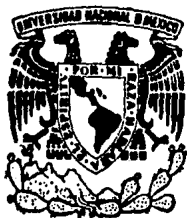


00363

2
19



Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE CIENCIAS

“INTERPRETACION SISMOTECTONICA
DE LA REGION DE COFRADIA Y APOYO,
NICARAGUA”

T E S I S

Que para optar al grado académico de:

MAESTRO EN CIENCIAS (GEOFISICA)

Presenta:

FABIO FRANCISCO SEGURA MOJICA

00363

1982

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

MEXICO, D.F.

1982



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 está 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.

LISTA DE ILUSTRACIONES

Figura		Página
1	- Provincias geológicas regionales de Nicaragua.	16
2	- Mapa que muestra la ubicación de los principales centros de volcanismo cuaternario al Este de la Depresión Nicaraguense.	19
3	- Segmento NO de la Cordillera de los Marrabios; volcanes que lo conforman.	21
4	- Segmento SO de la Cordillera de los Marrabios; centros volcánicos que lo constituyen.	25
5	- Centros volcánicos que marcan el final de la Cordillera de los Marrabios.	27
6	- Implicaciones tectónicas para Nicaragua desde el punto de vista de la Tectónica Global.	31
7	- Fallas Normales.	35
8	- Demostración experimental de la formación de un graben.	36
9	- Ilustración de fracturas longitudinales en la Placa de Cocos.	38
10	- Fracturas secundarias transversales al graben nicaraguense.	40
11	- Fallas principales en el área de interés.	42
12	- Area epicentral.	46
13	- Area epicentral.	47
14	- Area epicentral.	48

15	- Area epicentral.	50
16	- Area epicentral.	51
17	- Area epicentral.	
18	- Area epicentral.	56
19	- Area epicentral.	57
20	- Area epicentral.	61
21	- Mecanismo focal. Area A.	63
22	- Mecanismo focal. Area B.	64
23	- Mecanismo focal. Area C.	66
24	- Mecanismo focal. GRUPO I, Area D.	67
25	- Mecanismo focal. GRUPO II, Area D.	69
26	- Mecanismo focal. GRUPO III, Area D.	70
27	- Mecanismo focal. GRUPO IV, Area D.	71
28	- Mecanismo focal. GRUPO I, Area E.	73
29	- Mecanismo focal. GRUPO II, Area E.	74
30	- Mecanismo focal. CONJUNTO I, Area F.	76
31	- Mecanismo focal. CONJUNTO II, Area F.	77
32	- Mecanismo focal. CONJUNTO III, Area F.	78
33	- Mecanismo focal. CONJUNTO II, Area G.	79
34	- Mecanismo focal. CONJUNTO I, Area G.	81
35	- Mecanismo focal. CONJUNTO II, Area G.	82
36	- Mecanismo focal. CONJUNTO IIa, Area H.	83
37	- Mecanismo focal. CONJUNTO III, Area H.	84
38	- Mecanismo focal. CONJUNTO I, Area H.	85

39	- Mecanismo focal. CONJUNTO IIb, Area H.	86
40	- Mecanismo focal. CONJUNTO IV, Area H.	87
41	- Mecanismo focal. AREA Ia.	89
42	- Mecanismo focal. AREA Ib.	90
43	- Mecanismo focal. AREA Ic.	91
44	- Mecanismo focal. AREA J.	93
45	- Mecanismo focal. CONJUNTO I, Area K.	94
46	- Mecanismo focal. CONJUNTO II, Area K.	95
47	- Mecanismo focal. CONJUNTO III, Area K.	97
48	- Mecanismo focal. CONJUNTO IV, Area K.	98
49	- Mecanismo focal. GRUPO I, Area L.	100
50	- Mecanismo focal. GRUPO II, Area L.	101
51	- Mecanismo focal. GRUPO III, Area L.	102
52	- Mecanismo focal. GRUPO IV, Area L.	103
53	- Mapa epicentral. Actividad del 77.	104
54	- Asociación de Mecanismo de Falla a su Area Epicentral correspondiente. Actividad del 77.	105
55	- Mapa Epicentral. Actividad del 78.	106
56	- Mecanismos Focales correspondientes a su Area Epicentral, 1978.	107
57	- Mapa Epicentral. Actividad del 79.	108
58	- Mecanismos y sus Areas Epicentrales. Actividad del 79.	109
59	- Mapa Epicentral. Actividad del 81.	110
60	- Areas Epicentrales y Mecanismos correspondientes. Actividad del 81.	111

61	- Mapa Epicentral para el período estudiado.	114
62	- PERFIL I a través del área epicentral. Tendencia NO; con origen al Sur de Granada.	115
63	- PERFIL II. Eventos sobre Cofradfa. Tendencia NS, con origen al Norte de la ciudad de Masaya.	117
64	- PERFIL III correspondiente a eventos del 78 con tendencia NO (segmento del AREA D).	118
65	- Relaciones esquemáticas del marco de distribución de fracturas y FALLAS GEOLOGICAS surgidas por los mecanismos focales.	119

RESUMEN

El presente trabajo analiza temblores ocurridos en la región delimitada por las coordenadas geográficas: $85^{\circ}45'$, $86^{\circ}30'$ longitud Oeste y $11^{\circ}15'$, $12^{\circ}15'$ latitud Norte y a profundidades menor que 20 km. Esta información fue captada por la Red Nacional de Sismógrafos de Nicaragua.

El material básico, enjambres de sismos someros en el área de interés, se analizó en el dominio del tiempo practicándose mecanismo focal compuesto con el objetivo de extraer información con mayor validez estadística que la aportada por un solo temblor.

La información inicial, lectura de los sismogramas, fue procesada con el programa computacional HYPO71 y con un modelo de corteza de California por la carencia en nuestro país de estudios que nos suministren tales datos.

Luego, en un afán de mejorar la calidad de la determinación de las coordenadas geográficas y la profundidad de los eventos se empleó otro modelo de corteza con más validez a nuestra realidad cortical (modelo encontrado por Matumoto y colaboradores).

Se aplicó, además, la técnica del Evento Maestro para obtener familias de temblores relativamente bien localizados.

El mapa epicentral, elaborado con toda la información indica actividad dentro del graben, paralelo al borde SO. La diversidad de mecanismos focales encontrados entre la laguna de Apoyo, Granada y el volcán Mom-bacho indican una gran complejidad geológica. En esa zona existe un desplazamiento de la cadena volcánica hacia el S (del orden de 5 km); no es

muy claro que exista una falla transformada que conecte los segmentos volcánicos de Apoyo hacia el NO y del Mombacho hacia el SE. Sí se puede afirmar que probablemente se desarrolle ahí una falla transformada por que se obtuvieron mecanismos que indican movimiento de Rumbo Lateral derecho, este tipo de movimiento no es predominante para la información analizada.

No se encontró mucha diferencia en resultados con el empleo de otros modelos de corteza para la región.

Dado el intenso fracturamiento reflejado por la interpretación de mecanismos esta zona estudiada dará origen a más actividad sísmica en el futuro, la complejidad geológica y las heterogeneidades térmicas quizás no provoquen temblores con magnitud mayor a cinco grados.

Los perfiles sísmicos indican regiones de escasa actividad, debido probablemente a alta plasticidad, bajo la laguna de Apoyo y alrededores del complejo volcánico de Masaya.

INDICE

	Pág.
INTRODUCCION.....	1
METODOLOGIA Y JUSTIFICACION.....	2
SELECCION DE DATOS.....	5
PARAMETROS FOCALES.....	6
VULCANISMO.....	15
RESEÑA DE VOLCANES CUATERNARIOS.....	18
VOLCANES ENTRE LOS LAGOS XOLOTLAN Y COCIBOLCA.....	24
GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	28
NICARAGUA Y LA TECTONICA GLOBAL.....	30
FORMACION DE UN GRABEN.....	34
ORIGEN DE LA CADENA VOLCANICA.....	37
DESCRIPCION DEL AREA DE INTERES.....	41
AREAS EPICENTRALES.....	46
MECANISMOS FOCALES COMPUESTOS ASOCIADOS A CADA AREA.....	62
PERFILES.....	113
CONCLUSIONES.....	124

INTRODUCCION

El presente trabajo está orientado a explorar cuatro años (1977-1981) de información sísmica aglutinada por la Red de Estaciones Sísmicas Tele-métricas operada por el Instituto de Investigaciones Sísmicas de Nicaragua. Se hace aquí hincapié en los enjambres de temblores que se dan con mucha regularidad en la vecindad de las lagunas volcánicas de Masaya y Apoyo dentro de la zona limitada por los paralelos $11^{\circ}15'$, $12^{\circ}15'$ y $85^{\circ}45'$, $86^{\circ}30'$ como meridianos.

Se seleccionó como rango de profundidad para los epicentros comprometidos en este estudio, de cero a veinte kilómetros. Con miras a darle a la sismología un carácter aplicado de beneficio social y a las inversiones económicas, es que se interesó el autor en esta área que se encuentra rodeada de núcleos poblacionales y que probablemente la expansión del país ocurra en esa dirección por su proximidad a la capital nicaraguense.

Esta investigación se encamina a la determinación de las áreas sismogeneradoras, encontrar características promedio para ellas, mecanismo focal predominante, nexos entre el tectonismo local y la actividad sísmica, las implicaciones mutuas entre sismicidad y vulcanismo.

Se pretende además establecer estudios que sirvan de fundamento a Investigaciones futuras complementarias en la región, que apliquen métodos geofísicos diversos o de cualquier otra rama de las ciencias de la Tierra.

METODOLOGIA Y JUSTIFICACION

En la región se generan temblores cuyos hipocentros se ubican en volúmenes pequeños y a profundidades hipocentrales someras.

Debido a la baja magnitud de los eventos, no se captan por todas las estaciones (16) de la Red Nacional de Sismógrafos y, aún en el caso de tener inscripción del temblor en todas las estaciones tendríamos dieciséis datos para el estudio de los planos probables de ruptura. Claro está, sólo en situaciones excepcionales la definición de los planos de ruptura o nodales será única y aceptablemente confiables.

Considerando lo anterior, utilizamos la información de varios temblores que presentan hipocentros vecinos, lo que nos permitirá extraer conocimiento sobre el proceso tectónico, de mayor validez estadística que la implicada por un solo temblor.

Por lo tanto, en esta investigación se recurre a la superposición de mecanismos focales individuales para temblores con similitud en coordenadas geográficas y profundidad, y con proximidad temporal.

Se ha considerado como enjambre aquel conjunto de temblores con similitud en esos tres parámetros, sin un evento principal al cual asociarlo ni antes ni después de su ocurrencia. Los enjambres estudiados generalmente se dieron en unos pocos días. La superposición de los datos pertinentes, perteneciente a cada zona, en un cierto período de ocurrencia permitirá encontrar una o varias tendencias caracterizadas por sus mecanismos focales.

El Mecanismo Focal Compuesto asociado a cada región evidenciará el tipo

de fenómeno tectónico predominante responsable de los enjambres.

Se tendrá así, una información promedio sobre los esfuerzos tectónicos característicos de las regiones bajo estudio que luego serán articuladas como una unidad fenomenológica. Además se tratará de correlacionar con la macrosismicidad en que está inmersa y a la que de algún modo responde.

Los criterios de selección y agrupamiento son:

- a) Eventos con proximidad en coordenadas epicentrales.
- b) Profundidad entre cero y veinte kilómetros.
- c) Tiempos de ocurrencia similares, sin llegar a meses.

Antecedente

Inicialmente este tipo de análisis se concibió como un intento por conocer la respuesta de un estrato de litósfera de 20 km de grueso, a la penetración del fondo marino bajo el bloque continental. Con la elaboración de Mapas de Densidad Epicentral (Alvarez, L., y Segura, F., 1981) observamos que la zona que rodea las lagunas de Apoyo y Masaya asociadas a la Depresión Nicaraguense es de las más activas para sismicidad superficial (profundidad menor que 20 km).

Entonces, en vez de estudiar la actividad somera para toda la faja costera del Pacífico se decidió concentrarse en un área pequeña $11^{\circ}15' \text{ LAT(N)}$

$12^{\circ}15', 85^{\circ}45' \text{ LONG (O)}$ $86^{\circ}30'$, con cuatro años de datos recolectados por las estaciones fijas telemétricas de la Red Nacional.

Frente a la alta sismicidad superficial surgen las interrogantes en cuanto a: la génesis de los enjambres, fenómeno tectónico implicado, explicación del fenómeno sísmico a la luz del tectonismo global, peligrosidad y amenaza para los asentamientos humanos y economía nacional.

Con esto perseguimos conocer la zona con el mayor detalle posible, tratando de darle a la investigación sísmológica un sentido de aplicación que conduzca a un beneficio social y mayor soporte a las inversiones de obras de infraestructura, energética y principalmente preservar en lo posible la vida de los conciudadanos.

SELECCION DE DATOS

De los archivos del Instituto de Investigaciones Sísmicas de Nicaragua (I.I.S.) se tomó la información sísmica correspondiente a los años 1977, 1978, 1979 y 1981.

Para cada año se separaron todos los enjambres ocurridos en el área de interés. Debido a que los sismos son de baja magnitud se descartaron aquellos temblores pequeños que se inscribieron con poca resolución o que fueron captados en un número insuficiente de estaciones (3) como para ser determinados de modo confiable.

De los resultados de la aplicación del programa computacional HYPO-71 (Lee y Lahr, 1972) se tomaron: 1) para la graficación de epicentros y eje cución de perfiles, las coordenadas geográficas y la profundidad de los hipocentros, 2) para el estudio de mecanismos focales, el acimut epicentro-estación y el ángulo de salida de las ondas desde el foco.

Se revisaron con mucha atención las cintas fotográficas del archivo del I.I.S., y se leyó la polaridad de la onda P.

PARAMETROS FOCALES

Cuando la motivación de fondo de una investigación es la búsqueda de parámetros de la fuente, existen varias alternativas de atacar el problema.

I) Si el dominio de desarrollo es el tiempo:

- a) El esquema recomendable es el bien conocido método de Nakano (1923) y Byerly (1936) de primeros movimientos de la onda P extensamente aplicado para terremotos fuertes registrados por la Red Mundial de sismógrafos, que utilizan tanto registros en período corto como largo. Este método es igualmente aplicable al estudio de un área pequeña utilizando microtemblores con una densa red de sismógrafos.
- b) Para distancias epicentrales entre 40° y 82° (40° 82°) existe el método de la polarización de las ondas transversales (ondas S) que complementa los estudios basados en primeros movimientos. La literatura sismológica es muy rica en la exposición de la metodología y en la aplicación de la misma, Mansfields (1958), Nuttli (1959, 1961), Stauder (1960), Stauder y Adams (1961), Shepher, Tomblin y Woo (1971), Udías (1972), Guinn (1977).

Los métodos antes descritos sólo pueden aportar información sobre la orientación de los planos nodales en el espacio, o lo equivalente, la dirección de los esfuerzos tectónicos deviatorios principales y la dirección de desplazamiento.

II) Si el dominio de trabajo es la frecuencia:

a) Las ondas P y S aportan información, a través de la aplicación de la Teoría de Fourier a tales ondas. Ben-Menahem, Smith y Teng (1965), Bollinger (1968), Canitez y Tokzos (1971) presentan aplicaciones al respecto.

b) Por último, en un afán de no desperdiciar información del sismograma y para enriquecer y agotar exhaustivamente los medios que aporten luz sobre la dinámica del foco de los terremotos, se analizan, espectralmente las ondas superficiales de período largo, Love y Rayleigh, Ben-Menahem y Tokzos (1952), Aki (1962, 1964), Chander y Brune (1965), Kanamori (1968, 1970, 1971) estudian en detalle estos problemas. En los dos últimos casos, el método permite conocer parámetros focales como Momento Sísmico, Caída de Esfuerzo, Velocidad de Ruptura, Geometría de la Fuente, etc.

A continuación intentaremos esbozar el desarrollo histórico de los cuatro puntos anteriores, citando aquellos trabajos que nos parecen de mayor relevancia.

Si se intentan explicar los procesos dinámicos en el volumen de ocurrencia de un terremoto empleando los primeros movimientos correspondientes a las ondas longitudinales, tenemos que referirnos al primero en tales investigaciones: Nakano (1923). Es básico para tal fin la teoría de propagación de ondas elásticas, así como los estudios de la estructura de la Tierra.

Posteriormente Besonova y otros (1960) y Honda (1962) contribuyeron grandemente a la resolución del problema desarrollando una teoría conducen-

te a la determinación del campo de desplazamiento observado, así como el establecimiento de técnicas por Byerly (1936), Ritsema (1957a, b) y Honda (1962).

La formulación matemática del proceso de fracturamiento involucra, primero, el cálculo de primeros movimientos en un punto remoto que se deben a una sola fuerza aislada actuando en un medio homogéneo, elástico e isotrópico. Luego, se permite que actúen combinaciones de tales fuerzas; de esta manera pueden averiguarse los movimientos sísmicos ocasionados por la acción de pares de fuerzas. Las ideas y soporte matemático a este respecto se deben a Burridge, Lapwood y Knopoff (1960, 1964).

Una aplicación de la teoría de dislocación a la radiación elastodinámica resulta de la ocurrencia repentina de un terremoto teniendo como causa un fallamiento. El plano de falla se imagina como una discontinuidad repentina en una componente del tensor de deformación o en el vector desplazamiento.

Se han derivado expresiones explícitas para la fuerza interna que debe aplicarse, en la ausencia de una dislocación, que genera idéntico patrón de radiación al de dicha dislocación. Esta fuerza equivalente depende solamente de la fuente y de las propiedades elásticas del medio en la vecindad inmediata de la fuente y no de la proximidad de cualquier superficie reflectora. Varios autores (Knopoff y Gilbert, 1960); Balakina, Shirojaya, y Vvedenskaya, 1960) señalaron que la solución al problema de la radiación sísmica debida a la ocurrencia de un terremoto en el interior de la Tierra, está probablemente conectado con la solución de un problema de "dislocación", o en la terminología de Baker y Copson (1950) a un problema de

"salto".

Es importante señalar que en la determinación de los dos planos nodales vía primeros movimientos, existe la incertidumbre en cuanto a cuál de los dos es el plano de fallamiento, si el terremoto no presenta manifestación superficial o si el volumen comprometido con las réplicas y actividad sísmica posterior no es claramente definido.

La aplicación de estudios a las ondas transversales (ondas S) permiten otro modo de atacar el problema.

La suposición de un dipolo con momento, como modelo en la fuente, típicamente asumido por sismólogos norteamericanos no es universalmente aceptado, Stauder (1960).

Los japoneses han considerado dos modelos (Honda, 1957):

- a) El Modelo I consiste en un dipolo con momento.
- b) El Modelo II se trata de un doble dipolo consistente en dos cuplas superpuestas, de sentido opuesto y actuando en el mismo plano pero en ángulo recto entre sí.

En el sistema de fuerza correspondiente al tipo I los planos nodales de P representan dos planos posibles de fractura. Para el tipo II los planos nodales distinguen regiones de esfuerzos compresivos de regiones de esfuerzos tensionales y la bisectriz del ángulo entre los planos determina los ejes de máximo y mínimo esfuerzo. Ambos tipos son simétricos respecto a P; por lo que las ondas P no pueden usarse para determinar cuál de los dos representa mejor la situación física dentro de la Tierra. Los dos tipos no son simétricos respecto a S. Honda (1957) encontró evi

dencias, en base a ondas S que en Japón los terremotos se ajustan al sistema de fuerzas del tipo II.

Byerly (1958) demostró, que al menos, en un terremoto en Norte América las ondas S parecen concordar más con el mecanismo sugerido por el tipo I. Por otro lado, Ritsema (1979), investigando ondas S en cincuenta y nueve terremotos en el SE de Asia encontró ligera ventaja estadística en favor del tipo I en oposición al tipo II como el mecanismo para tales terremotos.

Sin embargo, hace la observación que el método de recopilar e interpretar los datos no le permiten a uno concluir que los resultados favorecen el tipo I.

Los trabajos de la escuela rusa aportan una técnica más avanzada. Empleando datos de ambas ondas P y S, consideran muchos tipos, pero encuentran por un proceso de concordancia empírica que el dipolo con momento (tipo I) es el sistema de fuerza activa predominante en los terremotos. De trescientas fuentes que fueron determinadas por sismólogos rusos, Keylis-Borok (1959) reporta que casi todos corresponden a un dipolo con momento. No obstante, en los trabajos de solución de planos de falla por los rusos las soluciones se basan extensamente en ondas P; las ondas S se usan para chequear y para determinar cuál de los dos planos nodales es el plano de falla. Las diferencias de opinión sobre el modelo del foco de un terremoto no se limitan a la discusión del tipo I en oposición al tipo II. Cualquiera de estos es una simplificación extrema del proceso físico implicado en la liberación de energía en un terremoto.

Kogan (1956) refinó el estudio de fuentes puntuales combinando dos o más fuentes sencillas, generalmente incluyendo una fuerza simple, para obtener un foco simétrico. Vvedenskaya (1956) aplicó desarrollos de la teoría de dislocación de Volterra al problema. Obtuvo un campo de desplazamiento ocasionado por la dislocación sobre una falla equivalente al de una doble cupla. La aplicación de la teoría de dislocación, sin embargo, continúa en desarrollo.

TECNICAS PARA USO DE LA ONDA S

Stauder (1960) señala las condiciones, en cuanto a localización y magnitud, que deben reunir los terremotos para que el análisis de ondas S sea efectivo: las ondas S deberán tomarse de sismogramas inscritos en estaciones a distancias epicentrales en el rango $40^\circ < \Delta < 82^\circ$; se deberá tener una buena cobertura acimutal y; los terremotos ideales para el estudio serán aquellos en un rango de magnitud $7.0 < m < 7.75$. (En la actualidad, con la densificación mayor sensibilidad de las estaciones sismológicas, se ha ampliado el rango de magnitud siendo posible utilizar como material de estudio temblores con $m \geq 5.5$).

Gutenberg (1952) investigó las propiedades de las ondas SH y SV. A fin de asegurar que las amplitudes de SH y SV estén en fase entre sí y que las amplitudes del movimiento del suelo en la estación sean aproximadamente proporcionales a las amplitudes en las ondas incidentes, las observaciones se tendrían que hacer a distancias epicentrales mayores que 35° ó 40° . Para evitar confusión con otras fases que pueden inscribirse simul

táneamente con S (PcS, SKS, SKKS, PS, SP) la distancia epicentral debe rá ser menor que 82° , es en base a estos argumentos que el dominio, pa ra la distancia epicentral donde se optimiza la efectividad del estudio de ondas S, queda restringido a $40^\circ < \Delta < 82^\circ$. Nuttli y Whitmore (1962) refuerzan lo anterior afirmando, como resultado de su investigación, que el movimiento de S es no lineal para $0^\circ < \Delta < 42^\circ$ y lineal en adelante; además establecen técnicas para la determinación del ángulo de polariza ción de S.

PROCEDIMIENTO PARA USO ESPECTRAL DE LA FORMA DE ONDA

Posteriormente las investigaciones de Brune (1960, 1961) pusieron en claro las relaciones entre los pulsos, aislados de las ondas internas y el campo de desplazamiento total que inducen las fuentes sísmicas en la Tierra es férica. Estos estudios demuestran que cada rayo que se aproxima a la su perficie libre transporta información de la fuente, que puede recobrase. Asumiendo válida la teoría de rayo y considerando el Manto de la Tierra como un sistema lineal podemos tomar los espectros de los pulsos P y S, en el campo lejano, como un producto de un número de factores que depen den de la historia de la señal. Es decir, podemos invertir la trayectoria del rayo de la estación a la fuente y corregirlo factor por factor, uno por uno, que influenció en la forma del frente de onda de la señal.

Ben-Menahen, Smith y Ta-Liang Teng (1965) exponen con singular claridad el bagaje matemático en que se sustenta esta clase de análisis. La aplica ción de esta alternativa de trabajo es la obtención de patrones de radiación

que caracterizan a la fuente del terremoto.

Con el desarrollo de la teoría de la excitación de ondas superficiales Alterman y otros (1959); Haskell (1963, 1964); Ben-Menahem y Harkrider (1964) ahora es posible emplear técnicas más elaboradas en estudios de la fuente. Por ejemplo se pueden calcular trenes de ondas superficiales teóricas excitadas por una fuente arbitraria para un modelo, de la Tierra, radialmente heterogénea. Estos sismogramas sintéticos pueden compararse directamente con sismogramas observados haciéndose más sencilla la determinación de los parámetros de la fuente. Los sismogramas sintéticos de ondas superficiales ya los había estudiado Lamb (en 1904).

Kanamori (1970) establece el soporte matemático y pasos de ejecución para este análisis. En primer lugar está la igualación en distancia, fase y magnificación, de los sismogramas observados; luego se calculan sismogramas sintéticos (pueden usarse resultados de Saito (1967) quien introdujo técnicas variacionales para cálculo de los residuos de los polos Love y Rayleigh) para los sistemas de fuerzas que se deseen o sean físicamente aceptables; a continuación se comparan los sismogramas sintéticos con los observados en términos de: forma de la onda, excitación relativa entre las ondas Love y Rayleigh y patrón de radiación. Por supuesto que la aplicación de estos señalamientos tienen gran ventaja para temblores muy fuertes para asegurar inscripción clara de ondas largas superficiales y amplia cobertura acimutal. Es posible que con la aplicación de esta teoría se pueda conocer: la geometría de la fuente, rumbo e inclinación de la falla, longitud de la falla, velocidad de ruptura, función temporal de la fuente, momento sísmico, deslizamiento promedio, caída de esfuerzo, defor-

mación, energía liberada, etc.

Ya en 1962 y 1964 Aki había defendido, mediante varios artículos, la confiabilidad de las ondas superficiales como portadoras de importante información del foco de los terremotos y establece metodología básica y fundamento matemático que respalda el análisis para extraer dicha información.

VULCANISMO

En ningún lugar de América Central el vulcanismo del Cenozoico se manifestó mejor que en Nicaragua, ni con tanta grandeza y complejidad.

Una secuencia completa de sedimentos del Terciario y Cretácico Tardío registran la actividad volcánica y la historia tectónica de la región aportando valioso conocimiento de la evolución estructural y magmática del sistema volcánico. El graben que forma la larga y estrecha Depresión Nicaraguense es uno de los aspectos geológicos mayores de la América Central; su edad, origen y relación con el vulcanismo Terciario y Cuaternario aún no se ha establecido de modo firme.

Nicaragua se puede dividir en cuatro (Fig. 1) provincias geológicas y geográficas: la Vertiente costera del Pacífico, la Depresión Nicaraguense, las Tierras Altas del Interior y la Vertiente costera del Atlántico.

La primera entre la margen SO de la depresión y el Océano Pacífico forma una faja angosta desde la Península de Cosiguina, pasando por los llanos de Chinandega y León, Tierras de Carazo hasta el estrecho istmo de Rivas. Gruesos depósitos piroclásticos y lavas cubren el extremo NO y la parte más altas de las Sierras de Carazo, pero rocas sedimentarias más viejas del Terciario y Cretácico Tardío se aprecian en una faja continua cerca de la costa entre Poneloya y Costa Rica.

Luego la Depresión Nicaraguense presenta una gran acumulación de aluvión, sedimentos, cenizas volcánicas y unos pocos cerros de rocas volcánicas del Terciario.

Se ignora cual es la profundidad mayor de este relleno del Cuaternario pe

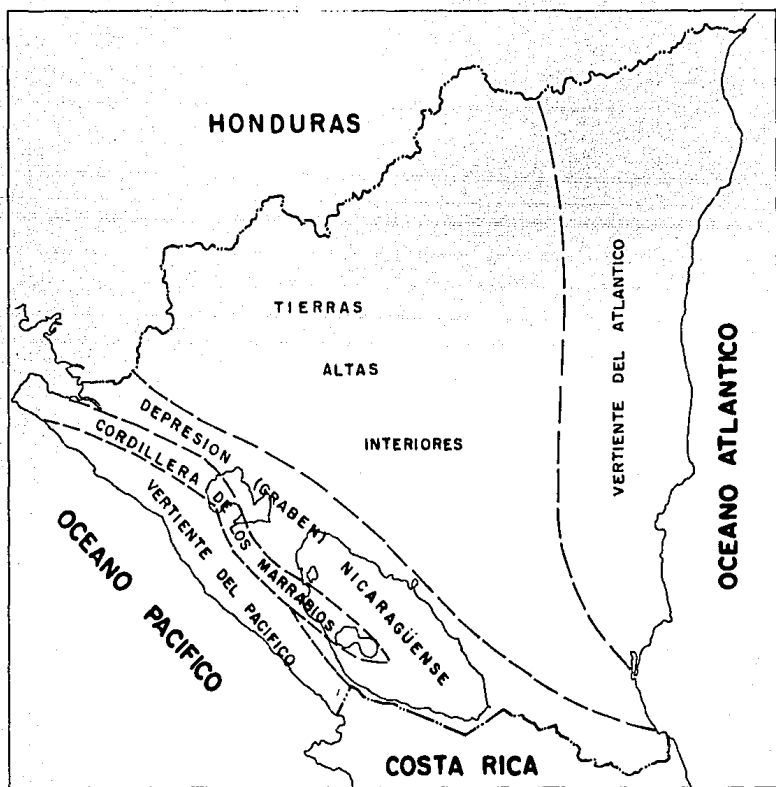


FIG 1
PROVINCIAS GEOLOGICAS
REGIONALES DE NICARAGUA

ro ciertamente excede los 1,000 metros en el centro y en la parte SO. El límite NE del Valle está marcado por un frente irregular de cuevas y me sas y por unos pocos y dispersos centros de vulcanismo reciente.

