

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

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

GRUPO V-SISMOLOGÍA
GROUP V-SEISMOLOGY

*INFLUENCIA DE UNA CORTEZA BUZANTE
SOBRE EL ESPECTRO DE ONDAS SISMICAS "P"*

LUIS M. FERNÁNDEZ, S. J., * GUILLERMO DA SILVA *
y JOSÉ CAREAGA *

Reconocimientos y observaciones recientes en distintas partes del mundo indican que la discontinuidad de Mohorovicic se desvía fuertemente de la condición de horizontalidad. Se conoce desde hace mucho tiempo que el espesor de la corteza es distinto bajo los continentes que bajo los océanos. Esto implica alguna inclinación de la discontinuidad a lo largo del límite océano-continente. El mismo cambio de grosor parece estar presente debajo de las cadenas montañosas. Aún debajo del interior de los continentes en donde no hay montañas presentes, como bajo el Lago Superior en los EE.UU. (Smith *et al.*, 1966) o bajo la parte Sur de Francia (Mecheler y Rocard, 1966) se han reportado cambios bruscos de la interfase corteza-manto.

La configuración de la corteza y el cambio en su espesor son importantes porque controlan las mayores características geomorfológicas de la superficie terrestre. Las fuerzas en la profundidad conformando los continentes y los océanos, se reflejan en el relieve de la discontinuidad. Teorías que tratan del origen de la distribución actual de rasgos superficiales, como deriva continental corrientes de convección, dispersión del fondo marino, etc., se basan en gran parte en diferencias de la corteza observadas en distintas partes del globo. Desde el punto de vista de depósitos minerales y petrolíferos, tanto la formación de geosinclinales y grandes cuencas sedimentarias, como la formación de grandes plegamientos terrestres se relacionan con los cambios de grosor de la corteza. Este es un proceso dinámico que como indica Belousov (1961) continua a medida que crece o decrece el espesor de la corteza.

Para la Sismología moderna, la recepción de señales tele-sísmica está controlada en gran parte por el relieve de la discontinuidad de Mohorovicic. A causa del espesor de la corteza no sólo se afectan los tiempos de llegada debido a la distinta velocidad de las ondas sísmicas en los dos medios, sino principalmente la amplitud de las ondas sísmicas, debido en gran parte a efectos de foco y a llegadas múltiples que puede reforzar o atenuar las amplitudes sísmicas.

* Observatorio San Calixto, La Paz, Bolivia

*INFLUENCE OF A DIPPING CRUST ON THE
SPECTRUM OF "P" SEISMIC WAVES*

LUIS M. FERNÁNDEZ, S. J., * GUILLERMO DA SILVA *
AND JOSÉ CAREAGA *

Recent observations and surveys in different parts of the world indicate that the Mohorovicic discontinuity deviates strongly from the condition of horizontality. It has been known for a long time that the thickness of the crust is different below the continents than the oceans. This implicates some sloping of the discontinuity along the contact ocean-continent. The same change of the thickness seems to be present below the chains of mountains. Even below the interior of the continents where mountains are not present, like below the Lake Superior in the U.S.A. (Smith *et al.*, 1966), or below the Southern part of France (Mecheler and Rocard, 1966), sharp changes of the mantle-crust interface have been reported.

The configuration of the crust and its changes of thickness are important because they control the great geomorphological features of the surface of the earth. The forces at depth conforming the continents and the oceans, are reflected in the relief of the discontinuity. Theories dealing with the formation of the present distribution of surface features, like continental drift, convection currents sea floor spreading etc., are based in great part on differences of the crust observed at different parts of the globe. From the point of view of mineral and oil deposits, the formation of geosynclines and large sedimentary basins as well as the formation of the great foldings of the earth are related to the changes of the thickness of the crust. This is a dynamic process which as indicated by Belousov (1961) continues as the thickness of the crust increases or decreases.

For modern seismology, the reception of teleseismic signals, is controlled by the relief of the Moho discontinuity in great part. Not only arrival times are affected by the thickness of the crust, due to the different velocity of the seismic waves in both media, but mainly the amplitude of the seismic waves is greatly affected by the shape of the crust, due largely to focusing effects and multiple arrivals which may reinforce or attenuate the seismic am-

* Observatorio San Calixto, La Paz, Bolivia

Las irregularidades en esta discontinuidad —de gran contraste de velocidades— podrían explicar en gran parte por que se observa el mismo evento de grandes diferencias de amplitud en estaciones situadas a la misma distancia epicentral y azimutal (Fernández, 1965) y también cómo la misma estación registra con distinta amplitud, eventos, que de otra forma tendrían una misma distancia epicentral y magnitud. Un mecanismo de radiación focal alrededor de la fuente no es suficiente para explicar todas las irregularidades.

