

**LA SECUENCIA DE TEMBLORES DEL VALLE DE TOLUCA, MEXICO.
DE AGOSTO 1980**

J. YAMAMOTO*

R. MOTA**

(Recibido: 6 de mayo, 1987)

(Aceptado: 14 de agosto, 1987)

RESUMEN

Del 18 al 31 de agosto de 1980 fueron localizados veintinueve pequeños temblores en el rango de magnitud (M_L) de 2.2 a 3.5 en el Valle de Toluca, México ($19^{\circ}12'N$; $99^{\circ}30'W$). Esta llanura lacustre Pliocénica perteneciente al Eje Neovolcánico está caracterizada por una baja sismicidad.

Los epicentros de los eventos localizados se sitúan en un área de aproximadamente 8×4.5 km. La profundidad de los focos sísmicos varía entre 5 y 23 km.

La zona de actividad sísmica muestra dos claras concentraciones de eventos separadas por un plano orientado E-W a la latitud $19^{\circ}10'N$. Los eventos al norte de este plano son apreciablemente más profundos (18-23 km) que los del sur (5-14 km).

La distribución de focos sísmicos en función de la profundidad, sugiere la existencia de un escalonamiento de bloques que desciende hacia el norte. Probablemente, la frontera de separación de las concentraciones de focos sísmicos observada a los $19^{\circ}10'N$ marca el contacto entre bloques.

Aunque no fue posible obtener una solución única del mecanismo focal compuesto, las soluciones analizadas indican fallamiento preferentemente normal.

* *Instituto de Geofísica, UNAM, México, D. F. 04510.*

** *Instituto de Geología, UNAM, México, D. F., 04510.*

ABSTRACT

Twenty nine small earthquakes in the magnitude range (M_L) of 2.2 to 3.5 were located in the Valley of Toluca, Mexico ($19^{\circ}12'N$; $99^{\circ}30'W$) from August 18 to 31, 1980. This Pliocene plain part of the Neovolcanic Belt, is an area of characteristically low seismicity.

The seismic activity is confined to a zone 8×4.5 km. Focal depth of earthquakes vary from 5 to 23 km.

The zone of seismic activity shows clearly two concentrations of earthquakes separated by a plane oriented E-W at $19^{\circ}10'N$. Events in the north clustering are deeper (18-23 km) as compared to events in the south (5-14 km).

The distribution with depth of seismic foci suggest the existence of a number of blocks that step down toward the north. Probably the observed separation boundary at $19^{\circ}10'N$ mark the contact zone between blocks.

Even though it was not possible to obtain a unique composite fault plane solution the analyzed solutions are consistent with a normal faulting type.

INTRODUCCION

Del 18 al 31 de agosto de 1980 una serie de pequeños temblores ($2.2 \leq M_L \leq 3.5$) fueron sentidos en el Valle de Toluca (Fig. 1 y 5), en particular en Tenango de Arista, una de las poblaciones agrícolas más importantes de la región. En San Miguel de Ocampo, pequeña población situada a 10 km al sur de la región epicentral, los movimientos fueron descritos como: rápidas sacudidas verticales acompañadas algunas veces de ruidos subterráneos. En ningún caso se reportaron daños.

Localizaciones preliminares indicaron que los epicentros estaban situados en la margen oriental de una zona de lagunas intermitentes que forman parte del sistema fluvial del río Lerma, en las estribaciones del flanco occidental de la Sierra de las Cruces. Un sismógrafo de campo fue instalado en las afueras de la población San Miguel de Ocampo en la tarde del día 19 para obtener un mejor control de las localizaciones hipocentrales. Hasta la fecha ésta es la única secuencia de temblores que ha sido observada instrumentalmente en la zona.

GEOLOGIA Y TECTONICA REGIONAL

La historia geológica y tectónica del Valle de Toluca está íntimamente ligada a la evolución del Eje Neovolcánico y puede dividirse en dos etapas. En la primera, que alcanzó su máximo de movimientos en el Mioceno Inferior, se formaron los fracturamientos estructurales dirigidos SW a NE característicos del Eje Neovolcánico (figura

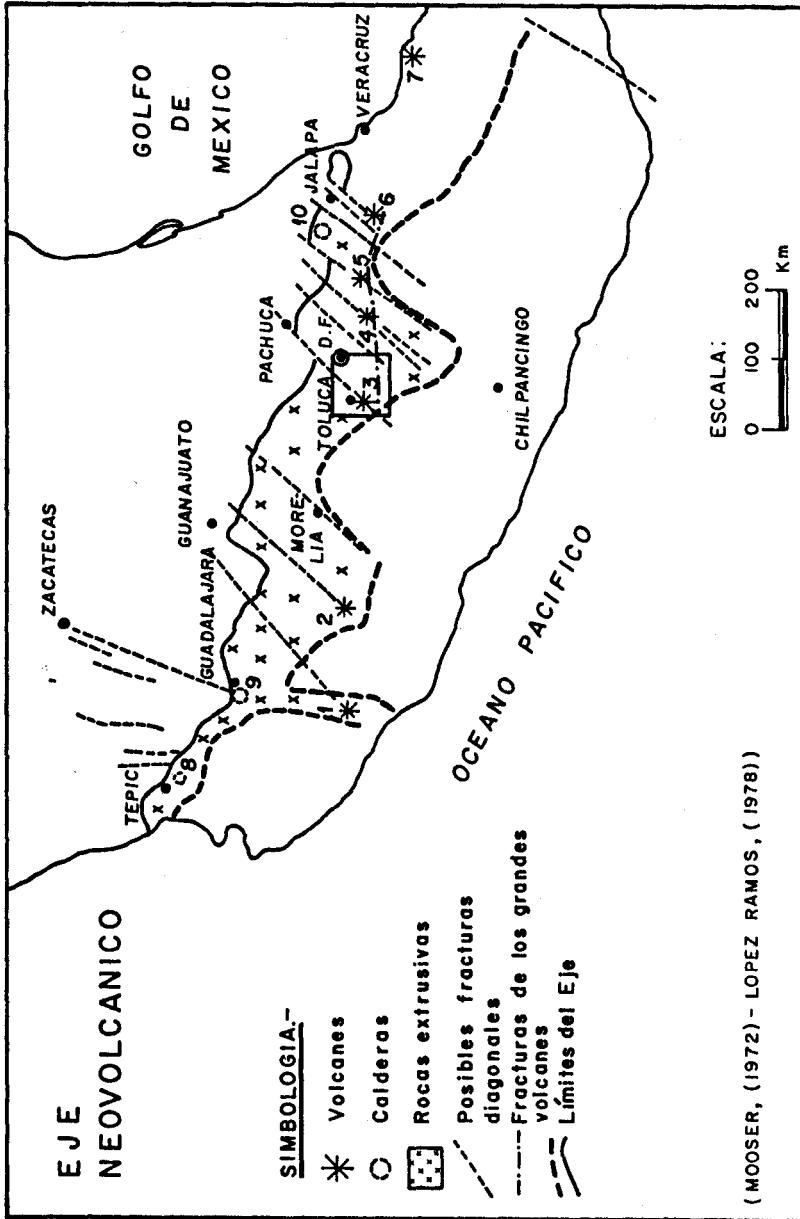


Fig. 1.a) Mapa simplificado que muestra el Eje Neovolcánico (Tomado de López Ramos, 1981) con sus principales rasgos geológicos. (1) Volcán de Colima, (2) Tancitaro, (3) Nevado de Toluca, (4) Popocatepetl-Iztaccihuatl, (5) Malinche, (6) Pico de Orizaba, (7) San Martín Tuxtla, (8) Laguna del Tesoro, (9) La Primavera y (10) Los Humeros.

