

**UN MODELO SISMICO PRELIMINAR LATERALMENTE  
HETEROGENEO DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO  
BAJA CALIFORNIA NORTE**

**J. A. MADRID\***

**C. TRASLOSHEROS\***

*(Recibido: 19 de julio, 1982)*

*(Aceptado: 14 de abril, 1983)*

**RESUMEN**

Para realizar un estudio de la estructura de velocidad de propagación de ondas P, se usaron alrededor de 125 eventos, registrados en el área Cerro Prieto, de 1977 a 1980, por la red telemétrica del CICESE. Los eventos fueron seleccionados con base en su posición con respecto a tres estaciones de la red que se encuentran prácticamente en línea y usados para construir curvas de tiempo de recorrido para diferentes secciones en el perfil. La estructura en ese perfil se supone representativa de la región donde se encuentra la zona geotérmica de producción.

El análisis tiene el doble propósito de encontrar una estructura preliminar que sirva de base para posteriores investigaciones y a la vez, probar la efectividad de un método simple de trazado de rayos en medios bidimensionales heterogéneos. Puesto que los eventos sísmicos usados son naturales, nuestros resultados dependen en gran parte de la exactitud de las localizaciones previas de los eventos. En algunos casos los errores reportados son altos, y en otros el registro de eventos en las estaciones es incompleto o dudoso. Debido a esto, se procedió a hacer una primera aproximación, considerando la tendencia estadística de agrupación que muestran los hipocentros reportados. Se espera, de esta manera, poder iniciar un ciclo iterativo de relocalización de eventos y reparametrización del modelo tan pronto se disponga de nuevos y mejores instrumentos en la red o se localicen nuevos eventos.

\* *División Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C., Ensenada, B.C.N., MEXICO.*

Adelantamos aquí nuestra conclusión de que nuevos experimentos con fuentes controladas, usando arreglos sísmicos más extensos, ayudarían a definir con precisión las fronteras entre corteza y sedimento. Estas podrían entonces correlacionarse con estructuras geológicas reales, como la posible conexión entre las parejas de fallas transformes San Jacinto-Elsinore, Imperial-Cerro Prieto, a la vez que identificar fallas asociadas a la conducción de fluidos térmicos y a otros fenómenos de interés geotectónico.

### ABSTRACT

About 125 selected events recorded by the CICESE network at the Cerro Prieto area were used to study the underlying structure in terms of P-wave velocity. The events were chosen according to their position with respect to three nearly aligned stations and used to draw travel time curves for different parts of the profile. It is supposed that the structure under this profile is representative of the region of geothermal production. This analysis establishes a preliminary model of the structure, to be used for more detailed investigations and, at the same time, tests a simple ray tracing method for heterogeneous two-dimensional media. Since seismic events are natural phenomena, the results are highly dependent on the accuracy of previously determined locations. In some cases, the reported errors are great, in others the recordings are dubious or incomplete, so we considered the trend shown by hypocenters to cluster at specific depths. We hope to begin an event-relocation model-reparameterization cycle as soon as new data are available. Here we advance our conclusion that controlled source experiments with broader seismic arrays would help to clearly define boundaries. These in turn could be correlated to real geological structures, demonstrating the possible connection between transform fault systems such as San Jacinto-Elsinore, Imperial-Cerro Prieto. Similarly, faults associated with fluid conduction and other phenomena of geotectonic interest could be identified.

### INTRODUCCION

Algunas evidencias geofísicas han permitido establecer la existencia de centros de dispersión de la corteza a lo largo del Golfo de California. Dichos centros se caracterizan por: zonas geotérmicas, alto flujo de calor, enjambres de temblores y cuencas oceánicas (Lomnitz *et al.*, 1970). Es posible que el proceso de dispersión de la corteza oceánica acompañado en este caso de ruptura de la corteza continental (proceso de formación del Golfo de California y del de Aden), está cobrando actualmente mayor intensidad en la provincia geológica de la corteza del Golfo, que comprende: el Delta del Río Colorado, el Valle de Mexicali, el Valle Imperial y Salton Sea, ya que la sismicidad observada es particularmente alta en esta provincia (figura 1).

La actividad sísmica registrada por la red permanente del CICESE se concentra principalmente en el centro del Valle de Mexicali, en la región del supuesto centro de dispersión ubicado entre el sistema de fallas Imperial-Cerro Prieto.

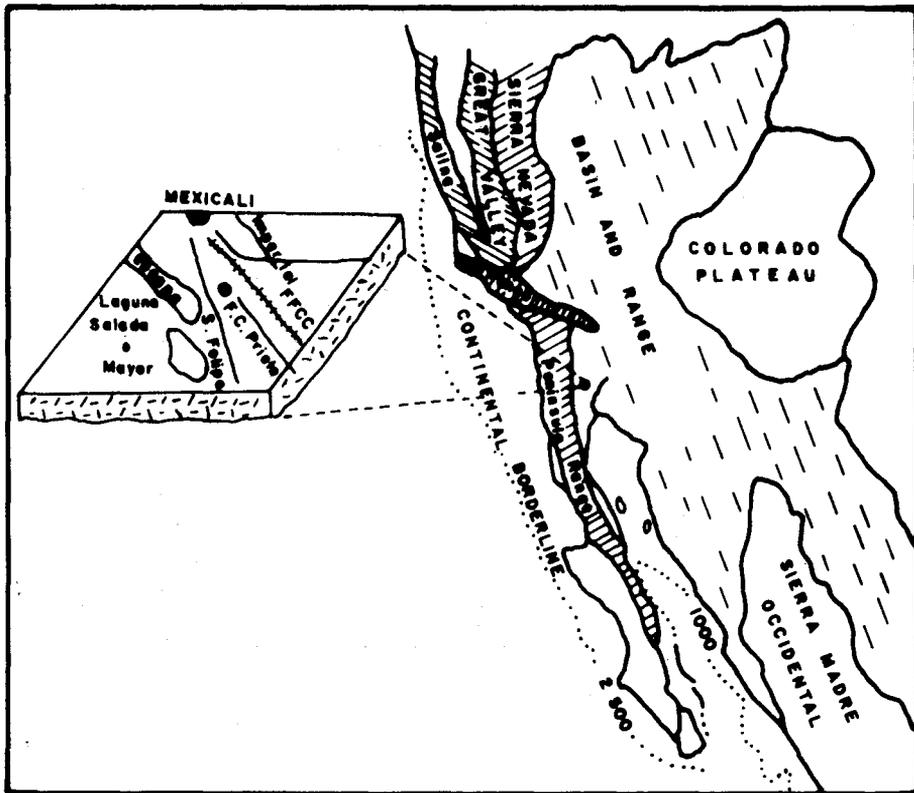


Fig. 1. Provincias geológicas de la costa occidental de México y porción de los Estados Unidos. Localización del campo geotérmico de Cerro Prieto.

Un sistema de fallas normales al de Cerro Prieto ha sido reportado por Puente (1978) y De la Peña *et al.* (1980). Ambos sistemas combinados se han interpretado como un conjunto de fosas (grabens) con prominencias intermedias (horst). Con base en estas consideraciones, en datos de perforaciones de pozos, así como en experimentos de reflexión y refracción sísmica, estos autores han establecido un modelo geológico (figura 2-b).

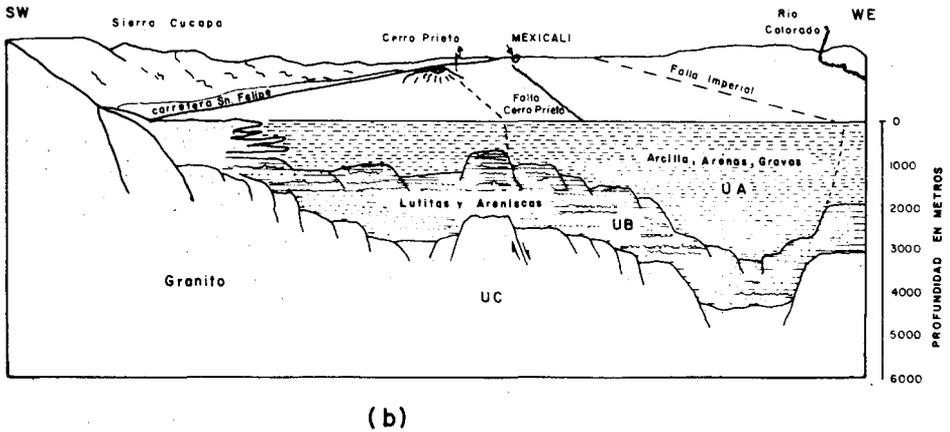
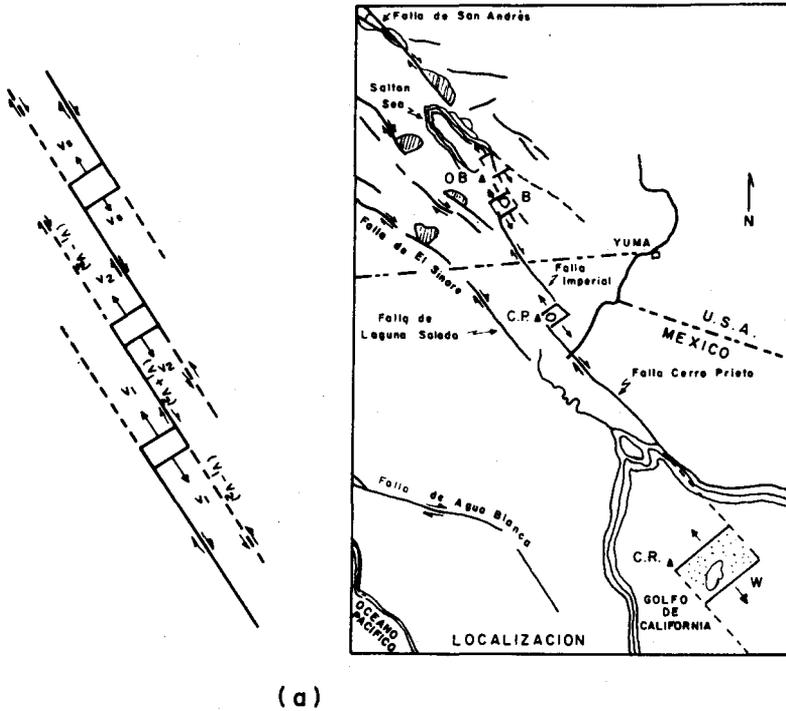


Fig. 2. A) Modelo de fallas transformes y centros de dispersión propuesto por Lomnitz *et al.* (1970) y Elders *et al.* (1972). Su localización en los valles Imperial y Mexicali. B) Modelo geológico del perfil estudiado de acuerdo con Puente (1978).

