

# GEOFISICA INTERNACIONAL

REVISTA DE LA UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, AUSPICIADA POR EL INSTITUTO DE GEOFÍSICA DE LA UNIVERSIDAD  
NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Director: Julián Adem

Subdirector: Manuel Maldonado-Koerdell

Vol. 6

México, D. F., 1º de Enero de 1966

Núm. 1

## UN ESTUDIO SISMOLOGICO PROPUESTO PARA EL GOLFO DE CALIFORNIA \*

L. KNOPOFF \*\* y W. L. PILANT \*\*\*

### INTRODUCCION

El Golfo de California parece ser la extensión lineal de la Falla de San Andrés. Hamilton (1961) ha sugerido que la Península de Baja California fue separada lateralmente de la tierra mexicana en tiempo posterior al Mesozoico Superior, por un movimiento de tipo transversal con inundación del espacio resultante. El movimiento primario, según Hamilton, tuvo desplazamiento lateral derecho paralelo al eje del Golfo, combinado con movimientos sísmicos a lo largo de la Falla de San Andrés hacia el norte y postuló que el Cabo San Lucas y la Bahía de Banderas fueron estructuras en contacto en un tiempo. El desplazamiento de ambos puntos geográficos concuerda con el deslizamiento a lo largo de la Falla de San Andrés (Crowell, 1962) en la región del norte. Allison (1964) ha expresado también algunas conjeturas diferentes sobre el origen del Golfo de California.

Los problemas estructurales se ven complicados por rasgos morfológicos adicionales al fusionarse la Trinchera de Acapulco y el Alto del Pacífico Oriental con la parte sur del Golfo de California y de Baja California. Para determinar el origen del Golfo, debe intentarse definir cuál de los factores en competencia o cooperación produjeron los tres rasgos estructurales a gran escala fuera del Golfo. Esas tres grandes influencias que actúan mutuamente en el Golfo de California

\* *Publicación Número 473, Instituto de Geofísica y Física Planetaria, Universidad de California, Los Angeles.*

\*\* *Universidad de California, Los Angeles.*

\*\*\* *Universidad de Pittsburgh.*

## A PROPOSAL FOR A SEISMOLOGICAL STUDY OF THE GULF OF CALIFORNIA \*

L. KNOPOFF \*\* and W. L. PILANT \*\*\*

### INTRODUCTION

The Gulf of California appears to be the linear extension of the San Andreas Fault. Hamilton (1961) has suggested that the Peninsula of Baja California was separated laterally from the Mexican mainland some time following the late Mesozoic by a type of cross-strike movement with flooding of the resultant gap. The primary motion according to Hamilton is right lateral strike-slip parallel to the axis of the Gulf consistent with the earthquake motions along the San Andreas Fault to the north. He postulates that Cape San Lucas and Banderas Bay were, at one time, structures in contact. Displacement of these two geographical points is in good agreement with the displacement along the San Andreas fault (Crowell, 1962) in the region to the north. Several competing conjectures of the origin of the Gulf of California are given by Allison (1964).

The structural problems are complicated by the additional morphological features of the fusion of the Acapulco trench and the East Pacific Rise with the southern part of the Gulf of California and Baja California. In order to determine the origin of the Gulf, an assessment must be made which of the competing or cooperating agents producing the three large-scale structural features outside the Gulf may be dominant. It is unlikely that, with three such major influences

\* *Publication Number 473, Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, Los Angeles.*

\*\* *University of California, Los Angeles.*

\*\*\* *University of Pittsburgh.*

no parecen resultar secundarias a otro agente aún no considerado.

La solución a problemas del Golfo de California se obtendrá mediante el estudio de variados datos geológicos y geofísicos y ya se cuenta con una considerable cantidad de información geomorfológica y geofísica. Un importante rasgo en la estructura del Golfo a gran escala es su cambio en carácter en la latitud en que se encuentran las Islas Tiburón, Angel de la Guarda y otras, formando una cadena transversal (Fig. 1). Al norte de esas islas, el Golfo es poco profundo y el espesor de la corteza es del orden de 24 Km (Phillips, 1964), existiendo en esa porción valores negativos de gravedad (Harrison y Mathur, 1964) que indican una cuenca sedimentaria rellena con una corteza relativamente gruesa. El Valle Central y el Valle Imperial de Alta California parecen tener similitud estructural y se sitúan al este de la Falla de San Andrés.

Al sur de la cadena de la Isla Tiburón el agua es profunda, la corteza relativamente delgada y las anomalías de gravedad positivas. Además, existen valores altos de flujo térmico en esa parte del Golfo (von Herzen, 1963). No se han reportado valores de flujo térmico para el norte del Golfo, aunque existe actividad geotérmica en el Valle Imperial y hacia el norte. El alto flujo térmico al sur y en el centro del Golfo tal vez se asocia con subidos valores que se observan en el Alto del Pacífico Oriental. La estructura de la corteza no desentona con el cuadro usual de una corteza oceánica y es marcadamente diferente de la estructura del norte del Golfo.

Después de un temblor fuerte, las réplicas se concentran en cualquier lado de la falla. Además, parece que los extremos de una falla serían regiones de actividad localizada que probablemente permite choques de magnitud intermedia. La actividad sísmica en la Falla de San Andrés y sus posibles extensiones se localizan ahora en el área de Hollister en California, el área del Cabo Mendocino, el área del Valle Imperial y el norte del Golfo de California hasta la Isla Tiburón al sur. Al norte del Cabo Mendocino, sobre la extensión en el Pacífico frente a la costa de Oregon, la actividad disminuye marcadamente, siendo pocos los temblores en la parte sur del Golfo de California. Los sitios de Hollister y del Valle Imperial probablemente representan concentraciones de esfuerzos resultantes de grandes temblores antiguos. Así, esperando que se produzca actividad significativa al norte del Cabo Mendocino y al sur de la cadena de Tiburón, parece probable que ambos sitios de incidencia sísmica de magnitud intermedia representan los extremos de la Falla de San Andrés. Por ello, la porción sur del Golfo puede no ser una parte del sistema de la Falla de San Andrés.

Finalmente, Biehler *et al.* (1964) han notado que el aflamamiento *en échelon* en el fondo central del Golfo sugiere en cierto sentido que hay fallas laterales izquierdas a lo largo del eje del Golfo, lo cual concuerda con la dirección del aflamamiento en la región de San Andrés, en la Alta California.

En este breve resumen hemos intentado revisar los datos pertinentes que se refieren a la estructura del Golfo de California. Los datos geomorfológicos y geofísicos disponibles

interacting in the Gulf of California, these can be considered as secondary to some other agent, not yet considered.

A solution to the problems to the Gulf of California will be obtained through a study of a variety of geological and geophysical data. Already a considerable amount of geophysical and geomorphological data have been amassed. An important feature in the large-scale structure of the Gulf is the change in character of the Gulf at the latitude at which one finds Tiburon, Angel de la Guarda and other islands forming a chain across the Gulf (Fig. 1). North of these islands the Gulf is shallow and the crustal thickness is of the order of 24 Km (Phillips, 1964). The northern Gulf has negative values of gravity (Harrison and Mathur, 1964) indicating a filled sedimentary basin with a relatively thick crust. The Central Valley and the Imperial Valley of Alta California appear to have structural similarity and both lie to the east of the San Andreas Fault.

South of the Tiburon Island chain the water is deep, the crust is relatively thin, and the gravity anomaly is positive. In addition there are high heat flow values in this part of the Gulf (von Herzen, 1963). No heat flow values have been reported for the northern Gulf although geothermal activity is found in the Imperial Valley and to the north. The high heat flows in the south and central Gulf are perhaps associated with the high heat flows observed over the East Pacific Rise. The crustal structure is not inconsistent with the usual picture of an oceanic crust and is markedly different from the structure in the northern Gulf.

Following a major earthquake, the aftershocks are concentrated at either end of the fault break. In addition it is likely that the termini of a fault should be regions of localized activity probably involving shocks of intermediate size. Seismic activity on the San Andreas Fault and its possible extensions, is at the present found in the Hollister area of California, the Cape Mendocino area, the Imperial Valley area and the Northern Gulf of California as far south as the Tiburon Island chain. North of Cape Mendocino, on the extension into the Pacific off the Oregon coast, activity diminishes markedly. Seismic activity in the southern Gulf of California is small. The Hollister and Imperial Valley sites probably represent stress concentrations due to earlier major earthquakes. Thus, pending the occurrence of significant activity to the north of Cape Mendocino and to the south of the Tiburon chain, it seems likely that these two sites of occurrence of earthquakes of intermediate size represent the termini of the San Andreas Fault. Thus, the southern Gulf may not be part of the San Andreas Fault system.

Finally, Biehler *et al.* (1964) have noted that the *en échelon* faulting in the floor of the central Gulf is in a sense which suggests left-lateral faulting along the axis of the Gulf and is therefore inconsistent with the direction of faulting in the San Andreas region of Alta California.

In this brief summary we have attempted to survey the pertinent data referring to the structure of the Gulf of California. The available geophysical and geomorphological

señalan un discreto cambio en estructuras que tiene lugar en la latitud de las Islas Tiburón y Angel de la Guarda. La parte norte del Golfo probablemente está asociada con el sistema de la Falla de San Andrés. La parte sur del Golfo parece haberse formado por una fractura abierta de la corteza asociada con una rotación de la mitad inferior de la península al oeste (Rusnak *et al.*, 1964), resultando que es incierto si la punta sur se originó en la Bahía de Banderas (Hamilton) o en algún otro punto al norte. La primera posibilidad requiere acortamiento de la península, pudiendo ser que el hundimiento del sur del Golfo sea un rasgo más reciente que la iniciación del movimiento de desplazamiento a lo largo de la Falla de San Andrés. Se propone un programa de investigaciones geofísicas para resolver, entre otros problemas, la relación del sur del Golfo de California con el sistema de la Falla de San Andrés.

data point to a discrete change in structure taking place at the latitude of Angel de la Guarda and Tiburon Islands. The northern part of the Gulf is probably associated with the San Andreas Fault system. The southern Gulf seems to have been formed by an open break in the crust associated with a rotation of the lower half of the peninsula westward (Rusnak *et al.*, 1964); whether the southern tip originated at Banderas Bay (Hamilton) or at some point to the north is an open question. The first possibility requires shortening of the peninsula. It is possible that the deepening of the southern Gulf is a more recent feature than the onset of strike-slip motion along the San Andreas Fault. A program of geophysical investigations is proposed to resolve, among others, the identification of the southern Gulf of California with the San Andreas Fault system.

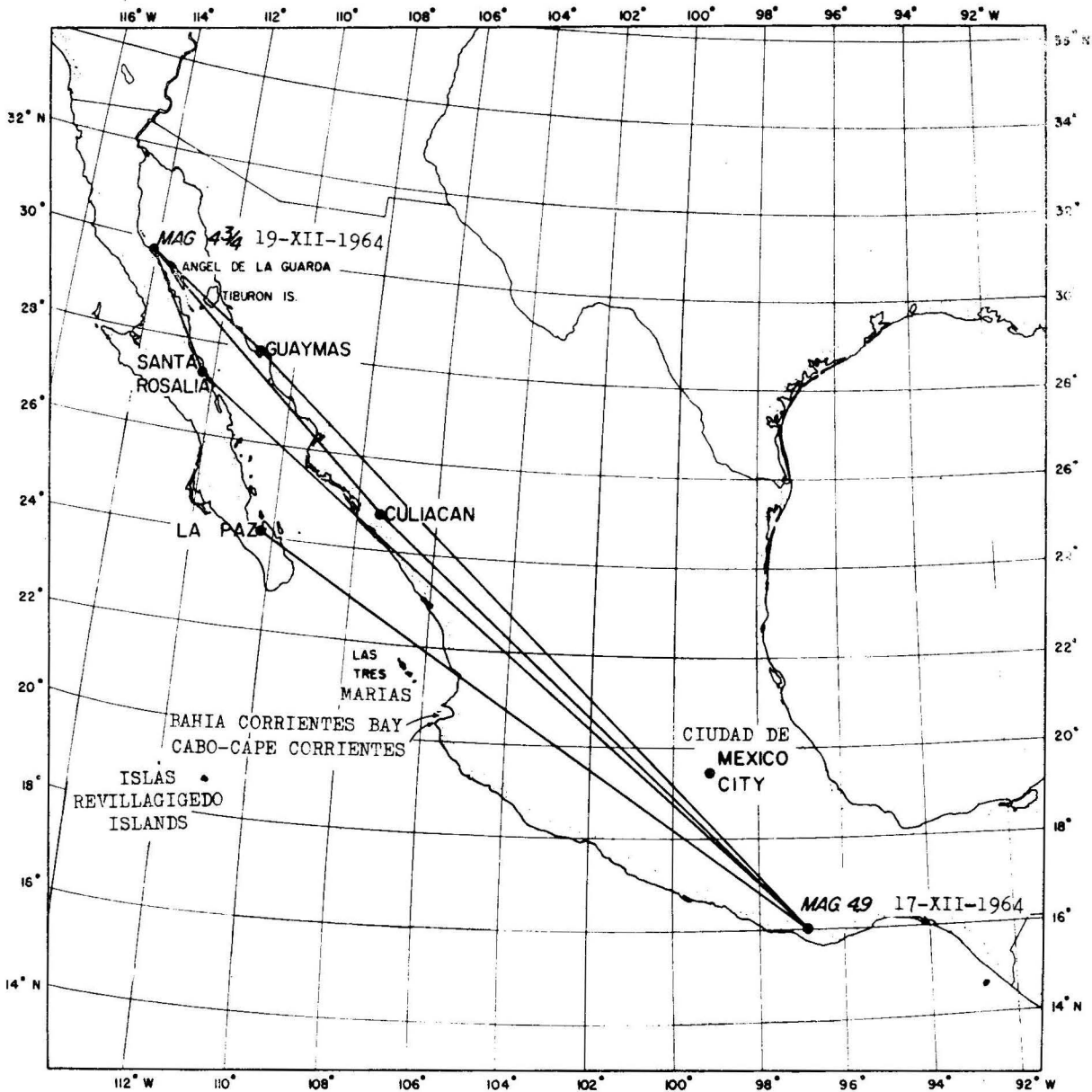


Fig. 1. Mapa del Golfo de California y áreas adyacentes mostrando las estaciones sismográficas.

