

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

EVALUACIÓN GEOFÍSICA INTEGRAL DE LOS CONOS ALUVIALES EN MACUTO, CARABALLEDA Y TANAGUARENA

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Gustavo Malave
TUTOR INDUSTRIAL: Dr. Michael Schmitz

Presentado Ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
Por los Brs. Cragno M., Analia V.,
Romero A., Marcos A.

Caracas, Noviembre 2001

A mis padres, Ricardo y Donata
que con apoyo y cariño me impulsaron
a seguir adelante.

A mis hermanos, Carolina y Ricky
porque a su manera, siempre están conmigo.

A todos los compañeros que consulten este tema
ojalá les sirva de orientación en algún momento.

Analia

Muy especialmente a dos mujeres que con su empeño
y constancia me han hecho ser quien soy hoy día,
mis madres queridas Mamá Hilda (✠) y Mi Aida.

A mis segundos padres, mis tíos;
Tía Ramona, Tío Enrique y Tía Rebeca.

A mis hermanos, Felix y Maria
por estar siempre a mi lado en todo momento.

A mi amada esposa, Nahicy
Quien me ha acompañado, tanto en
los buenos como en los malos momentos.

A todos mis primos, quienes han sido siempre
hermanos, amigos, compañeros y consejeros.

A mi papá, por creer siempre en mí y en lo que hacía.

Marcos

GRACIAS.....

A nuestros familiares, por el apoyo recibido de su parte.

A la Universidad Central de Venezuela, la casa que vence las sombras.

Al Dr. Michael Schmitz, por su orientación durante todo este tiempo.

Al Prof. Gustavo Malavé.

A José Suniaga y Felixavier Mendoza, por la colaboración prestada durante los trabajos de adquisición.

Al Ing. Victor Rocabado, por colaborar con nosotros en todo lo que necesitamos.

A todo el personal de FUNVISIS que colaboró con nosotros.

Al Prof. Rony Meza.

A los alumnos de la Cátedra de Instrumentación (1-2000) que colaboraron en los trabajos de adquisición.

A todos nuestros Amigos y Compañeros.

Cragno M., Analia V., Romero A., Marcos A.

EVALUACIÓN GEOFÍSICA DE LOS CONOS ALUVIALES EN MACUTO, CARABALLEDA Y TANAGUARENA

**Tutor Académico: Prof. Gustavo Malave. Tutor Industrial: Dr. Michael Schmitz.
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería Escuela de Geología, Minas y Geofísica.
Año 2001, 87 p**

Palabras Claves: Conos Aluviales, Sísmica de Refracción, Períodos Fundamentales

Resumen.

A raíz de los desastres ocurridos el mes de diciembre de 1999 en el Estado Vargas y dada la elevada amenaza sísmica de la zona, la cual fue evidenciada con los daños ocurridos en el sismo de Caracas de 1967, es necesario realizar estudios con los cuales se conozcan las características del subsuelo, como por ejemplo: espesores de sedimentos, distribución de las capas, períodos fundamentales, parámetros elásticos del suelo entre otros; los cuales permitirán establecer una mejor planificación de la zona para su reconstrucción y con ello poder evitar futuros desastres.

En el presente estudio se pretende determinar la geometría de los conos aluviales de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena con métodos geofísicos; sísmica de refracción y ruido ambiental, para suministrar la información básica para el modelado dinámico

Estudios anteriores realizados en la zona reportan suelos, en parte sueltos, con velocidades sísmicas (V_p) de 400 a 900 m/s con profundidades entre 5 y 20 m. La zona con suelos saturados y relleno compacto ($V_p = 1500-1850$ m/s) alcanza profundidades de 50 – 75 m, seguido por un estrato con una V_p de 2400 m/s, interpretado como roca sedimentaria o suelo cementado. El basamento compuesto de gneiss o esquistos muy sólidos está ubicado entre los 100 y 400 m de profundidad, con una velocidad sísmica alrededor de 4000 m/s (e.g. FUNVISIS, 1978)

A partir del desarrollo de este trabajo se obtuvo que en las zonas de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena, los sedimentos están distribuidos en tres capas. Estas capas fueron

interpretadas como sedimentos sueltos, sedimentos más compactados (aluvión) y roca sedimentaria para la última capa. Las velocidades de ondas sísmicas (ondas P y ondas S) no presentan una marcada variación entre los distintos conos aluviales.

Analizando las velocidades promedio para los primeros 30 m de profundidad, se interpretaron los sedimentos como suelos duros o densos; con velocidades promedio entre 250 – 400 m/s, y suelos muy duros o muy densos; con velocidades promedio entre 400 – 500 m/s. (Norma Covenin, 1756-98)

En relación con el método de Ruido Ambiental, en las zonas de Macuto, Caraballeda y Tanaguareñas los valores de Período Fundamental de vibración del suelo predominantes se ubican entre 0.9 – 1.8 segundos.

