

03077
1
29



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL Y
POSGRADO DEL COLEGIO DE CIENCIAS
Y HUMANIDADES
INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN GEOFISICA

ESTUDIOS DE LA ESTRUCTURA SUPERFICIAL DE LOS SEDIMENTOS LACUSTRES EN EL VALLE DE CHALCO POR SISMICA DE REFRACCION

T E S I S

Que para optar al Grado de
MAESTRO EN SISMOLOGIA Y
FISICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA

P r e s e n t a :

JOSE ALVAREZ MOCTEZUMA

CD. UNIVERSITARIA

MAYO, 1993

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

RESUMEN

Los grandes daños ocurridos en la Ciudad de México durante el terremoto de 1985 se han relacionado con la existencia de un suelo sedimentario lacustre blando, cuya densidad es de 1.2g/cm^3 y su contenido de agua por volumen es hasta de un 90%. La distribución de edificios modernos colapsados durante el sismo sugiere una inusual amplificación de las ondas sísmicas en ciertas áreas geológicas de la ciudad de México. Sin embargo hasta ahora se desconoce la estructura de velocidades en la capa blanda.

Con la finalidad de obtener información sobre la estructura superficial en los suelos con depósito lacustre, se aplicaron los métodos de refracción sísmica en una área marginal al cono volcánico Xico, el cual se localiza dentro del valle de Chalco, al sur de la cuenca de México. Con este objetivo se estudió, planeó e implementó una metodología para los trabajos de refracción sísmica superficial con ondas P y SH. El trabajo de campo consistió en realizar 12 líneas sísmicas compuestas con tendidos de 33m de longitud, cubriendo un área aproximada de $470\ 000\text{m}^2$.

El trabajo con ondas SH es especialmente útil en zonas que presentan capas con pequeños espesores y altos grados de saturación, condiciones que pueden existir en áreas con sedimentación lacustre. En este estudio las ondas de corte fueron generadas por el golpe horizontal de un martillo sobre un polín de madera.

Los resultados revelaron la presencia de una vieja playa de aproximadamente 300m de ancho alrededor del cono volcánico. El estudio de nivelación mostró que la transición entre la playa y el propio lago se encuentra siempre al mismo nivel, por lo que esta transición fue identificada como el nivel de costa del antiguo lago de Chalco.

La estructura de velocidades en el área de la playa es diferente a la que se presenta en el centro del lago. En la playa se detectó una capa de poco espesor con una velocidad de corte $\beta=105\text{-}110\text{m/s}$, la cual está ausente en el área del lago que presenta aflorando una capa blanda de $\beta=50\text{-}65\text{ m/s}$. La formación de la capa dura puede ser resultado de estados periódicos de inundación y sequía sobre la playa provocados por las fluctuaciones en el nivel del lago durante las estaciones anuales. La inversión de las velocidades sísmicas en el área de la playa sugiere un acuífamiento estructural entre el material de baja velocidad y dos capas de alta velocidad.

INDICE

	Pagina
I.1 INTRODUCCION	1
I.2 PROPOSITO GENERAL DEL ESTUDIO	1
II FUNDAMENTOS TEORICOS	
II.1. PASADO, PRESENTE Y FUTURO DE LOS METODOS DE REFRACCION.	3
II.2. EL PROCESO DE LA REFRACION	3
II.3. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS METODOS DE REFRACCION.	9
II.4. REQUERIMIENTO EN LOS DATOS DE CAMPO	14
II.5. METODO DE LOS TIEMPOS DE INTERCEPCION	18
II.6. VENTAJAS Y DESVENTAJAS EN EL USO DE LAS ONDAS DE CORTE	26
II.7. INVERSION SISMICA	29
III MARCO GEOLOGICO	
III.1. INTRODUCCION	32
III.2. MARCO TECTONICO	32
III.3. LOCALIZACION DE LA ZONA DE TRABAJO	37
IV TRABAJOS ANTERIORES EN LA ZONA DE ESTUDIO	42
V DISTRIBUCION DE LAS LINEAS SISMICAS EN EL AREA DE ESTUDIO	49
VI METODOLOGIA DE TRABAJO Y EQUIPO UTILIZADO	49
VII INTERPRETACION DE LA INFORMACION SISMICA	54

VIII INTEGRACION DE LA INFORMACION	83
IX CONCLUSIONES	87
X BIBLIOGRAFIA	89

L1. INTRODUCCION

La búsqueda del agua subterránea, la solución a problemas de geotecnia, la exploración de minerales aluviales y las correcciones de la capa intemperizada en los métodos reflexión sísmica, son algunas de las actividades que tienen por interés el mapeo de estructuras geológicas superficiales. En este contexto es importante conocer cuales técnicas geofísicas brindan resultados con buen significado geológico en trabajos donde los objetivos de estudio son superficiales.

Los métodos eléctricos de resistividad y los de refracción sísmica con ondas compresionales tradicionalmente se han utilizado para dichos objetivos. Recientemente han sido foco de atención los métodos de refracción sísmica con ondas de corte SH, de tal forma que se han convertido en una modalidad de uso común en la exploración geofísica superficial.

Este trabajo pretende explorar los alcances que se pueden tener al utilizar los métodos de refracción sísmica con ondas P y SH en el estudio de estructuras superficiales de origen lacustre.

L2. PROPOSITO GENERAL DEL ESTUDIO

En el piso del valle de México existe una amplia zona cubierta por una capa delgada de sedimentos lacustres, con un alto contenido de materia orgánica: restos de plantas orgánicas y carbonatos provenientes de microorganismos. Es la llamada "capa blanda", la cual alcanza espesores de 30-40m bajo el centro de la Ciudad de México. Se ha observado que excitaciones sísmicas generan un oleaje de gran amplitud (20-30cm) y corta longitud de onda (10-30m) cuyas características aún se desconocen por carecer de información suficiente sobre la estructura y propiedades elásticas dentro del intervalo comprendido entre los primeros 50m (Lomnitz, 1990).

La Comisión Federal de Electricidad ha realizado perfiles sísmicos de refracción en todo el valle de México (Benhumea y Vázquez, 1988) pero debido a la disposición geométrica utilizada para los receptores y la fuente sísmica no ha sido posible resolver la estructura superficial que incluye precisamente la capa blanda. Petróleos Mexicanos efectuó una serie de

perfiles de reflexión con fuentes vibroseis, pero nuevamente debido a la metodología utilizada solo se obtuvo información de las capas profundas.

El propósito principal del estudio se encaminó a realizar una serie de perfiles sísmicos para:

1.- Estudiar la factibilidad del mapeo de suelos superficiales de origen lacustre mediante el uso de los métodos por sísmica de refracción con ondas polarizadas SH y ondas P.

2.- Determinar la estructura general de las depositaciones sedimentarias en la superficie del valle de Chalco.

3.- Determinar el comportamiento de las propiedades elásticas en la zona (VS/VP, módulo de Poisson, etc.).

II. FUNDAMENTOS TEORICOS

II.1. PASADO, PRESENTE Y FUTURO DE LOS METODOS DE REFRACCION SISMICA.

Los métodos de refracción sísmica fueron originalmente utilizados en la exploración petrolera. Entre los años 1925 y 1930 se logró determinar con estas técnicas la presencia de domos salinos en el Golfo de México y mapear grandes estructuras geológicas almacenadoras de hidrocarburos en Irán (Dobrin, 1975).

En la actualidad se prefieren utilizar los métodos de reflexión sísmica en los trabajos de exploración petrolera, dado que las modernas técnicas de adquisición y procesado de datos utilizadas en la sísmica por reflexión casi siempre producen resultados aceptables.

Esta situación ha restringido el uso de los métodos de refracción al estudio de objetivos superficiales tales como la investigación de cimentaciones en ingeniería civil, la exploración de minerales aluviales y la localización del agua subterránea, o situados en el otro extremo, la aplicación de la sísmica por refracción en los estudios para determinar el espesor de la corteza terrestre.

Los métodos de refracción sísmica para poder subsistir en el futuro deberán aprovechar ventajosamente sus características particulares, como son la habilidad para mapear estructuras que presentan fuertes contrastes de velocidad, o su capacidad para realizar estudios generales de la superficie del terreno a través de grandes áreas debido a la gran separación entre fuente y detector.

II.2. EL PROCESO DE LA REFRACCION

II.2.1. Frentes de Onda.

Los métodos de refracción sísmica estudian la variación de la velocidad sísmica y de los módulos de elasticidad, éstas después son relacionadas con algún tipo especial de roca, porosidad, intemperismo o con algún otro factor geológico existente en la zona investigada.

El método esta basado en el análisis de las ondas sísmicas que viajan

al interior del subsuelo, y que después retornan a la superficie de la tierra a través del proceso de refracción.

Durante el proceso de propagación de las ondas sísmicas a través del subsuelo, puede identificarse un lugar geométrico que presenta el mismo estado de vibración, es decir una superficie en donde todos los puntos son afectados por la misma energía en un instante, y que recibe el nombre de frente de onda. La propagación del frente de onda puede ser observada a través de los detectores sísmicos. El paso de un frente de onda por un punto de observación está caracterizado por un repentino incremento de la amplitud en la señal sísmica.

El análisis teórico de fenómenos físicos tales como la refracción y la reflexión sísmica, puede realizarse encontrando las diferentes soluciones a la ecuación de onda. Sin embargo, en lugar de enfocar nuestro análisis en esta dirección, utilizaremos algunas aproximaciones contenidas en la teoría de la óptica geométrica.

II.2.2. Principio de Huygens.

El principio de Huygens establece que todo punto situado en un frente de onda puede ser considerado como un nuevo centro generador de ondas.

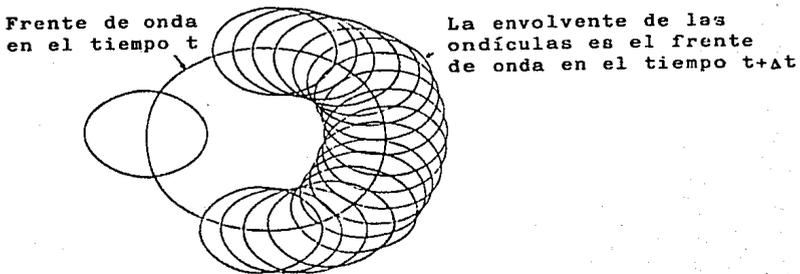


FIGURA II.2.1. El nuevo frente de onda es encontrado con la envolvente a las ondículas de Huygens.

La nueva posición de un frente de onda se encuentra trazando una envolvente a las superficies que tienen como centro el frente de onda original. Estas superficies son llamadas ondúculas de Huygens y su distribución geométrica se encuentra multiplicando la velocidad del transporte de energía por un incremento de tiempo Δt , como se observa en la figura II.2.1. Si el medio es isotrópico las ondúculas tendrán una forma esférica pero si el medio es anisotrópico, entonces tendrán una forma elipsoidal.

II.2.3. Ley de Snell.

Cuando un frente de onda encuentra una interfaz entre dos medios con diferente velocidad sísmica, parte de la energía se refleja en el primer medio, y parte es transmitida al segundo medio en donde cambia de dirección. La relación entre las diferentes direcciones que asumirá un frente de onda en una interfaz es descrita por la ley de Snell.

En la figura II.2.2 aparecen las diferentes posiciones que asumirá el frente de onda AB en los instantes t , $t+\Delta t$, $t+2\Delta t$ y $t+3\Delta t$, el cual se propaga a través de dos medios con diferentes propiedades elásticas separados por una interfaz horizontal. La dirección del movimiento se efectúa en el sentido de la normal al frente de onda, y forma los ángulos α_1 , α_2 con respecto a la normal de la interfaz. Por trigonometría se puede demostrar que:

$$CF = DF/\text{sen } \alpha_1 = CE/\text{sen } \alpha_2 \quad ,$$

en la cual se substituyen DF y CE por expresiones en función de las velocidades V_1 , V_2 y del Δt para obtener:

$$(\text{sen } \alpha_1)/V_1 = (\text{sen } \alpha_2)/V_2 \quad (2.1)$$

La ecuación 2.1 es conocida como ley de Snell o ley de la Refracción y expresa la continuidad de los frentes de onda a través de una interfaz.

El rayo sísmico representa la trayectoria real de un punto particular situado en un frente de onda. Cuando el medio es isotrópico la Ley de Snell

podrá ser aplicada a los rayos sísmicos, porque en todo momento éstos son perpendiculares al frente de onda.

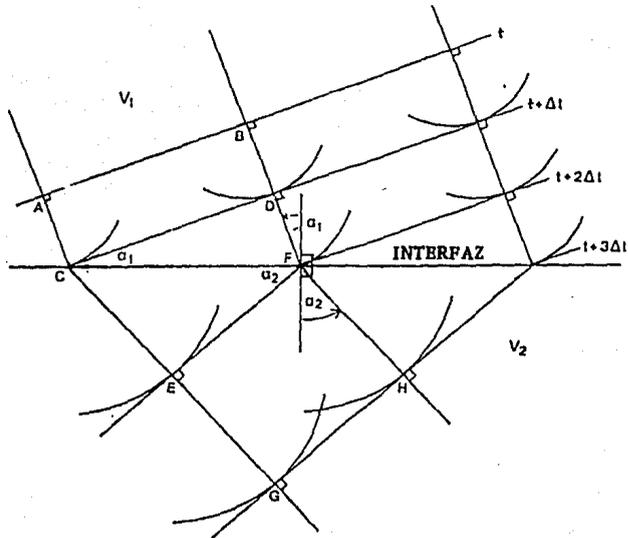


FIGURA IL.2.2. La Ley de Snell describe la continuidad de los frentes de onda a través de una interfaz.

En los capítulos siguientes los medios estudiados serán considerados isotrópicos, y cuando exista una anisotropía se deberá realizar una apropiada distinción entre los rayos sísmicos y la normal a los frentes de onda, ya que por el momento y por conveniencia los usaremos como sinónimos.

Generalmente las velocidades sísmicas se incrementan con la profundidad. Esta situación es afortunada porque permite que la energía sísmica regrese a la superficie a través del proceso de refracción crítica. De la ecuación 2.1 se observa que cuando α_2 alcanza el valor de noventa

grados, la energía es refractada a lo largo de la interfaz con la velocidad del medio subyacente. El valor alcanzado por α_1 cuando este fenómeno sucede es llamado ángulo crítico (i_{12}) y está dado por:

$$\text{sen } i_{12} = V_1 / V_2 \quad (2.2)$$

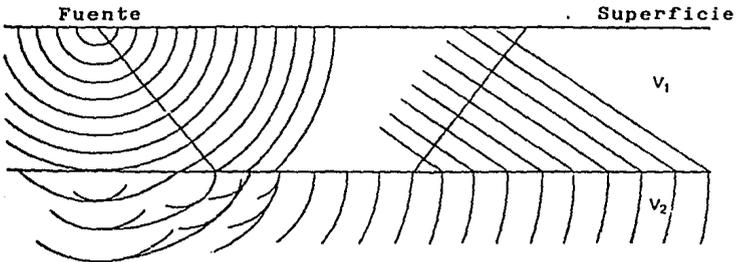


FIGURA II.2.3. Energía refractada críticamente en la interfaz del segundo medio.

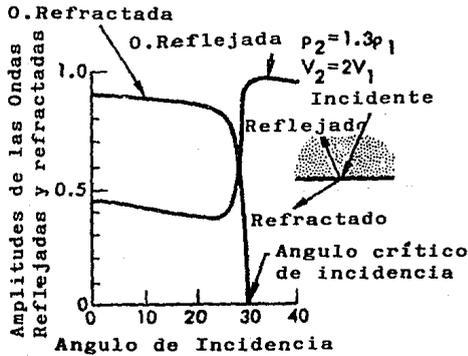


FIGURA II.2.4. Las amplitudes de las ondas reflejadas y Refractadas en función de los diferentes ángulos de incidencia.

Este proceso es ilustrado por la figura II.2.3. Al no existir un desplazamiento relativo de los medios a lo largo de una interfaz, la onda refractada que viaja a través de ésta produce movimientos en la capa superior que traen como consecuencia la radiación de energía hacia la parte superior de esta capa; estas ondas son generalmente referidas en la literatura como Head Waves (ondas refractadas).

La única condición para que una refracción crítica ocurra es que la velocidad sísmica en el medio de propagación inferior sea mayor. Por lo tanto es posible producir una refracción crítica a través de la generación de ondas compresionales y de ondas de corte.

En la figura II.2.4 aparece una gráfica con las amplitudes relativas que presentan las ondas reflejadas y refractadas con respecto a diferentes ángulos de la onda incidente. Se puede observar que mientras no se alcanza el ángulo crítico casi toda la energía es refractada hacia el medio que presenta mayor velocidad sísmica, pero en cuanto el ángulo crítico es alcanzado entonces gran parte de la energía es reflejada hacia el medio de menor velocidad.

II.2.5. Validez de la Óptica Geométrica

Las técnicas utilizadas en la interpretación de los datos de refracción sísmica están basadas en el principio de Huygens, la Ley de Snell y el ángulo crítico; con estas técnicas ha sido posible definir estructuras complejas. Sin embargo estudios formales de las ondas sísmicas (ejem. Grant y West, 1965) indican que los principios de la óptica geométrica son válidos únicamente para longitudes de onda que son mucho más pequeñas que el espesor de las capas estudiadas; esta condición no siempre es cumplida, particularmente en las exploraciones superficiales.

Afortunadamente desde que se comensaron a utilizar los métodos de refracción sísmica en la exploración geofísica, éstos han probado a través de sus resultados la eficacia de utilizar los principios de la óptica geométrica como sustento teórico. Además, la solución de la ecuación de onda por el método de diferencias finitas para estudios superficiales, muestra que los tiempos de arribo predichos por la óptica geométrica existen (Hatherly, 1982).

II.3 CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS METODOS DE REFRACCION

II.3.1. EL TENDIDO SISMICO.

la disposición de los detectores y de la fuente sísmica utilizada en los métodos de refracción sísmica es generalmente a lo largo de una línea recta, tal como se muestra en la figura II.3.1. Comunmente se utilizan doce o veinticuatro detectores sísmicos y la fuente sísmica es generada secuencialmente en diferentes posiciones del terreno.

En la figura II.3.2 aparece un sismograma generado por la energía de la fuente ubicada en la posición S₂; se observa que cuando el frente de onda llega a las diferentes posiciones de los detectores, la amplitud de la señal sísmica aumenta de manera significativa.



FIGURA II.3.1. Disposición de los detectores y de la fuente sísmica en un tendido sísmico.

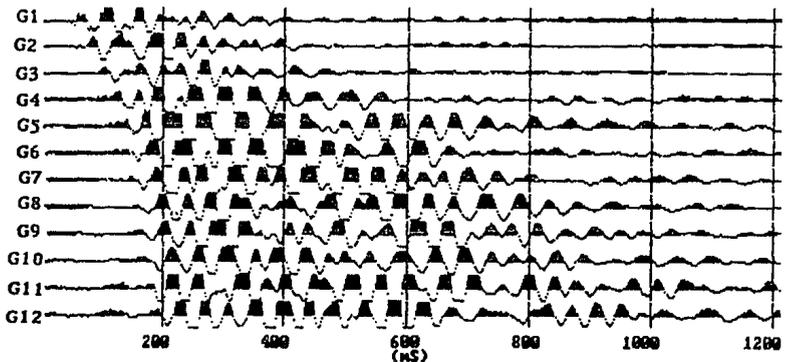


FIGURA II.3.2. El sismograma muestra el repentino incremento en la amplitud de la señal sísmica cuando un frente de onda pasa a través de los detectores.

II.3.2. El Modelo de Capas Para la Tierra

Con los tiempos de arribo medidos en un sismograma de campo es posible obtener un modelo petrofísico para la zona estudiada, el cual estará relacionado con la verdadera estructura del subsuelo.

El modelo más simple está formado por dos capas horizontales e isotrópicas, en donde la capa superior tiene una velocidad V_1 y un espesor constante Z_1 , y la inferior presenta una velocidad V_2 mayor que la velocidad V_1 y un espesor infinito, tal como se muestra en la figura II.3.3.

En la figura II.3.4 aparece la forma en que se propaga la energía en un modelo de dos capas. Los detectores más cercanos a la fuente registrarán en primer lugar el frente de onda que ha viajado a lo largo de la superficie de la tierra con un tiempo de arribo:

$$t = FG / V_1 \quad (3.1)$$

Donde FG es la distancia que existe entre la fuente y el detector. Estos arribos reciben el nombre de Onda Directa.

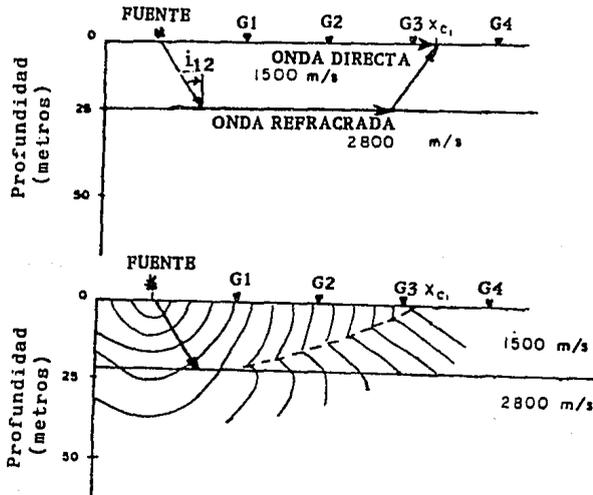


FIGURA II.3.3. A) Modelo de dos capas con las trayectorias de los rayos sísmicos. B) Propagación del frente de onda.

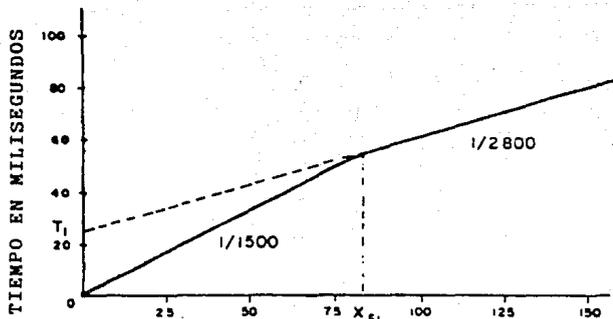


FIGURA II.3.4. Curva tiempo-distancia construida con los primeros arribos de las ondas directas y refractadas.

