

Estudio comparativo de las fuentes de los temblores de Victoria, junio 9, 1980, del Valle Imperial, octubre 15, 1979 y de El Golfo, agosto 7, 1966.

Ph. Lesage^{1 y 2} y J. Frez¹

¹ División de Ciencias de la Tierra, CICESE, México.

² Ahora en: Laboratoire D'Instrumentation Géophysique, Université de Savoie, Francia.

Recibido: Octubre 25, 1989. Aceptado: Julio 18, 1990.

RESUMEN

Se estudia la fuente de tres sismos con $M_s > 6.0$ que ocurrieron en la Cuenca Salton: el de Victoria ($M_s = 6.4$) del 9 de junio de 1980, del Valle Imperial ($M_s = 6.9$) del 15 de octubre de 1979 y de El Golfo ($M_s = 6.3$) del 7 de agosto de 1966. Para estimar los parámetros focales del primer sismo se hace una búsqueda sistemática en el espacio de soluciones; luego se utiliza, para los tres eventos, un método de deconvolución de sismogramas telesísmicos de período largo para determinar la función temporal de la fuente; por último, se aplica un método de localización relativa para determinar los puntos de inicio y de término de cada ruptura.

La ruptura del sismo de Victoria se propagó unilateralmente en la Falla de Cerro Prieto hacia el noroeste del epicentro, sobre una longitud de 29 km y con una velocidad de 2.7 km/seg. En el caso del temblor del Valle Imperial, la ruptura fue bilateral a lo largo de la Falla Imperial, en dirección noroeste y sureste desde el punto de inicio. La ruptura del sismo de El Golfo a lo largo de la Falla de Cerro Prieto fue unilateral y hacia el noroeste, con una longitud y una velocidad de propagación de ruptura de 16 km y 1.9 km/seg, respectivamente. Los resultados indican que los procesos de ruptura de los sismos de Victoria y del Valle Imperial fueron más complejos que para el sismo de El Golfo. Además, se concluye que existe, en la Cuenca Salton, una complejidad de estructura tal que excita pulsos secundarios que se observan en los registros telesísmicos.

PALABRAS CLAVE: Deconvolución, fuentes sísmicas, Cuenca Salton.

ABSTRACT

We study the source of three major earthquakes that occurred in the Salton Trough: the Victoria earthquake ($M_s = 6.4$) of June 9, 1980, the Imperial Valley earthquake ($M_s = 6.9$) of October 15, 1979, and the El Golfo earthquake ($M_s = 6.3$) of August 7, 1966. Focal parameters of the first event are estimated by a systematic search in the solution space. For all three earthquakes, a deconvolution technique was applied to long-period seismograms in order to determine the time-source functions. Furthermore, a method of relative location was utilized for determining the place of the initial and final rupture points.

The Victoria earthquake had an unilateral rupture along the NW of the Cerro Prieto fault; estimates of the length and velocity of rupture are 29 km and 2.7 km/sec, respectively. For the Imperial Valley earthquake, we obtain a bilateral rupture along the Imperial fault. An unilateral rupture along the NW of the Cerro Prieto fault was inferred for the El Golfo earthquake; the length and velocity of rupture was estimated in 16 km and 1.9 km/sec, respectively. The time-source function of these three earthquakes show different degrees of complexity. The Imperial Valley and Victoria events appear to be more complex than the El Golfo earthquake. Finally, the results of this study show the existence of various secondary pulses; they are likely due to structure complexities in the source region.

KEY WORDS: Deconvolution, seismic sources, Salton Trough.

INTRODUCCION

La actividad sísmica de la Cuenca Salton, que en su mayor parte ocurre asociada a las fallas Cerro Prieto e Imperial, consiste en acumulaciones temporales de eventos, separados por períodos de inactividad. Tanto los períodos de actividad como los de inactividad tienen una duración del orden de los 10 años. Las acumulaciones de eventos pueden estar constituidas por enjambres sísmicos, fuertemente concentrados en espacio o, además, por sismos destructores en

una secuencia sismo principal/réplicas (Johnson y Hill, 1982; Doser y Kanamori, 1986; Frez y González, 1989a). Una relación de los sismos más importantes de la Cuenca Salton puede encontrarse en Anderson y Bodin (1987). Durante los años 1973 a 1981, la región pasó por uno de los períodos de fuerte actividad a que nos hemos referido, con varios enjambres y dos sismos destructores, el de Victoria, llamado también *del Valle de Mexicali*, ($M_s = 6.4$) del 9 de

Tabla 1. Localización de los epicentros de los sismos estudiados.

FECHA	HORA (TU)	LATITUD	LONGITUD
Junio 9, 1980	3:28	32.22° N	115.15° O
Octubre 15, 1979	23:17	32.65° N	115.30° O
Agosto 7, 1966	17:36	31.74° N	114.51° O

junio de 1980 y el del Valle Imperial del 15 de octubre de 1979 ($M_S = 6.9$). Otros eventos importantes que han afectado esta región y para los cuales hay evidencia instrumental de su proceso de ruptura han sido los sismos de El Centro ($M_S = 7.1$) del 18 de mayo de 1940 (Trifunac y Burne, 1970) y de El Golfo ($M_S = 6.3$) del 7 de agosto de 1966. Desde 1981 la Cuenca Salton ha pasado por un período de poca actividad que fue interrumpido en 1987 con la ocurrencia, en el flanco oeste del Valle Mexicali-Imperial, de tres sismos con $M_L > 5.5$ (Frez y González, 1989a).

El sismo de Victoria ocurrió a unos cincuenta kilómetros al sur del límite internacional y fue localizado en la cercanía de la traza de la Falla Cerro Prieto (Tabla 1 y figura 1). Su mecanismo focal, determinado por la observación de las polaridades de las ondas P, consistió en un movimiento de rumbo lateral-derecho en una falla vertical con un azimut de 315° (Frez, 1982).

Un conjunto de réplicas fue registrado por una red local instalada doce horas después de la ocurrencia del sismo principal. Estas réplicas (figura 2) se distribuyen hacia el noroeste del epicentro del sismo (Wong *et al.*, 1990). La mayor parte de ellas, formando tres nidos de actividad sísmica, se concentran dentro de la región romboidal que marca la estribación que conecta los extremos de las fallas Imperial y Cerro Prieto y que manifiesta una alta actividad microsísmica (figura 1). Esta zona, llamada *zona sísmica Mexicali*, ha sido interpretada, dentro del marco de la teoría de placas, como un mini-centro de dispersión (Lomnitz *et al.*, 1970; Elders *et al.*, 1972; Silver y Valette-Silver, 1987). No hay evidencia de actividad de réplicas hacia el sureste del epicentro del sismo. Los hipocentros de las réplicas, con una profundidad entre 4 y 14 km, se ubican en su mayoría debajo de los 5 a 6 km de sedimentos que existen en esta área. Los mecanismos focales de las réplicas corresponden a movimientos de rumbo o de falla normal, siguiendo un patrón similar al reportado para la región del Valle Mexicali-Imperial (Hill *et al.*, 1975; Johnson y Hadley, 1976; Boore y Fletcher, 1982; Frez y González, 1989a). Los resultados de una visita de campo no mostraron manifestaciones claras de ruptura en la superficie

(Suárez *et al.*, 1982). Una relación de estas y otras observaciones locales pueden encontrarse en Wong *et al.* (1990).

Doce acelerómetros que se encontraban a menos de 80 km de distancia, registraron altas aceleraciones instantáneas; en particular, un valor pico de 1 g fue medido a unos 7 km del epicentro (Simons, 1982; Anderson *et al.*, 1982). Un análisis de estos registros ha sido realizado por Munguía y Brune (1984).

El temblor del Valle Imperial del 15 de octubre de 1979 ocurrió en la Falla Imperial (figura 1 y Tabla 1) y ha sido uno de los mejores instrumentados localmente; su historia de ruptura ha sido estudiada en detalle por numerosos autores (Hartzell y Helmberger, 1982; Spudich y Cranswick, 1982; Olson y Apsel, 1982; Archuleta, 1982; Archuleta, 1984; Hartzell y Heaton, 1983, entre otros). Este sismo tuvo un movimiento de rumbo lateral-derecho en una falla vertical y con un azimut (323°) muy parecido al de Victoria. La fractura correspondiente se propagó a través de los sedimentos hasta la superficie (Sharp *et al.*, 1982) y aparece como bilateral, en contraposición al carácter unilateral del fallamiento asociado al sismo de Victoria (Silver y Masuda, 1985; este trabajo).

El temblor de El Golfo del 7 de agosto de 1966 ocurrió en la Falla de Cerro Prieto (figura 1 y Tabla 1), a unos 50 km al sureste del sismo de Victoria, cerca de la desembocadura del río Colorado. Su mecanismo focal consistió también en un movimiento de rumbo lateral-derecho en una falla vertical (Ebel *et al.*, 1978; Goff *et al.*, 1987).

El objetivo de la presente investigación es comparar los procesos de ruptura de los sismos de El Golfo, Valle Imperial y Victoria mediante el análisis de sismogramas de período largo. Estos tres sismos son los únicos que han ocurrido en las fallas Cerro Prieto e Imperial desde el establecimiento de la WWSSN; por lo tanto, el estudio se puede hacer con base en sismogramas estandarizados. Además,

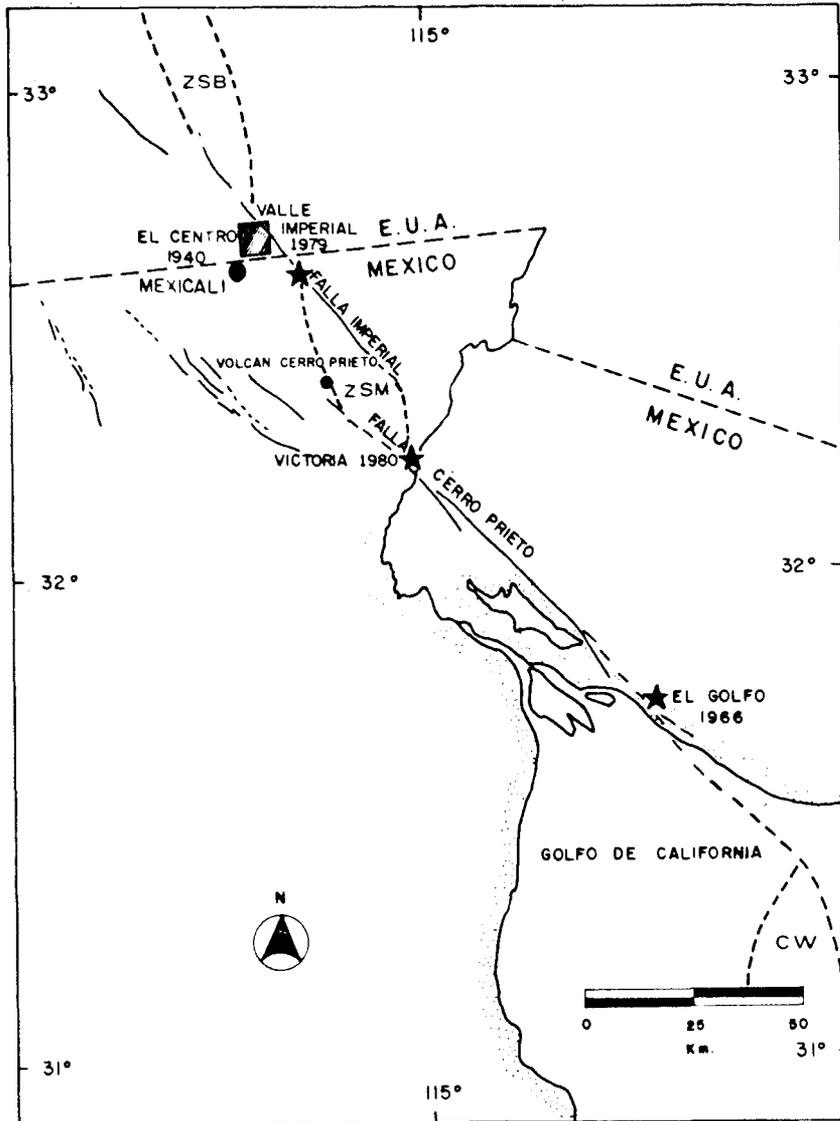


Figura 1. Marco tectónico mostrando las principales fallas activas de la Cuenca Salton. Las estrellas indican la localización de los epicentros de los sismos estudiados y el cuadrado, el epicentro del sismo de El Centro. ZSB: Zona Sísmica Brawley; ZSM: Zona Sísmica Mexicali; CW: Cuenca Wagner.

la aplicación de los mismos métodos de análisis ayuda a obtener una comparación confiable, al mismo tiempo que permite corroborar algunos resultados reportados en la literatura, generalmente con metodologías diferentes a las aquí aplicadas (Ebel *et al.*, 1978; Hartzell e Heaton, 1983; Silver y Masuda, 1985; Goff *et al.*, 1987, entre otros). La investigación se inició con el sismo de Victoria. El hallazgo (hasta ahora no reportado en la literatura) de pulsos múltiples en su función de fuente nos llevó a indagar una posible situación semejante para los otros dos temblores.