Adicionalmente se establecieron comparaciones con los estudios de Ruido Ambiental realizados en el Valle de Caracas (Rocabado, 1999), se observaron similitudes en la relación Período Fundamental – Profundidad de sedimento.

INDICE

I.	INTRODUCCIÓN	1
II.	MARCO TEÓRICO	4
	1. Antecedentes	4
	2. Sísmica de Refracción	6
	2.1 Características de Sísmica de refracción y reflexión sísmica	7
	2.2 Tipos de Ondas Sísmicas	7
	2.3 Trayectorias de Ondas, Relación Distancia – Tiempo	8
	2.4 Refracción en Estructuras Bufantes	14
	2.5 Curvas de Tiempos de Viaje	15
	3. Ruido Ambiental	17
	3.1 Método de Nakamura	17
	4. Geología de la Cordillera de la Costa	20
III.	METODOLOGÍA	21
	1. Sísmica de Refracción	21
	1.1 Adquisición	22
	1.2 Procesamiento	24
	2. Ruido Ambiental	27
	2.1 Adquisición	28
	2.2 Procesamiento	29
	3. Integración de los Datos	33
IV.	RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS	34
	1. Sísmica de Refracción	34
	1.1 Perfil # 1: Macuto	34
	1.2 Perfil # 2: El Cojo	37
	1.3 Perfil # 3: Camurí Chico	39
	Zona de Macuto. Análisis	41
	1.4 Perfil # 4: Caraballeda	43
	1.5 Perfil # 5: Los Corales	45

1.6 Perfil # 6: Campos de Golfs	47
Zona de Caraballeda. Análisis	49
1.7 Perfil # 7: Tanguarena	52
1.8 Perfil # 8: La Laguna- Tanaguarena	54
Zona de Tanaguarena. Análisis	56
Análisis de Resultados Sísmicos	58
Velocidad Promedio	61
2. Ruido Ambiental	63
2.1 Períodos Fundamentales	63
2.2 Factor de Amplificación	67
3. Integración de los Datos Sísmicos con los de Ruido Ambiental	69
V. CONCLUSIONES	77
VI. BIBLIOGRAFÍA	79
APENDICES	82
Apendices A	83
Apendices B	90
Apendices C	129

INDICE DE FIGURAS

I. INTRODUCCIÓN

Fig. I-a: Los Corales, Caraballeda. Diciembre, 1999	
Fig. I-b: Mapa de los conos aluviales en Macuto, Caraballeda y Tanaguarena.	2

II. MARCO TEÓRICO

Fig. II-a: Tipos de Tendidos	6
Fig. II-b: Ondas Cabezal	9
Fig. II-c: Principales trayectorias de propagación	10
Fig. II-d: Curvas de Tiempo de viaje	11
Fig. II-e: Ondas Reflejadas y Refractadas	12
Fig. II-f: Gráfica Camino-Tiempo en capas buzantes	14
Fig. II-h: Modelo asumido por Nakamura.	17

III. METODOLOGÍA

Fig. III-a: Mapa ubicación de Perfiles Sísmicos	21
Fig. III-b: Fotos de los equipos de Refracción Sísmica	22
Fig. III-c: Sección sísmica “Picks”	24
Fig. III-d: Controles de Tiempo	25
Fig. III-e: Modelo 1D	25
Fig. III-f: Modelo 2D. Trazado de rayos	26
Fig. III-g: Mapa ubicación de las estaciones de medición	27
Fig. III-h: Fotos de equipos de Ruido Ambiental	28
Fig. III-i: Fotos de la adquisición de datos	28
Fig. III-j: Secuencia de procesamiento para los datos de Ruido Ambiental	29
Fig. III-k: Datos gráficos de las componentes N-S, E-O y UD	30
Fig. III-l: Gráficos del espectro de Fourier	31
Fig. III-m: Gráfico del espectro de Fourier, relación H/V	32

IV. RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

Fig. IV-1.1.a: Modelo 2D para Velocidad P, Macuto-perfil # 1	34
Fig. IV-1.1.b: Modelo 2D para Velocidad S, Macuto-perfil # 1	35
Fig. IV-1.2.a: Modelo 2D para Velocidad P, El Cojo-perfil # 2	37
Fig. IV-1.2.b: Modelo 2D para Velocidad S, El Cojo-perfil # 2	38
Fig. IV-1.3.a: Modelo 2D para Velocidad P, Camurí-perfil # 3	39
Fig. IV-1.3.b: Modelo 2D para Velocidad S, Camurí-perfil # 3	40
Fig. IV-1.4.a: Modelo 2D para Velocidad P, Caraballeda-perfil # 4	43
Fig. IV-1.4.b: Modelo 2D para Velocidad S, Caraballeda-perfil	44

