

03077

2  
269



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Unidad Académica de los Ciclos Profesional y Posgrado  
del Colegio de Ciencias y Humanidades  
Instituto de Geofísica  
Posgrado en Geofísica

INVERSION DE ONDAS DE VOLUMEN DE ALGUNOS SISMOS  
IMPORTANTES DEL NOROCCIDENTE DE VENEZUELA:  
RELACION CON LA TECTONICA REGIONAL

**T E S I S**

QUE PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAESTRO EN SISMOLOGIA Y  
FISICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA

P R E S E N T A,

GUSTAVO JOSE MALAVE BUCCE

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Ciudad Universitaria

Mayo, 1992



Universidad Nacional  
Autónoma de México



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis 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.

## RESUMEN

Se presentan los resultados obtenidos del análisis de los parámetros focales de algunos sismos importantes de magnitud moderada, ocurridos recientemente en el noroccidente de Venezuela. Este estudio consistió en la evaluación de la calidad de las localizaciones epicentrales y la inversión de ondas de volumen registradas a distancias telesísmicas, de los siguientes sismos: Maracaibo (20-10-69;  $m_b=5.7$ ), Churuguara (18-07-86;  $m_b=5.8$ ), Lago de Maracaibo (12-07-88;  $m_b=5.4$ ), Boca del Tocuyo (30-04-89;  $m_b=5.7$ ) y Réplica de Boca del Tocuyo (04-05-89;  $m_b=5.4$ ).

El sismo de Maracaibo ocurrió dentro de la llamada zona de fallas El Tigre. La selección del plano nodal caracterizado por un azimut de  $2.9^\circ$ , un buzamiento de  $72.3^\circ$  y un ángulo de deslizamiento de  $-5.1^\circ$  del mecanismo focal proporcionado por la inversión, muestra que este sismo fue producido por un fallamiento predominantemente lateral izquierdo, con una pequeña componente tensional. La dirección de ese plano nodal coincide aproximadamente con la orientación del sistema de fallas de El Tigre y es la primera evidencia de actividad sísmica reciente asociada a esa zona de fallamientos.

El mecanismo focal del sismo del Lago de Maracaibo corresponde a un fallamiento predominantemente tensional. La presencia de un sistema complejo de fallas transcurrentes sinestrales en échelon en la región, sugiere que este evento se generó en alguna de las fallas oblicuas al sistema principal y que por tracción posiblemente forman pequeños "pull-aparts".

Los mecanismos focales obtenidos mediante la inversión de las ondas de volumen, por HARVARD y utilizando las polaridades de las primeras llegadas de ondas P, concuerdan con la conclusión de que el sismo de Churuguara se originó en un fallamiento netamente compresivo, con una pequeña componente horizontal. Aun cuando en la zona predominan las fallas dextrales y dextrales-normales, existen evidencias en campo de la existencia de plegamientos y fallamientos inversos que justifican la ocurrencia de un evento de este tipo en el área.

Los sismos de Boca de Tocuyo, principal y réplica mayor, ocurrieron en la región costera de Falcón Oriental. El análisis de las formas de ondas y la inversión de las ondas de volumen muestran que estos dos sismos corresponden a eventos múltiples y complejos. El proceso de ruptura del sismo principal se logró modelar mediante tres subeventos, separados aproximadamente 14 s y 26 s respecto al primer subevento. El posible plano de falla de estos

subeventos presenta una orientación NNW-SSE, con un desplazamiento eminentemente lateral derecho, una pequeña componente tensional y el bloque deprimido hacia el oeste. Para modelar el proceso de ruptura de la réplica se requirieron de dos subeventos separados cerca de 27 s. Los posibles planos de fallas de estos subeventos están orientados aproximadamente en la misma dirección que los del sismo principal, pero con variaciones en el carácter del mecanismo focal del segundo subevento. Mientras que el mecanismo focal del primer subevento mantiene el mismo tipo de los del sismo principal, el segundo corresponde a un fallamiento tensional. Este último se considera que no está bien constreñido debido a la baja resolución de los datos y a que está llegando en la coda del primer subevento. Las pruebas realizadas en la inversión para identificar una posible dirección de ruptura no mostraron resultados satisfactorios. La relocalización epicentral de la réplica con respecto al sismo principal, indica una posible dirección de propagación que coincide con la orientación del posible plano de falla seleccionado. El efecto de licuefacción de los suelos producidos por ambos sismos en el área epicentral se debe a su complejidad. Los trenes de ondas de volumen presentan una duración por lo menos tres veces mayor que la de un sismo normal de la misma magnitud.

Los resultados obtenidos de los sismos analizados y la distribución de la sismicidad  $m_b \geq 5.0$  ocurrida en la zona durante los últimos años, sugiere que la actividad sísmica reciente de magnitud moderada se está generando en los sistemas de fallas secundarios. Esto confirma el carácter complejo del régimen tectónico en esta región, asociado con una tectónica de bloques y una baja velocidad de desplazamiento relativo entre las placas Caribe y Sur América.

## INDICE

	Página
I. INTRODUCCION	1
II. MARCO TECTONICO REGIONAL	4
II.1. La placa del Caribe: una revisión tectónica	4
II.2. Borde sur de la Placa Caribe	8
II.3. Principales sistemas de fallamientos activos en el noroccidente de Venezuela	10
II.3.1. Zona Wadati-Benioff al noroeste de Venezuela	10
II.3.2. Zona de fallas de Boconó	11
II.3.3. Sistema de fallas Oca-Ancón	12
II.3.4. Zona de fallas de Morón	15
III. METODOLOGIA Y DATOS UTILIZADOS	16
III.1. Paquete de programas JHD	16
III.2. Programa BWIDC	17
III.2.1. Generalidades	17
III.2.2. Sismogramas elementales	18
III.2.3. Parametrización de la función de tiempo de la fuente	18
III.2.4. Cálculo de sismogramas sintéticos	18
III.2.5. Eventos múltiples	21
III.2.6. Inversión	21
III.3. Datos utilizados	22
III.3.1. Relocalización	22
III.3.2. Inversión	22
IV. INVERSION DE ONDAS DE VOLUMEN DE SISMOS IMPORTANTES	24
IV.1. Sismo del 20-10-69 (Maracaibo)	24
IV.1.1. Generalidades	24
IV.1.2. Datos utilizados y estrategia de inversión	28
IV.1.3. Resultados de la inversión	30
IV.2. Sismo del 18-07-86 (Churuguara)	32
IV.2.1. Generalidades	32
IV.2.2. Datos utilizados y estrategia de inversión	35
IV.2.3. Resultados de la inversión	37

<b>IV.3. Sismo del 12-07-88 (Lago de Maracaibo)</b>	<b>37</b>
<b>IV.3.1. Generalidades</b>	<b>37</b>
<b>IV.3.2. Datos utilizados y estrategia de inversión</b>	<b>40</b>
<b>IV.3.3. Resultados de la inversión</b>	<b>42</b>
<b>IV.4. Sismo del 30-04-89 (Boca del Tocuyo): Ejemplo de un evento complejo</b>	<b>44</b>
<b>IV.4.1. Generalidades</b>	<b>44</b>
<b>IV.4.2. Datos utilizados y estrategia de inversión</b>	<b>48</b>
<b>IV.4.3. Directividad de la fuente</b>	<b>53</b>
<b>IV.4.4. Resultados de la inversión</b>	<b>59</b>
<b>IV.5. Sismo del 04-05-89 (Boca del Tocuyo-Réplica)</b>	<b>60</b>
<b>IV.5.1. Generalidades</b>	<b>60</b>
<b>IV.5.2. Datos utilizados y estrategia de inversión</b>	<b>62</b>
<b>IV.5.3. Resultados de la inversión</b>	<b>63</b>
<b>V. DISCUSION DE RESULTADOS</b>	<b>70</b>
<b>V.1. Sismos de Maracaibo, Lago de Maracaibo y Churuguara</b>	<b>70</b>
<b>V.1.1. Sismo de Maracaibo</b>	<b>70</b>
<b>V.1.2. Sismo del Lago de Maracaibo</b>	<b>73</b>
<b>V.1.3. Sismo de Churuguara</b>	<b>75</b>
<b>V.2. Sismos de Boca del Tocuyo</b>	<b>77</b>
<b>V.3. Estudios adicionales</b>	<b>83</b>
<b>VI. CONCLUSIONES</b>	<b>85</b>
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>88</b>

## LISTA DE FIGURAS

		Página
Fig. 1	Sismotectónica regional de la frontera sur de la placa del Caribe.	2
Fig. 2	Movimiento relativo de la placa del Caribe con respecto a las placas adyacentes.	5
Fig. 3	Rasgos tectónicos de la parte norte de América Central.	6
Fig. 4	Compilación de los grandes fallamientos y estructuras en el noroeste de Sur América y Panamá.	7
Fig. 5	Sistemas de fallas principales del norte de Venezuela.	9
Fig. 6	Tectónica generalizada del norte y noroeste de Venezuela.	13
Fig. 7	Principales sistemas de fallamientos en el noroccidente de Venezuela y la sismicidad instrumental asociada.	14
Fig. 8	Parametrización de la fuente mediante la superposición de triángulos isósceles en el programa BWIDC.	19
Fig. 9	Sismicidad ( $m_b \geq 5.0$ ) ocurrida en el noroccidente de Venezuela durante el período 1964-1990.	25
Fig. 10	Localizaciones epicentrales del sismo de Maracaibo determinadas por el ISC y mediante el programa SE89.	27
Fig. 11	Mecanismos focales determinados para el sismo de Maracaibo utilizando (a) las polaridades de las primeras llegadas de las ondas P identificadas en los sismogramas de período largo de la WWSSN y (b) usando las polaridades descritas en el boletín del ISC.	29
Fig. 12	Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Maracaibo.	31
Fig. 13	Localizaciones epicentrales del sismo de Churuguara determinadas por el ISC, NEIC, HARVARD, FUNVISIS y mediante el programa SE89.	33
Fig. 14	a) Localizaciones epicentrales determinadas por el ISC-NEIC para algunos sismos $m_b \geq 5.0$ ocurridos en los alrededores del sismo de Churuguara. b) Relocalización con el programa JHD89 de estos eventos con respecto al sismo de Churuguara.	34
Fig. 15	Mecanismos focales determinados para el sismo de Churuguara por (a) HARVARD, (b) utilizando las polaridades de las primeras llegadas de las ondas P identificadas en los sismogramas digitales de período largo y (c) usando las polaridades descritas en el boletín del ISC.	36

Fig. 16	Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Churuguara.	38
Fig. 17	Localizaciones epicentrales del sismo del Lago de Maracaibo determinadas por el ISC, NEIC, FUNVISIS y mediante el programa SE89.	39
Fig. 18	Mecanismos focales determinados para el sismo del Lago de Maracaibo por (a) HARVARD y (b) utilizando las polaridades de las primeras llegadas de las ondas P identificadas en los sismogramas digitales de período corto, más las polaridades descritas en el boletín del ISC para las estaciones cercanas.	41
Fig. 19	Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo del Lago de Maracaibo.	43
Fig. 20	Localizaciones epicentrales del sismo de Boca del Tocuyo determinadas por el ISC, NEIC, HARVARD, FUNVISIS y mediante el programa SE89.	45
Fig. 21	Localizaciones epicentrales determinadas por el NEIC para el sismo de Boca del Tocuyo, un precursor y las tres réplicas mayores.	46
Fig. 22	Relocalización con el programa JHD89 de un precursor y las tres réplicas mayores con respecto al sismo de Boca del Tocuyo.	47
Fig. 23	Información de intensidades (isosistas) recopilada y procesada por FUNVISIS para el sismo de Boca del Tocuyo.	49
Fig. 24	Sismicidad ( $M \geq 4.0$ ) ocurrida en el noroccidente de Venezuela para el período 1904-1988.	50
Fig. 25	Mecanismos focales determinados por (a) HARVARD y (b) NEIC para el sismo de Boca del Tocuyo.	52
Fig. 26a	Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando una fuente puntual con una función de tiempo de la fuente de muy larga duración.	54
Fig. 26b	Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando una sola fuente puntual (un subevento).	55
Fig. 26c	Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando dos fuentes puntuales (dos subeventos).	56
Fig. 26d	Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando tres fuentes puntuales (tres subeventos). Se muestran los mecanismos focales de las ondas P.	57



Fig. 26e	Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando tres fuentes puntuales (tres subeventos). Se muestran los mecanismos focales de las ondas SH.	58
Fig. 27	Localizaciones epicentrales de la réplica del sismo de Boca del Tocuyo determinadas por el ISC, NEIC, FUNVISIS y mediante el programa SE89.	61
Fig. 28a	Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH de la réplica del sismo de Boca del Tocuyo, usando una fuente puntual con una función de tiempo de la fuente de muy larga duración.	64
Fig. 28b	Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH de la réplica del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando una sola fuente puntual (un subevento).	65
Fig. 28c	Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH de la réplica del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando dos fuentes puntuales (dos subeventos). Se muestran los mecanismos focales de las ondas P.	66
Fig. 28d	Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH de la réplica del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando dos fuentes puntuales (dos subeventos). Se muestran los mecanismos focales de las ondas SH.	67
Fig. 29	Resultados obtenidos de la inversión de los sismos analizados.	71
Fig. 30	Mecanismos focales determinados por (a) Pennington (1981) para el sismo de Maracaibo y (b) inversión de las ondas de volumen (este estudio).	72
Fig. 31	Sistemas de fallas en el noroccidente de Venezuela.	74
Fig. 32	Estratigrafía y sistemas estructurales existentes en la Cuenca de Falcón.	76
Fig. 33	Perfil geológico que atraviesa la Cuenca de Falcón en sentido N-S.	78
Fig. 34	Sistemas de fallamientos costa afuera en Golfo Triste.	79
Fig. 35	Localizaciones epicentrales del sismo de Boca del Tocuyo y su réplica mayor, determinadas por FUNVISIS, ISC, NEIC y mediante el programa SE89.	82
Fig. 36	Relocalización con el programa JHD89 de un precursor y las tres réplicas mayores con respecto al sismo de Boca del Tocuyo, tomando para este último la localización epicentral determinada mediante el programa SE89.	84

## LISTA DE TABLAS

		Página
<b>Tabla 1</b>	Parámetros focales calculados por FUNVISIS y las agencias internacionales para los sismos estudiados.	26
<b>Tabla 2</b>	Estaciones sismológicas utilizadas en la inversión del sismo del 20-10-69 (Maracaibo).	28
<b>Tabla 3</b>	Estaciones sismológicas utilizadas en la inversión del sismo del 18-07-86 (Churuguara).	35
<b>Tabla 4</b>	Estaciones sismológicas utilizadas en la inversión del sismo del 12-07-88 (Lago de Maracaibo).	40
<b>Tabla 5</b>	Estaciones sismológicas utilizadas en la inversión del sismo del 30-04-89 (Boca del Tocuyo).	51
<b>Tabla 6</b>	Mecanismos focales CMT y MTS para el sismo de Boca del Tocuyo.	53
<b>Tabla 7</b>	Estaciones sismológicas utilizadas en la inversión del sismo del 04-05-89 (Réplica de Boca del Tocuyo).	62
<b>Tabla 8</b>	Mecanismo focal determinado por HARVARD para la réplica del sismo de Boca del Tocuyo.	63
<b>Tabla 9</b>	Parámetros focales de los sismos analizados determinados por la inversión.	69

## I. INTRODUCCION

La actividad tectónica del noroccidente de Venezuela (de 9°N a 12°N y de 68°W a 73°W) está controlada principalmente por la interacción de las placas Caribe y Sur América. Las principales manifestaciones estructurales relacionadas con la frontera de placas en esta región, se expresan en una zona de compresión y grandes fallamientos transcurentes dextrales (Boconó, Oca-Ancón, entre otras). Estas fallas presentan un potencial sismogénico alto a pesar de no haber generado un sismo instrumental de gran magnitud (Fig. 1).

Este régimen tectónico ha sido definido por un gran número de investigadores como una amplia zona de deformación. La falla de Boconó supuestamente representa la frontera actual entre las placas Caribe y Sur América. Sin embargo, al norte de la misma existen grandes fallamientos que son capaces de producir sismos de magnitud moderada a alta. Esto sugiere que este borde de placas no está definido por una falla única, sino que el movimiento relativo entre las placas parece ser absorbido por un sistema más complejo.

Los recientes estudios neotectónicos realizados en el área por parte de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), han permitido caracterizar mejor los accidentes estructurales en el noroccidente de Venezuela. En algunos casos se han podido correlacionar los desplazamientos observados en las fallas con algunos sismos históricos.

La sismicidad promedio de fondo a lo largo de esta frontera de placas es baja, posiblemente debido a la baja velocidad relativa entre las placas Caribe y Sur América (Suárez y Nábelek, 1990). Durante el período de operación de las redes sismológicas mundiales (1964-presente), han ocurrido en el noroccidente de Venezuela pocos eventos de magnitud moderada ( $M \geq 5.0$ ). La mayoría de estos sismos no han sido evaluados en detalle para determinar sus parámetros focales y tratar de correlacionarlos con el régimen tectónico actual.

En este trabajo se analizaron algunos de esos eventos de magnitud moderada ocurridos recientemente, con el fin de aportar información adicional para entender la tectónica compleja de esta región. Este estudio consistió en: a) establecer las diferencias existentes entre las localizaciones epicentrales calculadas por FUNVISIS, las agencias internacionales y mediante el paquete de programas JHD (Dewey, 1971) y, b) la modelación de las ondas de volumen de período largo registradas a distancias telesísmicas, utilizando un algoritmo formal de inversión con el fin de determinar con precisión la profundidad y los mecanismos focales (Nábelek,

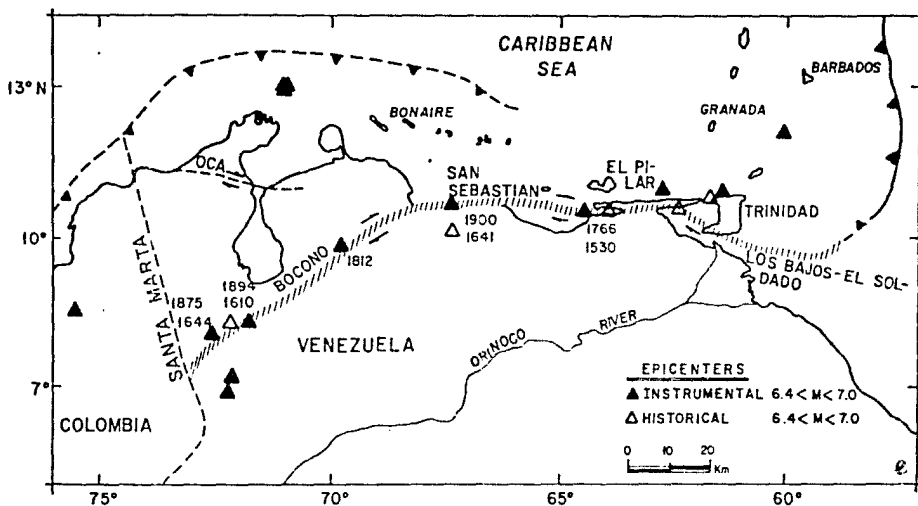


Fig. 1. Sismotectónica regional de la frontera sur de la placa del Caribe. Se muestran las zonas de fallas en las cuales se distribuye el movimiento relativo entre las placas Caribe y Sur América. Las fechas en las fallas indican la ocurrencia de los grandes sismos históricos (tomada de Suárez y Nábelek, 1990).

1984). Estas metodologías han sido probadas en diversos estudios, mostrando resultados satisfactorios cuando se utilizan datos confiables.

El desarrollo de esta investigación describe inicialmente los aspectos tectónicos más relevantes de la placa del Caribe, su interacción con la placa de Sur América y las manifestaciones estructurales que evidencian la existencia de la frontera entre esas dos placas en la parte noroccidental de Venezuela. Posteriormente, se hace una breve presentación de las metodologías empleadas y los datos utilizados en cada una de ellas. Finalmente se describen los sismos analizados y se presentan los resultados obtenidos, para su discusión y correlación con los modelos tectónicos propuestos.

## II. MARCO TECTONICO REGIONAL

### II.1. La placa del Caribe: una revisión tectónica.

El análisis de la sismicidad en los alrededores de Centro América, México, Antillas Mayores y Menores y la parte norte de Colombia y Venezuela, ha permitido definir los bordes de la placa del Caribe y su movimiento relativo con respecto a placas adyacentes (v.g. Molnar y Sykes, 1969). Los diversos trabajos realizados indican que la placa del Caribe se está moviendo hacia el este con respecto a Norte y Sur América. Este movimiento ocurre a través de los tres principales tipos de fronteras de placas: divergencia y convergencia de placas y fallas transformadas (Molnar y Sykes, 1969; Mann et al., 1990; Dewey y Suárez, 1991) (Fig. 2).

Al norte, la interacción entre las placas Caribe y Norte América está definida por grandes fallamientos de rumbo con desplazamiento sinistral, separados por la pequeña dorsal de Caimán. Hacia el oeste, la continuación hacia el continente de estos sistemas de fallamientos, forma la zona de fallas Motagua-Polochic-Jocotán en Guatemala (Burkhart, 1983) (Fig. 3).

En la parte oriental de la placa del Caribe, la deformación está controlada por la subducción de la litósfera oceánica de la placa Atlántica (Molnar y Sykes, 1969). La tectónica en la parte oeste de la placa del Caribe es controlada por la convergencia y subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Caribe (Fig. 2).

La frontera entre las placas Caribe, Nazca y Sur América aparentemente está dominada por una compleja tectónica de bloques y una transpresión con dirección predominantemente dextral. Esta tectónica no parece estar controlada por un sistema de fallas único y hasta ahora no hay evidencias de un punto triple que defina la unión entre esas placas. Hacia el este del borde sur de la placa del Caribe, la deformación ocurre a lo largo de fallamientos de rumbo con desplazamiento dextral (Fig. 4).

Existen varios modelos que tratan de explicar el movimiento de la placa del Caribe con respecto a las placas vecinas (Minster y Jordan, 1978; Sykes y otros, 1982; Stein y otros, 1988). En forma general, estos modelos son consistentes en la conclusión que la placa del Caribe tiene una velocidad absoluta baja, medida respecto a un marco de referencia establecido por puntos calientes (hot spots). La dirección de ese movimiento es sur-suroeste con respecto a

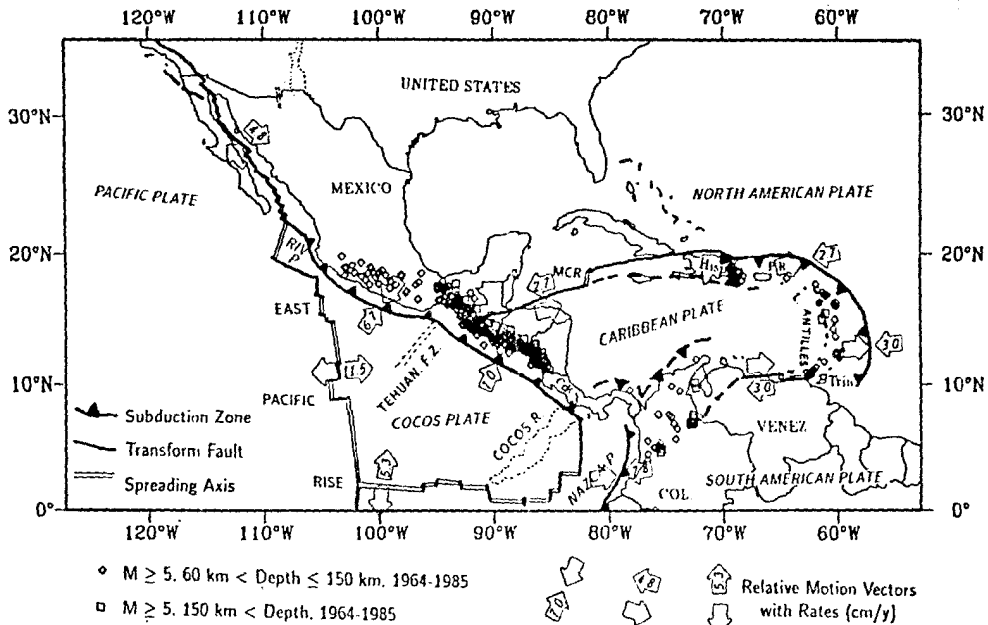


Fig. 2. Movimiento relativo de la placa del Caribe con respecto a las placas adyacentes. Se indican las direcciones y tasas de desplazamientos relativos. También se muestran las zonas de ocurrencia de sismicidad en el manto ( $M \geq 5$ ; profundidad  $> 60$  km) (tomada de Dewey y Suárez, 1991).

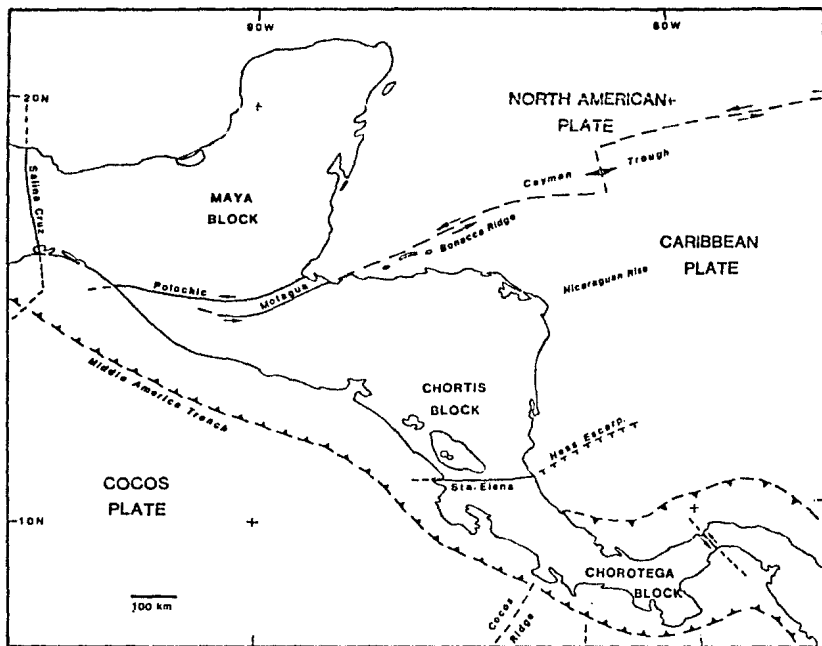


Fig. 3. Rasgos tectónicos de la parte norte de América Central (tomada de Donnelly, et al., 1990).