En lo que sigue, examinaremos detalladamente el temblor de Victoria, estimando primero sus parámetros de fuente y de ruptura. Luego, aplicaremos una deconvolución a los sismogramas con el objeto de determinar y comparar los procesos de ruptura de los tres sismos.

DATOS

Nuestro análisis se basa en las observaciones de período largo de tres trenes de ondas, compuestos por arribos muy

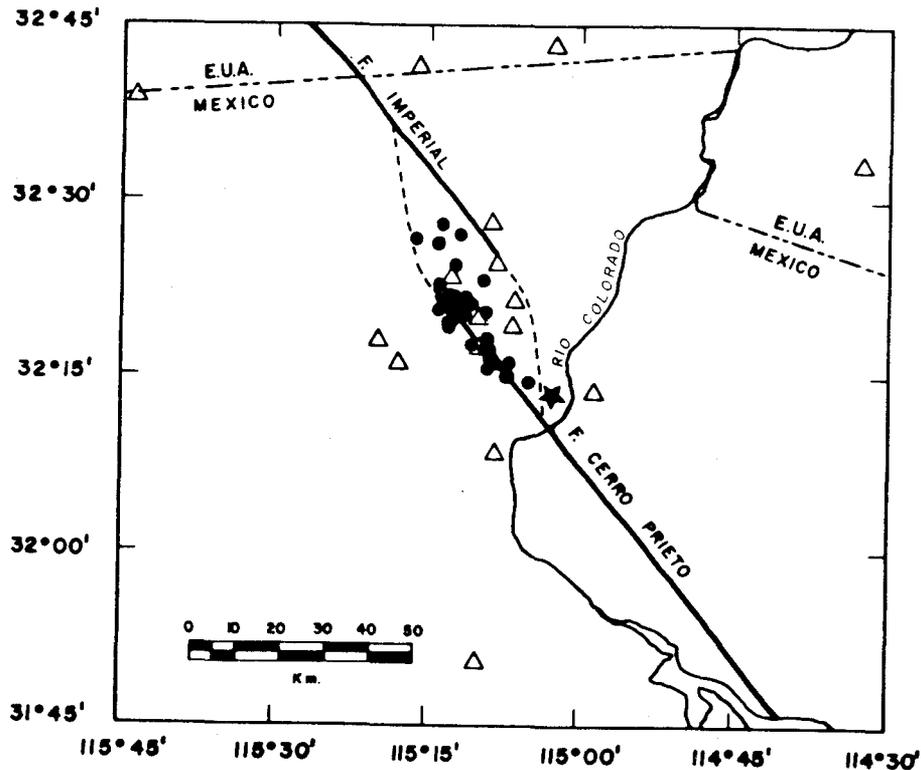


Fig. 2. Localización de los epicentros del temblor de Victoria (★), de sus principales réplicas (●); y de las estaciones sísmicas (△) (Tomado de Wong *et al.*, 1990). Las líneas punteadas señalan los límites de la zona sísmica Mexicali determinada para el período entre 1976 y 1980 (Frez y González, 1989a).

cercanos entre sí. Así, para simplificar la notación, hablaremos de los trenes de ondas P (P, pP y sP), PP (PP, pPP y sPP) y SH (SH y sSH), en donde las fases componentes van entre paréntesis. Los datos provienen de las redes de instrumentos de período largo WWSSN, CSN y GDSN. Las tres digitaciones que se hicieron de los sismogramas analógicos WWSSN y CSN fueron promediadas e interpoladas con un paso final de 1 seg. Se siguieron procedimientos conocidos, que incluyen la corrección por el desvío helicoidal y la aplicación de filtros, para remover ruido de altas y bajas frecuencias. Además, se eliminaron las partes del registro que estaban muy contaminadas con ruido o que tenían amplitudes muy pequeñas. De este modo, resultó una sección digitalizada de unos 50 seg en cada sismograma. La Tabla 2 detalla las observaciones usadas. La distribución azimutal de las estaciones está ilustrada en las figuras 3, 4 y 5.

MODELADO DE LA FUENTE DEL SISMO DE VICTORIA

Para calcular los sismogramas sintéticos, se usa un algoritmo basado en la aproximación WKB que calcula las funciones de Green correspondientes a cada elemento del tensor de momento sísmico (Chapman, 1978). Enseguida,

se incluye la dependencia espacial propia de una dislocación de cizalla; el resultado se convuelve luego con la dependencia temporal de la fuente, la función de atenuación y la respuesta instrumental.

La estructura en la región de la fuente se construyó tomando el modelo SP6 de Fuis *et al.* (1984), con un valor de la razón de velocidades V_p/V_s de 2.0 para los sedimentos y de 1.73 para el basamento (González *et al.*, 1983). Esta estructura local se superimpuso al modelo global 1066B (Gilbert y Dziewonski, 1975).

Estimación de parámetros de fuente

Ya que los sismogramas señalan un efecto de directividad que requiere un modelo de ruptura finita (véase más abajo), hemos utilizado un modelo cinemático de fractura que permite una propagación uni o bilateral a profundidad fija (Haskell, 1964; Hirasawa y Stauder, 1965). En este modelo, el espectro del desplazamiento está dado por:

$$\Omega(x, \omega) = A f(x, \omega) \left[\frac{\sin x_1}{x_1} + \frac{L_2}{L_1} + \frac{\sin x_2}{x_2} + \right] \quad (1)$$

donde

$$X_1 = \frac{\omega L_1}{2} \left(\frac{1}{V_r} - \frac{\cos \Psi}{c} \right) \text{ y } X_2 = \frac{\omega L_2}{2} \left(\frac{1}{V_r} - \frac{\cos \Psi}{c} \right) \quad (2)$$

y L_1 y L_2 son las longitudes de las ramas opuestas de la ruptura ($L_1 > L_2$); V_r es la velocidad de la ruptura; c es la velocidad, en los alrededores de la fuente, de la onda interna apropiada al caso; A es un factor de amplitud; Ψ es el ángulo, medido en la fuente, entre la dirección del rayo que va hacia el punto de observación y la dirección de la propa-

gación de la ruptura (figura 6). Se tiene la relación:

$$\cos \Psi = \cos (\phi - \phi_s) \cdot \text{sen } i \quad (3)$$

donde ϕ y ϕ_s son los azimutes de la falla y de la estación, medidos desde el Norte en la dirección de las manecillas del reloj, e i es el ángulo de incidencia del rayo en la fuente. Por último, $f(x, \omega)$ es la transformada de Fourier de la dependencia temporal del desplazamiento de un punto de la falla; en particular, usamos aquí una función rampa con amplitud unitaria y tiempo de subida τ .

Tabla 2. Estaciones y trenes de onda utilizados para el estudio de los temblores de Victoria, Valle Imperial y El Golfo.

Estación	Red	Distancia (°)	Azimut (°)	Fase Victoria	Fase Imperial	Fase El Golfo
ALE	CSN	53	7	P	P	
ARE	WWSSN	64	133		P	
BCAO	SRO	123	59	PP		
BLA	WWSSN	29	71	P	P	
BLC	CSN	35	14			P
BOCO	SRO	47	117	P, SH	P	
BOG	WWSSN	47	117	P	P	P
CAR	WWSSN	49	105		P	P
CMC	CSN	36	0			P
COL	WWSSN	38	-22	P	P	P
CTAO	ASRO	108	-103	PP		
FBC	CSN	43	28			P
FRB	CSN	43	28	P		
GEO	WWSSN	31	66			P
GRFO	SRO	85	32	SH		
GUMO	SRO	91	-73	P	P	
GWC	CSN	35	37			P
INK	CSN	35	-12		P	
KAAO	ASRO	113	-4	PP		
KEV	WWSSN	74	13		P	
KIP	WWSSN	40	-94			P
KONO	ASRO	77	25	P, SH	P	
MAJO	ASRO	83	-51	P, SH	P	
MBC	CSN	44	-1		P	
MNT	CSN	34	55	P		P
NUR	WWSSN	81	19		P	
NWAO	SRO	136	-106	PP		
OGD	WWSSN	34	63		P	
OTT	CSN	33	54			P
QUI	WWSSN	46	126			P
RES	CSN	44	7	P	P	P
SCH	CSN	41	41	P		
SCP	WWSSN	31	63	P	P	
SJG	WWSSN	46	96	P	P	P
TATO	SRO	101	-50	P,PP		
TRN	WWSSN	54	101		P	P
WES	WWSSN	36	61	P	P	P
YKC	CSN	30	0		P	P
ZOBO	ASRO	66	130	P,SH	P	

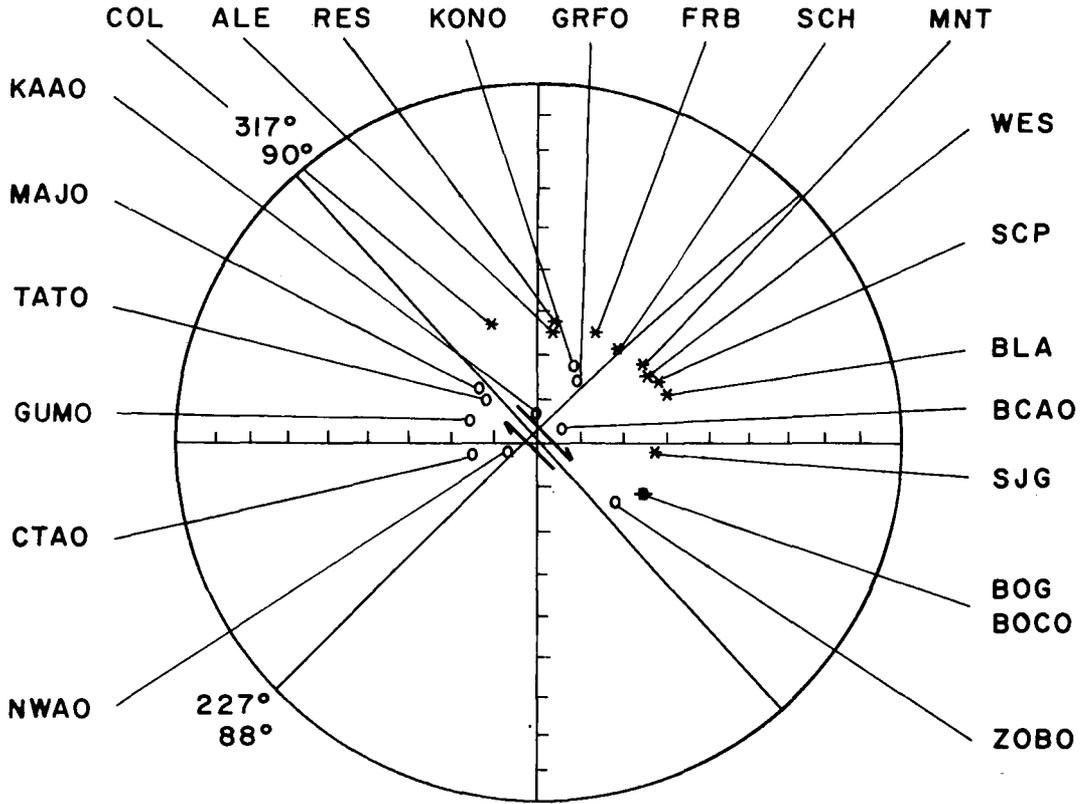


Fig. 3. Mecanismo focal del temblor de Victoria y distribución de las estaciones cuyos datos son usados en el presente trabajo. La proyección es equiareal y en el hemisferio focal inferior. (★) : GDSN, (O) : WWSSN y CSN.

Las incógnitas son los tres ángulos que describen la geometría y la cinemática de la falla, además de la profundidad del foco sísmico H , las longitudes de ruptura L_1 y L_2 , la velocidad de propagación de la fractura V_r y el tiempo de subida τ . Se ajustaron los primeros 50 seg de la traza de seis sismogramas con trenes de ondas P, cinco con trenes de ondas PP y seis con trenes de ondas SH, todos observados en la red GDSN.

