

*ESTUDIO DEL ENJAMBRE DE SAN QUINTIN,  
BAJA CALIFORNIA, MEXICO, OCURRIDO DURANTE 1975*

C. J. REBOLLAR\*

A. REYES\*

M. REICHLE\*\*

(Recibido: 19 de abril, 1982)

(Aceptado: 16 de agosto, 1982)

RESUMEN

Las localizaciones epicentrales de los eventos del enjambre de San Quintín se encuentran confinadas en una área epicentral relativamente pequeña,  $8 \pm 1$  km de radio, a profundidades de 15 y 20 km, no mostrando ninguna tendencia bien definida ni variaciones apreciables en los epicentros durante el tiempo de observación con estaciones portátiles (diez meses).

Existe la posibilidad de una falla a lo largo de la costa desde donde se localizó el enjambre, hasta San Antonio del Mar. El rumbo de esta posible falla está en la dirección Noreste, y concuerda con una de las direcciones del plano de falla que es Norte  $40^\circ$  Oeste. Desafortunadamente, debido a la localización submarina de la actividad sísmica, no es posible confirmar con una inspección geológica la traza de falla.

El momento sísmico del evento principal, magnitud local 5.2 ( $M_s = 4.7$ ), fue calculado comparando las amplitudes de sismogramas sintéticos y reales. Este momento sísmico fue de  $1.53 \pm 2 \times 10^{24}$  dinas-cm. El momento sísmico acumulativo calculado para todos los eventos registrados durante 1975, con magnitudes entre 3.0 y 5.2, fue de  $3.68 \times 10^{24}$  dinas-cm, que es equivalente a un evento de magnitud local de 5.4. El desplazamiento promedio en función del momento sísmico acumulativo fue de  $5.7 \pm 1.4$  cm/año. La caída de esfuerzos del evento principal suponiendo una falla circular fue de  $2.2 \pm 1.7$  bares. El valor de  $b$  asociado al enjambre fue de 1.06. Para el cálculo del momento sísmico de 112 eventos registrados en río Hardy se usó la relación empírica de magnitud local  $M_L$ , y el momento sísmico  $M_0$  dado por  $\log M_0 = 1.64 M_L + 15.6$ , que es similar al calculado por Brune y Wyss (1968).

\* Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C., Ensenada, B. C. N., México.

\*\* Institute of Geophysics and Planetary Physics, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, La Jolla, California 92093.

## ABSTRACT

Epicentral locations for the events of the San Quintin earthquake swarm are confined to a small area, with radius  $8 \pm 1$  km, and between 15 and 20 km deep. Without showing any well defined tendency of the epicenters or hypocenters during the observation time with portable seismic stations (ten months).

No well-defined tendency is shown by either the epicenters or hypocenters during the ten months period of observation with portable seismometers.

There is the suggestion of a fault along the coast from the site of the San Quintin earthquake swarm, to San Antonio del Mar. The trend of such a fault would be in the northwesterly direction, and this agrees with one of the strikes N 45 W, of the fault plane solution. Unfortunately, due to the submarine location of the seismic activity it is not possible to check the trend of the suggested fault with a geological inspection.

The seismic moment of the main event, local magnitude 5.2, was calculated comparing the amplitudes of the synthetic and real seismograms. This seismic moment was  $1.53 \pm 2 \times 10^{24}$  dynes-cm. The cumulative seismic moment of all the events recorded during 1975, with local magnitudes between 3 and 5.2, was  $3.68 \times 10^{24}$  dynes-cm, which is equivalent to an event of magnitude 5.4.

The average displacement as a function of the cumulative seismic moment was  $5.7 \pm 1.4$  cm/year. The stress drop of the main event was  $2.2 \pm 1.7$  bars. The b value associated with this earthquake swarm was 1.06. In order to calculate the seismic moment of the 112 events recorded in Rio Hardy we use the empirical relationship between local magnitude and seismic moment given by  $\log M_0 = 1.64 M_L + 15.6$ , which is similar to that given by Brune and Wyss (1968).

## INTRODUCCION

Las investigaciones de sismicidad efectuadas anteriormente en Baja California Norte (Reyes *et al.*, 1975; Johnson *et al.*, 1976), han demostrado que la sismicidad se encuentra concentrada en fallas activas dentro de un patrón tectónico complejo (Lomnitz *et al.*, 1976). Las fallas más importantes en Baja California Norte son: la falla de Agua Blanca que se extiende en la dirección Oeste Noroeste, en la cual no se ha detectado ninguna actividad (Reyes *et al.*, 1975; Johnson *et al.*, 1976). La geología de esta falla y su relación con la falla de San Andrés fue estudiada por Allen *et al.* (1960). La falla de San Miguel, que se extiende en la dirección Nor-Noreste, tiene una gran actividad sísmica cerca del Valle de la Trinidad que decrece hacia la ciudad de Tijuana. Las profundidades de los microsismos detectados en esta falla, van desde muy someras hasta 15 km de profundidad (Reyes *et al.*, 1975). Parte de esta falla fue estudiada como consecuencia del sismo de febrero de 1956, que tuvo una magnitud de 5.6 (Shor y Roberts, 1958). La falla de San Pedro Mártir no presenta una gran actividad sísmica. Por otro lado, las fallas de Cucapá y Laguna Salada son

muy activas. Por ejemplo: el 5 de mayo de 1978 se registró un sismo de magnitud local 4.2 en la falla Cucapá. La falla de Cerro Prieto es parte de la frontera entre las placas de América y del Pacífico, y une los centros de dispersión de Cerro Prieto y Cuenca Wagner; en esta falla, el CICESE está efectuando estudios detallados de sismicidad, desde 1976. La falla Imperial y su continuación es la falla Brawley, que se encuentra en los Estados Unidos.

Mogi (1963) clasificó las secuencias de temblores como función del tiempo en ocurrencia, estructura y esfuerzos en tres tipos principales:

- 1) Un sismo principal claramente definido acompañado por réplicas. Este tipo de sismos se han registrado en las fallas transformadas de Baja California, y en las fallas del Golfo de California. Por ejemplo, el sismo del Canal de Ballenas, ocurrido en junio de 1975 (Munguía *et al.*, 1976), el sismo principal tuvo una magnitud de 6.8.
- 2) Una secuencia de precursores, sismo principal y réplicas. Un evento de este tipo se registró en diciembre de 1976 en un segmento de la falla de Cerro Prieto, denominada Panga de Abajo, al sur de la planta geotérmica de Cerro Prieto. La magnitud del evento principal fue de 4.3 (Albores, comunicación personal).
- 3) Una asociación de sismos, caracterizada por muchos eventos de aproximadamente la misma magnitud sin uno principal (enjambres). Estos enjambres usualmente están asociados a centros de dispersión y a zonas de volcanismo activo o histórico. Este tipo de fenómenos es bastante común en el Valle Imperial y el Golfo de California. También se ha detectado este tipo de actividad en la zona de San Quintín, objeto de este estudio, y las colinas de las Montañas Rocallosas canadienses (Milne *et al.*, 1978; Ellis y Chandra, 1981; Rebollar *et al.*, 1982a, 1982b).

Consecuentemente, el enjambre de San Quintín ofrece por primera vez la oportunidad de estudiar en detalle un fenómeno de esta naturaleza, fuera de los centros de dispersión del Golfo de California.

## TECTONICA Y SISMICIDAD DE LA REGION DE SAN QUINTIN

La figura 1 muestra la actividad sísmica en la parte norte de Baja California, desde 1942 hasta 1975, al sur del paralelo 32; las magnitudes de estos eventos fluctúan entre 3.9 y 6.8. En la figura se ve que hay una gran dispersión de eventos al sur de la falla de Agua Blanca. Esto posiblemente se deba a un pobre control azimutal en las localizaciones epicentrales. En la figura también se observa actividad sísmica

frente a las playas de San Antonio del Mar. Esta actividad concuerda con una serie de eventos con características de evento principal y réplicas ocurrido en agosto de 1975. La máxima magnitud de estos eventos registrada en Río Hardy fue de 4.0 y la mínima de 3.0. De estos eventos sólo se localizaron cuatro, como lo muestra el mapa de la figura 2.

De acuerdo con la información disponible, no se tiene evidencia de actividad sísmica en la Bahía de San Ramón hasta 1975, año durante el cual se empezó a detectar la actividad del enjambre. Esto posiblemente se debe a malas localizaciones en la Bahía de San Ramón con estaciones lejanas. Por ejemplo: hay un evento localizado frente a la Bahía de San Quintín en 1942, aproximadamente 50 km al sur de los epicentros (no tiene magnitud publicada). Este evento podría ser del lugar del enjambre, si se consideran los errores de localización.

Durante la primavera de 1974, Johnson *et al.* (1976), efectuaron un estudio de sismicidad en el norte de la península; sin embargo, no reportaron ninguna actividad al sur de la falla de Agua Blanca. En cambio, localizaron dos eventos en la boca del río Colorado a una distancia aproximada de  $115 \pm 5$  km al este de la falla de San Miguel. Esta distancia es aproximadamente la misma que a la bahía de San Ramón. Consecuentemente, es muy probable que el enjambre hubiera iniciado su actividad hacia finales de 1974.

