesis de Maestría, 49 pp., Univ. Nal. Autón. México, Ciudad de México.
- Demant, A. (1978). Características del eje neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, 2 (2), 172-187.
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L. M. Y Mota-Palomero, R. (1988). Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. Boletín 104 del Instituto de Geología.
- Figueroa, J. (1971). Sismicidad en la Cuenca del Valle de México. Serie de Investigación N° 289. Instituto de Ingeniería. UNAM.
- Havskov, J. y Singh, S. K. (1978). Shallow crustal structure below Mexico city. Geofis. Int., 17, 223-229.

Havskov, J. (1982). The earthquake swarm of february 1981 in Mexico City. *Geofis. Int.*, 17, 222-229.

Huizar-Alvarez, R., O. Delgado-Rodríguez, J. Lermo, A. Huidobro, and J. Campos-Enriquez (1997). Geophysical and hydrogeological characterization of teh sub-basins of Apan and Tochac (Mexico Basin), *Geofis. Int.*, 36.

Lermo J., Soto J., Huidobro A., Cuenca J., Mijares H., Meza C. y Flores J. (1997). Análisis preliminar de la Sismicidad de la Cuenca de México y Zonas aledañas, Memoria del XI Congreso Nacional de Ingeniería., vol. 1. 205-215.

Lienert, B. R. E., E. Berg, and L. N. Frazer, (1986). HYPOCENTER, An aearthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bull. Seis. Soc. Am.* 76, 771-783.

Lienert, B. R. E. (1991). Report on modifications made to Hypocenter. Institute of Solid Hearth Physics, University of Bergen.

Lienert, B. R. E., and Havskov (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally, *Seismological Research Letters*, 66, 26-36.

Lugo-Hubp J. (1986). El sistema neovolcánico mexicano, *Información Científica y Tecnológica*. 8, 33-35.

Lugo-Hubp, J., Pérez-Vega, A. y Rojas-Salas, M. (1991). Formación de grietas en la margen del antiguo lago al oriente de la cuenca de México. *Geofis. Int.* 30-2, 87-97.

Márquez, A., Surendra, P., Anguita, F., Oyarzun, P. y Brandle J. L. (1999). Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. 125-150.

- Mooser, F. (1975). La Cuenca del Valle de México, en: Memorias de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal. Tomo I, 8-38
- Nixon, G. T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 514-523.
- Ortega, R. (2000). High Frequency ground motion in central Mexico: source, site and excitation. P. H. D. Thesis. 124 pp. Univ St. Louis.
- Orozco y Berra, J. (1887). Efemérides Sísmicas Mexicanas, Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate", Tomo I, 305-541.
- Orozco y Berra, J. (1889). Efemérides Sísmicas Mexicanas, Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate", Tomo II, 261-288.
- Prince, J. (1974). Los temblores de julio de 1974 en el sur de la Ciudad de México. Serie de Investigación IPS-I, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Rodríguez, M., J. Lermo, F. Chávez and R. Castro. (1984). El temblor del 7 de Febrero de 1984 en Juchitepec, México, Reporte I.I., Proyecto 4707.
- Singh, S.K., J.G. Anderson, M. Rodríguez (1998). Triggered seismicity in the valley of Mexico from major Mexican earthquakes. Geofis. Int., 37-1, 3-15.
- Singh, S. K., Ordaz, M., Pacheco, J. F. y Courboux, F. (2000). A simple source inversion scheme for displacement seismograms recorded at short distances. Journal of Seismology 4 pp. 267-284.
- Suárez, R. G. y Jiménez, J. Z. (1987). Sismos en la ciudad de México y el terremoto del 19 de septiembre de 1985. Cuadernos del Instituto de Geofísica/2.

Udías, A. y Amezcuca, J. (1986), Fundamentos de geofísica, Ed. Alhambra, Cap. 8.

UNAM and CENAPRED Seismology Group (1995). The Milpa Alta earthquake of January 21, 1995. *Geof. Int.*, vol. 34-4, pp. 355-362.

Urbina, F. y Camacho, H. (1913). La zona megasísmica Acambay-Tixmadeje, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912., Instituto Geológico de México, Boletín 32.

Yamamoto, J., Mota, R. (1988). La secuencia de temblores del Valle de Toluca, México, de agosto de 1980. *Geofis. Int.*, vol. 27-2, pp. 279-298.