El Valle de Mexicali está cerrado en la parte oeste por el intrusivo Cucapá, cuyos sedimentos de aluvión cuaternario se depositaron junto con sedimentos deltaicos del Río Colorado. El volcán de Cerro Prieto, dada su composición riódacítica, es diferente del material volcánico encontrado en el macizo continental, y se asocia a la zona de dispersión.

### ARREGLO SISMICO

Una red permanente de sismógrafos fue instalada en el área del campo geotérmico de Cerro Prieto por el CICESE en el año de 1977 y ha estado en operación desde entonces (figura 3). La red consiste de siete estaciones de registro analógico con sismómetros verticales y en algunos horizontales. Sus características y funcionamiento, al igual que los criterios seguidos para su diseño, están explicados en Reyes *et al.* (1979). La sismicidad observada de 1977 a 1980 se muestra en la figura 4.

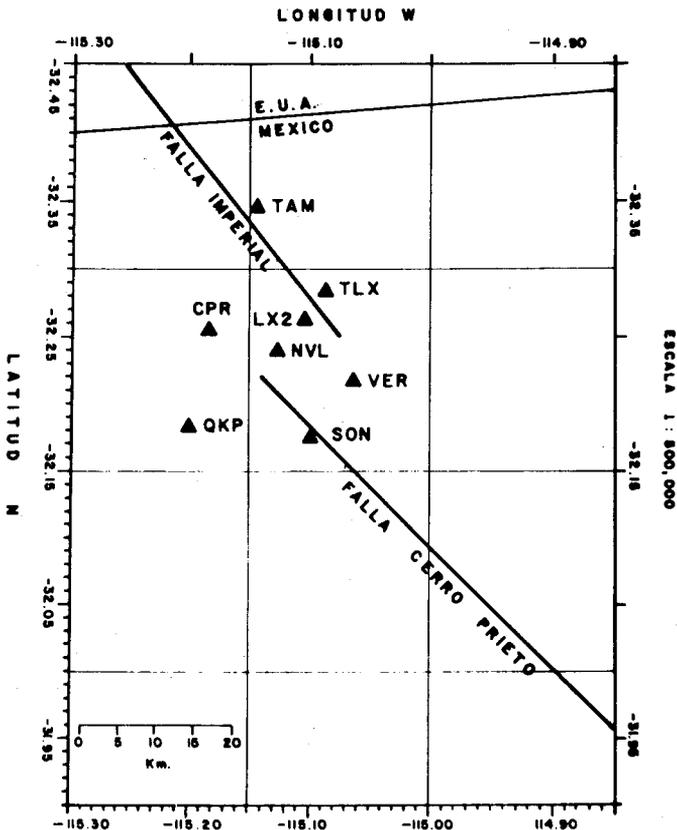


Fig. 3. Ubicación de la Red Sismológica de Cerro Prieto.

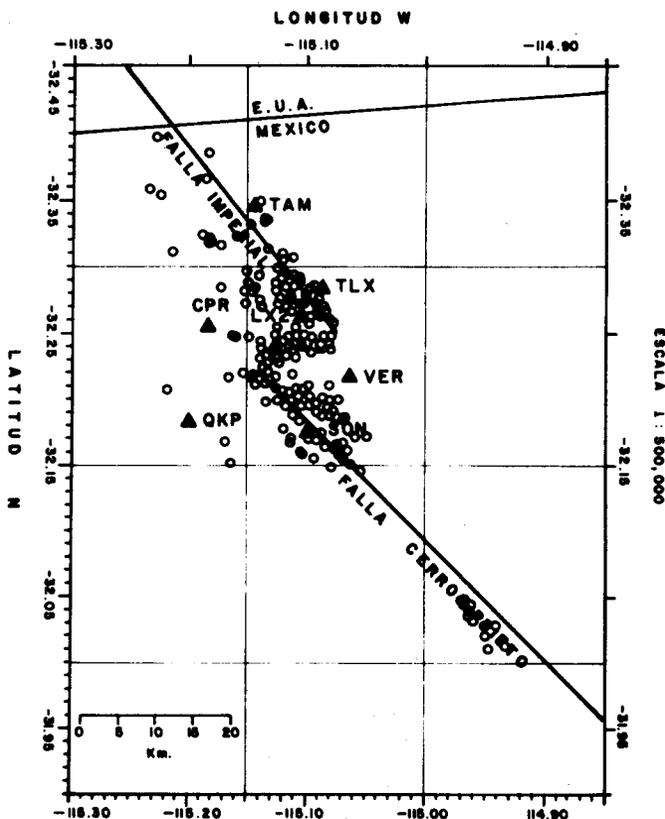


Fig. 4. Sismicidad en el área, de 1977 a 1980.

Para iniciar un estudio de la estructura bajo el campo geotérmico, hemos seleccionado, con base en la disposición de la red, la geología reportada y los eventos disponibles, un plano de propagación que suponemos representativo de la estructura mostrada en la figura 2-B. Los eventos seleccionados son aquellos cuyo epicentro se encuentra muy cerca de la línea que une a las estaciones QKP, NVL y TLX, que a su vez definen el plano de propagación. Esta elección está fundamentada en la suposición de que un rayo inicialmente contenido en dicho plano continúa propagándose sobre él, gracias a que la interacción con fronteras laterales ocurre en dirección perpendicular a ellas (figura 5).

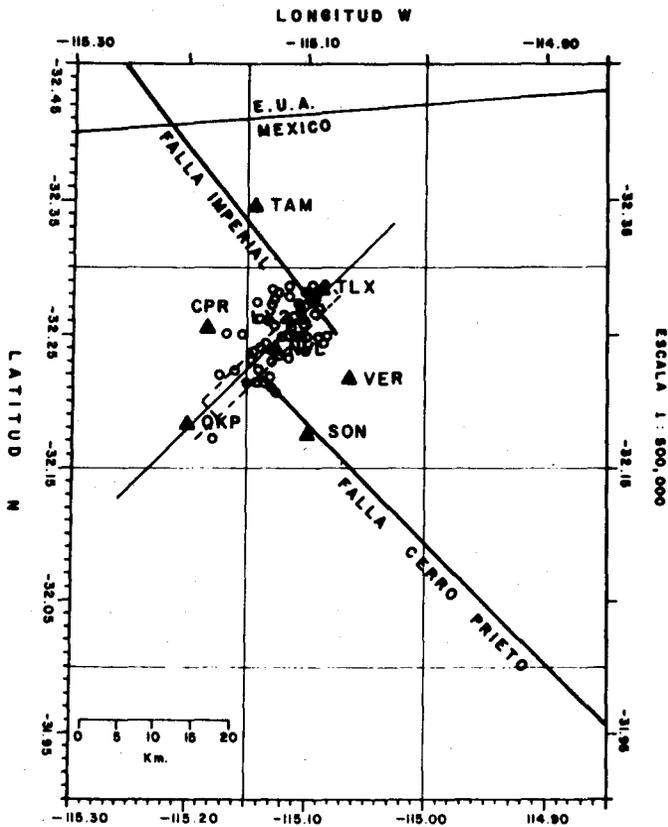


Fig. 5. Eventos elegidos a lo largo del plano definido por las estaciones QKP, NVL, TLX.

### TRAZADO DE RAYOS Y TIEMPOS DE RECORRIDO

El trazado de rayos sísmicos entre dos puntos extremos es necesario en aplicaciones sísmológicas tales como localización de epicentros o determinación de estructura tridimensional en un arreglo sísmico (Aki y Lee, 1976; Aki *et al.*, 1977). Una aplicación interesante del trazado de rayos reflejados y refractados para la investigación de zonas de fallas se encuentra en Meissner y Bartelsen (1980). Estos autores emplean datos de explosiones y determinan con bastante exactitud las posiciones de las discontinuidades.

En el problema del rastreo de rayos sísmicos, un modo usual de operación es considerar como fijo un extremo. El otro extremo se encuentra "apresándolo" de

alguna manera después de un cierto número de iteraciones. Otro método que considera como fijos ambos extremos es también iterativo, pero las iteraciones son deformaciones del mismo rayo. Julian y Gubbins (1977) han comparado ambos métodos y han concluido que el primero es computacionalmente más eficiente. Otros autores han desarrollado diferentes métodos. Cada uno tiene sus ventajas y desventajas, pero no serán discutidas aquí. Para una exposición extensa sobre el tema, el lector puede consultar, entre otros, los trabajos de Jackson (1979); Jacob (1970, 1972); Julian y Gubbins (1977); Lentini y Pereyra (1974, 1975, 1977); Pereyra *et al.* (1980); Marks y Hron (1978) y Aric *et al.* (1980).

El método de trazado de rayos que utilizaremos en el presente trabajo y al que se ha bautizado con el nombre de "aproximación circular" considera medios de variación lineal de la velocidad (ver Apéndice A). El método está bien descrito en Marks y Hron (1978) y en Aric *et al.* (1980). El método se basa en una formulación analítica (ver Apéndice A), por lo cual es sumamente rápido y exacto, a la vez que hace innecesario el resolver las ecuaciones diferenciales asociadas (Cerveny y Ravindra, 1971).

Uno de los problemas más importantes en cuanto al manejo de datos sísmicos en modelado de estructuras, consiste en que se tienen sólo dos posibles maneras de trabajo. Una es ensayo y error, con sus consecuentes e inevitables ambigüedades, la otra es usar la teoría de inversión, lo cual implica algunos problemas de estabilidad y convergencia. En el último método, el cálculo de derivadas parciales y residuos consistentes es, por sí mismo, un problema mayor. En regiones donde la heterogeneidad es muy alta, este problema se acentúa y la técnica de inversión lineal se torna poco confiable. Otra limitante sería la gran cantidad de observaciones, necesaria para proporcionar un buen cubrimiento del área que se desee analizar. Esto implica que se deberían tener muchas estaciones equipadas para registrar gran cantidad de eventos, a fin de poder construir curvas de tiempo de recorrido absoluto y poder efectuar buenas localizaciones.