# 4	
Fig. IV-1.5.a: Modelo 2D para Velocidad P, Los Corales-perfil # 5	45
Fig. IV-1.5.b: Modelo 2D para Velocidad S, Los Corales-perfil # 5	46
Fig. IV-1.6.a: Modelo 2D para Velocidad P, Campos de Golfs-perfil # 6	47
Fig. IV-1.6.b: Modelo 2D para Velocidad P, Campos de Golfs-perfil # 6	48
Fig. IV-1.6.c: Modelo Weston	50
Fig. IV-1.7.a: Modelo 2D para Velocidad P, Tanaguarena-perfil # 7	52
Fig. IV-1.7.b: Modelo 2D para Velocidad S, Tanaguarena-perfil # 7	53
Fig. IV-1.8.a: Modelo 2D para Velocidad P, Tanaguarena, Laguna-perfil # 7	54
Fig. IV-1.8.b: Modelo 2D para Velocidad S, Tanaguarena, Laguna-perfil # 7	55
Fig. IV-1.9: Mapa de Velocidades Promedio	61
Fig. IV-2.a: Mapa de Período Fundamental para la zona de Macuto	63
Fig. IV-2.b: Mapa de Período Fundamental para la zona de Caraballeda y Tanaguarena	65
Fig. IV-2.c: Mapa de Período Fundamental para la zona de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena	66
Fig. IV-2.d: Mapa de Factor de Amplificación para la zona de Macuto	67
Fig. IV-2.e: Mapa de Factor de Amplificación para la zona de Caraballeda y Tanaguarena	68
Fig. IV-3.a: Mapa ubicación de estaciones sobre perfiles sísmicos	69
Fig. IV-3.b: Relación Profundidad-Período, Caraballeda y Tanaguarena. Ondas S	70
Fig. IV-3.c: Relación Profundidad-Período, Macuto. Ondas S	70
Fig. IV-3.d: Relación Profundidad-Período, Macuto. Ondas P	71
Fig. IV-3.e: Mapa Profundidad de sedimentos blandos, Caraballeda y Tanaguarena	72
Fig. IV-3.f: Mapa Profundidad de sedimentos blandos, Macuto	73
Fig. IV-3.g: Mapa Profundidad de sedimentos blandos, Macuto, Caraballeda y Tanaguarena	74
Fig. IV-3.h: Mapa Profundidad de sedimentos, Macuto, Caraballeda y Tanaguarena	75
Fig. B.....: Apéndices de Refracción Sísmica	90
Fig. C.....: Apéndices de Ruido Ambiental	129

I.- INTRODUCCIÓN

El Estado Vargas conforma una estrecha franja de unos 10 km de ancho entre el Macizo Ávila y la costa del Litoral Central. Las prolongadas lluvias caídas en el estado Vargas durante todo el mes de diciembre de 1999, causaron numerosos derrumbes, deslizamientos y flujos torrenciales los días 15 y 16 de diciembre de 1999. (Fig. I-a)



Fig. I-a: Los Corales, Caraballeda. Diciembre de 1999

Las zonas más afectadas fueron los conos aluviales en el flanco norte, entre las localidades de Catia La Mar y Camurí Grande. Es sabido que no es el primer evento torrencial en la zona, sin embargo los más desastrosos que se han reportado son los sucedidos en los años 1798, 1951 y 1999 (FUNVISIS,2000).

A raíz de los desastres ocurridos en el mes de diciembre de 1999 en el Estado Vargas y dada la elevada amenaza sísmica de la zona, la cual fue evidenciada con los daños

ocurridos en el sismo de Caracas de 1967, es necesario realizar estudios con los cuales se conozcan las características del subsuelo, como por ejemplo: espesores de sedimentos, distribución de las capas, períodos fundamentales, parámetros elásticos del suelo entre otros; los cuales permitirán establecer una mejor planificación de la zona para su reconstrucción y con ello poder evitar futuros desastres.

En el presente estudio se pretende determinar la geometría de los conos aluviales en Macuto, Caraballeda y Tanaguarena con métodos geofísicos, para suministrar la información básica para el modelado dinámico. (Fig. I-b)