El análisis y procesamiento de datos sísmicos obtenidos por dispositivos de múltiples elementos, como LASA en Montana EE.UU., se basa en la coherencia de la señal que llega a los distintos elementos del sistema. Fallas de esta coherencia debidas a cambios e inclinaciones de la corteza reducen en gran parte las grandes relaciones teóricas de la señal-a-ruido que podrían obtenerse por medio de estos dispositivos.

Nuestro propósito es evaluar la influencia de distintos ángulos de inclinación de la corteza sobre la forma y configuración de las primeras ondas sísmicas "P". Puesto que el efecto de un medio estratificado sobre ondas sísmicas se presenta muchas veces más convenientemente en el dominio de la frecuencia por medio de funciones de transferencia correspondientes a distintos modelos corticales; se intenta presentar aquí de esta manera, los efectos de una corteza buzante.

Las funciones de transferencia para medios multi estratificados en disposición horizontal han sido calculados por numerosos autores y por distintos métodos (Fernández, 1967). El método más efectivo es el obtenido por Haskell (1953, 1962). El método tiene algunas limitaciones puesto que postula horizontalidad de las capas y además fallas a grandes frecuencias a causa de errores numéricos como indica Dunkin (1965).

Para evitar estas dos limitaciones, cuando menos para modelos simples, hay una forma alterna de calcular la función de transferencia. Este método lo indica Fernández (1967) y consiste en el cálculo del pulso teórico del sismograma correspondiente a las numerosas reverberaciones del pulso sísmico dentro de la corteza y su transformación correspondiente al dominio de la frecuencia.

Este cálculo no se restringe al caso de capas horizontales y es función solamente del modelo de corteza seleccionado y del ángulo de incidencia del rayo de entrada. En la práctica la introducción de varias capas, aumenta en proporción geométrica el número de reverberaciones consideradas y esto complica tremendamente los cálculos. Por ésto en esta investigación los únicos modelos que se consideran son los de una sola capa buzante que corresponden a la mayor discontinuidad encontrada en el sistema corteza-manto.

Para calcular el pulso teórico del sismograma correspondiente a una función delta que llegue a la interfase, es necesario calcular las amplitudes de las distintas reverberaciones en términos de los coeficientes de transmisión en la interfase y en la superficie libre, y también los tiempos de llegada de cada una de las reverberaciones en relación con la

plitudes. Irregularities of this discontinuity of great velocity contrast may explain in great part how the same event is observed with such great differences of amplitude at stations located at the same epicentral distance and azimuth, (Fernández, 1963), and also how the same station is able to see with different amplitude, events, otherwise of the same magnitude and epicentral distance. A focal mechanism radiation around the source, is not sufficient to explain all the irregularities.

The processing and analysis of seismic data obtained by multielement arrays, like LASA in Montana, USA, are based on the coherence of the signal arriving to the different elements of the system. Failure of this coherence due to sloping and changes of the crust reduces in great amount the large theoretical signal-to-noise ratios that could be obtained by means of these arrays.

It is our purpose to evaluate the influence of different angles of crustal dip on the shape and from of the first "P" seismic waves. Since the effect of layered media on seismic waves is many times more conveniently presented in the frequency domain by means of the corresponding transfer functions to different crustal models, it is intended to present also this way, the effects of a dipping crust.

Transfer functions for multilayered media of horizontal dispositions, have been evaluated by numerous authors and by different methods (Fernández, 1967). The most efficient method is the one derived by Haskell (1953, 1962). The method has some limitations, since it postulates horizontality of the layers and besides it fails for high frequencies because of numerical errors as indicated by Dunkin (1965).

In order to avoid these two limitations, at least for simple models, there is an alternative way to evaluate the transfer functions. This method is indicated by Fernández (1967) and consists in the evaluation of the theoretical pulse seismogram corresponding to the numerous reverberations of a seismic pulse within the crust and the corresponding transformation to the frequency domain.

This evaluation is not restricted to the case of horizontal layers and it is a function only of the crustal model selected and of the angle of incidence of the incoming ray. In practice, the introduction of several layers, increases in geometrical proportion the number of reverberations to be considered and this complicates tremendously the evaluations. This is the reason why in this investigation the only models considered are models of one dipping layer, corresponding to the largest discontinuity encountered in the system mantle crust.

