

SIMPOSIO PANAMERICANO DEL MANTO SUPERIOR  
PAN-AMERICANO SYMPOSIUM ON THE UPPER MANTLE

(MÉXICO, D. F., MARZO 18-21, 1968)  
MARCH

GRUPO V-SISMOLOGÍA  
GROUP V-SEISMOLOGY

*DISPERSION DE ONDAS RAYLEIGH AL SUR  
DEL GOLFO DE CALIFORNIA \**

L. KNOPOFF, \*\* F. A. SCHWAB \*\*  
Y J. W. SCHLUE \*\*

La inversión en observaciones de dispersión superficial de ondas fue usada con frecuencia para determinar la estructura de la tierra, especialmente de sus partes exteriores. En una región, a la vez tan llena de temblores como escasamente dotada de sismógrafos como México, los métodos de tipo estación única para determinar la dispersión parecen ser más prácticamente aplicables que los métodos de triangulación que abarcan el establecimiento y sincronización de dispositivos de sismógrafos. En los métodos de estación única, se supone que el temblor tiene una dependencia de impulso de tiempo con el movimiento focal. Más propiamente, se supone que las componentes de Fourier del movimiento focal están todas en la misma fase. Para propósitos de mapeo regional estructural, se prefieren observaciones a pequeñas distancias epicentrales, de modo que las ondas superficiales crucen en lo posible mínima porción de regiones disímiles en estructura geológica.

Se ha demostrado que la fase inicial aparente de una fuente de ondas Rayleigh es una función fuertemente dependiente de la orientación angular de los vectores de fuerza en la fuente (Knopoff y Schwab, 1968). En el problema equivalente de fuerzas del cuerpo con deslizamiento direccional, la orientación de una doble pareja en dirección del choque con deslizamiento, resulta la única en que la fase inicial aparente de ondas Rayleigh es independiente de la frecuencia. La doble pareja con deslizamiento direccional se compone de cuatro vectores de fuerza horizontales, cada uno con cambios de fase aparente de 0 y  $\pi$  entre sí. Por otro lado, una doble pareja debidamente orientada por falla con deslizamiento tendrá una mezcla de vectores de fuerza tanto horizontales como verticales, cada uno con diferentes cambios de fase.

Para el caso de un vector de fuerza horizontal único, dispuesto sobre la línea  $\theta = 0$  de coordenadas cilíndricas,

\* Publicación Núm. 762 del Instituto de Geofísica y Física Planetaria, Universidad de California, Los Angeles.

\*\* Instituto de Geofísica, Universidad de California, Los Angeles

*THE DISPERSION OF RAYLEIGH WAVES  
SOUTH OF THE GULF OF CALIFORNIA \**

L. KNOPOFF, \*\* F. A. SCHWAB \*\*  
AND J. W. SCHLUE \*\*

The inversion of observations of surface wave dispersion has been much used to determine the structure of the earth, especially the outer parts. In a region as well populated with earthquakes and as sparsely populated with seismographs as Mexico, single-station methods for the determination of the dispersion are more likely to be practical to apply than triangulation methods involving the establishment and synchronization of arrays of seismographs. In the single-station methods, the earthquake is assumed to have an impulsive time-dependence for the motion at the focus. More properly, it is assumed that the Fourier components of the focal motion are all in the same phase. For the purposes of doing regional mapping of structure, observations at small epicentral distances are preferred so that the surface waves cross as few dissimilar regions of geologic structures as possible.

It has been shown that the apparent initial phase of a source of Rayleigh waves is a strong function of the angular orientation of the force vectors at the source (Knopoff and Schwab, 1968). In the problem of the body force equivalents to a displacement dislocation, the orientation of a double couple in the strike-slip sense is the only one for which the apparent initial phase of Rayleigh waves is frequency independent. The strike-slip double couple is composed of four horizontal force vectors, each with apparent phase shifts of 0 and  $\pi$  from one another. On the other hand, a double couple oriented appropriately for dip-slip faulting will have a mixture of both horizontal and vertical force vectors, each with different phase shifts.

For the case of a single horizontal force vector, aligned along the line  $\theta = 0$  of cylindrical coordinates, the asym-

\* Publication No. 762 of the Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, Los Angeles.

\*\* Institute of Geophysics, University of California, Los Angeles

la expansión asintótica para el patrón de radiación de la componente vertical de ondas Rayleigh es

$$\frac{f(\omega)}{r^{1/2}} e^{i(-kr + \phi_0(\omega) + 5\pi/4)} \sin\theta \cos\theta$$

donde  $\theta = 0$  es real. Por diferenciación y superposición después de la rotación, el patrón de radiación para una doble pareja del tipo con deslizamiento direccional dispuesto sobre las líneas  $\theta = 0, \pi/2$  es

$$\frac{2\omega f(\omega)}{cr^{1/2}} e^{i(-\omega r/c + 3\pi/4 + \phi_0(\omega))} \sin\theta \cos\theta$$

Luego, sólo queda por determinar el cambio de fase en el sismógrafo y corregir ya sea en  $-\pi/4 + \phi_0$  ó  $3\pi/4 + \phi_0$ , según el cuadrante en que se encuentre el instrumento.

En principio, el cambio de fase para otras orientaciones de mecanismos focales puede encontrarse, pero ésto requiere conocimiento del mecanismo focal con bastante precisión y también de la estructura entre el foco y el detector. Puesto que el último se desconoce en cálculos de velocidades de fase para la región entre el foco y el sismógrafo, se requiere cierto monto de iteración. Este problema se desarrollará después aparte. En este trabajo, dirigimos nuestra atención al mecanismo focal del método con deslizamiento direccional de fase para una estación única.

Como se anotó, México es, una región bien dotada de temblores. En las redes de estaciones de la Universidad de México-Universidad de California fueron registrados varios temblores. Estas estaciones, operadas por los dos Institutos de Geofísica de U.N.A.M. y de UCLA, se ubicaban en Guaymas, Santa Rosalia, Culiacán y La Paz (Fig. 1) y fueron operadas, por desgracia intermitentemente, por un período de varios años. Para determinar regiones en que pueden buscarse con provecho mecanismos focales de temblores con deslizamiento, se realizó un estudio de la placa tectónica de la región.

La tectónica de la placa al este del Alto del Pacífico Oriental y al oeste de la Trinchera Meso-Americana fue estudiada para determinar la solución de plano de falla para choques en su orilla activa, es decir, principalmente al lado y hacia tierra de la Trinchera Meso-Americana y sobre la línea de epicentros al sur de Panamá extendiéndose a la Cresta Carnegie (Fig. 2). Los epicentros sobre la zona de la Fractura Rivera caen sobre el contacto entre el oeste de la placa y el Alto del Pacífico Oriental y la placa Norte Americana, y no abarcan directamente la pequeña placa al oeste de la Trinchera Meso-Americana. Las direcciones preferentes de movimientos relativos están generalmente dentro de la Trinchera y son normales a la línea de volcanes, sea que consideremos los volcanes en su configuración usual por detrás de la parte sur de la Trinchera, o de la línea de volcanes que cruza México. El desplazamiento en el eje volcánico parece ocurrir en el lugar en donde se sitúan los

ptotic expansion for the radiation pattern of the vertical component of Rayleigh waves is

where  $f(\omega)$  is real. By differentiation and superposition after rotation, the radiation pattern for a double couple of the strike-slip type aligned along the lines  $\theta = 0, \pi/2$  is

It therefore remains to determine the phase shift at the seismograph and correct by either  $-\pi/4 + \phi_0$  or  $3\pi/4 + \phi_0$ , depending upon the quadrant in which the instrument is found.

In principle, the phase shift for other orientations of source focal mechanisms can be found, but this requires a knowledge of the focal mechanism with rather good precision and a knowledge of the structure between the focus and the detector as well. Since the latter is unknown, a certain amount of iteration is involved in the calculation of phase velocities for the region between focus and seismograph. This problem will be developed later elsewhere. In this paper, we focus our attention on the strike-slip focal mechanism for the single-station phase velocity method.

