

Microsismicidad en la zona norte de la falla La Paz, Baja California Sur, México

Luis Munguía¹, Javier Gaitán M.², Víctor Wong O.¹ y Sergio Mayer²

¹ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B.C.

² Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, Baja California Sur.

Recibido: 23 de abril, 1991; aceptado: 6 de abril, 1992

RESUMEN

Una red temporal de cinco sismógrafos analógicos fue instalada en el segmento norte de la zona de falla La Paz, durante un período total de 40 días de operación. Se registraron alrededor de 150 microsismos con magnitudes hasta de 2.7, de los cuales sólo 46 pudieron ser localizados con base en lecturas confiables de los tiempos de arribo de las ondas P y S. De estos 46 epicentros, 27 corresponden a eventos de un enjambre ocurrido los días 10 y 11 de julio de 1989 en una zona ubicada al este de la Isla Espíritu Santo, cercana al extremo norte de la falla La Paz y en el interior del Golfo de California. Las profundidades focales estimadas para estos sismos oscilan entre 8 y 16 km, siendo 12 km la profundidad promedio para la mayoría de ellos. El resto de los epicentros corresponden a temblores ocurridos durante el período completo de registro y se consideran como indicadores de la sismicidad básica de la región.

El mecanismo focal compuesto, derivado de gráficas de primeros movimientos para eventos del enjambre, sugirió dos posibles tipos de mecanismo: a) transcurrente, de tipo lateral izquierdo, sobre un plano vertical con orientación N18°O, y b) normal, sobre un plano con orientación N28°O e inclinación de 60° al noreste. La diferencia principal entre estos dos posibles mecanismos está en el ángulo de inclinación de los planos de falla. Con base en ésto y a las características tectónicas de la región, se considera al mecanismo de rumbo (permitiéndole tener una ligera componente de movimiento normal) como la mejor aproximación al mecanismo de los eventos del enjambre.

PALABRAS CLAVE: Microsismicidad regional, enjambre sísmico, mecanismo focal.

ABSTRACT

A five-station network of portable analog seismographs was installed along the northern segment of the La Paz fault zone, for a 40-day period of recording. Around 150 events were recorded with magnitudes up to 2.7, but only 46 events could be located on the basis of reliable measurements of P- and S-wave arrival times. 27 of these events correspond to an earthquake swarm which occurred during July 10 to 11, 1989 east of Espíritu Santo Island, near the northern end of the La Paz fault and in the Gulf of California. The estimated focal depths for these earthquakes range from 8 to 16 km, with an average depth of 12 km. The remaining epicenters are scattered throughout the entire recording period, and may be considered as indicative of the regional background seismicity.

A composite fault plane solution, derived from first-motion plots for the swarm, suggested two possible mechanisms: a) left-lateral strike-slip faulting, on a vertical plane striking N18°W and, b) normal faulting, on a plane of N28°W strike and dipping 60° to the northeast. The main difference between these two possible solutions lies in the dipping angle of the fault plane. On the basis of the tectonic characteristics of the region, the strike-slip mechanism (allowing a slight component of normal faulting) is preferred as a better approximation to the focal mechanism for earthquakes in the swarm.

KEY WORDS: Regional microseismicity, earthquake swarm, focal mechanism.

INTRODUCCION

En la región occidental de México y Estados Unidos la actividad sísmica está asociada a la frontera estructural entre la placa oceánica del Pacífico y la placa continental de Norte América. Esta frontera entre placas está definida por la falla de San Andrés, que atraviesa el estado de California, y por el sistema de fallas geológicas dispuestas en forma escalonada y unidas entre sí por segmentos de cresta oceánica, que se extiende a lo largo del Golfo de California. Como parte de este complejo sistema de fallas, existe también un gran número de fallas subsidiarias en la península de Baja California y su margen occidental, tales como las fallas de San Miguel, Vallecitos, Agua Blanca, Cerro Prieto, Imperial, Sierra Juárez, Coronado Banks y San Isidro entre otras

de la región norte de la península, y las fallas de La Paz, Tosco Abreojos y otras de menor importancia en la porción sur de la misma. Estas fallas son las responsables de la actividad sísmica que caracteriza a la región noroeste de México.

Con el propósito de obtener información sísmica que permitiera, por vez primera, realizar un estudio en relación a la microsismicidad asociada a las fallas que existen en la región vecina a la ciudad de La Paz, se instaló, a partir del 6 de junio de 1989, una red temporal de cinco sismógrafos analógicos en el área comprendida en la zona sombreada de la Figura 1. Esta red fue instalada por el Centro de Investi-

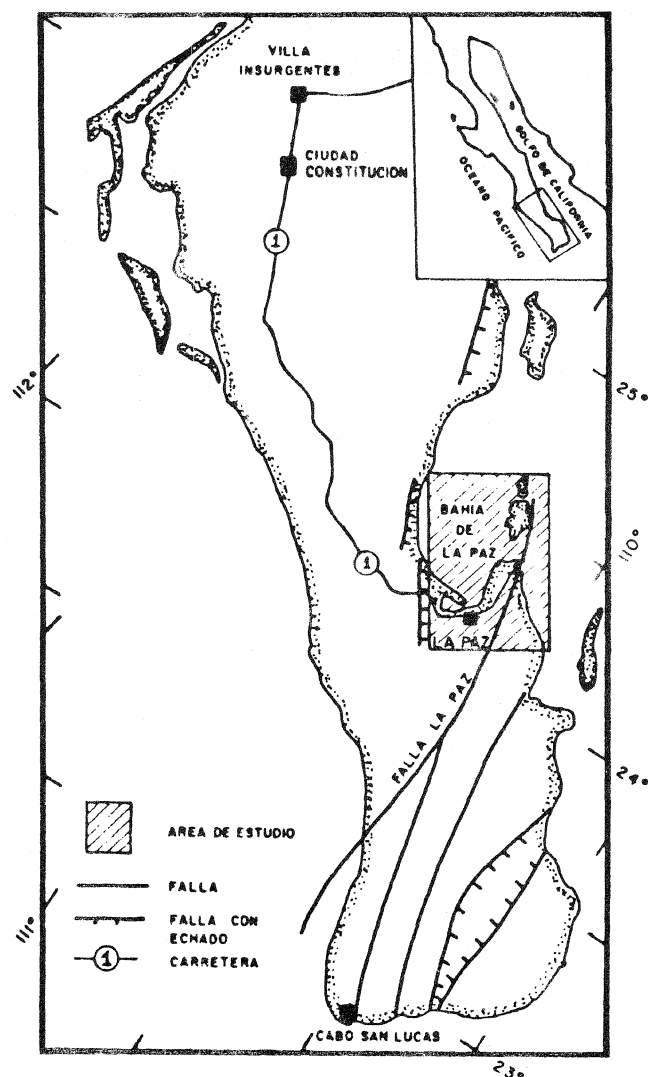


Fig. 1. Principales fallas de la región y área del estudio. Mapa modificado de Hausback, 1984.