Con respecto a esto último, Reyes *et al.* (1979) afirman que las localizaciones provistas y las relocalizaciones de eventos anteriores son de buena calidad, ya que se utilizó un buen número de estaciones con registros de onda P y en algunas de éstas se pudieron leer arribos de onda S. La profundidad de los eventos disponibles varía entre 3 y 10 km, pero de éstos, escogimos aquellos que tendían a agruparse en iguales profundidades (5.5, 7.5 y 10 km). Es de notarse que en algunos casos la profundidad del evento fue fijada antes de la localización, mientras que en otras fue calculada junto con la localización. Sin embargo, es interesante observar que las profundidades usadas son las que arrojan residuales menores en los tiempos de arribo.

PROCEDIMIENTO

Nuestro procedimiento consiste en modificar un modelo inicial dividido en secciones definidas por la ubicación de los grupos de eventos hasta lograr una buena concordancia entre los tiempos de arribo de ondas P calculados y observados. Para comenzar, hemos utilizado un modelo de capas planas muy similar al descrito por Reyes (1979), y al que hemos nombrado modelo "MB1" (figura 6). Las figuras 7, 8

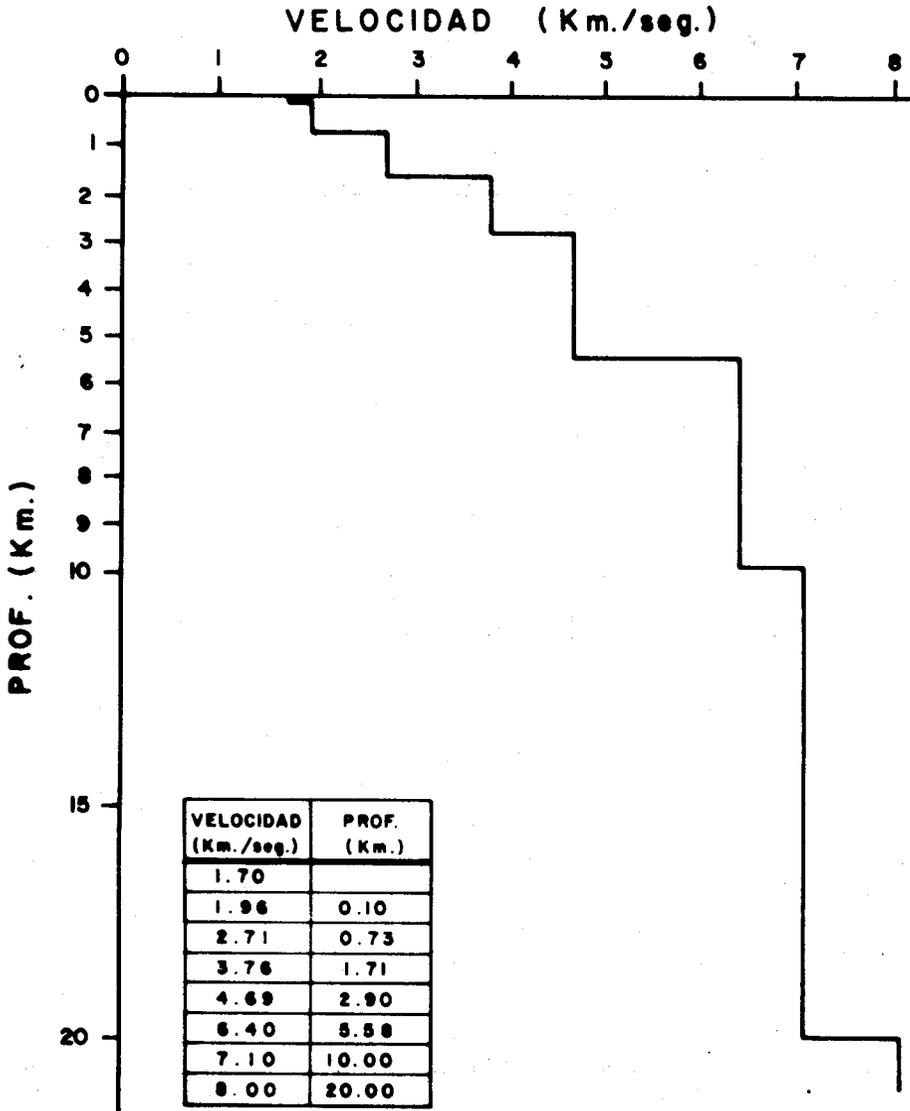


Fig. 6. Modelo de velocidades MB1.

y 9 son una muestra de las diferencias entre cálculos y observaciones para este modelo y para cada una de las estaciones.

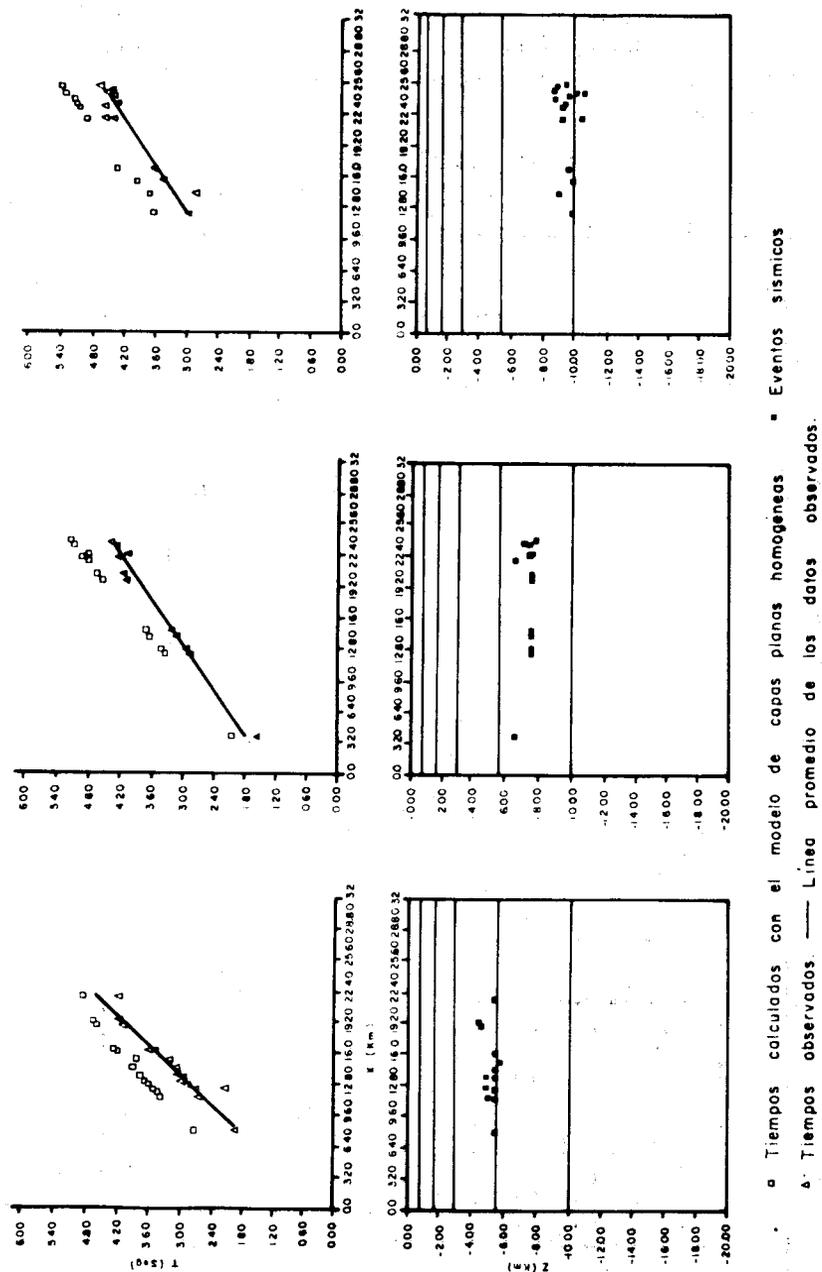


Fig. 7. Diferencias en tiempos de viaje para la estación QKP usando el modelo MB1.

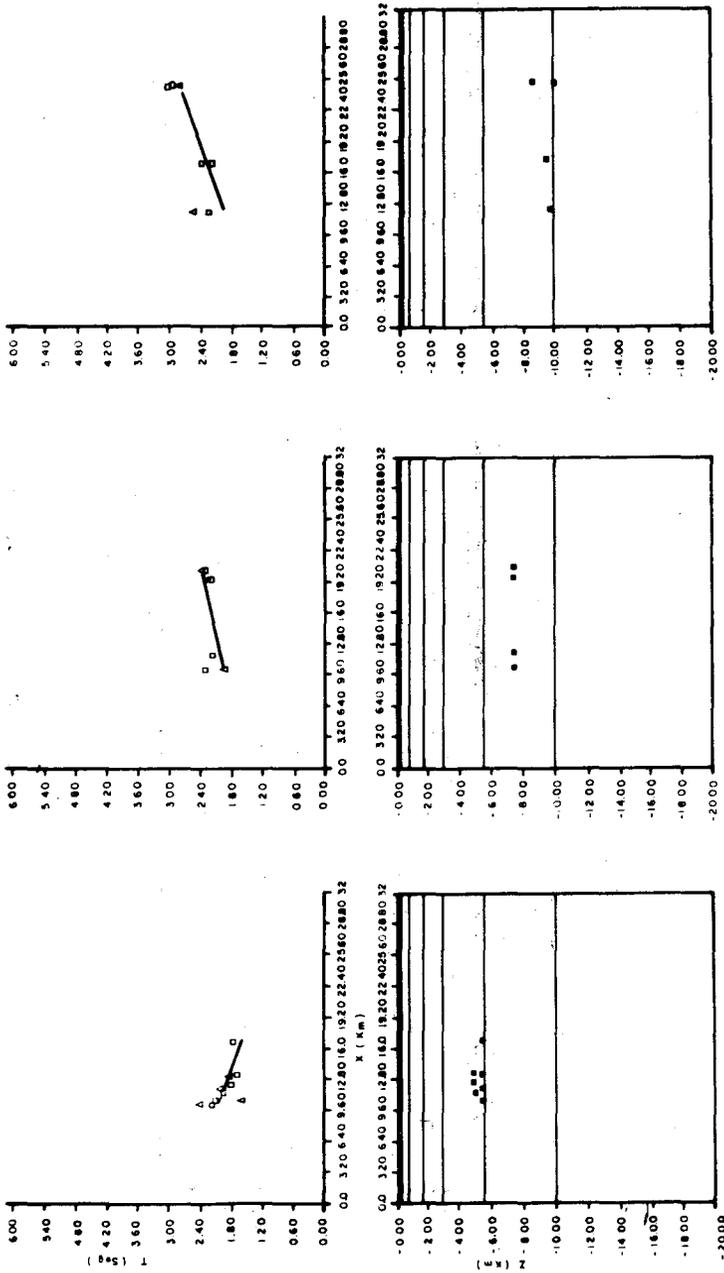


Fig. 8. Diferencias en tiempos de viaje para la estación NVL usando el modelo MBI.

