

**LOCALIZACION HIPOCENTRAL Y MECANISMO FOCAL  
DE ALGUNOS TEMBLORES FUERTES DE  
COSTA RICA – NICARAGUA**

W. MONTERO POHLY\*

L. PONCE MORI\*\*

(Recibido 2 enero, 1980.)

RESUMEN

La profundidad y el mecanismo focal de nueve temblores fuertes ( $m_b \geq 5.3$ ) ocurridos en la costa pacífica de Costa Rica-Nicaragua en el período 1966-1972, son estudiados detenidamente. Las profundidades encontradas usando fases profundas (especialmente pP y sP) son menores entre 10-30 km respecto a las determinaciones por ajustes de los tiempos de la onda P. Los mecanismos de foco ocurridos en la zona de Benioff son típicos de las zonas de subducción. Los ejes de tensión se alinean con la faja sísmica, sugiriendo un aumento en el ángulo de inclinación al aumentar la profundidad. Los ejes de presión muestran estabilidad en inclinación y dirección. La dirección de los ejes de presión (NE 30° SW) es similar a la dirección de subducción de la placa de Cocos bajo la placa Caribe, la cual se deduce como de N 40° E, basándose en la dirección promedio de los vectores deslizamiento de los eventos someros de la zona de Benioff (6 en total). Al usar un programa de localización telesísmica que ajusta tiempos de P, se encontró que las localizaciones hipocentrales no convergen a un único valor de profundidad.

\* *Escuela Centroamericana de Geología,  
Universidad de Costa Rica, Apartado 35, Ciudad Universitaria "Rodrigo Facio", Costa Rica.*

\*\* *Instituto de Geofísica,  
Universidad Nacional Autónoma de México, México 20, D.F., México.*

ABSTRACT

Depth and focal mechanism for nine earthquakes ( $m_b \geq 5.3$ ) that occurred in the pacific coast of Costa Rica-Nicaragua region are studied in detail. Depths, determined by the use of pP and sP phases, show to be 10-30 km shallower than those obtained from routine determinations based on first p-arrivals. Focal mechanisms obtained are typical of subduction zones. Tensional T-axis aline with the seismic activity which define the Benioff zone, indicating an increasing of its dipping angle with depth. Strike and dip of the pressure p-axis show stability; the direction of the p-axis, NE 30° SW, is similar to the direction of subduction of the Cocos plate beneath the Caribbean plate, which has been deduced to be N 40° E according to the average slip vector for the six shallower earthquakes. When a standard computer program to locate hypocenters that minimize first p-arrivals is used, depth determinations do not converge to a unique value.

## INTRODUCCION

La fosa mesoamericana que se extiende a lo largo de Centro América, fue determinada como zona de límite entre las placas de Cocos y del Caribe como resultado del trabajo de Molnar y Sykes (1969). Esta definición fue el resultado del estudio de nueve soluciones de mecanismo de foco de sismos ocurridos en el período 1963-1966 a lo largo del margen Pacífico de esta estructura en forma de arco. Igualmente determinaron a la fractura de Panamá como zona de límite entre las placas de Cocos y Nazca. La dirección de movimiento de la placa de Cocos bajo la placa Caribe, al sureste de la extensión continental de la falla de Bartlett se encontró a partir del análisis de los vectores de deslizamiento de los mecanismos de foco estudiados, como N 30° E (Molnar y Sykes, 1969). Dean y Drake (1978) obtienen soluciones de mecanismo de foco para 67 temblores ocurridos en Centro América y el sureste de México en el período 1967-1974. El objetivo del presente trabajo es estudiar con detalle la localización hipocentral y el mecanismo de foco de nueve temblores fuertes, ocurridos en un área restringida situada en el margen sudeste de la zona de interacción de la placa de Cocos y del Caribe (Montero, 1977). El mecanismo de foco de siete de los nueve temblores estudiados fue previamente determinado por Molnar y Sykes (1969), Isacks y Molnar (1971) y Dean y Drake (1978), encontrándose algunas discrepancias con las soluciones obtenidas por los anteriores autores, las cuales se discuten desde el punto de vista tectónico.

## SELECCION DE DATOS

Un mapa de temblores fuertes ( $m_b \geq 5.0$ ) ocurridos en el margen Pacífico del sureste de México y Centro América en el período 1960-1974 (figura 1), obtenido a partir de datos provenientes del International Seismological Centre (ISC) señala tres regiones altamente sísmicas:

- a) Margen Pacífico de Guatemala y sureste de México
- b) Margen Pacífico de Nicaragua y noroeste de Costa Rica, y
- c) Alineamiento de dirección N-S a los 83° W, en el borde Pacífico de Costa Rica y Panamá.

Nueve temblores fuertes ( $m_b \geq 5.3$ ) fueron seleccionados de los últimos dos grupos. La tabla 1 enlista los parámetros focales de los sismos escogidos, de acuerdo con el ISC. El número del evento que aparece en la primera columna de esta tabla se usará como referencia en este trabajo.

Los sismogramas provenientes de la WWNSS, de la red canadiense y de la red mexicana fueron cuidadosamente seleccionados para realizar el estudio del me-

canismo focal y la determinación hipocentral. Se leyó el tiempo de arribo de P (o PKP) en los registros de período largo y corto, anotándose el respectivo dato de dirección del primer impulso; además, con las ampliaciones de buenos registros de la onda S (o SKS) se obtuvieron datos de polarización de esta señal. Los tiempos de arribo de las fases pP y sP fueron leídos para el estudio de la redeterminación de profundidad.

### DETERMINACIONES HIPOCENTRALES

Los programas de localización telúsmica ajustan las coordenadas espaciales y el tiempo origen de un evento a partir de un conjunto de observaciones de tiempos de recorrido de la onda P. Un hipocentro se obtiene cuando los datos convergen en un valor mínimo de la desviación típica de los residuos de los tiempos observados menos los calculados.

Las determinaciones hipocentrales se realizaron usando un programa de localización telúsmica originalmente escrito por Bolt (1962) y modificado por el Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

En nuestro caso tratamos de encontrar el mejor hipocentro para cada una de las cuatro familias en que se separaron los datos:

- a) Datos de período corto para estaciones situadas a menos de  $20^{\circ}$  de los epicentros del ISC.
- b) Datos de período corto para estaciones ubicadas entre  $20^{\circ}$  y  $100^{\circ}$ .
- c) Datos de estaciones de período largo ubicadas entre  $0^{\circ}$  y  $20^{\circ}$ , y
- d) Datos de estaciones de período largo situadas entre  $20^{\circ}$  y  $100^{\circ}$ .