gación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) en colaboración con la Universidad Autónoma de Baja California Sur (UABCS) y el Centro Iberoamericano de Investigación Ambiental y Desarrollo Tecnológico A.C. (CIADT). La red fue mantenida en operación durante 40 días por las dos últimas instituciones.

La importancia del monitoreo sísmico realizado radica en que el área cubierta por la red incluye la porción norte de la zona de falla La Paz, la cual representa un rasgo geológico-estructural prominente y sobre el cual no se han realizado, hasta la fecha, estudios sismotectónicos detallados. Como se muestra en la Figura 1, esta zona de falla se extiende al este de la ciudad de La Paz en una dirección nort-sur, aproximadamente. Habiendo apenas 12 km entre la ciudad y el segmento de falla más cercano, el riesgo podría ser de consideración para los 200,000 habitantes de esta ciudad.

Los objetivos principales del presente trabajo son: 1) investigar la distribución espacial de los sismos registrados en la región de estudio, y 2) determinar el tipo de movimiento asociado con las fallas activas.

LA ZONA DE FALLA LA PAZ

La literatura disponible en relación a la zona de estudio consiste principalmente en informes geológicos regionales, cuyos autores hacen resaltar la importancia que tiene la zona de falla La Paz como una discontinuidad geológica que, en parte, ejerce un fuerte control geomorfológico y estructural en la región sur peninsular. Sin embargo, Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988) reportan que no existe consenso en cuanto a la ubicación, origen y edad de esta importante estructura. Los diversos investigadores que han realizado estudios en la zona relacionan la estructura con una falla o sistema de fallas que genéricamente han denominado "Falla La Paz".

Uno de los primeros estudios que hace mención de tan importante estructura es el de Beal (1948). En su discusión sobre la fisiografía divide a la Península de Baja California en seis distritos, entre los cuales incluye al distrito Istmo de La Paz y al distrito Región Sur del Cabo, localizado inmediatamente al sur del primero, existiendo entre ambos un fuerte contraste fisiográfico. El mismo autor considera que la Región Sur del Cabo está separada del resto de la península de Baja California por la falla La Paz, la cual posiblemente se prolonga hacia el sur controlando un cañón submarino paralelo a la costa del Océano Pacífico, al oeste de Cabo San Lucas.

La falla La Paz es un quiebre estructural principal en el lado occidental de la región del Cabo. Esta falla tiene una expresión topográfica bien marcada donde cruza la península hacia el Océano Pacífico, y se prolonga a través del cañón submarino La Tinaja. En este último la falla consiste en una amplia zona de fallas subparalelas, con el bloque aparentemente caído hacia el este. La falla corta sedimentos del Plioceno o más recientes o a ambos. Las evidencias sugieren tanto un sentido de movimiento lateral izquierdo como lateral derecho, no pudiendo determinarse con precisión la dirección de desplazamiento horizontal (Normark y Curray, 1968).

Hamilton (1971) realizó un reconocimiento de los elementos estructurales de la península de Baja California utilizando fotografías aeroespaciales verticales y oblicuas. Este autor infiere una falla principal de tipo transcurrente determinada por un alineamiento bien marcado por la vegetación y por elementos topográficos, la cual cruza oblicuamente la península desde el sur de la misma hacia la ciudad de La Paz, prolongándose en dirección norte con una longitud total de 600 km. Basado en los estudios y observaciones de Normark y Curray (1968), el mismo autor proyecta hacia el sur y fuera de la costa este alineamiento. Sin embargo, en la Figura 19 de su publicación, ubica parcialmente el alineamiento fuera de la zona de falla La Paz.

Molnar (1973) determinó la solución de plano de falla y la dirección de movimiento de los eventos que ocurrieron hacia el suroeste del extremo sur de la península en agosto de 1969, ubicándolos en la extensión submarina de la falla La Paz. Estos eventos resultaron a partir de un fallamiento de tipo transcurrente con una ligera componente de fallamiento normal. Si estos eventos realmente fueron generados por la falla La Paz, indican una gran componente de movimiento lateral izquierdo, corroborándose la conclusión de Normark y Curray (1968).

Hausback (1984) también corroboró la existencia de la zona de falla La Paz. Observó que hacia el sur de La Paz, la falla se caracteriza por una amplia franja de 2 km de ancho constituida por granitos y monzonitas milonitizadas, mientras que hacia el norte la zona de falla está cubierta por depósitos aluviales de edad plioceno y cuaternario aparentemente sin deformar. Otras evidencias geológicas lo hacen considerar al movimiento de la falla como de tipo normal y transcurrente en sentido sinistral.

Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988) mencionan que en la zona de falla La Paz se distingue una serie de alineamientos o irregularidades en el patrón de drenaje, los cuales pueden ser considerados como posibles fallas o fracturas. Estos investigadores consideran que la mayoría de esos alineamientos son de edad Cenozoica, y que el desarrollo geomorfológico y estructural, controlado principalmente por una sucesión de pilares y fosas tectónicas de primer orden, sería producto de este fallamiento. Este proceso de fallamiento se inició durante el Terciario y se encuentra activo hasta nuestros días, relacionándose de alguna manera con la apertura del Golfo de California.

ESTACIONES Y DATOS

La distribución geográfica de las estaciones utilizadas en este estudio se muestra en el mapa de la Figura 2. Tal distribución se diseñó de manera que registrara la microsismicidad asociada a la porción norte de la zona de falla La Paz. Los nombres y coordenadas de los diferentes sitios de registro se proporcionan en la Tabla 1. Es pertinente aclarar que la estación instalada en el Rancho Mayela (ERM) se mantuvo en operación solamente durante los primeros 14 días de registro. En virtud a que esta estación no registró información durante esos días, se decidió cambiarla al sitio conocido como Arroyo León (EAL), de tal manera que durante el período completo de registro siempre hubo cinco estaciones operando simultáneamente.