Fig. 1. Map of the Gulf of California and adjacent areas showing seismicographic stations.

## PROGRAMA SISMICO

Los postulados anteriores sobre el origen y estructura del Golfo de California todavía requieren considerable evidencia geofísica de corroboración. Puede llevarse a cabo un programa de mediciones sísmicas desde observatorios semipermanentes localizados en las costas del Golfo en Baja California y la tierra mexicana para recabar prueba adicional sobre la estructura geofísica del Golfo y tierras próximas que no existe y además, proporcionar datos cruciales que permitan valuar los méritos de los varios mecanismos descritos sobre el origen del Golfo y de la Península. En este trabajo delineamos un programa para esas determinaciones sismológicas, ya iniciadas y describimos lo que puede resultar de cada una.

Se han instalado los siguientes instrumentos en estaciones localizadas en Santa Rosalía y La Paz en Baja California y en Guaymas y Culiacán en la costa opuesta de tierra firme (Fig. 1). En cada estación se encuentra instrumental idéntico, existiendo un juego completo de sismógrafos (United Electroynamics) de período corto para tres componentes con galvanómetros registradores ( $T_o = 1$  seg.;  $T_g = 1$  seg.). Además, hemos instalado un sismógrafo Press-Ewing de período largo para componente vertical con galvanómetro registrador ( $T_o = 15$  seg.,  $T_g = 90$  seg.). Con el sistema de período largo tenemos la opción de insertar un galvanómetro filtro en el circuito (con período de unos 6 segs.) con el propósito de eliminar microsismos cuando son excesivos (Pomeroy y Sutton, 1960). Un completo equipo auxiliar que comprende relojes, radios, calibradores, etc., existe en cada observatorio y para evitar el problema de posible interrupción de fuerza local, en cada estación puede obtenerse de una planta de baterías, las cuales son cargadas, a su vez, por un cargador de batería que recibe la fuerza local. De esta manera se asegura un sistema de reducir al mínimo la influencia de variación de frecuencia, fluctuación de voltaje y falla de fuerza en el sistema de registro (Fig. 2).

Todavía es un problema la cercanía de la fuerza local y por eso, sitios geológicos óptimos para instalaciones sismográficas deben sacrificarse en algunos casos a favor de accesibilidad a ella y de proximidad al personal local. La ganancia de período corto en estaciones como Santa Rosalía y La Paz se redujo considerablemente para el máximo disponible con los sismógrafos de ese tipo; para suprimir la influencia del ruido local asociado con malas estructuras geológicas la ganancia se redujo a 5,000 en ambas estaciones. En Culiacán la instalación tiene buen basamento y la ganancia casi fue de 50,000 en la instalación de período corto. Las ganancias de los sismógrafos de período largo son relativamente uniformes en toda la red, llegando a casi 4,000 en el pico de la curva de respuesta.

La compensación de temperatura de los instrumentos ha sido un problema de significación en la instalación, habiéndose encontrado amplias variaciones causadas por ese factor. Se tuvo que usar una gran cantidad de material termoaislante para los instrumentos, tratando de reducir los efectos

## SEISMIC PROGRAM

The postulates presented above for the origin and structure of the Gulf of California still require considerable corroborative geophysical evidence. A program of seismic measurements, made from semi-permanent observatories located at sites on the Gulf coast of Baja California and the Mexican mainland can be carried out which will provide additional evidence as to the geophysical structure of the Gulf and the neighboring land areas not already obtained, and in addition can provide crucial checks to assess the merits of the various mechanisms described above for the origin of the Gulf and the peninsula. In this paper we outline a program of such seismological measurements, already initiated, and describe what can be derived from each.

The following instruments have already been installed at stations located at Santa Rosalia and La Paz in Baja California and at Guaymas and Culiacan on the mainland coast opposite (Fig. 1). Identical instrumentation is to be found at each station. Each station has a full set of three-component, short period seismographs (United Electroynamics) with galvanometer recording ( $T_o = 1$  sec;  $T_g = 1$  sec). In addition we have installed a vertical component long-period Press-Ewing seismograph with galvanometer recording ( $T_o = 15$  sec,  $T_g = 90$  sec). With the long-period system, we have the option of inserting in the circuit a filter galvanometer (period about 6 secs.) with the purpose of rejecting microseisms when these are excessive (Pomeroy and Sutton, 1960). A complete complement of peripheral equipment including clocks, radios, calibration equipment, etc., is supplied at each observatory. To avoid the problems associated with possible interruption of local power, the power for each station is obtained from an inverter which is driven by batteries; these are in turn charged by a battery charger deriving power from the local source. In this way a buffer has been provided which minimizes the influence of frequency drift, voltage fluctuation, and power failure upon the recording system (Fig. 2).

Proximity to local power remains a problem. Thus optimal geological sites for the seismographic installations have in some cases had to be sacrificed in favor of accessibility to local power and in favor of proximity to local personnel. The short-period gain at stations such as Santa Rosalia and La Paz is considerably reduced from the maximum available with the short-period seismographs; in order to reduce the influence of local noise associated with bad geological structure, the gain is as low as 5,000 at these two stations. At Culiacan, the installation is on good foundation and the gain is close to 50,000 on the short-period installations. The gains of the long-period seismographs are relatively uniform across the network, being about 4,000 at the peak of the response curve.

Temperature compensation of instruments has been a significant problem in the installation. Significant drifts have been found due to this source. Large amounts of thermal insulating material have been provided for the instruments in an attempt to reduce the effects of thermal expansion.



de la expansión térmica. Los instrumentos no se han colocado en bóvedas como en los casos de observatorios sismológicos ideales. Las diarias operaciones de rutina que abarcan la calibración y cambio de registros se llevan a cabo por personal local y el mantenimiento del servicio se realiza por técnicos que vienen de Los Angeles.

Con tales instrumentos pueden llevarse a cabo varios programas de observaciones sísmicas y cuando se completen los estudios, el instrumental será destinado al tratamiento de nuevos problemas.

The instruments have not been placed in vaults as in the cases of ideal seismological observatories. Routine daily operations, including calibration and changing of records, are carried out by local personnel. Service maintenance is performed by technicians based in Los Angeles.

With this instrumentation several programs of seismic observations can be undertaken. When the program of study is completed, the instruments will be moved to attack a new problem.

SISMOLOGIA DE PERIODO CORTO

SHORT-PERIOD SEISMOLOGY

Algunas de las preguntas que deben contestarse en un programa de observaciones de período corto están asociadas con la sismicidad local de la parte sur del Golfo. Aunque la actividad sísmica está muy reducida en esa área, no falta. Estamos llevando a cabo un programa de localización de epicentros y determinaciones de profundidad de focos tratando de precisar los principales sitios de origen de temblores. Si la parte sur del Golfo corresponde a una grieta producida por tensión, debe esperarse que la actividad sísmica se concentre en o cerca de las paredes de la grieta. Si esa parte del Golfo es la extensión lineal del sistema de la Falla de San Andrés, en principio se podría esperar que los focos de temblores se concentraran a lo largo de una línea situada entre o cerca de ambas orillas.

Some of the questions that can be answered by a program of short-period observations are those associated with the local seismicity of the southern Gulf. Although earthquake activity is much reduced in the southern Gulf, it is not absent. We are carrying out a program of epicenter location and depth of focus determinations to try to determine the principle sites of earthquake foci. If the southern Gulf is a rift feature produced by tension, one might expect to see earthquake activity concentrated at or near the walls of the rift. If the southern Gulf is the linear extension of the San Andreas Fault system, one could, in principle, find earthquake foci concentrated along a line lying anywhere between or in the vicinity of the two shores.

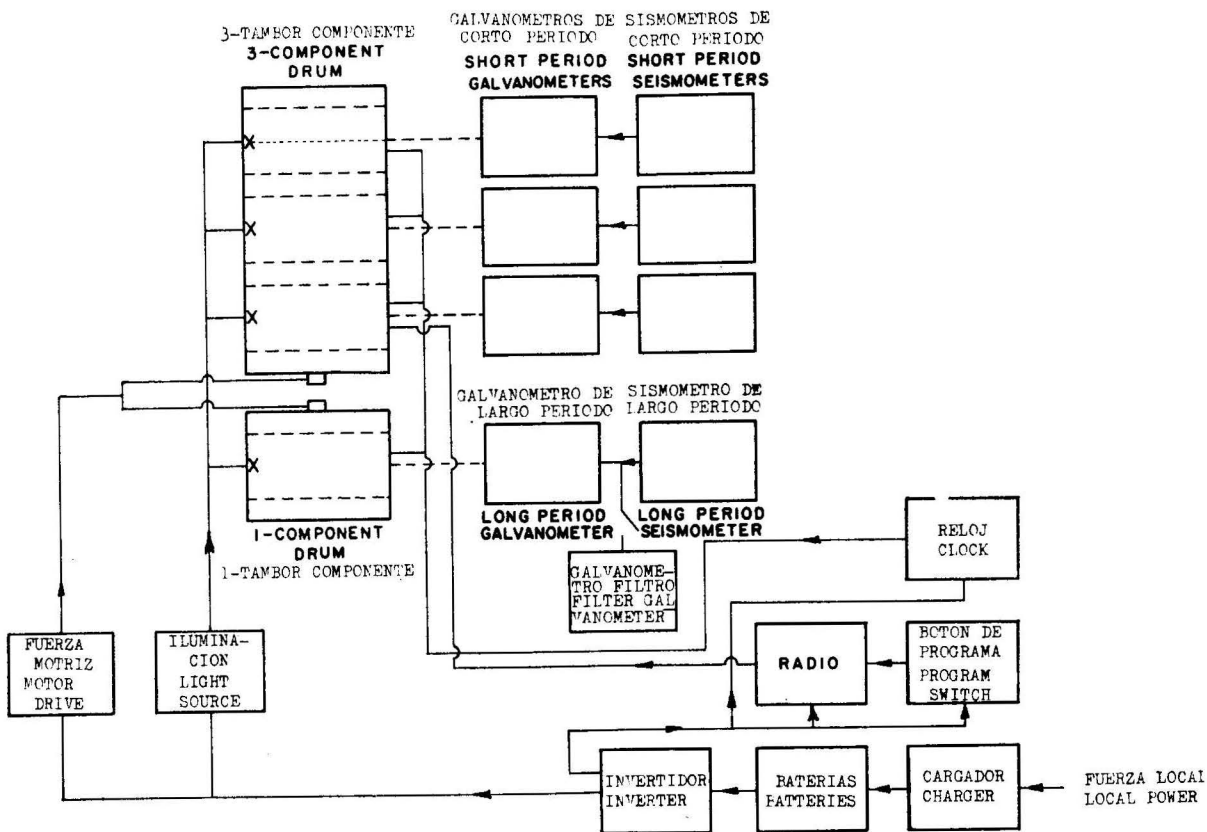


Fig. 2. Diagrama de bloque de sistemas sismográfico y de registro.

Fig. 2. Block diagram of seismograph and recording system.

Con los sismógrafos para tres componentes y adecuada localización de epicentros pueden hacerse estudios de polarización para investigar los mecanismos focales de tales temblores. El método del plano de falla para estudios de focos es bien conocido, habiéndose publicado una revisión comprehensiva por Stauder (1962). Con sólo cuatro estaciones no debe esperarse que se pueda delinear la configuración precisa de los detalles focales. Sin embargo, los epicentros localizados dentro del cuadrángulo limitado por los cuatro observatorios deben dar grande y valiosa información. Podremos discriminar movimientos laterales izquierdos y derechos y así resolver la discrepancia del afallamiento *en échelon* observada en la topografía del fondo del Golfo, así como separar una estructura de grieta cuyo origen se debe a esfuerzos tensionales del característico afallamiento transversal del sistema de la Falla de San Andrés.