Los detectores más alejados registrarán en primer lugar los arribos de las ondas refractadas. Se puede demostrar por trigonometría que la expresión para los tiempos de arribo de estas ondas es:

$$t = 2Z_1 \cos i_2 / V_1 + FG / V_2 \quad (3.2)$$

II.3.3. Gráficas Tiempo - Distancia (Isócronas)

Los aspectos más significativos de las ecuaciones 3.1 y 3.2 pueden ser obtenidos graficando los tiempos de arribo (eje vertical) contra las distancias que existen entre la fuente sísmica y los detectores (eje horizontal). La gráfica tiempo-distancia también recibe el nombre de isócrona y es mostrada en la figura II.3.4.

Las ondas directas son identificadas por el segmento que atraviesa el origen de los ejes en la isócrona. La pendiente de este segmento es el recíproco de la velocidad V_1 , además el origen de los ejes coincidirá con la posición de la fuente sísmica en el tendido sísmico. El segmento que une los

diferentes arribos de las ondas refractadas no pasa por el origen, pero intercepta el eje vertical en un valor conocido como tiempo de intercepción. La pendiente de esta línea es el recíproco de la velocidad en la capa inferior V_2 . El tiempo de intercepción puede encontrarse a partir de la ecuación 3.2 y considerando el valor de SG igual a cero:

$$\text{Tiempo de intercepción} = 2Z_1 \cos i_2 / V_1 \quad (3.3)$$

El espesor de la primera capa se determina despejando Z_1 de la expresión 3.3. Los términos restantes son conocidos de antemano, el tiempo de intercepción y las velocidades V_1 y V_2 a partir de la isócrona, y el ángulo crítico substituyendo los valores de las velocidades en la ecuación 2.3.

Otro sitio interesante en las gráficas tiempo- distancia es el punto donde se interceptan los segmentos de la onda directa y refractada; la distancia que existe del origen a este punto es llamada Distancia Crítica. Después de esta distancia los arribos de la onda refractada llegan primero que los arribos de la onda directa.

II.3.4. Primeros Arribos.

La mayoría de los estudios de refracción sísmica, utilizan solamente el primer arribo registrado por los detectores. La principal razón es porque difícilmente pueden identificarse eventos posteriores en los sismogramas de campo cuando los objetivos de estudio son muy superficiales.

Una expresión para la distancia crítica considerando el modelo de la figura II.3.3, se obtiene igualando la parte derecha de las ecuaciones 3.3 y 3.2, y resolviendo para SG:

$$X_c = 2Z_1 \left[(V_2 + V_1) / (V_2 - V_1) \right]^{1/2} \quad (3.4)$$

En el eje vertical de la figura II.3.5 aparecen los cálculos de la razón X_c/Z_1 como función de V_1/V_2 . En la mayoría de los trabajos de exploración los valores de V_1/V_2 se encuentran entre 0.2 y 0.8 y los de X_c/Z_1 entre los valores 2 y 6, siendo un promedio razonable 4.

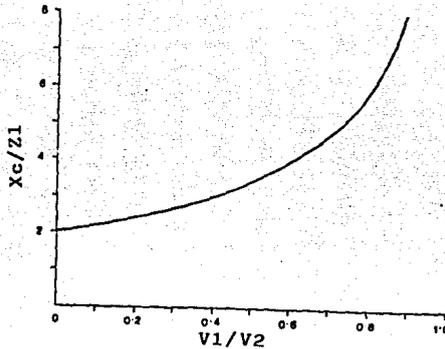


FIGURA II.3.5. Gráfica de la razón entre X_c/Z_1 y V_1/V_2 , para un modelo de dos capas; donde X_c es distancia crítica y Z_1 la profundidad del refractor (Palmer, 1986).

Esto significa que si una capa quiere ser detectada a través de los primeros arribos, la longitud del tendido deberá ser cuando menos cuatro veces mayor que la profundidad a la que se encuentra el objetivo estudio. Esto contrasta con los trabajos de reflexión sísmica en donde aún el espaciamiento existente entre la fuente y los últimos detectores es menor que la profundidad de la capa estudiada. Los métodos de refracción por lo tanto se caracterizan por utilizar tendidos muy largos y esto puede llegar a representar un inconveniente en la exploración de capas profundas.

II.3.5. Amplitudes en las Ondas Refractadas.

Los estudios teóricos demuestran que la atenuación que sufren las amplitudes de las ondas directas es inversamente proporcional a la distancia que estas recorren, mientras que la atenuación en las ondas refractadas es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia; por lo tanto las amplitudes de estas ondas son comparativamente mas pequeñas que las observadas en las ondas directas.

Por la gran atenuación que sufren las ondas refractadas durante el proceso de propagación, los trabajos de sísmica de refracción necesitan mayores cantidades de energía que la utilizada en los trabajos de reflexión para una misma profundidad estudiada; por ejemplo se estima que si la fuente de energía es la dinamita, los métodos de refracción sísmica necesitarán aproximadamente diez veces más carga que los métodos de reflexión para el mismo objetivo de estudio.

Además las ondas refractadas presentan un mayor contenido de bajas frecuencias. Por otro lado la absorción inelástica, que es una cantidad constante por longitud de onda y por lo tanto una función exponencial de la frecuencia y de la distancia, provoca una gran atenuación en los componentes de alta frecuencia, especialmente cuando la longitud de los tendidos es grande como sucede en la refracción.

Sin embargo, en la exploración que tiene como objetivos pequeñas profundidades, las características de los métodos de refracción pueden ser ventajosas. La gran longitud de los tendidos sísmicos utilizados en refracción facilita una rápida y económica cubierta de la superficie del terreno; además estos métodos requieren una fuente sísmica que tan solo genere la suficiente energía para proporcionar una satisfactoria relación señal-ruido.

II.4.- REQUERIMIENTOS EN LOS DATOS DE CAMPO

II.4.1. Capas Horizontales.

Los tiempos de arribo calculados por medio de las ecuaciones 3.1 y 3.2 utilizando diferentes velocidades para la primera capa son graficados en las curvas tiempo-distancia de la figura II.4.1. El modelo considerado esta formado por dos capas isotrópicas y una interfaz horizontal.

Cuando se calculan los tiempos de arribo variando la velocidad de la segunda capa se obtienen las curvas tiempo-distancia de la figura II.4.2; cabe agregar que en los dos casos mostrados no importa la orientación que puedan tener los tendidos sísmicos, los resultados serán los mismos.

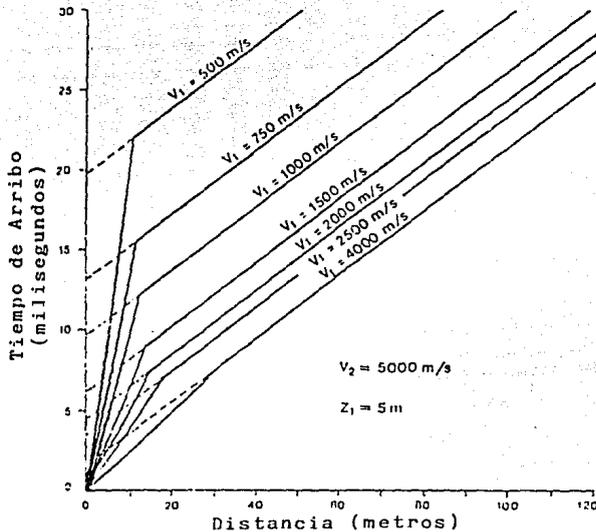


FIGURA II.4.1. Curvas tiempo-distancia para un modelo de dos capas con interfaz horizontal, y considerando diferentes valores para la velocidad de la primera capa (Palmer, 1986).

II.4.2. Capas que Presentan Buzamiento.

En La figura II.4.3 se muestran las gráficas tiempo-distancia obtenidas al graficar los tiempos de arribo calculados con las ecuaciones que serán derivadas en el capítulo II.5. Los cálculos son efectuados considerando varios buzamientos para la interfaz. La primera capa del modelo considerado presenta un espesor en el sitio donde se ubica la fuente de 5 m y una velocidad de 1000 m/s; mientras tanto para la segunda capa se considera una velocidad de 5000 m/s.

Las curvas tiempo-distancia que aparecen en las figuras II.4.2 y II.4.3 son muy similares, lo que significa que en base a una sola curva tiempo-distancia es imposible determinar si existe buzamiento en una

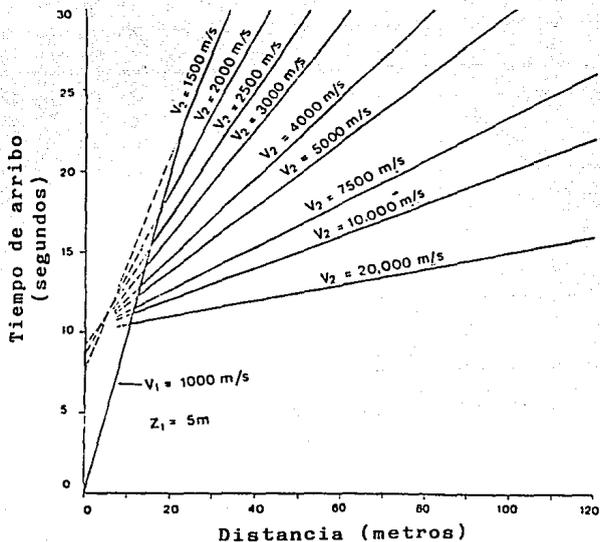


FIGURA II.4.2. Curvas tiempo-distancia para un modelo de dos capas con interfaz horizontal y considerando diferentes valores para la velocidad de la segunda capa (Palmer, 1986).

interfaz del subsuelo, y mucho menos calcular la verdadera velocidad sísmica de la segunda capa.

Afortunadamente esta ambigüedad puede ser resuelta generando la energía sísmica en los dos extremos del tendido sísmico, porque con las velocidades aparentes obtenidas al disparar la fuente en las direcciones positiva y negativa del buzamiento, y con las fórmulas que serán derivadas en el capítulo II.5, pueden determinarse las velocidades sísmicas verdaderas y el ángulo de buzamiento de la interfaz.

El generar la energía en ambos extremos del tendido para poder determinar los ángulos de buzamiento, no solo es necesario para un modelo de dos capas, sino que puede aplicarse a un modelo con cualquier número de capas, como en el caso que aparece en la figura II.4.4.

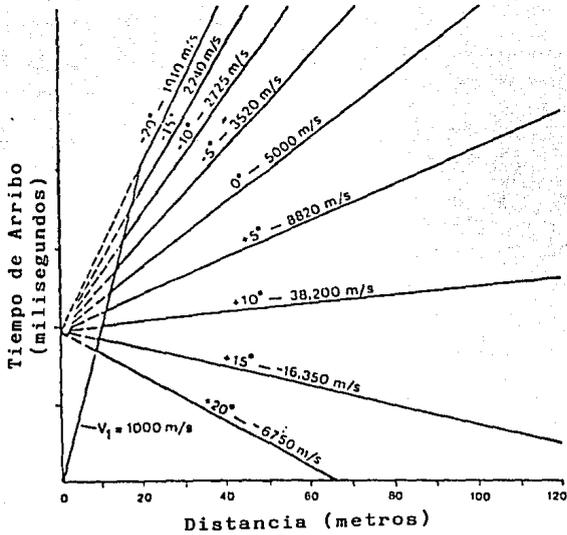


FIGURA II.4.3. Curvas tiempo-distancia para un modelo de dos capas con velocidades constantes considerando una interfaz con diferentes ángulos de buzamiento.(Palmer, 1986).

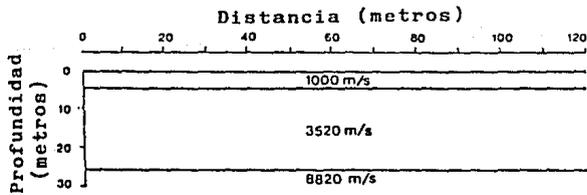


FIGURA II.4.4. Modelo de tres capas que produce las curvas tiempo-distancia que aparecen en la figura 4.5.

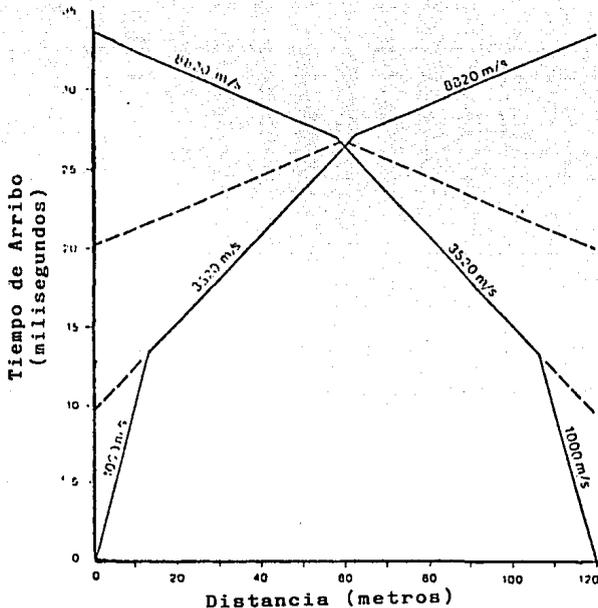


FIGURA II.4.5. Curvas tiempo-distancia generadas por el modelo de tres capas de la figura II.4.4, (Palmer, 1986).

II.5.- METODO DE LOS TIEMPOS DE INTERCEPCION

II.5.1.- Introducción.

El método de los tiempos de intercepción es probablemente la técnica mejor conocida en la interpretación de los datos de refracción sísmica. Es relativamente fácil de utilizar y puede ser aplicado a un modelo con cualquier número de capas sin que esto implique cálculos excesivamente complicados. El método fue descrito por Ewing (1939). Posteriores contribuciones han sido realizadas por Doodley (1952), Adachi (1954) y Mota

(1954).

El método utiliza un modelo de capas superpuestas, donde cada una de éstas presenta una velocidad constante. Las interfaces entre las diferentes capas son planas y pueden o no presentar ángulos de buzamiento. Las velocidades sísmicas se incrementan con la profundidad de tal manera que la refracción crítica pueda ocurrir en cada una de las interfaces. Además los espesores de las capas deben ser lo suficientemente grandes para que los primeros arribos puedan ser reconocidos.

Cuando las anteriores condiciones son satisfechas por el modelo, el método de los tiempos de intercepción proporciona una solución exacta en el cálculo de las profundidades, buzamientos y velocidades sísmicas para cada una de las capas.

Desafortunadamente estas condiciones no son comunes en la naturaleza, ni son las que más interesan en los trabajos de exploración. Sin embargo el método proporciona una excelente introducción al conocimiento de otros métodos de interpretación más complejos, y proporciona además generalizaciones que muchas veces son utilizadas por los otros métodos para definir estructuras complejas.

El análisis de los primeros arribos por el método de los tiempos de intercepción se divide en dos fases: la primera consiste en el cálculo de las velocidades sísmicas y los parámetros relacionados con éstas, y la segunda en el cálculo de las profundidades.

II.5.2. Relación Entre las Velocidades Sísmicas y los Angulos de Buzamiento.

En la primera fase del método de los tiempos de intercepción son calculadas las velocidades sísmica $V_1, V_2, \dots, V_j, \dots$, los verdaderos ángulos de buzamiento $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_j, \dots$, y los ángulos de incidencia en cada interfaz $\alpha_{1n}, \beta_{1n}, \alpha_{2n}, \beta_{2n}, \dots, \alpha_{jn}, \beta_{jn}, \dots$, a partir de las velocidades sísmicas aparentes $V_{1A}, V_{1B}, V_{2A}, V_{2B}, \dots, V_{jA}, V_{jB}, \dots$, calculadas directamente de las curvas tiempo-distancia. La simbología utilizada es definida en las figuras II.5.1 y II.5.2.

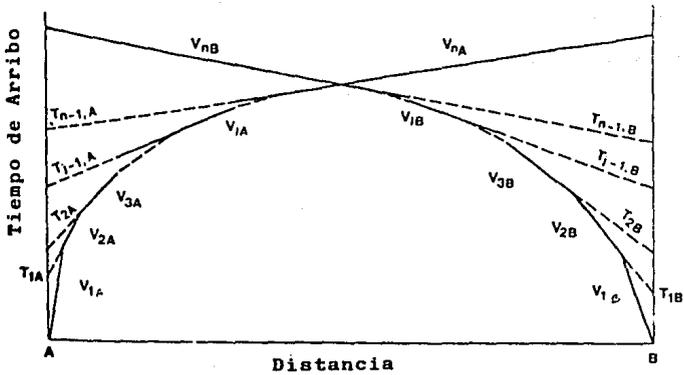


FIGURA II.5.1. Grafica tiempo-distancia con los parámetros que se calculan en ella, para un modelo de capas múltiples y con buzamientos en sus interfaces.

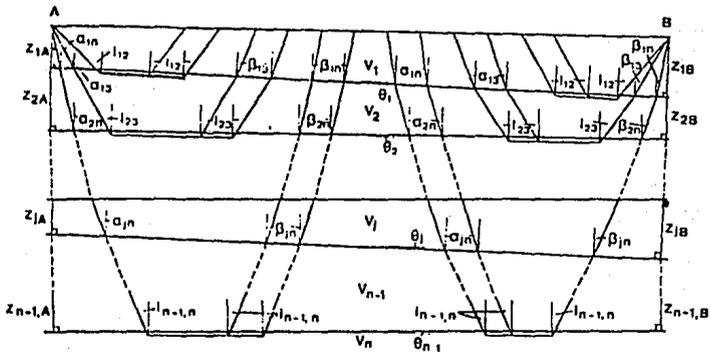


FIGURA II.5.2. Modelo de capas múltiples mostrando las trayectorias de los rayos sísmicos y los parámetros utilizados en el método de los tiempos de intercepción.

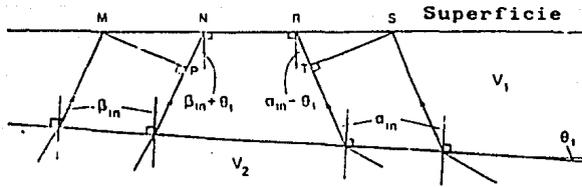


FIGURA II.5.3. Parámetros y trayectorias de los rayos utilizados para describir las velocidades aparentes.

Con la ayuda de la figura II.5.3 y utilizando las velocidades aparentes se pueden deducir las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} \text{sen}(\beta_{in} + \theta_i) &= \frac{PN}{NM} = \frac{PN/\Delta t}{NM/\Delta t} = V_1 \frac{\Delta t}{\Delta x} \\ &= V_1/V_{nA} \end{aligned} \quad (5.1)$$

Donde Δt es la diferencia entre los tiempos de arribo en M y N, Δx es la separación que existe entre M y N. $\Delta x/\Delta t$ es la velocidad aparente V_{nA} , tomada de las curvas tiempo-distancia. En forma similar se puede demostrar que:

$$\text{sen}(\alpha_{in} - \theta_i) = V_1/V_{nB} \quad (5.2)$$

Utilizando la ley de Snell en el punto H (figura II.5.4), para una interfaz profunda tenemos:

$$\frac{\text{sen } \beta_{j-1,n}}{\text{sen}[\beta_{jn} + (\theta_j - \theta_{j-1})]} = V_{j-1}/V_j$$

Esto es:

$$\text{sen } \beta_{j-1,n} = \text{sen } i_{j-1,j} \text{ sen}[\beta_{jn} + (\theta_j - \theta_{j-1})] \quad (5.3)$$

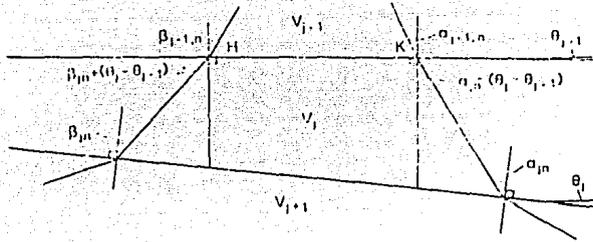


FIGURA II.5.4. Parámetros y trayectorias de los rayos sísmicos usados para aplicar la ley de Snell en las interfaces del modelo.

Para el punto K en forma similar se demuestra que:

$$\text{sen } \alpha_{j-1,n} = \text{sen } i_{j-1,j} \text{ sen}[\alpha_{jn} - (\theta_j - \theta_{j-1})] \quad (5.4)$$

Estas ecuaciones son aplicables a cualquier interfaz pero para el análisis de una capa en particular, es necesario conocer los parámetros de las capas situadas por arriba de ésta. A continuación aplicaremos las ecuaciones 5.1 a 5.4 para definir los parámetros de un modelo de tres capas.