Mexico is, as noted, a region well populated with earthquakes. At the stations of the University of Mexico-University of California network, many earthquakes were recorded. These stations, operated by the two Institutes of Geophysics of the UNAM and UCLA, were located at Guaymas, Santa Rosalia, Culiacan and La Paz (Fig. 1) and were in operation, unfortunately intermittently, over a period of several years. To determine the regions in which one might look profitably for earthquakes with strike-slip focal mechanisms, a study of the plate tectonics of the region was undertaken.

The tectonics of the plate east of the East Pacific Rise and west of the Central American Trench were studied by the determination of fault-plane solutions for shocks along its active edge, that is, principally on the landward side of the Central American Trench and along the line of epicenters south from Panama extending to the Carnegie Ridge (Fig. 2). Epicenters along the Rivera Fracture Zone lie along the contact between the plate west of the East Pacific Rise and the North American plate, and do not directly involve the small plate west of the Middle American Trench. Preferred directions of relative motions are generally into the Trench and normal to the line of volcanoes, whether we consider the volcanoes lying in the usual configuration back of the Trench along its southern part, or the line of volcanoes which crosses Mexico. The offset in the volcanic axis seems to occur at the place where the contact occurs among the Caribbean plate, the North American plate and the plate west of the

TABLA I

DATOS SOBRE TEMBLORES Y ESTACIONES  
EARTHQUAKE AND STATION DATA

TABLE I

Ubicación de Estaciones Location of Stations	Fecha y tiempo del Temblor Date and Time of Shock	Ubicación del temblor Location of shock	Distancia temblor-estación relevante Earthquake-relevant station distance
CULIACAN: 24.802N, 107.396W	22 Febrero February, 1965 20:46:36.0	18.8N, 106.2W	677 km (CUL) 731 km (LAP)
	22 Febrero February, 1965. 21:22:34.5	18.9N, 106.1W	668 km (CUL) 728 km (LAP)
LA PAZ: 24.1748N, 110.2977W	11 Abril April, 1965 04:59:39.3	19.8N, 109.2W	585 km (CUL)

contactos entre la placa del Caribe, la placa Norte Americana y la placa al oeste de la Trinchera. Las relaciones entre movimientos de la placa y alineamiento volcánicos pueden considerarse sólo aproximados por ahora. Sin embargo, las soluciones son consistentes con las obtenidas independientemente por Molnar y Sykes (1969).

Los movimientos relativos ilustrados en la Fig. 2 son los de cada placa respecto a las placas adyacentes al este. La placa del Caribe se mueve al este, respecto a la placa del Atlántico. La placa del Pacífico está en movimiento, generalmente, hacia el norte o este del norte, respecto a la placa del Atlántico en su límite común lejos de México, y también respecto a la placa del Caribe en su frontera común, lejos del sur de América Central. Si las tres placas están en simple translación relativa una con respecto a las otras, entonces la velocidad de la placa del Caribe respecto a la del Atlántico debe ser muy pequeña en comparación con las demás velocidades relativas, debido a la naturaleza casi paralela de los dos movimientos relativos sobre la Trinchera Meso-Americana. Es más, a causa de la dirección del movimiento Caribe-Atlántico, el vector relativo Pacífico-Caribe debe apuntar al oeste del vector Pacífico-Atlántico. Esto, así, no parece tener significación.

Restringiremos nuestra atención a zonas de temblores con deslizamiento direccional. Las únicas regiones donde los temblores tienen consistentemente carácter de deslizamiento direccional es a lo largo de la zona de la Fractura Rivera y sobre la frontera este de la placa descrita anteriormente, donde se extiende del sur de Panamá hacia la Cresta Carnegie. Los temblores en esta región han sido descritos en otro artículo (Acharya, 1965). El resto de la frontera abarca la suposición de choques tensionales sobre la Cresta del Pacífico Oriental exceptuando donde podemos suponer que tienen carácter con deslizamiento direccional en la zona de fracturas; los esfuerzos principales de los choques en la orilla este entre la Trinchera y en la Masa Continental de Centro América y de México tienen principalmente carácter de buzamiento con alguna variabilidad en la orientación (Fig. 3).

Trench. The relations between the plate motions and the volcanic lineations can be considered to be only approximate at this time. The solutions are, however, consistent with those obtained independently by Molnar and Sykes (1969).

The relative motions illustrated in Fig. 2 are those of each plate relative to the adjoining plate to the east. The Caribbean plate moves eastward relative to the Atlantic plate. The Pacific plate is in motion, generally, to the north or east of north, relative to the Atlantic plate at their common boundary off Mexico, and also relative to the Caribbean plate at their common boundary off southern Central America. If all three plates are in simple translation relative to one another, then the velocity of the Caribbean plate relative to the Atlantic must be very small in comparison with the other relative velocities, due to the almost parallel nature of the two relative motions along the Central American Trench. Indeed, because of the direction of the Caribbean-Atlantic motion, the relative Pacific-Caribbean vector must point to the west of the Pacific-Atlantic vector. This does not appear to be significantly so.

We restrict our attention to zones of strike-slip earthquakes. The only regions in which earthquakes are consistently of strike-slip character are along the Rivera Fracture Zone and along the eastern boundary of the plate described above where it extends south from Panama toward the Carnegie Ridge. Earthquakes in this region have been described elsewhere (Acharya, 1965). The rest of the boundary involves the presumption of tensile shocks along the crest of the East Pacific Rise, except where we may assume that they are of strike-slip character on the fracture zones; the principal stresses for the shocks on the eastern edge behind the Trench and on the Central American and Mexican mainland are mainly dip-slip in character with some variability in orientation (Fig. 3).