Cada familia de datos se procesó separadamente restringiendo únicamente la profundidad a distintos valores y sugiriendo un epicentro probable, como valor inicial del cálculo. Se encontró que el error típico mínimo asociado a cada conjunto de datos se mantenía constante, hasta la primera cifra decimal, entre intervalos de profundidades en algunos casos exageradamente amplios. El tiempo origen es el parámetro focal que absorbe principalmente las variaciones de profundidad. En las figuras 2 y 3 se muestra el comportamiento anterior. Se observa que la desviación típica mínima se mantiene constante durante intervalos de profundidad más amplios para los grupos de datos correspondientes a las distancias epicentrales ( $\Delta$ ) mayores (entre  $20^{\circ}$  y  $100^{\circ}$ ), respecto a los casos que utilizan datos con distancias epicentrales menores (entre  $0^{\circ}$  y  $20^{\circ}$ ). En las familias de datos epicentrales correspondientes a  $\Delta < 20^{\circ}$  siempre se incorporaron datos de estaciones situadas a menos de  $5^{\circ}$  de los epicentros del ISC y el número de lecturas de P fue superior a 15; para  $\Delta > 20^{\circ}$

el número de lecturas de onda P fue superior en todos los casos a 70. Todas las familias muestran una escasa cobertura azimutal y epicentral; el Océano Pacífico y el Mar Caribe constituyen barreras naturales que impiden tener observaciones en azimuts y distancias claves para mejorar las localizaciones hipocentrales de los sismos de esta región. Los nuevos observatorios sismológicos locales aportarán información fundamental para la mejor ubicación hipocentral en Centro América. Métodos más sofisticados (Lomnitz, 1977a) no han sido aún aplicados en las determinaciones hipocentrales de esta región.

Para determinar la profundidad (h) de los nueve eventos escogidos se leyó el tiempo de arribo de las fases pP y sP, teniendo cuidado de seleccionar aquellas lecturas de las anteriores señales, obtenidas en estaciones ubicadas en distancias epicentrales tales que pP o sP no estuvieron interferidas en tiempo por otras señales reflejadas o refractadas en el interior de la Tierra, además la forma y contenido de frecuencias de las fases pP y sP debían de ser similares a la fase P.

Este segundo requerimiento se cumple satisfactoriamente en registros de período largo. Los principales problemas se presentan con la lectura de las fases profundas, de sismos superficiales ( $h < 70$  km). Obtenido el tiempo de arribo de la fase profunda, éste se resta del tiempo de arribo de P. Los residuos obtenidos son posteriormente colocados en una gráfica de tiempo contra distancia epicentral (figura 4). Los datos se sitúan entre dos curvas teóricas de diferentes profundidades, basadas en las tablas de Jeffreys-Shimshoni (1963). Finalmente se interpola la curva de profundidad que mejor ajuste para los residuos observados, obtenida a partir de un algoritmo que busca por mínimos cuadrados la mejor solución al conjunto de valores observados. La tabla 2 muestra las profundidades obtenidas como resultado de este análisis, las cuales son comparadas con los valores de profundidad reportados por otras fuentes (ISC; Dewey y Algermissen, 1974).

Los valores de profundidad encontrados utilizando pP-P (o pPKP-PKP) y sP-P son consistentemente menores entre 10-30 km respecto a las profundidades deducidas al ajustar únicamente los tiempos de arribo de P, según localización del ISC, excepto para los eventos 3 y 9. En el caso de los eventos 4, 5 y 8 la dispersión de los datos es bastante alta, a causa de la escasa resolución en tiempo de los sismogramas de período largo y de la interferencia de otras señales sísmicas provenientes del interior de la Tierra.

#### DETERMINACIONES DE MECANISMOS DE FOCO

La metodología para determinar mecanismos de foco usando datos de polarización de P (o PKP) y S (o SKS) fue extensamente desarrollada en las décadas anteriores y básicamente se siguieron las técnicas descritas por Stauder (1962).

Debido al particular tipo de dislocación que caracteriza la zona focal y la escasa distribución de las estaciones sismológicas de la WWSSN alrededor de los epicentros centroamericanos, sólo es posible definir un plano nodal (plano X) con relativa precisión al utilizar los datos de polarización de P y PKP. Para definir mejor los planos nodales se incorporaron además lecturas de primeros impulsos de la red sismológica mexicana, la cual tiene su respuesta pico entre 2 y 8 segundos y además se realizó un análisis de polarización de la onda S, para restringir considerablemente la posición del polo de tensión y por consiguiente la dirección e inclinación del segundo plano nodal. El análisis de polarización de la onda S se realizó para siete eventos no permitiendo la calidad de la información hacer extensivo este análisis a los eventos 1 y 8.

En la tabla 3 se muestran los valores de los planos X, Y y de los vectores deslizamiento y las variaciones extremas de los mismos. En la tabla 4 se listan los valores de los ejes de presión (P), de tensión (T) y eje nulo (B) y sus respectivas variaciones máximas. La figura 5 muestra los mecanismos de foco escogidos para los nueve temblores. Las soluciones determinadas para cada evento representan aquellas que concuerdan mejor con los datos observados de polarización de la onda P (o PKP) y S. El plano nodal Y, de bajo ángulo de inclinación, muestra menor restricción principalmente en su dirección, tal como se evidencia de la tabla 3 y esto es debido a la falta de datos de polarización en ciertos azimuts y distancias epicentrales claves, en especial del área del Caribe. El vector deslizamiento correspondiente a los eventos superficiales (indicados con asterisco en la tabla 3) de la zona de Benioff muestra gran estabilidad tanto en su dirección como inclinación. En la tabla 4 se observa la gran estabilidad en dirección e inclinación de los polos de los ejes de presión para los temblores de la zona de Benioff. Los ejes de presión tienen una inclinación fuertemente horizontal y su dirección, en general, concuerda con la dirección media de subducción de la placa Cocos bajo la placa Caribe N 30° E según fue definida por Molnar y Sykes (1969).

## DISCUSION DE RESULTADOS

Lomnitz (1977b) ha demostrado que los algoritmos convencionales para localizar temblores no presentan suficientes restricciones para determinar la profundidad de un evento para distancias mayores que 30°. Para distancias menores la determinación hipocentral depende de la estructura de la corteza, la cual en la mayoría de los casos no es bien conocida. Las observaciones anteriores quedan plenamente demostradas con los resultados obtenidos en este estudio. No fue posible realizar una buena determinación hipocentral para los eventos estudiados a causa de la falta de convergencia de las distintas familias en que se separaron los datos hacia una determinada profundidad. Únicamente se pudo definir para cada temblor una área epicentral dentro de la cual, cada localización nos proporciona una misma desviación típi-

ca mínima oscilando entre intervalos de profundidad en algunos casos excesivamente amplios.

El epicentro del ISC cae dentro de esta área. Dewey y Algermissen (1974), señalan que tales epicentros están desplazados hacia el NE a causa de los efectos de velocidad alrededor de la fuente y de la estación, y de la escasa cobertura azimutal y epicentral de los sismos centroamericanos. Las estaciones del Caribe y de Europa no se encuentran compensadas ni epicentral ni azimutalmente, provocando un arrastre de los temblores hacia el NE.