Primera capa

$$1/V_1 = 1/2 [1/V_{1A} + 1/V_{1B}] \quad V_1 = ?$$

Segunda capa

Sobre la primera interfaz

$$\text{sen } (i_{12} - \theta_1) = V_1/V_{2B} \quad i_{12} = ?$$

$$\text{sen } (i_{12} + \theta_1) = V_1/V_{2A} \quad \theta_1 = ?$$

En la parte inferior de la primera interfaz

$$\text{sen } i_{12} = V_1/V_2$$

$$V_2 = ?$$

Tercera capa

Sobre la primera interfaz

$$\text{sen } (\alpha_{13} - \theta_1) = V_1/V_{3B}$$

$$\alpha_{13} = ?$$

$$\text{sen } (\beta_{13} + \theta_1) = V_1/V_{3A}$$

$$\beta_{13} = ?$$

Sobre la segunda interfaz

$$\text{sen } [i_{23} - (\theta_2 - \theta_1)] = \text{sen } \alpha_{13}/\text{sen } i_{12}$$

$$i_{23} = ?$$

$$\text{sen } [i_{23} + (\theta_2 - \theta_1)] = \text{sen } \beta_{13}/\text{sen } i_{12}$$

$$\theta_2 = ?$$

En la parte inferior de la segunda interfaz

$$\text{sen } i_{23} = V_2/V_3$$

$$V_3 = ?$$

II.5.3.- Cálculos de los Espesores

Para la segunda fase de la interpretación se tomó en cuenta la figura II.5.5. El tiempo que tarda el frente de onda en atravesar la trayectoria AMNPQRSTWB, es equivalente al tiempo que tarda el frente en atravesar ACDEFHJKLB. Puesto que el frente de onda no es perpendicular al segmento DE, y debido a que E y Y están sobre el mismo frente de onda tenemos :

$$\text{Tiempo de viaje de D a E} = DY/V_j$$

pero:

$$\cos \alpha_{jn} = Z_{jn}/DY$$

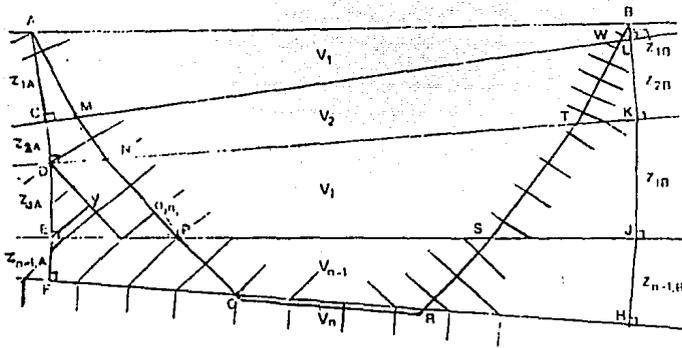


FIGURA II.5.5. Trayectorias de los frentes de onda usadas para derivar la expresión del tiempo de arribo para el modelo de capas múltiples (Palmer, 1986).

entonces:

Tiempo de viaje de D a E = $Z_{jA} \cos \alpha_{jn} / V_j$

Por lo que el tiempo de viaje de A hasta F es:

$$\sum_{j=1}^{n-1} Z_{jA} \cos \alpha_{jn} / V_j$$

Y el tiempo de H a B es:

$$\sum_{j=1}^{n-1} Z_{jB} \cos \beta_{jn} / V_j$$

Puesto que la refracción crítica sucede en la capa n, el tiempo de viaje de F a H es FH/V_n . Por trigonometría se puede demostrar que:

$$FH = AB \cos \theta_1 \cos(\theta_2 - \theta_1) \dots \cos(\theta_j - \theta_{j-1}) \dots \cos(\theta_{n-1} - \theta_{n-2})$$

$$= AB \cos \theta_1 \prod_{j=2}^{n-1} \cos(\theta_j - \theta_{j-1})$$

Por lo tanto el tiempo de viaje de A hasta B es:

$$T_{AB} = \left\{ \begin{array}{l} \sum_{j=1}^{n-1} (Z_{jA} \cos \alpha_{jn} + Z_{jB} \cos \beta_{jn})/V_j \\ + AB \cos \theta_1 \prod_{j=2}^{n-1} \cos(\theta_j - \theta_{j-1})/V_n \end{array} \right. \quad (5.5)$$

El tiempo de intercepción $T_{n-1,A}$ se encuentra considerando la distancia AB igual a cero y tomando $Z_{jB} = Z_{jA}$ en la expresión 5.14:

$$T_{n-1,A} = \sum_{j=1}^{n-1} Z_{jA} (\cos \alpha_{jn} + \cos \beta_{jn})/V_j \quad (5.6)$$

Como las velocidades y los ángulos de incidencia fueron calculados en la fase anterior y los tiempos de intercepción se toman de las curvas timpo-distancia, entonces podemos despejar el valor de Z_{jA} de la ecuación 5.15:

$$Z_{n-1,A} = [T_{n-1,A} - \sum_{j=1}^{n-2} Z_{jA} (\cos \alpha_{jn} + \cos \beta_{jn})/V_j] (V_{n-1}/2 \cos i_{n-1,n}) \quad (5.7)$$

Continuando con el ejemplo visto en la sección II.5.2, se calcularan los espesores de un modelo de tres capas:

Primera capa

$$Z_{1A} = T_{1A} - V_1 / \cos i_{12}$$

Segunda capa

$$Z_{2A} = [T_{2A} - Z_{1A}(\cos \alpha_{13} + \cos \beta_{13}) / V_1] / (V_2 / 2 \cos i_{23})$$

Tercera capa

$$Z_{3A} = [T_{3A} - Z_{1A}(\cos \alpha_{14} + \cos \beta_{14}) / V_1 - Z_{2A}(\cos \alpha_{24} + \cos \beta_{24}) / V_2] / (V_3 / 2 \cos i_{34})$$

Resumen:

El método de los tiempos de intercepción utiliza la Ley de Snell para definir los parámetros de un modelo de capas múltiples, a partir de las velocidades aparentes y de los tiempos de intercepción medidos en las gráficas tiempo-distancia.

No existen limitantes matemáticas para el método, pero cuando los buzamientos son muy pronunciados es difícil relacionar el modelo matemático resultante con la realidad geológica; por lo tanto el método está limitado a capas con un buzamiento moderado, menor de 10 grados.

El métodos de los tiempos de intercepción tiene una mejor aplicación en las capa que se encuentran cercanas a la superficie.

II.6.- VENTAJAS Y DESVENTAJA EN EL USO DE LAS ONDAS DE CORTE

Hasta hace algunos años el principal uso de las ondas de corte era en la obtención de los parámetros elásticos. La aplicación de las ondas de corte en la exploración geofísica es muy reciente, pero su uso en los trabajos de prospección aumenta rápidamente.

La velocidad de las ondas de corte es menor que la de las ondas compresionales; la relación V_p/V_s puede variar desde 2 para sedimentos consolidados, hasta por arriba de 10 en sedimentos saturados sin consolidar; normalmente esta relación se encuentra entre 2 y 3 (H. Tatham, 1985).

$$V_p^2 = (K + 4/3\mu)/\rho \quad (6.1)$$

$$V_s^2 = \mu/\rho \quad (6.2)$$

donde K es el módulo volumétrico, μ el módulo de rigides y ρ la densidad.

Las ecuaciones 6.1 y 6.2 sugieren que la velocidad de las ondas s es menos sensible en un medio saturado por un fluido que la velocidad de las ondas p, ya que mientras la primera solo depende de la rigides y de la densidad, la segunda además depende del módulo volumétrico. Por otro lado la propagación de las ondas de corte no existe en un fluido (tratece de un liquido o un gas) porque su rigides es nula, por lo tanto una porosidad saturada de un fluido tiene pocos efectos sobre la velocidad de las ondas de corte. Por lo tanto la velocidad de las ondas s puede ser utilizada para ser comparada con las variaciones obtenidas en la velocidad de las ondas p, asi por ejemplo la relación V_p/V_s es más baja en un medio saturado con gas que en uno saturado de liquido (agua o aceite).

Por otro lado algunos sedimentos absorben rápidamente las ondas de corte, por lo que entonces la exploración queda limitada a unos pocas metros de profundidad.

Sé prefiere trabajar con las ondas de corte polarizadas horizontalmente (SH), en lugar de las polarizadas verticalmente (SV), porque en las interfaces las SH no son convertidas a otra clase de ondas. Además la generación de ondas SH requiere de fuentes completamente diferentes a las usadas en la generación de ondas P. No obstante, el uso de las ondas SH tiene un campo de desarrollo prometedor en la exploración geofísica.

II.6.1. Adquisición de Datos en Trabajos con Ondas SH

La generación de las ondas SH es más complicada que la generación de ondas P, debido a que el ruido producido en la generación de las ondas SH es de gran amplitud, la energía de salida es de baja intensidad y además la polarización de las ondas emitidas debe ser controlada (Prakla-Seimos Report 83, 3+4).

Los problemas de acoplamiento de las fuentes sísmicas con el suelo limitan el uso de las fuentes SH en sedimentos pobremente consolidados como son el limo o arenas sueltas (Meyer, 1985). Además, por el pobre acoplamiento que se obtiene entre la placa y el suelo, las altas frecuencias emitidas por el golpe del martillo en la generación de las ondas SH son pobremente transmitidas (Knecht, 1985).

Para investigaciones con objetivos superficiales, la generación de ondas SH se logra golpeando una placa en forma horizontal, y para lograr un acoplamiento aceptable se coloca un peso adicional que puede ser un vehículo en el centro de la placa con la finalidad de introducir un esfuerzo de corte en el suelo. La carga ejercida sobre la placa deberá corresponder aproximadamente a la fuerza aplicada sobre ésta por el martillo. Si se utiliza una carga pequeña gran parte de la energía ejercida por el martillo será convertida en fricción dinámica. El acoplamiento podrá ser mejorado con el uso de una placa cuya base presente unos peines que eviten el desplazamiento de la placa (Edelmann, 1985). Profundidades hasta de 130 metros han sido alcanzadas utilizando como fuente de energía el martillo (Jolly, 1956).

El trabajo de campo con ondas SH requiere de más cuidados en comparación con los trabajos de ondas P. En primer lugar los geófonos deberán ser orientados y nivelados correctamente, además el acoplamiento dependerá de la longitud de la placa, de los peines, de la orientación de los geófonos y de las condiciones en que se encuentre la superficie del suelo.

II.6.2. Interpretación

Las principales ventajas de las ondas SH pueden resumirse de la siguiente manera:

- 1).- Las longitudes de onda de las ondas de corte que generalmente son cortas permite detectar capas hasta de algunos metros de espesor, proporcionando un suficiente contraste de velocidades.
- 2).- El fenómeno de la conversión a otro tipo de ondas no existe para las ondas SH. En un medio de estratos horizontales las ondas de corte transmitidas y refractadas son puramente SH.
- 3).- Debido a que las ondas SH no son afectadas por el grado de saturación

del agua, es posible detectar capas que existen dentro de un acuífero, así la velocidad SH permite una mejor correlación con la litología que las ondas P.

4).- La absorción de las ondas SH en arena o areniscas parcialmente saturadas es más baja que la absorción que presentan las ondas P (Meissner y Theilen, 1983).

5).- El amplio espectro de velocidades para las ondas SH permite la clasificación de los suelos blandos a través de las velocidades que presentan las ondas SH, lo cual es completamente imposible con las ondas P.

II.7. INVERSION DE VELOCIDADES SISMICAS

La inversión de velocidades sísmicas en el subsuelo representa una de las más serias limitaciones en los métodos sísmicos de refracción superficial. La inversión sísmica ocurre cuando una capa geológica con baja velocidad sísmica se encuentra subyaciendo a una de más alta velocidad. Cuando una inversión no es reconocida puede crear considerables errores a la hora de interpretar las profundidades de las capas.

La ley de Snell establece (Dobrin, 1976) que no existe refracción crítica en la parte superior de una capa de baja velocidad que subyace a una de alta velocidad, por que los rayos sísmicos siempre serán desviados hacia abajo, y no podrán propagarse horizontalmente a través de la interface; y por consiguiente no existirá en las isocronas una pendiente que represente la capa de baja velocidad.

Bajo ciertas circunstancias (por ejemplo, una capa de alta velocidad con poco espesor), la inversión de velocidades puede manifestarse en los sismogramas por un tiempo de retraso en los primeros arribos o por un salto de tiempo en las pendientes de las gráficas tiempo-distancia, como se observa en la figura II.7.1.

Press y Ewing (1948) y Press y Dobrin (1956) demostraron que las ondas compresionales que se propagan horizontalmente a través de una delgada capa de alta velocidad sobreyaciendo a una capa de mayor espesor pero de menor velocidad sísmica, son atenuadas por la dispersión de energía dentro del material de baja velocidad; la magnitud de la atenuación decrece con el incremento de la frecuencia. Por lo que es posible considerar que la

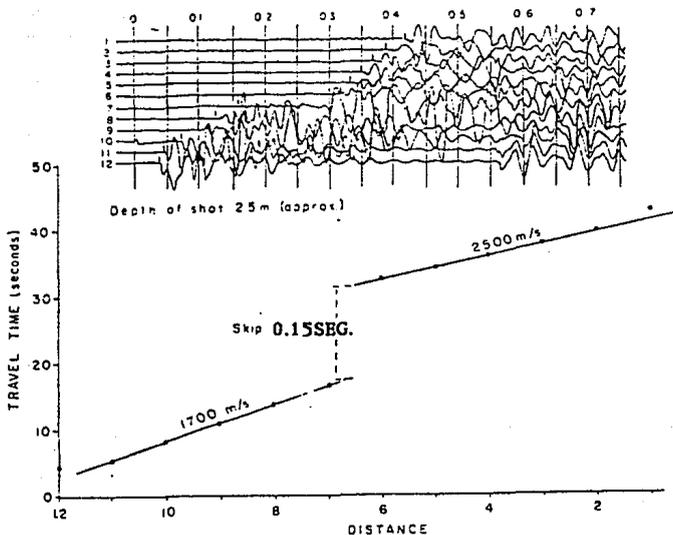


FIGURA 11.7.1. Aspecto mostrado por los Primeros arribos y la gráfica tiempo-distancia en una inversión sísmica.

incremento de la frecuencia. Por lo que es posible considerar que la capa de alta velocidad actúa como un filtro pasa altos para la energía que se propaga horizontalmente y como un filtro pasa bajos para la energía que se transmite hacia abajo. La energía con relativa alta frecuencia que viaja en la capa de alta velocidad puede decaer significativamente antes de que

los arribos de baja frecuencia provenientes de las capas de alta velocidad más profundas lleguen a los detectores, produciéndose un salto en las gráficas tiempo-distancia.

Los tiempos de retardo en una inversión de velocidades son observados en ambos extremos del tendido. Estos efectos no deben ser confundidos con retardos ocasionados por otras causas, como pueden ser las debidas a fallas geológicas. Además se debe hacer notar que mientras la capa de alta velocidad tenga mayor espesor la energía que viaja sobre ésta será observada por detectores más alejados de la fuente, y por lo tanto el salto de tiempo en las isocronas disminuye, y puede finalmente desaparecer y dar como resultado una grabación sísmica con una apariencia normal.

Cuando una inversión de velocidades es reconocida en un trabajo de refracción, se deberán realizar explosiones en la superficie del terreno y dentro de la capa de baja velocidad, y en combinación con la información obtenida en la perforación realizada para colocar la carga explosiva dentro de la capa de baja velocidad se podrán reducir los errores de interpretación (Whiteley, 1979).

Se pueden utilizar alternativamente otros métodos geofísicos, tales como el de resistividad eléctrica o el de reflexión sísmica, para reconocer una capa de inversión sísmica e identificar la estructura geológica que la produce.

El problema de la inversión es sin duda una de las mayores limitaciones en los métodos de refracción sísmica.

III.- MARCO GEOLOGICO

III.1.- INTRODUCCION

La Cuenca de México se localiza en el borde meridional de la Mesa Central del Sur. Ocupa la porción Oriental del Eje Neovolcánico Transmexicano a los 19.5° latitud Norte y 99.1° longitud Oeste. Tiene aproximadamente 100Km de longitud en la dirección NE-SW y 80Km en la dirección E-W; se encuentra a una altura promedio de 2240 m.s.n.m.

La Cuenca de México está limitada al Norte por la Sierra de Pachuca, al Oriente por la Sierra de Río Frío y la Sierra Nevada, al Sur por la Sierra de Chichinautzin y al Poniente por el Volcán del Ajusco y la Sierra de las Cruces. Es una cuenca endorreica que se formó al cerrarse la parte Sur del antiguo Valle de México como consecuencia de la actividad andesítico-basáltica (Zoltan de Cserna, 1988). La interrupción del drenaje artificial en la Cuenca de México propició la formación de un conjunto de lagos someros; en el Centro se encontraba el lago de México, al Este el lago de Texcoco, al Sur los lagos de Xochimilco y Chalco que formaban uno solo y al Norte el lago de Zumpango.

III.2.- MARCO TECTONICO

La cuenca de México posee una historia geológica marcada intensamente por las actividades tectónica, volcánica y sedimentológica que se han desarrollado a lo largo del tiempo geológico.

En la porción central del Eje Neovolcánico se han reconocido varias fases de vulcanismo ocurridas a partir del Oligoceno. Una de ellas ocurrió a finales del Mioceno y dio origen a las Sierras de las Cruces, Río Frío y Nevada, obstruyendo en gran medida el drenaje hacia el oriente y poniente del Valle de México. La dirección de estas estructuras fué NE-SW, a su vez produciéndose fracturamientos simples perpendiculares a éstas (Mooser, 1974).

Durante el Plioceno una nueva actividad volcánica con derrames de andesitas basálticas produce el cierre del valle en su parte norte. Asociados a estas manifestaciones volcánicas se presentan depósitos

volcánicos epiclásticos que se acumularon durante el Plio-Cuaternario como potentes abanicos aluviales conocidos como la formación Tarango. Estos depósitos alcanzan espesores cercanos a los 650 m en algunos sitios del subsuelo de la Cuenca.

En el Pleistoceno nuevos impulsos tectónicos con manifestaciones volcánicas iniciaron la última fase volcánica que trae como consecuencia la formación de la sierra Chichinautzin. La formación de esta sierra ocasionó el cierre del valle de México e interrumpió el drenaje natural hacia la cuenca del río Balsas. Las erupciones de la sierra de Chichinautzin se han producido durante los últimos 700 000 años, cuyas manifestaciones volcánicas presentan una orientación E-W (Mooser,1978).

Las modificaciones que sufrió la Cuenca fueron extraordinarias, ya que se formaron grandes abanicos de grava y arenas en las desembocaduras de los ríos, de tal suerte que la parte central se fue rellenando de sedimentos limo-arenosos interestratificados con suelos y cenizas volcánicas provenientes de las erupciones de la zona sur. Tiempo después se desarrollaron los grandes lagos en las partes centrales (México, Texcoco, Xochimilco, Zumpango y Chalco). Por otro lado durante las épocas glaciares de los últimos 100 000 años debido a la abundante precipitación se formaron cuerpos de agua importantes los cuales variaban en extensión de acuerdo con el aporte de lluvia y las condiciones climáticas imperantes (Mooser,1978). Los depósitos lacustres presentan espesores variables : de 70 a 80 m de profundidad al NW de Chimalhuacan , 60 m en el Zocalo y desaparecen al pie de las Lomas de Chapultepec.

Como respuesta a los procesos climáticos, volcánicos y tectónicos, el sistema de lagos ha sufrido grandes variaciones a través del tiempo. En la figura III.2 se muestra parte de su evolución. Así de acuerdo a las descripciones de la época (1521), en períodos de lluvias los cinco lagos se unían en el denominado lago de la luna. En la actualidad la extensión de los lagos ha sido severamente reducida y solo se conservan pequeños remanentes del sistema. En 1608 se terminó la construcción de un canal de drenaje en la porción Norte de la Cuenca llamado el Tajo de Nochistengo. Con esta obra se inició el sistemático drenaje de las aguas hacia el exterior de la Cuenca. Al principios del siglo se construyó el Gran Canal que sirvió para desaguar las aguas negras de la ciudad y que conectó la Ciudad de México con el Tajo

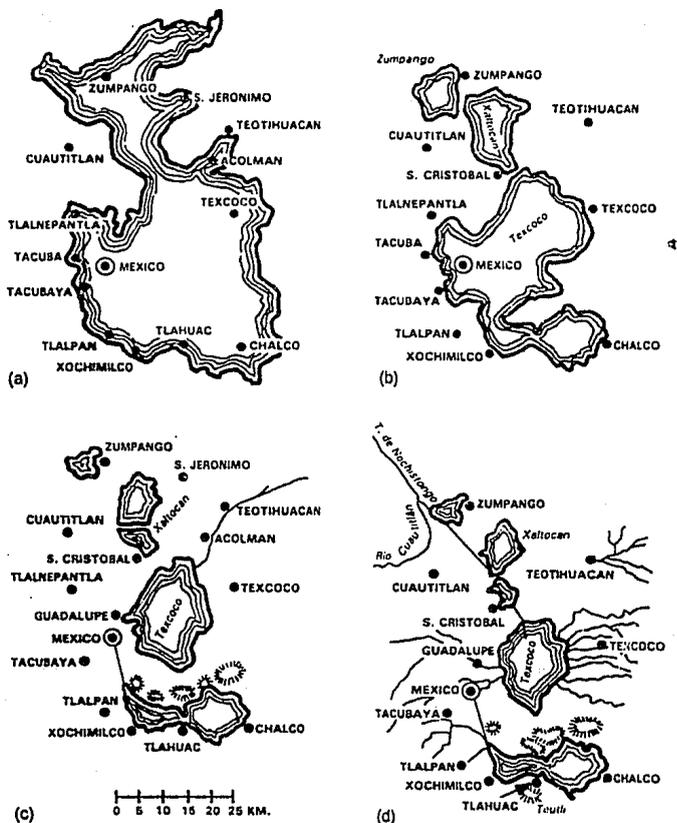


FIGURA III.2. Evolución de los Lagos de la Cuenca de México:
 A) Pleistoceno. B) Siglo XVI. C) Principios del siglo XIX. D) 1889, después de una reconstrucción de Shilling; (Bribiesca, 1960).

de Nochistengo. Recientemente se contruyó un nuevo drenaje conocido como el Drenaje profundo que consiste de un túnel de aproximadamente 70 Km de longitud que transporta las aguas negras y las descarga fuera de la Cuenca en su parte Noroeste, (figura III.1). Además de estas obras que afectaron en forma drástica el drenaje , la intensa explotación de los acuíferos, la deforestación y el acelerado crecimiento de la zona urbana han terminado por casi desaparecer el sistema de lagos, aunque recientemente se ha intentado restaurar parte de ellos (por ejemplo el lago de Texcoco y el lago de Zumpango).

La actividad volcánica que convirtió el antiguo valle en la cuenca actual, y cuyas manifestaciones reflejan la orientación NE-SW del esfuerzo tectónico en la región, está estrechamente relacionada con el marco geodinámico del sur de México. Perforaciones profundas como las del Pozo Texcoco (Mooser, 1975) con 1500m de profundidad y las realizadas por Petróleos Mexicanos (Reporte Pemex, 1988), así como la secuencia carbonatada expuesta en el valle de Cuernavaca indican espesores considerables para las rocas volcánicas de más de 2000 m.