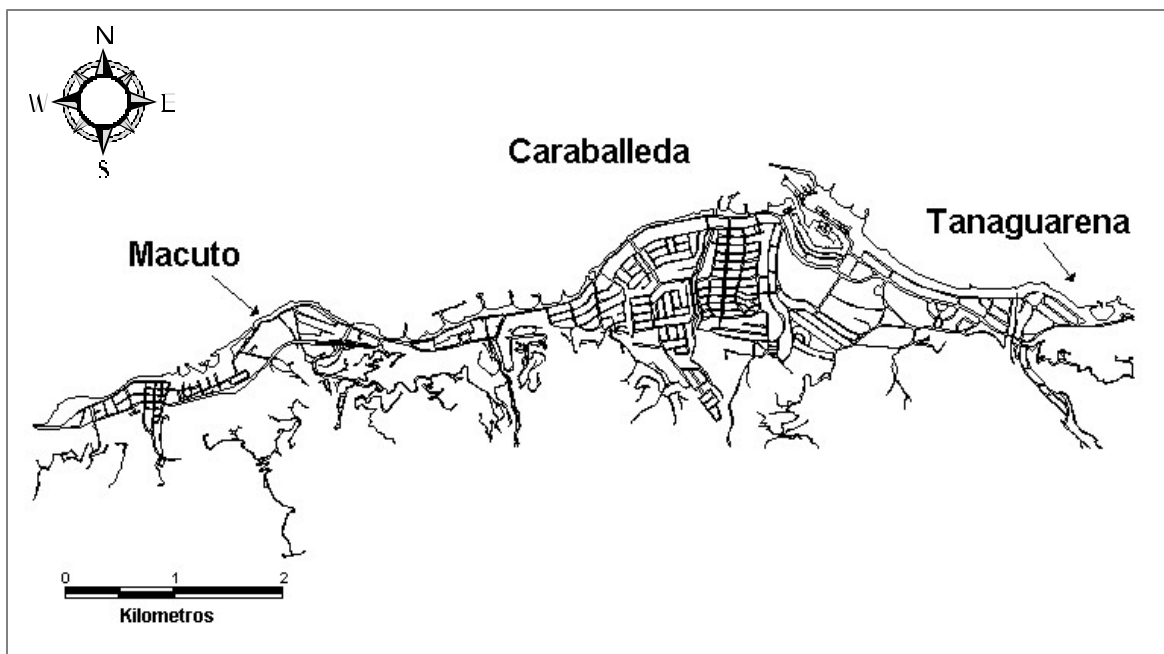


Fig. I-b. Mapa de los conos aluviales de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena.

Se utilizará el método geofísico de sismica de refracción con el cual se realizará un modelado del subsuelo. Además se establecerán los factores de amplificación y los períodos fundamentales de vibración del suelo para cada cono, basados en mediciones de ruido ambiental aplicando la metodología de Nakamura (1989) o relación H/V.

Los objetivos principales de este estudio se orientan en primer lugar a evaluar la geometría de los conos aluviales del estado Vargas; específicamente en Macuto, Caraballeda y Tanaguarena, aplicando sismica de refracción y ruido ambiental, y en segundo lugar

integrar los datos geofísicos y geológicos disponibles, en un Sistema de Información Geográfica (SIG).

Para lograr los objetivos se requiere realizar las siguientes acciones:

- ☞ Adquirir, procesar e interpretar datos de Ruido Ambiental y generar los mapas de periodos fundamentales de vibración de los suelos.
- ☞ Adquirir, procesar e interpretar los datos de Sísmica de Refracción, generar las domocrónicas (modelos 1D) y modelos 2D del subsuelo.
- ☞ Integrar los datos geofísicos (ruido ambiental y sísmica de refracción) y geológicos para cada cono.
- ☞ Generar la información base para la evaluación dinámica de los conos.

En el trabajo se presentará un marco teórico que mostrará los estudios geofísicos realizados en la zona, así como la descripción de los métodos geofísicos a emplearse en la investigación, como lo son la Sísmica de Refracción, sus antecedentes, formulas y aplicabilidad; y método de Ruido Ambiental, aplicando la metodología de Nakamura (1989).

El estudio es de tipo exploratorio-descriptivo lo que da la introducción a nuestro Marco Metodológico, donde se explicará con detenimiento las técnicas a emplear para obtención de los datos necesarios para cada método, y el procesamiento a ser aplicado a la misma; finalmente se presentaran los resultados y análisis de resultados, conclusiones y recomendaciones.

II.- MARCO TEÓRICO

1.- Antecedentes

El sismo de Caracas de 1967, que tuvo su epicentro al NO de La Guaira sobre la falla de San Sebastián, manifestó la importancia de las condiciones locales del suelo en los daños ocurridos tanto para el Valle de Caracas como para el Litoral Central.

La zona de Caraballeda, donde ocurrieron los mayores daños en el Litoral, se investigó detenidamente mediante perfiles sísmicos y perforaciones (e.g. Weston INC, 1969; Lineham and Murphy, 1974; FUNVISIS, 1978). Se realizaron varias líneas sísmicas de refracción con longitudes hasta 1.5 Km, mediante las cuales se determinaron profundidades del basamento de hasta 400 m., lo que coincide con la profundidad del basamento planteado por la pendiente de la montaña.

Se reportan suelos, en parte sueltos, con velocidades sísmicas (V_p) de 400 a 900 m/s con profundidades entre 5 y 20 m. La zona con suelos saturados y relleno compacto ($V_p = 1500-1850$ m/s) alcanza profundidades de 50 – 75 m, seguido por un estrato con una V_p de 2400 m/s, interpretado como roca sedimentaria o suelo cementado. El basamento compuesto de gneiss o esquistos muy sólidos está ubicado entre los 100 y 400 m de profundidad, con una velocidad sísmica alrededor de 4000 m/s (e.g. FUNVISIS, 1978).