Hayes (1899) parece haber sido el primero en estudiar la Depresión Nicaraguense, a la par que intentó trazar su evolución. El pensó que la barre ra inferior entre el Lago de Managua y el Golfo de Fonseca se formó en el Cuaternario cuando las voluminosas erupciones de los volcanes de la Cor dillera de los Marrabios convirtieron un gran estero de Pacífico en una cuenca de agua dulce. Probablemente estuvo influenciado por la creencia de que los tiburones que existen en el Gran Lago proceden del Pacífico.

Sin embargo estudios más recientes indican que los tiburones probablemente llegaron del Mar Caribe usando como vía de tránsito el Rfo San Juan.

Los estudios de sedimentos, fósiles y aguas de los lagos no han revelado evidencia (Swain, 1961) de un encierro de estuario marino; Flartman (1959) habfa señalado, como resultado de sus estudios, la posibilidad de la cone xión del Gran Lago con un estuario marino.

Al NE de la depresión surgen las Tierras Altas interiores con suave decli ve, formadas por depósitos volcánicos del Terciario, profundamente sec cionadas; más al este se extiende la Vertiente de la Costa Atlántica con ve getación selvática y copiosos inviernos.

RESEÑA DE VOLCANES CUATERNARIOS MÁS IMPORTANTES

En la región Este del Lago de Managua y al norte del Lago de Nicaragua, próximo al límite NE de la Depresión Nicaraguense, se encuentran tres centros volcánicos muy jóvenes (Fig. 2).

- 1) Cerro El Ciguatope, al NE del Lago de Managua, con un cono de paredes muy inclinadas formado de escorias de aproximadamente 3 km de diámetro y 300 m de altura. Su cráter, bien conservado, está fracturado en la parte SO. Presenta un domo, en el centro del cráter, fracturado también al SO;
- 2) Cerro San Jacinto, plantado en el borde de la Depresión, cerca del extremo este del Lago de Managua. Tiene forma de herradura constituido por un conjunto irregular de protuberancias;
- 3) Caldera Las Lajas, constituye el más grande e interesante de los centros volcánicos Cuaternarios en el lado norte de la Depresión. Se formó un escudo de lava, de aproximadamente 20 km de diámetro, durante un prolongado período de sucesivos flujos de lava basáltica. La caldera mide 7 km de diámetro y 650 m de profundidad. Cerca del centro de la caldera hay cinco pequeñas colinas, la más grande denominada Cerro de Monte de 200 m de altura, que representan fusión de domos. Domos similares y conos de lava se aprecian en los flancos exteriores, especialmente al Sur y al Este.

La Fig. 2 ilustra los anteriores volcanes.

Al sur del río Curínhuás y al oeste de la Laguna de Perlas se ubica un gru

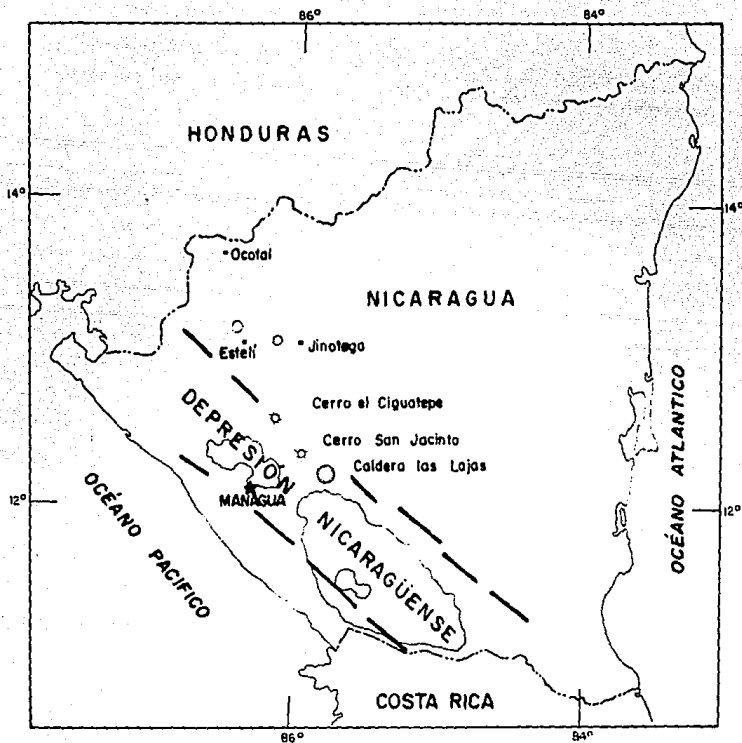


FIG. No. 2 MAPA QUE MUESTRA LA UBICACIÓN DE LOS PRINCIPALES CENTROS, DE VOLCANISMO CUATERNARIO AL ESTE DE LA DEPRESION NICARAGUENSE.

po de conos que se destacan sobre la jungla que cubre la Costa Atlántica. Los tres conos tienen alturas cercanamente uniforme entre 100 y 130 m. Juzgando en base a la preservación de los cráteres, se cree que los conos son del Cuaternario y probablemente su edad es de unos pocos cientos de años. La cadena principal de volcanes cuaternarios, en Nicaragua, están cerca del límite SO de la Depresión Nicaraguense.

El Volcán Cosiguina se destaca en el extremo NO del país sobre una península del mismo nombre que penetra en el Golfo de Fonseca, prácticamente aislado de los otros volcanes de la cadena; su gran erupción de 1835 es de las más poderosas explosiones en tiempos históricos.

La Cordillera de los Marrabios incluye numerosos volcanes recientes entre El Viejo en el extremo NO y Momotombo en las costas del Lago de Managua.

Muchos de estos volcanes han sido activos en tiempos históricos y varios de ellos están generalmente en un estado de continua actividad solfatárica.

A continuación describimos este segmento de los Marrabios señalando los conglomerados volcánicos que originan (Fig. 3):

- A) El grupo de conos, situados más al norte respecto al resto de volcanes, es denominado por El Viejo (también llamado San Cristóbal) con una altura de 1745 m; el cono más pequeño es el Chonco en la parte NO y el Casita (también conocido como Chichigalpa) articulado a El Viejo, en la parte SE, para formar una cresta irregular de alrededor de 18 km de longitud.
- B) El grupo de conos al SE de El Viejo está dominado por el cráter activo

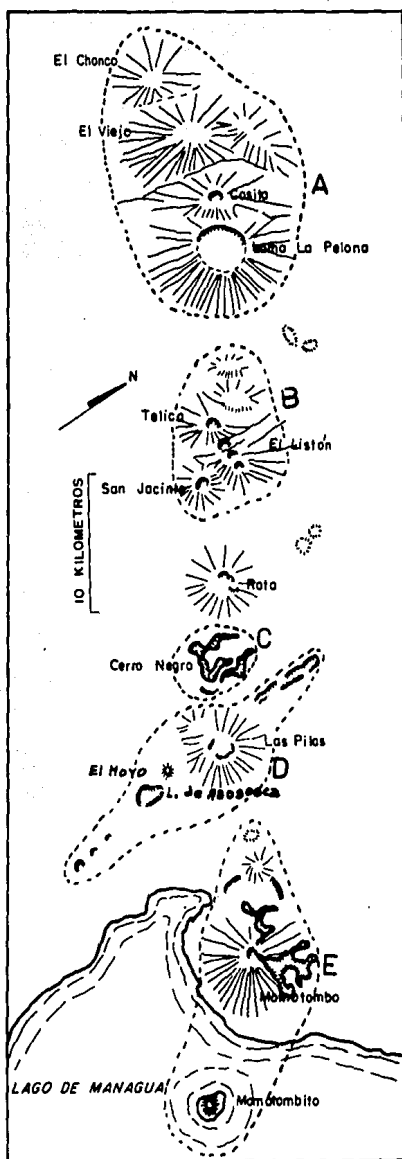


FIG 3
 SEGMENTO NO
 DE LOS MARRA-
 BIOS; VOLCANES
 QUE LO CONFOR-
 MAN.

del Telica. Pertenecen a este macizo El Listón, El Santa Clara o San Jacinto.

El cono, fuertemente erosionado, del Rota separa el grupo del Telica de la línea de conos hacia el sur.

- C) Al sur del Volcán Rota se encuentra un grupo de volcanes pequeños, jóvenes entre los que se encuentra Cerro Negro, de los volcanes más activos del país. Las lavas de Cerro Negro está entre las más básicas en la cadena Cuaternaria.
- D) El próximo conjunto, al SE incluye el volcán activo de El Hoyo. Las faldas y cráteres están muy bien conservados. La orientación NS de la fractura de El Hoyo ilustra la tendencia de los respiraderos más con temporáneos en la cadena reciente; la misma orientación se advierte en un graben bien desarrollado entre la base norte del complejo de conos y la ciudad de Malpaisillo; en el lado opuesto, adyacente al grupo de El Hoyo se halla el cono y laguna volcánica de Asososca y más al sur, cerca de la costa oeste del Lago de Managua, hay dos depresiones circulares más pequeñas.
- E) El cono del Momotombo, grande y simétrico, forma una península en la costa NO del Lago de Managua. En su base, al NO, está una caldera de aproximadamente 4 km de diámetro y unos 200 m de profundidad, en el extremo NO de ésta se encuentra el cono de Cerro Montoso. La caldera parece haber sido la fuente de piedra pomez que cubren los llanos hacia el norte, el este y que formaron grandes depósitos en el poblado de La Paz Centro. Momotombo ha registrado actividad stromboliana

incluyendo ambas actividades explosiva y erupción de lava. Momotombito es una pequeña isla a pocos kilómetros del Momotombo. No presenta cráter.

VOLCANES ENTRE LOS LAGOS XOLOTLAN Y COCIBOLCA

La línea de volcanes que a continuación se mencionan van del lado sur del Lago de Managua (Xolotlán) al extremo NO del lago de Nicaragua (Cocibolca), Fig. 4.

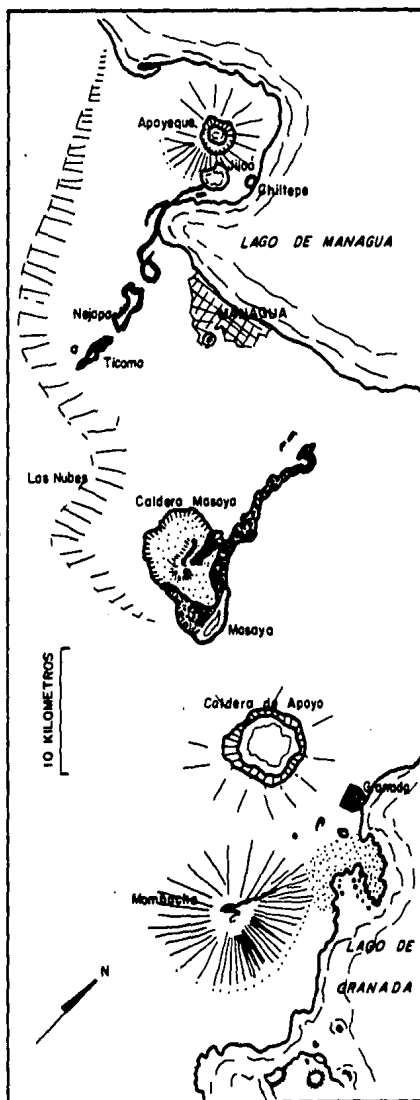
Sobre la prolongación de la Cordillera de los Marrabios, en la península de Chiltepe se encuentran el cono del Apoyequé y adyacente a el cráter que contiene la Laguna de Jiloá. Al sur, sobre una línea que hace 45° con la cadena volcánica, está una sucesión de pequeños conos y lagunas volcánicas: Laguna de Asososca, cono del Motastepe, foso de Nejapa y Valle de Ticomo. Con estos rasgos se establece una discontinuidad de la cadena volcánica que aparece desplazada unos 15 km hacia el sur, aproximadamente.

La caldera de Masaya es única en América Central. Su margen mide aproximadamente 11 km por 6 km, dentro de la mitad NO de la caldera se hallan más de una docena de troneras pertenecientes a un sistema circular de fracturas de 4 km de diámetro. La actividad histórica se ha caracterizado por flujos, dentro de la caldera e intermitentes lagos de lava. Esta caldera contiene en su margen NE la Laguna de Masaya.

La Caldera de Apoyo, aunque solamente a 10 km de la de Masaya, es un magnífico ejemplo de caldera tipo Krakatoa formada por colapso después de la erupción de pomez. La piedra pomez cubre el este, un amplia área pero hay dificultad para estimar el volumen.

El gran cono del Mombacho en las costas del Lago Cocibolca, a corta distancia al SE de Apoyo, difiere de los otros volcanes de la cadena tanto en

FIG 4
 SEGMENTO SO DE
 LA CORDILLERA DE
 LOS MARRABIOS ;
 CENTROS VOLCANI-
 COS QUE LO CONS-
 TITUYEN.



estructura como en el carácter de sus rocas. Las bellas Isletas de Granada tienen su origen en rocas ígneas emitidas por este coloso.

Las recientes erupciones han conformado dos grandes islas en el Lago Cocibolca, Zapatera a pocos kilómetros de las playas próximas al Mombacho y Ometepe, directamente al este del Istmo de Rivas, Fig. 5.

La Isla Zapatera fue un importante centro de civilización precolombina y es, probablemente, el sitio arqueológico más importante en Nicaragua.

El centro de la isla está constituido por un grupo de conos fusionados.

Los conos gemelos Concepción y Maderas dan nombre, en lenguaje de los aborígenes (dos picos), a la isla de Ometepe. De estos sólo el Concepción ha sido activo en tiempos históricos, Mcbirney y Williams (1965), Ferrey (1971).

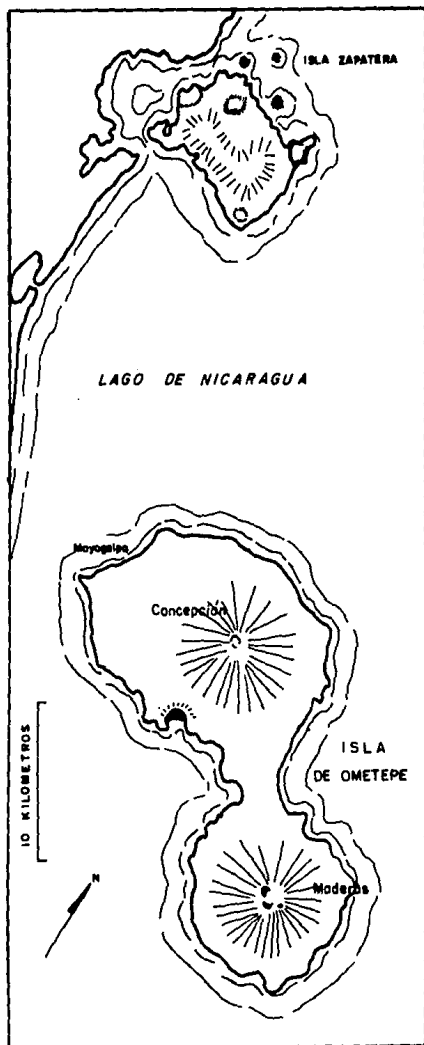


FIG 5
CENTROS VOLCANI-
COS QUE MARCAN EL
FINAL DE LA COR-
DILLERA DE LOS
MARRABIOS .

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La Depresión Nicaraguense es relativamente simple en sus aspectos mayores. Consiste de un amplio y poco profundo graben con tendencia NO entre dos conjuntos de fallas paralelas. Los aspectos estructurales detallados muestran sin embargo que el origen del graben es solamente una fase de la compleja historia tectónica de la región.

Tres son los aspectos estructurales que pueden reconocerse fácilmente:

1) Las fallas que limitan el graben aparecen bien definidas en la parte central y Sur de Nicaragua. Al Sur y al Oeste del Lago Xolotlán la escarpa de la falla de Mateare se extiende por 70 km por el extremo NE de las Sierras de Carazo alcanzando 1000 m sobre el nivel del mar. La escarpa de la Falla de Mateare, desciende cercanamente a nivel del mar desapareciendo sus extremos uno cubierto por sedimentos lacustres y el otro por cenizas recientes.

El sistema de fallas a lo largo del límite opuesto del graben es más regular pudiéndose trazar de modo continuo desde el Golfo de Fonseca hasta el extremo SE del país. La mayor parte de su longitud está marcada por claras fracturas entre las Tierras Altas Interiores y las playas lacustres, y sedimentos aluviales de la depresión. La naturaleza del fallamiento se revela claramente por estratos de ignimbrita que coronan crestas de bloques fallados con declives hacia el graben.

Diferente a las fallas de la frontera opuesta que parecen ser fallas de desplazamiento vertical, las fallas del límite NE se caracterizan por movimiento angular y por declives del graben hacia el SO. El fallamiento Nor

Normal también se ha dado pero en escala menor que a lo largo del lado opuesto de la depresión.

- 2) Las Fallas oblicuas son comunes cerca de ambos márgenes y dentro del cinturón de volcanes cuaternarios; muchas de ellas son fracturas NS de desplazamiento menor.

Cerca del extremo Oeste de Managua, numerosos conos y fosas, originadas por colapso, se sitúan a lo largo de un sistema de fracturas que se refiere como Zona de Fracturamiento de Nejapa; se extiende desde el Este de la Península de Chiltepe, por casi 20 km, al Sur hasta la base del escarpe de la Falla de Mateare. El escarpe de la falla y el eje mayor de los volcanes Recientes están desplazados en este punto. La cadena de volcanes Recientes al NO siguen un curso rectilíneo desde El Viejo hasta el Apoyeque; al SO de la discontinuidad de Nejapa la sucesión de volcanes, desde el Masaya (complejo volcánico) hasta el Maderas, también se alinean, pero este segmento está desplazado (15 km) hacia la costa del Pacífico.

- 3) Plegamientos del Mioceno.

En el anticlinal de Rivas se encuentran ejemplos de plegamientos del Mioceno así como rocas más viejas. El anticlinal buza suavemente al NO y es un poco asimétrico. La edad del anticlinal de Rivas parece fijarse en el Mioceno tardío o inicios de Plioceno, Woodward-Clyde Consultants (1975).

NICARAGUA Y LA TECTONICA GLOBAL.

A fin de discutir los lineamientos y fallas en cualquier región de la superficie terrestre es importante entender el sistema geológico y tectónico que enmarca dicha región. Debido a que la historia geológica y tectónica del Oeste de Nicaragua ha sido y es afectada por una interacción tectónica de placas y en vista de que el Oeste está, en toda su extensión, sobre un límite de placas es deseable ver el estudio de lineamientos y fallas empleando como sistema referencial la Tectónica de Placas, Woodward and Consultants (1976).

Isacks y Sykes (1968) demostraron que las placas corticales mayores están delineadas por zonas de alta actividad sísmica. En 1969, Molnar y Sykes en base a la redeterminación hipocentral de los terremotos definieron las fronteras de varias placas litosféricas en América Central y el Caribe, y desarrollaron el sistema tectónico para esta área. Actualmente la tectónica de la región está gobernada por la interacción de las placas Cocos, Caribe con las placas que las rodean. En Fig. 6 se puede apreciar la situación tectónica responsable de los fenómenos que se dan en Nicaragua (Centroamérica parte de México y Panamá).

Nicaragua y una gran parte de Centroamérica incluyendo el Sur de Guatemala, El Salvador, Honduras, Costa Rica y parte de Panamá están localizadas en el extremo Oeste de la placa Caribe. Sykes y Ewing (1965) y Molnar y Sykes (1969) demostraron que la placa Caribe se mueve hacia el Este, respecto a las placas de América del Norte y América del Sur. En su parte Este la placa Caribe presenta el fenómeno de penetración por

parte de la litósfera marina (subduction) del Océano Atlántico. Esto originó la formación del Arco de las Indias Orientales, una zona de subducción que se inclina al Oeste que está caracterizado por alta sismicidad y una línea de volcanes Cuaternarios que crearon las islas de las Antillas Menores.

El límite Norte de la placa Caribe está definido por la Fosa de Cayman, zona relativamente estrecha con predominante movimiento de Rumbo Lateral Izquierdo (Molnar y Sykes, 1969) con componente menor Extensional (Erickson et al 1972). La Fosa de Cayman se prolonga en tierra firme (Guatemala) con el nombre de sistema de falla Polochic-Motagua.

La frontera Sur de la placa Caribe está compuesta por la zona sísmica norte de la América del Sur y un sistema complejo de fallas generalmente de Rumbo Lateral Derecho, en Venezuela y Colombia.

La placa de Cocos representa también una placa rígida, asísmica, limitada al Oeste por la elevación del Pacífico Este, al Sur por la Zona de Fractura de Panamá y al NE por la Trinchera Mesoamericana. La frontera entre las placas de Cocos y Caribe es la Trinchera Mesoamericana, ésta se extiende aproximadamente por 2,500 km desde las Islas Tres Marías, (frente a las costas de México) donde aparece cortada por la Zona de Fractura de Rivera, hasta el Sur, en el borde Costa Rica-Panamá donde aparentemente termina en las Serranías de Cocos, la Zona de Fractura de Tehuantepec la divide en dos segmentos con características distintas. La sección sur es generalmente más profunda, contiene menor relleno sedimentario, la profundidad al Manto es mayor, respecto a la sección norte,

(Fisher, 1961; Shore y Fisher, 1961). La división de la Trinchera, en los dos segmentos señalados, parece coincidir con la división de características de Centroamérica al norte y al sur del istmo de Tehuantepec.

La dispersión del fondo marino en la Zona de Fractura de los Galápagos (Herron y Heirtzler, 1967) y la dispersión con tendencia EO de la Dorsal del Pacífico Este explica el movimiento NE para la placa de Cocos.

La placa de Cocos está penetrando bajo Centroamérica, en la Fosa Mesoamericana, habiéndose formado una zona de subducción que buza al NE.

Se demostró (Dewey y Algermissen, 1974) que dentro de la zona de subducción la mayor parte de los terremotos superficiales ocurren en una región aproximadamente 100 km al Oeste del eje de la trinchera a 35 km de profundidad y los hipocentros de los temblores intermedios definen una estructura, en forma de banda, que buza 60° al NE. La fusión parcial de esta banda de corteza oceánica es lo que originó, y alimenta, la línea de volcanes cuaternarios que se dispone paralela a la costa del Pacífico de la América Central.

FORMACION DE UN GRABEN.

Por estudios desarrollados por Anderson E.M. (1951), de Sitter V. (1964) se sabe que las fallas normales tienen ángulos mayores de 45° que disminuyen con la profundidad. Los planos de falla son siempre debidos a esfuerzos tensionales y sobre éstos se producen desplazamientos de los bloques a ambos lados de la falla que pueden tener desde pocos centímetros hasta kilómetros; los desplazamientos hacia abajo son en parte reemplazados en los bordes de la falla por desplazamientos laterales, donde los ángulos del plano de falla, son mayores.

Las estructuras asociadas con fallas normales muestran frecuentemente: disposición en echelón y fallamiento antitético probablemente por el aplastamiento del plano de falla en profundidad. Se ilustra en Fig. 7 dichas alternativas estructurales.

Se han efectuado experimentos para ilustrar los fenómenos tectónicos asociados a fallamiento. Cloos H. (1932) modeló, con tortas de arcilla, obteniendo "grabens" con réplicas de sus sistemas de fallamiento. Cambiándose la homogeneidad de los materiales arcillosos, se obtuvieron variaciones en la forma o tamaño, pero siempre el mismo tipo estructural con la aplicación o imitación de fuerzas de carácter tensional.

Se ilustra en Fig. 8 el esquema de una torta de arcilla sometida a un arqueamiento por medio de compresión, desarrolla fuerzas de tensión en

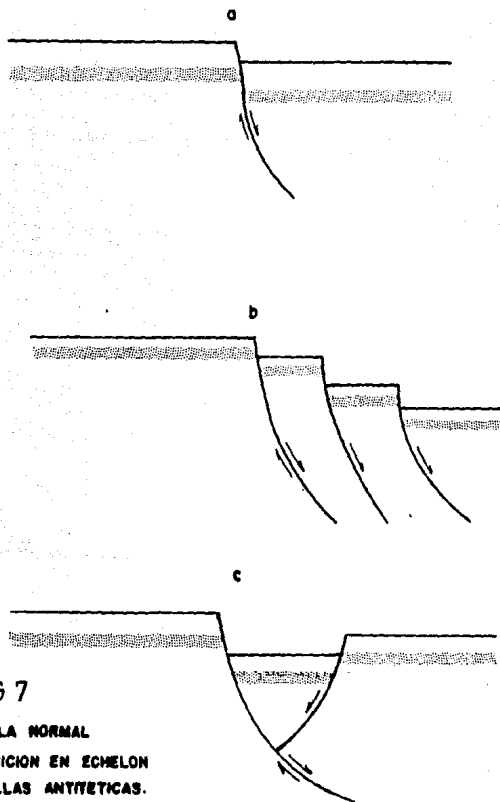
FALLAS NORMALES:

FIG 7

- a: FALLA NORMAL
- b: POSICION EN ECHELON
- c: FALLAS ANTIFORMICAS.

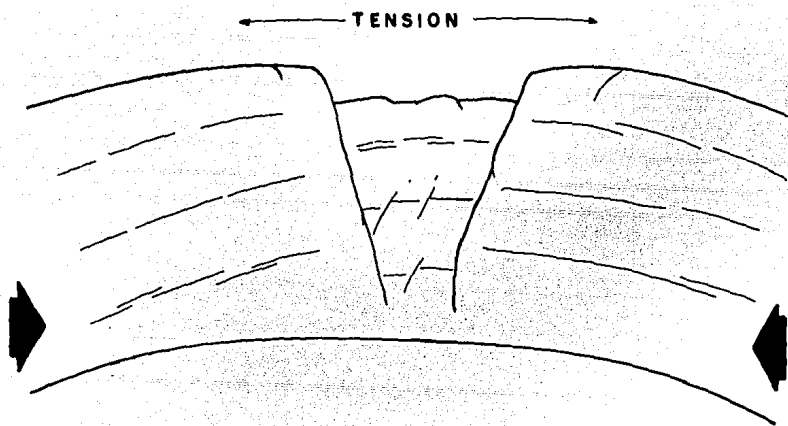


FIG. 8 DEMOSTRACION EXPERIMENTAL DE LA FORMACION DE UN GRABEN. (H. CLOOS).

ORIGEN DE LA CADENA VOLCANICA.

Las estructuras cuaternarias en el cinturón volcánico están conectadas a la zona de convergencia de placas por fracturas transversales que segmentan tanto la litósfera marina que penetra bajo la porción continental como a ésta misma: las expresiones estructurales transversales. Estas coinciden con líneas de volcanes activos. Dentro de la red de depresiones estructurales longitudinales y transversales, en el cinturón volcánico se dan terremotos superficiales.

Las estructuras transversales rompen la placa convergente sobre la que descansa Centroamérica en ocho segmentos de 100 a 200 km de largo, (según se aprecia en Fig. 9, Carr y Stoiber, 1977).

Las fracturas transversales son zonas donde cambia abruptamente el rumbo de la inclinación de la zona sísmica inclinada (Carr, 1976). Las fracturas separan segmentos de litósfera continental que difieren en cuanto a volcanes, topografía, estructura e historia geológica.

Las depresiones, que coinciden con el cinturón volcánico se encuentran por todo Centroamérica.

Muy amplia en Nicaragua; en el Salvador tiene rumbo diferente y se presenta más estrecha; en Guatemala como depresiones tectónicas con volcanes aislados. Los cambios en la naturaleza de las depresiones longitudinales ocurren abruptamente en fracturas transversales prominentes. En Nicaragua la intersección de las depresiones estructurales longitudinales con las fracturas transversales se ubican en el Golfo de Fonseca, en el Lago de Managua (Xolotlán) y en el Lago de Nicaragua (Cocibolca).