#### OBSERVACIONES DE ONDAS DE RAYLEIGH EN EVENTOS TELESISMICOS

Cuando las ondas superficiales de grandes temblores distantes llegan a una región dada, la dispersión inherente a tales ondas puede usarse para determinar la estructura local de la corteza y del manto superior. El método ha sido descrito en trabajos de Press (1956, 1957) y de Ewing y Press (1959). La dispersión natural de un tren de ondas superficiales debida a inhomogeneidad de la corteza terrestre y del manto superior en regiones fuera del área en estudio expone esa área a un tren de ondas con períodos que varían lentamente si el foco es suficientemente remoto. Así, la espectrografía natural de la tierra irradia a la región en estudio con ondas casi armónicas y las diferencias en fase a través de la estructura pueden correlacionarse con curvas de dispersión teóricas para estructuras supuestas. Entonces, el problema es de inversión de los datos de dispersión de ondas superficiales obtenidos localmente a la estructura terrestre.

Sólo se han usado previamente para cálculos datos sísmicos cuidadosamente seleccionados, encontrándose en un reciente estudio de Knopoff *et al.* (1965) que las curvas de dispersión obtenidas en estudios de velocidad de fase tripartita se aplican principalmente a líneas que conectan pares de estaciones si dichas líneas se sitúan a lo largo de grandes círculos desde el foco. Examinando eventos aprovechados en trabajos previos queda indicado que los temblores localizados en el Pacífico Suroccidental presentan trenes de ondas particularmente útiles para estudios de la costa occidental de América del Norte; no se han usado eventos de otras partes del globo. Puede demostrarse que las velocidades de fase en una red dada difieren según los pares de estaciones que están conectados por un radio al foco. Así, es necesario usar eventos sísmicos en todos los azimutes para estudiar la estructura geofísica de una región particular, lo cual se ha hecho recientemente con datos de ondas superficiales de período largo registradas en y cerca de los Alpes, al usar los mismos sismógrafos de período largo que ahora están operando alrededor del Golfo de California.

With three component seismographs and with adequate epicenter location one should be able to perform polarization studies from which the focal mechanism for these earthquakes can be studied. The fault plane method of focal studies is well known; a comprehensive review has been given by Stauder (1962). With only four stations it is not to be expected that the precise configuration of the focal details will be outlined. Nevertheless, epicenters located within the quadrangle outlined by the four observatories should provide much valuable information. We should be able to discriminate between right lateral and left lateral motion and thus resolve the discrepancy of the *en échelon* faulting observed in the bottom topography of the Gulf. We should be able to discriminate between a rift structure whose origin is due to tensile stresses and the transcurrent faulting characteristic of the San Andreas Fault system.

#### RAYLEIGH WAVE OBSERVATIONS OF TELESEISMIC EVENTS

When surface waves from distant large earthquakes impinge across a given region, the dispersion inherent in these surface waves can be used to determine the local structure of the crust and upper mantle. The method has been outlined in papers by Press (1956, 1957) and by Ewing and Press (1959). The natural dispersion of a surface wave train due to inhomogeneity in the earth's crust and upper mantle in regions outside the area under study exposes the region under study to a wave train with slowly varying period, if the focus is sufficiently remote. Thus, the natural spectrograph of the earth irradiates the region under study with almost harmonic waves and differences in phase across the structure can be correlated with theoretical dispersion curves for postulated structures. The problem then becomes one of inversion of the surface wave dispersion data, obtained locally, into earth structure.

Only carefully chosen seismic data have been used in the earlier calculations. In a recent study by Knopoff *et al.* (1965) it has been found that the dispersion curves obtained in tripartite phase velocity studies apply principally to the lines connecting pairs of stations if those lines lie along the great circle path from the focus. An examination of the events used in the earlier studies indicates that earthquakes located in the Southwest Pacific lead to wave trains particularly useful for the study of the west coast of North America; events in other parts of the globe were not used. It can be shown that phase velocities in a given network differ depending upon which pairs of stations are connected with a ray to the focus. Thus it becomes necessary to use seismic events from all azimuths in order to study the geophysical structure of a particular region. This has recently been done with long-period surface wave data collected in and around the Alps, using the same long-period seismographs now operating around the Gulf of California.

Si deseamos estudiar las características de fase de ondas superficiales para todos los azimutes, ya no podemos seleccionar eventos que tengan formas de ondas particularmente sinuosas y no-complicadas. Las formas de onda típicas, no pre-seleccionadas muestran fuerte influencia de "latidos", para usar un término familiar en acústica. Los latidos son una modulación de notable amplitud en la envoltura del sismograma; como hemos demostrado (Pilant y Knopoff, 1964), los trenes de ondas con latidos también exhiben una notable modulación de fase. En la Fig. 3 mostramos los eventos registrados en nuestra red alpina para el temblor del 9 de Marzo de 1961. Nuestra estación italiana tuvo un registro marcadamente sinuoso en carácter; hay degradación progresiva en la calidad de los registros considerando los de Suiza, Francia y finalmente Alemania, pues no son uniformemente característicos del sitio de observación. En otros ejemplos, la estación italiana pareció exhibir más interferencias y la alemana menos y así por el estilo. Por otra parte, hay un fuerte efecto azimutal repetido en cualquier estación. En la Fig. 4 se muestra un mapa de ubicación de estaciones.

Los espectros de amplitud para los cuatro registros se indican en la Fig. 5. Dichos espectros señalan ruido significativo en las alas de curvas; en los centros de los espectros las señales están muy arriba del nivel del ruido en una banda que varía entre 15 y 60 segundos; en ese período el espectro de amplitud del sismograma italiano es el más liso hasta dar a la curva poca calidad en los espectros de las estaciones francesa y alemana. Realmente, la calidad de los registros de tiempo y la ausencia relativa de latidos pueden correlacionarse bien con el grado de alisamiento del espectro de amplitud. En la Fig. 6 mostramos los correspondientes espectros de fase;

If we wish to study the phase characteristics of surface waves from all azimuths, we can no longer select events that have particularly sinuous and uncomplicated wave forms. Typical wave forms, not preselected, show strong influence of "beats", to use a term familiar to acousticians. Beats are a marked amplitude modulation of the envelope of the seismogram; as we have shown (Pilant and Knopoff, 1964), wave trains with beats also exhibit a marked phase modulation. In Fig. 3 we show the events recorded at our Alpine network for the earthquake of March 9, 1961. The record of our Italian station is remarkably sinuous in character; there is progressive degradation of the quality of the records as one proceeds to the Swiss, French, and finally the German records. These recordings are not uniformly characteristic of the site of observation. In other examples, the Italian station was seen to exhibit the most interference and the German station the least and so on. On the other hand, there is a strong repeatable azimuthal effect at any one station. A map showing the location of stations is given in Fig. 4.

The amplitude spectra for the four records are shown in Fig. 5. The spectra show significant noise at the wings of the curves; in the centers of the spectra the signals are well above the noise level in a band from about 15 to 60 seconds. In this period range the amplitude spectrum for the Italian seismogram is the smoothest, and the smoothness of the curves deteriorates to rather poor quality in the spectra for the French and German stations. In fact the quality of the time records and the relative absence of beats is highly correlated to the degree of smoothness of the amplitude spectrum. In Figure 6 we show the corresponding phase

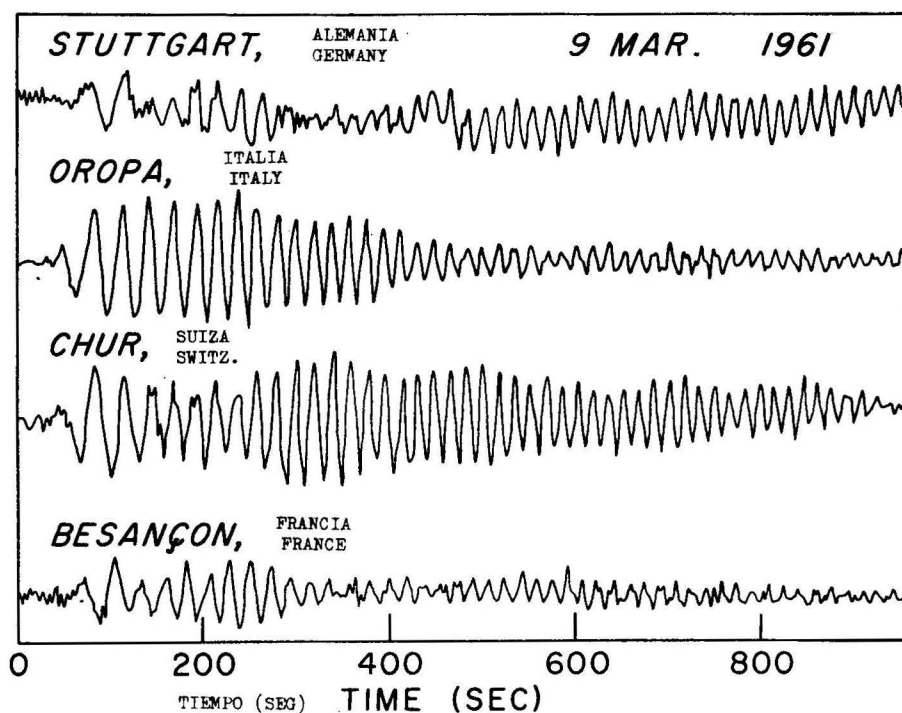


Fig. 3. Sismograma del temblor del 9 de Marzo de 1961.

Fig. 3. Seismograms for earthquake of 9 March 1961.

las mínimas en espectros de amplitud usualmente muestran fuerte correlación con saltos e irregularidades en espectros de fase. En general, las fluctuaciones de fase siempre indican fluctuaciones de amplitud, pero la inversa no siempre es real.

Si las diferencias elementales de fase se insertan en el programa de cálculo de velocidad de fase, las irregularidades en los espectros de fase anulan los datos y el cálculo de dicha velocidad sigue las mismas líneas. Sea la *ava.* estación que tiene coordenadas  $(r_i, \theta_i)$  relacionadas con algún origen arbitrariamente escogido y mídase  $\theta_i$  desde cualquier dirección preasignada, digamos el norte geográfico. Tómese  $\theta$  como representante de la dirección normal al frente de onda con relación al norte geográfico para una frecuencia particular y que  $t_i$  represente el tiempo de la fase cero para la frecuencia dada en la estación. Si  $t_0$  es el tiempo teórico de la fase cero del frente de onda en el origen, es fácil ver que

$$t_i = t_0 + \frac{r_i}{v} \cos(\theta_i - \phi)$$

donde  $v$  es la velocidad de fase. Por simple trigonometría

$$t_i = t_0 + r_i \cos \theta_i \left( \frac{\cos \phi}{v} \right) + r_i \frac{\sin \phi}{\sin \theta_i} \left( \frac{\sin \phi}{v} \right)$$

Si hacemos  $X = \frac{\cos \phi}{v}$ ,  $Y = \frac{\sin \phi}{v}$  y  $T = t_0$

entonces

$$t_i = T + X r_i \cos \theta_i + Y r_i \frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_i}$$

Esto representa un conjunto de ecuaciones simultáneas correspondiendo cada una a los tiempos de la fase cero en cada

spectra; the minima in the amplitude spectra usually show a strong correlation to the jumps and irregularities in the phase spectra. In general, phase fluctuations always imply amplitude fluctuations, but the converse is not always true.

If the raw phase differences are inserted into a program for the computation of phase velocity, the irregularities in the phase spectra make the data unusable. The computation of phase velocity proceeds along the following lines. Let the *ith* station have coordinates  $(r_i, \theta_i)$  relative to some arbitrarily chosen origin. Let  $\theta_i$  be measured from some preassigned direction, say geographic north. Let  $\phi$  represent the direction the normal to the wave front makes with geographic north for a particular frequency. Let  $t_i$  represent the time of zero phase for the given frequency at the station. If  $t_0$  is the theoretical time of zero phase of the wavefront at the origin, then it is easy to see that

where  $v$  is the phase velocity. By simple trigonometry

(1)

If we set  $X = \frac{\cos \phi}{v}$ ,  $Y = \frac{\sin \phi}{v}$ , y  $T = t_0$

then

This represents a set of simultaneous equations each corresponding to the times of zero phase at each station. We

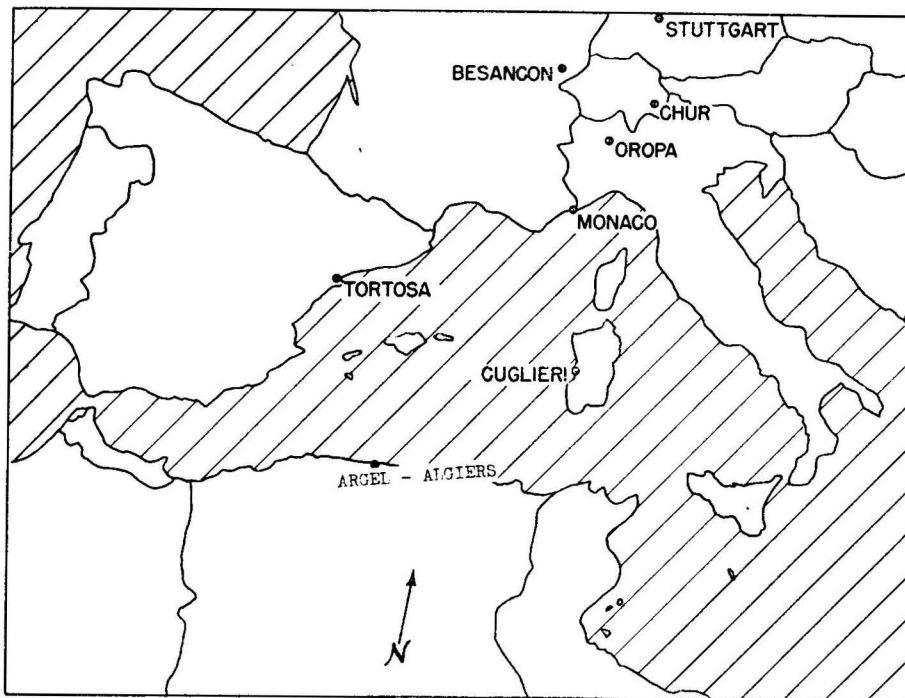


Fig. 4. Mapa que muestra la ubicación de sismógrafos de período largo usados para determinar la estructura alpina y mediterránea.