Los rasgos más notables en las inmediaciones del enjambre son: los pequeños volcanes extinguidos de la bahía de San Quintín y la isla de San Martín, que están formados de basalto cuaternario, y afloraciones de basaltos y andesitas del mioceno que se extienden al noroeste de San Quintín, a lo largo de la costa (Gastil *et al.*, 1971). No es posible investigar una correlación del enjambre con posible actividad volcánica, debido principalmente a falta de información geológica, y de la estructura de la corteza en las inmediaciones de San Quintín. Sin embargo, es muy probable que este enjambre sea de origen tectónico.

#### *Instrumentación utilizada*

La instrumentación usada en este estudio fue de dos clases de estaciones portátiles de papel ahumado de alta ganancia. Las estaciones *Kinematics* pertenecientes a UCSD y descritas por Prothero y Brune (1971), se utilizaron con un filtro que corta las bajas frecuencias aproximadamente a 1 HZ y las altas frecuencias a 5 HZ, tienen una máxima magnificación de  $1.0 \times 10^7$  a 50 HZ. Las estaciones *Spregnether* se utilizaron también con un filtro que corta las bajas frecuencias a 1 HZ y las altas a 50 HZ, la magnificación en este caso fue aproximadamente  $5 \times 10^7$ . Las dos estaciones fueron acopladas con un sismómetro Ranger (período libre de un segundo), y con registro de papel ahumado, con una velocidad de 60 mm/minuto con dura-

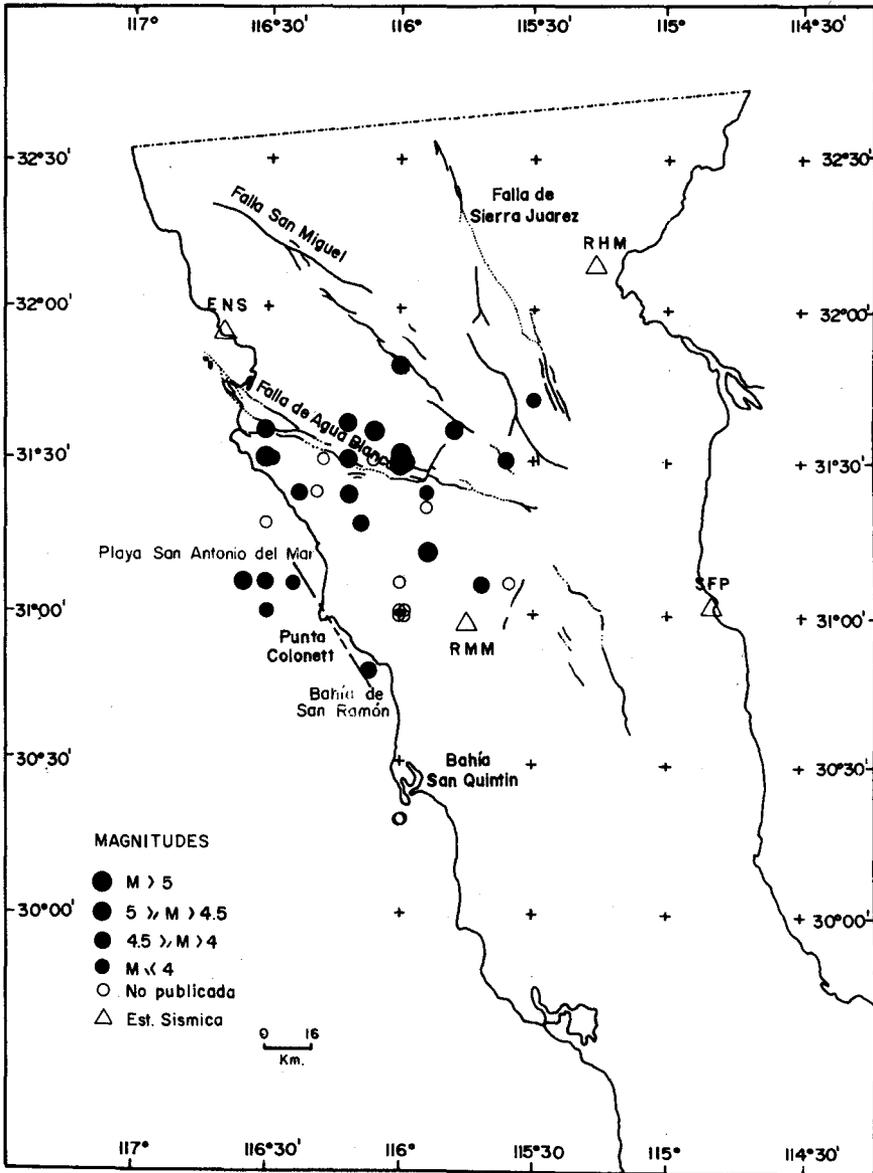


Fig. 1. Sismicidad de Baja California Norte al Sur del paralelo 32.

ción de un día. Para el control del tiempo se utilizó un radio de la "True Time Instrument Co.", del cual se obtuvo la señal de tiempo en código de la W.W.V.B., al principio y al final de cada registro para determinar la deriva del instrumento.

Para determinar el error de lectura, se generaron pulsos de calibración teóricos y se convulcionaron con funciones simulando arribos impulsivos. Considerando la respuesta del sismómetro y la velocidad del tambor, se estimó que el error de lectura es  $0.1 \pm 0.05$  y puede ser mayor cuando los eventos son muy pequeños (magnitudes alrededor de 0.5). En la lectura de la onda S, debido a sus arribos muy emergentes, el error puede ser hasta de 0.2 segundos. Consecuentemente, considerando la sensibilidad del instrumento, limitada por el nivel del ruido a 12 db, la magnitud mínima registrada de un evento a una distancia epicentral de 5 km fue de 0.2.

### LOCALIZACIONES CON LAS ESTACIONES PERMANENTES

A principios de enero de 1975 y durante el transcurso de este año, fue registrada una serie de eventos con características de enjambre en la región comprendida entre Colonett y bahía de San Quintín (figura 2).

El 13 de septiembre ocurrió el evento de mayor magnitud local ( $M_L = 5.2$ , CALTECH), habiéndose registrado en las estaciones de la red de Baja California y del sur de California. Para las localizaciones del evento principal y las réplicas se utilizaron 17 estaciones, las cuales permitieron un buen control azimutal, por el Norte con las estaciones de Barret, Campo Elliot, Río Hardy y la red telemétrica del Valle Imperial, al Este con Caborca y al Sur con Guaymas. La estación más cercana fue Ensenada (ENS, 180 km) y la más alejada fue Guaymas (GYM 600 km).

Se localizaron los eventos registrados en las estaciones permanentes y portátiles con un programa que utiliza una capa con un gradiente lineal de velocidad, otra con velocidad constante y un semiespacio (programa MICRO implementado por L. Munguía). El modelo utilizado fue el determinado con la explosión de Corona, del 10 de junio de 1975 para el Sur de California (tabla 1) y que fue modificado en la siguiente forma: una capa de 27.4 km con una velocidad inicial de 5.5 km/s y una velocidad final de 6.3 km/s; una segunda capa de 5 km de espesor, con una velocidad constante de 6.8 km/s y un semiespacio, con una velocidad de 7.8 km/s (tabla 2).

Las localizaciones de las réplicas del evento del 13 de septiembre de 1975, calculadas con las estaciones del sur de California y Baja California, se muestran en la figura 2. La profundidad se fijó a 15 km, y el error en las localizaciones epicentrales varió entre 2 y 5 km. Sin embargo, estos errores pueden ser mayores debido a lo complejo de la estructura y la distribución de la red.