Este problema de estimación es no-lineal. Además, ya que tres de las estaciones receptoras se encuentran muy cerca de los planos nodales del mecanismo focal (TATO, MAJO y ZOBO), pequeñas variaciones del mecanismo focal producen cambios rápidos en la forma y polaridad de los trenes de onda, aumentando, por lo tanto, la no-linealidad arriba mencionada. El problema inverso se puede linealizar, pero hemos encontrado más práctico, en este caso, hacer una búsqueda sistemática y exhaustiva de una solución óptima en una representación discreta del espacio de soluciones.

En este procedimiento hemos utilizado tres funciones criterios cuyos mínimos corresponden a los mejores ajustes entre los sismogramas observados y calculados. La primera función es:

$$C_1 = \frac{1}{N} \left\{ \sum_{i=1}^N (l - g_i)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

donde N es, de aquí en adelante, el número total de trenes de ondas ajustados, y g_i es el máximo de la función de correlación entre el sismograma observado $U_i^0(t)$ y el calculado $U_i^c(t)$ para cada estación i (Mellman *et al*, 1975):

$$g_i = \max_{\tau} \left\{ \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} U_i^0(t) \cdot U_i^c(t + \tau) dt}{\left[\int_{-\infty}^{+\infty} (U_i^0(t))^2 dt \cdot \int_{-\infty}^{+\infty} (U_i^c(t))^2 dt \right]^{\frac{1}{2}}} \right\} \quad (5)$$

La segunda función criterio es:

$$C_2 = \frac{1}{NL} \left[\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^L \left(\frac{W_{ij}^0 - W_{ij}^c}{W_{ij}^0} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (6)$$

donde se comparan L duraciones W_{ij} de medios pulsos consecutivos de cada uno de los N trenes de ondas. Los superíndices o y c se refieren a valores observados y computados, respectivamente.

La tercera función criterio es:

$$C_3 = \frac{1}{NK} \left[\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^K \left(\frac{A_{ij}^0 - A_{ij}^c}{A_{ij}^0} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

donde se comparan las K amplitudes-pico A_{ij} de los semipulsos de los N trenes de ondas. Una ilustración de las variables utilizadas en los dos últimos criterios se encuentra

en la figura 7. En la aplicación se utilizó $L=3$ y $K=5$ y se desechó la duración del primer semipulso debido a la indeterminación que comúnmente surge por el carácter emergente de su comienzo.

Un problema que aparece en la aplicación del método de búsqueda es el alto número de tanteos que es necesario realizar, aún para un número moderado de incógnitas. Sin embargo, esta dificultad se puede reducir si subdividimos a las incógnitas en grupos para los que no hay correlación significativa entre la estimación de aquellas pertenecientes a grupos distintos. El procedimiento así bosquejado tiene dos ventajas. Primero, la división por grupos de incógnitas dirige el análisis a subespacios de dimensiones accesibles a la inspección directa. Segundo, se evitan correlaciones espúreas, dirigiendo la búsqueda a soluciones con sentido físico. Para formar los grupos de incógnitas, tomamos en cuenta, además, la buena calidad de la información previa (determinación del hipocentro, del mecanismo focal y de la zona de réplicas) y la falta de resolución de los datos para estimar variables como H y τ .

Considerando lo anterior, hemos comenzado fijando los valores de H y τ a 9 km y 3 seg, respectivamente, valores

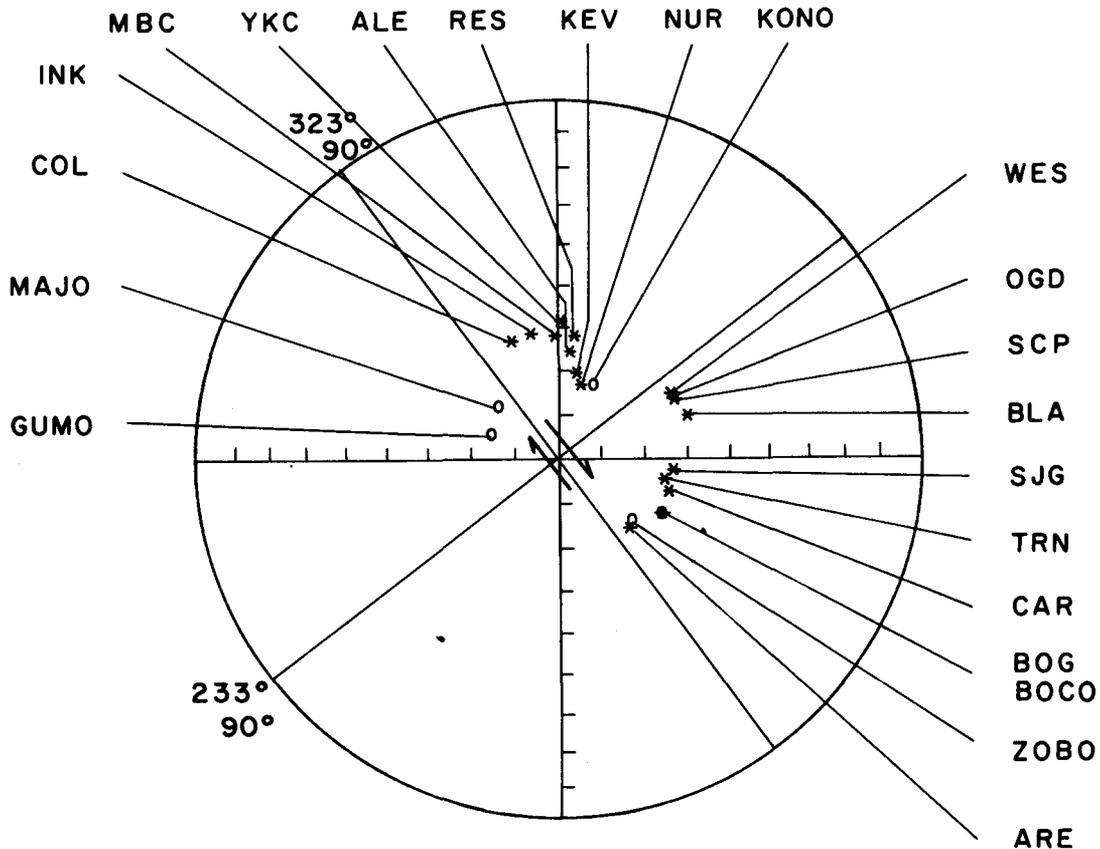


Fig. 4. Mecanismo focal del temblor del Valle Imperial y distribución de las estaciones utilizadas. (★): GDSN, (○): WWSSN y CSN.

que parecen ser realistas, tomando en cuenta el valor de la profundidad media de la zona de réplicas (Wong *et al.*, 1990) y el tiempo de subida estimado en otros estudios de sismos del mismo orden de magnitud. Enseguida formamos otros dos grupos de incógnitas; uno, con los ángulos (azimut de la falla ϕ , ángulo de buzamiento δ y dirección de la dislocación λ) y el otro, con los parámetros L_1 , L_2 y V_r . Fijamos como valores iniciales de estos últimos en $L_1=32$ km, $L_2=0$ km y $V_r=0.9 V_s$ y estimamos los valores óptimos para los ángulos. La búsqueda se hace con un paso de 2° y con una variación total de 6° , 14° y 6° para δ , ϕ y λ respectivamente, alrededor de la solución inicial de Frez (1982). Enseguida, con los ángulos que dan el mejor ajuste, hacemos una búsqueda para V_r , L_1 y L_2 con un paso de 1.5 km para las longitudes y de 0.15 km/seg para la velocidad. Las cotas entre las cuales se buscan soluciones son de 20 a 41 km para L_1 , de 0 a 9 km para L_2 y de 2.0 a 4.1 km/seg para V_r . El procedimiento se itera, incluyendo al final algunas variaciones en H y τ . Dos iteraciones son suficientes para obtener convergencia en los resultados que detallamos enseguida.

El ángulo de buzamiento resulta estar bien constreñido en $\delta=90^\circ$; una variación de dos grados alrededor de este valor produce una inversión de las polaridades en las estaciones ZOBO (para $\delta>88^\circ$) o en MAJO (para $\delta>92^\circ$). La dirección del deslizamiento aparece también bien constreñida ya que los tres criterios de ajuste producen un mínimo para $\lambda=178^\circ$ y un valor de 176° produce una inversión de polaridad en KONO. El azimut de la falla resulta ser el parámetro menos bien determinado; los mínimos marcados por los tres criterios dan una estimación entre 310° y 325° , variación permitida por la distribución azimutal de las estaciones (figura 3). Para mejorar esta estimación, hemos utilizado sismogramas de períodos relativamente más cortos de las redes WWSSN y CSN. La figura 8 muestra, como ejemplo, los resultados de la comparación entre el sismograma observado y los computados para la estación SCH. Esta estación es crítica porque se encuentra cerca del plano auxiliar del mecanismo focal. Aunque el ajuste es adecuado sólo para los primeros 10 seg del sismograma, aspecto que discutiremos posteriormente, obtenemos, con este tipo de información, una estimación para el azimut de la falla de $\phi=317\pm 3^\circ$.

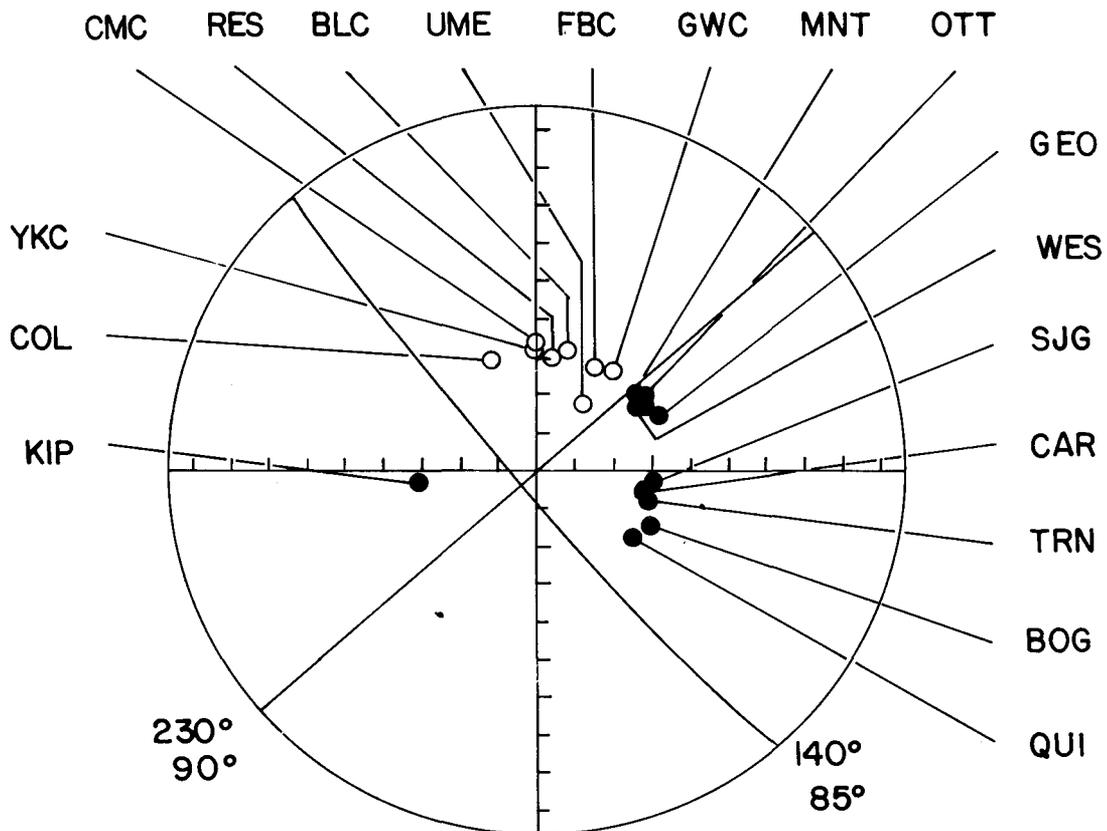


Fig. 5. Mecanismo focal del temblor de El Golfo y distribución de las estaciones utilizadas. (●): Compresión, (○): Dilatación.