Fig. 4. Map showing the location of long-period seismographs used to determine Alpine and Mediterranean structure.



estación. Podemos resolver esas ecuaciones simultáneas para las variables T, X e Y. Las ecuaciones son exactamente determinables si se han tomado los datos en tres estaciones. Si hay más estaciones se ha procedido a resolver típicamente las ecuaciones simultáneas por las técnicas de mínimos cuadrados para las tres variables. Las dos incógnitas, es decir el ángulo  $\phi$  del frente de onda y la velocidad de fase  $v$  son

$$v = (X^2 + Y^2)^{-1/2} \quad \tan \phi = Y/X$$

El vector de velocidad de fase puede trazarse como una función de la frecuencia en el tren de ondas incidentes. Si se hace así para la fase elemental incluyendo los valores erráticos de fase que se muestran en la Fig. 6, se obtiene una curva experimental de velocidad de fase en función de la frecuencia tal como se muestra en la Fig. 7 con puntos negros. La cuadrícula de fondo de la Fig. 7 muestra una típica

may solve these simultaneous equations for the variables T, X, and Y. The equations are exactly determinate if data have been taken at three stations. If there are more stations a typical procedure has been to solve the simultaneous equations by least squares techniques for the three variables. The two unknowns, namely the angle  $\phi$  of the wave front and the phase velocity  $v$  are

The phase velocity vector can be plotted as a function of the frequency in the incident wave train. If this is done for the raw phases, including the erratic values of phase shown in Fig. 6, one gets an experimental curve of phase velocity as a function of frequency as shown in Fig. 7 by the black dots. The background grid of Fig. 7 shows a typical theoretical structure corresponding to variations in

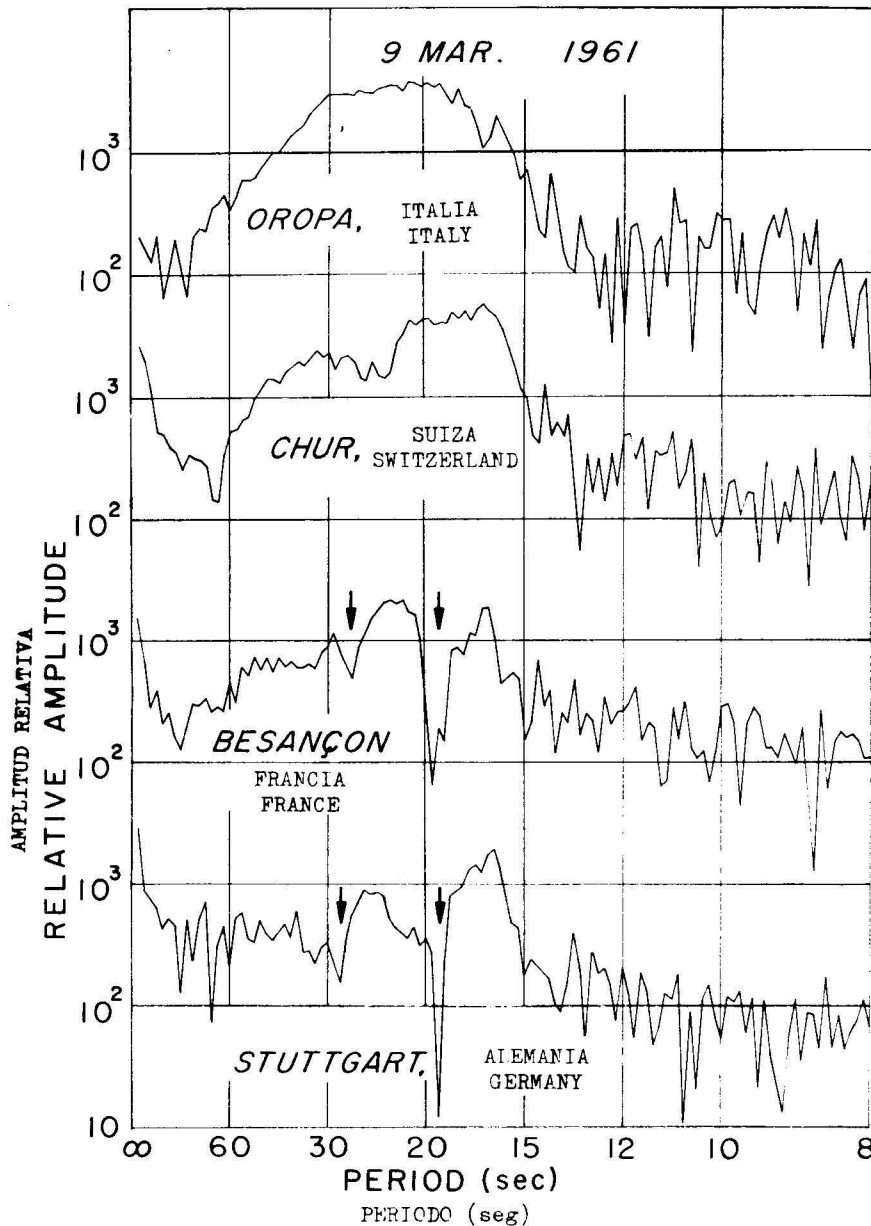


Fig. 5. Espectros de amplitud para el temblor del 9 de Marzo de 1961.

Fig. 5. Amplitude spectra for earthquake of 9 March 1961

estructura teórica que corresponde a variaciones del espesor cortical para una corteza de dos capas sobre un medio-espacio. Puede verse que la desviación de los puntos negros es mucho mayor que la variación en velocidad de fase que puede predecirse para la estructura. Así, las irregularidades de fase asociadas con latidos ocultan completamente cualquier posible oportunidad de usar datos para interpretación estructural.

Pilant y Knopoff (1964) han demostrado que en ausencia de dispersión el promedio de cambio de fase a través de dicho latido es cero y consecuentemente sugieren un método para alisar usando un filtro deslizador de paso bajo en el dominio de fase y analizando las fases antes de computar sus velocidades. Los resultados de tales intentos se muestran en la Fig. 7, avanzando considerablemente nuestra habilidad para discernir una estructura de velocidad de fase para ese temblor en particular.

Para progresar aún más en la eliminación de la influencia de latidos en los cálculos de velocidad de fase, es necesario obtener una teoría para la presencia del latido. Pilant y Knopoff (1964) han demostrado que es altamente plausible que el latido se asocie con 1) transmisión por rutas múltiples de ondas superficiales desde el foco hasta el receptor, o 2) posibilidad de que los latidos se deban a choques de repetición en un foco dado o con ambos.

Respecto a los últimos mecanismos, se sabe que el espectro de Fourier de la función  $f(t) + f(t - T)$  es similar al espectro para  $f(t)$ , pero tiene lagunas significantes en el espectro en frecuencias que corresponden a espaciamiento entre dos eventos  $T$ . Si dos temblores ocurren en el mismo foco en tiempos próximos entre sí, el segundo puede considerarse como un eco del primero y las mínimas en el espectro resultarán correspondientes al latido o modulación de amplitud de la envoltura de los trenes de onda originales. Un par

crustal thickness for a two-layer crust over a half-space. It is seen that the excursion in the black dots is much greater than the variation in phase velocity predictable from the structure. Thus phase irregularities associated with the beats completely mask any possible chance to use the data for structural interpretation.

Pilant and Knopoff (1964) have shown that, in the absence of dispersion, the average phase shift across such a beat is zero. Therefore one method of smoothing is suggested by taking a low pass sliding filter in the phase domain and smoothing the phases prior to computing the phase velocities. The results of several such attempts at smoothing are shown in Fig. 7. The improvement in our ability to discern a phase velocity structure for this particular earthquake is considerable.

In order to make further progress in removing the influence of beats from the phase velocity computations, it is necessary to obtain a theory for the presence of the beat. Pilant and Knopoff (1964) have shown that it is highly plausible that the beat is associated with either 1) multipath transmission of the surface waves from focus to receiver on 2) the possibility that beats are due to repetitive shocks at a given focus, or both.

With regard to the latter mechanism, it is well known that the Fourier spectrum of the function  $f(t) + f(t - T)$  is similar to the spectrum for  $f(t)$  but has significant holes in the spectrum at frequencies corresponding to the spacing between the two events  $T$ . If two earthquakes occur at the same focus at times close to one another, the second may be considered to be an echo of the first and minima in the spectrum will result corresponding to the beat or amplitude modulation of the envelope of the original wave train.

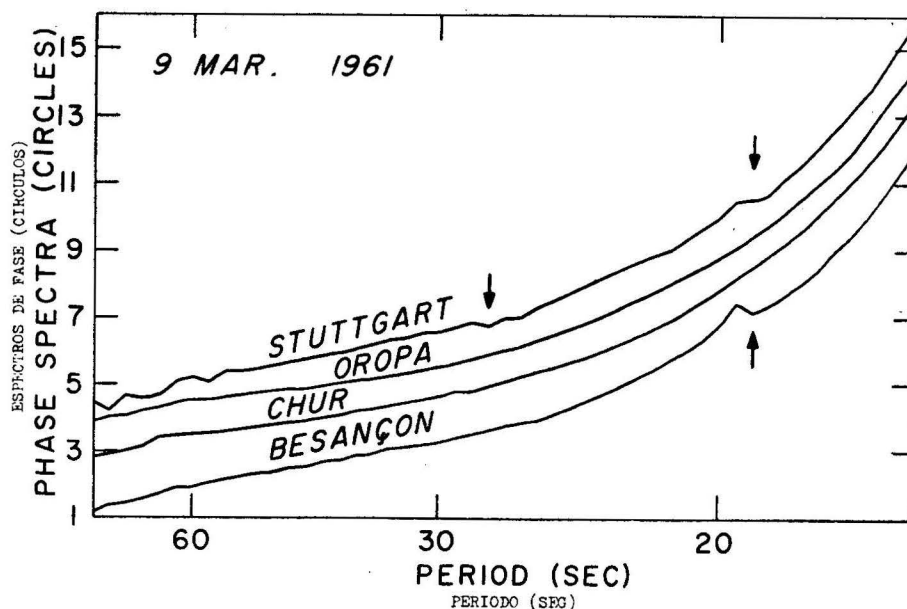


Fig. 6. Phase spectra for earthquake of 9 March 1961.

Fig. 6. Espectros de fase para el temblor del 9 de Marzo de 1961.

de temblores que tuvo lugar en las Islas Aleutianas el 14 de Junio de 1962 fueron eventos a las 07:51:51.0 TCG, 54.3° N, 169.1° E, Mag. 6.64 (Pas) y 07:55:48.9, 54.2° N, 169.3° E, Mag. 6 (Pas); cerca de Islas, coordenadas del USCGS. Se muestran los trazos en la Fig. 8 de los 3 sismogramas de período largo para tales eventos tomados por tres de los instrumentos ahora en operación alrededor del Golfo de Ca-

An earthquake pair which occurred in the Aleutian Islands on 14 June 1962 was the events at 07:51:51.0 GCT, 54.3° N, 169.1° E, Mag. 6.64 (Pas) and 07:55:48.9, 54.2° N, 169.3° E, Mag. 6 (Pas); Near Islands, USCGS coordinates. Tracings are shown in Fig. 8 of the three long-period seismograms for these events taken with three of the same instruments now in operation around the Gulf of California.

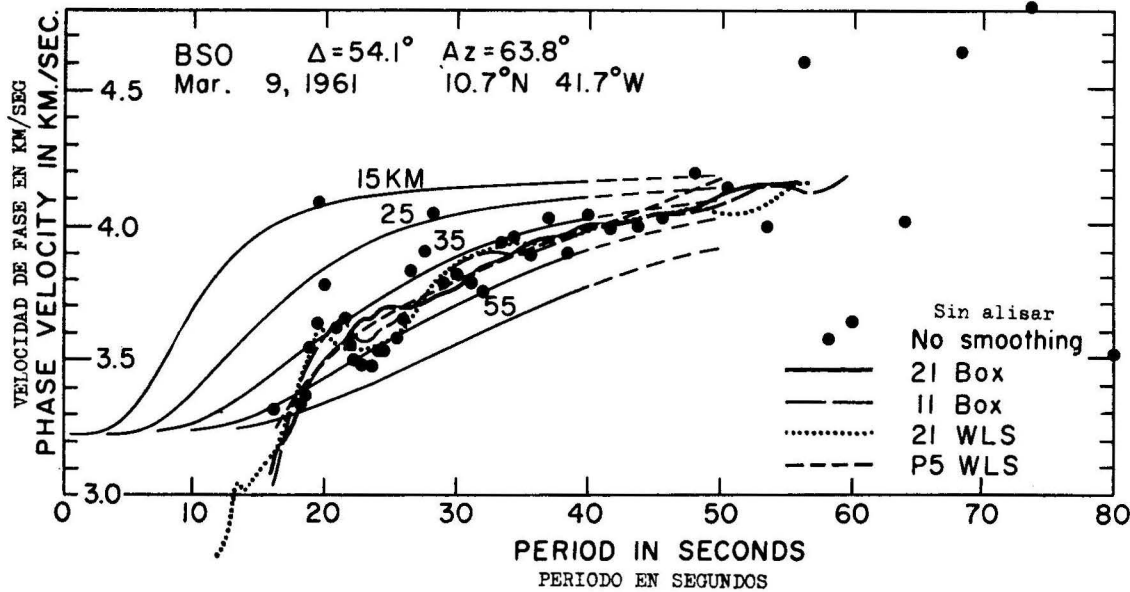


Fig. 7. Velocidades de fase para el triángulo Besançon-Stuttgart-Oropa usando datos primarios (puntos) y varios tipos de alisamiento de fase para el temblor del 9 de Marzo de 1961.