La instrumentación instalada en cada sitio consistió en sismómetros de período igual a un segundo (Ranger SS-1 de Kinematics) conectados a sismógrafos Sprengnether MEQ-800 con sistema de registro en papel ahumado. En todos los casos se registró solamente la componente vertical del movimiento del terreno. El control de tiempo absoluto en los registros se logró mediante la utilización de receptores de la señal de Tiempo Universal Coordinado.

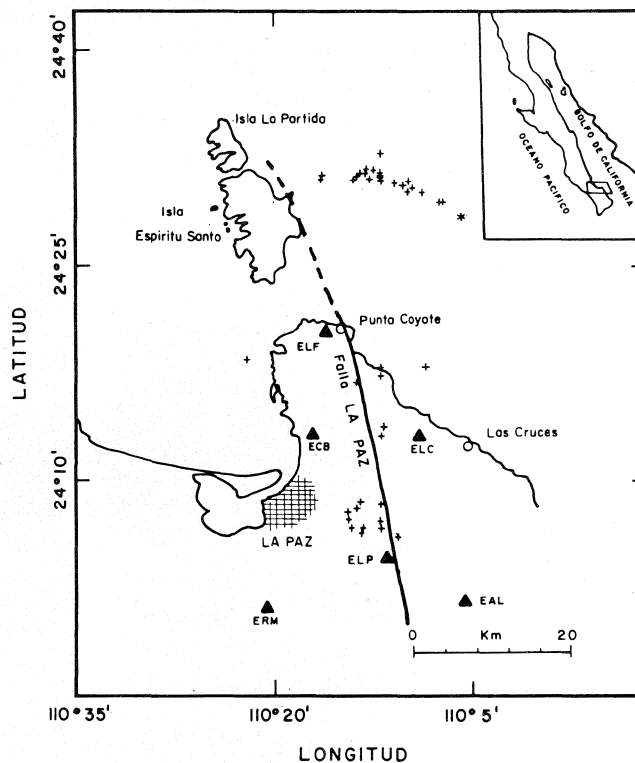


Fig. 2. Estaciones Sísmicas temporales (triángulos) y epicentros localizados (+). El asterisco indica que este evento ocurrió con anterioridad al enjambre de los días 10 y 11 de julio de 1989. (Ver el texto).

Tabla 1.

Coordenadas geográficas de las estaciones.

ESTACION	CODIGO	LATITUD	LONGITUD
La Presa	ELP	24' 4.60'	110' 11.44'
El Faro	ELF	24' 20.54'	110' 16.12'
Las Cruces	ELC	24' 13.10'	110' 9.03'
Costa Baja	ECB	24' 13.24'	110' 17.07'
Rancho Mayela	ERM	24' 1.21'	110' 20.56'
Arroyo León	EAL	24' 1.56'	110' 5.59'

Durante el período total de monitoreo sísmico se logró registrar alrededor de 150 microsismos con magnitudes hasta de 2.7. La Figura 3 muestra una sección de uno de los sismogramas obtenidos en el día de mayor actividad sísmica. El hecho de que los sismogramas tengan marcas de minuto a intervalos de 120 milímetros permitió medir con mayor precisión los tiempos de arribo de las fases P y S.

En la Figura 4 se muestra el número total de sismos registrados por cada una de las estaciones durante el período completo de operación. Este parámetro se graficó como una función de la distancia entre la fuente y la estación receptora, la cual se calculó con base en las diferencias entre los tiempos de arribo de las fases S y P a las estaciones. En cada columna de esta figura están contabilizados los eventos