Respecto a las incógnitas L_1 , L_2 y V_r , nuestros primeros experimentos numéricos indican una propagación unidireccional, con una ruptura que se propaga hacia el noroeste; este resultado es compatible con la distribución espacial de las réplicas (Wong *et al.*, 1990). Suponiendo $L_2=0$, la estimación de L_1 y V_r muestra una correlación positiva. En la figura 9 se muestran los resultados de la búsqueda en el plano (L_1, V_r) usando la función criterio C_2 . En esta gráfica las líneas representan iguales valores de C_2 , en porcentajes relativos al mínimo de la función C_2 . La función criterio C_2 es la más sensible a los parámetros L_1 y V_r , pero sus resultados no difieren en más de un 10% de los obtenidos por la minimización de C_1 . Por otro lado, el uso de la función criterio C_3 no resulta ser útil en este respecto. Dentro de la arbitrariedad en definir errores de estimación, hemos utilizado la línea de nivel del 1% para definir una región de confianza; suponiendo, además, que la velocidad de la onda P es 5.8 km/seg y que la razón de velocidades V_p/V_s es 1.73 en el área focal, obtenemos $L_1=29 \pm 5$ km y $V_r=2.9 \pm 0.5$ km/seg, lo que da una duración de ruptura de 10.0 ± 0.4 seg. Los resultados de la estimación de L_2 , manteniendo todas las restantes incógnitas fijas a los valores señalados anteriormente, per-

miten, para los tres criterios, sólo valores menores a los 5 km. Concluimos, por lo tanto, que la ruptura fue fundamentalmente unilateral.

Los experimentos numéricos confirman una previsible falta de resolución para mejorar la estimación inicial de la profundidad H de la fuente y del tiempo de subida τ . Esto se debe al carácter de período largo de los registros utilizados. Se conservaron, entonces, en todos los experimentos numéricos, los valores de H y τ arriba mencionados.

En la figura 10 se comparan los sismogramas observados y calculados para los trenes P, PP y SH que provienen de las estaciones GDSN. Aunque el ajuste es bueno para estos datos, el modelo de excitación parece ser demasiado sencillo para satisfacer las características de los sismogramas de período más corto de las estaciones WWSSN y CSN. Un ejemplo de esta situación se ilustra en la figura 8, donde se aprecia el ajuste de sismogramas de la estación SCH para varios azimutes de la falla. Adicionalmente, se observan arribos con amplitudes significativas en prácticamente todas las estaciones durante los dos o tres minutos que siguen al tren computado P.

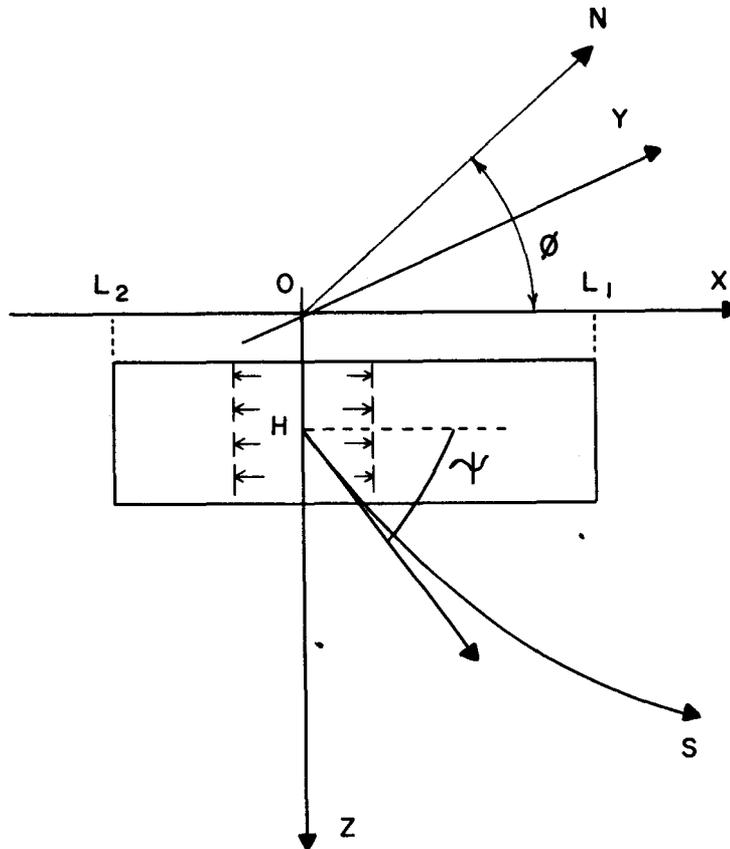


Fig. 6. Modelo de fuente con una propagación bilateral de fractura. L_1 y L_2 son las longitudes de las dos ramas de falla; H es la profundidad media de la zona de ruptura; S es un rayo sísmico saliendo hacia una estación.

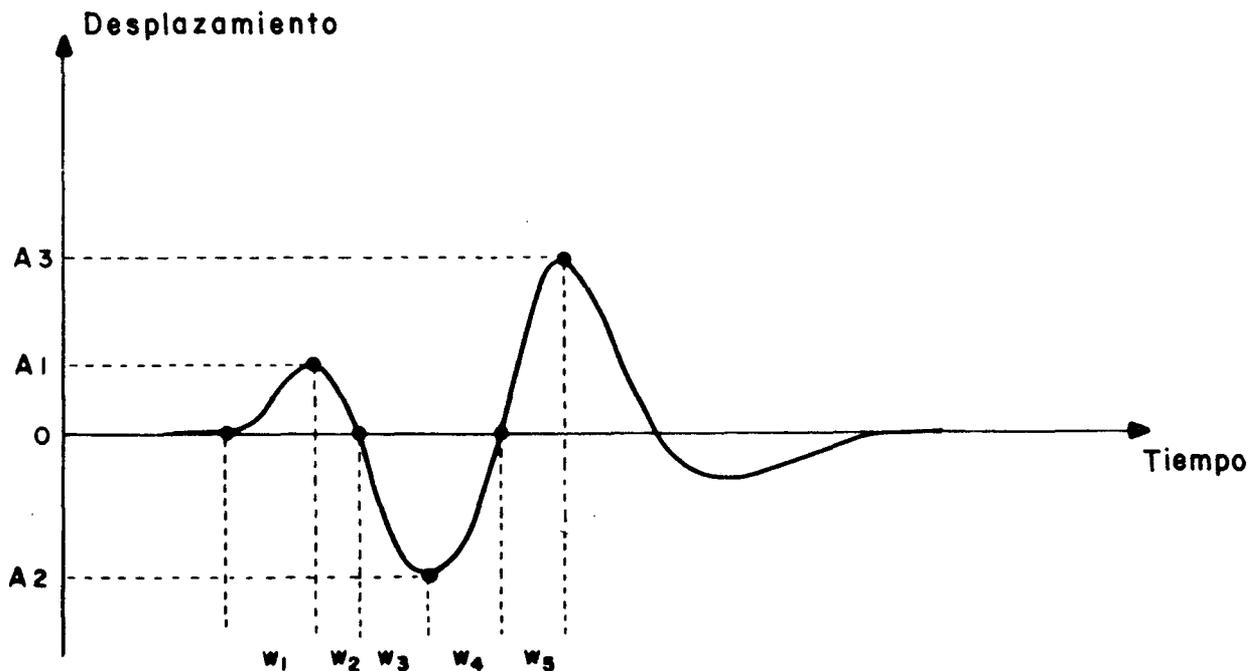


Fig. 7. Definición de las características utilizadas para los criterios de ajuste de los sismogramas: A_i es una amplitud-pico; W_i es la duración de un medio pulso.

Así, en la sección siguiente, estudiamos con más detalle la función temporal de fuente y buscamos interpretaciones de las observaciones en término de complejidades del proceso de ruptura y/o de efectos de estructura.

Deconvolución de los sismogramas

Un evento individual, es decir, compuesto por una fractura simple, tiene un punto de inicio y otro de término, tanto en tiempo como en espacio. La función temporal de una fuente simple consta, por lo tanto, de una fase de inicio y otra de término. Un evento múltiple consta de varias fracturas simples, pero también pueden existir eventos múltiples espúreos debido a la excitación de pulsos secundarios por las características de la estructura cercana a la fuente o a la estación receptora. Para recuperar la historia de la excitación, real o espúrea, en término de fases de inicio y de detención de eventos simples, deconvolvemos cada sismograma observado con uno que se calcula con un modelo de fuente puntual simple. Para el caso de trenes P, este sismograma sintético simple consta de las fases P, pP y sP que corresponden a una profundidad y un mecanismo focal fijos, con una función rampa en el tiempo. Como resultado de la deconvolución, obtenemos una serie de pulsos correspondientes a cada fractura simple, cada una con sus fases de partida y de detención. Así, el análisis consiste, primero, en obtener estos pulsos y, segundo, en determinar su origen.

La deconvolución se realiza con un esquema iterativo descrito por Kikuchi y Kanamori (1982). Para calcular los sismogramas sintéticos, se utiliza en cada iteración una

función rampa de la que se estima la amplitud y el tiempo de inicio. Este último parámetro se obtiene buscando el máximo de la función de correlación entre el sismograma observado y el sintético, lo que equivale a aplicar un criterio de ajuste mínimo-cuadrático; la amplitud se calcula de una ecuación que se obtiene de la aplicación de este mismo criterio. Se resta, enseguida, el sismograma calculado del observado y se repite este proceso con el sismograma residual en una subsecuente iteración. En la práctica, resulta que, después de un número máximo de 20 iteraciones, la serie residual ya no decrece significativamente. La función de fuente obtenida es la suma de todas las funciones rampas determinadas. Los detalles y las fórmulas pueden consultarse en Kikuchi y Kanamori (1982).

La figura 11 muestra los resultados de la deconvolución aplicada a unos 100 segundos de sismogramas del tren P de las redes GDSN, WWSSN y CSN. En las funciones de fuente estimadas, se han eliminado las derivas de muy bajas frecuencias ya que ellas no influyen significativamente en los sismogramas calculados. Todas las funciones de fuente se componen de una sucesión de pulsos y, como es de esperar, las obtenidas a partir de los sismogramas de período relativamente más corto ofrecen más detalles. Sin embargo, hay buena concordancia entre los resultados para las estaciones de Bogotá, BOCO (GDSN) y BOG (WWSSN). Los valores de los tiempos de arribo de las fases de inicio y de término de los pulsos, definidos en la figura 12 muestran variaciones sistemáticas en función del azimut de la estación. Para analizar estas observaciones en términos de ruptura múltiple, hacemos uso de una expresión que entrega la diferencia de los tiempos de arribo de dos fases:

$$\Delta T = \Delta H - \frac{D}{c} \cos \Psi \quad (8)$$

donde ΔT es la diferencia de los tiempos de arribo de dos fases producidas por eventos que ocurrieron separados por un tiempo ΔH y una distancia D ; Ψ es el ángulo definido en la figura 6 y c es la velocidad de la onda sísmica. Se puede usar esta expresión si la separación en tiempo y en espacio de los eventos es pequeña con respecto a las distancias y tiempos totales de recorrido. Tenemos, entonces, una expresión para la localización relativa de dos eventos donde se supone que éstos están en el plano de falla ya determinado y a la misma profundidad. El resultado de la regresión a dos variables (ΔT y $\cos \Psi$) se muestra en la figura 13.

Para las fases de inicio y de término del primer pulso, la estimación da $\Delta H = 12.5$ seg y $D = 30$ km o sea una velocidad de ruptura de 2.4 km/seg hacia el noroeste. Este pulso corresponde a la ruptura que modelamos en la sección anterior; los resultados obtenidos con los dos métodos son, por lo tanto, coherentes. Si suponemos que el segundo pulso corresponde también a una fractura, el resultado de la localización relativa indica que se inició a una distancia de 69 km al noroeste del epicentro y que tuvo una longitud de unos 30 km. Aunque no se puede descartar *a priori* que el sismo de Victoria haya excitado otro evento de magnitud parecida en la Falla Imperial, no hemos encontrado trazas de este segundo evento en los registros locales o regionales.

Este análisis lo continuaremos más abajo, después de aplicar este método a los otros dos temblores en estudio.

LOS SISMOS DEL VALLE IMPERIAL Y DE EL GOLFO

El temblor del Valle Imperial ocurrió en la Falla Imperial a unos 50 km al noroeste del epicentro del temblor de Victoria (Chávez *et al.*, 1982). Su mecanismo es un movimiento de rumbo lateral-derecho en una falla vertical ($\phi = 323^\circ$, $\delta = 90^\circ$, $\lambda = 180^\circ$). El sismo de El Golfo fue localizado en la parte sureste de la Falla de Cerro Prieto. Su mecanismo es del mismo tipo que los de Victoria y del Valle Imperial; los valores de los ángulos que utilizamos ($\phi = 320^\circ$, $\delta = 85^\circ$, $\lambda = 180^\circ$) satisfacen correctamente las observaciones de los sismogramas de ondas P, incluyendo los de algunas estaciones ubicadas casi en los planos nodales.