En el Eje Neovolcánico se pueden reconocer dos tipos de estructuras volcánicas, unas representadas por los grandes estratovolcanes que forman alineaciones N-S, y otras representadas por numerosos volcanes pequeños con una alineación NE-SW, desarrollados sobre las fracturas de tensión.

El origen del Eje Neovolcánico sigue siendo un problema no resuelto, aunque la mayoría de los trabajos recientes relacionan el vulcanismo del cenozoico tardío a la subducción de la litósfera oceánica por debajo de la placa de Norte América (Nixon, 1982; Luhr, 1985; Dewey, 1991). El carácter calcoalcalino de esta provincia apoya esta hipótesis.

III.3.- LOCALIZACION DE LA ZONA DE TRABAJO

III.3.1. La Subcuenca de Chalco

La Subcuenca de Chalco constituye la porción sureste del sistema lacustre con una extensión aproximada de 1500Km², y queda limitada al norte por las estribaciones de la Sierra de Santa Catarina y el cerro El Pino, al

sur por algunas estructuras pertenecientes al grupo Chichinautzin, al occidente se encuentra la zona chinampera de Tlahuac y finalmente al oriente la Sierra Nevada.

En la parte media de la subcuenca de Chalco se ubica la zona del ex-lago de Chalco con una extensión aproximada de 60Km² y que corresponde fisiográficamente a una planicie lacustre (inundada parcialmente en épocas de lluvias). A esta planicie llega por el Sureste el río Amecameca, por el Norte el río San Francisco y por el Este el río Tlalmanalco. .

La Sierra de Santa Catarina está constituida por una serie de volcanes monogenéticos con morfología joven, compuestos principalmente por lavas fenobasálticas y tobas del Plioceno y Cuaternario. Pertenecen a la formación de Santa Catarina los conos cineríticos de San Nicolas y Xaltepec, los dos conos conocidos como Las Calderas que constituyen una estructura que se eleva directamente del piso del antiguo lago, compuestos por material piroclástico con muchas características de los anillos de tefra (Francis and Thorpe, 1974). El cerro El Pino presenta sucesiones de lavas Basalto-Andesíticas con intercalaciones piroclásticas. Estas rocas son más antiguas que las de Santa Catarina.

Las estructuras pertenecientes al grupo Chichinautzin se componen principalmente de tobas, andesitas, dacitas y riolitas. El paquete sedimentario bajo la zona chinampera de Tlahuac está constituido básicamente por cenizas volcánicas, material piroclástico, tobas, brechas y arcillas con aproximadamente 600m de espesor.

La Subcuenca de Chalco está representada por un paisaje de conos cineríticos, abanicos volcánicos, coladas de lavas andesíticas y andesíticas-basálticas, todos ellos afectados por la erosión reciente, así como de valles y planicies lacustres.

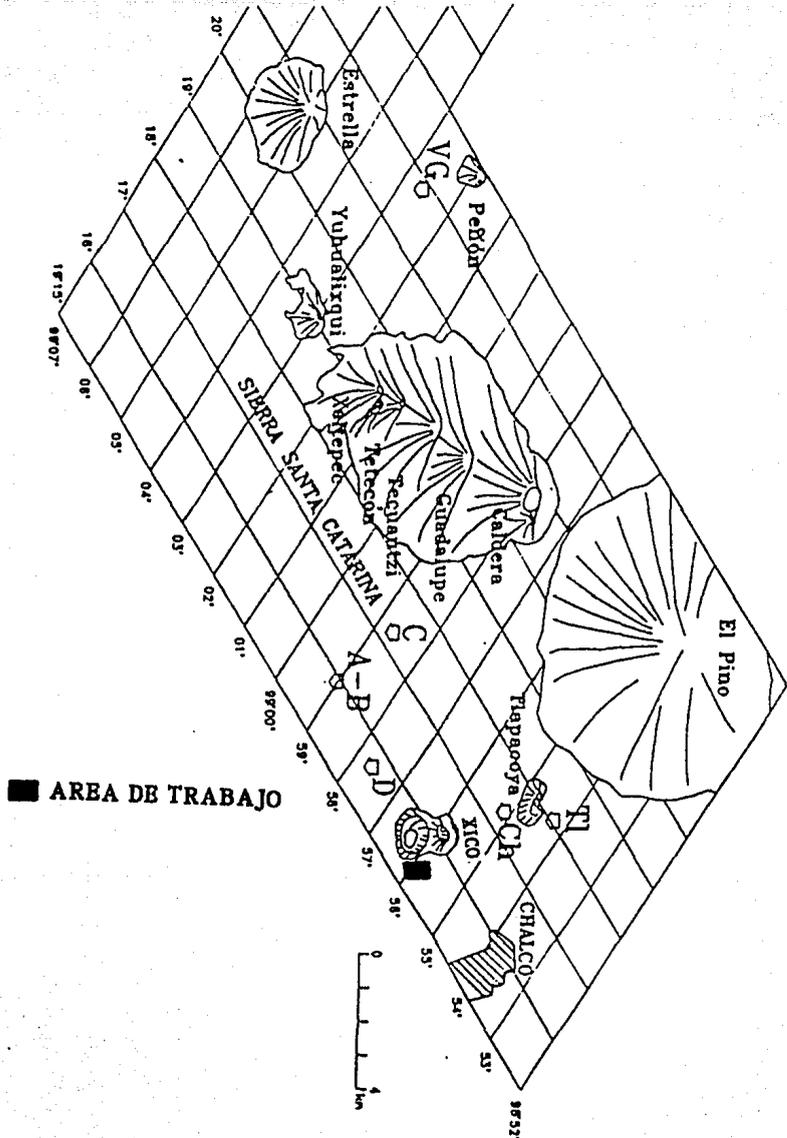


FIGURA III.4. El xico, los conos volcánicos vecinos y la zona de trabajo (Urrutia y Lozano, 1991).

III.3.2. Los Cráteres del Xico

Antes de llevarse a cabo las obras de canalización y desecación del lago de Chalco, un islote de poca altura surgía casi en medio de la laguna. La isla del Xico que así se llamaba, es hoy una pequeña colina de un poco más de 3 Kilómetros cuadrados de superficie, rodeada de una llanura uniforme. El islote tiende a una forma rectangular, alargada en la dirección NE-SW, con una longitud de 2400 m. y una anchura media de 1400 m.

El cerro del Xico muestra dos partes topográficamente distintas, que también difieren por el carácter físico de sus rocas. La parte septentrional consiste de una mesa ligeramente inclinada de 35 metros de altura media sobre la llanura sostenida por taludes rocallosos, y limitada hacia el sur por un borde un poco más elevado en forma de semicírculo. La parte meridional está constituida de material fragmentario volcánico, acumulado en la forma de un cono truncado de muy poca altura comparado con su diámetro; en este cono del Xico la pendiente es ligeramente convexa debido a la compacidad que han adquirido las tobas, y a la manera como han obrado los agentes de erosión. Estas dos estructuras topográficas corresponden a dos cráteres que han sido engendrados en distintas épocas y difieren también por la manera como ha tenido lugar su formación. El volcán del norte (Xico Viejo) es un cráter producido por una eyección relativamente tranquila de material fundido que fluye alrededor del orificio desalida, pero al finalizar la erupción la lava se retira un poco hacia adentro y forma una cavidad en forma de embudo que hoy es relleno por los productos arrojados durante la formación del cráter del sur. El segundo cráter (Xico nuevo) es el resultado de una explosión que en su salida violenta pulverizó las rocas que encontró a su paso y las acumuló partícula a partícula, alrededor de la boca de explosión junto con las cenizas y material fragmentario. Es indudable que el cráter de explosión de Xico se formó cuando ya la base del cono de lavas del norte estaba rodeada por las aguas del lago, y que la infiltración de parte de estas aguas fué la causa determinante de la explosión, (Ezequiel Ordoñez, 1904).

Bryan (1948) aplicando criterios edafológico-estratigráficos estableció que las edades de los cerros San Nicolás, Xaltepec, Sta. Catarina, de la Caledera correspondían aproximadamente con la edad del Xico; estudios paleomagnéticos realizados en el Xico (J. Urrutia, comunicación personal)

mostraron una polarización normal, que aunado con la morfología joven que presenta el volcán (Lugo Hubp, 1984), nos hace pensar que se trata de un volcán joven de aproximadamente 40000 años de edad.

El cerro del Xico, acusa una orientación de esfuerzo tectónico N50°E y pudiera estar ubicado sobre una falla NE-SW que por falta de estudios geológicos y geofísicos, hasta ahora no ha sido detectada (Zoltan de Cserna, 1988).

III.3.3. Area de Trabajo

El área de trabajo se localiza en la porción Sureste del volcán Xico. Comienza a un costado del cráter de explosión, abarca una superficie aproximada de 4600m² y se encuentra limitada al Sur y al Este por la carretera Tlahuac-Chalco.

El área investigada se encuentra ubicada en parte de lo que fué el lago de Chalco y que ocupó una cuenca muy profunda, hoy rellena por material cinerítico mezclado con los productos de sedimentación lacustre y la materia orgánica procedente de la descomposición de las plantas al abrigo del aire y que suministran una materia de descomposición análoga a la turba.

IV.-TRABAJOS ANTERIORES

Un estudio gravimétrico fue realizado por Servicios Geofísicos S.A (Hernández-Moedano y Graüel, 1954) con la finalidad de definir el comportamiento tectónico y las características del subsuelo en la Cuenca de México. Las observaciones gravimétricas se realizaron cada 0.5 Km con una densidad de estaciones de 0.9 puntos/Km² en una área aproximada de 1930 Km². Se utilizó una densidad de 1.7 g/cm³ para calcular la anomalía de Bouguer, y las correcciones topográficas se realizaron por un método de grafículas.

En el mapa de anomalías de Bouguer de la figura IV.1 los altos gravimétricos se correlacionan perfectamente con las regiones volcánicas (el cerro de la Estrella, el Peñon de los Baños, el Xico y la Sierra de Chichinautzin). Los depósitos sedimentarios de gran espesor están relacionados con los bajos gravimétricos que corren desde el NW de la cuenca hacia la zona urbana de la Ciudad de México, y hacia la cuenca de Xochimilco-Chalco en el sur, observándose estas dos zonas como dos estructuras geológicas separadas.

La separación regional-residual es realizada en el dominio de la frecuencia para realzar los límites de las cuencas sedimentarias (Chávez Flores, 1989). El mapa filtrado puede ser observado en la figura IV.2, donde las dos subcuencas (México y Xochimilco-Chalco) son claramente visibles, y posiblemente se encuentran separadas por una barrera geológica, debido a la presencia de una falla estructural.

El modelado de la estructura (Urrutia y Chavez, 1991) puede observarse a partir de los perfiles que se trazaron sobre el valle de Chalco de acuerdo a las tendencias presentadas por las anomalías, para este modelado se utilizó método de Talwani modificado en dos y media dimensiones, las densidades fueron seleccionadas de la litología inferida a partir de pozos (100-400m de profundidad) y sondeos de resistividad eléctrica (Benhumea y Vazquez, 1988), y en el caso de los materiales más superficiales a partir de muestras recolectadas directamente en núcleos superficiales (Urrutia y Lozano, 1991).

En el perfil A-A' (figura IV.4) se observa la geometría de los materiales que rellenan la cuenca; estos presentan un contraste de densidades entre -0.53 y -0.6gr/cm y un espesor máximo de 400m en el centro de la cuenca. Se observa también la estructura volcánica del Xico con un contraste de densidad de 0.53gr/cm; ésta muestra una aparente asimetría

en la parte Este del volcán. La asimetría puede ser producto de una posible falla en la zona. Además existe correspondencia entre el espesor de los sedimentos calculados para el modelo (400m) con los espesores obtenidos en los sondeos de resistividad eléctrica (Benhumea y Vázquez, 1988) y el espesor del pozo (400m) mostrado en la figura IV.5 (Urrutia y Lozano, 1991).

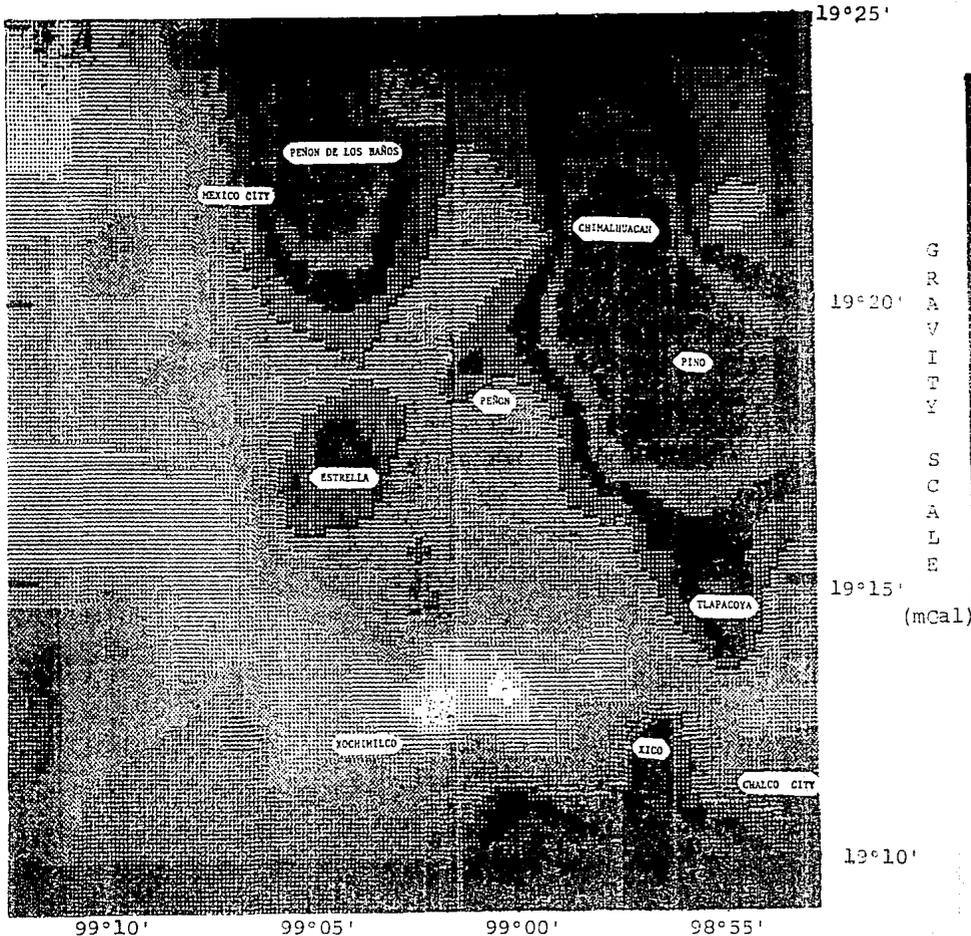
El Departamento de Estudios Geofísicos de la Comisión Federal de Electricidad realizó en 1986 una serie de perfiles de refracción sísmica con ondas compresionales cerca del área de estudio, que formaron parte de los Estudios Geofísicos del Valle de México (Benhumea y Vázquez, 1988). La longitud de los tendidos fue de 2040 m cada uno con una separación entre los detectores de 30 m.

En la figura IV.6 se muestra la interpretación de los tendidos sísmicos L-8 L-9, ubicados al sur del Xico, sobre la carretera Tlahuac-Chalco y muy cerca del área de trabajo; en ellos se aprecian tres importantes horizontes descritos de la siguiente manera.

El horizonte más superficial tiene un espesor promedio de 35m y la velocidad se encuentra comprendida dentro del intervalo 250-900m/s: esta capa esta formada por depósitos arcillosos de origen lacustre. Este horizonte es importante porque puede ser correlacionado con los resultados obtenidos en nuestro trabajo.

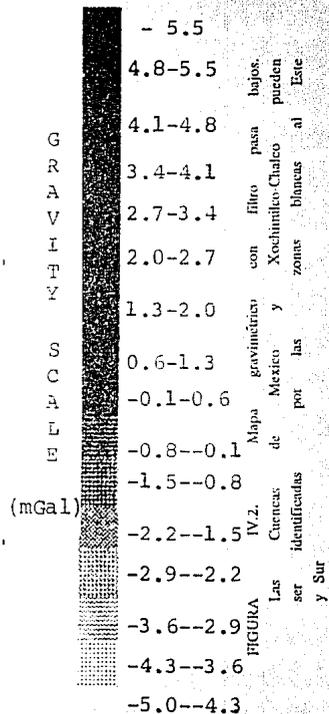
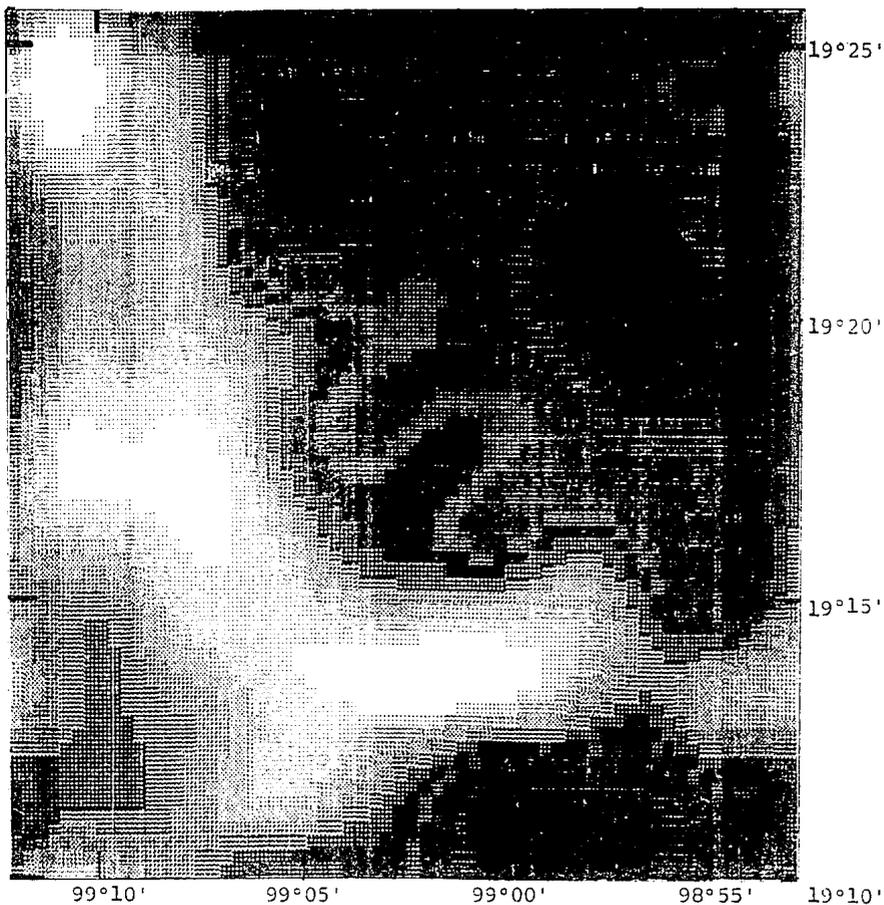
La segunda capa tiene una velocidad entre 1000 y 1600m/s y está formada por depositos arcillosos de mayor edad cuyo espesor promedio es de 250m, incrementándose hacia el centro del lago hasta alcanzar 400m.

El tercer horizonte tiene un rango de velocidad de 1700 a 2200m/s, formado por depósitos aluviales de origen piroclástico altamente compactados. En la figura IV.6 se puede observar una prominencia en la tercera capa como resultado de la cercanía con el cerro del Xico.



29
 26-27
 25-26
 24-25
 23-24
 21-23
 20-21
 19-20
 18-19
 17-18
 15-17
 14-15
 13-14
 12-13
 11-12
 10-11

FIGURA IV.1. Mapa de anomalías de Bouguer de las ciencias de México y Xochimilco-Chalco (Chiavez y Hernandez-Mocdano y Graiel (1954)) con datos tomados de



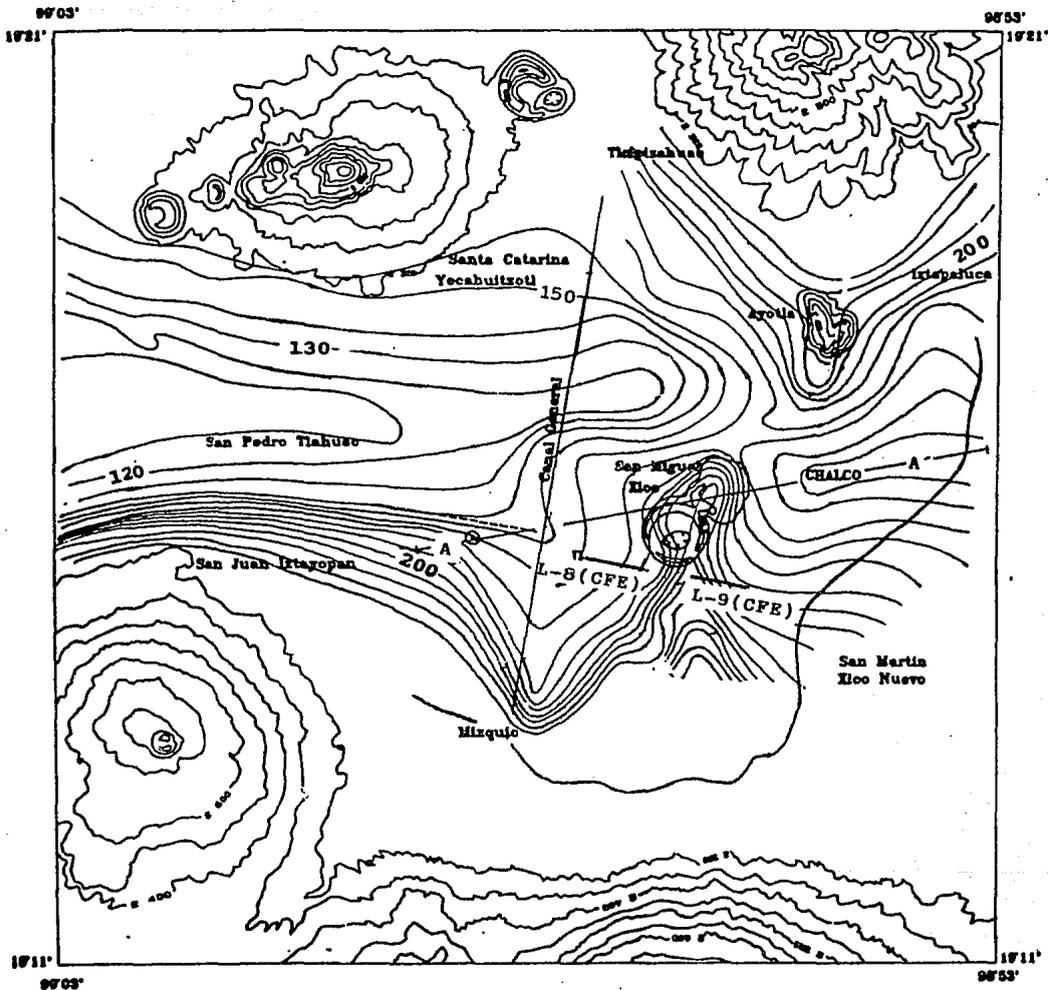


FIGURA IV.3. Anomalías gravimétricas en la Subcuenca de Chalco, y la localización de los perfiles estudiados (Urrutia y Chávez, 1991).