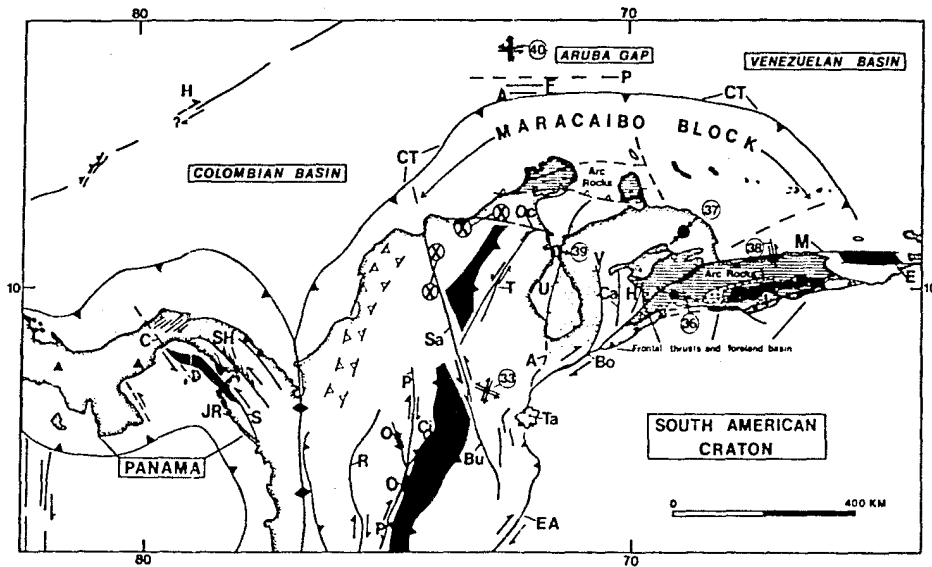


Fig. 4. Compilación de los grandes fallamientos y estructuras en el noroeste de Sur América y Panamá. Estas fallas en general presentan una dirección noreste o noroeste, diferenciándose de los grandes fallamientos al este del borde sur de la placa del Caribe (tomada de Mann y Burke, 1984).

la placa de Cocos y predominantemente hacia el este con respecto a las placas Norte y Sur América (Dewey y Suárez, 1991).

Jordan (1975) derivó un vector de velocidad angular para las placas Caribe y Norte América, utilizando la tasa de apertura de la dorsal del Caimán de 2.2 cm/año. Luego, Minster y Jordan (1978) incluyeron la placa del Caribe en el modelo RM-2, para el cual tomaron una tasa de apertura de la dorsal del Caimán como  $2.0 \pm 0.4$  cm/año.

Sykes y otros (1982) determinaron la dirección y tasa de movimiento de la placa del Caribe con respecto a Norte América, tomando en cuenta los vectores de desplazamiento de sismos superficiales y la configuración y longitud de la zona de subducción en las Antillas Mayores y Menores. De esta forma, propusieron un movimiento de la placa del Caribe con respecto a Norte América de 0.36 °/m.a. (cerca de 3.5-4.0 cm/año) y una velocidad angular de 0.47 °/m.a. con respecto a Sur América. Los valores de estas velocidades son casi el doble de los aportados por Minster y Jordan (1978).

Stein y otros (1988), mediante la utilización del NUVEL-1, analizaron los resultados de Jordan (1975) y Sykes y otros (1982), encontrando que la discrepancia existente entre estos dos modelos resulta de los diferentes métodos utilizados para estimar el movimiento de placas. Consideran que el modelo empleado y los valores obtenidos por Jordan (1975), ofrecen una mejor descripción del movimiento instantáneo entre las placas Caribe y Norte América.

## **II.2. Borde sur de la placa del Caribe.**

Diversos autores han sugerido que un sistema de grandes fallas de rumbo en dirección este-oeste y con desplazamiento lateral derecho, cruzan la parte norte de Venezuela (Rod, 1956; Schubert, 1981; Soulas, 1986). La placa del Caribe se desplaza hacia el este a lo largo de estas fallas con respecto a Sur América. La más importante de estas fallas es El Pilar, que se observa claramente en la parte noreste de Venezuela y puede extenderse al este hacia la isla de Trinidad y al oeste hacia la cuenca Tuy-Cariaco (Fig. 5). Otra falla de rumbo en dirección este-oeste, Oca, cruza las partes nororiental de Colombia y noroccidental de Venezuela (Rod, 1956) y pudiese estar conectada con la falla El Pilar, aun cuando no existen evidencias que demuestren esta aseveración (Molnar y Sykes, 1969) (Fig. 1).

Los mecanismos focales de eventos en el extremo nororiental de Venezuela, confirman el movimiento hacia el este de la placa del Caribe con respecto a Sur América, a lo largo de los

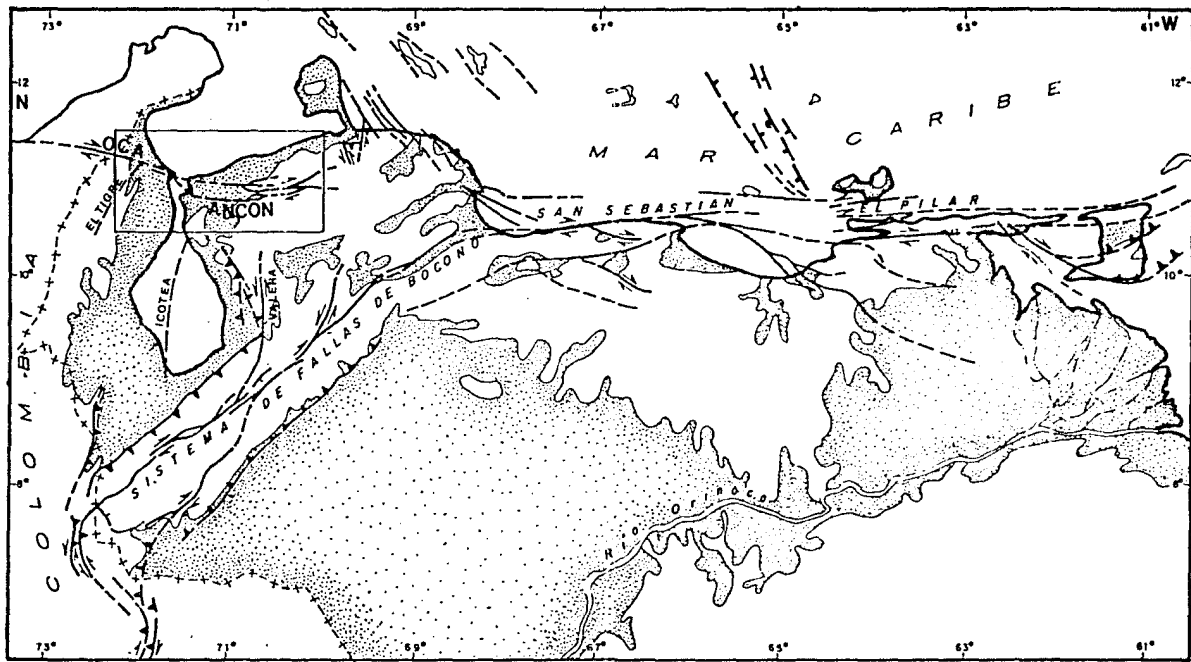


Fig. 5. Sistemas de fallas principales del norte de Venezuela (tomada de Soulas, 1987).

fallamientos de rumbo con desplazamiento lateral derecho. La conexión de la falla de rumbo con la zona de subducción se realiza probablemente mediante una falla de bisagra (Molnar y Sykes, 1969). (Fig. 5).

Sykes y Ewing (1965) identificaron una brecha sísmica en el norte de Venezuela entre las longitudes 64.5°W y 69.0°W durante el período 1950-1964. En esa región, Centeno-Grau (1940) y Fiedler (1961) han descrito la presencia de varios terremotos históricos que han causado daños considerables antes de 1950. Molnar y Sykes (1969) señalan que la brecha sísmica indicada por Sykes y Ewing (1965) es, al menos parcialmente, una consecuencia del corto lapso de tiempo considerado (15 años) y que en un período de tiempo más largo, la franja de sismicidad aparenta ser más continua.

En suma, el régimen tectónico en el noroccidente de Venezuela parece ser muy complejo. Las principales manifestaciones estructurales están caracterizadas por una zona de compresión en el norte, los grandes sistemas de fallas de Oca-Ancón y Boconó y un gran número de fallamientos secundarios relacionados con los sistemas principales.

## **II.3. Principales sistemas de fallamientos activos en el noroccidente de Venezuela.**

### **II.3.1. Zona Wadati-Benioff al noroeste de Venezuela.**

La existencia de una zona de Wadati-Benioff en dirección este o sureste en la parte norte de Colombia y oeste de Venezuela (Dewey, 1972), sugiere la presencia de subducción a lo largo de la costa caribeña de Colombia (Krause, 1971; Kellogg y Bonini, 1982). La carencia de un gran sismo durante cuatro siglos de historia de registros en esa región de Colombia, no es una evidencia definitiva en contra de una zona de subducción activa. Existen segmentos activos como la parte sur de la zona de subducción de las Antillas Menores, las cuales tampoco han experimentado un gran sismo en el período histórico (Dewey y Suárez, 1991) (Fig. 4).

El mecanismo de fallamiento inverso y la profundidad (21 km) del cuarto subevento del sismo de Caracas de 1967, sugiere una deformación compresional en el borde sur de la placa del Caribe, inducida por esta zona de Wadati-Benioff (Suárez y Nábelek, 1990).

### II.3.2. Zona de fallas de Boconó.

En la zona de fallas de Boconó se distribuye una fracción importante de desplazamiento transformante dextral entre los interiores no deformados de las placas Caribe y Sur América (Rod, 1956; Schubert, 1982) (Fig. 5). Las tasas de deslizamientos medidas sobre desplazamientos ocurridos en morrenas pleistocénicas son del orden de 0.3 a 1.4 cm/año (Schubert, 1982; Soulas, 1986). La última gran ruptura en la zona de fallas de Boconó fue probablemente durante el gran terremoto del 26 de marzo de 1812. En la zona de fallas de Boconó no se ha producido un gran evento sísmico en la era instrumental de la sismología, pero si se han originado pequeños y moderados sismos ( $m_b \leq 6.0$ ) en algunos segmentos de la zona (Dewey, 1972).

Aggarwal y otros (1983) proponen que los Andes Venezolanos forman parte de la presente frontera entre las placas Caribe y Sur América y que son el resultado de la convergencia oblicua. Esta convergencia oblicua resulta en un desplazamiento lateral derecho sobre las grandes fallas casi verticales, las cuales se orientan en dirección N50°E. Estos autores también sugieren que el presente movimiento observado en Los Andes comenzó muy probablemente en el Plio-Pleistoceno y que antes, la frontera de las placas Caribe y Sur América en esta región, estuvo probablemente a lo largo del fallamiento marginal del Caribe Sur, donde la litósfera caribeña estaba siendo subducida por debajo de la placa Sur América. Dewey (1972) presentó evidencias de que la falla de Boconó forma parte de la frontera entre las placas Caribe y Sur América desde el Oligoceno o Plioceno.

Soulas (1987) propone un sismo máximo posible para el sistema de fallas de Boconó de magnitud  $M_S=8.0$ , sin poder estimar con precisión el período de retorno. A su vez, divide esta zona de fallas en dos segmentos: noreste y suroeste de Mérida. Para el segmento al noreste de Mérida, cuya longitud es de 400 km, Soulas (1987) sugiere un sismo máximo probable de magnitud  $M_S=7.8$ , con un período de retorno mayor o igual que 350 años. Para el segmento al suroeste de Mérida, cuya extensión es de aproximadamente 200 km, señala un sismo máximo probable de  $M_S=7.3$ , con un período de retorno mayor o igual que 110 años. Las tasas de deslizamientos medidas para estos dos segmentos son de 0.9 cm/año en el sector noreste, con una componente horizontal dominante, y de 0.6 a 0.8 cm/año en la parte suroeste, con una componente horizontal dominante y una componente vertical apreciable (Soulas, 1987).

### II.3.3. Sistema de fallas Oca-Ancón.

La zona de fallas Oca-Ancón ha sido identificada desde el Golfo Triste en Venezuela hasta el sur del río Hacha en Colombia. Algunos autores (Vásquez y Dickey, 1972; James, 1984; Soulas, 1987; Audemard, 1991), postulan que este sistema continua hacia el este, uniéndose eventualmente con la falla de San Sebastián (zona de fallas Morón) (Fig. 6).

El movimiento Terciario del sistema es dextral y su actividad mayor se atribuye al Eoceno Superior, aunque también se notan movimientos durante el Mioceno Inferior, el Mioplioceno y el Plioceno Superior (Stalder, 1981). En cuanto a la actividad Cuaternaria, se conoce muy poco; sin embargo, se observa que la falla Oca corta muy claramente los depósitos costeros de la zona de Sinamaica (Miller, 1960; Isea y Potter, 1985).

Feo-Codecido (1972) sugirió que el sistema de fallas Oca-Ancón presumiblemente se junta con el sistema de fallas de Boconó en Golfo Triste, para formar la zona de fallas de Morón (Fig. 6). Schubert y Krause (1984) concluyen que el sistema de fallas de Oca-Ancón probablemente fue parte de la frontera sur de la placa del Caribe, hasta que el sistema de fallas de Boconó se transformó en parte de esa frontera (Terciario Superior?-Cuaternario).

La velocidad de desplazamiento mínima determinada por Soulas (1987) para el sistema Oca-Ancón es de 2.5 mm/año y la máxima es de 4 mm/año. Estos valores están basados en mediciones directas en campo y dataciones de muestras. Es posible también evaluar la velocidad de este sistema utilizando el desplazamiento observado a nivel de la discordancia en el Mioceno Medio. Así, se puede estimar una velocidad promedio superior a los 6.4 mm/año en los últimos 4 m.a. Con esto se puede concluir que en el transcurso de la fase Pliocena, el sistema Oca-Ancón era mucho más veloz que en la actualidad. De hecho, es posible que en aquella época este sistema era la falla maestra y por tanto, la de mayor velocidad en el borde sur de la placa del Caribe (Soulas, 1987).

La zona de fallas Oca-Ancón es geoméricamente muy compleja y por lo tanto es mecánicamente improbable que este sistema funcione de extremo a extremo en un único sismo, rompiendo todas las barreras y discontinuidades que estas complejidades tectónicas imponen a la propagación de la ruptura. Analizando todas las combinaciones de segmentos que podrían asociarse, este sistema de fallas se puede dividir en dos partes: hacia el este y oeste de 71.5°W. En cada sección, se llega a un sismo mayor de magnitud  $M_S \approx 7.5$ , con un período de retorno de 500 años (Soulas, 1987) (Fig. 7). Audemard (1991), basado en estudios de microtectónica

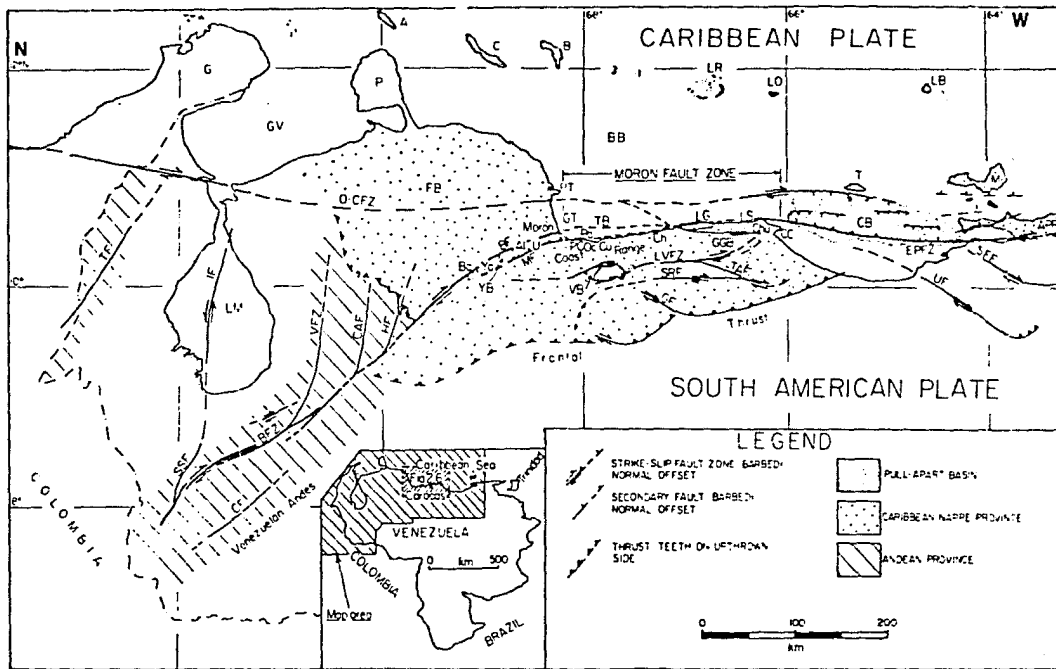


Fig. 6. Tectónica generalizada del norte y noroeste de Venezuela. Se muestran los grandes sistemas de fallas y la posible relación entre ellos. Las siglas de las fallas principales son: BF - falla de Boconó, EPFZ - zona de fallas de El Pilar, OCFZ - zona de fallas de Oca, VFZ - falla de Valera, TF - falla El Tigre, IF - falla de Icotea (tomada de Schubert y Krause, 1984).

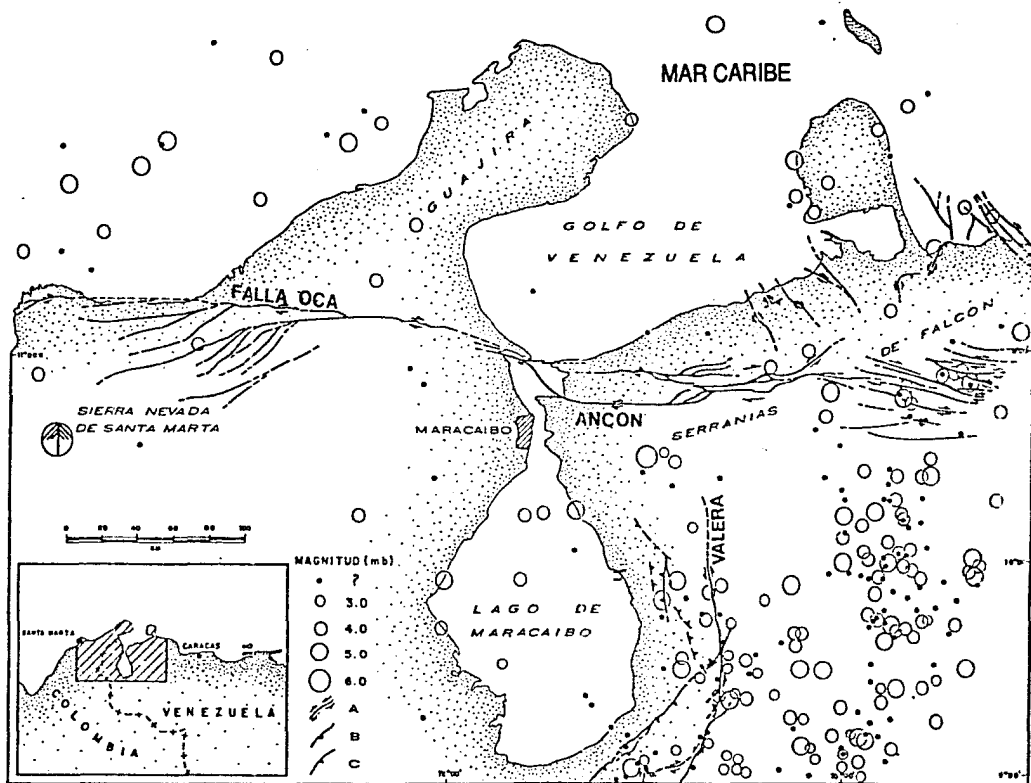


Fig. 7. Principales sistemas de fallamientos en el noroccidente de Venezuela y la sismicidad instrumental asociada (tomada de Soulas, 1987).



realizados mediante trincheras, estima que la velocidad global actual del sistema de fallas Oca-Ancón es de  $1.9 \pm 0.2$  mm/año, con un sismo máximo posible de magnitud  $M_S=7.8$  y con un período de retorno difícil de estimar.

#### II.3.4. Zona de fallas de Morón.

La existencia de esta zona de fallas entre Morón y Cabo Codera, ha sido sugerida con los siguientes criterios: a) la linealidad de la línea de costa; b) el gran contraste de elevación entre la costa y la plataforma; c) evidencias de fallamiento esporádico paralelo a la costa y d) la actividad sísmica de la región (Schubert y Krause, 1984) (Fig. 6).

En este trabajo se toma el nombre designado por Schubert y Krause (1981) para este sistema de fallamientos: zona de fallas Morón. Schubert y Krause (1981) compilaron datos sobre la tectónica regional del norte de Venezuela y concluyeron que existen evidencias de continuidad a lo largo del sistema Boconó-Morón-El Pilar y que el desplazamiento lateral derecho del sistema de fallas es probablemente posterior al Terciario Medio.

Los daños ocurridos en Caracas y sus alrededores a causa del terremoto de 1812, sugieren que, además del deslizamiento sobre la falla de Boconó, el sismo involucró una ruptura en una de las fallas de la zona de Morón. Dos epicentros son graficados en CMS-4 (Continental Scale Map 4; Engdahl y Reinhart, 1988) para el terremoto de 1812, a fin de enfatizar que las fallas de Boconó y Morón aparentan haber estado involucradas y para dar a conocer que las variaciones de máxima intensidad a lo largo del rumbo, han sido interpretadas en términos de varios sitios de máxima liberación de energía a lo largo de la zona Boconó-Morón (Dewey y Suárez, 1991).

El sismo de Caracas del 29 de julio de 1967, probablemente también ocurrió sobre una falla transcurrente este-oeste a lo largo de la costa (Molnar y Sykes, 1969). Basado en la modelación de las ondas P y S, Rial (1978) propuso como fuente una falla en dirección norte-sur. Sin embargo, una falla este-oeste concuerda mejor con la forma de las ondas P y S, con la distribución de daños y con la localización de las réplicas (Suárez y Nábelek, 1990).

### **III. METODOLOGIA Y DATOS UTILIZADOS**

Los estudios realizados comprenden la evaluación de los sismos seleccionados mediante el análisis de la localización hipocentral con el paquete de programas JHD (Joint Hypocenter Determination; Dewey, 1971) y la inversión de las ondas de volumen con el programa BWIDC (Body Waves Inversion Double Couple) de Nábelek (1984).

#### **III.1. Paquete de programas JHD**

El algoritmo del JHD (Dewey, 1971) permite mejorar las localizaciones hipocentrales relativas de eventos sísmicos. Se fundamenta en el análisis sistemático e iterativo de las diferencias existentes entre los tiempos de llegadas teórico y observado en estaciones sismológicas de las diferentes fases utilizadas. Esta evaluación se realiza mediante el cálculo simultáneo de todos los hipocentros de un grupo de sismos, con el fin de eliminar de una manera estadística óptima, los valores anómalos en las lecturas de los tiempos de viaje observados.

La versión utilizada en este estudio es la JHD89, la cual consta de tres programas: SST89, JHD89 y SE89. El programa SST89 ordena y prepara los datos a ser empleados en los programas JHD89 y/o SE89. Dicho programa cuenta el número de fases por cada estación y para todos los eventos y las presenta en una distribución azimutal alrededor de la zona de estudio.

El programa JHD89 permite la determinación conjunta de hipocentros, utilizando las primeras llegadas de las ondas de cuerpo, ondas superficiales y diferencias de tiempos entre pares de fases. Para estabilizar la solución, el programa puede operarse en la modalidad de evento de calibración o con estaciones-fases de calibración. En el primer caso se recurre a un sismo que se considera bien localizado, mientras que en la segunda se toma en cuenta las estaciones-fases que se estima que siempre pueden ser bien identificadas.

El programa SE89 se aplica para la determinación individual de hipocentros. Presenta la opción de ser usado en forma conjunta con el programa JHD89, con la cual se puede utilizar la estructura de residuales establecida por éste para el cálculo del hipocentro de un sismo, en la misma zona de estudio.

## III.2. Programa BWIDC

### III.2.1. Generalidades.

El programa BWIDC permite la inversión de ondas de volumen de sismos registrados a distancias teleseísmicas ( $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ ), con un amplio rango de magnitudes y complejidad de la fuente. El procedimiento de esta inversión está descrito en forma detallada por Nábelek (1984), por lo que en este trabajo sólo se presentan los aspectos más importantes de esta metodología que se requieren para facilitar la comprensión del tema.

Los principales alcances de esta técnica son: a) inversión directa para la profundidad del centroide, b) una eficiente y ágil parametrización de la función de tiempo de la fuente, c) cálculo de la localización del centroide con respecto al punto de nucleación de la fuente, d) determinación del momento sísmico y el mecanismo focal, e) inclusión del efecto de una fuente finita utilizando el modelo de Haskell generalizado y f) eventos múltiples.

La robustez de este método radica en la sensibilidad de las formas de ondas a la profundidad, duración, momento sísmico y orientación de los planos nodales. Las formas de ondas en el rango de distancia epicentral entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$  pueden ser generadas rápidamente, debido a la simplicidad en la corrección del efecto de propagación a través del manto inferior (Langston y Helmberger, 1975).

La fuente del sismo es representada como una fuente puntual de un doble par de fuerzas, con una función del tiempo parametrizada por el mecanismo focal, la profundidad del centroide y la amplitud de la función de tiempo de la fuente. Esta última se representa mediante un número de triángulos isósceles elementales superpuestos. Este programa permite la utilización de eventos múltiples o subeventos, para los cuales calcula los parámetros de cada uno de ellos y la posición y tiempo origen de cada subevento con respecto al primero. La respuesta de la estructura en la fuente y en la estación puede variar desde un modelo muy sencillo (semiespacio) hasta un modelo de varias capas (Bouchon, 1973). El efecto de directividad de la fuente también puede incluirse en la inversión.