b

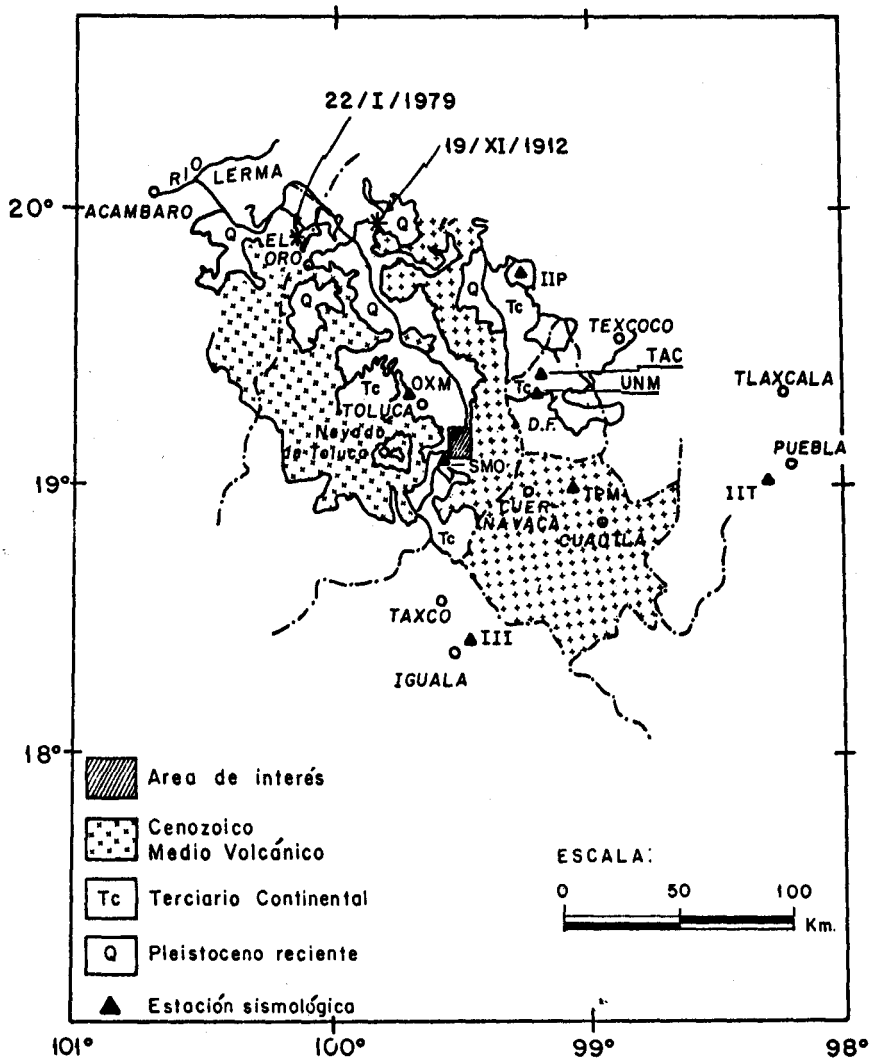


Fig. 1.b) Detalle geológico del cuadro mostrado en (a), mapa base tomado de López Ramos (1976). Asteriscos y triángulos representan epicentros de temblores importantes y las estaciones sísmológicas utilizadas.

1), desarrollando un antiguo sistema de bloques (Mooser, 1975). A fines del Mioceno el peso de los depósitos volcánicos acumulados produjeron una gran depresión, el Valle de Toluca.

Durante la construcción (1938-1944) del túnel de Lerma, que atraviesa la Sierra de las Cruces, se evidenció la existencia de la falla profunda de Huixquilucan, que se considera forma parte del sistema de grandes fracturamientos antiguos en dirección noreste (Mooser, 1975). Esta falla de Huixquilucan, de orientación aproximada NE-SW, se inicia con una barranca en la vertiente occidental de la Sierra de las Cruces inmediatamente al norte del pueblo del cual toma su nombre y se prolonga por algunos kilómetros hasta perderse bajo el relleno sedimentario del Valle de Toluca, en la zona entre Santiago Tianguistengo y Metepec (O. Quintero, comunicación personal).

Hacia el Plioceno Superior principió el proceso tectónico que formaría un fracturamiento secundario dirigido W-E con desplazamientos verticales individuales del orden de 100 a 300 m produciendo una moderna zona de bloques escalonados (Mooser, 1975). A este último fracturamiento se le denomina Fracturamiento de los Grandes Volcanes (figura 1) porque sus elementos dirigidos de poniente a oriente controlan en gran medida las chimeneas del Nevado de Toluca, Popocatepetl, Malinche y Pico de Orizaba. El origen de la Sierra del Chichinautzin, que forma el borde sur de la Cuenca de México, obedece a estos últimos fracturamientos, en tanto que la Sierra de las Cruces, que separa la Cuenca de México de la de Toluca, está relacionado con el antiguo fracturamiento SW-NE.

El volcán Nevado de Toluca, uno de los rasgos geológicos más importantes del área, tuvo su última actividad eruptiva hace 11 mil años. Aparentemente se encuentra sobre un par de fallas orientadas W-E (en dirección a la Sierra de Zempoala) que descienden en escalones hacia el norte (Bloomfield, 1974). De acuerdo con Mooser (1975) hay evidencias de la existencia de una fosa bajo el flanco norte del Nevado. Bloomfield (1975) por otro lado, reporta que los volcanes en esta área tienden a reunirse en pequeños grupos alineados en dirección E-W paralelamente a las fracturas dominantes.

HISTORIA SISMICA DE LA REGION

El Valle de Toluca al igual que la mayor parte del Eje Neovolcánico observa una ba-

ja sismicidad en comparación con otras regiones de México. Los catálogos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y de otras instituciones no listan epicentros de temblores instrumentalmente localizados en un radio de 50 km del área de actividad de la secuencia de agosto de 1980. Sin embargo, debe hacerse notar que la cobertura de estaciones es pobre en esta región y por consiguiente, la precisión de las localizaciones es mala.