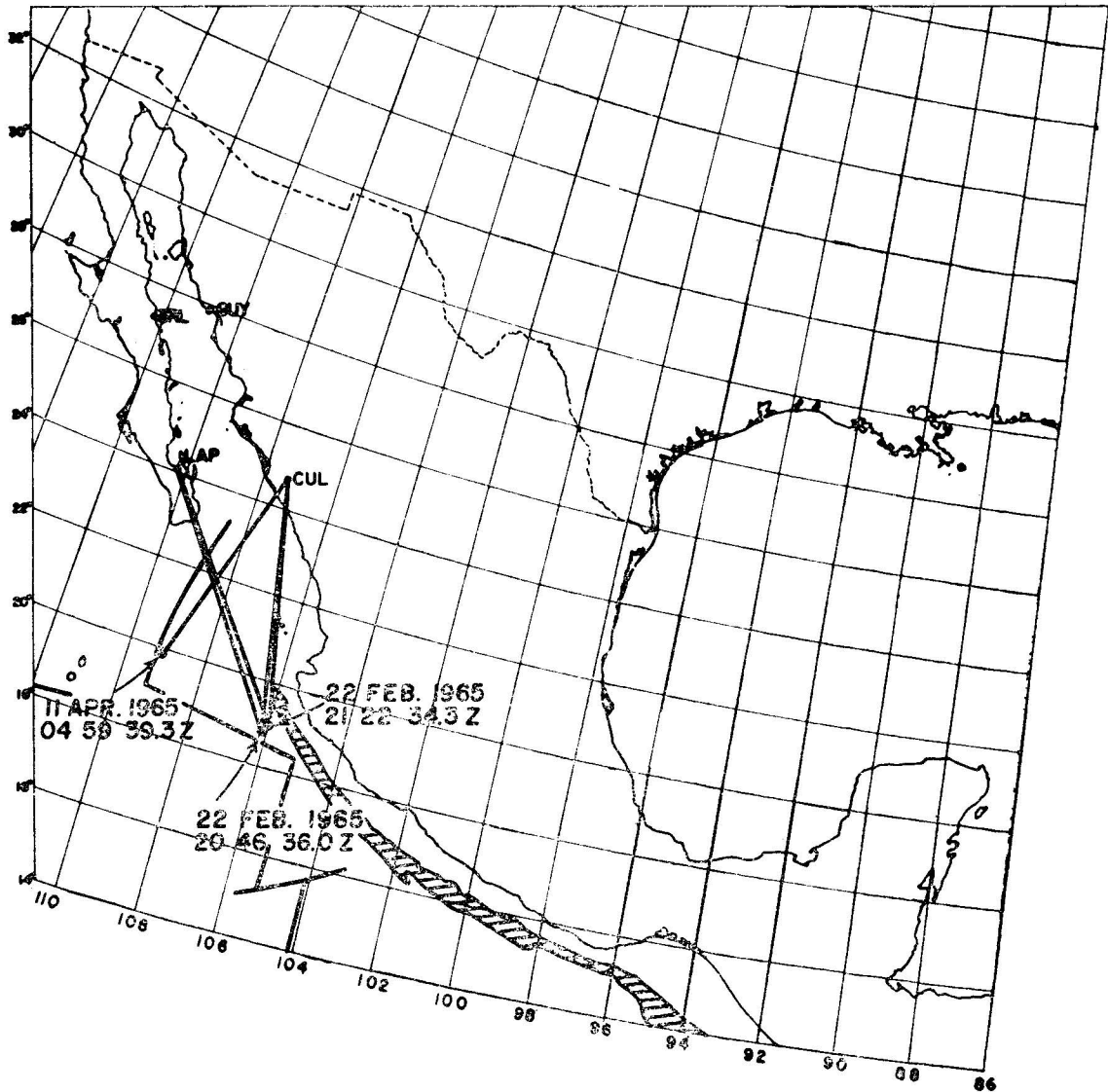


Fig. 1. Mapa de ubicación mostrando las estaciones sísmicas, epicentros de temblores y principales características estructurales.

Location map showing seismic stations, earthquake epicenters and principal structural features.

De las dos zonas de eventos con deslizamiento direccional, solamente la zona de la Fractura Rivera abarca trayectorias hacia las estaciones del Golfo de California que son suficientemente cortas para que las estructuras promedio que se obtienen de las inversiones puedan considerarse como representativas de las regiones muestreadas. Las rutas más distantes cruzan regiones extremadamente inhomogéneas y los temblores de esta zona, al sur de Panamá no se tratarán más aquí.

A causa de interrupciones significantes en el intervalo de operación de las estaciones, sólo se registraron bien tres temblores en la vecindad de la zona de Fractura Rivera en los instrumentos de La Paz y Culiacán. En la Tabla I se dan las coordenadas y otras estadísticas vitales de los tres temblores. Estos fueron pequeños eventos en escala en las estaciones; en la Fig. 4 se muestran reproducciones de los sismogramas. Los mecanismos focales de estos eventos no

Of the two zones of strike-slip events, only the one on the Rivera Fracture Zone involves paths to the Gulf of California stations that are sufficiently short that the average structures to be obtained from the inversions may be considered as representative of the regions sampled. The more distant paths cross extremely inhomogeneous regions and earthquakes from this zone, south of Panama, will not be discussed further here.

Because of significant interruptions in the operating interval of the stations, only three earthquakes in the vicinity of the Rivera Fracture Zone were well-recorded on the instruments at La Paz and Culiacán. The coordinates and other vital statistics of the three shocks are given in Table I. These were small events, on scale at the stations; reproductions of the seismograms are shown in Fig. 4. Focal mechanisms of these events cannot be determined due to

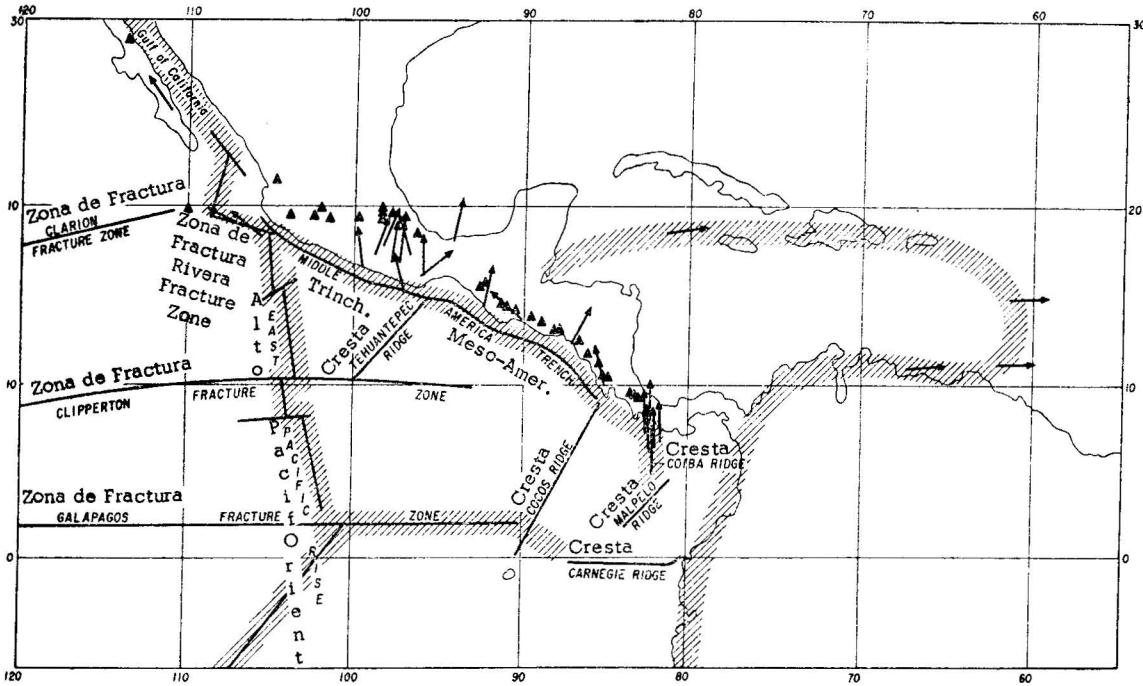


Fig. 2. Tectónica de la placa de América Central. Las áreas sombreadas son zonas principales de actividad sísmica. Los triángulos señalan volcanes activos. Las flechas muestran direcciones preferentes de deslizamiento para las placas; las direcciones muestran movimientos de la placa occidental relativos a su vecina oriental en su contacto.

Plate tectonics of Central America. Shaded areas are principal zones of seismic activity. The triangles locate active volcanoes. Arrows show preferred slip directions for the plates; the directions show the motions of the western plate relative to its eastern neighbor at their contact.

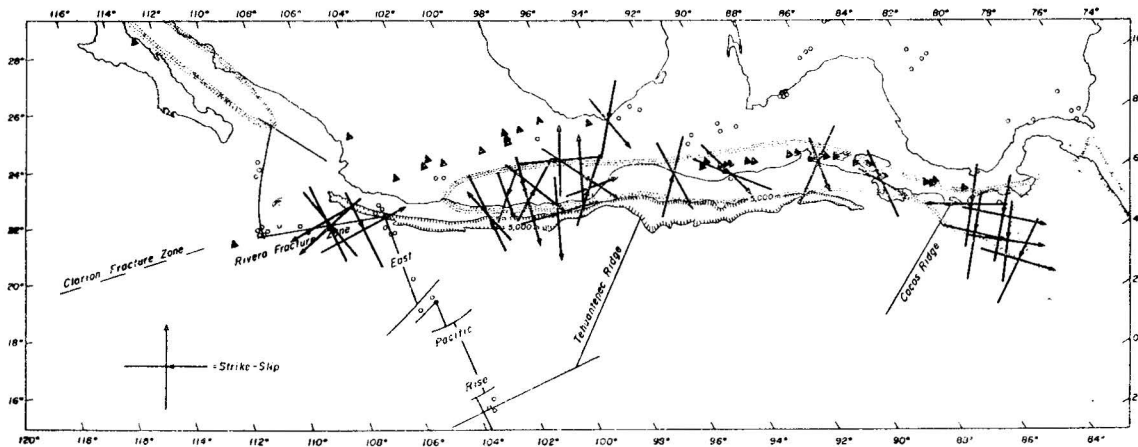


Fig. 3. Esfuerzos principales para soluciones de planos de falla de choque acerca de América Central. Los pares de vectores son proyecciones de los principales esfuerzos sobre la horizontal. La escala de todos los esfuerzos principales está indicada para el caso de deslizamiento direccional, que cae en un plano horizontal. Las regiones sombreadas muestran la localización de zonas principales de actividad sísmica.