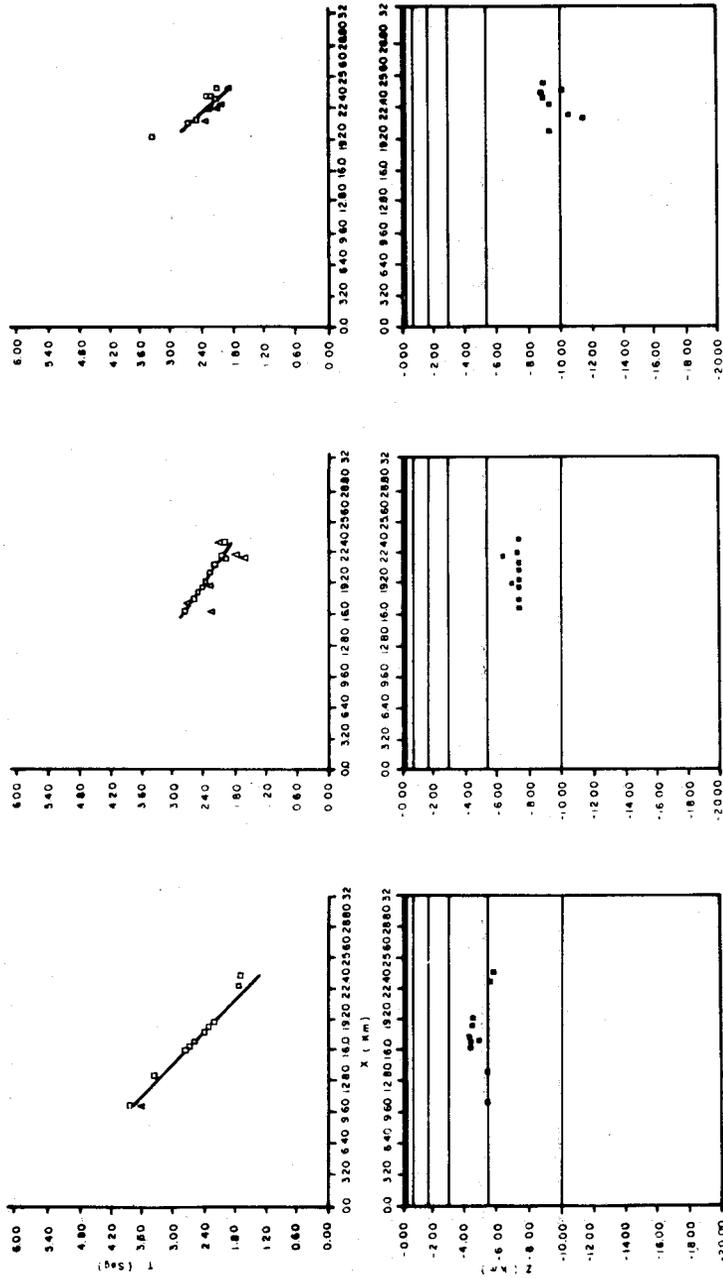


Fig. 9. Diferencias en tiempos de viaje para la estación TLX usando el modelo MB1.

Con base en estas diferencias, se incluyó en el modelo un par de discontinuidades escalonadas para la simulación de grabens y horsts. Se ejecutó un número considerable de experimentos computacionales en los que se hizo variar: la posición relativa de las paredes del graben, su inclinación, el espesor de las capas y los gra-

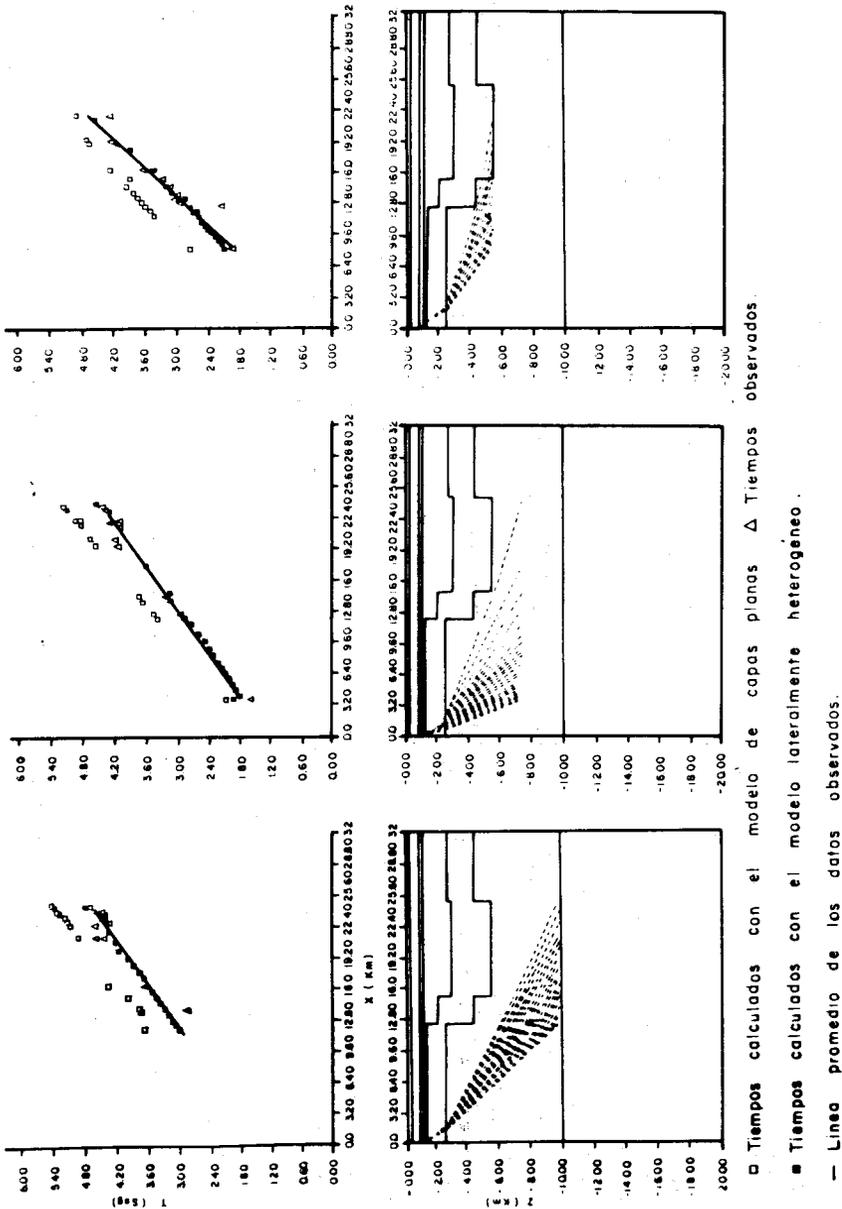


Fig. 10. Diferencias en tiempos de viaje para la estación QKP usando el modelo final CPO.

dientes de velocidad horizontal y vertical hasta satisfacer las observaciones (figuras 10, 11 y 12). Los resultados de las variaciones mencionadas que describen minucio-

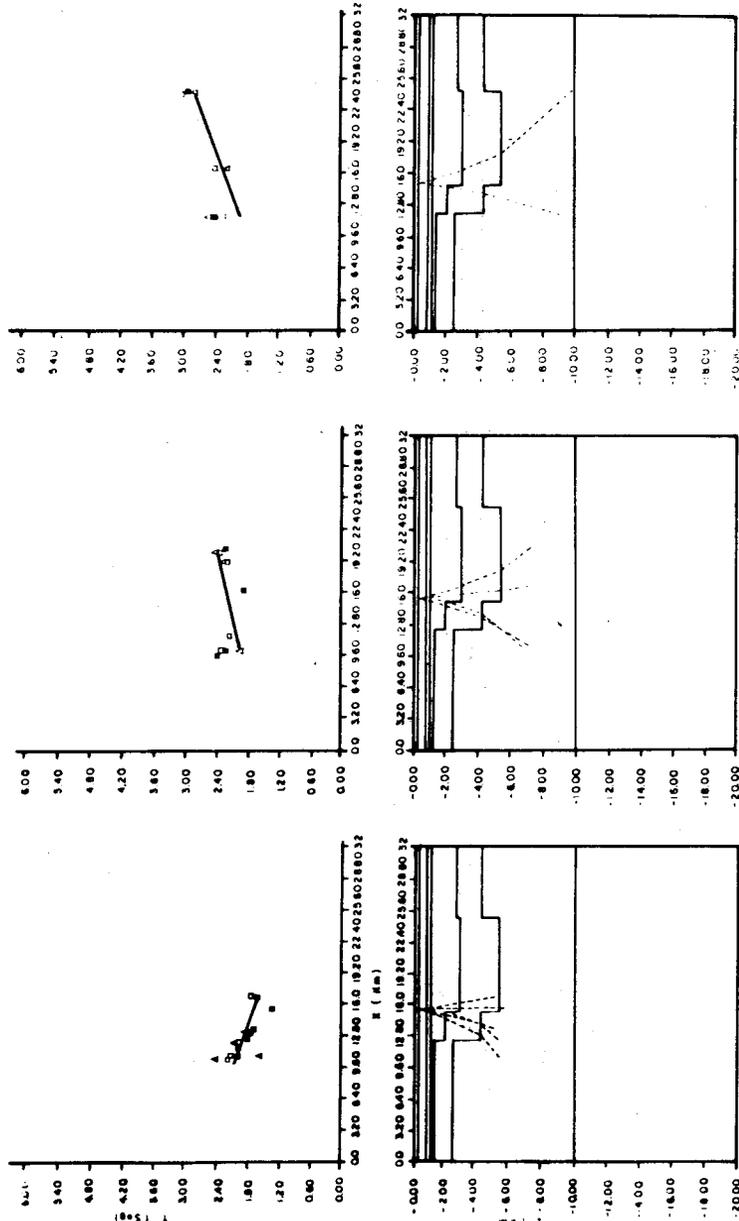


Fig. 11. Diferencias en tiempos de viaje para la estación NVL usando el modelo final CPO.

samente los efectos sobre las curvas de tiempos de recorrido, fueron explicados por Traslosheros (1981). A continuación presentamos una discusión sobre los residuales y los tiempos observados para cada estación.