El temblor de Acambay del 19 de noviembre de 1912 ($M_S = 7.0$) es el evento importante más cercano, ocurrido a aproximadamente 100 km al NNW del área de interés. En la figura 1b, se muestra la ubicación aproximada del epicentro de este temblor, junto con una secuencia ocurrida cerca de El Oro, Edo. de México el 22 de febrero de 1979 ($M_L \sim 5.0$) (Astiz, 1980).

DISTRIBUCION EN EL TIEMPO

La distribución de los temblores en función del tiempo se muestra en la figura 2. En este histograma están incluidos todos los temblores de la secuencia registrados por la estación OXM (Fig. 1b) entre el 18 y 31 de agosto de 1980.

La magnitud límite de detección de la estación OXM para esta secuencia es aproximadamente $2.0 M_L$. Así, probablemente todos los temblores con magnitud M_L entre 2.0 y 3.5 han sido incluidos en el histograma.

Como puede verse en la figura 2, la actividad sísmica comienza abruptamente el 18 de agosto y termina de la misma manera el 31 de agosto. Los sismogramas de OXM revelan que no hubo actividad sísmica en el área al menos dos semanas antes y después de la secuencia. En la misma gráfica sobresalen tres máximos en la actividad durante los días 19, 23, y 27 de agosto.

El evento de mayor magnitud ($3.5 M_L$) ocurrió el día 19 a las 09:34 horas al inicio de la secuencia, posteriormente, otros eventos de magnitud ligeramente menor ($3.4 - 3.3 M_L$) ocurrieron durante el desarrollo de la secuencia, coincidiendo con los máximos en la actividad sísmica. De este modo, la secuencia registrada no presenta un evento que sobresalga por su magnitud.

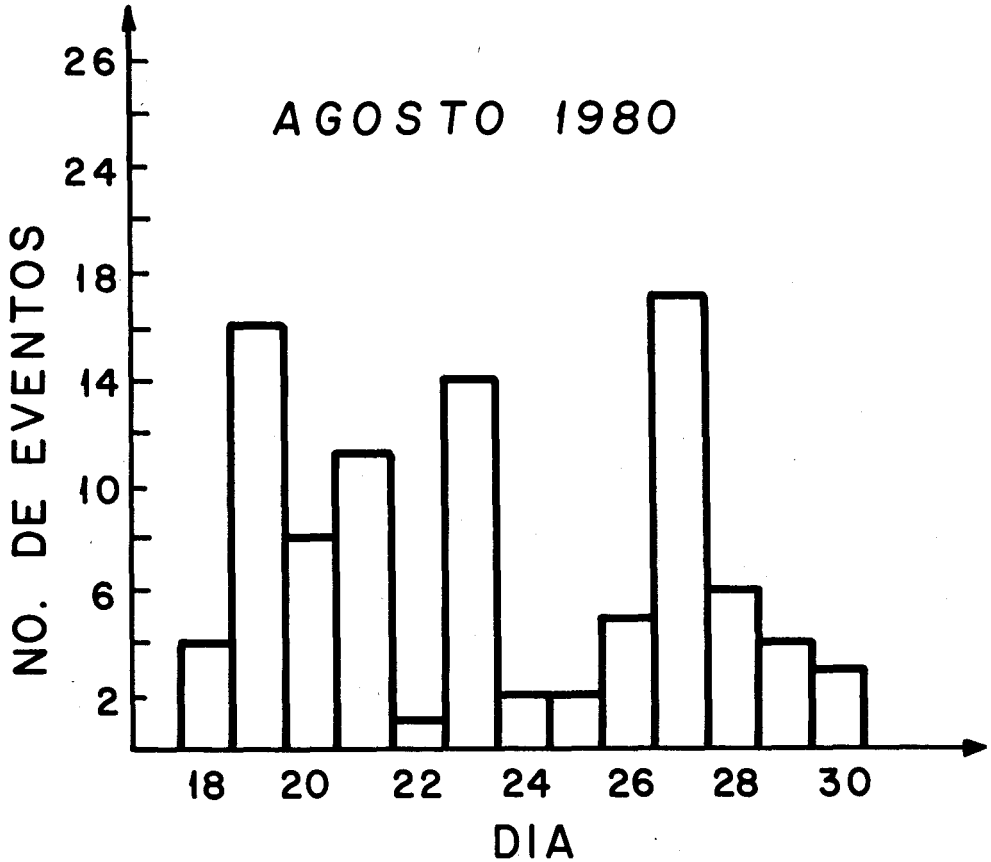


Fig. 2. Histograma del número de temblores ($M_L \geq 2.0$) por día durante el periodo 18 al 31 de agosto de 1980.

LOCALIZACIONES HIPOCENTRALES

Los parámetros hipocentrales para los 29 eventos localizados, que ocurrieron del 18 al 31 de agosto, están listados en la Tabla 1. Para la localización de estos temblores se utilizó el programa FASTHYPO (Herrmann, 1979).

Como en realidad no se conoce la estructura cortical del Valle de Toluca, en las localizaciones se probaron los modelos de velocidades mostrados en la Tabla 2. El primero es una versión modificada del Modelo I propuesto por Meyer *et al.* (1961),

T A B L A 1

EVENTOS LOCALIZADOS. SECUENCIA DEL VALLE DE TOLUCA, AGOSTO 1980

No.	Día*	Tiempo* (H:M:S)	E p i c e n t r o		Prof (km)	RMS	No** Est.	Mag
			Lat (19°+)	Long (99°+)				
1	18	12:11:50.39 ± 0.50 seg	9.38'N ± 1.66 km	28.48'W ± 8.66 km	13.15 ± 8.66 km	0.654	5	
2	19	09:34:26.12 ± 0.36	8.46 ± 1.52	29.72 ± 1.74	15.89 ± 5.01	0.660	6	3.5
3	19	10:52:20.31 ± 0.20	11.44 ± 1.88	30.29 ± 1.14	20.92 ± 3.32	0.452	5	2.9
4	19	11:45:50.94 ± 0.14	10.01 ± 0.90	29.51 ± 0.93	20.00 ± 0.0	0.401	5	2.7
5	19	15:41:58.34 ± 0.11	10.51 ± 0.75	30.43 ± 0.73	18.74 ± 1.07	0.300	5	2.8
6	19	16:59:45.19 ± 0.26	10.34 ± 1.10	32.11 ± 1.41	22.50 ± 3.54	0.407	6	3.4
7	19	18:59:14.66 ± 0.17	10.52 ± 0.75	31.00 ± 0.93	21.98 ± 2.52	0.283	5	
8	20	04:25:05.47 ± 0.11	10.67 ± 1.01	30.79 ± 0.61	19.90 ± 1.80	0.239	5	2.5
9	20	05:39:37.44 ± 0.26	09.21 ± 0.96	29.38 ± 1.17	12.25 ± 2.60	0.483	6	2.4
10	20	09:31:35.70 ± 0.41	08.67 ± 1.86	29.31 ± 1.63	8.81 ± 4.51	0.685	6	
11	20	09:32:43.70 ± 0.29	08.91 ± 1.07	29.92 ± 1.51	12.68 ± 2.80	0.531	5	