Principal stresses for fault plane solutions of shocks near Central America. The vector pairs are the projections of the principal stresses on the horizontal. The scale of all principal stresses is indicated for the strike-slip case; these lie in a horizontal plane. The shaded regions show the location of principal zones of seismic activity.

pueden determinarse debido a sus pequeñas magnitudes. Debemos hacer la suposición relativamente incierta de que los mecanismos focales de nuestros pequeños eventos son los mismos que aquellos de grandes eventos en la misma área. Esto se puede justificar pero no de manera concluyente en dos formas. Primero, los epicentros de los temblores indican que están localizados en zonas intensamente cortantes. Sin embargo, la precisión de estas ubicaciones, especialmente por las estaciones de los EE.UU. de A., es bastante imprecisa. Los epicentros nominales, obtenidos por redeterminaciones del USCGS, muestra dos de los eventos en el mismo sitio aproximadamente cerca de la parte este de la zona de la Fractura Rivera que ocurrieron dentro de una hora del otro. Los sismogramas de La Paz para estos eventos, son virtualmente idénticos uno al otro, lo mismo que los registrados en Culiacán. Los eventos ocurren en la vecindad de una zona cortante fuertemente desarrollada en la zona de la Fractura Rivera. El tercer temblor está localizado nominalmente en una zona de intensa deformación cortante de la Zona de la Fractura Rivera como se determina de la topografía del fondo (Larsen, comunicación privada). La Zona de la Fractura Rivera se cree ahora que se extiende algo más allá al oeste que lo que se pensó antes (Chase, 1968); el epicentro del temblor del 11 de abril de 1965 es ahora bastante claro en la región de zona de fractura.

Segundo, como se verá, se encuentra una fuerte similitud de la respuesta de fase de períodos largos para los temblores tanto del este como del oeste en la estación de Culiacán. Esta similitud implica un mecanismo focal semejante puesto que

the small magnitudes. We must make the relatively uncertain assumption that the focal mechanisms of our small events are the same as those of large events in the same area. This can be justified, but not conclusively, in two ways. First, the epicenters of the shocks indicate that they are located in intense shear zones. However, the accuracy of these locations, mainly from US stations, is quite imprecise. The nominal epicenters, obtained from USCGS redeterminations, show two of the events to be in approximately the same place near the eastern part of the Rivera Fracture Zone and to have occurred within an hour of one another. The seismograms at La Paz for the two events are virtually identical to one another, as are those recorded at Culiacán. The events occur in the neighborhood of a strongly developed shear zone of the Rivera Fracture Zone. The third earthquake is nominally located in a zone of intense shear deformation of the Rivera Fracture Zone, as determined from the bottom topography (Larsen, private communication). The Rivera Fracture Zone is now believed to extend somewhat farther west than heretofore thought (Chase, 1968); the epicenter of the earthquake of 11 April 1965 is now rather clearly in the region of the fracture zone.

Second, as will be shown, a strong similarity of the phase response at long periods is found for both the eastern and the western shocks at the station at Culiacán. This similarity implies a similar focal mechanism, since a different focal mechanism would have an increasingly divergent phase

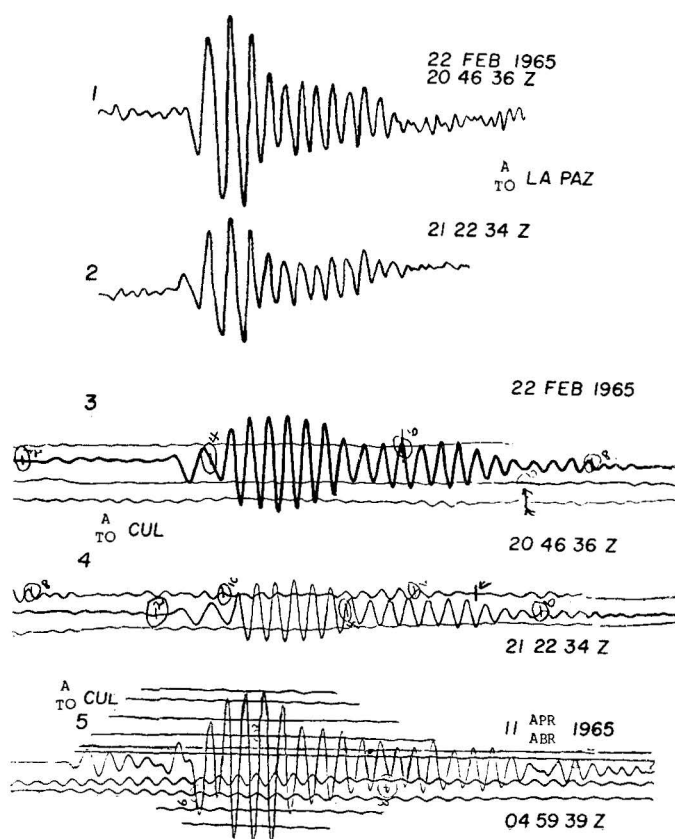


Fig. 4. Sismogramas de los cinco trayectos analizados. Los sismogramas en La Paz se trazaron con los registros originales.

Seismograms of the five traces analyzed. The seismograms at La Paz are tracings from the original records.

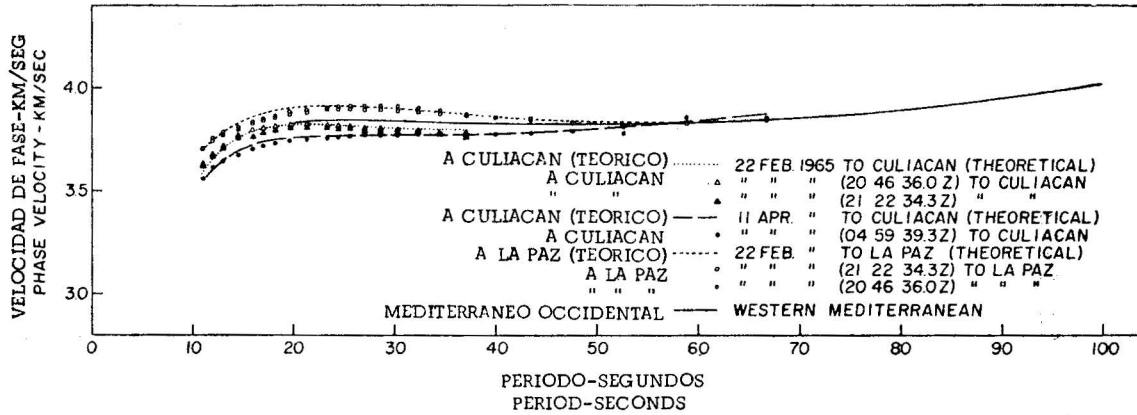


Fig. 5. Velocidades de fase para varias trayectorias. Los puntos dibujados resultaron del análisis armónico de los cinco sismogramas. Las curvas son las velocidades de fase teóricas para los modelos de la Tabla II. El resultado de la Cuenca Oeste del Mediterráneo se incluye para comparación.

Phase velocities for various paths. The plotted points are the results of the harmonic analyses of the five seismograms. The curves are the theoretical phase velocities for the models of Tables II. The result for the Western Basin of the Mediterranean is included for comparison.