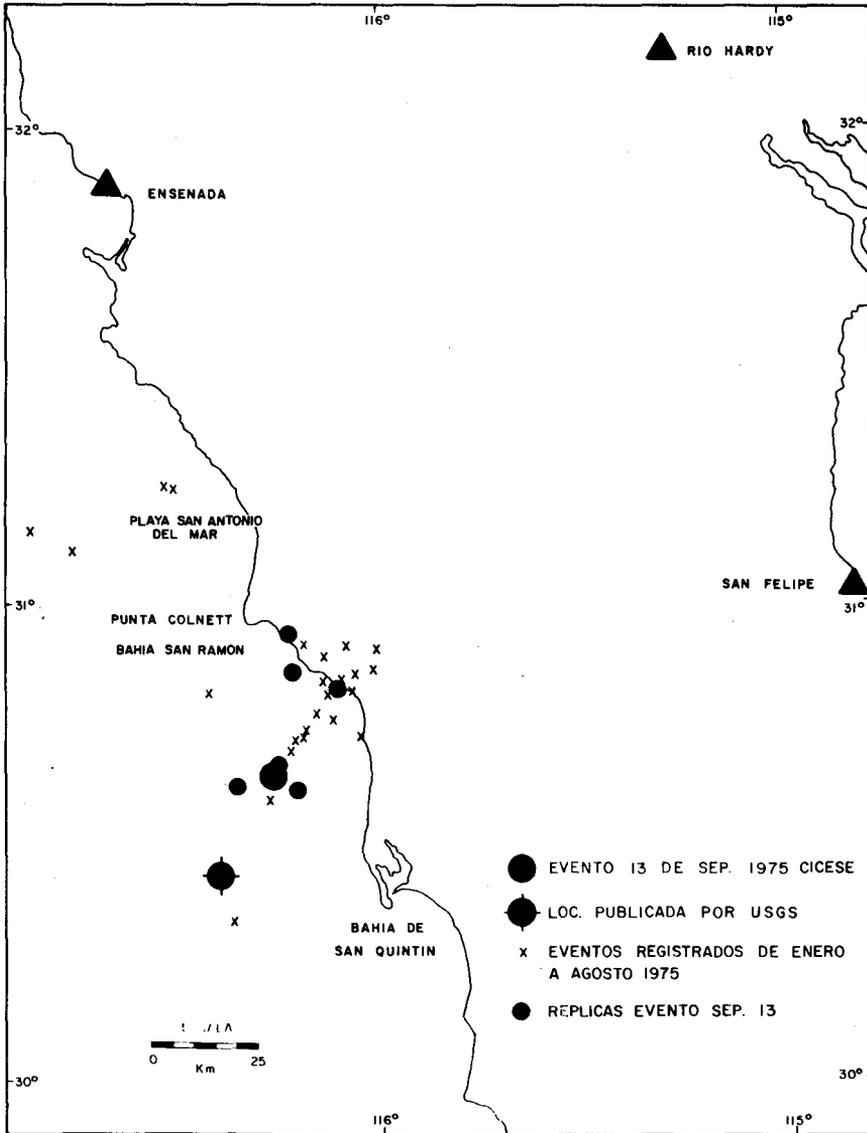


Fig. 2. Localizaciones epicentrales de los eventos del enjambre con las estaciones permanentes, y relocalización del evento de magnitud 5.2, ocurrido el 13 de septiembre de 1975.

Tabla 1

Modelo utilizado para las localizaciones de los eventos registrados en las estaciones permanentes. (Modelo de Corona).

Espesor km	Velocidad de la Onda P km/segundo
4	5.5
23.4	6.3
5.0	6.8
Semi espacio	7.8

Tabla 2

Modelo de Corona modificado para utilizar el programa que emplea una capa con un gradiente lineal de velocidad.

Espesor km	Velocidad de la Onda P km/segundo
27.4	Velocidad inicial 5.5 Velocidad final 6.3
5	6.8
Semi espacio	7.8

En el transcurso de enero a agosto de 1975, se registraron 26 sismos en tres estaciones permanentes: Ensenada (ENS), Río Hardy (RHM), y San Felipe (SFP), de los cuales se localizaron 24. Cuatro de estos eventos no corresponden al enjambre que se localizó al norte de Punta Colonett. Las localizaciones muestran una gran dispersión, debido a: 1) el desconocimiento de la estructura local de la corteza, y 2) posibles errores mayores de 0.2 segundos en los tiempos de arribo y en las diferencias de S-P (figura 2).

En las localizaciones de los eventos del enjambre, se tomó como base la estación de Río Hardy, debido a su mayor sensibilidad y arribos impulsivos. Las fases P y S de eventos con magnitudes entre 3 y 4, fueron claramente registradas. Para eventos con magnitudes mayores de 4 se observa la onda críticamente refractada (Pg-Pn =  $1.6 \pm 0.2$  segundos, figura 3). Usualmente, los eventos del enjambre, registrados en las estaciones de RHM, ENS y SFP, muestran poca variación en las diferencias de S-P, sugiriendo variaciones mínimas de los epicentros. El valor promedio de la diferencia S-P en Río Hardy, fue de  $21.3 \pm 0.3$  segundos.

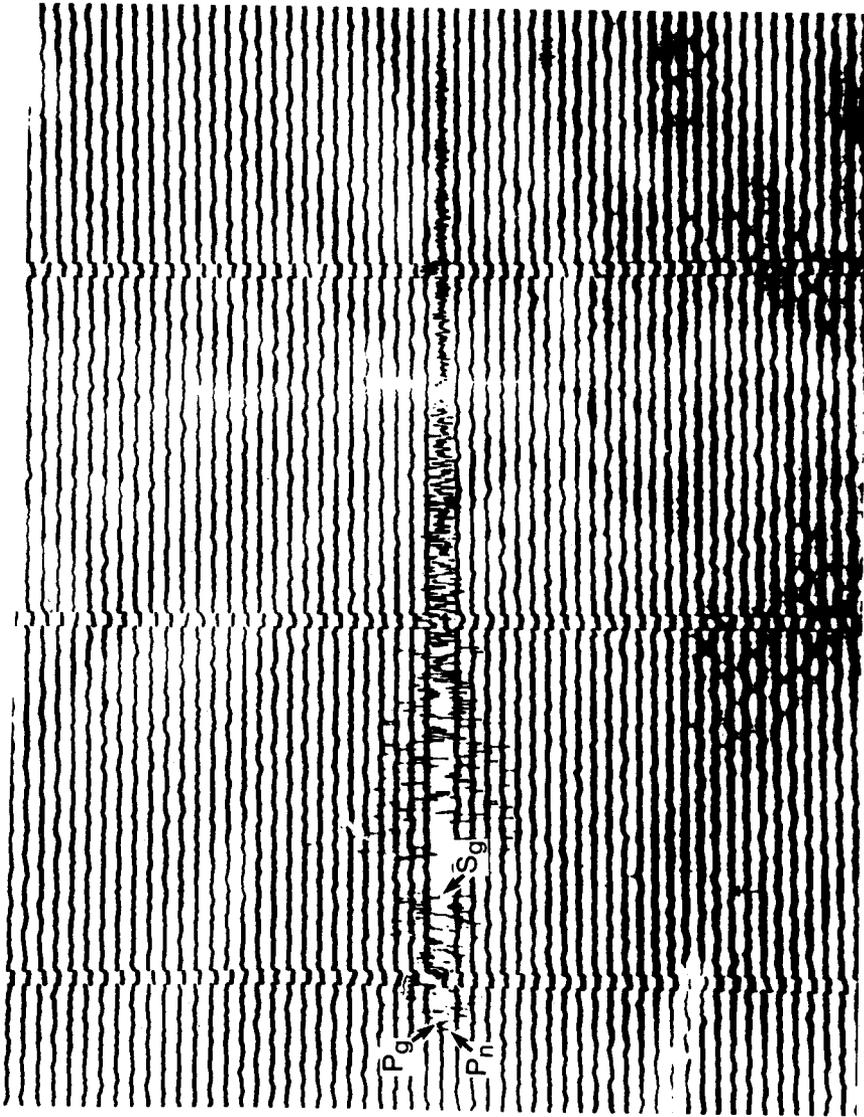


Fig. 3. Evento típico del enjambre de San Quintín, registrado en la estación permanente de Río Hardy, donde se observan claramente las fases P<sub>n</sub>, P<sub>g</sub> y S<sub>g</sub>.

Con base en lo anterior se hizo un histograma del número de eventos registrados durante 1975 (figura 4), de donde se ve que hay dos máximos de actividad; uno en abril y otro en septiembre (en junio Río Hardy no trabajó, por lo cual no hay eventos registrados). Esto podría indicar una secuencia de enjambres.

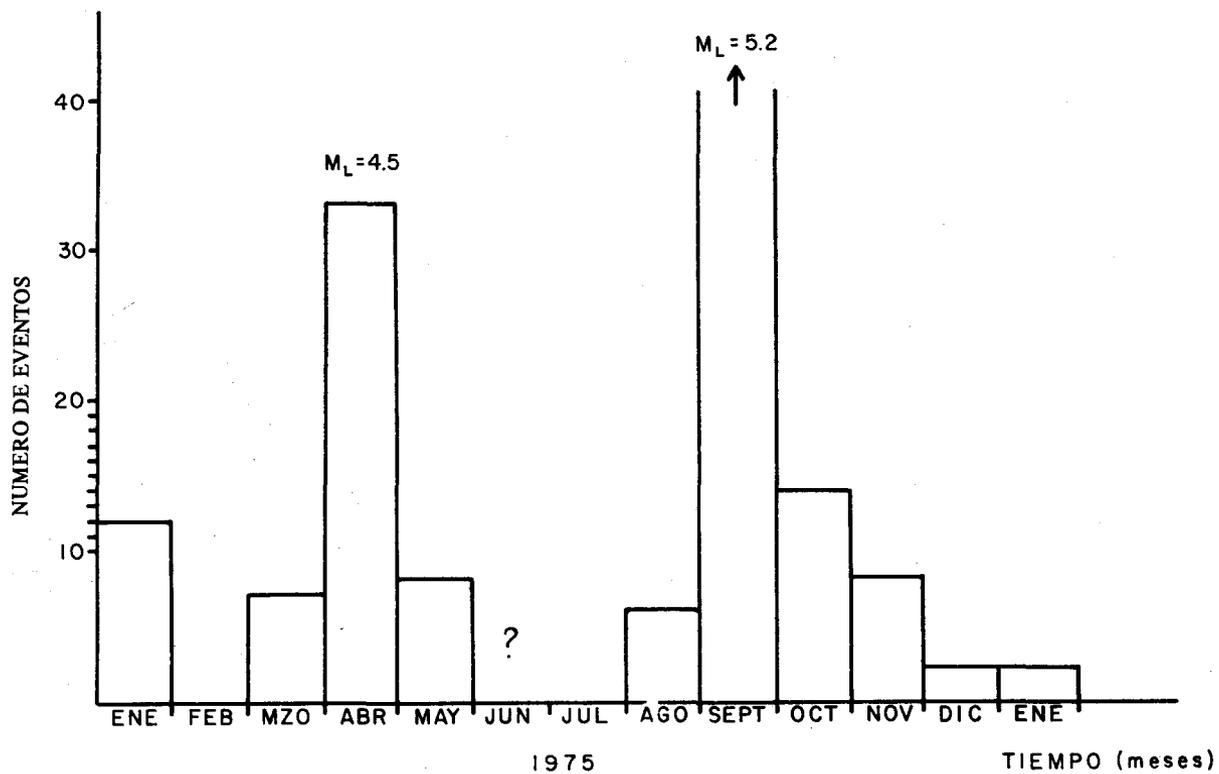


Fig. 4. Histograma del número de eventos registrados en Río Hardy durante 1975.