Molnar y Sykes (1969) señalaron claramente que las profundidades deducidas utilizando pP-P para algunos sismos centroamericanos eran consistentemente menores entre 10-30 km, respecto a las profundidades encontradas por el ajuste de los tiempos de P, tal como lo realiza rutinariamente el ISC. Dewey y Algermissen (1974) incluyen ajustes de la fuente a la estación a las tablas camino-tiempo de P para la localización de eventos ocurridos entre 1950-1972, cerca de Managua, Nicaragua, logrando definir mejor la zona sísmica de Benioff en esa porción del arco centroamericano y mejorar la profundidad determinada previamente por el ISC para temblores ocurridos en ese período. En la tabla 2 se comparan las profundidades obtenidas según diversas fuentes. Claramente se evidencia que en siete de los nueve temblores estudiados la profundidad deducida al usar pP-P, pPKP-PKP y sP-P es consistentemente menor (entre 10-35 km) respecto a las encontradas por el ajuste de tiempo de P, según hipocentros reportados por el ISC. Los reportes de pP-P de algunas estaciones al ISC son bastante concordantes con las profundidades reportadas en este estudio. Las profundidades reportadas por Dewey y Algermissen (1974) son consistentemente menores respecto a las encontradas usando fases indicadoras de profundidad, siendo las discrepancias menores excepto en el caso del evento ocho.

En especial para los temblores de foco intermedio, las profundidades deducidas usando fases profundas son consistentemente mayores debido a que pP debe atravesar una zona de baja velocidad (la astenosfera). Dewey y Algermissen (1974) reportan en especial para sus temblores intermedios que las profundidades deducidas probablemente son sistemáticamente más someras respecto a las profundidades reales. Las profundidades encontradas utilizando fases profundas o tiempos ajustados de P siguiendo la metodología de Dewey y Algermissen (1974) pueden considerarse como los límites superior e inferior de las profundidades de los temblores intermedios estudiados.

Los ejes de tensión se alinean paralelamente (figura 6) con la zona sísmica de Benioff para los ocho eventos ocurridos en esta faja tal como definieron claramente Isacks y Molnar (1971) para el frente de subducción de la placa de Cocos bajo la

placa Caribe. Los sismos superficiales indican un eje de tensión de regular inclinación y este ángulo aumenta conforme los eventos aumentan su profundidad. El paralelismo de la sismicidad y los ejes de tensión en la zona de Benioff del arco centroamericano, se puede deducir comparando los resultados de sismicidad encontrados por Dewey y Algermissen (1974) con los de este trabajo (figura 6). Los mecanismos de foco encontrados para los eventos superficiales y de profundidad intermedia son esencialmente idénticos, notándose únicamente un aumento en el ángulo de inclinación de los ejes de tensión con la profundidad. Sin embargo, para los eventos someros de la zona de Benioff de tipo de falla inversa (con asterisco en la tabla 3), se acostumbra escoger el plano nodal de bajo ángulo de inclinación como el plano de falla a causa de que estos planos son prácticamente paralelos con la zona sísmica y porque los vectores deslizamientos correspondientes a estos planos son prácticamente paralelos entre sí (Molnar y Sykes, 1969), reflejando el movimiento relativo entre las placas. En los temblores intermedios se acostumbra escoger el plano nodal de fuerte ángulo de inclinación de acuerdo con razonamientos explicados en términos de ruptura mecánica (Isacks y Molnar, 1971) o termodinámicos (De la Cruz Reyna, 1976).

Interesante de observar es la gran estabilidad en la dirección e inclinación de los ejes de presión de los temblores de esta región del arco centroamericano. Los resultados de Dean y Drake (1978) y Molnar e Isacks (1971) concuerdan con los encontrados en este estudio (tabla 4). Los ejes de presión de los eventos someros de la zona de Benioff, incluyendo el mecanismo de tipo de desplazamiento de rumbo (evento 9) se alinean en la dirección  $NE\ 35 \pm 10\ SW$ , con inclinaciones bastante someras ( $23 \pm 8$ ). Los esfuerzos de presión transmitidos al interior de la placa Caribe mantienen esta dirección predominante. Temblores superficiales que ocurren en terrenos volcano-sedimentarios en la parte central de Costa Rica muestran mecanismos de foco con un eje de presión de dirección similar a los de la zona de Benioff (Montero y Dewey, en prensa), o se desvían ligeramente hacia una dirección predominante N-S, por ejemplo, terremoto de Nicaragua de 1972 (Brown *et al.*, 1973); Tilarán, Costa Rica de 1973 (Matumoto *et al.*, 1976) o San Salvador de 1965 (Molnar y Sykes, 1969). En zonas de convergencia, los esfuerzos de presión transmitidos al interior de la placa subducida son los causantes de la formación de las principales estructuras tectónicas en zonas orogénicas. Esta aseveración queda confirmada por la concordancia en dirección e inclinación de los ejes de presión deducidos a partir de los temblores originados en la zona de Benioff y los superficiales ocurridos en el interior del arco centroamericano.

La restricción de los planos nodales de los mecanismos de foco fueron mejorados notablemente al incorporar los datos de polarización de P de las estaciones sismológicas de la red mexicana, las cuales se sitúan en distancias y azimuts claves para definir mejor los planos nodales de los temblores centroamericanos. Los datos de polari-