SISMOGRAMA DE LA ESTACION
LA PRESA (ELP)
9 DE JULIO DE 1989

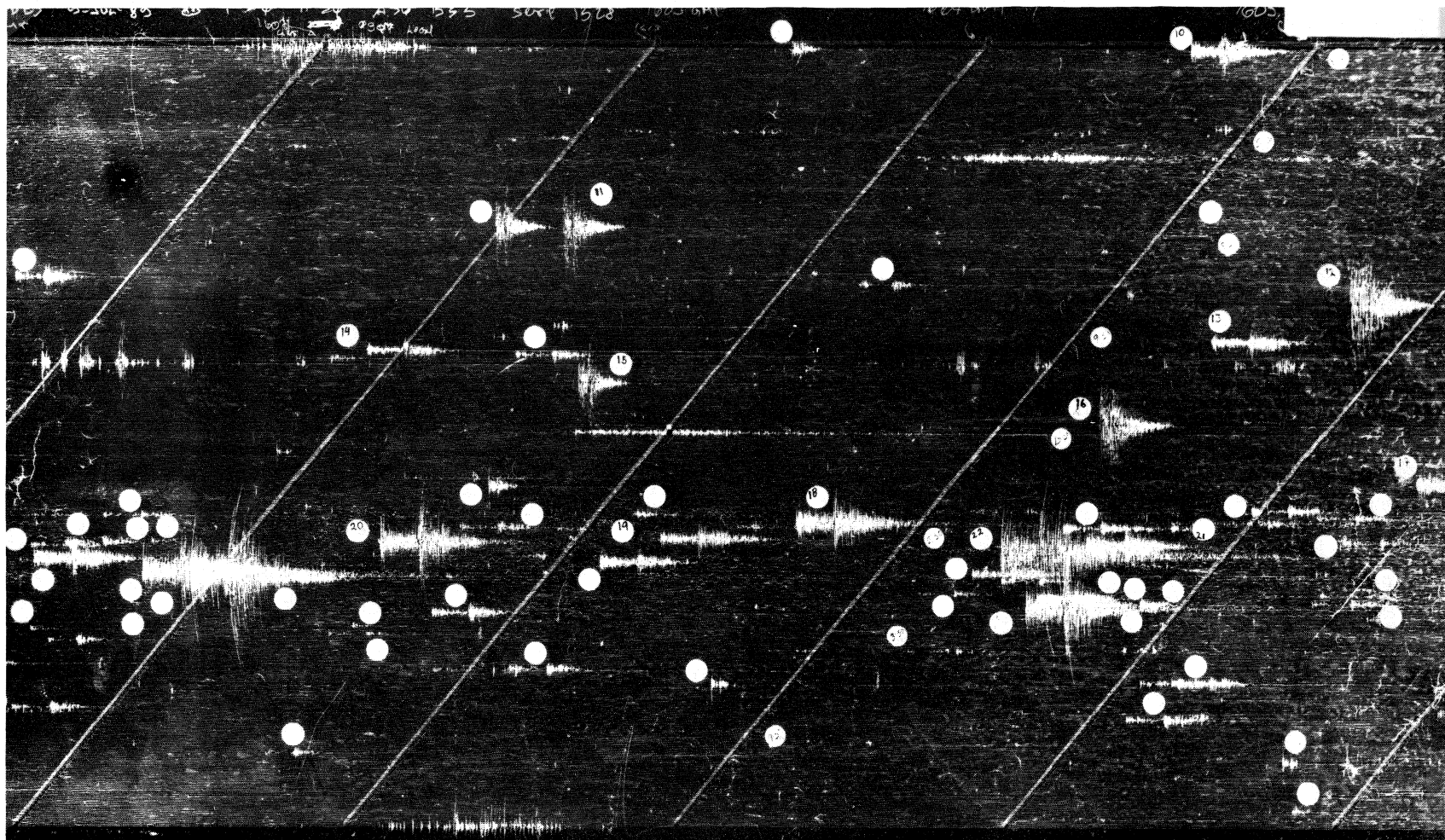


Fig. 3. Sección de uno de los sismogramas obtenidos durante el día de mayor actividad del enjambre registrado.

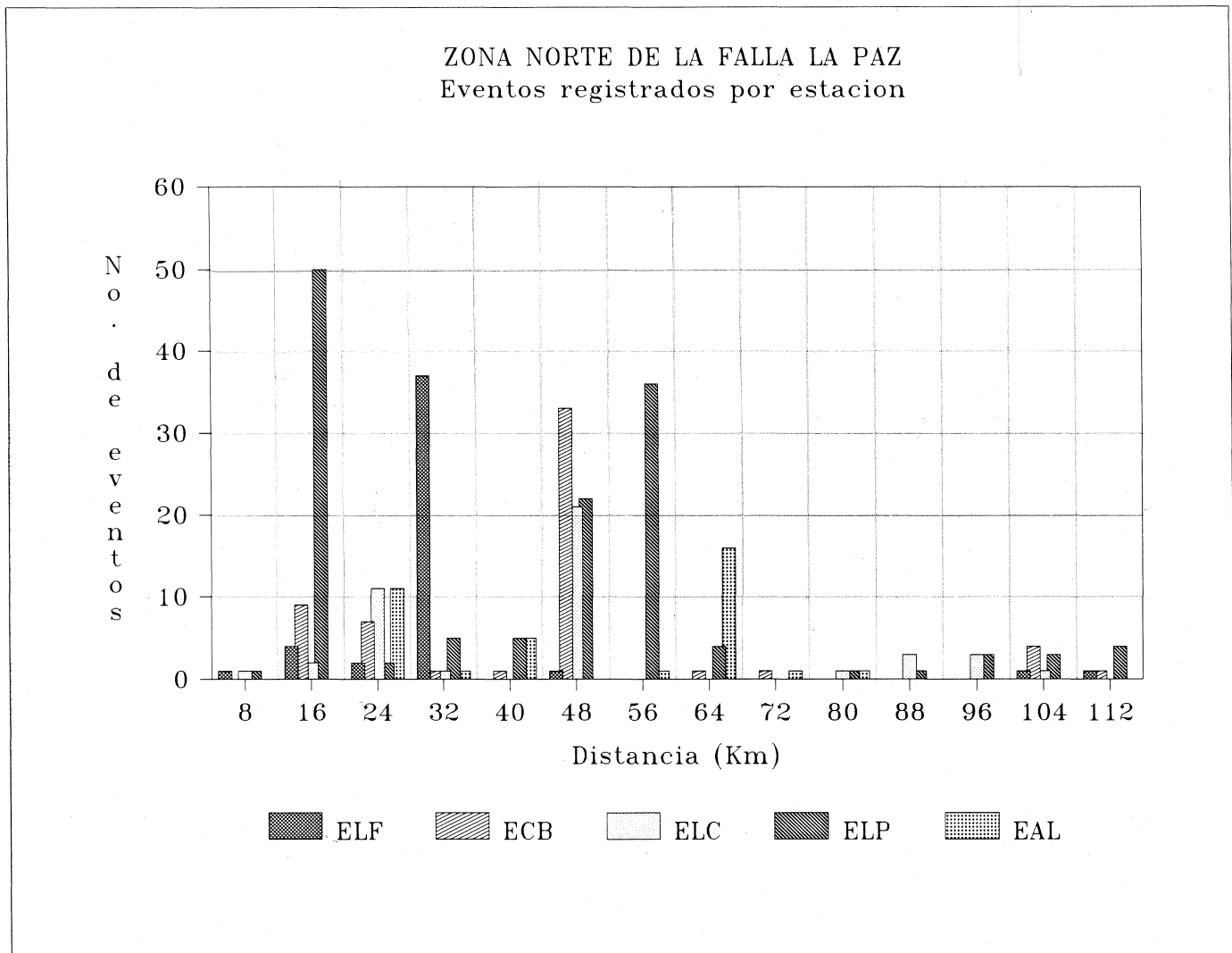


Fig. 4. Gráfica que muestra el número de eventos registrados por cada una de las estaciones durante el período completo de grabación. Este parámetro se graficó en función de las distancias entre las fuentes y las estaciones de registro.

registrados a distancias de 0 a 8 km, de 8 a 16 km, etc., de tal manera que aunque no todos los eventos registrados pudieron ser localizados, la medición de sus intervalos S-P permitió su inclusión en la gráfica de barras mostrada. Resulta de interés notar en esta figura que a distancias de entre 8 y 16 km destaca notablemente la barra correspondiente a la estación ELP, reflejándose de esa manera el alto nivel de microsismicidad en la vecindad de esa estación. La gran mayoría de estos temblores ocurrieron a menos de 12 km de la estación ELP. A distancias mayores de 16 km las barras más prominentes corresponden principalmente a sismos de un enjambre detectado al este de la Isla Espíritu Santo, como se describe en la siguiente sección. Otro aspecto interesante de la Figura 4 es que muestra datos de varios sismos registrados a distancias de más de 80 km. Estos eventos distantes fueron generados por fallas del interior del Golfo de California y de la región peninsular al sur de la ciudad de La Paz. No se hizo ningún intento por localizar los epicentros de estos temblores regionales en virtud de su lejanía con respecto a nuestra red.