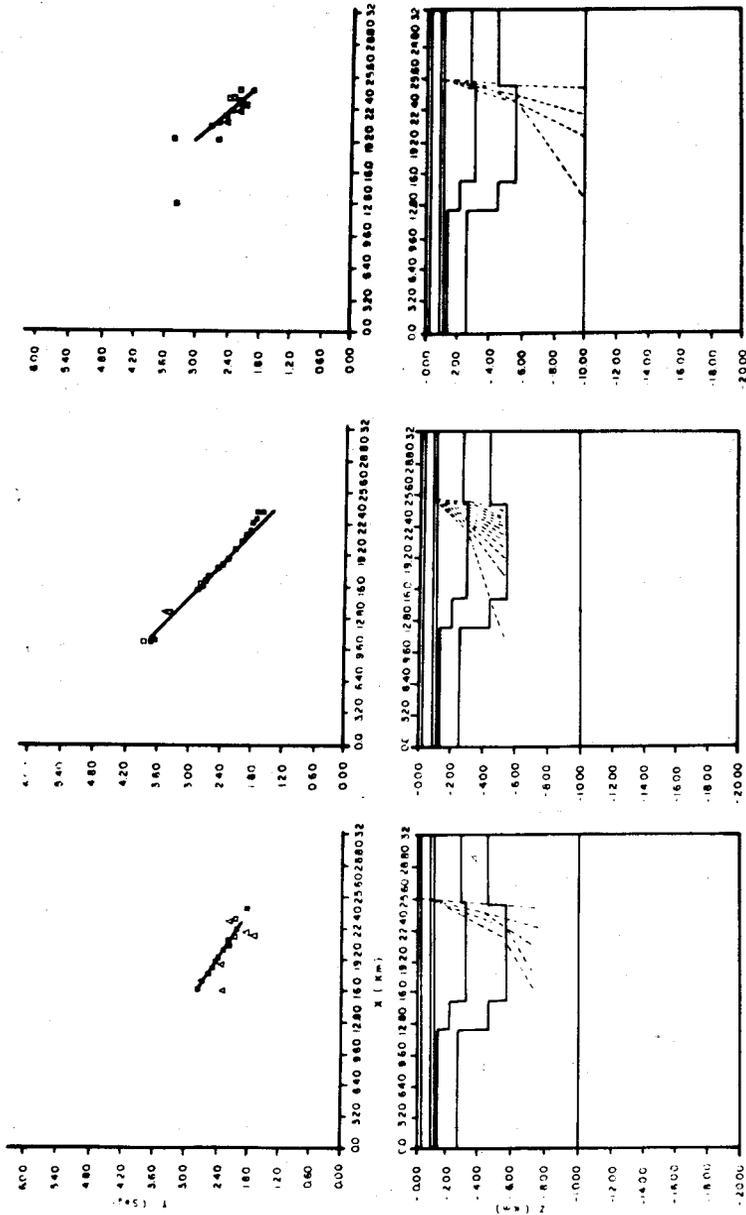


Fig. 12. Diferencias en tiempos de viaje para la estación TLX usando el modelo final CPO.

## ESTACION CUCAPAH

Los residuales observados (tiempo calculado - tiempo observado) son positivos y su magnitud es considerable en comparación con los residuales para las estaciones NVL y TLX (Nuevo León y Tlaxcala). Para los eventos sísmicos alrededor de 5.50 km de profundidad, los valores observados y los calculados parecen converger hacia el extremo derecho, mientras que las curvas para 7.50 y 10.0 km por el contrario, presentan una tendencia a divergir hacia el mismo lado. Por otra parte, los resultados de la clasificación de anomalías nos indican que la posición relativa de la curva de tiempos de arribo para eventos a 7.5 y 10.0 km está determinada primordialmente por el espesor del basamento.

Podemos concluir que los residuales pueden ser reducidos aumentando el espesor del basamento. La tendencia de los residuales a disminuir hacia la parte derecha para los eventos a 5.50 km puede interpretarse como una disminución en la velocidad hacia esta parte del modelo. El aumento en los residuales hacia la parte derecha para los eventos a 7.50 y 10.0 km, parece sugerir una fuerte heterogeneidad lateral (aumento de velocidad) en la región del basamento granítico.

## ESTACION NUEVO LEON

Los residuales para 5.50 km presentan valores dispersos hacia la parte izquierda de la curva. En los eventos restantes los tiempos observados coinciden bastante bien con el modelo de capas planas. Para los eventos a 7.50 y 10.0 km los residuales son pequeños pero también parecen oscilar. Los valores dispersos pueden deberse a una fuerte heterogeneidad lateral en la estructura, de tal manera que las trayectorias que proceden de eventos cercanos tienen residuos diferentes.

## ESTACION TLAXCALA

Los tiempos observados de eventos cerca de 5.50 km se comparan bastante bien con los cálculos para el modelo de capas planas. Para los eventos a 7.50 y 10.0 km volvemos a observar el mismo tipo de comportamiento oscilatorio que adjudicamos a heterogeneidades en la estructura.

El resultado de probar un elevado número de modelos está dado en las figuras 10, 11 y 12. El ajuste de los tiempos es una combinación entre los valores del gradiente y la posición de las fronteras del estrato. Este procedimiento es ambiguo, pero creemos que los datos geológicos disponibles reducen parcialmente esa ambigüedad.

## EL MODELO "CERRO PRIETO"

Los datos disponibles de algunos eventos sísmicos nos permiten elaborar un modelo de 10 km de profundidad con 6 capas. Las primeras tres corresponden a rocas sedimentarias no consolidadas (figura 12); la cuarta y quinta, a rocas sedimentarias consolidadas y en partes metamorfozadas; por último, el basamento, cuya estructura y composición discutiremos más adelante.

En las primeras cuatro capas, la velocidad aumenta con la profundidad en una forma aproximadamente continua. Dentro de las primeras dos capas los gradientes tienen una componente horizontal muy pequeña y son iguales en magnitud (.2 km/seg/km) en las localidades mapeadas por las trayectorias. Desde los .73 km hasta 2.00 km, las curvas de velocidad-profundidad cambian de acuerdo con la posición y los gradientes de velocidad parecen ser menores que en las rocas sedimentarias más superficiales.

Los contornos de velocidad hasta la zona del basamento, profundizan hacia la zona del graben principal; sin embargo, en la zona del basamento se observa un levantamiento de las isolinéas (figura 13).

La roca sedimentaria y metamorfozada (velocidades menores de 4.8) se localiza a partir de los 2.0 km de profundidad y alcanza una profundidad de 5.60 km en el centro del graben, 2.5 km en la región del horst de Cerro Prieto, y 4.4 km en el horst de Imperial. Esto implica desniveles de 3.10 y 1.20 km respectivamente, con pendientes encontradas de aproximadamente 70 grados o más.

La parte superior del basamento en el centro del graben tiene una velocidad de 6.5, 6.6 y 6.7 km/seg de izquierda a derecha y de 6.3 - 6.4 km/seg en la región de horsts. La inclusión de este cambio lateral en la velocidad es necesaria para reproducir las pendientes de las curvas de tiempos observados para los eventos a 7.50 y 10.00 km de profundidad.

Las complejidades estructurales que más afectan al comportamiento de los rayos se localizan en los estratos correspondientes a roca sedimentaria consolidada y metamorfozada y en el basamento.

Aproximadamente a 12 km a la derecha de la estación QKP, fue posible localizar un escarpe mapeado por trayectorias que se intersectan (QKP y TLX) y que por lo tanto parecen ofrecer buen control de la estructura en esta parte. La pendiente de aproximadamente 70 grados, se ajusta a los tiempos observados. Los rayos que cruzan esta discontinuidad atraviesan una zona de baja velocidad, que fue necesario incluir para reproducir los tiempos a 5.50 km (QKP y TLX).