DATOS OBTENIDOS CON LAS ESTACIONES PORTATILES  
EN SEPTIEMBRE DE 1975

Dos días después de haber ocurrido el evento principal del mes de septiembre, se trasladó una red temporal de tres estaciones, para una mejor localización de los eventos. Las estaciones portátiles fueron colocadas en Santo Domingo (SDM), San Telmo (STE), y en el kilómetro 28 de la carretera al observatorio de San Pedro Mártir, la cual se llamó Cerro San Telmo (CST) (figura 5).

Las dimensiones de la red fueron de una distancia máxima entre estaciones de 28 km, y una mínima de 21 km. Para reducir el ruido sísmico por efecto de amplificación de los sedimentos, las estaciones fueron instaladas sobre afloraciones de rocas graníticas. Esto hizo posible obtener arribos claros.

En un total de 48 horas de registro efectivo, se identificaron 164 microsismos en la estación más cercana, SDM (distancia mínima a los epicentros 9 km). El promedio de eventos registrados fue de 3.4 por hora. Durante este tiempo de registro, se apreció el decaimiento de la actividad sísmica. Del total de eventos registrados se identificaron 74 en las tres estaciones, y de éstos, 61 fueron localizados con un programa que utiliza un semiespacio (Buland, 1976). Las velocidades para el semiespacio fueron: para la onda P, 6.2 km/seg y para la onda S, 3.6 km/seg (velocidades utilizadas por Reyes *et al.*, 1975).

Las profundidades de 50 eventos localizados, oscilaron entre 15 y 20 con errores máximos de  $\pm 4$  km (tabla 3). En la distancia epicentral, los errores variaron entre  $\pm 2.4$  km. Estos errores se incrementaron para los eventos superficiales, lo que posiblemente se deba a que la velocidad en los primeros kilómetros de la corteza es menor que la velocidad supuesta para el semiespacio. Se hicieron once localizaciones a una profundidad fija de 15 km, notándose un mayor error en la distancia epicentral ( $\pm 5.5$  km).

Tabla 3

Datos de las réplicas de septiembre registradas en las estaciones portátiles;  
localizaciones con un semi espacio

Eventos	Profundidad km	Error	Error	Error
		Promedio Latitud km	Promedio Longitud km	Promedio Profundidad km
29	$20 \geq E_v \geq 18$	2.6	2.2	4.2
11	$18 \geq E_v \geq 15$	2.5	2.1	4.4
10	$15 \geq E_v \geq 0$	5.6	5.2	15.0
11	15 Fija	5.6	5.2	

Se localizaron las réplicas del evento de septiembre de 1975 con el modelo de Corona para California (tabla 1), con los siguientes resultados (tabla 4): se observó una concentración de hipocentros a profundidades entre 15 y 18 km (figura 6). El error en las profundidades fue de  $\pm 4$  km, y en los epicentros de  $\pm 1.9$  km. Las localizaciones epicentrales se encuentran confinadas en una área de  $8 \pm 1$  km de radio frente a la bahía de San Ramón (figura 5). Estas localizaciones no indican ninguna tendencia definida como la observada en la sismicidad de la falla de San Miguel (Reyes *et al.*, 1975 y las réplicas del evento del Canal de Ballenas (Munguía *et al.*, 1976)).

Tabla 4

Localizaciones epicentrales hechas con el modelo de Corona de las réplicas del evento de septiembre de 1975.

Eventos	Profundidad km	Error	Error	Error
		Promedio Latitud km	Promedio Longitud km	Promedio Profundidad km
2	$30 \geq E_v \geq 20$	2.0	2.0	2.5
9	$20 \geq E_v \geq 18$	2.0	1.8	3.3
25	$18 \geq E_v \geq 15$	2.1	1.9	4.1
5	$15 > E_v > 0$	2.6	2.2	4.8
17	15 Fija	4.4	5.6	4.8

#### DATOS OBTENIDOS CON LAS ESTACIONES PORTATILES EN ABRIL DE 1976

Del 5 al 9 de abril de 1976 se instaló una red temporal en cada uno de los lugares en que fueron instaladas en septiembre de 1975, con el objeto de observar la sismicidad existente. En un total de 89 horas de registro se identificaron 31 microsismos, con un promedio de 0.35 eventos por hora, lo que significó un decaimiento del 90% en la actividad sísmica; se localizaron 16 eventos, sin embargo, no se observó una variación apreciable con respecto a las localizaciones epicentrales de los eventos de septiembre de 1975 (figura 5). Sin embargo, pudo observarse que los eventos fueron más someros, con profundidades menores de 15 km (figura 6). En estas localizaciones se incrementó en promedio el error, tanto en los epicentros como en los hipocentros (tabla 5). Esto posiblemente se deba a que los eventos fueron más pequeños (magnitudes menores de 2.8), lo cual hizo que en algunos casos la lectura fuera imprecisa. Si se toman en consideración los errores hipocentrales, éstos podrían estar a la misma profundidad de los eventos de septiembre de 1975.

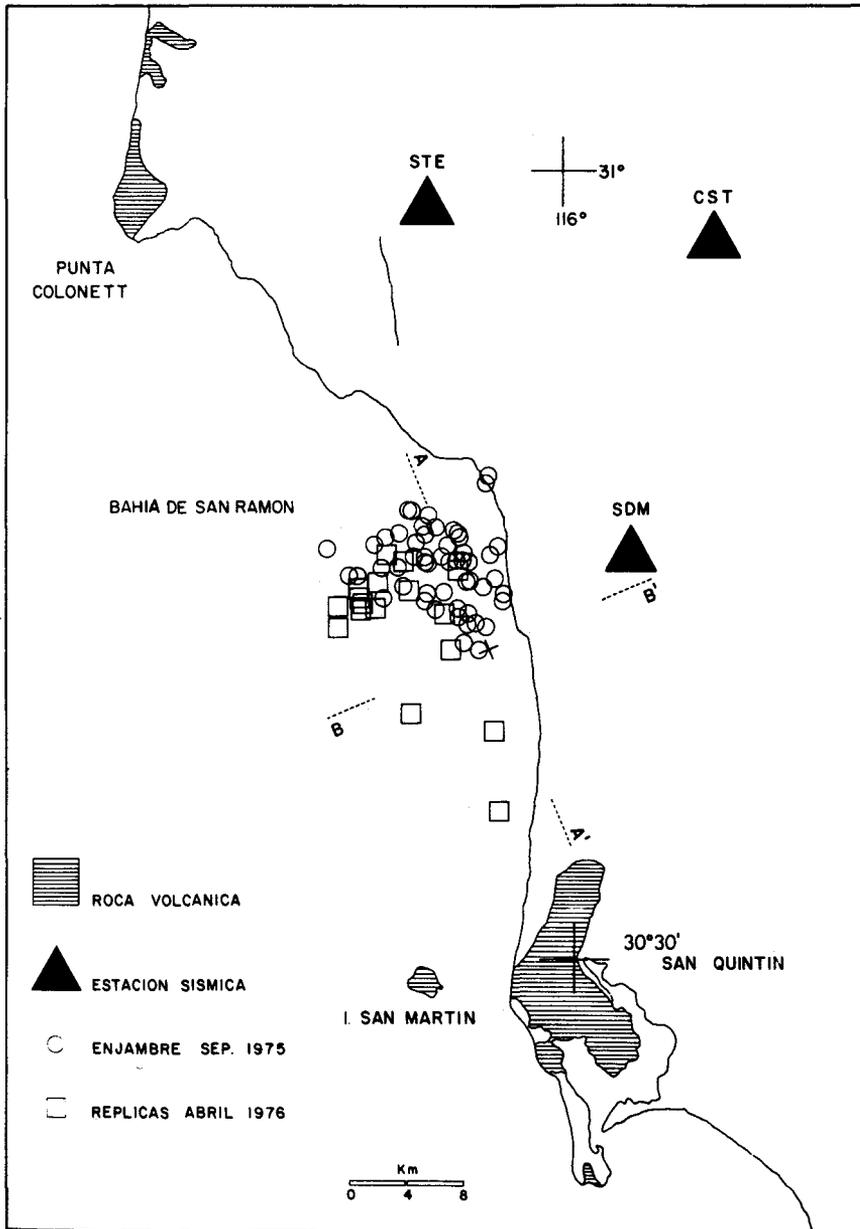


Fig. 5. Localizaciones epicentrales con las estaciones portátiles de los eventos registrados en septiembre (círculos), y abril (cuadros).