Cont. Tabla 1

12	20	13:33:46,75 ± 0.24	09,49 ± 0,94	30,02 ± 1,13	8,88 ± 2,93	0,485	6	
13	20	13:48:20,91 ± 0.15	09,67 ± 0,61	30,11 ± 0,72	7,84 ± 2,08	0,314	6	
14	21	04:31:52,83 ± 0.20	09,50 ± 0,77	30,06 ± 0,94	10,51 ± 2,21	0,395	6	3.4
15	22	10:54:44,74 ± 0.30	09,28 ± 1,34	29,62 ± 1,16	7,51 ± 3,88	0,499	6	2.4
16	22	10:57:21,77 ± 0.23	09,74 ± 0,96	28,66 ± 1,11	5,35 ± 5,48	0,494	6	
17	22	11:37:12,51 ± 0.18	09,33 ± 0,74	29,36 ± 0,87	6,40 ± 3,03	0,382	6	
18	23	19:45:00,7 ± 0.28	09,79 ± 1,11	30,33 ± 1,33	8,03 ± 3,75	0,574	6	2.8
19	23	19:46:22,87 ± 0.24	8,79 ± 0,95	29,56 ± 1,16	8,37 ± 2,89	0,530	6	2.6
20	23	22:00:18,64 ± 0.13	10,06 ± 0,52	29,66 ± 0,61	8,15 ± 1,89	0,268	6	3.3
21	24	02:30:16,79 ± 0.23	09,26 ± 0,88	30,35 ± 1,08	9,88 ± 2,49	0,455	6	2.5
22	24	15:47:10:36 ± 0.26	09,62 ± 1,04	28,85 ± 1,24	6,66 ± 4,53	0,536	6	

Cont. Tabla 1

23	25	02:20:21.26 ± 0.23	10.58 ± 1.85	30.19 ± 1.03	19.44 ± 3.32	0.412	5	2.5
24	26	01:16:59.98 ± 0.26	10.06 ± 1.03	29.17 ± 1.21	7.42 ± 4.21	0.533	6	2.2
25	26	14:02:34.22 ± 0.39	09.48 ± 1.48	29.35 ± 1.80	10.30 ± 4.43	0.752	6	
26	26	18:00:01.83 ± 0.29	10.06 ± 1.12	29.08 ± 1.31	8.18 ± 4.23	0.575	6	2.2
27	28	13:12:07.29 ± 0.26	09.05 ± 1.10	29.03 ± 1.20	10.54 ± 2.90	0.503	6	3.3
28	28	22:01:25.14 ± 0.33	09.38 ± 1.27	28.63 ± 1.51	9.28 ± 4.23	0.648	6	2.5
29	31	02:14:06.33 ± 0.20	09.33 ± 0.72	30.40 ± 0.90	14.06 ± 1.81	0.362	6	

* En tiempo medio de Greenwich

** Número de estaciones utilizadas en el cálculo del hipocentro.

al cual se le agregaron dos capas de sedimentos de baja velocidad en la superficie de 2 km de espesor cada una (Tabla 2), dado que esta zona está cubierta por una gruesa capa de tobas y otros sedimentos provenientes del intenso vulcanismo y de azolves acarreados por el río Lerma y sus afluentes. Los valores de velocidad para estas capas superficiales fueron tomados de las estimaciones hechas por Havskov y Singh (1978) para el Valle de México. El otro modelo de velocidades es el desarrollado para el embalse del río Mississippi (Herrmann, 1979).

En la figura 3 se grafica el Error Cuadrático Medio (RMS) asociado a la localización de cada evento utilizando ambos modelos. Se observa en esta figura que el modelo de "tipo embalse" produce errores (RMS) ligeramente menores que el modelo

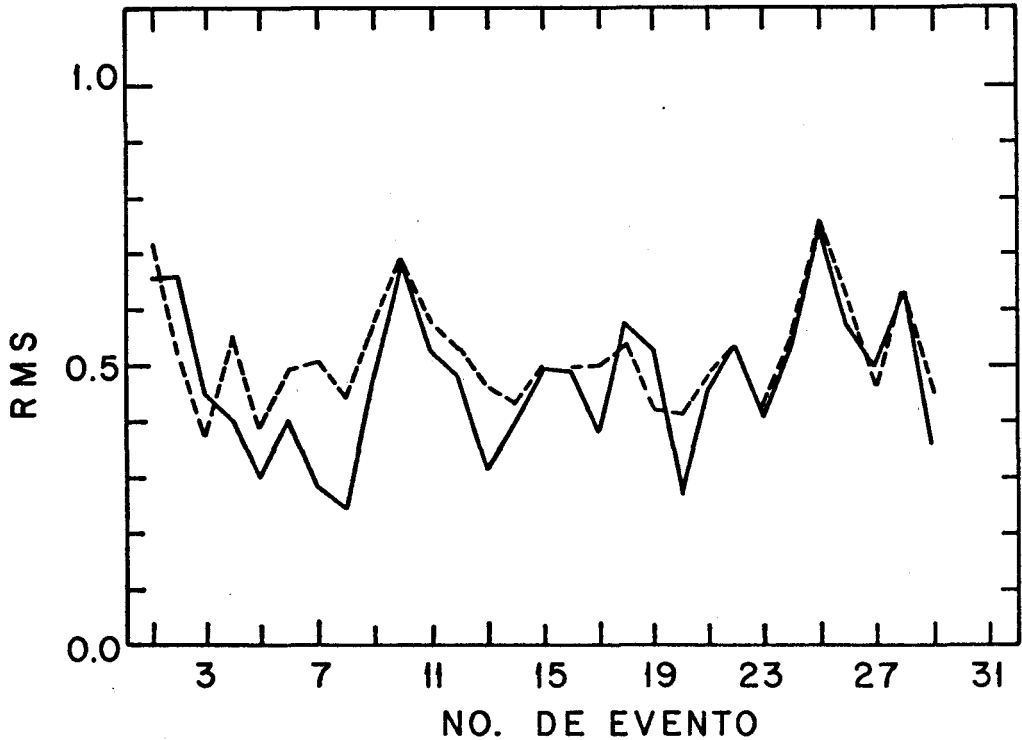


Fig. 3. Error Cuadrático Medio (RMS) para los eventos localizados utilizando el modelo de velocidades desarrollado para el embalse del río Mississippi (curva continua) y una modificación del Modelo I de Meyer *et al.* (1961) (línea punteada).

modificado de Meyer *et al.* (1961). Aunque en ambos casos el RMS medio es del orden de 0.5.