zación de la onda S permitieron restringir la ubicación del polo de tensión y consecuentemente la posición del plano nodal Y. El plano nodal de bajo ángulo de inclinación es el que muestra mayor variación extrema (tabla 3 y figura 5). Sin embargo, en términos generales los mecanismos de foco escogidos están bien restringidos y determinados. Los mecanismos de foco deducidos en este estudio difieren en algunos aspectos de las soluciones obtenidas en otros trabajos (tablas 3 y 4). Las principales divergencias se presentan en la ubicación del plano nodal de bajo ángulo de inclinación (plano Y), caso de las soluciones de los eventos 1, 3, 5. El mecanismo de foco del evento 9 fue escogido por Dean y Drake (1978), como de falla normal con una importante componente de desplazamiento de rumbo. Los planos nodales escogidos son de fuerte ángulo de inclinación con direcciones prácticamente NS y EW. Miyamura (1975) indica que la fractura de Panamá ubicada a los  $83^{\circ}$  W, en las cercanías del borde de Costa Rica y Panamá se divide en muchos alineamientos cortos y subparalelos de dirección N-S, y una fractura a lo largo de  $84^{\circ}$  W continúa claramente hasta la costa. Posiblemente el evento 9 ocurrió en este alineamiento, por lo cual su mecanismo de foco corresponde al de una falla transformada tipo dextral y consecuentemente el plano nodal escogido como el plano de falla es el de dirección N-S. Los vectores deslizamiento deducidos para los temblores someros de la zona de Benioff (con asterisco en la tabla 3) señalan una dirección promedio de  $42^{\circ} \pm 12^{\circ}$  NE, la cual sería la dirección de subducción de la placa de Cocos bajo la placa Caribe para la porción estudiada del arco centroamericano. Molnar y Sykes (1969) sugieren con base en el estudio de mecanismos de foco una dirección preferencial de  $N 30^{\circ}$  E para la porción del arco centroamericano comprendido entre la extensión continental de la falla de Bartlett y la fractura de Panamá, y de  $N 40^{\circ}$  E para el arco comprendido hacia el NE de la extensión continental de la falla de Bartlett; Dean y Drake (1978) deducen una dirección similar, utilizando estudios de mecanismos de foco, algunos de los cuales se reestudiaron en este trabajo. Las divergencias entre este estudio y los dos anteriores pueden considerarse el resultado de una mejor restricción de los planos nodales de los temblores estudiados en este trabajo al incorporar datos de las estaciones mexicanas situadas en azimuts y distancias claves. La dirección de subducción de  $N 40^{\circ}$  E deducida para la porción SE del arco centroamericano, parece indicarnos que no se presenta diferencia en la dirección de subducción de la placa de Cocos bajo la placa Caribe o bajo la placa norteamericana a lo largo de todo el margen de convergencia. Minster y Jordan (1978), en su estudio integrado del movimiento actual de las placas tectónicas, obtienen que el movimiento relativo entre las placas de Cocos y el Caribe tiene dirección  $N 30^{\circ}$  E; sin embargo, hay que señalar que para esta región utilizan las direcciones de los vectores deslizamientos obtenidos por Molnar y Sykes (1969).

Tabla 1  
LISTA DE LOS SISMOS SELECCIONADOS

Clasificación de eventos	Región	Fecha	tiempo origen h m s	Lat.	Long.	Prof. h (Km)	Magnitud ISC USGS( $m_b$ )	
Evento 1	Costa Rica	Abril 9, 1966	02 34 24.7	09.54N	84.17W	50	5.3	5.3
Evento 2	Costa Rica	Abril 9, 1966	02 42 10.3	09.43N	84.20W	44	5.7	5.7
Evento 3	Costa Rica	Oct. 3, 1967	18 16 05.8	10.94N	85.92W	35	5.6	5.8
Evento 4	Nicaragua	Oct. 15, 1967	08 00 52.6	11.91N	85.93W	151	6.2	6.2
Evento 5	Nicaragua	Mar. 14, 1969	08 47 14.4	12.75N	86.85W	203	5.5	5.6
Evento 6	Cerca de la costa de Nicaragua	Mayo 13, 1969	14 16 52.3	11.53N	86.36W	75	5.5	5.6
Evento 7	Cerca costa Nicaragua	Agto.12, 1970	09 24 15.6	12.06N	86.64W	66	5.5	5.9
Evento 8	Cerca costa Nicaragua	Agto.12, 1970	10 24 29.4	11.99N	86.69W	83	5.4	5.6
Evento 9	Fuera de la costa de Costa Rica	Feb. 7, 1972	19 14 45.3	08.52N	84.05W	14	5.6	5.5

Datos obtenidos del boletín of the International Seismological Centre.

Tabla 2  
PROFUNDIDADES DE LOS SISMOS SELECCIONADOS

Evento	Profundidad según este estudio (km)			Profundidad por ajuste de tiempos de ISC (km)	Profundidad según fases reportadas al ISC (km)	Profundidades reportadas por Dewey y algermissen (1974) (km)
	pP-P	sr-P	nkf-Pkf			
Evento 1	33 ± 7.4			50 ± 5.7	37.0 ± 2.3	--
Evento 2	35 ± 9.3			44 ± 5.8	37.6 ± 2.5	--
Evento 3	36 ± 8.5	41 ± 5.4		35 ± 7.0	33.2 ± 2.9	26
Evento 4	160 ± 19.8	161 ± 9.0		181 ± 4.9	160.8 ± 1.3	151
Evento 5	171 ± 16.3	168 ± 13.0		203 ± 3.9	179.4 ± 1.3	169
Evento 6	34 ± 6.3	37 ± 7.1	39 ± 5.1	75 ± 1.5	74.2 ± 5.1	34
Evento 7	54 ± 9.9	---		66 ± 5.4	---	37
Evento 8	54 ± 12.0			83 ± 5.4	72.3 ± 4.4	38
Evento 9	19 ± 3.5			14 ± 1.4	14 ± 1.4	--

TABLA 3

Even to	SOLUCIONES SEGUN ESTE ESTUDIO								OTRAS SOLUCIONES FOCALES							
	Plano X, Grad		Plano Y, Grad		Vector desliza- miento, Grad				Plano X, Grad		Plano Y, Grad		Vector** Desliza- miento Grad		Fuente	
	Az.	Incl.	Az.	Incl.	Plano X	Plano Y	Gr.	Gr.	Az.	Incl.	Az.	Incl.	Az.	e.		
1*	327	80 SW	253	33 <sup>±</sup> 1NW	343	57 <sup>±</sup> 1	57	10	276	56SE	283	34NE	6	34	Molnar y Sykes (1969)	
2*	320	68 SW	261 <sup>±</sup> 1	37 <sup>±</sup> 1NW	351 <sup>±</sup> 1	53 <sup>±</sup> 1	50	22	---	---	---	---	---	---	-----	
3*	293 <sup>±</sup> 5	70 SW	270 <sup>±</sup> 6	21 <sup>±</sup> 2N	0 <sup>±</sup> 6	69 <sup>±</sup> 2	23	20	309	83SW	11	14SE	39	(7)	Dean y Drake (1978)	
4	325 <sup>±</sup> 4	64 <sup>±</sup> 2SW	335 <sup>±</sup> 7	26 <sup>±</sup> 4NE	65 <sup>±</sup> 7	64 <sup>±</sup> 4	55	26 <sup>±</sup> 2	329	76SW	312	16NW	59	14	Isacks y Molnar (1971)	
									324	72SW	350	20NE	(54)	(18)	Dean y Drake (1978)	
5	323 <sup>±</sup> 3	72 SW	294 <sup>±</sup> 7	20NE	24 <sup>±</sup> 7	70	53	18	332	80SW	326	10NE	(62)	(10)	Dean y Drake (1978)	
6*	312	68 SW	312 <sup>±</sup> 13	22NE	42 <sup>±</sup> 13	68	42	22	301	64SW	310	26NE	31	(26)	Dean y Drake (1978)	
7*	304	70 SW	310 <sup>±</sup> 10	20 <sup>±</sup> 1NE	40 <sup>±</sup> 10	70 <sup>±</sup> 1	34	20	317	77SW	303	13NE	47	(13)	Dean y Drake (1978)	
8*	318	76 SW	264 <sup>±</sup> 7	22 <sup>±</sup> 4NW	354 <sup>±</sup> 7	68 <sup>±</sup> 4	48	12	---	---	---	---	---	---	-----	
9	279	88 SW	9	76SE	99	14	9	2	173	56SW	33	58NW	(3)	(34)	Dean y Drake (1978)	

\* Temblores someros ocurridos en la zona de Benioff que muestran el resbalamiento entre la placa de Cocos y Caribe.