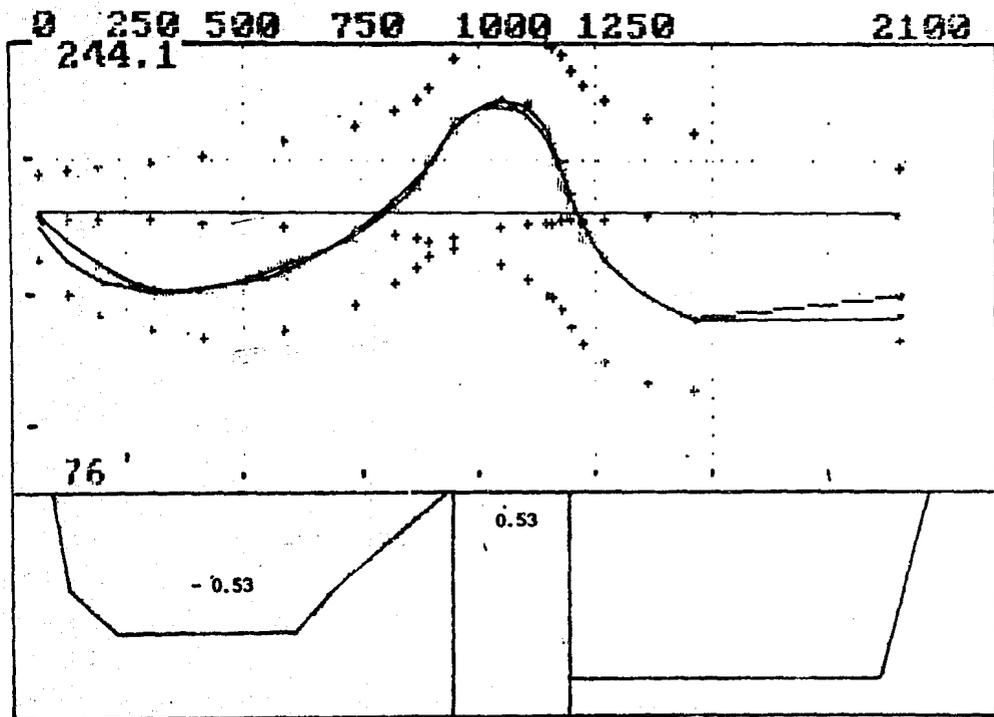
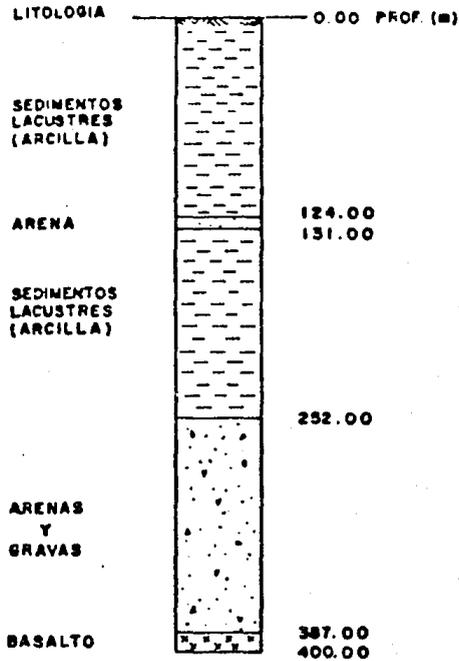


FIGURA IV.4. Perfil gravimétrico con su correspondiente modulación gravimétrica en la sección A-A' (Urrutia y Lozano, 1991).

POZO PERFORADO POR LA C. A. V. M.
 PARA AGUA POTABLE DE LA CIUDAD DE MEXICO
 ENTRE "SN. MIGUEL XICO" Y TLAHUAC.



ESCALA VER. 1 : 2 500

FIGURA IV.5. Columna litológica (Urrutia y Lozano, 1991).

V.-DISTRIBUCION DE LAS LINEAS SISMICAS EN EL AREA DE ESTUDIO

El trabajo de campo en el área de estudio se realizó en dos fases:

En la primera fase se levantaron las líneas sísmicas A, B, C y D con una orientación NE-SW, y perpendicularmente a éstas se realizaron las líneas E y F. La zona de trabajo seleccionada fue entre la parte SE del volcán Xico y el poblado de San Miguel Xico, y se le denominó ZONA I (figura V.1).

En la segunda fase se efectuaron las líneas sísmicas M, N, P y Q con una orientación SE-NW y las líneas R, S y T con una orientación perpendicular a éstas; la ubicación de la zona de trabajo fue al SE del poblado de San Miguel Xico y se le denominó ZONA II. La localización de las líneas sísmicas aparece en el mapa de la figura V.1.

En total se realizaron 12 líneas sísmicas y un total aproximado de 70 tendidos de 33m de longitud, cubriendo una superficie aproximada de 4600m².

VI.- METODOLOGIA DE TRABAJO Y EQUIPO UTILIZADO

La disposición de los detectores y de la fuente sísmica utilizada en los tendidos sísmicos aparece en la figura VI.1. Se utilizaron 12 geófonos para detectar los primeros arribos y como fuente de energía la mecánica.

Para la generación de las ondas P se realizó un impacto vertical sobre un polín de madera el cual se introducía unos cuantos centímetros en la superficie del terreno.

Para los tiros horizontales se realizaron impactos en forma horizontal en los dos extremos de un polín de madera que yacía perpendicularmente al tendido sísmico; esto se realizaba con la finalidad de producir ondas polarizadas SH y observar su cambio de fase en los sismogramas obtenidos en los extremos del polín para un punto de tiro dado. Esta metodología fue implementada para poder identificar los primeros arribos de las ondas SH. Por otro lado, para aumentar la fricción y por lo tanto mejorar el acoplamiento entre la superficie del terreno y el polín, se colocó el peso de un vehículo sobre éste, siempre y cuando las condiciones del terreno lo permitían.

Se utilizaron dos placas diferentes para observar el grado de acoplamiento con el suelo; primero se experimentó con una placa metálica con

peines verticales que se introducían en la superficie del terreno y después con un polín de madera. Los mejores resultados fueron obtenidos con la placa metálica debido a que se producía una zona de compresión entre los peines que impedía la fricción con el terreno, produciéndose un mejor acoplamiento.

Se llegó a esta conclusión debido a que se tenían que realizar más impactos en el polín de madera que en la placa metálica para que el sismógrafo, a través de la suma de señales sucesivas (stacking), entregara sismogramas semejantes. A pesar de ésto se determinó trabajar con el polín de madera ya que el trabajo de campo era más rápido y operativo, el cual consistiría en realizar una gran cantidad de tendidos en las áreas marginales al volcán Xico.

El equipo utilizado durante el trabajo de campo fue el siguiente: un sismógrafo digital Geometrics EG&G modelo ES-1225 de 12 canales con una frecuencia de respuesta de 3 a 1000hz, geófonos de componente vertical y horizontal con frecuencia natural de vibración de 10 Hz, y una fuente de alto impacto modelo WDA-T55 EG&G. Todo el equipo fue facilitado por el Instituto de Geofísica (UNAM).

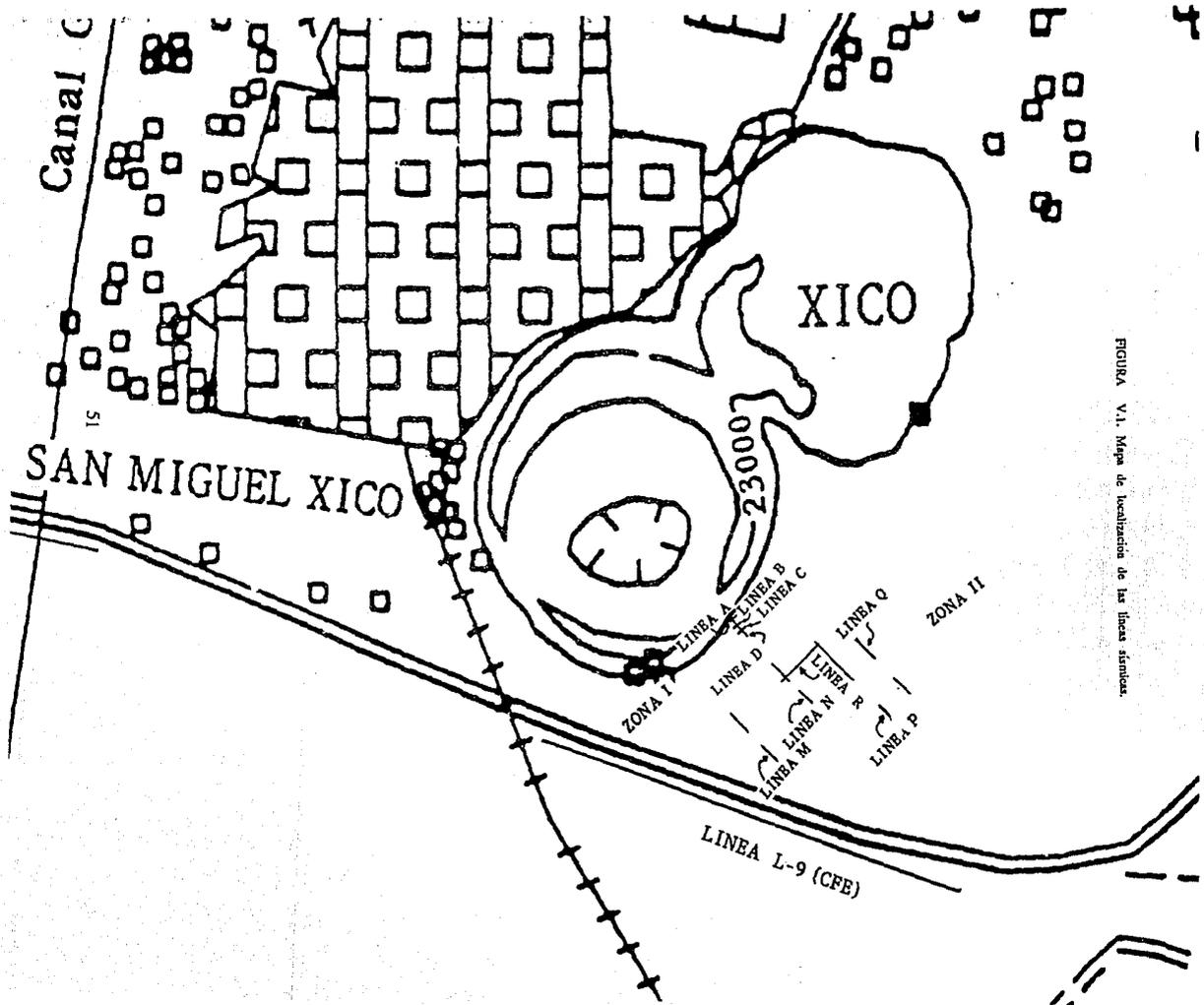


FIGURA V.1. Mapa de localización de las líneas simlicas.

TENDIDO A

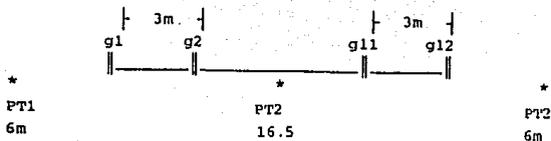


FIGURA VI.1. Disposición de los detectores y de la fuente sísmica; donde g_1 , g_2 , ..., g_{12} representan la posición de los detectores y * la ubicación de la fuente en cada punto de tiro PT.

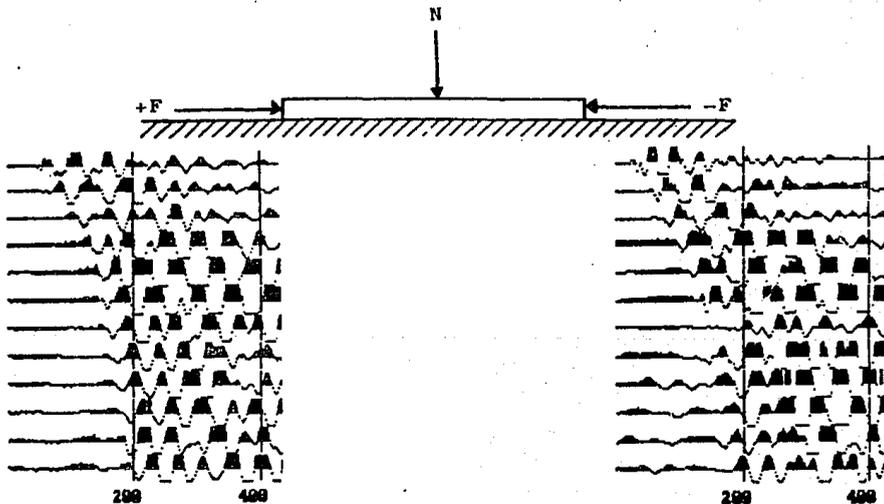


FIGURA VI.2. Método para definir los primeros arribos de las ondas SH, observece el cambio de fase en los sismogramas obtenidos en cada uno de los extremos del polín.

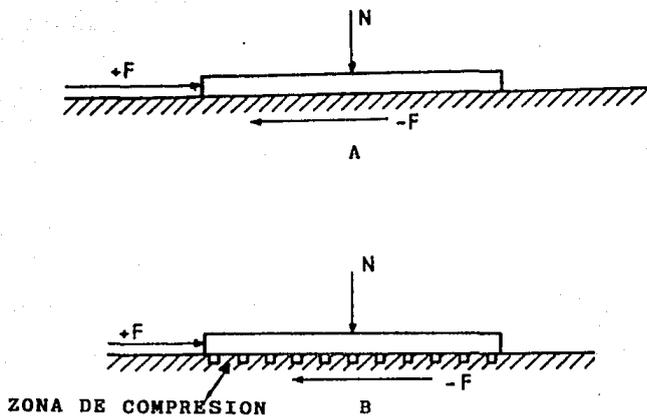


FIGURA VI.3. Diferentes formas de producir un acoplamiento entre la placa y suelo. A) Placa de madera. B) Placa con peines verticales.

VII-INTERPRETACION

VII.1. OBSERVACIONES

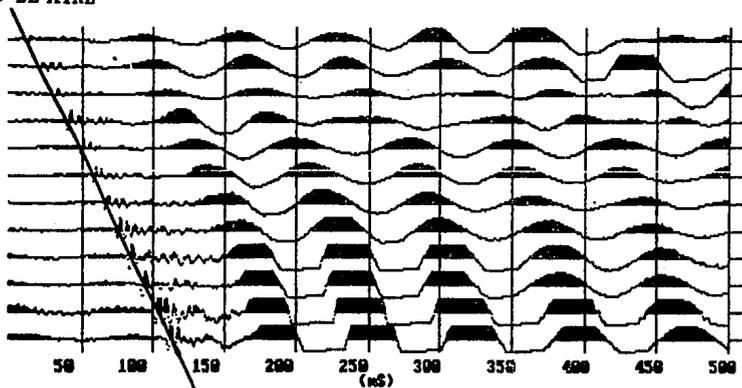
Antes de llevar a cabo el análisis interpretativo es conveniente comentar algunos fenómenos observados en los sísmogramas obtenidos en el área de estudio.

En los registros obtenidos para las ondas P se observa la onda acoplada de aire que presenta una alta frecuencia y una velocidad promedio de 330m/s; ésta interfiere en muchas ocasiones con los primeros arribos de las ondas P impidiendo su plena identificación. Este tipo de ondas aparecen en la figura VII.1.1.

Cuando existía falta de acoplamiento entre el suelo y la fuente sísmica durante la generación de las ondas SH (por ejemplo cuando se utilizaba el solo peso de una persona sobre el polín), se generaba un ruido de alta frecuencia que dificultaba la identificación de los primeros arribos, (figura VII.1.2).

También se observó la presencia del Shingling (pérdida sucesiva de la visibilidad de los primeros ciclos) y que dificulta la correcta selección de los primeros arribos. El Shingling es un fenómeno por el cual los primeros arribos muestran alineación únicamente en ciertos intervalos, dando la apariencia de escalones en el sísmograma (Cassinis, 1966). Así estos segmentos alineados pueden tener iguales o diferentes velocidades a la que debieran tener los primeros arribos. Cuando los off-sets son cortos la principal causa del Shingling es la atenuación producida por capas delgadas que presentan pequeños contrastes de velocidades (Singh, 1984), y cuando se utilizan off-sets largos la absorción y la interferencia entre las ondas reflejadas y refractadas juegan un papel importante (Cassinis,1966). Este fenómeno se dio principalmente en los perfiles perpendiculares al volcán y puede ser apreciado en la figura VII.1.3.

ONDAS DE AIRE



ONDAS DE AIRE

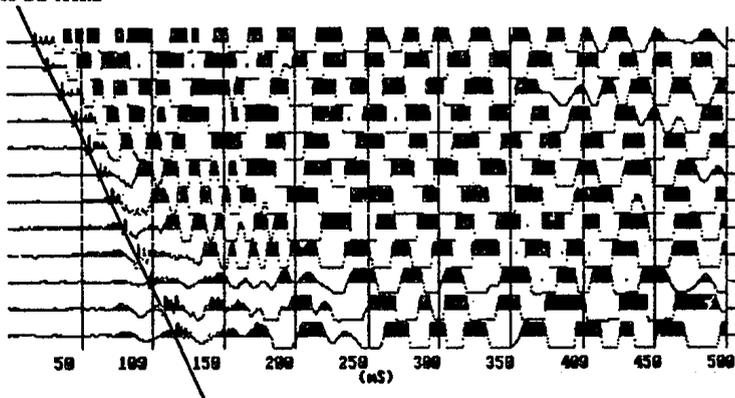


FIGURA VII.1.1. Ondas acopladas con velocidad promedio de 330m/s.

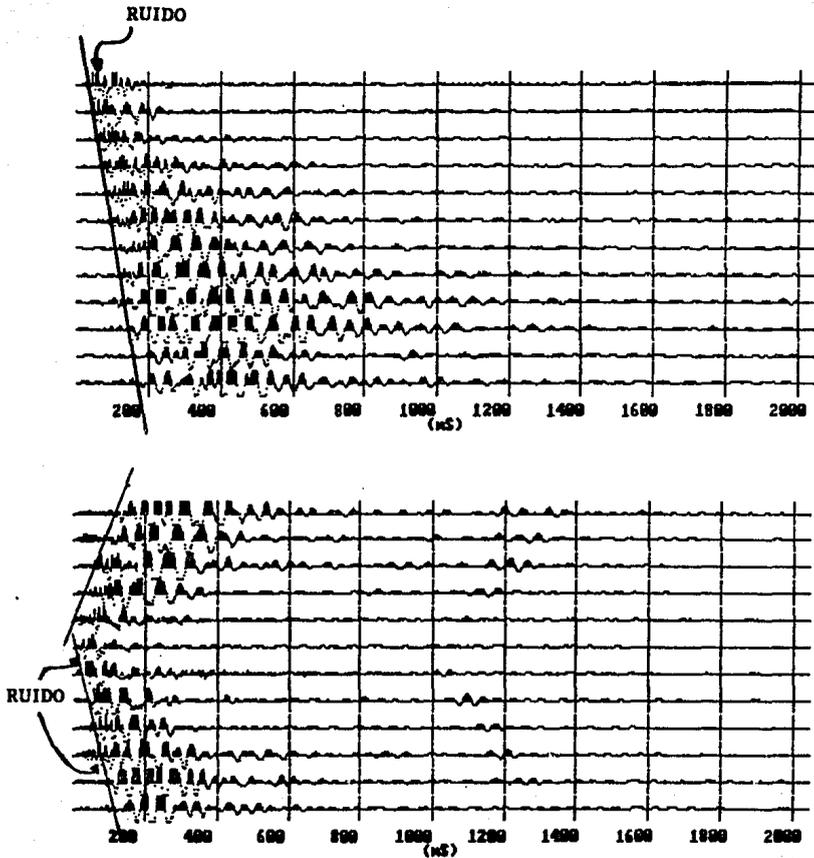


FIGURA VII.1.2. Ruido producido por la falta de acoplamiento entre la placa y el suelo.

