

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

ESCUELA SUPERIOR DE CIENCIAS MARINAS

'TEORIA DE RAYOS EN EL MODELADO DE

ESTRUCTURAS DE GRABEN Y HORST

UNA APLICACION AL VALLE DE MEXICALI B.C.'

Tesis profesional que para cubrir parcialmente
los requisitos necesarios para obtener el título
de OCEANOLOGO presenta:

José Carlos Víctor Traslosheros Hernández

Ensenada B. C., Octubre de 1981.

DEDICATORI

A Maria Elena

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a:

M. C. Juan Madrid González
por dirigir y asesorar esta
tesis, por compartir sus
conocimientos e ideas, por
su paciencia y amistad.

Dr. Alfonso Reyes y
M. C. Francisco Suárez
por su apoyo y consejos.

Dr. José Frez por sus
buenos comentarios.

CONTENIDO

1	INTRODUCCION.....	1
1.1	Recapitulación.....	3
2	METODOS.....	4
2.1	Revisión de la teoría.....	4
2.2	La ecuación Eikonal.....	4
2.3	Las ecuaciones de los rayos.....	8
2.4	Método de aproximación circular.....	14
2.5	Representación de la estructura de velocidades.....	24
2.6	Descripción del programa.....	24
2.7	El factor de dispersión geométrica.....	27
3	EXPERIMENTOS COMPUTACIONALES.....	30
3.1	Sistematización del modelaje.....	30
3.1.1	Desarrollo de los modelos.....	30
3.1.2	Descripción del modelo base.....	33
3.1.2.1	Inclusión de zonas de baja velocidad.....	34
3.2	Clasificación de anomalías.....	37
3.2.1	Características de los tiempos de viaje.....	37
3.2.2	Variaciones en la Estructura.....	39
3.2.2.1	Extensión horizontal del graben.....	39
3.2.2.2	Profundidad del graben.....	39
3.2.2.3	Profundidad de los horst laterales.....	42
3.2.2.4	Inclusión de bloques fallados.....	42
3.2.2.5	Inclinación de los reflectores.....	46
3.2.3	Estructura de velocidades.....	46
3.2.3.1	Tendencias centrales.....	46
3.2.4	Posición de la fuente.....	49
3.2.4.1	Variaciones horizontales.....	49
3.2.5	Observaciones Generales.....	54
4	APLICACION AL VALLE DE MEXICALI.....	55
4.1	Descripción del Área.....	55
4.2	Antecedentes geológicos y tectónicos.....	55
4.3	Antecedentes Geofísicos.....	58
4.3.1	Sismología Pasiva.....	58
4.3.1.1	Arreglo sísmico y colección de datos.....	58
4.3.1.2	Análisis de datos de Sismicidad.....	61
4.3.2	Sismología Activa.....	61
4.3.3	Otros antecedentes geofísicos.....	64
4.4	Metodología.....	66
4.4.1	Selección de planos de propagación.....	66
4.4.1.1	Geometría propuesta.....	66

4.4.1.2 Estaciones disponibles.....	67
4.5 Análisis de tiempos de viaje.....	67
4.5.1 Tiempos observados y residuales.....	69
4.6 Resultados.....	76
4.6.1 Propagación a través de reservorios geotérmicos.....	76
4.6.2 El modelo Cerro Prieto.....	77
4.6.2.1 Curvas de velocidad-profundidad.....	85
4.6.2.2 Basamento en la región de Cerro Prieto.....	88
4.7 Discusión.....	88
4.8 Conclusiones.....	89
5 CONCLUSIONES.....	93
6 BIBLIOGRAFIA.....	94

Lista de Figuras

Figura	Página
2.1- Frentes de onda en los tiempos t_1, t_2 y t_3 .	7
2.2- Familia de funciones que une la fuente y el receptor.	10
2.3- La tangente al rayo se encuentra sobre el plano (x, z) .	12
2.4- Coordenadas del centro del círculo.	16
2.5- Diferencial de trayectoria.	17
2.6- Nivel hipotético donde la velocidad es cero.	19
2.7- Red triangulada de puntos.	20
2.8- La velocidad en cada localidad triangular está determinada por los tres vértices.	21
2.9- El sistema (x, z) es transformado a un sistema $(x', z' - zv_0)$.	22
2.10- La intersección del arco de círculo con la línea recta es encontrada transformando el sistema $(x', z' - v_0)$.	26
2.11- Tubo de rayos que ilustra la dispersión geométrica.	28
3.1- Modelo de capas planas homogéneas para la región de interés.	31
3.2- Zona de baja velocidad y la formación de una guía de ondas.	32
3.3- Resultados de los experimentos de Ito y otros (1979).	35
3.4- a) Mapa de isotacas para el modelo base. b) Mapa de isotacas para el modelo base incluyendo una zona de baja velocidad.	36
3.5- a) Triplicación típica. b) Triplicación que arroja la geometría del problema.	38
3.6- Extensión horizontal del graben.	40
3.7- Profundidad del graben.	41

3.8-	Profundidad de los horst laterales.	43
3.9-	Inclusión de bloques fallados en el sedimento consolidado.	44, 45
3.10-	Inclinación de los reflectores.	47, 48
3.11-	Estructura de velocidades, tendencias centrales.	50, 51
3.12-	Variaciones en la posición horizontal de la fuente.	52, 53
4.1-	Provincias geológicas de la costa occidental de México y porción de los Estados Unidos. Localización del campo geotérmico de Cerro Prieto.	56
4.2-	a) Modelo de fallas transformes y Centros de dispersión propuesto por Lomnitz y otros (1970). b) Modelo geológico del perfil estudiado de acuerdo con Puente (1978).	57 57
4.3-	Columna estratigráfica generalizada de la región de Cerro Prieto. Tomada de Puente (1978).	59
4.4-	Ubicación de la red sismológica de Cerro Prieto.	60
4.5-	Sismicidad en el Área, de 1977 a 1980.	63
4.6-	Eventos elegidos a lo largo del plano definido por las estaciones QKP, NVL y TLX.	68
4.7-	Diferencias en tiempos de viaje para las estación a) QKP, b) NVL y c) TLX.	70, 71, 72
4.8-	Residuales entre tiempos observados y calculados con capas planas, a)QKP, b) NVL y c) TLX.	73, 74, 75
4.9-	Dispersión lateral de los rayos como en una guía de ondas.	78
4.10-	Enfocamientos.	79
4.11-	Trayectorias de los rayos en el modelo final, tiempos observados y calculados con el modelo lateralmente heterogéneo. a) QKP, b) NVL y c) TLX.	81, 82, 83
4.12-	Perfiles de velocidad para el modelo final.	84
4.13-	Mapa de isotacas para el Modelo Cerro Prieto.	86
4.14-	Velocidades características de ondas P para corteza oceánica (de Clague y otros, 1977).	87

- 4.15- Bloque diagramático que muestra la geología del
basamento en la región de Cerro Prieto. 90
- 4.16- Modelo de ruptura de la corteza continental y
formación de mares adyacentes. 91

Tabla de variables.

I	Intensidad de ondas sísmicas.
$\partial/\partial X_i$	Operador gradiente.
U_i	Vector de desplazamiento infinitesimal.
t	Tiempo.
P_{ij}	Tensor de esfuerzo.
X_i	Vector de posición.
λ, μ	Constantes de Lamé.
δ_{ij}	Delta de Kronecker.
Δ	Dilatación cúbica.
E_{ij}	Tensor de deformación.
W	Potencial de desplazamiento de ondas compresionales (escalar).
C_i	Potencial de desplazamiento de ondas cortantes (vectorial).
ϵ_{ijk}	Densidad de Levi-Civita.
ρ	Densidad.
j	Número imaginario puro.
ω	Frecuencia angular.
K_i	Vector de onda.
γ	Fase de la onda.
v	Velocidad de propagación de la onda.
v_0	Velocidad de referencia.
τ	Fase espacial.
η	Índice de refracción.
x, y, z	Coordenadas espaciales.

s y u Parámetros que caracterizan la trayectoria.
 $\dot{x}, \dot{y}, \dot{z}$ Derivadas respecto de los parámetros que caracterizan la trayectoria.
 e Operador de Lagrange.
 T Tiempo de viaje.
 X Distancia epicentral.
 l_i Vector de lentitud. $l_i = 1/v \hat{t}_i$.
 \hat{t}_i Vector unitario tangente a la trayectoria del rayo.
 p y q Componentes del vector de lentitud (dos dimensiones).
 p Parámetro de rayo.
 i Angulo del rayo con la vertical.
 $\nabla(v) = \underline{b}$ Gradiente de velocidad.
 R Radio de curvatura.
 θ Angulo del radio con la vertical.
 b_1, b_2 Componentes del gradiente de velocidad.
 z_v Nivel hipotético de velocidad cero.
 x', z' Coordenadas transformadas.
 α Angulo de rotación del sistema (x, z) .
 β Angulo de rotación del sistema (x', z') .
 U_1 Amplitud de la onda en la fuente.
 U_2 Amplitud de la onda en el receptor.
 dA Diferencial de área.
 Ω Angulo sólido.

1 INTRODUCCION.

El arribo de ondas elásticas se observa sobre la superficie de la tierra por medio de instrumentos que registran la aceleración, la velocidad o el desplazamiento del terreno. Estos registros de movimiento o sismogramas permiten obtener el tiempo de llegada de las ondas. Si la fuente es artificial el tiempo de origen del evento y su localización se conocen. Así, el tiempo de viaje de la fuente al receptor se obtiene directamente. Cuando la fuente es natural el tiempo de origen y la localización de un evento se determinan aproximadamente usando tantos sismogramas como sea posible.

Los patrones observados de los tiempos de viaje y de las amplitudes contienen información sobre el medio por el cual las ondas se propagaron. Por medio de algunos métodos es posible reproducir observaciones con suficiente aproximación. Si existe buena concordancia entre el registro observado y el sintético tendremos un buen entendimiento de la estructura del medio.

Los tiempos de viaje y las amplitudes están relacionados a la distribución espacial de velocidad de propagación y a la densidad. Es interesante usar éstos tiempos y amplitudes para establecer contrastes de velocidad en fronteras, situar interfaces laterales y a profundidad, así como localizar dentro de una estructura zonas de baja y alta velocidad que podrían estar asociadas a estructuras de interés geofísico.

Anomalías encontradas en los tiempos de viaje y en las amplitudes en regiones donde la estructura es compleja no se pueden explicar mediante modelos sencillos (capas planas homogéneas o lateralmente homogéneas). Davies y Julian (1972), Fuis y otros (1981), Jacob (1970, 1972), Julian y Gubbins (1977), Marks y Hron (1978), Sleep (1973), Sorrels y otros (1971), Toksoz y otros (1971), reportan heterogeneidades laterales en zonas de subducción y dispersión de la corteza, zonas de alto flujo de calor, actividad sísmica y vulcanismo. Estos autores explican anomalías en los tiempos de viaje y amplitud, así como zonas de sombras utilizando teoría de rayos.

El trazado de rayos en medios heterogéneos es entonces importante para modelar estructuras complejas que son el resultado de procesos dinámicos en la corteza y manto superior. Estructuras que pueden incluir plegamientos y afallamientos de tal forma que dan lugar a yacimientos de hidrocarburos o fluidos geotérmicos. Estos, a su vez, ejercen gran influencia sobre las ondas que se propagaron por su interior.

Al establecer el esquema tectónico de la parte alta del Golfo de California concluiremos que este es un buen ejemplo de un modelo complejo. La cordillera del Pacífico Este se extiende a lo largo del golfo de California y termina en la cabeza del golfo como un centro de dispersión, aparece otra vez como una característica oceánica en los centros de dispersión de Gorda y Juan de Fuca (Holmes, 1979). La provincia fisiográfica de la cabeza del golfo incluye la parte alta del golfo, el delta del río Colorado, el valle de Mexicali, el valle Imperial y la cuenca de Salton. El modelo tectónico para esta provincia elaborado por Lomnitz y otros (1970) consiste de seis fallas transformadas conectadas por cinco centros de dispersión de la corteza caracterizados por zonas geotérmicas, alto flujo de calor, vulcanismo reciente, enjambres de temblores y depresiones topográficas. El valle de Mexicali está caracterizado por un sistema de grabens resultante de la extensión cortical asociada al movimiento de rumbo del sistema Imperial-Cerro Prieto (Reyes, 1979).

El esquema anterior provee el marco de referencia que hace consistente el proponer un modelo complejo para el valle de Mexicali que incluye grabens, horsts, zonas geotérmicas e interfaces laterales inclinadas.

El modelado de estructuras por tiempos de viaje se reduce generalmente a la solución de un sistema de ecuaciones diferenciales no lineales de primer orden con condiciones de frontera. Marks y Hron (1978) han implementado un método analítico para el trazado de rayos en medios complejos exponiendo resultados bastante aproximados a los métodos estándar y a una fracción del costo de procesado en la computadora. Madrid y Traslosheros (1981) presentan una forma sencilla y eficiente de modelar heterogeneidades laterales por éste método.

El objetivo del presente trabajo es sistematizar el modelaje de estructuras de graben y horst mediante experimentos computacionales que permiten obtener un conjunto de reglas para la interpretación de observaciones y una serie de modelos que podrían tener aplicación en la región mencionada anteriormente. La idea es mejorar la interpretación de curvas de tiempos de viaje y amplitud observadas, identificando los efectos de las diferentes complejidades estructurales como anomalías en éstas curvas. Si consideramos que un evento sísmico situado a una profundidad relativamente somera produce ondas que muestrearán parte de los detalles estructurales (además que en la región la sismicidad es alta), es conveniente simular eventos profundos para elaborar curvas de tiempos de viaje teóricas para modelos con diferentes grados de complejidad. De la comparación entre éstos modelos es posible identificar y sistematizar las diferentes anomalías características de una

región de tal forma que ésta información tenga utilidad en la interpretación de perfiles sísmicos.

Se aplicarán los criterios arrojados por la sistematización a la región de Cerro Prieto, B.C. en el valle de Mexicali, donde se han efectuado estudios geológicos y geofísicos que aportan información previa sobre la estructura. La microsismicidad observada revela una alta ocurrencia de eventos sísmicos localizados a una profundidad no mayor de 12 km., además de una distribución de esfuerzos característica de centros de dispersión (Reyes, 1979). La Geología y perforación de pozos proporcionan información sobre los sedimentos más superficiales y las rocas consolidadas (Puente, 1978). Se cuenta con un modelo de capas planas homogéneas para la región (Reyes, 1979) y también con valores de velocidad para rocas saturadas de vapor de agua obtenidos por experimentos de laboratorio (Ito y otros, 1979).

Estos datos analizados en conjunto permiten la elaboración de modelos lateralmente heterogéneos que podrían representar algunas características de un centro de dispersión en Cerro Prieto.

1.1 Recapitulación.

El trazado de rayos en medios heterogéneos es importante para entender una estructura compleja. Se utilizará el método de aproximación circular según Madrid y Traslosheros (1981) con el objeto de efectuar experimentos computacionales que permiten sistematizar el modelado de estructuras de graben y horst, además de proveer modelos que podrían tener aplicación regional. Finalmente se elaborará un modelo preliminar para el centro de dispersión de Cerro Prieto en base a los resultados de la sistematización y a evidencias geológicas y geofísicas. Se utilizarán datos de tiempos de viaje de eventos observados a las estaciones de registro. Estos tiempos de viaje se compararán con los calculados para diferentes modelos usando criterios desarrollados para características específicas del modelo. Este procedimiento por ensayo y error se continuará hasta tener buen ajuste entre los cálculos y las observaciones.

El problema de la no unicidad de la solución puede ser reducido parcialmente pues se cuenta con datos geofísicos y evidencias geológicas.

2 METODOS

2.1 Revisión de la teoría.

De acuerdo con Officer (1958) los principales tipos de soluciones de las ecuaciones que describen la propagación de una perturbación en un medio estratificado son: la ecuación Eikonal la cual es una solución independiente del tiempo, y una expansión en modos normales de oscilación. Brekhovskikh (1960) menciona que en ciertas condiciones de propagación, en particular cuando el frente de onda es mucho mayor que la longitud de onda el número de modos normales que participa en la propagación es muy grande, esto implica frecuencias altas y condiciones óptimas para la aplicación de la teoría de rayos.

Se consideran ondas sin interferencia, difracción y absorción. La ecuación Eikonal se obtiene transformando la ecuación de onda en una aproximación independiente del tiempo, a partir de la cual es derivable un sistema de ecuaciones diferenciales que describen la trayectorias de los rayos. Una solución simple muy común en sismología y acústica a este sistema es encontrada considerando un medio verticalmente heterogéneo ($v=v(z)$) (Cerveny y otros, 1971). Wesson (1970) presenta un conjunto de 6 ecuaciones diferenciales que permiten obtener la posición del frente de onda y la dirección del rayo en función del tiempo en estructuras tridimensionales de velocidad. En el caso bidimensional el sistema se reduce a 3 ecuaciones (Marks y Hron, 1978), y es resuelto por métodos numéricos estándar. En este caso es posible trazar los rayos mediante la aproximación circular, un método analítico muy eficiente para el cálculo de tiempos de viaje y trayectorias (Madrid y Traslosheros, 1981). Aunque el sistema de ecuaciones para los rayos expuesto por Wesson (1970) contiene información únicamente sobre la fase y nada sobre la amplitud, este mismo autor propone un método de integración en el tiempo para el cálculo de intensidad relativa (I_0/I). El factor geométrico de dispersión para un medio bidimensional lateralmente heterogéneo puede ser obtenido de esta solución. A continuación se trata de hacer una descripción detallada de las ecuaciones, soluciones y métodos descritos en el párrafo anterior.

2.2 La ecuación Eikonal.

Antes de considerar condiciones que permitan llegar a la ecuación eikonal, se encontrará la ecuación de onda a partir de la ecuación de movimiento para una perturbación

infinitesimal que se propaga en un medio continuo, isotrópico y homogéneo (Long, 1961):

$$(\partial^2 U_i / \partial t^2) = (\partial P_{ij} / \partial X_j) \quad (2.1)$$

La relación esfuerzo-deformación o Ley de Hooke generalizada, como una relación lineal en un medio isotrópico y homogéneo es (Sokolnikov, 1956):

$$P_{ij} = (\lambda \delta_{ij} \Delta + 2 \mu E_{ij}) \quad (2.2)$$

Sustituyendo la expresión para el tensor de deformación y la relación (2) en la ecuación de movimiento, es posible separar los potenciales de desplazamiento. En general se expresan los desplazamientos en un sólido en forma vectorial:

$$U_i = \partial W / \partial X_i + \epsilon_{ijk} \partial C_j / \partial X_k$$

donde W es el potencial de desplazamiento para ondas compresionales (potencial escalar) y C_i es un potencial vectorial asociado a las ondas cortantes o rotacionales. Sustituyendo la relación (2.2) en la ecuación de movimiento y derivando con respecto de X_i se separa el potencial para ondas compresionales, y se obtiene la ecuación de onda:

$$(\partial^2 \Delta / \partial t^2) = (\lambda + 2\mu / \rho) (\partial^2 \Delta / \partial X_j^2) \quad (2.3)$$

La ecuación de onda describe una perturbación compresional que se propaga en un medio con velocidad $v = (\lambda + 2\mu / \rho)^{1/2}$. La solución más simple de la ecuación diferencial parcial de segundo grado es obtenible por el método de separación de variables o bien a través de métodos de Fourier (Brekhovskik, 1960). Esta solución, que representa una onda plana que se propaga en la dirección general X_i , es la forma más simple de la propagación de ondas:

$$W(X_i, t) = W_0 \exp j(\omega t - K_i X_i) \quad (2.4)$$

El potencial de desplazamiento para ondas compresionales W

es función de γ , esto es $W = f(\gamma)$, donde γ es la fase de la onda

$$\gamma = vt - K_i X_i$$

Las componentes del vector de onda K_1 , K_2 y K_3 , son los números de onda direccionales y representan las proyecciones del vector normal al frente de onda sobre los ejes coordenados.

Siguiendo con la descripción dada por Officer (1958) si consideramos una solución independiente del tiempo:

$$t = v_0^{-1} \tau(X_i) \quad (2.5)$$

donde τ es la fase espacial y v_0 una velocidad de referencia, es posible describir la propagación de ondas por medio de superficies de onda que se propagan en el tiempo. $W = 0$ será una superficie característica de la ecuación de onda si satisface la ecuación diferencial

$$v^2 (\partial W / \partial X_j)^2 - (\partial W / \partial t)^2 = 0$$

la cual es derivada de la ecuación de onda (Luneburg, 1960). Sustituyendo la fase en la ecuación anterior se obtiene la ecuación Eikonal:

$$(\partial \tau / \partial X_i)^2 = (v_0^2 / v^2) = \eta^2 \quad (2.6)$$

donde η es el índice de refracción. La ecuación (2.6) es una ecuación diferencial parcial de primer orden y su solución es la función de fase espacial, figura (2.1)

$$\tau(X_i) = \text{constante}$$

que representa superficies tridimensionales. Los puntos sobre ésta superficie tienen la misma fase γ en un tiempo fijo cualquiera, es decir, tienen el mismo movimiento aunque no necesariamente de la misma amplitud. Conforme el tiempo transcurre la fase cambia, la superficie es otra, pero los puntos sobre la superficie permanecen en fase, la superficie es conocida con el nombre de frente de onda.

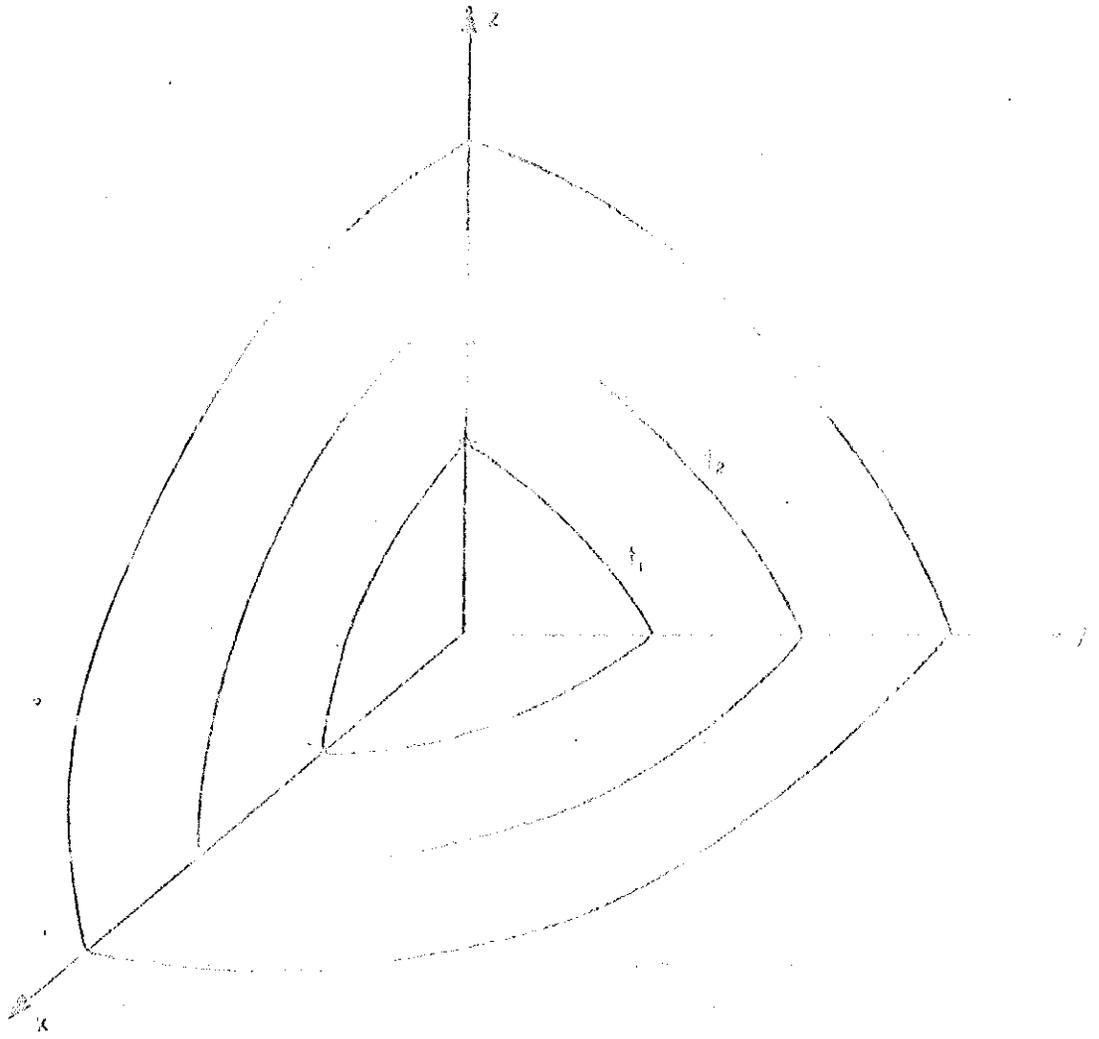


Fig. 2.1. Frentes de onda en los tiempos t_1 , t_2 y t_3 .

2.3 Las ecuaciones de los rayos

Las normales a los frentes de onda definen la dirección de propagación y se les llama rayos, sus trayectorias son curvas en el espacio siempre perpendiculares a los frentes de onda. Las ecuaciones para las normales a los frentes de onda son:

$$dx/(\partial\tau/\partial x) = dy/(\partial\tau/\partial y) = dz/(\partial\tau/\partial z)$$

los cosenos directores satisfacen la relación

$$(dx/ds)^2 + (dy/ds)^2 + (dz/ds)^2 = 1$$

y por lo tanto son proporcionales a los números direccionales, esto es:

$$(dX_i/ds) = a (\partial\tau/\partial X_i)$$

elevando al cuadrado y sumando las expresiones anteriores se obtiene que la constante de proporcionalidad es

$$a = (1/\eta)$$

entonces

$$\eta (dX_i/ds) = (\partial\tau/\partial X_i)$$

tomando derivadas con respecto a la trayectoria en ambos lados de la ecuación y arreglando términos:

$$d/ds (\eta dX_i/ds) = (\partial\eta/\partial X_i) \quad (2.7)$$

El conjunto de ecuaciones anterior es una generalización de la Ley de Snell y es derivable también del principio de Fermat. Este principio establece que la trayectoria de un rayo sísmico es un extremal: un máximo, un mínimo o un punto de silla. El tiempo que toma la señal en viajar de la fuente al receptor es el tiempo de una trayectoria estacionaria, entonces la integral

$$T = \int_f^r (ds/v) = \int (\dot{x}^2 + \dot{y}^2 + \dot{z}^2)^{1/2} du/v \quad (2.8)$$

es un extremal. Los puntos sobre la variable implican derivadas con respecto al parámetro que caracteriza la trayectoria. Si s y u son parámetros que caracterizan la trayectoria entonces el diferencial de s es $ds = (\dot{x}^2 + \dot{y}^2 + \dot{z}^2)^{1/2} du$. En general

$$T = \int_f^r f(u, x(u), y(u), z(u), \dot{x}(u), \dot{y}(u), \dot{z}(u)) du.$$

Puede demostrarse que la integral (2.8) es un extremal, tomando en cuenta las siguientes suposiciones:

1.- Una familia de funciones del tipo (figura 2.2)

$$\bar{X}_i = X_i(u) + e g(u)$$

una la fuente y el receptor, y sus derivadas son

$$\dot{\bar{X}}_i = \dot{X}_i(u) + e \dot{g}(u)$$

donde e es un parámetro característico (*operador* de Lagrange) y $g(u)$ una función arbitraria tal que $g(f) = g(r) = 0$, para asegurarnos que

$$\bar{X} = X(f) = X_f$$

$$\bar{X} = X(r) = X_r$$

Estos puntos son fijos para todas las trayectorias y la minimización se hace con respecto a ellos.

2.- Suponiendo que T es función de e , entonces

ur

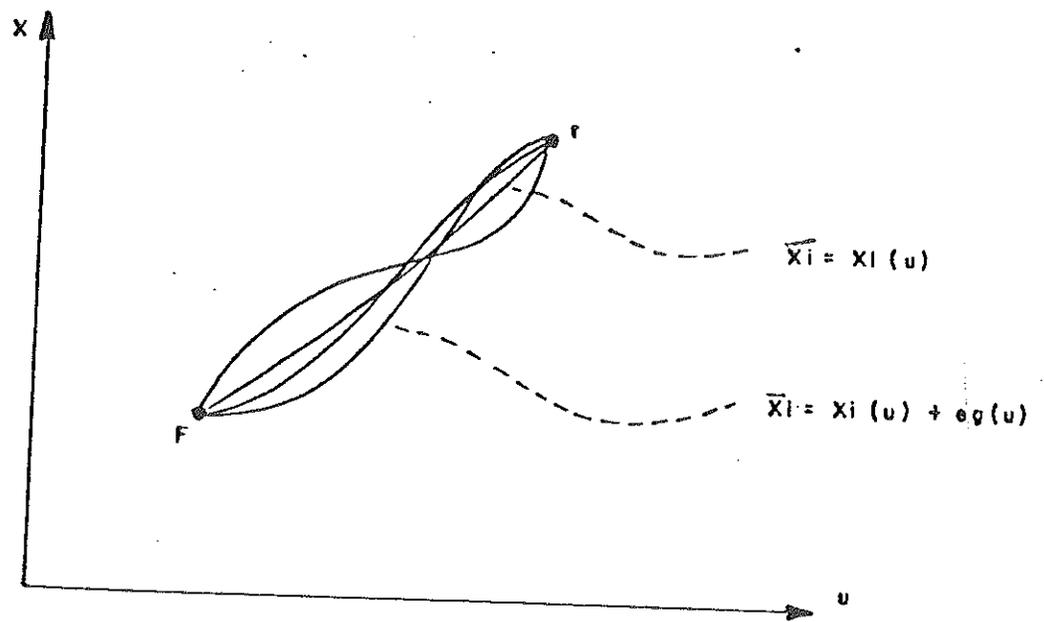


Fig. 2.2 Familia de funciones que une la fuente y el receptor

$$T = T(e) = \int_{nf} f(u, \bar{X}_i, \dot{\bar{X}}_i) du$$

Si la integral anterior es un extremal y satisface el principio de Fermat, al derivar, igualar a cero y evaluar la ecuación se obtendrá el sistema de ecuaciones (2.7), esto es

$$T' = dT(e)/de = \int (\partial f / \partial \bar{X}_i \partial \bar{X}_i / \partial e + \partial f / \partial \dot{\bar{X}}_i \partial \dot{\bar{X}}_i / \partial e) du = 0$$

en $e=0$

$$T'(0) = \int (\partial f / \partial X_i - \partial / \partial u (\partial f / \partial \dot{X}_i)) g du = 0$$

como $g(u) = g(u) = 0$, entonces las ecuaciones de Euler-Lagrange para un extremal en el cálculo variacional son:

$$(\partial f / \partial X_i) - d/du (\partial f / \partial \dot{X}_i) = 0$$

sustituyendo el valor de f y considerando que $u=s$ se obtiene el sistema (2.7). En sismología y acústica se considera en muchos problemas el medio verticalmente heterogéneo, esto es

$$v = v(z)$$

y la solución al sistema (2.7) es simple. Suponiendo que $u=z$ el sistema (2.7) queda:

$$d/dz (\dot{X}_i / v (\dot{x}^2 + \dot{y}^2 + \dot{z}^2)^{1/2}) = (\dot{x}^2 + \dot{y}^2 + \dot{z}^2)^{1/2} \partial / \partial X_i (1/v)$$

y de las condiciones iniciales

$$x(z_0) = x_0, y(z_0) = 0, \dot{x}(z_0) = \tan i_0, \dot{y}(z_0) = 0$$

la tangente al rayo se encuentra sobre el plano (x, z) , figura (2.3)

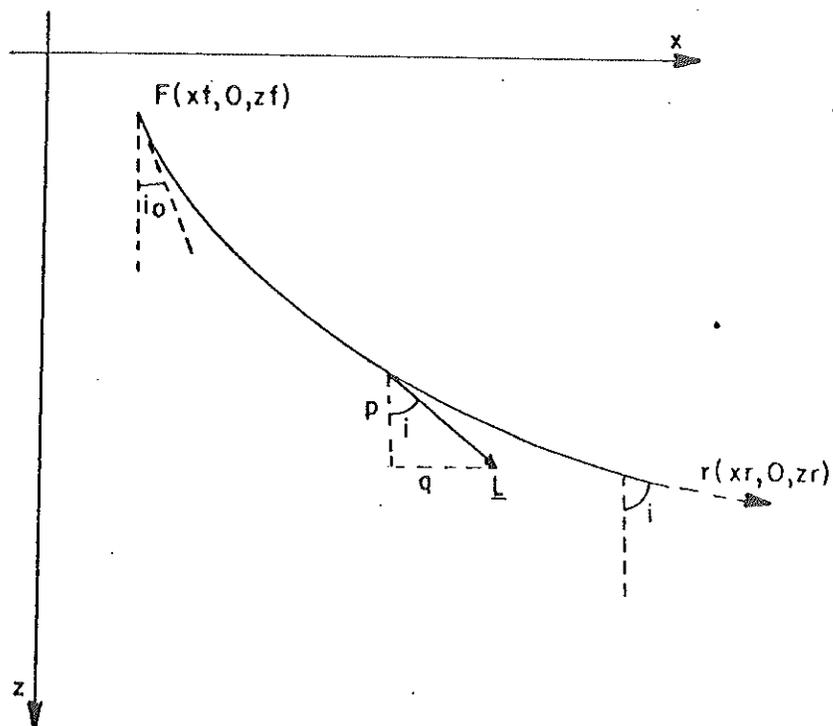


Fig 2.3 La tangente al rayo se encuentra sobre el plano (x, z)

$$\partial/\partial x(1/v) = \partial/\partial y(1/v) = 0$$

$$d/dz(\dot{x}/v (\dot{x}^2 + \dot{y}^2 + 1)^{1/2}) = 0$$

$$d/dz(\dot{y}/v (\dot{x}^2 + \dot{y}^2 + 1)^{1/2}) = 0$$

Si las condiciones iniciales indican que $y(z_0)=0$, $\dot{y}(z_0)=0$, $\dot{x}(z_0)=0$, entonces

$$\dot{x}/v (\dot{x}^2 + 1)^{1/2} = \text{constante} = p$$

$$p = \text{sen } i/v$$

De la última ecuación diferencial se obtiene

$$\dot{x}(z) = p v(z) / (1 - p^2 v^2(z))^{1/2}$$

la solución de la ecuación anterior es la integral sobre la trayectoria del rayo

$$x(z) = x(z_0) + \int p v(z) dz / (1 - p^2 v^2(z))^{1/2}$$

además, si $(\dot{x}^2 + 1)^{1/2} = (1 - p^2 v^2(z))^{1/2}$ la integral (2.8) se puede expresar

$$T(z) = T(z_0) + \int dz/v(z) (1 - p^2 v^2(z))^{1/2}$$

Wesson (1970) plantea las ecuaciones de los rayos en función del tiempo directamente de las definiciones de velocidad y lentitud

$$(dX_i/dt) = v \hat{r}_i \quad \text{y} \quad (dl_i/dt) = 1/v \hat{r}_i$$

entonces

$$(dX_i/dt) = v^2 l_i \tag{2.9}$$

La ecuación anterior permite obtener la posición del rayo en función del tiempo. Es necesario otro sistema de 3 ecuaciones diferenciales para obtener la dirección del rayo en función del tiempo, según Chernov (1960)

$$(dl_i/dt) = (-1/v) (\partial v/X_i) \quad (2.10)$$

Para el trazado de rayos en estructuras tridimensionales de velocidad de variación continua es necesario resolver numéricamente el sistema de seis ecuaciones diferenciales por métodos estándar. En dos dimensiones (plano (x,z)) el problema se reduce a la solución numérica del sistema

$$\begin{aligned} x & & v \operatorname{sen} i \\ d/dt (z) & = & v \cos i \\ i & & \partial_z v \operatorname{sen} i - \partial_x v \operatorname{sen} i \end{aligned}$$

donde ∂_x y ∂_z son derivadas espaciales. La solución del sistema requiere del conocimiento del campo de velocidades y de las derivadas espaciales en los lugares por donde el rayo viaja.