Aplicamos el algoritmo de deconvolución a los registros de estos dos eventos sísmicos (figuras 14 y 15). Se observa otra vez que las funciones de fuente se componen de una sucesión de varios pulsos cuyos tiempos de arribo dependen de la posición de la estación correspondiente (figuras 16 y 17). La evidencia de pulsos secundarios para el sismo de El Golfo no es tan clara como para los sismos de Victoria y del Valle Imperial.

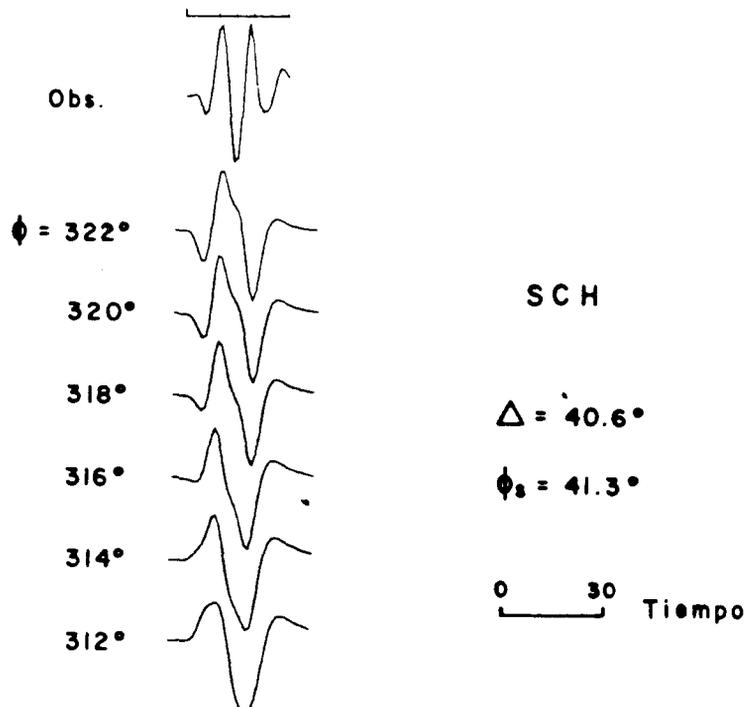


Fig. 8. Sismograma del sismo de Victoria observado en la estación SCH y sismogramas calculados en la misma estación con varios valores del azimut de la falla.

En el caso del sismo del Valle Imperial, las variaciones azimutales de la duración del primer pulso (figura 16) indican una propagación bilateral. Este resultado está de acuerdo con los de Silver y Masuda (1985) y Anderson y Silver (1985). En este caso, los puntos ($T_1, \cos \Psi$) de la figura 16 deben definir dos rectas para los valores positivos y negativos de $\cos \Psi$ (Hirasawa, 1965). Aunque las observaciones son compatibles con la existencia de estas dos rectas, las regresiones lineales hechas para determinarlas dan resultados con poca resolución debido a la mala distribu-

ción y la alta dispersión de los puntos. La duración media del primer pulso da una estimación del tiempo de ruptura de unos 10 seg. Para el mismo sismo, los tiempos de arribo de los otros pulsos muestran variaciones azimutales. Si suponemos que los pulsos secundarios representan otras fracturas, la localización relativa muestra que estas rupturas estarían a varias decenas de kilómetros al noroeste del extremo de la Falla Imperial. No existen evidencias en los registros locales o regionales de que eso haya sucedido.

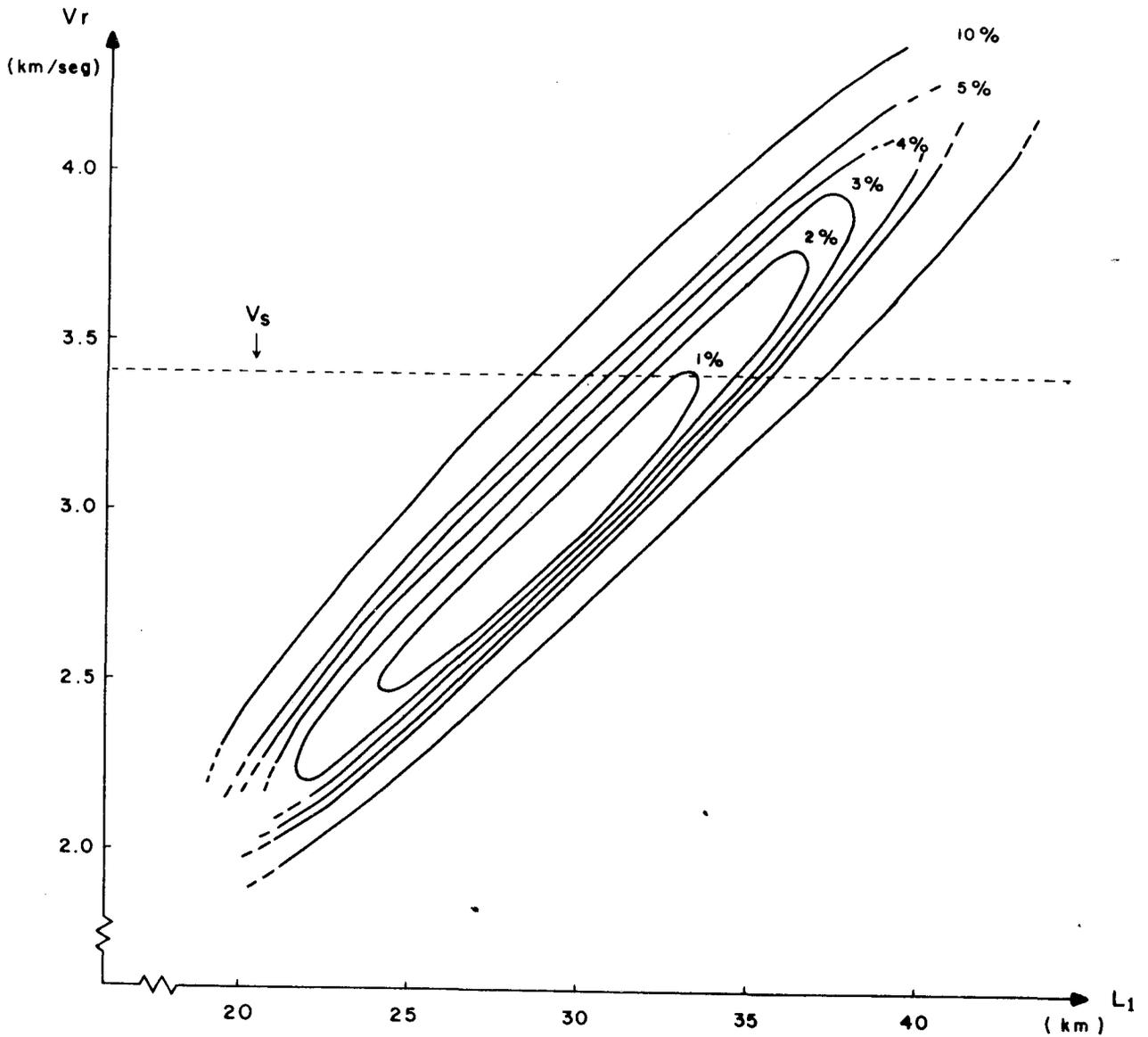


Fig. 9. Líneas de igual valor de la función criterio C_2 en el plano (L_1, V_r). Los porcentajes señalan diferencias relativas con respecto al valor mínimo de C_2 . La línea punteada marca la velocidad de propagación de las ondas S, valor máximo de la velocidad de ruptura.

En el caso del sismo de El Golfo, los resultados (figura 17) muestran que la duración del primer pulso depende linealmente de $\cos \Psi$. El mismo análisis que se aplicó al sismo de Victoria muestra que la ruptura se propagó unilateralmente sobre una distancia de 16 km hacia el noroeste, con una velocidad de 1.9 km/seg y durante un tiempo de 8.4 seg. No se observan claras y sistemáticas variaciones azimutales de los tiempos de arribo de los pulsos secundarios debido principalmente a la dispersión de los puntos correspondientes.

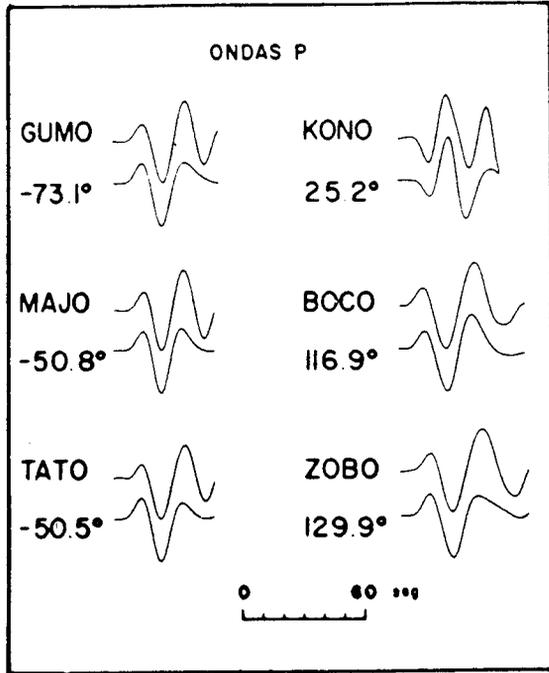


Fig. 10 (a)

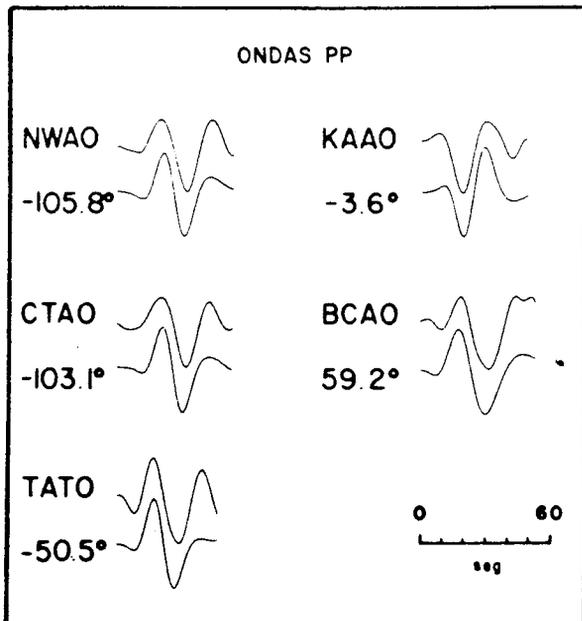


Fig. 10 (b)

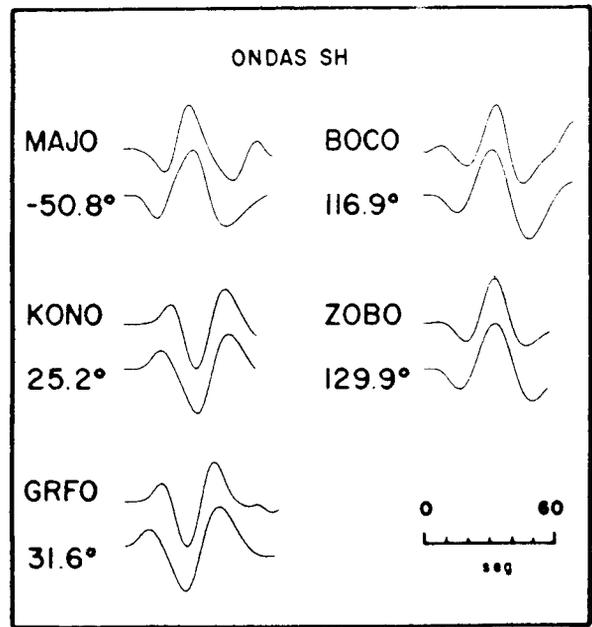


Fig. 10 (c)

Fig. 10. Comparación de los sismogramas GDSN del temblor de Victoria, observados (traza superior) y calculados con el modelo cinemático de fuente. (a): tren de ondas P; (b) tren de ondas PP; (c): tren de ondas SH.

DISCUSION

Las estimaciones de parámetros focales basadas en el modelado de la fuente y las obtenidas por deconvolución dan, para el sismo de Victoria, resultados parecidos para la longitud, la velocidad, la duración y la dirección de propagación de la ruptura. Estos resultados son coherentes con las estimaciones que Silver y Masuda (1985) hicieron de los mismos parámetros a partir del análisis de ondas SH, y son compatibles con la distribución de las réplicas (figura 2), localizadas al noroeste del epicentro (Wong *et al.*, 1990).