## HIPOCENTROS

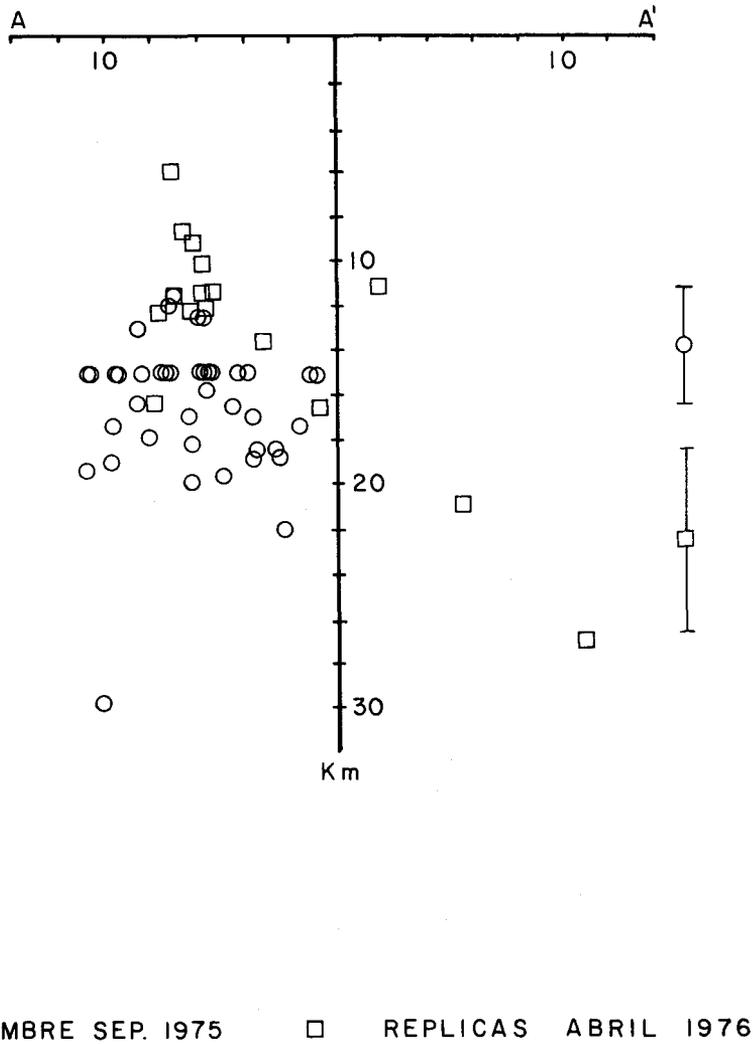


Fig. 6. Hipocentros calculados con las estaciones portátiles de las réplicas del evento de septiembre (círculos), y los eventos registrados seis meses después (cuadros).

Tabla 5

Datos de las réplicas de abril de 1976, localizaciones hechas utilizando el modelo de la explosión de Corona.

Eventos	Profundidad km	Error Promedio Latitud km	Error Promedio Longitud km	Error Promedio Profundidad km
2	$30 \geq Ev \geq 20$	5.0	2.5	3.5
2	$20 \geq Ev \geq 15$	3.0	2.5	4.5
11	$15 \geq Ev \geq 0$	2.5	2.2	6.6
1	15 Fija	8.0	7.0	6.6

### CALCULO DE MAGNITUDES

Se calcularon las magnitudes de los eventos del enjambre de San Quintín con la fórmula de Richter (1958):

$$M_L = \log(A) - \log(A_0) + \log(G\omega/G)$$

donde A es la máxima amplitud medida en el sismograma en milímetros,  $A_0$  es la amplitud del evento de magnitud cero en milímetros registrada en el sismómetro de torsión Wood-Anderson,  $G\omega$  es la ganancia del sismómetro Wood-Anderson a un período de 0.8 segundos, y G es la ganancia del instrumento a un período de 0.8 segundos.

Con la fórmula anterior se calcularon las magnitudes de 43 eventos registrados en las estaciones portátiles. Las magnitudes de las réplicas de septiembre de 1975 varían desde 1.2 hasta 2.0. Esta variación es pequeña debido principalmente a que las magnitudes de los eventos grandes saturaban la estación. Las magnitudes de las réplicas registradas en las estaciones portátiles en abril de 1976, para 8 eventos, varían desde 1.7 hasta 2.8.

Tomándose como base la estación de Río Hardy, se calcularon todas las magnitudes de los eventos registrados en esta estación (112).

La corrección del Río Hardy fue calculada usando sismos reportados por CALTECH y registrados en Río Hardy.

El valor aproximado de la corrección fue de  $C = -0.9$ . Una vez estimada la corrección, se calcularon todas las magnitudes de los eventos a los cuales se les pudo medir su amplitud, desde enero hasta septiembre de 1975.

Una vez calculadas las magnitudes de 112 eventos registrados en Río Hardy, se calculó el valor de  $b$  de la gráfica del número acumulativo de eventos contra magnitud local, dada por  $\log N = a - bM_L$  (Gutenberg y Richter, 1949). Donde  $N$  es el número acumulativo de eventos,  $a$  y  $b$  constantes, y  $M_L$  magnitud local. El valor obtenido fue 1.06, que se encuentra dentro del rango de valores calculados en estudios similares en Baja California (figura 7).

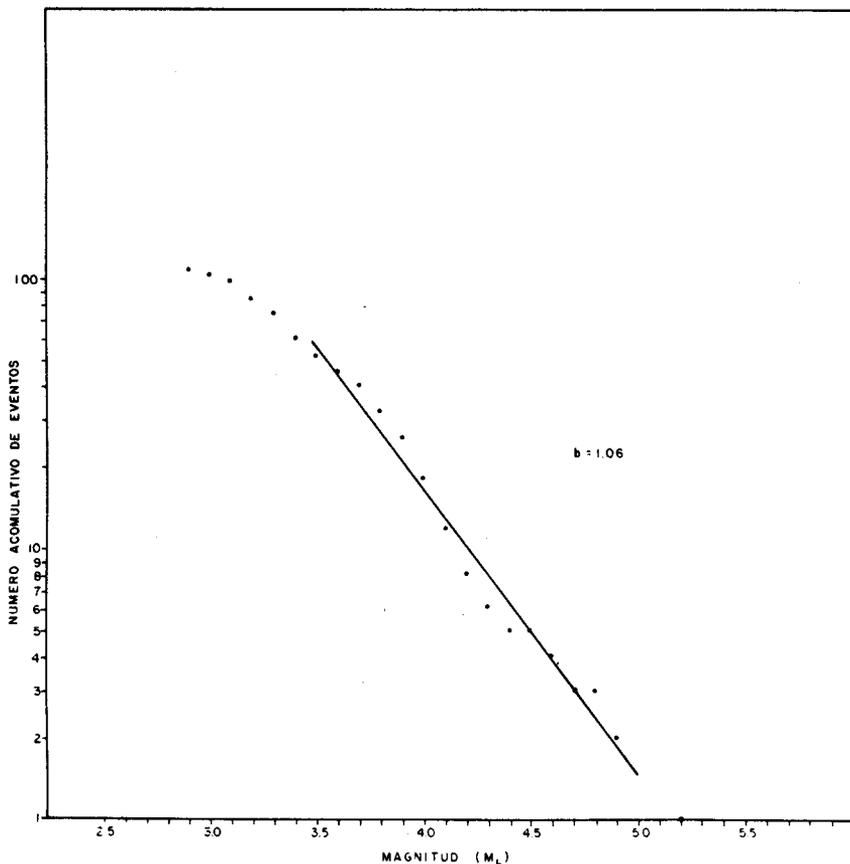


Fig. 7. Evaluación de  $b$  de la relación frecuencia de eventos contra magnitud local de Gutenberg y Richter (1949).

Hay considerable evidencia de que este valor  $b$  es función de los esfuerzos en experimentos de laboratorio y en diferentes regiones tectónicas (Mogi, 1963; Scholz, 1968; Berg, 1968; Sykes, 1970; Wyss, 1973). Los valores de  $b$  calculados, usando datos de diferentes regiones tectónicas del mundo, varían desde 0.28 hasta 4.11 (Everden, 1970). Usualmente valores pequeños corresponden a distribuciones ho-

mogéneas de esfuerzos en experimentos de laboratorio en rocas (Mogi, 1963). También se han encontrado valores pequeños en enjambres volcánicos sin erupción, donde  $b$  varía desde 0.28 hasta 0.68 (Suzuki, 1959).

Sykes (1970) encontró una  $b$  de 1.13 en los enjambres de las cordilleras del Atlántico y del Pacífico. Valores grandes de  $b$  han sido encontrados en enjambres de tipo volcánico con erupción y centros de dispersión. Por ejemplo, los enjambres en el Golfo de California han mostrado variaciones apreciables en los valores de  $b$ . Thatcher y Brune (1971), encontraron un valor de 1.35 en un enjambre de la cuenca Wagner, para eventos con profundidades entre 15 y 10 km. Estos eventos mostraron afallamiento predominante normal. Reichle (1977) encontró para varios enjambres en la cuenca Delfín, valores de  $b$  desde 0.6 hasta 2.71; donde valores pequeños correspondían a secuencias con solución de plano focal de afallamiento de rumbo, y valores grandes a soluciones de plano focal normal. Milne y otros (1978) analizando los enjambres de las montañas Rocallosas, encontraron valores de  $b$  entre 0.6 y 0.81. Rebollar (1982b) encontró valores de  $b$  de 0.8 en un enjambre en las colinas de las montañas Rocallosas canadienses, con características similares al enjambre de San Quintín.