2.4 Método de aproximación circular.

Se expone a continuación el método utilizado en el presente trabajo para obtener las trayectorias y los tiempos de viaje desde los hipocentros hasta las estaciones. Se trabajara con un medio bidimensional en coordenadas cartesianas.

Se considerarán los resultados obtenidos suponiendo que el medio es verticalmente inhomogéneo ($v=v(z)$), donde la velocidad varía linealmente con la profundidad. En estas condiciones las trayectorias de los rayos son arcos de círculo (Nettleton, 1940). Se encuentra la ecuación que describe la trayectoria circular del rayo, en términos del gradiente de velocidad $\nabla(v)$ y del ángulo del rayo con la vertical (i), haciendo uso de la Ley de Snell obtenida anteriormente de consideraciones geométricas:

$$p = (\operatorname{sen} i/v) \quad (2.11)$$

(2.4) Si las coordenadas del centro del círculo son figura

$$x = x_0 + R \cos i, \quad z = z_0 + R \operatorname{sen} i$$

se puede escribir

$$v = (\operatorname{sen} i_0 / p) = (-z/Rp) \quad (2.12)$$

y el gradiente de velocidad

$$v' = (dv/dz) = (-1/Rp)$$

de aquí se obtiene el radio

$$R = -1/v'p = (1/|V(v)|) (v_0/\operatorname{sen} i_0)$$

y finalmente la ecuación del círculo

$$(x-x_0 - (v_0/|V(v)|) \cot i_0)^2 + (z-z_0 - (v_0/|V(v)|))^2 = (v_0/|V(v)|)^2 \operatorname{sen}^2 i_0 \quad (2.13)$$

El tiempo de viaje es evaluable fácilmente de la definición fundamental

$$T = \int (ds/v), \quad v = -z |V(v)| = R \operatorname{sen} i |V(v)|$$

Se tiene que si (figura 2.5)

$$ds = R d\theta$$

el tiempo es

$$\begin{aligned} T &= (1/|V(v)|) \int R (d\theta / R \cos \theta) \\ T &= (1/|V(v)|) \ln \tan (\theta/2 + \pi/4) \end{aligned} \quad (2.14)$$

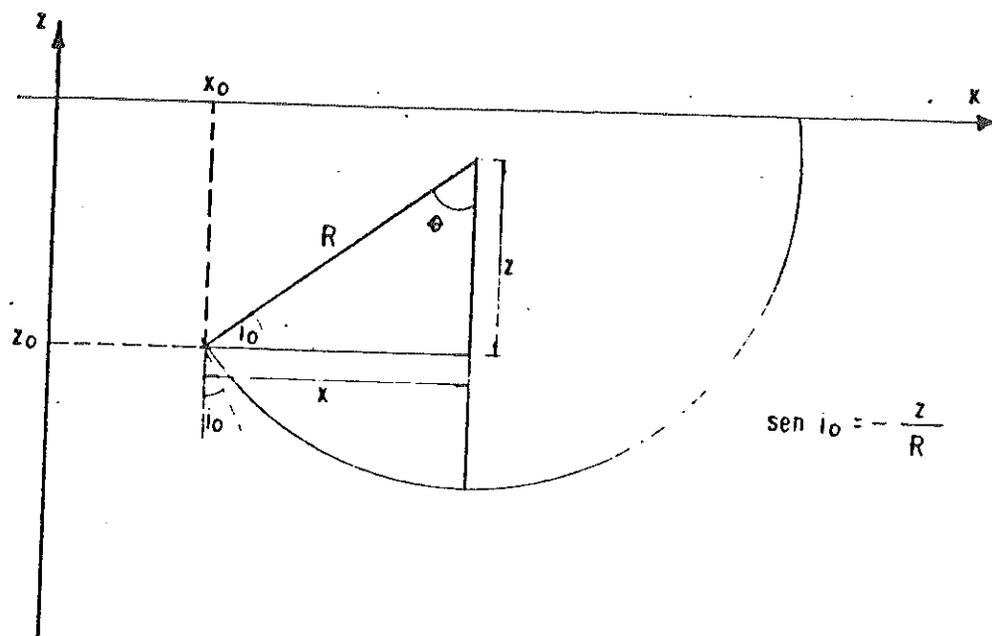


Fig. 2.4 Coordenadas del centro del círculo

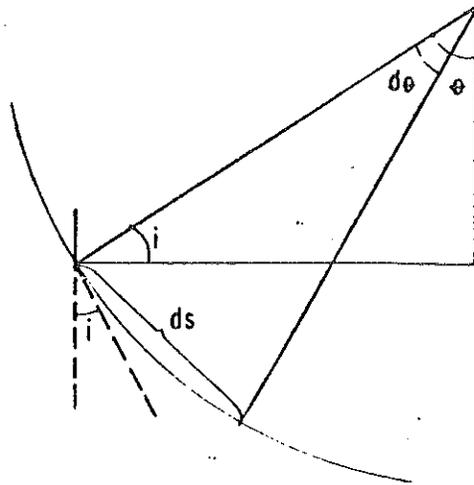


Fig. 2.5 Diferencial de trayectoria

En la figura (2.6) se observa que la dirección del movimiento en el nivel z_v es vertical implicando que $\sin i_0 = 0$. De la ecuación (2.12) puede verse que en el nivel hipotético z_v la velocidad es cero. A este nivel se le llama línea de velocidad cero. En el medio verticalmente heterogéneo donde la velocidad varía linealmente con la profundidad las trayectorias de los rayos son arcos de círculo y el centro del radio de se encuentra en el nivel z_v .

Los resultados obtenidos anteriormente son utilizados en el Método de aproximación circular gracias a una rotación y una traslación del sistema.

De acuerdo con Madrid y Traslosheros (1981) es posible modelar heterogeneidades laterales complejas de una manera eficiente y sencilla definiendo la velocidad $v=v(x,z)$ en un red triangulada de puntos, figura (2.7). Cada triángulo representa una porción del medio de manera que la velocidad en cada localidad está dada por una función lineal determinada por los tres vértices del triángulo, figura (2.8).

De acuerdo a esta ley de velocidades lineal las trayectorias son arcos de círculo dentro de una localidad.

La distribución espacial de velocidades referida a un sistema de coordenadas (x,z) puede ser expresada de la siguiente forma:

$$v(x,z) = v_0 + b_1 x + b_2 z \quad (2.15)$$

Rotando el sistema (x,z) por un ángulo (α) esto es

$$\begin{aligned} x' &= x \cos \alpha + z \sin \alpha \\ z' &= -x \sin \alpha + z \cos \alpha \end{aligned} \quad (2.16)$$

de tal forma que en el nuevo sistema (x',z') el eje z' tiene la misma dirección del gradiente de velocidad, figura (2.9), y además trasladamos el sistema a lo largo del eje z' :

$$z' - z_v = -x \sin \alpha + z \cos \alpha \quad (2.17)$$

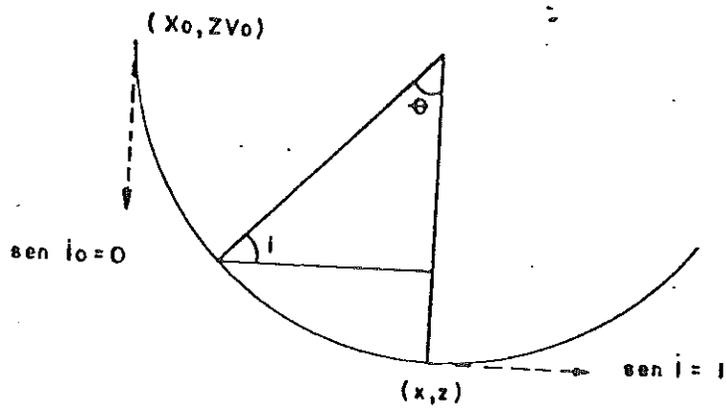


Fig. 2.6 Nivel hipotético donde la velocidad es cero

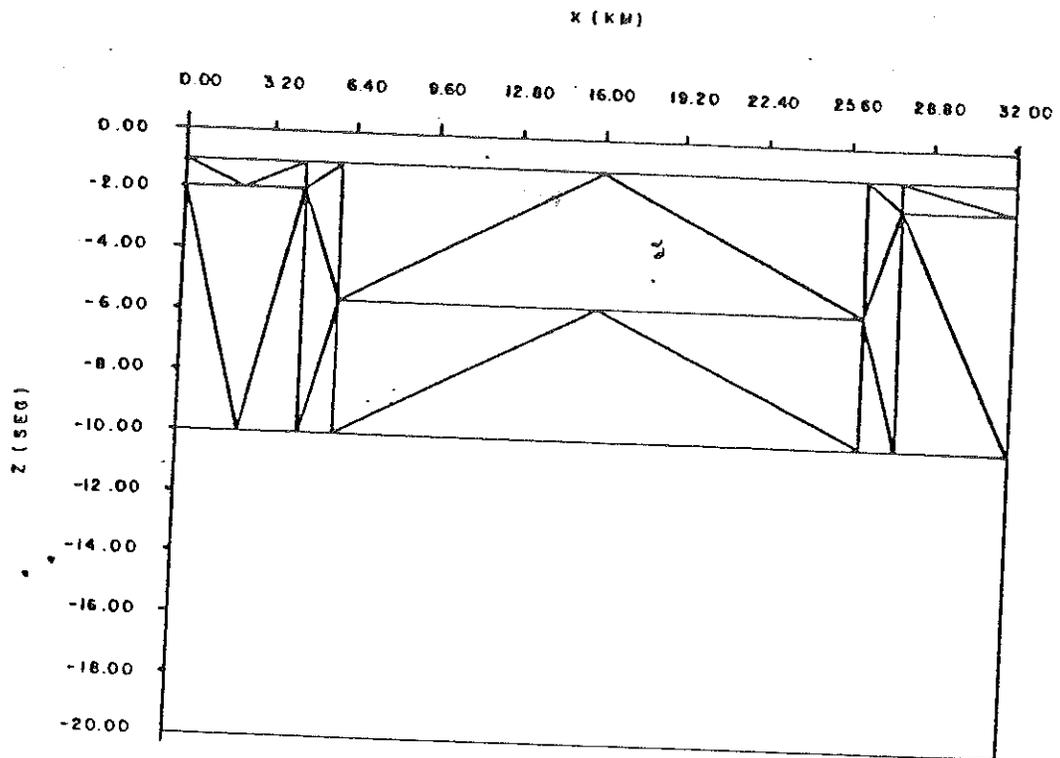


Fig. 2.7 Red triangulada de puntos

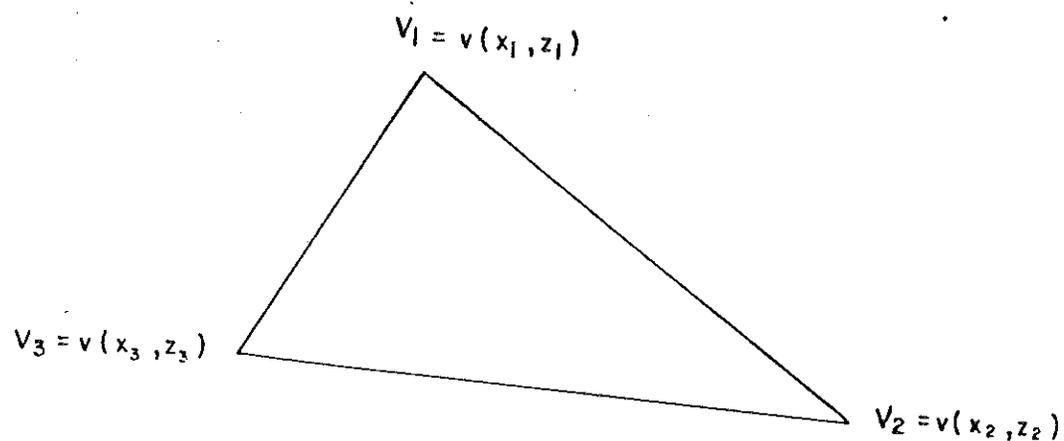


Fig. 2.8 La velocidad en cada localidad triangular esto determinado por los tres vértices

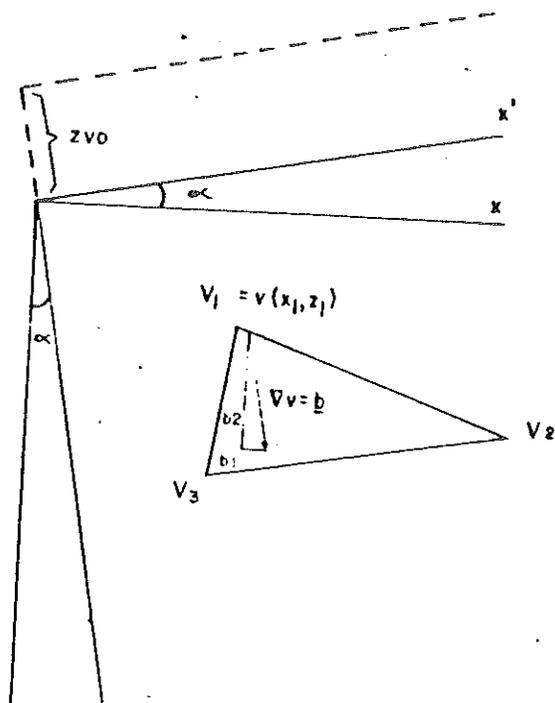


Fig. 2.9 El sistema (x, z) es transformado a un sistema $(x', z' - z_v)$

es posible expresar la distribución espacial de velocidades en el sistema rotado, por la fórmula

$$v(z') = v_0' + b z' \quad (2.18)$$

Utilizando las ecuaciones de transformación (2.16 y 2.17) en la ecuación anterior y la ecuación (2.15) la velocidad está dada entonces por:

$$v = v_0 + b_1 x + b_2 z = v_0' + b (x' \operatorname{sen} \alpha + (z' - zv_0) \operatorname{cos} \alpha)$$

de donde

$$v_0 = - b_2 zv_0 \quad (2.19)$$

Escribiendo el sistema completo tenemos:

$$v_1 = (b_1, b_2) (x_1, x_1 - zv_0) = b_1 x_1 + b_2 z_1 + (-b_2 zv_0)$$

$$v_2 = (b_1, b_2) (x_2, x_2 - zv_0) = b_1 x_2 + b_2 z_2 + (-b_2 zv_0)$$

$$v_3 = (b_1, b_2) (x_3, x_3 - zv_0) = b_1 x_3 + b_2 z_3 + (-b_2 zv_0)$$

El objetivo es conocer (b_1, b_2) y el nivel zv_0 . Resolviendo el sistema por la regla de Cramer obtenemos los valores de b_1 , b_2 y v_0 . Finalmente de (2.19)

$$zv_0 = (-v_0/b_2) = z_1 + (b_1 x_1 - v_1/v_2)$$

zv_0 está dado en términos de (b_1, b_2) y $(v_i, (x_i, z_i))$. Para calcular (b_1, b_2) necesitamos solamente las coordenadas $((x_1, z_1), (x_2, z_2), (x_3, z_3))$ y los valores de velocidad correspondientes.

2.5 Representación de la estructura de velocidades.

La distribución espacial de velocidades de onda está dada para cada estrato independientemente mediante un número arbitrario de puntos que definen pares de triángulos, figura (2.7). Marks y Hron (1978) y Aric (1981) proponen programas similares usando una red cuadrada de velocidades y una red no equidistante respectivamente. Ambos programas tienen dificultades respecto de la elaboración de modelos complicados, en el primer caso debido a la red equidistante y en el segundo caso por el hecho de tener que definir los estratos con el mismo número de puntos para formar una matriz. En el método aquí usado se define la velocidad en cada estrato con un número diferente de puntos y se pueden incluir subcapas en los modelos, de tal forma que la distribución de velocidad queda representada adecuadamente con los parámetros siguientes:

- Numero de capas.
- Numero de puntos por capa.
- Numero de subcapas por capa.

2.6 Descripción del programa.

El programa PTHET (por Madrid) permite el trazado de rayos en medios heterogéneos desde una fuente situada arbitrariamente. Si radiamos una onda desde la fuente (F) figura (2.7) con un ángulo inicial (i_0) respecto de la vertical, el primer paso será encontrar la posición del rayo en el sistema transformado cuyo ángulo de rotación está dado por:

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

donde

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

las coordenadas transformadas están definidas por las ecuaciones (2.16) y (2.17) y los ángulos en el sistema local:

$$\text{sen } i_0' = \text{sen}(i_0 - \alpha) = \text{sen } i_0 \text{ cos } \alpha - \text{cos } i_0 \text{ sen } \alpha \quad (2.20)$$

$$\cos i_0' = \cos(i_0 - \alpha) = \cos i_0 \cos \alpha + \sin i_0 \sin \alpha$$

Tomando en cuenta que la velocidad en el nuevo sistema está expresada por una fórmula lineal (2.16) la trayectoria del rayo será un círculo de acuerdo a la ecuación (2.13). Es necesario entonces encontrar la intersección de la curva con una línea recta (figura (2.10)). En coordenadas cartesianas equivale a la solución de una ecuación cuadrática, la solución es trivial y es explicada en detalle por Aric (1980). En el programa de Madrid la intersección es encontrada de una forma más eficiente considerando la geometría de un sistema transformado con respecto al (x', z') figura (2.10). La distancia (d) es simplemente

$$d = R \cos \beta$$

en el sistema transformado, entonces las soluciones para la intersección son $(\pm(d^2 - R^2)^{1/2}, 0)$, se transforma nuevamente al sistema (x', z') . El nuevo punto (x', z') es considerado ahora el punto de donde el rayo parte, y el ángulo con respecto a la vertical es obtenido de la Ley de Snell

$$v'/v_0' = (v_0' + bz')/v_0' = \sin i'/\sin i_0'$$

Entonces las coordenadas (x', z') y el ángulo i' son transformados al sistema viejo (x, z) de la siguiente forma:

$$x = x' \cos \alpha - z' \sin \alpha$$

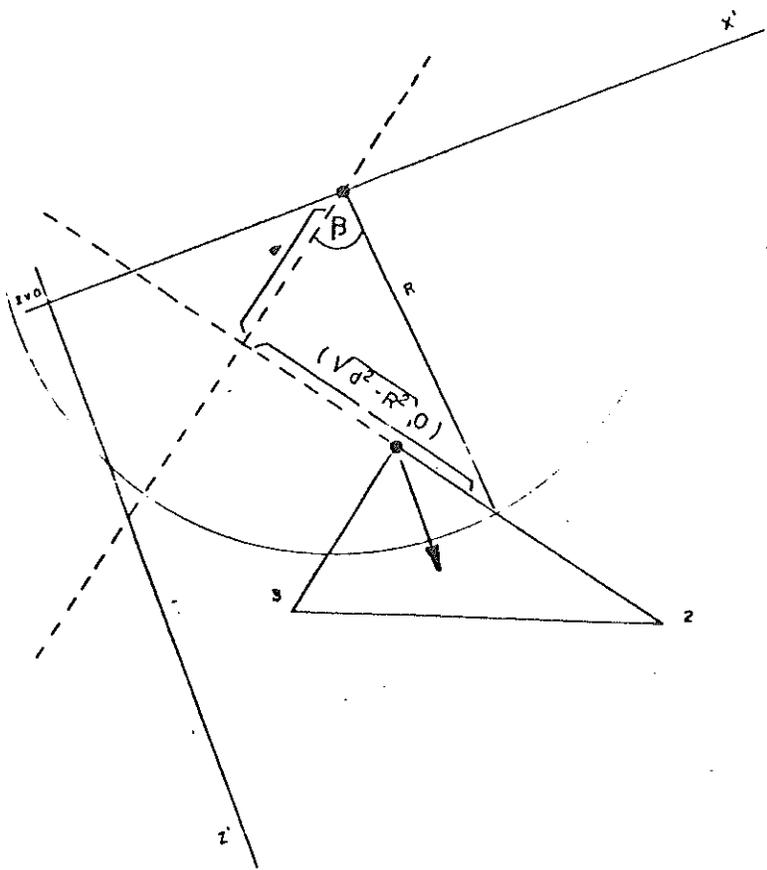
$$z = z' \sin \alpha + (z' - zv_0) \cos \alpha$$

$$\sin i = \sin i' \cos \alpha + \cos i' \sin \alpha$$

(2.21)

$$\cos i = \cos i' \cos \alpha - \sin i' \sin \alpha$$

El procedimiento es continuado de triángulo a triángulo. Mediante una prueba puede checarse si el rayo ha incidido sobre una frontera en cuyo caso se encontrarán los



2 10 La intersección del arco de círculo con la línea
 recta es encontrada transformando el sistema $(x', z' - z'_0)$

valores de velocidad a un lado y otro de la frontera y se aplican las leyes elementales de reflexión y refracción.

En su forma actual el programa puede calcular la amplitud debida a dispersión geométrica, sin embargo, en el presente trabajo haremos alusión sólo a información cualitativa sobre el comportamiento de las amplitudes obtenida de los diagramas de rayos haciendo notar que éstas pueden ser sólo especulaciones.

El tiempo que tarda el programa en calcular 200 trayectorias en una computadora PRIME 400 fue de 15 segundos, es decir (.075) segundos para cada trayectoria individual, considerando que cada rayo cruzaba un promedio de 14 triángulos y algunos rayos llegaban a cruzar hasta .30 triángulos.

2.7 El factor de dispersión geométrica.

El principio de Huygens establece la creación de una fuente de energía en cada punto tocado por una onda. Es así como los frentes de onda se crean y propagan distribuyendo la energía en áreas cada vez mayores. El flujo de energía es definido por las trayectorias de los rayos y la energía que está inicialmente confinada dentro de un tubo estrecho de rayos cerca de la fuente continúa durante la propagación confinada a ese mismo tubo (figura (2.11)).

Si se considera que la energía de una partícula en movimiento en el punto Q_f se conserva respecto de Q_r , figura (2.11), entonces

$$\rho_2 (v_2 dt dA_2) \dot{U}_2^2 = \rho_1 (v_1 dt dA_1) \dot{U}_1^2$$

Si el medio es homogéneo, o si $v_1=v_2$ podemos escribir el factor geométrico de dispersión de onda (enfocamiento)

$$\dot{U}_2 / \dot{U}_1 = (\rho_1 v_1 dA_1 / \rho_2 v_2 dA_2)^{1/2}$$

si dA_f es una diferencial de ángulo sólido Ω entonces

$$dA_1 = d\Omega = 2 \pi \sin i_0 di$$

y

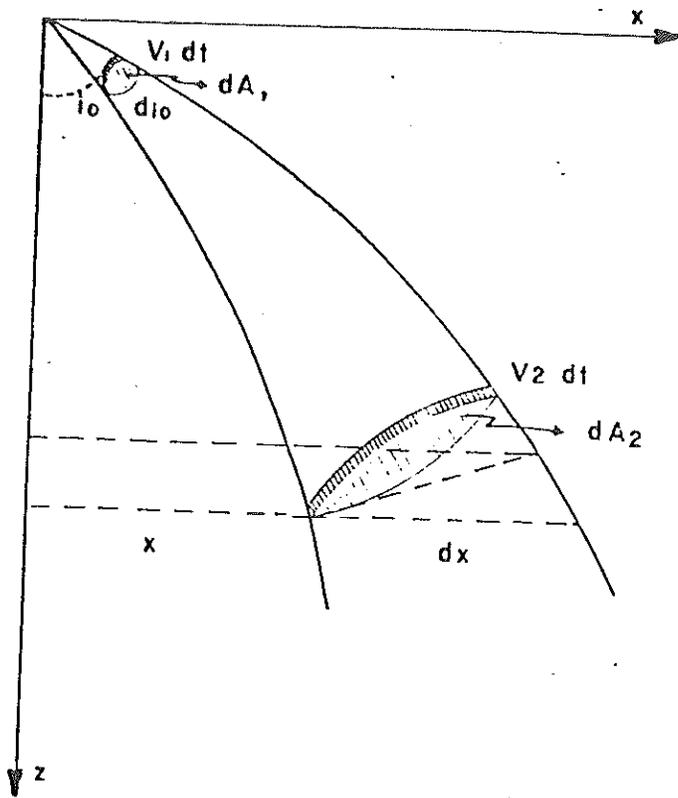


Fig. 2.11 Tubo de rayos que ilustra la dispersión geométrica

$$dA_2 = 2 \pi x \cos x dx$$

entonces

$$\dot{U}_2 = \dot{U}_1 (\tan i_0 \tan i/p X(p) dX(p)/dp)^{1/2} \quad (2.23)$$

es la amplitud en el receptor. Si la fuente es isotrópica y normalizada:

$$U_f = 1$$

La expresión para $X(p)$ puede ser obtenida integrando

$$X(p) = \int_{zf}^{zr} dx = \int (dx/dz) dz$$

p y q son las componentes del vector de lentitud l_i (en dos dimensiones) entonces

$$X(p) = p \int (1/q) dz$$

La expresión para la derivada $(dX(p)/dp)$ tiene algunas complicaciones pero no es relevante para el presente trabajo por lo que no será presentada.

Wesson (1970) presenta un método de integración en el tiempo para el cálculo de las amplitudes que supera las dificultades de la fórmula (2.23).

3 EXPERIMENTOS COMPUTACIONALES.

3.1 Sistematización del modelaje.

Se utilizó el método de aproximación circular descrito en el capítulo anterior para realizar experimentos computacionales con el objeto de conocer las anomalías que arrojan en los tiempos de viaje cada una de las unidades estructurales que integran la región de interés. Entonces es posible interpretar curvas de tiempos de viaje observadas en términos de las características geológicas de la región.

Se elaboraron una serie de modelos complejos suponiendo inicialmente una estructura de graben y horst simétrica. Esta es tomada como referencia para incluir sucesivamente diferentes complejidades y también para clasificar las anomalías a las que están relacionadas.

Una vez identificadas cada una de las anomalías es posible intentar una interpretación de registros observados en base a evidencias geológicas y datos geofísicos que permiten reducir la ambigüedad del modelo.

3.1.1 Desarrollo de los modelos.

Se parte de un modelo sencillo (capas planas homogéneas) de velocidades de ondas compresionales P para la región (Reyes, 1979) figura (3.1), basado en estudios previos de reflexión. Con éste modelo de capas planas y en base al estudio de Puente (1978) estudiaremos el comportamiento de las ondas generadas por eventos a profundidad.

Se elaborará un modelo base en el que se incluirán diferentes profundidades del basamento observando éstas variaciones como anomalías en los tiempos de viaje. Una vez identificados éstos efectos se establecerán interfaces inclinadas entre el sedimento consolidado y el basamento. A continuación se investigarán heterogeneidades debidas al almacenamiento de vapor en rocas con condiciones propicias de permeabilidad. Observando un perfil de velocidad en función de la profundidad (figura 3.2) en una región que incluya ésta zona anómala de almacenamiento de vapor, se verá que la velocidad se incrementa a partir de la superficie principalmente por efecto de la presión litostática hasta cierto nivel donde las rocas porosas se encuentran saturadas de fluido intersticial y vapor de agua. La velocidad disminuye fuertemente en ésta región y vuelve a

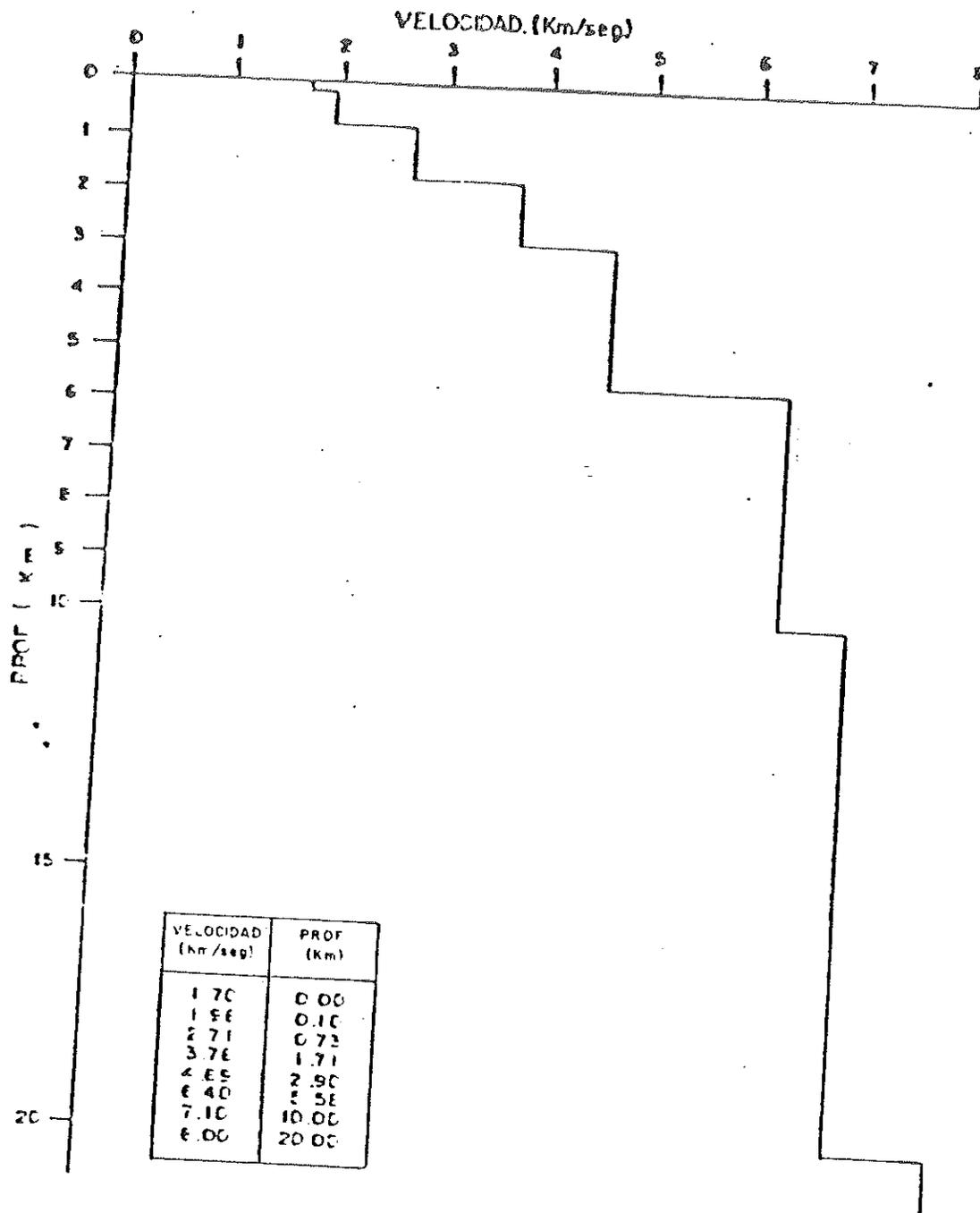


Fig. 3.1 Modelo de capas homogéneas para la región de interés

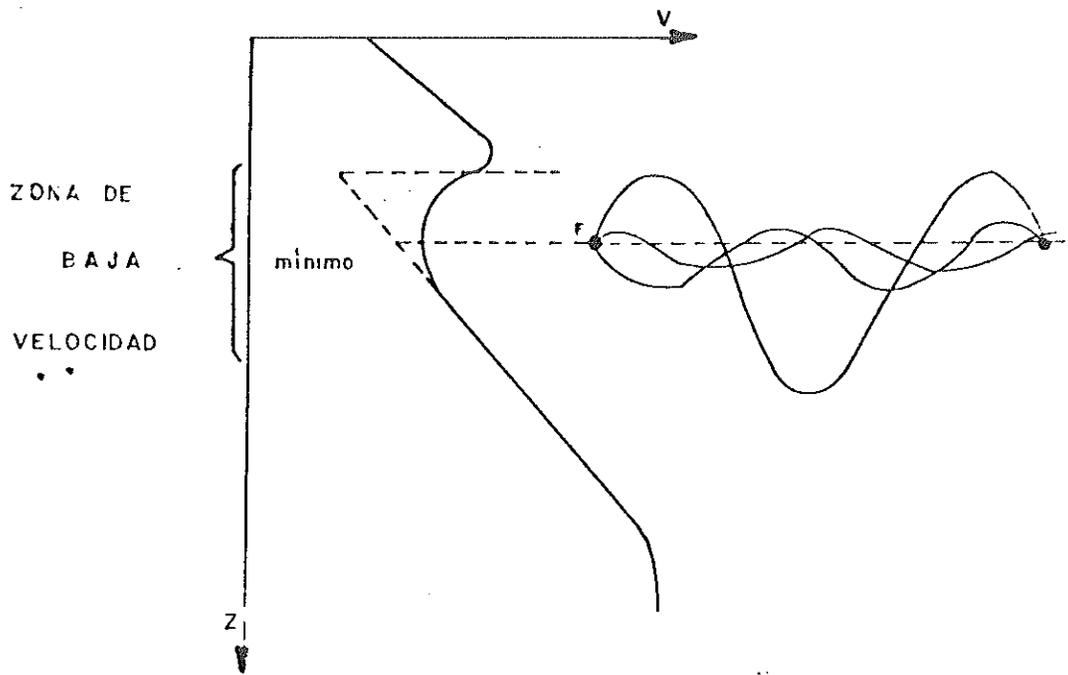


Fig. 3.2 Zona de bajo velocidad y la formación de una guía de ondas

En el modelo base la topografía del basamento muestra un graben principal simétrico, con interfaces inclinadas de pendientes arbitrarias.