Yamamoto, J. y Mota, R. (1991). Reporte del monitoreo sísmico realizado en la región de Maravatío-Acambay durante el período de marzo de 1989 y agosto-septiembre de 1990. Serie Investigación N° 137 Instituto Geofísica, UNAM.

FECHA	HORA	ORIGEN	LAT N	LON W	H(km)	EST	RMS	MAG	ΔLAT	ΔLON	ΔH	
1996	101	323	33.9	19.147	-98.985	13.0F	5	0.3	1.0C	3.2	3.6	0
1996	203	34	2.3	19.194	-98.537	0.1	3	0	-	5.9	3.4	0
1996	214	1458	28.4	19.016	-99.067	2.2	6	0.6	2.1C	6.2	3.5	3
1996	217	1418	20.5	19.43	-98.658	12.5F	6	0.8	1.6C	4	10.7	0
1996	225	906	43.3	19.042	-98.579	0.4	4	0.3	-	5.5	0.8	0
1996	225	1012	28.6	19.263	-98.558	9.0F	4	0.8	-	8.9	9.3	0
1996	302	1315	31.4	18.771	-98.726	12.5F	4	0.5	-	7.2	4.4	0
1996	327	805	14.2	19.682	-98.993	2.8	6	0.2	2.0C	2.9	3.6	4.3
1996	327	809	26.9	19.683	-98.991	6.0F	3	0.3	0.8C	3.2	2.4	0
1996	327	946	57.1	19.716	-99.011	8.7	5	0.1	1.6C	3.9	2.7	3.1
1996	327	1211	0.8	19.664	-98.987	6.0F	3	0.1	1.6C	1.3	1.3	0
1996	330	1120	49.3	19.207	-99.362	0.1	6	0.3	1.6C	3.7	11.1	5.3
1996	417	1119	8.4	19.148	-98.965	13.9	10	0.5	2.0C	2.8	3	5.4
1996	419	243	36.5	19.734	-98.598	7.0F	7	0.3	2.0C	3.3	3.3	0
1996	427	1756	44.3	19.354	-98.824	5.1	5	0.8	2.4C	3.9	5.2	5.8
1996	430	146	13	19	-98.781	5	4	0.3	-	7.7	2.5	5.8
1996	607	810	52.2	19.124	-98.987	12	8	0.4	2.0C	5.1	4	4.7
1996	613	1635	42.4	18.862	-98.668	7.0F	15	1.3	2.6C	7.2	7.5	0
1996	626	819	3.5	19.031	-98.639	0.6	4	0.3	2.3C	6.5	2.4	2.6
1996	706	1343	33.9	18.934	-98.783	11.0F	4	0.3	2.0C	4.3	1.6	0
1996	711	1034	1.7	18.722	-98.795	4.0F	8	0.8	-	7.8	4.4	0