El programa BWIDC acopla el modelo de la fuente iterativamente, a fin de determinar el mejor ajuste por mínimos cuadrados entre las formas de ondas de los sismogramas sintético y observado.

### III.2.2. Sismogramas elementales.

Los sismogramas sintéticos se forman mediante la combinación de sismogramas elementales, los cuales son sumados y retrasados en tiempo por una cierta cantidad que depende del modelo. El sismograma elemental  $H(t)$  es el sismograma completo generado por una fase en particular que parte de la fuente. Puede expresarse como:

$$H_i(t) = h_i(t) * T_{\Delta\tau}(t) * M(t) * C^R(t) * R(t)$$

donde:

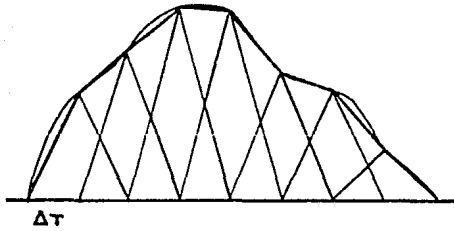
$H_i(t)$	sismogramas elementales.
$h_i(t)$	respuesta en la estructura de la fuente de los rayos P, SV y SH de una fuente puntual.
$T_{\Delta\tau}(t)$	elemento normalizado de la función de tiempo.
$M(t)$	función respuesta del manto.
$C^R(t)$	respuesta cortical en el receptor.
$R(t)$	respuesta del receptor.
*	operador de convolución.

### III.2.3. Parametrización de la función de tiempo de la fuente.

Tal como se mencionó en las generalidades del programa, la función de tiempo de la fuente está representada por un conjunto de triángulos isósceles superpuestos (Fig. 8). La amplitud de cada elemento de tiempo es establecida por la inversión, mientras que el número y la duración de esos elementos son seleccionados a priori. El número de elementos con amplitud significativa determina la duración total de la fuente.

### III.2.4. Cálculo de sismogramas sintéticos.

Las ondas de volumen a distancias teleseísmicas son las fases más fáciles de modelar con sismogramas sintéticos, ya que, debido a la homogeneidad del manto y a que las observaciones son realizadas a grandes distancias de la fuente, los trenes de ondas son aproximadamente caracterizados por un parámetro de rayo. Esta aproximación implica que sólo cuatro ondas contribuyen al sismograma y la función de Green puede ser escrita de la siguiente



**Fig. 8. Parametrización de la fuente mediante la superposición de triángulos isósceles en el programa BWIDC (tomada de Nábelek, 1984).**

forma:

$$g_{ki} = \overset{\downarrow P}{g_{ki}} + \overset{\uparrow P}{g_{ki}} + \overset{\downarrow S}{g_{ki}} + \overset{\uparrow S}{g_{ki}} = \sum_n g_{ki}^n$$

Si los valores de  $g_{ki}^n$  son conocidos para una profundidad  $h$ , los valores de  $g_{ki}^n$  para una profundidad  $h+\Delta h$  son obtenidos por el apropiado desplazamiento en el tiempo del valor original, es decir:

$$g_{ki}^n(h+\Delta h) = g_{ki}^n(h) \delta(t-\eta\Delta h)$$

$$\eta = (-\eta_\alpha, \eta_\alpha, -\eta_\beta, \eta_\beta)$$

donde  $\delta$  es la función delta y  $\eta_{\alpha(\beta)}$  es la lentitud vertical del rayo de la onda  $P(S)$  en la capa donde está la fuente. Esta es una propiedad muy importante ya que la eficiencia de los procedimientos inversos iterativos, depende fuertemente de la rapidez en actualizar el modelo después de cada iteración y la profundidad es uno de los parámetros que normalmente se quiere determinar.

La respuesta  $g_{ki}^n$  es una suma de un número finito de rayos y se calcula en el dominio de la frecuencia utilizando un propagador de matrices. El sismograma sintético en el problema directo puede ser escrito de la siguiente forma:

$$s(t) = M_n \sum_{k=1}^n \sum_{i=1}^m w_k H_i [t - \tau_k - (\eta_i - \eta_1)d + \eta_1 \zeta + p \cos(\phi - \psi)] r_i$$

donde:

- $M_n$  norma del tensor de momento.
- $w_k$  peso del elemento de la función de tiempo de la fuente.
- $H_i(t)$  sismogramas elementales.
- $t$  tiempo. —

$\tau_k$	desplazamiento de tiempo de un elemento de la función de tiempo.
$\eta_i$	lentitud vertical de los rayos.
$\eta_l$	lentitud vertical promedio sobre la distancia vertical del rayo que contribuye al primer movimiento.
$d$	profundidad del centroide respecto al tope de la capa donde se encuentra.
$\zeta$	profundidad del centroide respecto al punto de nucleación.
$p$	parámetro de rayo.
$\rho$	distancia radial desde el epicentro del punto de nucleación al epicentro del centroide.
$\psi$	azimut desde el epicentro del punto de nucleación al epicentro del centroide.
$\phi$	azimut de la estación.
$r_i$	patrón de radiación normalizado de la fuente.
$n$	número de elementos de la función de tiempo.
$m$	es 4 para ondas P-SV y 2 para ondas SH.

### III.2.5. Eventos múltiples.

La expresión para calcular los sismogramas para un evento múltiple con  $n_e$  subeventos retrasados respecto al tiempo origen por un  $\Delta t_e$ , puede ser escrita de la siguiente forma:

$$s(t) = \sum_{e=1}^{n_e} s_e(t - \Delta t_e)$$

donde  $s_e(t - \Delta t_e)$  es el sismograma debido al subevento  $e$  con la localización del centroide relativa al punto de nucleación del primer subevento.

### III.2.6. Inversión.

El hecho que los sismos varfen en tamaño y complejidad y que sean registrados en diferentes bandas de frecuencias, hace que la parametrización apropiada para un sismo no sea la mejor para otro. Como consecuencia, la inversión necesariamente se convierte en un proceso de ensayo y error por pasos. Después de determinar el conjunto de parámetros, se debe comparar el modelo predicho con los datos observados. Si las predicciones están de acuerdo con la calidad de los datos y las incertidumbres del modelo son aceptadas, se puede decir que el

sismo ha sido invertido con éxito. La parte más difícil de un problema inverso se presenta cuando las incertidumbres en los parámetros son muy grandes y se tienen que aplicar restricciones al modelo (Nábelek, 1984).

Una de las restricciones que se ha considerado útil en el análisis de eventos complejos, es la restricción de la positividad en la función de tiempo de la fuente. Esto ayuda a estabilizar la inversión y aumenta la rapidez del proceso iterativo.

Los detalles sobre la metodología de inversión por máxima similitud, el análisis de error y el cálculo de las derivadas parciales se presentan en el capítulo 2 y apéndices en Nábelek (1984).

### **III.3. Datos utilizados**

#### **III.3.1. Relocalización.**

Para la localización hipocentral se emplearon los datos provenientes de los boletines del ISC (International Seismological Centre) y del NEIC (National Earthquake Information Center) del Servicio Geológico de los Estados Unidos. Esta información se obtuvo de los boletines publicados por estas agencias en su forma tradicional y en el disco compacto NEIC-ISC: Associated Phase & Comment Data versión 1.0.

#### **III.3.2. Inversión.**

Para la inversión de las formas de ondas, se utilizaron las siguientes fuentes de información:

- Sismogramas digitales publicados por el NEIC en los discos compactos "Earthquake Digital Data", los cuales contienen los registros grabados por las diferentes redes sismológicas digitales instaladas a nivel mundial.

- Sismogramas digitales de esas mismas redes que, por ser eventos recientes, fueron suministrados por Madeleine Zirbes y Carlos Mendoza del NEIC.

- Sismogramas analógicos de la red WWSSN ("World-Wide Standardized Seismograph Network"), los cuales fueron copiados en las oficinas del NEIC en Denver,



Colorado, E. U. A.

Los datos digitales provienen principalmente de las redes de estaciones SRO, ASRO y DWWSSN. La respuesta de estos equipos, excepto por la magnificación, es muy similar y para los instrumentos de período largo tienen una ganancia máxima a un período de 28 s. Los instrumentos de período largo de la WSSN tienen una respuesta máxima cercana a un período de 15 s.

Los datos digitales de período largo vienen digitizados a 1 s, mientras que los registros analógicos se digitizaron a mano e interpolaron a intervalos de 0.3 s. Para remover de los sismogramas las tendencias de período largo y las desviaciones verticales, algunos registros se trataron con un filtro Butterworth pasa-alto de tres polos y fase cero, a un período de corte de 60 s. Este filtrado ayuda a la estabilidad de la inversión cuando se están utilizando instrumentos de diferentes características.

En la inversión de todos los eventos analizados y que se discuten en el capítulo siguiente, se tomaron las siguientes consideraciones: el modelo de corteza terrestre en la región de la fuente y debajo de cada una de las estaciones, fue aproximado por una capa y un semiespacio con una velocidad de ondas compresionales de 6 km/s, un coeficiente de Poisson de 0.25 y una densidad de 2.6 g/cm<sup>3</sup>. La atenuación anelástica a lo largo de la propagación, fue parametrizada utilizando un  $t^*$  de 1 s para las ondas P y un  $t^*$  de 4 s para las ondas SH (Langston y Helmberger, 1975). Las amplitudes de las ondas se normalizaron para una magnificación de 1500 y una dispersión geométrica correspondiente a una distancia epicentral de 40°.

Las componentes horizontales de las ondas S se rotaron para obtener las correspondientes componentes radial y transversal. Una vez obtenida la base de datos con las ondas P y SH de cada uno de los eventos, los registros se procesaron para fijar la ventana de inversión y filtrar y/o corregir por desviación vertical.

## **IV. INVERSION DE LAS ONDAS DE VOLUMEN DE SISMOS IMPORTANTES.**

En la región noroccidental de Venezuela, no se ha experimentado un sismo de magnitud importante durante el período de operación de las redes sismológicas mundiales (1964-presente). Esto ha motivado a analizar aquellos sismos de magnitud moderada ( $5.0 \leq m_b \leq 6.0$ ), a fin de tratar de entender la sismotectónica de la zona. El problema con estos eventos es que, debido al volumen limitado de energía que liberan y a la irregular distribución azimutal de estaciones sismológicas, son registrados por muy pocas de ellas ubicadas en el rango de distancia entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$ . Además, la relación señal-ruido normalmente es baja.

Tomando en cuenta lo anterior, la selección de los eventos a estudiar se hizo mediante una búsqueda en los boletines del ISC y del NEIC, de los sismos de magnitud  $m_b \geq 5.0$  ocurridos en la parte noroccidental de Venezuela (Fig.9). Luego, se agruparon estos eventos sísmicos por zonas; se evaluaron sus localizaciones hipocentrales y se inició la recopilación de los sismogramas analógicos y/o digitales disponibles.

En una primera fase de evaluación de la calidad de los sismogramas de los sismos seleccionados, se pudo constatar que solo aquellos con magnitud  $m_b \geq 5.4$ , habían sido detectados por las estaciones sismológicas ubicadas en el rango de distancia deseado y con una relación señal-ruido aceptable. Finalmente, se decidió tomar para esta investigación los que a juicio del autor se consideraban más importantes y se dejaron los otros para futuros trabajos a ser realizados a corto plazo. Los parámetros focales determinados por FUNVISIS y las agencias internacionales para los sismos analizados en este trabajo se presentan en la Tabla 1.

### **IV.1. Sismo del 20-10-69 (Maracaibo).**

#### **IV.1.1. Generalidades.**

Este evento ocurrió el 20 de octubre de 1969 y es llamado en este estudio como el sismo de Maracaibo, ya que su epicentro se ubica cerca de 100 km al oeste-noroeste de dicha ciudad (Fig. 10). La información suministrada por el ISC para este evento se muestra en la Tabla 1. En la figura 10 también se muestran las localizaciones del epicentro determinadas por el ISC y mediante el programa SE89 (Dewey, 1971), utilizando la base de datos del ISC. El

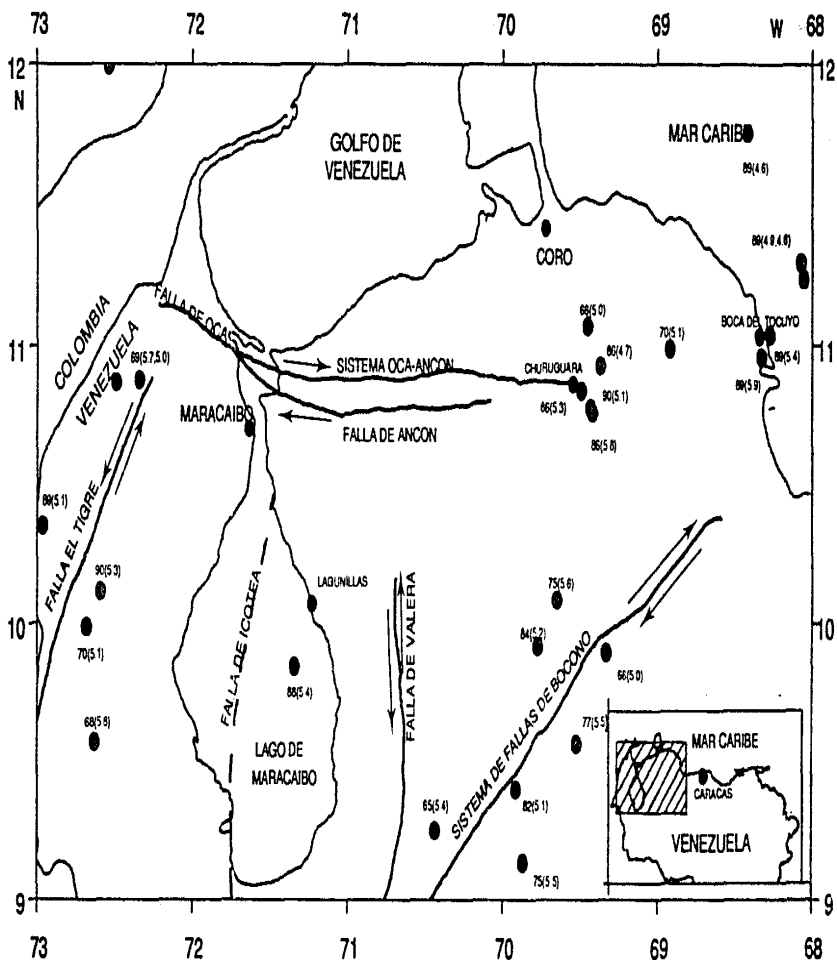


Fig. 9. Sismicidad ( $m_b \geq 5.0$ ) ocurrida en el noroccidente de Venezuela durante el período 1964-1990. Fuentes de información: boletines ISC y NEIC, en sus diferentes presentaciones. Los círculos negros indican algunas poblaciones de referencia. Los sismos se señalan con círculos hachurados. Para cada uno de los eventos se muestra el año de ocurrencia y entre paréntesis se indica la magnitud  $m_b$ .

**TABLA I. Parámetros focales calculados por FUNVISIS y las agencias internacionales para los sismos estudiados.**

<b>FECHA</b> (d-m-a)	<b>AGENCIA</b>	<b>To</b> (h:m:s)	<b>LAT N</b> (grados)	<b>LON W</b> (grados)	<b>H</b> (km)	<b>M</b> (m <sub>b</sub> )
20-10-69	ISC	13:11:37.1	10.87	72.49	36.0	5.7
18-07-86	FUNVISIS	17:22:42.9	10.80	69.35	44.0	5.6
	ISC	17:22:38.0	10.78	69.43	5.0	5.8
	NEIC	17:22:38.2	10.80	69.40	7.0	5.9
	HARVARD	17:22:43.8	10.84	69.24	15.0	-
12-07-88	FUNVISIS	9:55:54.4	9.91	71.40	12.0	5.0
	ISC	9:55:54.7	9.85	71.34	34.0	5.4
	NEIC	9:55:54.0	9.85	71.38	29.0	5.5
	HARVARD	9:55:55.1	9.28	71.52	15.0	-
30-04-89	FUNVISIS	8:22:53.4	11.10	68.18	11.1	5.7
	ISC	8:22:54.3	10.99	68.31	20.0	5.7
	NEIC	8:22:54.0	10.96	68.33	20.0	5.9
	HARVARD	8:22:59.9	10.88	68.08	15.0	-
04-05-89	FUNVISIS	0:22:06.0	11.14	68.21	13.6	5.0
	ISC	0:22:06.1	11.07	68.26	10.0	5.4
	NEIC	0:22:06.7	11.04	68.27	16.0	5.4
	HARVARD	0:22:11.9	10.96	68.42	15.0	-

**To** = tiempo origen  
**LAT N** = latitud norte  
**LON W** = longitud oeste  
**H** = profundidad focal (HARVARD: profundidad del centroide)  
**M** = magnitud

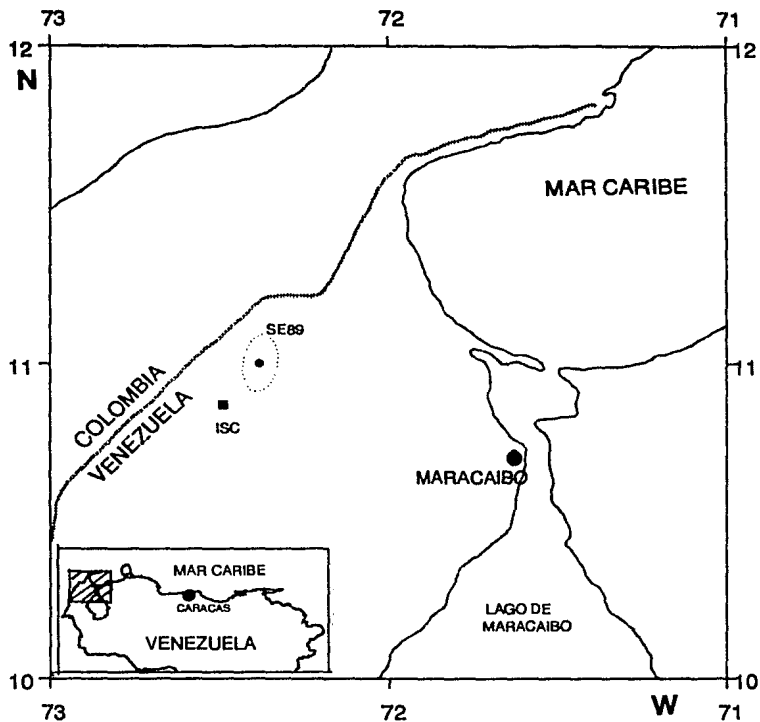


Fig. 10. Localizaciones epicentrales del sismo de Maracaibo determinadas por el ISC y mediante el programa SE89 (Dewey, 1971). La línea punteada define la elipse de 90% de confianza del epicentro calculado con el programa SE89.

epicentro suministrado por esa agencia internacional se ubica aproximadamente a unos 12 km al suroeste de la obtenida con el programa SE89.

Las polaridades presentadas en el boletín del ISC y las leídas directamente de los sismogramas de las estaciones de la WWSSN, no permiten restringir los planos de fallas (Fig. 11). Cualquier intento que se haga para definir los planos nodales con estas polaridades resulta muy dudoso, por lo que los resultados de la inversión son fundamentales.

#### IV.1.2. Datos utilizados y estrategia de inversión.

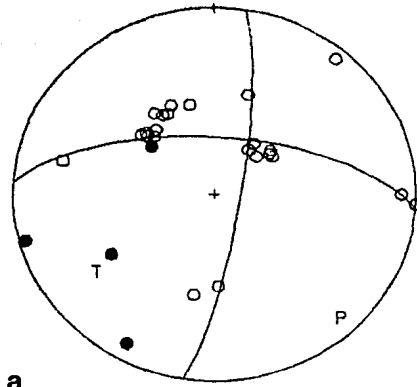
Para la modelación de las ondas de volumen de este evento se usaron los sismogramas analógicos de período largo de las estaciones de la red de la WWSSN. Las estaciones y fases utilizadas en la inversión se muestran en la Tabla 2.

TABLA 2. Estaciones sismológicas utilizadas en la inversión del sismo del 20-10-69 (Maracaibo).

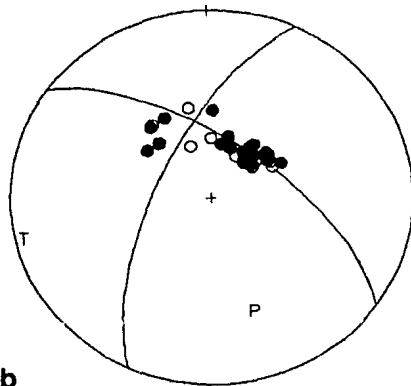
ESTACION	AZIMUT (grados)	$\Delta$ (grados)	FASES
TRI	45.3	79.7	P
MAL	54.7	66.0	P
JCT	311.6	32.0	P
ALQ	313.3	39.1	P,SH
DUG	316.5	46.0	P,SH
OXF	329.4	28.1	P
BLA	346.0	27.2	P
LPB	170.9	27.6	SH
TUC	307.2	41.2	SH

$\Delta$  = distancia epicentral.

Los sismogramas seleccionados se digitizaron manualmente y luego se interpolaron a una tasa de muestreo de 0.3 s. Para la inversión de las ondas P y SH se consideraron como



a



b

**Fig. 11. Mecanismos focales determinados para el sismo de Maracaibo utilizando (a) las polaridades de las primeras llegadas de las ondas P identificadas en los sismogramas de período largo de la WWSSN y (b) usando las polaridades descritas en el boletín del ISC. P y T son los ejes de presión y tensión respectivamente.**

parámetros a priori del evento, los determinados por el ISC y el mecanismo focal establecido con las polaridades de las ondas P identificadas en los sismogramas de la WWSSN. Se asumió como fuente inicial la representada por un triángulo de 2 s de duración y un momento sísmico de  $3 \times 10^{17}$  Nm. La inversión se realizó inicialmente con solo las ondas P. Luego de conseguir una solución aceptable para estas ondas, se incorporaron las ondas SH. En todo momento la inversión se ejecutó con todos los parámetros libres.

#### IV.1.3. Resultados de la inversión

El producto final de la modelación está íntimamente ligado a la calidad de los sismogramas utilizados en la inversión. En este sismo de Maracaibo, la calidad de los registros de las ondas P y SH se puede considerar como de regular a buena, ya que la relación señal-ruido es relativamente baja. A pesar de no tener una cobertura azimutal muy buena de las estaciones sismológicas, los resultados obtenidos presentan un aceptable grado de confiabilidad. Bajo estas circunstancias, el mejor ajuste conseguido entre los sismogramas observado y sintético (Fig. 12), entrega los parámetros focales indicados en la Tabla 9.

Este ajuste se obtuvo utilizando como parámetros a priori los señalados en el inciso anterior, excepto el valor de la profundidad. Cuando se tomaba como valor inicial la profundidad de 36 km determinada por el ISC, el ajuste de la primera parte de la onda P era bueno, pero no el final. Por lo que se realizaron diferentes pruebas variando la profundidad desde 10 km hasta 40 km, a intervalos de 5 km. Estos ensayos mostraron que los mejores ajustes se lograban cuando se comenzaba de una profundidad de 10, 15 o 20 km, estabilizándose la profundidad final del sismo en un valor cercano a los 16 km.

La calidad del ajuste entre las formas de las ondas P y SH es bueno. El desajuste que se presenta en los registros sintético y observado de la onda SH de la estación LPB (La Paz, Bolivia), se debe principalmente a su trayectoria por las discontinuidades de la corteza y manto superior, ya que LPB está a menos de  $30^\circ$  de distancia. Se decidió incluir esta estación para cubrir un poco la falta de datos y la pobre cobertura azimutal. Además, presenta una polaridad diferente al resto de las estaciones, con lo cual se logra restringir el mecanismo focal. El desajuste que se observa entre los sismogramas sintético y observado de las ondas P de las estaciones MAL (Málaga, España) y TRI (Trieste, Italia), se debe posiblemente a su cercanía al plano nodal. Una pequeña desviación que pudiese existir en la dirección del plano nodal, puede ocasionar diferencias en amplitudes como éstas.



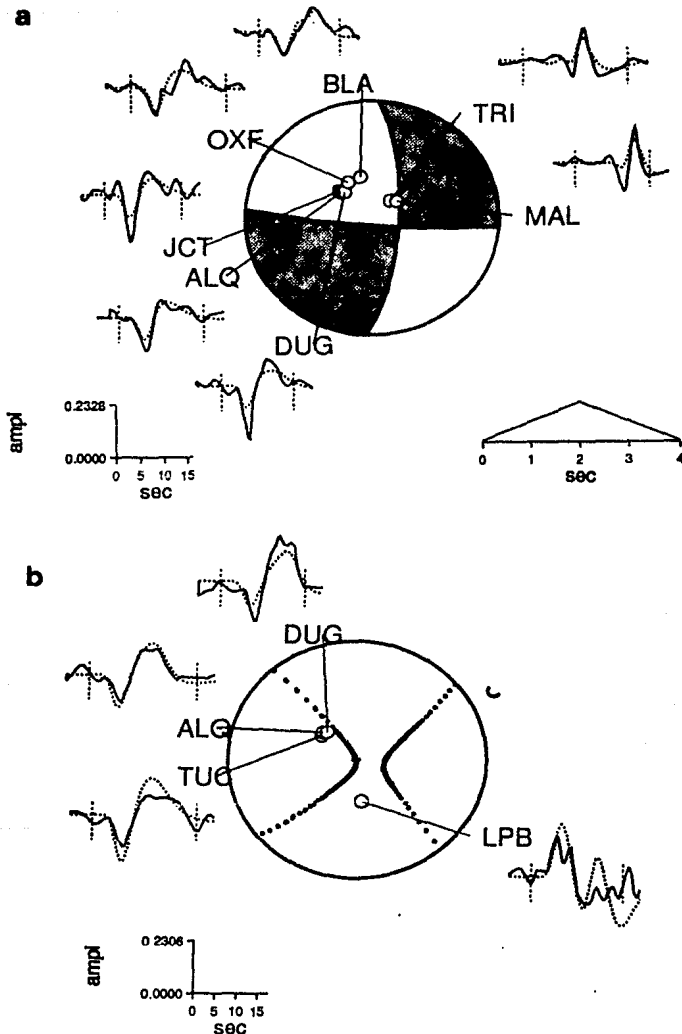


Fig. 12. Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Maracaibo. El mecanismo focal (a) corresponde al de las ondas P y el (b) al de las ondas SH. Los cuadrantes sombreados en el mecanismo focal (a) indican arribos compresionales. La línea continua representa el sismograma observado y la línea punteada el sismograma sintético. También se muestra la función de tiempo de la fuente utilizada en la inversión. La escala de amplitud de los sismogramas es en cm.