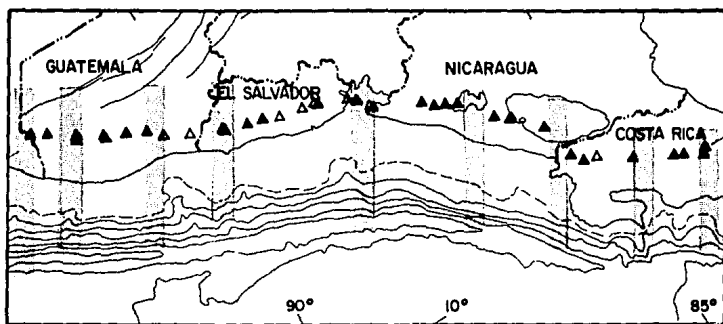


FIG 9

ILUSTRACION DE FRACTURAS
LONGITUDINALES EN LA PLA-
CA DE COCOS.

A escala intermedia se encuentran estructuras que limitan las depresiones Fig. 10. Estas se interpretan como zonas transversales de fallas de rumbo lateral izquierdo y zonas longitudinales de fallas de rumbo lateral derecho (Stoiber y Carr, 1973; Carr, 1976; Williams, 1972).

En la zona volcánica de la América Central se pueden definir tres direcciones predominantes de fallamiento: hacia el Norte ($\pm 10^\circ$), transversal N ($30^\circ - 40^\circ$) E y longitudinal N ($50^\circ - 60^\circ$) O.

Las primeras son fallas normales con fuerte declive o que definen brechas volcánicas. Estas manifestaciones tensionales bisectan el ángulo entre las fallas de rumbo lateral izquierdo (transversales) y las de rumbo lateral derecho (longitudinales).

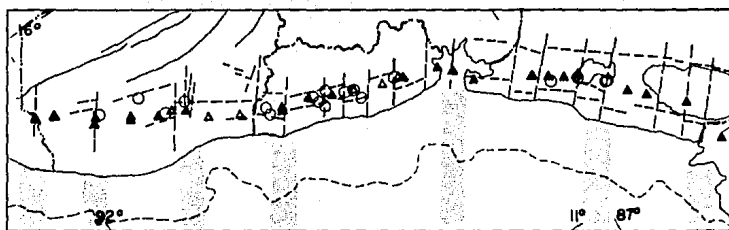


FIG 10
FRACTURAS SECUNDARIAS TRANS-
VERSALES AL GRABEN NICARA -
GUENSE -

DESCRIPCION DEL AREA DE INTERES GEOGRAFICA Y GEOLOGICA-MENTE.

Este estudio tiene como área física de trabajo un segmento de la Cordillera de los Marrabios. Los rasgos predominantes son: Volcán Mombacho, Caldera de la Laguna Apoyo, Caldera volcánica de Masaya.

En Fig. 11 se detallan estos aspectos mencionados, además de las fallas y zonas de fracturas que influyen y originan mucha de la sismicidad de la región.

CALDERA DE MASAYA.

Mediante resolución del Gobierno, la Caldera y Volcanes de Masaya se declaró Primer Parque Nacional. Generalmente se le llama Volcán Santiago go porque existe la tendencia de asociarlo con el cráter del mismo nombre, de éste emanan abundantes gases existiendo en el fondo un intercráter con lavas incandescentes. El volcán Masaya y su Caldera siempre han sido motivo de observación, temor y enigma. Existen relatos históricos acerca de su actividad desde el año 1525.

La caldera es una depresión ovalada, que tiene 11 km de largo orientada de NO a SO y con un ancho de 6 km está definida por escarpas semicirculares con pendientes casi verticales. El Cerro Ventarrón es parte de la caldera con altura que alcanza 625 m sobre el nivel del mar y con respecto al piso de la caldera sobrepasa los 300 m.

En el lado occidental los bordes de la caldera tienen altura entre 120 y 150 m sobre el nivel de la Laguna de Masaya (que también está contenida en la caldera) cuyo nivel sobre el mar es de 115 m.

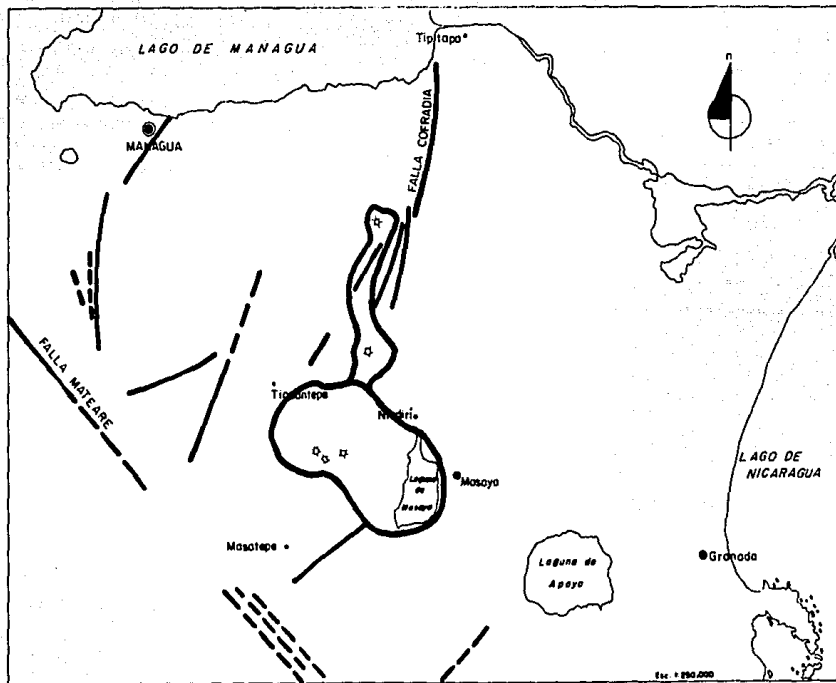


FIG 11 · FALLAS PRINCIPALES EN EL
AREA DE INTERES ·

Los volcanes que están dentro de la caldera se destacan como montañas, reciben los nombres de:

Masaya, Santiago, Nindirí, San Pedro, El Montoso, Comalito y Arenal.

De Garayar, 1978 tomamos la siguiente tabla que detalla las dimensiones de los volcanes reseñados antes:

NOMBRE	ALTURA SOBRE EL NIVEL DEL MAR.	DIAMETRO MAYOR	PROFUNDIDAD DEL BORDE AL FONDO
VOLCAN MASAYA	642 m	650 m	290 m
VOLCAN NINDIRI	630 m	750 m	127 m
CRATER SANTIAGO	550 m	550 m	192 m
INTERCRATER SANTIAGO	352 m	60 m	80 m
CRATER SAN PEDRO	550 m	550 m	192 m
VOLCAN EL MONTOSO	415 m	550 m	90 m
VOLCAN EL COMALITO	350 m	100 m	25 m

En la parte oriental de la caldera se encuentra emplazada la Laguna de Masaya con un largo de 5 km y 2 km de ancho máximo. El área ocupada por ésta es de 9 km² y su profundidad de 80 m.

CALDERA DE APOYO

Su geometría está definida por paredes que van de 300 a 400 metros (sobre la superficie de la laguna); el material es pomáceo con intercalaciones de

basalto que predomina en la base de las paredes.

VOLCAN MOMBACHO

Enorme cono truncado, 1345 m de altura, se alza majestuoso al Sur de la ciudad de Granada y a orillas del Lago Cocibolca; la pendiente de sus fallas indican que antes de la erupción que lo truncó, sobrepasaba los 2,000 m.

FALLAS MAS IMPORTANTES EN LA REGION

Sistema de Cofradías

Se denomina así a un grupo de fallas dispuestas en echelon, extendiéndose en dirección sur oeste hasta San Juan y La Concepción. Es éste un conjunto de fallas normales interrelacionadas (dispuestas en echelon). Este sistema está relativamente bien definido y aunque su expresión topográfica es más bien pobre, la poca información existente referente a las relaciones estratigráficas y estructurales hace suponer que su rechazo o desplazamiento absoluto en sentido vertical es bastante grande. Otras fallas que corren paralelas a este sistema, como la de Esquipulas, se clasificaron dentro del mismo debido a que posiblemente se refieren a un desarrollo antitético de las fallas de Cofradías. La zona de debilidad estructural producida por este sistema, junto con el sistema meridional, habrán permitido el ascenso de las soluciones que alimentaron la Caldera de Masaya.

Sistema Meridional.

Este sistema comprende las fallas normales que van desde la zona al SE

del Crucero, hasta la región de San Juan y La Concepción. Estas fallas tienen un desplazamiento cuya manifestación topográfica es bastante grande. Aunque en forma general las relaciones estructurales de este sistema parecen muy claros, su origen y mecanismos que lo produjeron son completamente desconocidos.

AREAS EPICENTRALES

ACTIVIDAD DE 1977

AREA A

EVENTOS QUE LA DEFINEN

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
43	770424	00:40	11°59.3'	86°07.1'	2.4	4.7
41	770522	21:45	11°59.3'	86°05.6'	2.2	8.9
2	770905	17:53	11°58.7'	86°05.6'	2.6	5.7
11	770905	18:15	11°56.9'	86°04.3'	2.3	5.9
10	770906	17:14	11°56.6'	86°02.7'	1.6	2.7
51	770909	19:38	11°57.3'	86°04.9'	1.8	8.4

Los epicentros están situados en una franja rectangular de 2.0 km de ancho y 9.0 km de largo. Esta microzonda se extiende del Norte de la Laguna de Masaya al NO de la Laguna de Apoyo. Un análisis rápido, espacial y temporal, indica que la actividad sísmica se propagó en sentido SO, partiendo del Norte de la Laguna de Masaya. La tendencia del área es aproximadamente de N60°O. La Fig. 12 muestra el área aquí detallada.

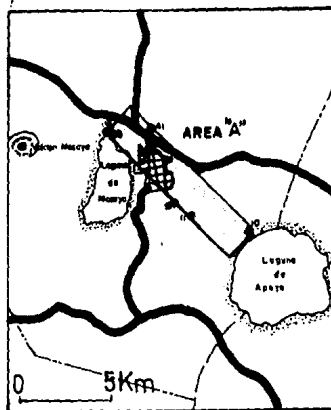


FIG. 12

AREA EPICENTRAL A, CON
LOS EPICENTROS QUE LE
DAN GEOMETRIA.

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
21	770215	23:12	12°05.5'	86°07.8'	2.0	3.0
23	770505	19:05	12°05.0'	86°08.0'	2.0	1.6
16	770525	18:56	12°05.4'	86°07.3'	2.1	3.3
22	770628	19:22	12°05.5'	86°06.5'	2.5	0.4

Estos epicentros se agrupan en un área rectangular de 3 km de largo y 1 km de ancho con tendencia EO. La parte Este del área señalada está a 1 km al Oeste de la carretera Masaya-Tiptapa y a 12 km al Norte de Masaya. En la Fig. 13 se describe la posición geográfica de tal área.

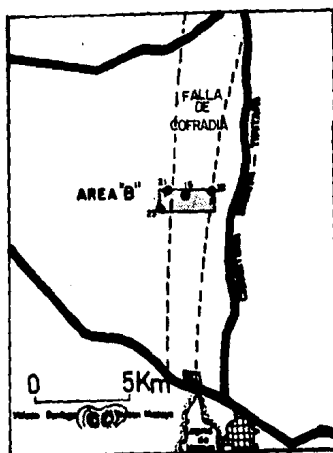


FIG. 13

DESCRIPCION GEOGRAFICA
DEL AREA EPICENTRAL B.

AREA C

EVENTOS CONTENIDOS

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
50	770911	06:14	11°55.4'	86°00.7'	1.8	10.4
46	770912	23:07	11°55.8'	85°59.1'	2.1	6.6
8	770912	23:10	11°55.31'	85°59.4'	2.2	4.7
52	770913	00:33	11°55.3'	85°59.6'	2.2	7.1
6	770913	15:39	11°56.0'	85°59.3'	2.1	9.4

Las dimensiones de esta área epicentral, definida por los temblores apuntados, tiene 2.6 km de largo y 1.2 km de ancho. Esta zona está ubicada entre la Laguna de Apoyo y la ciudad de Granada (Fig. 14). La tendencia de la zona, que encierra los epicentros, es NE-SO.

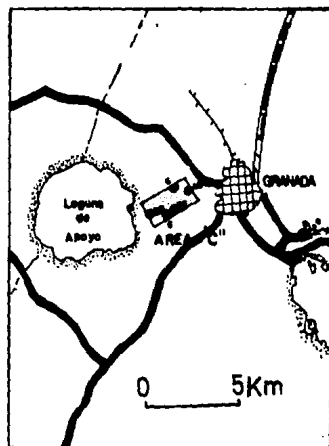


FIG. 14

ILUSTRACION DEL AREA
C, Y SITIOS DE REFEREN-
CIA.

ACTIVIDAD DE 1978

AREA D

EVENTOS COMPROMETIDOS

Nº.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
GRUPO I						
25	780125	17:58	12°05.1'	86°08.2'	2.0	3.9
38	780415	18:31	12°04.2'	86°08.3'	2.3	2.4
28	780619	20:12	12°05.8'	86°08.0'	2.1	1.9
09	780709	09:25	12°03.2'	86°07.6'	1.4	5.6
GRUPO II						
24	780118	21:16	12°04.9'	86°08.1'	1.6	3.9
23	780228	19:13	12°04.4'	86°07.7'	2.2	1.0
30	780510	18:21	12°04.5'	86°07.2'	2.1	1.0
39	780709	10:20	12°04.4'	86°08.7'	1.6	10.9
63	780824	07:22	11°59.3'	86°06.9'	1.8	15.9
1	780903	21:42	12°01.6'	86°08.8'	2.3	5.8
GRUPO III						
60	780709	09:13	12°02.6'	86°07.5'	1.5	5.4
59	780709	09:20	12°03.0'	86°07.2'	1.3	5.3
10	780709	09:46	12°02.8'	86°07.8'	1.7	7.7
GRUPO IV						
8	780709	09:21	12°03.4'	86°06.5'	2.4	7.3
18	780824	06:26	12°00.5'	86°09.5'	2.1	9.6
17	780824	06:31	12°01.4'	86°06.2'	2.4	7.0
15	780824	06:33	12°01.1'	86°05.1'	1.7	7.1
20	780824	06:35	12°01.4'	86°05.8'	2.0	6.4
16	780824	06:39	12°01.3'	86°04.9'	2.0	6.1
4	780824	12:20	12°00.9'	86°05.1'	2.1	6.0
14	780825	02:01	12°01.5'	86°05.0'	1.5	5.1

Resulta muy interesante la actividad para esta área. Se observa una per-

fecta migración de actividad partiendo del Norte del área hacia el apéndice SE. En los primeros seis meses tembló en la parte Norte, en el séptimo mes se concentró en la parte central Este (Grupo III) del rectángulo mayor (Fig. 15). Finalmente en el mes octavo hubo una actividad la cual varió el área epicentral tanto en rumbo como en mecanismo al que respondieron los temblores (Grupo IV). El área epicentral D se localiza al Norte del Complejo Volcánico de Masaya y de la ciudad de Masaya. La parte Oeste del área presenta tendencia NS, mientras la parte Este indica sentido NO.

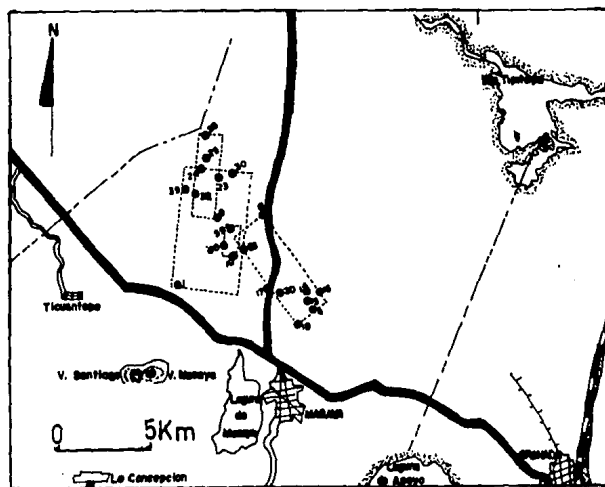


FIG. 15
SE PRESENTA EL AREA D; CON LINEAS GUIAS INDICAMOS SUS CON
NOS Y LOS DE LAS SUBAREAS EN PARTE SE SUPERPONEN.

AREA E

EVENTOS QUE LA FORMAN

GRUPO I

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
53	780318	19:28	11°54.4'	85°59.9'	1.5	10.2
50	780318	19:29	11°54.5'	86°00.2'	1.5	10.3
51	780318	19:30	11°54.4'	85°59.9'	1.5	8.2
55	780915	09:31	11°54.1'	86°00.3'	1.7	13.9

GRUPO II

54	780721	04:06	11°51.7'	85°58.9'	0.8	10.2
45	780721	04:07	11°53.4'	1.4	1.4	10.8
46	780721	22:52	11°54.2'	85°59.0'	1.7	13.0
48	780723	03:41	11°54.6'	85°58.9'	1.2	8.3
47	780723	07:23	11°53.1'	85°59.0'	1.3	10.6
49	780724	05:25	11°54.0'	85°58.9'	2.3	11.7

Esta actividad se dió en la parte SO de Granada. El Grupo I presenta sus epicentros muy próximos aunque solo tres de ellos están conectados temporalmente. Por su parte el Grupo II englobó sus epicentros en una faja angosta ($5.5 \times 0.8 \text{ km}^2$) con sentido casi NS (ligeramente inclinada hacia el Este). Adjuntamos gráfica (Fig. 16) para mayor claridad.

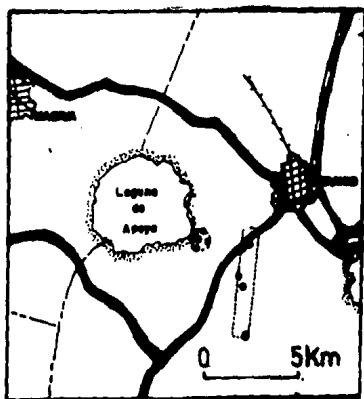


FIG. 16

REPRESENTA AREA E CON SUS DOS MANIFESTACIONES SISMICAS; SE DIERON EN MESES (6) DIFERENTES.

ACTIVIDAD DE 1979

AREA F

EVENTOS COMPROMETIDOSCONJUNTO I

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
4	791001	09:53	11°56.7'	86°03.4'	1.2	11.3
5	"	09:57	11°56.6'	86°03.5'	1.0	9.6
6	"	09:58	11°56.8'	86°02.7'	1.5	9.9
8	"	10:34	11°56.8'	86°03.8'	2.4	10.1
9	"	10:37	11°56.1'	86°03.6'	0.9	9.4
10	"	10:38	11°56.6'	86°02.9'	1.7	9.7
11	"	12:12	11°56.7'	86°03.5'	2.0	12.1
12	"	12:14	11°58.0'	86°03.8'	3.9	4.9
13	"	12:22	11°56.8'	86°02.9'	1.3	9.4
15	"	12:26	11°56.4'	86°04.0'	1.2	5.8
17	"	12:32	11°56.3'	86°02.5'	2.0	10.6
18	"	12:37	11°56.3'	86°02.5'	1.8	9.7
19	"	12:38	11°54.8'	86°01.3'	1.6	8.9
29	"	12:59	11°56.7'	86°03.3'	2.4	8.7
30	"	13:02	11°55.8'	86°03.2'	2.2	9.4
31	"	13:04	11°56.7'	86°03.0'	1.9	12.8
32	"	13:07	11°55.8'	86°03.4'	2.0	9.4
33	"	13:08	11°55.5'	86°01.9'	2.2	12.4
34	"	13:09	11°55.9'	86°02.5'	1.7	11.7
36	"	13:16	11°56.5'	86°03.3'	1.6	9.3
37	"	13:20	11°55.2'	86°02.3'	2.5	12.5
38	"	13:22	11°56.3'	86°02.8'	2.4	10.7
39	"	13:23	11°56.0'	86°02.0'	1.4	10.4
41	"	13:25	11°55.2'	86°01.8'	1.7	11.4
42	"	13:27	11°56.0'	86°02.8'	1.7	8.8
43	"	13:33	11°55.0'	86°02.9'	2.6	7.8
47	"	13:56	11°55.3'	86°01.9'	1.7	11.2
48	"	13:56	11°57.0'	86°02.0'	2.2	8.6
44	"	13:59	11°54.9'	86°02.0'	1.6	12.8
49	"	18:19	11°58.2'	86°03.7'	3.1	9.5
50	791002	07:15	11°56.7'	86°03.3'	2.4	10.5
51	"	20:02	11°59.1'	86°05.6'	2.7	14.4

CONJUNTO II

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
20	791001	12:38	11°52.1'	86°03.4'	1.4	5.6
21	"	12:41	11°56.6'	86°03.3'	2.3	12.3
23	"	12:42	11°57.2'	86°04.0'	2.2	13.4
25	"	12:44	11°56.7'	86°03.7'	3.3	1.6

CONJUNTO III

16	"	12:30	11°56.8'	86°01.9'	0.9	9.6
22	"	12:42	11°57.7'	86°02.9'	2.2	7.1
24	"	12:44	11°56.5'	86°02.0'	0.9	6.7
26	"	12:47	11°56.2'	86°02.4'	2.1	12.6
27	"	12:56	11°57.0'	86°02.4'	2.4	7.2

Se reúnen aquí 41 temblores con energía suficiente para hacerse sentir en más de tres estaciones como para ser determinados sus parámetros fundamentales. Se dividieron en tres conjuntos diferentes de acuerdo a tres comportamientos presentados en el mecanismo focal compuesto. La concentración de epicentros permitió el trazado de un área rectangular que va de la parte SE de la Laguna de Apoyo con sentido NO (hacia la parte NE de la Ciudad de Masaya). Las dimensiones de esta área son, aproximadamente: largo de 8.0 km y ancho de 3.0 km. Adjuntamos figura explicativa (Fig. 57).

AREA G

EVENTOS PRINCIPALES INCLUIDOSCONJUNTO I

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
102	790329	07:29	12°03.3'	86°12.1'	1.7	9.3
104	"	07:53	12°03.3'	86°11.2'	2.1	10.5

CONJUNTO I

Continuación

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
106	790329	08:09	12°04.1'	86°11.4'	1.5	9.2
108	"	09:01	12°04.1'	86°11.5'	1.1	9.4
111	"	09:18	12°04.2'	86°12.1'	1.0	8.9
112	"	09:37	12°03.0'	86°12.4'	3.2	2.6
113	"	09:39	12°03.6'	86°11.6'	2.2	8.5
118	790330	03:32	12°03.2'	86°11.3'	1.6	9.1

CONJUNTO II

105	790329	08:08	12°03.9'	86°11.3'	1.6	9.1
107	"	08:27	12°03.5'	86°11.7'	1.6	9.2
110	"	09:16	12°03.6'	86°12.4'	1.5	9.5
115	"	10:41	12°03.1'	86°11.6'	1.2	9.4
116	"	10:41	12°03.9'	86°11.4'	1.0	9.3
117	"	10:58	12°03.9'	86°11.5'	1.1	9.1
74	791205	01:03	12°02.8'	86°12.0'	0.9	9.1

CONJUNTO III

73	791204	22:56	12°02.5'	86°11.7'	1.9	8.2
75	791205	01:03	12°02.8'	86°12.0'	2.0	10.5
77	791205	00:36	12°02.7'	86°11.9'	1.8	9.1

Aquí también se dividió la cantidad de sismos en tres grupos de acuerdo a tres características diferentes encontradas en el análisis de mecanismo focal. El área que encierra los epicentros es circular con radio de 1.2 km. Se encuentra ésta al Norte de Ticuantepe y con centro a unos 300 m de la carretera (al Norte) Managua-Masaya. Es importante señalar que a 9 km (al SO del área) (Véase Fig. 57).

AREA H

EVENTOS QUE LA DEFINENCONJUNTO I

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
67	790306	12:53	11°52.9'	85°59.1'	1.5	10.2
70	790331	06:29	11°55.7'	85°59.4'	1.5	5.7

CONJUNTO IIa

93	790404	17:07	11°56.4'	86°00.3'	1.6	13.5
95	"	17:17	11°55.8'	85°59.5''	1.4	5.8
96	"	77:19	11	85°59.7'	1.8	7.0
97	"	20:46	11°56.1'	85°59.7'	2.0	5.6

CONJUNTO IIb

94	"	17:10	11°55.1'	85°59.2'	1.6	10.0
98	"	20:47	11°56.2'	85°59.6'	1.1	4.0

CONJUNTO III

2	791001	06:05	11°56.9'	86°00.2'	2.6	3.8
53	791024	08:07	11°56.9'	85°59.0'	2.0	3.0
54	"	08:35	11°56.6'	85°58.6'	2.2	4.0
52	"	10:24	11°57.2'	85°58.7'	1.8	3.9
55	"	10:26	11°56.2'	85°59.0'	2.3	5.9
56	"	11:13	11°56.4'	85°58.4'	2.0	4.4

CONJUNTO IV

59	791212	09:34	11°54.9'	85°59.9'	2.0	5.7
60	"	10:25	11°55.6'	86°00.0'	1.2	4.6

La mayoría de estos temblores alojaron sus epicentros dentro de un círculo de 2.5 km de radio, ubicado entre la Laguna de Apoyo y la ciudad de Granada. La partición se debió a la diferencia cronológica de ocurrencia y la sospecha que podfan obedecer a mecanismos diferentes. Fig. 57, de

talla lo afirmado aquí.

ACTIVIDAD DE 1981.

AREA I

SISMOS QUE CONTIENE

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
1	810117	01:17	11°54.4'	86°02.0'	1.1	8.3
2	810117	01:19	11°55.5'	86°01.0'	2.6	6.0
3	810117	05:26	11°53.5'	86°01.6'	2.0	6.0
4	810117	06:09	11°55.6'	86°01.0'	2.3	6.2
5	810117	06:46	11°54.6'	86°02.3'	1.3	8.9
7	810117	08:10	11°54.6'	86°01.1'	2.1	6.4

Estos temblores sucedieron en un lapso de 6 h y 53 min. El área epicentral es irregular pero más o menos pequeña; esta se ubicó aproximadamente en el cuadrante SO de la Laguna de Apoyo, la mayoría de los epicentros aparecen dentro de la Laguna, sólo un evento tuvo su epicentro en tierra firme.

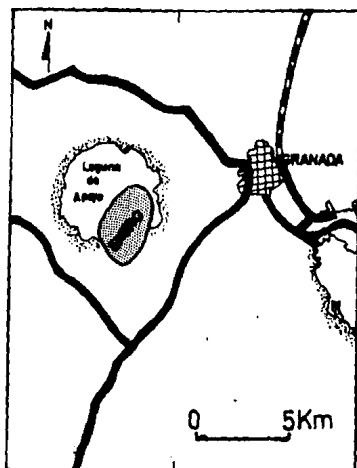


FIG. 18

SE PUEDE APRECIAR LOS CONTORNOS DEL AREA I Y EPICENTROS INTERIORES A ELLA.

AREA J

SISMOS PARA ESTA

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
1	810206	04:42	11°52.3'	85°59.3'	1.4	5.4
2	"	08:25	11°53.8'	85°58.4'	1.4	5.0
3	"	08:35	11°54.0'	85°58.3'	1.4 <td 4.8	
4	"	09:04	11°53.8'	85°58.3'	1.0	5.4
5	"	09:37	11°53.8'	85°58.4'	1.4	5.0
6	"	11:09	11°53.8'	85°58.4'	1.1	5.1

Estos eventos sucedieron en un intervalo de tiempo de 6 h y 25 min. No hubo una definición de área epicentral. Los seis epicentros se alínean con una aceptable tendencia de N 50°E en una longitud de 4 km. La distribución de hipocentros se dió en el rango de profundidad 4.8-5.4 km. Esta actividad se localizó al SO de Granada (a unos 6 km, véase Fig. 19).

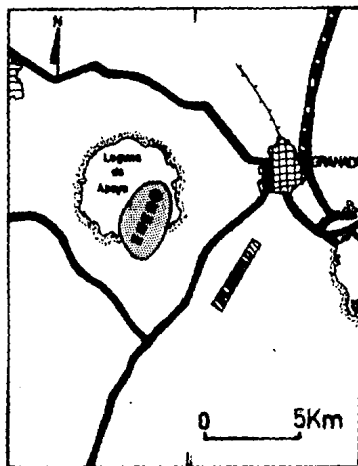


FIG. 19

SE PUEDE APRECIAR EL SENTIDO NE-SO DE LOS EPICENTROS Y SU PROXIMIDAD A GRANADA.