1996	723	1355	23.8	19.348	-98.905	15.5F	5	0.4	2.2C	1.6	-3.2	0
1996	726	603	10.7	19.223	-99.007	15.4F	3	0.2	-	1.5	3.6	0
1996	906	654	59	19.127	-98.377	2.5F	5	0.6	-	5.3	2.3	0
1996	906	655	1.1	19.129	-98.486	2.0F	7	0.4	-	2.6	4.5	0
1996	918	31	49	19.082	-98.604	3.0F	3	0.1	2.3C	4.7	1.8	0
1996	920	1406	43.1	19.134	-98.602	0.1	3	0	-	1.4	1.3	0
1996	925	829	45.9	19.452	-99.116	11.5	8	0.6	1.4C	3	3.7	3.5
1996	1017	637	47.6	19.06	-98.624	2.0F	5	0.6	2.4C	6.2	2.3	0
1996	1023	819	5.3	19.077	-98.606	2.0F	8	0.7	1.9C	4.5	2.7	0
1996	1119	14	40.4	19.618	-98.892	2.0F	5	0.2	-	1.2	0.9	0
1996	1208	1758	26.3	20.19	-99.207	5.0F	7	0.5	2.0C	5.9	4.6	0
1997	113	1540	3.5	19.712	-98.649	7.1	10	0.3	1.6C	4	4.2	4.5
1997	120	1713	34.5	19.371	-99.327	3.2	3	0.3	0.8C	2.6	2.7	0
1997	131	1143	23.5	19.21	-98.931	5	11	0.4	1.8C	1.8	1.7	4.3
1997	304	1534	22.7	18.991	-98.634	0.1	11	0.5	-	6.6	4.4	3.2
1997	308	626	42.1	19.732	-99.049	9.7	9	0.4	1.5C	3.2	2.1	4.5
1997	313	1730	55	19.018	-98.559	4.0F	7	0.3	2.5C	4.9	2	0
1997	315	538	55.1	19.061	-98.562	1	5	0.2	-	5.6	1.4	0.9
1997	330	1214	51.4	19.029	-98.561	0.5F	8	0.5	2.4C	4.7	1.7	0
1997	406	1927	59.7	19.019	-98.552	1.2	4	0.4	-	6.3	1	1.7
1997	418	702	28	20.204	-99.079	9.0F	8	0.5	2.0C	7.3	6.8	0
1997	420	2011	11	18.995	-99.178	5	17	0.7	1.8C	3.2	4.2	5.8
1997	423	617	21.5	19.015	-98.558	1.1	8	0.5	-	4.8	1.1	1.9
1997	423	1147	21.9	19.069	-98.224	1.5F	10	0.5	-	4.6	5.3	0
1997	506	759	34.7	19.174	-98.148	10.0F	3	0.3	1.8C	7.1	9.5	0
1997	508	2250	59.7	19.193	-98.94	7	9	0.4	1.3C	3	2.6	3.6
1997	513	1855	58.5	19.618	-98.884	1.5	6	0.4	-	1.5	1.5	2.5