El mecanismo focal resultante de la modelación corresponde a un tipo de fallamiento predominantemente transcurrente, con desplazamiento vertical. El mecanismo focal determinado con las polaridades de las primeras llegadas de los sismogramas de la WWSSN, concuerda en general con el obtenido en la inversión (Figs. 11 y 12).

El valor del momento sísmico obtenido en este estudio ( $5.48 \times 10^{17}$  Nm) corresponde a una magnitud  $M_w=5.8$  para el sismo de Maracaibo, la cual en este orden es igual a la magnitud  $M_S$  (Hanks y Kanamori, 1979).

## **IV.2. Sismo del 18-07-86 (Churuguara).**

### **IV.2.1 Generalidades.**

Este sismo ocurrió el 18 de julio de 1986, muy cerca de la población de Churuguara, Estado Falcón (Fig. 13). La información de intensidades recopilada y procesada por FUNVISIS, indica que este evento fue sentido en los Estados Lara, Zulia, Carabobo, Aragua, Miranda y Distrito Federal. Los parámetros focales de este sismo determinados por FUNVISIS y algunas agencias internacionales se señalan en la Tabla 1.

En esa tabla se puede observar que la única diferencia notable entre la información aportada por dichos servicios se refiere a la profundidad focal, sobre todo entre las suministradas por las oficinas internacionales y la local. Revisando los datos agenciados por FUNVISIS en el boletín respectivo, se nota que la desviación estándar en el cálculo de la profundidad es muy grande ( $\pm 97.83$  km), por lo que puede decirse que la estructura de datos locales no permite tener control sobre la determinación de ese parámetro.

En la figura 13, se muestran las localizaciones epicentrales calculadas por estos servicios y la determinada mediante el programa SE89 (Dewey, 1971), con la base de datos del boletín del ISC. El epicentro calculado mediante el programa SE89 se ubica a 3.4 km al sureste, 5.0 km al sur, 8.5 km al suroeste y 21.0 km al suroeste, de los epicentros reportados por el ISC, NEIC, FUNVISIS y HARVARD respectivamente. También se relocalizaron, con el programa JHD89 (Dewey, 1971), con respecto al evento de Churuguara, los sismos de magnitud  $m_b \geq 5.0$  ocurridos recientemente en los alrededores de éste y una réplica de magnitud  $m_b=4.7$  (Fig. 14). Se observa que los eventos cercanos al sismo de Churuguara tienden a agruparse y definir con sus elipses de 90% de confianza, una zona fuente muy pequeña.

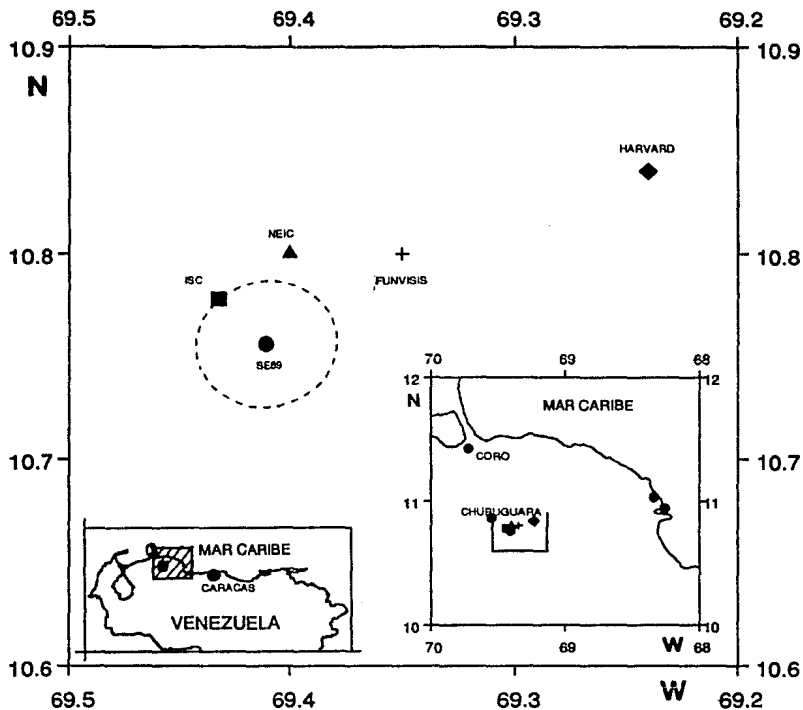


Fig. 13. Localizaciones epicentrales del sismo de Churuguara determinadas por el ISC, NEIC, FUNVISIS y mediante el programa SE89 (Dewey, 1971). La línea punteada define la elipse de 90% de confianza del epicentro calculado con el programa SE89.

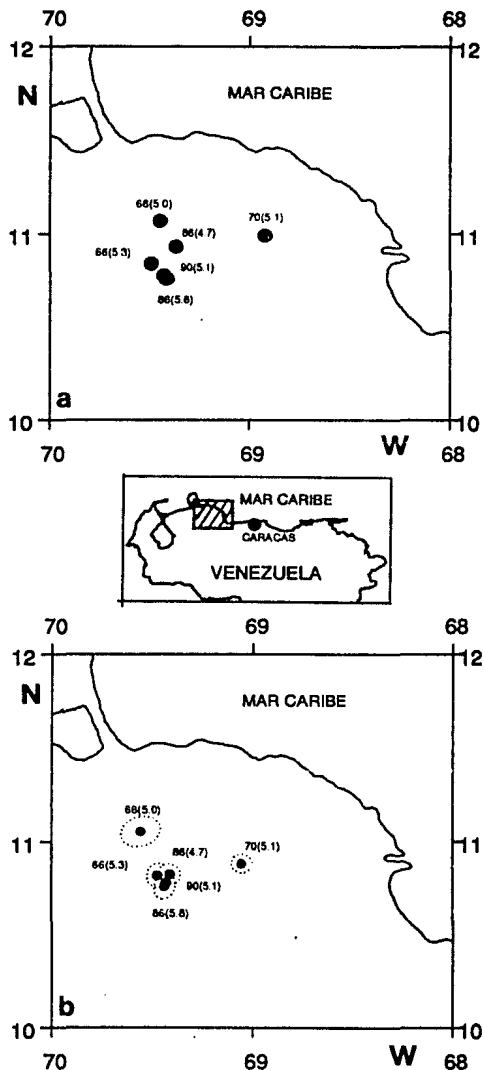


Fig. 14. a) Localizaciones epicentrales determinadas por el ISC-NEIC para algunos sismos  $m_b \geq 5.0$  ocurridos en los alrededores del sismo de Churuguara. Se incluye también una réplica de éste de magnitud  $m_b=4.7$ . b) Relocalización con el programa JHD89 (Dewey, 1971) de estos eventos con respecto al sismo de Churuguara. Las líneas punteadas definen las elipses de 90% de confianza de los epicentros calculados con el programa JHD89.

La solución del tensor de momento del centroide suministrada por HARVARD, indica un momento sísmico de  $1.8 \times 10^{17}$  Nm y el mecanismo focal que se muestra en la figura 15. En esta gráfica también se incluyen las polaridades de las ondas P identificadas en los sismogramas digitales y las presentadas en el boletín del ISC.

#### IV.2.2. Datos utilizados y estrategia de inversión.

Para la modelación de las ondas de volumen de este evento se utilizaron los sismogramas de período largo de las estaciones digitales de las redes mundiales. Estos datos se obtuvieron del disco compacto NEIC-Earthquake Digital Data, volumen 7. Las estaciones y fases utilizadas en la inversión se muestran en la Tabla 3.

TABLA 3. Estaciones sismológicas utilizadas en la inversión del sismo del 18-07-86 (Churuguara).

ESTACION	AZIMUT (grados)	$\Delta$ (grados)	FASES	INSTRUMENTO
KONO	31.0	75.2	P,SH	ASRO
GRFO	41.4	75.8	P,SH	SRO
BCAO	86.1	87.2	P	SRO
ZOBO	177.2	26.9	P	ASRO
ANMO	311.5	41.4	P,SH	SRO
LON	319.4	56.8	P,SH	DWSSN

$\Delta$  = distancia epicentral.

En la inversión de las ondas P y SH se tomaron como parámetros iniciales del evento los determinados por HARVARD, excepto la profundidad, para la cual se asignó un valor de 5 km. Se asumió un triángulo de 2 s de duración como fuente puntual inicial. La inversión se realizó inicialmente con solo las ondas P. Luego de conseguir una solución aceptable para estas ondas, se agregaron las ondas SH. Al principio de la modelación se fijó la profundidad del evento y posteriormente se dejaron libres todos los parámetros.

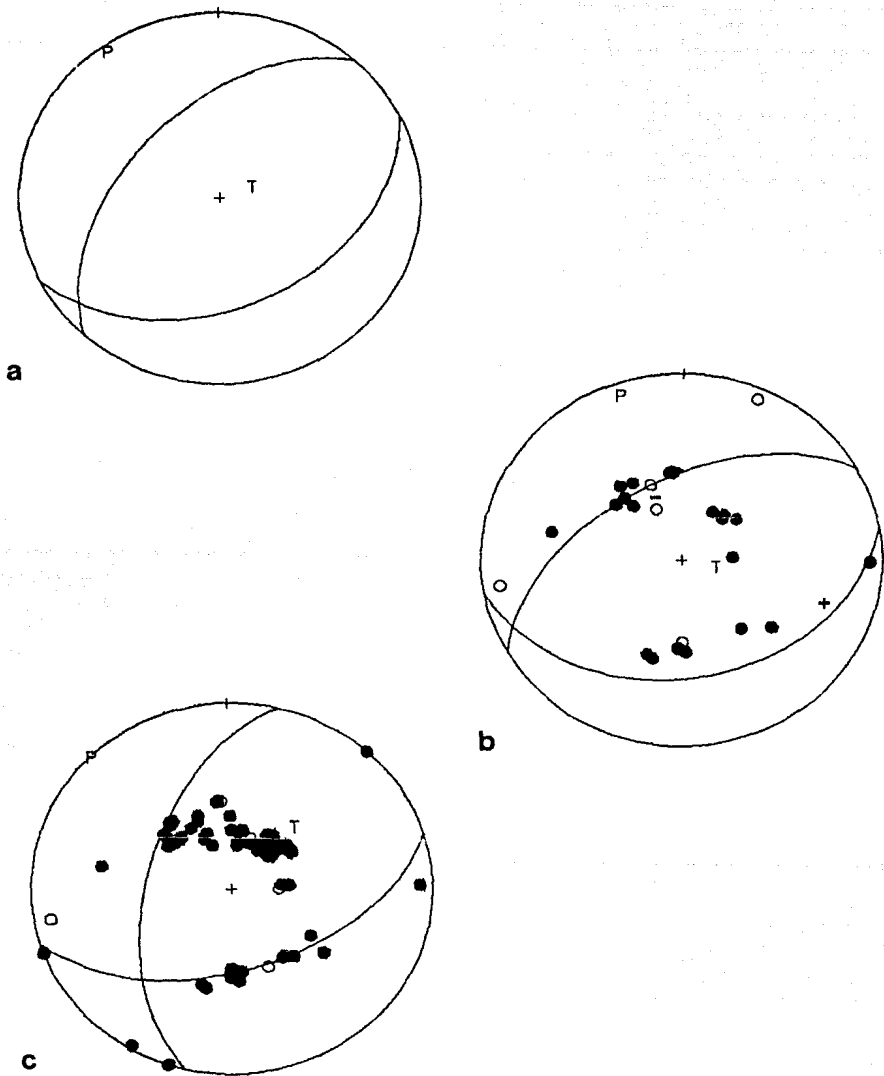


Fig. 15. Mecanismos focales determinados para el sismo de Churugua por (a) HARVARD, (b) utilizando las polaridades de las primeras llegadas de las ondas P identificadas en los sismogramas digitales de período largo y (c) usando las polaridades descritas en el boletín del ISC. P y T son los ejes de presión y tensión respectivamente.

### IV.2.3. Resultados de la inversión.

La calidad de los registros utilizados es buena, aun cuando la relación señal-ruido en algunas estaciones es baja. El mejor ajuste obtenido entre los sismogramas observado y sintético (Fig. 16), proporciona los parámetros focales que se indican en la Tabla 9.

La calidad del ajuste entre las formas de las ondas P y SH se puede considerar como bueno. En los registros observados de las ondas SH de las estaciones ANMO y LON, se nota una fase muy impulsiva a partir de unos 35 s después de la primera llegada de la onda SH. Esta señal posiblemente corresponde a una fase reflejada en el núcleo exterior (PcS).

El mecanismo focal resultante de la modelación corresponde a un tipo de fallamiento predominantemente compresivo, con una ligera componente de desplazamiento de rumbo. Este mecanismo focal y el momento sísmico obtenidos de la inversión, difieren muy poco de los mismos parámetros determinados por HARVARD (Fig. 16).

El valor del momento sísmico obtenido de la inversión ( $1.64 \times 10^{17}$  Nm) corresponde a una magnitud  $M_w=5.4$  para el sismo de Churuguara, la cual en este orden es igual a la magnitud  $M_S$  (Hanks y Kanamori, 1979). Este valor de la magnitud  $M_S$  es ligeramente mayor que los calculados por el ISC ( $M_S=5.0$ , en base a 12 observaciones) y por el NEIC ( $M_S=4.9$ ).

### IV.3. Sismo del 12-07-88 (Lago de Maracaibo).

#### IV.3.1 Generalidades.

Este sismo sucede dentro del Lago de Maracaibo, a unos 25 km al suroeste de la población de Lagunillas (Fig. 17). La información de intensidades recopilada por FUNVISIS, señala que este evento fue sentido en los Estados Zulia, Táchira, Mérida y Lara. Los parámetros focales de este sismo determinados por FUNVISIS y algunas agencias internacionales se indican en la Tabla 1.

En esa tabla se puede observar que el único parámetro que muestra cierta inconsistencia es la profundidad. Esta varía desde 12 km hasta 34 km. El valor de la profundidad determinado por la diferencia de tiempo de arribo pP-P (ISC) es de 22 km.

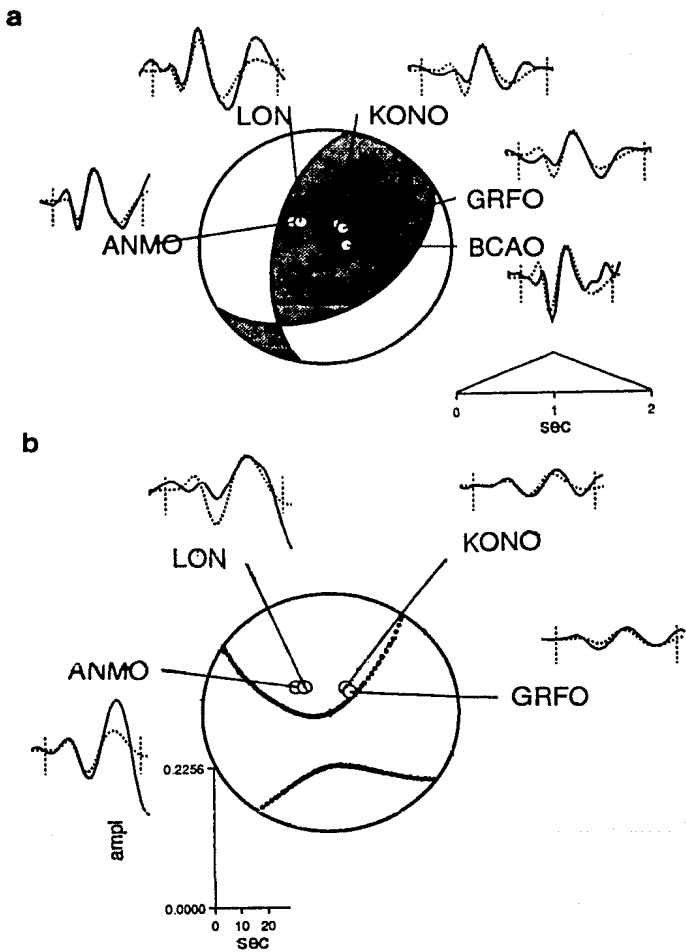


Fig. 16. Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Churugara. El mecanismo focal (a) corresponde al de las ondas P y el (b) al de las ondas SH. La simbología es la misma que la de la figura 12.



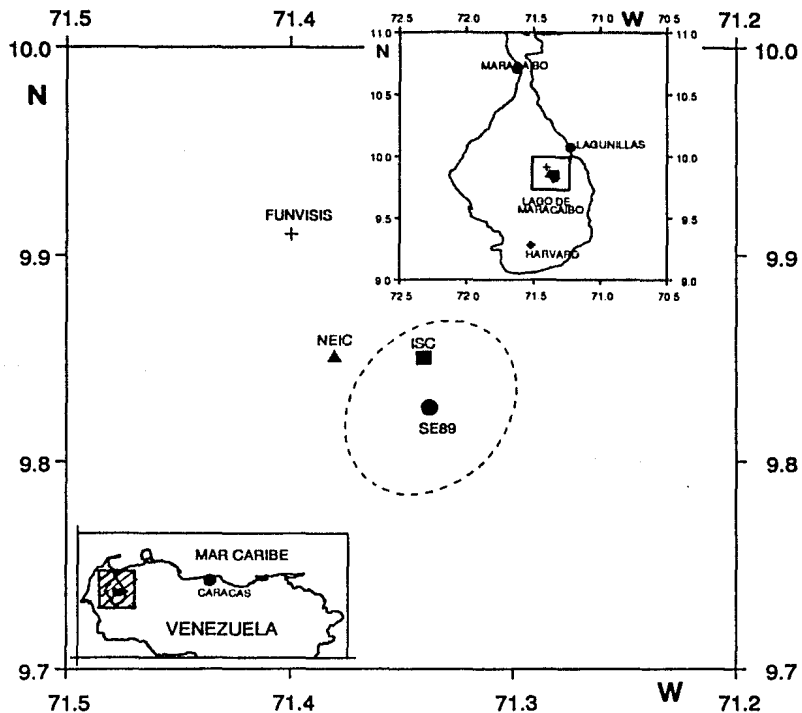


Fig. 17. Localizaciones epicentrales del sismo del Lago de Maracaibo determinadas por el ISC, NEIC, FUNVISIS y mediante el programa SE89 (Dewey, 1971). La línea punteada define la elipse de 90% de confianza del epicentro calculado con el programa SE89.

En la figura 17 se muestran las localizaciones epicentrales calculadas por las diferentes agencias y la determinada mediante el programa SE89 (Dewey, 1971), con la base de datos del boletín del ISC. El epicentro calculado mediante el programa SE89 se ubica a 2.6 km al sur, 5.6 km al sureste y 12.0 km al sureste, de los epicentros aportados por el ISC, NEIC y FUNVISIS, respectivamente. En base a esta información, se puede concluir que el epicentro del sismo del Lago de Maracaibo está bien restringido, ya que las localizaciones aportadas por las diferentes vfas se concentran en un radio menor a 12 km. Unicamente la solución reportada por HARVARD está a aproximadamente 66 km al sur. Estas diferencias sistemáticas en las localizaciones de HARVARD se deben probablemente a que son hechas con un número pequeño de estaciones.

La solución del tensor de momento del centroide indicada por HARVARD, señala un momento sísmico de  $7.8 \times 10^{16}$  Nm y el mecanismo focal que se muestra en la figura 18. En esta gráfica también se incluyen las polaridades reportadas por el ISC para estaciones cercanas, las leídas en los sismogramas digitales de período corto y las presentadas por FUNVISIS.

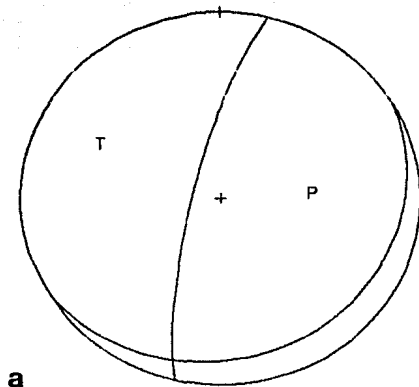
#### IV.3.2. Datos utilizados y estrategia de inversión.

En la inversión de las ondas de volumen de este evento se emplearon los sismogramas de período largo de las estaciones digitales de las redes mundiales. Las estaciones y fases utilizadas en la modelación se muestran en la Tabla 4.

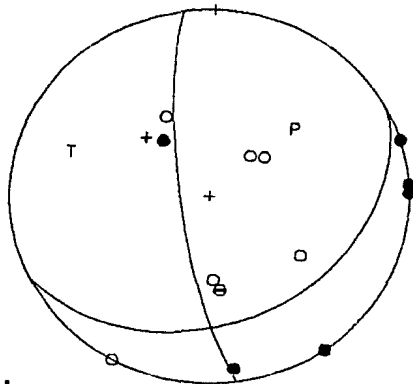
TABLA 4. Estaciones sismológicas utilizadas en la inversión del sismo del 12-07-88 (Lago de Maracaibo).

ESTACION	AZIMUT (grados)	$\Delta$ (grados)	FASES	INSTRUMENTO
KONO	31.0	77.0	SH	ASRO
GRFO	41.2	77.8	P,SH	SRO
ZOBO	173.0	26.1	P	ASRO
ANMO	313.5	40.6	P,SH	SRO
GAC	355.0	35.9	SH	SRO

$\Delta$  = distancia epicentral.



**a**



**b**

**Fig. 18.** Mecanismos focales determinados para el sismo del Lago de Maracaibo por (a) HARVARD y (b) utilizando las polaridades de las primeras llegadas de las ondas P identificadas en los sismogramas digitales de período corto, más las polaridades descritas en el boletín del ISC para las estaciones cercanas. P y T son los ejes de presión y tensión respectivamente.

Para la inversión de las ondas P y SH, se tomaron inicialmente como parámetros a priori del evento los determinados por HARVARD, excepto la profundidad, para la cual se asignó el valor determinado por la diferencia de tiempo de arribo pP-P (22 km). Se asumió un triángulo de 1 s de duración como fuente puntual inicial. Luego, considerando que la solución no era satisfactoria, se cambió el mecanismo focal de partida por el obtenido con las polaridades identificadas en los registros digitales de período corto, estaciones locales y algunas polaridades extraídas del boletín del ISC. Con estos nuevos parámetros, la inversión empezó a aportar mejores resultados. En ambas oportunidades descritas anteriormente, la inversión se realizó en forma conjunta con las ondas P y SH. Al principio de la modelación se fijó la profundidad del evento y luego se dejaron libres todos los parámetros.

#### IV.3.3. Resultados de la inversión

La calidad de los resultados obtenidos de la inversión puede considerarse como regular, ya que solamente se dispuso de siete registros: tres ondas P, incluyendo ZOBO a una distancia epicentral de 26.1°, y cuatro ondas SH. Además, la relación señal-ruido en todos ellos es muy baja debido primordialmente a la magnitud del evento. El mejor ajuste conseguido entre los sismogramas observado y sintético (Fig. 19), arroja los parámetros focales que se muestran en la Tabla 9.

La profundidad final del evento obtenida de la modelación (18.62 km), corresponde mejor con la profundidad establecida por la diferencia de tiempo de arribo pP-P (22 km). Todas las pruebas realizadas partiendo de una profundidad mayor no mostraron resultados coherentes.

El mecanismo focal suministrado por la inversión corresponde a un fallamiento predominantemente tensional, con una pequeña componente de deslizamiento a lo largo del rumbo. La diferencia existente entre este mecanismo y el determinado por HARVARD radica principalmente en la variación del azimut y buzamiento de los planos nodales, ya que el carácter tensional del fallamiento se mantiene.

El valor del momento sísmico obtenido de la inversión ( $2.99 \times 10^{16}$  Nm) es inferior al aportado por HARVARD ( $7.8 \times 10^{16}$  Nm). Esto pudiere tener su explicación en que se logró modelar solo cerca de 40-45 s y es evidente en los sismogramas observados que todavía continua el tren de ondas después del intervalo considerado.

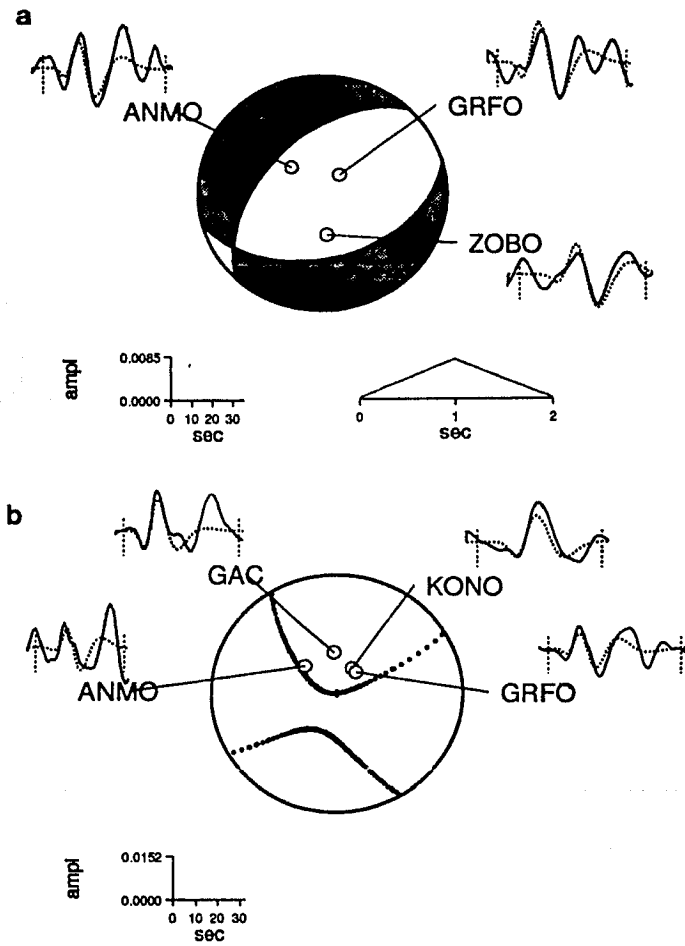


Fig. 19. Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo del Lago de Maracaibo. El mecanismo focal (a) corresponde al de las ondas P y el (b) al de las ondas SH. La simbología es la misma que la de la figura 12.