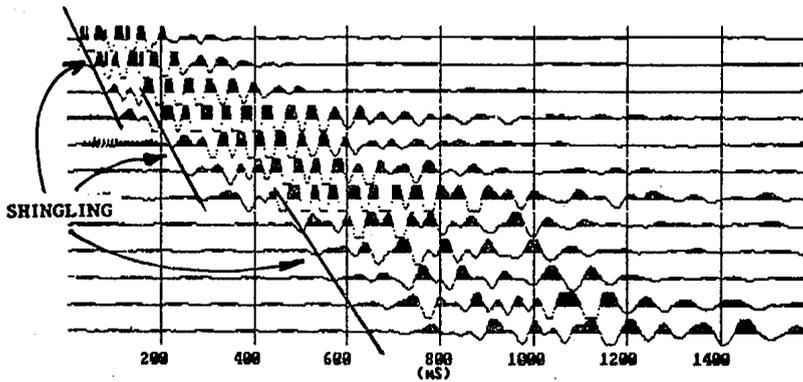
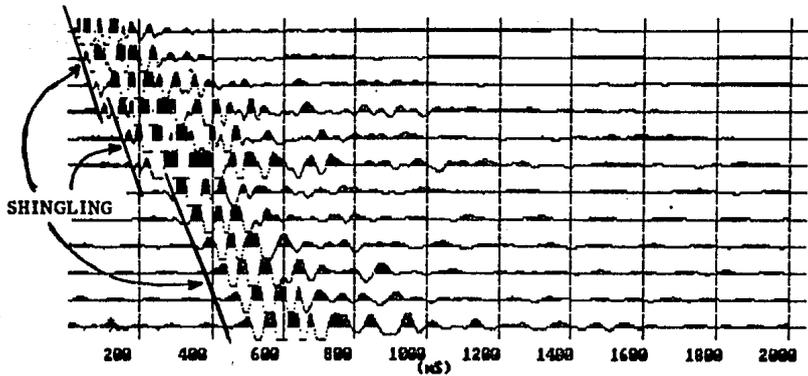


FIGURA VII.1.3. Perdida sucesiva de la visibilidad en los primeros arribos (Shingling).

VII.2. ANALISIS DE RESULTADOS EN LA ZONA I.

La primera región analizada fue la que se encuentra entre la parte SE del cono explosivo y el poblado de San miguel Xico. El desnivel de la zona es relativamente suave debido a que se ha retirado el material aluvial existente sobre el franco SE del volcán. Esto puede ser apreciado en la fotografía de la figura VII.2.1.



FIGURA VII.2.1. Fotografía de la zona I, observese como se ha retirado el material aluvial de la zona adyacente al volcán.

La Geología del lugar está representada por la toba volcánica que conforma las paredes del cono volcánico, los depósitos del material piroclástico sin consolidar y por el material aluvial depositado sobre los flancos del volcán. El objetivo principal del trabajo en esta zona fue investigar el comportamiento de las velocidades sísmicas en la vecindad del volcán.

El tendido A se realizó al pie del volcán con la finalidad de investigar las velocidades de propagación que presenta la toba volcánica. El material derrumbado solo permitió colocar siete detectores con el esquema que aparece en la figura VII.2.2.

Las velocidades sísmicas observadas para las ondas directas P y SH fueron de $V_P=1900\text{m/s}$ y $V_{SH}=1200\text{m/s}$ respectivamente. Por la cercanía del volcán y por las altas velocidades observadas se puede pensar que se trata de las velocidades sísmicas que presentan las tobas volcánicas.

El tendido B se realizó a 15 metros del volcán. La disposición de los detectores y de los PTs (puntos de tiro) aparece en la figura VII.2.3. En los tiros horizontales la irregularidad en la superficie del terreno obligó a realizar los PTs sin el peso de la camioneta sobre el polín de madera; la falta de acoplamiento provocó un ruido que interfirió con los primeros arribos, pero con el cambio de fase en los sismogramas éstos pudieron ser identificados. Los registros sísmicos obtenidos en la línea B aparecen en las figuras VII.2.3 y VII.2.4. Las curvas tiempo-distancia construidas a partir de los primeros arribos se presentan en la figura VII.2.5, y finalmente el perfil sísmico calculado por medio del método de los tiempos de intercepción aparecen en la figura VII.2.6. En esta línea son detectadas dos capas con diferentes velocidades sísmicas, la primera con velocidades de $125\text{-}130\text{m/s}$ y 325m/s para las ondas SH y ondas P respectivamente y con un espesor $8.6\text{-}9\text{m}$, y la segunda con velocidades de 327m/s y 1400m/s para las ondas SH y P respectivamente.

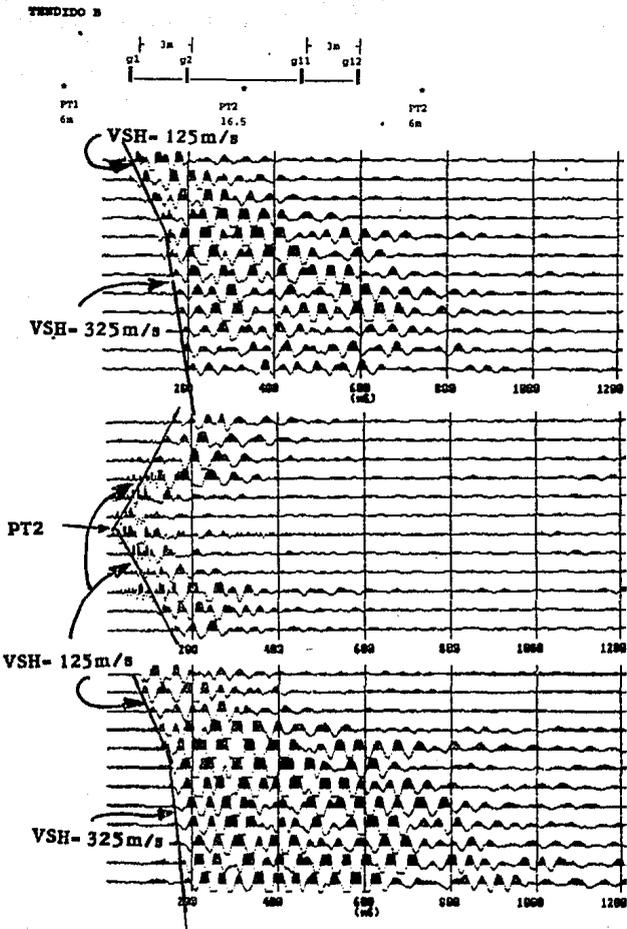


FIGURA VII.2.3. Simigramas obtenidos para la línea B, en los puntos de tiro horizontales PT1, PT2 y PT3 respectivamente.

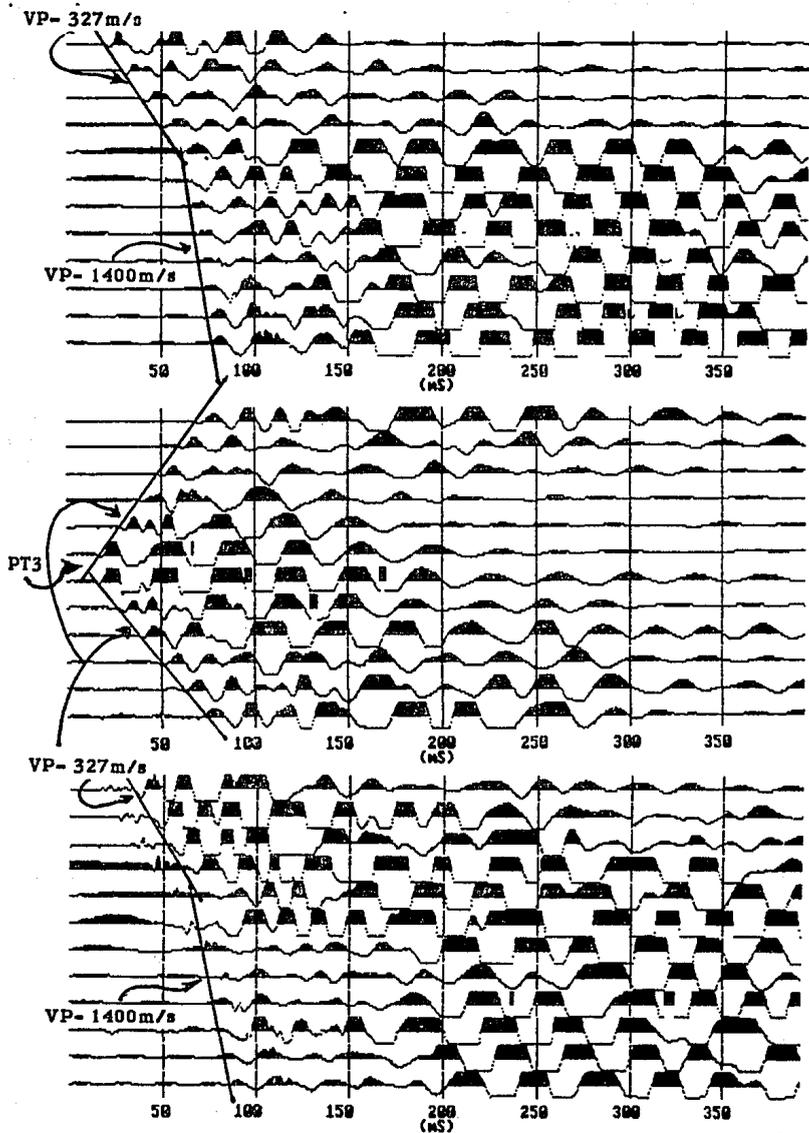


FIGURA VII.24. Sísmogramas de la línea B para los puntos de tiro verticales PT1, PT2 y PT3 respectivamente.

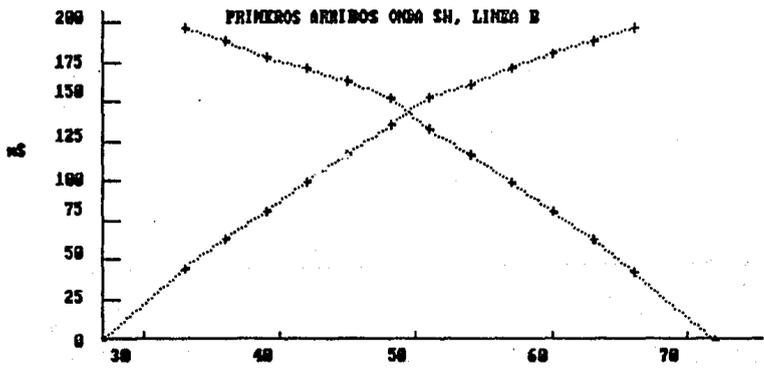
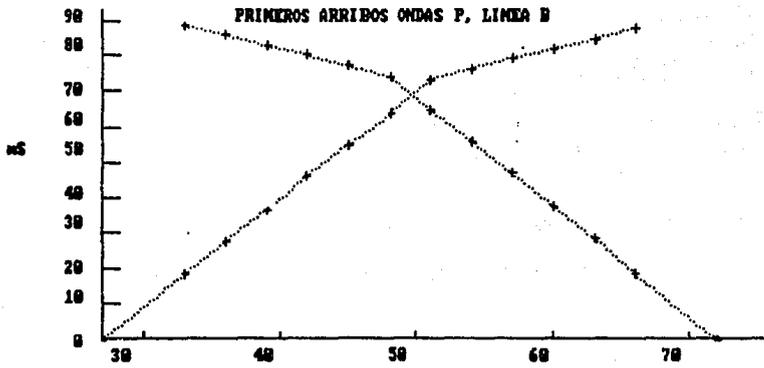
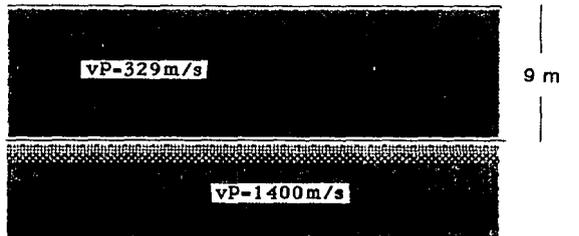


FIGURA VIL2.5. Gráficas tiempo-distancia realizadas con los primeros arribos de las ondas P y SH en la línea B

ZONA I

LINEA B

ONDAS P



ONDAS SH

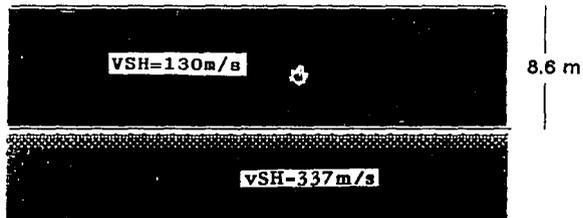


FIGURA VII.2.6. Perfil sísmico de la línea B.

La línea D se realizó a 30 metros del volcán. En los registros de los tiros horizontales solo se observan los primeros arribos de las ondas directas, debido a que la energía de la fuente utilizada no penetra lo suficiente para obtener información de las interfaces refractantes más profundas. La velocidad de las ondas directas obtenida fue $V_{SH}=135$ m/s y se relaciona con la velocidad obtenida para la primera capa en la línea B.

En los registros de los tiros verticales la velocidad de las ondas directas P difícilmente puede determinarse, debido a que ésta es muy cercana a la velocidad de las ondas acopladas (330m/s) lo cual hace difícil su identificación. En los registros también aparece un evento de gran amplitud con velocidad de 155m/s y que podría ser asociado con las ondas polarizadas SV. En la figuras VII.2.7 aparecen los registros obtenidos en esta línea.

La línea E se trazó perpendicularmente a las líneas A,B,C y D ; los sismogramas de los tiros horizontales del extremo que da hacia el volcán muestran una velocidad para las ondas directas de 110-115 m/s. Además se observa una atenuación de energía por parte del terreno apareciendo un escalonamiento en los primeros arribos de la parte final del sismograma (shingling), que nos podría estar indicando la presencia de capas delgadas con muy poco contraste de velocidad, y que posiblemente correspondan a la secuencia de cenizas que se observan junto al volcán. En los tiros verticales de nuevo aparece la onda acoplada interfiriendo con las ondas P.

En los sismogramas del extremo opuesto se observa una velocidad para las ondas directas de 115-120m/s y además aparece el mismo efecto de atenuación sobre la energía, pero con la diferencia de que el escalonamiento de los primeros arribos culmina en un alineamiento de arribos con una velocidad de 300m/s, que podría representar los arribos de ondas refractadas en capas más profundas; los sismogramas aparecen en las figuras VII.2.8 y VII.2.9.

TENDIDO D

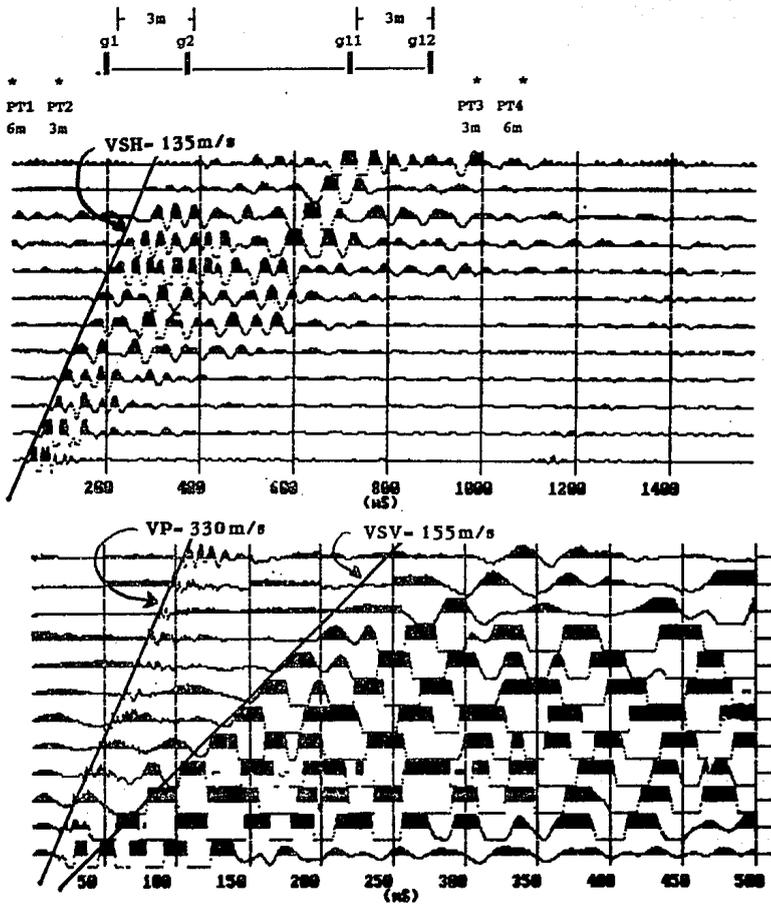


FIGURA VII.2.7. Sismogramas para los tiros horizontal y vertical respectivamente, obtenidos en el PT1 de la línea D.

TENDIDO E

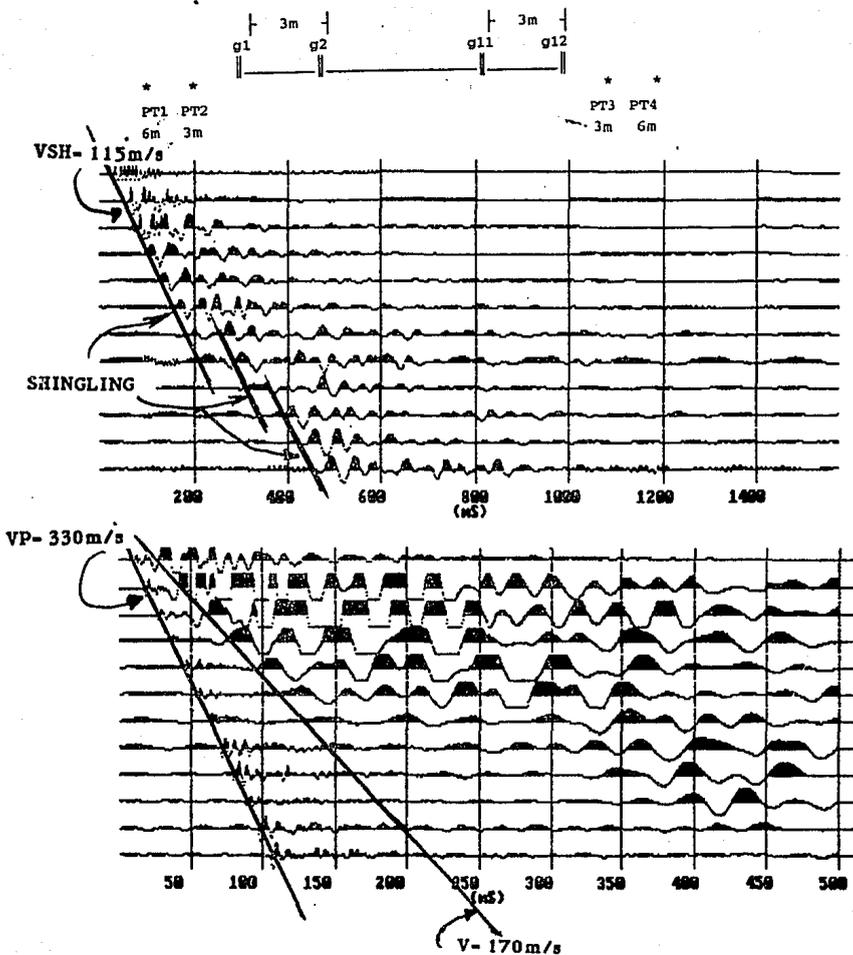


FIGURA VII.2.8. Sismogramas obtenidos en la línea E, para los tiros horizontal y vertical respectivamente en el PT1, situado en el extremo que da al volcán.

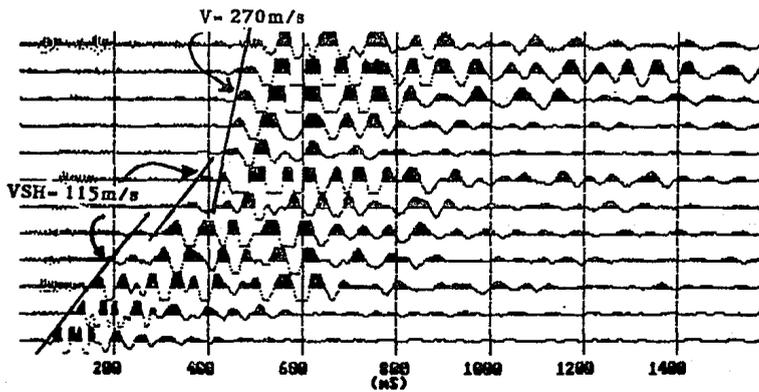
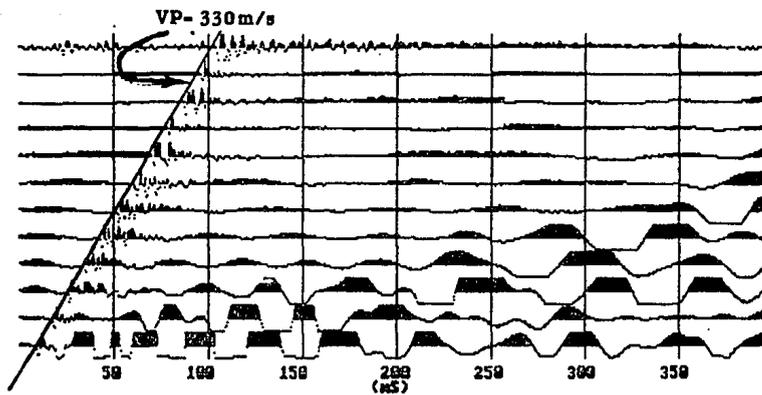


FIGURA VII.2.9. Sismogramas del PT4 en la línea E, el primero obtenido con tiro vertical y el segundo con tiro horizontal.

Dentro del poblado se realizaron dos tendidos más con la misma orientación de la línea E y uno perpendicular a estos; y se pudo constatar que la velocidad de las ondas directas SH es de 115-120m/s.

La información obtenida en las diferentes líneas sísmicas de la zona I se integró para construir un modelo sísmico; en éste aparecen dos capas bien definidas: la más superficial presenta velocidades sísmicas de 120-130m/s y 330-335m/s para las ondas SH y P respectivamente, y un espesor de 8.6-9.0m a 15 metros del volcán; la segunda capa presenta velocidades de 330-335m/s y 1400m/s respectivamente para las ondas SH y P, el espesor de esta capa no se determinó debido a la poca intensidad de la fuente sísmica utilizada. El modelo propuesto para esta zona aparece en la figura VII.2.10.