3.1.2.1 Inclusión de zonas de baja velocidad.

En el modelo base se incluye una zona de baja velocidad en base al siguiente argumento: si existe un yacimiento de fluidos geotérmicos es posible encontrar tendencias características en la distribución de velocidades. Según Ito y otros (1979) los valores de velocidad de ondas compresionales en condiciones geotérmicas se ven influenciados por la temperatura, presión de poro y cantidad de agua y vapor contenidos en los intersticios de la roca. La figura (3.3) presenta los resultados de éstos autores a dos temperaturas geotérmicas (145 y 198°C). Conforme la presión de poro varía la fase del fluido intersticial cambia. El argumento mencionado al principio del párrafo está basado en que en ambos experimentos los valores de velocidad mínimos para las ondas compresionales ocurren cerca de la presión de transición. Por lo tanto, si las condiciones de temperatura y presión son adecuadas para la conversión de agua en vapor deberán encontrarse valores mínimos de velocidad en zonas donde ocurre el cambio de fase y valores mayores conforme nos alejamos de la zona de producción de vapor. Sin embargo, aunque no exista la conversión de agua en vapor si existe vapor dentro de los intersticios de la roca es de esperarse que los valores de velocidad serán menores que en regiones adyacentes cuyas condiciones de permeabilidad no permitan la circulación y almacenamiento de fluidos geotérmicos. En la figura (3.3a) los valores de velocidad para rocas saturadas de vapor de agua (experimento a 145°C) son menores que para las rocas que contienen agua. En el segundo experimento (198°C) figura (3.3b) el comportamiento es diferente sin embargo los valores de velocidad mínimos se encuentran cerca de la presión de transición. Entonces, si la estructura geológica es simétrica con respecto al eje del graben principal y además se supone que el centro del yacimiento coincide con el eje de la estructura, el valor de velocidad menor se encuentra en el centro y aumenta hacia los lados.

El mapa de isotacas figura (3.4) permite observar la zona de baja velocidad y el levantamiento de las isolíneas en la zona de horst.

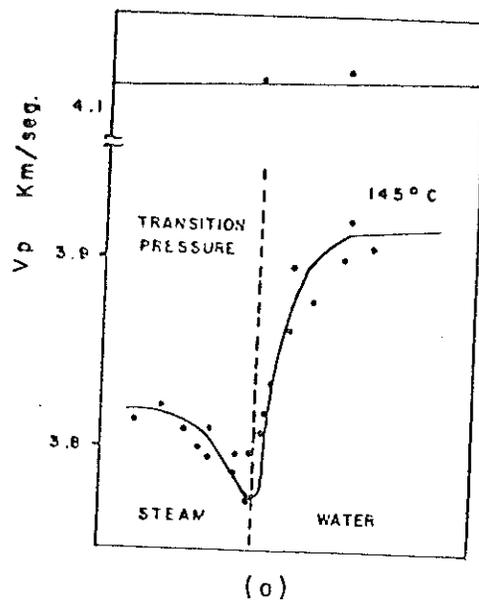
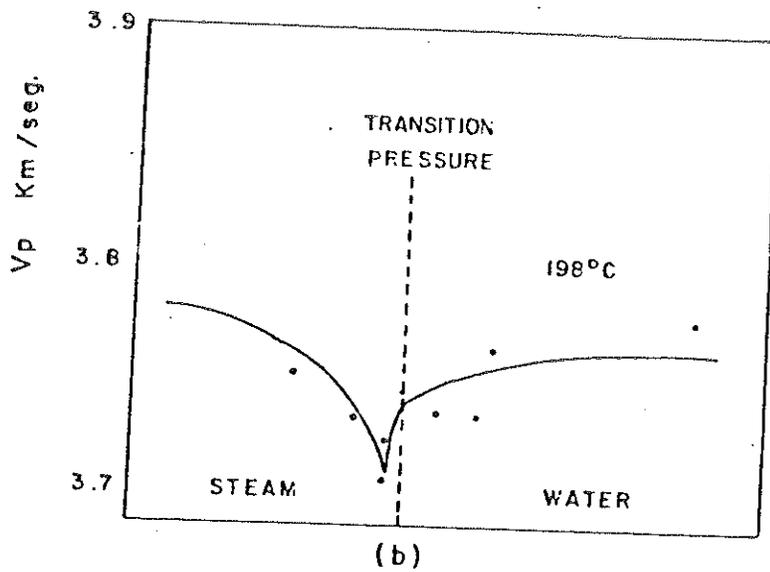


Fig. 3.3 Resultados de los experimentos de Ito y otras (1979)

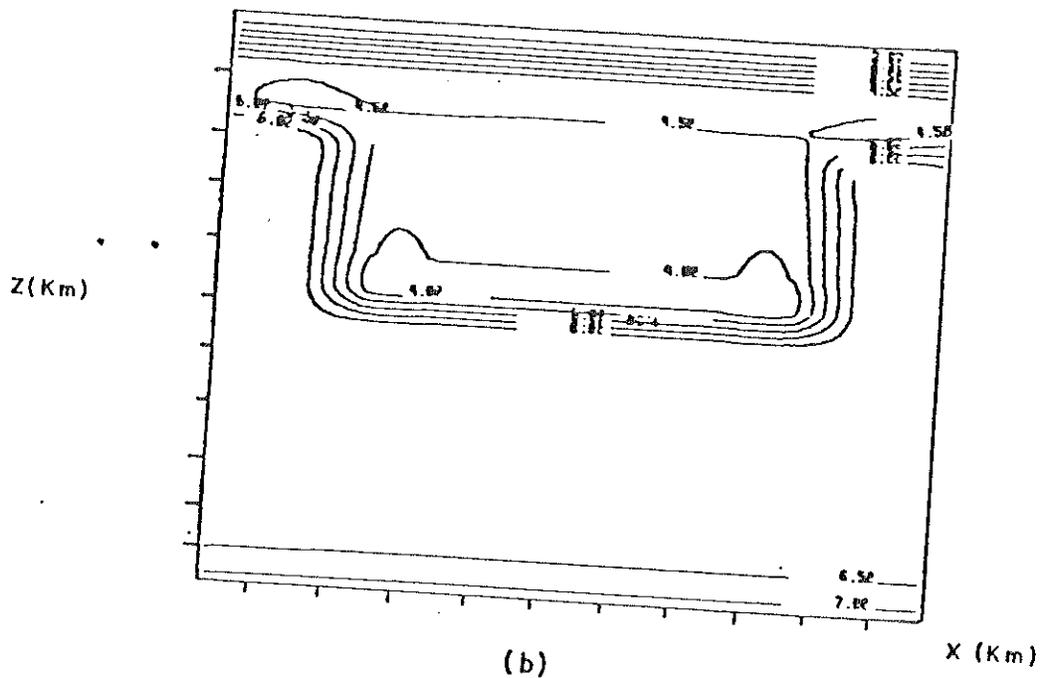
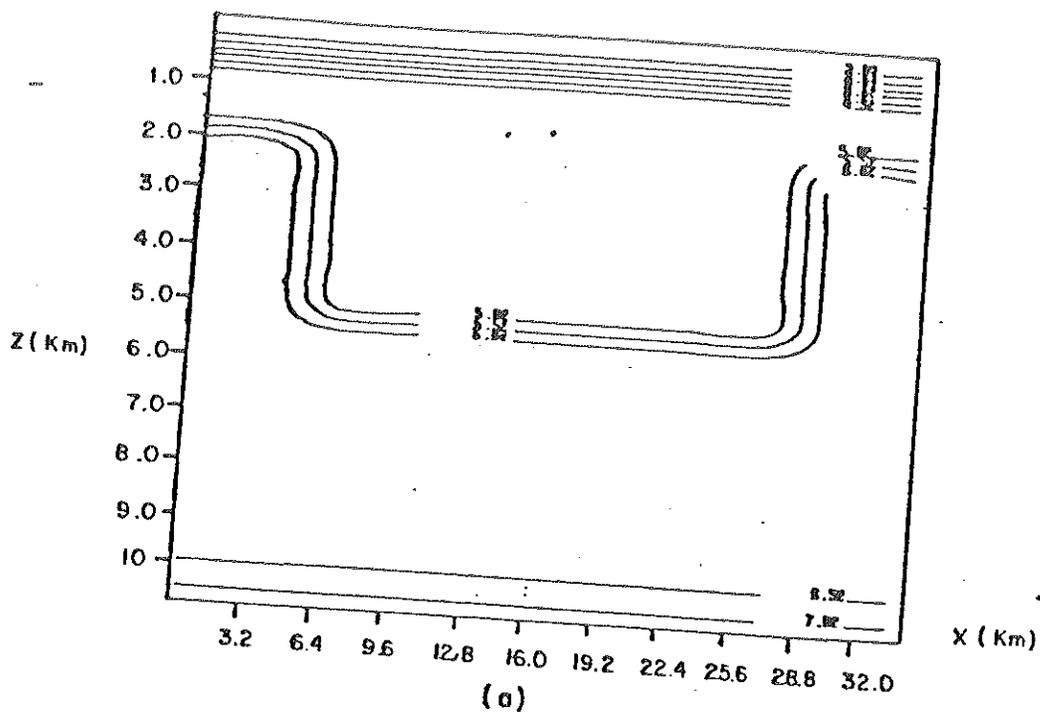


Fig. 3.4 a) Mapa de isotacas para el modelo base
 b) Mapa de isotacas para el modelo base incluyendo una zona de baja velocidad

3.2 Clasificación de anomalías.

La elaboración de diagramas de rayos es útil para ilustrar el efecto de las diferentes complejidades estructurales en los tiempos de viaje.

3.2.1 Características de los tiempos de viaje.

La curva de tiempos de viaje para el modelo base y para una fuente centrada y a profundidad (10 km.), presenta simetría respecto al centro y es posible clasificar los arribos. El comportamiento de cada una de las ramas individuales nos permite clasificarlas en arribos multi-refractados sobre la zona del graben, ramas reflejadas y arribos refractados sobre los horst. Los arribos directos o multi-refractados son aquellos que parten de la fuente y arriban a la superficie por refracción únicamente. La forma y posición de la curva no cambia si la distribución de velocidades es la misma.

Las paredes de las fallas son reflectores fuertemente inclinados que ocasionan ramas reflejadas con pendientes opuestas cuya zona de intersección es conocida con el nombre de triplicación (figura 3.5b), es decir, una zona donde tendremos arribos correspondientes a la rama directa, y a las dos ramas reflejadas en ocasiones y probablemente refracciones críticas también. La geometría del problema arroja este tipo de triplicación, que no es el usual. Generalmente la triplicación es causada por una discontinuidad en la velocidad, en la figura (3.5a) mostramos la triplicación típica y el arreglo tradicional en sismología de exploración. Una rama reflejada particular puede estar formada de varios segmentos casi rectos con diferentes pendientes, donde cada segmento está relacionado a rayos que viajan por regiones con diferentes gradientes de velocidad, así, cada cambio en la pendiente corresponde a un cambio en el gradiente de velocidad.

La triplicación, puesto que la fuente está en el centro y el modelo es simétrico, es centrada y simétrica y el punto donde las ramas se cruzan corresponde al centro del modelo aproximadamente.

Las zonas de sombras están distribuidas simétricamente respecto al centro, son formadas por los reflectores inclinados, correspondientes a la pared de falla de modo que la zona de sombras se forma sobre el horst.

Los arribos correspondientes a los horst son también arribos directos y son una continuación de la rama de

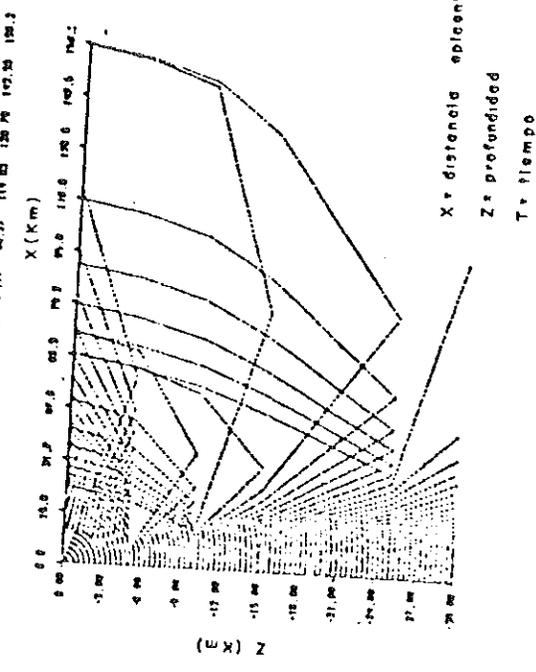
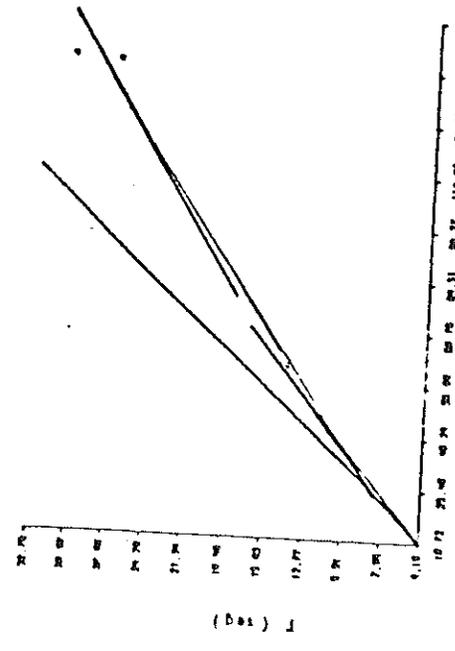
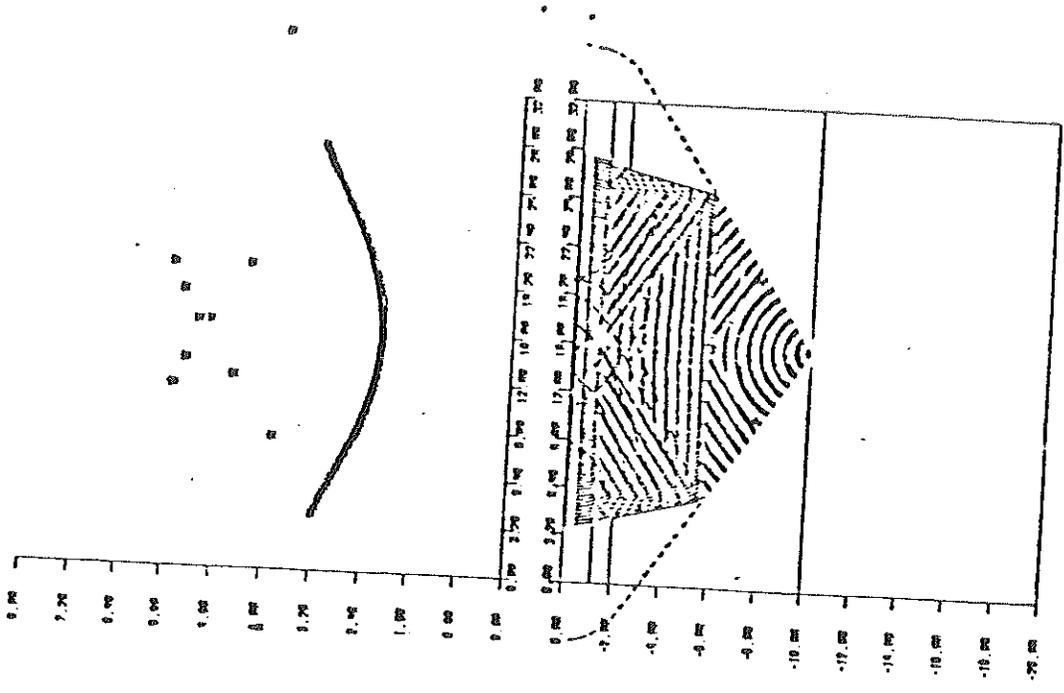


Fig. 3.5 a) Triplicación típica

b) Triplicación que arroja la geometría del problema

arribos directos del graben la cual se trunca dando lugar a las zonas de sombras y a las ramas reflejadas en puntos cercanos al vértice del horst.

3.2.2 Variaciones en la Estructura.

3.2.2.1 Extensión horizontal del graben.

Tomando como referencia el modelo base, se observa el efecto de cambiar únicamente la extensión horizontal del graben.

Al aumentar la extensión horizontal del graben se tiene un incremento en la extensión lateral de la rama de arribos directos pero siguiéndolo el mismo comportamiento. Las ramas reflejadas sufren un recogimiento, disminuyendo el ancho de la triplicación (figura 3.6). La pendiente de las ramas no cambia simplemente es desplazada hacia arriba paralelamente.

Se tiene entonces una triplicación centrada y simétrica, disminuyendo su ancho conforme aumenta la extensión horizontal del graben. Las zonas de sombras se extienden al alejarse la fuente del receptor.

3.2.2.2 Profundidad del graben.

Fijando la estructura y cambiando solamente el espesor de la roca sedimentaria consolidada en la región del graben, se consigue variar entonces la profundidad de éste.

Los efectos más sobresalientes sobre la curva de tiempos son:

La rama de arribos conserva básicamente su curvatura pues los gradientes de velocidad son los mismos, pero es desplazada hacia arriba al disminuir el espesor del basamento granítico. Al incrementar la profundidad del graben, fijos los horsts laterales, el área del reflector aumenta y por lo tanto la zona de intersección entre las dos ramas se ve aumentada también figura (3.7), sin embargo, las pendientes de las ramas no se alteran, pues el reflector no cambia su pendiente.

El ancho de la triplicación y la zona de sombras

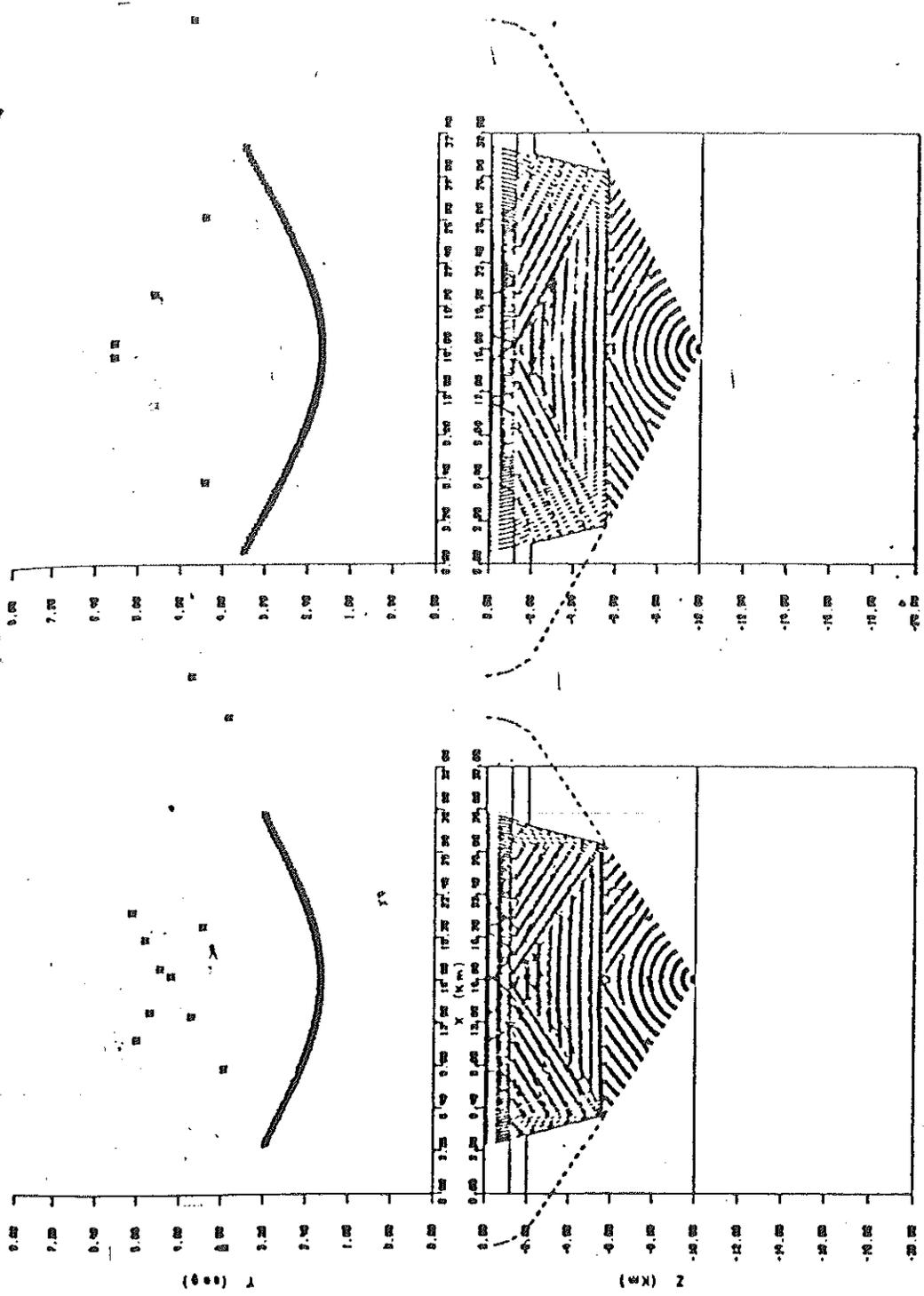


Fig. 3.6 Extensión horizontal del graben

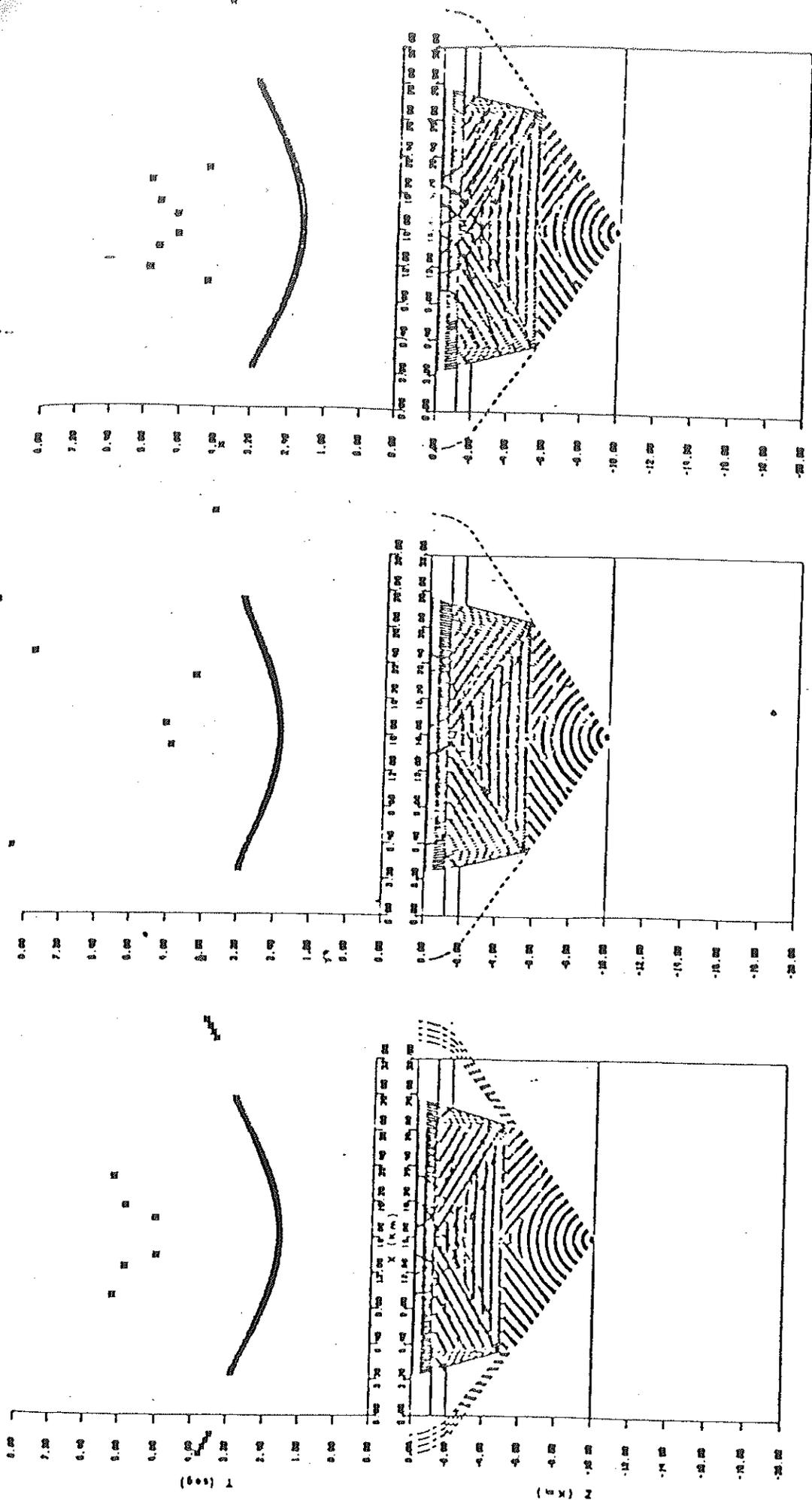


Fig. 3.7 Profundidad del graben

aumentan su extensión lateral al aumentar la profundidad del graben.

3.2.2.3 Profundidad de los horst laterales.

Manteniendo fija la estructura excepto el espesor de la capa de roca sedimentaria consolidada en la zona de horsts, se consigne que la profundidad a la cual se encuentran éstos aumente o disminuya. Se observa que la rama de arribos directos aumenta en extensión lateral, el ancho de la triplicación disminuye como resultado de un incremento en el espesor del sedimento consolidado, la longitud de la zona de sombras disminuye también (figura 3.8).

3.2.2.4 Inclusión de bloques fallados.

Puesto que el estrato de sedimentos consolidados puede presentar afallamiento también, es necesario considerar la posibilidad de incluir cierto número de bloques. Inicialmente se supone que este estrato sufrió el mismo tipo de fallamiento que el graben principal, de tal forma que las pendientes de los reflectores inclinados son las mismas que en el basamento granítico.

La rama de arribos directos se ve seccionada cerca de los reflectores del sedimento consolidado, continuando como un segmento independiente formado por los rayos que viajan al horst (por llamarle así) del sedimento consolidado.

Las ramas reflejadas pueden ocurrir originadas de los reflectores del sedimento consolidado figura (3.9), y de reflectores del basamento.

Las ramas reflejadas entonces son cuatro, y serán mas o menos visibles según la pendiente y la posición relativa de la fuente o la magnitud del evento.

Puede tener lugar la formación de triplicaciones sucesivas, cuya posición relativa está en función de la pendiente de las interfaces inclinadas y de los valores de la velocidad en la interface.