El momento sísmico resultante de la inversión corresponde a una magnitud  $M_w=4.9$  para el sismo del Lago de Maracaibo, la cual en este orden es igual a la magnitud  $M_S$  (Hanks y Kanamori, 1979). El valor de la magnitud  $M_S$  obtenida del momento sísmico, es mayor que los calculados por el ISC ( $M_S=4.4$ , en base a 2 observaciones) y por el NEIC ( $M_S=4.4$ ). Si se toma el valor del momento sísmico suministrado por HARVARD, la magnitud  $M_S$  de este sismo es de 5.2.

#### **IV.4. Sismo del 30-04-89 (Boca del Tucuyo): Ejemplo de un evento complejo.**

##### **IV.4.1 Generalidades.**

Este sismo ocurrió muy cerca de la población de Boca del Tucuyo, Estado Falcón (Fig. 20), en una zona donde la actividad sísmica es baja. Esta sismicidad empezó a manifestarse desde el día 26 de abril de 1989 hasta finales del mes de junio del mismo año. Durante ese lapso, la estación de Morrocoy (MORO) ubicada a una distancia aproximada de 20 km de la región epicentral, registró cerca de 2000 eventos. Unicamente 63 de ellos pudieron ser localizados (FUNVISIS, 1989).

Los parámetros focales de este sismo determinados por FUNVISIS y algunas agencias internacionales se muestran en la Tabla 1. En vista de las diferencias observadas en las localizaciones epicentrales calculadas por las diferentes agencias, se relocalizó el epicentro del sismo de Boca del Tucuyo con la estructura de datos del NEIC y el programa SE89 (Dewey, 1971) (Fig. 20). Los epicentros calculados por el ISC y el NEIC se ubican tierra adentro, muy cerca de las poblaciones que sufrieron más daños, mientras que los demás epicentros se localizan bajo el mar. De estos últimos, la localización determinada mediante el programa SE89 es la que está situada más cerca de la zona costera.

Se relocalizaron con el programa JHD89 (Dewey, 1971) un evento precursor y las réplicas más importantes, utilizando como evento de calibración el epicentro del sismo de Boca del Tucuyo determinado por el NEIC (Figs. 21 y 22). De este análisis se observa que todos los eventos tienden a acercarse hacia el sismo principal, delimitando la longitud posible de la zona de ruptura. Las réplicas menores ( $m_b=4.6$ ) reportan un menor número de fases en el boletín del NEIC, por lo que el tamaño de la elipse de 90% de confianza es mayor (Fig. 22).

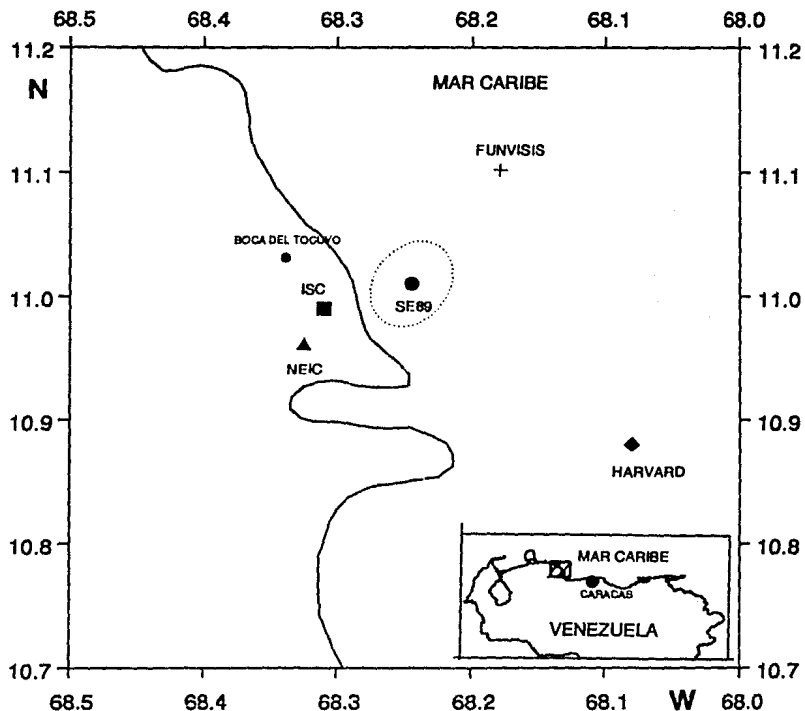


Fig. 20. Localizaciones epicentrales del sismo de Boca del Tucuyo determinadas por el ISC, NEIC, FUNVISIS y mediante el programa SE89 (Dewey, 1971). La línea punteada define la elipse de 90% de confianza del epicentro calculado con el programa SE89.

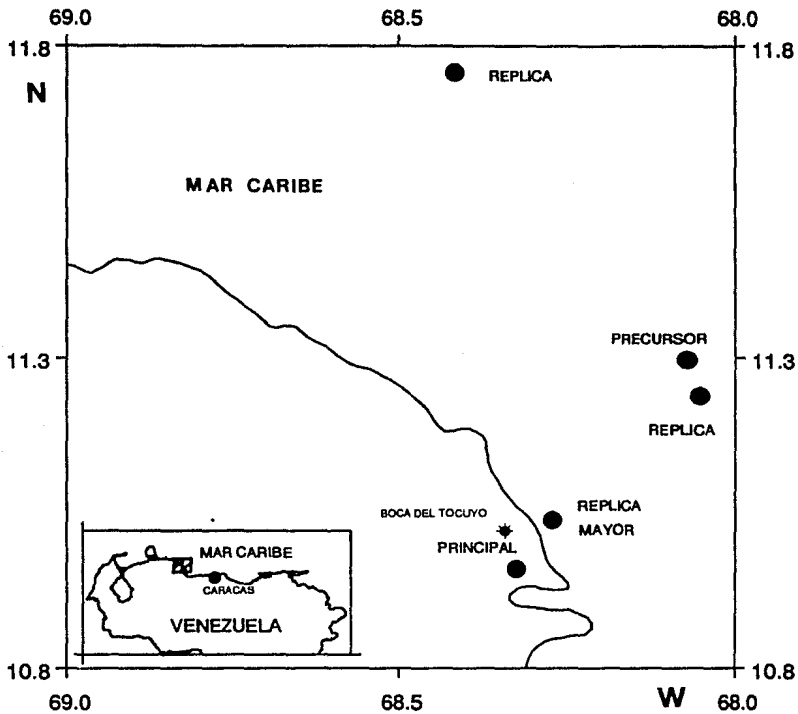


Fig. 21. Localizaciones epicentrales determinadas por el NEIC para el sismo de Boca del Tucuyo, un precursor y las tres réplicas mayores:



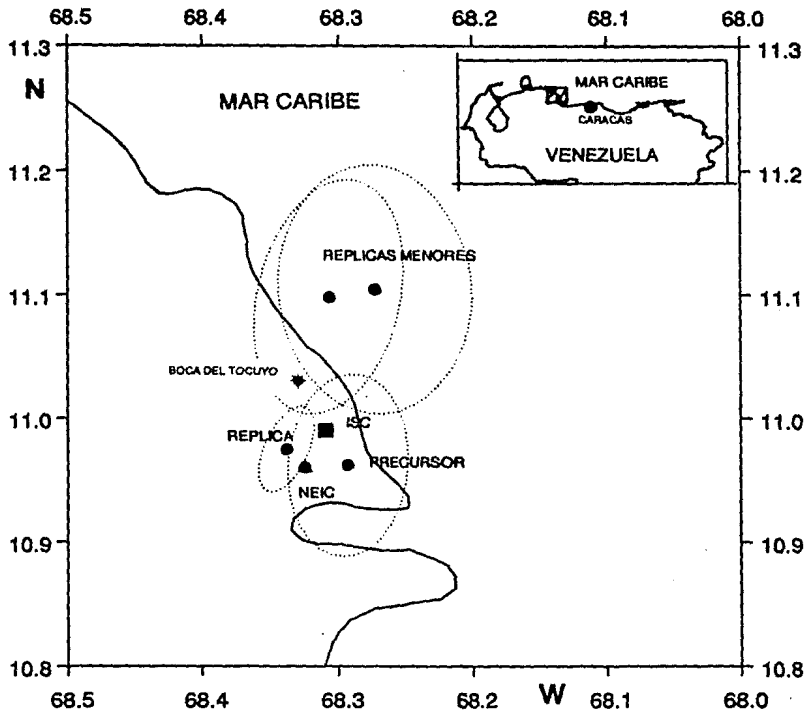


Fig. 22. Relocalización con el programa JHD89 (Dewey, 1971) de un precursor y las tres réplicas mayores con respecto al sismo de Boca del Tocuyo. Las líneas punteadas definen las elipses de 90% de confianza de los epicentros calculados con el programa JHD89. También se incluye la localización epicentral dada por el ISC para el sismo principal.

La información de intensidades recopilada y procesada por FUNVISIS, señala que este evento fue sentido en los Estados Falcón, Carabobo, Lara, Aragua, Zulia, Yaracuy y Miranda, y en el Dto. Federal. La distribución de intensidades basada en unas 200 encuestas se muestra en la figura 23. La intensidad máxima fue de VII y corresponde a las poblaciones de Boca de Mangle, Boca del Tocuyo, Chichiriviche, San Juan de los Cayos y Tocuyo de la Costa. Sin embargo, por haber ocurrido licuefacción en algunos lugares puntuales, Malaver (1990) asignó a estos una intensidad de IX (MMI).

Entre las demostraciones superficiales de licuación se destacan líneas de eyección de arenas, fracturas en el terreno y conos aislados. Las mejores evidencias de licuación se concentraron en Boca del Tocuyo, dentro de una unidad sedimentaria fluvio-deltaica reciente en la que abundan arenas y limos sueltos. En esa población, la cantidad de agua expulsada por los conos de arena anegó el área afectada con una capa de agua de 10 a 15 cm de espesor (De Santis y otros, 1990).

Las aceleraciones esperadas en el terreno, estimadas con base en correlaciones empíricas y a partir de evidencias observadas en sitio, están en el rango entre 0.25 g y 0.30 g (De Santis y otros, 1990). Malaver (1990) estimó una máxima aceleración media de 0.38 g para los lugares cercanos al área epicentral donde ocurrió licuefacción y de 0.09 g para las otras zonas donde no se presentó este fenómeno.

En lo que se refiere a la sismicidad histórica local, no hay información sobre la posible ocurrencia de un sismo en esta zona. La sismicidad instrumental  $M \geq 4.0$  recopilada del disco compacto NEIC: Global Hypocenter Data Base versión 1.0 para el período 1904-1988, muestra un vacío de sismicidad en esta región de Falcón Oriental (Fig. 24).

#### IV.4.2. Datos utilizados y estrategia de inversión.

En la inversión de las ondas de volumen de este evento se utilizaron los sismogramas de período largo de las estaciones digitales de las redes mundiales. Las estaciones y fases utilizadas en la modelación se muestran en la Tabla 5.

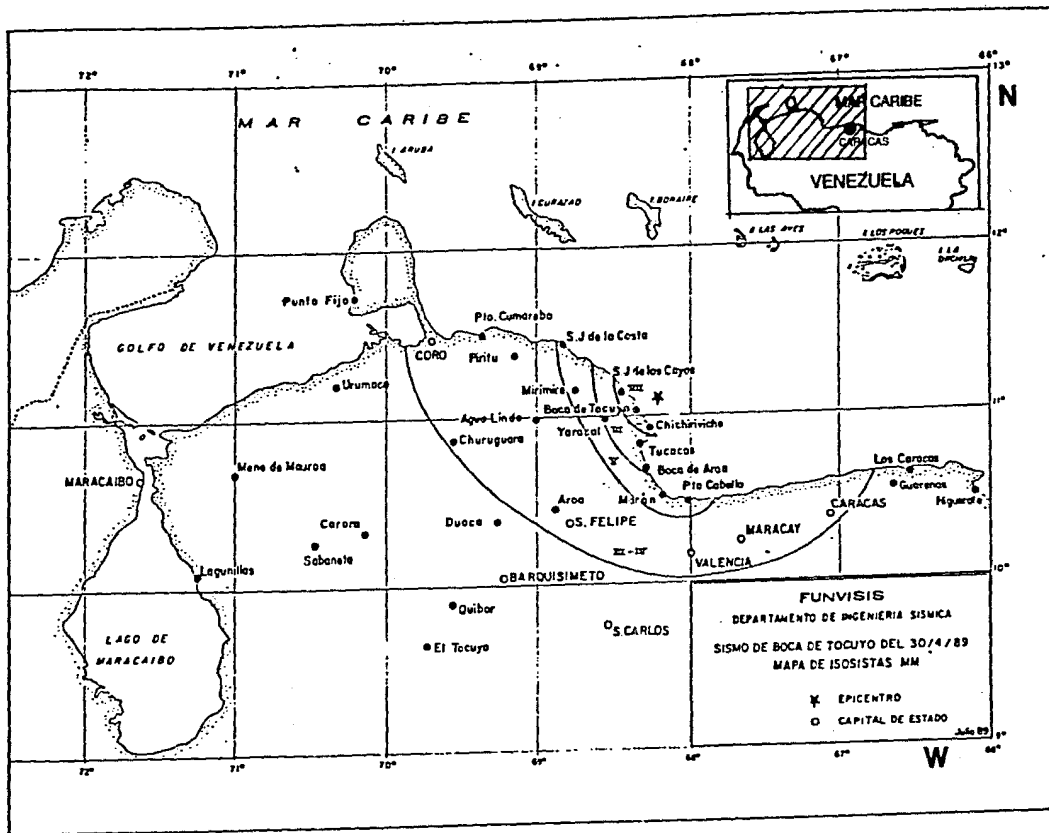


Fig. 23. Información de intensidades (isosistas) recopilada y procesada por FUNVISIS para el sismo de Boca del Tucuyo (tomada del Boletín Sismológico de Venezuela, Vol. 6, No. 2, 1989).

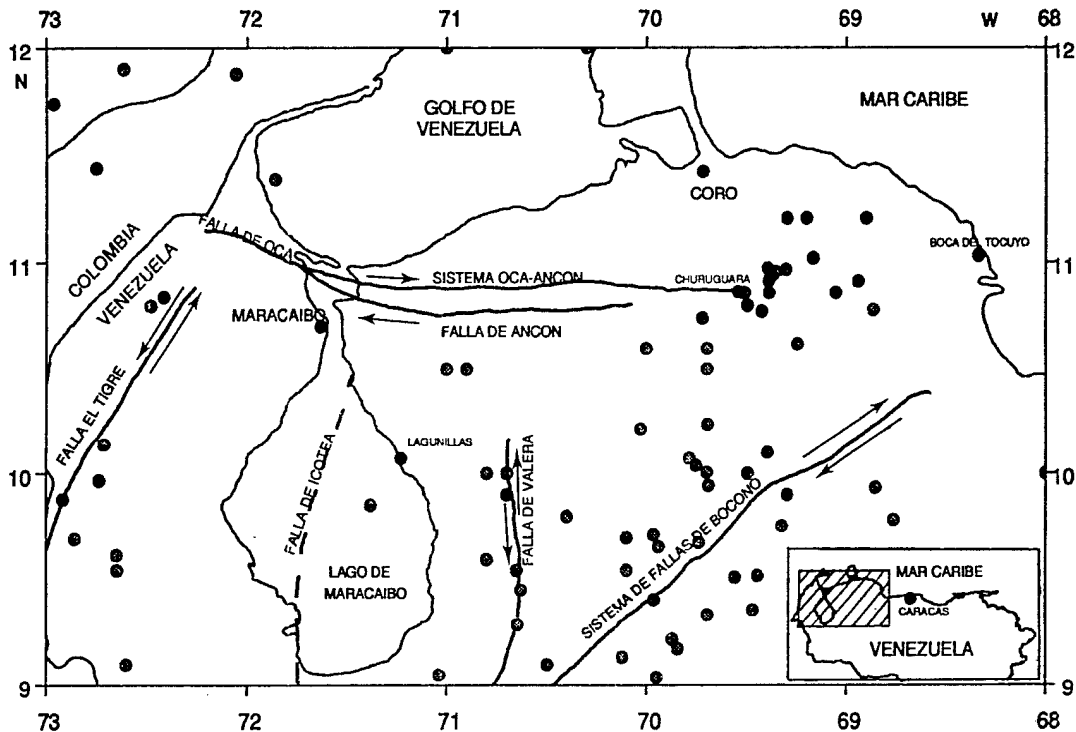


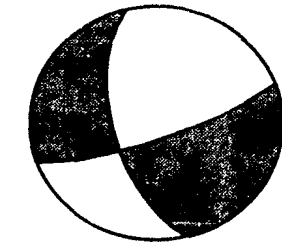
Fig. 24. Sismicidad ( $M \geq 4.0$ ) ocurrida en el noroccidente de Venezuela para el período 1904-1988. Información extraída del disco compacto Global Hypocenter Data Base versión 1.0, tomando los catálogos GUTE (Gutenberg y Richter: 1904-1952), ISS (International Seismological Summaries: 1913-1963) y HDS (NEIS Preliminary Determination of Epicenters: 1928-1988). Los círculos negros indican poblaciones de referencia. Los sismos se señalan con círculos hachurados.

TABLA 5. Estaciones sismológicas utilizadas en la inversión del sismo del 30-04-89 (Boca del Tocuyo).

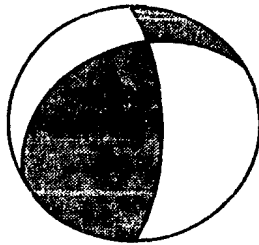
ESTACION	AZIMUT (grados)	$\Delta$ (grados)	FASES	INSTRUMENTO
KEV	20.5	81.7	P,SH	DWWSSN
KONO	31.0	74.5	P,SH	ASRO
GRFO	41.4	75.0	P,SH	SRO
TOL	50.9	63.3	P,SH	DWWSSN
BCAO	86.3	86.1	SH	SRO
ANMO	310.8	42.1	SH	SRO
LON	319.0	57.4	P,SH	DWWSSN
COL	334.4	75.7	P	DWWSSN
SCP	345.8	30.9	P,SH	DWWSSN
GAC	351.3	35.2	P,SH	SRO

$\Delta$  = distancia epicentral.

Las formas de ondas del sismo de Boca del Tocuyo indican que se trata de un evento complejo múltiple. Los trenes de ondas de volumen tienen una duración de aproximadamente 70 s, mucho más que la duración que tendría un evento sencillo de tal magnitud. Aprovechando la experiencia obtenida por Suárez y Nábelek (1990), se siguió una estrategia de inversión similar a la adoptada por ellos para el sismo de Caracas de 1967. Primeramente, el sismo de Boca del Tocuyo se supuso que era una fuente puntual simple, con una función de tiempo de la fuente de muy larga duración. Se tomaron como parámetros focales iniciales del evento los determinados por HARVARD (Tabla 6), excepto la profundidad, para la cual se fijó el valor determinado por el ISC (20 km). Se decidió iniciar la inversión con el mecanismo focal determinado por HARVARD (CMT) en vez del establecido por el NEIC mediante la Solución del Tensor de Momento (MTS), ya que ese justificaba mejor las polaridades observadas en los sismogramas digitales (Fig. 25).



**a**



**b**

**Fig. 25. Mecanismos focales determinados por (a) HARVARD y (b) NEIC para el sismo de Boca del Tocuyo. Los cuadrantes sombreados en los mecanismos focales indican arribos compresionales.**

**TABLA 6. Mecanismos focales CMT y MTS  
para el sismo de Boca del Tocuyo.**

<b>AGENCIA</b>	<b>PLANOS NODALES</b>	<b>AZIMUT (grados)</b>	<b>BUZAMIENTO (grados)</b>	<b>ANG. DESLIZ. (grados)</b>
<b>HARVARD</b>	<b>NP1</b>	<b>166</b>	<b>62</b>	<b>-168</b>
<b>(CMT)</b>	<b>NP2</b>	<b>70</b>	<b>79</b>	<b>-29</b>
<b>NEIC</b>	<b>NP1</b>	<b>242</b>	<b>36</b>	<b>147</b>
<b>(MTS)</b>	<b>NP2</b>	<b>359</b>	<b>71</b>	<b>58</b>

La solución obtenida de esta inversión presenta un mecanismo promedio con un azimut de 167.7°, un buzamiento de 66.2° y un ángulo de deslizamiento de -174.4°. Además, muestra que la ruptura está compuesta por tres subeventos (Fig. 26a). El modelo final se obtuvo considerando tres fuentes puntuales separadas en tiempo, con todos los parámetros libres y permitiendo que la inversión iterara a la solución con el mejor ajuste. En las figuras 26b, 26c, 26d y 26e, se muestran sucesivamente los resultados de la inversión con los parámetros libres de cada subevento, analizado en forma independiente.

Después de finalizar la modelación utilizando como mecanismo focal a priori el determinado por HARVARD, se realizaron varias pruebas partiendo con el mecanismo focal obtenido por el NEIC (MTS). Los resultados aportados no fueron satisfactorios, ya que el ajuste entre los sismogramas no era bueno y presentaban diferencias muy grandes entre los tiempos teórico, observado y sintético.

#### IV.4.3. Directividad de la fuente.

En una comparación visual de las formas de ondas, no se observa ningún indicio de directividad de la fuente. En el inciso anterior se menciona que el modelo final se obtuvo mediante la inversión de tres subeventos separados en tiempo. Con el propósito de identificar una posible dirección de ruptura del sismo de Boca del Tocuyo, se realizaron diferentes inversiones haciendo variar azimutalmente la posición y tiempo de origen de los subeventos 2 y

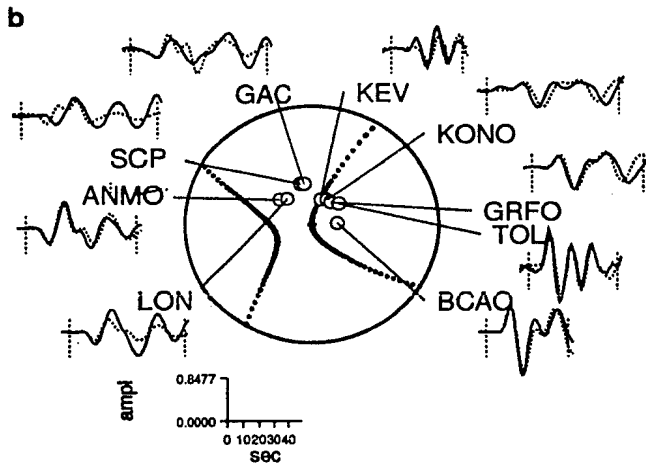
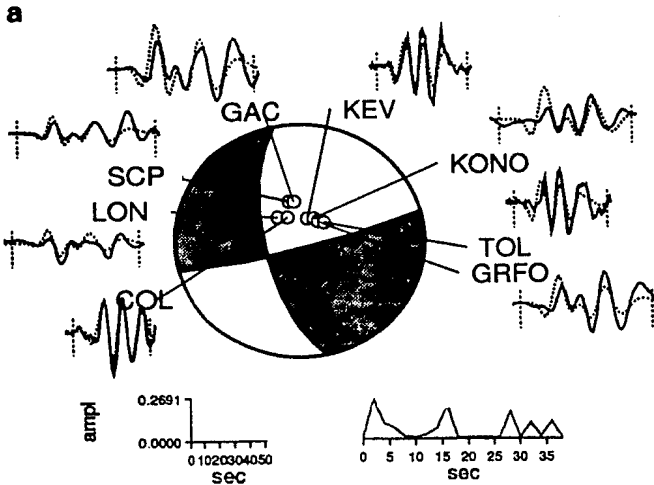


Fig. 26a. Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando una fuente puntual con una función de tiempo de la fuente de muy larga duración. El mecanismo focal (a) corresponde al de las ondas P y el (b) al de las ondas SH. La simbología es la misma que la de la figura 12.



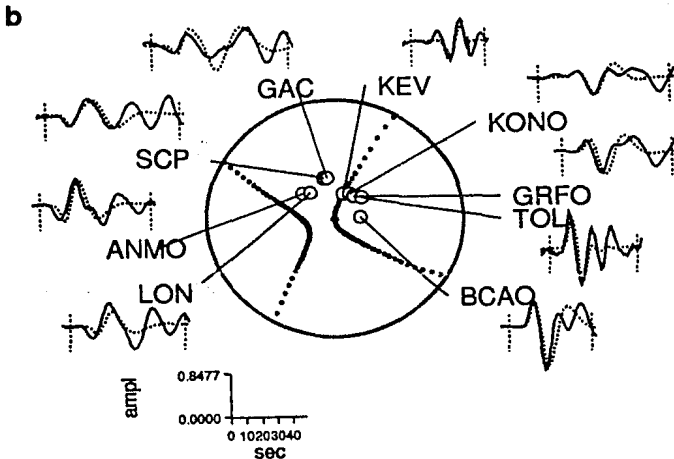
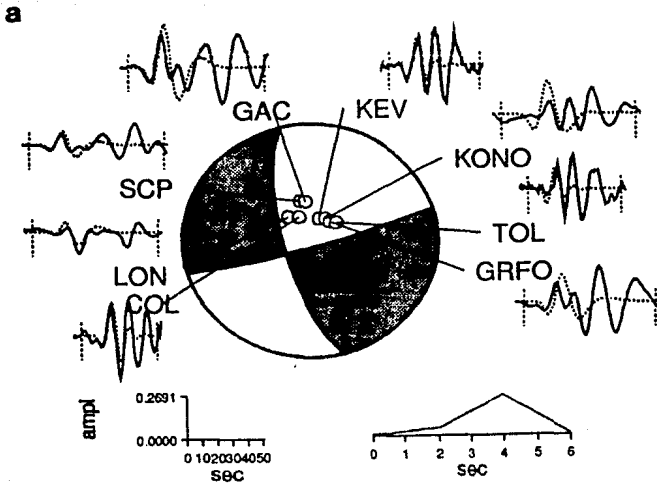


Fig. 26b. Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Boca del Tucuyo, utilizando una sola fuente puntual (un subevento). El mecanismo focal (a) corresponde al de las ondas P y el (b) al de las ondas SH. La simbología es la misma que la de la figura 12.