AREA K

EVENTOS INVOLUCRADOSCONJUNTO I

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
3	810615	22:29	11°52.6'	86°00.2'	1.8	5.3
10	"	22:31	11°53.1'	85°59.7'	1.6	6.1
2	"	23:24	11°52.7'	86°01.7'	0.7	4.2
4	"	23:44	11°53.4'	85°59.3'	1.6	5.8
5	"	23:46	11°53.8'	85°59.6'	2.0	6.0
7	810616	00:20	11°53.8'	85°59.6'	1.5	6.0

CONJUNTO II

6	810616	00:19	11°53.8'	85°59.5'	1.9	5.9
11	"	00:26	11°53.4'	86°00.1'	1.6	6.6
15	"	04:45	11°53.4'	86°00.2'	1.6	5.8
16	"	04:50	11°53.0'	86°00.8'	2.0	6.0

CONJUNTO III

18	810617	04:51	11°53.4'	85°59.5'	1.8	10.2
19	"	04:57	11°53.5'	85°59.1'	1.6	8.4
20	"	05:00	11°53.4'	85°59.4'	1.6	8.6

CONJUNTO IV

22	810618	10:55	11°53.8'	85°59.7'	2.1	8.4
23	810619	10:28	11°53.4'	85°59.0'	1.7	8.6

Los temblores reseñados distribuyeron sus epicentros en una área rectangular situada a 2.5 km de la margen SE de la Laguna de Apoyo. El largo y ancho aproximado para tal área epicentral es 6.5 km y 1.8 km, respectivamente. El sentido de la dimensión mayor es NE-SO.

Los eventos se clasificaron así (cuatro conjuntos) porque presentaron características diferentes. Se presenta gráfica (Fig. 20) del área y zonas

vecinales de referencia.

AREA L

EVENTOS COMPROMETIDOS

GRUPO I

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
24	810904	10:55	11°55.0'	85°58.4'	1.9	3.4
20	"	16:19	11°53.8'	85°58.8'	1.5	5.1
12	"	16:04	11°54.0'	85°58.8'	1.7	5.5
15	"	17:56	11°54.0'	85°58.8'	1.6	5.0
9	"	18:14	11°54.3'	85°58.6'	1.9	5.7
29	"	18:56	11°54.9'	85°58.3'	1.8	4.6
16	"	19:01	11°54.1'	85°58.6'	2.0	5.1
66	"	21:54	11°54.9'	85°58.0'	1.8	5.3
68	810905	05:00	11°54.3'	85°59.4'	1.7	5.9
69	"	14:24	11°54.5'	86°00.1'	1.7	5.4
48	810906	07:33	11°54.7'	85°57.9'	2.1	4.4
49	"	07:35	11°54.0'	85°58.6'	1.6	5.4
50	"	09:02	11°53.9'	85°58.5'	1.7	5.0
71	"	15:04	11°54.2'	85°58.7'	1.8	5.6
72	810907	03:23	11°54.2'	85°57.7'	1.5	3.9
74	"	08:38	11°54.0'	85°57.8'	1.5	4.7
33	"	08:43	11°53.5'	85°57.9'	1.3	5.4
38	810911	11:37	11°55.2'	85°57.7'	1.5	5.7
58	"	13:02	11°54.9'	85°59.2'	1.5	5.2
76	810912	08:47	11°53.8'	85°58.0'	1.4	2.1
39	810913	10:52	11°55.9'	85°58.9'	1.7	4.2
40	810913	10:52	11°55.9'	85°58.9'	1.7	4.2

GRUPO II

27	810904	13:37	11°55.7'	85°58.9'	2.5	6.9
7R	810904	14:59	11°53.8'	85°57.9'	1.9	5.4
10	"	15:18	11°54.0'	85°58.7'	1.8	5.5
23	"	17:25	11°54.1'	85°59.3'	1.6	5.8
11	"	17:31	11°53.9'	85°58.3'	1.8	4.3
14	"	17:37	11°53.8'	85°58.6'	1.6	4.8
28	"	18:37	11°54.6'	85°59.3'	1.9	5.6
30	"	19:00	11°54.5'	85°58.5'	1.8	4.3
18	"	19:36	11°54.1'	85°57.9'	1.6	5.5
53	810906	15:06	11°53.9'	85°58.0'	2.1	4.9
32	810907	08:40	11°53.3'	85°58.0'	1.3	4.3

GRUPO II

Continuación

No.	FECHA	HORA	LAT N	LONG O	MAG.	PROF.
34	810907	09:17	11°53.5'	85°58.5'	1.5	4.6
35	"	21:29	11°55.0'	85°58.4'	1.8	4.2

GRUPO III

25	810904	11:01	11°55.0'	85°58.8'	1.9	4.8
61	"	11:04	11°54.6'	85°58.4'	1.7	3.2
17	"	14:33	11°54.2'	85°58.0'	1.4	3.8
19	"	14:36	11°54.0'	85°57.8'	1.5	3.9
62	"	16:16	11°55.0'	85°58.0'	1.4	3.7
13	"	17:42	11°54.0'	85°58.0'	1.7	3.4
3	"	17:45	11°54.2'	85°59.0'	2.0	3.4
41	"	18:40	11°53.5'	86°00.2'	1.8	5.3
1	"	19:02	11°55.1'	85°58.9'	2.4	3.6
63	"	19:31	11°54.7'	85°58.6'	1.8	5.7
42	"	20:55	11°56.6'	86°01.0'	1.9	1.6
43	810905	02:39	11°53.8'	85°54.8'	1.4	1.1
44	"	13:27	11°54.0'	85°59.4'	1.3	5.5
45	"	13:54	11°54.2'	85°59.2'	1.2	4.7
47	"	22:07	11°54.2	85°59.2'	1.6	5.0
46	"	22:07	11°54.2'	85°59.2'	1.6	5.0
51	810906	10:02	11°54.2'	85°59.2'	1.6	5.9
52	"	10:11	11°54.0'	85°58.8'	1.6	5.2
54	"	15:31	11°53.4'	85°58.2'	1.5	5.4
55	"	16:13	11°53.5'	85°58.0'	1.6	4.0
57	810908	05:02	11°54.8'	85°58.1'	1.7	4.5
26	810904	12:44	11°54.8'	85°59.0'	2.4	5.5
21	"	16:42	11°54.0'	85°58.6'	1.7	5.0

GRUPO IV

8	810904	18:14	11°54.3'	85°58.6'	1.8	5.7
2	"	19:02	11°55.1'	85°58.6'	2.4	3.6
22	"	19:27	11°54.1'	85°58.0'	1.4	4.1
5	"	20:44	11°55.5'	85°58.9'	2.0	5.6
70	810906	10:44	11°54.3'	85°58.2'	1.4	5.7
56	810906	18:18	11°54.1'	85°59.3'	1.7	5.3

El último conjunto de temblores analizados está constituido por 66 sismos ocurridos en las proximidades de Granada. Aproximadamente, el área

epicentral es circular, con radio de 3 km, estando el centro de la misma a 4 km de Granada (al SO de esta ciudad).

Se reportan cuatro grupos de acuerdo a cuatro tendencias diferentes en cuanto a mecanismo compuesto se refiere (Véase Fig. 20).

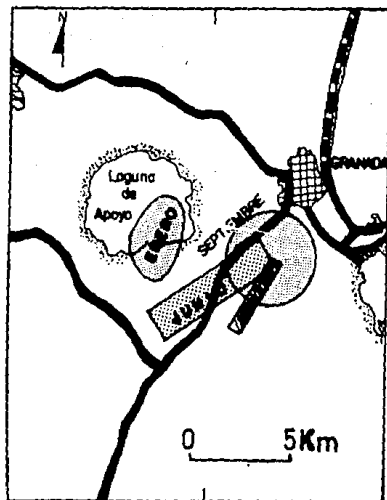


FIG. 20

SE PONE DE MANIFIESTO QUE LA ACTIVIDAD SISMICA SE CONCENTRO EN UNA AREA CIRCULAR. LOS EVENTOS DE LOS DIFERENTES GRUPOS APARECEN MEZCLADOS.

MECANISMOS FOCALES COMPUESTOS ASOCIADOS A CADA AREA
ACTIVIDAD DE 1977

AREA A

Los seis temblores, cuyos epicentros están contenidos en esta área, a partir de sus datos de primeros movimientos, dieron como resultado un mecanismo focal compuesto el cual estará asociado a esta área. Creemos que este mecanismo caracterizará, en promedio, esta zona para el rango de profundidad especificada por los hipocentros (2.7-8.9 km). El porcentaje de inconsistencias, respecto a los datos totales, es de 3.4%. Puede observarse, en Fig. 21, un plano nodal tiene un rumbo de $N67^{\circ}O$ e inclinación de 76° al NE. El tipo de fracturamiento es de Rumbo Lateral Derecho. El plano seleccionado como el de fallamiento es aquel cuyo rumbo es de $N67^{\circ}O$, por ser ésta la tendencia del área sismogeneradora.

AREA B

El Area B, con los cuatro epicentros que la definen, se encuentra sobre una zona de fractura denominada FALLA DE COFRADIA. El mecanismo focal compuesto, Fig. 22, es consistente, mediante uno de sus planos nodales con rumbo $N2^{\circ}O$ con la orientación de dicha falla (prácticamente N-S). Las especificaciones para los planos nodales son: rumbo de $N(65^{\circ} \pm 5^{\circ})E$ e inclinación de 45° y $N2^{\circ}O$ e inclinación de 70° al Este. El porcentaje de inconsistencias es de 6%, para el total de datos utilizados para el trazado de los planos nodales. El tipo de movimiento es de Deslizamiento en un plano con 70° de inclinación con una gran componente de

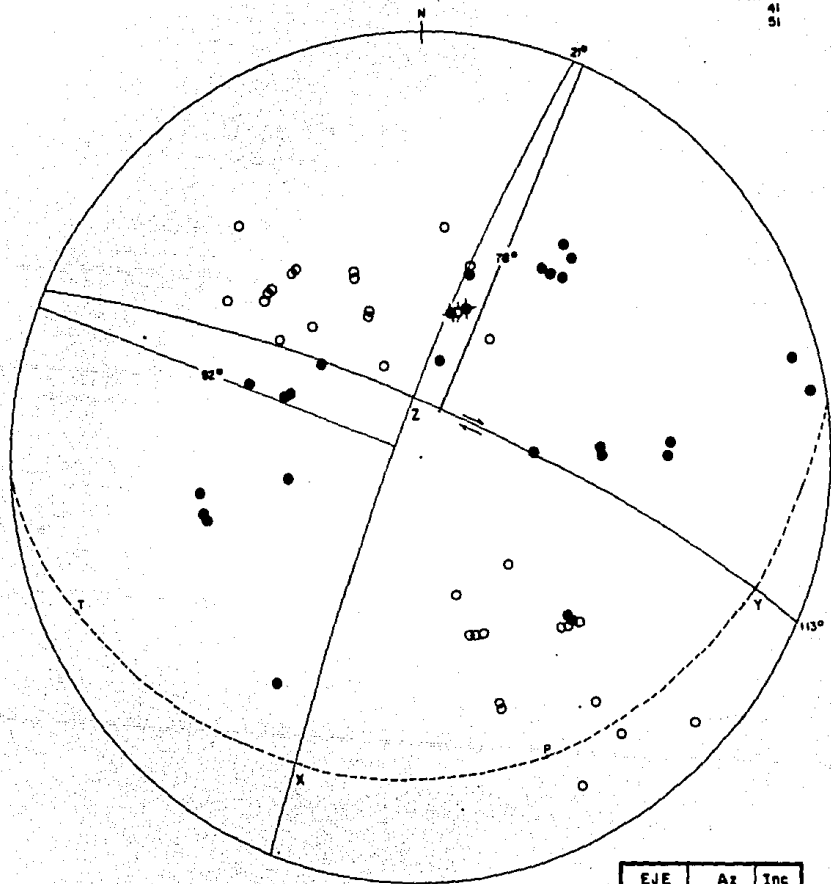


FIG. 21
AREA A

EJE	Az	Inc
X	202°	14°
Y	111°	8°
Z	353°	74°
P	157°	15°
T	246°	5°

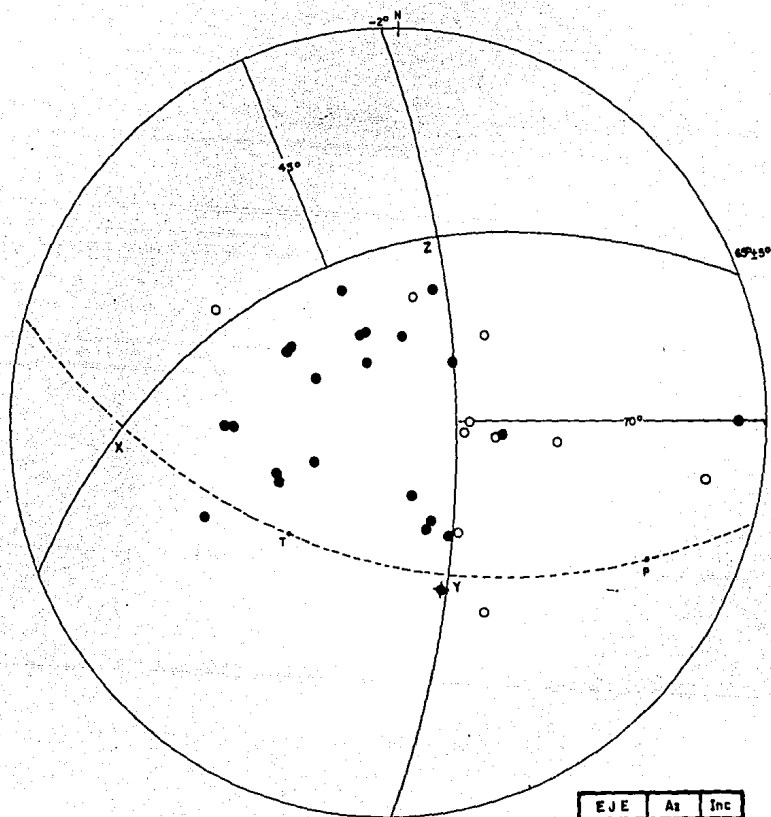


FIG. 22
AREA B

E.J.E	As	Inc
X	267.5°	20°
Y	157°	45°
Z	14°	38°
P	115°	14°
T	221°	46°

Rumbo Lateral Izquierdo.

AREA C

Esta área colecciona cinco epicentros en la zona comprendida entre la Laguna de Apoyo y la ciudad de Granada. El mecanismo focal compuesto, Fig. 23, muestra las características de los planos nodales encontrados: para uno, un rumbo de $N79^{\circ}E$ e inclinación de 70° al NO, para el otro $N14^{\circ}O$ e inclinación de 80° al SO. El porcentaje de inconsistencias, sobre los datos totales, es de 7.1%. El movimiento deducido del mecanismo focal global es un fallamiento de Rumbo Lateral Izquierdo. Los hipocentros de estos eventos sísmicos se distribuyeron en un rango de 5.7 km que se inicia a 4.7 km de profundidad, aproximadamente, en un plano vertical con rumbo de $N60^{\circ}E$. En base a eso es que se ha preferido como plano de fallamiento al plano nodal con rumbo de $N79^{\circ}E$ con inclinación de 70° al NO.

ACTIVIDAD DE 1978

AREA D

El GRUPO I aglutina cuatro temblores un poco espaciados en el tiempo pero cuya información superpuesta concuerda con un mecanismo focal compuesto (Fig. 24) con una sola inconsistencia lo que representa un 4% de la información total. Los planos nodales encontrados quedan bien restringidos y tienen las características: para uno azimut de 3° e inclinación de 48° al Este; el otro con rumbo $N56^{\circ}O$ e inclinación de 68° al S.O. El plano nodal asumido como el de fallamiento es el primero (azimut 3° , inclina

6 66
 Nos: 52
 46
 50

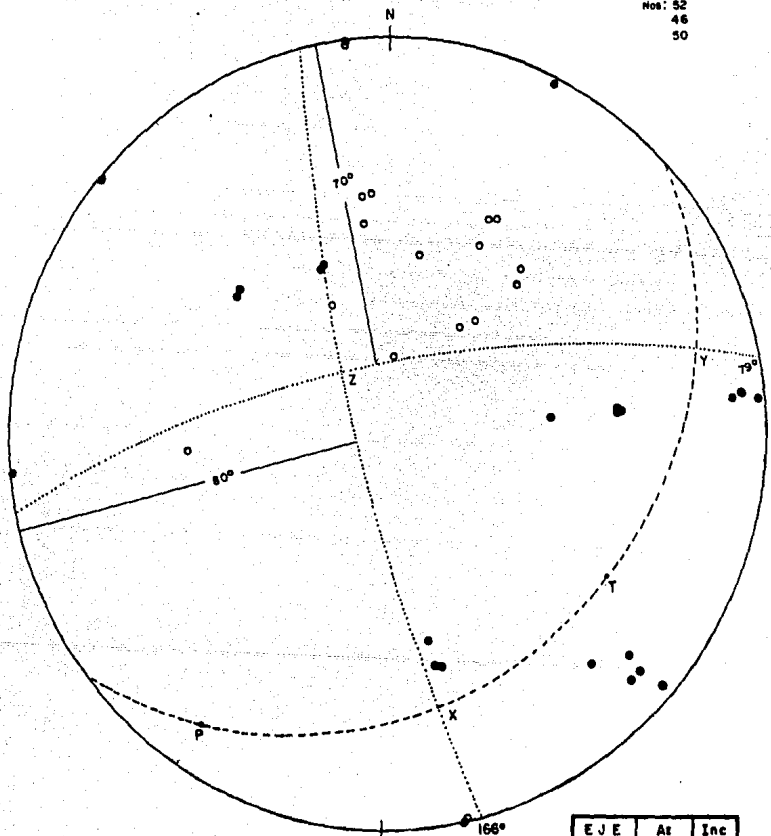


FIG 23
 AREA C

E J E	At	Inc
X	169°	20°
Y	75°	10°
Z	322°	68°
P	213°	8°
T	122°	80.5°

NOS: 38
25
9
28

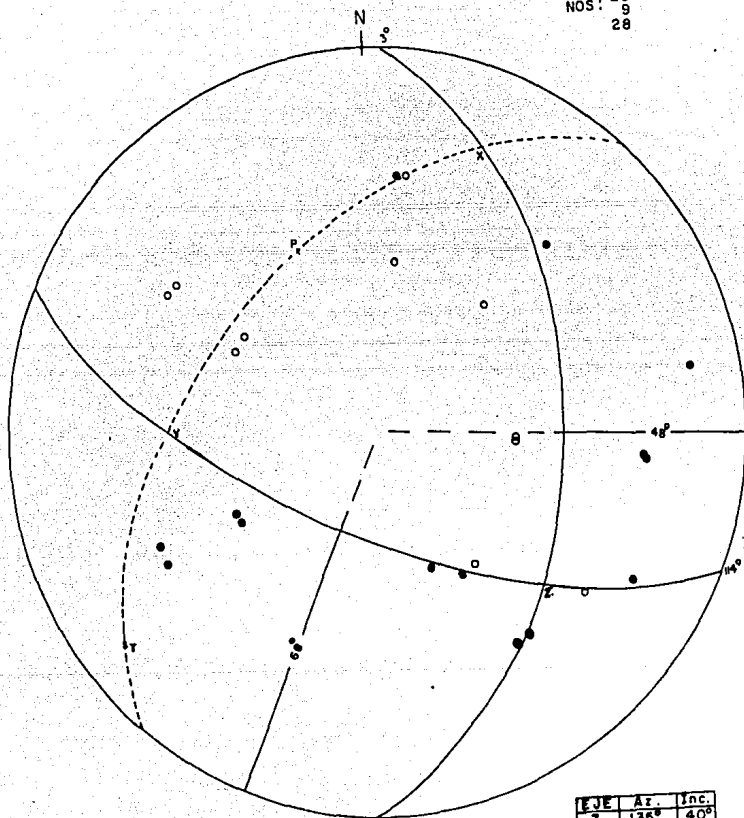


FIG 24
GRUPO I
AREA D

EJE	Ar.	Inc.
X	135°	40°
Y	273°	43°
X	23°	23°
T	233.5°	13°
P	338°	47°

ción 48° al Este); el tipo de fallamiento es una combinación con predominio de fallamiento Normal y fuerte componente de Rumbo Lateral Izquierdo. La selección del plano de fracturamiento se hizo en base a información geológica y alineamientos de epicentros.

En GRUPO II se combina la información de seis eventos sísmicos también espaciados, temporalmente, en varios meses. El resultado es un mecanismo focal compuesto con planos nodales restringidos (Fig. 25) y con cero inconsistencias. Uno de los planos nodales presenta acimut de 14° e inclinación de 42° al Este, el otro acimut de 37° e inclinación de 50° al Oeste. En base a la orientación de epicentros y conocimiento de una zona de fractura con tendencia aproximada NS es que se asume como plano de fallamiento el primero (acimut 14° , inclinación 42° al Este. El fallamiento es Normal.

El GRUPO III presenta tres eventos sísmicos con epicentros próximos, profundidad similar y diferencias de minutos en sus tiempos de ocurrencia. La superposición de información puso en evidencia que uno de los planos nodales tiene acimut de 12° y una inclinación de 44° al Este. El presente mecanismo (Fig. 26) no reportó inconsistencias. Se seleccionó como plano de fallamiento el antes detallado. El tipo de fracturamiento es Inverso con apreciable componente de Rumbo Lateral Derecha.

El GRUPO IV contiene ocho sismos que ocurrieron en menos de dos días (41 horas). El mecanismo focal promedio indica (Fig. 27) uno de los planos nodales con tendencia de $N35^\circ O$ y una inclinación de 80° al NE. Debído a que la tendencia del área epicentral (para GRUPO IV) coincide con el

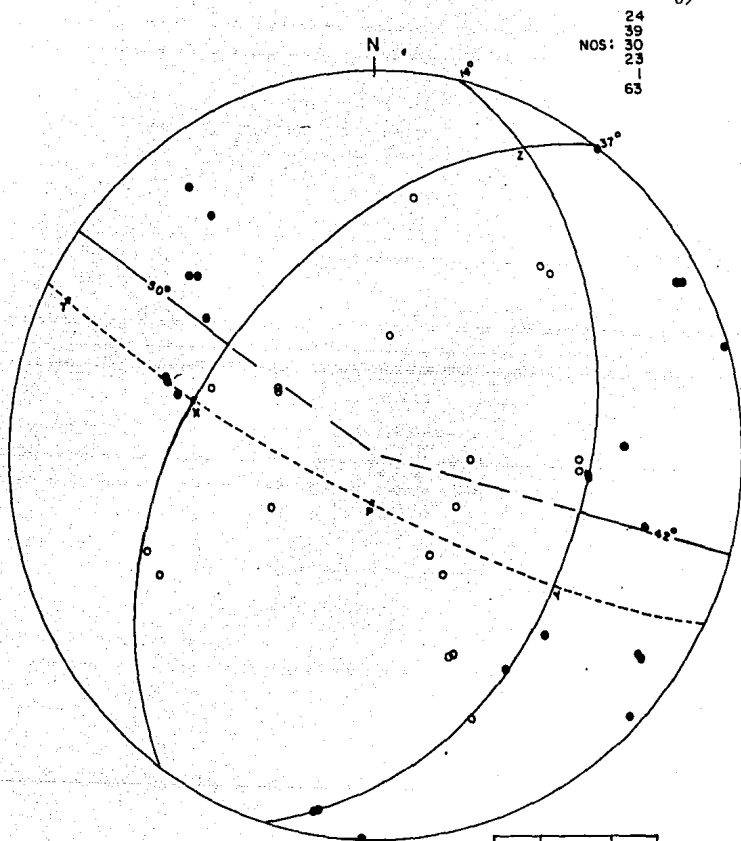


FIG 25
GRUPO II
AREA D

EJE	At	Inc
Z	27°	11°
Y	126°	40°
X	286°	48°
T	296°	5°
P	183°	79°

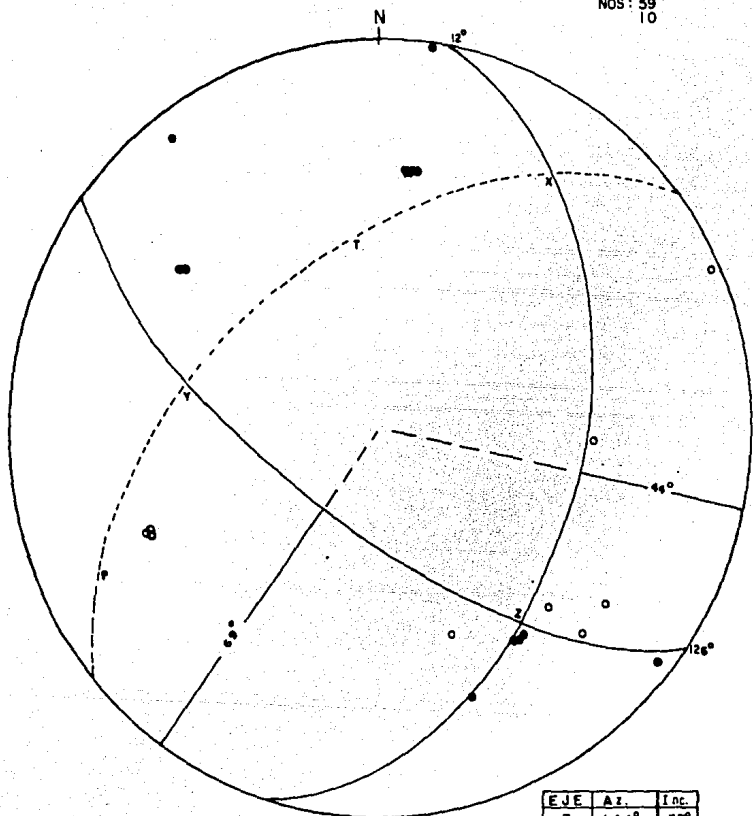
60
NOS: 59
10

FIG 26
GRUPO III
AREA D

EJE	Az.	Inc.
Z	144°	37°
Y	284°	46°
X	35°	21°
T	351.5°	49°
P	244°	15°

8,18
 NOS 17,15
 20,16
 4,14

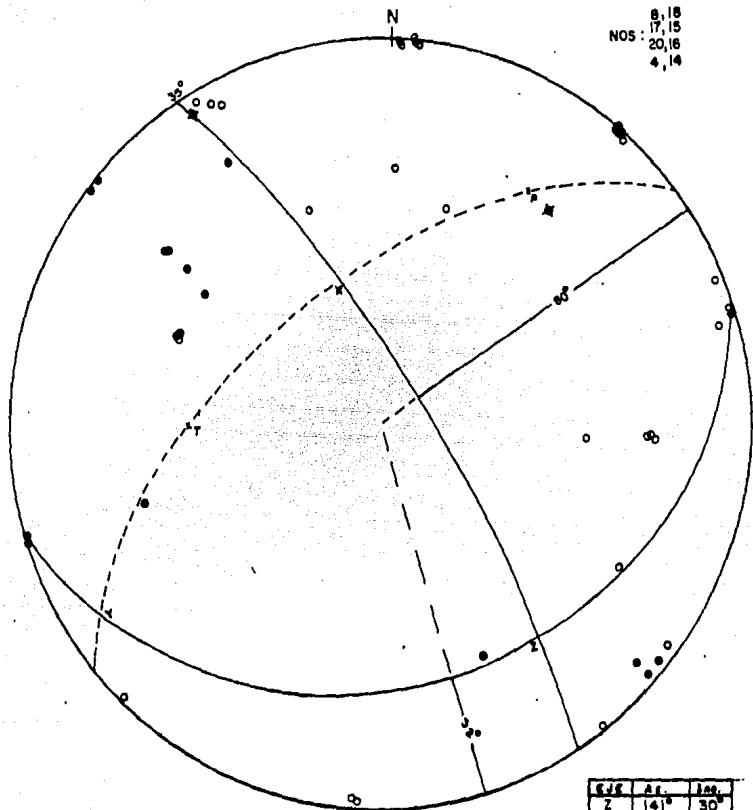


FIG 27
 GRUPO IX
 AREA D

Obj	Alt.	Mag.
Z	141°	30°
Y	235°	11°
X	342°	58°
T	269°	47°
P	32°	28°

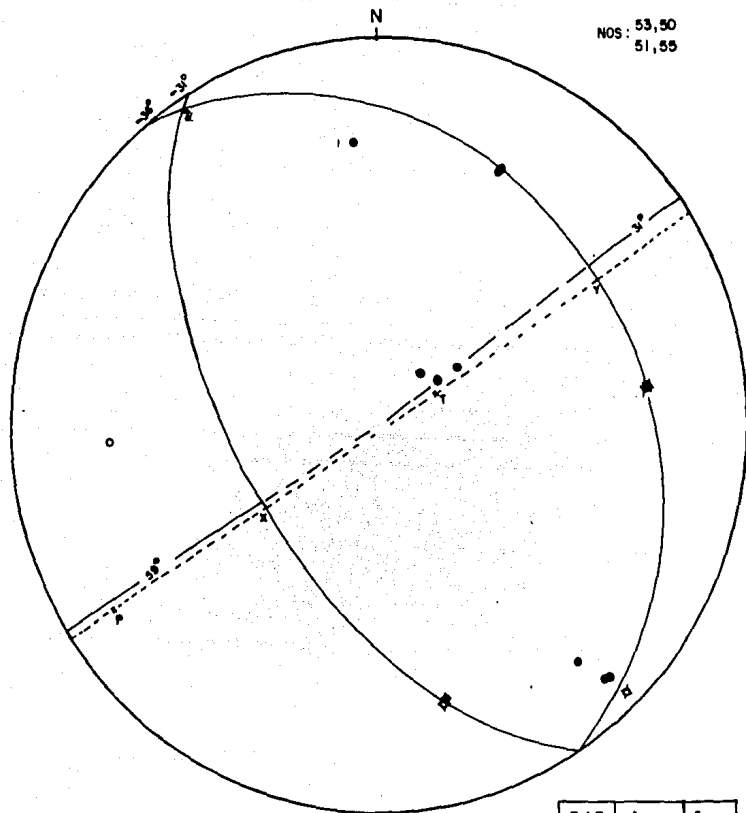
rumbo de este plano, se le tomó como plano de falla.