FECHA	HORA	ORIGEN	LAT N	LON W	H(km)	EST	RMS	MAG	δLAT	δLON	δH	
1997	610	1836	14.9	19.591	-98.92	5.1	5	0.2	1.6C	4.3	6.6	9.4
1997	613	2113	32.2	19.312	-98.788	1.0F	5	0.5	2.2C	3.9	3.7	0
1997	617	2051	45.9	19.297	-98.808	2.0F	4	0.5	2.1C	5.4	4.9	0
1997	625	1320	18.2	19.331	-98.581	5.0F	5	0.4	1.7C	1.7	3.5	0
1997	625	1725	15.4	19.32	-98.797	3.0F	4	0.4	2.3C	1.9	4.6	0
1997	627	1530	1.7	19.361	-98.751	0.5F	3	0.3	2.3C	1.6	4.3	0
1997	630	530	4.3	19.423	-99.083	0.5F	6	0.5	1.5C	3.4	2.5	0
1997	630	2342	20.2	19.438	-99.062	0.5F	4	0.6	1.4C	3.1	3.9	0
1997	703	1840	39.9	19.316	-99.421	4.3	9	0.6	1.5C	5.4	3.1	2.7
1997	703	1939	31.9	19.287	-99.416	4.7	11	0.6	1.7C	4.4	2.9	2.8
1997	715	2007	28.6	19.289	-98.805	0.1	5	0.3	2.4C	1.4	3.4	1.4
1997	726	413	11.9	18.869	-98.69	7	3	0.1	1.8C	3	1.7	2.6
1997	726	1922	26.2	19.416	-98.912	1.0F	11	0.9	2.2C	3.3	3.9	0
1997	729	624	10.8	19.119	-98.66	4.0F	8	0.5	-	3.1	4.2	0
1997	802	1817	57.4	19.585	-98.942	6.0F	4	0.3	-	2	1	0
1997	803	1005	59.9	19.24	-98.616	5.5F	5	0.7	1.4C	2.4	6.5	0
1997	805	1550	23.5	19.391	-98.921	7.0F	7	0.5	2.0C	2.1	2	0
1997	818	1739	38	19.298	-98.663	17.9	7	0.4	-	3.9	6.3	4.3
1997	826	912	1.3	19.202	-98.95	9.6	9	0.5	-	4.7	2.7	5.1
1997	909	1818	43.1	19.396	-98.762	2.9	6	0.4	2.3C	2.6	4.5	4.9
1997	920	242	57.5	19.407	-98.948	1.0F	8	0.5	-	2.1	2.5	0
1997	920	244	58.9	19.386	-98.962	1.6	11	0.5	2.6C	2.3	2.2	2.8
1997	920	1343	47.3	19.357	-98.835	11.0F	5	0.2	-	2.6	5	0
1997	923	531	46.5	19.42	-98.868	0.1	6	0.5	-	3.4	5.8	6
1997	923	2255	35.3	19.429	-99.009	8.1	11	0.5	-	2.2	2.5	6.6
1997	926	1319	14.1	19.253	-99.261	12.0F	5	0.4	-	3.9	7.2	0
1997	1005	2357	58.9	19.364	-98.747	7.7	7	0.5	2.3C	1.7	5.3	4.2
1997	1010	1221	55.7	19.312	-98.699	3.4	7	0.4	2.3C	2	3.9	3.1
1997	1012	2031	45.9	19.336	-98.747	9.9	7	0.3	-	2.4	5.5	2.2
1997	1017	1658	19	19.354	-98.709	11.0F	4	0.4	-	2.5	6	0
1997	1017	2106	48	19.265	-98.834	9.0F	5	0.5	-	2.5	3.2	0
1997	1021	1855	48.3	19.21	-98.869	5.0F	6	0.4	1.9C	2	4.1	0
1997	1022	43	37.4	19.2	-98.877	6.5	5	0.2	-	2	5.1	4.7
1997	1126	2117	0.5	19.13	-98.669	5	3	0.1	-	1.5	1.8	3.8
1997	1202	737	41	19.073	-98.638	1.5F	8	0.6	2.3C	4.1	5.1	0
1997	1204	1849	57.3	19.407	-98.864	1.6	9	0.3	-	1.2	1.4	2
1997	1228	2122	5.4	19.024	-98.526	5.0F	4	0.3	2.3C	6.9	4.2	0
1998	102	27	29	19.005	-98.627	0.1F	8	0.4	3.2C	2.4	6	0
1998	106	2333	30.1	19.248	-98.554	7.6	7	0.2	2.4C	3.6	3.4	4.5
1998	206	2347	53.2	19.347	-98.79	16.5F	8	0.6	-	3.6	3.9	0
1998	209	114	31.9	19.334	-99.241	8.6	7	0.4	-	3.2	2.8	4.5
1998	318	1156	2.1	20.089	-99.259	1.0F	14	0.4	3.1C	3.1	2.8	0
1998	318	2014	34.2	20.108	-99.257	7.4	11	0.5	1.5C	5.2	3.5	5.8
1998	319	14	39.3	20.008	-99.183	0.1	5	0.5	1.1C	5.3	2.2	3
1998	319	211	15.6	20.098	-99.265	8.0F	8	0.4	-	4.1	2.5	0
1998	323	638	8.4	20.041	-99.202	0.1	14	0.5	1.8C	5.8	2.6	3.2
1998	323	2342	22.2	20.055	-99.24	2.0F	11	0.4	1.6C	3.1	2.3	0
1998	324	18	56.9	19.394	-98.831	10	7	0.1	2.3C	1.5	3	2.8