Fig. 7. Phase velocities for the triangle Besançon-Stuttgart-Oropa using raw data (dots) and various types of phase smoothing for the earthquake of 9 March 1961.

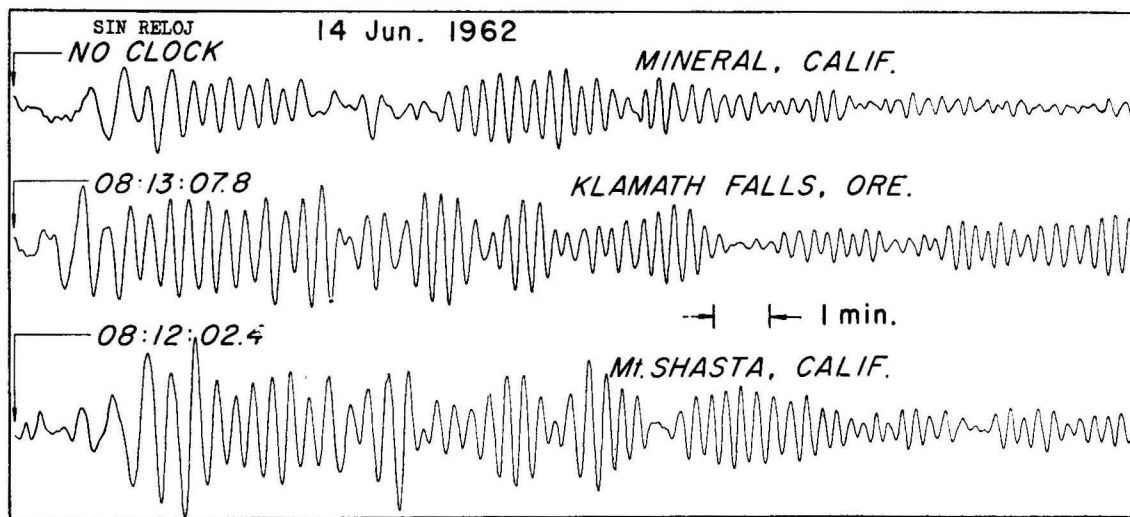


Fig. 8. Sismograma para el temblor del 14 de Junio de 1962.

Fig. 8. Seismograms for the earthquakes of 14 June 1962.

lifornia, pudiendo verse la significativa amplitud de modulación. Dichos instrumentos se localizaron en una red cerca de la frontera entre California y Oregon, mostrándose los registros de los tres en la Fig. 9. La notable periodicidad de lagunas en el espectro atestigua el hecho de que el evento era en realidad un doble choque.

Una manera en que la influencia del eco puede reducirse es construir un filtro numérico que llamaremos filtro de ve-

amplitude modulation can be seen. These instruments were located in a network around the California and Oregon border. The spectra for these three recordings are shown in Fig. 9. The remarkable periodicity of the holes in the spectra testifies to the fact that the event was indeed a double shock.

One way in which the influence of an echo can be minimized is to construct a numerical filter which we call a

locidad de grupo, cuyas propiedades son tales que varían con el tiempo a lo largo del registro. Imagínese que hemos construido un tiempo de llegada de grupo para uno de los sismogramas tratados mediante un análisis de Fourier directo del sismograma elemental y después que existe una sombra o eco de esa curva en el tiempo de réplica del temblor indicado por la línea discontinua en la Fig. 10. Si construimos un filtro numérico que sólo permite pasar los eventos indicados por la línea continua en la Fig. 10, entonces el segundo evento quedará eliminado. Es decir, la energía de período largo que llega tarde en el tiempo de réplica no habrá pasado por el filtro que está purificando la energía de período largo previa en el registro. Podemos operar numéricamente sobre el sismograma en la calculadora digital con aquel filtro, construir un nuevo sismograma y realizar otro análisis de Fourier, cuyos resultados se observan en la Fig.

group velocity filter. The properties of the group velocity filter are such that its properties vary with time along the record. Imagine that we have constructed the group arrival time for one of the seismograms in question by taking a direct Fourier analysis of the raw seismogram. Next imagine that a ghost or echo of this curve exists at the duplication time for the earthquake indicated by the dotted line in Fig. 10. If we construct a numerical filter which passes only those events indicated by the two solid lines in Fig. 10 then the second event will be rejected. That is to say the long-period energy which arrives late at the duplication time will not have been passed by the window which is scanning for long-period energy earlier in the record. We can operate upon the seismogram numerically in the digital computer with this filter, construct a new seismogram, and perform a Fourier analysis anew. The result of this operation is seen

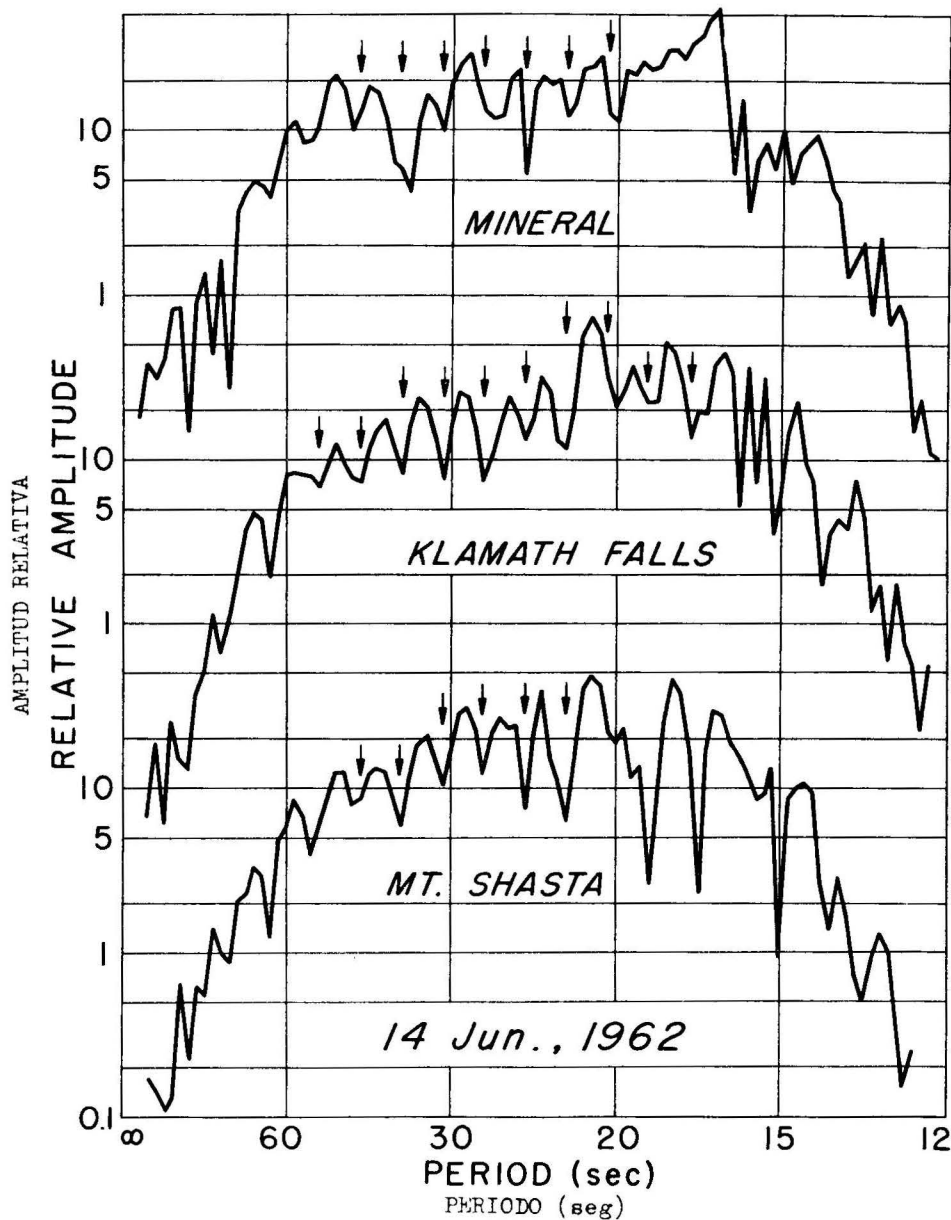


Fig. 9. Espectros de amplitud para el temblor del 14 de Junio de 1962.

Fig. 9. Amplitude spectra for the earthquakes of 14 June 1962.



11. Muchos mínimos se habrán eliminado del espectro de ese doble temblor y los restantes no se correlacionan con las tres estaciones, concluyéndose por ello que tales mínimos se originaron por haber seguido múltiples rutas pues no podían eliminarse en el tiempo de eco correspondiente a nuestro filtro numérico.

Así, se tienen dos técnicas para reducir el efecto de latido como se indica en el diagrama de bloque del paquete de procesamiento numérico (que usamos en nuestra calculadora IBM 7094) (Fig. 12). El sismograma se digitaliza generalmente con intervalo de una muestra por segundo y se verifican los datos automáticamente para comprobar si hubo alguna digitización incorrecta. Se hacen las correcciones necesarias y los datos se pasan a través de un filtro de paso bajo antes de reducir el número de muestras en el análisis de Fourier, ya que el filtro de paso bajo impide la posibilidad de substitución. Después los datos se diezman por 4, lo que reduce el tiempo de cálculo por un factor de 16 en el análisis de Fourier. Se lleva a cabo un primer análisis de Fourier y se construye un tiempo de llegada de grupo, siendo la curva de llegada como la pendiente de la fase vs la curva de respuesta de frecuencia. Para eliminar posibles ecos se construye un filtro numérico que se usa sobre el sismograma, haciéndose un segundo análisis de Fourier cuyas fases resultantes se alisan por un filtro de carro de carga. Se repite el proceso para cada uno de los miembros del conjunto de sismogramas y finalmente se calculan las velocidades de fase de acuerdo con las fórmulas mencionadas. Puede desprenderse la interpretación de las curvas de velocidad de fase alisadas comparando con las curvas de velocidad de fase teóricas en un gran número de estructuras postuladas.

in Fig. 11. Most of the minima have been removed from the spectra for this double earthquake. Those that remain are not correlated among the three stations; thus we conclude that these minima must have arisen due to multipath transmission and could not be removed within the echo time corresponding to our numerical filter.

These are then the two techniques for minimizing the effect of the beat as indicated by the block diagram of the numerical processing package (which we use on the IBM 7094 computer) (Fig. 12). The seismogram is digitized, usually at an interval of one sample per second; the data are then checked automatically to see if any incorrect digitization has taken place. Corrections are made, if necessary, and the data are then passed through a low-pass filter preliminary to reducing the number of samples in the Fourier analysis; the low-pass filter prevents the possibility of aliasing. The data are then decimated by 4. Decimation by 4 reduces computation time by a factor of 16 in the Fourier analysis. A first Fourier analysis is made and a group arrival time is constructed. The group arrival curve is the slope of the phase vs frequency response curve. A numerical filter is constructed to reject possible echoes and is used upon the seismogram. A second Fourier analysis is now made and the resultant phases are smoothed by a boxcar filter. The process is repeated for each of the members of the set of seismograms and finally phase velocities are computed according to the formulae above. From the smoothed phase velocity curves the interpretation can proceed by comparison with theoretical phase velocity curves for a large number of postulated structures.