In order to evaluate the theoretical pulse seismogram, corresponding to a delta function arriving to the interface, it is necessary to calculate the amplitudes of the different reverberations in terms of the transmission coefficients at the interface and at the free surface, and also the arrival times of each of the reverberations in relation to the first

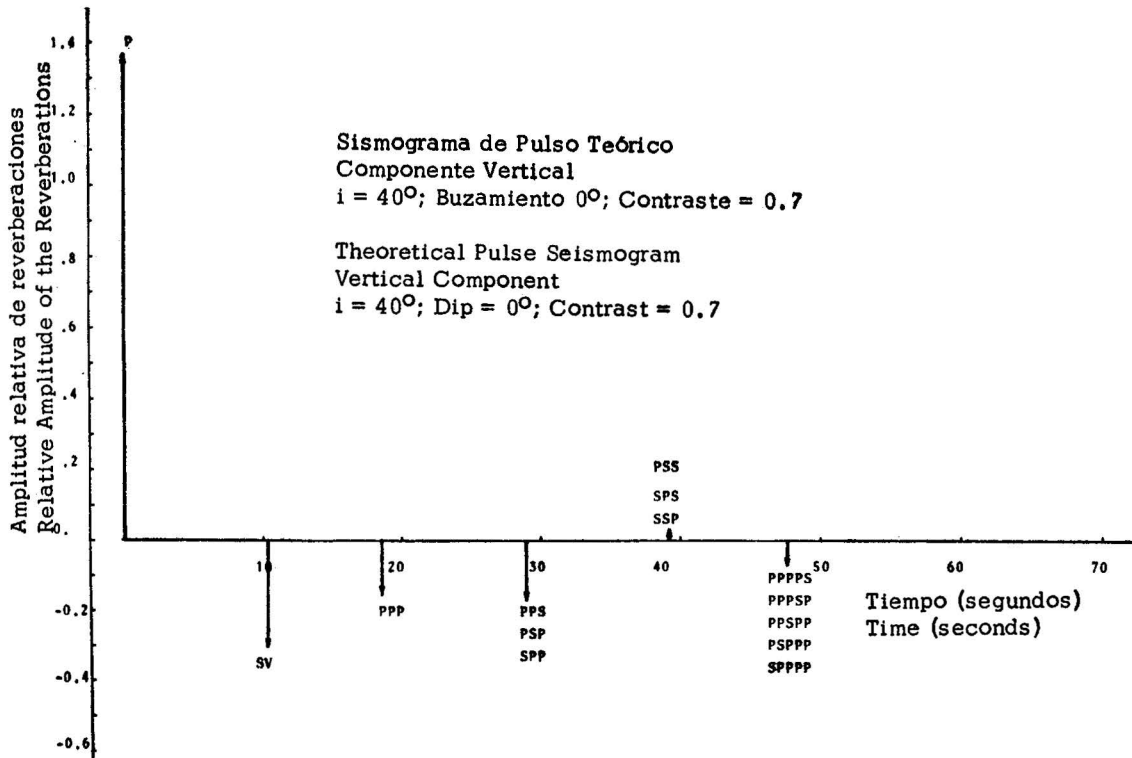


Fig. 1. Pulso vertical teórico del sismograma para corteza de 70 Km y ángulo de inclinación de 0°. El contraste de velocidad de la interfase es de 0.7 y la velocidad "P" en el manto es de 3.2 Km/seg. El ángulo de incidencia en la corteza es de 40°.

Theoretical vertical pulse seismogram for a crust of 70 Km and angle of dip of 0°. The velocity contrast of the interphases of 0.7 and the "P" velocity in the mantle is of 3.2 Km/sec. The angle of incidence in the crust is of 40°.