El fracturamiento es deslizamiento (tipo Inverso) en un plano muy inclinado. Aquí encontramos un 14% de inconsistencias, sobre los datos totales, pero en promedio creemos que tiene validez para explicar en grueso el tectonismo local. La profundidad media para este mecanismo es de 6.7 km.

AREA E

Para el GRUPO I, integrado por cuatro eventos, encontramos que tres de los sismos ocurrieron en tres minutos consecutivos y el otro 6 meses después. El área epicentral es muy reducida y la profundidad hipocentral se dio entre 8 y 12 km. El mecanismo focal revela fallamiento Inverso. No tenemos mucha información como para asegurar cuál es el plano sobre el que se da el movimiento, nos atrevemos a pensar que se efectúa en el plano con tendencia $N36^{\circ}O$ e inclinación de 31° al NE en base a que el epicentro con profundidad mayor está al SO. (Fig. 28).

GRUPO II presenta 6 temblores acaecidos en cuatro días consecutivos. Los epicentros aparecen en una franja angosta (0.8 km) y con un largo de 5.5 km. La tendencia del área epicentral es aproximadamente NS. En el mecanismo focal compuesto (Fig. 29) se aprecia un plano nodal con rumbo de $N6^{\circ}E$ e inclinación de 57° al E y otro con tendencia de $N63^{\circ}E$ e inclinación de 48° al NO. Se seleccionó como plano de fallamiento el primero teniendo presente la geometría y orientación del área epicentral. El tipo de fracturamiento es una combinación de Falla Normal y Falla de Rumbo Lateral Derecha, siendo la primera la predominante.



NOS: 53,50
51,55

FIG 28
GRUPO I
AREA E

EJE	As.	Inc.
Z	327.5°	3°
Y	59°	31°
X	236°	59°
T	63°	76°
P	237°	15°

54,4
 NOS: 46,48
 47,49

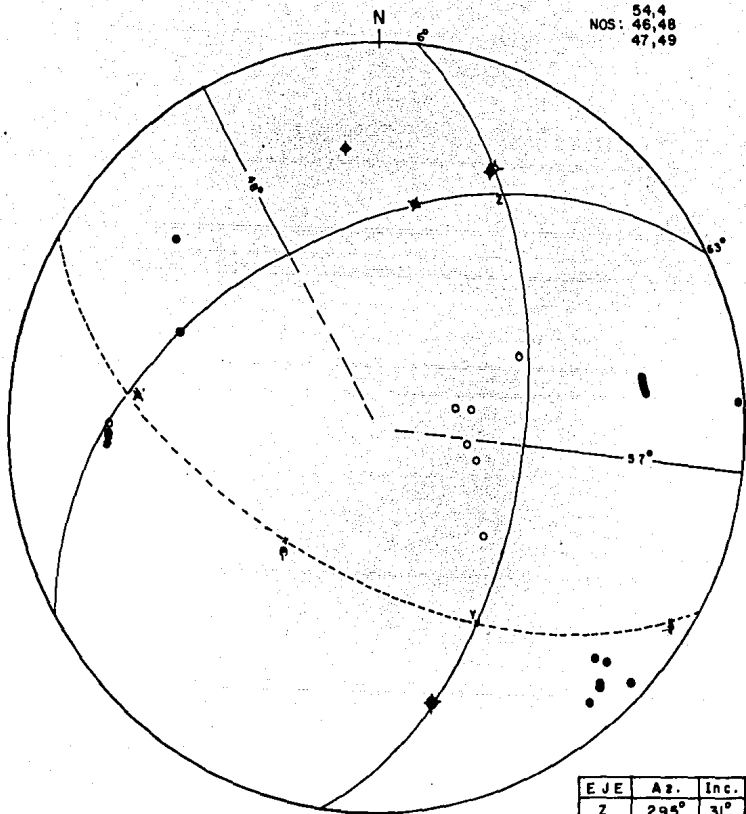


FIG 29
 GRUPO II
 AREA E

EJE	Az.	Inc.
Z	295°	31°
Y	152°	42°
X	277°	35°
T	122.5°	7°
P	220°	59°

ACTIVIDAD DE 1979

AREA F

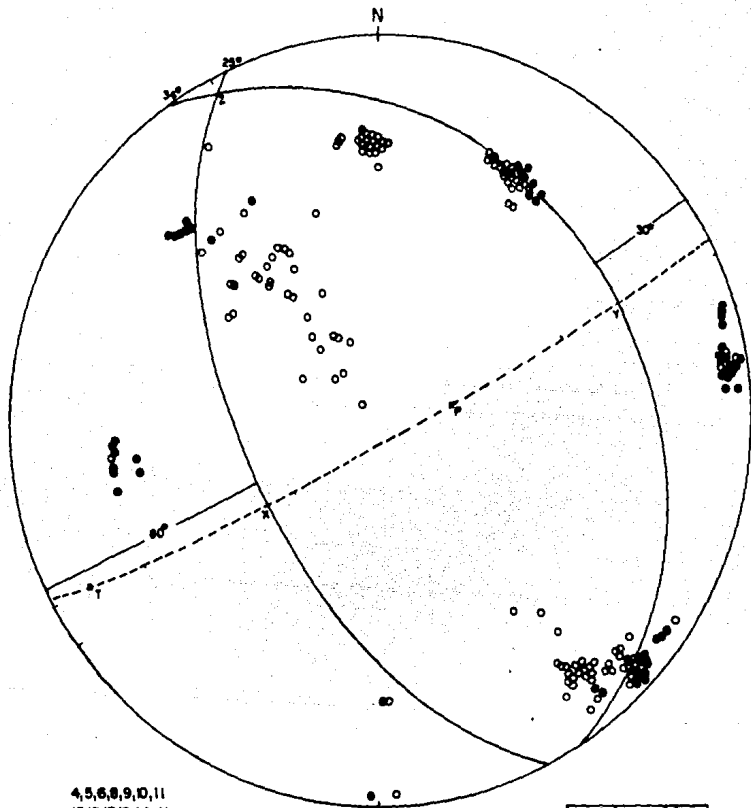
De los 41 sismos correspondientes a esta área 32 (CONJUNTO I) concordaron en un mecanismo focal compuesto que pone en evidencia fallamiento Normal en un plano con tendencia de N25°O e inclinación de 60°, según se ve en Fig. 30. El largo del área comprometida es de 12 km.

Una tendencia menor la representa CONJUNTO II con cuatro eventos. El tipo de fallamiento parece ser de Rumbo Lateral Derecho en base a la orientación de epicentros (Fig. 31). El rumbo del plano de fallamiento es de N45°O y es aproximadamente vertical. Las variadas profundidades hipocentrales hacen difícil pensar en un solo plano de fractura a través de 12 km de corteza.

Otra tendencia de influencia menor la constituye el CONJUNTO III, con cinco eventos. En Fig. 32, se aprecia el mecanismo focal compuesto; el plano posible de fallamiento tiene acimut de 30° e inclinación de 70° al Oeste. El movimiento es tipo inverso en un plano muy inclinado. Pensamos que esta última tendencia indica fracturamiento transversal en el bloque de tcho sugerido por el fallamiento Normal predominante en esta área, evidenciado por CONJUNTO I.

AREA G

Trece de los diecinueve temblores que vertebran esta área, ocurrieron en tres horas y media. Se encontraron dos tendencias, uno de fallamiento Normal puro, en un plano con rumbo de N40°O e inclinación de 50° al Oeste (Fig. 33). El otro es un movimiento predominantemente de Rumbo, en



4,5,6,8,9,10,11
 13,15,17,18,44,41
 46,39,33,37,47
 29,32,36,30,42
 38,31,43,9,50
 12,49,51,34

FIG 30
 CONJUNTO I
 AREA F

EJE	AL.	INC.
X	235°	80°
Y	65°	30°
Z	333°	5.5°
T	241.5°	12.5°
P	76°	75°

21, 23
NOS: 20, 25

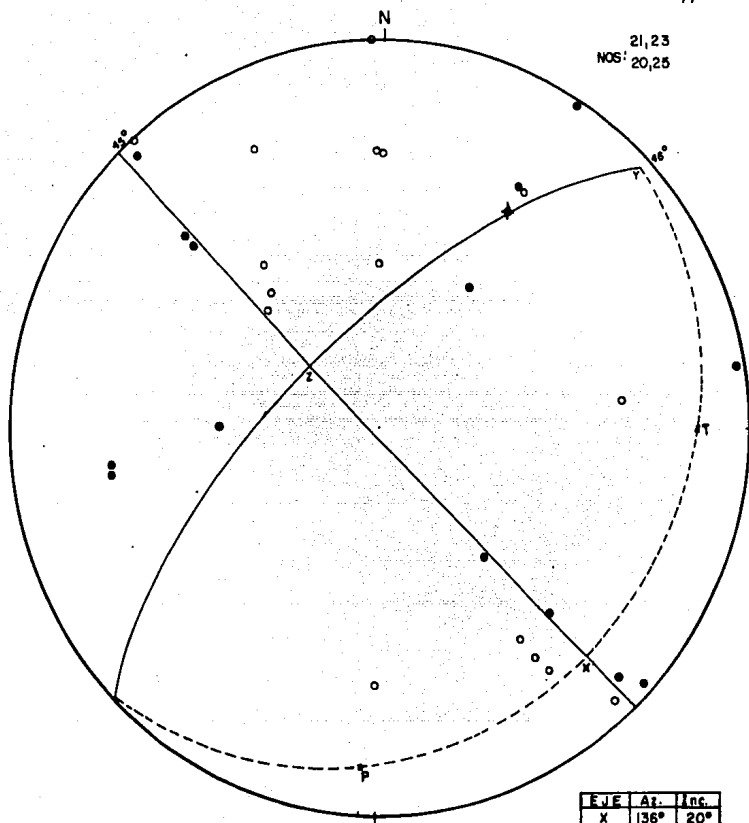


FIG 31
CONJUNTO II
AREA F

EJE	Al.	Inc.
X	136°	20°
Y	48°	4°
Z	311°	70°
P	103°	14°
T	90°	16°

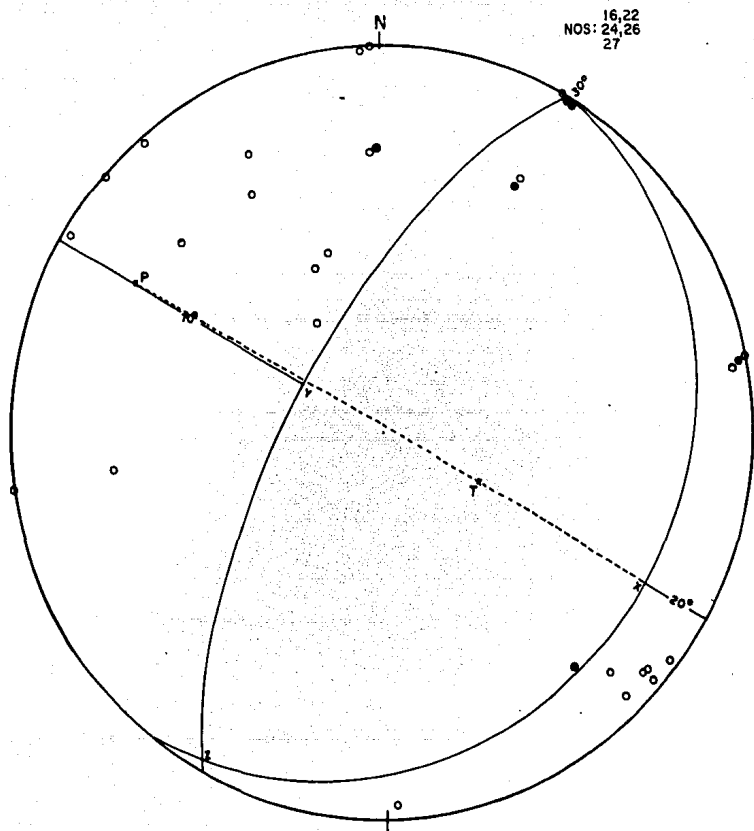


FIG 32
CONJUNTO III
AREA F

EJE	Az.	Inc.
X	117°	20°
Y	301°	70°
Z	210°	4°
P	301	24.5°
T	117.5°	67°

ESTA TESTA NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

79

NOS: 105, 107
110, 115
116, 117
74,

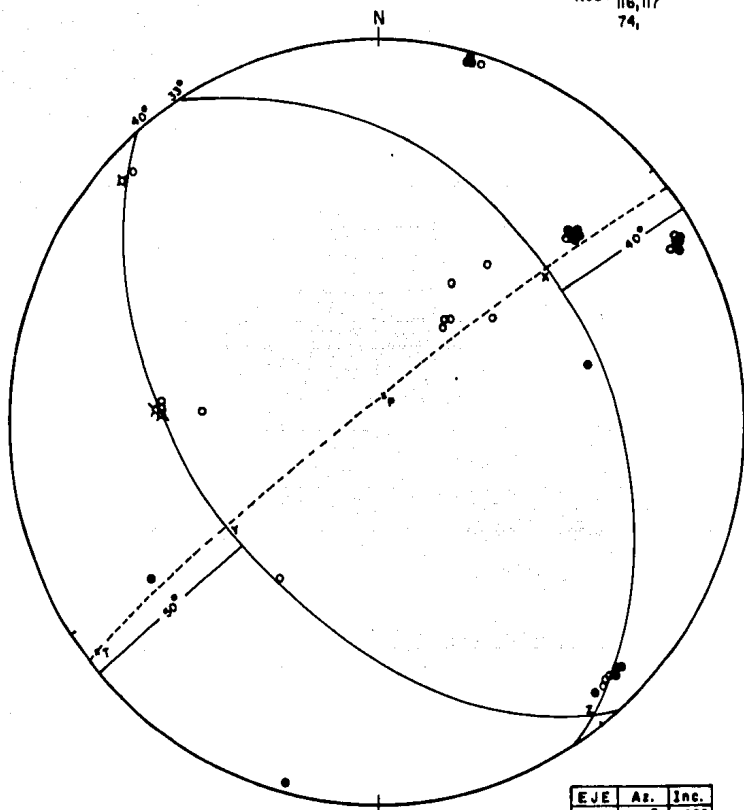


FIG 33
CONJUNTO II
AREA 6

EJE	As.	Inc.
X	49°	40°
Y	236°	90°
Z	143°	4°
P	14°	84°
T	231.5°	3°

un plano con acimut de 67° e inclinación de 72° al SO (Fig. 34).

Nueve meses después ocurrieron cuatro eventos, tres de los cuales presentaron un mecanismo opuesto al que señalamos de último (Fig. 35). Para esta área encontramos también fracturamiento Normal con su bloque de techo fracturado por un movimiento de Rumbo Lateral Izquierdo casi perpendicular (107°) a la tendencia del fallamiento Normal.

AREA H

La actividad sísmica, para el año 79 en los alrededores de la Laguna de Apoyo se inició entre ésta y la ciudad de Granada en el mes tres. Se encontró fallamiento Normal con plano de falla con acimut próximo al Norte para los dos grupos mayores de sismos (CONJUNTO II-a y III).

(Fig. 36 y Fig. 37) ilustran los mecanismos focales compuestos. Se encontró también fallamiento Normal para los grupos menores (CONJUNTO I, II-b y IV) con la diferencia que los planos de falla ubican su acimut alrededor de 90° . Los mecanismos focales compuestos indican, para el AREA H, que en la parte NE y la centro-occidental se da fallamiento Normal probablemente debido a la existencia de FALLAS ANTITETICAS. En la parte SE y SO se da fracturamiento Normal menor transversal (fallas E-O) a las anteriores. Fig. 38, Fig. 39 y Fig. 40, ilustran los otros mecanismos focales para CONJUNTO I, II-b y IV.

ACTIVIDAD DE 1981

AREA I

En el mes de enero, día diecisiete ocurrieron seis sismos en un lapso de

43,118,106
 NOS: 104,112,102
 111,108,113

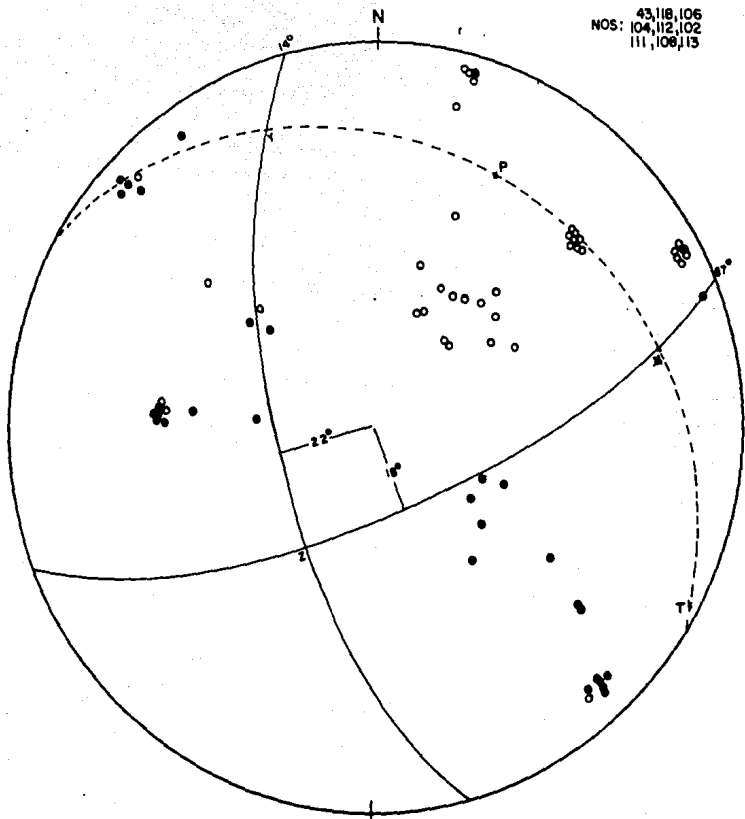
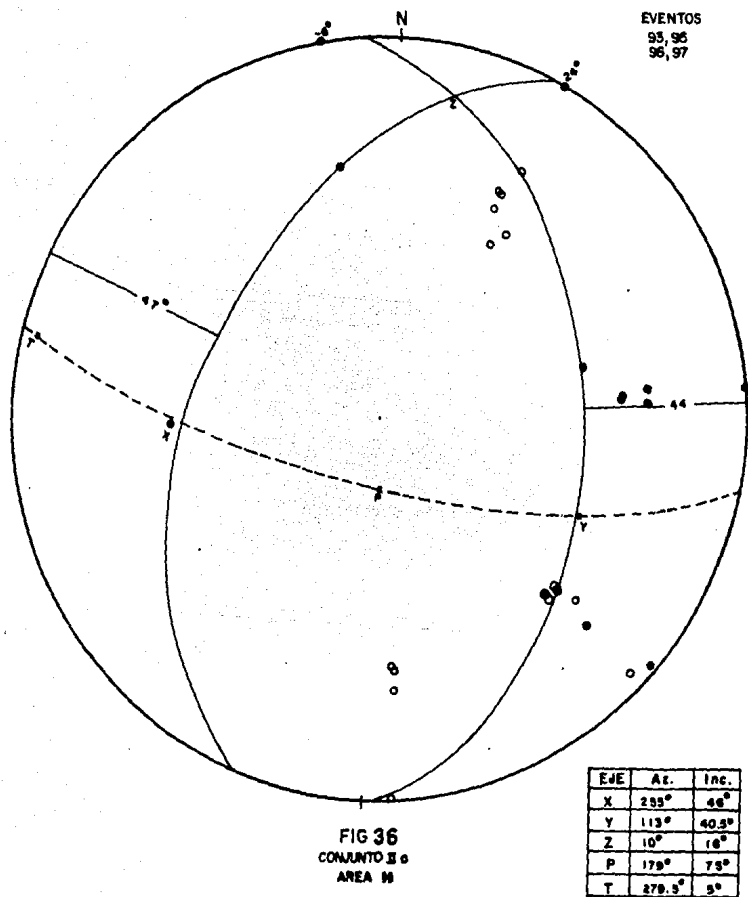


FIG 34
 CONJUNTO I
 AREA B

EJE	Az.	Inc.
X	79°	23°
Y	336.5°	19°
Z	210.5°	61°
P	26°	29°
T	108.5°	4°



2, 53
 NOS: 54, 52
 55, 56

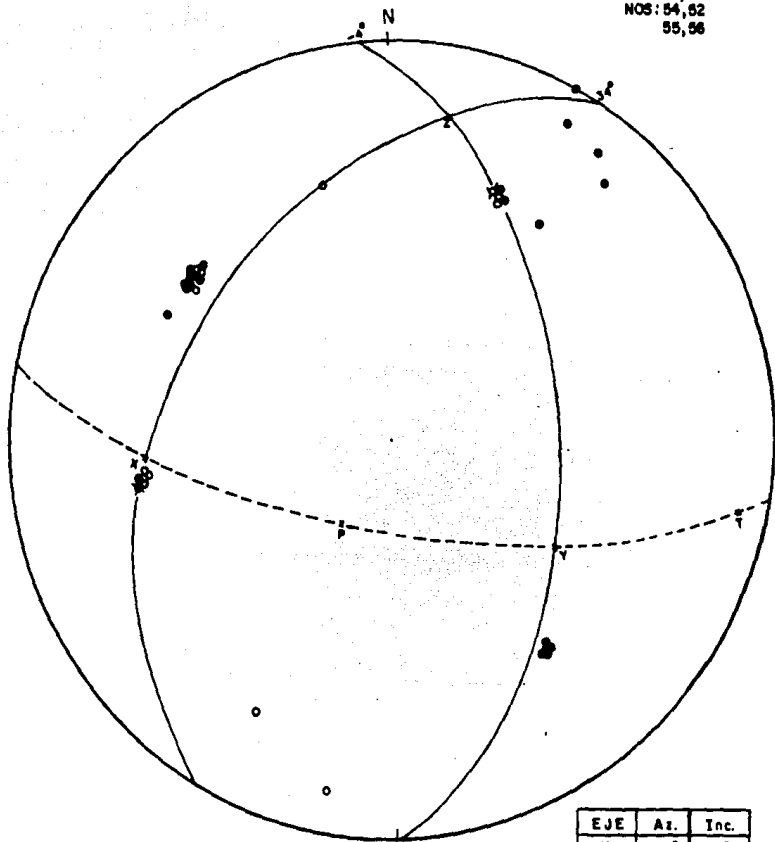


FIG 37
 CONJUNTO III
 AREA H

EJE	Az.	Inc.
X	267.5°	39°
Y	124°	48°
Z	11°	20°
P	213°	70°
T	103°	8°

EVENTOS
67, 70

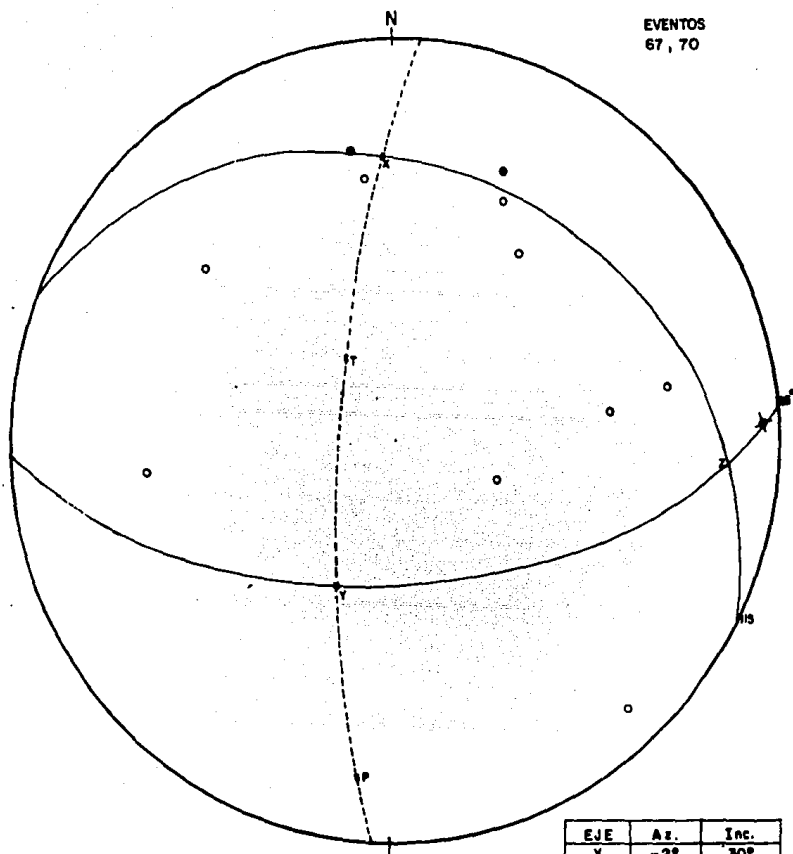


FIG 38
CONJUNTO I
AREA N

EJE	As.	Inc.
X	-2°	30°
Y	204°	56°
Z	94.5°	13°
P	187.5°	16°
T	-32°	71°

EVENTOS
94,98

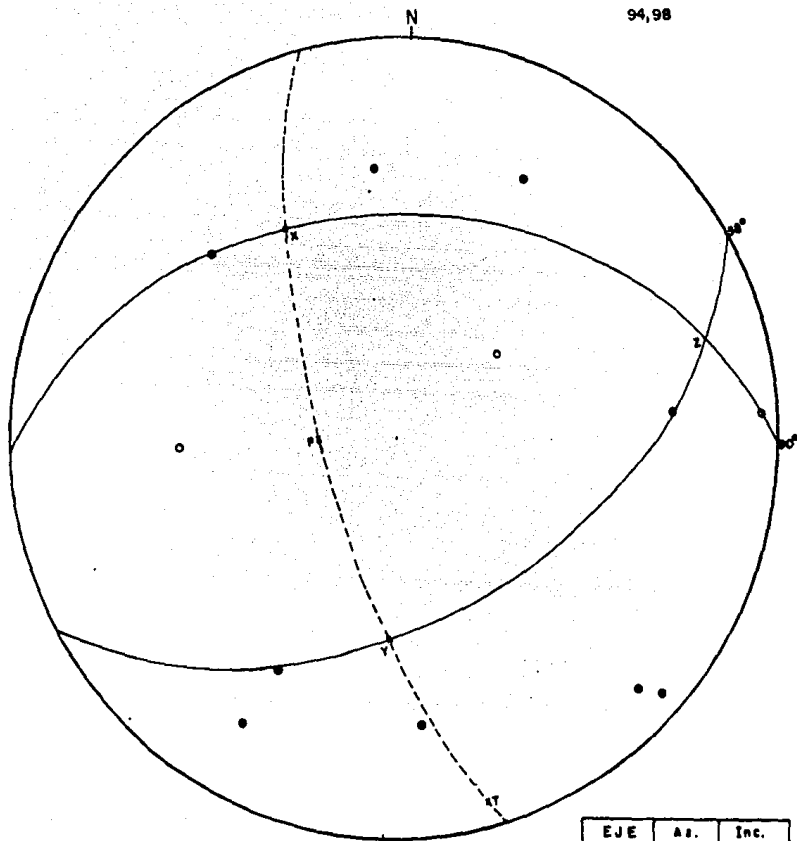


FIG 99
CONJUNTO II b
AREA M

EJE	As.	Inc.
X	329°	41°
Y	180°	68°
Z	71°	17°
P	865°	74°
T	164°	6°

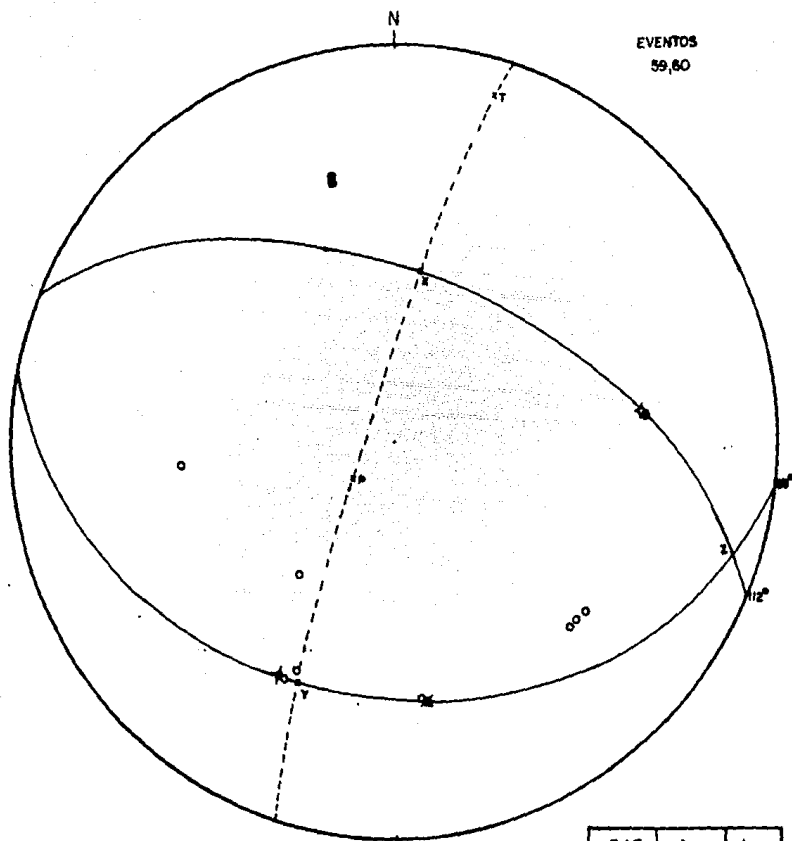
EVENTOS
59,60

FIG 40
CONJUNTO IV
AREA M

EJE	As	Inc
X	9.5°	93°
Y	203°	36°
Z	108.3	6°
P	230°	70°
T	17°	12°

tiempo de un poco menos de siete horas (6 horas, 53 minutos). De estos se pudieron obtener tres mecanismos focales, dos compuestos y uno individual, bastante confiables.