#### SOLUCION DEL PLANO DE FALLA

Se usaron los primeros arribos del evento del 13 de septiembre de 1975, registrados en las estaciones permanentes de California y Baja California, para calcular la solución del plano de falla. Se supuso la estructura del evento de Pino Solo (Nava, comunicación personal, tabla 6) y una profundidad de 15 km. Debido a la localización del evento y lo relativamente pequeño ( $M_L = 5.2$ ), no fue posible obtener una solución única. Sin embargo, dentro del rango de posibles soluciones está la de una falla de rumbo vertical, donde uno de los planos está en la dirección  $N40^{\circ}O$  y el segundo en la dirección  $N50^{\circ}E$  (figura 8).

No es posible confirmar el tipo de afallamiento con evidencias geológicas visibles, debido a su localización dentro del mar. Sin embargo, la tectónica regional sugiere una falla paralela a la costa, que concuerda con la solución dada por  $N40^{\circ}O$ .

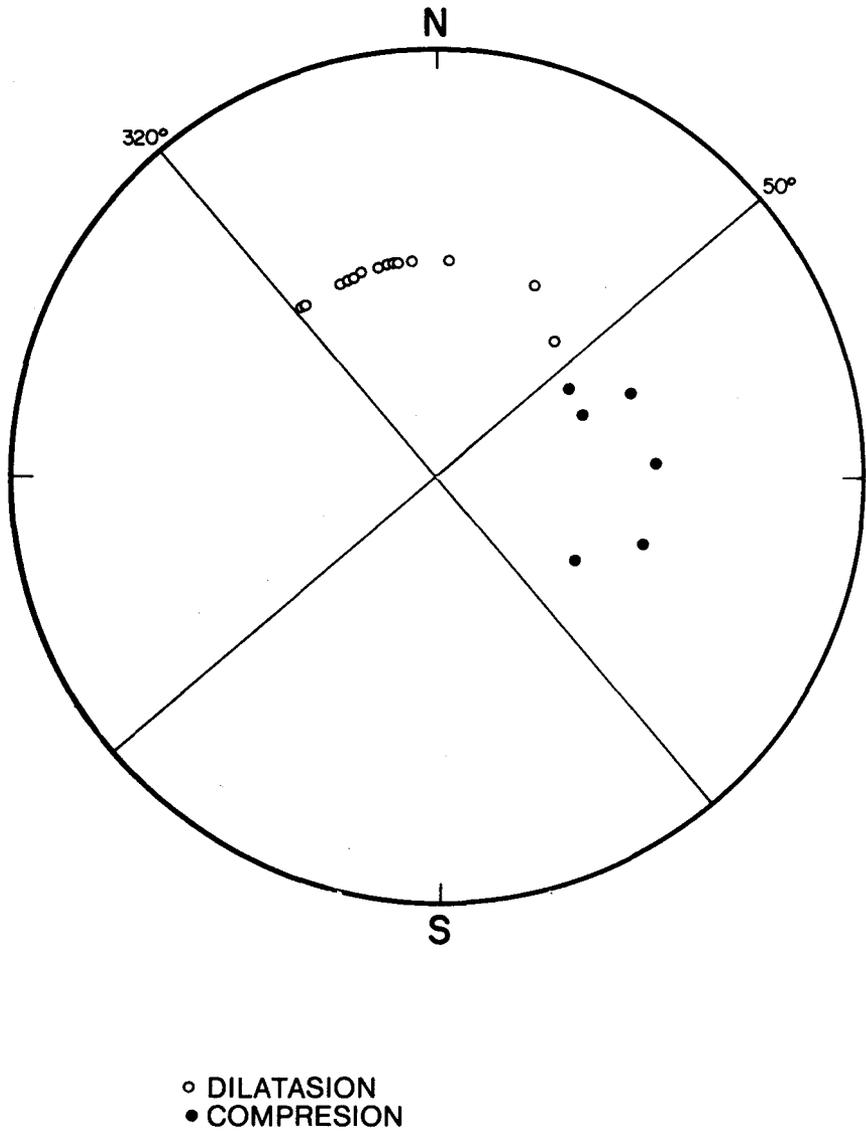


Fig. 8. Solución del plano de falla del evento del 13 de septiembre del enjambre de San Quintín.

## MOMENTO SISMICO Y RELACION DE DESLIZAMIENTO PROMEDIO

Se calcularon sismogramas sintéticos para el evento de San Quintín, usando el programa de excitación de Harkrider para ondas de Rayleigh, para la estructura determinada a partir del evento de Pino Solo (tabla 6). La excitación utilizada fue de  $10^{21}$  dinas-cm a una profundidad de 15 y 7 km, suponiendo una falla transcurrente vertical.

Tabla 6

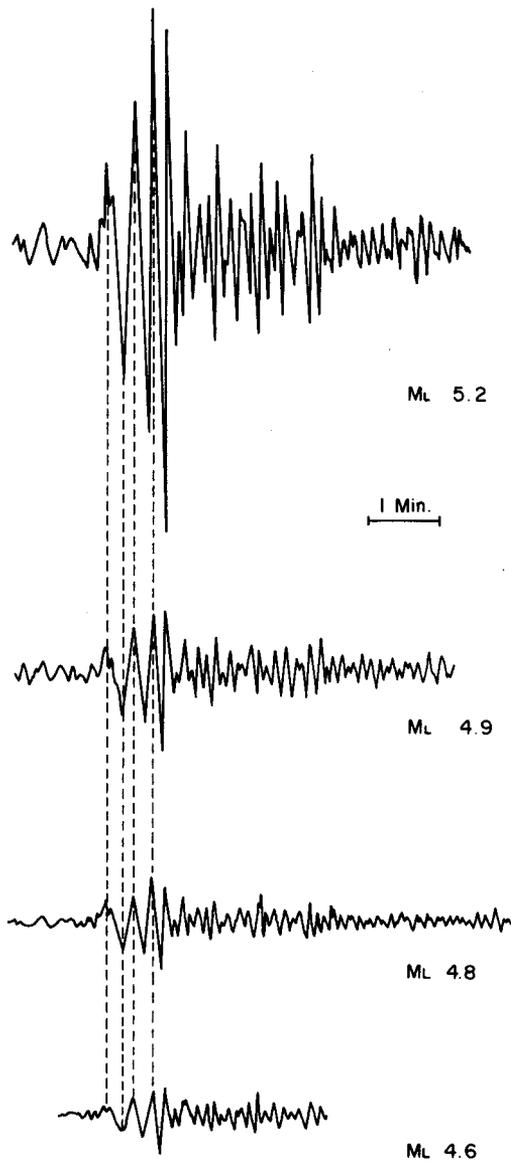
## Modelo de Pino Solo

Espesor km	Velocidad Vp km/segundo	Velocidad Vs km/segundo
12.3	6.1	3.5
20.8	6.7	3.8
Semi espacio	7.9	4.6

Los sismogramas generados a 15 km de profundidad, tenían muy bajo contenido de altas frecuencias, no así los generados a 7 km de profundidad que mostraban similitud con los sismogramas reales, esto posiblemente se deba a la estructura utilizada. Se compararon los picos y valles de los sismogramas sintéticos (a 7 km de profundidad) y reales de tres estaciones (Byerly BKS, Tucson TUC, y JCT), se evaluó la razón de amplitudes de los sismogramas, obteniéndose un momento sísmico de  $1.53 \pm 2 \times 10^{24}$  dinas-cm. Ya conocido el momento del sismo principal, se calculó el momento de tres eventos con magnitudes de 4.9, 4.8 y 4.6, reportados por CALTECH, de la siguiente forma: 1) se identificaron las fases y amplitudes del evento principal con las fases y amplitudes de estos tres eventos registrados en la misma estación (figura 9); 2) se evaluaron las razones de las amplitudes de donde obtuvimos el momento sísmico para cada evento. Al hacer esto, se supone un escalamiento y una autosemejanza (self-similarity) entre estos eventos (Aki, 1967; Kanamori y Anderson, 1975). Una vez conocidos los momentos sísmicos de varios eventos (cuatro), se hizo una gráfica del logaritmo del momento sísmico  $M_0$  contra magnitud local  $M_L$ , a estos eventos se les ajustó una recta que resultó ser: (figura 10)

$$\log M_0 = 1.64 M_L + 15.6$$

Una prueba de la consistencia de los datos es la poca diferencia que existe con las rectas calculadas por Wyss y Brune (1968),  $\log M_0 = 1.4 M_L + 17.0$ ; Thatcher y Hanks (1973),  $\log M_0 = 1.5 M_L + 16.0$ , y Rebollar *et al.* (1982),  $\log M_0 = 1.3 M_L + 16.6$ . Los momentos evaluados con estas fórmulas para el evento de magnitud 5.2 son:  $1.9 \times 10^{24}$ ,  $6.3 \times 10^{23}$ , y  $2.29 \times 10^{23}$  dinas-cm respectivamente.