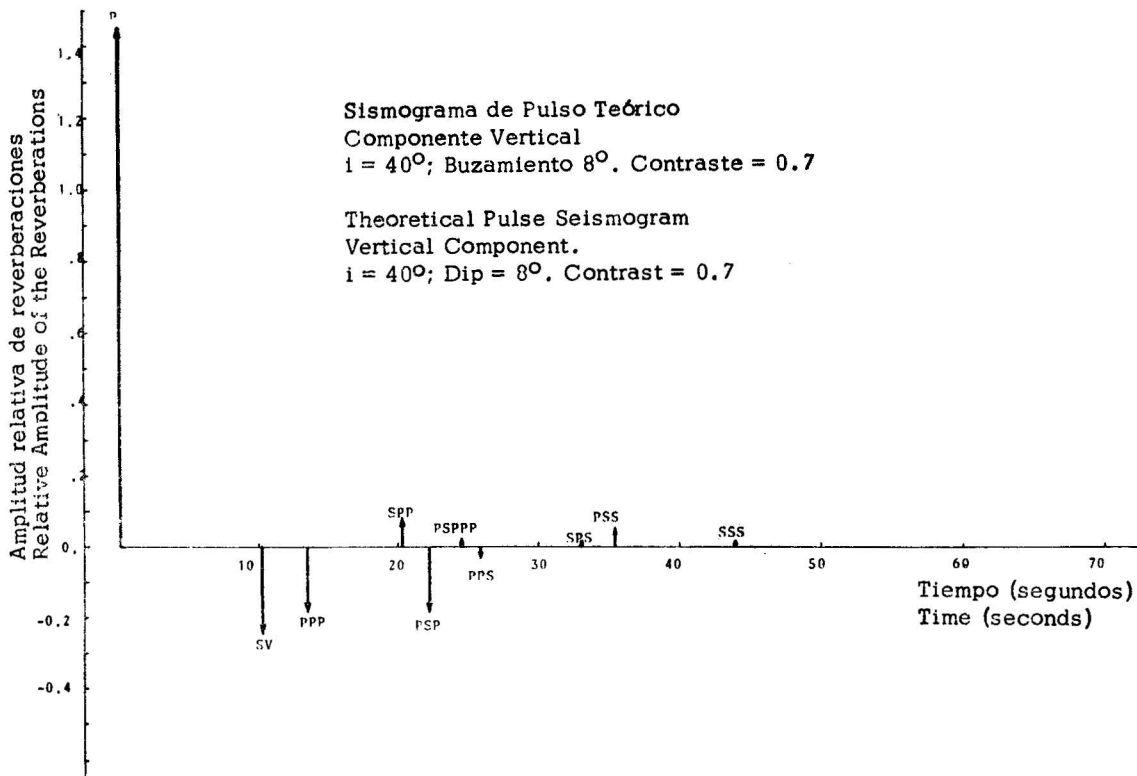


Fig. 2. Pulso vertical teórico del sismograma para el mismo modelo de corteza de la Fig. 1. pero con inclinación de 4°. No se indican reverberaciones muy pequeñas.

Theoretical vertical pulse seismogram for the some crustal model of Fig. 1, but with a crustal dip of 4°. Very small reverberations are not indicated.

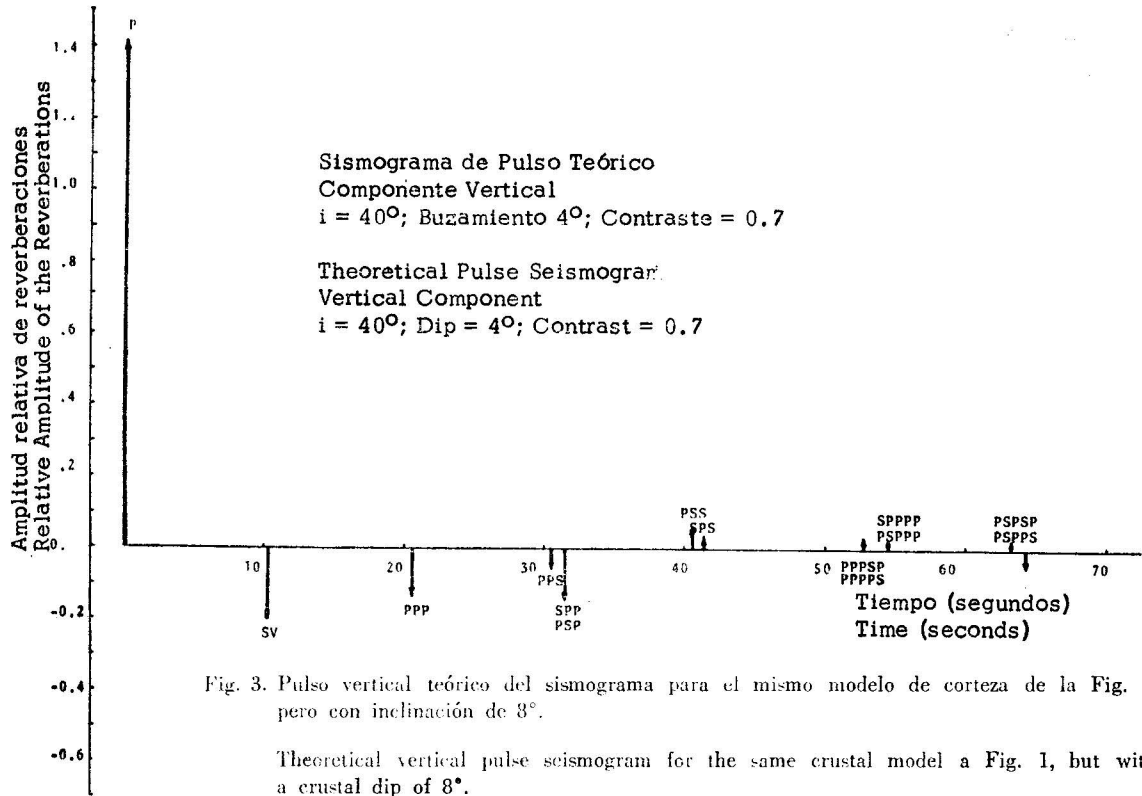


Fig. 3. Pulso vertical teórico del sismograma para el mismo modelo de corteza de la Fig. 1, pero con inclinación de 8° .