La mayor fuente de discrepancia en las localizaciones utilizando los dos modelos ocurre en los valores calculados de profundidad focal y consecuentemente en los tiempos de origen. Sistemáticamente, al utilizar el modelo modificado de Meyer *et al.* (1961) se obtienen mayores profundidades focales, en particular este efecto es más pronunciado en los eventos más superficiales, llegando a ser las diferencias hasta de 2 km (figura 4).

Los parámetros obtenidos utilizando el modelo de tipo "embalse" son los anota-

Tabla 2
Modelos de velocidad empleados

Modelo I (Modificado)*		Embalse Mississippi**	
Prof. (km)	V _p (km/seg)	Prof. (km)	V _p (km/seg)
0.0	2.90	0.0	2.80
2.0	4.70	1.0	3.60
4.0	6.00	1.5	5.60
37.0	8.38	2.0	6.15
		20.0	6.70
		40.0	8.18
		97.0	8.37

* Meyer *et al.* (1961) + Havskov y Singh (1978).

** Herrmann (1979).

dos en la Tabla 1. Como la incertidumbre en las localizaciones derivada del desconocimiento de la estructura cortical de la región en estudio genera errores sistemáticos se espera que no tenga mucha influencia en las conclusiones obtenidas.

Los eventos 1 al 8 listados en la Tabla 1 fueron localizados utilizando únicamente estaciones de las redes sismológicas del SSN y SISMEX, en tanto que en los eventos 9 al 29 se introdujeron arribos de P y S obtenidos con la estación de campo SMO. Así las localizaciones de estos últimos eventos son relativamente más precisas. Por otro lado, únicamente eventos registrados en al menos 5 estaciones fueron utilizadas en las localizaciones.

En las figuras 5 y 6 se muestran gráficamente las posiciones de los epicentros consignados en la Tabla 1. La distribución final de los epicentros mide aproximadamente 8 x 4.5 km y se localiza en la margen oriental del Valle de Toluca, en las estribaciones de la Sierra de las Cruces.

Las mismas figuras muestran también que los eventos localizados al norte de los 19°10'N son más profundos (~20 km) que los del sur (~5-14 km). La sección vertical AA' mostrada en la figura 7, nos permite ver este hecho más claramente. Es también notable la falta de actividad sísmica entre los 14 a 18 km de profundidad.

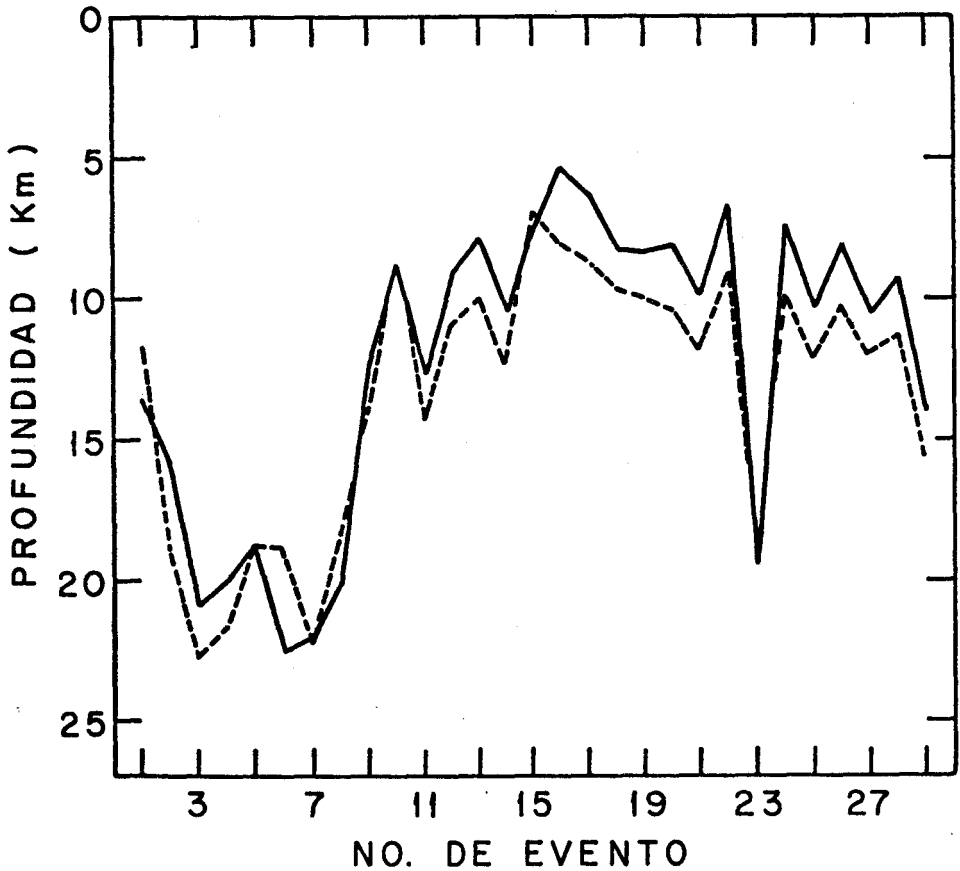


Fig. 4. Comparación de las profundidades focales calculadas para cada evento listado en la Tabla 1, utilizando los mismos dos modelos que en la figura 3.

Existe la posibilidad de que las diferencias observadas en la profundidad focal de los eventos analizados sean fortuitas, producidas principalmente por la inclusión de la estación cercana SMO en el proceso de localización. Sin embargo, repitiendo el proceso sin la información de esta última estación, no se observan cambios sustanciales en los resultados, indicando que las diferencias en profundidad focal son reales.