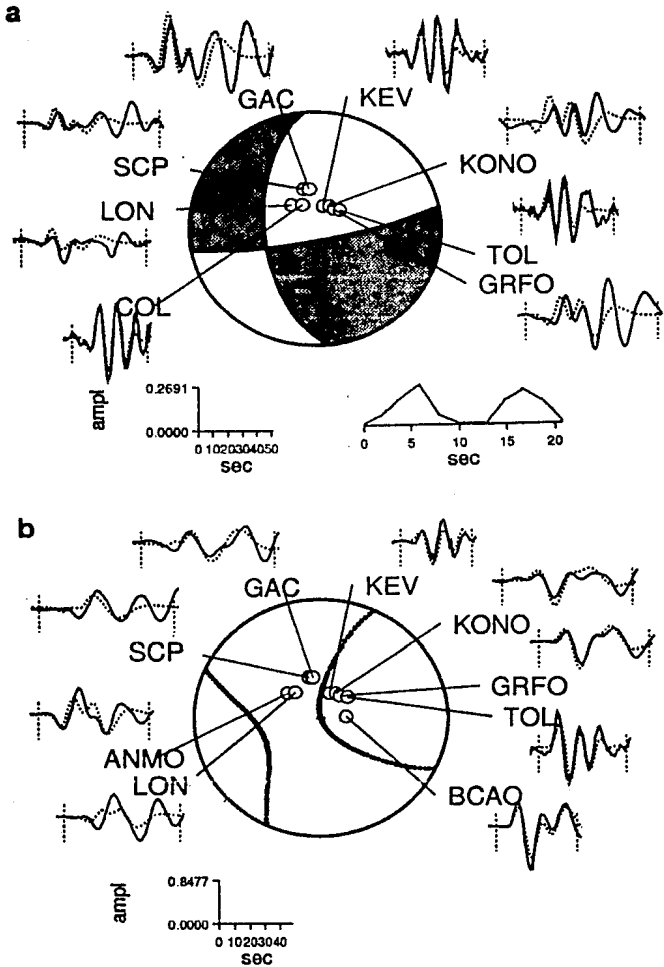


Fig. 26c. Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Boca del Tucuyo, utilizando dos fuentes puntuales (dos subeventos). El mecanismo focal (a) corresponde al de las ondas P y el (b) al de las ondas SH. La simbología es la misma que la de la figura 12.

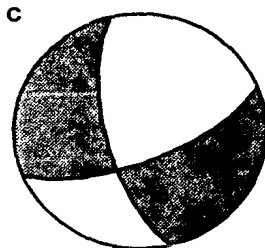
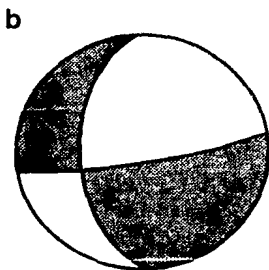
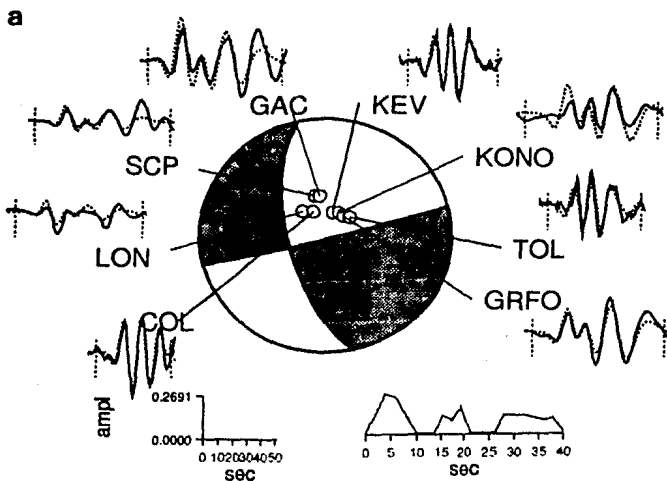


Fig. 26d. Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando tres fuentes puntuales (tres subeventos). Se muestran los mecanismos focales de las ondas P de los tres subeventos (a,b,c). La simbología es la misma que la de la figura 12.

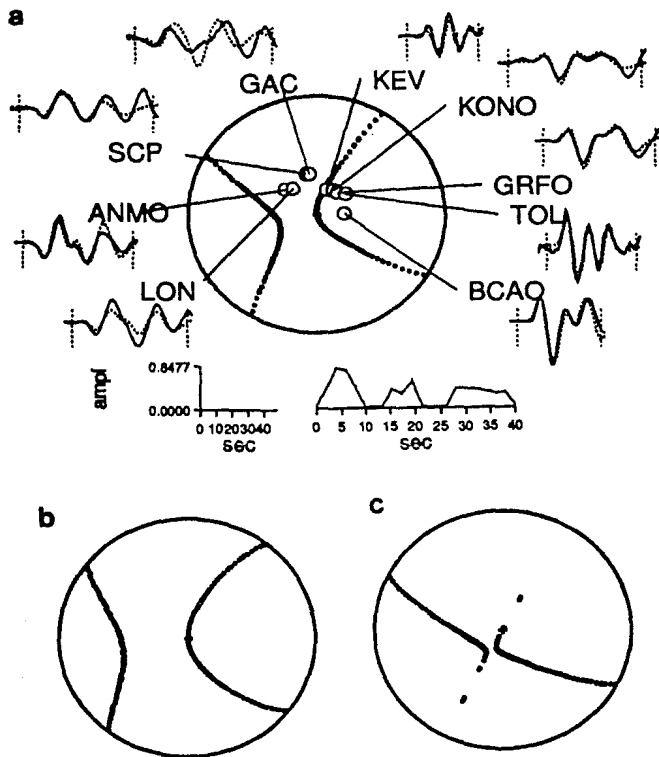


Fig. 26e. Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH del sismo de Boca del Tucuyo, utilizando tres fuentes puntuales (tres subeventos). Se muestran los mecanismos focales de las ondas SH de los tres subeventos (a,b,c). La simbología es la misma que la de la figura 12.

3, con respecto al primero. Los resultados obtenidos no muestran una dirección de convergencia preferencial de alineamiento de los subeventos.

Esto posiblemente se puede explicar si tomamos en cuenta la magnitud del sismo. Si suponemos un momento sísmico para el sismo de Boca del Tucuyo de  $2.5 \times 10^{18}$  Nm y una caída de esfuerzo de 30 bares, las relaciones establecidas por Singh et al. (1980) nos dan una longitud de falla de aproximadamente 8 km. A menos que los subeventos del sismo de Boca del Tucuyo hubiesen ocurrido muy separados en tiempo y espacio, los sismogramas de período largo a distancias telesísmicas no presentan suficiente resolución para identificar la dirección de ruptura de una falla de esas dimensiones.

Por otro lado, la relocalización con el programa JHD89 (Dewey, 1971) de un evento precursor y las réplicas de mayor magnitud con respecto al sismo principal, conllevan a la determinación de un área de ruptura relativamente pequeña (Fig. 22).

#### IV.4.4. Resultados de la inversión.

La calidad de los sismogramas utilizados en la modelación del sismo de Boca del Tucuyo puede considerarse de buena a excelente, con una relación señal-ruido aceptable en la mayoría de ellos. El único aspecto que pudiese considerarse como negativo en este estudio, se refiere a la falta de cobertura azimutal de las estaciones sismológicas, ya que todas ellas están situadas en la parte norte de la localización epicentral.

El ajuste final entre las formas de las ondas P y SH es muy bueno, a pesar de la complejidad del sismo. El modelo final muestra que la radiación sísmica está dominada por tres subeventos (Tabla 9), de los cuales, los dos últimos se generaron aproximadamente 13.6 s y 26.3 s después del primer subevento. La inversión final permitió determinar para cada subevento el momento sísmico, el mecanismo focal, la profundidad, la función de tiempo de la fuente y el tiempo de disparo con respecto al primer subevento (Tabla 9).

Tal como se observa en dicha tabla, las profundidades finales de los tres subeventos varían aproximadamente desde 14.3 km hasta 18.5 km. Estos valores están incluidos en el rango de profundidades determinadas por FUNVISIS (11 km) y el ISC y el NEIC (20 km).

Los mecanismos focales de los tres subeventos obtenidos de la inversión, muestran un fallamiento predominantemente transcurrente, con una pequeña componente vertical. Estos

mecanismos focales concuerdan con el mecanismo focal determinado por HARVARD, pero no así con el del NEIC. Este último corresponde con un fallamiento predominantemente compresivo, con una pequeña componente de deslizamiento a lo largo del rumbo.

El momento sísmico total resultante de la inversión de los tres subeventos ( $2.55 \times 10^{18}$  Nm), corresponde a una magnitud  $M_w=6.2$  para el sismo de Boca del Tocuyo, la cual en este orden es igual a la magnitud  $M_S$  (Hanks y Kanamori, 1979). El valor de la magnitud  $M_S$  calculada con el momento sísmico, es mayor que los obtenidos por el ISC ( $M_S=6.0$ , en base a 40 observaciones) y por el NEIC ( $M_S=6.0$ ). Si se toman los valores del momento sísmico suministrado por HARVARD y el NEIC, la magnitud  $M_S$  de este sismo es de 5.9 en ambos casos.

#### IV.5. Sismo del 04-05-89 (Boca del Tocuyo-Réplica).

##### IV.5.1 Generalidades.

Este evento constituye la réplica de mayor magnitud (ISC:  $m_b=5.4$ ) del sismo de Boca del Tocuyo, descrito anteriormente. Ocurre a unos dos kilómetros al noroeste del sismo principal, de acuerdo con las localizaciones relativas obtenidas mediante el programa JHD89 (Dewey, 1971) (Fig. 22). Los parámetros focales de este sismo determinados por FUNVISIS y algunas agencias internacionales se muestran en la Tabla 1.

En vista de las diferencias existentes en las localizaciones epicentrales determinadas por las diferentes agencias, se relocalizó este sismo con el programa SE89 (Dewey, 1971) y la estructura de datos del NEIC (Fig. 27). Todos los epicentros calculados están situados en el mar, excepto el establecido por HARVARD el cual está en tierra y muy lejos del área donde se presentaron las mayores manifestaciones del sismo.

La información de intensidades recopilada por FUNVISIS indica que esta réplica se sintió en los Estados Falcón, Aragua, Carabobo, Lara, Guárico, Miranda y Distrito Federal. Esta réplica también indujo licuación de suelos en las poblaciones mencionadas en la descripción del sismo principal, pero en un menor grado.

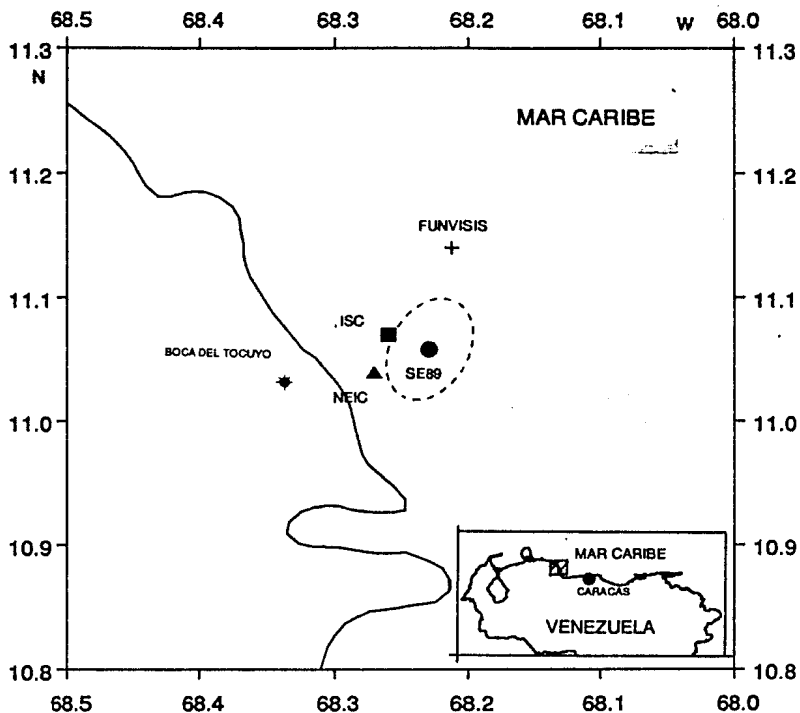


Fig. 27. Localizaciones epicentrales de la réplica del sismo de Boca del Tocuyo determinadas por el ISC, NEIC, FUNVISIS y mediante el programa SE89 (Dewey, 1971). La línea punteada define la elipse de 90% de confianza del epicentro calculado con el programa SE89.

#### IV.5.2. Datos utilizados y estrategia de inversión.

Para la inversión de las ondas de volumen de este evento se usaron los sismogramas de período largo de las estaciones digitales de las redes mundiales. Las estaciones y fases utilizadas en la modelación se muestran en la Tabla 7.

TABLA 7. Estaciones sismológicas utilizadas en la inversión del sismo del 04-05-89 (Réplica de Boca del Tucuyo).

ESTACION	AZIMUT (grados)	$\Delta$ (grados)	FASES	INSTRUMENTO
KONO	31.0	74.4	SH	ASRO
GRFO	41.4	74.9	SH	SRO
BCAO	86.3	86.0	SH	SRO
ZOBO	179.7	27.1	P	ASRO
ANMO	310.7	42.1	SH	SRO
LON	319.0	57.4	SH	DWSSN
SCP	345.7	30.8	P	DWSSN
GAC	351.3	35.2	P,SH	SRO

$\Delta$  = distancia epicentral.

Las formas de ondas de este evento, al igual que las del sismo principal, muestran las características de un evento complejo múltiple. Los trenes de ondas de volumen tienen una duración de aproximadamente 80 s, mucho más que la duración que tendría un sismo sencillo de esta magnitud. Al inicio de la inversión, se siguió una estrategia similar a la del evento de Boca del Tucuyo, pero con la desventaja que por la magnitud del evento, se disponía de menos registros de ondas P y SH y con una calidad inferior que las del sismo principal. Primero, se supuso que este evento era una fuente puntual simple, con una función de tiempo de la fuente larga. Se tomaron como parámetros iniciales del sismo los determinados por HARVARD (Tabla 8), excepto la profundidad, para la cual se fijó el valor determinado por el ISC (10 km).



**TABLA 8. Mecanismo focal determinado por HARVARD  
para la réplica del sismo de Boca del Tocuayo.**

<b>PLANOS NODALES</b>	<b>AZIMUT (grados)</b>	<b>BUZAMIENTO (grados)</b>	<b>ANG. DESLIZ. (grados)</b>
NP1	145.0	51.0	-174.0
NP2	51.0	85.0	-39.0

La solución obtenida de esta inversión presenta un mecanismo promedio con un azimut de 141.3°, un buzamiento de 69.4° y un ángulo de deslizamiento de -153.4°. Además, muestra que la ruptura está compuesta por dos subeventos (Fig. 28a). El modelo final se obtuvo considerando dos fuentes puntuales separadas en tiempo, con todos los parámetros libres y permitiendo que la inversión iterara a la solución con el mejor ajuste. En las figuras 28b, 28c y 28d, se muestran sucesivamente los resultados de la inversión con los parámetros libres de cada subevento, analizado en forma independiente.

#### IV.5.3. Resultados de la inversión.

La calidad de los sismogramas utilizados en la modelación de la réplica del sismo de Boca del Tocuayo puede considerarse buena. Sin embargo, debido a la magnitud del evento (ISC:  $m_b=5.4$ ), pocas estaciones lograron registrarlo con una relación señal-ruido aceptable. Además, no existe una buena cobertura azimutal.

El ajuste final entre las formas de las ondas P y SH es bueno, a pesar de la complejidad del sismo. El modelo final muestra que la radiación sísmica está dominada por dos subeventos (Tabla 9), los cuales se produjeron con una separación en tiempo de aproximadamente 27 s. La inversión final permitió determinar para cada subevento el momento sísmico, el mecanismo focal, la profundidad, la función de tiempo de la fuente y el tiempo de disparo con respecto al primer subevento (Tabla 9).

Las profundidades finales de los subeventos están en el mismo orden de las profundidades establecidas por la diferencia de tiempo de arribo pP-P (ISC: 11 km),

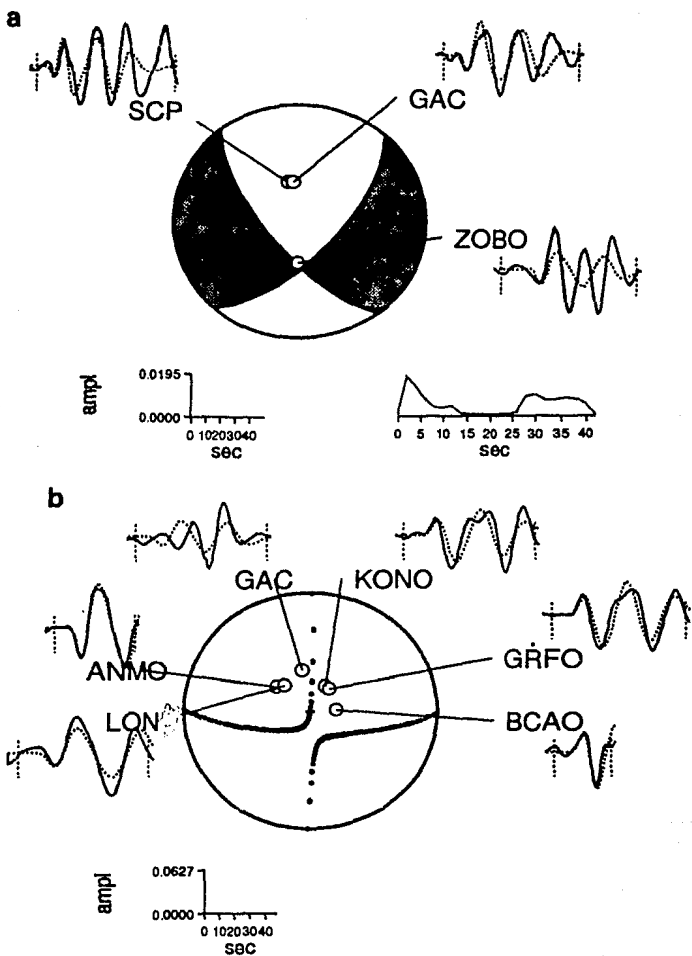


Fig. 28a. Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH de la réplica del sismo de Boca del Tocuyo, usando una fuente puntual con una función de tiempo de la fuente de muy larga duración. El mecanismo focal (a) corresponde al de las ondas P y el (b) al de las ondas SH. La simbología es la misma que la de la figura 12.

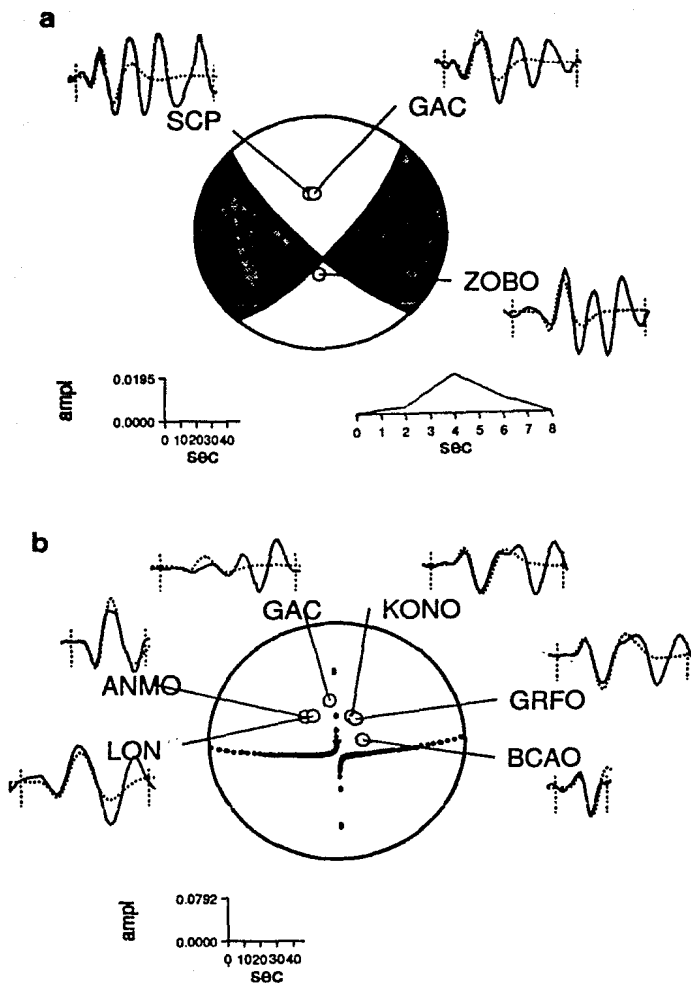
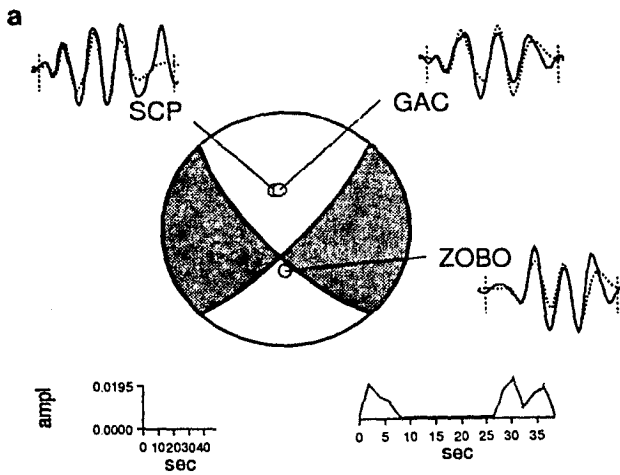


Fig. 28b. Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH de la réplica del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando una sola fuente puntual (un subevento). El mecanismo focal (a) corresponde al de las ondas P y el (b) al de las ondas SH. La simbología es la misma que la de la figura 12.



**b**

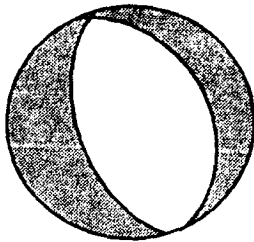


Fig. 28c. Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH de la réplica del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando dos fuentes puntuales (dos subeventos). Se muestran los mecanismos focales de las ondas P de los dos subeventos (a,b). La simbología es la misma que la de la figura 12.

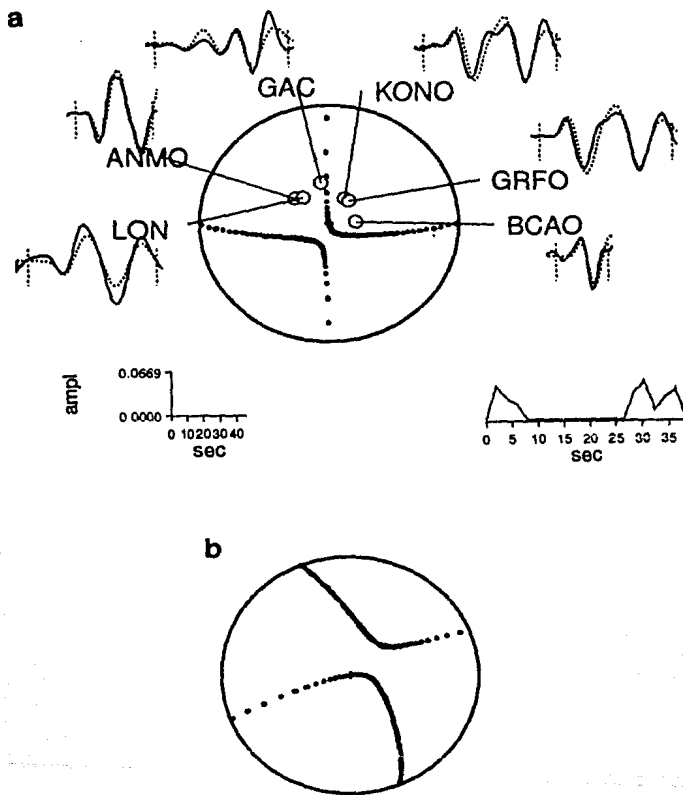


Fig. 28d. Resultados obtenidos de la inversión de las ondas P y SH de la réplica del sismo de Boca del Tocuyo, utilizando dos fuentes puntuales (dos subeventos). Se muestran los mecanismos focales de las ondas SH de los dos subeventos (a,b). La simbología es la misma que la de la figura 12.

FUNVISIS (13.6 km) y el ISC (10 km). El mecanismo focal del primer subevento muestra un carácter predominantemente de fallamiento transcurrente, con una componente vertical apreciable. Este mecanismo coincide con los determinados para los subeventos del sismo principal. El mecanismo focal del segundo subevento muestra un fallamiento normal, con una muy ligera componente de desplazamiento de rumbo (Fig. 28c).

El momento sísmico total resultante de la inversión de los dos subeventos ( $4.35 \times 10^{17}$  Nm), corresponde a una magnitud  $M_w=5.7$  para el sismo de Boca del Tocuyo, la cual en este orden es igual a la magnitud  $M_S$  (Hanks y Kanamori, 1979). El valor de la magnitud  $M_S$  obtenido con el momento sísmico, es mayor que los calculados por el ISC ( $M_S=5.2$ , en base a 13 observaciones) y por el NEIC ( $M_S=5.2$ ). Los valores de la magnitud  $M_S$  para cada subevento considerado en forma independiente son 5.4 y 5.6 respectivamente. Si se toma el valor del momento sísmico suministrado por HARVARD, la magnitud  $M_S$  de este sismo es de 5.5.

TABLA 9. Parámetros focales de los sismos analizados  
determinados por la inversión.