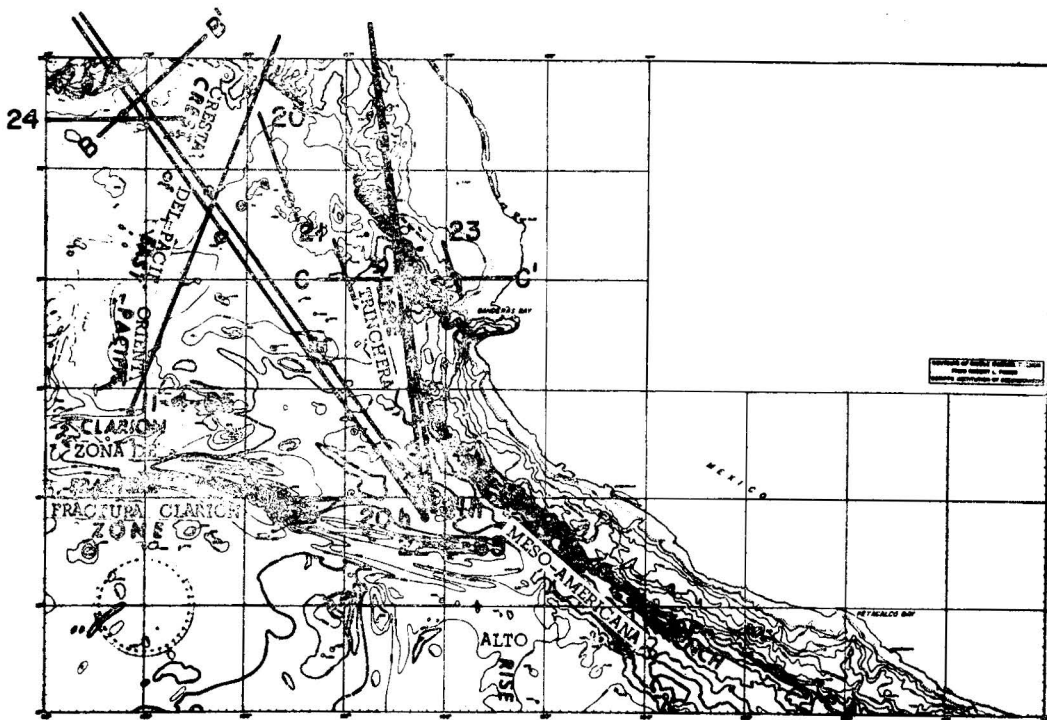


Fig. 6. Batimetría detallada de la Costa Occidental de México (Chase, 1968). Se localizan los perfiles de refracción sísmica (Phillips, 1964). Los epicentros de temblores están en zonas fuertemente deformadas.

Detailed bathymetry of the West Coast of Mexico (Chase, 1968). Seismic refraction profiles (Phillips, 1964) are located. The earthquake epicenters are in strong shear zones.

TABLE IIb

MODELO LAP (2) 22 FEB  
MODEL

Capa Núm. Layer No.	Prof. inter- fase - Inter phase Depth (Km)	Espesor de capa Layer thickness (Km)	$\beta$ (Km/seg) (Km/sec)	$\alpha$ (Km/seg) (Km/sec)	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> ) (gm/cm <sup>3</sup> )
OCEANO OCEAN	0.0	2.60	0.0	1.52	1.03
1	2.60	1.10	1.15	2.50	2.10
2	3.70	1.85	3.40	4.80	2.52
3	5.55	3.15	4.00	6.60	2.80
4	8.70	43±12	4.50±.11	7.90	3.44
5	52	43±12	4.30±.12	8.10	3.44
6	95	56.0	3.71±.14	7.95	3.44
7	151	52.5	4.24±.38	8.23	3.44
8	204	84	4.77	8.49	3.53
9	288	90	4.89	8.81	3.60
10	378	90	5.19	9.32	3.76
11	468	100	5.49	9.97	4.01
12	568	100	5.79	10.48	4.23
	668	INF	6.03	10.85	4.41

TABLA IIb

TABLE IIa

MODELO LAP (1) 22 FEB  
MODEL

Capa Núm. Layer No.	Prof. inter- fase - Inter phase Depth (Km)	Espesor de capa Layer thickness (Km)	$\beta$ (Km/seg) (Km/sec)	$\alpha$ (Km/seg) (Km/sec)	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> ) (gm/cm <sup>3</sup> )
OCEANO OCEAN	0.0	2.60	0.0	1.52	1.03
1	2.60	1.10	1.15	2.50	2.10
2	3.70	1.85	3.40	4.80	2.52
3	5.55	3.15	4.00	6.60	2.80
4	8.70	86±12	4.45±.12	8.00	3.44
5	95	46±12	3.50±.13	7.95	3.44
6	141	47	4.54±.36	8.23	3.44
7	188	100	4.77	8.49	3.53
8	288	90	4.89	8.81	3.60
9	378	90	5.19	9.32	3.76
10	468	100	5.49	9.97	4.01
11	568	100	5.79	10.48	4.23
	668	INF	6.03	10.85	4.41

TABLA IIa



TABLE IIc

MODELO CUL 11 ABR  
MODEL CUL 11 APR

TABLE IIc

TABLA IIc

MODELO CUL 22 FEB  
MODEL CUL 22 FEB

TABLE IId

Capa Núm. Layer No.	Prof. inter- fase - Inter phase Depth (Km)	Esesor de capa Layer thickness (Km)	$\beta$ (Km/seg) (Km/seg)	$\alpha$ (Km/seg) (Km/seg)	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> ) (gm/cm <sup>3</sup> )
OCEANO OCEAN	0.0	2.30	0.0	1.52	1.03
1	2.30	1.40	1.15	2.50	2.10
2	3.70	1.67	3.20	4.20	2.41
3	5.37	4.63	3.80	6.60	2.80
4	10	38±10	4.35±.06	7.90	3.44
5	48	92±22	4.07±.07	7.95	3.44
6	140	47	4.46±.31	8.23	3.44
7	187	100	4.77	8.49	3.53
8	287	90	4.89	8.81	3.60
9	377	90	5.19	9.32	3.76
10	467	100	5.49	9.97	4.01
11	567	100	5.79	10.48	4.23
	667	INF	6.03	10.85	4.41

Capa Núm. Layer No.	Prof. inter- fase - Inter phase Depth (Km)	Esesor de capa Layer thickness (Km)	$\beta$ (Km/seg) (Km/seg)	$\alpha$ (Km/seg) (Km/seg)	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> ) (gm/cm <sup>3</sup> )
OCEANO OCEAN	0.0	1.75	0.0	1.52	1.03
1	1.75	1.95	1.15	2.50	2.10
2	3.70	1.67	3.20	4.20	2.41
3	5.37	4.63	3.80	6.60	2.80
4	10	38±9	4.51±.06	7.90	3.44
5	48	92±23	4.05±.09	7.95	3.44
6	140	47	4.35	8.23	3.44
7	187	100	4.77	8.49	3.53
8	287	90	4.89	8.81	3.60
9	377	90	5.19	9.32	3.76
10	467	100	5.49	9.97	4.01
11	567	100	5.79	10.48	4.23
	667	INF	6.03	10.85	4.41