Theoretical vertical pulse seismogram for the same crustal model a Fig. 1, but with a crustal dip of 8° .

Funciones de transferencia para modelos de corteza buzante

Transfer functions for dipping crustal models

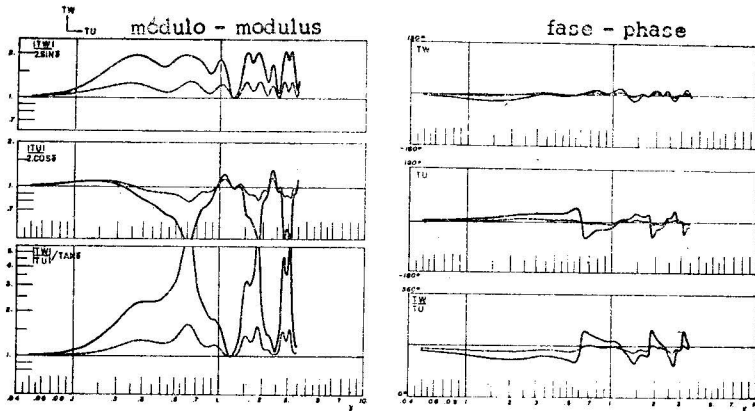


Fig. 4. Función de transferencia correspondiente al modelo de la Fig. 1. La línea sólida corresponde a una velocidad de contraste de 0.7. La línea discontinua a un contraste de 0.9.

Transfer function corresponding to model of Fig. 1. Solid line correspond to a velocity contrast of 0.7. Broken line to a contrast of 0.9.

Funciones de transferencia para modelos de corteza buzante

Transfer functions for dipping crustal models

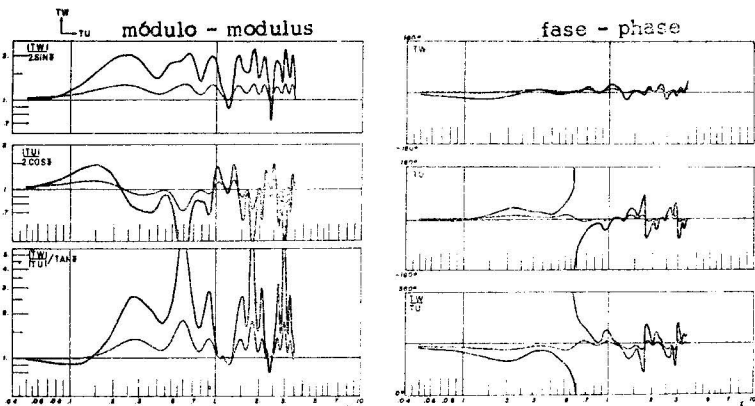
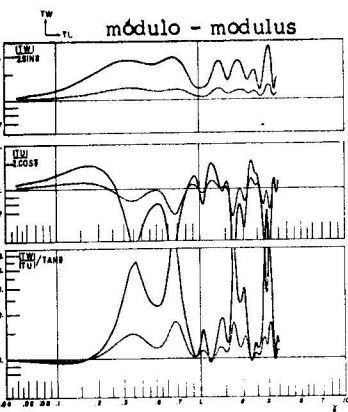


Fig. 5. Funciones de transferencia correspondientes al modelo de la Fig. 2.

Transfer functions corresponding to model of Fig. 2.

Funciones de transferencia para modelos de corteza buzante



Transfer functions for dipping crustal models

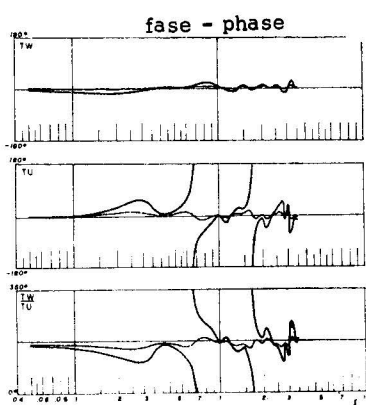
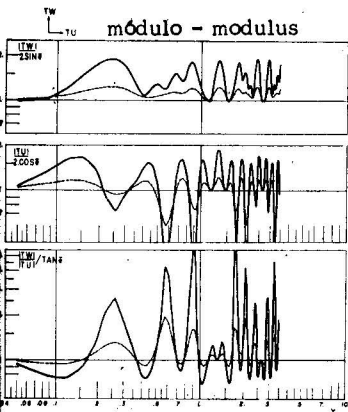


Fig. 6. Funciones de transferencia correspondientes al modelo de la Fig. 3.