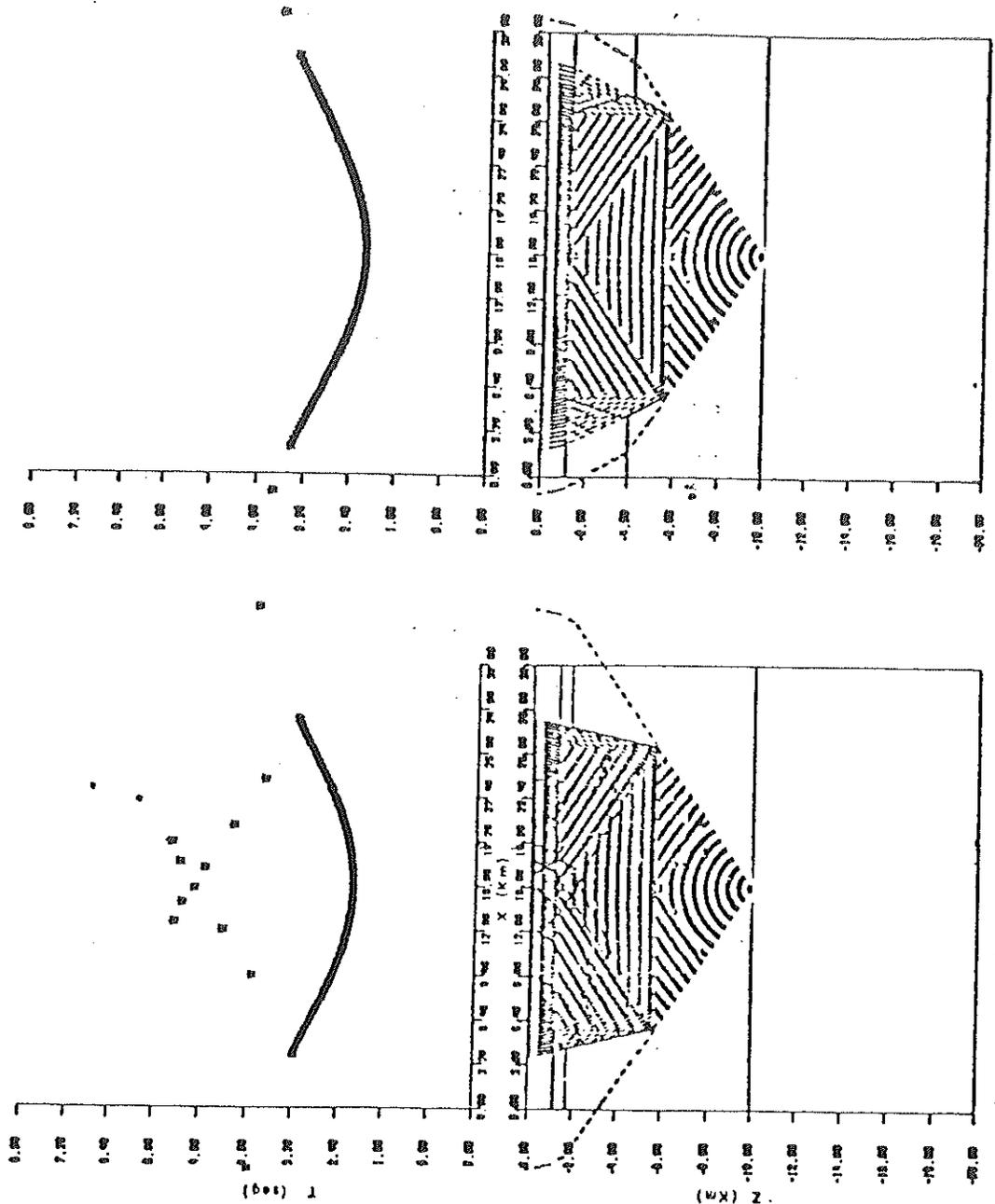


Fig. 3.8 Profundidad de los horst laterales

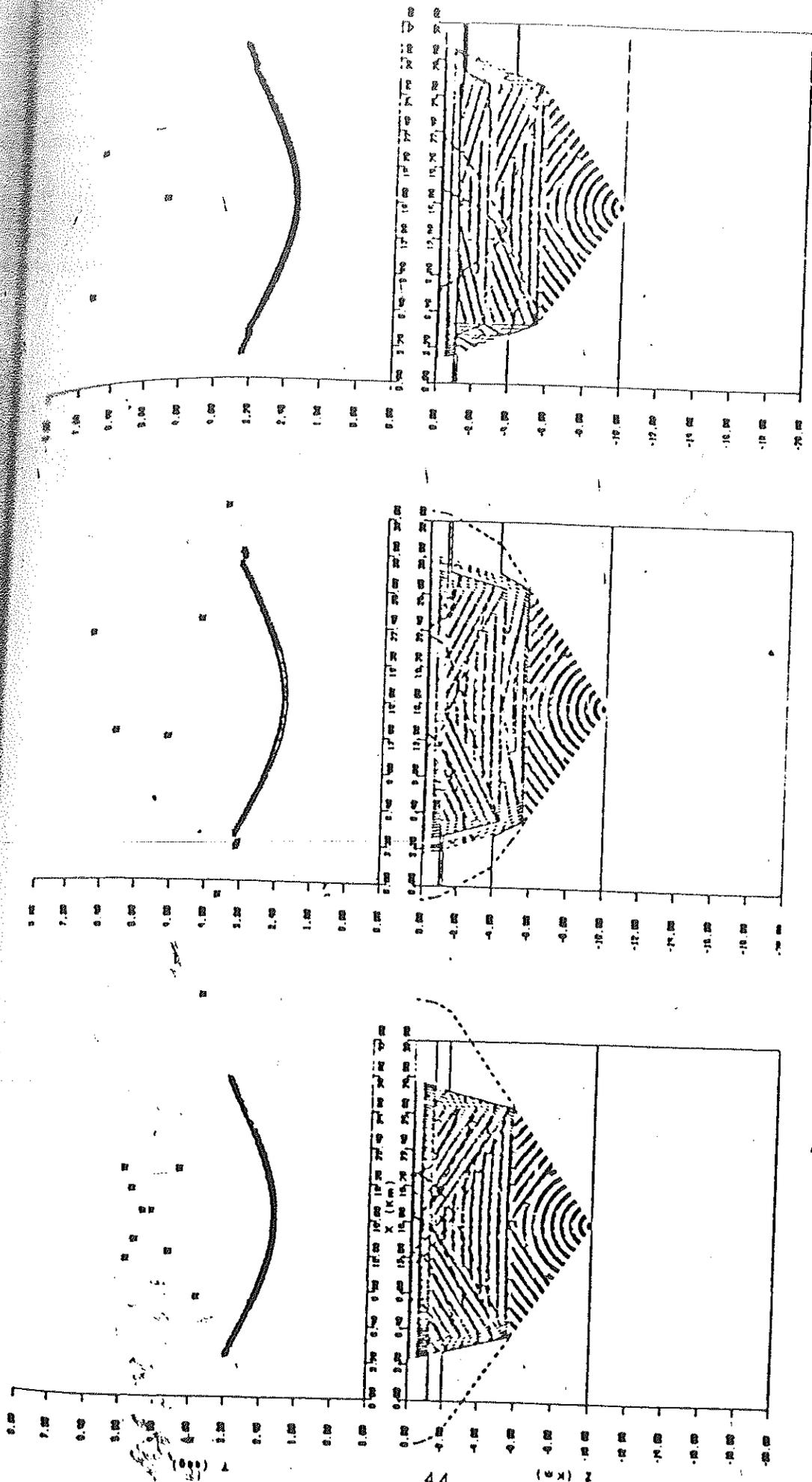


Fig 3.9 Inclusion de bloques fallados en el sedimento consolidado

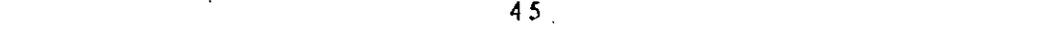
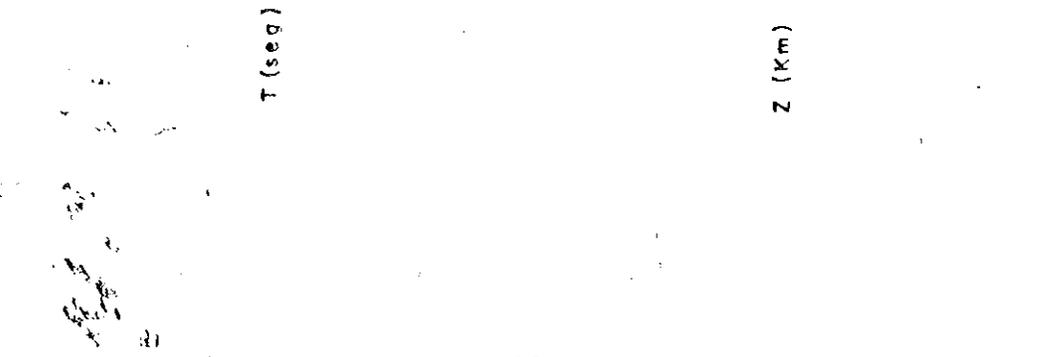
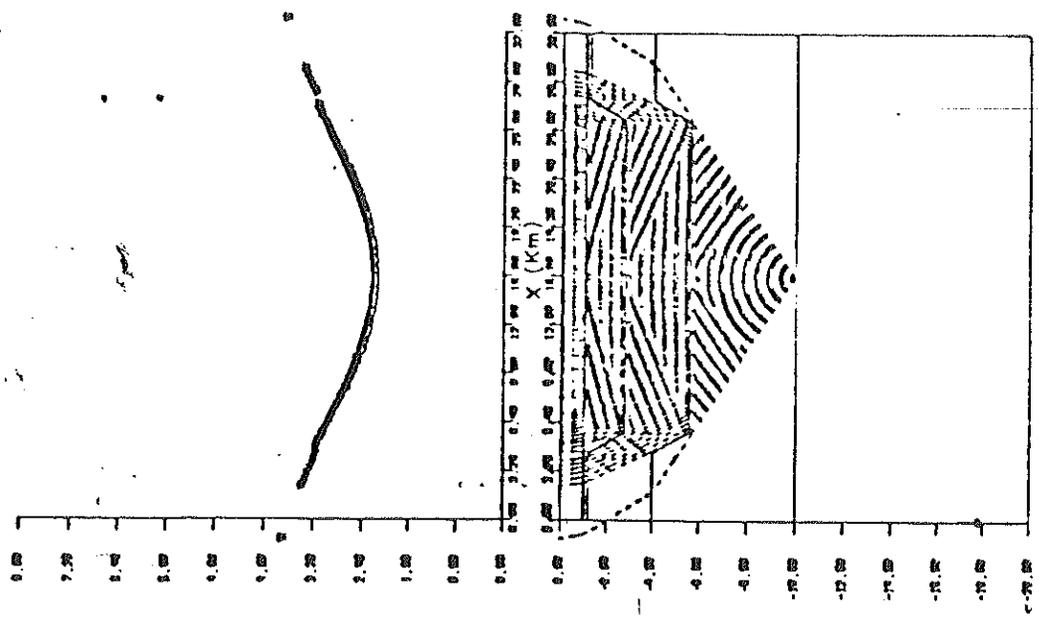
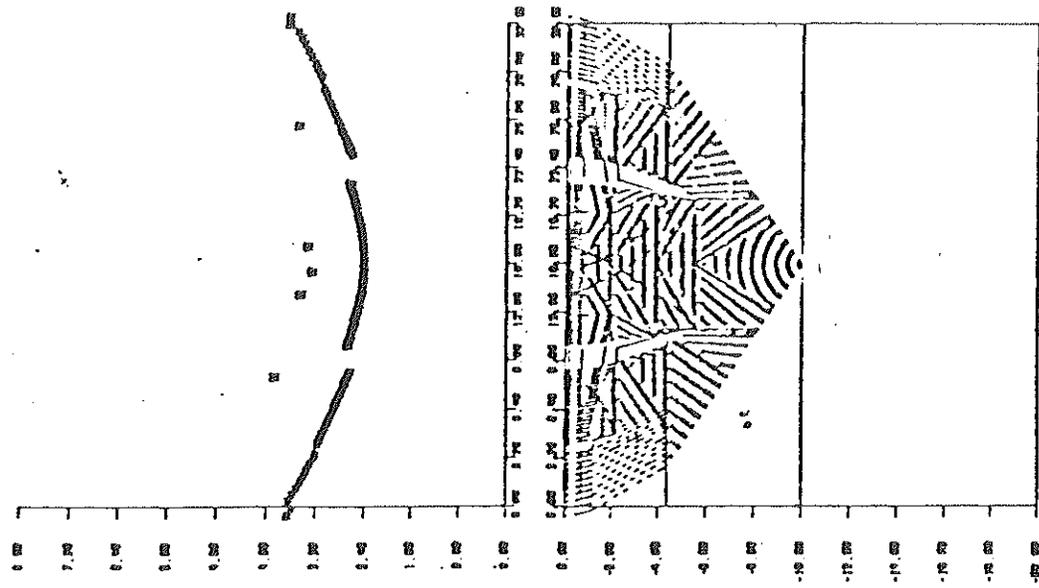


Fig. 3.9 continuación

3.2.2.5 Inclinación de los reflectores.

Los arribos directos se ven afectados disminuyendo o aumentando su extensión lateral. Las ramas de arribos reflejados aumentan en extensión lateral conforme aumenta la pendiente de los reflectores, el ancho de la triplicación es mucho mayor si se aumenta la pendiente de las interfaces. Las zonas de sombras aumentan su extensión (figura 3.10) con un incremento en la pendiente de los reflectores.

Es de hacerse notar que existe una relación directa entre las pendientes de las ramas reflejadas y la pendiente de reflectores inclinados.

3.2.3 Estructura de velocidades.

Se elaboraron modelos con diferentes distribuciones espaciales de velocidad, con el objeto de observar algún efecto característico en la curva de tiempos de arribo para cada uno de los diferentes arreglos.

3.2.3.1 Tendencias centrales.

En esta sección se tiene un interés particular por el estrato número cinco (Modelo base), pues considerando las condiciones de permeabilidad ofrece la posibilidad de permitir la circulación y almacenamiento de fluidos geotérmicos. En el caso de existir circulación a lo largo de planos de debilidad y la subsecuente formación de reservorios adyacentes muy probablemente a estratos con fuertes contrastes de permeabilidad, densidad y en los parámetros elásticos, es necesario incluir zonas de baja velocidad. Se estudiará primero el efecto de incluir valores de velocidad que muestren cierta tendencia.

- Tendencias centrales positivas. Se elaboraron modelos cuyos valores de velocidad en el estrato de interés (estrato 5 modelo base) aumentan hacia el centro, el valor máximo se encuentra en el centro del reservorio, disminuyendo hacia los lados simétricamente.

La rama de arribos sobre el graben y sobre los horst, serán desplazados hacia arriba si la velocidad disminuye. Las ramas reflejadas se desplazan aumentando su zona de intersección o triplicación conforme la

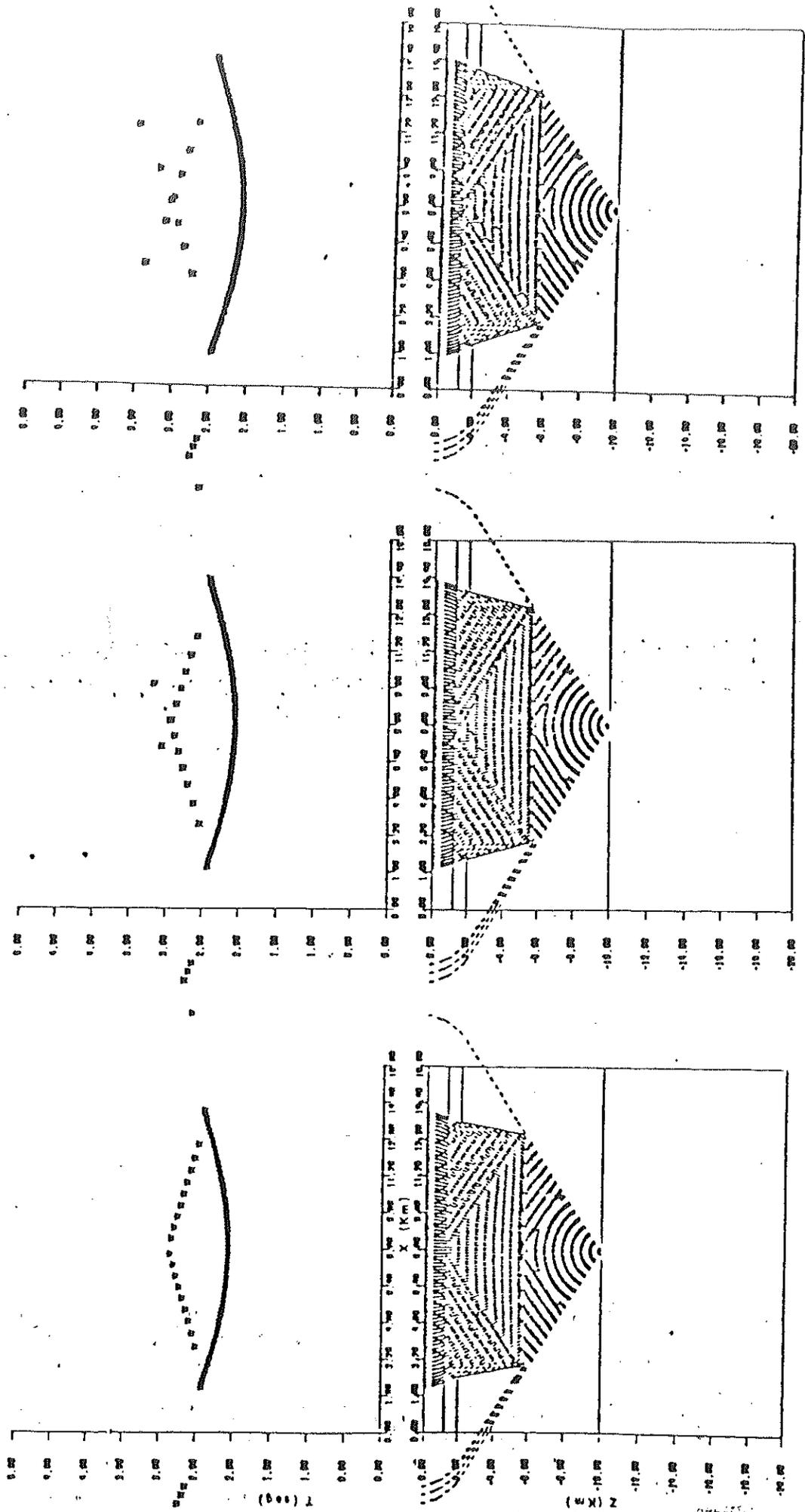


Fig. 3.10 Inclination de los reflectores

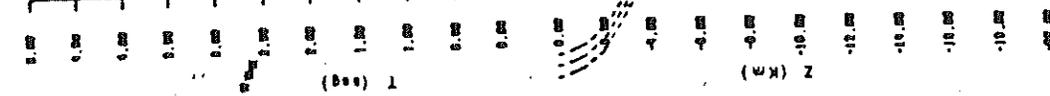
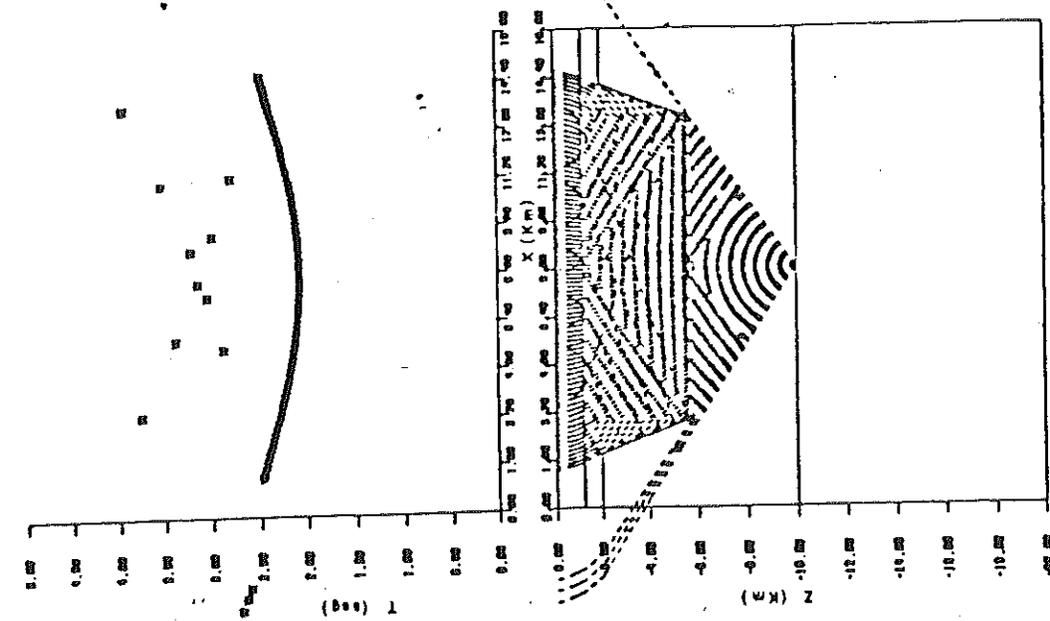
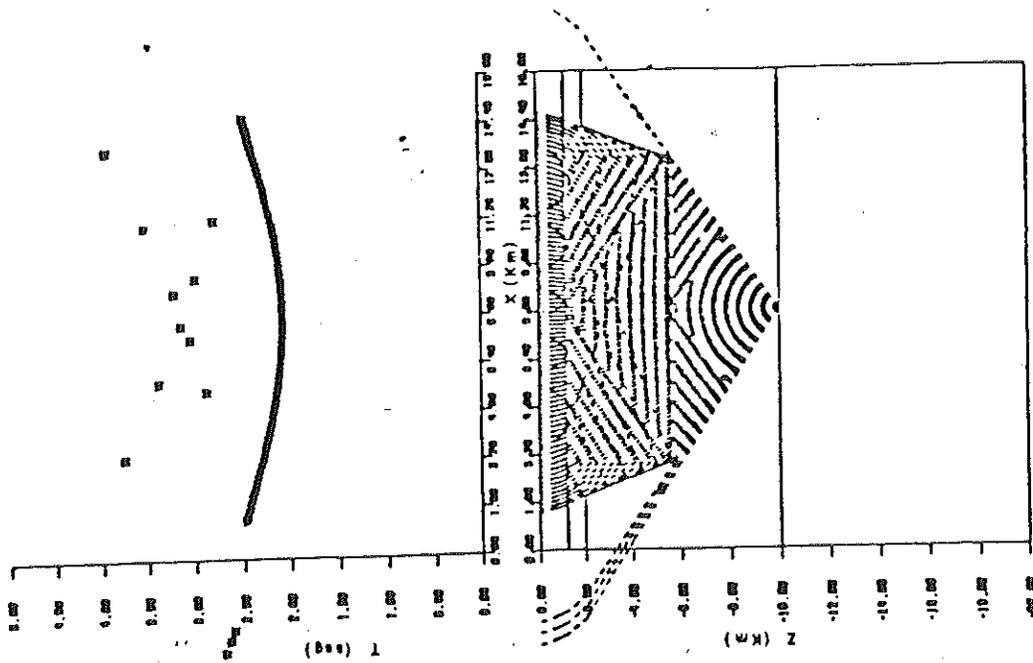
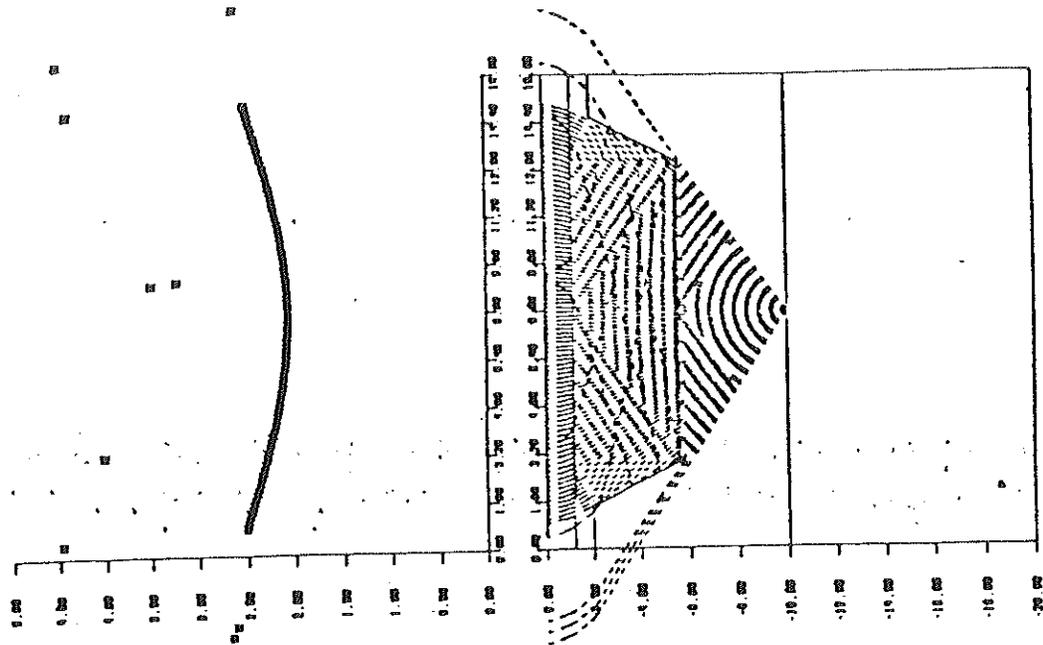


Fig 3.10 (continuación)

velocidad es incrementada figura (3.11). El comportamiento observado en las anomalías características es principalmente un ensanchamiento de la zona de triplicación. La zona de sombras puede llegar a desaparecer si la velocidad se incrementa.

- Tendencias centrales negativas. Se observa una disminución del ancho de la triplicación conforme decrece la velocidad hacia el centro.

Si la velocidad en la capa de sedimentos consolidados es decrecida suficientemente simulando una zona donde las rocas son porosas y además están saturadas de fluidos geotérmicos, de tal manera que la velocidad de las ondas sísmicas sea mayor en el estrato suprayacente y en el subyacente, habrá enfocamientos de energía cerca de las esquinas del graben y reflexiones hacia abajo para ciertos ángulos de incidencia figura (3.11).

En el modelo base, el cual es construido perturbando el modelo de capas planas y cuyos valores de velocidad están distribuidos simétricamente con respecto al centro, se puede producir gradientes inversos cuyos efectos sobre la propagación son el de canalizar los rayos, dispersándolos lateralmente como en una guía de ondas.

3.2.4 Posición de la fuente.

3.2.4.1 Variaciones horizontales.

Los efectos de mover la fuente sísmica horizontalmente en la curva de tiempos de viaje, son clasificados de la siguiente manera:

Triplicación derecha
Triplicación centrada
Triplicación izquierda

- La triplicación derecha implica que la fuente está situada a la derecha y la producción de la zona de sombras de mayor longitud es del lado izquierdo figura (3.12).

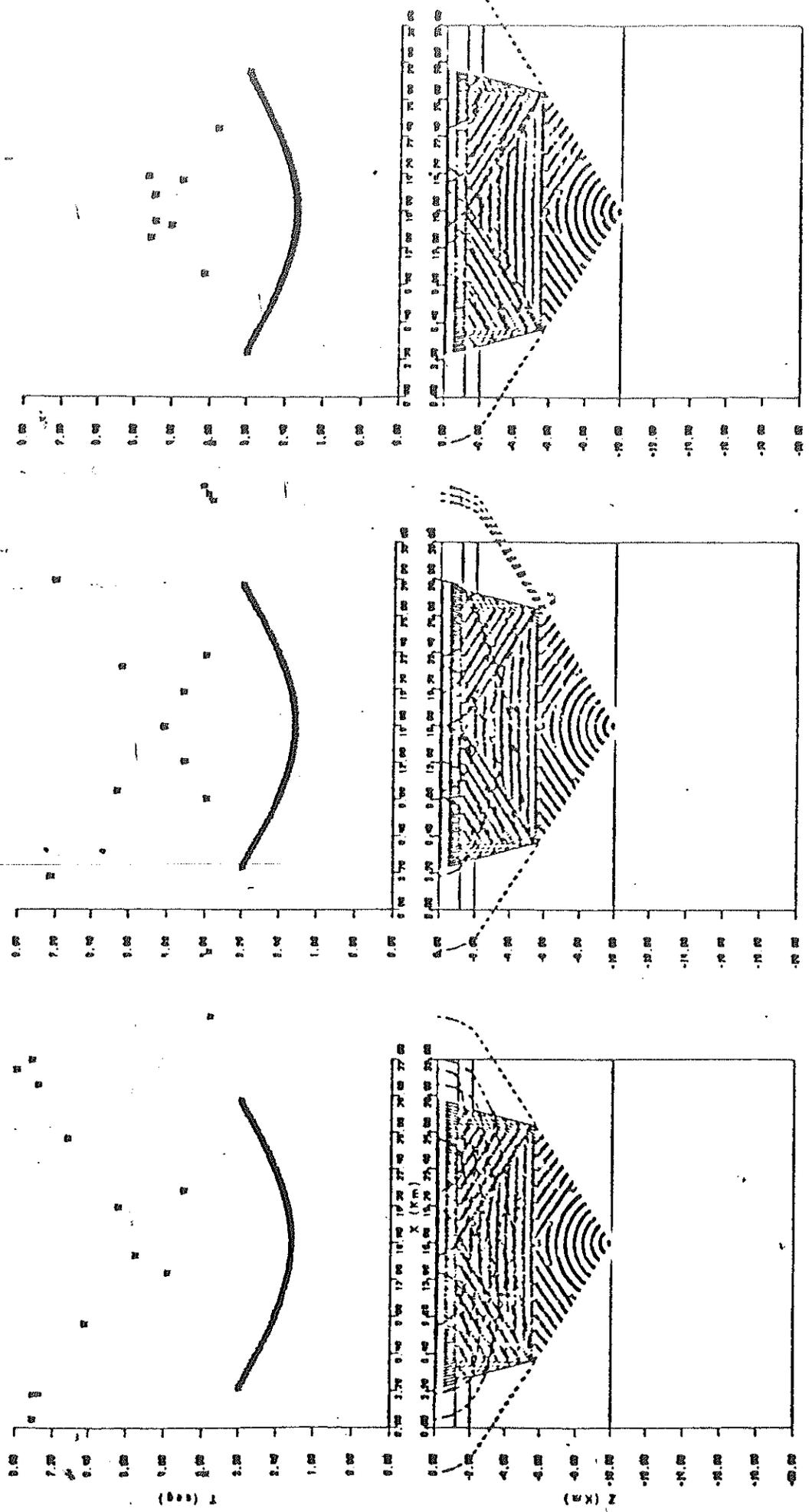


Fig. 3.11. Estructura de velocidades, tendencias centrales.

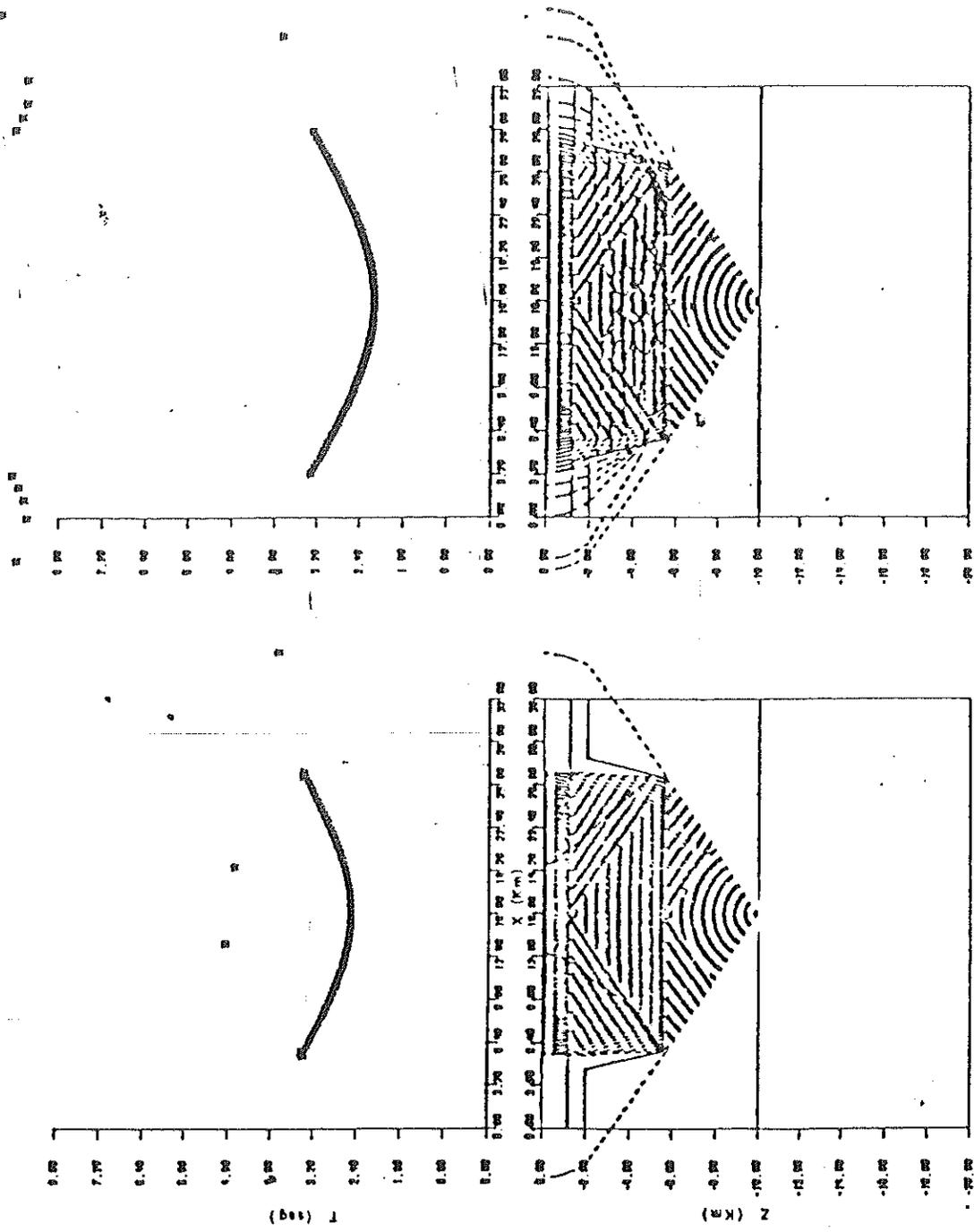


Fig. 3.II (continuación)