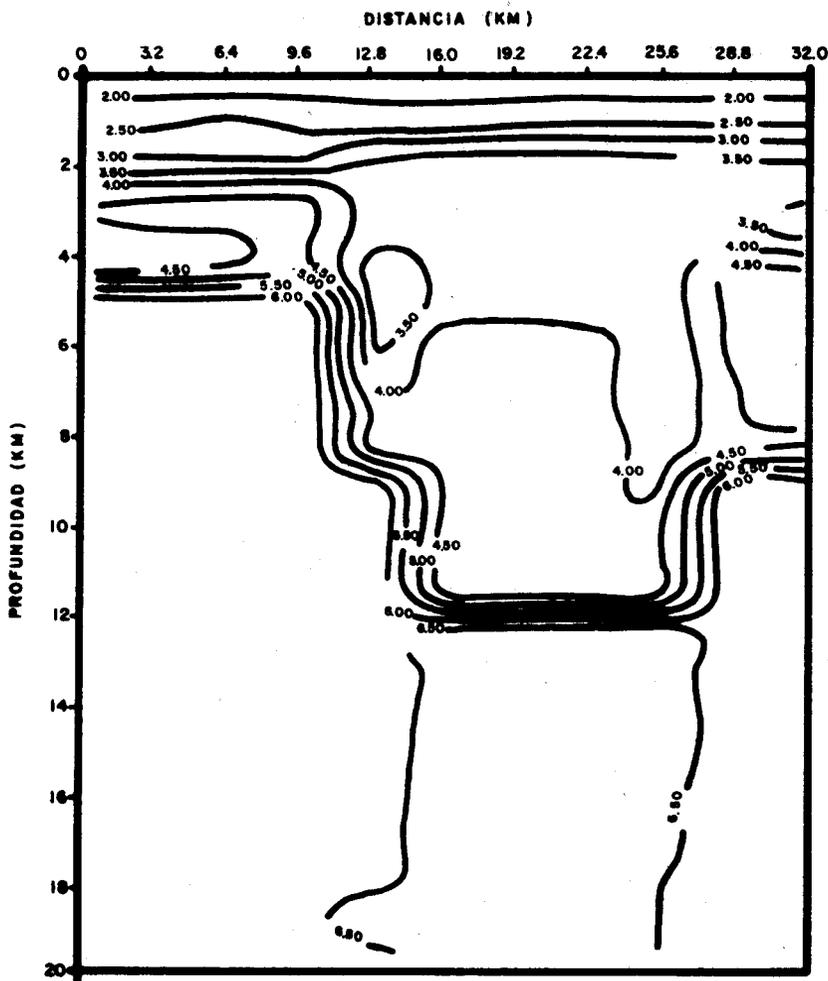


Fig. 13. Isolíneas de velocidad para CPO.

El escarpe asociado a la falla Imperial se localiza a 2.00 km a la derecha de la estación TLX en una zona con cambios bruscos de velocidad y fuertes gradientes. Los contornos de velocidad tienen brinco en las secciones superior e inferior de las rocas sedimentarias consolidadas y metamorizadas en las zonas cercanas a los escarpes (figura 13), que son las zonas de mayor sismicidad. La presencia de reflexiones o cambios de fase en algunos sismogramas podría ser un argumento importante para el establecimiento del contraste de velocidad en la interfase basamento (granítico y metasedimentario) con roca consolidada y metamórfica.

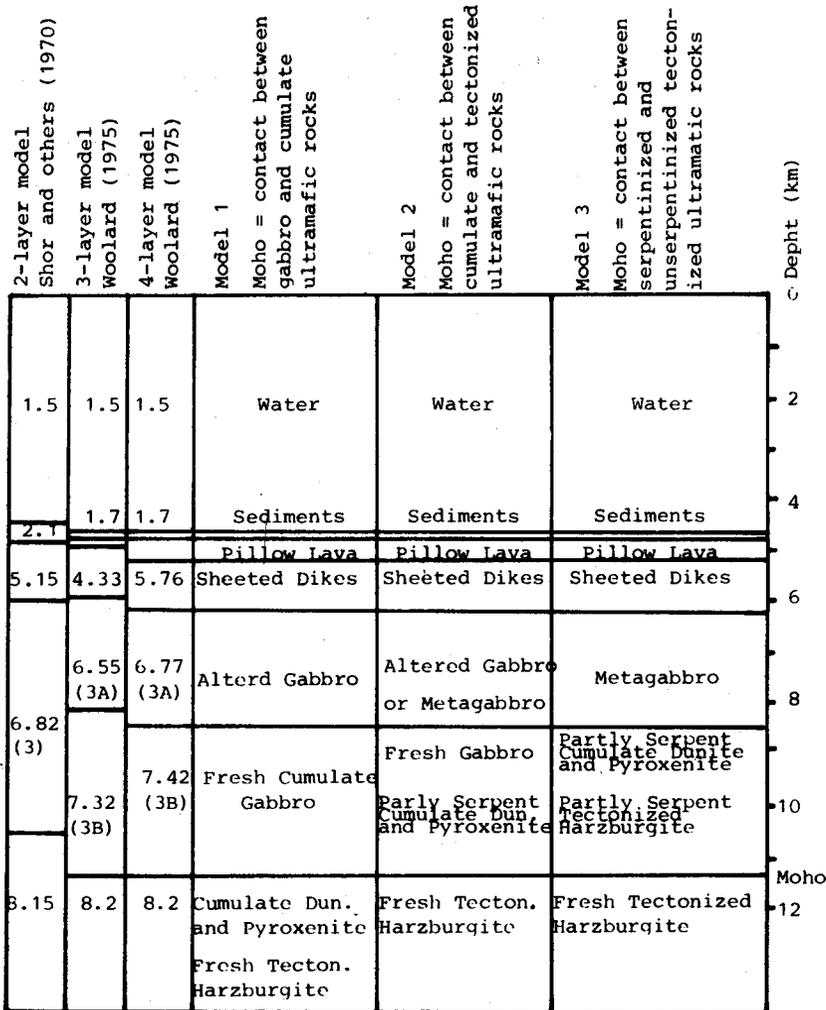


Fig. 14. Velocidades de ondas P en rocas típicas de la corteza (de Clague *et al.*, 1977).

Encontramos una fuerte heterogeneidad lateral en el basamento con valores de 6.3 km/seg en la parte superior y de 6.5 km/seg para la parte inferior de la zona de horsts. En la parte central encontramos en la parte superior valores de 6.6 y 6.7 km/seg, y en la inferior 6.8 km/seg. Este resultado parece tener implicaciones tectónicas importantes que discutiremos a continuación.

## CURVAS DE VELOCIDAD-PROFUNDIDAD

Alrededor de las fallas, principalmente, encontramos gradientes de velocidad de hasta 6 y 10 km/seg/km dentro de la zona de baja velocidad; la estructura de las velocidades en esta parte arriba del basamento indica una región de rocas con porosidad secundaria, con un alto grado de saturación de fluidos. Los valores de velocidad para los horsts pueden ser interpretados como de roca granítica y metamórfica (Birch, 1960). En la zona central, los valores de velocidad concuerdan con valores dados por serpentinizados y asociaciones hornblenda-augita (figura 14).

## BASAMENTO EN LA REGION DE CERRO PRIETO

Notamos que la velocidad del basamento hacia el centro del graben coincide con estudios de laboratorio sobre rocas basálticas (diabasas) 6.5 - 6.8 km/seg (Birch, 1960), y con las velocidades encontradas para corteza oceánica a presiones comparables (Lewis, 1978).

Interpretamos entonces la zona central del basamento como corteza de tipo oceánico que ha intruido por los planos débiles, desplazando los horst laterales, los cuales conservan velocidades de 6.3 - 6.4 km/seg, que son características de rocas ígneas y metamórficas.

## DISCUSION

Hemos considerado la geología regional para tener un marco de referencia que dé coherencia al modelo propuesto.

El espesor asignado a las capas de roca sedimentaria consolidada y metamorfizada (velocidades menores de 4.8 km/seg) está basado en muestras de datos de terremotos, geología y perforaciones de pozos.

Las interfases laterales inferidas están basadas principalmente en evidencias geológicas y en nuestra interpretación de los datos de QKP y TLX. Los datos de los pozos PRIAM 1, 53, 104, 45 y 46, y el trazo superficial inferido de las fallas, nos permiten controlar la frontera en el lado oeste del perfil. En el lado este, la frontera se estableció mediante la interpretación de los datos en la estación TLX y por el trazo superficial inferido.

El trazo superficial inferido de las fallas coincide bastante bien con la posición dada por el presente estudio. La subsidencia del graben se dedujo de lo observado en los pozos 53 y PRIAM 1. En la región de Cerro Prieto, si la cuenca fue formada por "rifting" o rompimiento y adelgazamiento de la corteza combinado con intrusiones del manto, entonces los mecanismos focales observados deben ser de afallamiento normal de deslizamiento profundo.

Reyes (1979) reporta mecanismo focal de afallamiento normal y lateral derecho, y observa tendencia del sistema hacia el nor-noroeste.

Es posible que los bloques laterales (horst) sigan siendo desplazados por más intrusiones que podrían causar numerosos afallamientos normales pequeños de acuerdo con el modelo de ruptura del continente y la aparición de un mar marginal (Cox, 1973, figura 46-3). En general, el área geotérmica de Cerro Prieto es un centro de dispersión de la corteza, pues reúne las características reportadas por Lomnitz *et al.* (1970) y Elders *et al.* (1972), además de presentar en la zona del basamento valores característicos de la corteza oceánica. Estos autores proponen modelos para describir la tectónica de placas en la provincia geológica del Golfo de California. El proceso de formación del Golfo nos lleva a pensar que el centro de dispersión de Cerro Prieto es mucho más joven que otros centros más hacia el sur; además, es sabido que la velocidad de dispersión de los centros se atenúa hacia el norte. Si las velocidades de dispersión son progresivamente menores hacia el noroeste, es de esperarse que la estructura en Cerro Prieto presente un grado de evolución mayor que otros centros más al norte, como la zona de Brawley en la cuenca de Salton, de acuerdo con Fuis *et al.* (1981).

### CONCLUSIONES

Hemos obtenido un esquema de la corteza en la región de Cerro Prieto que, a pesar de no ser único, concuerda con los datos disponibles de algunos terremotos y que resumimos de la siguiente manera.

- 1) Una cuenca sedimentaria en la zona comprendida entre el trazo superficial de las fallas, desde 2.50 km hasta 5.60 km en la parte central.
- 2) El basamento correspondiente a los horst es interpretado como roca cristalina ígnea granítica y metamórfica (gneiss y esquistos). La sección del basamento en la zona de graben con una velocidad de 6.7 km/seg en la parte superior y 6.8 en la inferior, corresponde a valores característicos para metagabros (anfíbolos), ensamblajes mineralógicos como hornblenda-augita y gabro serpentizado por metamorfismo hidrotermal. Los valores de 6.5 km/seg hacia la falla Cerro Prieto en la parte superior parecen corresponder a valores para rocas basálticas intrusivas (diques y sils) metamorfizados.