Transfer functions corresponding to model of Fig. 3.

Funciones de transferencia para modelos de corteza buzante



Transfer functions for dipping crustal models

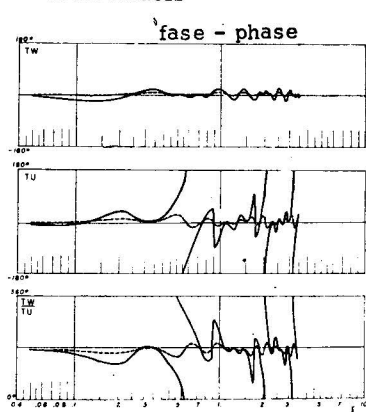
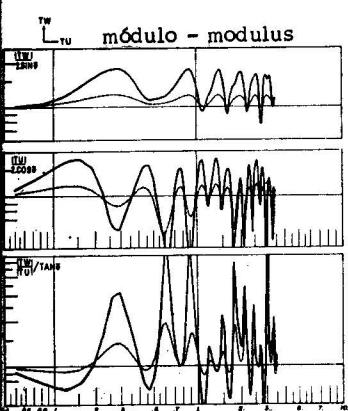


Fig. 7. Funciones de transferencia correspondientes al modelo de la Fig. 1, pero para ángulo de incidencia de 20°.

Transfer functions corresponding to model of Fig. 1, but for an angle of incidence of 20°.

Funciones de transferencia para modelos de corteza buzante



Transfer functions for dipping crustal models

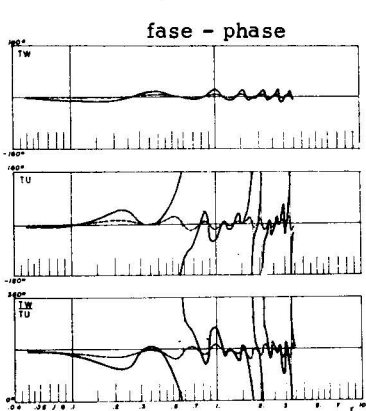
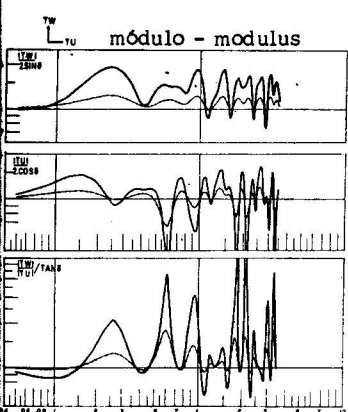


Fig. 8. Funciones de transferencia correspondientes al modelo de la Fig. 2, pero con ángulo de incidencia de 20°.

Transfer functions corresponding to modelo of Fig, 2, but for an angle of incidence of 20°.

Funciones de transferencia para modelos de corteza buzante



Transfer functions for dipping crustal models

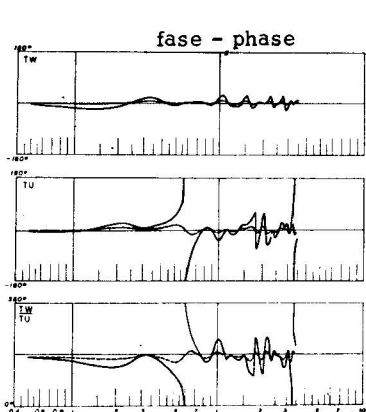


Fig. 9. Funciones de transferencia correspondientes al modelo de la Fig. 1, pero con ángulo de inclinación de 4° y ángulo de incidencia de 20°.

Transfer functions corresponding to model of Fig. 1, but with an angle of dip of 4°, and an angle of incidences of 20°.

primera llegada de la onda "P". Esto se ha efectuado resolviendo las ecuaciones de Zoeppritz y por medio de proyecciones iterativas de las trayectorias de los rayos. De esta manera se obtienen los pulsos teóricos del sismograma como las Figs. 1-3 no se consideran valores imaginarios de la ley de Snell. Las únicas posibilidades de cambio de fase en estas circunstancias son 0° y 180° , como se indican en los sismogramas por medio de amplitudes positivas y negativas. Es evidente que con el tiempo la amplitud decrece rápidamente y por lo tanto sólo se consideran 42 reverberaciones, que corresponden a ondas que no se reflejan dentro de la corteza más de cuatro veces. El sismograma para una corteza horizontal de 0° de inclinación, muestra menos reflejos puesto que varias de las combinaciones PSP y SPP llegan al mismo tiempo, por lo tanto la amplitud resultante, en este caso, es la suma vectorial de las amplitudes individuales. Esta simplificación se refleja también en la forma de las funciones de transferencia correspondientes, Figuras 4-6, puesto que son resultados de la superposición de tantas componentes sinusoidales como reverberaciones se consideren. Estas funciones se dan en términos de $\gamma = h_1 \cdot f / \alpha_1$.