Los eventos marcados con 2, 4, 7, ubicados en la parte Este dentro de la Laguna de Apoyo, tuvieron sus epicentros entre 6.0 y 6.4 km, evidenciaron un fallamiento Normal, que por la posición de epicentros y distribución hipocentral presumimos que se efectuó el desplazamiento en el plano con acimut de 54° e inclinación de 42° al NO, Fig. 41.

En el extremo SO (dentro de la Laguna de Apoyo) encontramos dos epicentros, próximos y con profundidad de 8.3 y 8.9 km. Escogemos como plano de fracturamiento, en el mecanismo focal compuesto, aquel cuyo acimut es de 155° e inclinación de 76° . El fallamiento es un deslizamiento (tipo Normal) en un plano muy inclinado (76°) con pequeña componente de Rumbo Lateral Izquierdo (Fig. 42).

Por su parte, el evento 3 muestra un mecanismo focal individual confiable. Advertimos que su epicentro está en la costa Sur de la Laguna de Apoyo y su profundidad de 6.0 km. Seleccionamos como plano de falla el de acimut $157^\circ \pm 8^\circ$ e inclinación de 80° . El deslizamiento se lleva a cabo en un plano muy inclinado (80°) y es de tipo Inverso (Fig. 43).

AREA J

El seis de febrero en un intervalo de tiempo de 6 horas y 27 minutos sucedieron seis temblores cuyos epicentros se alinean con una tendencia de $N50^\circ E$, al SO de la ciudad de Granada. La distribución de hipocentros estuvo entre 4.8 y 5.4 km de profundidad.

NOS: 4,2,7

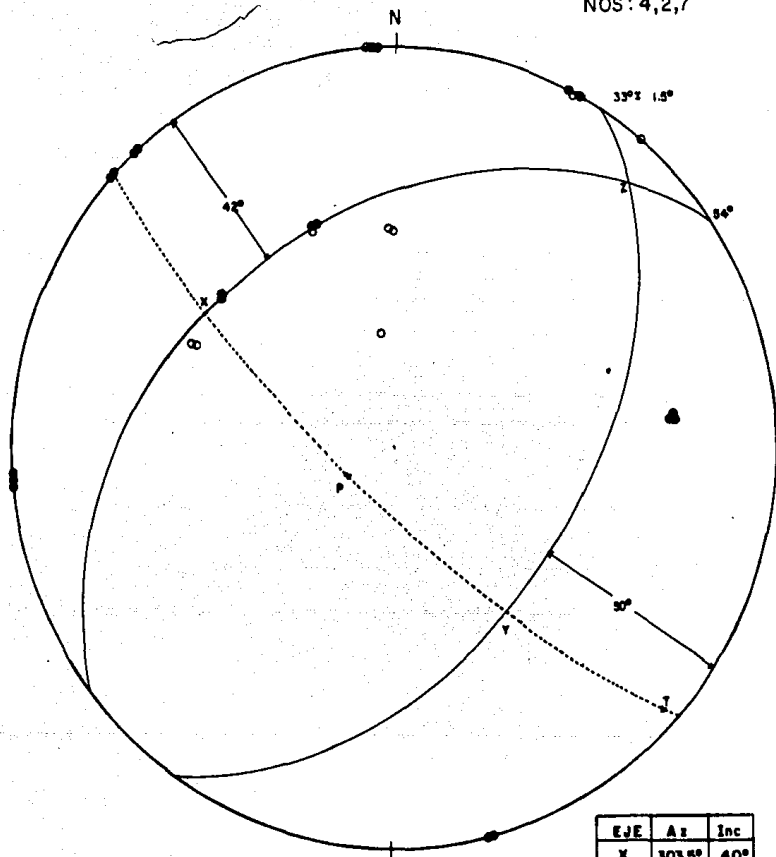


FIG 41
AREA 1 a

EJE	Az	Inc
X	303.5°	40°
Y	144.5°	48°
Z	42°	12°
P	239°	79°
T	133°	4°

NOS: 1,5

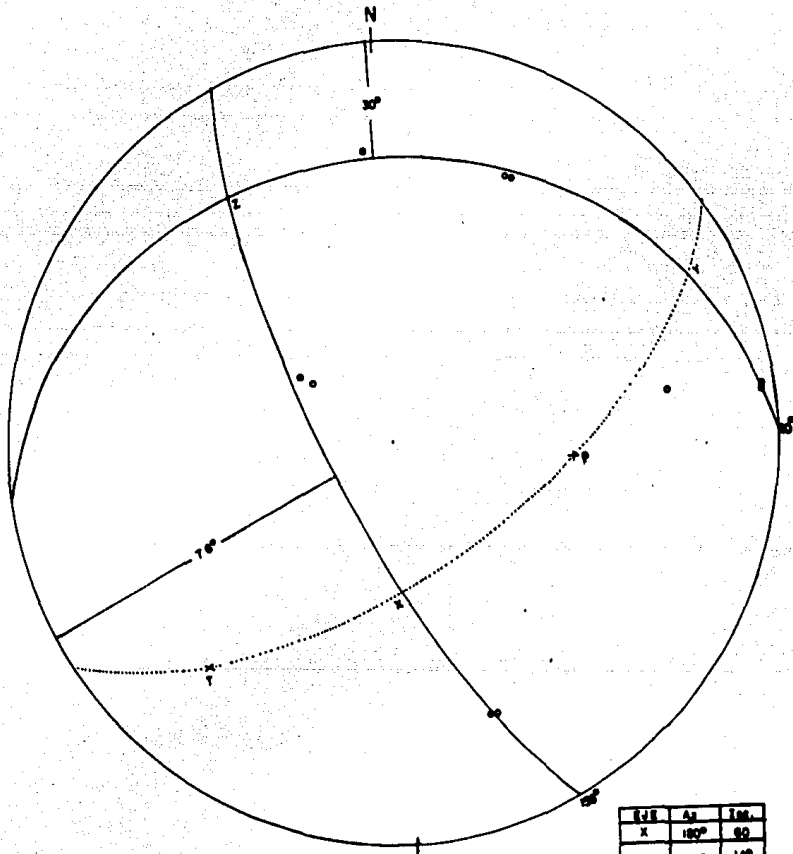


FIG 42
AREA I b

LINE	Az	LOG.
X	150°	90
Y	50°	10°
Z	320°	27°
P	075°	61
T	224°	27

NO: 3

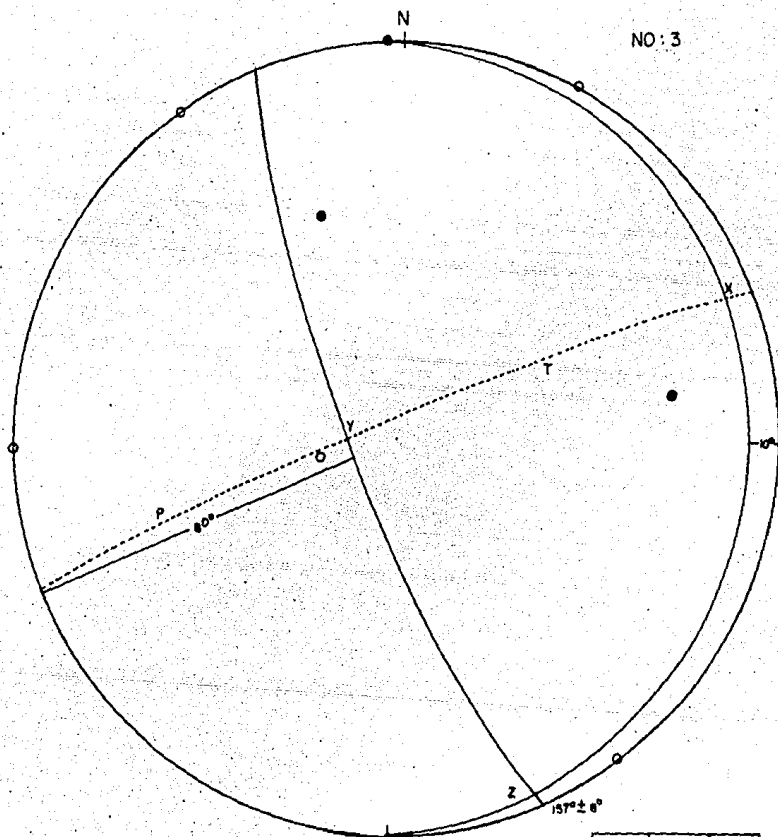


FIG 43
AREA 1

EJE	A ₁	Inc.
X	66.5°	10°
Y	267°	80°
Z	158°	4°
P	250°	35°
T	61.5°	55°

La superposición de la información de primeras llegadas dio como resultado un mecanismo focal compuesto uno de cuyos planos de solución presentó una tendencia de $N54^{\circ}E$ e inclinación de 60° al SE. Teniendo presente la tendencia de la línea epicentral y distribución de hipocentros se seleccionó como plano de falla el plano nodal con acimut de 54° . El tipo de movimiento es de Rumbo Lateral Derecho sobre un plano inclinado 60° , Fig. 44.

AREA K

Para el sexto mes se dió actividad sísmica cuya área epicentral es un rectángulo al SO de Granada. Quince fueron los temblores distribuidos en cinco días.

CONJUNTO I Y II

En las primeras 6 horas y 21 minutos de actividad ocurrieron 10 sismos.

El CONJUNTO I (seis movimientos) por superposición de información convino en un mecanismo focal compuesto el que indica, predominantemente fallamiento Normal y pequeña componente de Rumbo Lateral Derecho, Fig. 45.

Por la disposición de epicentros creemos que el fallamiento se da en el plano nodal de 32° de acimut con inclinación de 46° al O.

El CONJUNTO II (4 sismos) aportó un mecanismo focal compuesto con un plano con incertidumbre, en acimut, de 4° y otro con $\pm 10^{\circ}$, $N(149^{\circ} \pm 4^{\circ})O$ y $N(76^{\circ} \pm 10^{\circ})E$. Se seleccionó como plano de falla aquel con tendencia $N(76^{\circ} \pm 10^{\circ})E$. El movimiento es de Rumbo Lateral Izquierdo en un plano inclinado 50° al E. Mostramos en Fig. 46, un diagrama de bloques me-

1,2 93
 NOS: 3,4
 5,6

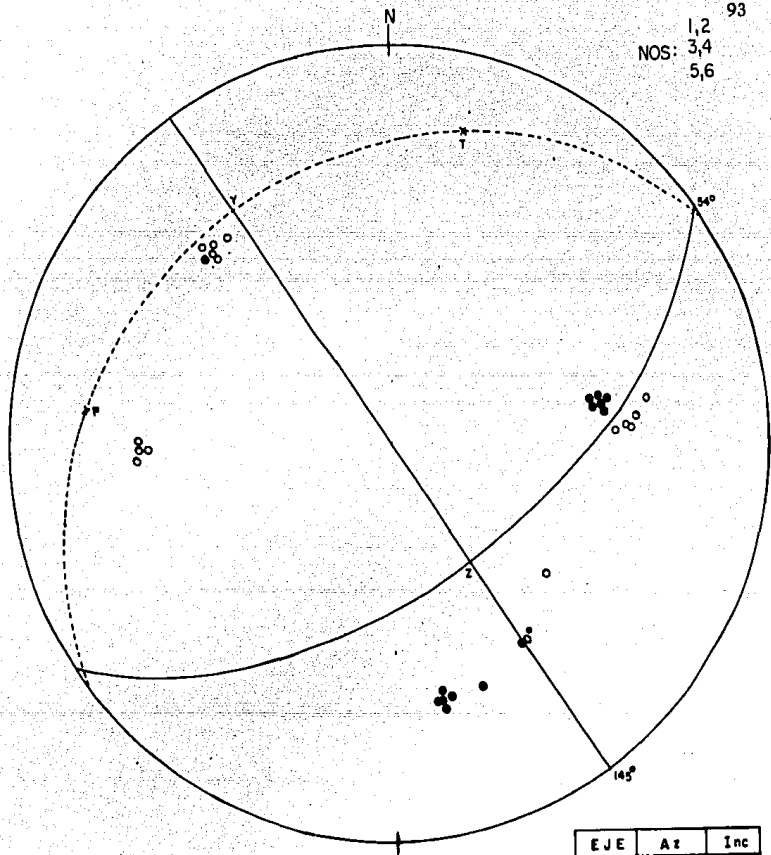


FIG 44
 AREA J

EJE	Az	Inc
X	54°	0°
Y	325.5° ± 4°	30°
Z	145.5°	60°
P	278.5°	21°
T	14°	22°

NOS: 3,10 94
 2,4
 5,7

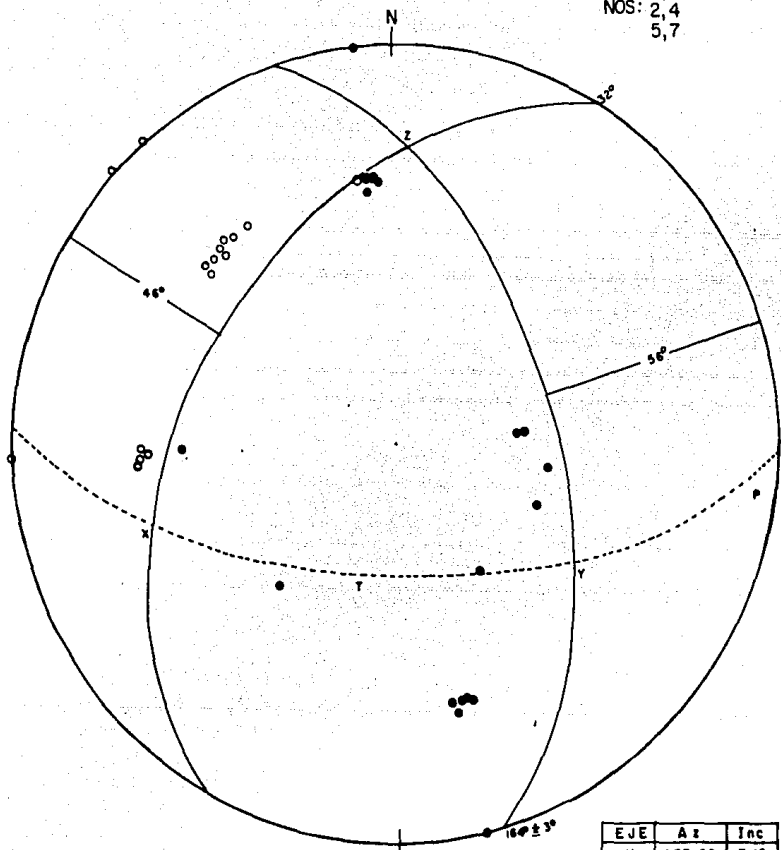


FIG 45
 CONJUNTO I
 AREA K

EJE	Az	Inc
X	253.5°	34°
Y	123°	44°
Z	3.5°	27°
P	96°	8
T	198°	62°

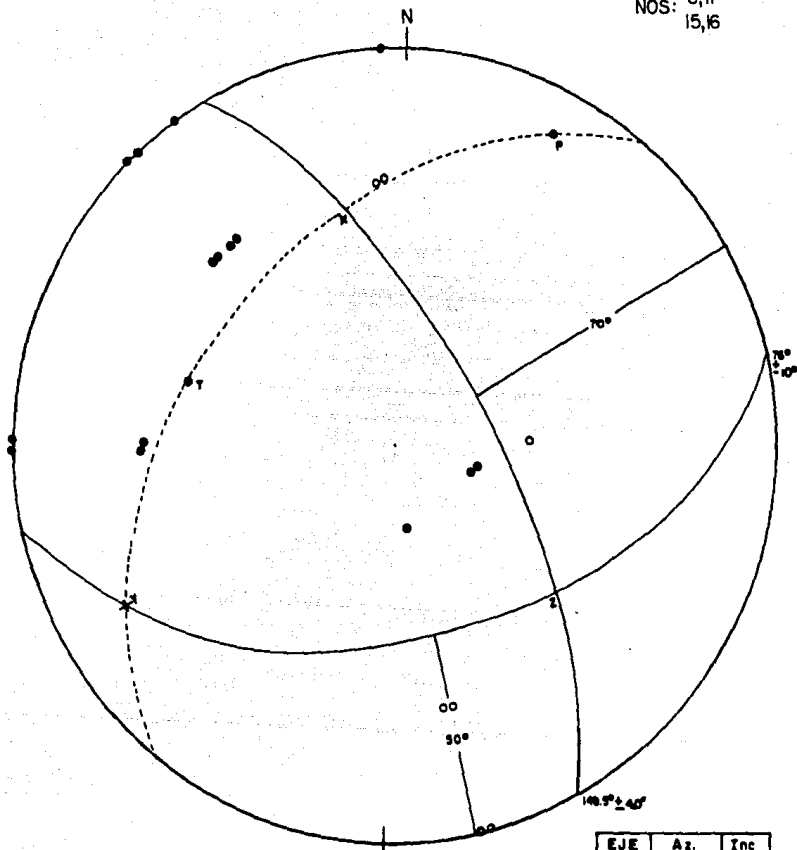
NOS: 6,11
15,16

FIG 46
CONJUNTO II
AREA K

EJE	Az.	Inc
X	346°	40°
Y	239°	21°
Z	130°	44°
P	26°	14°
T	285°	45°

dante el que interpretamos el movimiento promedio implicado por los dos mecanismos focales compuestos para los CONJUNTOS I y II. Es importante señalar que estos temblores se dieron en un rango de profundidad de 5.3 a 6.6 km.

CONJUNTOS III Y IV

Después de 24 horas de la ocurrencia de los diez temblores antes detallados se dieron, a dos kilómetros más hacia el interior de la Tierra tres sismos que aportaron un mecanismo, Fig. 47, del que seleccionamos, con alguna reserva por tener dos inconsistencias, como plano de fallamiento el que presenta acimut de $132^{\circ} \pm 2^{\circ}$. El movimiento es Inverso, predominantemente, en un plano con inclinación de 40° al NE (CONJUNTO III).

Finalmente CONJUNTO IV (dos sismos) evidencia un movimiento de descenso en un plano cercanamente vertical (88° al Este), Fig. 48).

La selección del plano de falla se hizo en base al alineamiento de epicentros y porque esta solución nos parece físicamente plausible.

AREA L

La última actividad analizada se dió en septiembre e incluye 65 sismos con una área epicentral próxima a los 30 km^2 a escasos 4 km al SO de Granada.

Se encontraron cuatro tendencias para los mecanismos focales compuestos.

Un 56% de la información sísmica concordó con Fallamiento Inverso.

GRUPO I con 23 eventos indica planos nodales que se caracterizan por

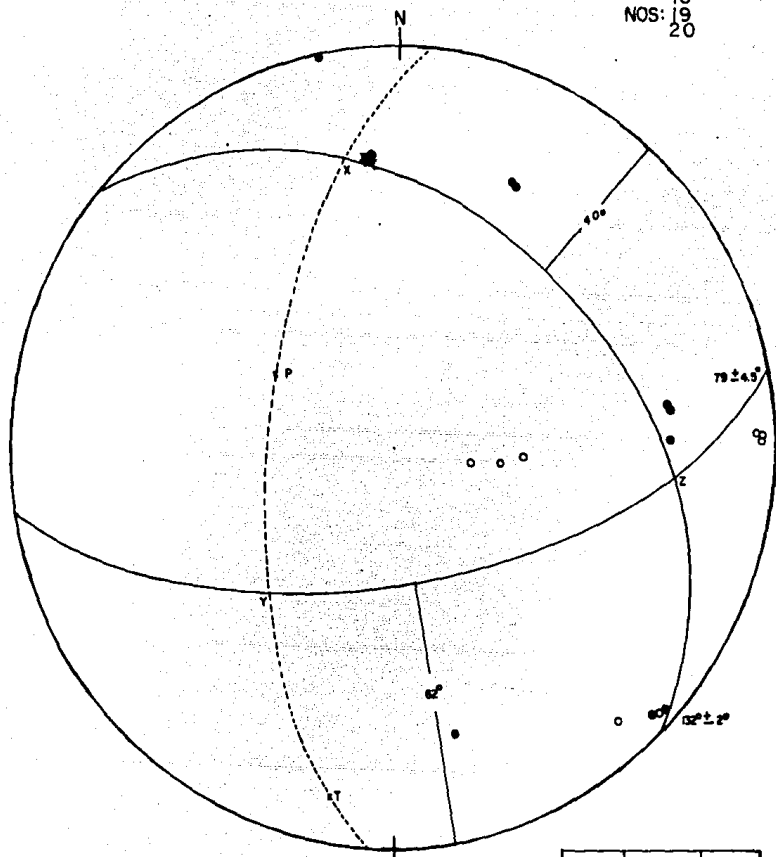


FIG 47
CONJUNTO III
AREA K

EJE	Ac	Inc
X	349.5°	28°
Y	220.5°	50°
Z	95°	27°
P	301°	60°
T	190°	13°

NOS: 22,23

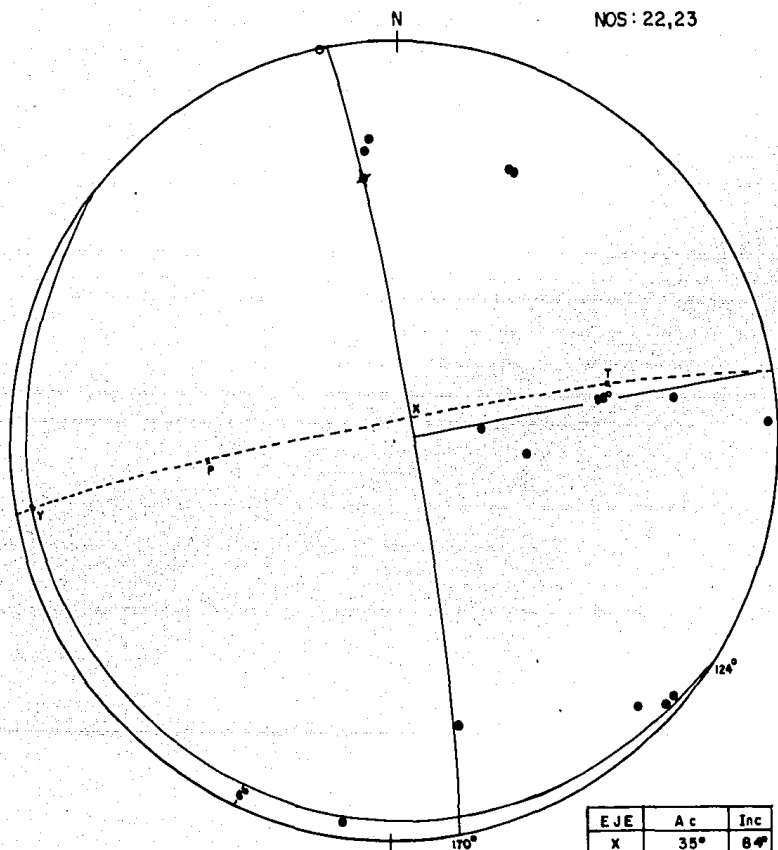


FIG 48
CONJUNTO IV
AREA K

EJE	Ac	Inc
X	35°	8°
Y	260°	4°
Z	169.5°	5°
P	264.5°	49°
T	76°	41°

acimuts de: 159° y 168° y respectivas inclinaciones de 42° al Este y 50° al Oeste, Fig. 49.

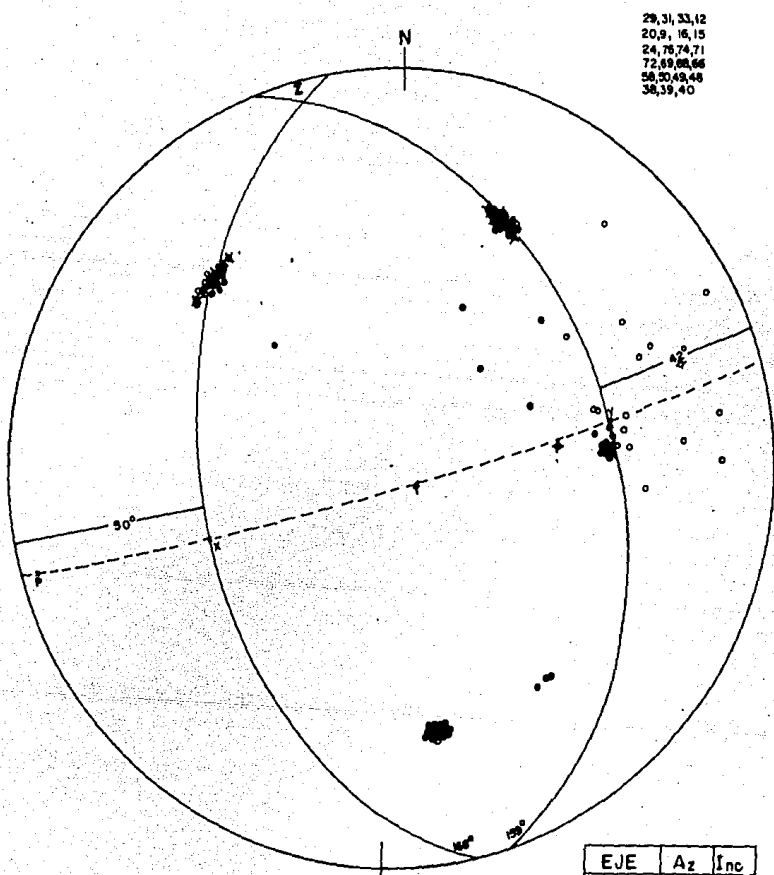
GRUPO II a partir de sus trece sismos que lo integran también indica, como el anterior fallamiento INVERSO. Los planos nodales presentan acimuts de 128° y 145° e inclinaciones respectivas de 33° al Este y 58° al Oeste, Fig. 50.

GRUPO III integrado por 23 sismos presenta un mecanismo con planos nodales cuyos acimuts son de $18^{\circ} \pm 4^{\circ}$ y 77° e inclinaciones de 44° al NO y 63° al SO, respectivamente. El movimiento sugerido es Normal, predominantemente, con alguna componente de Rumbo Lateral Derecho, Fig. 51.

Por último señalamos que el GRUPO IV (6 sismos) indica fallamiento, casi puro, de Rumbo Lateral Izquierdo en un plano con acimut de $30^{\circ} \pm 2^{\circ}$ e inclinación de 72° al NO.

Asumimos que ese es el plano de falla por la tendencia de epicentros que conforman este grupo, Fig. 52.