FECHA (d-m-a)	SE	$\varphi$ (grados)	$\beta$ (grados)	$\lambda$ (grados)	H (km)	$M_0$ (Nm)	R (s)	T (s)
20-10-69	-	2.9	72.3	-5.1	16.6	5.48	-	2
18-07-86	-	58.6	43.5	128.7	5.2	1.64	-	2
12-07-88	-	223.4	51.1	-110.9	18.6	0.30	-	1
30-04-89	1	167.9	62.7	-177.3	14.3	10.70	-	8
	2	178.1	52.9	-170.6	15.7	6.18	13.66	6
	3	167.2	67.8	-158.0	18.4	8.57	26.25	12
	P	166.7	66.2	-174.4	20.0	27.50	-	40
05-04-89	1	137.2	74.2	-168.7	11.7	1.60	-	6
	2	163.5	54.8	-84.5	8.3	2.75	26.60	10
	P	141.3	69.4	-153.4	10.0	3.54	-	40

SE	=	subevento
$\varphi$	=	azimut
$\beta$	=	buzamiento
$\lambda$	=	ángulo de deslizamiento
H	=	profundidad
$M_0$	=	momento sísmico ( $\times 10^{17}$ )
R	=	retraso con respecto al primer subevento
T	=	duración
P	=	promedio

## V. DISCUSION DE RESULTADOS

La tectónica del noroccidente de Venezuela está asociada a la interacción entre las placas Caribe y Sur América. El movimiento relativo entre estas dos placas no está concentrado a lo largo de una falla principal, sino que se distribuye aparentemente sobre una amplia zona de deformación (Soulas, 1986; Suárez y Nábelek, 1990). Los sismos analizados en el capítulo anterior se sitúan dentro de esa franja de deformación, por lo que su estudio contribuirá a un mejor entendimiento de la tectónica del lugar (Fig. 29).

### V.1. Sismos de Maracaibo, Lago de Maracaibo y Churuguara.

Estos tres sismos se localizan dentro de la provincia tectónica conocida con el nombre de Bloque de Maracaibo, la cual está delimitada por la trinchera de Curazao y las fallas de Boconó y Santa Marta-Bucaramanga (Bowin, 1976) (Fig. 4). El fallamiento dentro del bloque de Maracaibo es extremadamente complejo y el origen de las fallas mayores (El Tigre, Avispa, Valera, Carache, Humocaro) no está todavía bien explicado (Mann y Burke, 1984) (Fig. 4). En la cuenca de Maracaibo existe un predominio de fallas sinestrales de rumbo desde NNE-SSW a N-S, antitéticas respecto al movimiento dextral relativo que existe entre las placas Caribe y Sur América (James, 1984; 1985).

#### V.1.1. Sismo de Maracaibo

El epicentro del sismo de Maracaibo se ubica dentro de la llamada zona de fallas de El Tigre. Este sistema de fallas se extiende hacia el norte a lo largo de la Sierra de Perijá en la frontera entre Venezuela y Colombia, hasta unirse con la falla de Oca. Rod (1956) sugirió para la falla de El Tigre un movimiento lateral izquierdo, basado en una serie de plegamientos en échelon desplazados en esa dirección, cerca de su unión con la falla de Oca. Kellogg y Bonini (1982) definieron la zona de fallas El Tigre como un fallamiento inverso de bajo ángulo, basados en la cartografía de superficie y en el paralelismo con la falla El Cerrejón.

Pennington (1981) determinó un mecanismo focal para el sismo de Maracaibo predominantemente tensional con una componente de desplazamiento a lo largo del rumbo, basado en las polaridades de las primeras llegadas de los sismogramas de la WWSSN (Fig. 30). Además, interpreta este evento como producto de un patrón de esfuerzos localmente



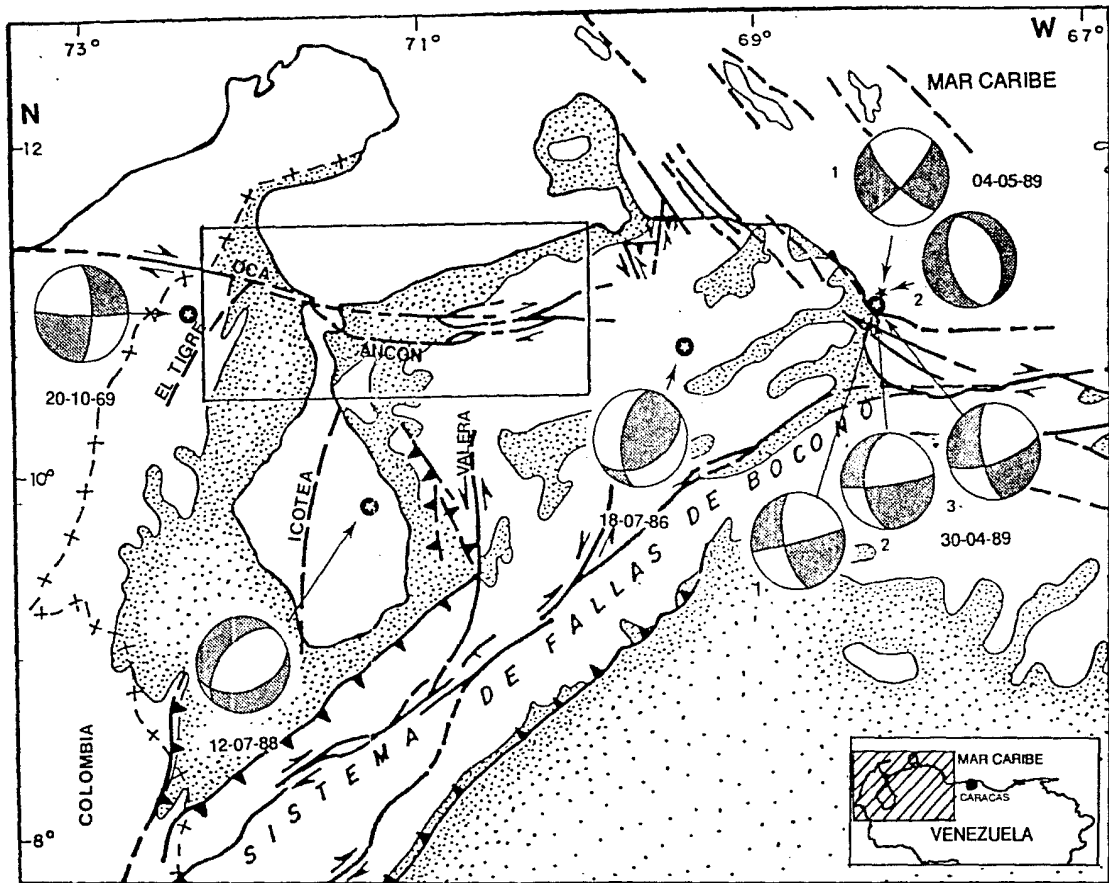
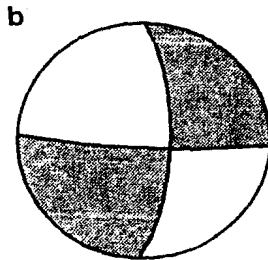
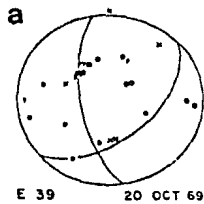


Fig. 29. Resultados obtenidos de la inversión de los sismos analizados. Los cuadrantes sombreados en los mecanismos focales indican arribos compresionales. Para los sismos de Boca del Tucuyo (evento principal y su réplica mayor), se señalan los mecanismos focales de todos los subeventos. La figura base con los sistemas de fallas fue tomada de Soulas (1987).



**Fig. 30. Mecanismos focales determinados por (a) Pennington (1981) para el sismo de Maracaibo, a partir de las polaridades de las primeras llegadas identificadas en los sismogramas de la WWSSN y (b) inversión de las ondas de volumen (este estudio). P y T son los ejes de presión y tensión respectivamente y los cuadrantes sombreados indican arribos compresionales.**

complicado, cerca de la intersección de la zona de fallamiento del frente este de Los Andes y el borde sur del Caribe.

El mecanismo focal del sismo de Maracaibo obtenido de la inversión de las ondas de volumen, muestra un fallamiento transcurrente con una ligera componente vertical. Resulta difícil tratar de correlacionar este sismo con alguna de las diversas fallas que forman la zona de fallas de El Tigre. El plano nodal que mejor representa la dirección de ruptura de este sismo, está dado por un azimut de  $2.9^\circ$ , un buzamiento de  $72.3^\circ$  y un ángulo de deslizamiento de  $-5.1^\circ$  (Fig. 30). La selección de este plano nodal conduce a la interpretación de este sismo como consecuencia de un fallamiento predominantemente lateral izquierdo, concordando con las aseveraciones de Rod (1956) y James (1985). La profundidad del sismo de 16.6 km aportada por la modelación, corresponde mejor con este tipo de falla que la profundidad de 36 km determinada por el ISC.

#### V.1.2. Sismo del Lago de Maracaibo.

El bloque de Maracaibo se mueve en dirección noreste ( $N37^\circ E$ ) con respecto a Sur América, como resultado del movimiento dextral a lo largo de la falla de Boconó (James, 1985). Las fallas en el bloque de Maracaibo presentan la forma de un abanico que se abre hacia el sur (Fig. 31). Estas fallas orientadas casi N-S y con movimiento transcurrente sinistral, terminan en su parte norte cambiando de rumbo hacia el noreste, como consecuencia del movimiento del bloque de Maracaibo en esa dirección (James, 1985; 1990) (Fig. 31).

El epicentro del sismo del Lago de Maracaibo se localiza cerca de su costa oriental, al oeste de la falla de Pueblo Viejo. Este epicentro se encuentra muy bien restringido. Esto lo sugiere el hecho que las localizaciones calculadas por el ISC, NEIC, FUNVISIS y SE89 están muy cerca unas de otras. El mecanismo focal resultante de la inversión de las ondas de volumen muestra un fallamiento predominantemente tensional, con una componente de deslizamiento a lo largo del rumbo. A primera vista, este tipo de mecanismo no concuerda con el tipo de movimiento indicado por James (1984, 1985) para las fallas dentro de la cuenca de Maracaibo.

Si se selecciona como posible plano de falla el identificado con un azimut de  $223.4^\circ$ , un buzamiento de  $51.1^\circ$  y un ángulo de deslizamiento de  $-110.9^\circ$  (Fig. 31), la pequeña componente de desplazamiento a lo largo del rumbo es en sentido dextral. Este sentido del movimiento es contrario al señalado por James (1985), pero la orientación del plano de falla

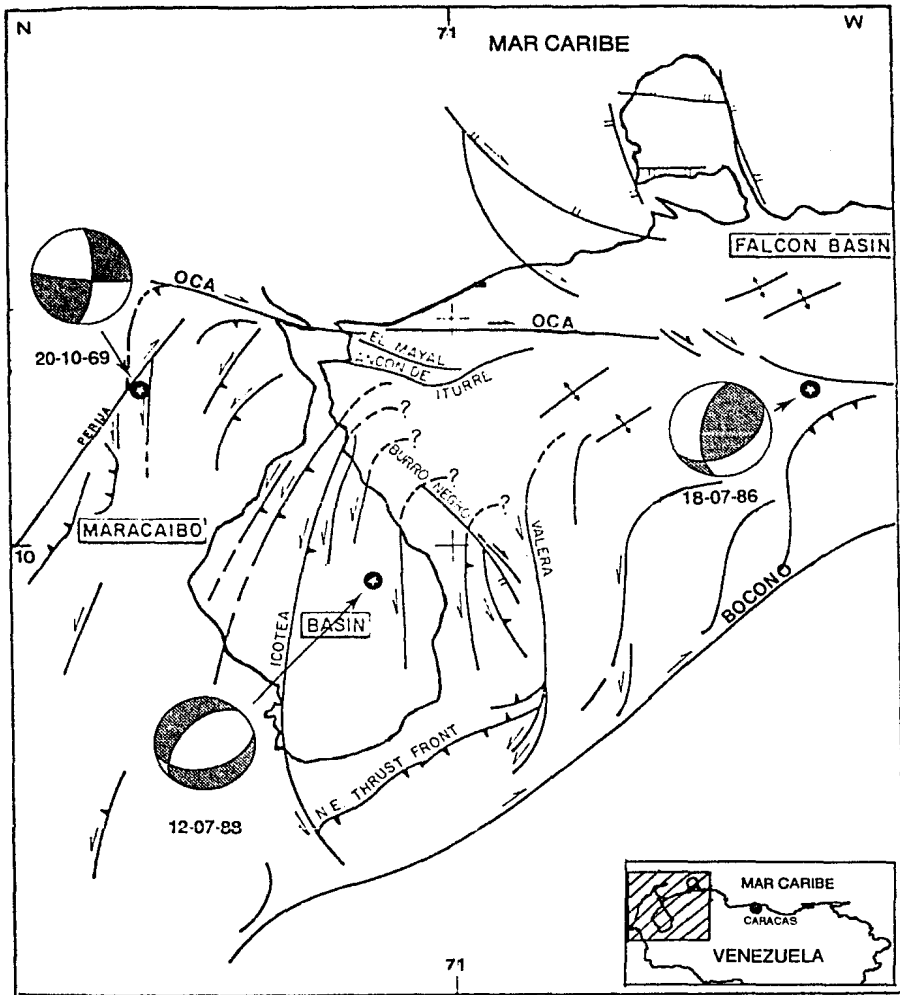


Fig. 31. Sistemas de fallas en el noroccidente de Venezuela. Nótese el cambio de rumbo en las fallas hacia el noreste, debido al movimiento del Bloque de Maracaibo en esa dirección. Se muestran los mecanismos focales obtenidos de la inversión de las ondas de volumen para los sismos de Maracaibo, Lago de Maracaibo y Churuguara. Los cuadrantes sombreados en los mecanismos focales indican arribos compresionales. La figura base fue tomada de James (1985).

concuenda muy bien con la dirección mencionada por él para el movimiento del bloque de Maracaibo.

Si se escoge el plano nodal ( $74.7^{\circ}, 43.4^{\circ}, -66.2^{\circ}$ ) como superficie de falla, la pequeña componente de desplazamiento horizontal es sinistral y podría corresponder a un fallamiento en un "pull-apart". Una estructura de este tipo ha sido identificada por Soulas (1986) en el segmento norte de la falla de Valera, al norte de la población de Motatán. Soulas (1986) señala que los tramos longitudinales norte-sur y en échelon de la falla de Valera, están conectados por fallas oblicuas que, en algunos casos por tracción lateral, forman pequeños "pull-apart".

### V.1.3. Sismo de Churuguara.

El epicentro del sismo de Churuguara se ubica dentro de la provincia geológica conocida como Cuenca de Falcón (Fig. 32). El accidente estructural de mayor importancia en la zona lo constituye el sistema de fallas Oca-Ancón, cuyas principales características tismogénicas han sido descritas en el capítulo 2 de este trabajo.

La apertura de la Cuenca de Falcón y la posterior formación de un "rift" Oligo-Miocénico oblicuo al proto-sistema Oca-Ancón, tuvo como consecuencia una división de este sistema de fallas. Esto ocasionó que el segmento de falla situado al este del eje del "rift", se desplazara hacia el sureste (Soulas, 1987; Audemard, 1991). La deformación acumulada en este sector oriental tuvo que propagarse a través de un gran número de fallas subparalelas normales y/o normales dextrales, actualmente ubicadas entre Aracua y el sur de Churuguara (Méndez y Guevara, 1969). Más al este, el sistema de fallas Oca-Ancón pasa al norte de la Sierra de Aroa, hasta converger con la falla de Boconó en la costa de Golfo Triste (Audemard, 1991).

El epicentro del sismo de Churuguara se considera bien restringido, ya que las diferencias existentes entre las localizaciones determinadas por el ISC, NEIC, FUNVISIS y mediante el programa SE89 son muy pequeñas. Esta área epicentral se sitúa dentro de la zona de fallas subparalelas dextrales y/o normales dextrales citadas en el párrafo anterior. Sin embargo, los mecanismos focales del sismo de Churuguara obtenidos de la inversión de las ondas de volumen, por HARVARD y mediante las polaridades de las primeras llegadas identificadas en los sismogramas de la WWSSN, son concordantes en definir este sismo como producto de un fallamiento predominantemente compresivo, con una pequeña componente transcurrente (Fig. 15). Bajo estas circunstancias, resulta muy difícil proponer uno de los

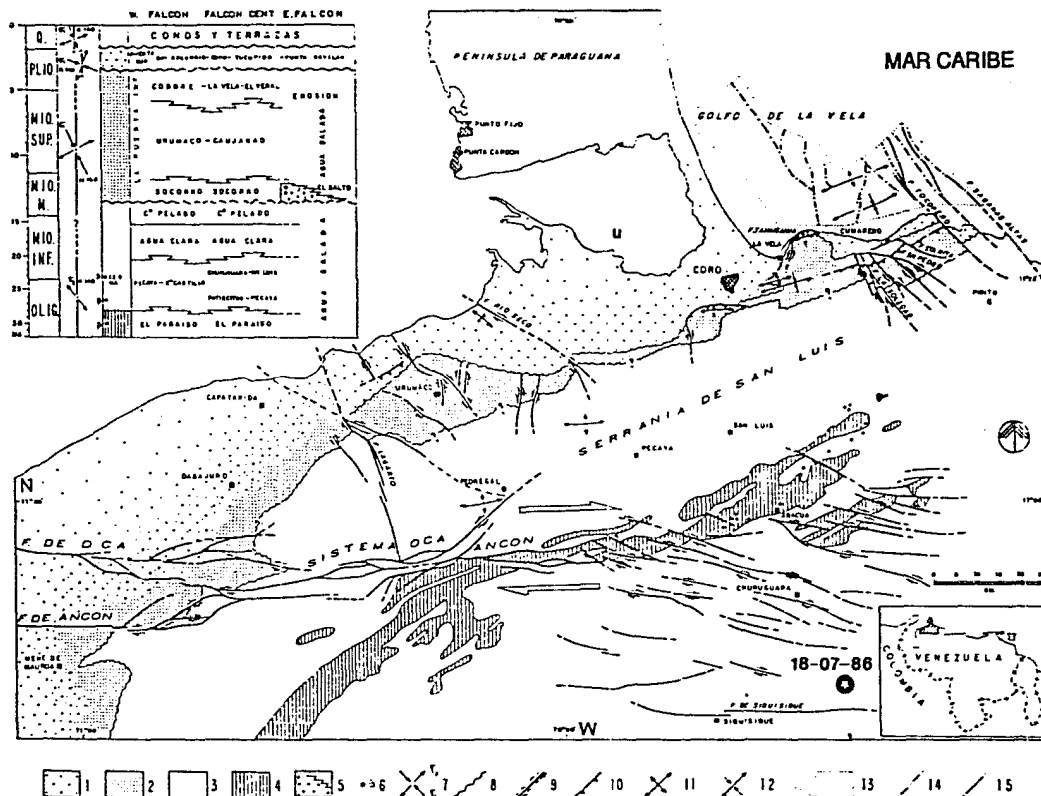


Fig. 32. Estratigrafía y principales sistemas estructurales existentes en la Cuenca de Falcón. Se muestra la localización del epicentro del sismo de Churuguara (tomado de Audemard, 1991).

planos nodales del mecanismo focal como posible superficie de ruptura y esto por supuesto condiciona el sentido de la componente del desplazamiento a lo largo del rumbo.

Muessig (1984) señala que los plegamientos son las evidencias estructurales más destacadas del anticlinorio de Falcón. Existen unos pliegues asimétricos bien desarrollados al sur de la ciudad de Coro, donde las formaciones pliocénicas se volcaron hacia el norte y los pliegues se rompieron formando fallamiento inverso, con el plano de ruptura orientado hacia el sur (Fig 33). De igual forma menciona que fallamientos de este mismo tipo son encontrados en varios lugares de la cuenca de Falcón. Uno de esos puntos lo ubica sin mayores detalles entre el "rift" del Oligo-Mioceno y la falla de Siquisique, en las inmediaciones donde ocurrió el sismo de Churuguara.

Audemard (1991) menciona que el cambio de buzamiento producido a lo largo de la falla de Ancón, ha generado un sistema conjugado de fallas menores con respecto al principal. Este sistema tiene la peculiaridad de presentar una componente de movimiento vertical en falla inversa.

Estas dos últimas referencias citadas demuestran que si hay manifestaciones en el campo que permiten justificar la ocurrencia de un sismo fundamentalmente inverso en la región. A esto le podemos agregar el campo de esfuerzos compresivos que se puede originar en esta zona, como resultado del movimiento del bloque de Maracaibo hacia el noreste mencionado por James (1985).

La profundidad del evento aportada por la modelación es de 5.2 km, la cual coincide con la profundidad calculada por el ISC y está muy cerca del valor determinado por el NEIC (7 km). La estructura de datos locales no permite tener control sobre la profundidad calculada por FUNVISIS.

## **V.2. Sismos de Boca del Tocuyo.**

El área epicentral de los sismos de Boca del Tocuyo, principal y réplica mayor, se ubica aproximadamente en la región costera de Falcón Oriental, en las inmediaciones del Golfo Triste. Esta zona costa afuera ha sido sujeta a estudios regionales de sísmica profunda y somera de alta resolución por parte de la industria petrolera nacional, los cuales han permitido definir localmente las características estructurales más relevantes de este lugar (Fig. 34).

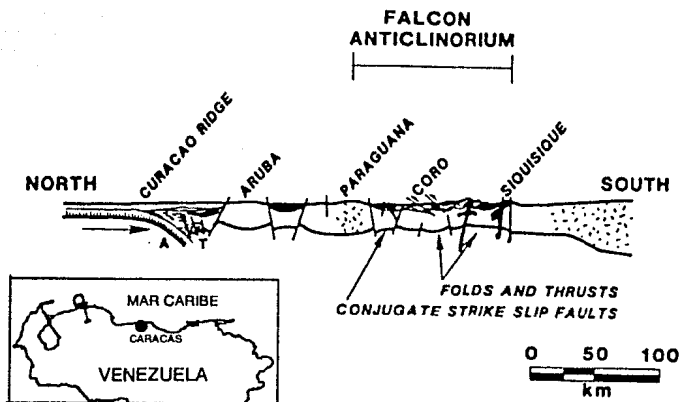


Fig. 33. Perfil geológico que atraviesa la Cuenca de Falcón en sentido N-S. Nótese la presencia de plegamientos y fallamientos inversos en el anticlinorio de Falcón (tomada de Muessig, 1984).



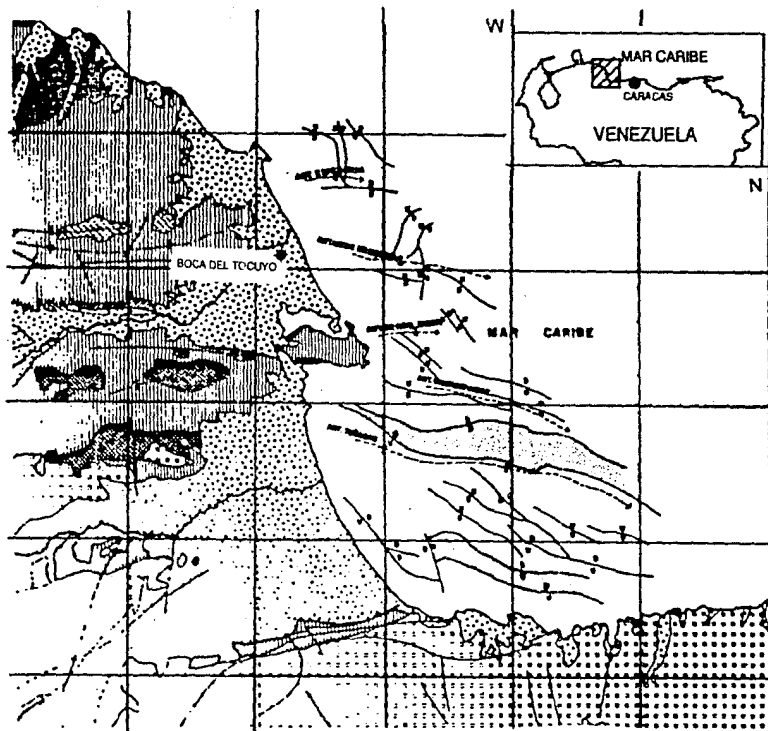


Fig. 34. Sistemas de fallamientos costa afuera en Golfo Triste (tomada de Barbot et al., 1979).

ESTE TRABAJO  
 FUE REALIZADO  
 POR EL  
 SERVICIO  
 NACIONAL  
 DE INVESTIGACIONES  
 CIENTÍFICAS  
 Y TECNOLÓGICAS  
 (CONICET)

En la región del Golfo Triste, un importante sistema de fallamiento paralelo orientado noroeste-sureste puede ser seguido en el mar y localmente en tierra. Este sistema es cortado por fallas menores orientadas este-oeste y norte-sur (Barbot y otros, 1979). La mayoría de estas fallas aparecen en los perfiles sísmicos de alta resolución cortando los depósitos marinos cuaternarios y desplazando el fondo marino (Barbot y otros, 1980). Las fallas en dirección noroeste-sureste se presentan en el mapa neotectónico de Venezuela (Soulas, 1986) como fallas con una fuerte componente normal; sin embargo, no se descarta un posible movimiento transcurrente en algunas de ellas (FUNVISIS, 1991).

En tierra, no se ha identificado una falla que haya podido ocasionar estos sismos. Sin embargo, Soulas (1986) extiende hacia la costa de Falcón oriental varios fallamientos identificados costa afuera en Golfo Triste y por otro lado, es común observar mapas o figuras en la cual se extiende la falla de Oca hacia dicho golfo, cruzando la región de Boca del Tocuyo (Mapa Geológico Estructural de Venezuela, 1984).

Las formas de ondas de estos dos sismos muestran las características de un evento complejo múltiple. Tal como se mencionó en la presentación de los resultados de la inversión de estos eventos, se requirieron de tres subeventos para modelar las formas de las ondas de volumen del sismo principal de Boca del Tocuyo y de dos subeventos para modelar su réplica. Los mecanismos focales de los tres subeventos (Tabla 9) del sismo principal corresponden a fallamientos transcurrentes, con una pequeña componente vertical. Los mecanismos focales de los subeventos de la réplica (Tabla 9), presentan características diferentes: el primero, parecido a los del evento principal y el segundo, tensional con una ligera componente a lo largo del rumbo. Los mecanismos focales de los tres subeventos del sismo principal y del primer subevento de la réplica, se consideran que están bien controlados. A pesar que las ondas P de las estaciones utilizadas presentan las mismas polaridades, las ondas SH permiten constreñir bien los planos nodales. El mecanismo focal del segundo subevento de la réplica, a pesar que el ajuste entre los sismogramas observado y teórico es bueno, no está bien restringido ya que está llegando en la coda del primer subevento.