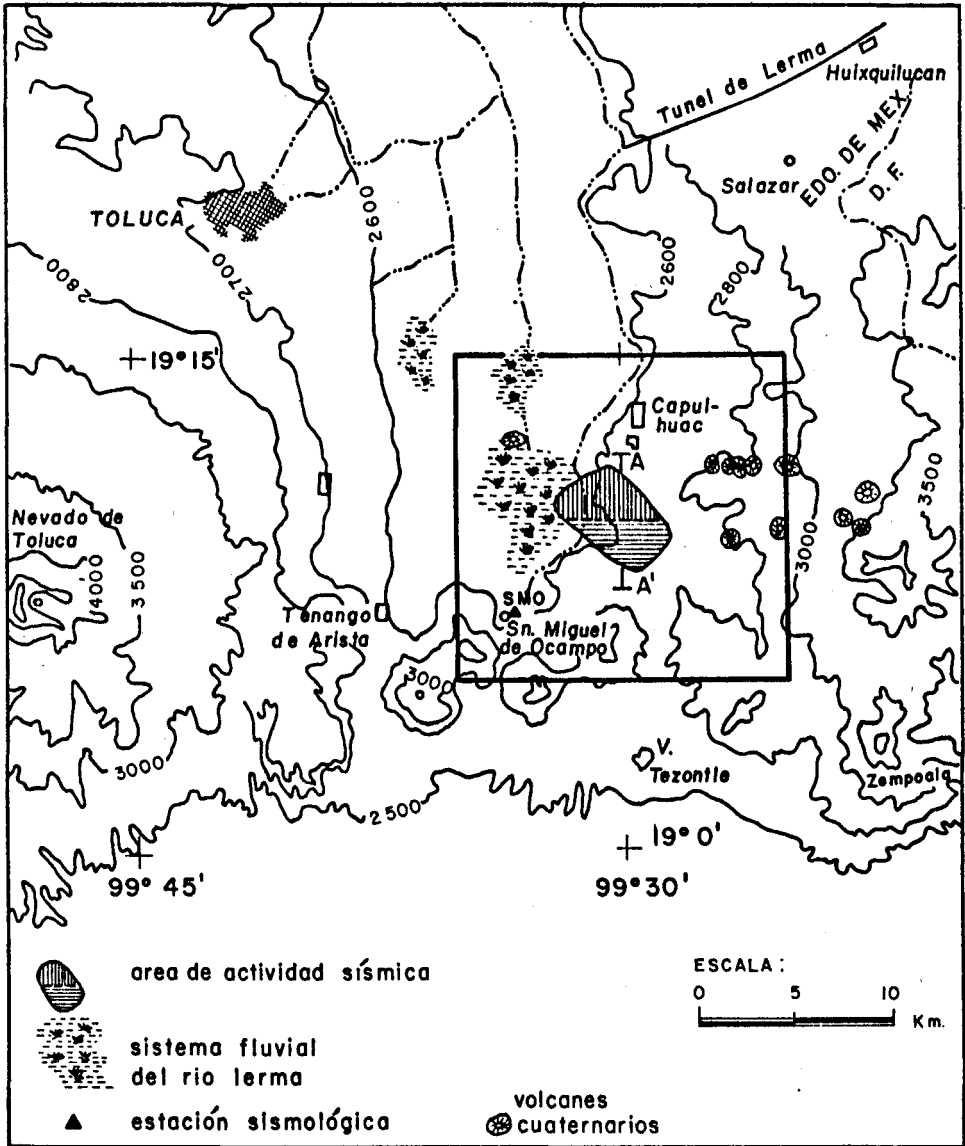


Fig. 5. Mapa topográfico simplificado del Valle de Toluca en el que se muestra el área en que se ubican todos los eventos localizados de la secuencia. El sombreado vertical y horizontal denotan las zonas con eventos de profundidad focal mayor y menor o igual a 16 km respectivamente. La frontera de separación (línea punteada) entre las dos zonas se localiza a los $19^{\circ}10'N$. El cuadro se refiere a la figura 6.

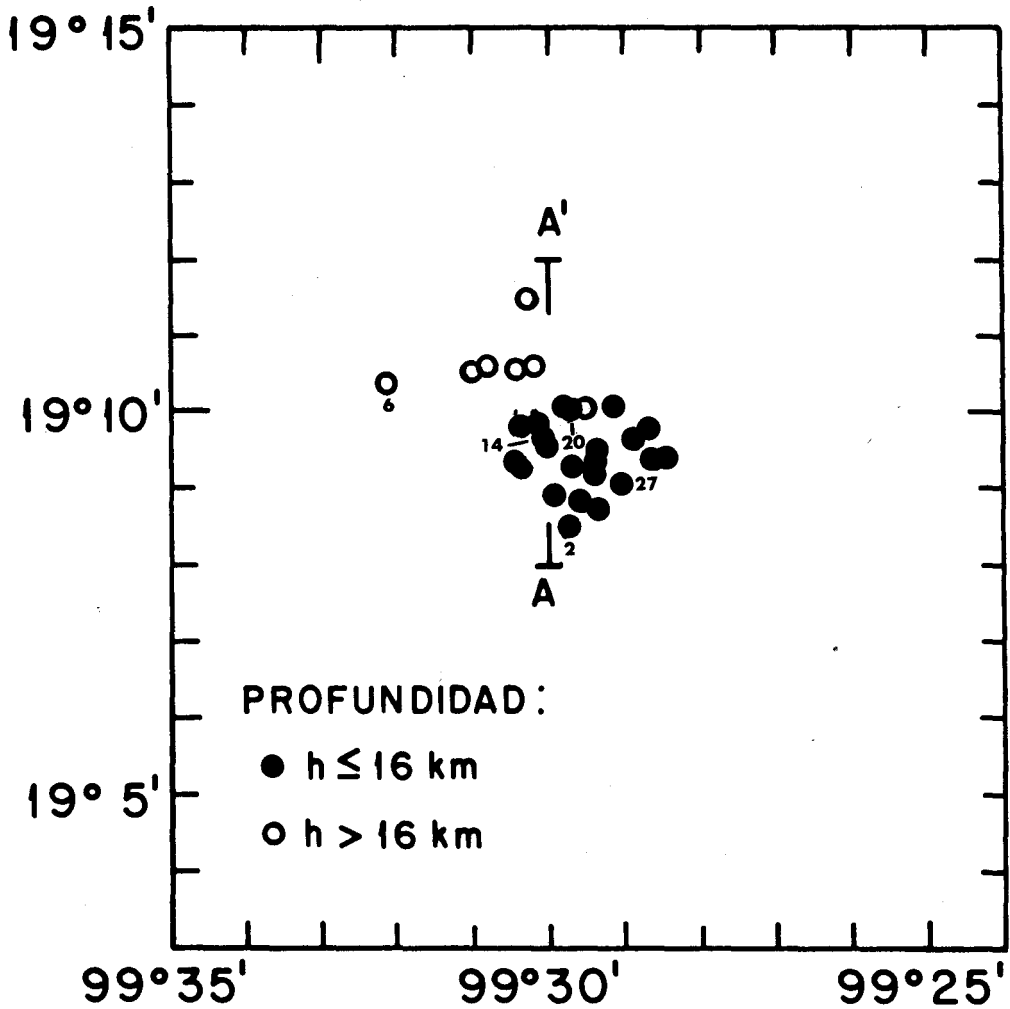


Fig. 6. Distribución de los epicentros de los 29 temblores localizados de la secuencia del Valle de Toluca. Los números se refieren al número de evento en la Tabla 1. Los eventos han sido diferenciados por su profundidad focal (h). AA' es la dirección del perfil mostrado en la figura 7.