Para tener una idea de conjunto presentamos una secuencia de ocho gráficas (Fig. 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59 y 60); cada par está constituido por un mapa epicentral para cada año, seguido de un mapa que asocia a cada área epicentral el mecanismo o los mecanismos focales compuestos encontrados para ella. Se hace esto para facilitar el seguimiento de lo expuesto hasta ahora. Por supuesto que los dibujos de las pequeñas esferas focales no pretenden ser exactamente fieles pero sí creemos que harán al lector ahorrar tiempo en la asociación "área epicentral-mecanismo



29,31,33,42
 20,9, 16,15
 24, 76,74,71
 72,69,68,66
 58,50,49,48
 38,39,40

FIG.49
 GRUPO I
 AREA L

EJE	A_2	i_{inc}
X	248.5°	40°
Y	77.5°	18°
Z	344.5°	6°
P	233°	4°
T	127°	84.5°

EVENTOS:
 27, 78, 10, 23
 11, 14, 28, 30
 18, 53, 32, 34
 35

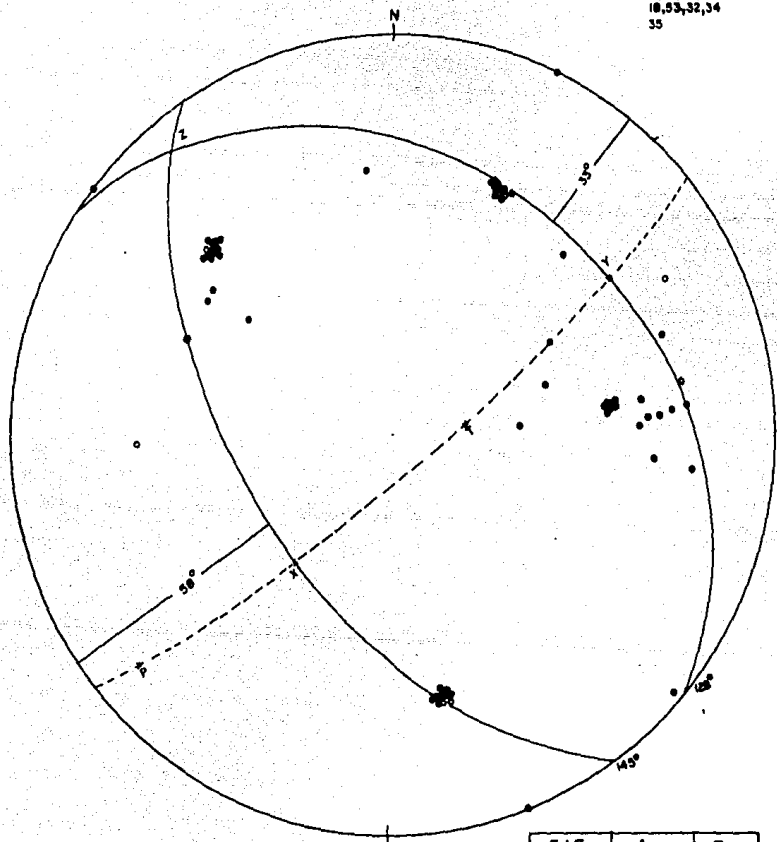


FIG. 50
 GRUPO II
 AREA L

EJE	A_z	I_{89}
X	216°	57°
Y	93°	32°
Z	320.5°	9°
P	229°	14°
T	81°	75°

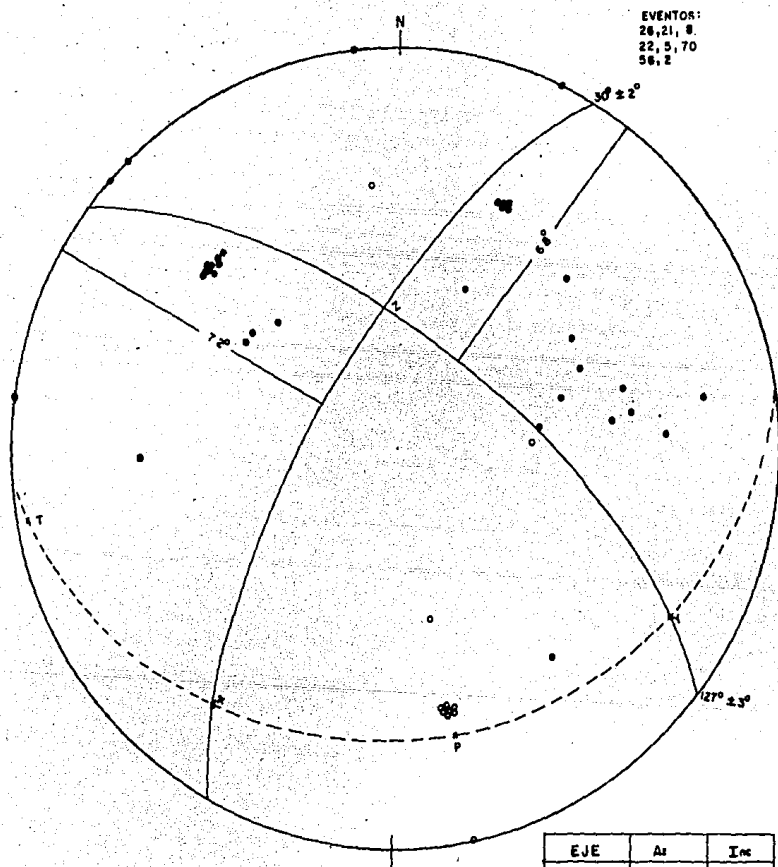


FIG. 52
GRUPO IV
AREA L

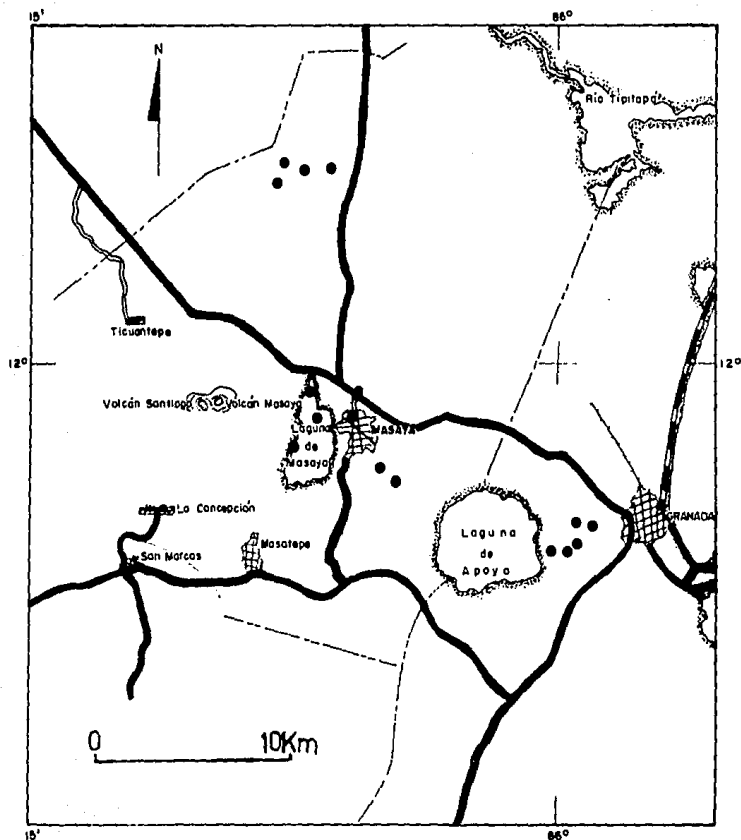


FIG. 53
 MAFA EPICENTRAL
 ACTIVIDAD DEL 77

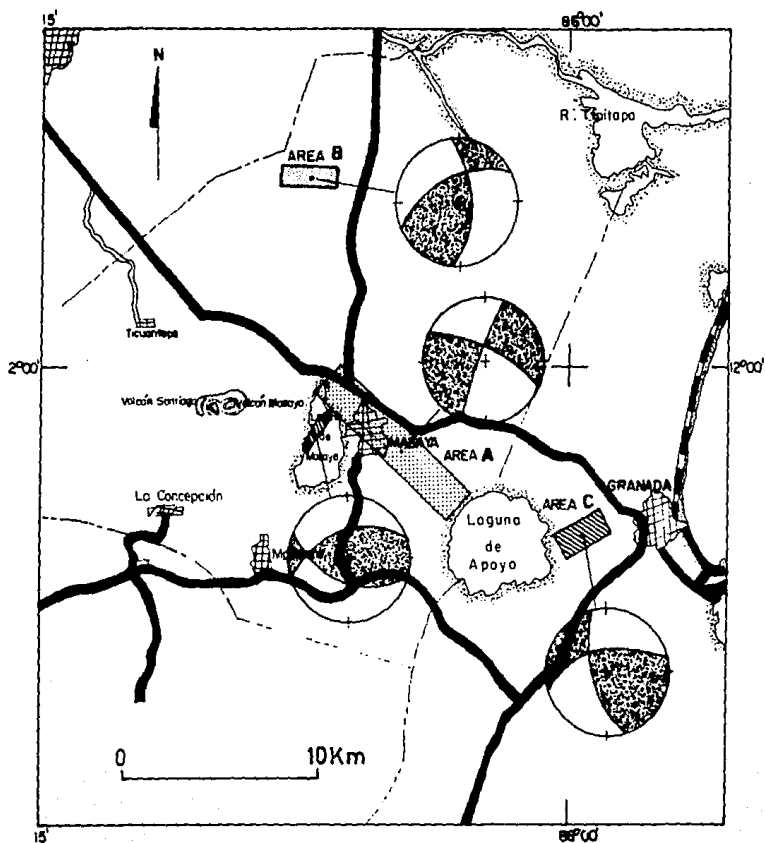


FIG. 54

SE ASOCIA CADA MECANISMO
DE FALLA A SU AREA EPI-
CENTRAL CORRESPONDIENTE.

ACTIVIDAD DEL 77.

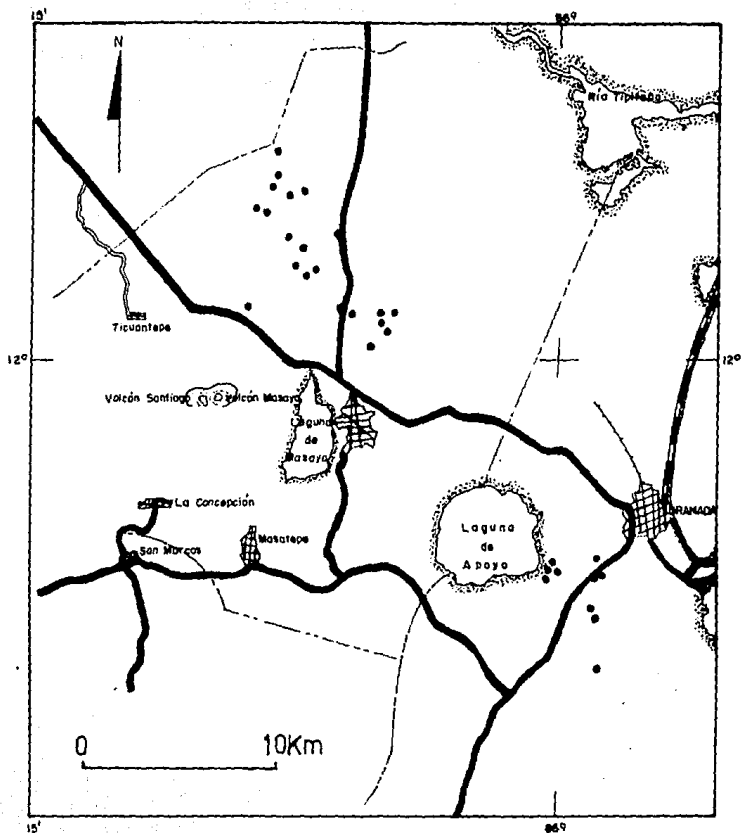


FIG. 55
 MAPA EPICENTRAL
 ACTIVIDAD DEL 78

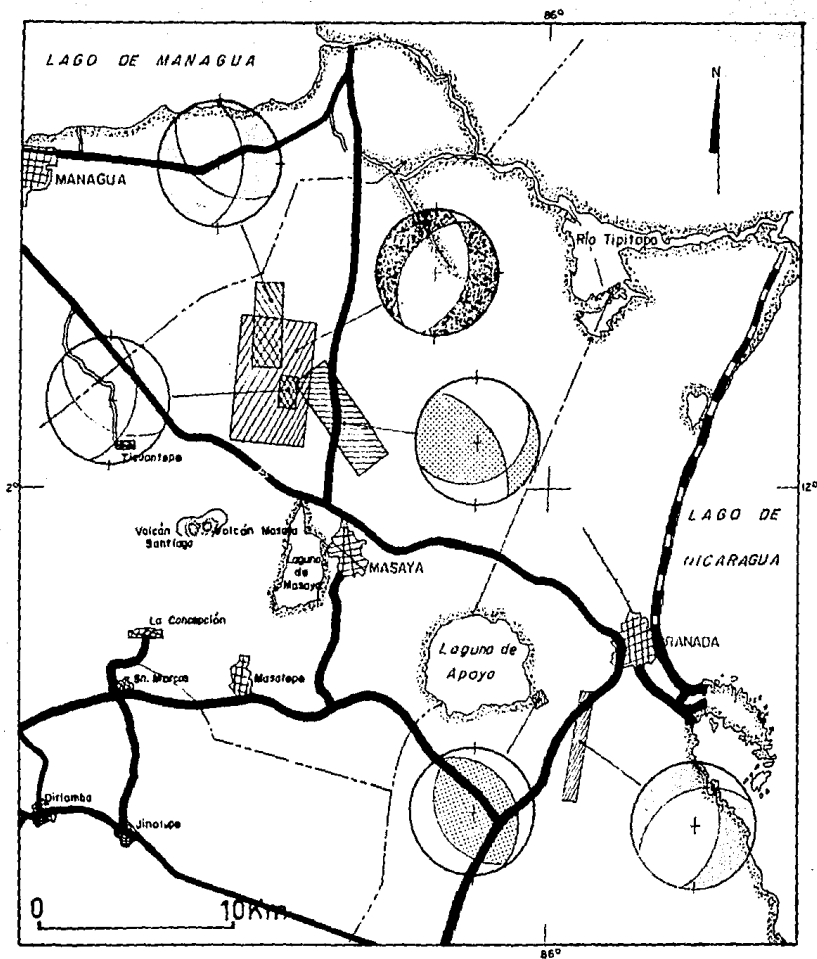


FIG. 56
 MECANISMOS FOCALES
 CORRESPONDIENTES A
 SU AREA EPICENTRAL.
 ACTIVIDAD DEL 78.

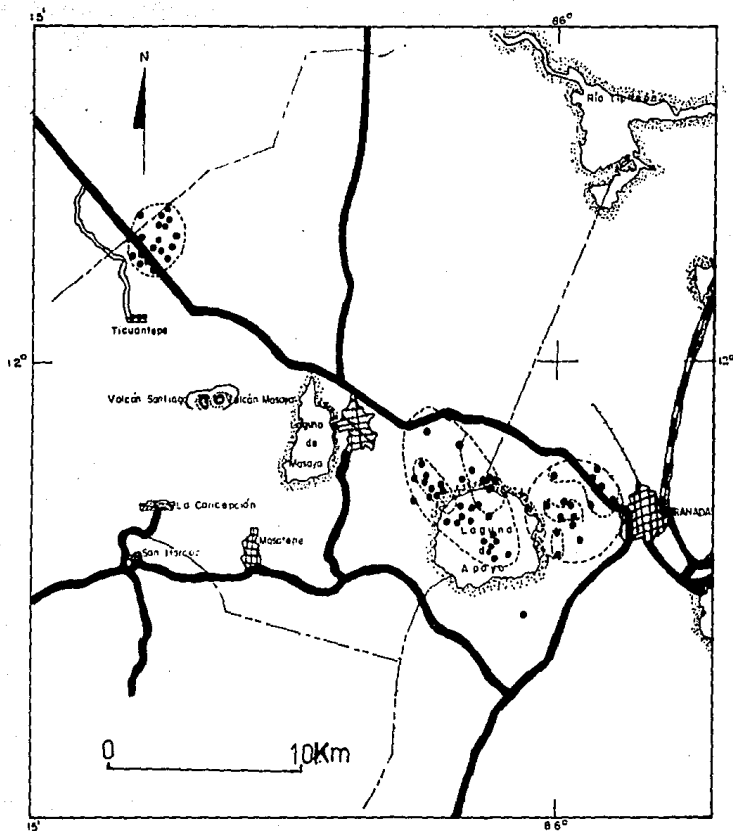


FIG. 57
 MAPA EPICENTRAL
 ACTIVIDAD DEL 79

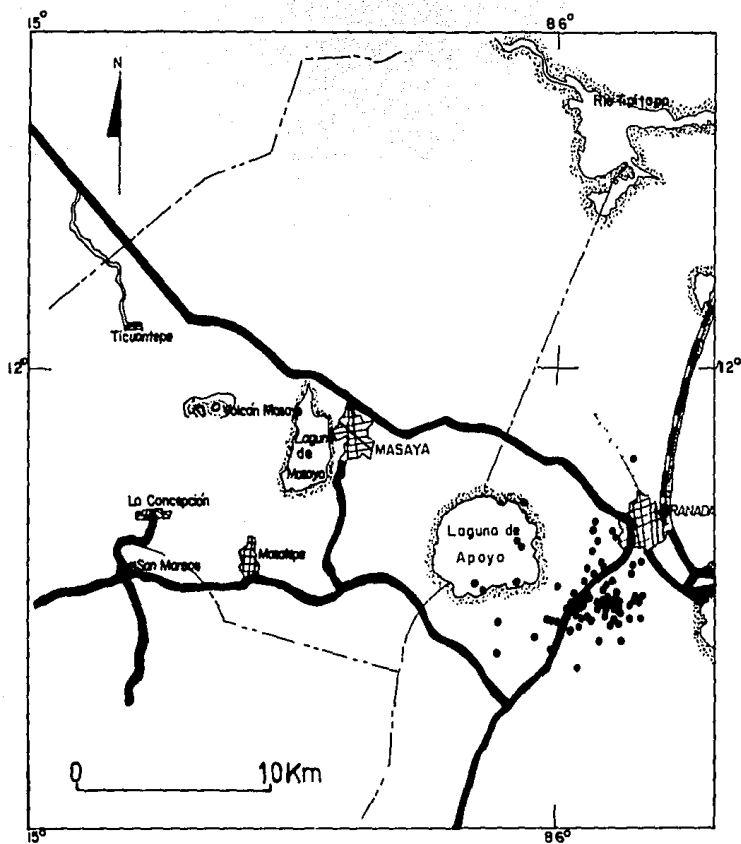


FIG 59
 MAPA EPICENTRAL
 ACTIVIDAD DEL 81

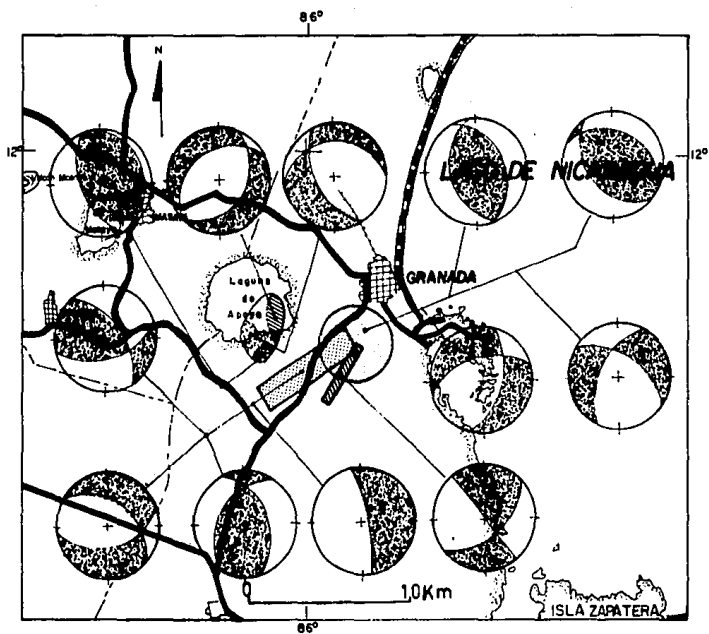


FIG. 60

AREAS EPICENTRALES
Y MECANISMOS CORRES-
PONDIENTES.

ACTIVIDAD DEL 81.

focal". Es, pues, relativamente fácil, dada el área epicentral y el mecanismo focal compuesto, inferir cuál es el plano de falla. Como principal criterio, para la elección de tal plano, se adoptó tomar aquel cuya tendencia coincidiera, aproximadamente, con el rumbo de la dimensión mayor del área epicentral.

PERFILES

Para tener una apreciación global y una integración de toda la actividad sísmica, que ha sido el material básico de este estudio, se elaboró un mapa epicentral (Fig. 61) con toda la información. Los rasgos principales son: alta sismicidad en la Laguna de Apoyo hacia el NE y entre ésta y la ciudad de Granada y el volcán Mombacho. Se nota también un desplazamiento del área activa hacia el NO de la ciudad de Masaya. Además, un hecho que merece atención es la ausencia de sismicidad en la vecindad del Complejo Volcánico de Masaya.

PERFIL I

Se practicó un perfil longitudinal al área epicentral (Fig. 62) y el primer hecho que destaca es que los hipocentros alcanzan un máximo de 10.0 km de profundidad. Se observa que los hipocentros son muy someros entre la Laguna de Apoyo, la ciudad de Granada y el volcán Mombacho (del orden de 5.0 km de profundidad); luego se advierte un buzamiento suave de la zona hipocentral bajo la Laguna de Apoyo alcanzando 8.0 km de profundidad. Aparece después una zona inactiva en la parte Norte de los alrededores inmediatos al volcán Masaya. Al final del perfil, con longitud de 40.0 km reaparece la sismicidad pero a profundidad de 10.0 km.

Se debe señalar que entre 0.0 y 10.0 km (a lo largo del perfil) se define un cúmulo de hipocentros (A) y entre 10.0 y 20.0 km se agrupa otro conjunto de hipocentros (B). Es importante hacer mención que el grupo A ocurrió bajo la parte SO de la Laguna de Apoyo, mientras el grupo B se dió

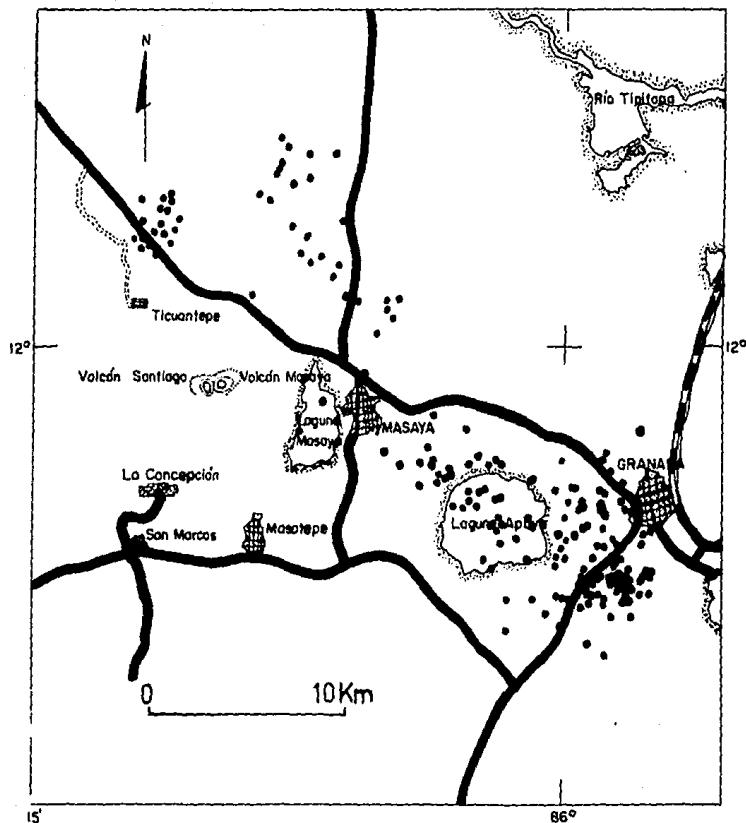


FIG 61

MAPA EPICENTRAL PARA EL
 AREA ESTUDIADA. REUNE TO-
 DA LA INFORMACION BASICA
 UTILIZADA EN ESTA INVETIGA-
 CION.

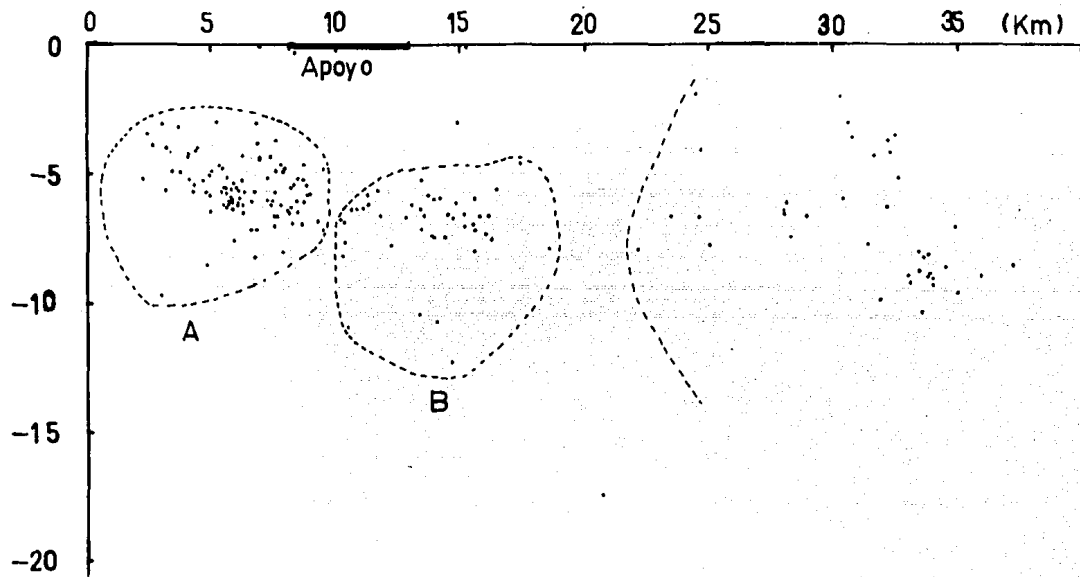


FIG 62
 CORTE VERTICAL ATRAVES DEL
 AREA EPICENTRAL. SE INICIA
 AL SUR DE GRANADA Y TERMI-
 NA AL NORTE DE TICUANTEPE.

bajo la parte NO de la misma.

PERFIL II

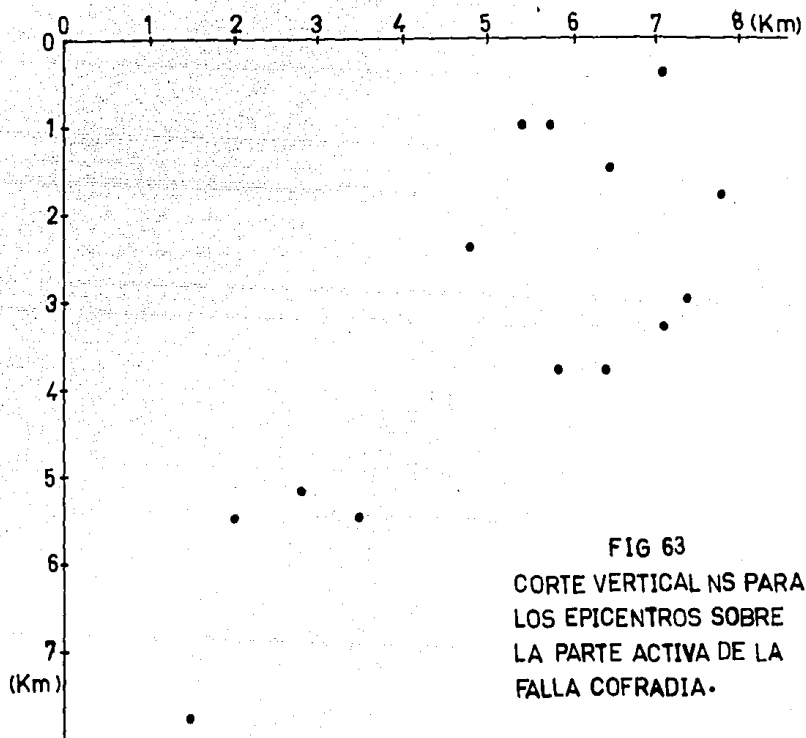
Para conocer un poco más de lo que sucede sobre la parte activa de la Falla Cofradfa se practicó un perfil con tendencia NS (Perfil II, Fig. 63) sobre los eventos cuyos epicentros se disponfan en esa dirección. Este perfil se inicia a 6.0 km al NO de la ciudad de Masaya. El perfil indica que la Falla Cofradfa es sísmicamente activa en una longitud de 7.0 km. El aspecto principal es que los hipocentros se distribuyen aproximadamente en una faja de 3.0 km de ancho que buza hacia el Sur 30°, teniendo su extremo más superficial hacia el Norte. Esta faja de hipocentros alcanza una profundidad de 8.0 km al Sur.