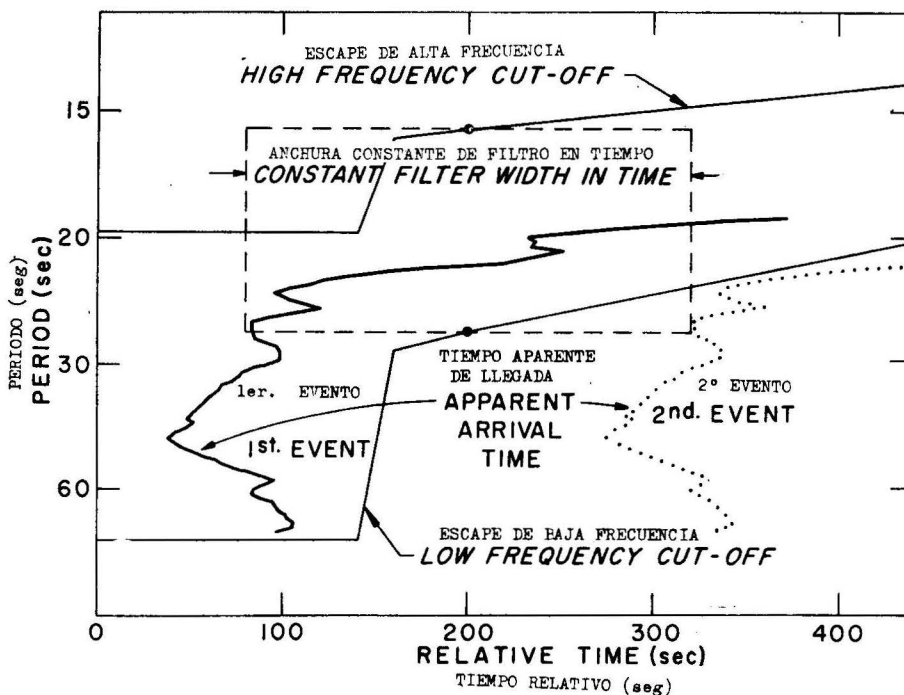


Fig. 10. Construcción del filtro de retardo de grupo diseñado para disminuir efectos falsos o ecos.

Fig. 10. Construction of group-delay filter designed to minimize effect of ghosts or echoes.

Hemos encontrado así que la estructura de los Alpes, una región altamente complicada, consiste de una Moho gruesa bajo la corteza alpina y progresivamente más somera hacia el norte y el oeste. Además, hemos encontrado que hay una capa significativa de baja velocidad en el manto a una profundidad de 80 a 200 Km con una baja velocidad de ondas S en el canal, es decir, de casi 4.2 Km/seg.

In this way we have found that the structure of the Alps, a highly complicated region, consists of a Moho which is thick under the Alpine crust and becomes progressively shallower toward the north and west. In addition we have found that there is a significant low-velocity layer in the mantle at a depth of from 80 to 220 Km with a low S-wave velocity in the channel, namely, about 4.2 Km/sec.

TECNICAS DE ONDAS SUPERFICIALES PARA ESTRUCTURAS INMEDIATAMENTE ADYACENTES AL GOLFO

SURFACE WAVE TECHNIQUES FOR STRUCTURES IMMEDIATELY ADJACENT TO THE GULF

Cuando enfocamos nuestra atención sobre los temblores en un radio de alrededor de 1,000 kilómetros o algo así en la red, son aplicables dos técnicas en que hemos considerado la influencia de las rutas entre el foco y el observatorio. Con

When we focus our attention upon earthquakes within a radius of let us say 1,000 kilometers or so of the network, two techniques now become applicable in which we can take into account the influence of the path between the focus

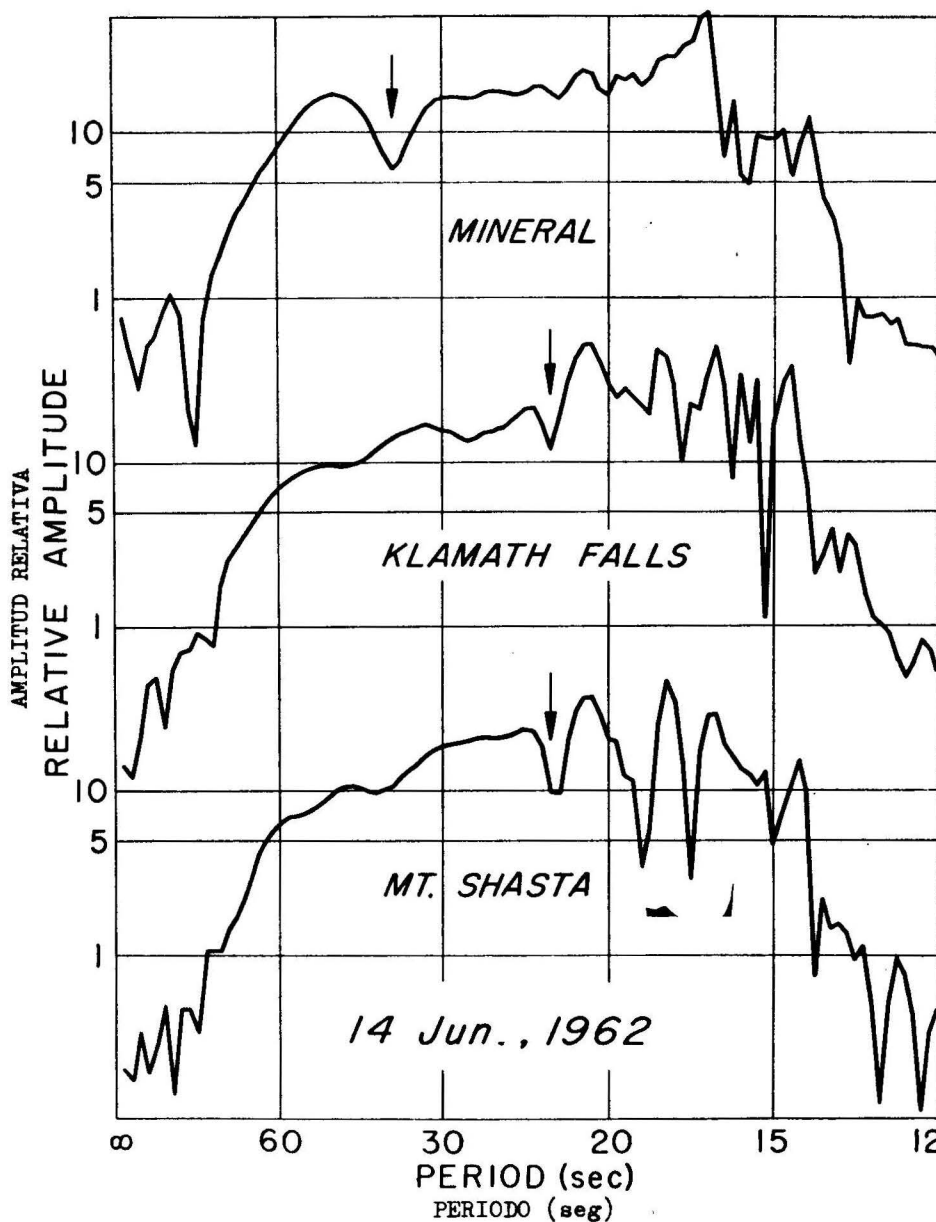


Fig. 11. Espectros filtrados para el temblor del 14 de Junio de 1962.

Fig. 11. Filtered spectra for the earthquakes of 14 June 1962.

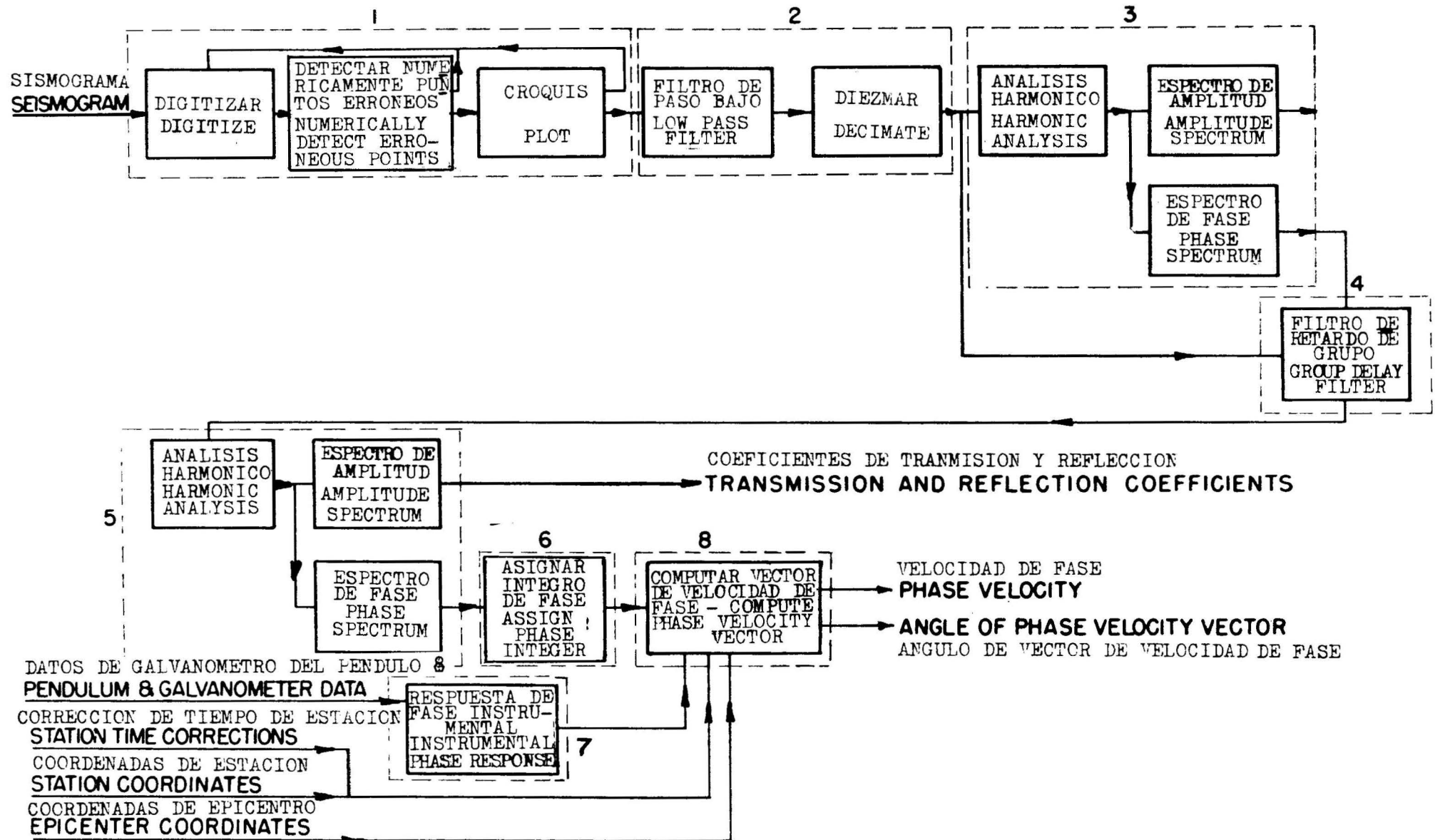


Fig. 12. Diagrama de bloque para el procesamiento numérico de datos.

Fig. 12. Block diagram of numerical data processing procedure.

tales técnicas podemos separar estructuras en las regiones adyacentes al Golfo y situadas fuera de la red. Con la primera, Brune, Nafe y Oliver (1960) han proporcionado un método en que los datos de fase obtenidos en una estación pueden usarse para determinar la estructura entre el observatorio y el foco si se tiene un postulado sobre la fase inicial de todas las frecuencias del tren de ondas en el foco. Suponemos que el movimiento en el foco es substancialmente un impulso y que la dispersión observada se debe completamente a la estructura interpuesta. Ya hemos registrado varios eventos convenientes para ese propósito, uno de los cuales (Fig. 13) fue el temblor de la parte más al norte de Baja California el 19 de Diciembre de 1964, a las 04:07:38 TGC,  $29.8^{\circ}$  N,  $114.1^{\circ}$  W, Mag.  $4\frac{1}{2}$  (Berk). Puede verse que el evento tuvo una ruta que delinea el borde oriental de la parte norte de la Península de Baja California hasta nuestra estación en Santa Rosalía (Fig. 1). Aplicando la técnica de Brune, Nafe y Oliver, podemos determinar algunas propiedades estructurales medias para la corteza y el manto superior de esa región. Por medio del registro que obtuvimos en Guaymas del mismo temblor sería posible estudiar el propio Golfo en su parte norte.

Otro evento de ese tipo que puede usarse tuvo lugar el 17 de Diciembre de 1964, 13:59:25.3 TCG,  $16.0^{\circ}$  N,  $96.9^{\circ}$  W, Mag. 4.9 (Pas) sucedido en el Estado de Oaxaca. El sismograma de tal evento se muestra en la Fig. 14, donde vemos que la estructura media de la ruta entre el epicentro y Culiacán puede determinarse por el método de velocidad de fase con una estación. Puede obtenerse también el efecto diferencial de la ruta entre Culiacán y Guaymas, así como determinarse por ese procedimiento el efecto diferencial de la ruta acuática que se extiende esencialmente entre Bahía Banderas y La Paz.

and the observatory. With these techniques we can discriminate the structure in the regions adjacent to the Gulf and lying outside the network. In the first of these Brune, Nafe, and Oliver (1960) have provided a method whereby the phase data obtained at one station can be used to determine the structure between the observatory and the focus if a postulate is made about the initial phase of all of the frequencies in the wave train at the focus. We assume that the motion at the focus is substantially an impulse and that the dispersion that is observed is completely due to the structure intervening. We have already recorded several events which will be suitable for this purpose. One such event (Fig. 13) was the earthquake in the northern most part of Baja California of December 19, 1964, 04:07:38 GCT,  $29.8^{\circ}$  N,  $114.1^{\circ}$  W, Mag.  $4\frac{1}{2}$  (Berk). This event can be seen to have a path which delineates the eastern edge of the northern part of the Peninsula of Baja California to our station at Santa Rosalia (Fig. 1). By applying the technique of Brune, Nafe and Oliver, we can determine some mean structural properties for the crust and upper mantle of this region. By means of the recording that we obtained at Guaymas of this same earthquake it should be possible to study the northern Gulf itself.