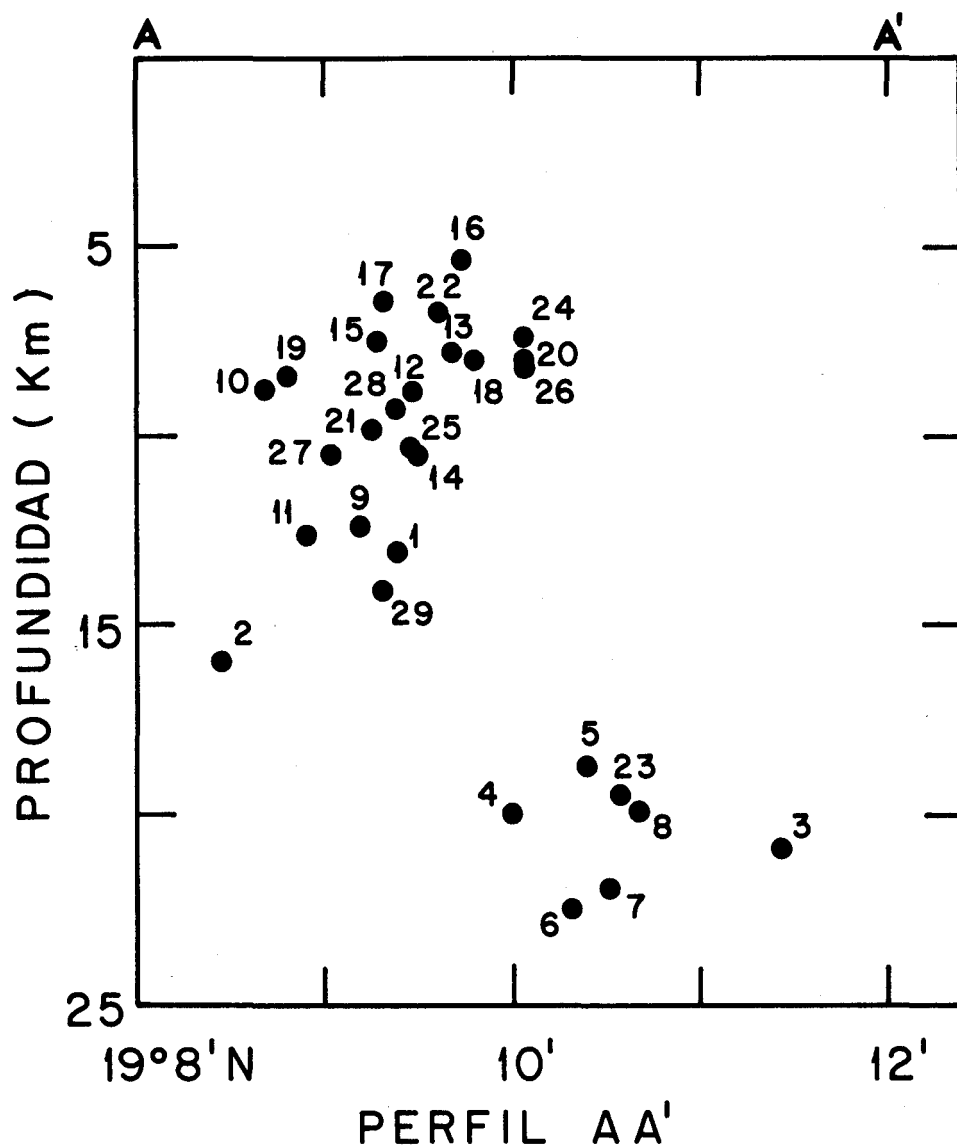


Fig. 7. Sección vertical de los hipocentros proyectados sobre el plano AA' mostrado en la figura 6. Los números se refieren al número de evento en la Tabla 1.

ESTIMACION DE LAS MAGNITUDES

Las magnitudes M_L equivalentes fueron calculadas a partir de las amplitudes máximas registradas en los sismógrafos horizontales (Wiechert, 17 ton) de la estación TAC, cuyas características de amplificación son razonablemente bien conocidas. El procedimiento consiste simplemente en calcular las amplitudes correspondientes que se obtendrían con un hipotético sismógrafo estándar "Wood-Anderson" y aplicando el procedimiento convencional para el cálculo de M_L . Los coeficientes involucrados en la fórmula fueron tomados de Richter (1958).

En la Tabla 1, se consignan las magnitudes (M_L) estimadas para los eventos más importantes. Estas magnitudes cubren un intervalo muy estrecho, de 2.2 a 3.5 aproximadamente. Los eventos que no tienen magnitud anotada por tener amplitudes muy pequeñas en los sismogramas de TAC, probablemente tienen magnitudes del orden de 2.1 a juzgar por el registro obtenido en estaciones más cercanas. Debido al procedimiento utilizado para el cálculo de magnitudes, éstas deberán considerarse como aproximadas y sólo tienen valor en sentido relativo.

MECANISMO DE FALLA

Utilizando simultáneamente las polaridades de los primeros arribos de los 5 eventos mayores (Eventos 2, 6, 14, 20 y 27) se intentó obtener la solución del mecanismo focal compuesto. Aunque algunas polaridades se presentan invertidas en la misma estación, en general todos los eventos presentan consistencia en sus polaridades. En la figura 8 se muestra la distribución de compresiones y dilataciones proyectadas sobre el hemisferio superior de la esfera focal.

Existen varias soluciones posibles (figura 8), todas ellas congruentes con un fallamiento predominantemente normal. En particular el plano casi vertical ($\sim 86^\circ$) orientado N64°E está razonablemente bien definido y es congruente con la discontinuidad geológica inferida de la distribución espacial de los focos sísmicos. Debe hacerse notar, sin embargo, que el principal problema de la solución del mecanismo radica en las polaridades observadas en las estaciones IIC, UNM e IIP, de tal manera que para cualquier solución que se escoja, las polaridades de alguna de ellas serán inconsistentes. En el presente trabajo no se intenta investigar la causa de este hecho.