LOCALIZACION DE EPICENTROS

La mayoría de los microsismos detectados fueron de magnitudes pequeñas, dando lugar a que se registraran solamente en una o dos estaciones. Por esta razón, solamente 46 de ellos fueron registrados en tres o más estaciones y pudieron localizarse con errores estándar menores o iguales a 3.5 km, tanto en el epicentro como en la profundidad focal. Para la localización de estos hipocentros se utilizó el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1975) en combinación con el modelo de corteza mostrado en la Tabla 2

En el mapa de la Figura 2 se muestran los sitios de registro (triángulos) y la distribución geográfica de los epicentros localizados (+). En función de esta distribución los sismos se clasificaron en dos grupos principales: 1) los ocurridos en la porción peninsular, con epicentros al este de la ciudad de La Paz, y 2) los ubicados al este de la Isla Espíritu Santo. Las características principales de cada uno de estos grupos se describen a continuación.

Tabla 2

Modelo de corteza utilizado en la localización de los epicentros

espesor (km)	Velocidad (km/ség)
4.00	3.8
9.00	5.3
11.00	6.6
∞	7.8

Los eventos del primer grupo ocurrieron sin mostrar ningún patrón temporal definido. Fueron detectados durante el período completo de operación de la red, por lo que pueden considerarse como indicadores de la microsismicidad básica de la región. La mayoría de estos microsismos ocurrieron a distancias menores de 12 km de la estación ELP, ubicada al sur de la ciudad de La Paz. Sin embargo, debido a la baja magnitud de estos eventos, solamente un grupo limitado de ellos fue registrado en varias estaciones, proporcionando así datos suficientes para la localización de sus epicentros. La Figura 2 muestra la distribución de los epicentros de estos sismos, observándose cierto grado de dispersión en su ubicación geográfica. La tendencia de éstos a alinearse en una dirección que es muy similar al rumbo de la falla La Paz sugiere la posibilidad de que esta falla los haya generado. Sin embargo, lo limitado de la información no permite descartar la posibilidad de que fallas de menor importancia, que probablemente existen en la vecindad inmediata a la falla principal, sean las responsables de su ocurrencia. Las profundidades focales determinadas para la mayoría de estos sismos varían entre 3.5 y 10.0 km. El mayor de los sismos de este grupo tuvo una magnitud de 2.7 y fue sentido en la ciudad de La Paz. [Las magnitudes locales se calcularon con base en la duración de la señal, como se describe en la siguiente sección]. Los epicentros mostrados en la Figura 2 corresponden a eventos cuyas magnitudes oscilan entre 1.6 y 2.7.

En cuanto a los sismos del segundo grupo, éstos formaron parte de un enjambre de temblores ocurrido en una región ubicada al este de la Isla Espíritu Santo, muy cercana al extremo norte de la falla La Paz y ya en el interior del Golfo de California. Este enjambre se inició en las primeras horas del 10 de julio y tuvo una duración de solamente dos días, período durante el cual se registraron alrededor de 40 eventos. El mayor de estos eventos alcanzó una magnitud de 2.7 y fue sentido en la ciudad de La Paz, a 45 km de la zona epicentral. Desafortunadamente, el hecho de que este enjambre se haya generado fuera del área cubierta por nuestra red ocasionó ciertas dificultades durante el proceso de localización de epicentros, dado que en este caso el cubrimiento azimutal de la red en la dirección este-oeste es muy pobre. A pesar de esta limitante, se lograron localizar 27 eventos con errores estándar que son hasta de 3.5, tanto

para el epicentro como para la profundidad focal, observándose que la mayoría de estos eventos ocurrieron a profundidades promedio de 12 km.

Es importante hacer notar que el asterisco que aparece al este de la zona epicentral representa a un evento que ocurrió con 16 días de anterioridad al enjambre. Se puede pensar, en consecuencia, que este sismo es parte de la sismicidad regional, o que es un evento precursor del enjambre. En cuanto a la forma elongada que muestra el área de los epicentros en la dirección este-oeste, ésta puede ser más aparente que real, porque como ya se ha indicado, en esta dirección se tiene un escaso control azimutal. Evidencia de esto es el hecho de que los dos epicentros ubicados en los extremos este y oeste de la zona epicentral tienen errores de localización más grandes que aquéllos de la parte central. Excluyendo estos cuatro epicentros, el resto define una zona rectangular de 9 km de longitud y 3 km de anchura, aproximadamente.

Enjambres como el que se ha descrito se observan comúnmente en las cuencas o centros de dispersión que existen en el interior del Golfo de California y en áreas de actividad geotérmica, como es el caso del campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California (Reichle, 1975; Lomnitz y otros, 1970).

MAGNITUD LOCAL

Con la finalidad de obtener una idea sobre el tamaño relativo de los sismos registrados se calculó la magnitud de todos los eventos localizados. Debido a que para la región de estudio no existe una relación que pueda utilizarse para asignar magnitudes, se usó la relación empírica entre magnitud, duración de la señal y distancia epicentral determinada por González-Ruiz y Munguía (1992) con base en datos de sismos de la región norte de Baja California. Esta relación empírica es

$$\text{Log } M = -0.45 + 1.81 \log \tau + 0.0033 \Delta$$

donde M es la magnitud local, τ es la duración de la señal (medida en segundos, a partir del arribo de la onda P hasta donde la amplitud de la señal es aproximadamente el doble de la amplitud del ruido observado previamente a esta fase) y Δ es la distancia epicentral en kilómetros. Esta relación se determinó de tal manera que la magnitud calculada fuera equivalente a la magnitud local propuesta por Richter (1935, 1958). De esta manera, se calcularon las magnitudes de todos los eventos para los que fue posible determinar un epicentro, a excepción de cuatro microtemblores para los que las señales fueron de muy baja amplitud y la medición de su duración de oscilación fue incierta por la presencia de ruido en los sismogramas. Los resultados obtenidos se indican en las Tablas 3 y 4. Como se aprecia en estas tablas, las magnitudes de los eventos de uno y otro grupo caen en el rango de 1.6 a 2.7.