Another event of this type which can be used is the event of December 17, 1964, 13:59:25.3 GCT,  $16.0^{\circ}$  N,  $96.9^{\circ}$  W, Mag. 4.9 (Pas) which took place in the State of Oaxaca. The seismograms for this event are shown in Fig. 14. Here we see that the mean structure of the path between the epicenter and Culiacan can be determined from the one-station phase velocity method. The differential effect of the path between Culiacan and Guaymas can also be obtained. Similarly the differential effect of the water path extending essentially from Banderas Bay to La Paz can be determined by this procedure.

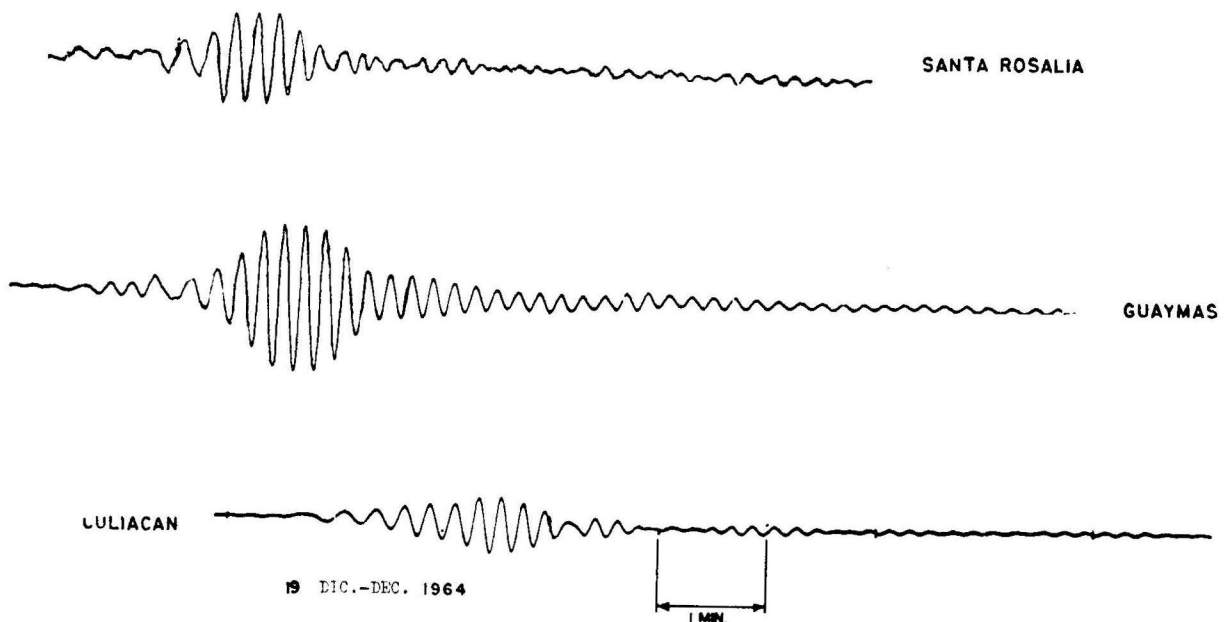


Fig. 13. Sismograma para el temblor del 19 de Diciembre de 1964.

Fig. 13. Seismograms for the earthquake of 16 December 1964.



Ya que abarca un número mayor de suposiciones, tal procedimiento no es tan seguro como el método de velocidad de fase que incluye observaciones de estructuras comprendidas en la red de observatorios.

Puede aplicarse una segunda técnica a la determinación de la estructura calculando las velocidades de grupo para eventos fuera de la red. Conociendo las coordenadas focales de un temblor, la curva de retardo de grupo construida con la pendiente de fase vs la curva de frecuencia resultará una curva de velocidad de grupo si suponemos que la ruta sigue un gran círculo entre el foco y el observatorio, la cual es también característica de la estructura postulada. Si el foco está suficientemente cerca del observatorio podemos suponer que la estructura por determinarse es homogénea. Tal procedimiento se ha señalado por muchos autores, por ejemplo, Tryggvason (1962) para determinar la estructura del norte del Atlántico cerca de Islandia. En la Fig. 15 se muestran las curvas de velocidad de grupo para los temblores de Diciembre 17 de 1964 y Diciembre 9 de 1964, viéndose que tales resultados preliminares indican que el promedio estructural bajo la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre del Sur es similar a una estructura alpina, a lo menos en las profundidades muestreadas para el intervalo de período que se ilustra.

ESPECTROS DE AMPLITUD DIFERENCIAL

La técnica final que puede aplicarse a la determinación de propiedades estructurales es un nuevo procedimiento para el cual todavía no se obtiene un número grande de ejemplos. Si la corteza oceánica es más delgada que las cortezas adyacentes bajo tierra, entonces las ondas superficiales que se originan por temblores de masas terrestres contiguas se filtrarán por lo que es esencialmente un filtro de elimina-

Since it involves a larger number of assumptions, this procedure is not as accurate as the phase velocity method which involves observations of structures lying within the network of observatories.

A second technique which can be applied to the determination of structure is the computation of group velocities for events outside the network. From a knowledge of the focal coordinates of an earthquake, the group delay curve constructed from the slope of the phase vs frequency curve will yield a group velocity curve if we make the assumption that the path traverses the great circle path between focus and observatory. The group velocity curve is also characteristic of the postulated structure. If the focus is close enough to the observatory then we may make the assumption that the structure we wish to determine is homogeneous. Such a procedure has been given by many authors; for one example see Tryggvason (1962) for a determination of the structure of the North Atlantic near Iceland. The group velocity curves for the earthquakes of December 17, 1964 and December 19, 1964 are shown in Fig. 15. It can be seen that these preliminary results indicate that the mean structure under the Sierra Madre Occidental and Sierra Madre del Sur is similar to an Alpine structure, at least at the depths sampled by the period range shown.

DIFFERENTIAL AMPLITUDE SPECTRA

The final technique that may be applied to the determination of structural properties is a new procedure for which a large number of examples have not yet been obtained. If the oceanic crust is thinner than the adjacent crusts under land, then surface waves originating from earthquakes on the adjacent land masses will be filtered by what is essentially a band-rejection filter. As the surface waves in

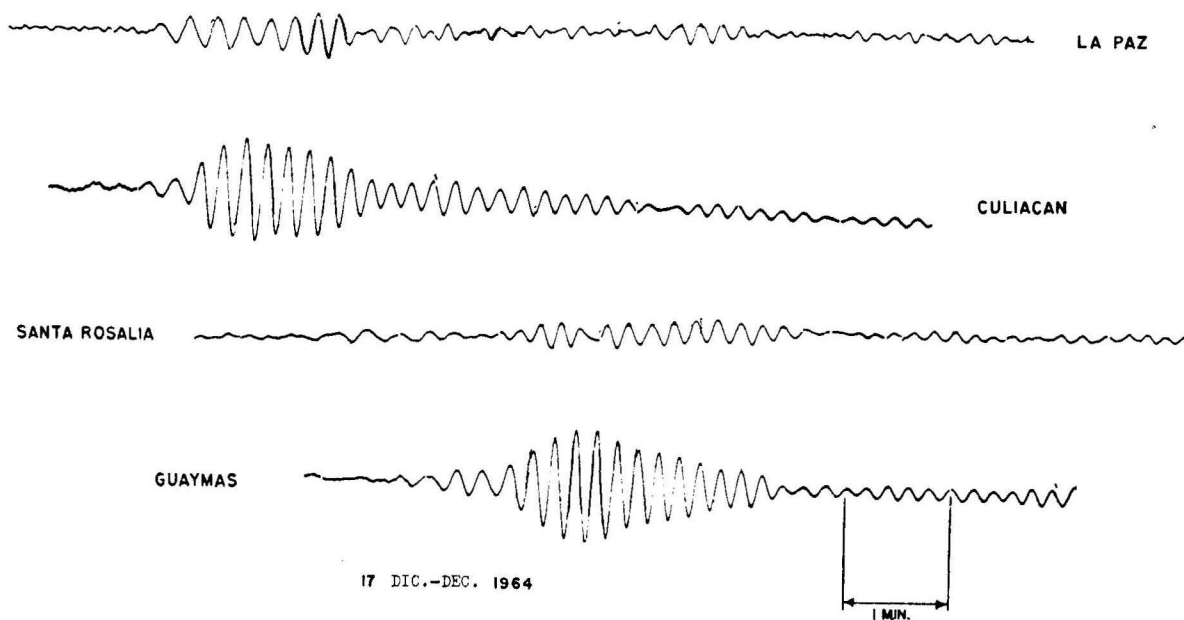


Fig. 14. Seismograms for the earthquake of 17 December 1964.

Fig. 14. Sismogramas para el temblor del 17 de Diciembre de 1964.

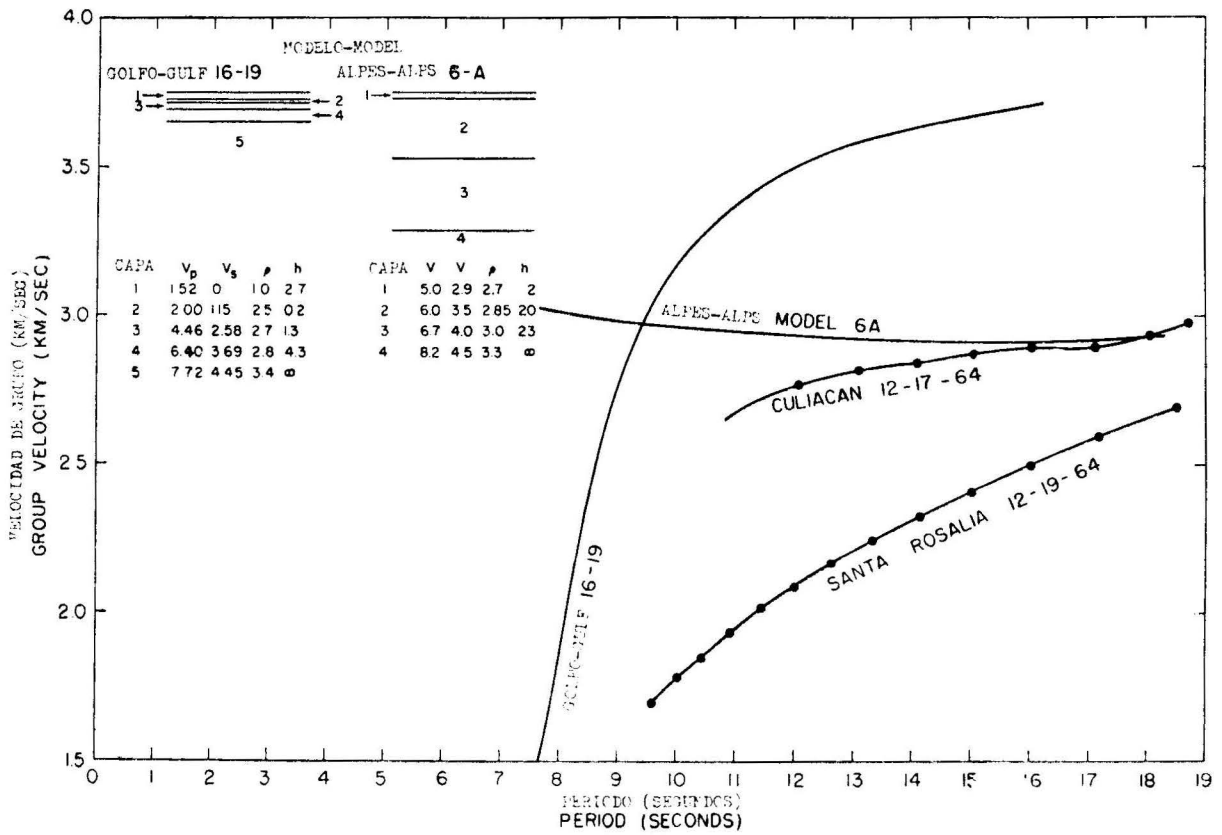


Fig. 15. Curvas de velocidad de grupo para los temblores del 17 y 19 de Diciembre de 1964 y velocidades de grupo teóricas para ambos modelos.

Fig. 15. Group velocity curves for earthquakes of 17 and 19 December 1964 and theoretical group velocities for two models.

ción de banda. Como las ondas superficiales de la banda media tienden a colarse por la estrecha guía de la onda, se reflejan parcialmente y se dispersan. Este problema ha inspirado algunos cálculos teóricos de parte de Mal y Herrera (1965).