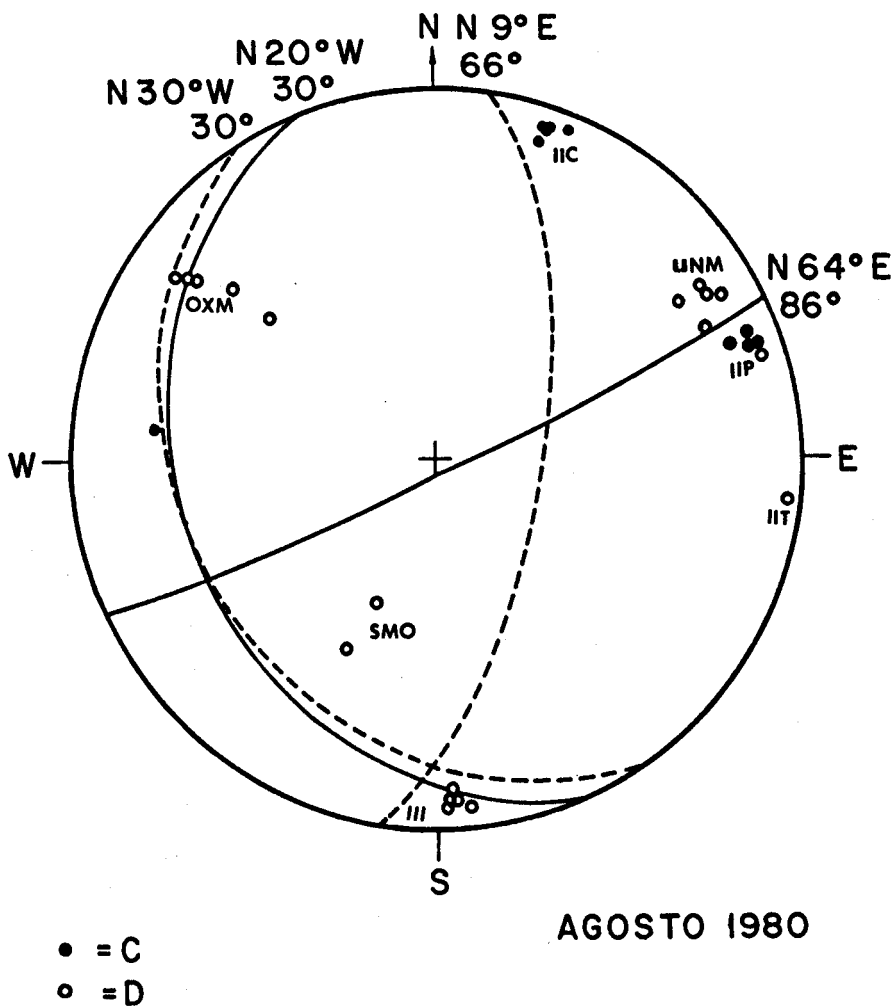


Fig. 8. Solución del mecanismo focal compuesto utilizando los eventos 2, 6, 14, 20 y 27. Proyección estereográfica sobre el hemisferio superior de la esfera focal. Con línea continua y punteada se presentan dos soluciones posibles. Junto a los planos nodales están anotados sus correspondientes rumbos y ángulos de echado con respecto a la horizontal.

SUMARIO Y CONCLUSIONES

Los resultados del análisis de la información se pueden resumir de la siguiente manera:

1. El área de mayor actividad sísmica de la secuencia del Valle de Toluca de agosto de 1980, se situó en la margen oriental de este valle, colindante con la Sierra de las Cruces. La secuencia probablemente sea un resultado del ajuste de tensiones en esta zona.

2. Los eventos localizados se ubican en un área aproximadamente rectangular de 8 x 4.5 km. Su eje mayor presenta una orientación NW-SE, que coincide aproximadamente con la dirección de la cuenca del río Lerma (figuras 1 y 5).

3. La actividad sísmica se inició abruptamente a profundidades de 18 a 23 km, excepto los eventos 1 y 2 que tienen profundidades ligeramente menores 13.2 y 15.9 km respectivamente. Posteriormente, la actividad migró hacia la superficie (~5-14 km) en dirección sur. De tal manera que, la distribución final con la profundidad de los focos sísmicos muestra dos claras concentraciones (figuras 6 y 7). Esta disposición de las concentraciones de eventos, sugiere una fragmentación de la corteza superior en esta zona en dos bloques que descienden en escalones hacia el norte y la presencia a los $19^{\circ}10'N$ de una estructura vertical sísmicamente activa orientada en dirección E-W.

Aunque existen varias soluciones posibles del mecanismo focal todas ellas son congruentes con un fallamiento normal. Así, nuestras conclusiones concuerdan con las principales características estructurales de los modelos tectónicos propuestos para esta zona por Mooser (1972) y Bloomfield (1974). Por otro lado, el desplazamiento hacia el oeste de los epicentros localizados al norte de la latitud $19^{\circ}10'N$ (figura 5) con respecto a los del sur, sugiere un desplazamiento en esa misma dirección del bloque de la porción norte.

4. Los tres máximos de actividad que se observan en el histograma de la secuencia (figura 2) y el hecho de que los eventos de mayor magnitud ocurrieran precisamente en estos picos de actividad, sugiere que probablemente hubo varias rupturas ocasionadas por el desplazamiento de los bloques.

5. La escasez de hipocentros a la profundidad de 14 a 18 km aproximadamente

posiblemente refleja un cambio en las propiedades de rigidez de la corteza.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a C. Jiménez y L. González por su valiosa colaboración en el trabajo de campo. A Selma Campos por la preparación final de las ilustraciones, a Leticia Elizalde por su paciencia en el mecanografiado del manuscrito, al personal de SISMEX que proporcionó valiosa información sísmica y a los revisores anónimos por sus acertadas sugerencias para el mejoramiento del presente trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ASTIZ, L., 1980. Sismicidad de Acambay, Estado de México. El Temblor del 22 de Febrero de 1979. Tesis Profesional, Fac. de Ingeniería, UNAM, 1-130.
- BLOOMFIELD, K., 1974. Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano Central Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 901-906.
- BLOOMFIELD, K., 1975. A Late-Quaternary Monogenetic Volcano Field in Central Mexico. *Geol. Rundschau*, 4, 476-497.
- HAVSKOV, J. and S. K. SINGH, 1978. Shallow Crustal Structure Below Mexico City. *Geofís. Intern.* 17, 223-229.
- HERRMANN, R. B., 1979. FASTHYPO: A Hypocenter location Program, *Earthq. Notes*, 50, 25-37.
- LOPEZ RAMOS, E., 1976. Carta Geológica de la República Mexicana. Escala 1:2 000 000.
- LOPEZ RAMOS, E., 1981. Geología de México. Tomo III, 23-36.
- MEYER, E. P., J. S. STEINHART and G. P. WOOLLARD, 1961. "Central Plateau of Mexico, 1957". In: *Explotion Studies of Continental Structure*, Carnegie Institution of Washington, Pub. No. 622, Washington, D. C., 199-225.
- MOOSER, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt. Structure and Tectonics, *Geofís. Intern.*, 12, 55-70.
- 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.
- RICHTER, C. F., 1958. *Elementary Seismology*. W. H. Freeman, 340-344.