Tabla 3

Hipocentros y magnitudes para los sismos regionales.

SISMICIDAD REGIONAL					
Fecha	T. de origen	Lat. Nte.	Long. Oeste	Prof.	Mag.
89 06 10	3 40 42.01	24 18 37	110 22.11	18.10	1.8
89 06 11	17 13 2.97	24 6.58	110 14.19	3.96	1.6
89 06 13	7 59 17.05	24 7.20	110 14.47	7.10	2.1
89 06 22	16 42 46.80	24 17.28	110 12.00	4.88	2.2
89 06 23	3 36 37.11	24 28.21	110 5.78	10.98	.
89 06 28	4 22 47.19	24 13.76	110 11.80	5.40	2.2
89 06 29	10 14 46.60	24 16.71	110 13.86	3.99	1.9
89 07 06	8 0 50.87	24 17.83	110 8.64	8.73	2.4
89 07 09	12 0 33.39	24 6.57	110 13.33	4.52	2.7
89 07 09	13 19 5.45	24 6.30	110 13.42	6.69	2.0
89 07 10	3 8 57.13	24 8.41	110 13.57	7.42	2.0
89 07 10	3 9 9.41	24 7.73	110 14.46	7.19	1.9
89 07 10	7 40 43.56	24 8.26	110 12.00	10.00	2.1
89 07 10	12 33 35.64	24 6.00	110 10.72	10.30	1.7
89 07 10	15 0 16.36	24 7.96	110 13.80	5.53	2.0
89 07 12	14 59 56.20	24 7.09	110 12.00	8.22	2.1
89 07 13	1 38 56.60	24 6.68	110 12.00	8.35	2.2
89 07 13	11 21 56.20	24 6.64	110 12.00	8.68	2.2
89 07 15	6 37 57.80	24 17.82	110 12.00	18.71	1.9

* : Eventos de amplitudes muy pequeñas y mediciones de duración inciertas.

Tabla 4

Hipocentros y magnitudes para los eventos del enjambre.

EVENTOS DEL ENJAMBRE					
Fecha	T. de origen	Lat. Nte.	Long. Oeste	Prof.	Mag.
89 07 10	10 0 17.72	24 31 10	110 12.14	12.50	2.0
89 07 10	10 37 45.44	24 31 32	110 13.57	12.53	1.9
89 07 10	10 53 13.37	24 30 00	110 9.98	12.26	1.8
89 07 10	18 31 15.97	24 30 77	110 9.93	8.95	2.3
89 07 10	20 5 50.36	24 30 33	110 9.58	12.12	1.9
89 07 10	20 31 13.23	24 31 23	110 12.00	12.69	1.9
89 07 10	20 54 28.95	24 31 72	110 13.05	12.00	2.6
89 07 10	21 10 18.60	24 29 35	110 7.30	10.00	2.1
89 07 10	21 13 28.82	24 31 13	110 12.00	12.24	1.8
89 07 10	21 54 7.00	24 31 46	110 12.00	12.46	2.0
89 07 10	22 8 16.37	24 31 62	110 12.53	12.35	2.2
89 07 10	22 15 25.46	24 31 12	110 16.48	12.44	2.0
89 07 10	22 50 11.19	24 31 27	110 12.00	12.53	2.7
89 07 10	23 18 59.09	24 31 29	110 16.44	11.66	1.9
89 07 10	23 57 37.72	24 31 18	110 13.78	19.40	2.5
89 07 11	0 0 9.29	24 30 49	110 10.34	11.17	1.9
89 07 11	0 12 47.10	24 31 26	110 12.00	12.56	2.3
89 07 11	0 25 15.28	24 30 97	110 14.06	12.13	1.8
89 07 11	2 5 23.92	24 30 75	110 12.00	12.18	2.5
89 07 11	2 28 36.55	24 30 86	110 12.83	12.64	1.7
89 07 11	5 37 12.75	24 30 80	110 12.00	11.22	1.8
89 07 11	5 53 58.82	24 30 64	110 10.93	12.00	.
89 07 11	8 17 34.12	24 31 26	110 13.16	12.02	.
89 07 11	20 38 56.60	24 30 00	110 8.90	12.00	.
89 07 11	22 53 56.60	24 32 81	110 12.00	12.00	1.9
89 07 11	23 0 57.40	24 29 38	110 7.58	8.00	2.1
89 07 11	23 53 56.60	24 31 01	110 12.00	12.00	2.0

* : Eventos de amplitudes muy pequeñas y mediciones de duración inciertas.

Aunque el uso de la relación entre magnitud y duración de la señal utilizada en el presente estudio puede no ser estrictamente válido, debido al carácter preliminar de ésta y por tratarse de una zona diferente a la región norte de Baja California, su uso tampoco es realmente crítico, dado que las conclusiones del estudio no dependen de la precisión asociada al cálculo de magnitudes. No obstante lo anterior, y con el sólo propósito de comparación, se recalcularon las magnitudes con la relación propuesta por Lee y otros (1972) para sismos de la región central de California. La relación utilizada en esta ocasión es

$$\text{Log } M = -0.87 + 2.0 \log \tau + 0.0035 \Delta$$

la cual ha sido usada indiscriminadamente en otras regiones del mundo. Las magnitudes calculadas con esta expresión resultaron ser en promedio 0.16 unidades más bajas que las asignadas con la relación de González-Ruiz y Munguía (1992), probándose de esta manera la consistencia aproximada entre las magnitudes calculadas con ambas relaciones.