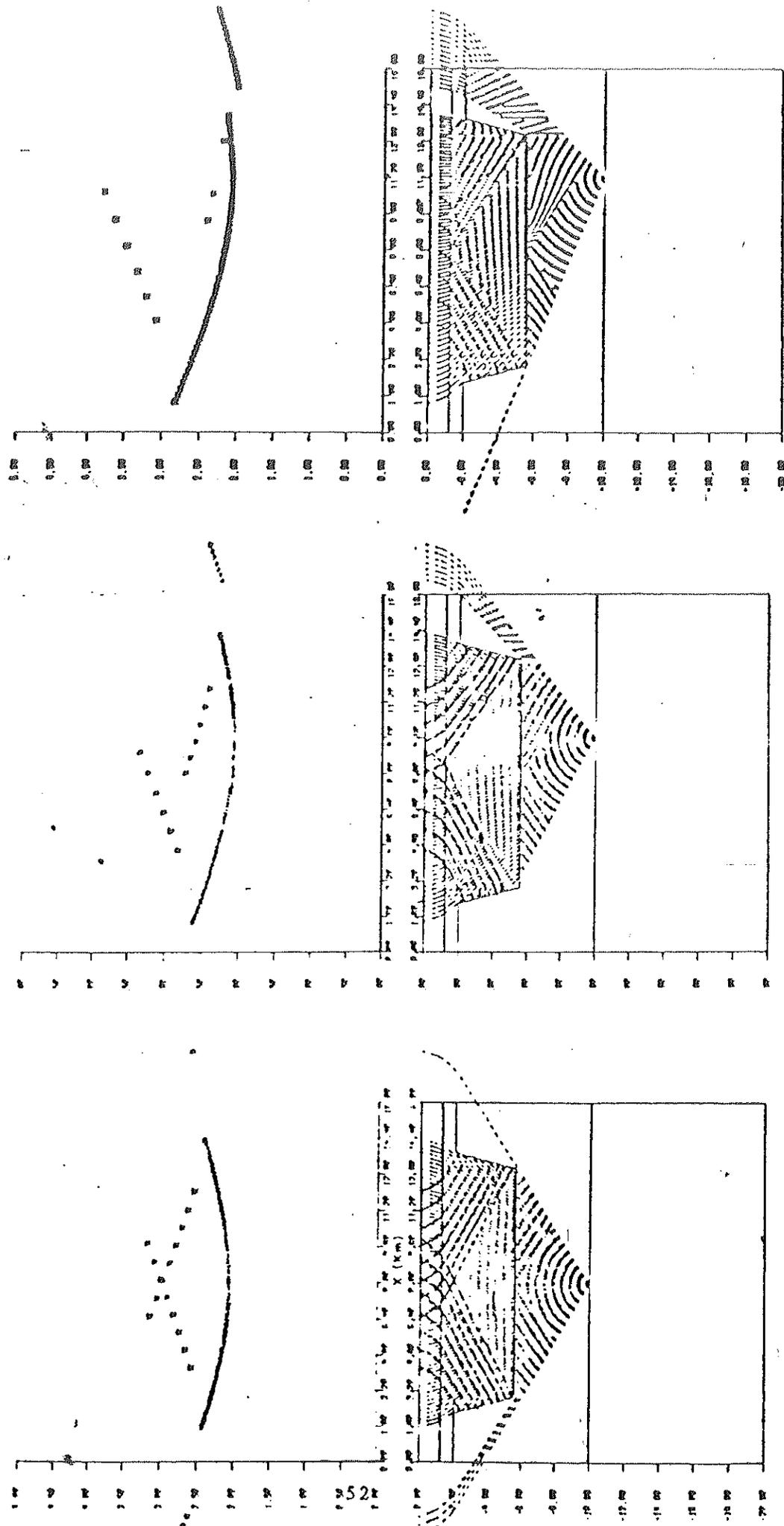


Fig. 3.12 Variaciones en la posición horizontal de la fuente

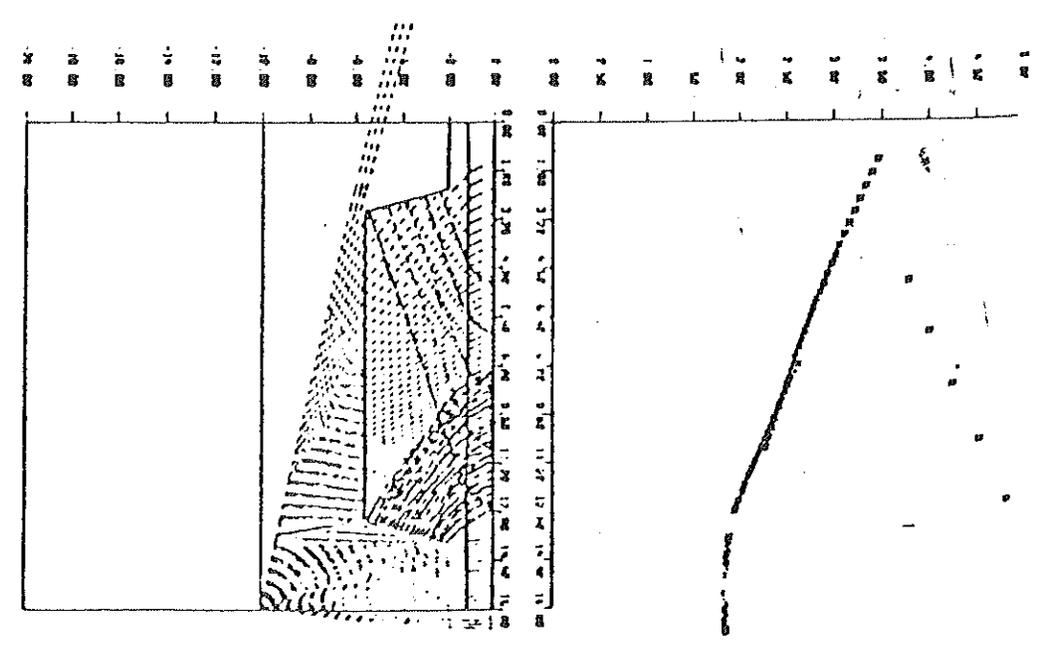
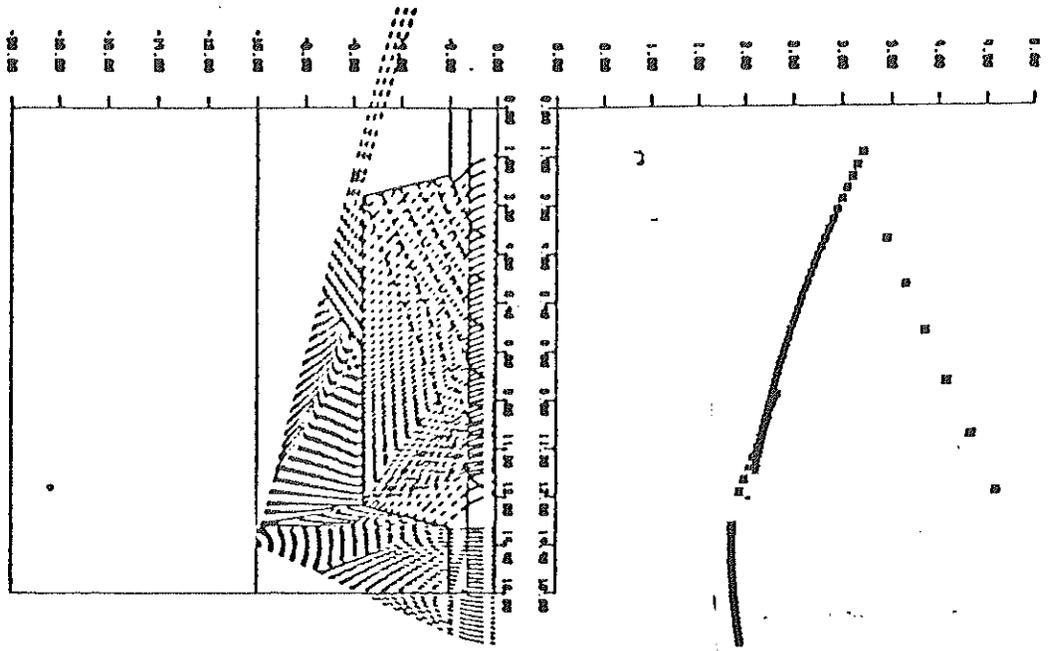
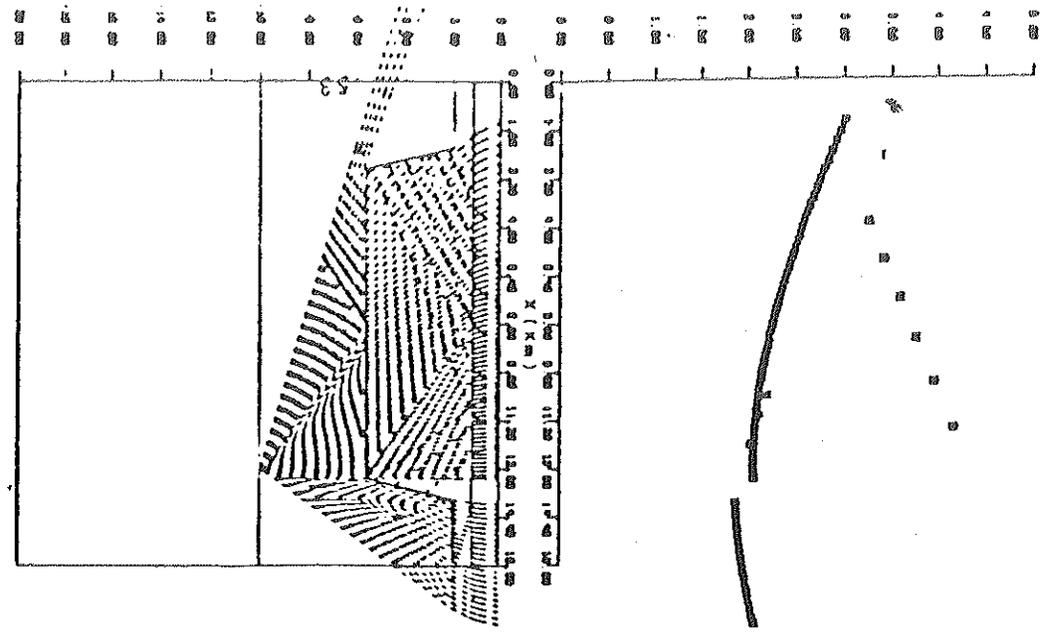


Fig. 3.12 (continuación)

La triplicación izquierda implica fuente a la izquierda del centro y la producción de una zona de sombras de mayor longitud del lado derecho. La longitud de la triplicación aumenta conforme la fuente se acerca al centro, figura (3.12).

La triplicación centrada implica fuente centrada y zonas de sombras simétricamente dispuestas.

La rama de arribos directos sobre el graben es desplazada hacia arriba del lado contrario hacia donde la fuente se movió respecto del centro.

3.2.5 Observaciones Generales.

La posición relativa de la curva de tiempos de viaje es determinada predominantemente por la profundidad del basamento granítico, ya sean arribos sobre el graben o los horst. La curvatura de la rama sobre el graben puede ser controlada con los diferentes arreglos o distribuciones espaciales de velocidad. Los enfocamientos y triplicaciones son el producto de discontinuidades o fuertes gradientes de velocidad, y representan las anomalías características más interesantes.

El ancho de la triplicación es función de la extensión horizontal del graben, de la distribución espacial de velocidades y de la posición relativa de la fuente respecto al centro de simetría. Es ésta una característica que conlleva información importante acerca de la estructura, y por lo tanto de encontrarse en la curva de tiempos de arribos observada arrojaría información valiosa.

Con una cobertura de estaciones apropiada es posible encontrar ésta anomalía, la posición de la fuente (primera aproximación), dada por la localización epicentral, podría ser rechequeada por medio de la construcción de patrones de arribo. Una vez seleccionado un patrón de arribo, puede procederse a fijar las variables estructurales de tal forma que se reproduzca la triplicación.

4 APLICACION AL VALLE DE MEXICALI.

4.1 Descripción del Área.

El campo geotérmico de Cerro Prieto se encuentra localizado aproximadamente entre los $32^{\circ} 15'$ y $32^{\circ} 30'$ N: $115^{\circ} 00'$ y $115^{\circ} 15'$ W, figura (4.1), dentro de la provincia del Golfo de California (que comprende la cabeza del golfo, el valle de Mexicali, el valle Imperial y Salton Sea) que corresponde a la máxima extensión del Golfo de California.

4.2 Antecedentes geológicos y tectónicos.

Evidencias geológicas, magnéticas, gravimétricas y sísmicas, que apoyan la teoría de Tectónica de Placas permiten establecer regiones de movimiento activo correspondientes a zonas de dispersión y subducción de la corteza. La cordillera del pacífico este, por ejemplo, está asociada a dispersión del suelo oceánico caracterizada por afallamiento transforme. Esta cordillera se extiende dentro del Golfo de California y termina en la cabeza del Golfo como un centro de dispersión, aparece otra vez como una característica oceánica en los centros de dispersión de Gorda y Juan de Fuca (Holmes, 1978). La provincia geológica correspondiente a la cabeza del golfo de California incluye la depresión de Salton, el delta del río Colorado, el valle de Mexicali y el Valle Imperial. El modelo tectónico para esta provincia fisiográfica consiste de seis fallas transformadas conectadas por cinco centros de dispersión de la corteza, caracterizados por zonas geotérmicas, alto flujo de calor, vulcanismo reciente, enjambres de temblores y depresiones topográficas submarinas (Lomnitz y otros, 1970), figura (4.2). El valle de Mexicali, perteneciente a la provincia fisiográfica de la cuenca de Salton, está caracterizado por un sistema de grabens resultante de la extensión cortical o dispersión de la corteza asociada al movimiento de rumbo del sistema Imperial-Cerro Prieto (Reyes, 1979). Estudios de refracción sísmica arrojan evidencias de que la porción norte del golfo de California tiene una estructura similar a la del margen continental y la parte sur una estructura similar a la de la cordillera del pacífico este (Phillips, 1964). La planicie del Valle de Mexicali está formada en partes por sedimentos cuaternarios de pie de monte de la sierra Cucapá y sedimentos deltaicos depositados por corrientes del ancestro del río Colorado (Puente, 1978).

El volcán riodacítico de Cerro Prieto puede ser producto del proceso de dispersión de la corteza pues

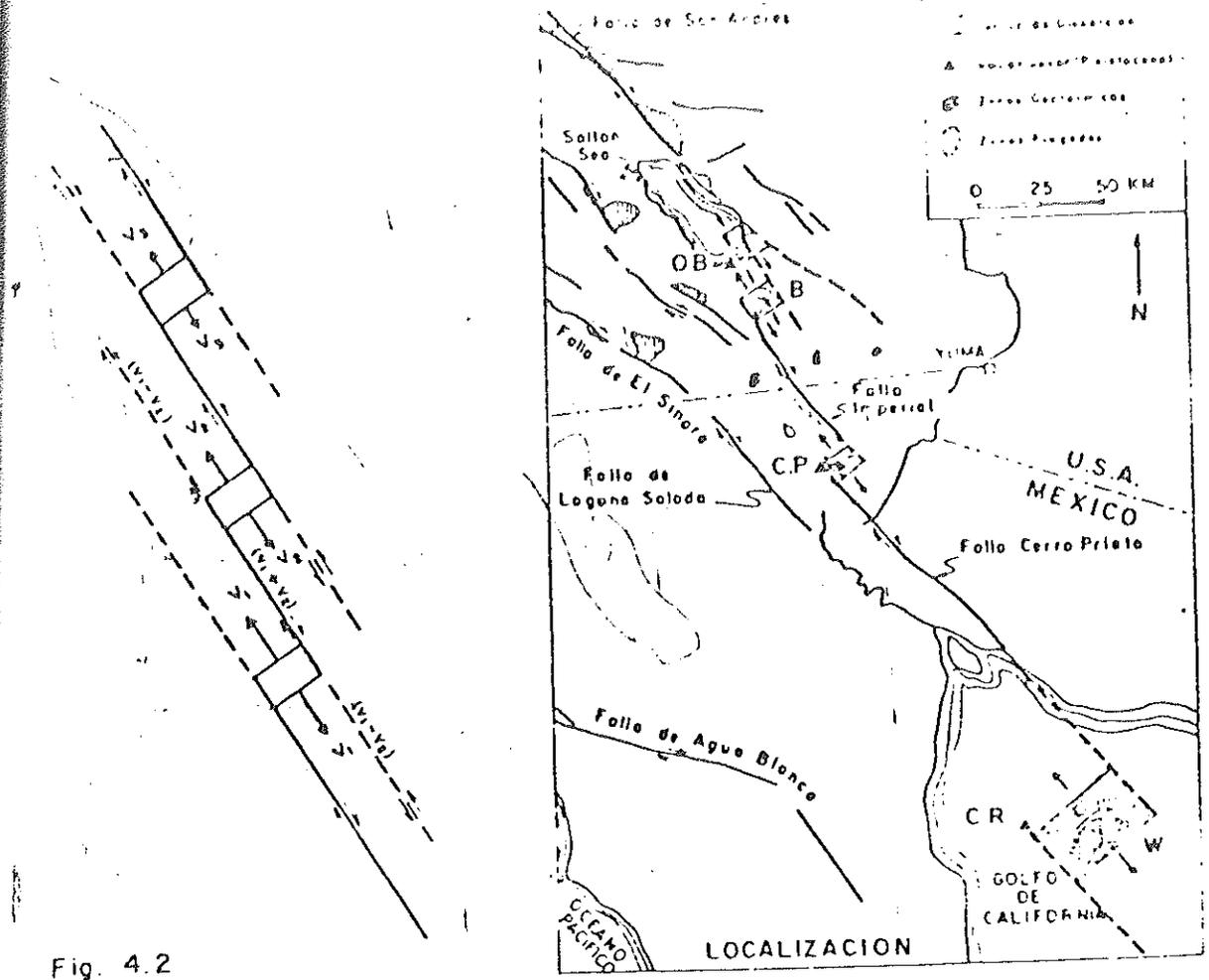
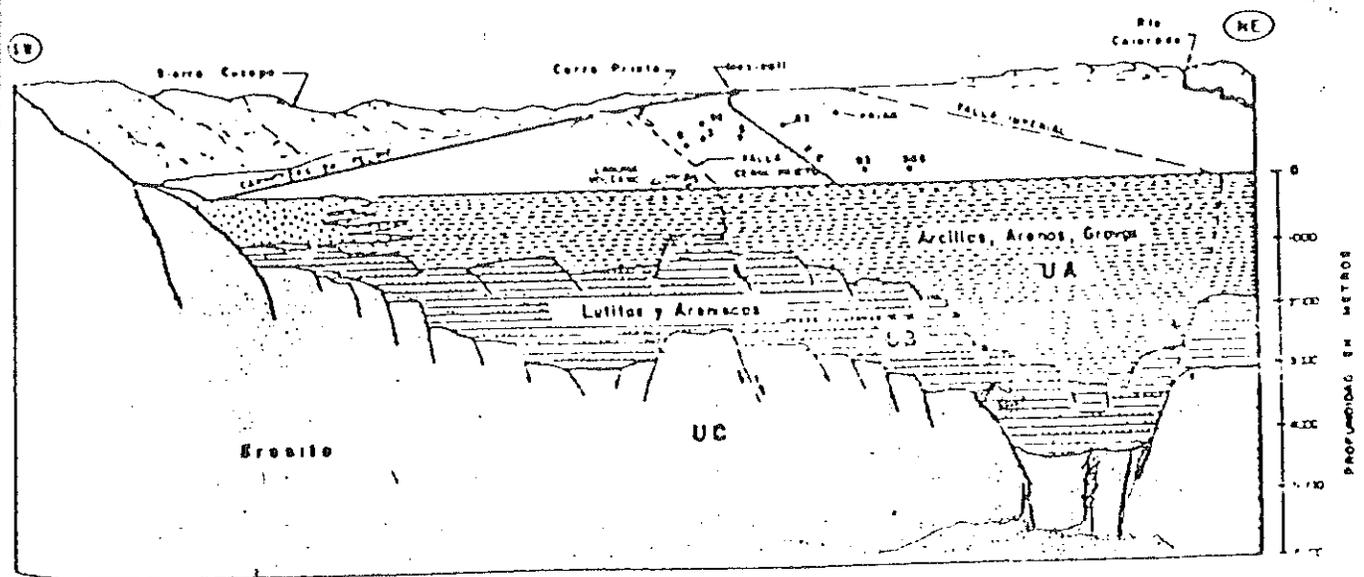


Fig. 4.2

a) Modelos de fallas transformes y Centros de Dispersión por Lomnitz y otros (1970) y Elders y otros (1972).



b) Modelo geológico del perfil estudiado de acuerdo con Puente (1978).

presenta características similares a otros volcanes en el Golfo de California. La columna estratigráfica generalizada para el campo de Cerro Prieto (figura 4.2b y 4.3) es presentada por Puente (1978). Las capas sedimentarias superiores se componen por sedimentos no consolidados de origen deltaico como arcillas, arenas y gravas, que al oeste del campo geotérmico se encuentran intercaladas con aluviones de la Sierra Cucapá. Esta unidad litológica presenta diferentes profundidades dentro de una misma sección. Subyacente a éstas capas encontramos roca sedimentaria consolidada (areniscas, limolitas y lutitas) metamorfozada en algunas partes (pizarras y argilitas) que presenta intenso fracturamiento. A continuación el basamento, compuesto por roca ígnea granítica y metamórfica (gneiss y esquistos).

4.3 Antecedentes Geofísicos.

4.3.1 Sismología Pasiva.

4.3.1.1 Arreglo sísmico y colección de datos.

La red sísmológica instalada por el departamento de Geofísica de CICESE en el valle de Mexicali, ha tenido por objeto captar la actividad sísmica en la región de Cerro Prieto, y consiste de 7 estaciones sísmológicas dispuestas pretendiendo cubrir la zona de máxima sísmicidad, figura (4.4). Las estaciones sísmológicas consisten en un detector (sismómetro), acondicionador de señales analógicas (filtro y amplificador) y un sistema de registro analógico sobre papel ahumado. La lectura de los sismogramas y la localización de los eventos fue efectuada en el departamento de Geofísica de CICESE (Reyes, 1979).

Es necesario hacer notar que las condiciones óptimas para un estudio de estructura como el que se pretende, requeriría no solamente sísmos a profundidad, sino también explosiones y una gran cantidad de estaciones que permitan hacer múltiples arreglos y perfiles. En el presente estudio contamos con una cantidad considerable de eventos sísmicos que a pesar de no tener una localización completamente confiable, presentan una distribución espacial con características interesantes.

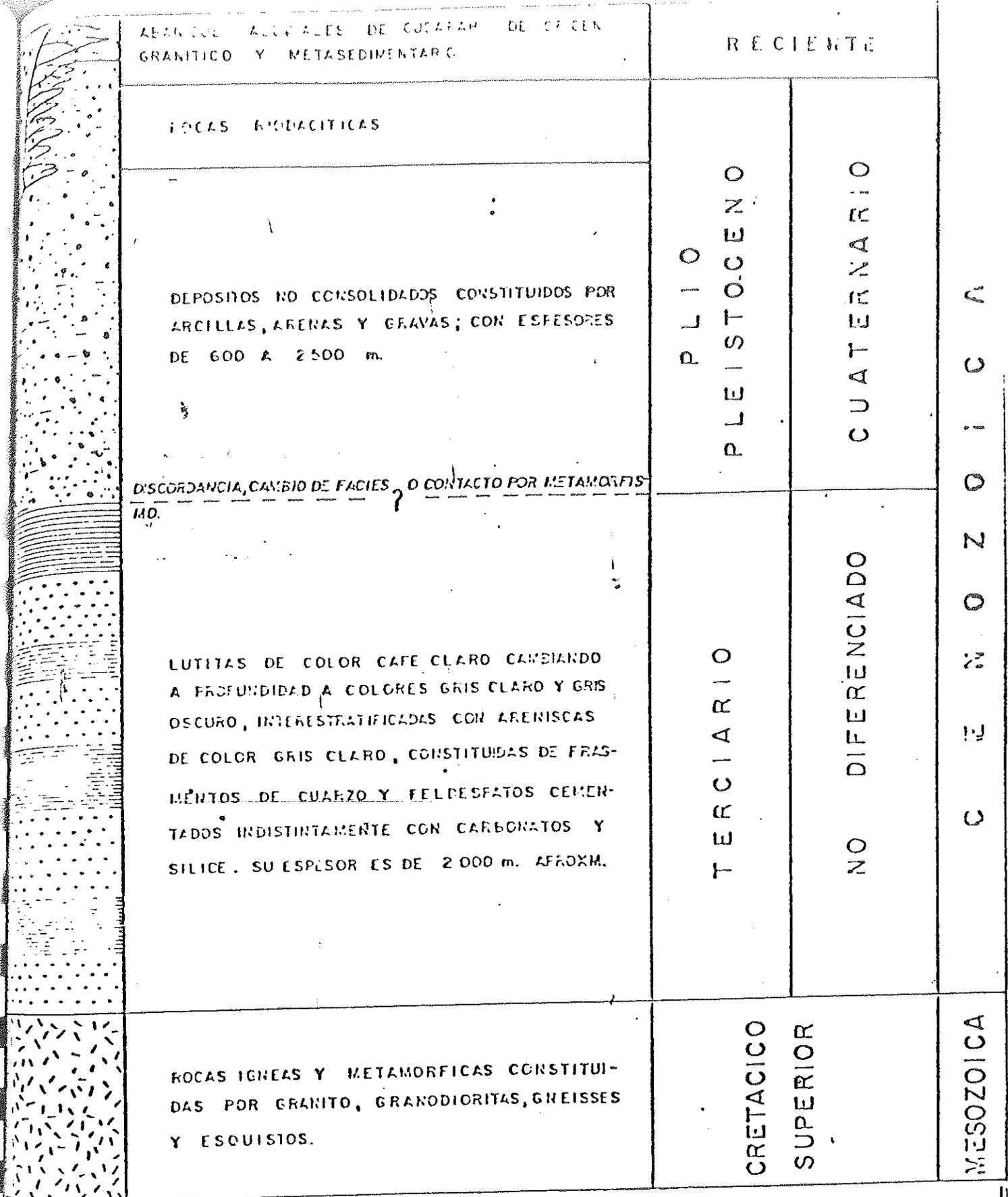


Fig. 4.3 Columna estratigráfica generalizada del Campo Geotérmico de Cerro Prieto Tomada de Puente (1978).

SECT	AREA	BLKNO	LYTNO	LG SITS	PROFNO
71 411	6 4	33.11	32	25.00	115
71 412	7 3	33.94	32	24.48	115
71 413	8 2	34.77	32	23.96	115
71 414	9 1	35.60	32	23.44	115
71 415	10 0	36.43	32	22.92	115
71 416	11 0	37.26	32	22.40	115
71 417	12 0	38.09	32	21.88	115
71 418	13 0	38.92	32	21.36	115
71 419	14 0	39.75	32	20.84	115
71 420	15 0	40.58	32	20.32	115
71 421	16 0	41.41	32	19.80	115
71 422	17 0	42.24	32	19.28	115
71 423	18 0	43.07	32	18.76	115
71 424	19 0	43.90	32	18.24	115
71 425	20 0	44.73	32	17.72	115
71 426	21 0	45.56	32	17.20	115
71 427	22 0	46.39	32	16.68	115
71 428	23 0	47.22	32	16.16	115
71 429	24 0	48.05	32	15.64	115
71 430	25 0	48.88	32	15.12	115
71 431	26 0	49.71	32	14.60	115
71 432	27 0	50.54	32	14.08	115
71 433	28 0	51.37	32	13.56	115
71 434	29 0	52.20	32	13.04	115
71 435	30 0	53.03	32	12.52	115
71 436	31 0	53.86	32	12.00	115
71 437	32 0	54.69	32	11.48	115
71 438	33 0	55.52	32	10.96	115
71 439	34 0	56.35	32	10.44	115
71 440	35 0	57.18	32	9.92	115
71 441	36 0	58.01	32	9.40	115
71 442	37 0	58.84	32	8.88	115
71 443	38 0	59.67	32	8.36	115
71 444	39 0	60.50	32	7.84	115
71 445	40 0	61.33	32	7.32	115
71 446	41 0	62.16	32	6.80	115
71 447	42 0	62.99	32	6.28	115
71 448	43 0	63.82	32	5.76	115
71 449	44 0	64.65	32	5.24	115
71 450	45 0	65.48	32	4.72	115
71 451	46 0	66.31	32	4.20	115
71 452	47 0	67.14	32	3.68	115
71 453	48 0	67.97	32	3.16	115
71 454	49 0	68.80	32	2.64	115
71 455	50 0	69.63	32	2.12	115
71 456	51 0	70.46	32	1.60	115
71 457	52 0	71.29	32	1.08	115
71 458	53 0	72.12	32	0.56	115
71 459	54 0	72.95	32	0.04	115
71 460	55 0	73.78	32	0.00	115
71 461	56 0	74.61	32	0.00	115
71 462	57 0	75.44	32	0.00	115
71 463	58 0	76.27	32	0.00	115
71 464	59 0	77.10	32	0.00	115
71 465	60 0	77.93	32	0.00	115
71 466	61 0	78.76	32	0.00	115
71 467	62 0	79.59	32	0.00	115
71 468	63 0	80.42	32	0.00	115
71 469	64 0	81.25	32	0.00	115
71 470	65 0	82.08	32	0.00	115
71 471	66 0	82.91	32	0.00	115
71 472	67 0	83.74	32	0.00	115
71 473	68 0	84.57	32	0.00	115
71 474	69 0	85.40	32	0.00	115
71 475	70 0	86.23	32	0.00	115
71 476	71 0	87.06	32	0.00	115
71 477	72 0	87.89	32	0.00	115
71 478	73 0	88.72	32	0.00	115
71 479	74 0	89.55	32	0.00	115
71 480	75 0	90.38	32	0.00	115
71 481	76 0	91.21	32	0.00	115
71 482	77 0	92.04	32	0.00	115
71 483	78 0	92.87	32	0.00	115
71 484	79 0	93.70	32	0.00	115
71 485	80 0	94.53	32	0.00	115
71 486	81 0	95.36	32	0.00	115
71 487	82 0	96.19	32	0.00	115
71 488	83 0	97.02	32	0.00	115
71 489	84 0	97.85	32	0.00	115
71 490	85 0	98.68	32	0.00	115
71 491	86 0	99.51	32	0.00	115
71 492	87 0	100.34	32	0.00	115
71 493	88 0	101.17	32	0.00	115
71 494	89 0	102.00	32	0.00	115
71 495	90 0	102.83	32	0.00	115
71 496	91 0	103.66	32	0.00	115
71 497	92 0	104.49	32	0.00	115
71 498	93 0	105.32	32	0.00	115
71 499	94 0	106.15	32	0.00	115
71 500	95 0	106.98	32	0.00	115

Table

7111 4	0 0	55.73	32	23.39	115	22.87	115	22.35	115	21.83	115	21.31	115	20.79	115	20.27	115	19.75	115	19.23	115	18.71	115	18.19	115	17.67	115	17.15	115	16.63	115	16.11	115	15.59	115	15.07	115	14.55	115	14.03	115	13.51	115	12.99	115	12.47	115	11.95	115	11.43	115	10.91	115	10.39	115	9.87	115	9.35	115	8.83	115	8.31	115	7.79	115	7.27	115	6.75	115	6.23	115	5.71	115	5.19	115	4.67	115	4.15	115	3.63	115	3.11	115	2.59	115	2.07	115	1.55	115	1.03	115	0.51	115	0.00	115																
7111 4	0 0	55.73	32	23.39	115	22.87	115	22.35	115	21.83	115	21.31	115	20.79	115	20.27	115	19.75	115	19.23	115	18.71	115	18.19	115	17.67	115	17.15	115	16.63	115	16.11	115	15.59	115	15.07	115	14.55	115	14.03	115	13.51	115	12.99	115	12.47	115	11.95	115	11.43	115	10.91	115	10.39	115	9.87	115	9.35	115	8.83	115	8.31	115	7.79	115	7.27	115	6.75	115	6.23	115	5.71	115	5.19	115	4.67	115	4.15	115	3.63	115	3.11	115	2.59	115	2.07	115	1.55	115	1.03	115	0.51	115	0.00	115																
7111 5	0 0	56.56	32	24.22	115	23.70	115	23.18	115	22.66	115	22.14	115	21.62	115	21.10	115	20.58	115	20.06	115	19.54	115	19.02	115	18.50	115	17.98	115	17.46	115	16.94	115	16.42	115	15.90	115	15.38	115	14.86	115	14.34	115	13.82	115	13.30	115	12.78	115	12.26	115	11.74	115	11.22	115	10.70	115	10.18	115	9.66	115	9.14	115	8.62	115	8.10	115	7.58	115	7.06	115	6.54	115	6.02	115	5.50	115	4.98	115	4.46	115	3.94	115	3.42	115	2.90	115	2.38	115	1.86	115	1.34	115	0.82	115	0.30	115	0.00	115												
7111 6	0 0	57.39	32	25.05	115	24.53	115	24.01	115	23.49	115	22.97	115	22.45	115	21.93	115	21.41	115	20.89	115	20.37	115	19.85	115	19.33	115	18.81	115	18.29	115	17.77	115	17.25	115	16.73	115	16.21	115	15.69	115	15.17	115	14.65	115	14.13	115	13.61	115	13.09	115	12.57	115	12.05	115	11.53	115	11.01	115	10.49	115	9.97	115	9.45	115	8.93	115	8.41	115	7.89	115	7.37	115	6.85	115	6.33	115	5.81	115	5.29	115	4.77	115	4.25	115	3.73	115	3.21	115	2.69	115	2.17	115	1.65	115	1.13	115	0.61	115	0.00	115										
7111 7	0 0	58.22	32	25.88	115	25.36	115	24.84	115	24.32	115	23.80	115	23.28	115	22.76	115	22.24	115	21.72	115	21.20	115	20.68	115	20.16	115	19.64	115	19.12	115	18.60	115	18.08	115	17.56	115	17.04	115	16.52	115	16.00	115	15.48	115	14.96	115	14.44	115	13.92	115	13.40	115	12.88	115	12.36	115	11.84	115	11.32	115	10.80	115	10.28	115	9.76	115	9.24	115	8.72	115	8.20	115	7.68	115	7.16	115	6.64	115	6.12	115	5.60	115	5.08	115	4.56	115	4.04	115	3.52	115	3.00	115	2.48	115	1.96	115	1.44	115	0.92	115	0.40	115	0.00	115						
7111 8	0 0	59.05	32	26.71	115	26.19	115	25.67	115	25.15	115	24.63	115	24.11	115	23.59	115	23.07	115	22.55	115	22.03	115	21.51	115	20.99	115	20.47	115	19.95	115	19.43	115	18.91	115	18.39	115	17.87	115	17.35	115	16.83	115	16.31	115	15.79	115	15.27	115	14.75	115	14.23	115	13.71	115	13.19	115	12.67	115	12.15	115	11.63	115	11.11	115	10.59	115	10.07	115	9.55	115	9.03	115	8.51	115	7.99	115	7.47	115	6.95	115	6.43	115	5.91	115	5.39	115	4.87	115	4.35	115	3.83	115	3.31	115	2.79	115	2.27	115	1.75	115	1.23	115	0.71	115	0.00	115				
7111 9	0 0	59.88	32	27.54	115	27.02	115	26.50	115	25.98	115	25.46	115	24.94	115	24.42	115	23.90	115	23.38	115	22.86	115	22.34	115	21.82	115	21.30	115	20.78	115	20.26	115	19.74	115	19.22	115	18.70	115	18.18	115	17.66	115	17.14	115	16.62	115	16.10	115	15.58	115	15.06	115	14.54	115	14.02	115	13.50	115	12.98	115	12.46	115	11.94	115	11.42	115	10.90	115	10.38	115	9.86	115	9.34	115	8.82	115	8.30	115	7.78	115	7.26	115	6.74	115	6.22	115	5.70	115	5.18	115	4.66	115	4.14	115	3.62	115	3.10	115	2.58	115	2.06	115	1.54	115	1.02	115	0.50	115	0.00	115
7111 10	0 0	60.71	32	28.37	115	27.85	115	27.33	115	26.81	115	26.29	115	25.77	115	25.25	115	24.73	115	24.21	115	23.69	115	23.17	115	22.65	115	22.13	115	21.61	115	21.09	115	20.57	115	20.05	115	19.53	115	19.01	115	18.49																																																																					

4.3.1.2 Análisis de datos de Sismicidad.

En el presente estudio se consideraron los 124 eventos mostrados en la tabla (4.1). Estos eventos forman parte de los principales enjambres ocurridos en el Área de Cerro Prieto (figura 4.5). Los enjambres son:

- Evento Saltillo, (Enero 17, 77), al sur de la estación TLX.
- Cerca del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, (Septiembre 29, 77).
- Junto al pozo exploratorio PRIAN, (Noviembre 20, 77).
- Enjambre Victoria, en la vecindad del ejido Victoria, (Marzo 11, 78).
- Evento de Octubre de 1979, cerca de la ciudad de Mexicali, B.C..
- Evento de Junio de 1980, cerca de la estación Victoria.