Además de las complicaciones introducidas por la inclinación de la corteza es evidente, por las funciones de transferencia, que ángulos pequeños de inclinación, distorsionan seriamente la forma de las curvas, desplazando las crestas y produciendo cambios en la forma general. Este cambio es gradual y es posible predecir e interpolar cambios introducidos por ángulos intermedios.

En las muestras presentadas los ángulos positivos de inclinación corresponden a inclinaciones en la misma dirección del rayo incidente "P", y ángulos negativos a inclinaciones en dirección contraria.

Como señala Phinney (1964), la relación de la componente vertical a la componente horizontal de la función de transferencia es independiente del contenido de frecuencias de la fuente y por lo tanto sólo depende del modelo de corteza considerado. De manera que esta relación se incluye como la más representativa de la estructura.

Como otro ejemplo de la influencia de la inclinación en las funciones de transferencia las figuras 6-8 muestran los modelos de corteza excitados por un rayo con ángulo de incidencia de 20° , para tres inclinaciones, 0, 4 y 8 distintas de la corteza.

Un estudio detallado de los cambios es muy difícil de expresarlo en leyes generales, puesto que las curvas obedecen solamente al resultado de la superposición de las tantas componentes sinusoidales dadas por las diferentes reverberaciones. Además de las reglas generales que gobiernan el comportamiento de curvas de las funciones de transferencia, la influencia de pendientes introducen las características siguientes que se dan como conclusiones:

1. Cambios pequeños del ángulo de inclinación de la corteza desplazan las crestas y las depresiones de las curvas. Estos desplazamientos son notorios hasta en bajas frecuen-

arrival of the direct "P" wave. This has been done solving the Zoeppritz' equations and by means of iterative projections of the ray's paths. In this way theoretical pulse seismograms like the one of Figs 1-3 have been obtained. Imaginary values of Snell's law are not considered. The only possible changes of phase in these circumstances are 0° and 180° , as indicated in the seismograms by positive and negative amplitudes. It is evident that the amplitude decreases rapidly with time and so only 42 reverberations were considered, corresponding to waves reflected not more than four times within the crust. The seismogram for the horizontal crust, 0° of dip, shows less reverberations, since several of the combinations like the PSP and SPP arrive at the same time, so the resultant amplitude at this time is the vectorial sum of the individual amplitudes. This simplification is reflected also in the appearance of the corresponding transfer functions, fig. 4, since they are the result of the superposition of as many sinusoidal components as reverberations considered. The functions are given in terms of $\gamma = h_1 \cdot f / \alpha_1$.

Apart from the complication introduced by the sloping of the crust, it is evident from the transfer functions that small angles of dip, distort seriously the shape of the curves, with displacements of the peaks and change of the general appearance. This change is gradual and it is possible to predict and interpolate the changes introduced by intermediate angles.

In the samples presented the positive angles of dip correspond to dips in the same direction of the incident "P" ray, and negative angles to dips in the opposite direction.

As indicated by Phinney (1964) the ratio of the vertical to the horizontal component transfer function is independent of the source and as such depends only on the crustal model considered. So this ratio is included as the most representative of the structure.

As another example of the influence of the dip on the transfer functions Figs. 6-8 show the crustal models excited by a ray with an angle of incidence of 20° , and for three different dips of the crust, 0, 4 and 8.

A detail study of the changes is very difficult to be expressed in general laws, since the curves obey only the result of the superposition of the many sinusoidal components contributed by the different reverberations. Besides the general laws governing the behavior of the transfer functions curves, the influence of the slope introduces the following characteristics that are given in the form of conclusions:

1. Small changes of the angle of dip of the crust displace the peaks and troughs of the curves. These displacements are notorious even for low frequencies, indicating that in

cias, indicando que en la práctica, el análisis de registro de período largo será afectado por la pendiente de la corteza.

2. En general la presencia de alguna inclinación en la interfase se refleja en la aparición de más crestas o en ondulaciones de la función de transferencia. Este resultado teórico explica muchos de los pequeños detalles observados en curvas que se obtienen de los sismogramas actualmente, (Fernández y J. Careaga 1968).