\*\* Entre paréntesis, valores deducidos en este estudio a partir de datos de otros autores.

TABLA 4

Even to	Ubicación de los esfuerzos principales desviacionales según este estudio						Ubicación de los esfuerzos principales desviacionales según otras fuentes.						Fuente
	Eje de Presión (P), Grad		Eje de Tensión (T), Grad		Eje Nulo (B), Grad		Eje de Presión (P), Grad		Eje de Tensión (T), Grad		Eje Nulo (B), Grad		
	Az.	e.	Az.	e.	Az.	e.	Az.	e.	Az.	e.	Az.	e.	
1	212	26 <sup>±</sup> 1	90 <sup>±</sup> 1	46 <sup>±</sup> 1	320	31 <sup>±</sup> 1	189	12	353	79	99	3	Molnar y Sykes (1969)
2	208	17 <sup>±</sup> 1	91	55 <sup>±</sup> 1	308	29 <sup>±</sup> 1	---	---	---	---	---	---	-----
3	204 <sup>±</sup> 4	25 <sup>±</sup> 1	22 <sup>±</sup> 7	66 <sup>±</sup> 1	292 <sup>±</sup> 6	8 <sup>±</sup> 3	232	28	68	61	327	4	Isacks y Molnar (1971)
							228	38	26	50	130	12	Dean y Drake (1978)
4	238 <sup>±</sup> 2	18 <sup>±</sup> 3	50 <sup>±</sup> 13	72 <sup>±</sup> 5	148 <sup>±</sup> 3	4 <sup>±</sup> 2	240	26	43	62	147	8	Dean y Drake (1978)
5	225 <sup>±</sup> 6	26 <sup>±</sup> 2	70	62 <sup>±</sup> 8	320 <sup>±</sup> 3	10 <sup>±</sup> 3	240	35	63	55	332	1	Dean y Drake (1978)
6	222 <sup>±</sup> 4	23	42 <sup>±</sup> 10	68 <sup>±</sup> 2	132 <sup>±</sup> 3	0 <sup>±</sup> 5	214	20	24	70	123	3	Dean y Drake (1978)
7	214 <sup>±</sup> 3	25	29 <sup>±</sup> 6	65 <sup>±</sup> 1	125 <sup>±</sup> 2	2 <sup>±</sup> 4	224	32	51	58	316	4	Dean y Drake (1978)
8	214 <sup>±</sup> 4	32 <sup>±</sup> 2	69 <sup>±</sup> 5	54 <sup>±</sup> 2	314 <sup>±</sup> 2	18 <sup>±</sup> 4	---	---	---	---	---	---	-----
9	233	9	325	11	108	75	68	50	336	1	245	40	Dean y Drake (1978)

## CONCLUSIONES

Es necesario buscar nuevos criterios de convergencia de las determinaciones hipocentrales cuando se usan programas de localización telesísmica basados en los ajustes de los tiempos de P. Las determinaciones de profundidad utilizando fases profundas (pP, sP) son más confiables que aquellas que usan ajustes de tiempo de P, a menos que los efectos de velocidad alrededor de la fuente y de la estación sean considerados y se mejore la distribución azimutal y epicentral de las estaciones alrededor de los eventos centroamericanos.

La alineación de los ejes de tensión con la zona de Benioff sugiere un aumento del ángulo de inclinación de esta zona sísmica al aumentar la profundidad. Esto es confirmado por la sismicidad encontrada a lo largo de la zona de subducción. Los ejes de presión de los temblores ocurridos en la zona de Benioff, incluyendo el de la zona de la fractura de Panamá, muestran gran estabilidad y su dirección e inclinación son similares a las deducidas para los sismos superficiales ocurridos en el interior del arco centroamericano, indicando que estos esfuerzos originan algunos de los principales perfiles tectónicos del sistema arco-trinchera. Al mejorar la restricción de los planos nodales de los mecanismos de foco al sureste del arco centroamericano se encuentra que los vectores deslizamiento señalan una dirección de subducción promedio de N 40° E. Este resultado sugiere que la dirección de subducción de la placa de Cocos bajo la placa Caribe o bajo la placa Norteamericana es constante y se mantiene alrededor del anterior valor.

## AGRADECIMIENTOS

A Zenón Jiménez, Casiano Jiménez y demás colaboradores del Instituto de Geofísica, UNAM, nuestro agradecimiento por la amplia colaboración durante la ejecución de este trabajo. Al Dr. Antonio Quesada y al Dr. César Dándoli por su apoyo para la realización de esta investigación. La investigación fue financiada por el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México y la Organización de Estados Americanos.

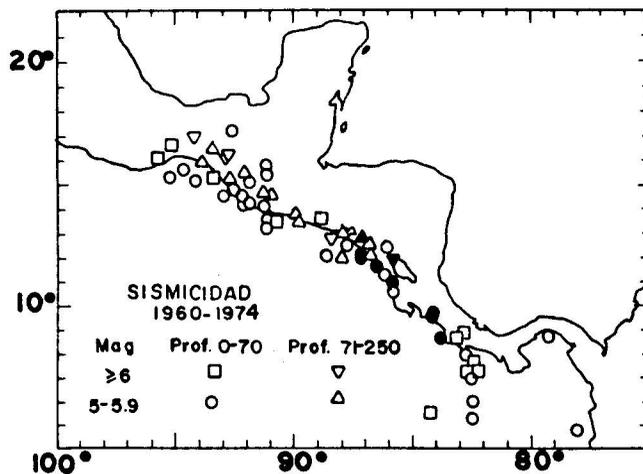


Fig. 1 Eventos de magnitud  $m_b \geq 5.0$  para el período 1960-1974, ocurridos en Centro América y el sureste de México. Tres regiones altamente sísmicas se definen claramente. a) Región de la costa pacífica del oeste de Guatemala y sureste de México. b) Costa pacífica de Nicaragua y noroeste de Costa Rica y c) Región del borde pacífico de Costa Rica-Panamá (fractura de Panamá). Los círculos rellenos señalan la ubicación de los temblores estudiados.