MECANISMO FOCAL PARA LOS EVENTOS DEL ENJAMBRE

Sykes (1967, 1968) y Molnar (1973) fueron los primeros en mostrar que los sismos de magnitud mayor o igual a 5.0 y con epicentro en el Golfo de California se caracterizan por tener mecanismos focales que indican fallamiento a lo largo de fallas transcurrentes y deslizamientos paralelos a los escapes batimétricos locales. Este carácter de fallamiento transcurrente ha sido corroborado por estudios detallados de secuencias sísmicas más recientes (por ejemplo, Reichle y otros, 1976; Munguía y otros, 1977; Ebel y otros, 1978 y Goff y otros, 1987). En cuanto a fallamiento de tipo normal, éste se observa principalmente para sismos que ocurren en las cuencas o centros de creación de nuevo fondo marino que existen en el interior del golfo (Tatham y Sabino, 1974; Reichle, 1975; Reichle y otros, 1976, Reichle y Reid, 1976; Thatcher y Brune, 1971; entre otros).

Para determinar el mecanismo focal de los sismos del enjambre, se graficaron las polaridades de los primeros movimientos de la onda P en una proyección equiareal del hemisferio inferior de la esfera focal. La combinación de datos generados por varios eventos dió lugar al resultado que se muestra en la Figura 5. La información representada en esta figura permite considerar dos posibles soluciones. La primera, y más obvia, es la que sugieren las líneas rectas que dividen al plano ecuatorial en cuadrantes, separando los datos en áreas de compresiones y dilataciones. El rumbo de uno de estos planos nodales (N18°O) es aproximadamente igual al de la falla La Paz, lo cual apoya la hipótesis de que este enjambre sísmico haya sido generado por esa falla o por alguna falla subsidiaria y paralela a ésta. En este caso el mecanismo indica movimiento transcurrente de tipo lateral izquierdo sobre una falla vertical, en concordancia con lo sugerido por otros investigadores (Molnar, 1973 y Normark y Curry, 1968). La segunda posibilidad del mecanismo para eventos del enjambre es la que se indica en la Figura 5 con líneas punteadas. En este otro caso los planos nodales tienen aproximadamente la misma orientación que en la solución anterior, pero ahora tienen inclinaciones de 60° hacia el noreste y 40° al suroeste, correspondiendo así a un fallamiento predominantemente de tipo normal. Un mecanismo similar a éste fue sugerido por Hausback (1984), con base en observaciones sobre la evolución tectónica de Baja California Sur, y también por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988), en su estudio geológico de Punta Coyotes.

Los dos mecanismos de falla mostrados en la Figura 5 son consistentes con los procesos tectónicos regionales. Desafortunadamente la evidente limitación en los datos disponibles impide decir categóricamente cual de estos mecanismos corresponde a la solución real. Sin embargo, con base al hecho de que el rumbo de los planos de falla es muy similar en ambas soluciones, y a las evidencias presentadas en estudios previos y a las características del tectonismo regional, se puede considerar la solución que indica fallamiento transcurrente como la mejor aproximación al mecanismo de

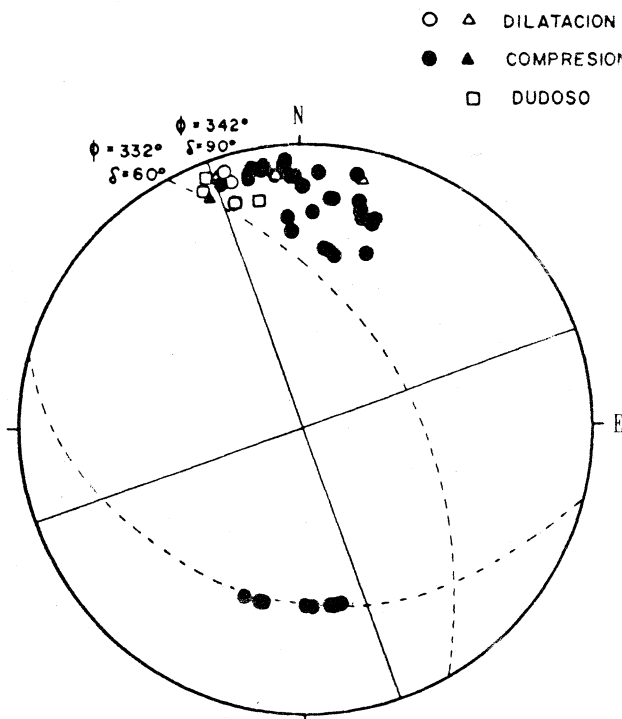


Fig. 5. Mecanismo focal compuesto, preparado en base a gráficas de los primeros movimientos registrados para los eventos del enjambre. La figura corresponde a una proyección de áreas iguales del hemisferio inferior de la esfera focal.

los eventos del enjambre. Es posible, como los datos lo sugieren, que este mecanismo tenga una ligera componente de fallamiento normal.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Durante el período 1972-1977 operó en la ciudad de La Paz una de las estaciones de la red sismológica del Golfo de California (Brune y otros, 1976). Desafortunadamente, por problemas de carácter técnico esta estación no funcionó en forma continua durante todo este período. La limitada información que produjo era el único antecedente de registro sísmico que existía para la región previamente al presente estudio. Una revisión de esta información reveló un nivel muy bajo de microsismicidad en la vecindad de la estación, lográndose identificar menos de veinte eventos de amplitudes bajas y con intervalos S-P de entre 2 y 10 segundos, correspondiendo aproximadamente a distancias epicentrales de entre 16 y 80 km. Aunque esta información no es suficiente para determinar la ubicación geográfica de estos eventos con respecto a la estación, lo más probable es que los eventos de mayor distancia epicentral hayan sido generados por fallas del interior del Golfo de California. Una observación similar había sido reportada por Brune y otros (1976), con base en datos generados por la red del golfo en su primer año de operación.

Se puede decir, en conclusión, que existe actividad sísmica asociada con la porción norte de la zona de falla La Paz. En 40 días de registro se detectaron alrededor de 150

microsismos, dos de los cuales alcanzaron magnitudes de 2.7 y fueron sentidos por la población de La Paz. De este total de eventos sólo se pudieron determinar los epicentros para 46 de ellos, de los cuales el 60% corresponden a eventos de un enjambre de dos días de duración registrado en una pequeña zona al este de la Isla Espíritu Santo, ya en el interior del Golfo de California. Las profundidades para estos sismos oscilan entre 8 y 16 km, siendo 12 km la profundidad promedio para la mayoría de ellos. El mecanismo focal compuesto para los eventos de este enjambre sugiere dos posibles tipos de fallamiento: a) transcurrente de tipo lateral izquierdo, sobre un plano vertical con orientación N18°O y, b) fallamiento normal, sobre un plano con orientación N28°O e inclinación de 60° al noreste. La diferencia entre estos dos mecanismos reside principalmente en el ángulo de inclinación de los planos de falla, lo cual, con base en las características tectónicas de la región y a que la información disponible lo permite, sugiere como una mejor aproximación un mecanismo predominantemente de rumbo con una cierta componente de fallamiento normal. El resto de los epicentros corresponden a eventos distribuidos a lo largo de la parte norte de la zona de falla, y pueden ser considerados como una muestra de la sismicidad regional, con base en que fueron registrados durante el período completo de detección. De particular interés resultó observar una constante actividad microsísmica a distancias de menos de 12 kilómetros de la estación La Presa (ELP). Sin embargo, debido a lo pequeño de estos eventos sólo se pudo determinar un número muy reducido de epicentros, los cuales se distribuyen en una pequeña zona ubicada al noroeste de esta estación.