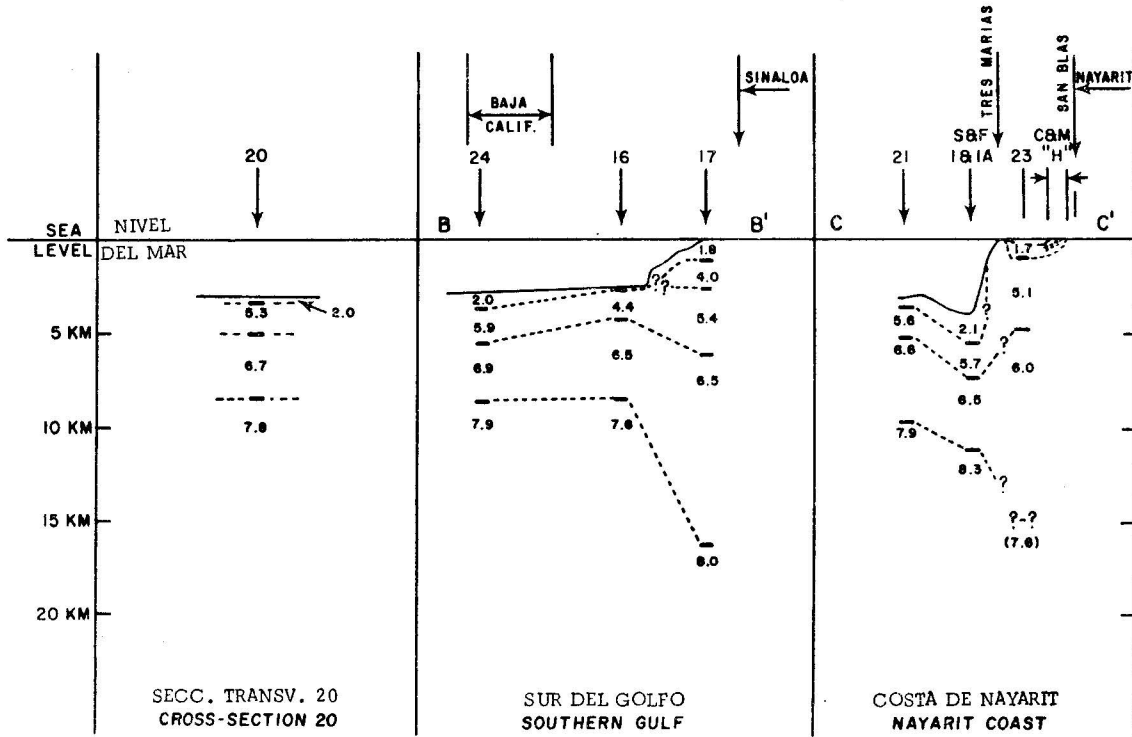


Fig. 7. Perfiles de refracción para el Pacífico al sur del Golfo de California (Phillips, 1964).  
 Refraction profiles for the Pacific south of the Gulf of California (Phillips, 1964).

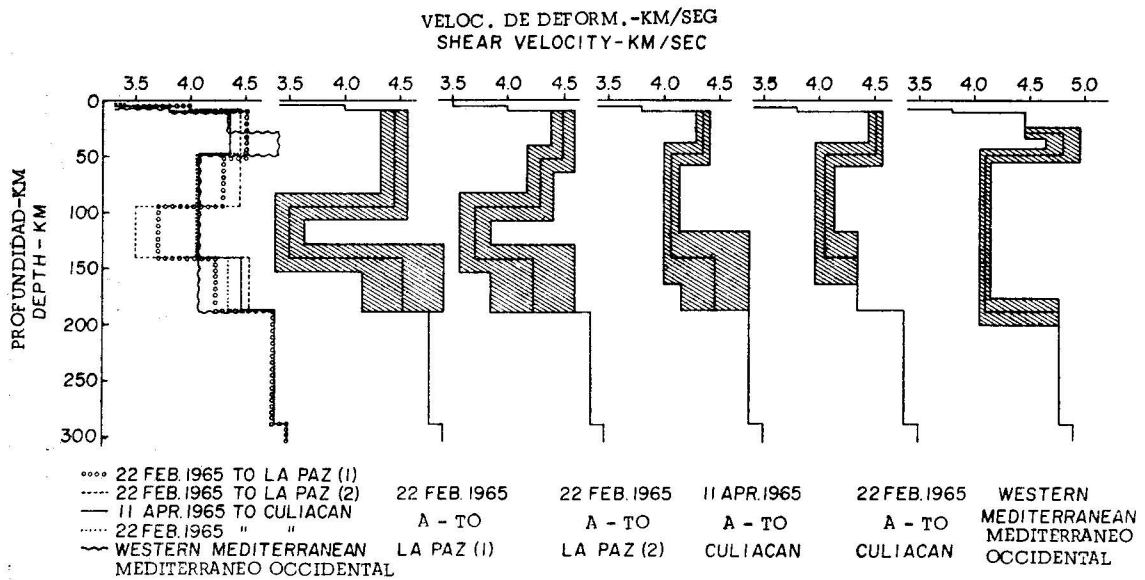


Fig. 8. S-wave velocity cross-sections for the various profiles. The cross-sections are superimposed at the left. The shaded parts indicate uncertainty to one standard error in the parameters varied in the fit.

Secciones transversales de velocidades de onda S para varios perfiles. Las secciones transversales están superpuestas a la izquierda. Las partes sombreadas indican una incertidumbre de error estandar al ajustarse en varios parámetros.

un mecanismo focal distinto produciría una velocidad de fase crecientemente divergente para períodos largos (Knopoff y Schwab, 1968). Más aún, las velocidades de fase para los cinco registros parecen ser consistentes con las observaciones para períodos largos hechos por triangulación en el Mediterráneo Oeste (Berry y Knopoff, 1967). La región del Mediterráneo es también una región de transición y debería tener algunas propiedades estructurales algo similares. Para un mecanismo focal de buzamiento, los errores pueden ser del .15 a .2 Km/seg en distancias del orden de 400 Km para períodos del orden de 70 seg (Knopoff y Schwab, 1968). Desviaciones de este orden pueden ser discernibles fácilmente.

Las velocidades de fase se calcularon suponiendo una fase inicial aparente adecuada en la fuente de la supuesta solución del plano de falla y calculando el cambio de fase desde el tiempo focal publicado. Se efectuó un análisis armónico de cada uno de los cinco sismogramas, usando un proceso de filtraje selectivo (Pilant y Knopoff, 1964) y aplicando el cambio de fase de cada una de las respuestas del pulso instrumental. El temblor del 11 de abril de 1965 sólo se registró en Culiacán, y dio datos útiles de período largo hasta de 67 segundos. El temblor del 22 de febrero de 1965 dio resultados de velocidades de fase útiles para períodos hasta de 67 segundos en La Paz, pero sólo para períodos del orden de 40 seg en Culiacán. Para períodos más largos que los citados, la energía sísmica en los registros fue demasiado pequeña para ser bien inscrita y se observaron significantes fluctuaciones de fase. Fueron registrados cambios de fase para períodos hasta de 10 segundos en todos los sismogramas. Los resultados de los cálculos de la velocidad de fase se muestran en la Fig. 5.

La inversión se hace en forma habitual, tomando en cuenta los más posibles datos existentes de refracción. Las mediciones de refracción han sido reportadas para esta área por Phillips (1964); las ubicaciones de los perfiles pertinentes se muestran en el mapa de localización de la Fig. 6. En general, estas gráficas de cortes seccional muestran una típica estructura transicional con una profundidad a la Moho del orden de 9 a 11 Km y una velocidad  $P_n$  de 7.8 ó 7.9 Km/seg, en la cima del manto (Fig. 7). La velocidad más alta, podría parecer que corresponde geográficamente al perfil a través del eje de la Cresta quizá, justamente un poco al sur de la punta de Baja California.

Para los propósitos de la reducción de datos, hemos supuesto que el promedio de espesor del agua es el obtenido por la batimetría en esta región (Fig. 6) y hemos supuesto que en la corteza las velocidades de onda S corresponden razonablemente a las velocidades de onda P obtenidas por mediciones de refracción. Las estructuras corticales supuestas y los parámetros usados para ajustarlas al manto superior se dan en las tablas II. La técnica de inversión comprende una minimización simple por mínimos cuadrados. La convergencia se obtuvo a una precisión bastante mayor que la garantizada por la precisión de los datos. Los parámetros usados en el ajuste se identifican por los símbolos  $\pm$  en las Tablas II. Las incertidumbres en los parámetros se cal-

culan a la velocidad en períodos largos (Knopoff and Schwab, 1968). Furthermore, the phase velocities for all the five recordings seem to be consistent with the observations at long periods made by triangulation in the western Mediterranean (Berry and Knopoff, 1967). The Mediterranean region is also a transitional region and should have somewhat similar structural properties. For a dip-slip focal mechanisms, the errors can be as much as .15 to .2 km/sec at distances of the order of 400 km at periods of the order of 70 sec (Knopoff and Schwab, 1968). Deviations of this order would be easily discernible.