La interfase basamento con roca sedimentaria consolidada está representada por una discontinuidad de hasta 1.5 km/seg. Esta interpretación podría apoyarse en posibles reflexiones o cambios de fase en los sismogramas. Los fenómenos de canalización y enfocamientos causados por fuertes gradientes de velocidad cercanos a la zona de baja velocidad para ciertos ángulos de incidencia, pueden causar

gran dispersión de energía y podrían ser la explicación de por qué algunos eventos no son registrados en estaciones muy cercanas a otras en las que sí se registran. Esta condición ofrece material para trabajos futuros.

- 3) La posición de las interfases inclinadas asociadas a las fallas principales coincide con los trazos inferidos anteriormente y con los datos de De la Peña *et al.* (1980).
- 4) Existe concordancia entre las áreas de los pozos en producción: 53, 104, M-8, 45 y 46, con la posición de las zonas de baja velocidad encontradas adyacentes a las fallas a lo largo del perfil, principalmente sobre la zona que ha sufrido asentamientos relativamente pequeños de acuerdo con los mismos autores.

Podemos reconstruir la escena geológica resultante, suponiendo que el basamento granítico formado durante la actividad postorogénica del cretácico superior y principios del terciario, ha sido intruido por gabros frescos a lo largo de la zona central (zona de mayor sismicidad) dando lugar a regímenes metamórficos de contacto e hidrotermales. La formación de metagabros ocurriría hasta la profundidad de penetración de la circulación hidrotermal donde se serpentinizan las ultramáficas. Esta circulación puede ser originada por liberación de agua en el proceso de cristalización o por alimentación de fuentes externas. Las condiciones metamórficas alcanzadas durante el metamorfismo de producción de la corteza son principalmente función de la temperatura y fase de los fluidos, variables que presentan condiciones óptimas en la región de Cerro Prieto.

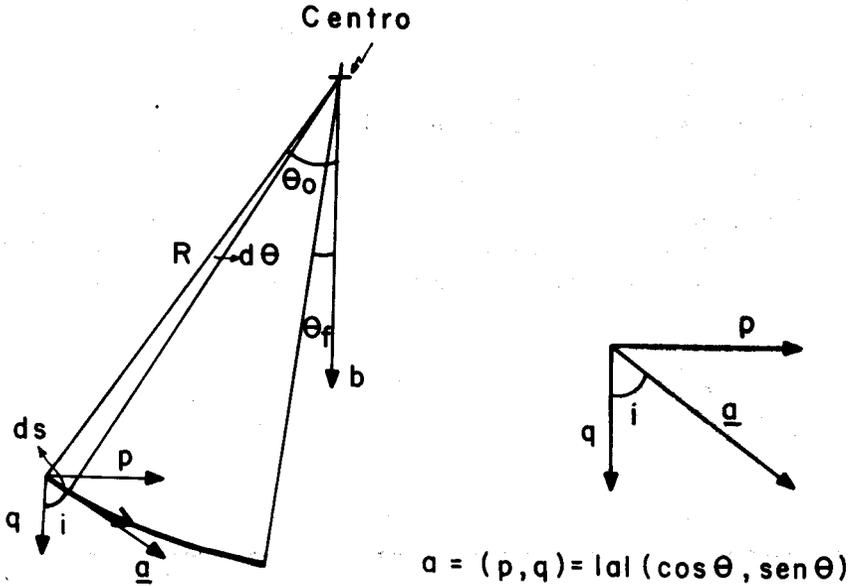
Esta región es activa tectónicamente y los cuadros geológico y tectónico expuestos aquí nos permiten reafirmar que Cerro Prieto es un centro de dispersión de la corteza.

## APENDICE A

### *La aproximación circular*

El material contenido en este apéndice se encuentra en diversas partes en la literatura; sin embargo, hemos decidido incluirlo aquí para completar este estudio y para adelantar algunas ideas sobre trazado de rayos en medios continuos.

Demostraremos primero que un rayo dentro de un medio con gradiente constante de velocidad es un arco de círculo.



$$\underline{a} = (p, q) = |\underline{a}| (\cos \theta, \sin \theta)$$

Fig. A1. Un rayo en un medio con velocidad  $V = V_0 + bz$

Considérese la Fig. A1. Tomemos una diferencial de ángulo en la trayectoria, entonces:

$$ds = R d\theta \tag{1-A}$$

sea  $\underline{a}$  el vector de lentitud, entonces:

$$\underline{a} = (p, q) = (\sin i/v, \cos i/v) = (\cos \theta/v, \sin \theta/v) \tag{2-A}$$

y sea la ley de velocidad

$$v(z) = v_0 - bz, \quad b < 0 \tag{3-A}$$

de donde

$$dv/dz = -b, \quad dz = -(1/b)dv \tag{4-A}$$

entonces, de (1A):

$$R = (1/\sin \theta) dz/d\theta = -(1/b \sin \theta) dv/d\theta$$

pero para una velocidad que depende sólo de la profundidad, la componente  $p$  de la lentitud es constante a lo largo de una trayectoria

$$p = \cos \theta/v, \quad dv/d\theta = -\sin \theta/p \tag{5-A}$$

con este resultado y el del párrafo anterior, obtenemos

$$R = -(1/b \operatorname{sen} \theta)(-\operatorname{sen} \theta/p) = 1/pb \quad (6-A)$$

Entonces, el rayo es un arco de círculo (Nettleton, 1940). El tiempo de viaje para un rayo en dicho gradiente, puede ser obtenido de la siguiente manera:

$$T = \int \frac{R d\theta}{v} = (1/bp) \int \sec \theta d\theta \quad (7-A)$$

En el presente trabajo, esta formulación se ha usado como sigue: el modelo es construido dando inicialmente una red de puntos nodales (figura A2) ( $X_i, Z_i, V_i$ ). Esta red de puntos nodales define un conjunto de "rectángulos".

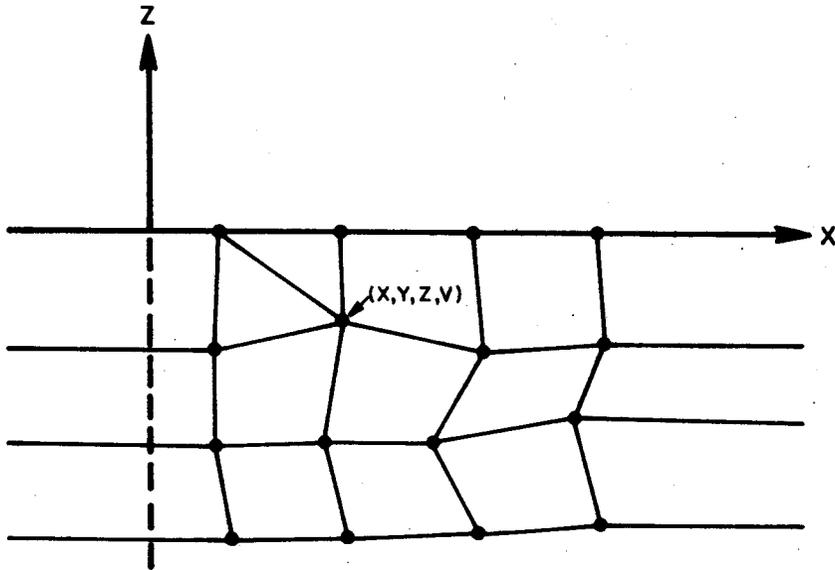


Fig. A2. Malla de puntos nodales ( $X_i, Z_i, V_i$ ).

que a su vez se dividen en dos triángulos siguiendo una regla fija. Los extremos son triángulos degenerados de lados horizontales, cuyo tercer vértice se encuentra al infinito y cuyo gradiente de velocidad es siempre vertical. Esta triangulación del modelo es la mayor ventaja del procedimiento, porque cada triángulo representa un mapeo lineal único de la velocidad

$$v = v_0 + b_1 x + b_2 z \quad (8-A)$$

con los vértices como datos para la obtención de las tres constantes  $v_0, v_1, v_2$ , por medio de la regla de Cramer.

Si el campo de velocidad local (dentro del triángulo) puede representarse por la ecuación (7-A), no tendremos en verdad un gradiente vertical (figura A2), pero una rotación por un ángulo:

$$\phi = \tan^{-1}(b_1/b_2)$$

elimina la componente horizontal de la velocidad. En este sistema, al que llamaremos "sistema local", la velocidad adquiere la forma

$$v = v_0 + b |z|$$

donde

$$b = (b_1^2 + b_2^2)^{1/2}$$

y las trayectorias son círculos dados por la siguiente ecuación (figura A3).

$$(x - v_0 \cot \theta / b)^2 + (z + v_0 / b)^2 = (v_0 / b)^2$$

(Brekhovskikh, 1970).  $\theta_0$  es el ángulo de partida del rayo. En términos de los ángulos locales, el tiempo de viaje tiene la forma de (7-A). El punto de salida de un rayo en un triángulo se convierte en el punto de entrada al siguiente, y así sucesivamente hasta llegar a la superficie (figura A-4).