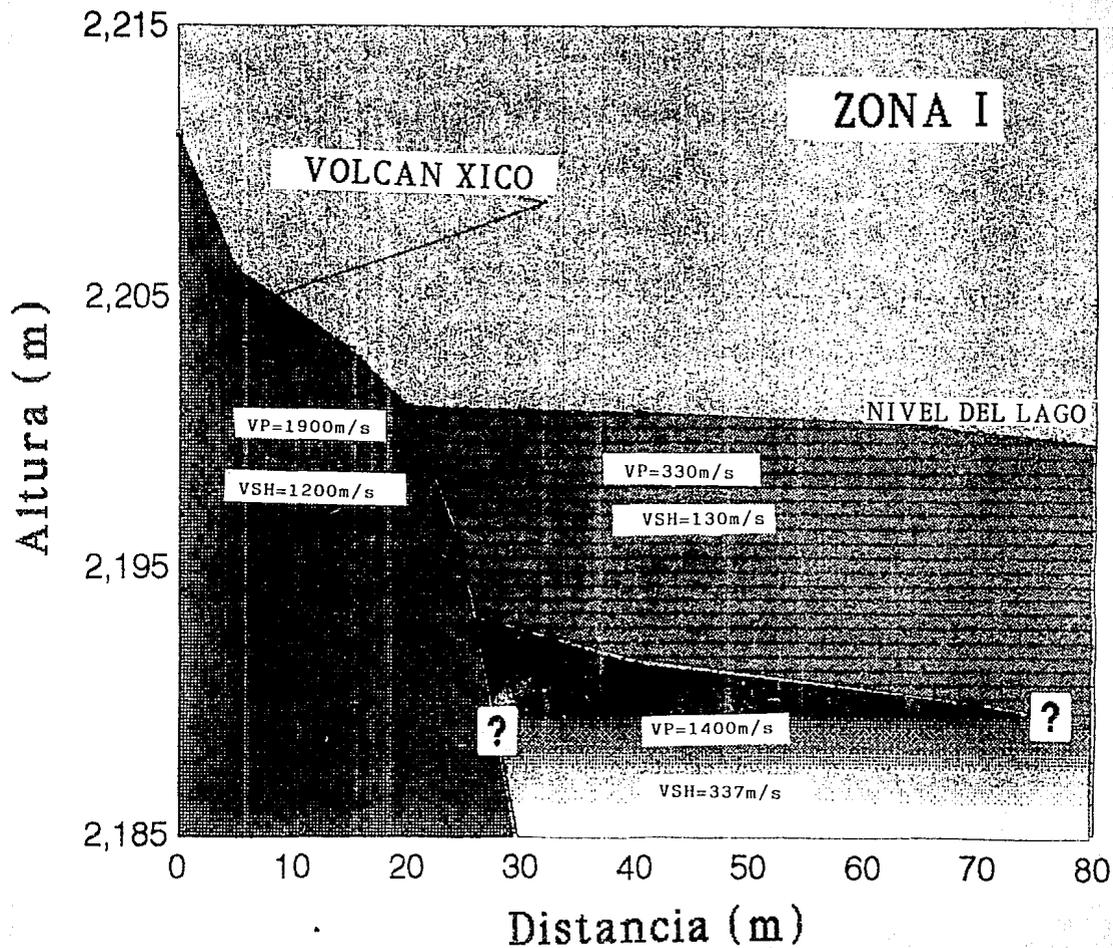


FIGURA VII.2.10. Modelo sísmico obtenido para la ZONA I.

VII.3. ANALISIS DE RESULTADOS EN LA ZONA II.

El trabajo de campo en la ZONA II tuvo como objetivos investigar la continuidad de los horizontes identificados en la zona I en un sitio más alejado del volcán, localizar la zona donde comienza el depósito de sedimentos lacustres y finalmente estudiar el comportamiento superficial de las velocidades sísmicas en la zona de transición entre los sedimentos piroclástico y los de origen lacustres. La localización de las líneas sísmicas en la ZONA II aparece en la figura V.1.

Comenzaremos con el análisis cualitativo de los registros obtenidos en la zona II, el cual nos permitió caracterizar el comportamiento superficial de las velocidades sísmicas en la zona.

Se analizará primero la línea M compuesta por cinco tendidos, cada uno con una longitud de 33m y con una separación entre detectores de 3m. En los tiros verticales los primeros arribos correspondieron a las ondas acopladas (330m/s) y no fue posible obtener información sobre la velocidad de las ondas directas y su posible variación superficial. En los tiros horizontales se obtuvieron variaciones significativas. Los sismogramas de los tendidos M1, M2 y M3 muestran un salto de tiempo en los primeros arribos. La velocidad para las ondas directas es de 110-115m/s. Este evento solo es registrado por los primeros 5-6 geófonos, y los geófonos más alejados registran como primer arribo un evento de aproximadamente 60 m/s (figura VII.3.1.).

Press y Ewing (1948), y Press y Dobrin (1956) sugieren que cuando una capa de alta velocidad de poco espesor sobreyace a una de baja velocidad, la inversión de velocidades puede quedar de manifiesto en los sismogramas por un retraso de tiempo en los primeros arribos y en las gráficas tiempo-distancia por un salto en el tiempo, debido a que la energía que viaja sobre la capa de alta velocidad decae antes que la energía de las capas profundas arribe a los últimos detectores. El evento registrado como primer arribo por los últimos detectores del tendido (55-60m/s), no puede ser un evento refractado en las capas inferiores, ya que éste tiene menor velocidad que la capa superficial (105-110m/s); posiblemente se trate de algún reflejo de las ondas superficiales Love.

Los tendidos M4 y M5 están situados a unos 130m del tendido M3 y mantienen la misma orientación NW-SE tomada por los primeros tendidos. En los sismogramas de los PTs PT1 y PT2 del tendido M4 se observa también un

salto en el tiempo indicando la manifestación de la inversión sísmica, pero este salto disminuye con respecto al que se presenta en los primeros tendidos de la línea. Esto estaría indicando un adelgazamiento en el espesor de la capa de alta velocidad. Además se observa que la velocidad sísmica de las ondas directas disminuye a 90-95m/s, (figura VII.3.2). Es importante señalar que se aprecian eventos con diferentes velocidades que dan la sensación de un escalonamiento sobre el sismograma.

En el tendido M5 se obtuvieron los primeros indicios de los depósitos sedimentarios, ya que los primeros arribos muestran velocidades de 70-75m/s con escalonamientos en los eventos finales (fenómeno shingling) hasta llegar a obtener velocidades de 55-60m/s. En estudios anteriores realizados en la cuenca sedimentaria de Chalco (Meissner,1990), se obtuvieron velocidades para las ondas sísmicas SH en sedimentos lacustres de 70-75 m/s; por lo tanto esto sugiere que la zona de depósito lacustre comienza en estelugar. La presencia del Shingling en la zona lacustre podría estar reflejando la presencia de capas delgadas con poco contraste de velocidades en donde la energía se atenúa (Singh, 1985). Además la disminución continua de las velocidades sísmicas (de 100-105m/s a 70-75m/s) y la disminución del salto de tiempo en los primeros arribos observado conforme los tendidos se acercaban a la zona de depósito lacustre, refleja el reducido espesor que tiene la capa de alta velocidad, figura VII.3.3.

Se observa también que la velocidad en la zona de depósito lacustre no permanece completamente uniforme. Además, es normal que la velocidad aumente con la profundidad dentro de una misma capa.

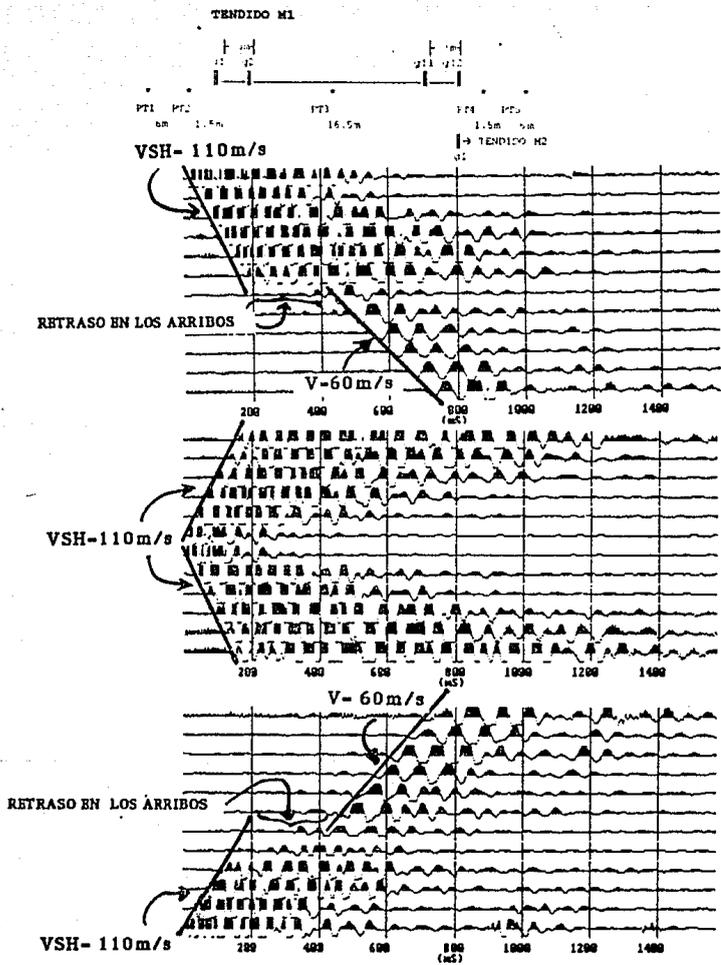


FIGURA VII.3.1. Sismogramas con tiros horizontales obtenidos en el tendido M1, realizados en PT1, PT3 y PT5.

TENDIDO M4

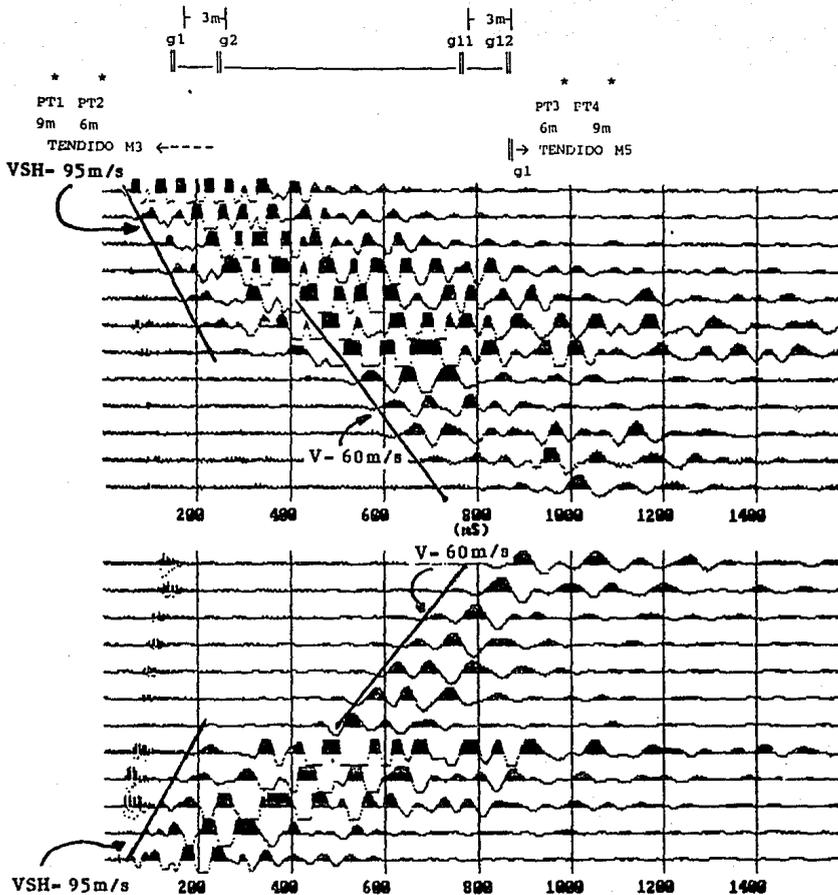


FIGURA VII.3.2. Sismogramas obtenidos con tiros horizontales en el tendido M4, en el PT2, PT3.

TENDIDO M5



* *
PT1 PT2
9m 6m

* *
PT3 PT4
6m 9m

TENDIDO M4 ←
g12

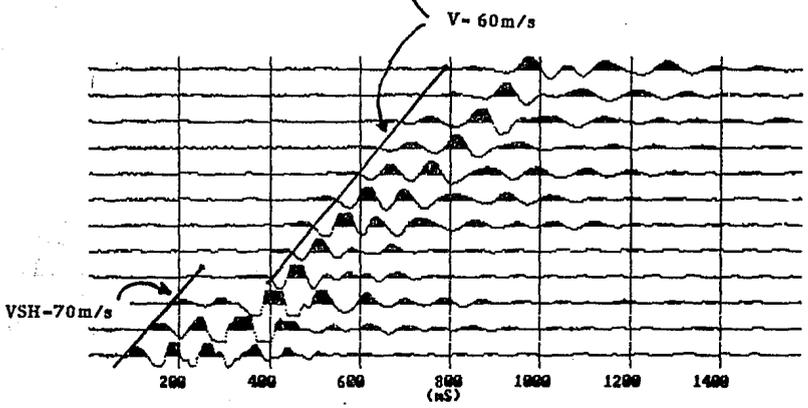
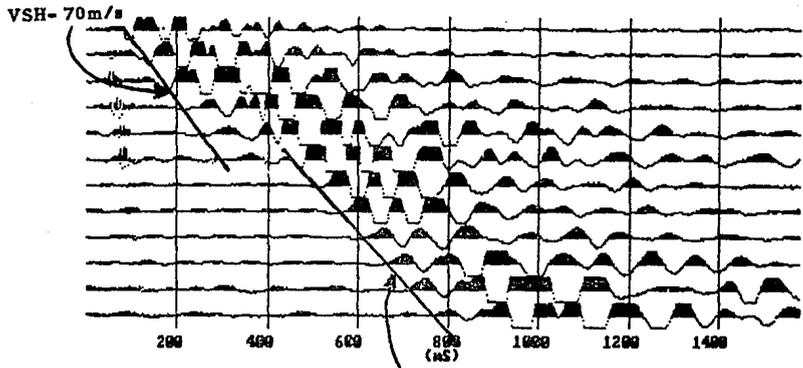


FIGURA VII.3.3. Sismogramas obtenidos con tiro horizontal en el tendido M5, sobre los puntos de tiro PT2 y PT3, las ondas directas presentan una velocidad de 70m/s.

La línea P se realizó 450m al NE y paralela a la línea M, con la finalidad de investigar si se repetía el mismo patrón de comportamiento superficial de las ondas SH observado en la línea M. Los primeros dos tendidos muestran primeros arribos con velocidades sísmicas de 115-120 m/s, velocidades semejantes a las obtenidas en la primera capa de la zona I. En los siguientes tres tendidos la velocidad disminuyó a 105-100m/s, y a partir de entonces comienza a observarse la inversión de velocidades. Finalmente a 10 tendidos del primero en esta línea y a 600 m de su origen, se observa una velocidad en los primeros arribos de 70-75m/s, lo cual indica que nos encontramos en la zona de depósitos lacustres. Las líneas restantes tuvieron como objetivo mapear la zona II para obtener un patrón general del comportamiento superficial de las ondas SH, ya que por la intensidad de la fuente de energía no se podía obtener información de formaciones más profundas.

Conociendo el comportamiento superficial de las ondas SH en la zona II, la siguiente etapa consistió en realizar una nivelación sobre el área de trabajo para determinar la altura relativa de los tendidos sísmicos. La nivelación se realizó con un nivel Dumpy tomándose un banco de nivel arbitrario con cota de 50m. Se tomaron las alturas relativas de puntos situados a cada 33m alineados en 6 líneas diferentes. El trabajo de nivelación siempre se inició y terminó en el banco de nivel para comprobar que el trabajo se había realizado correctamente. El margen de error al cerrar la nivelación nunca exedió de más de 3cm.

La figura VII.3.4 muestra el mapa con las curvas de nivel. Las alturas absolutas se calcularon a partir de la carta topográfica con escala de 1:50000 realizada por DETENAL. Sobrepuestas a las curvas aparecen las líneas sísmicas realizadas en el área de trabajo, y además se señalan los tendidos en donde se observa un cambio en el comportamiento sísmico. En la figura VIII.3.5 aparece un mapa donde se aprecia en tercera dimensión la información recopilada.

De los mapas anteriores se desprende que las velocidades 70-75 m/s se presentan en regiones situadas a una altura promedio de 49.6m, por lo que esta superficie nos estaría representando el nivel normal que alcanzaban las aguas del antiguo lago de Chalco, es decir el antiguo nivel medio de playa.

Con la finalidad de observar la estructura de los sedimentos más profundos se realizaron varios tendidos con fuente de alto impacto para

producir ondas P en la línea N, pero no se obtuvo información de refracciones más profundas. No obstante se observan los rasgos generales de otros eventos, por ejemplo las ondas superficiales que tienen una velocidad de 50m/s, y la presencia de una serie de reflejos múltiples. En la figura VII.3.6 se muestran algunos registros obtenidos en este experimento.

Por otro lado se analizó e interpretó un registro sísmico realizado por la fundación Barrios Sierra sobre la línea P a la altura del tendido P5, en el cual se utilizó dinamita como fuente de energía y una separación entre geófonos de 5m. En el perfil sísmico obtenido se identificaron dos horizontes que se relacionaron muy bien con los observados en la zona I. El espesor obtenido para la primera capa fue de 27m con una velocidad de 330m/s, y la velocidad para la segunda capa fue de 1660m/s. El sismograma y la gráfica tiempo-distancia aparecen en la figura VII.3.7 y el modelo sísmico en la figura VII.3.8.

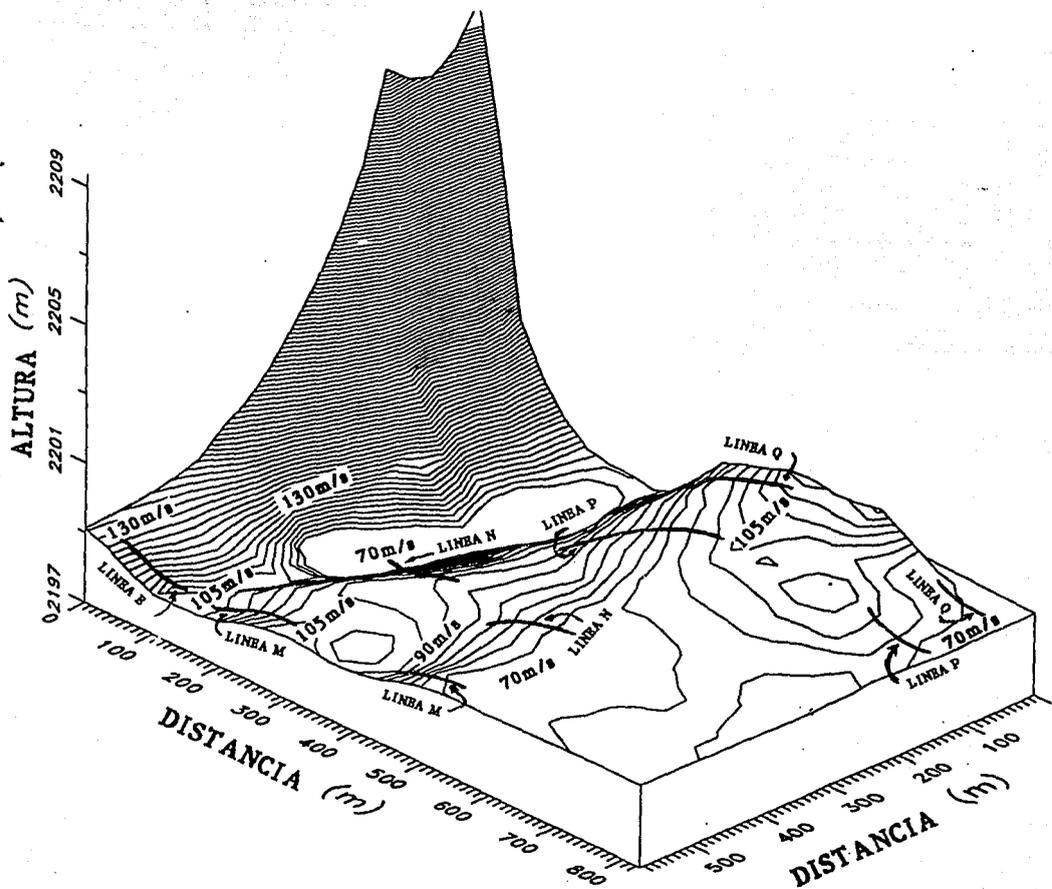


FIGURA VII.3.5. Mapa de la zona de trabajo con las curvas de nivel y la ubicacion de las líneas sísmicas, tambien se observa la antigua línea de corte justamente donde se presentan las velocidades de 70m/s.

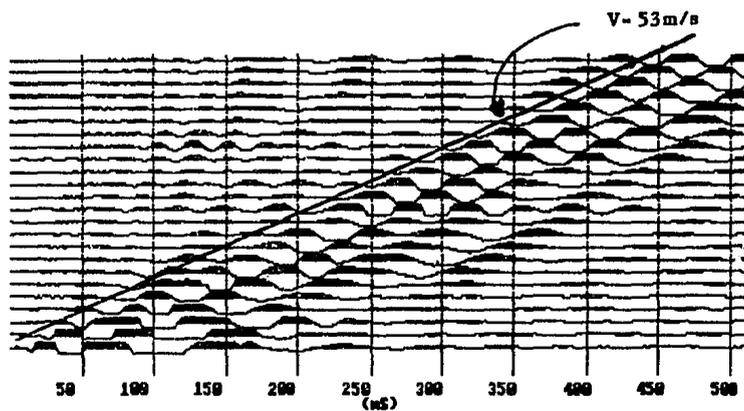
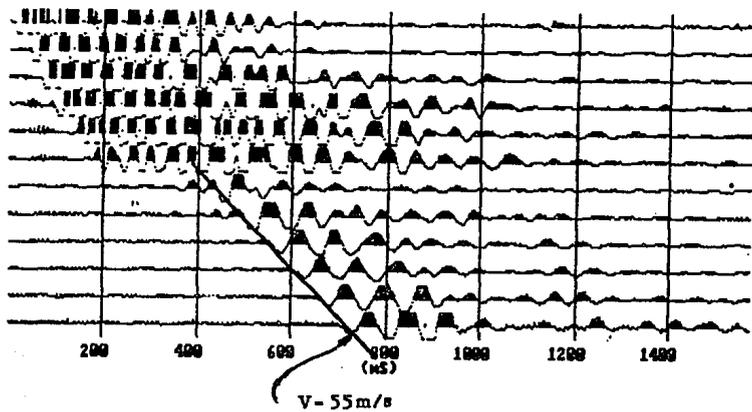


FIGURA VII.3.6. Sismogramas obtenidos en la línea M, donde se observan las ondas superficiales con tiro horizontal (55 m/s) y con tiro vertical (53 m/s) respectivamente.