La distribución espacial de sismos sugiere que el evento Saltillo involucró tendencias paralela y oblicua a la falla Imperial y también al Sistema Hidalgo-Jiquilpan. Sobre éste último sistema ocurrió el evento Nuevo León que presentó afallamiento normal. Las tendencias paralela y oblicua a las fallas de Imperial y Pescadores presentan éste tipo de afallamiento. El evento Victoria involucró tendencias nor-oeste de la falla Cerro Prieto, una paralela en echelon y fallas conectantes. Los mecanismos focales compuestos están de acuerdo con ésta interpretación.

Las localizaciones relativas de los eventos son precisas y la confianza en la determinación de la profundidad es de ± 2 km. y de ± 1 km. en la determinación epicentral (Reyes, 1979).

4.3.2 Sismología Activa.

- SISMOLOGIA DE REFLEXION: En la región de Cerro Prieto Razo y Fonseca (1979) interpretaron perfiles de reflexión sísmica. Esta técnica provee resultados que permiten afinar la interpretación del basamento y además sugerir zonas de atenuación de reflejos por metamorfismo o altas temperaturas.

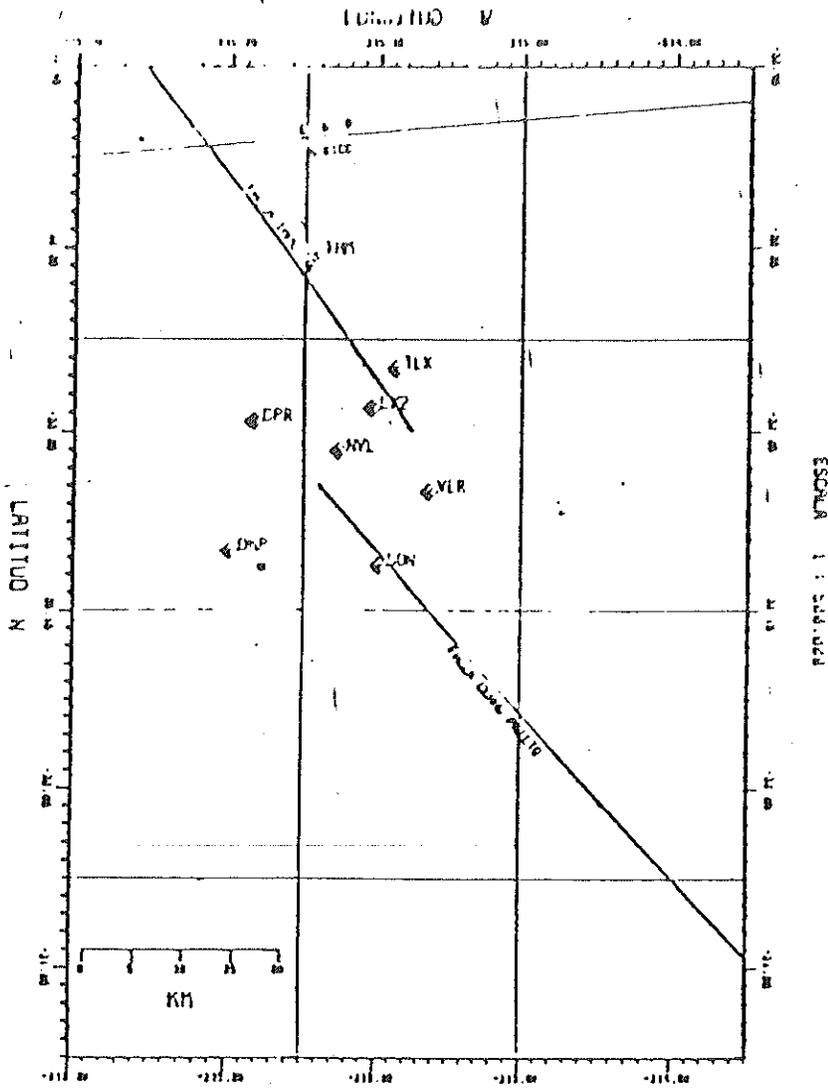


FIG. 4.4 Ubicación de la red sismológica de Cerro Priete

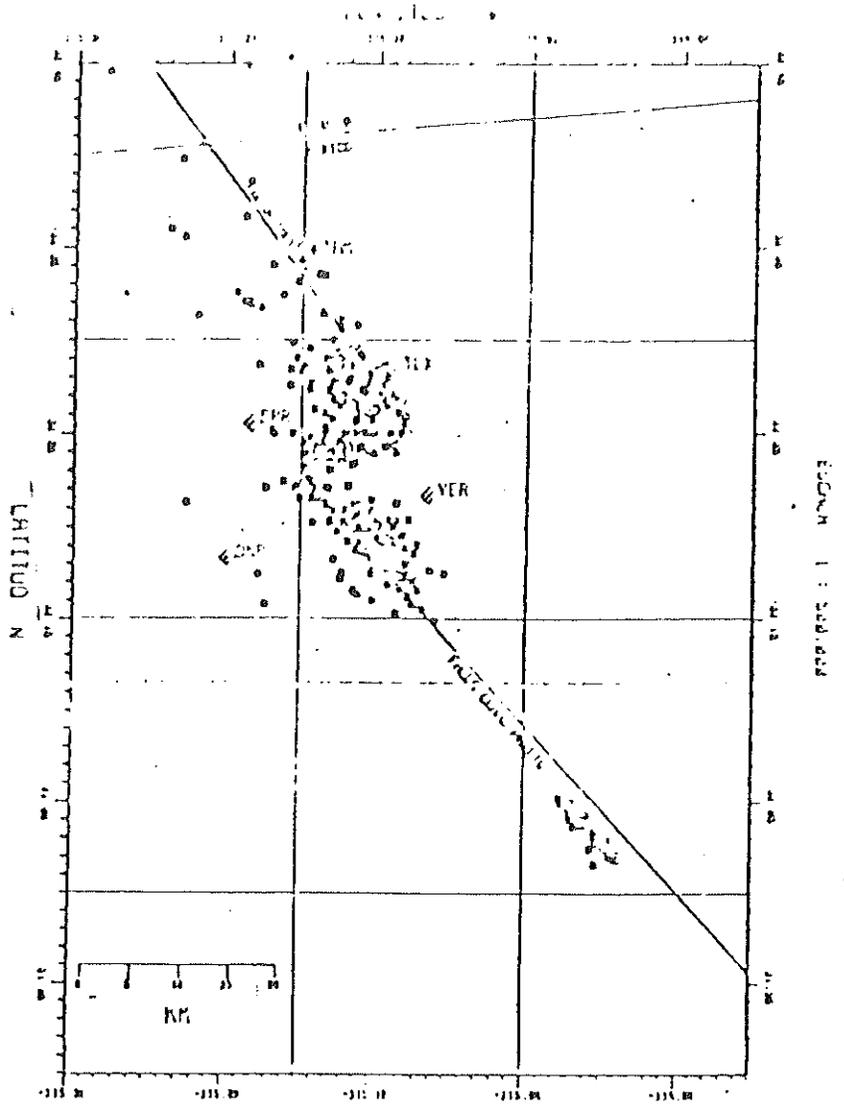


Fig. 45 Scatter plot of ... of 1577 ...

Estos autores clasifican los reflejos en grupos. Aquellos bien diferenciados, de gran amplitud y tendencia horizontal y otros afectados por difracciones, reflexiones múltiples, no uniformes y con poca diferenciación. El primer grupo se considera como representativo de estratificación con cierta homogeneidad. El segundo grupo sirven de ayuda en la localización de las principales fallas. Otros reflejos pobres o atenuados que ocurren sobre el paquete de horizontes reflectores no relacionados con basamento, en áreas con posibilidades geotérmicas y en máximos gravimétricos puede ser de gran interés ante la posibilidad de representar cuerpos metamórficos.

Los reflejos sísmicos bien definidos se atribuyeron a un ambiente aislado de estratigrafía uniforme con inclinación descendiente hacia la Sierra de Cucapás. La falla Cerro Prieto ha reflejado su continuidad en la mayoría de las secciones. La zona de atenuación de reflejos fue observada en la zona de producción y se continúa rumbo al E-NE, entre los ejidos Hidalgo y Nuevo León, localizándose dentro del máximo gravimétrico donde se ha ubicado el campo.

4.3.3 Otros antecedentes geofísicos.

- GRAVIMETRIA: Razo y Fonseca (1979) realizaron estudios de gravimetría en el área de Cerro Prieto. Algunas de las anomalías gravimétricas encontradas además de sugerir la forma y tendencia regional del basamento pueden relacionarse también con zonas de pozos con altos gradientes de temperatura. Esto es debido a que el metamorfismo hidrotermal es función de la temperatura y fase de los fluidos, y puede dar lugar a cuerpos con densidad diferente.

La interpretación gravimétrica es realizada considerando contrastes de densidad en el subsuelo, movimientos estructurales, cambios en la composición mineralógica (metamorfismo) y compactación de formaciones. La configuración de las anomalías presenta alineamientos NO-SE en concordancia con el patrón tectónico regional del área. Existen depresiones estructurales cuyos ejes se alinean paralelamente al sistema san Andrés presentando un desplazamiento en echelón debido posiblemente a un centro de dispersión de la corteza en la zona de fallas transformadas. El campo geotérmico de Cerro Prieto se asocia con este centro de Dispersión representado por un máximo gravimétrico entre el horst de Cerro Prieto y el Ejido Nuevo León. Este máximo se asocia con altas temperaturas. El área donde ha habido supuestamente adelgazamiento de la corteza con probable acercamiento del material ígneo del manto, ha estado sujeta a movimientos tectónicos que pudieron provocar

intrusiones que han originado el alto flujo térmico causando con ello metamorfismo en el medio circundante y, consecuentemente, anomalías en el campo gravitacional, (Razo y Fonseca, 1979).

- MAGNETOMETRIA: La interpretación propuesta por Razo y Fonseca (1979) consiste en dos tipos de anomalías: el primer tipo establecido en base al hecho de que las rocas del basamento tienen mayor susceptibilidad magnética que las rocas sedimentarias, sin embargo, si ha habido alteraciones por metamorfismo, intrusiones, o depositación de materiales de alta susceptibilidad las anomalías deben clasificarse en otro grupo pues podrían interpretarse equivocadamente como un cambio en el relieve del basamento.

Las anomalías de gravedad presentan gran similitud con las magnéticas en la porción noroccidental del área de Cerro Prieto, entre la Sierra de Cucapás y las fallas de Cerro Prieto y Michoacán. Estas anomalías se han interpretado como representativas de un basamento que no ha sufrido ni depositación de materiales que alteren sus potenciales, ni cambios en sus propiedades físicas y ello podría reflejar ausencia de acción hidrotérmica.

El horst de Imperial se asocia con un máximo gravimétrico y un mínimo magnético. Cerca del pozo Nuevo León un máximo magnético se asocia con un mínimo gravimétrico, y en la zona del pozo M-3 un mínimo magnético se asocia con un máximo gravimétrico. Un alto gravimétrico podría representar una zona de metamorfismo local que se asocia posiblemente con actividad geotérmica.

- METODOS ELECTRICOS: Arellano y Romero (1980) estudiaron el Área Geotérmica de Cerro Prieto por medio de sondeos eléctricos verticales. Inyectando corriente en el subsuelo por medio de arreglos de electrodos, es posible conocer la distribución vertical de resistividad.

En áreas geotérmicas el objetivo es encontrar anomalías térmicas, que en este caso, se asocian con mínimos resistivos. Sin embargo éstos mínimos no siempre corresponden con anomalías térmicas pues también pueden ser producidos por un incremento en la porosidad de las rocas y en la salinidad del fluido contenido en ellas.

Al correlacionar estudios de resistividad, gravimetría y magnetometría en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto es posible afirmar que regionalmente las anomalías de baja y alta resistividad tienen relación con los aflamamientos principales. La secuencia electroestratigráfica es correlacionada con la secuencia geológica. El estrato correspondiente a arenas y arcillas que constituye el sello

impermeable del campo es un horizonte conductivo (baja resistividad), y la unidad de areniscas y lutitas un cuerpo resistivo. Las altas temperaturas ocurren en el horizonte resistivo (20-150 ohm-m).

Para saber si un mínimo resistivo encontrado corresponde a una anomalía térmica o a una cierta porosidad y salinidad de los fluidos de las rocas, es necesario relacionarlo con estructuras geológicas a las que esté ligada actividad termal.

Dentro de la zona actual de explotación en el horst de Cerro Prieto se detectó una anomalía de baja resistividad. En el horst de Imperial las características eléctricas del subsuelo no señalan en él anomalías de baja resistividad de importancia al menos superficialmente (Arellano y Romero, 1989). Los altos resistivos encontrados al NW del campo geotérmico y entre los ejidos Guerrero, Toluca y Tlaxcala, corresponden respectivamente a prolongaciones de los horst de Cerro Prieto e Imperial.

4.4 Metodología.

4.4.1 Selección de planos de propagación.

La gran complejidad de la estructura de la región que yace bajo el Valle de Mexicali, requiere de modelos que describan integralmente las unidades que componen el complejo Geotérmico. Trabajando en ésta dirección se plantea la posibilidad de interpretar curvas de tiempos de recorrido en un plano de propagación aproximadamente perpendicular al sistema Imperial-Cerro Prieto, precisamente sobre el supuesto centro de dispersión (zona de máxima sismicidad).

El plano de propagación es seleccionado en base a la geometría de la estructura que otros estudios permiten suponer, a la distribución espacial de sismos y a la posición de las estaciones de la red permanente.

4.4.1.1 Geometría propuesta.

Es necesario hacer ciertas consideraciones y suposiciones respecto de la geometría de la estructura:

- 1) Las estaciones QKP-NVL-TLX están en una línea aproximadamente perpendicular al eje del graben principal formado por el efecto combinado del Sistema

Imperial-Cerro Prieto y otro sistema menor (Reyes, 1979). Es posible pensar entonces en un plano de propagación que contenga estas estaciones y los eventos considerados.

2) El plano de propagación nos da una sección transversal representativa de la estructura en un área de ± 5 km. a partir del plano en dirección SE-NW y NW-SE, figura (4.6).

3) Entonces, una onda generada por un sismo que ocurra dentro del área delimitada en la figura (4.6) incidirá sobre las paredes de falla con un ángulo relativamente pequeño respecto del plano vertical, de tal forma que la propagación se realizará esencialmente sobre el mismo plano.

4.4.1.2 Estaciones disponibles.

Las estaciones disponibles a lo largo del plano de propagación son QKP, NVL y TLX, figura (4.4). La estación QKP se encuentra sobreyacente al horst de Cerro Prieto según permiten suponer los datos de Geología reportados por Puente (1978). La estación TLX se encuentra situada sobre la zona donde Razo y Fonseca (1979) sitúan el horst de Imperial. La estación NVL posiblemente se encuentra sobre el graben.

4.5 Análisis de tiempos de viaje.

El método descrito en la Capítulo 2. publicado por Marks y Hron (1978) y Aric (1980), ha sido adaptado para computación interactiva (Madrid y Traslosheros, 1981). Este programa ha hecho posible el chequeo rápido de modelos para conseguir consistencia con los datos y, además, permitir el uso cualitativo de amplitudes para constreñir el modelo resultante. Los tiempos de viaje, reflexiones o cambios de fase, y refracciones múltiples se han ajustado al modelo final. Las refracciones múltiples son muy sensibles a heterogeneidades laterales en la velocidad y nos permiten constreñir el modelo aún más.

El análisis del perfil reportado en este trabajo es el resultado de más de 35 modelos probados. El modelo final presenta consistencia en las zonas de intersección entre trayectorias. Estas áreas representan el mejor control estructural y presentan consistencia a diferentes profundidades.

Es, conveniente hacer notar que algunas de las

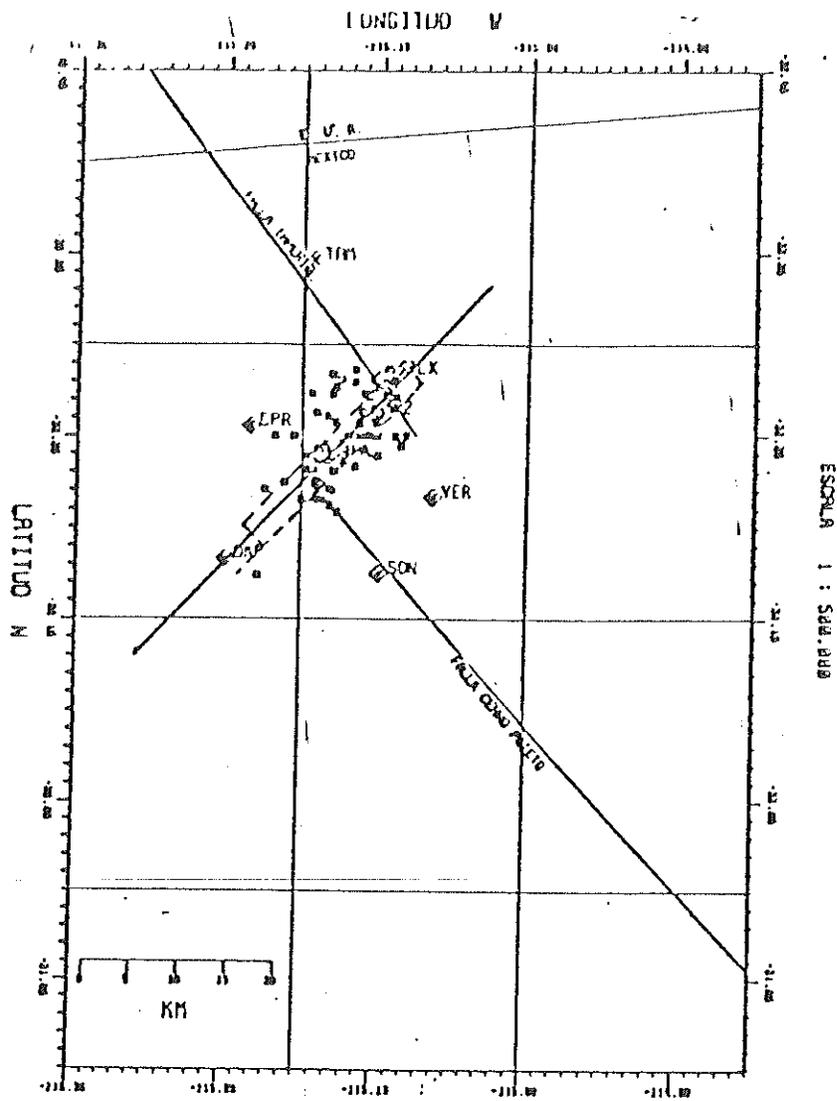


Fig 46 Eventos elegidos a lo largo del plano definido por las estaciones OXP, NVL y TLX.

características del modelo reflejan la capacidad específica del programa utilizado para calcular las trayectorias. La reproducción de los tiempos es un ajuste entre los valores del gradiente y la posición de las fronteras del estrato. Estamos concientes de la ambigüedad que este procedimiento puede arrojar.

Los tiempos de recorrido coinciden con las observaciones dentro del rango 0.05 segundos.

4.5.1 Tiempos observados y residuales.

Se trabajaron los tiempos de viaje para cada estación independientemente. Los eventos sísmicos son separados en 3 grupos según la profundidad a la que ocurrieron, que son 5.50, 7.50 y 10.00 km. Los tiempos de viaje observados son graficados junto con los tiempos calculados con el modelo de capas planas (figura 4.7).

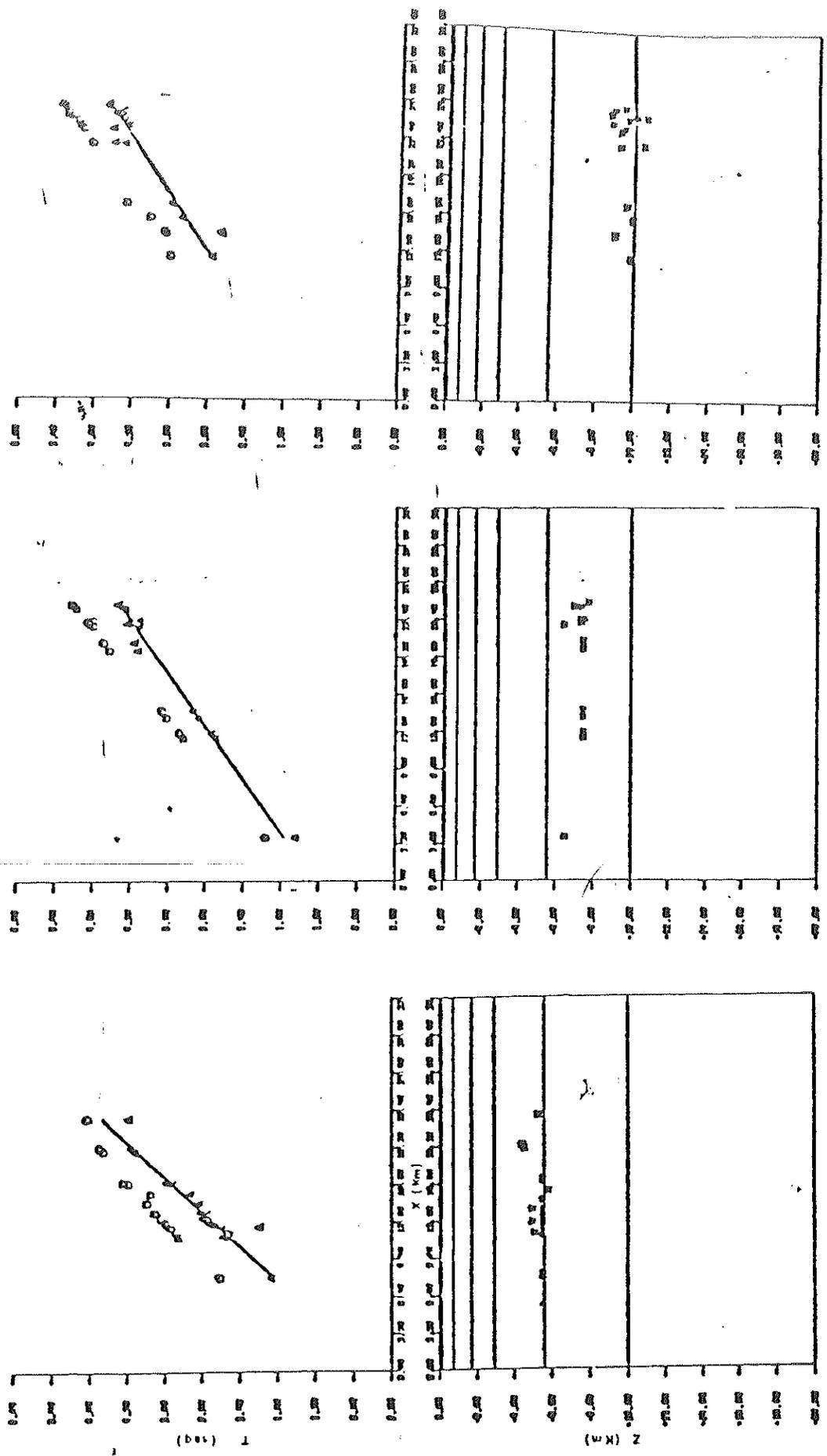
Se discuten a continuación el comportamiento de los tiempos observados y sus residuales, (figuras 4.8 a), b) y c)), para cada una de las estaciones. Se utilizarán en la interpretación, los resultados de la clasificación de anomalías, así como datos geofísicos y evidencias geológicas.

- ESTACION CUCAPA.

Los residuales observados (Tiempo observado - Tiempo calculado) son negativos y su magnitud es considerable en comparación de los residuales para las estaciones NVL y TLX (Nuevo León y Tlaxcala). Para los eventos alrededor de 5.50 km. de profundidad los valores observados y calculados parecen converger hacia el extremo derecho, las curvas para 7.50 y 10.0 km. presentan por el contrario una tendencia a divergir.

Por otra parte los resultados de la clasificación de anomalías 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.

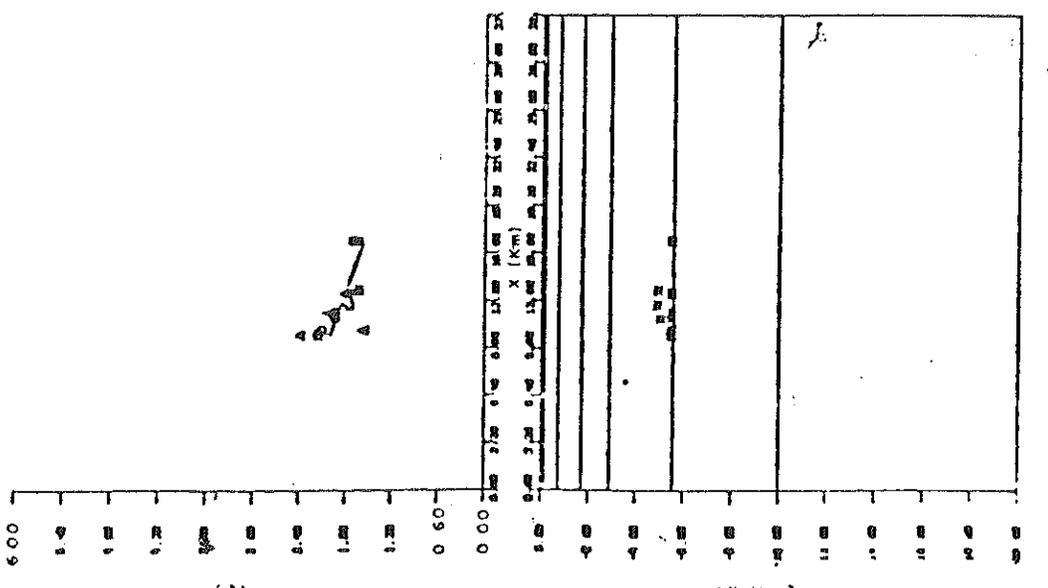
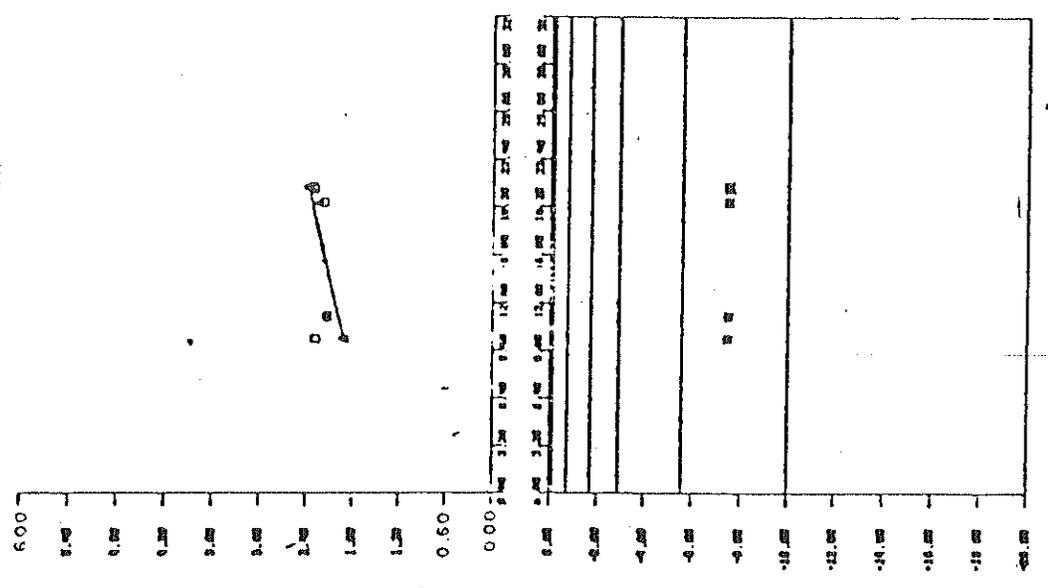
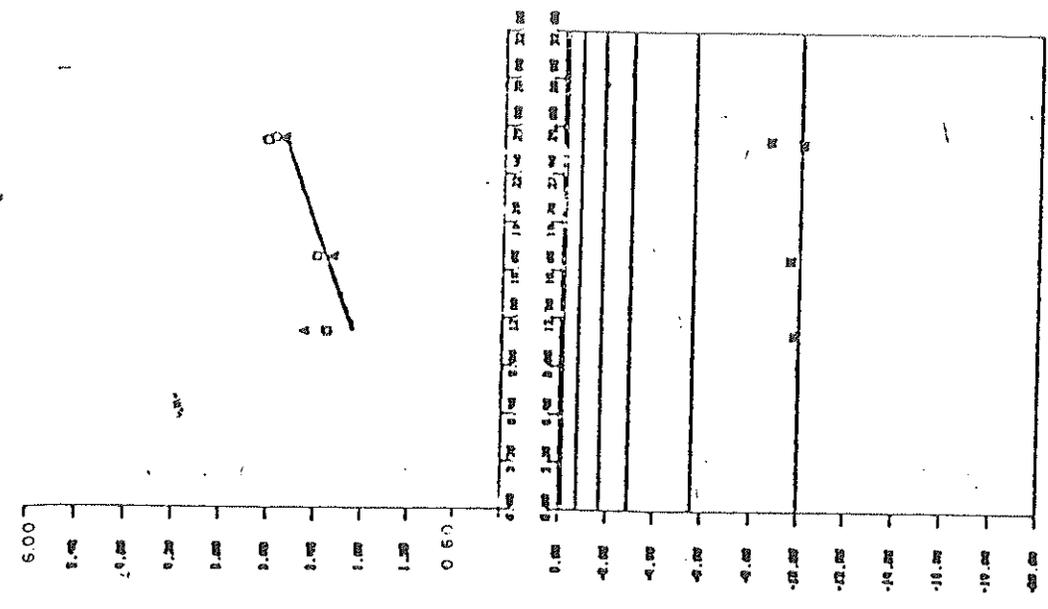
Se concluye que los residuales pueden ser reducidos aumentando el espesor del basamento. La tendencia de los residuales a disminuir hacia la parte derecha para los eventos a 5.50 puede interpretarse como una disminución en la velocidad hacia ésta parte del modelo. El aumento en los residuales hacia la 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.