Las pruebas realizadas para tratar de identificar una dirección de ruptura mediante la inversión, no mostraron un resultado satisfactorio, por lo que la elección del posible plano de falla se efectuó tratando de seguir los patrones regionales de fallamiento. El plano nodal orientado en la dirección NNW-SSE representa un fallamiento predominantemente transcurrente dextral, mientras que el plano auxiliar corresponde a un fallamiento transcurrente sinistral.

Es posible que los sismos de Boca del Tocuyo se hayan generado en alguna o algunas de las fallas existentes en Golfo Triste, las cuales presentan una dirección preferencial noroeste-sureste y que actualmente están controlando la evolución de la costa en esta región. Tal como se observa en los mecanismos focales, este fallamiento presenta un movimiento transcurrente dextral con una muy pequeña componente tensional y con el bloque deprimido hacia el oeste. Varias fallas de este tipo existen en la costa norte del estado Falcón, a ambos lados de la península de Paraguaná (Lagarto, Urumaco, Río Seco, La Soledad, San Pedro, entre otras) que posiblemente continúan hacia el mar y cuyo funcionamiento es consecuencia de la fase tectónica cuaternaria (Soulas, 1987; Audemard, 1991). Estas fallas presentan un movimiento dominante transcurrente dextral, combinados con pequeños desplazamientos tensionales en la mayoría de los casos, pero compresionales en otros (Fig. 32).

La diferencia existente entre la orientación del plano de falla de los subeventos del sismo principal y el primer subevento de la réplica, más el carácter tensional del segundo subevento de este último, llevan a concluir que en la generación de los sismos de Boca del Tocuyo estuvieron involucrados varios segmentos de fallas. Estos segmentos de fallas posiblemente están localizados muy cerca unos de otros, pero la resolución de los datos no lo permite demostrar.

El análisis de los epicentros determinados por las diferentes agencias y mediante el programa SE89 (Dewey, 1971), aporta resultados interesantes. El eje mayor de las elipses de 90% de confianza de los epicentros calculados por medio del programa SE89 (Dewey, 1971), está orientado aproximadamente en dirección NE-SW. Esto sugiere que la base de datos en esa dirección es deficiente en comparación con la dirección perpendicular. Por otra parte, las localizaciones establecidas por el ISC, el NEIC y el SE89 para los dos eventos, muestran una separación entre el sismo principal y la réplica de 11 km en los dos primeros casos y de 6 km para el último, pero siempre en la dirección NE-SW. Esto pareciera reflejar que la estructura de datos utilizada en las localizaciones de estas agencias, induce una desviación de sus resultados en esa dirección (Fig. 35).

Con el propósito de mejorar la calidad de estas localizaciones, se tomó como evento de calibración el epicentro determinado por el NEIC y se relocalizaron con respecto a él, un evento precursor, la réplica mayor y dos réplicas menores mediante el programa JHD89 (Dewey, 1971) (Fig. 26). Los resultados obtenidos señalan que la réplica mayor se encuentra a aproximadamente dos kilómetros al noroeste del sismo principal, lo cual pudiese interpretarse como la dirección de ruptura de estos sismos y coincidiría con la orientación de los planos de

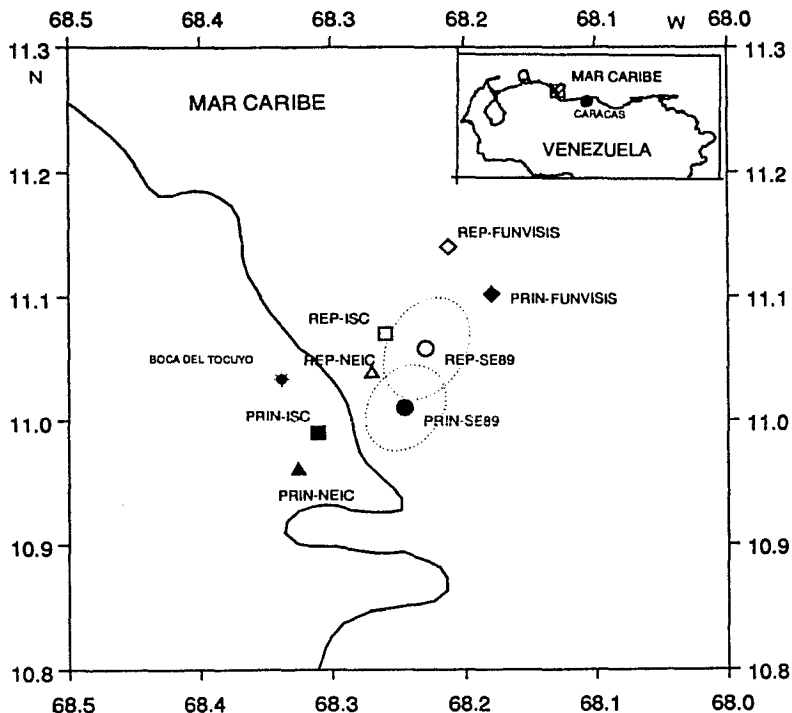


Fig. 35. Localizaciones epicentrales del sismo de Boca del Tocuyo y su réplica mayor, determinadas por FUNVISIS, ISC, NEIC y mediante el programa SE89 (Dewey, 1971). Nótese que las localizaciones de la réplica determinadas por el ISC, NEIC y SE89 se encuentran al noreste de los epicentros del sismo principal. Las líneas punteadas definen las elipses de 90% de confianza de los epicentros calculados con el programa SE89. El eje mayor de las elipses también se orienta en dirección suroeste-noreste.

fallas seleccionados de los mecanismos focales de los subeventos. Este mismo ensayo se efectuó tomando como evento de calibración el epicentro calculado mediante el programa SE89 (Dewey, 1971), lográndose resultados similares (Fig. 36).

Las manifestaciones superficiales de estos eventos, principalmente la licuación, muestra el peligro que existe en suelos con un potencial de licuefacción alto en otras zonas más pobladas de Venezuela. Audemard y De Santis (1991) presentan estas manifestaciones de licuación como uno de los pocos casos conocidos en el mundo, en el cual un sismo de magnitud  $m_b=5.0$  produce estos efectos, ya que se considera que un sismo de tal magnitud no tiene la suficiente duración para causar licuefacción. Esta aseveración es cierta cuando se trata de sismos superficiales de baja magnitud y duración reducida, pero en el caso de estos sismos de Boca del Tocuyo se tienen que tomar en cuenta los siguientes aspectos: a) son eventos múltiples y complejos, por lo que la duración de los trenes de las ondas de volumen es cerca de tres a cuatro veces la duración de un evento sencillo, b) la magnitud local de 5.0 para la réplica está subestimada y c) la distancia epicentral es más corta que la considerada.

### V.3. Estudios adicionales.

Los resultados presentados y discutidos en los dos incisos anteriores, ratifican la necesidad de continuar con los estudios en la zona. El producto de esta investigación ha permitido aportar más información sobre la actividad sísmica en la región. Sin embargo, se requieren trabajos adicionales para poder dar una conclusión relevante acerca del comportamiento actual de los esfuerzos principales y su implicación con los sistemas de fallas existentes. Un análisis detallado de toda la sismicidad  $m_b \geq 5.0$  ocurrida en el noroccidente de Venezuela, podría suministrar esos datos adicionales para la mejor comprensión de la sismotectónica de esta zona. De esta forma se podría dilucidar la diferencia existente entre la velocidad relativa promedio estimada entre las placas Caribe y América del Sur y las tasas de deslizamiento promedio absorbidas por las fallas transformadas del norte de Venezuela.

Se ha evidenciado que para la inversión de las ondas de volumen de los eventos de esta región, los datos tele sísmicos empiezan a hacerse críticos por debajo de una magnitud  $m_b \leq 5.4$ . Por lo tanto, es indispensable disponer de una metodología que permita la inversión y modelación de ondas sísmicas para la determinación de los parámetros focales de sismos de menor magnitud. Esto podría hacerse utilizando datos a distancias regionales ( $\Delta < 30^\circ$ ).

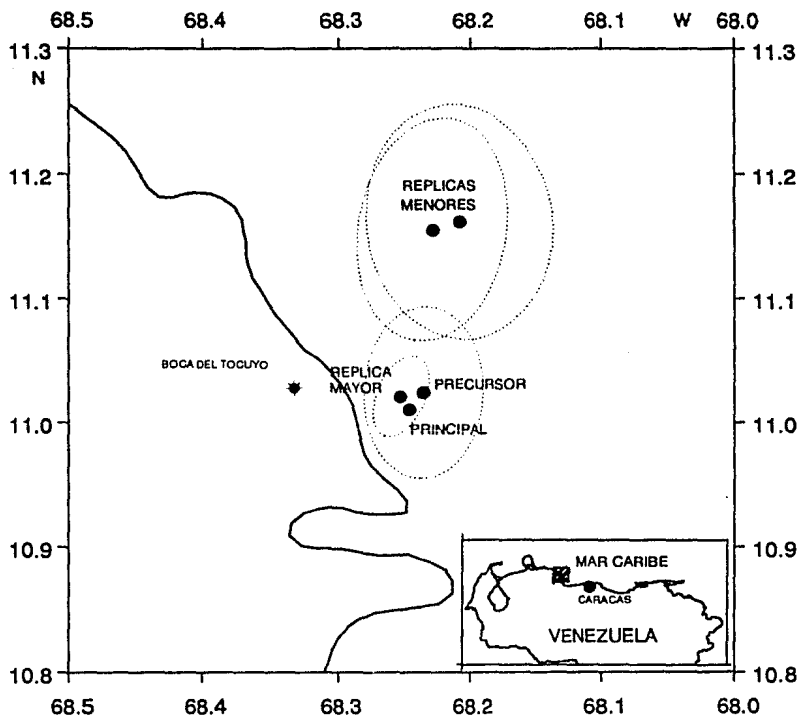


Fig. 36. Relocalización con el programa JHD89 (Dewey, 1971) de un precursor y las tres réplicas mayores con respecto al sismo de Boca del Tucuyo, tomando para este último la localización epicentral determinada mediante el programa SE89 (Dewey, 1971). Las líneas punteadas definen los elipses de 90% de confianza de los epicentros calculados a través del programa JHD89.

## VI. CONCLUSIONES

Una de las restricciones que se presenta en la inversión de ondas de volumen tele sísmicas de período largo de los eventos producidos en Venezuela, es la cantidad y calidad de datos disponibles. La cobertura azimutal de estaciones sísmológicas mundiales no permite que sismos de magnitud moderada, como los analizados en este estudio, sean registrados adecuadamente por un número suficiente de ellas, con una relación señal-ruido alta y con una buena cobertura azimutal. Por consiguiente, la confiabilidad de los resultados obtenidos del análisis de los cinco eventos seleccionados es función directa de la magnitud del sismo.

Los parámetros focales determinados para el sismo de Maracaibo (20-10-69), sugieren que este evento está relacionado con uno de los fallamientos que conforman la zona de fallas de El Tigre. La ocurrencia de este evento pudiese ser la primera evidencia de actividad sísmica reciente asociada a ese sistema de fallas. El plano nodal identificado como el posible responsable de este sismo presenta un azimut de  $2.9^\circ$ , un buzamiento de  $72.3^\circ$  y un ángulo de deslizamiento de  $-5.1^\circ$ , correspondiente a un fallamiento lateral izquierdo con una ligera componente tensional. Este plano nodal coincide aproximadamente con la orientación de la falla en el terreno y el desplazamiento sugerido por Rod (1956) para la zona de fallas de El Tigre. Las polaridades de las primeras llegadas observadas en los sismogramas de WWSSN, no permiten constreñir el mecanismo focal de este evento. La profundidad resultante de la inversión (16.6 km) concuerda mejor con el tipo de fallamiento asignado.

El sismo del Lago de Maracaibo (12-07-88) se considera como el evento para el cual los resultados obtenidos de la inversión presentan el menor grado de confiabilidad, ya que la relación señal-ruido es muy baja. En esa región, las fallas identificadas presentan un movimiento predominantemente lateral izquierdo. Sin embargo, los mecanismos focales determinados por HARVARD y en este estudio indican un carácter predominantemente tensional de la falla que generó este sismo. Este fallamiento puede estar asociado a un "pull-apart" formado en este complejo sistema de fallas en échelon del Bloque de Maracaibo. No existen evidencias concretas que permitan correlacionar este sismo con alguna de las fallas identificadas en el Lago de Maracaibo.

El fallamiento inverso observado en los mecanismos focales determinados para el sismo de Churuguara (18-07-86) por HARVARD y en este trabajo, indican que existen en la zona esfuerzos compresivos en una dirección aproximada noroeste-sureste, asociados a sistemas de

fallas activos secundarios. Esto es un aspecto muy importante, ya que en los estudios neotectónicos realizados en el área se le ha dado mayor importancia a los fallamientos transcurrentes dextrales y a los dextrales-normales. Conociendo ahora mejor el hipocentro del evento y sus posibles planos de fallas, se puede orientar con más claridad la búsqueda de posibles manifestaciones superficiales producidas por este evento.

La ocurrencia de los dos sismos de Boca del Tocuyo, el evento principal y su réplica mayor (30-04-89; 04-05-89), han permitido confirmar la presencia de actividad sísmica en los sistemas de fallas secundarios y la complejidad del régimen tectónico de la zona. Esta complejidad se manifiesta en la ocurrencia de eventos múltiples y complicados de magnitud relativamente baja, como antes había sucedido con el sismo de Caracas de 1967. El origen de estos eventos se atribuye a alguna de las fallas o segmentos de éstas relacionadas con los fallamientos identificados en los estudios costa afuera en Golfo Triste, los cuales aparentemente son responsables de la evolución de la costa en esa región. Una muestra de esto lo constituye la linealidad de la costa en esa zona.

Los resultados obtenidos de la relocalización de los epicentros y de la modelación de las ondas de volumen de los sismos de Boca del Tocuyo, sugieren un plano de falla y una dirección de ruptura orientada hacia el noroeste, posiblemente nor-noroeste. Los mecanismos focales de los subeventos resultantes de la inversión de las ondas de volumen del sismo principal y del primer subevento de la réplica, corresponden a un tipo de fallamiento transcurrente dextral, con una pequeña componente de deslizamiento tensional. El mecanismo focal determinado para el segundo subevento de la réplica muestra un fallamiento predominantemente tensional. El fenómeno de licuefacción producido por estos dos sismos en el área epicentral se debe principalmente a su complejidad, lo cual ocasionó que estos eventos tuvieran una duración mucho mayor que la esperada para sismos de esta magnitud.

Los estudios neotectónicos realizados en el noroccidente de Venezuela muestran que los sistemas de fallas de Oca-Ancón y Boconó presentan evidencias de movimientos recientes. De hecho, se ha sugerido (Schubert y Krause, 1984; Soulas, 1987) que el sistema de fallas Oca-Ancón fue probablemente parte de la frontera entre las placas Caribe y Sur América durante el Terciario Superior y luego el sistema de fallas de Boconó se transformó en parte de esa frontera. Sin embargo, los resultados obtenidos de los sismos analizados en este trabajo y la distribución de la sismicidad  $m_b \geq 5.0$  ocurrida en la zona durante el período 1964-1990, sugieren que la actividad sísmica reciente de magnitud moderada se está originando en los



sistemas de fallas secundarios y no directamente asociada al sistema de fallas de Boconó, en donde aparentemente no ha habido sismos de magnitud importante ( $M > 7.0$ ) desde 1812.

Algunos de los eventos estudiados, como es el caso de los sismos de Boca del Tocuyo, se produjeron en áreas donde no hay información sobre eventos anteriores, e inclusive la existencia de fallas activas no es clara. Esto confirma el carácter complejo del régimen tectónico en esta región, el cual pudiese ser el producto de la existencia de una tectónica de bloques, en donde el desplazamiento relativo entre las placas Caribe y América del Sur se lleva a cabo en una amplia zona de deformación. Esto, aunado a la baja velocidad de movimiento relativo entre las placas mencionadas, ha tenido como consecuencia la presencia de largos períodos de retorno en un extenso sistema de fallas que absorben esta deformación.

Es conveniente continuar el análisis de estos sismos de magnitud moderada ocurridos a partir del año 1964, ya que algunos de ellos aparentan estar relacionados con fallamientos secundarios al sistema de fallas de Boconó. Esa investigación permitiría evaluar la proporción de deformación elástica sísmica resultante en el desplazamiento de las fallas que se convierte en movimiento asísmico y la deformación interna asociada a esta frontera de placas.

## BIBLIOGRAFIA

- Aggarwal, Y. P., J. P. Soulas y D. García (1983). Contemporary Tectonics of the Venezuelan Andes y Northern Colombia. 10<sup>TH</sup> Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia, 16-17 (Abstract).
- Audemard, F. (1991). Actividad cuaternaria y caracterización sismogénica de las fallas de Lagarto y Río Seco. Afinamiento de las características sismogénicas del sistema de fallas de Oca-Ancón y de Urumaco. Proyecto suministro Falcón-Zulia. Informe de FUNVISIS para MARAVEN, S.A., 91 p. y anexos.
- Audemard, F. y F. De Santis (1991). Prospect-pit survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. Bulletin of the International Association of Geological Engineering, 44, 5-16.
- Barbot, J. P., J. Butenko y J. I. Rodríguez (1979). Geologic and geotechnical analysis of Golfo Triste: its influence on offshore structures and drilling operations. Congress COPPE/UFRJ, Río de Janeiro, 17 p. (pre-print).
- Barbot, J. P., J. Butenko, E. Espinoza, J. Daza y G. Malavé (1980). El cuaternario del Golfo de La Vela y su importancia geotécnica para la exploración y explotación petrolera. Transactions 9<sup>TH</sup> Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, 2, 541-553.
- Bouchon, M. (1976). Teleseismic body wave radiation from a seismic source in a layered medium. Geophys. J. R. Astron. Soc., 47, 515-530.
- Bowin, C. (1976). The Caribbean; Gravity field and plate tectonics. Geological Society of America Special Paper 169, 79 p.
- Burkhart, B. (1983). Neogene North America-Caribbean plate boundary across northern Central America: offset along the Polochic fault. Tectonophysics, 99, 251-270.
- Centeno-Grau, M. (1940). Estudios Sismológicos. 210-300 pp. Litografía del Comercio, Caracas, Venezuela.

- De Santis, F., H. Echezurfa, F. Audemard, C. Beltrán, J. Alviar y C. Ferrebús (1990). Los Sismos de Abril y Mayo de 1989. Evidencias de Licuación. XI Seminario Venezolano de Geotecnia, Caracas, 205-229.
- Dewey, J. W. (1971). Seismicity studies with the method of joint hypocenter determination [Ph.D. dissert.]: Berkeley, University of California, 164 p.
- Dewey, J. W. (1972). Seismicity and tectonics of Western Venezuela. Bull. Seismol. Soc. Am., 62, 1711-1751.
- Dewey, J. W. (1991). Algorithms for joint hypocenter determination and modified single-event determination. Notes of the course Understanding Earthquakes and Mitigating their Effects, USGS, NEIC, Golden, Colorado, U.S.A., april 8-24, 1991.
- Dewey, J. W. y G. Suárez (1991). Seismotectonics of Middle America, en Slemmons, D. B., E. R. Engdahl, M. D. Zoback y D. D. Blackwell, eds., Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade Map Volume 1.
- Engdahl, E. R. y W. A. Reinhart (1988). Seismicity map of North America, en Dewey, J. W. y G. Suárez (1991). Seismotectonics of Middle America, en Slemmons, D. B., E. R. Engdahl, M. D. Zoback y D. D. Blackwell, eds., Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade Map Volume 1.
- Fiedler, G. (1961). Areas afectadas por terremotos en Venezuela. Bol. Geol., 3, p. 1791.
- Feo-Codicedo, G. (1972). Breves ideas sobre la estructura de la falla de Oca, Venezuela. Memorias 6ª Conferencia Geológica del Caribe, Porlamar, 184-190.
- FUNVISIS (1986). Boletín sismológico de Venezuela. Vol. 1, No. 3.
- FUNVISIS (1988). Boletín sismológico de Venezuela. Vol. 5, No. 3.
- FUNVISIS (1989). Boletín sismológico de Venezuela. Vol. 6, No. 2.

- FUNVISIS (1991). Estudio de las manifestaciones de licuefacción de suelo ocurridas en Falcón Oriental durante los sismos de abril y mayo de 1989: aspectos geológicos y geotécnicos. Informe para INTEVEP, S. A., Caracas, Venezuela.
- Hanks, T. H. y H. Kanamori (1979). A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.
- Isea, A. y P. E. Potter (1985). The regressive coastal sequence of Sinamaica, Guajira Peninsula: a model for hydrocarbon. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Venezuela, 2, 798-839.
- James, K. H. (1984). The Falcon Area, a geological appraisal and an analysis of hydrocarbon potencial. Informe MARAVEN EPC-7768.
- James, K. H. (1985). Marco tectónico, estilos estructurales y habitat de hidrocarburos cretácicos, Venezuela. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Venezuela, 2452-2469.
- James, K. H. (1990). The Venezuelan hydrocarbon habitat, en Brooks, J. (ed.), *Classic Petroleum Provinces*, Geological Society Special Publication No. 50, 9-35.
- Jordan, T. H. (1975). The present-day motions of the Caribbean plate. *J. Geophys. Res.*, 80, 4433-4439.
- Kellog, J. N. y W. E. Bonini (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics*, 1, 251-276.
- Krause, D. C. (1971). Bathymetry, geomagnetism and tectonics of the Caribbean Sea north of Colombia, en Donelly, T. W., ed., *Caribbean geophysics, tectonics, and petrologic studies*. Geological Society of America Memoir 130, 35-54.
- Langston, C. A. y D. V. Helmberger (1975). A procedure for modeling shallow dislocation sources. *J. R. Astron. Soc.*, 42, 117-130.
- Malaver, A. (1990). El sismo de Boca del Tocuyo del 30 de abril de 1989. *Memorias de las Segundas Jornadas de Ingeniería Sísmica*, Caracas.

- Mann, P. y K. Burke (1984). Neotectonics of the Caribbean. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 22, 4, 309-362.
- Mann, P., C. Schubert y K. Burke (1990). Review of Caribbean neotectonics, en Dengo, G. y J. E. Case, eds., *The Caribbean region: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. H, 307-338.
- Méndez, J. G. y E. M. Guevara (1969). Geological Compilation Map of N.W. Venezuela, Guajira and Aruba (1:250.000), C. S. V., Caracas, Venezuela, 2p.
- Miller, J. B. (1960). Directrices tectónicas en la Sierra de Perijá y partes adyacentes de Venezuela y Colombia. III Congreso Geológico Venezolano, *Boletín de Geología*, Publicación Especial N° 3, 2, 658-718.
- Minster, J. B. y T. H. Jordan (1978). Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5354.
- Molnar, P. y L. Sykes (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1639-1684.
- Muessig, K. W. (1984). Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and adjacent areas. *Geological Society of America, Memoir* 162, 217-230.
- Nábelek, J. L. (1984). Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves [Ph.D. thesis]: Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 361 p.
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *J. Geophys. Res.*, 86, 10753-10770.
- Rial, J. A. (1978). The Caracas, Venezuela, earthquake of July 1967; A multiple source event. *J. Geophys. Res.*, 83, 5405-5415.
- Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 40, 457-476.

- Schubert, C. (1981). Are the Venezuelan fault systems part of the southern Caribbean plate boundary?. *Geol. Rundsch.*, 70, 542-551.
- Schubert, C. (1982). Neotectonics of Boconó Fault, Western Venezuela. *Tectonophysics*, 85, 205-220.
- Schubert, C. (1984). Basin formation along Boconó-Morón-El Pilar fault system, Venezuela. *J. Geophys. Res.*, 89, 5711-5718.
- Schubert, C. y F. F. Krause (1981). Fallamiento a lo largo de la costa norte-central de Venezuela: zona de falla de Morón. III Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Caracas, tomo 1, 155-184.
- Schubert, C. y F. F. Krause (1984). Morón fault zone, north-central Venezuela borderland: identification, definition, and neotectonics character. *Mar. Geophys. Res.*, 6, 257-273.
- Singh, S. K., E. Bazan y L. Esteva (1980). Expected earthquake magnitude from a fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70, 3, 903-914.
- Soulas, J. P. (1986). Neotectónica del flanco occidental de Los Andes de Venezuela, entre 70°30' y 71°00'W (Fallas de Boconó, Valera, Tuñame, Piñango y del Piedemonte). *Memorias VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, tomo IV, 2690-2711.*
- Soulas, J. P. (1986). Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. *Memorias VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, tomo X, 6639-6656.*
- Soulas, J. P. (1987) Actividad cuaternaria y características sismogénicas del sistema de fallas Oca-Ancón y de las fallas de Lagarto, Urumaco, Río Seco y Pedregal. Informe para INTEVEP, S.A., 78 p.
- Stalder, P. J. (1981). Geology and hydrocarbon potencial of the Maracaibo, northern Perija, and Sinamaica areas (western Venezuela). MARAVEN report EPC-6368.
- Stein, S., Ch. DeMets, R. G. Gordon, J. Brodholt, D. Argus, J. F. Engeln, P. Lundgren, C. Stein, D. A. Wiens y D. F. Woods (1988). A Test of Alternative Caribbean Plate Relative Motions Models. *J. Geophys. Res.*, 93, B4, 3041-3050.

- Suárez, G. y J. Nábelek (1990). The 1967 Caracas Earthquake: Fault Geometry, Direction of Rupture Propagation and Seismotectonics Implications. *J. Geophys. Res.*, 95, B11, 17459-17474.
- Sykes, L. y M. Ewing (1965). The Seismicity of the Caribbean Region. *J. Geophys. Res.*, 70, 20, 5065-5074.
- Sykes, L., W. R. McCann y A. L. Kafka (1982). Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *J. Geophys. Res.*, 87, B13, 10656-10676.
- Vásquez, E. y P. Dickey (1972). Major faulting in northwestern Venezuela and its relation to global tectonics. 6<sup>TH</sup> Caribbean Geological Conference, Porlamar, Venezuela, 191-203.