Finalmente, y en virtud de la necesidad actual de conocer en detalle las características sismotectónicas de la región, se recomienda aprovechar el conocimiento adquirido en este trabajo para instalar redes sismológicas que cubran la zona de falla La Paz por períodos más largos, lo cual, sin lugar a dudas, generará bases de información más completas que permitan extender los resultados logrados en este estudio.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue realizado gracias al apoyo económico y logístico del CICESE, la UABCS, el Gobierno de Baja California Sur (a través de SAHOPE), el CIIADT y el Consejo de Recursos Minerales. Se agradece el interés y apoyo del Arq. Eduardo Rojas (CIIADT) durante el proceso de recolección de la información. Manifestamos nuestro agradecimiento al Sr. Miguel Farfán V. (CICESE), a los Sres. Carlos Talavera G., Felipe Rodríguez G., Arturo Ramírez E. (CIIADT), Humberto Rojas S. y al Ing. Sergio Romero R. (UABCS) por su valiosa colaboración en la instalación y operación de la red. Se agradecen los comentarios y sugerencias de los árbitros, así como a Cecilio J. Rebollar por haber revisado este artículo y a María del Carmen Pérez Aguilar por su colaboración en la preparación del escrito.

BIBLIOGRAFIA

- ARANDA-GOMEZ, J. J. y J. A. PEREZ-VENZOR, 1988. Estudio geológico de Punta Coyotes, Baja California Sur. UNAM. *Rev. Inst. Geol.*, 7, 1, 1-21.
- BEAL, C. H., 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Am., Mem.* 31, 138.
- BRUNE, J. N., C. LOMNITZ, C. ALLEN, F. MOOSER, F. LEHNER y A. REYES, 1976. A permanent seismograph array around the Gulf of California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 3, 969-978.
- EBEL, J. E., L. J. BURDICK y G.S. STEWART, 1978. The source mechanism of the August 7, 1966 El Golfo earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 1281-1292.
- GOFF, J. A., E. A. BERGMAN y S. C. SOLOMON, 1987. Earthquake source mechanisms and transform fault tectonics in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 92, B10, 10485-10510.
- GONZALEZ-RUIZ, L. y L. MUNGUIA, 1992. Una relación empírica entre magnitud local y duración de la señal sísmica para la región norte de Baja California. (Sometido a *Geofís. Int.*)
- HAUSBACK, B. P., 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In: Frizzell, V. A., Jr. (Ed): *Geology of the Baja California Peninsula*, Pacific Section, Soc. Econ. Paleont. and Mineral., 39, 219-236.
- HAMILTON, W., 1971. Recognition on space photographs of structural elements of Baja California, U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 718, 26 p.
- LEE, W. H. K., R. E. BENNETT y K. L. MEAGHER, 1972. A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. *Geol. Surv. Open-File Rep.* (U.S.) 28.
- LEE, W. H. K. y J. C. LAHR, 1975. HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first-motion pattern of local earthquakes. *U. S. Geol. Surv., Open-File Rept.*, 75-311.
- LOMNITZ, C., F. MOOSER, C. R. ALLEN, J. N. BRUNE y W. THATCHER, 1970. Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California region, Mexico. Preliminary results. *Geofís. Int.* 10, 2, 37-48.
- MOLNAR, P., 1973. Fault plane solutions of earthquakes and direction of motion in the Gulf of California and on the Rivera Fracture Zone. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 1651-1658.
- MUNGUIA, L., M. REICHLER, A. REYES, R. SIMONS y J. N. BRUNE, 1977. Aftershocks of the 8 July, 1975 Canal de las Ballenas, Gulf of California earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 4, 507-509.
- NORMARK, W. R. y J. R. CURRAY, 1968. Geology and structure of the tip of Baja California, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 79, 1589-1600.
- REICHLER, M. S., J. F. SHARMAN y J. N. BRUNE, 1976. Sonobuoy and teleseismic study of the Gulf of California transform fault earthquake sequences. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1623-1641.
- REICHLER, M. S. y I. REID, 1977. Detailed study of earthquake swarms from the Gulf of California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 159-171.
- REICHLER, M. S., 1975. A seismological study of the Gulf of California: sonobuoy and teleseismic observations and tectonic implications. Ph. D. Thesis, University of California, San Diego, Scripps Institution of Oceanography.
- RICHTER, C. F., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 25, 1-32.
- RICHTER, C. F., 1958. *Elementary Seismology*, W. H. Freeman, San Francisco, California.
- SYKES, L. R., 1967. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 72, 2131-2154.
- SYKES, L. R., 1968. Seismological evidence for transform faults, sea-floor spreading, and continental drift. In: (Ed): *Proceedings of NASA Symposium, History of the Earth's crust*. R. A. Phinney, Princeton University, Princeton.
- TATHAM, R. y J. SABINO, 1974. Faulting mechanisms for two oceanic earthquake swarms. *J. Geophys. Res.*, 79, 2643-2652.
- THATCHER, W. y J. N. BRUNE, 1971. Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California. *Geophys. J.*, 22, 473-489.

Luis Munguía, Víctor Wong O.
 Centro de Investigación Científica y de Educación Superior
 de Ensenada
 Apdo. Postal 2732
 22830 Ensenada, Baja California.

Javier Gaitán M., Sergio Mayer
 Universidad Autónoma de Baja California Sur
 Apartado Postal 19-B
 23080 La Paz, Baja California Sur.