The phase velocities were computed by assuming the appropriate apparent initial phase at the source from the presumed fault-plane solution, and computing the phase shift from the published focal time. Harmonic analysis of each of the five seismograms was performed, using a process of selective filtering (Pilant and Knopoff, 1964) and applying the phase shift from each of the instrumental impulse responses. The earthquake of 11 April 1965 was recorded at Culiacán only, and gave usable long-period data to periods as great as 67 seconds. The earthquake of 22 February 1965 gave usable phase velocity results to periods as long as 67 seconds at La Paz, but only to periods of the order of 40 sec at Culiacán. At periods longer than those quoted, the seismic energy on the records was too small to be well recorded and significant phase fluctuations were observed. Phase shifts were well-recorded to periods as low as 10 seconds on all seismograms. The results of the phase velocity calculations are shown in Fig. 5.

The inversion proceeds in the usual way, taking into account as much as possible available refraction data. Refraction measurements have been reported for this area by Phillips (1964); the locations of the pertinent profiles are shown on the location map of Fig. 6. In general, these cross-sections show a typical transitional structure with a depth-to-Moho of the order of 9 to 11 Km and a  $P_n$  velocity of 7.8 or 7.9 Km/sec at the top of the mantle (Fig. 7). The higher velocity would appear to correspond geographically to the profile across the axis of the ridge, albeit just south of the tip of Baja California.

For the purposes of the data reduction, we have assumed the average water thickness obtained from the bathymetry in this region (Fig. 6) and have taken the crust to have S-wave velocities assumed to correspond reasonably to the P-wave velocities obtained from the refraction measurements. The assumed crustal structures and parameters used in the fit for the upper mantle are given in Tables II. The inversion technique involves a simple least-squares minimization. Convergence was obtained to a precision somewhat better than warranted by the precision of the data. The parameters used in the fit are identified by  $\pm$  symbols in Tables II. The uncertainties in the parameters are computed by a technique described by Berry and Knopoff (1967).

TABLA III

TABLE III

ESTRUCTURA DE VELOCIDAD CORTANTE PARA EL SURESTE DE LA CUENCA DEL MEDITERRANEO Y REGIONES AL SUR DEL GOLFO DE CALIFORNIA  
SHEAR VELOCITY STRUCTURES FOR WESTERN MEDITERRANEAN BASIN AND REGION SOUTH OF GULF OF CALIFORNIA

LAP(1) 22 FEB		LAP(2) 22 FEB		CUL 22 FEB		CUL 11 ABR		Cuenca Med. Oeste West. Med. Basin	
Prof. inter-fase - Inter phase Depth		Prof. inter-fase - Inter phase Depth		Prof. inter-fase - Inter phase Depth		Prof. inter-fase - Inter phase Depth		Prof. inter-fase - Inter phase Depth	
(Km)	(Km/seg)	(Km)	(Km/seg)	(Km)	(Km/seg)	(Km)	(Km/seg)	(Km)	(Km/seg)
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2.6	1.15	2.6	1.15	1.7	1.15	2.3	1.15	2.6	1.45
3.7	3.40	3.7	3.40	3.7	3.20	3.7	3.20	3.8	2.43
5.6	4.00	5.6	4.00	5.4	3.80	5.4	3.80	6	2.77
8.7	4.45±.12	8.7	4.50±.11	10	4.51±.06	10	4.35±.06	8	3.80
								11	4.45
		52	4.30±.12	48	4.05±.09	48	4.07±.07	29	4.80±.15
95	3.50±.13	95	3.71±.14					49	4.10±.15
141	4.54±.36	151	4.24±.38	140	4.35	140	4.46±.31		
188	4.77	204	4.77	187	4.77	187	4.77	188	4.77
288	4.89	288	4.89	287	4.89	287	4.89	288	4.89
378	5.19	378	5.19	377	5.19	377	5.19	378	5.19
468	5.49	452	5.49	467	5.49	467	5.49	468	5.49
568	5.79	568	5.79	567	5.79	567	5.79	568	5.79
668	6.03	668	6.03	667	6.03	667	6.03	668	6.03

culan por la técnica descrita por Berry y Knopoff (1967). Las estructuras preferidas y sus incertidumbres se muestran en la Fig. 8. Las velocidades de fase calculadas para ellas se muestran en la Fig. 5, junto con la curva de las velocidades de fase obtenida para la región del Mediterráneo Central, por métodos de triangulación. El ajuste de todas las curvas a la curva del Mediterráneo es excelente para períodos largos, tanto para los modelos como para los datos experimentales. Todas las velocidades de onda S opuestas a las distribuciones de profundidad para los perfiles se muestran en la Fig. 1, así como para la estructura del Mediterráneo pueden compararse en la Tabla III.

La discusión de los resultados obtenidos comenzará con una consideración de la estructura sobre la línea de los temblores del 22 de febrero de 1965 en Culiacán. Esta estructura es notablemente similar a la obtenida para el Mediterráneo (Berry y Knopoff, 1967), con la excepción de que no se necesita gradiente de velocidad para la cubierta del manto superior sobre la zona del canal de baja velocidad. La base de la cubierta hacia el canal es, como en el caso del Mediterráneo, de 50 Km por debajo del nivel del mar. La velocidad del canal es, como en el caso del Mediterráneo, una vez más notablemente baja, digamos de 4.1 Km/seg. La situación de la base del canal es totalmente incierta en este

The preferred structures and their uncertainties are shown in Fig. 8. The phase velocities computed for these are shown in Fig. 5 together with the curve of phase velocity obtained for the region of the central Mediterranean by triangulation methods. The fit at long periods for all of the curves to the Mediterranean curve is excellent, both for the models and for the experimental data. All the S-wave velocity versus depth distributions for the profiles shown in Fig. 1, as well as for the Mediterranean structure, may be compared in Table III.

A discussion of the results obtained will first start with a consideration of the structure along the line from the earthquakes of 22 February 1965 to Culiacán. This structure is remarkably like that obtained for the Mediterranean (Berry and Knopoff, 1967), with the exception that no velocity gradient is required for the lid of the upper mantle above the low-velocity channel. The bottom of the lid to the channel is, as in the case of the Mediterranean, 50 Km below sea level. The channel velocity is, as in the case of the Mediterranean, once again remarkably low, namely 4.1 Km/sec. The location of the bottom of the channel is totally unreliable in this case, since no significant amount of long-

caso, puesto que no se obtuvo suficiente cantidad de datos de período largo en los temblores. Con todo, podemos concluir que tanto la estructura sobre esta línea y la del Mediterráneo representan estructuras oceánicas transitorias y que sin duda ambas estructuras son notablemente semejantes.

Sobre la línea del temblor del 11 de abril de 1965 en Culiacán, la estructura es otra vez bastante similar a la obtenida para la línea del temblor del 22 de febrero de 1965 en Culiacán. El espesor de la cubierta es más o menos la misma y la velocidad del canal también. Tampoco ésta vez el fondo del canal se puede localizar con precisión. La única diferencia sobre esta trayectoria es el hecho que, como se puede ver de las bajas velocidades de fase en períodos cortos, sería necesario introducir algún material con velocidades bajas de ondas en la cubierta del canal. Hemos tomado la velocidad de la onda S en la cubierta de esta región como de 4.35 Km/seg aproximadamente. La región muestreada por esta trayectoria incluye una sección cercana al eje de la punta sur de esta porción del Alto del Pacífico Oriental; la velocidad  $S_n$  puede por lo tanto ser más baja a causa de la proximidad de la cresta.