Los resultados obtenidos por deconvolución para el temblor del Valle Imperial están de acuerdo con estudios detallados de la propagación de la ruptura hacia el noroeste del epicentro realizados por numerosos autores usando acelerogramas. Además, apoyan los trabajos de Silver y Masuda (1985) y de Anderson y Silver (1985), en que se concluye la existencia de una componente de propagación menor hacia el sureste. Esto concuerda también con la distribución epicentral de las réplicas, localizadas con datos obtenidos de redes sísmicas ubicadas a ambos lados de la frontera internacional, que muestra actividad a ambos lados del epicentro, aunque de menor importancia hacia el sureste (Frez y González, 1989a; Frez y González, 1989b).

En el caso del sismo de El Golfo, nuestro análisis muestra que la ruptura tuvo una propagación unilateral hacia el noroeste con una longitud de 16 km. La duración

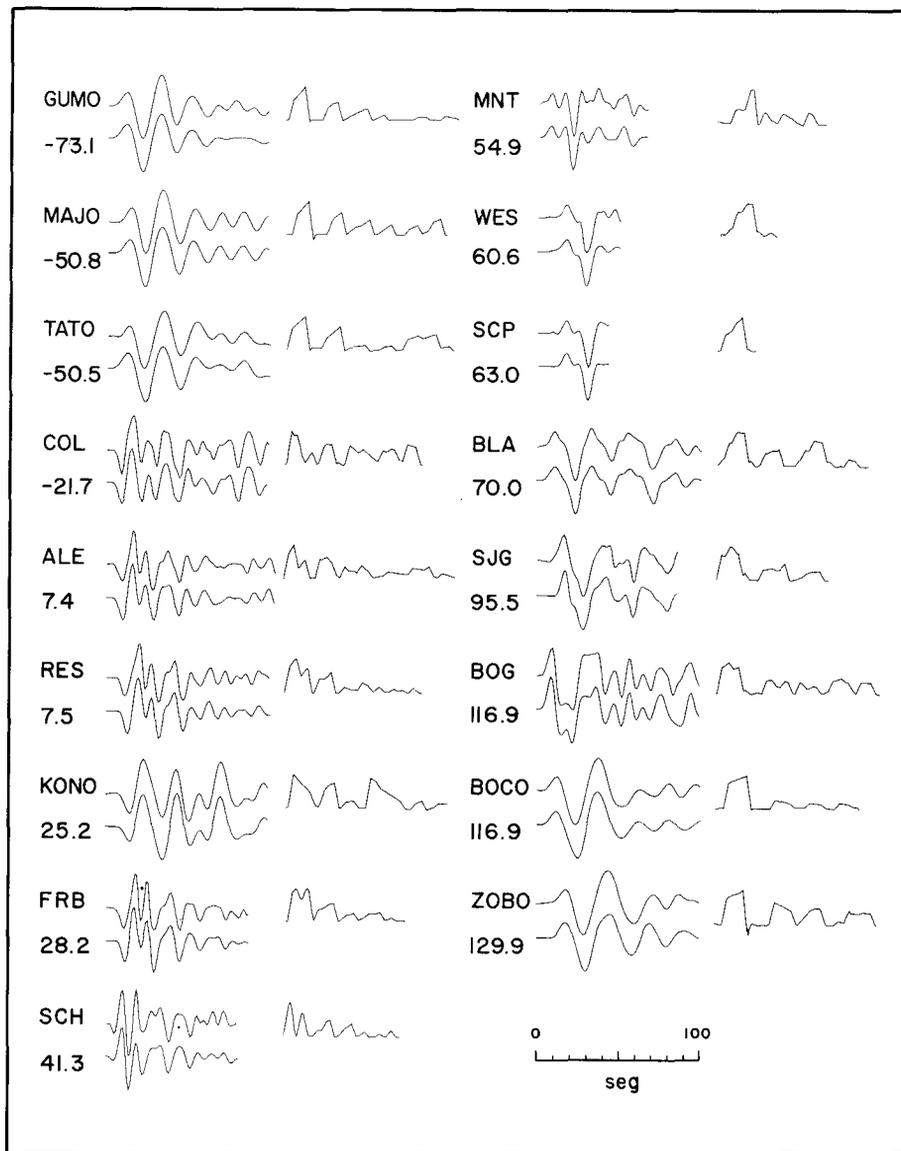


Fig. 11. Resultados de la deconvolución para el sismo de Victoria. Sismogramas observados (traza superior), sismogramas calculados (traza inferior) y funciones de fuente obtenidas (al lado). Las estaciones están clasificadas por orden de azimuth creciente.

de la ruptura que determinamos (8.4 seg) es mucho mayor a la estimación de 4 seg que Ebel *et al.* (1978) obtuvieron usando una función de fuente triangular y es un poco menor a la estimación de 10 seg de Goff *et al.* (1987). Sin embargo, estos últimos autores modelan este sismo como un evento doble, usando en la parametrización de la función de fuente una sucesión de funciones triangulares. Al contrario, el presente estudio indica que se puede obtener un buen ajuste entre los sismogramas observados y calculados con funciones de fuente simples. Es probable entonces que la mayor parte de la energía de este temblor fue liberada en un solo evento.

Ya que el primer pulso de muchas funciones de fuente obtenidas por deconvolución tiene una forma compleja, se

concluye que una función de fuente trapezoidal en velocidad no puede explicar correctamente los sismogramas observados, principalmente los registrados en las redes WWSSN y CSN. En particular, el comienzo de las funciones de fuente del sismo del Valle Imperial muestra dos o tres escalones, mientras que hay una clara segmentación dentro del primer pulso para el caso del sismo de Victoria. Este pulso tiene forma más simple para el caso del sismo de El Golfo que para los otros eventos.

Los efectos de estructura en la región cercana al foco sísmico no pueden explicar estas complejidades (Burdick y Mellman, 1976; Ebel y Helmlberger, 1982; véase también más abajo). La forma del primer pulso de las funciones de fuente obtenidas refleja, así, aspectos de la historia de

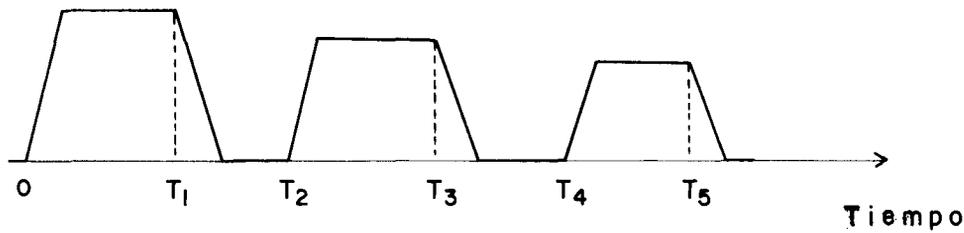


Fig. 12. Definición de los tiempos de arribo de las fases de inicio y de término de los pulsos de una función de fuente. Los tiempos se miden relativos al primer arribo.

ruptura: complejas para los sismos de Victoria y del Valle Imperial, más simple en el caso de El Golfo. La mayor complejidad de la ruptura está relacionada con la presencia de asperezas o de barreras en el plano de falla, lo que puede generar las fuertes aceleraciones registradas en estaciones cercanas (Brady *et al.*, 1980; Simons, 1982; Anderson *et al.*, 1982). En el caso del sismo del Valle Imperial, esta complejidad fue estudiada detalladamente con registros de aceleraciones en campo cercano (Hartzell y Helmberger, 1982; Spudich y Cranswick, 1982; Olson y Aspel, 1982; Archuleta, 1982; Archuleta, 1984; Hartzell e Heaton, 1983).

Otra característica importante de las funciones de fuente obtenidas en el presente trabajo es la existencia de varios pulsos secundarios. No hay evidencias en los sismogramas regionales y locales de que estos pulsos se hayan generado por una ruptura múltiple. Tampoco la distribución de las réplicas o las observaciones de campo apoyan la existencia de esa ruptura múltiple. Por otro lado, Hartzell e Heaton (1983) mencionan que, para sismos grandes o pequeños del Valle Mexicali-Imperial, los registros telesísmicos muestran una sucesión de arribos complicados durante algo más de un minuto después del tren de ondas P. Es probable, entonces, que esta sucesión de arribos no corresponden a fracturas secundarias. La sistematicidad con que aparecen estos arribos demuestra, por otra parte, que ellos no son producidos en la estructura cercana a los puntos de observación.

Las posibles interpretaciones de estos arribos se tienen que buscar entonces como efectos de estructura en la región donde ocurrieron los tres sismos. El Valle Mexicali-Imperial se caracteriza en su eje central por la presencia de unos 5 km de sedimentos que cubren el basamento y por la falta de discontinuidades de velocidad en la transición de corteza a manto, que pudieran ser reflectores de ondas sísmicas (Fuis *et al.*, 1984).

Con el propósito de investigar el efecto de capas planas de sedimentos sobre la excitación de ondas a distancias cortas y telesísmicas, hemos calculado sismogramas sintéticos, usando tanto la técnica de integración completa de Luco y Aspel (1983) como el método de Thompson-Hasckell, para el modelo lateralmente homogéneo de corteza SP6 de Fuis *et al.*, (1984). Los sismogramas locales, tanto observados como calculados, muestran fuertes arribos secundarios que se pueden interpretar como ondas atrapadas en la capa sedimentaria de baja velocidad (Frez y González, 1989b). Sin embargo, los sismogramas calculados para distancias telesísmicas no contienen arribos secundarios significativos. No se pueden interpretar entonces los arribos secundarios observados como efectos de una estructura lateralmente homogénea incluyendo sedimentos gruesos y/o discontinuidades profundas.

En realidad, la estructura del Valle Mexicali-Imperial no es lateralmente homogénea; el espesor de la capa de sedimentos es variable y disminuye cerca de las orillas del Valle. Los resultados preliminares de un modelado de la excitación de ondas telesísmicas en estructuras bidimensionales de este valle usando un método de diferencias finitas

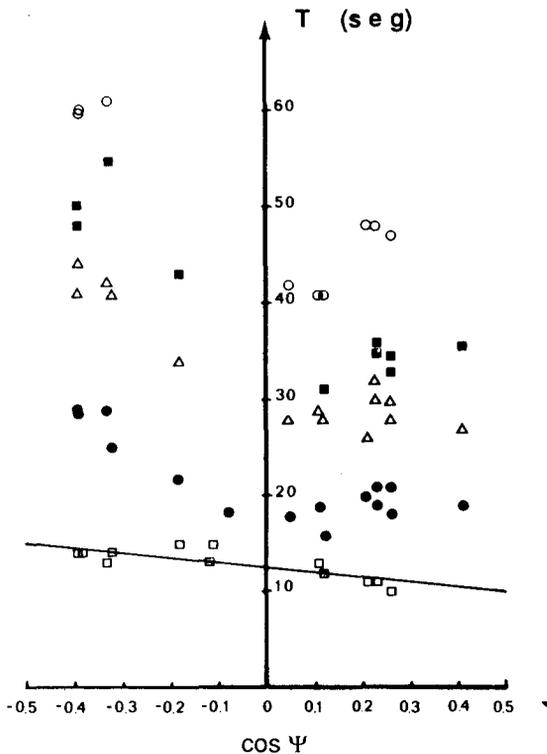


Fig. 13. Sismo de Victoria: representación de los tiempos de arribo de los pulsos, definidos en la Fig. 12., en función de $\cos \Psi = \cos (\phi - \phi_s) \cdot \sin i$, donde ϕ y ϕ_s son los azimutes de la falla y de la estación, e i es el ángulo de incidencia del rayo. Se presenta también la recta ajustada por mínimos cuadrados para T_1 .