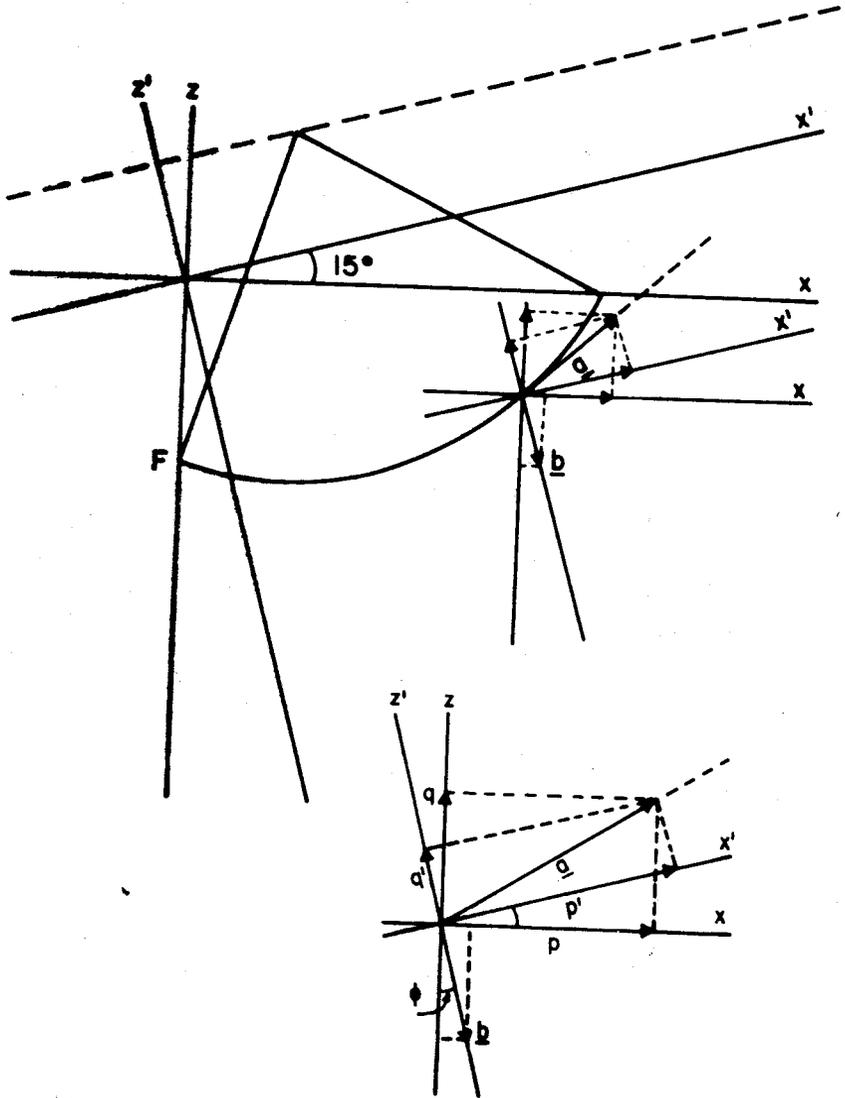


Fig. A3. Propagación de un rayo en un medio con velocidad  $V = V_0 + b_1 x + b_2 z$

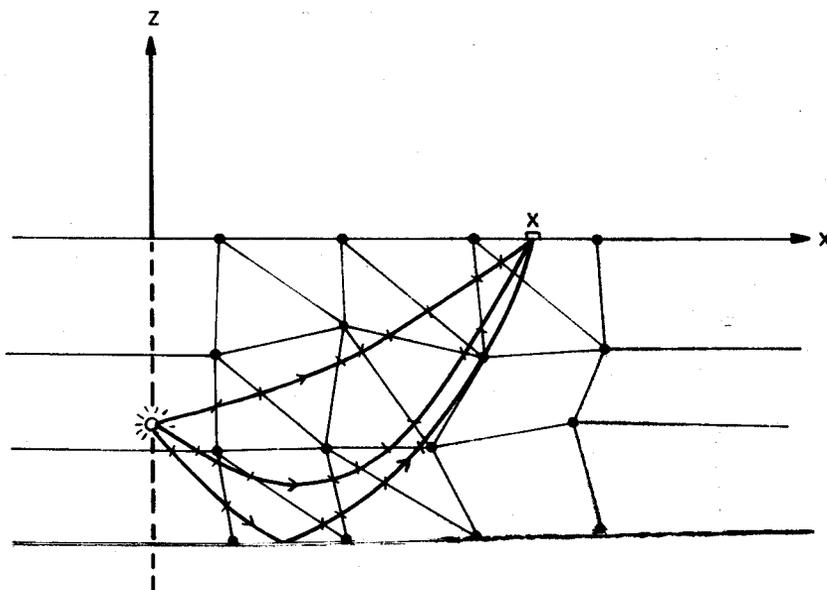


Fig. A4. Trayectorias de los rayos directos, con fondo y reflejado.

Las discontinuidades físicas son tomadas en cuenta para cada rayo aplicando la ley de Snell para determinar si se refleja o se refracta. Si se usa un número suficientemente grande de puntos para definir el modelo, las discontinuidades no lineales quedan bien representadas, de modo que no hay necesidad de interpretar por splines cúbicos o por curvas de segundo orden.

El método de aproximación circular sugiere de inmediato un procedimiento para obtener trayectorias y tiempos de viaje en medios con velocidades continuas de propagación del tipo  $v = v(x, z)$ . La curvatura de un rayo depende esencialmente del valor local de la componente horizontal de la lentitud y de la magnitud del gradiente (Ec 5-A). En cada punto existe una dirección con respecto a la cual  $p' = \text{sen } i'/v$  es una constante, y esa dirección está dada por el gradiente  $\nabla v = (\frac{\partial v}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial z})$ . A su vez, el gradiente define cuál es esa rotación. Con respecto a la dirección del gradiente  $v$ ,  $p'$  se conserva. Llamando  $r$  al ángulo de rotación, tenemos

$$p' = p \cos r + q \text{sen } r$$

$$q' = p \text{sen } r + q \cos r$$

donde

$$\cos r = b_1/b, \quad \text{sen } r = b_2/b$$

Si consideramos un desplazamiento ( $dx$ ,  $dz$ ) del rayo, encontramos que, localmente, ese desplazamiento debe estar sobre una circunferencia, y si es suficientemente pequeño, podemos considerar que la aproximación  $b_1 = \text{const.}$ ,  $b_2 = \text{const.}$  es buena. Entonces todas las fórmulas para la aproximación circular son válidas.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a José Frez y a Francisco Suárez el haber contribuido con valiosas indicaciones durante la elaboración de este trabajo, así como por la revisión crítica del manuscrito. Asimismo, deseamos agradecer a Yolanda Inowe por su incansable labor de mecanografía.

### BIBLIOGRAFIA

- AKI, K., A. CHRISTOFFERSSON and E. HUSEBYE, 1977. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 2, 277-296.
- AKI, K. and W. H. K. LEE, 1976. Determination of the three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquake. 1. A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399.
- ARIC, K., R. GUTDEUTCH and A. SAILER, 1980. Computation of travel times and rays in a medium of two-dimensional velocity distribution. *Pure and Applied Geophysics*, 118, 796-805.
- BIRCH, F., 1960. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars (Part I). *J. Geophys. Res.*, 43, 95-113.
- BREKHOVSKIKH, L. M., 1960. Waves in layered media. Academic Press - Publishers, New York-London.
- CERVENY, V. and R. RAVINDRA, 1971. Theory of seismic head waves. University of Toronto Press.
- CLAGUE, D. A. and P. F. STRALEY, 1977. Petrologic nature of the oceanic Moho. *Geology*, 5, 135-138.
- COX, A., 1973. Plate tectonics and geomagnetic reversals. Freeman.
- DE LA PEÑA, L., I. PUENTE y E. DIAZ, 1980. Modelo del campo geotérmico de Cerro Prieto. *E.O.S.*
- DEWEY, J. F. and J. M. BIRD, 1970. Mountain belts and the new global tectonics. En Cox (1973).
- ELDERS, W. A., R. W. REX, T. MEIDAY, P. T. ROBINSON and S. BIEHLER, 1972. Crustal spreading in southern California. *Science*, 178, 1056, 15-24.
- FUIS, G. S., J. H. MOONEY, G. A. HEALY, McMECHAN and J. LUTTER, 1981. Crustal structure of the Imperial Valley region. No publicado, Enviado al U. S. Geol. Surv. Professional Paper.

- P. L. JACKSON, 1979. Digital simulation of seismic waves. Ph. D. Thesis, Univ. Michigan, pp. 84.
- JACOB, K. H., 1970. Three-dimensional seismic ray tracing in a laterally heterogeneous spherical earth. *J. Geophys. Res.*, 75, 6685-6689.
- JACOB, K. H., 1972. Global tectonic implication of anomalous seismic travel times from nuclear explosions longshot. *J. Geophys. Res.*, 77, 95-113.
- JULIAN, B. R. and Db. GUBBINS, 1977. Three-dimensional seismic ray tracing. *J. Geophys. Res.*, 43, 95-113.
- LENTINI, M. and V. PEREYRA, 1974. A variable order finite difference method for non-linear multipoint boundary value problems. *Math. Comp.*, 28, 981-1004.
- LENTINI, M. and V. PEREYRA, 1975. An adaptive finite difference solver for non-linear two point boundary problems with mild boundary layers. *Comp. Sci. Dept. Stanford University Rept. STAN-CA-75-530*, pp. 40.
- LENTINI, M. and V. PEREYRA, 1977. An adaptive finite difference solver for non-linear two point boundary problems with mild boundary layers. *SIAM J. Numer. Anal.*, 14, 91-111.
- LEWIS, B. T. R., 1978. Evolution of ocean crust seismic velocities. *Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci.*, 6, 377-404.
- LOMNITZ, C., F. MOOSER, C. R. ALLEN, J. N. BRUNE and W. THATCHER, 1970. Seismic and tectonics of northern Gulf of California region, Mexico. Preliminary results, *Geof. Intern.*, 10, 2, 37-48.
- MARKS, L. W. and F. HRON, 1978. Ray tracing for complex structured media. Workshop Meeting on Seismic Waves in Lateral Inhomogeneous Media, Liblice.
- MEISSNER, R. and H. BARTELTSEN, 1980. Seismic reflection and refraction studies for investigating fault zones along the Geotraverse Rhenohertzynikum. *Tectonophys.*, 64, 59-84.
- NETTLETON, L., 1940. Geophysical prospecting for oil. New York, McGraw-Hill.
- PEREYRA, V., W. H. K. LEE and H. B. KELLER, 1980. Solving two point seismic ray tracing in a heterogeneous medium (highly curved seismic rays). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1, 79-99.
- PUENTE, I., 1978. Geología del campo geotérmico de Cerro Prieto. Simposio Geothermal Energy Study. A Mexican-American Cooperative Project, CFE-DOE, San Diego, CA.
- REYES, C. A., 1979. Estudio de microsismicidad del sistema de fallas transformadas Imperial-Cerro Prieto. Informe Técnico GEO79-01, CICESE.
- STEARNS, C., M. J. De WIT and J. R. LAWRENCE, 1976. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean Ophiolites and their implications for ocean floor metamorphism, seismic layering and magnetism. *J. Geophys. Res.*, 81, 4270-4380.
- TRASLOSHEROS, C., 1981. Un modelo preliminar de la estructura de velocidad de ondas P para el campo geotérmico de Cerro Prieto, B. C. Tesis profesional, Escuela Superior de Ciencias Marinas, UABC.