FECHA	HORA	ORIGEN	LAT N	LON W	H(km)	EST	RMS	MAG	δLAT	δLON	δH	
1998	325	1232	58.4	20.017	-99.193	0.1F	12	0.4	2.4C	2.6	1.9	0
1998	329	836	31.8	20.115	-99.505	3.0F	10	1.2	2.1C	16	10.5	0
1998	331	109	59.6	19.239	-98.84	0.2	4	0.4	2.1C	2.1	4.6	3.6
1998	402	1634	11.4	19.908	-99.476	7.0F	7	0.4	1.5C	8.3	2	0
1998	402	2359	13.1	18.762	-98.975	5.0F	4	0.3	2.0C	4.4	2.7	0
1998	419	427	48.1	20.13	-99.01	9.5F	7	0.2	1.6C	2.6	1.3	0
1998	420	1506	39.9	20.086	-99.284	2.0F	14	0.5	1.7C	3.5	2.5	0
1998	420	2331	36.5	18.807	-99.089	0.5F	7	0.8	1.6C	3.6	5.8	0
1998	421	1606	59.8	19.056	-98.574	0.1F	9	0.2	3.0C	1.5	2.3	0
1998	426	148	26.7	19.24	-99.464	7.0F	7	0.5	-	2.2	6.1	0
1998	426	552	16.5	18.659	-99.048	2.5F	9	0.3	-	4	3.2	0
1998	426	918	33.1	19.328	-99.554	1.5F	8	0.4	-	2.9	4.7	0
1998	427	1531	29.7	18.99	-98.477	0.1F	7	0.5	3.1C	4.4	4.2	0
1998	523	1841	3	19.39	-98.853	0.7	9	0.2	2.5C	1.7	2.7	2.7
1998	613	1805	34.5	19.605	-99.633	1.1	9	0.6	1.9C	2.4	2.9	3.8
1998	613	1844	49.4	19.63	-99.617	1.5F	9	0.6	1.5C	3.9	2.8	0
1998	616	1039	39.1	19.645	-99.638	2.0F	8	0.6	1.8C	3.2	2.7	0
1998	616	2104	10.3	19.453	-98.772	2.0F	5	0.5	2.1C	2	4.4	0
1998	618	1039	20.1	19.428	-98.834	2.0F	8	0.8	2.0C	3.2	5	0
1998	624	1853	20.5	19.073	-98.695	2.5F	3	0.2	2.3C	5.7	1.5	0
1998	704	745	0.6	19.788	-99.163	4.0F	13	0.5	2.0C	2.7	1.7	0
1998	708	2113	41.2	19.335	-98.826	1.0F	5	0.5	2.1C	2.1	2.2	0
1998	719	2015	27.8	19.382	-98.882	1.0F	7	0.4	2.1C	2	3.1	0
1998	727	1226	58.5	19.652	-99.64	2.0F	7	0.7	1.6C	2.7	2.7	0
1998	731	1950	27	19.328	-98.793	1.5F	3	0.5	1.9C	3.4	4.5	0
1998	810	2153	41.6	19.405	-98.802	10.0F	7	0.3	-	2.2	3	0
1998	813	1947	42	18.987	-98.605	2.0F	16	0.7	2.8C	3.1	4.5	0
1998	814	1251	58	19.161	-98.656	5.5F	4	0.4	-	3	9.3	0
1998	818	1627	31.8	19.152	-98.921	12.5F	7	0.7	1.1C	2.4	4	0
1998	818	1852	48.1	19.156	-98.917	12.5F	7	0.4	1.4C	2.2	3.4	0
1998	821	2356	15.5	19.985	-99.177	0.1F	8	0.3	1.6C	3.4	2.1	0
1998	824	1451	2.9	19.342	-98.728	2.0F	3	0.1	2.2C	2.2	2.8	0
1998	908	2219	59.1	19.408	-98.848	0.1	5	0.3	1.8C	1.8	4.7	1.7
1998	911	407	46	19.328	-98.812	1.6	5	0.2	2.1C	1.6	2	1.1
1998	923	2329	28.4	19.062	-98.522	0.1	15	0.3	2.8C	4.2	3.8	1.6
1998	924	2354	42.9	19.364	-98.653	0.1	3	0.2	1.8C	2.3	1.6	0
1998	926	101	39.5	19.401	-99.092	11.2	6	0.2	-	1.8	1.2	1.4
1998	1026	235	9.1	19.064	-99.156	12.0F	13	0.6	1.2C	1.8	2.4	0
1998	1026	750	4.7	19.072	-99.176	11.5F	14	0.7	1.9C	2.5	3.2	0
1998	1105	828	49.3	19.754	-98.837	1.0F	7	0.4	2.1C	4.3	1.9	0
1998	1125	532	59	19.702	-99.791	1.0F	10	0.3	2.1C	1.7	3	0
1998	1125	1805	41.8	19.074	-98.593	0.4F	6	0.7	-	4	3.6	0
1998	1126	453	52.7	19.74	-99.726	1.0F	8	0.6	1.6C	3.6	2.6	0
1998	1127	1934	3	19.042	-98.635	0	4	0.3	2.7C	3.9	5.9	0
1998	1129	428	7.2	19.094	-98.582	4.0F	10	0.4	2.5C	2.3	5	0
1998	1204	52	50.1	19.077	-98.56	1.1	7	0.2	2.9C	3.7	5.1	1.5
1998	1205	810	6.1	19.118	-98.733	0.8	12	0.7	2.6C	3.4	4.5	5.3
1998	1207	1222	57.9	18.723	-98.364	0.1F	5	0.2	-	2.5	2.8	0