□: T_1 , ●: T_2 , △: T_3 , ■: T_4 , ○: T_5

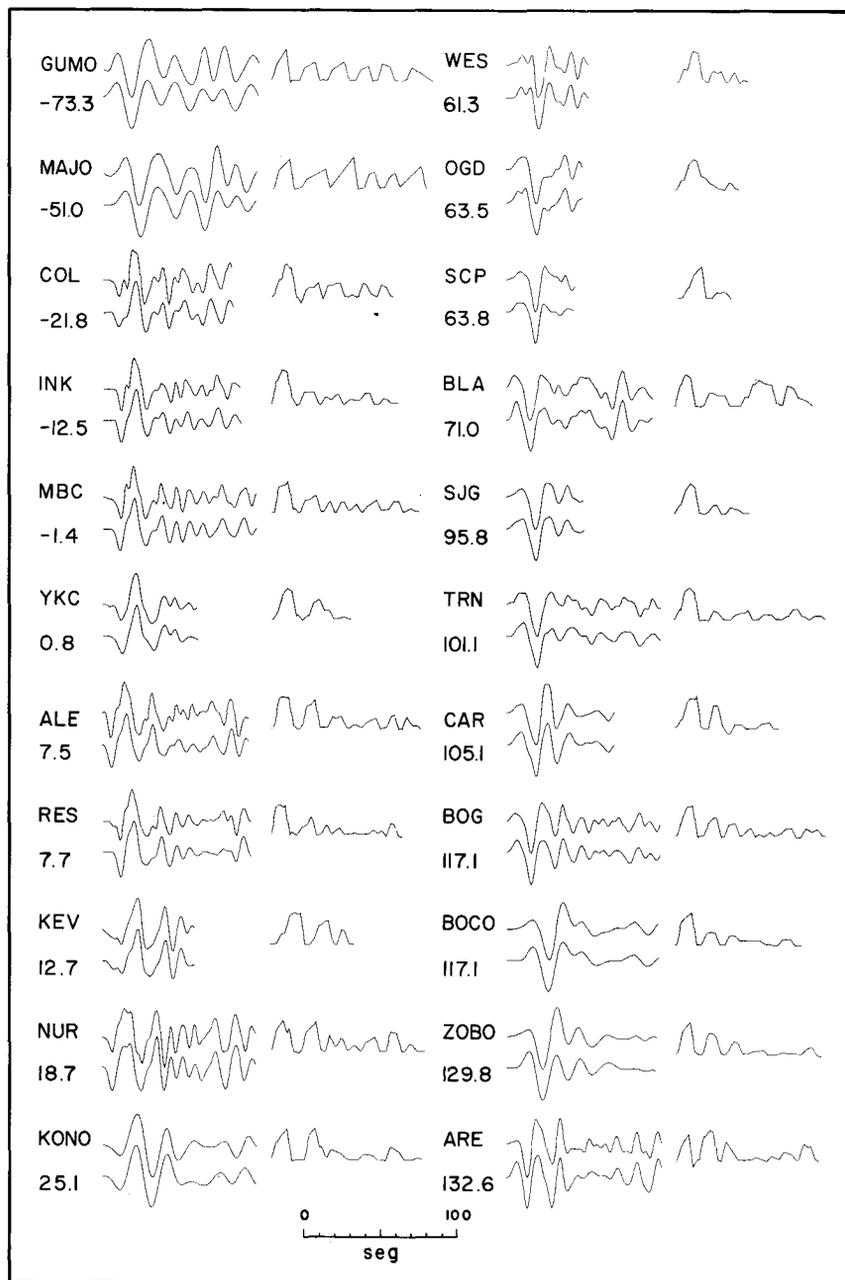


Fig. 14. Resultados de la deconvolución para el sismo del Valle Imperial. Sismogramas observados (traza superior), sismogramas calculados (traza inferior) y funciones de fuente obtenidas (al lado).

Virieux, 1984; Virieux, 1986), muestran que una parte importante de la energía sísmica, atrapada en los sedimentos, logra escaparse por los bordes del Valle (Virieux, comunicación personal). Este fenómeno podría ser el origen de los arribos secundarios observados a distancias telesísmicas. La estructura en tres dimensiones del Valle podría explicar las variaciones azimutales de los tiempos de arribo de estas fases y las diferencias observadas entre los registros de los tres sismos. Por otro lado, la presencia de una zona de baja velocidad que asciende hasta el pie de la

corteza también podría dar origen a pulsos secundarios con distintos caminos de propagación.

Es probable entonces que los arribos secundarios tienen su origen en la estructura en tres dimensiones del Valle Mexicali-Imperial. Sin embargo, una interpretación más detallada requiere el modelado de la propagación tridimensional de las ondas sísmicas en esta estructura, lo que constituye el contenido de una investigación separada.

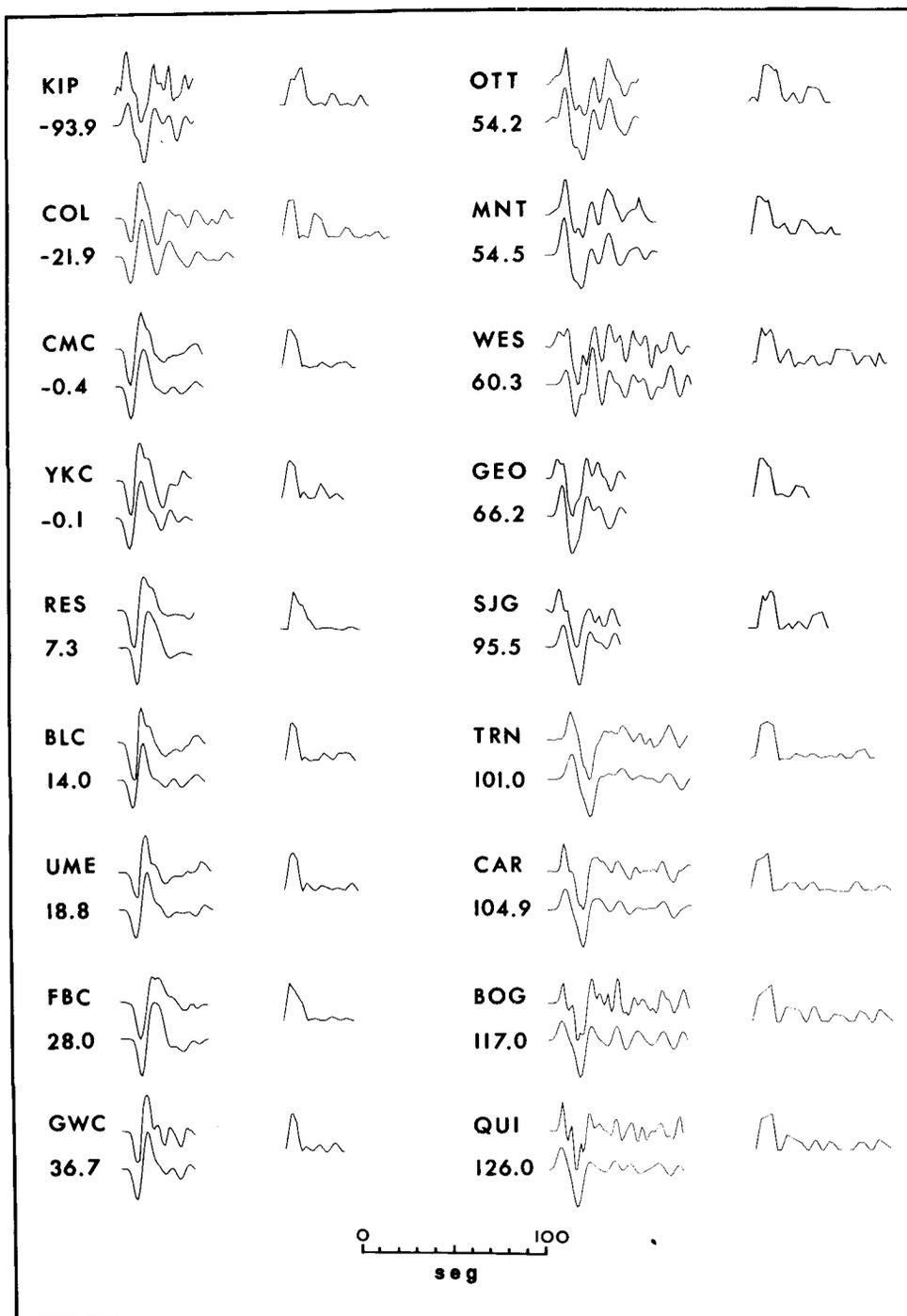


Fig. 15. Resultados de la deconvolución para el sismo de El Golfo. Sismogramas observados (traza superior), sismogramas calculados (traza inferior) y funciones de fuente obtenidas (al lado).

CONCLUSIONES

Se estudió el temblor de Victoria del 9 de junio de 1980, a partir de registros telesísmicos de período largo, usando dos métodos, uno basado en el modelo cinemático de fractura de Haskell (1964) y otro, en la deconvolución de

los sismogramas y la localización relativa de distintos eventos. Los resultados obtenidos por los dos métodos coinciden y muestran que la ruptura de este temblor se propagó principalmente hacia el noroeste de su epicentro. Se obtuvo

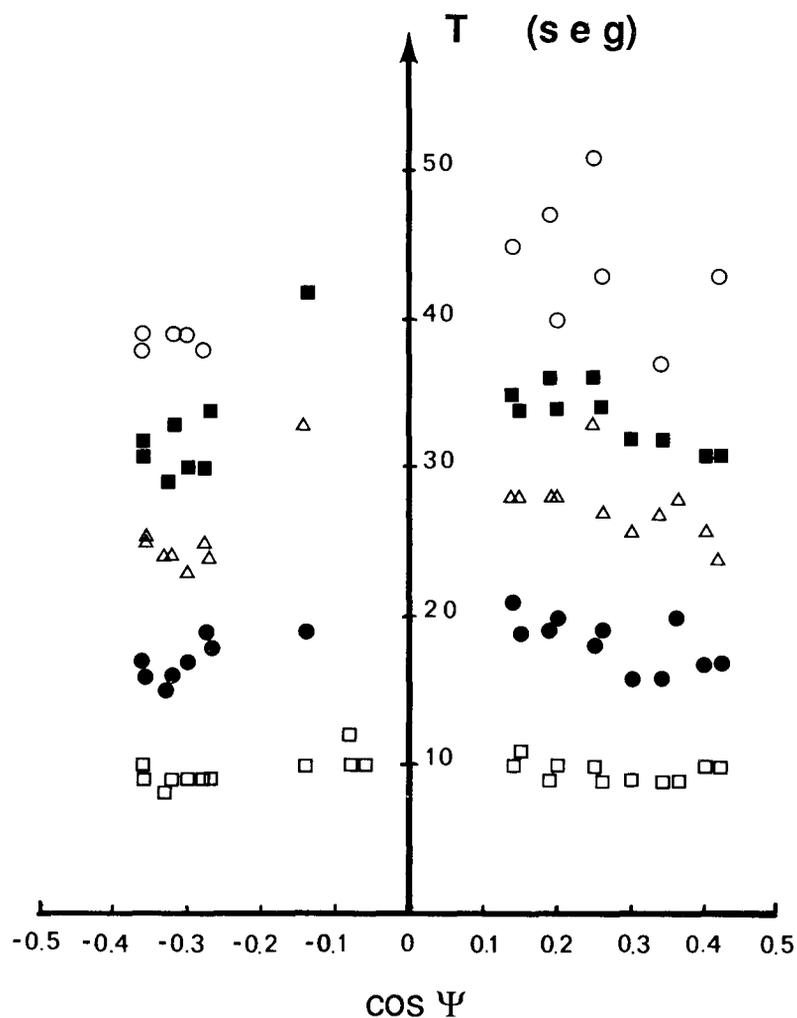


Fig. 16. Sismo del Valle Imperial: representación de los tiempos de arribo de los pulsos en función de $\cos \Psi$.
 □: T₁, ●: T₂, Δ: T₃, ■: T₄, ○: T₅

un mecanismo focal ($\phi = 317 \pm 3^\circ$, $\delta = 90 \pm 2^\circ$, $\lambda = 178 \pm 2^\circ$), acorde con el obtenido usando la polaridad de los primeros arribos (Frez, 1982), y estimaciones medias de la longitud (29 ± 5 km), velocidad de propagación 2.7 ± 0.5 km/seg y duración de la ruptura (11 ± 1 seg).

Los resultados del método de deconvolución aplicado al estudio del temblor de El Golfo, del 7 de agosto de 1966, muestran que la ruptura se propagó unilateralmente hacia el noroeste en una falla de 16 km, con una velocidad de 1.9 km/seg y durante un tiempo de 8.4 seg. Para el sismo del Valle Imperial, del 15 de octubre de 1979, la ruptura fue bilateral con una duración de unos 10 seg.

La geometría de los mecanismos focales de los tres sismos estudiados (planos de falla verticales, propagación casi horizontal de la ruptura) hace relativamente fácil la observación de los efectos de directividad; en este caso, los métodos de deconvolución y de localización relativa de los

eventos indican su carácter uni o bilateral y dan rápidamente una estimación de la longitud y de la velocidad de ruptura. La concordancia de nuestros resultados con los obtenidos por otros autores comprueba que este método relativamente simple puede dar buenos resultados, sobre todo para las rupturas unilaterales, que provocan efectos de directividad más marcados.