ESTACION TUCSON  $\Delta = 557.9$  KM

Fig. 9. Identificación de diferentes fases del evento del 13 de septiembre con tres réplicas, a fin de calcular el momento sísmico.

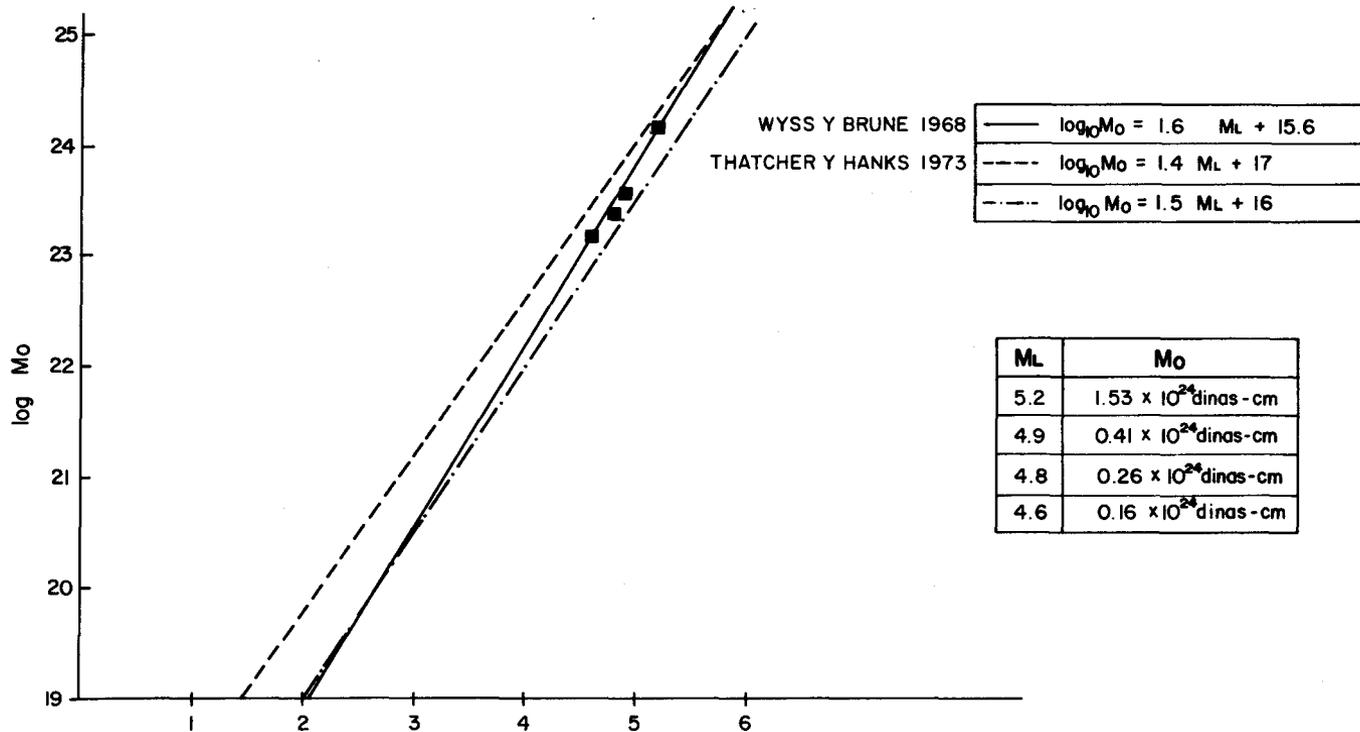


Fig. 10. Gráficas empíricas del  $\log M_0$  contra magnitud local calculada para el evento de San Quintín, comparados con las calculadas para el Sur de California.

El momento evaluado con los sismogramas sintéticos está dentro del rango de variaciones de la fórmula de Wyss y Brune (1968), Thatcher y Hanks (1973), Rebollar *et al.* (1982).

Se calculó el momento sísmico para todos los eventos con magnitud entre 3 y 5 por medio de la ecuación 2, a fin de calcular el momento sísmico acumulativo durante el tiempo de observación (un año). El momento así calculado podría tener de uno a dos órdenes de error, si se toma como base las variaciones entre las relaciones empíricas. Para la evaluación del número de eventos de magnitud menor de 3.4, se usó la relación de frecuencia contra magnitud (números entre paréntesis en la tabla 7), de tal forma que fue posible calcular el momento sísmico cumulativo de los sismos pequeños; sin embargo, estos momentos no afectan significativamente al momento sísmico cumulativo total, que fue de  $3.68 \times 10^{24}$  dinas-cm. El procedimiento de cálculo está ilustrado en la tabla 7.

Tabla 7

Procedimiento del cálculo del momento sísmico acumulativo sugerido por primera vez por Brune (1968), a fin de calcular el deslizamiento promedio de la falla.

$M_L$	N	$M_0$	$\Sigma M_0$
		$10^{24}$ dinas-cm	$10^{24}$ dinas-cm
5.2	1	1.53	1.53
4.9	1	0.415	0.415
4.8	1	0.265	0.265
4.6	1	0.168	0.168
4.5	2	0.0986	0.1972
4.4	2	0.0676	0.1352
4.3	3	0.0464	0.1392
4.2	7	0.0318	0.2226
4.1	8	0.0218	0.1744
4.0	8	0.0149	0.1192
3.9	10	0.0102	0.1020
3.8	5	0.00705	0.0352
3.7	6	0.00484	0.0290
3.6	11	0.00332	0.0365
3.5	13	0.00228	0.0296
3.4	9 (13)	0.00156	0.0140 (0.0202)
3.3	13 (17)	0.00107	0.0139 (0.0181)
3.2	7 (22)	0.00073	0.0051 (0.0160)
3.1	3 (28)	0.00050	0.0015 (0.0140)
3.0	0 (35)	0.00034	(0.0119)
2.9	1 (45)	0.00023	0.0002 (0.0103)
		$\Sigma \Sigma M_0$	3.63 3.68

El desplazamiento promedio ( $u$ ) durante el tiempo  $t$ , en función del momento sísmico acumulativo, la rigidez del medio  $\mu$ , y el área de la falla ( $A$ ) están dados por Brune (1968) y Kostrov (1970):

$$u = \frac{\Sigma M_0}{t\mu A}$$

El desplazamiento promedio calculado para el enjambre de San Quintín, suponiendo una rigidez de  $3.3 \times 10^{11}$  dinas/cm<sup>2</sup>, una área de  $2.04 \pm 0.5 \times 10^{12}$  cm<sup>2</sup> ( $r = 8 \pm 1$  km), determinada por la zona de réplicas y, el momento sísmico acumulativo fue de  $5.7 \pm 1.4$  cm, para el tiempo de observación de un año. Este número así calculado sólo da un posible promedio del deslizamiento durante el tiempo de observación del enjambre, pero no dice nada acerca del deslizamiento promedio durante un lapso de observación más grande, que sería más representativo.

#### CAIDA DE ESFUERZOS DEL EVENTO DEL 13 DE SEPTIEMBRE CON MAGNITUD LOCAL 5.2

Para calcular la caída de esfuerzos del evento de magnitud 5.2 del enjambre de San Quintín, es necesario considerar un modelo teórico. Kanamori y Anderson (1975), resumen la caída de esfuerzos en términos de diferentes modelos teóricos de distintos investigadores. Esta caída de esfuerzos puede representarse en forma general como  $\Delta\bar{\sigma} = C \mu (D/L)$ , Kanamori y Anderson (1975), Madariaga (1979). Donde  $\mu$  es el módulo de rigidez,  $C$  es el factor adimensional que depende del modelo considerado (circular o rectangular),  $D$ , es el desplazamiento promedio y  $L$ , es la longitud de la falla ( $L = r$  si se considera una falla circular). Por lo tanto, considerando que el área de la falla es aproximadamente circular (calculada del área de réplicas), y puesto que conocemos el momento sísmico, la caída de esfuerzos está dada por:

$$\Delta\bar{\sigma} = (7/16)M_0/r^3$$

Donde  $r$  es el radio de la falla. Considerando un radio de  $8 \pm 1$  km, y un posible error en el momento sísmico de dos órdenes de magnitud, la caída de esfuerzos del evento de magnitud 5.2 es de  $2.2 \pm 1.7$  bares.

El esfuerzo aparente ( $\eta\bar{\sigma}$ , donde  $\eta$  es la eficiencia sísmica y  $\bar{\sigma}$  es el esfuerzo promedio) está dado por:

$$\eta\bar{\sigma} = \mu Es/M_0,$$

consecuentemente, es necesario conocer la energía sísmica radiada por la dislocación. Esta puede ser calculada de la relación empírica de Gutenberg y Richter (1956), dada por  $\log Es = 1.5Ms + 11.8$ , donde  $Es$  es la energía sísmica radiada. Sin embargo, esta relación está en términos de la magnitud calculada con ondas superficia-

les ( $M_s$ ). Wyss y Brune (1968), calcularon una relación empírica entre magnitud superficial y magnitud local para eventos en el oeste de los Estados Unidos, dada por  $M_s = 1.7M_L - 4.1$ , para eventos entre  $6 \geq M_L \geq 3$ . Consecuentemente, usando esta relación, la magnitud superficial  $M_s$  equivalente a la magnitud local 5.2 es 4.7. Usando esta magnitud ( $M_s = 4.7$ ), la energía sísmica radiada de este evento es  $8.13 \times 10^{18}$  ergs.