FECHA	HORA	ORIGEN	LAT N	LON W	H(km)	EST	RMS	MAG	δLAT	δLON	δH	
1998	1210	1810	55.2	20	-98.623	0.1	3	0.1	1.5C	2.4	5.4	0
1998	1214	652	2.1	18.956	-98.674	2.5F	6	0.7	2.2C	5.1	5	0
1998	1222	149	34.5	19.355	-98.841	6.0F	7	0.8	-	9.4	11.4	0
1998	1224	1954	4.6	19.45	-99.047	0.3	6	0.5	1.4C	4.8	7.2	3.3
1998	1231	644	3.1	18.955	-98.658	2.2	16	0.6	2.6C	3.3	5.5	4.3
1999	104	2321	58.4	20.07	-99.042	1.5F	17	0.7	2.8C	4.7	4.6	0
1999	115	553	47.2	19.023	-98.642	0.1F	10	0.4	2.6C	3	3.6	0
1999	127	755	24.6	18.906	-98.54	1.5F	10	0.5	2.2C	2.7	6	0
1999	128	2356	12.7	19.468	-99.329	1.9	4	0.2	1.1C	1.6	2.9	2.7
1999	129	2116	43.3	19.483	-99.175	0.1F	3	0.2	-	2.1	1.8	0
1999	208	836	31.5	20.188	-99.226	2.0F	7	0.5	-	5.3	3.8	0
1999	312	139	52.3	19.111	-98.513	0.1	6	0.4	2.9C	5.1	2.6	0
1999	316	1130	29.3	19.637	-98.761	0.1F	8	0.4	1.8C	3.3	2.7	0
1999	319	2002	47.2	19.18	-98.6	4.5F	12	0.4	2.6C	1.2	2.6	0
1999	322	1744	13.7	19.046	-98.563	0.1F	3	0.3	2.9C	7.2	4.6	0
1999	404	825	50.5	19.062	-98.604	0.1F	9	0.6	2.6C	6.2	4.7	0
1999	406	1220	3.3	19.347	-99.096	11.7	14	0.4	1.8C	1.6	2.7	3.4
1999	412	2006	40.9	19.52	-99.301	1.6	5	0.2	1.6C	2.5	3.4	1.7
1999	417	105	38.4	19.367	-99.117	6.0F	8	0.8	-	4.1	4.7	0
1999	420	2006	41.8	19.507	-99.251	3.3	3	0.1	1.2C	4.2	3.9	1.4
1999	519	2023	4.1	19.18	-98.934	6.0F	14	0.5	1.8C	1.9	2.2	0
1999	522	657	24	19.179	-98.98	5.0F	9	0.7	1.9C	2.8	3.6	0
1999	528	1705	20.1	19.172	-98.929	5.5F	5	0.2	-	1.8	1.2	0
1999	530	1053	46.5	19.784	-98.884	3.5F	8	0.2	1.9C	2.3	1.4	0
1999	607	24	12.4	19.169	-98.959	5.0F	15	0.5	1.8C	1.7	1.6	0
1999	612	1133	18.2	19.199	-98.601	2.0F	12	0.4	2.1C	1.2	2.3	0
1999	612	1410	4.4	19.205	-98.578	5.0F	9	0.4	2.2C	1.2	3.1	0
1999	616	1926	48.5	19.014	-98.66	0.1F	14	0.4	2.6C	2.9	2.2	0
1999	616	1938	15.4	19.057	-98.673	2.0F	3	0.2	2.0C	7.6	3.5	0
1999	616	2101	26.7	19.026	-98.648	1.5F	5	0.3	2.1C	2.9	2.6	0
1999	620	911	57.5	19.257	-98.457	3.0F	12	0.4	2.3C	1.7	3.7	0
1999	620	1025	19.4	19.258	-98.476	2.5F	18	0.5	3.1C	2.3	4.9	0
1999	620	1049	6.7	19.276	-98.501	6.0F	5	0.1	1.3C	1	2.3	0
1999	715	153	57.4	18.986	-98.579	0.6	10	0.4	2.4C	2.8	4.7	1.2
1999	725	1425	59	19.177	-98.949	5.5F	14	0.6	2.5C	2.3	2.4	0
1999	727	2127	31.2	19.413	-98.786	0.1F	5	0.6	2.8C	1.5	4.1	0
1999	729	2030	41.4	19.295	-98.741	0.1F	3	0.6	-	2.1	5	0
1999	807	1349	51.3	19.161	-98.951	11.8	8	0.4	1.4C	1.8	1.7	2
1999	821	1735	31.8	19.405	-98.738	5.0F	7	0.6	2.4C	3.3	5.6	0
1999	909	147	25.9	19.084	-98.763	3.5F	3	0.1	2.2C	5.2	1.4	0
1999	923	39	28.8	19.434	-98.737	6.5F	3	0.4	2.2C	1.9	3.6	0
1999	927	1332	44	18.697	-98.574	3.5F	9	0.5	2.7C	6.1	4.9	0
1999	1005	1719	4.7	19.32	-98.846	1.1	6	0.2	2.3C	2.1	3.3	2.9
1999	1005	2318	6.1	19.473	-98.772	2.3	3	0	2.0C	1.8	2.3	1.6
1999	1103	416	16.4	19.31	-98.481	3.0F	10	0.3	1.9C	2.6	5.3	0
1999	1113	1743	19.4	19.365	-98.908	6.0F	10	0.4	1.8C	1.9	2.1	0
1999	1113	2022	45	19.374	-98.918	5.5F	5	0.3	1.2C	1	1.7	0
1999	1113	2354	50.5	19.368	-98.898	5.0F	9	0.3	0.9C	1.2	1.3	0