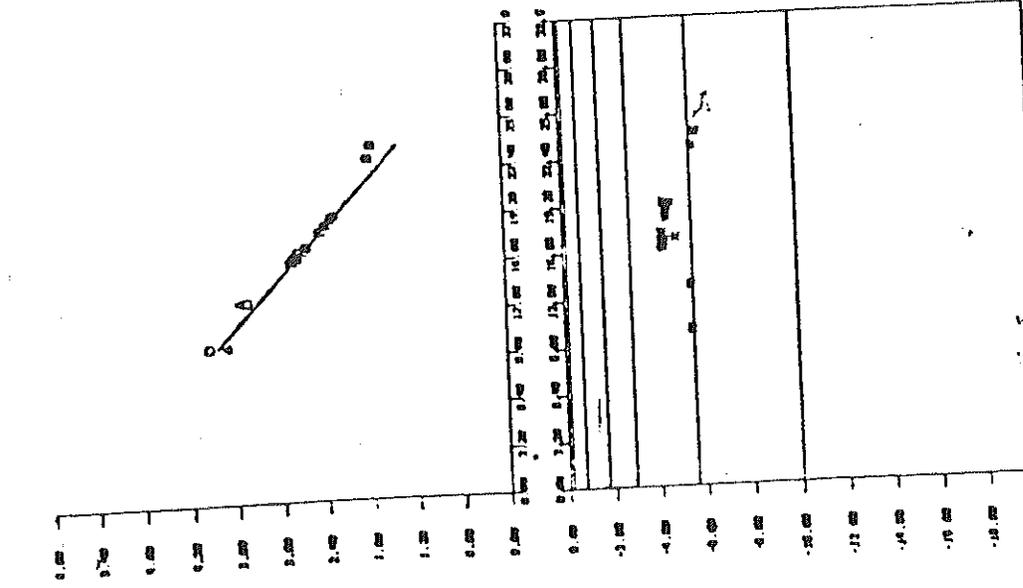
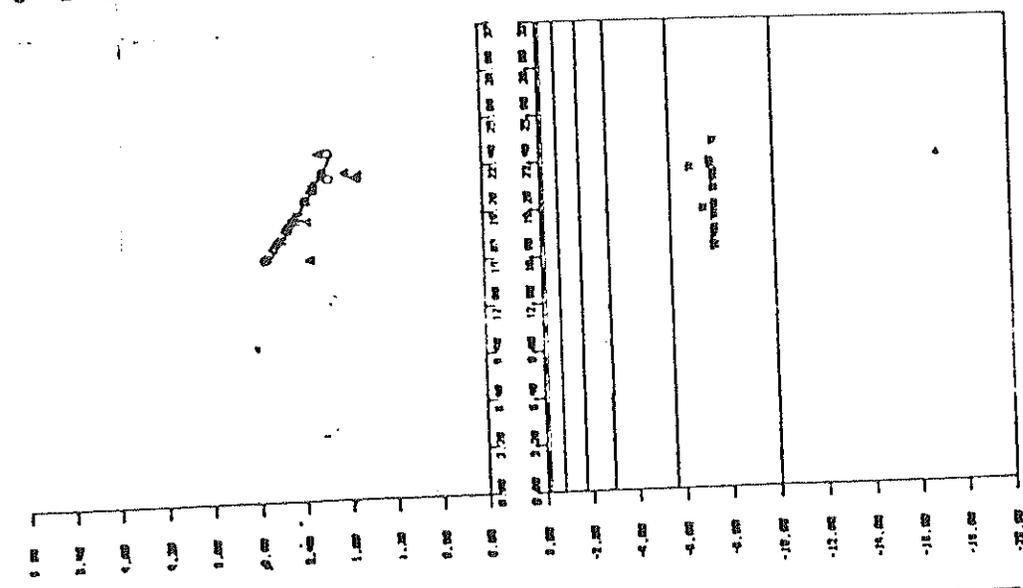
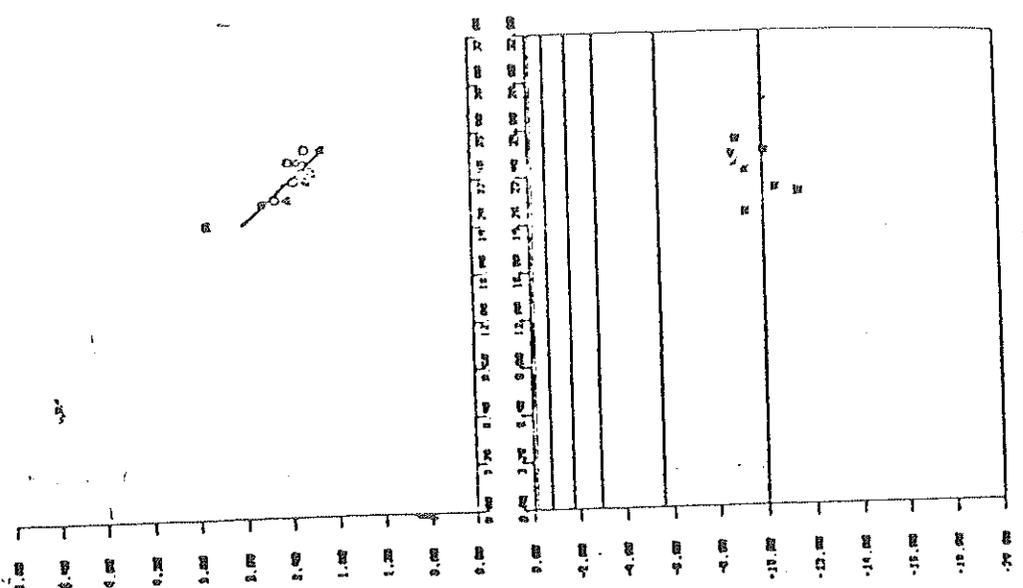
* Eventos sísmicos

Fig. 4.7 a) Diferencias en tiempos de viaje para la estación QKP

- ◇ Tiempos calculados con el modelo de capas planas homogéneas
- △ Tiempos observados
- Línea promedio de los datos observados



b) Diferencias en tiempos de viaje para la estación NVL



C) TLX

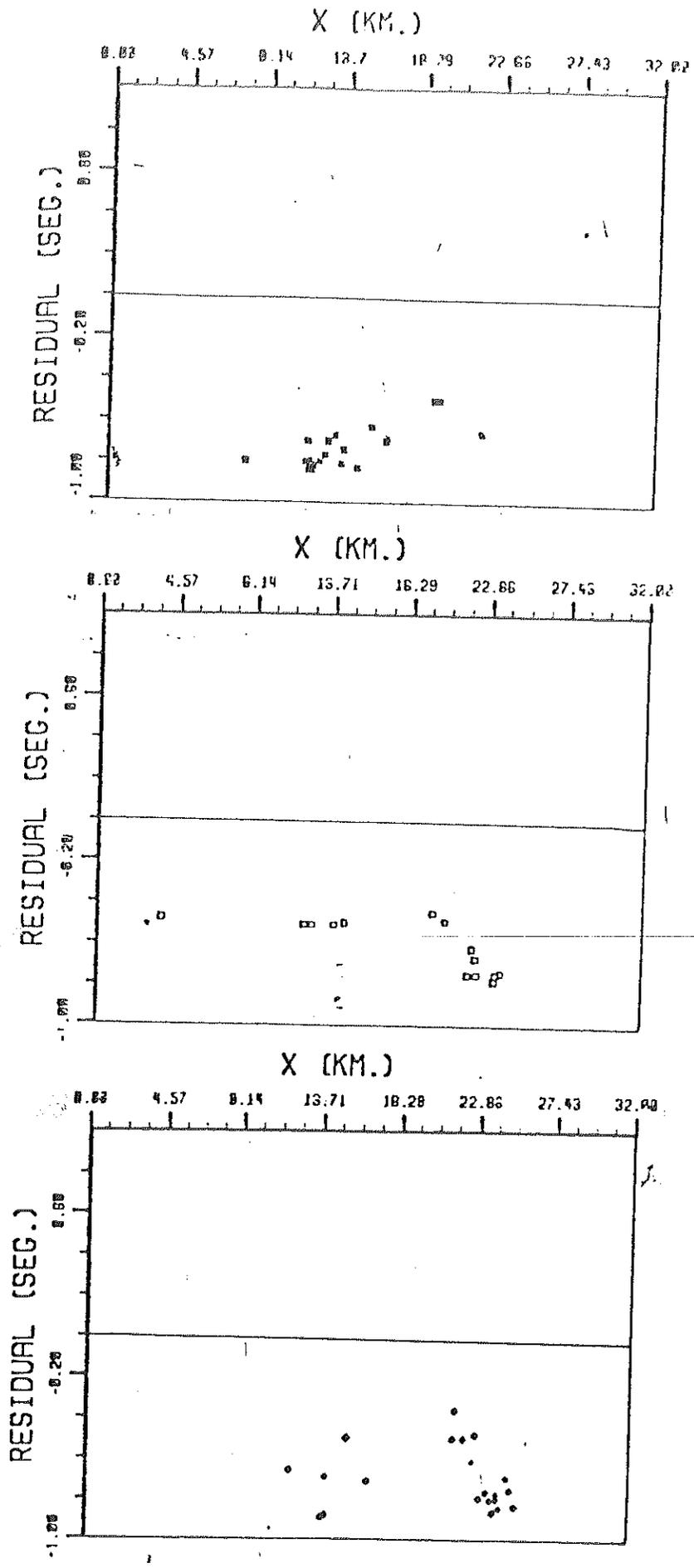
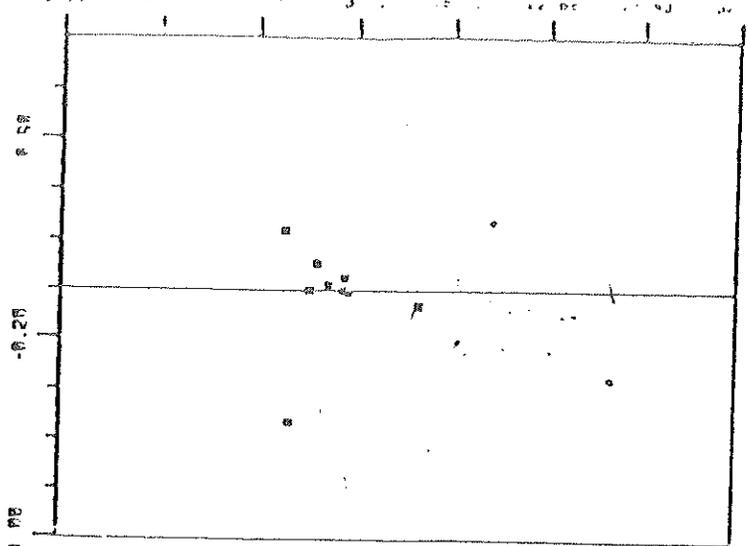


Fig 4.8 Residuales entre tiempos observados y calculados con capas planas

b) QKP

- * Eventos a 5.50 Km de profundidad
- [] " " 7.50 " " "
- ◇ " " 10.0 " " "

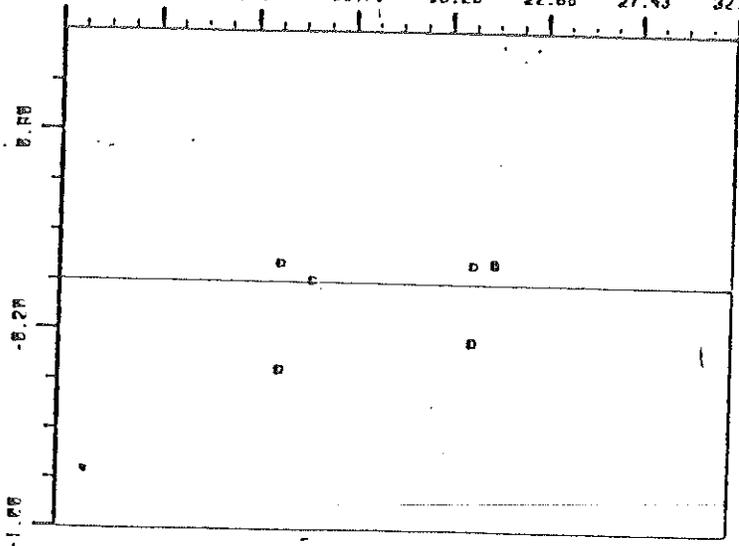
RESIDUAL (SEC.)



X (KM.)

0.02 4.57 8.14 13.71 18.28 22.86 27.43 32.08

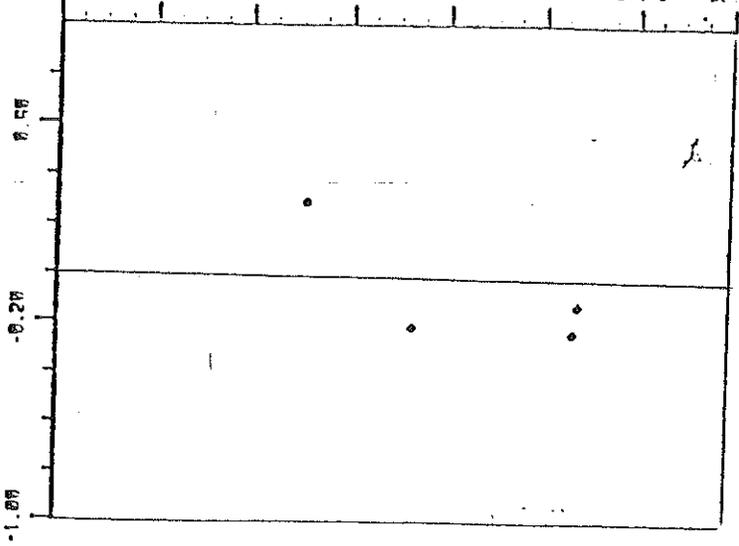
RESIDUAL (SEC.)



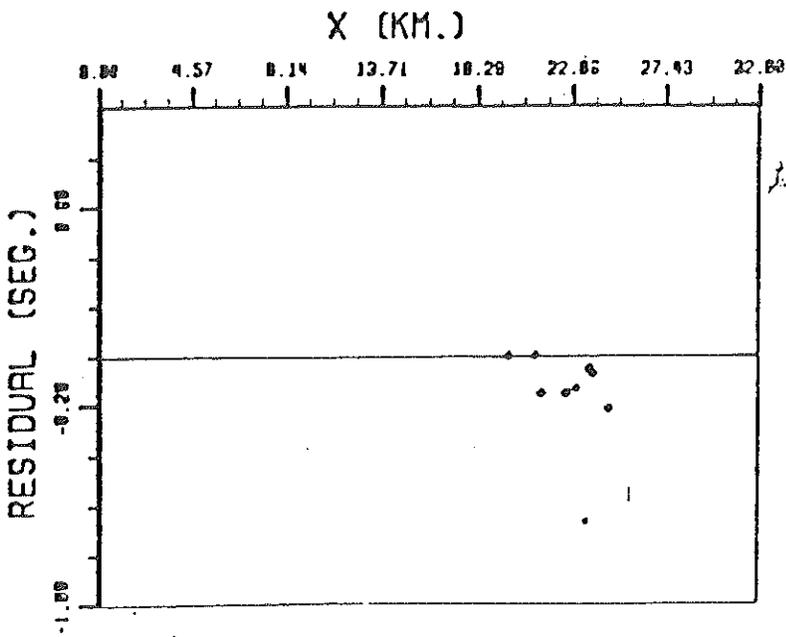
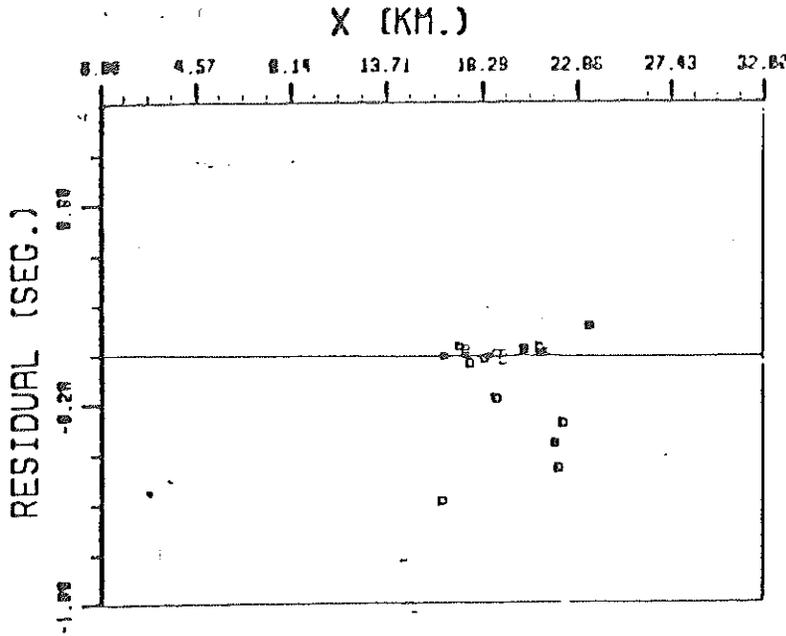
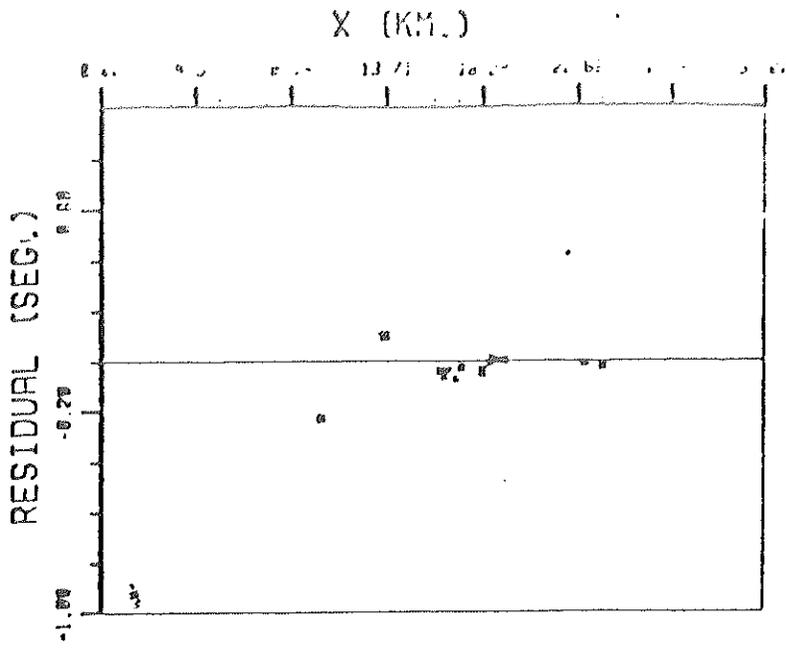
X (KM.)

0.02 4.57 9.14 13.71 18.29 22.86 27.43 32.08

RESIDUAL (SEC.)



C) NVL



C) TLX

- 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 gran heterogeneidad lateral en la estructura, de tal forma que trayectorias que proceden de eventos cercanos tengan tiempos de arribo muy diferentes.

- ESTACION TLAXCALA.

Los tiempos observados de eventos cerca de 5.50 km. corresponden bastante bien con los calculados con el modelo de capas planas. Para los eventos a 7.50 y 10.0 km. se observa el mismo tipo de comportamiento oscilatorio que adjudicamos a heterogeneidades en la estructura. (Reyes, 1979).

4.6 Resultados.

4.6.1 Propagación a través de reservorios geotérmicos.

Se expone a continuación los efectos que sobre la propagación de las ondas produce la inclusión de una zona de baja velocidad. Considerando resultados cuantitativos de tiempos de arribo y resultados cualitativos para las amplitudes.

Los diferentes tipos de rayos pueden ser clasificados de la siguiente manera:

DIRECTOS
REFLEJADOS EN PARED INCLINADA
REFRACTADOS EN PARED INCLINADA

Los fenómenos observados más interesantes y sobresalientes son:

- Dispersión lateral de energía por canalización.
- Enfocamientos de energía.
- Zonas de Sombras.

- La dispersión lateral de energía ocurre para ángulos de incidencia de los rayos sobre la zona de velocidad anómala o de almacenamiento de fluidos geotérmicos cercana a la horizontal. Entonces, los rayos presentan refracciones arriba y abajo del mínimo de velocidad correspondientes al perfil que experimenta el rayo en cada punto de su trayectoria, figura (4.9).

Para ciertos ángulos de incidencia los rayos además de canalizarse pueden sufrir reflexiones múltiples en las paredes de las fallas figura (4.9).

- Los enfocamientos: Para un rayo que incide cercano a la horizontal sobre la zona del reservorio experimentará una inversión en su curvatura debido al cambio de dirección del gradiente de velocidad. En localidades relativamente pequeñas dentro de la región donde los gradientes son particularmente fuertes, los rayos al invertir su curvatura arriban en puntos muy cercanos, produciendo posibles regiones donde las amplitudes son muy altas (cáusticas) figura (4.10). La posición del enfocamiento respecto del centro de la estructura está relacionado con la posición de la zona anómala y la posición de la fuente.

- Zonas de sombras: la desviación de los rayos al formar enfocamientos, reflejarse y dispersarse lateralmente, ocasiona la ausencia de ciertos arribos a un lugar determinado formando una zona de sombras o de amplitudes pequeñas y deben localizarse cerca de zonas de enfocamientos.

Estas zonas también son producidas por reflexiones de los rayos en las paredes de las fallas.

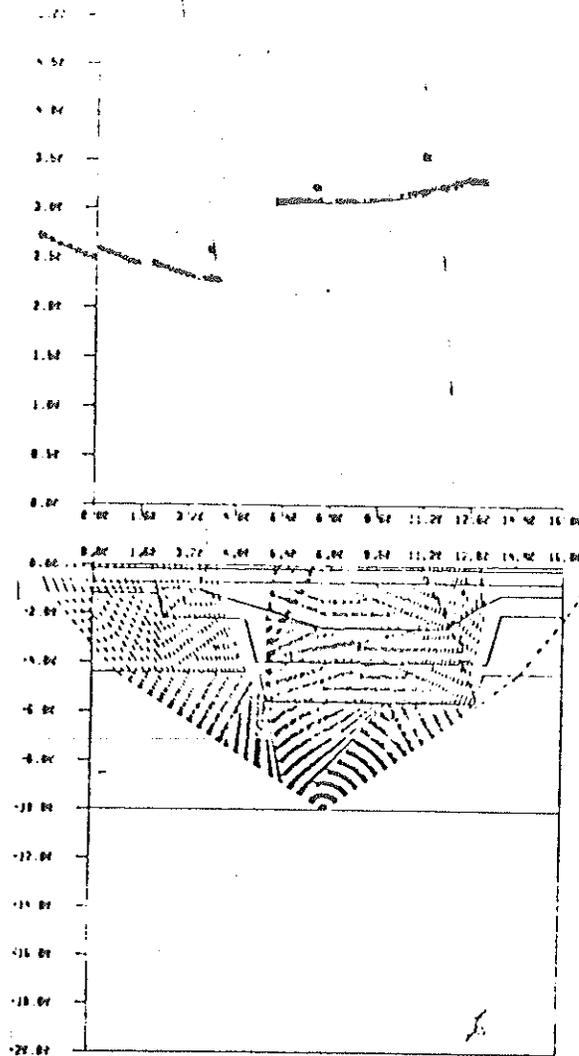
Los efectos sobre la propagación de las ondas ocasionadas por la inclusión de una zona de baja velocidad producen cambios significativos en el patrón de arribos.

4.6.2 El modelo Cerro Prieto.

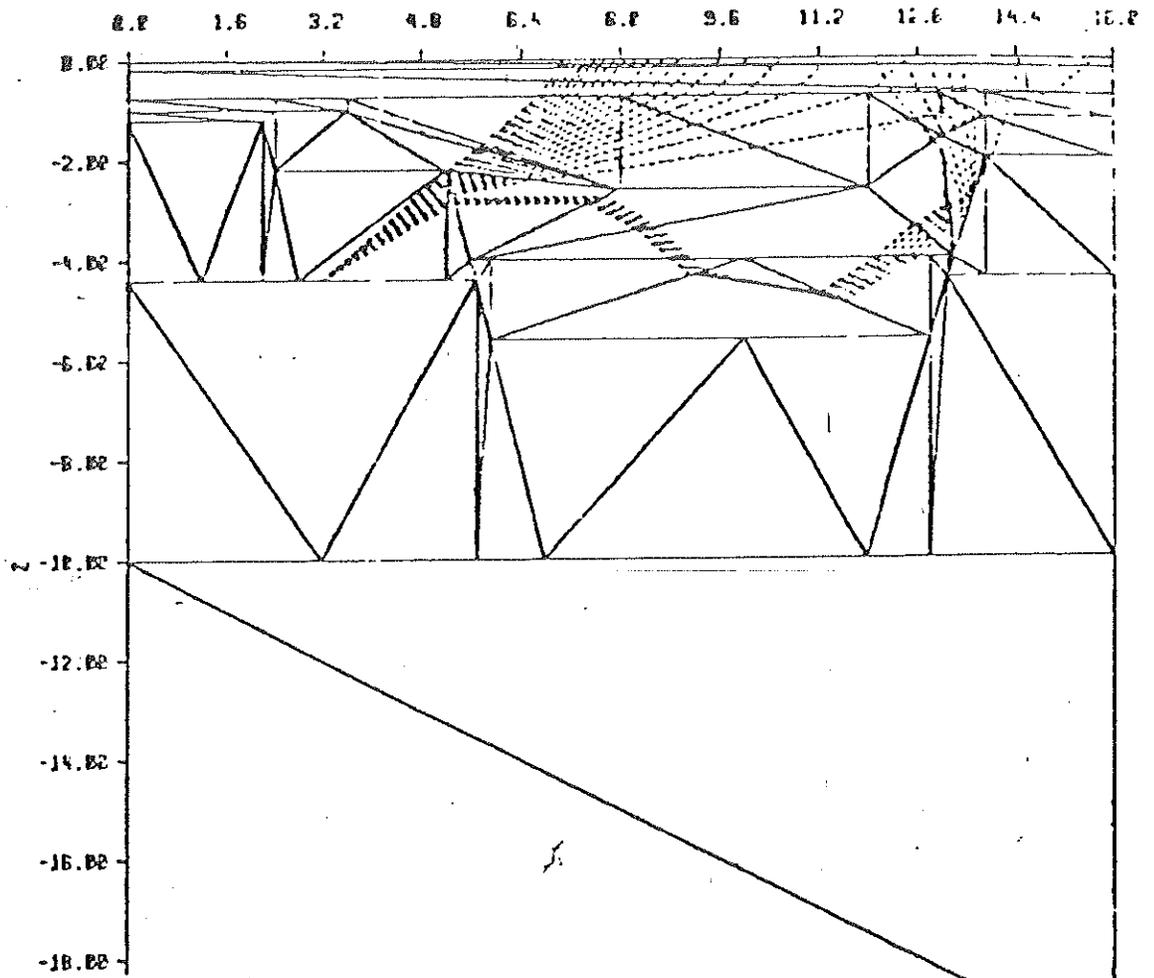
Se describen a continuación las características generales del modelo final. Tratando de hacer énfasis en aquellos resultados que se piensa podrían tener implicaciones importantes respecto de la Geología y Tectónica, pues ofrecen la posibilidad de argumentar a favor de la localización de un centro de dispersión de la corteza en Cerro Prieto.

a) Los datos de los eventos sísmicos disponibles nos permiten elaborar un modelo hasta 10 km. de profundidad,

Fig 4 kv Entocamientos



49. *Dispersión lateral de los rayos.*



consistente en 6 capas. Las primeras tres corresponden a rocas sedimentarias no consolidadas, la cuarta y quinta a roca sedimentaria consolidada y en partes metamorfizada, por último el basamento cuya estructura y composición se discute más adelante.

b) 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 figura (4.11). Desde los .73 km. hasta 2.00 km. las curvas de velocidad profundidad cambian de un lugar a otro y los gradientes de velocidad parecen ser menores que en las rocas sedimentarias más superficiales.

c) Los contornos de velocidad hasta la zona del basamento profundizan hacia la zona del graben principal, sin embargo, en la zona del basamento es observado un levantamiento de las isotacas.

En la zona del graben la velocidad varía desde 1.68 km en la superficie hasta valores de 4.8 km/seg a profundidades de 2.50 y 5.60 km. figura (4.12).

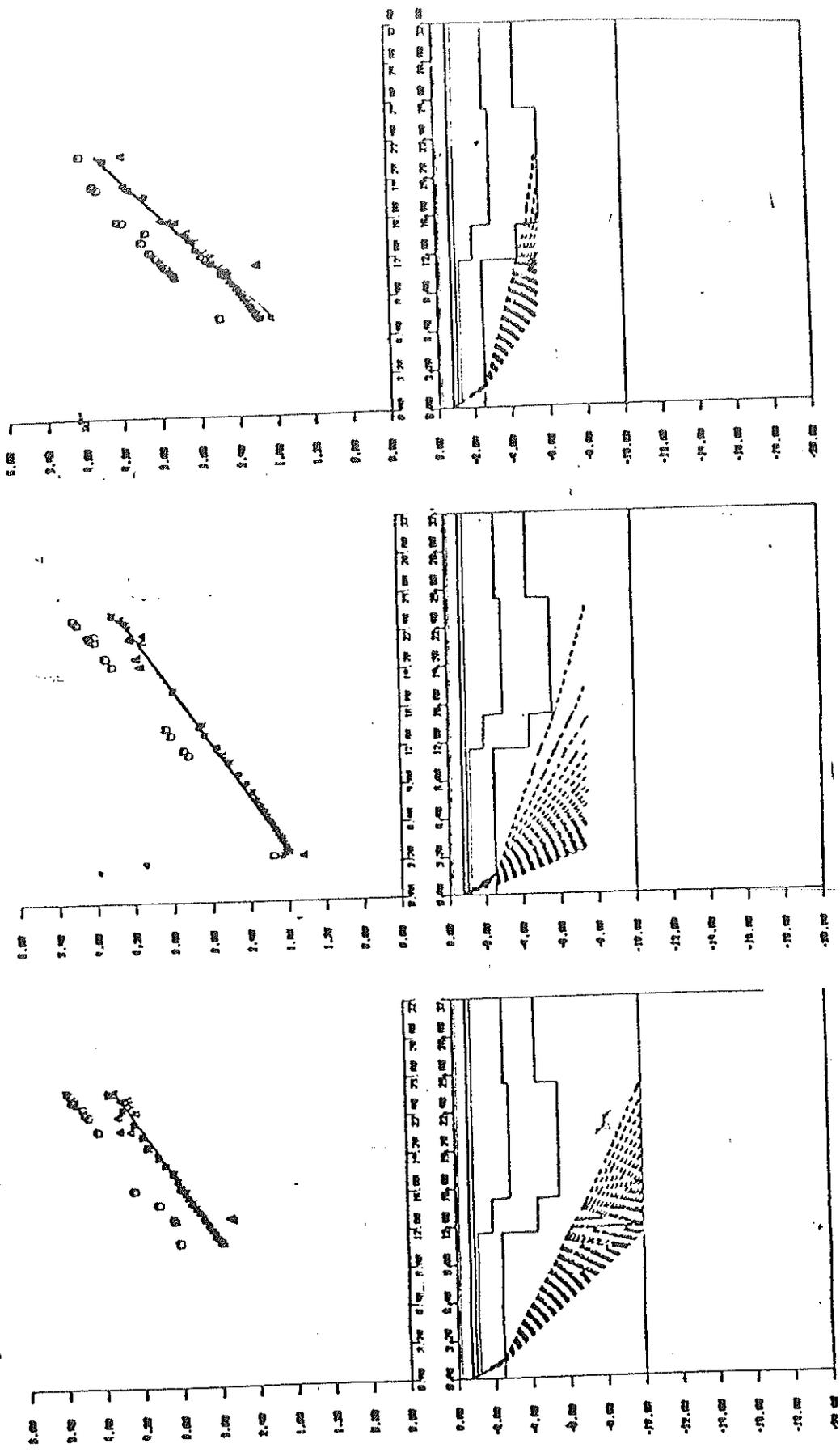
d) La roca sedimentaria y metamorfizada (velocidades menores de 4.8) se localiza a partir de los 2.0 km. de profundidad y alcanza una profundidad de 5.60 en el centro del graben, 2.5 km. en la región del horst de Cerro Prieto, y 4.4 km. en el horst de Imperial. Esto implica desniveles de 3.10 y 1.20 km. respectivamente, con echados opuestos aproximadamente de 70° grados con respecto a la horizontal. Los cambios de espesor ocurren cerca de las interfaces inclinadas correspondientes a las paredes de las fallas y separan el graben de los horst.

e) La parte superior del basamento en el centro del graben tiene una velocidad de 6.5-6.6 y 6.7 km/seg y de 6.3-6.4 km/seg en la región de horst. Esta heterogeneidad lateral de velocidad fue necesaria para lograr reproducir las pendientes de las curvas de tiempos observados para las profundidades de 7.50 y 10.00 km.