Lamentablemente nunca se han reportados los datos sísmicos originales, por lo que no se puede juzgar el detalle de los resultados publicados.

Adicionalmente existen informes sobre 4 perforaciones de hasta 70 m de profundidad en los alrededores del Hotel Macuto Sheraton (FUNVISIS, 1978). Según éstas, los conos están compuestos por los sedimentos provenientes de la falda del norte del Ávila, de suelos granulares gruesos, arenas, gravas y hasta peñones grandes.

En la franja costera se intercalan sedimentos aluviales con sedimentos marinos de arenas finas y arcillas o limos plásticos, generalmente blandos, de unos 50 m de espesor. Se considera que la existencia de estos suelos blandos son los responsables de los daños

ocurridos en el sector a consecuencia del sismo de Caracas de 1967 y con alto potencial de licuación (FUNVISIS, 1978; Castilla, 1999).

En el cono de Tanaguarena se realizaron perfiles de sísmica de refracción, en los cuales se obtuvieron 3 capas de sedimentos: la primera con velocidades de onda P entre los 400 y 800 m/s, la cual fue interpretada como aluviones someros, una segunda capa con velocidades entre los 1200 y 1800 m/s con profundidades que alcanzaron los 80 m, esta capa fue considerada aluviones más compactados. La última capa, con velocidades de onda P de 2400 m/s se interpreto como aluviones con grandes conglomerados, los cuales están presentes en toda la zona. También se realizaron perfiles sobre la roca, donde se obtuvieron velocidades superiores a los 2000 m/s, abriendo la interrogante sobre la litología a considerar en la interpretación de la tercera capa registrada en la zona. (Comunicación personal. Gallovich, 2001.)

2.- Refracción Sísmica

El método de sísmica de refracción se emplea para estudiar el subsuelo mediante los tiempos de viajes de las ondas críticamente refractadas. (ondas cabezales, “head wave”)

La adquisición de la información, en la sísmica de refracción, puede diseñarse según su objetivo: para definir rasgos de estructuras a grandes profundidades o para hacer estudios de corteza somera. De este modo, se pueden definir las estructuras y propiedades físicas del subsuelo a partir de mediciones en superficie.

El método básico de refracción requiere el uso de un tendido “*en línea*” (“*in-line*”), el cual consiste en un tendido largo con una gran cantidad de receptores y una fuente ubicada en uno de los extremos. Otra modalidad lo conforma el tendido de disparos reversos, presentando una estructura similar al tendido “*en línea*” pero con una fuente en cada uno de los extremos.

Finalmente, la geometría de “*propagación dividida*” (“*Split-Spread*”) es muy utilizada, consta de una fuente ubicada en el centro de un tendido de receptores. En estos tendidos, las aperturas deben ser lo suficientemente grandes, de tal forma que se garantice el registro completo de ondas provenientes de la refracción en una discontinuidad o una interfase de interés. (Fig. II-a)



Fig. II-a. Izquierda: Tendido “en línea” (In-Line). Derecha: Tendido de “propagación dividida” (Split-Spread). (Chalbaud, 2000)

2.1 Características de Sísmica de Refracción y Reflexión Sísmica.

El método de refracción exhibe algunas diferencias básicas respecto al de reflexión, como lo son: las cargas empleadas (cuando la fuente es explosivo), rangos de frecuencias, las grandes distancias fuente-receptor (apertura), cuya naturaleza se le atribuye a la trayectoria seguida por los rayos refractados, los cuales viajan a lo largo de discontinuidades o límites entre capas, recorriendo distancias mayores a las seguidas por los rayos reflejados. Los rangos de frecuencia son distintos de 5-20 Hz para frecuencia dominante, para el caso de la sísmica de refracción, y energía sísmica de baja frecuencia, de 1-20 Hz. Para la sísmica de reflexión se presenta con rango de frecuencia dominantes de 15-50 Hz y energía sísmica alrededor de los 30 Hz de frecuencia.

La diferencia más importante está en el hecho de que el parámetro relevante, en la sísmica de refracción, es la velocidad de las ondas correspondiente a una capa litológica. Es decir, una interfase caracterizada por una variación en la densidad de las rocas, donde la velocidad de las ondas no cambia, este tipo de característica litológicas no se detecta aplicando la reflexiones sísmicas. Las velocidades correspondientes a las diferentes capas, en que se propagan las ondas sísmicas, se obtienen a través de la sísmica de refracción.

En lo que atañe a sus aplicaciones, la diferencia también están presentes, debido a que cuando se requiere definiciones de estructuras es más empleada la sísmica de reflexión, la sísmica de refracción aporta mas información respecto a las propiedades físicas del subsuelo.

(<http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/EXPLORAC/TEXT/04004Comp.htm>)

2.2- Tipos de ondas

Las ondas producidas a partir de una fuente (ya sea natural o artificial) se propagan en todas direcciones, los principales tipos de ondas que generan son:

Onda P (ondas primarias), son las primeras ondas de compresión y expansión alternada y debido a su superior velocidad, llegan primero a los puntos distantes del lugar en que se originaron. Son ondas internas que se transmiten en todas direcciones.