3. Aunque el aspecto general de las curvas aparece muy distorsionado por la introducción de pendientes, un análisis más cercano indica que permanecen las características principales.

4. Puesto que la influencia del ángulo de inclinación es característica y peculiar, se espera poder comparar las curvas teóricas con el espectro obtenido de sismogramas para temblores con epicentros en dirección perpendicular al rumbo del buzamiento. De esta manera se puede obtener alguna información de la pendiente de la corteza para distintas áreas en el mundo.

5. Los resultados obtenidos indican solamente el cambio de una onda "P" para rayos que vienen en dirección perpendicular al rumbo de buzamiento. Para rayos que lleguen en otras direcciones, el patrón de reflexiones será mucho más intrincado y cambiará gradualmente con el azimut del rayo de incidencia. Esta influencia podría explicar el comportamiento anómalo de estaciones situadas sobre discontinuidades de Mohorovicic buzantes hacia temblores localizados en distintos azimutes y distancias epicentrales. Este comportamiento discriminatorio se incrementa para registros de período corto como ha sido indicado por numerosos autores y como puede verse en las curvas de las funciones de transferencia.

Agradecimientos. Esta investigación fue auspiciada por la Oficina de Investigación Científica de la Fuerza Aérea, subsidio AF-AFOSR 792-65. Los cálculos numéricos se obtuvieron con la IBM 1130 de la DTM, Institución Carnegie de Washington y el Centro de Cálculo de UMSA, La Paz, Bolivia.

practice, the analysis of the long period records will be also affected by the sloping of the crust.

2. In general the presence of some dipping of the interface is reflected on the appearance of some extra secondary peaks or undulations of the transfer functions. This theoretical result may explain many of the small details observed in the curves actually obtained from the seismograms (Fernández and J. Careaga, 1968).

3. Though the general aspect of the curves seems to be very much distorted by the introduction of the dips, a closer analysis indicates that the main features remain.

4. Since the influence of the angle of dip is characteristic and peculiar it is expected to be able to compare the theoretical curves with the spectra of seismograms obtained for earthquakes with epicenters in a direction perpendicular to the strike of the slope. In this way some estimation of dip the crust may be obtained for different areas of the world.

5. The results obtained indicate only the change of the "P" wave for rays coming in a direction perpendicular to the strike of the slope. For rays coming in other directions, the pattern of reverberations will be even more intricate and gradually changing with the azimuth of the coming ray. This influence would explain continuities to earthquakes located at different azimuths, and epicentral distances. This discriminatory behavior increases for the short period records as has been indicated by numerous authors and as may be seen from the transfer function curves.

Acknowledgements. This research was supported by the Air Force Office of Scientific Research, Grant AF-AFOSR 792-65. Numerical computations were obtained with the IBM 1130 of the DTM, Carnegie Institution of Washington, and the Center of Calculus of UMSA, La Paz, Bolivia.

BIBLIOGRAFIA

- BELOUSOV, V. V. 1961. The Origin of Folding in the Earth's Crust. *Jour. Geophys. Res.* 66:2241-2254.
- DUNKIN, J. W. 1965. Computation of Modal Solutions in Layered Elastic Media at High Frequencies. *Bull. Seismol. Soc. America.* 55:335-358.
- FERNÁNDEZ, L. M. 1963. Variations in Amplitude of Short Period P Waves. Technical Repts. The Geotechnical Corp. No. 63:106.
1967. Master Curves for the response of Layered Media to Compressional Seismic Waves. *Bull. Seismol. Soc. America.* 57:515-543.
- FERNÁNDEZ, L. M. & J. CAREAGA. 1968. The Thickness of the Crust in Central United States and La Paz, Bolivia, from the Spectrum of Longitudinal Seismic Waves. *Bull. Seismol. Soc. America.* 58:711-741.

BIBLIOGRAPHY

- HASKELL, N. A. 1953. The Dispersion of Surface Waves in a Multilayered Media. *Bull. Seismol. Soc. America.* 43:17-34.
- 1962. Crustal Reflections of Plane P and SV Waves. *Jour Geophys. Res.* 67:4751-4767.
- MECHLER, P. & ROCARD. 1966. Relief de la Couche Mohorovicic sous la Provence. *C. R. Acad. Sci., Paris.* t. 262:241-244.
- PHINNEY, R. A. 1964. Structure of the Earth's Crust from Spectral Behavior of Long Period Body Waves. *Jour. Geophys.* 69:2997-3017.
- SMITH, T. J., J. S. STEINHART, & L. T. ALDRICH. 1966. Lake Superior Crustal Structure. *Jour. Geophys. Res.* 71:1141-1172.