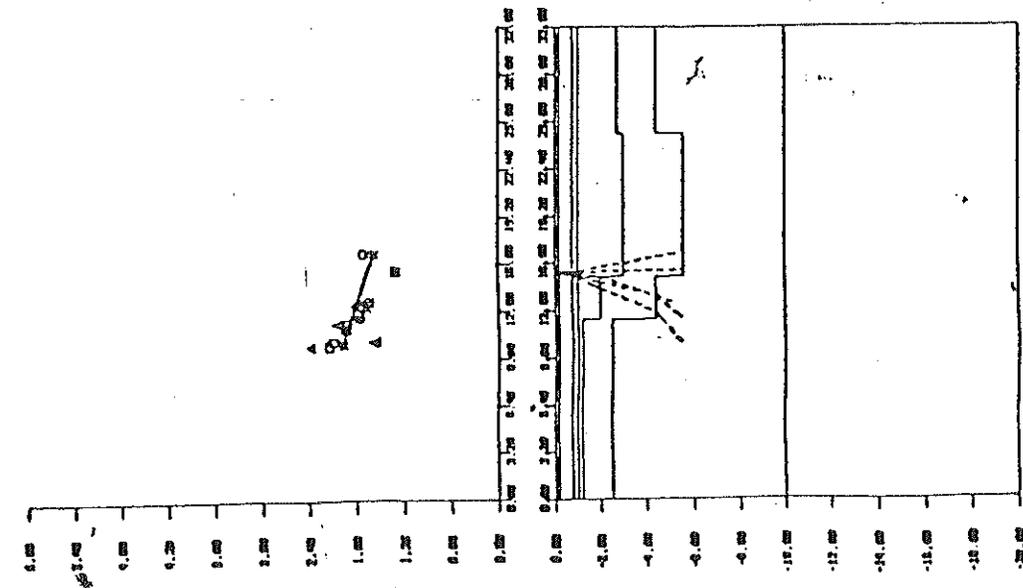
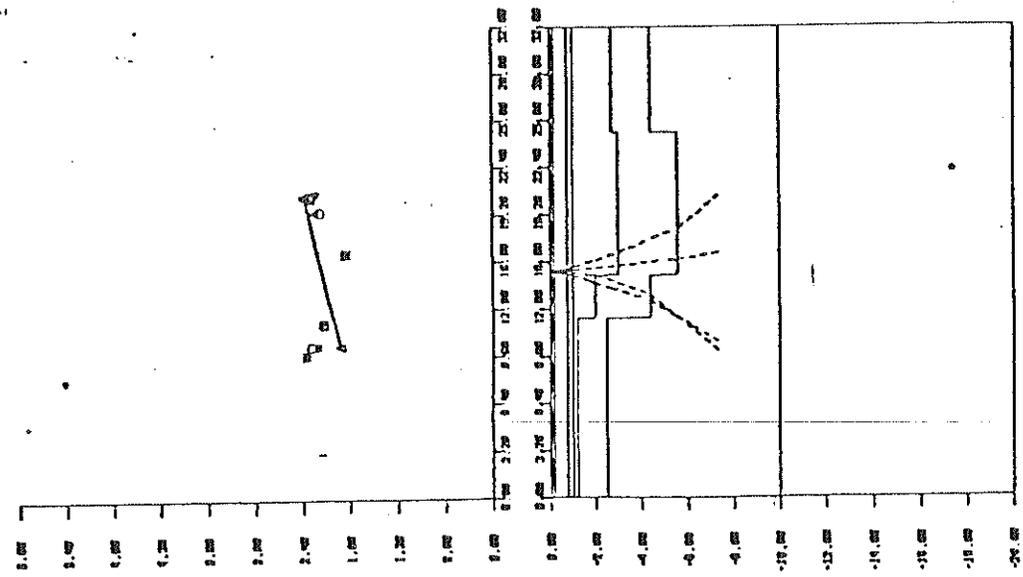
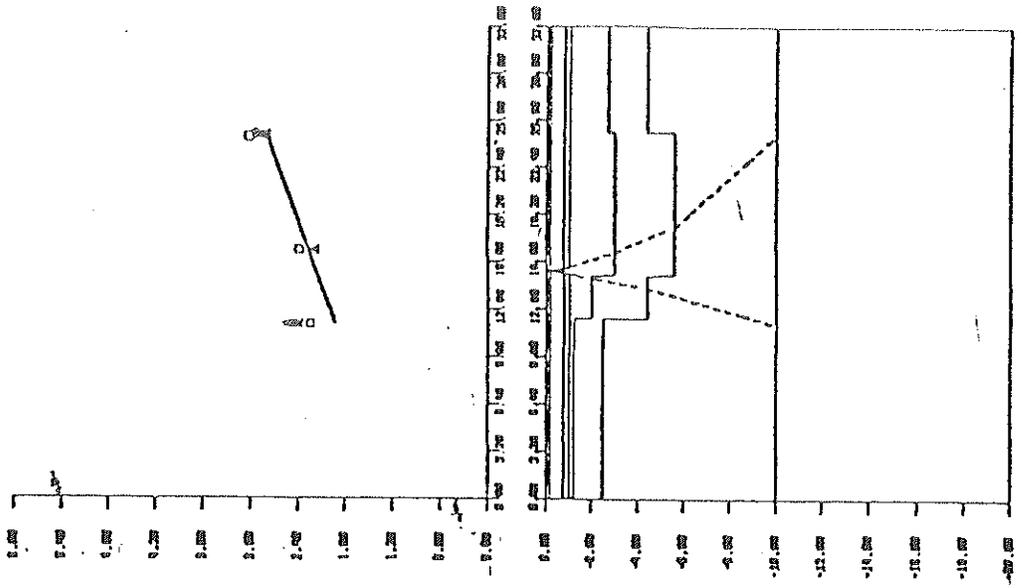
f) Las complejidades estructurales que más afectan el comportamiento de las ondas se localizan en los estratos correspondientes a roca sedimentaria consolidada y metamorfizada, y en el basamento.

fa) Aproximadamente a 12 km. de la estación QKP, fue posible localizar un escarpe, mapeado por trayectorias que se intersectan figura (6.2) (QKP y TLX) y que por lo tanto parecen ofrecer buen control de la estructura en ésta parte.

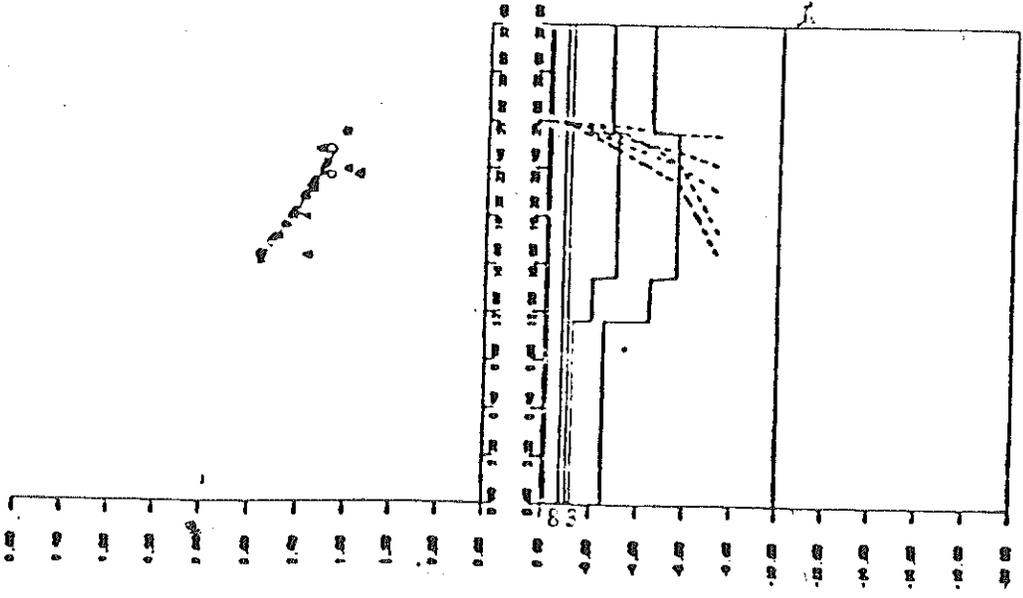
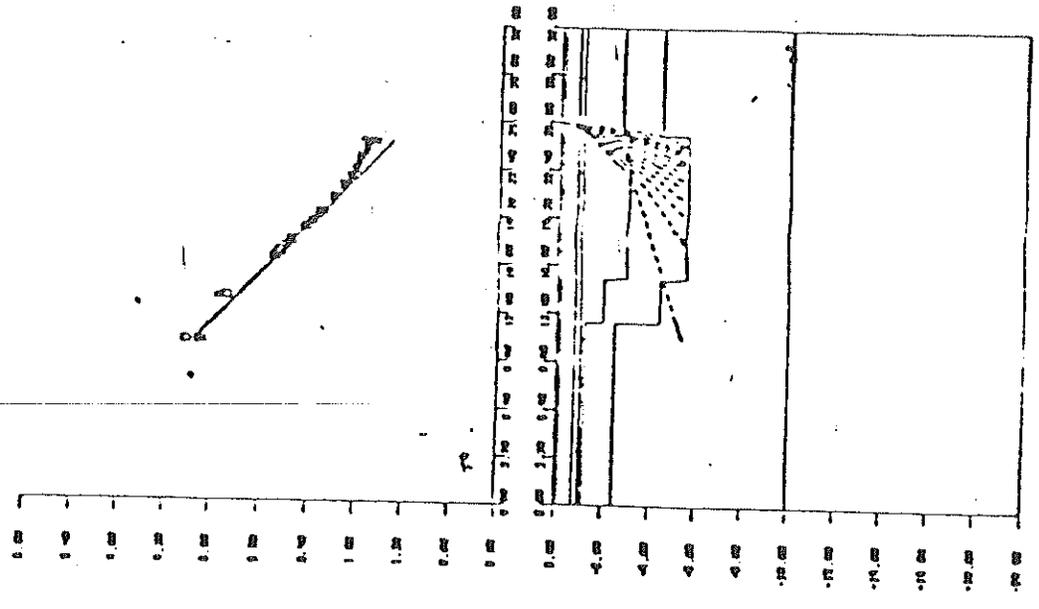
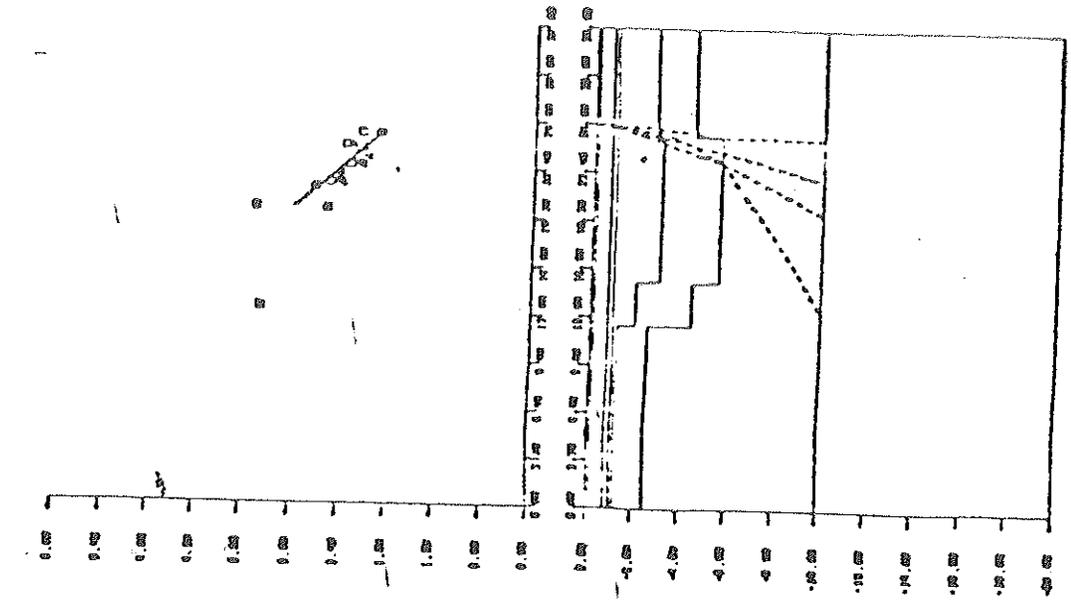
Fig. 4.11 Trayectorias de los rayos en el modelo final.



- ◇ Tiempos calculados con el modelo de capas planas
- △ Tiempos calculados con el modelo interdentado heterogéneo
- * Tiempos observados
- Línea promedio de los datos observados



b) NVL



c) TIV

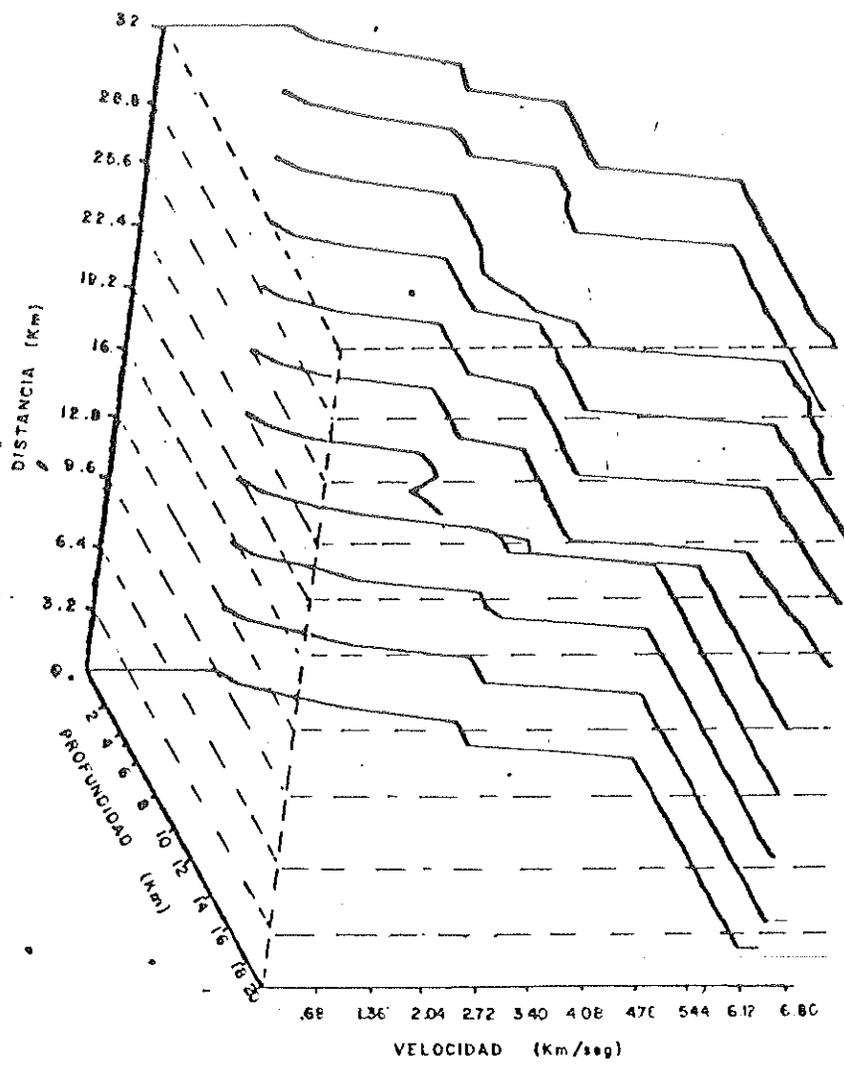


Fig. 4.12 Perfiles de velocidad para el modelo final

Un echado de aproximadamente 70° grados con respecto a la horizontal se ajusta a los tiempos observados. Los rayos que cruzan esta interface refractan hacia una zona de baja velocidad, la cual fue necesario incluir para reproducir los tiempos a 5.50 km. (QKP y TLX).

fb) El escarpe relacionado a la falla imperial es localizado aproximadamente a 2.00 km. de la estación TLX en una zona con cambios bruscos de velocidad y fuertes gradientes. Los contornos de velocidad tienen brincos en las secciones superior e inferior de las rocas sedimentarias consolidadas y metamorfozadas figura (4.13) en las zonas cercanas a los escarpes 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 interface entre el basamento (granítico y metasedimentario) con roca sedimentaria consolidada y metamorfozada.

g) 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 horst. En la parte central encontramos en la parte superior valores de 6.5-6.6 y 6.7 km/seg y en la inferior 6.8 km/seg. Este resultado podría tener implicaciones tectónicas importantes que discutiremos a continuación.

4.6.2.I Curvas de velocidad-profundidad.

Las curvas de velocidad contra profundidad son similares para las zonas de horst figura (4.12). Alrededor de las fallas principales encontramos gradientes de velocidad de hasta 6 y 10 km/seg/km dentro de la zona de baja velocidad, la estructura de velocidades en esta parte arriba del basamento refleja una región de rocas porosas posiblemente con un alto grado de saturación de fluidos intersticiales. Los valores de velocidad para los horst pueden ser interpretados como roca granítica y metamórfica (Birch, 1960). En la zona central los valores de velocidad son consistentes con valores dados por Clague y otros (1977) (figura 4.14) y Stern y otros (1970) para metagabros, gabros serpentinizados y asociaciones mineralógicas hornblenda-augita.

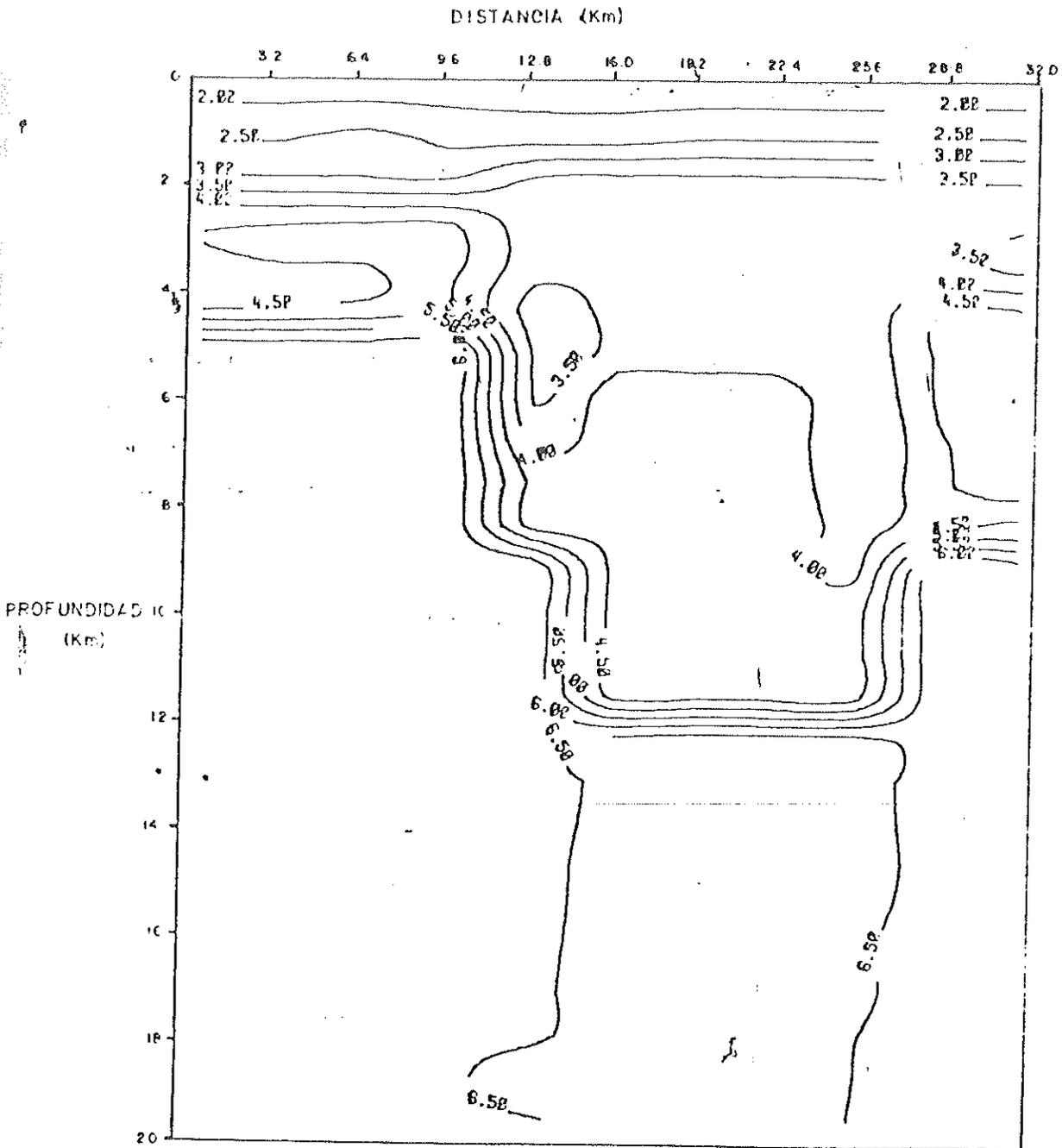


Fig. 4.13 Mapa de isotaca para el Modelo Cerro Prieto

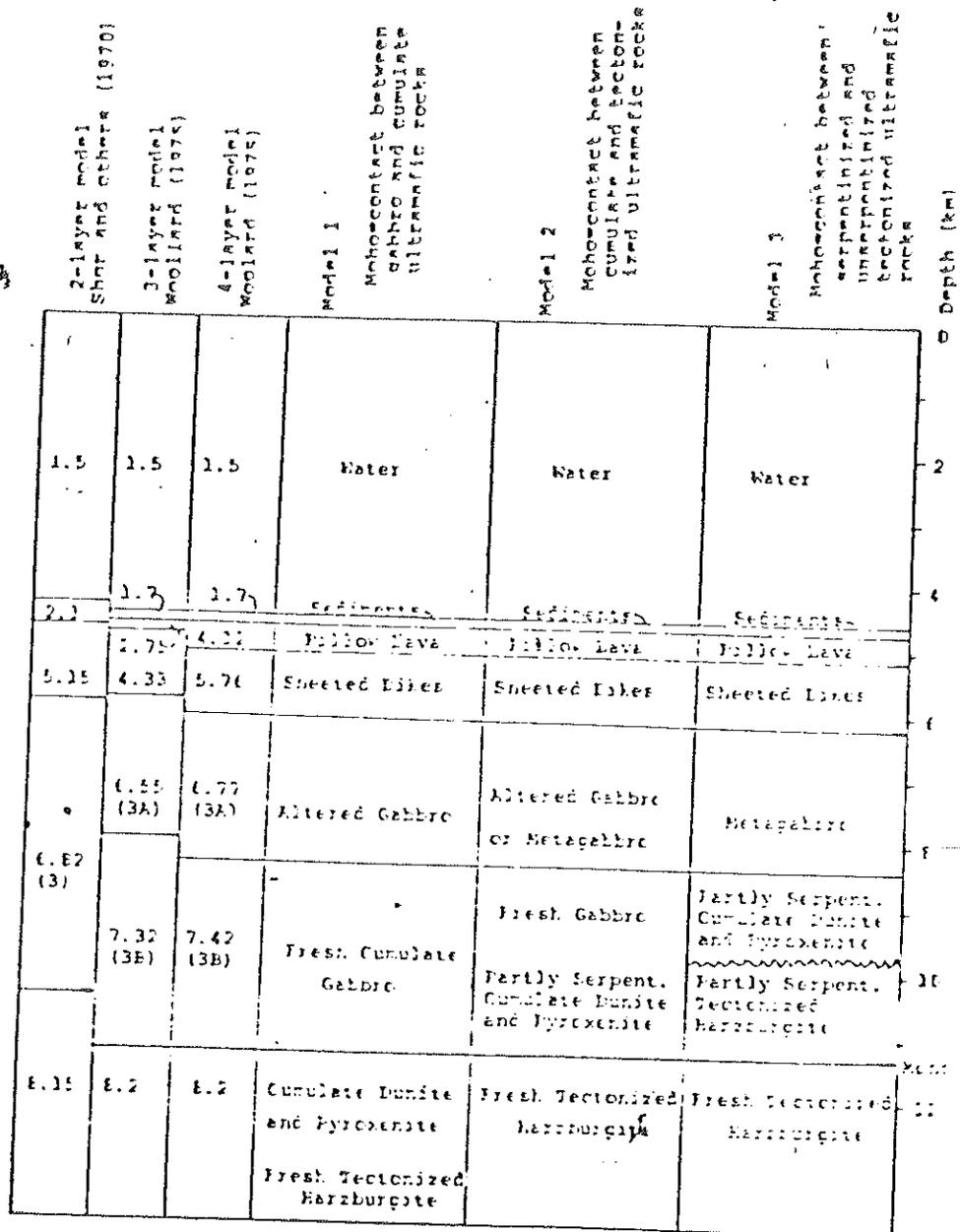


Fig. 4.14 Valores de velocidad dados por Clague (1977) para corteza oceánica

4.6.2.2 Basamento en la región de Cerro Prieto.

Es de hacerse notar que la velocidad del basamento hacia el centro del graben coincide considerablemente con estudios de laboratorio para rocas basálticas (diabases) 6.5 - 6.8 (km/seg) Birch (1960), y con velocidades encontradas para corteza oceánica a presiones comparables (Lewis, 1978), Clague y otros (1977).

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

La heterogeneidad lateral correspondiente a la zona central del graben coincide con aquella reportada por Talwani y otros (1965) para la corteza bajo la cordillera del pacífico este.

La geología inferida es similar a la de corteza oceánica basado en estudios de Ofiolitas.

4.7 Discusión.

Se ha considerado la geología regional para tener un marco de referencia que hace consistente el modelo propuesto.

Los datos sísmicos reportados proveen nuevos detalles acerca de la estructura y tectónica locales, la Geología reportada por Puente (1978) proporciona datos sobre la estratigrafía en diferentes secciones, así como de los pozos que actualmente están en producción. Los lineamientos de sísmicidad, así como los mecanismos focales son dados por Reyes (1979).

El espesor de las capas de roca sedimentaria consolidada y metamorfofizada (velocidades menores de 4.8) está basada en la interpretación de datos de tiempos de viaje, geología y perforaciones de pozos.

Las interfaces laterales son situadas basándose principalmente en evidencias geológicas y en la interpretación de los datos a QKP y TLX. Los datos de los pozos PRIAN1, (53,104) y (45,46), 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 es inferida por la interpretación de los datos a TLX y por el trazo superficial inferido.

El trazo superficial de las fallas coincide bastante bien con la posición dada a éstas por el presente estudio. La subsidencia o formación del graben es indicada por los pozos 53 y PRIAN1. En la región de Cerro Prieto si la cuenca sedimentaria 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 fallamiento normal y lateral derecho, y observa tendencia del sistema hacia el nor-noroeste.

En la figura (4.15) se muestra un bloque diagramático en el cual la cubierta sedimentaria ha sido removida para descubrir la superficie del basamento. El diagrama permite observar el grado de evolución del proceso de 'rifting'. Parece ser que los bloques laterales (horst) seguirán siendo desplazados por medio de más intrusiones que podrían causar numerosos afallamientos de acuerdo al modelo de ruptura de continente y creación de un mar marginal (Cox, 1973) figura (4.16). En general, el Área geotérmica de Cerro Prieto es un Centro de Dispersión de la corteza que además de reunir las características reportadas por Lomnitz y otros (1970) y Elders y otros (1972) presenta valores en la zona del basamento típicos de 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 hacia el sur, además, la velocidad de dispersión de los centros se atenúa hacia el norte. Si las razones 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 y otros (1981), figura (4.2).

4.8 Conclusiones.

Se ha obtenido finalmente un esquema integrado de la corteza en la región de Cerro Prieto, que a pesar de no ser tónica es consistente con los datos de terremotos obtenidos al presente.

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

5 CONCLUSIONES.

- a) El método de Aproximación Circular para el trazado de rayos en medios heterogéneos constituye una herramienta valiosa para el modelado de estructuras, pues el tiempo de procesado en la computadora es reducido considerablemente en comparación con el tiempo empleado por métodos estándar.
- b) Se ha obtenido una serie de reglas para modelar estructuras de graben y horst.
- c) Este conjunto de reglas permite mejorar la interpretación de curvas de tiempos de viaje observadas de tal forma que pueden reproducirse anomalías en éstas curvas de una forma rápida y eficiente.
- d) La serie de modelos desarrollados durante la sistematización tienen aplicación regional.
- e) Un modelo bidimensional para el Campo Geotérmico de Cerro Prieto fue elaborado en base a resultados de la sistematización y de acuerdo con datos geológicos y geofísicos.
- f) El esquema geológico y tectónico obtenido de este modelo preliminar permite argumentar a favor de un centro de dispersión en Cerro Prieto.

6 BIBLIOGRAFIA.

- Arellano, J. F. y J. C. Romero (1980), Prospección geofísica por medio de sondeos verticales en la porción norte del valle de Mexicali y Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California Norte. Tesis profesional. Instituto Politécnico Nacional.
- Aric, K., Gutdeutsch, R. y A. Sailer, (1980), Computation of travel times and rays in a medium of two-dimensional velocity distribution, *Pure and applied Geophysics*, Vol. 118, pp. 796-805.
- Birch, Francis, (1960), The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part I: *J. Geophys. Res.* Vol. 43, pp. 95-113.
- Brekhovskikh, L.M., (1960), Waves in layered media, Academic Press-Publishers, New York- London.
- Bullen, K.E., (1963), An Introduction to the theory of seismology, 3rd. Edition, Cambridge Univ. Press.
- Cann, J. R., (1967), Geological processes at Mid-Ocean Ridge Crests, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 15, p. 331-341.
- Cerveny, V. y R. Ravindra, (1971), Theory of seismic head waves, University of Toronto Press.
- Chernov, L. A., (1960). Wave propagation in a random medium. Dover, N. Y.
- Clague, D.A., y Straley, P.F., (1977), Petrologic nature of the oceanic Moho: *Geology*, Vol.5, pp. 113-136.
- Cox, A., (1973). Plate tectonics and Geomagnetic Reverseals. Freeman. Dewey, J.F. y Bird, J., (1970). Mountain belts and the New Global Tectonics. *J. of Geoph. Res.*, v. 75, pp. 2625-2647.
- Davies, D. y Julian B.R., (1972), A study of short period P-wave signals from longshot, *Geophys. J.*, Vol. 29, pp. 185-202.
- De la Pena, L., I. Puente, y E. Díaz, (1980), Modelo del Campo Geotérmico de Cerro Prieto. E. O. S.
- Elders, W.A., Rex, R.W., Meidav, Tsvi, Robinson, P.T., y Biehler, Shawn, (1972), Crustal Spreading in southern California, *Science*, Vol. 178. No. 1056, pp. 15-24.

- Ewing, W.M. y W.S. Jardetsky, (1957), Elastic waves in layered media, Mc. Graw-Hill Book Company.
- Fris, G.S., W.D. Mooney, J.B. Healy, G.A. Mc. Mechan y J. Lutter, (1981), Crustal structure of the Imperial Valley region, No publicado, Submitido al U.S. Geological Survey Professional Paper.
- Holmes A., (1978), Principles of Physical Geology, Tercera edición, Doris L. Holmes. Halsted Press.
- Ito, H., DeVilbis J. y Amos Nur, (1979), Compressional and shear waves in saturated rocks during water-steam transition, J. Geophys. Res., v. 84, B9, pp. 4731-4735.
- Jacob, K.H., (1970), Three dimensional seismic ray traicing in laterally heterogeneous spherically earth, J. Geophys. Res., Vol. 75., pp. 6685-6689.
- Jacob, K.H., (1972), Global Tectonic implication of anomalous seismic P travel times from nuclear explotions longshot, J. Geophys. Res., Vol. 77, pp. 95-113.
- Julian, B.R. y D. Gubbins, (1977), Three-Dimensional Seismic Ray traicing, J. of Geophys., Vol. 43, pp. 95-113.
- Lewis, B.T.R., (1978), Evolution of ocean crust seismic velocities: Annual Review of Earth and Planetary sciences, Vol. 6, pp. 377-404.
- Lomnitz, Cinna, Mooser, C.R., Allen, C.R., Brune, J.N., Thatcher, Wayne, (1970), Seismicity and tectonics of Northern Gulf of California region, Mexico, Preliminary results, Geofisica Internacional, Vol. 10, No. 2, pp. 37-48.
- Long, R.R., (1961), Mechanics of solids and fluids, Prentice-Hall International.
- Luneburg, R.K. (1964). Mathematical Theory of Optics. Univercity of California Press. Berkely L. A. Cal.
- Madrid, J. A. y J. C. V. Traslosheros, (1981). Un modelo preliminar del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, En preparación.
- Marks, L.W. y F. Hron, (1978), Ray traicing for complex structured Media, Workshop meeting on seismic waves in lateral inhomogeneous media, Liblice. (Comunicación personal).
- Nettleton, L., (1940), Geophysical prospecting for oil, New York, Mc. Graw-Hill.

- Officer, C.B., (1958), Introduction to the sound transmission (with application to the Ocean), Mc. Graw-Hill International series in the earth and planetary sciences.
- † - Puente, I., (1978). Geología del Campo Geotérmico de Cerro Prieto. Comisión Federal de Electricidad. Coord. Ej. de Cerro Prieto.
- Phillips, R.P., (1964), Seismic Refraction studies in the Gulf of California, Memoria 3, Marine Geology of the Gulf of California, AAPG.
- Reyes, C.A., (1979), Estudio de Microsismicidad del sistema de fallas transformadas Imperial- Cerro Prieto, C.I.C.E.S.E.
- Sleep, N.H., (1973), Telesismic P-wave transmission through slabs, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 63, pp. 1349-1373.
- Sorrels, G.G., Crowley, J.B., Veith, K.F., (1971). Methods for computing ray paths in complex geological structures. Bull. of Seism. Soc. of Am., V. 61, pp. 27-53.
- Sokolnikoff, I.S., (1956), Mathematical theory of Elasticity, 2nd. Edition, Mc. Graw- Hill Co.
- Stearn, C., M.J. De Wit y 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., vol. 81, p. 4270-4380.
- Talwani, M., X. Le Pichon y M. Ewing, (1965), Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges, 2, Computed from gravity and seismic refraction data, Journal of Geophysical Research, vol. 70, p. 341-351.
- Toksoz, M., Nafi, J., Minear, W., Julian, B.R., (1971), Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab, J. Geophys. Res., Vol. 76, pp. 1113-1138.
- Wesson, R.L., (1970), A time Integration method for computation of Intensities of seismic rays, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 60, No. 2, pp. 307-316.