Ondas S (ondas secundarias), se transmiten solamente en materiales rígidos, en dirección transversal a la dirección de propagación (ángulo recto), se mueven con menor velocidad que las ondas P. Son también ondas internas transmitidas en todas direcciones pero no se transmiten en gases ni en líquidos. (www.coremisgm.gob.mx/especial/riesgos.html)

Ondas de Rayleigh, viajan a través de las capas superficiales del planeta, de forma similar al movimiento de las olas de los océanos, el movimiento de sus partículas es elíptica y retrograda, y la dirección de propagación está contenida en el plano vertical; se generan por la energía que llevan las ondas P al combinarse con la componente vertical de la onda S. La velocidad de la onda Rayleigh es 0.9194 (unidades de tiempo) la velocidad de la onda S (Sheriff ,1994).

2.3- Trayectorias de ondas, relación distancia-tiempo.

El método básico para calcular la velocidad de las capas de un modelo estratificado de la estructura de la tierra es a través de los tiempos de viaje de fases sísmicas como una función de la distancia.

Cuando un rayo incide sobre una interfase, la energía de la onda se divide en un rayo refractado y uno reflejado, principalmente. El ángulo de salida que conforman estos rayos con la vertical está regido por la Ley de Snell:

$$\frac{\text{Sen } (\theta)}{V_1} = \frac{\text{Sen } (\theta)}{V_2} = p \quad (\text{Ec. 2.1})$$

Donde p es el Parámetro de Rayo (Fig. II-b).

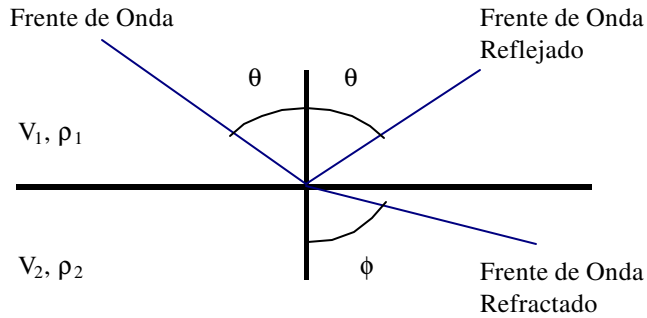


Fig. II-b. Partición de una onda cabezal al incidir sobre una capa (interfase). V_i es la velocidad de la capa y ρ_i la densidad. Donde $i= 1, 2$

Si la velocidad de la segunda capa es mayor que la primera, entonces $\theta < \phi$. Cuando ϕ tiende a 90° , la Ley de Snell predice la refracción crítica:

$$\frac{\text{Sen} (i_c)}{V_1} = \frac{\text{Sen} (90)}{V_2} = \frac{1}{V_2} \quad (\text{Ec. 2.2})$$

Esta refracción crítica está asociada a una onda que viaja horizontalmente sobre la interfase o refractor. Esta onda se conoce como *onda críticamente refractada u onda cabezal* (“*head wave*”) y tiene la propiedad de transmitir energía hacia la capa superior a medida que viaja por la interfase. Esta energía sale con el mismo ángulo de incidencia i_c , llamado *Angulo Crítico*, definido de la siguiente manera:

$$i_c = \text{Sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_2} \right) \quad (\text{Ec. 2.3})$$

Es importante resaltar el hecho que si el ángulo de incidencia es mayor al ángulo crítico ($i > i_c$) la energía sísmica no penetra en la segunda capa, sino que se refleja hacia la primera capa.

Las *ondas cabezales* son muy importantes en la determinación de las velocidades de una estructura de varias capas. El tiempo de viaje de estas ondas sísmicas como función de la distancia representa una medida directa de la velocidad aparente a cierta profundidad (Chalbaud, 2000).

En la Fig. II-c se muestran tres trayectorias de rayos entre la fuente y el receptor, asumiendo que $V_2 > V_1$: 1) la onda directa, la cual viaja en línea recta entre la fuente y el receptor, 2) la onda reflejada y 3) la onda refractada crítica (*onda cabezal*).

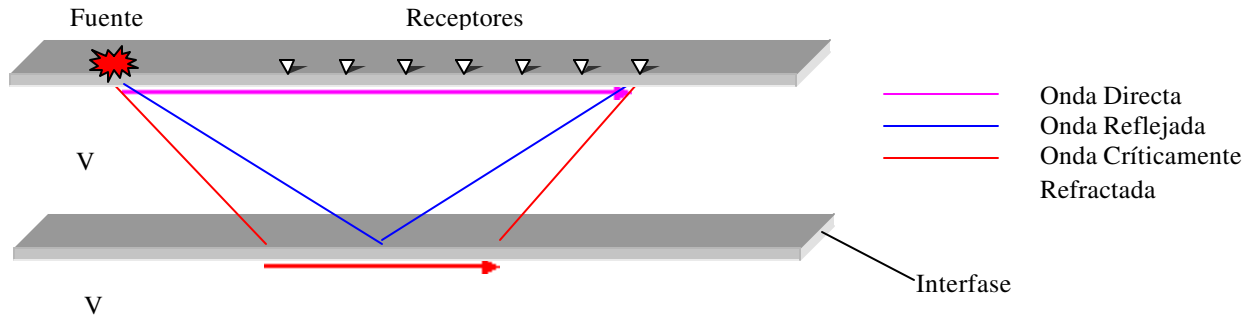


Fig. II-c. Principales trayectorias de propagación.