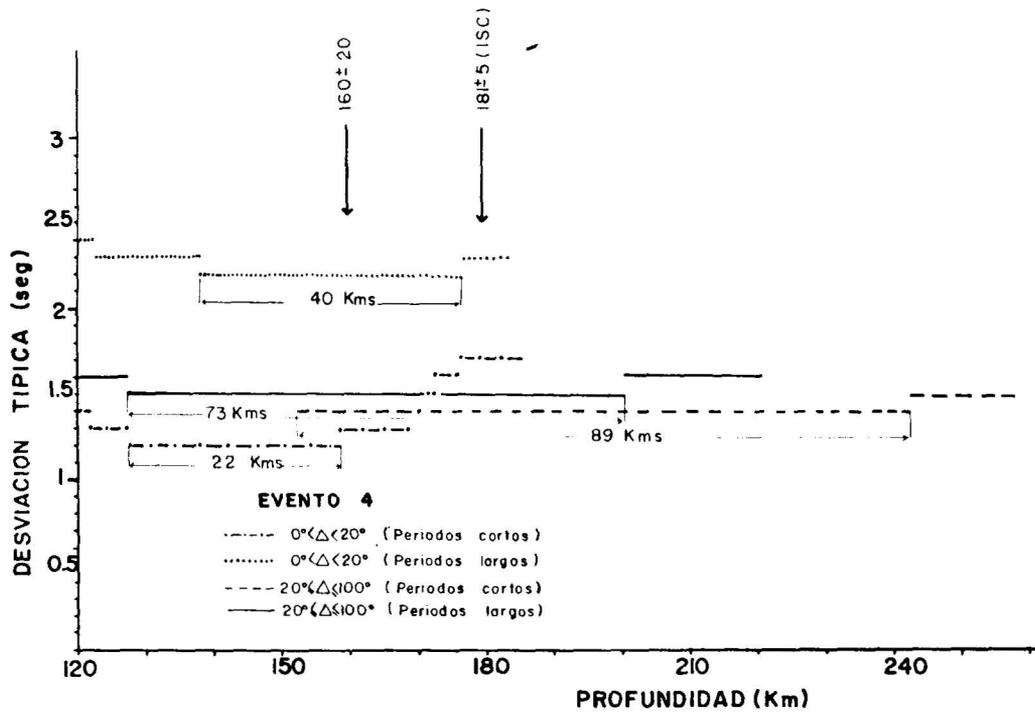


Fig. 2 Relación entre la desviación típica mínima de los residuos de la onda P con la profundidad para el evento 4. Se nota la falta de convergencia de las distintas familias de datos hacia un único valor de profundidad. Las profundidades determinadas en este trabajo y por el ISC se indican en la parte superior de la figura.

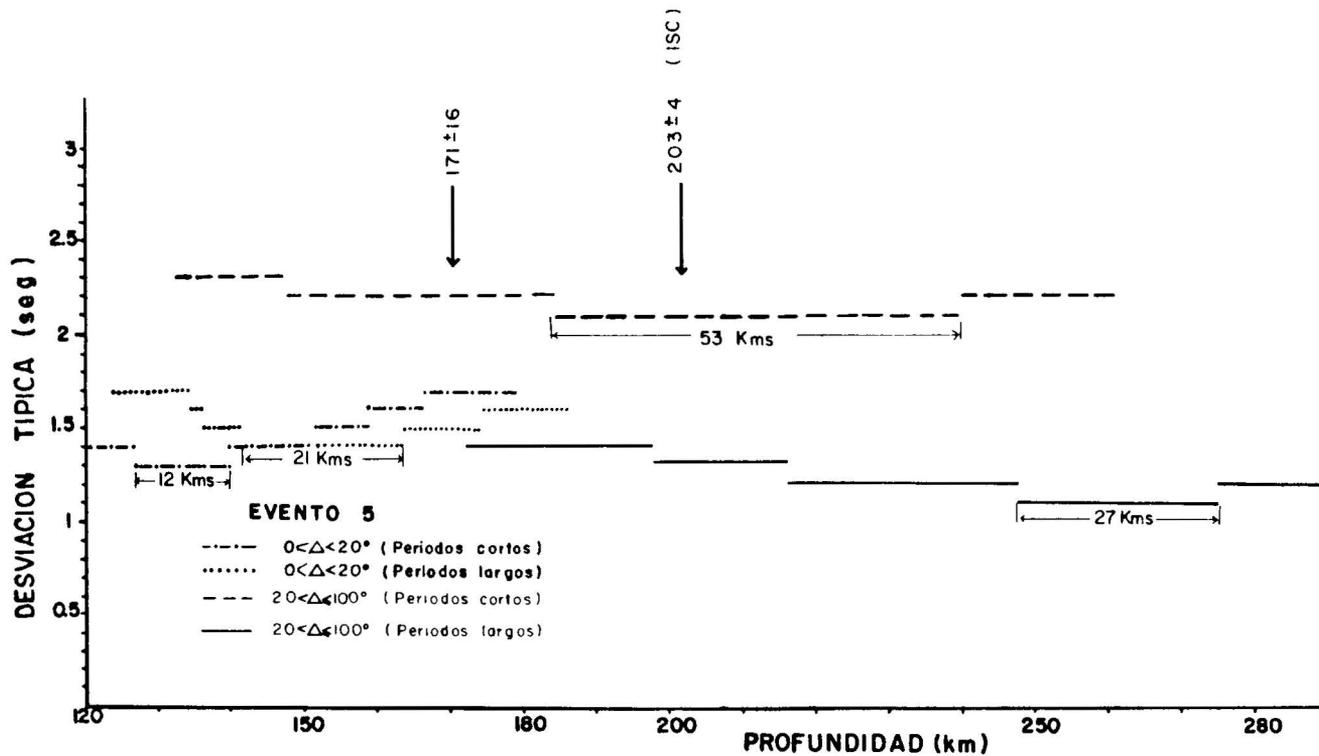


Fig. 3 Relación entre la desviación típica mínima de los residuos de la onda P con la profundidad para el evento 5. Las distintas familias en que fueron divididos los datos no convergen en un único valor de profundidad. Las profundidades determinadas en este trabajo y por el ISC se indican en la parte superior de la figura.