TENDIDO P4



Pr1
10m

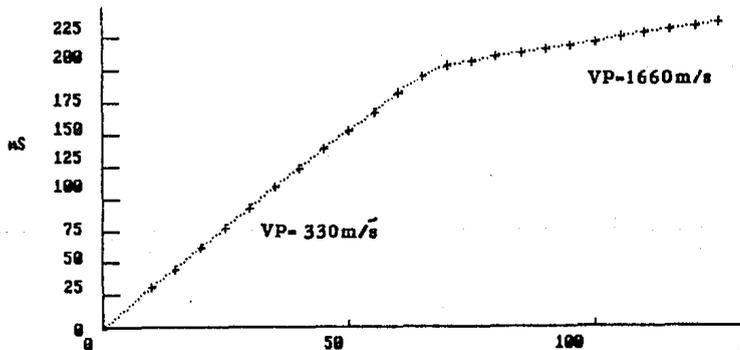
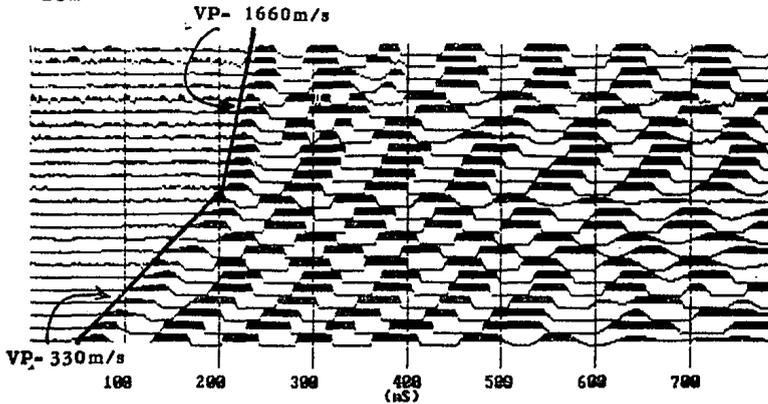


FIGURA VII.3.7. Sismograma obtenido en la línea P, utilizando como fuente de energía la dinamita (Fundación Barrios Sierra), y la gráfica tiempo-distancia.

ZONA II

LINEA P

ONDAS P

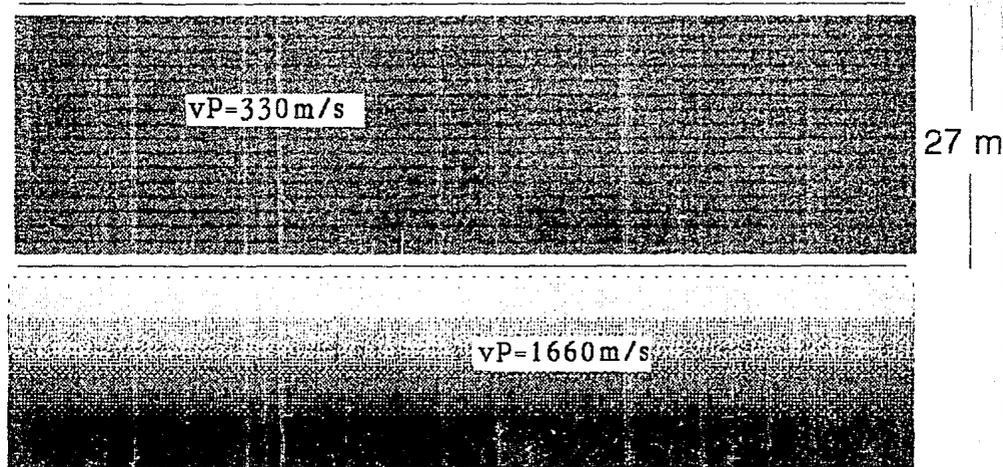


FIGURA VII.3.8. Modelo sísmico interpretado a partir del
los primeros arribos del sismograma anterior.

VIII-INTEGRACION DE DATOS

Con el objetivo de tener un modelo sobre el comportamiento general de los horizontes que se lograron identificar en la zona de trabajo, se integraron la información que existía anteriormente en el área de estudio con la obtenida en este trabajo.

Las velocidades más altas se obtuvieron al pie del volcán en la línea A, 1900m/s y 1200m/s para las ondas P y SH respectivamente; además no se obtuvieron refracciones de eventos más profundos lo que nos hace pensar que se trata de la velocidad de las tobas volcánicas. En la línea B (15m del volcán) se reconocieron dos capas, la primera con un espesor de 8.5-9m y velocidades sísmicas de 330m/s y 135m/s para las ondas P y SH respectivamente. La segunda capa presentó velocidades de 1400m/s y 337m/s para las ondas P y SH respectivamente. Estos dos horizontes son mapeados en la ZONA II a la altura del tendido cinco en la línea P, donde la primera capa presenta una velocidad para las ondas P de 330m/s y muestra un espesor de 27m, que correlaciona con el espesor de 35m obtenido por la C.F.E en el tendido T-9 (Benhumea y Vazquez, 1988) con esta información se contruyó el perfil que aparece en la figura VIII.1.

La variación que se observa en la velocidad de las ondas P en la segunda capa (1400m/s cerca del volcán y 1600m/s en la ZONA II) indica diferentes grados de saturación presentes en la formación.

En la zona II aparece bien definido el inicio de la zona lacustre que presenta velocidades de 70-75m/s. El área de transición entre el material piroclástico y aluvial del volcán Xico con el sedimentario de tipo lacustre está representado por la zona donde se presenta la inversión sísmica de velocidades, y que pone de manifiesto la presencia de una capa dura superficial de poco espesor tal como puede observarse en la figura VIII-2. La formación de esta capa puede estar relacionada con las fluctuaciones en el nivel de costa del lago durante las estaciones anuales. Además esta situación sugiere la presencia de un acuñamiento de una capa de baja velocidad, representada por los sedimentos lacustres, entre dos capas de mayor velocidad, una la llamada la costra dura en la parte superior y otra la primera capa dura localizada en la zona I.

La razón de Poisson (σ) no es estrictamente una constante elástica sinomide la relación entre las deformaciones transversal y normal, es decir mide la compresibilidad del material. Esta influida por la porosidad y por

el contenido de fluido. El valor de éste para la zona relacionada con las tobas es de 0.35, para la primera capa de 0.42 y para la segunda de 0.47, cantidades que corresponden a materiales consolidados para la primera y materiales poco consolidados con alta porosidad característicos en las zonas saturadas y de depósitos piroclásticas sin consolidar para las otras dos cantidades.

Acerca del origen de la costra dura en la superficie cabe explicar lo siguiente: anualmente subía el nivel del lago en la época de lluvias y bajaba en la época de secas. Cada vez que bajaba el nivel, dejaba una franja de playa en forma de anillo en torno al xico, con un ancho de 200-300m, expuesto al aire. El agua subía por capilaridad, depositando sus sales disueltas cerca de la superficie a medida que se evaporaba. Así se formó una capa superficial calichosa y de velocidad más alta.

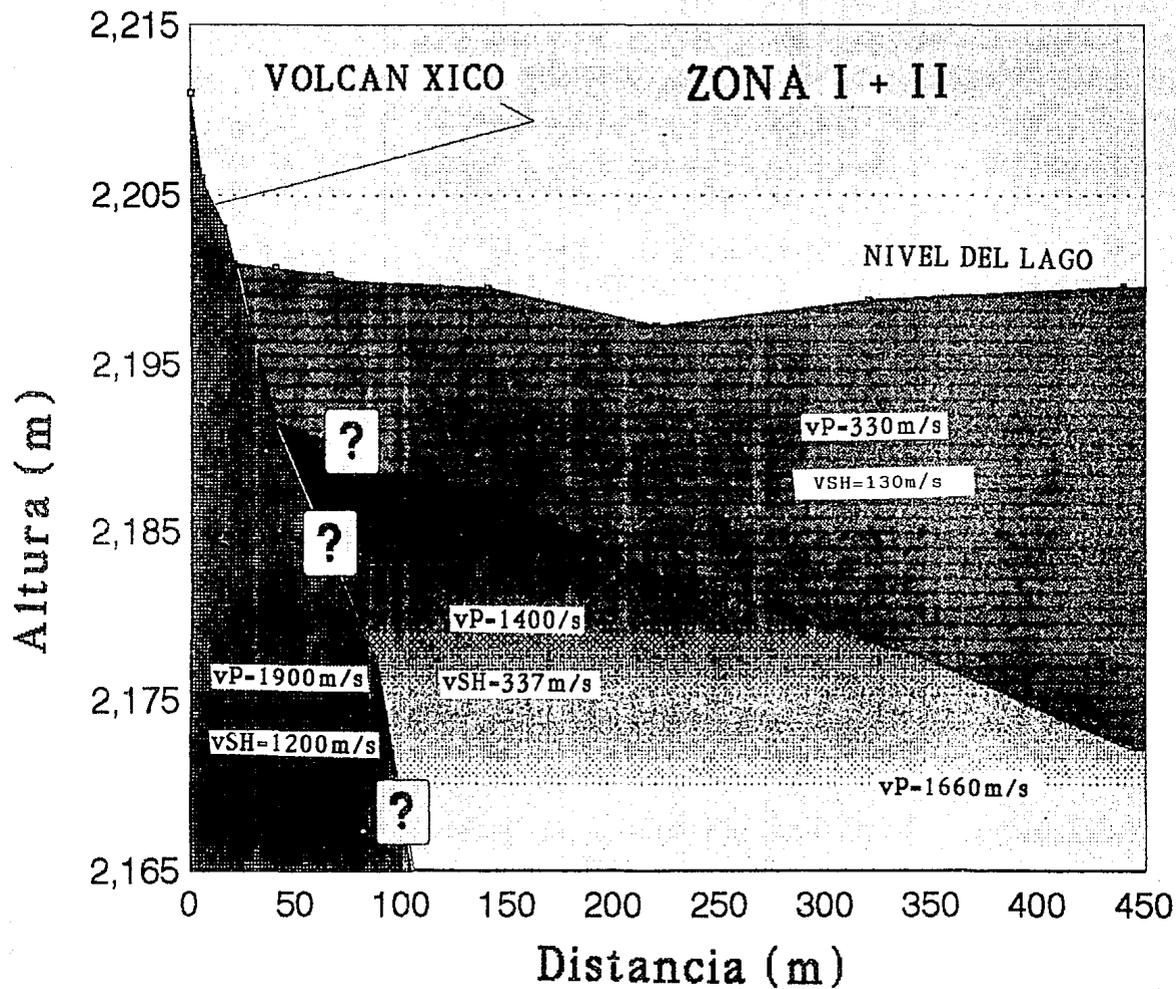


FIGURA VIII.1. Modelo sísmico propuesto para la zona de trabajo.

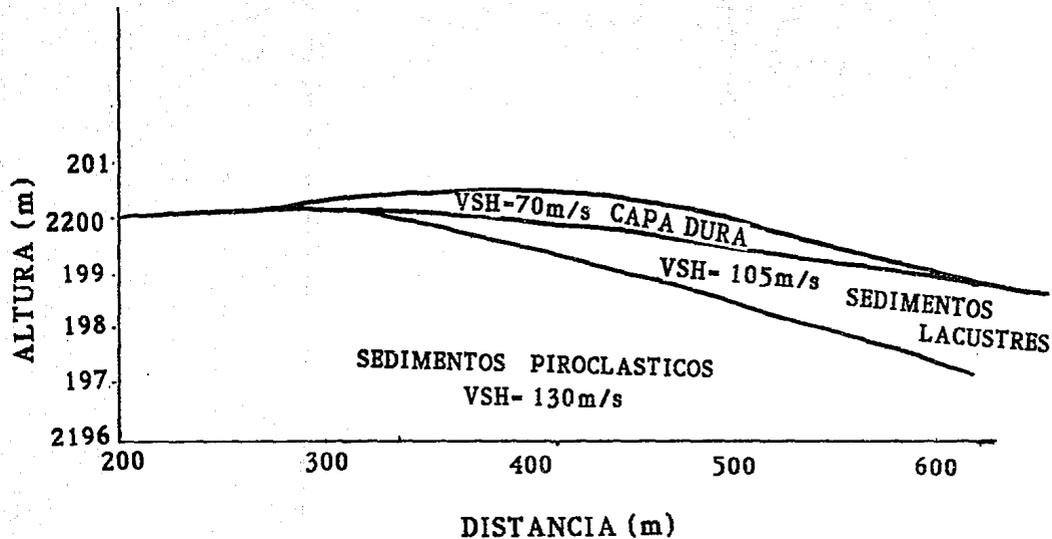


FIGURA VIII.2. Modelo propuesto para la zona de transición entre los sedimentos aluviales y la zona de depósitos lacustres.

IX.-CONCLUSIONES.

Como resultado del análisis e interpretación de la información sísmica obtenida se llegó a las siguientes conclusiones:

1.- El método sísmico de refracción es una técnica útil en los estudios que tienen como finalidad mapear horizontes superficiales de poco espesor.

2.- El trabajo simultáneo con ondas P y SH es un buen recurso para la caracterización de los horizontes geológicos, como lo fué en el caso de determinar los diferentes grados de saturación en la segunda capa.

3.- La principal desventaja de utilizar fuentes de energía mecánica es la rápida absorción de la energía por el subsuelo y por lo tanto es poca la información que puede ser obtenida de las formaciones profundas. Es recomendable realizar trabajos de refracción sísmica en la misma zona pero utilizando fuentes de energía más potentes como es el caso de la dinamita para las ondas P, y de alguna fuente de presión hidráulica para las ondas SH.

4.- Es necesario el uso de otras modalidades geofísicas para poder definir con mayor precisión la zona de transición entre las formaciones de la zona estudiada. Por ejemplo, la aplicación de los métodos de reflexión sísmica superficial y de resistividad eléctricas para resolver la estructura geológica en las zonas donde se presenta la inversión sísmica.

5.- El mapeo con ondas SH fué muy útil para determinar el comportamiento superficial de estas ondas en la primera capa de la zona I, así como en la zona de transición donde se presentan las inversiones sísmicas y en la zona de sedimentos lacustres.

6.- Se determinó la presencia de una delgada capa dura superficial de 110m/s en la ZONA II, la cual es originada por las fluctuaciones anuales del nivel del lago en las estaciones y que provoca la inversión sísmica observada en esta zona. Esta capa presenta un ancho variable entre 200m y 300m.

7.- La información de los módulos de Poisson concuerda con las características de las formaciones geológicas asociadas a los horizontes geofísicos.

8.- Se infirió la existencia de un acuífero de la capa blanda, representada por los sedimentos lacustres con velocidades de 70m/s, entre dos capas de más alta velocidad. Una de estas capas es la costra dura superficial con velocidades de 105m/s y la otra está representada por la

primera capa localizada en la ZONA I con una velocidad de 130m/s.

BIBLIOGRAFIA

Anguiano, R. A. (1986). Exploración sísmica del subsuelo en los sitios de ubicación de las estaciones acelerográficas. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.

Bryan, K. (1948). Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México en relación a los cambios climáticos. Bol. Soc. Geol. Mex. 13, 1-20.

Benhunea, M. y A. Vázquez (1988). Estudios geofísicos del valle de México. Comisión Federal de Electricidad.

Bribiesca, C. (1960). Historic hydrology of the valley of México. Ing. Hidráulica de México, Jul., Agos. y Sept, 43-59.

Chávez, R. and E. Flores (1989). Interpretation of gravity data from the Xochimilco/Chalco Basin, México (Preliminar Results). Revista Geofísica, 30, 125-135.

Cassinis, R. and L. Borgonov (1966). Significance and Implications of Shingling in refraction records. Geophys. Prosp. 14, 547-565.

Cserna, Z., M. Palacios, L. Triay, L. Mitre y R. Mota (1988). Estructura geológica, gravimétrica, sísmicidad y relaciones notectónicas regionales de la cuenca de México. Boletín 104, Instituto de Geología, UNAM.

Dewey, W. J. and G. Suarez (1991). Seismotectonics of Middle America. The geology of de North America. Decade map volume 1, chapter 17. Geological Society of America.

Dobrin, M. B. (1976). Introduction to Geophysical Prospecting. Mc Graw/Hill. New York.

Edelman, H., K. Hebig and H. Schmoll(1982). Stacking of supercritically Reflected/refracted SH waves. Paper presented at the 44th EAEG meeting, Cannes.

Grant, F. and G. West (1965). Interpretation theory in applied geophysics. Mc Graw/Hill Book Company.

Handbook of Geophysical Exploration (1985), section I. Seismic Exploration. Volumen 2, Seismic instrumentation. Volumen 13, Refraction Seismics. Volumen 15a y 15b, Seismic shear Waves. Geophysical Press, London/Amsterdam.

Hubp, J. (1984). Geomorfología del sur de la cuenca de México. Instituto de Geografía, serie varia, t.1, # 8.

Jaime, A. (1987). Características dinámicas de la arcilla del valle de México. P.H.D thesis, Fac. de Ing. UNAM, México.

Johnson, C.A. and Harrison C. G (1990). Neotectonics in central México. Physics of the earth and planetary interiors, 64, 187-210.

Jolly, R. N. (1956). Investigation of shear waves. Geophisic, 21, 905-938.

Kaila, K. L., H. C. Tewari and V. G. Krishna (1981). An indirect Seismic method for determining de thickness of a low/velocity layer underlying a high/velocity layer. Geophisic, 46, 7.

Krecht, M. and H. Edelman (1985). Processing Shear VSP Data. Paper presented at the 47th meeting of the EAEG, Budapest.

Lomnitz, C. y H. Castaños (1985). A some day overflight in the epicentral area of the great México eartquake of 19 September 1985. Bull. Seism. Soc. Am. 75, 1837-1847.

Lomnitz, C. (1990). México 1985, the case for gravity waves. Geophis. J. Int. 102, 569-572.

- López Ramos, E. (1979). Geología de México. Edición escolar, 3vol. segunda edición, México D.F.
- Marsal, J. R. y M. Mazari (1959). El subsuelo de la ciudad de México. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Masaki, K., Y. Yamazaki, C. Gutierrez and E. Mena (1988). Measurement of shear waves velocity of subsurface in México City by Board banging method tripartite observation of microtemor. Proceeding of ninth worldconference on earthquake Engineering, august 2/9, Tokio/kyoto, Japan (vol. II).
- Meissner, R. (1966). Multiple events in refraction shooting. Geophys. Prosp. 14, 617-658.
- Meissner, R. and F. Theilen (1983). Attenuation properties of sediments. 11th. World Petroleum congress, specialpaper, 3, 363-379.
- Meissner, R. and J. Zschan (1992). Das dynamisches Verhalten der wassergesättigten sediments in untergrund von México City bei anregung durch erdbeben. Christian albrechts/ universitat zu kiel Christian Albrechts Universität zu Kiel Institutefur Geophysik, arbeits berich zu Zs/47/1.
- Meyer, J. H. (1985). Geophysikal ische messungen in flachmoogebieten unter besondere beruecksichtigung horizontal polarizierter sche.wellen diplomarbeit. Institute Geophysik, Kiel.
- Muckelmann, R. (1982). Dependence of seismic properties of sand on the degree of water saturation obtained from transmission experiments. 52th SEG anual meelting, Dallas.
- Mosser, F., A. Nairn and J. Negendank (1974). Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneus roks, VII a paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of the México.Geol. Rundchan, 63, 451-483.

Mosser, F. (1978). Geología del relleno cuaternario de la cuenca de México en el subsuelo y la ingeniería de cimentaciones en el área urbana del valle de México. Memorias del SMMS, 9-15.

Moran, D. (1984), Geología de la república Mexicana. Instituto Nacional de Estadística e Informática y Facultad de Ingeniería (UNAM).

Operating manual multichannel signal enhancement seismograph, model ES/1225. EG & Geometric. (1988).

Ordoñez, E. (1904). Los cráteres del Xico. Bol. Soc. Geol. Mex. 1,19-24.

Press, F. and M. B. Dobrin(1956). Seismic wave studies over a high speed surface layer. Geophysics, 21, 285-298.

Prakla / Seismos Report 1983, 1+2. Hannover, 16/24.

Prakla / Seismos Report 1983, 3+4, Hannover, 6/17.

Prakla / Seismos Report 1984, 1+2, Hannover, 16/27 .

Rodriguez, R. C. y T. Moran (1989). Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la subcuenca de Chalco, México. Geofísica internacional, 28, 207-217.

Redpath B. B. (1973). Seismic refraction exploration for engineering site investigations. Technical report E/73/4 U.S Army water engineer water ways experiment station explosive excavation research laboratory, Livermore, Calif.

Singh, S. K., E. Mena and R. Castro(1988). Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacán earthquake and ground motion amplification in and near México City from strong motion data. Bull. Seis. Soc. Am. 78, 451-477.

Urrutia, J. y S. Lozano (1991). Paleomagnetismo, Palinología, Magnetoestratigrafía y Paleolimnología de sedimentos lacustres de la cuenca de México. Proyecto de investigación DGAPA IN-103589.

Urrutia, J. and R. Chávez (1990). Gravity Modeling of lake basin structure. The lakes of Xochimilco and Chalco, Mexican Southern Basin.

Users Manual SEismic Refraction Processing Software (Seisview).

Vázquez, A. (1986). Interpretation of shear wave measurements in Tangstedt, Schleswig/Holstein and their correlation to geoelectric data. M. SC. thesis, submitted at Institut of Geophysics Christian University in Kiel.

Whiteley, R. J. and S. Greenhalgh (1979). Velocity inversion and the shallow seismic refraction method. *Geoexploration*, 17, 125/141.