Con respecto al perfil entre los epicentros del 22 de febrero de 1965, y La Paz, la situación es considerablemente diferente. Aquí tenemos que explicar una característica poco común, a saber, una observación en la cual una parte significativa de la curva de velocidad de fase decrece a medida que el período aumenta en el rango casi de 20 a 50 segundos. Partiendo con una supuesta velocidad  $S_n$  de 4.45 Km/seg, el ajuste óptimo muestra un canal de baja velocidad bien desarrollado a considerable profundidad, que comienza a casi 90 Km. Hemos llamado a este ajuste óptimo Modelo La Paz. Pero sin embargo, 1) si suponemos que la velocidad  $S_n$  sobre esta trayectoria es ligeramente más alta, tal vez debido al muestreo sobre la trayectoria de una pequeña parte de la región continental correspondiente a la punta de la Baja California y tal vez correspondientes a las velocidades  $P_n$  ligeramente más altas observadas sobre el eje de la cordillera justo al sur de la punta de la Baja California, comparada con la región al este y 2) introducimos el arranque de un canal de baja velocidad a una profundidad de 50 Km bastante arbitrariamente, entonces encontramos un canal de baja velocidad por debajo de los 50 Km del orden de magnitud del canal de velocidad encontrado en los otros dos perfiles. Sin embargo, es aún necesario introducir un canal de velocidad super baja que comienza cerca de los 90 Km con una velocidad del orden de 3.7 Km/seg. Es necesario tomar ésto en cuenta en la pendiente inversa de la curva de la velocidad de fase. Hemos llamado a esta solución Modelo La Paz 2.

Al considerar las regiones examinadas por los tres perfiles podemos concluir que el perfil más al sureste demuestra una región transitoria muy parecida al corte seccional del Mediterráneo. El perfil del epicentro al oeste de Culiacán probablemente incluye una pequeña cantidad de material de baja velocidad en la parte superior del manto cerca del Alto del Pacífico Oriental. Finalmente, el perfil que cruza a La Paz muestrea parte de la región ya estudiada por los

period data was available in the earthquakes. Overall we may conclude that the structure along this line and that of the Mediterranean both represent transitional oceanic structures and that, overall, both structures are remarkably similar.

Along the line from the earthquakes of 11 April 1965 to Culiacan, the structure is once again quite similar to that obtained for the line from the earthquake of 22 February 1965 to Culiacan. The thickness of the lid is about the same and the channel velocity is also the same. Once again, the bottom of the channel cannot be located with any precision. The only difference along this path is the fact that, as can be seen from the lower phase velocities at short periods, it is necessary to introduce some matter with low S-wave velocity into the lid above the channel. We have taken the S-wave velocity in the lid in this region to be about 4.35 Km/sec. The region sampled by this path includes a section close to the axis of the southern end of this portion of the East Pacific Rise; the  $S_n$ -velocity may indeed be lower because of the proximity to the ridge.

With regard to the profile between the epicenters of 22 February 1965 and La Paz, the situation is considerably different. Here we are called upon to explain a most unusual feature, namely an observation in which a significant part of the curve of phase velocity decreases with increasing period in the period range from about 20 seconds to 50 seconds. Starting with an assumed  $S_n$ -velocity of 4.45 Km/sec, the optimum fit shows a well-developed low-velocity channel at considerable depth, beginning at about 90 Km. We have called this optimum fit, Model La Paz 1. If, however, 1) we assume that the  $S_n$ -velocity along this path is slightly higher, perhaps due to the sampling along the path of a small part of a continental region corresponding to the tip of Baja California and perhaps corresponding to the slightly higher  $P_n$ -velocities observed along the axis of the ridge just south of the tip of Baja California compared with the region to the east, and 2) we introduce the onset of a low-velocity channel at a depth of 50 Km rather arbitrarily, we find a channel velocity below 50 Km of the order of magnitude of the channel velocity found on the other two profiles. Nevertheless, it is still necessary to introduce a super-low-velocity channel beginning at about 90 Km with a velocity of the order of 3.7 Km/sec. This is necessary to account for the reverse slope in the phase velocity curve. We have called this solution Model La Paz 2.

In considering the regions sampled by the three profiles, we may conclude that the profile most to the southeast samples a transitional region much like the Mediterranean cross-section. The profile from the western epicenter to Culiacan probably includes a small amount of lower-velocity material at the top the mantle near the crest of the East Pacific Rise. Finally, the profile crossing to La Paz samples part of the region already sampled by the first two profiles,

dos primeros perfiles, a la vez que la región justo al sur de la punta de la Baja California. Por lo tanto, podemos inferir que la anomalía de baja velocidad extremadamente fuerte a una profundidad de 90 Km debe estar debajo de la parte norte del perfil. Ya que las partes del sur del perfil de las regiones muestreadas tienen más o menos velocidades de canal de onda S "normales" de casi 4.1 Km/seg, sólo podemos concluir que la velocidad de la onda S en la parte norte es mucho más baja que el valor de 3.7 Km/seg ya citado.

Si esta velocidad anormalmente baja de onda S se debe interpretar como un surgimiento, está fuera del propósito de este trabajo. Desafortunadamente, no contamos con datos de período largo suficientes para determinar la profundidad de tal anomalía. La extensión lateral de la anomalía no puede ser tampoco delineada.

*Agradecimientos.* Queremos agradecer el apoyo valioso del Sr. Roberto Domínguez B., y de Mr. Fred Fryling, sin cuya contribución la operación de los instrumentos no podría haberse realizado. Recibimos para la investigación el apoyo económico del Grant AFOSR 69-1808 de la Oficina de Investigación del Espacio de los EE.UU. de A.

as well as a region just south of the tip of Baja California. Thus we may infer that the extremely strong low-velocity anomaly at a depth of more than 90 Km must be under the northern part of the profile. Since the southern parts of the profile sample regions which have more-or-less "normal" channel S-wave velocities of about 4.1 Km/sec, we can only conclude that the S-wave velocity in the northern part is much lower than the value of 3.7 Km/sec already quoted.

Whether this abnormally low S-wave velocity is to be interpreted as an upwelling lies beyond the scope of this paper. Unfortunately, we do not have enough long-period data to determine the depth of this anomaly. The lateral extent of the anomaly cannot be delineated at this time.

*Acknowledgments.* We wish to acknowledge the invaluable support of Sr. Roberto Domínguez B. and Mr. Fred Fryling without whose contribution the operation of the instruments could not have taken place. This research was supported through Grant AFOSR 69-1808 of the US Office of Aerospace Research.

#### BIBLIOGRAFIA

- ACHARYA, H. K. 1965. Seismicity of the Galapagos Islands and Vicinity. *Bull. Seismol. Soc. America* 55:609-617.
- BERRY, M. J. & L. KNOPOFF. 1967. Structure of the Upper Mantle under the Western Mediterranean Basin. *Jour. Geophys. Res.*, 72:3613-3626.
- CHASE, T. E. 1968. Sea-Floor Topography of the Central Eastern Pacific Ocean. *US Fish and Wildlife Service, Circular 291*.
- KNOPOFF, L. & F. A. SCHWAB. 1968. Apparent Initial Phase of a Source of Rayleigh Waves. *Jour. Geophys. Res.*, 73:755-760.
- MOLNAR, P. & L. R. SYKES. Tectonics of the Caribbean and Middle American Region from Focal Mechanisms and Seismicity (en prensa - in press).
- PHILLIPS, R. P. 1964. Seismic Refraction Studies in Gulf of California. Marine Geology of the Gulf of California (A Symposium) *American Assoc. Petrol. Geol., Memoir 3*, pp. 90-121.
- PILANT, W. L. & L. KNOPOFF. 1964. Observations of Multiple Seismic Events. *Bull. Seismol. Soc. America*, 54:19-v9.

#### BIBLIOGRAPHY