PERFIL III

Para los eventos que se sucedieron al Norte de la ciudad de Masaya se elaboró un corte vertical (Perfil III, Fig. 64) el cual indica una longitud activa de 2.5 km y profundidad de 10.0 km. En la gráfica se dibujó también la secuencia de ocurrencia y se advierte que la actividad se propagó de abajo hacia arriba.

PATRON DE FALLAMIENTO

Los mecanismos focales compuestos nos permiten inferir el marco de distribución de fracturas y fallas geológicas del área motivo de este estudio. En la Fig. 65 se reportan las fallas y fracturas implicadas en la generación de los numerosos sismos que ocurrieron en la región.



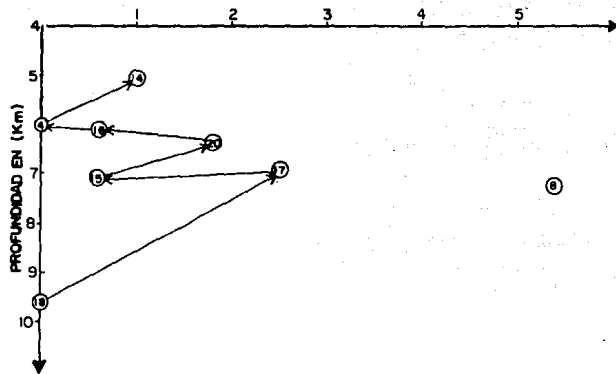


FIG 64

PERFIL CORRESPONDIENTE A
 EVENTOS DEL 78 CON TEN-
 DENCIA NO (SEGMENTO DEL
 AREA D). OBSERVESE COMO
 LA SISMICIDAD SE PROPAGA
 DE ABAJO HACIA ARRIBA.

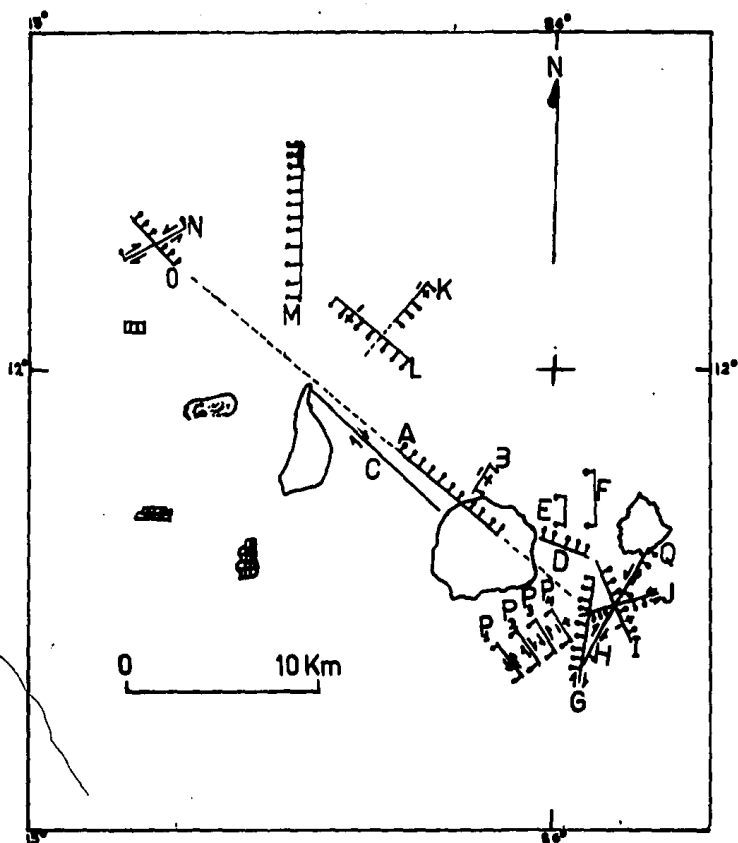


FIG 65
 PATRON DE FRACTURAS OCURRIDAS AL INTERIOR DE LA CORTEZA SUGERIDAS POR LOS HIPOCENTROS DE LOS ENJAMBRES ESTUDIADOS .

Se da a continuación un listado de las fallas y sus principales características o parámetros.

- A) Falla Normal con rumbo N 25° O, con 60° de inclinación al NE (Fig. 30).
- B) Falla Antitética, respecto a A, con acimut de 30°, con 70° de inclinación al NO, el movimiento es tipo inverso en un plano muy inclinado (Fig. 32).
- C) Falla de Rumbo Lateral Derecha, con tendencia N67° O, con inclinación al SO de 76° (Fig. 21).
- D) Falla Normal, acimut promedio de 81° (Fig. 38, 39, 40).
- E) Falla Normal, rumbo Norte, aproximadamente con inclinación de 44° al Oeste (Fig. 36).
- F) Falla Normal, aproximadamente, rumbo Norte, inclinación al Este (Fig. 37).
- G) Falla Normal con pequeña componente de Rumbo Lateral Derecha, acimut de 6° e inclinación de 57° (Fig. 29).
- H) Falla de Rumbo Lateral Derecha con acimut de 54° en un plano inclinado 60° al NO (Fig. 44).
- I) Falla Inversa con rumbo promedio de N 35° O e inclinación media de 54° (Fig. 49, 50).
- J) Falla Normal con componente de Rumbo Lateral Derecha, acimut de 77° e inclinación de 44° al SE (Fig. 51).
- K) Falla Inversa en un plano casi vertical con rumbo NE.
- L) Falla Inversa en un plano casi vertical con rumbo NO.
- M) Zona de Fractura. Tendencia Norte, Se da fallamiento Normal e Inver

so (Fig. 24, 25, 26).

N) Falla de Rumbo Lateral Izquierda, con acimut de 67° e inclinación de 72° al NO (Fig. 34).

O) Falla Normal con rumbo de $N40^\circ O$ e inclinación de 50° al NE (Fig. 33).

P₁) Falla Inversa con rumbo $N(16^\circ \pm 3^\circ)E$ e inclinación al Oeste (Fig. 45).

P₂) Falla Inversa con componente de Rumbo Lateral Derecha, la tendencia es de $N(21^\circ \pm 4^\circ)O$ y con inclinación al SO de 70° (Fig. 46).

P₃) Falla Normal con componente de Rumbo Lateral Izquierda, el rumbo es de $N(48^\circ \pm 2^\circ)O$ y la inclinación es de 40° al SO (Fig. 47).

P₄) Falla de desplazamiento vertical con rumbo $N10^\circ O$. El bloque del Oeste se mueve hacia abajo respecto al del Este (Fig. 48).

Implicaciones Tectónicas

El fallamiento Normal señalado en A es un rasgo estructural predominante por la longitud en que se da y porque es paralelo al borde SO del graben. B es una falla perpendicular a la anterior, no hay evidencia de intercepción. C representa fallamiento de rumbo importante paralelo a la fosa; ahí se dieron los temblores de mayor magnitud (3.5). A y C podrían representar dos manifestaciones diferentes de una misma falla, la actividad que definió a A se dió 2 años después que la que definió a C.

O indica fallamiento Normal paralelo a la fosa, es interceptado por N con movimiento de rumbo. Es preciso aclarar que O y el segmento al Este de O se dieron simultáneamente y que varios meses después (6) ocurrieron algunos eventos cuyo mecanismo focal compuesto indicó un plano similar pe

ro movimiento de rumbo contrario (al Oeste de O). Creemos que pudo deberse esto como un fenómeno de reacción o rebote elástico.

M es una zona de fallamiento. Se puede identificar una serie de fallas paralelas con predominio de fallas normales y alguna de movimiento inverso. Podemos decir que esta zona de fractura está constituida por fallas normales dispuestas en echelón (Fig. 56, 7).

K y L son fallas perpendiculares entre sí con desplazamiento vertical en planos muy inclinados, casi vertical. Se activaron con un año de diferencia.

E y F son fallas normales paralelas que parecen ser continuación una de la otra pero que, sufrieron desplazamiento.

P₁, P₂, P₃ y P₄ indican una serie de fallas antitéticas (respecto al borde del graben) que aproximadamente presentan tendencia similar al límite de la fosa.

D sugiere fallamiento normal.

El conjunto de fallas: E, H, I, J y Q se interceptan en diferentes direcciones volviendo el área muy complicada y provocando una fuerte inestabilidad geológica. Es de esperarse en esta región, mucha actividad sísmica dado el fracturamiento existente representando una zona de debilidad geológica.

Modelos Tectónicos

Dewey y Algermissen (1971), para explicar la ocurrencia de los temblores someros que se dan en el Oeste de Nicaragua (tierra firme) proponen co-

mo modelo tectónico adelgazamiento de la litósfera rígida y tal fenómeno lo asocia al alto flujo de calor del manto, lo cual también es responsable de la actividad volcánica que experimenta el país. Ese adelgazamiento trae como consecuencia debilitamiento frente a los esfuerzos imperantes en la región. Los esfuerzos aplicados a la placa Caribe son mayores en esa parte delgada que está entre segmentos más gruesos de placa litosférica. Los esfuerzos regionales pueden tener origen en la interacción de las placas Caribe, América y Cocos, como lo sugieren Matumoto y Latham (1973) o bien a fuerzas de tensión aplicadas bajo la Depresión Nicaraguense, según Karig (1971).

CONCLUSIONES

El presente estudio nos permite establecer, de comienzo, una alta actividad sísmica interior al segmento SO del graben nicaraguense paralelo al borde del mismo. En principio se define una serie de fracturas en un grueso de litósfera de 15 km. Es impresionante el intenso fracturamiento que está ocurriendo entre la laguna de Apoyo, la ciudad de Granada y el volcán Mombacho. Este fracturamiento en el futuro deberá tomarse en cuenta como un fuerte obstáculo al crecimiento poblacional de las ciudades cercanas a esta región. Dado que esta área está sobre el eje volcánico no sería raro que en tiempos futuros hayan ascensos magmáticos que afecten esta zona de debilidad geológica. Se observa que en los alrededores del complejo volcánico del Masaya no hay manifestaciones sísmicas, lo cual puede deberse a la presencia de material con alta plasticidad y fuerte flujo calórico que puede ser aprovechado desde el punto de vista geotérmico. Bajo la Laguna de Apoyo también se dan condiciones de poca sismicidad, en menor escala que la antes señalada; son recomendables para exploración geotérmica la parte Norte y Sur de la Laguna.

En cuanto al mecanismo focal predominante, no se puede señalar uno solo; realmente se obtuvo una gran variedad que refleja la complejidad geológica del área. Posiblemente la zona, debido al alto grado de fracturamiento, no represente el riesgo de originar terremotos de magnitud mayor a 4.5 grados.

Hacemos la aclaración que el conjunto de fallas reportadas en la Fig. 65 representan fallas internas que no necesariamente tienen manifestación

superficial. Debido a que la región está cubierta por los diferentes productos volcánicos emanados de los centros volcánicos cuaternarios vecinos, las evidencias en superficie, posiblemente, no sean rápidamente reconocibles con estudios geológicos de campo. Pero sí es recomendable la aplicación de investigaciones geofísicas de mayor alcance, en profundidad, para complementar lo que aquí se afirma.

Algo que también debe ser claramente entendido es que los riesgos para el área estudiada y zonas vecinas provienen de un volumen pequeño ($85^{\circ}45'$ $86^{\circ}15'$; $11^{\circ}45'$ - $12^{\circ}15'$ y 20 km de profundidad).

BIBLIOGRAFIA

"A"

Adams, W.M.

(1958). A study of earthquake mechanism using S-wave data. Bull. Seism. Soc. Am., 48, 201-219.

Aki, K.

(1962). Accuracy of the Rayleigh wave method for studying the earthquake mechanism, Bull. Earth. Res. Inst., 40, 91-105.

----- (1964). Study of Love and Rayleigh waves from earthquakes with fault plane solutions or with known faulting.

Part 1. A phase difference method based on a new model of earthquake source, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 511-527.

Part 2. Application of the phase difference method, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 529-557.

Part 3. Table of source phase difference between Rayleigh and Love waves. Bull. Seism. Soc. Am., 54, 559-570.

----- Study of earthquake mechanism by a method of phase equalization applied to Rayleigh and Love waves, J. Geophys. Res., 65, 729-740.

Alterman, Z., H. Jarosh and C.L. Pekeris.

(1959), Oscillation of the earth, Proc. Roy. Soc. London, A, 252, 80-95.

Balakina, L. M., H.I. Shirokova and A.V. Vvedenskaya.

(1961), Study of stresses and ruptures in earthquake foci with the help of dislocation. Theory, Publ. Dom. Observ. Ottawa, 24, 321-328.

Baker, B.B. y Copson, E.T.

The mathematical theory of Huggen's principle. (Oxford, Clarendon Press, 1950) 2a. Ed.

Ben-Menahem, A.

(1964). Mode ray duality, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 1315-1321.

Ben-Menahem, A., and M.N. Toksoz.

(1952). Source-Mechanism from spectra of long-period seismic surface waves I, The Mongolian earthquake of December 4, J. Geophys. Res. 67, 1943-1962.

- Ben-Menahem, A. and D.G. Harkrider.
(1964). Radiation patterns of seismic surface waves from buried dipolar point sources in a flat stratified earth, *J. Geophys. Res.* 69, 2605-2620.
- Ben-Menahem, A., S.W. Smith, and T.L. Teng.
(1965). A procedure for source studies from spectrums of Long-Period seismic bodywaves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 55, 203-235.
- Bessonova, E.M., O. D. Gotsaze, V.I. Keylis-Borok, S.D. Kogan, L. N. Malinovskaya et al.
(1960). Investigation of the mechanism of earthquakes, *Trudy. Geofiz. Inst. Akad. Nauk, S.S.S.R.*, 40, 4.
- Bollinger, G.A.
(1968). Determination of earthquake fault parameters from long-period P-waves. *J. Geophys. Res.*, 73, No. 2, 785-807.
- Brune, J.N.
(1961). Radiation pattern of Rayleigh waves from the southeast Alaska earthquake of July 10, 1958, *Publ. Dom. Obs. Atlanta*, 24, 273-383.
- Brune, J.N., Nafe J.E., Oliver J.E.
(1960). A simplified method for the analysis and synthesis of dispersed wave trains. *J. Geophys. Res.*, 65, 287-304.
- Burridge, R., Lapwood, E.R., and Knopoff, L.
(1964). First motions from seismic sources near a free surface. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1889-1913.
- Byerly, P.
(1926). The Montana Earthquake of June 28, 1925, *G.M.C.T., Bull. Seism. Soc. Am.*, 16, 209-265.
- Cantez, N., and M.N. Toksoz.
(1971). Focal mechanism and source depth of earthquakes from body and surface wave data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, No. 5, 1369-1379.
- Carr, M.J.
(1974). Tectonics of the Pacific depth earthquakes and volcanic eruptions in Central America, *Bull. Vol.*, 37, 326-337.
- Chander, R., and J. Brune.
(1965). Radiation pattern of mantle Rayleigh waves and the source mechanism of the Hindu Kush earthquake of July 6, 1962, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 55, 805-819.

- Dewey, J.W., y T. Algermissen.
(1974). Seismicity of the Middle America Arc-Trench system near Managua, Nicaragua, Bull. Seism. Soc. Am., 64, 1033-1048.
- Fisher, R.L.
(1961). Middle America Trench: topography and structure, Bull. Geol. Soc. Am., 72, 703-720.
- Guinn, S., and L.T. Long.
(1977). A computer method for determination of valid focal mechanisms using P-wave first motions, Earthq. Notes, 48, No. 4, 21-33.
- Gutenberg, B.
(1952). SV and SH. Trans. Am. Geophys. 33, 573-584.
- Harlow, H.D., et al.
(1981). Quiet zone within a seismic gap near Western Nicaragua: Possible location of a future large earthquake, Science 213, 648-651.
- Haskell, N.A.
(1963). Radiation pattern of Rayleigh waves from fault of arbitrary dip and direction of motion in a homogeneous medium, Bull. Seism. Soc. Am., 53, 619-642.
- (1964). Radiation pattern of surface waves from point sources in a multi-layered medium. Bull. Seism. Soc. Am., 54, 377-393.
- Herron, E.M., and J.R. Heirtzler.
(1967). Sea-floor spreading near the Galápagos, Sciences, 158-775.
- Honda, H.
(1962). Earthquake mechanism and seismic waves, Geophysical Notes (Suppl.) 15, 1-97.
- (1957). The mechanism of the earthquakes, Sci. Rep., Tokoku Univ. ser. 5, Geophys. 9, Suppl.
- Kanamori, H.
(1968). Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 16, 1968: contortion of the Lithosphere at a junction of two trenches, Tectonophysics, 12, 1-13.
- (1970). Synthesis of long-period surface waves and its application to earthquake source studies Kurile Islands earthquake of October 13, 1963. J. Geophys. Res., 75, 5011-5027.
- (1971). Great earthquakes of Island Arcs and the lithosphere, Tectonophysics, 12, 187-198.

- Karig, D.E.
(1971). Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76, 2542-2561.
- Keylis-Borok, V.I.
(1959). The study of earthquake mechanisms, *Publ. Dominion Observ. Ottawa*, 20, No. 2, 279-294.
- Knopoff, L., and F. Gilbert.
(1960). First motion from Seismic sources, *Bull. Seism. Soc. Am.* 50, 117-134.
- Kogan, S.D.
(1956). The determination of the parameters of focus of an earthquake by a combination of approximately equivalent sources, *Izv. Akad. Nauk, S.S.S.R., Ser. Geofiz.*, No. 5, 584-594.
- Lamb, H.
(1904). On the propagation of Cremons over the surface of an elastic solid. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, A203, 1-42.
- Lee, W.H.K. y J.C. Lahr.
(1972). HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geological Survey Open-file Report, 100 p.
- Mansfield, A.W.
(1958). A study of earthquake mechanism using S wave data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 48, 201-219.
- Matumoto, T., and G. Latham.
(1973). Aftershocks and intensity of the Managua earthquake of 23 December, 1972, *Science*, 181, 545-547.
- Nakano, H.
(1923). Note on the nature of focus which give rise to the earthquake motion, *Seism. Bull. Centr., Met. Obs. Japan*, 1, 92-120.
- Nuttli, O.
(1959). The particle motion on the S wave, *Bull. Seism. Soc. Am.* 49, 49-56.
- (1961). The effect of the earth's surface on the S wave particle motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 51, No. 2, 237-246.
- Nuttli, O., J.D. Whitmore.
(1962). On the determination of the polarization angle of the S wave, *Bull. Soc. Am.*, 52, No. 1, 95-107.

- Ritsema, A.R.
(1975b). On the use of transverse waves in earthquakes mechanism studies. Verland. Meteor. Geofisk. Inst. (Djakarta), 52.
- (1959). On the focal mechanism of southeast Asia earthquakes, Publ. Dominion Obs. Ottawa, 20, No. 2, 341-368.
- Sato, Y., and Usami.
(1963). Method of determining the degree of free oscillation of a radially heterogeneous elastic sphere. Bull. Earthquake Res. Inst., 41, 331-342.
- Shepherde, J.B., J.F. Tomblin and D.A. Woo.
(1971). Volcano-Seismic crisis.
- Shor, G.G., and R.L. Fisher.
(1961). Middle America trench: seismic refraction studies. Bull. Geol. Soc. Am., 73, 721-730.
- Stauder, W.
(1960). S waves and focal mechanisms: the state of the question, Bull. Seism. Soc. Am., 50, No. 3, 333-346.
- (1960). Three Kamchatka earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 50, No. 3, 349-388.
- Stauder, W. and W. M. Adams.
(1961). A comparison of some S-wave studies of earthquake mechanisms, Bull. Seism. Soc. Am., 51, No. 2, 277-292.
- Udfas, V.A.
(1972). Estudio del mecanismo focal de los terremotos mediante ondas internas, Revista de Geofísica, 31, No. 1-4, 1-62.
- Vvedenskaya, A.V.
(1956). The determination of the field displacements for earthquakes by application of Dislocation Theory, Izv. Akad. Nauk. S.S.S.R., Ser. Geofiz., 272-284.
- "B"
- Alvarez, L. y F. Segura.
(1981). Informe de Trabajo, I.I.S.
- Preliminary evaluation of active faulting in western Nicaragua.
Woodward-Clyde Consultant, 1975.

Geología de las regiones del Volcán Masaya y planicie de Tipitapa.
Ing. Geól. José Ferrey Ortega, 1971.

Volcanic History of Nicaragua.
Alexander R. McBirney and Howell Williams, 1965.

Tephra Stratigraphy and Physical aspects of recent volcanism near Managua, Nicaragua.
David C. Bice, 1980.

APENDICE

Debido a la carencia de estudios de la corteza en el país desde que la Red Nacional de Sismógrafos comenzó a funcionar (1975) los datos sísmicos se han procesado con el modelo de Corteza de California que se anota a continuación:

<u>Velocidad (km/seg)</u>	<u>Profundidad (km)</u>
2.5	0.0
3.5	1.0
5.0	4.0
6.0	6.0
6.8	15.0
8.0	25.0
8.5	200.0
	300.0

Con este conjunto de valores se calcularon los atrasos o adelantos de las ondas y se incluyeron como datos de entrada en el programa computacional a fin de ejecutar las correcciones por altura de las estaciones. Para el cálculo de los atrasos o adelantos en la llegada de la señal sísmica se tomó la velocidad 2.5 km/seg como representativa de los materiales sobre el nivel cero. Se incluyen los nombres de las estaciones, su sigla y correspondiente tiempos de corrección para la onda Primaria y la Secundaria:

<u>Nombre</u>	<u>Sigla</u>	<u>Corrección (P)</u>	<u>Corrección (S)</u>
Aserradores	ASE	0.00	0.00
Veracruz	VER	0.06	0.11
Apoyoque	APY	0.10	0.18
Chonco	CNR	0.10	0.18
Rota	RTN	0.10	0.18

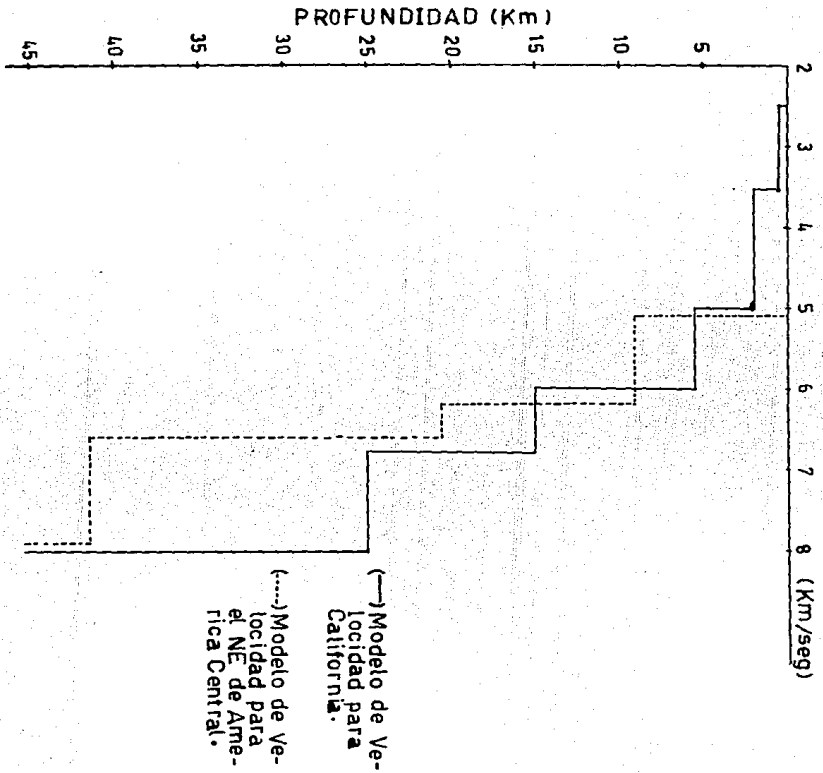
Nombre	Sigla	Corrección (P)	Corrección (S)
Cosiguina	COS	0.20	0.36
Poneloya	PYN	0.02	0.04
Masachapa	MCH	0.06	0.11
Medio Mundo	MMO	0.19	0.34
San Juan del Sur	SSN	0.06	0.11
Ometepe	OME	0.07	0.13
Acoyapa	ACY	0.16	0.29
Playita	PYT	0.18	0.32
Jinotega	JIG	0.50	0.89
Límay	LIY	0.18	0.32
Boaco	BOA	0.22	0.39

Con el objeto de hacer comparación del Modelo de California con otro de mayor validez regional se tomó el Modelo encontrado por Matumoto y otros (1972) para el área próxima a Managua y NE de Costa Rica. Dicho Modelo es el siguiente:

<u>Velocidad</u>	<u>Profundidad</u>
5.1	0.0
6.2	8.2
6.6	21.1
7.9	43.0

Con este modelo las correcciones por altura se calculan tomando una velocidad de 2.6 km/seg sugerida por Matumoto y otros (1972).

Se incluye aquí una gráfica donde aparecen los dos modelos de corteza citados. Se aprecia que para la profundidad en la que se trabajó (0.0-20.0 km) las diferencias no son tan marcadas, esto también quedó reflejado en los resultados obtenidos tan similares que era indiferente tomar uno u otro.



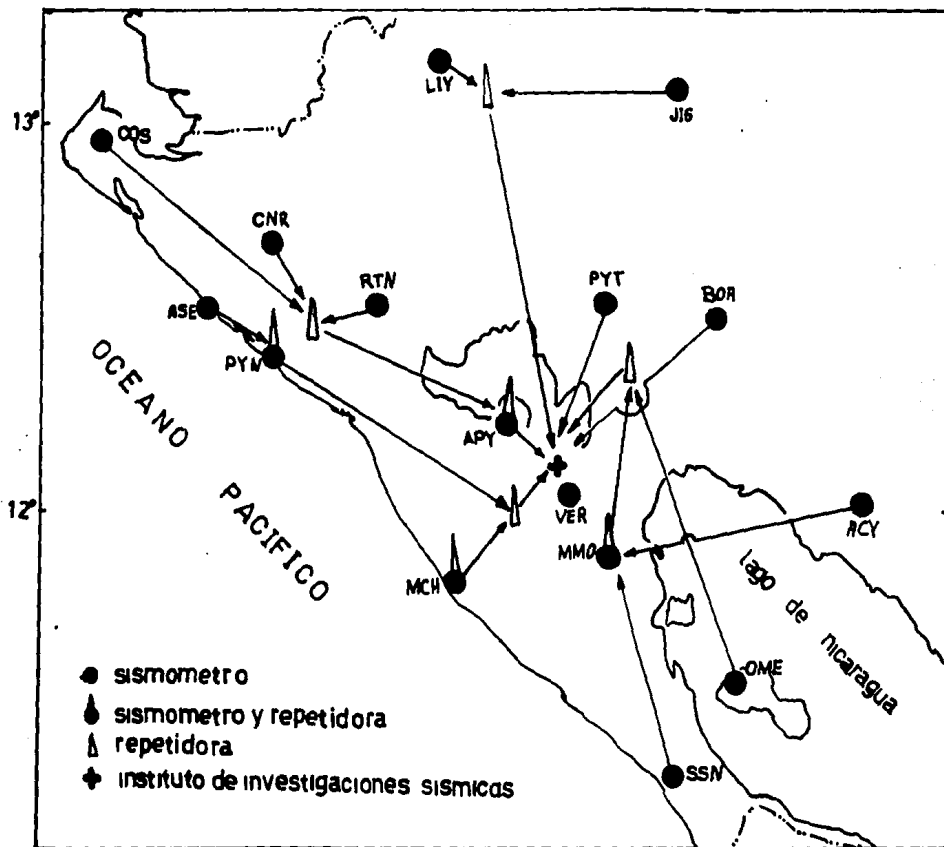
Vale la pena señalar, también, que se usó la técnica del Evento Maestro para obtener un mejoramiento en la resolución relativa. El temblor que se seleccionó como Evento Maestro fue aquel con mayor información en tiempos de llegada para P y para S. De este evento se tomaron los residuales para P y para S y se sumaron a las correcciones por altura. Se llevó a cabo, a continuación, la aplicación del HYP071 para encontrar la solución a los sismos bajo las nuevas condiciones.

Es en base a estos resultados que se ejecutaron los perfiles e importantes conclusiones inferidas.

Evento Maestro (Fecha de Ocurrencia: 770909 1938 G. M. T.)

Correcciones adoptadas (residuales del Evento Maestro):

Estación	Residual (P)	Residual (S)
MMO	0.64	-0.10
VER	0.37	0.16
APY	-0.12	
MCH	0.12	-0.47
PYT	0.49	0.55
BOA	0.37	0.21
SSN	0.55	0.39
ACY	0.22	-0.38
JIG	-0.27	
LIY	-0.96	



ESTACIONES SISMOGRAFICAS