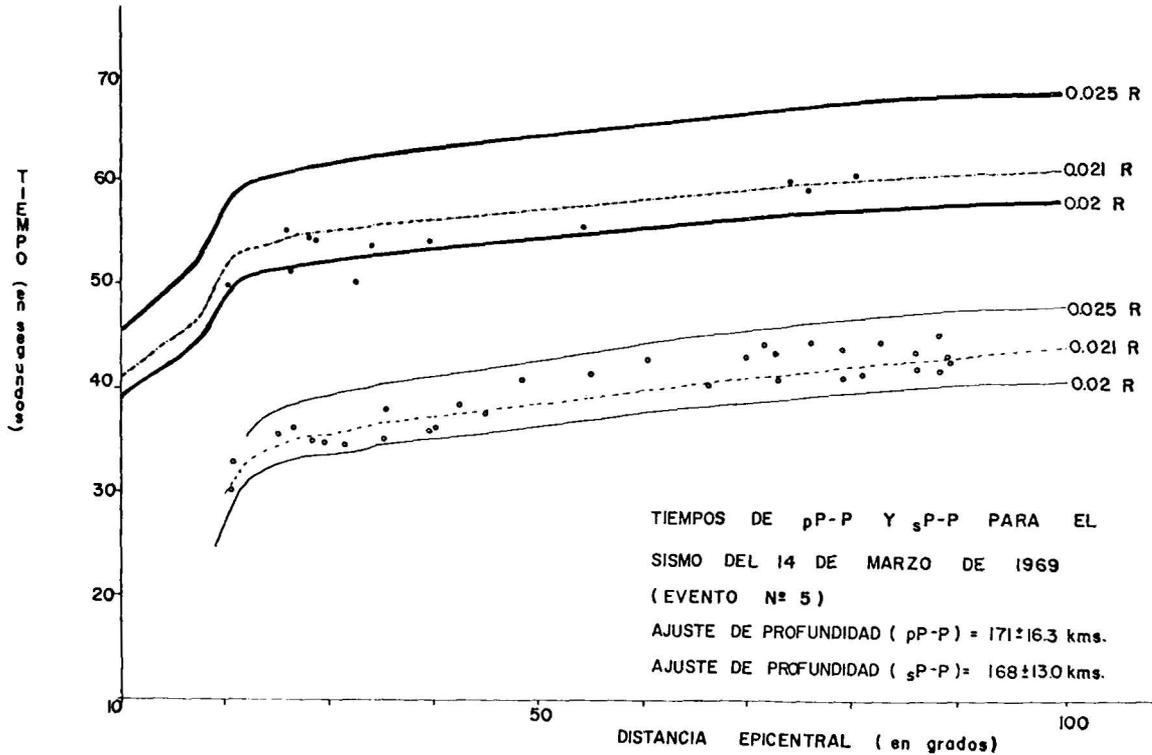


Fig. 4 Ajuste de profundidad utilizando fases profundas (pP-P y sP-P). Los datos de pP-P se indican con círculos vacíos. Los datos de sP-P se señalan con círculos rellenos. Las curvas de mejor ajuste a los datos observados son las curvas a trazos; como referencia los datos se sitúan entre dos curvas teóricas continuas de distintas profundidades. R es el radio terrestre sin considerar el espesor de la corteza ( $h = 6,338 R + 33$ , h es la profundidad).

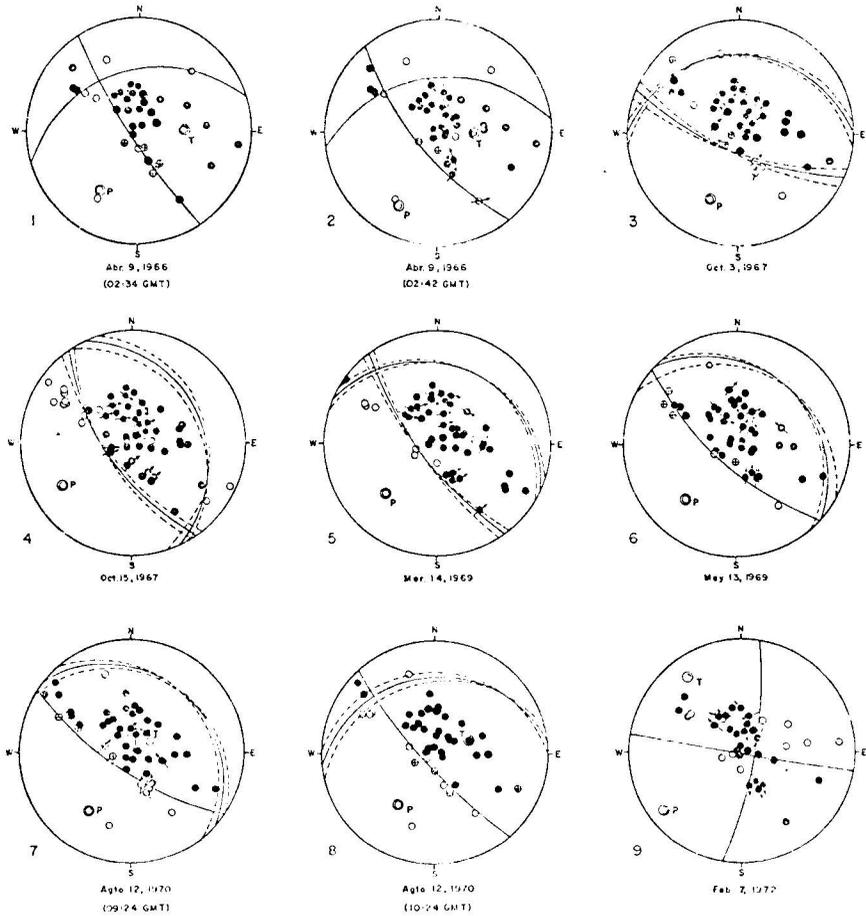


Fig. 5 Mecanismos de foco de los nueve eventos seleccionados. Los círculos rellenos representan compresiones. Los círculos vacíos representan dilataciones. Los círculos con cruz son datos de polarización de carácter nodal. Las flechas indican la dirección de polarización de la onda S. Los polos de los ejes de presión se indican con doble círculo vacío y los de tensión con doble círculo y relleno el interior.