El tiempo de llegada de la onda directa es $t = x/V_1$. El tiempo de llegada de la reflexión es $t = 2*d/V_1 \cos i$, donde d es el espesor de la capa. Finalmente, el tiempo de viaje de la onda refractada estará dado por la siguiente ecuación:

$$t = \left(\frac{r}{V_1} \right) + 2 \frac{d}{V_1} \cos (i_c) \quad (\text{Ec. 2.4})$$

La Fig. II-d muestra las curvas de tiempo de viaje de la estructura de la Fig. II-c

La onda directa se describe por una línea recta con pendiente $dT/dX = p = 1/V_1$. La alineación recta muestra que el tiempo adicional requerido para que la onda viaje hasta el geófono más lejano sea directamente proporcional a la distancia al geófono. La reflexión está representada por una hipérbola con el tiempo de intercepto en $X = 0$ igual a $2d/V_1$. A

grandes distancias, la curva correspondiente a la reflexión tiene un comportamiento asintótico con la llegada directa. (Fig. II-d)

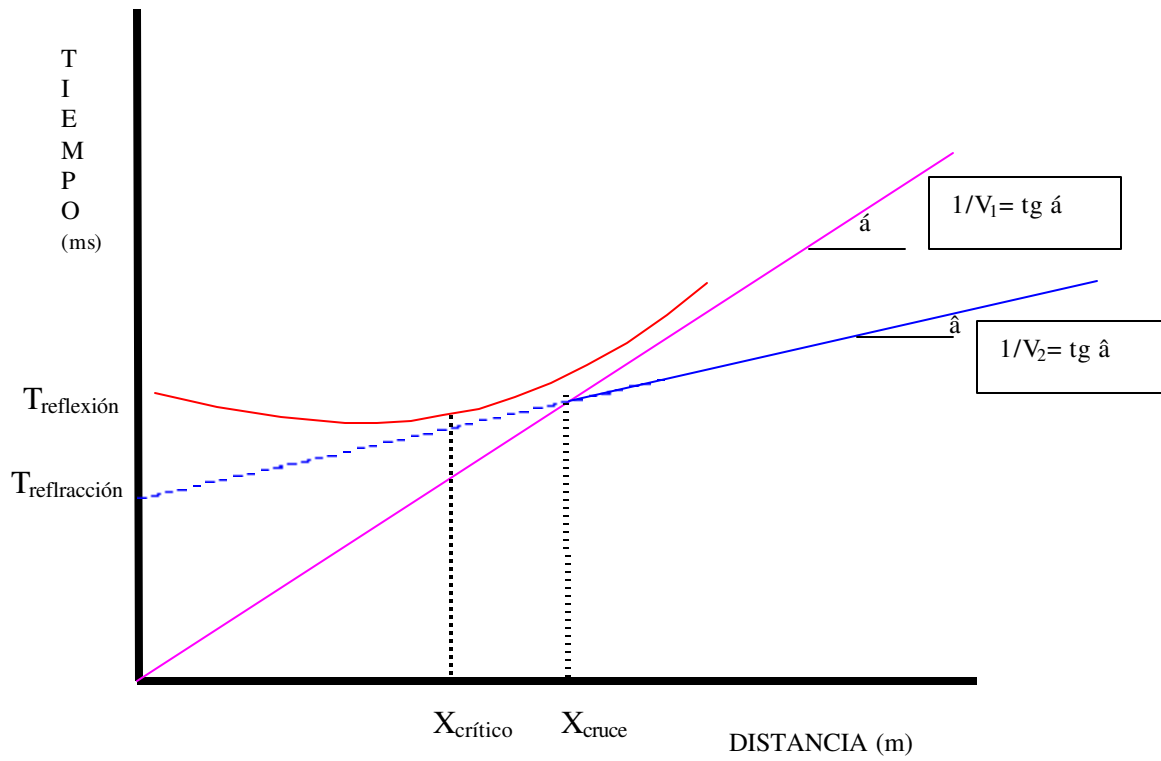


Fig. II-d: Curvas de tiempo de viaje de los principales tipos de ondas.