De los sismos con $M_s > 6.0$ que han ocurrido en las fallas Cerro Prieto e Imperial previamente a la instalación de la WWSSN, sólo el de El Centro ha sido estudiado a partir de registros instrumentales. El estudio más detallado de su proceso de ruptura es el de Trifunac y Brune (1970) que se basa principalmente en el análisis de los primeros seis minutos de un acelerograma registrado a unos 10 a 15 km del epicentro. Sus resultados muestran que la ruptura fue múltiple con al menos cuatro eventos en los primeros 25 segundos y que se propagó por unos 25 km hacia el sureste en la Falla Imperial. Esto señala que la ruptura

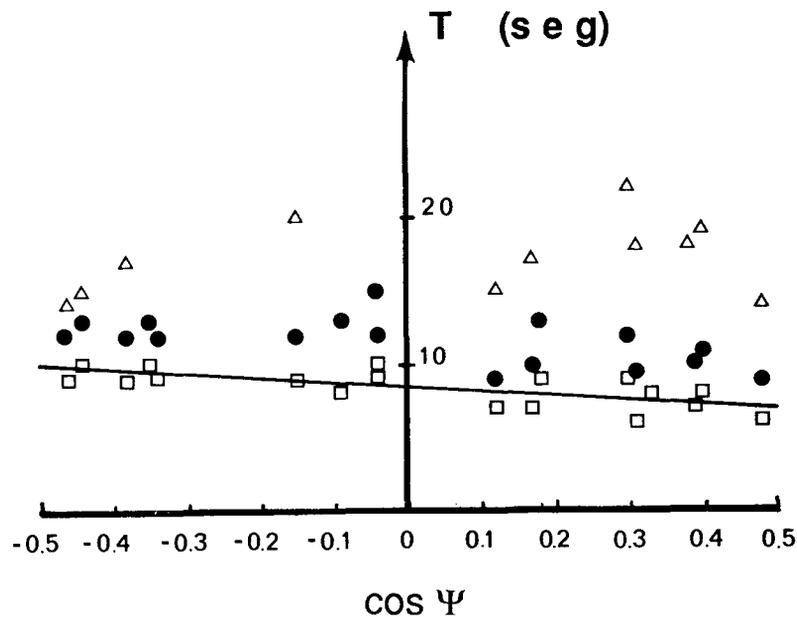


Fig. 17. Sismo de El Golfo: representación de los tiempos de arribo de los pulsos en función de $\cos \Psi$.

□: T_1 , ●: T_2 , Δ: T_3

principal de los sismos de El Centro y del Valle Imperial ocurrieron a lo largo del mismo segmento de la Falla Imperial.

El estudio de los tres sismos de 1966, 1979 y 1980, más la información que se tiene acerca del sismo de 1940, indica que el grado de complejidad de la ruptura principal ha sido diferente en todos ellos, siendo el de El Golfo el más simple. Se puede notar también que los procesos de ruptura de los sismos de 1940 y de 1979, que afectaron el mismo tramo de la Falla Imperial, fueron ambos complejos.

Los tres sismos aquí estudiados generaron, con diferente intensidad, pulsos múltiples a distancias telesísmicas. No hay evidencias locales o regionales que indiquen que estos pulsos múltiples provienen de un proceso de ruptura aún más complejo que el referido en el párrafo anterior. Dejamos, en este respecto, como hipótesis de trabajo el que la estructura subyacente al Valle Mexicali-Imperial produce a distancias telesísmicas varios pulsos secundarios durante varias decenas de segundos. Sin embargo, una interpretación de estos pulsos que tome en cuenta la estructura tridimensional del Valle requiere, en general, el cálculo de sismogramas sintéticos para medios lateralmente heterogéneos. Este tipo de análisis está fuera de alcance y propósito de la presente investigación y forma el contenido de una investigación separada. En todo caso, este tipo de pulsos puede interferir con fases producidas por rupturas realmente múltiples. Nuestros resultados enfatizan, así, la dificultad que puede encontrarse en separar los efectos de complejidad de fuente y de estructura.

AGRADECIMIENTOS

Los sismogramas utilizados para este estudio fueron facilitados por el IGPP-UCSD, La Jolla, California y el IPG, París. Los cálculos fueron hechos en los Centros de Cómputo del CICESE y del IPG de París.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, J. G., J. PRINCE, J. N. BRUNE and R. S. SIMONS, 1982. Strong motion accelerograms. In: The Mexicali Valley Earthquake of 9 June 1980. Edited by J. G. ANDERSON and R.S. SIMONS. *Newsletter of the Earthquake Engineering Research Institute*, 16, 3, 79-83.
- ANDERSON, J. G. and P. G. SILVER, 1985. Accelerogram evidence for southward rupture propagation on the Imperial Fault during the October 15, 1979 Earthquake. *Geoph. Res. Letters*, 12, 349-352.
- ANDERSON, J. G. and P. BODIN, 1987. Earthquake occurrence models and historical seismicity in the Mexicali-Imperial Valley. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 562-578.
- ARCHULETA, R. J., 1982. Analysis of near-source static and dynamic measurements from the 1979 Imperial Valley Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 1927-1956.

- ARCHULETA, R. J., 1984. A faulting model for the 1979 Imperial Valley Earthquake. *J. Geophys. Res.*, 89, 4559-4585.
- BOORE, D. M. and J. B. FLETCHER, 1982. Preliminary study of selected aftershocks from digital acceleration and velocity recording. *In: The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1254, 109-118.
- BRADY, A. G., V. PEREZ and P. N. MORK, 1980. The Imperial Valley earthquake October 15, 1979, digitization and processing of accelerograph records. *U. S. Geol. Surv., Open-File Rept.* 80-703.
- BURDICK, L. J. and G. R. MELLMAN, 1976. Inversion of the body waves from the Borrego Mountain earthquake to the source mechanism, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 1485-1499.
- CHAPMAN, C. H., 1978. A new method for computing synthetic seismograms. *Geophys. J. Royal Astr. Soc.* 54, 481-518.
- CHAVEZ, D., J. GONZALEZ, A. REYES, M. MEDINA, C. DUARTE, J. N. BRUNE, F. VERNON III, R. SIMONS, L. HUTTON, P. GERMAN and C. JOHNSON, 1982. Main shock location and magnitude determination using combined U. S. and Mexican data. *In: The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1254, 51-54.
- DOSER, D. I. and H. KANAMORI, 1986. Spatial and temporal variations in seismicity in the Imperial Valley. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 421-438.
- EBEL, J. E., L. J. BURDICK and G. S. STEWART, 1978. The source mechanism of the August 7, 1966 El Golfo earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68, 1281-1292.
- EBEL, J. E., and D. V. HELMBERGER, 1982. P-waves complexity and fault asperities: the Borrego Mountain, California, earthquake of 1968. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 413-437.
- ELDERS, W. A., R. W. REX, T. MEIDAV, P. T. ROBINSON and Sh. BIEHLER, 1972. Crustal spreading in Southern California. *Science*, 178, 16-23.
- FREZ, J., 1982. Main shock location and fault mechanism. *In: The Mexicali Valley Earthquake of 9 June 1980. Edited by J. G. ANDERSON and R. S. SIMONS. Newsletter of Earthquake Engineering Research Institute*, 16, 3, 74-76.
- FREZ, J. y J. GONZALEZ, 1989a. Sismicidad y mecanismos focales del Valle Mexicali-Imperial: 1973-1985. *Geofís. Int.*, 28, 4, 643-691.
- FREZ, J. and J. GONZALEZ, 1989b. Crustal structure and seismotectonics of northern Baja California. *In: The Gulf and Peninsular Province of the Californias. Edited by B. SIMONEIT and P. DAUPHIN. AAPG Memoir (en prensa).*
- FUIS, G. S., W. D. MOONEY, J. H. HEALEY, G. A. McMECHAN and W. J. LUTTER, 1984. A seismic refraction survey in the Imperial Valley region, California. *J. Geophys. Res.*, 89, 1165-1189.
- GILBERT, F. and A. M. DZIEWONSKI, 1975. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectrum. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A-278, 187-269.
- GOFF, J. A., E. A. BERGMAN and S. C. SALOMON, 1987. Earthquake source mechanism and transform fault tectonics in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 92, 10485-10510.
- GONZALEZ, J., V. WONG and J. FREZ, 1983. Mapeo de V_p/V_s en la zona sísmica del Valle de Mexicali. *En: Memorias del VI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. México, D. F., Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica*, México, 133-148.
- HARTZELL, S. and D. V. HELMBERGER, 1982. Strong motion modeling of the Imperial Valley earthquake of 1979. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 571-596.
- HARTZELL, S. and T. H. HEATON, 1983. Inversion of strong-ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 1553-1583.
- HASKELL, N. A., 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 54, 1811-1842.
- HILL, D. P., P. MOWINCKEL and L. G. PEAKE, 1975. Earthquakes, active faults and geothermal areas in the Imperial Valley, California. *Science*, 88, 1306-1308.
- HIRASAWA, T., 1965. Source mechanism of the Niigata earthquake of June 16, 1964, as derived from body-waves. *J. Physics of the Earth*, 13, 35-66.
- HIRASAWA, T. and W. STAUDER, 1965. On the seismic body-waves from a finite moving source. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 55, 237-262.
- JOHNSON, C. E. and D. M. HADLEY, 1976. Tectonic implications of the Brawley earthquake swarm, Imperial Valley, California, January 1975. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 1133-1144.

- JOHNSON, C. E. and D. P. HILL, 1982. Seismicity of the Imperial Valley. *In: The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1254, 15-24.*
- KIKUCHI, M. and H. KANAMORI, 1982. Inversion of complex body waves. *Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 491-506.*
- LOMNITZ, C., F. MOOSER, C. R. ALLEN, J. N. BRUNE and W. THATCHER, 1970. Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California region, Mexico. Preliminary results. *Geofis. Int., 10, 2, 37-48.*
- LUCO, J. E. and R. J. ASPEL, 1983. On the Green's functions for a layered half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am., 73, 909-929.*
- MELLMAN, G. R., L. BURDICK and D. HELMBERGER, 1975. Determination of the source parameters from body-waves seismograms (abstract). *Earthquake Notes, 46, 44.*
- MUNGUIA, L. and J. N. BRUNE, 1984. Simulations of strong ground motion for earthquakes in the Mexicali-Imperial Valley region. *Geophys. J. Royal Astr. Soc., 79, 747-771.*
- OLSON, A. H. and R. J. APSEL, 1982. Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 1969-2002.*
- SHARP, R. V., J. J. LIENKAEMPER, M. G. BONILLIA, D. B. BURKE, B. F. FOX, D. G. HERD, D. M. MILLER, D. M. MORTON, D. J. PONTY, M. J. RYMER, J. C. TINSLEY, J. C. YOUNT, J. E. KAHLE, E. W. HART and K. E. SEIH, 1982. Surface faulting in the central Imperial Valley. *In: The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1254, 119-143.*
- SILVER, P. G. and T. MASUDA, 1985. A source extent analysis of the Imperial Valley earthquake of October 15, 1979 and the Victoria earthquake of June 9, 1980. *J. Geophys. Res., 90, 7639-7651.*
- SILVER, P. G. and J. N. VALETTE-SILVER, 1987. A spreading episode at the southern end of the San Andreas fault system. *Nature, 326, 589-593.*
- SIMONS, R. S., 1982. The strong motion record from station Victoria. *In: The Mexicali Valley Earthquake of June 9, 1980. Edited by J. C. ANDERSON and R. S. SIMONS. Newsletter of Earthquake Engineering Research Institute, 16, 3, 83-87.*
- SPUDICH, P. and E. CRANSWICK, 1982. Use of near-source seismic array data to reveal details of the earthquake rupture process. *Earthquakes Notes, 53, 39.*
- SUAREZ V., F., K. E. SIEH and W. E. ELDERS, 1982. A review of geological effects and damage distribution of the June 9, 1980 Mexicali Valley earthquake. *In: The Mexicali Valley Earthquake of 9 June 1980. Edited by J. G. ANDERSON and R. S. SIMONS. Newsletter of Earthquake Engineering Research Institute, 16, 3, 99-105.*
- TRIFUNAC, M. D. and J. N. BRUNE, 1970. Complexity of energy release during the Imperial Valley, California, earthquake of 1940. *Bull. Seismol. Soc. Am., 60, 137-160.*
- VIRIEUX, J., 1984. SH-wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics, 49, 1933-1957.*
- VIRIEUX, J. 1986. P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics, 51, 889-901.*
- WONG, V., J. FREZ Y F. SUAREZ, 1990. The Mexicali (Victoria) earthquake of June 9, 1980 (enviado al *Bull. Seismol. Soc. Am.*)

Ph. Lesage¹ y J. Frez¹

¹ División de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, 22830, México.

² Ahora en: Laboratoire D'Instrumentation Géophysique, Université de Savoie, B. P. 1104, 73011 Chambéry Cedex, Francia.