Una vez conocida la energía sísmica, el momento sísmico y suponiendo la rigidez de  $3.3 \times 10^{11}$  dinas/cm<sup>2</sup>, el esfuerzo aparente es de  $2.6 \pm 0.9$  bares ( $\eta\bar{\sigma} < \Delta\sigma/2$ ). Como puede notarse, la caída de esfuerzos y los esfuerzos aparentes son de la misma magnitud, si se consideran las variaciones de los errores. Creemos que la caída de esfuerzos es más representativa puesto que los parámetros involucrados en su cálculo son más confiables.

Sismos dentro de placas (intra-plate earthquake) indican sistemáticamente grandes caídas de esfuerzos, cerca de 100 bares, sismos entre-placas (inter-plate earthquake) tienen caídas de esfuerzos entre 30 y 100 bares. Si son considerados juntos (dentro y entre placas), la caída de esfuerzos es de aproximadamente 60 bares (Kanamori y Anderson, 1975; Geller, 1976). Estos resultados fueron obtenidos considerando sismos con magnitudes superficiales mayores de 6.0. Consecuentemente su aplicación a sismos con magnitudes menores de 6.0, como por ejemplo, el evento del enjambre de San Quintín de magnitud 4.7, es incierta.

Si el evento del 13 de septiembre fue simple o complejo (es decir, sin barreras o con barreras), no lo podemos resolver con nuestros datos; sin embargo, cálculos de esfuerzos usando  $C \mu(D/L)$ , simulando eventos teóricos con barreras, son solamente una fracción de la caída de esfuerzos (Madariaga, 1979).

## CONCLUSIONES

El enjambre de San Quintín dio la oportunidad de estudiar en detalle una parte de la península de Baja California Norte, en la cual aparentemente no había evidencias de actividad sísmica. El enjambre probablemente empezó a principios de 1975, de acuerdo con la actividad detectada en la estación de Río Hardy (RHM). Localizaciones epicentrales con estaciones portátiles cercanas a los epicentros (9 km), indican una área activa de aproximadamente ocho km de radio. La profundidad de estos eventos es de  $15 \pm 5$  km. El enjambre ocurrió en una zona de volcanismo reciente (Gastil *et al.*, 1971). Es muy probable que este enjambre sea de origen tectónico, y se encuentre asociado a una posible falla transcurrente vertical, paralela a la costa en la dirección N40°O, que concuerda con una de las soluciones del plano de falla.

El momento sísmico y la caída de esfuerzos del evento del 13 de septiembre de 1975, con magnitud local 5.2 ( $M_s = 4.7$ ), fue de:  $1.53 \pm 2 \times 10^{24}$  dinas-cm, y  $2.2 \pm 1.7$  bares.

El desplazamiento promedio calculado, usando el método de Brune (1968), fue de  $5.7 \pm 1.4$  cm/año, similar a los valores calculados en las fallas transformantes de Golfo de California, Reichle(1975). El valor de  $b$  calculado de la relación frecuencia contra magnitud local (Gutenberg y Richter, 1949), fue de 1.06.

### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las valiosas sugerencias y comentarios de L. Munguía y L. Canales. Al Dr. J. Brune por sus indicaciones en el análisis de ondas superficiales y el haber facilitado los sismogramas sintéticos. Agradecemos también la colaboración del Sr. M. Farfán en el trabajo de campo, y al Centro de Cálculo del CICESE por su ayuda en el análisis de datos. Este trabajo fue posible gracias a la participación de muchas personas y personal administrativo del CICESE. Este último por su pronta ayuda económica, cuando ocurre un sismo. CJR agradece el apoyo económico prestado por la ANUIES, por medio de una beca (1973-1975).

### BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, C. R., L. T. SILVER and G. STEHLI, 1960. Agua Blanca Fault - a major transverse structure of Northern Baja California, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 457-482.
- AKI, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231.
- BERG, E., 1968. Relation between earthquake foreshocks, stress and mainshocks, *Nature*, 219, 1141-1143.
- BRUNE, J. N. y C. R. ALLEN, 1967. A microearthquake survey of the San Andres fault system in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 57, 277-296.
- BRUNE, N., 1968. Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major zones, *J. Geophys. Res.*, 72, 777-784.
- BULAND, R., 1976. The mechanics of locating earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 173-187.
- ELLIS, R. M. y B. CHANDRA, 1981. Seismicity in the Mica reservoir (McNaughton lake) area: 1973-1978, *Can. J. Earth Sci.* 18, 1708-1716.
- EBERDEN, J. F., 1970. Study of regional seismicity and associated problems, *Bull. Seism. Soc. Am.* 60, 393-446.
- GASTIL, G., P. RICHARDS and C. EDWIN, 1974. Reconnaissance geologic map of the state of Baja California, Mexico, *Geological Society of America Memoir.* 140.

- GUTENBERG, B. y C. F. RICHTER, 1949. Seismicity of the earth and associated phenomena, *Princeton University Press*.
- GUTENBERG, B. y C. F. RICHTER, 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration (second paper), *Bull. Seism. Soc. Am.* 46, 105-145.
- GELLER, R. J., 1976. Scaling relation for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 1501-1523.
- JOHNSON, T. L., J. MADRID y T. KOCZYNSKI, 1976. A study of micro-seismicity in Northern California, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 1821-1929.
- KANAMORI, H. y D. L. ANDERSON, 1975. Theoretical basics of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1073-1095.
- KOSTROV, V. V., 1974. Seismic moment and energy of earthquake, and seismic flow of rock, *Izv., Earth Physics*, 1, 23-40.
- LOMNITZ, C., F. MOOSER, C. R. ALLEN, J. N. BRUNE and W. THATCHER, 1976. Seismicity and tectonics of the Northern Gulf of California Region, Mexico. Preliminary results, *Geofís. Intern.* 10, 37-48.
- MOGI, K., 1963. Some discussions of aftershocks, foreshocks, and earthquake swarms - The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relations to the earthquake phenomena, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo University* 41, 615-658.
- MUNGUÍA, L., M. REICHLÉ, A. REYES, R. SIMONS, and J. N. BRUNE, 1977. Aftershocks of the July 8, 1975 Canal de Ballenas, Gulf of California earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 4, 507-509.
- MILNE, W. G., R. P. ROGER, RIDDIHOUGH, G. A. McMECHAN and R. D. HYNDMAN, 1978. Seismicity of Western Canada, *Can. J. Earth Sci.* 15, 1170-1193.
- PROTERO, W. y J. N. BRUNE, 1971. A suitcase seismic recording system, *Bull. Seism. Soc. Am.* 62, 1849-1952.
- REBOLLAR, C. J., E. R. KANASEWICH, and E. NYLAND, 1982a. Focal Depths and source parameters of the Rocky Mountain House earthquake swarm from the digital data at Edmonton. Enviado para su publicación al Canadian Journal of Earth Sciences.
- REBOLLAR, C. J., 1982b. Earthquake source parameters estimates using limited digital data, *Ph. D. Thesis University of Alberta, Canada*.
- REICHLÉ, M. and I. REID, 1977. Detailed study of earthquake swarms from the Gulf of California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 159-171.
- REYES, A., J. N. BRUNE, T. BARKER, L. CANALES, J. MADRID, C. J. REBOLLAR and L. MUNGUÍA, 1975. A microearthquake survey of the San Miguel Fault zone, Baja California, Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 2, 56-59.
- RICHTER, C., 1958. Elementary Seismology, *W. H. Freeman and Co.*
- SHOR, G. O., Jr. and E. ROBERTS, 1958. San Miguel Baja California North, earthquake of February, 1956, Field report, *Bull. Seism. Soc. Am.* 48, 101-116.

- SYKES, L., 1970. Earthquake swarms and sea-floor spreading, *Jour. Geophys. Res.* 75, 6598-6611.
- SCHOLZ, C., 1968. The frequency magnitude relation of microfracturing in rocks and its relations to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 399-415.
- SYKES, L., 1967. Mechanism of earthquake and nature of faulting on Mid-Ocean Ridges, *J. Geophys. Res.* 72, 2131-2153.
- SUSUKI, Z., 1959. Statistical study on the occurrence of small earthquake (fourth paper), *Tojoku Daigaku, Sendai Japan Science Reports Fifth Series Geophysics* 11, 1054.
- THATCHER, W. and J. N. BRUNE, 1971. Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California, *J. Geophys. Res.* 76, 473-489.
- THATCHER, W. and T. C. HANKS, 1973. Source parameters of Southern California earthquake, *J. Geophys. Res.* 78, 8547-8576.
- WYSS, M. and J. N. BRUNE, 1968. Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region. *J. Geophys. Res.* 73, 4681-4694.
- WYSS, M., 1973. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, *Geophys. J. R. Astro. Soc.* 31, 341-359.