Se ha hecho una observación experimental de este tipo con sismógrafos alrededor del extremo occidental del Mar Mediterráneo, mostrándose los registros de las estaciones en Argelia, Cerdeña, Mónaco y España en la Fig. 16 para el temblor del 22 de Junio de 1961 localizado en el límite greco-albanés. La ruta desde el foco hasta todas las estaciones, menos España, esencialmente tiene estructura continental, pero esa estación se sitúa en el lado opuesto del Mar Mediterráneo y de la estación en Cerdeña con relación al foco. Los espectros de amplitud de tales eventos se muestran en la Fig. 17, pudiendo verse que todas las estaciones tienen un espectro común para períodos largos y que con excepción de la estación en España, la banda entre 10 y 20 segundos tiene un espectro común. Existe una reducción en amplitud de esa banda en la estación de España que atribuimos a la operación de eliminación de bandas de las ondas superficiales incidentes desde el este sobre la delgada corteza submarina al oeste de Cerdeña. Las frecuencias cortadas por el filtro de eliminación de bandas y la profundidad de la

the middle band attempt to squeeze through the constriction in the wave guide they are partially reflected and scattered. This problem has inspired some theoretical calculations on the part of Mal and Herrera (1965).

An experimental observation of this type has been made with seismographs surrounding the western lobe of the Mediterranean Sea. For the earthquake of 22 June 1961 located on the Greek-Albanian border, the recording at the Sardinian, Monegasque, Spanish, and Algerian stations are as shown in Fig. 16. The path from the focus to all but the Spanish station is essentially over a continental structure. The Spanish station lies on the opposite side of the Mediterranean Sea from the focus and from the Sardinian station. The amplitude spectra for these events are shown in Fig. 17. It can be seen that all the stations have a common spectrum at the long-periods and all but the Spanish station have a common spectrum in the band between 10 and 20 secs. The Spanish recording has a reduction in amplitude in this band which we attribute to the operation of band rejection upon the surface waves incident from the east upon the thinner crust under the sea to the west of Sardinia. The cutoff frequencies for the band rejection filter and the depth of the trough in the band rejection region should be charac-

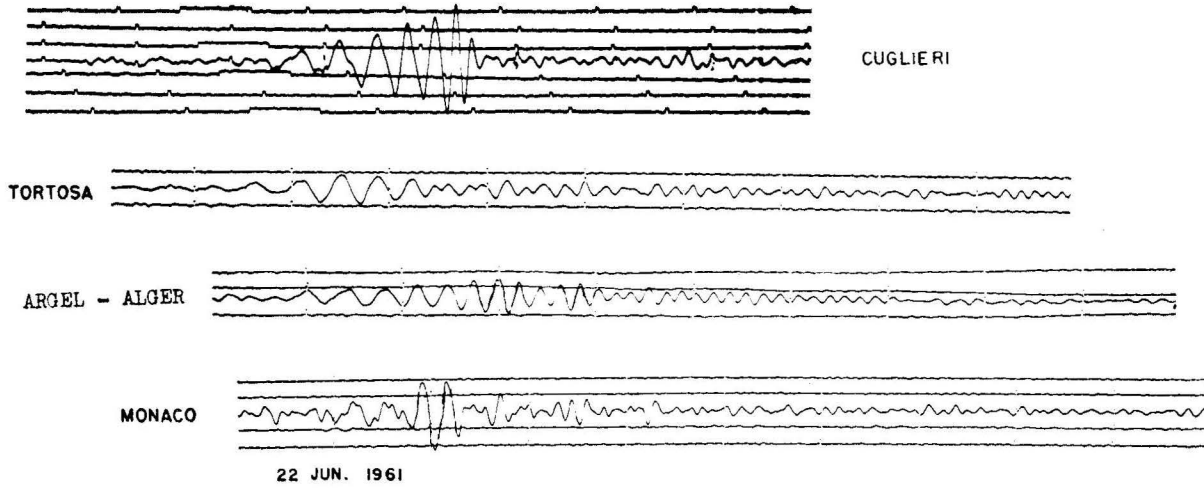


Fig. 16. Sismogramas para el temblor del 22 de Junio de 1961.

Fig. 16. Seismograms for the earthquake of 22 June 1961.

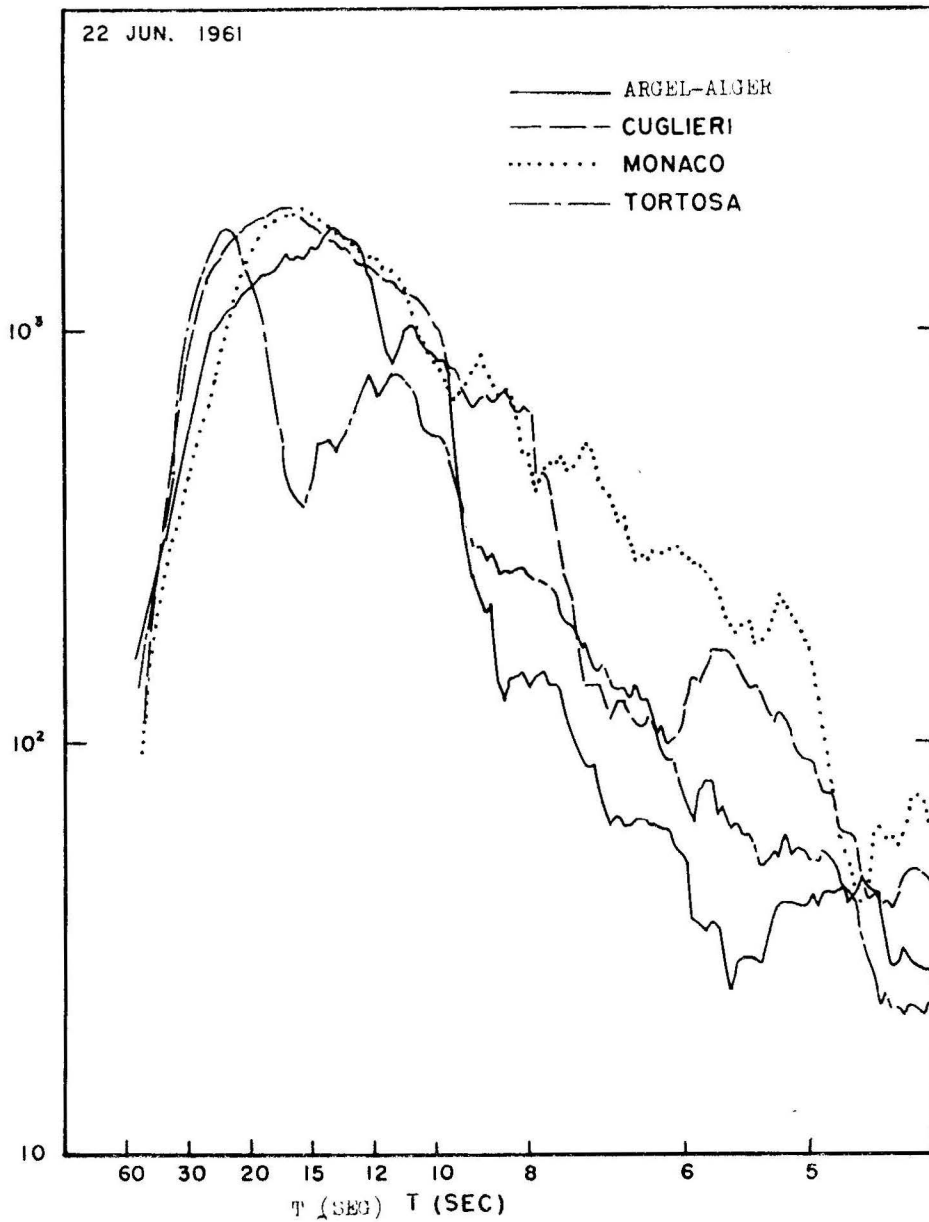


Fig. 17. Espectros de amplitud para el temblor del 22 de Junio de 1961.

Fig. 17. Amplitude spectra for the earthquake of 22 June 1961.

fosa en la región en que se lleva a cabo podrían caracterizar el espesor relativo de la corteza de las regiones oceánica y continental así como las propiedades diferenciales de la corteza y del manto. Ese procedimiento es útil cuando haya que estudiar una región oceánica de pequeña extensión y por ello, los temblores continentales de la masa terrestre mexicana debieran mostrar espectros de amplitud diferenciales en las estaciones peninsulares y de tierra firme, características de las diferencias en estructura de la corteza del manto entre la masa terrestre y el Golfo de California.

## SUMARIO

En este trabajo intentamos indicar que todavía existe un problema geofísico significativo por resolver en la parte sur del Golfo de California. Por medio de un programa de observaciones sísmicas de períodos largo y corto debe ser posible resolver muchos problemas estructurales asociados con el origen del Golfo y de la Península de Baja California.

## AGRADECIMIENTOS:

Esta investigación es parte de un programa cooperativo que se desarrolla por el Instituto de Geofísica de la Universidad de México y el Instituto de Geofísica y Física Planetaria de la Universidad de California en Los Angeles. También representa una contribución de los Programas del Manto Superior de México y de los Estados Unidos. Por parte de la Universidad de California el estudio sismológico de período corto del programa es apoyado por la National Science Foundation (U.S.), a través del subsidio Núm. NSF GP 2768 en tanto que el estudio sismológico de período largo lo apoya el subsidio Núm. AF-AFOSR. 710-65 de la Air Force Office of Scientific Research, como parte del Proyecto VELA de la Advanced Research Projects Agency (U.S.).

teristic of the relative crustal thicknesses of the oceanic and continental regions as well as of the differential crustal-mantle properties. This procedure is useful when the oceanic region to be studied is small in extent. For this reason continental earthquakes located on the Mexican mainland should show differential amplitude spectra for the peninsular and mainland stations which are characteristics of the differences in crustal and mantle structure between mainland and the Gulf of California.

## SUMMARY

In this paper we have attempted to indicate that a significant geophysical problem remains to be solved with regard to the southern part of the Gulf of California. By means of a program of both short and long-period seismic observations it should be possible to resolve many of the structural problems associated with the origin of the Gulf and of the Peninsula of Baja California.

## ACKNOWLEDGEMENT:

This research is part of a cooperative program carried out jointly between the Institute of Geophysics, University of Mexico and the Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, Los Angeles. It also represents a contribution to the Upper Mantle Projects of both Mexico and the United States. On the part of the University of California the short period seismology portion of the program is supported by grant No. NSF GP 2768 of the National Science Foundation (U.S.); the long period seismology portion is supported by grant No. AF-AFOSR-710-65 of the Air Force Office of Scientific Research as part of the Advanced Research Projects Agency project VELA (U.S.).

## BIBLIOGRAFIA

- ALLISON, E. C. 1964. Geology of Arcs bordering the Gulf of California. Marine Geology of the Gulf of California, *American Assoc. Petrol. Geol., Memoir* 3, pp. 3-29, il.
- BEHLER, S., R. L. KOVACH & C. R. ALLEN. 1961. Geophysical Framework of Northern End of Gulf of California Structural Province. *Ibid.*, pp. 126-143, il.
- BRUNE, J. N., J. E. NAFE & J. E. OLIVER. 1960. A Simplification for the Analysis and Synthesis of Dispersed Wave Trains. *Jour. Geophys. Res.* 65:287-304, il.
- CROWELL, J. C. 1962. Displacement along the San Andreas Fault, California. *Geol. Soc. America, Spec. Paper* 71.
- EWING, M. & F. PRESS. 1959. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, Part III: the United States. *Bull. Geol. Soc. America*, 70:229-244, il.
- HAMILTON, W. 1961. Origin of the Gulf of California. *Ibid.*, 72:1307-1372, il.
- HARRISON, J. C. & S. P. MATHUR. 1961. Gravity Anomalies in Gulf of California. Marine Geology of the Gulf of California, *American Assoc. Petrol. Geol., Memoir* 3, pp. 76-89, il.
- KNOPOFF, L., S. MUELLER & W. J. PILANT. s.f.-n.d. Crustal and Upper Mantle Structure of the Alps from Rayleigh Wave Phase Velocities (en prensa-in press).

## BIBLIOGRAPHY



- MAL, A. K. & I. HERRERA. 1965. Scattering of Love Waves by Constriction in the Crust. *Jour. Geophys. Res.*
- PHILLIPS, R. P. 1964. Seismic Refraction Studies in the Gulf of California. Marine Geology of the Gulf of California. *American Assoc. Petrol. Geol., Memoir 3.* pp. 90-121, il.
- PILANT, W. J. & L. KNOPOFF. 1964. Observations of Multiple Seismic Events. *Bull. Seismol. Soc. America*, 54:19-39, il.
- POMEROY, P. W. & G. R. BUTTON. 1960. The Use of Galvanometers as Band-Rejection Filters in Electromagnetic Seismographs. *Ibid.*, 50:135-151 il.
- PRESS, F. 1956. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves. Part I: Southern California. *Bull. Geol. Soc. America*, 67:1647-1658. il.
- 1957. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves. Part II: San Francisco Bay Region. *Bull. Seismol. Soc. America*, 47:87-88.
- RUSNAK, G. A., R. L. FISHER & F. P. SHEPARD. 1964. Bathymetry and Faults of Gulf of California. Marine Geology of the Gulf of California, *American Assoc. Petrol. Geol., Memoir 3.* pp. 59-75. il.
- STAUDER, W. 1962. The Focal Mechanism of Earthquakes. *Advances in Geophysics*, 9:1-76, il.
- TRYGGVASON, E. 1962. Crustal Structure of the Iceland Region from Dispersion of Surface Waves. *Bull. Seismol. Soc. America*, 52:359-388. il.
- VON HERZEN, R. P. 1963. Geothermal Heat Flow in the Gulf of California and Aden. *Science*, 140:1207-1208.