FECHA	HORA	ORIGEN	LAT N	LON W	H(km)	EST	RMS	MAG	δ LAT	δ LON	δ H
1999	1114	102 32.7	19.361	-98.881	2.5F	6	0.3	1.7C	1.2	1.3	0
1999	1114	2234 53.6	19.362	-98.919	5.6	11	0.4	1.8C	1.5	1.6	4.7
1999	1207	1353 48.3	19.189	-98.943	5.1F	13	0.4	2.6C	2.8	2.6	4.8
1999	1209	453 37.1	19.187	-98.907	1.6	8	0.5	1.7C	3	2.4	2.7
1999	1210	122 1.4	19.205	-98.896	8.0F	9	0.6	1.9C	2	2.4	0
1999	1211	913 24.5	19.16	-98.886	2.0F	3	0.5	-	7.3	7.6	0
1999	1216	426 33.9	19.331	-99.15	6.5F	9	0.6	1.6C	2.6	3.3	0
2000	205	1753 47.4	19.436	-99.056	11.0F	5	0.5	-	2.9	3.6	0
2000	207	947 23.1	18.712	-98.748	3.5F	5	0.2	2.0C	7.7	2.4	0
2000	225	53 27.2	18.77	-99.028	0.5F	5	0.2	-	2.5	1.4	0
2000	225	200 0.5	19.066	-98.834	9.5F	6	0.1	2.6C	2	0.9	0
2000	225	257 22.8	19.075	-98.821	2.6	5	0	2.3C	2	1.5	3.4
2000	225	258 1.7	19.1	-98.816	1.5F	6	0.3	2.1C	2.4	1.4	0
2000	304	2055 24.1	18.968	-98.696	2.0F	19	0.5	3.2C	2.5	2.8	0
2000	312	344 47.1	20.042	-99.336	2.0F	13	0.4	2.9C	3.9	3.3	0
2000	405	2153 20	18.813	-99.152	5	8	0.5	1.8C	3.5	4	8.9
2000	410	753 21.9	19.262	-98.996	5	4	0.1	1.4C	5.3	6.3	4.1
2000	419	1142 16.6	19.396	-98.962	5.0F	3	0.3	-	3	5.6	0
2000	604	245 46.8	20.064	-100.002	6.1	8	0.6	-	9.6	12.3	7.1
2000	611	129 25.6	19.146	-98.92	10.5F	8	0.6	1.8C	4.2	4.6	0
2000	706	836 23.3	19.185	-98.971	4.9	13	0.4	-	1.6	2.2	5.1
2000	706	1315 33.1	19.184	-98.969	5	12	0.5	2.1C	2.5	3.1	4
2000	1005	1128 35	19.459	-99.33	2.0F	7	0.4	1.5C	1.4	1.9	0
2000	1006	2104 0.9	19.523	-99.283	5.0F	3	0	-	3.2	1.7	0
2000	1014	244 48	19.361	-99.158	7.4	9	0.4	1.7C	1.8	2.7	2.8
2000	1015	750 42.1	19.391	-99.157	15.0F	6	0.4	1.3C	2.4	2.2	0
2000	1107	2353 55.1	19.648	-98.785	0.1F	7	0.6	1.9C	4.6	3.9	0
2000	1108	117 25	19.569	-98.783	0.1F	6	0.3	1.9C	1.6	1.2	0