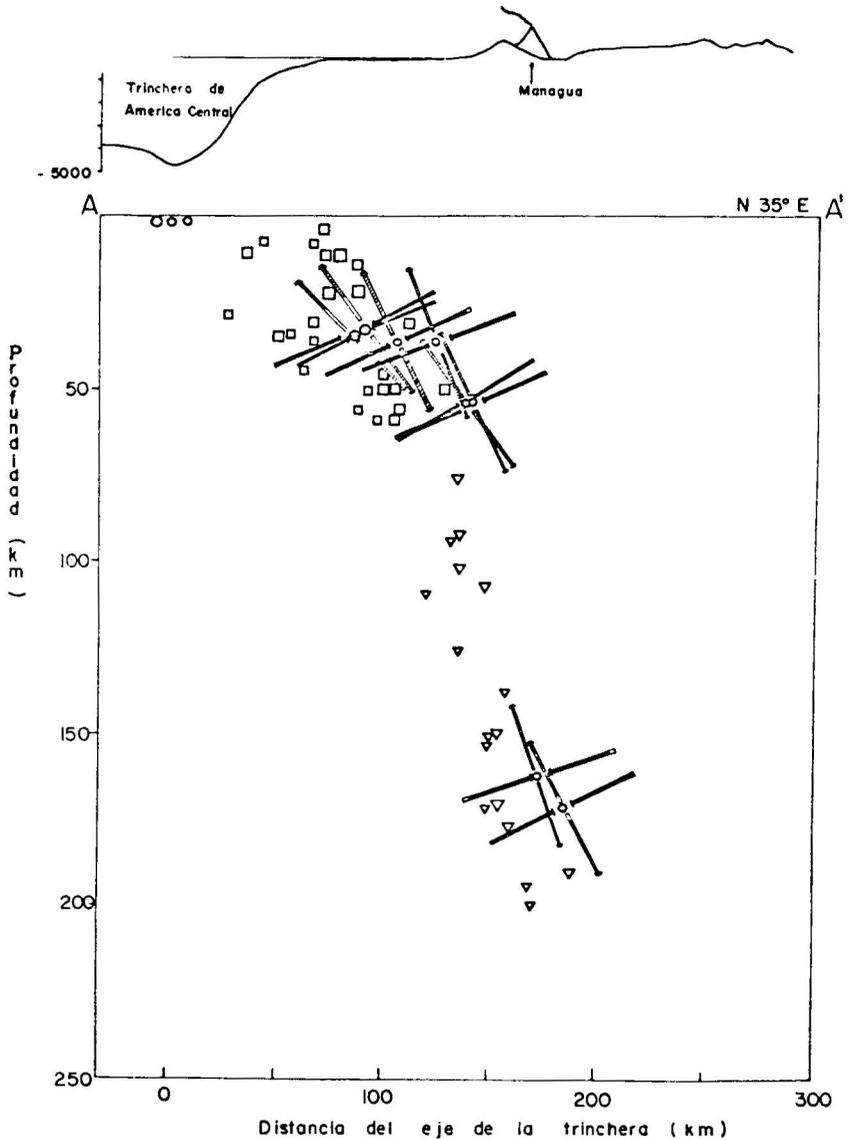


Fig. 6 Proyecciones verticales de los ejes de presión y de tensión respecto a un plano de dirección N 35° E. Los ejes de presión son prácticamente paralelos a esta dirección. Los ejes de tensión se alinean con la zona de Benioff. Se indica la sismicidad según Dewey y Algermissen (1974). Se nota un ligero arrastre de los hipocentros hacia el NE respecto a los hipocentros relocizados según los anteriores autores.

## BIBLIOGRAFIA

- BOLT, B. A., 1962. The revision of earthquake epicenters, focal depth and origin times using a high-speed computer, *J. Geophys.*, V. 3, 433-440.
- BROWN, R. D., Jr., P. L. WARD and G. PLAFKER, 1973. Geologic and seismologic aspects of the Managua, Nicaragua, Earthquake of December 23, 1972. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 834.
- Bulletin of the International Centre, Edinburgh, Scotland.
- DEAN, H. W. and C. L. DRAKE, 1978. Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America arc, *J. Geology*, V. 86, 111-128.
- De la CRUZ REYNA, S., 1976. The thermal boundary layer and seismic focal mechanisms in mantle convection, *Tectonophysics*, V. 35, 149-160.
- DEWEY, J. W., and S. T. ALGERMISSEN, 1974. Seismicity of the Middle America Arc-Trench system near Managua, Nicaragua, *Bull. Seism. Soc. Am.*, V. 64, No. 4, 1033-1048.
- ISACKS, B. and P. MOLNAR, 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys. Space Phys.*, V. 9, No. 1, 103-174.
- JEFFREYS, H. and M. SHIMSHONI, 1964. The times of pP, sS, sP and pS, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, V. 8, 324-340.
- LOMNITZ, C., 1977a. A fast epicenter location program, *Bull. Seism. Soc. Am.*, V. 67, 425-432.
- LOMNITZ, C., 1977b. A procedure for eliminating the indeterminacy in focal depth determinations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, V. 67, 533-535.
- MATUMOTO, T., G. LATHAM, G. OHTAKE and J. UMAÑA, 1976. Seismic studies in northern Costa Rica, *abs., Eos*, V. 57, No. 4, 290 p.
- MINSTER, J. B. and T. H. JORDAN, 1978. Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 11, 5331-5354.
- MIYAMURA, S., 1975. Important aspects of Costa Rican seismicity. Inst. Panam. Geogr. Hist., *Revista Geofísica*, No.5.
- MOLNAR, P. and L. R. SYKES, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Bull. Geol. Soc. Am.*, V. 89, 1639-1684.
- MONTERO, W., 1977. Determinación de algunos parámetros focales para 9 temblores fuertes ( $m_b \geq 5.4$ ) ocurridos en Costa Rica y alrededores. Tesis para obtener el grado de Maestro en Ciencias. Facultad de Ciencias, UNAM.
- MONTERO, W., and J. W. DEWEY (en preparación) Seismicity, composite focal mechanism and tectonics of the Central Valley, Costa Rica, Central America.
- STAUDER, W., 1962. The focal mechanism of earthquakes, *Adv. Geophys.*, V. 9, 1-76.

## Contenido del volumen 18 (1979)

## Número 1

- K. YA. KONDRATYEV, YU. I. RABINOVICH, and E. M. SHULGINA: Potential and perspective of remote sensing of the Ocean-atmosphere interaction parameters. 1
- R. SCANDONE: Preliminary evaluation of the volcanic hazard in the southern Valley of Mexico. 21
- S. BRAVO: North-south asymmetry in a closed magnetosphere. 37
- E. NYLAND, A. CHRZANOWSKI, E. DEZA, G. MARGRAVE, M. DENNLER, and A. SZOSTAK: Measurement and analysis of ground movement using microgeodetic networks on active faults. 53
- BAIDYANATH CHATTERJEE: S-H type waves in a sandwiched spherical model. 73
- BAIDYANATH CHATTERJEE: A note on the propagation of S-H waves in a heterogeneous isotropic half-space. 85

## Número 2

- G. K. HARTMANN: Plasmspheric Electron Content. 91
- E. A. LUVIMOVA, and R. M. PROL: A preliminary thermal model of Mexican Seismovolcanic belt as a result of Subduction. 113
- HECTOR GRANDOSO: Estudio meteorológico de las inundaciones de diciembre de 1970 en Costa Rica. 129
- W. RITTER O., and S. GUZMAN R.: Preliminary results of the study of meteorological effects on the productivity of the Panama bight. 177
- JOSE PEREZ R., S. PAL, D. TERRELL, J. URRUTIA., and MARGARITA LOPEZ M.: Preliminary report on the Analysis of Some "in-house" Geochemical reference samples from Mexico. 197
- D. J. TERRELL, and S. Pal: A new determination of half-life of  $^{165}_{66}\text{Dy}$ . 211

## Número 3

- A. SCHEIDEGGER: Diaclasas y tectónica de la región del Caribe. 219
- B. V. SANCHEZ: The enhanced nodal equilibrium Ocean tide and Polar motion. 243
- D. KLAUS y E. JAUREGUI: Análisis espectral del bióxido de Azufre en la ciudad de México y su relación con algunos parámetros meteorológicos. 263
- J. URRUTIA F.: A parameter for estimating the degree of magnetic susceptibility anisotropy. 309
- S. PAL: Use of isotopic composition of argon in geothermal areas. 321