La curva de tiempo de viaje de la onda críticamente refractada, está representada por una línea recta de pendiente $dT/dX = p = 1/V_2$ y, al igual que las ondas directas, el tiempo adicional requerido por la onda para alcanzar el geófono más lejano es directamente proporcional a la distancia hasta dicho receptor. Las ondas refractadas llegan antes que las ondas directas a partir de una distancia determinada, debido a que su trayectoria la realizan en un medio de mayor velocidad. Este hecho determina que la onda refractada será la primera llegada, a partir de cierta distancia (distancia de cruce). (Fig. II-d)

Para poder detectar las ondas refractadas, los receptores deben estar ubicados a una distancia lo suficientemente lejos, de tal forma que la refracción se haga posible. Esta distancia se conoce como *Distancia Crítica* ($X_{\text{crit.}}$). La distancia crítica está controlada por el espesor de la capa, por el contraste de velocidades y el ángulo de incidencia crítico.

De la Fig. II-d se deduce:

$$x_{crit} = 2 * d * \text{tag} (i_c) \quad (\text{Ec. 2.5})$$

También la podemos expresar en función de las velocidades del medio como:

$$x_{crit} = 2 d \left[\left(\frac{V_2}{V_1} \right)^2 - 1 \right]^{1/2} \quad (\text{Ec. 2.6})$$

Esta ecuación indica que la distancia crítica es directamente proporcional al espesor de la capa e indirectamente proporcional al cociente de las velocidades.

En la Fig. II-d se observa un punto de intersección entre las rectas que representan las ondas directas y las refractadas. La distancia en la cual estas dos líneas rectas se cruzan se llama *Distancia de Cruce* (X_c). Un receptor ubicado a esta distancia recibirá ambas ondas al mismo tiempo, la directa y la refractada. Para distancias mayores a la distancia de cruce, la onda refractada será la primera en llegar. (Apuntes de clase, Malave, 2000)

Existe una relación entre la distancia crítica y la distancia de cruce observada en la Fig. II-d, la onda directa debe viajar en línea recta una distancia $SR_1 = X_{crit}$, con una velocidad V_1 , mientras que la refractada sigue un camino más largo SAR_1 viajando a la misma velocidad. Debido a que es inmediatamente refractada en el punto de incidencia **A** (Fig. II-e), no viaja a lo largo del refractor con velocidad V_2 . Esto indica que la onda refractada debe llegar más tarde que la onda directa en R_1 , lo que implica que $X_{crit} < X_c$. A distancias entre X_{crit} y X_c la onda directa será la primera llegada seguida de la onda refractada.

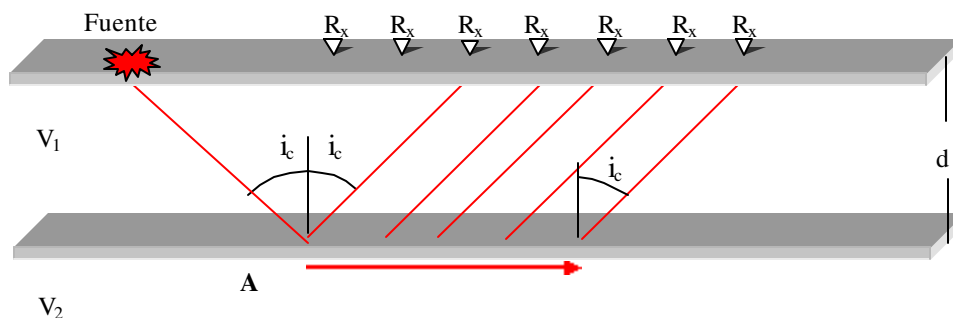


Fig. II-e. Ondas reflejada y refractada y su respectivo ángulo crítico.

Al igualar los tiempos de viaje de las ondas directa y refractada, se puede obtener una expresión para la distancia de cruce partiendo de la geometría de la Fig. II-d:

$$x_{crit} = 2d \left[V_2 + \frac{V_1}{V_2} - V_1 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{Ec. 2.7})$$

Todas las ecuaciones presentadas hasta ahora corresponden a un modelo simple de dos capas planas horizontales de la Fig. II-e. Para un modelo de n capas planas horizontales la ecuación del tiempo de viaje es la siguiente:

$$t = \frac{x}{V_n} + 2 \sum \left[\left(\frac{h_k}{V_k V_n} \right) (V_n^2 - V_k^2) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{Ec. 2.8})$$

La distancia crítica puede ser generalizada de la siguiente manera:

$$x_{crit} = 2 \sum \left[(d_k) \left[\left(\frac{V_n}{V_k} \right)^2 - 1 \right] \right] \quad (\text{Ec. 2.9})$$

La curva de tiempo de viaje correspondiente a una onda críticamente refractada en el tope de la n -ésima capa, tiene pendiente $1/V_n$, y puede ser extrapolada (gráficamente o analíticamente) a su intercepto en el eje t , t_i (tiempo interceptor), se puede escribir como:

$$t = t_i + \frac{x}{V_n} \quad (\text{Ec. 2.10})$$

(Apuntes de clase, Malave, 2000)

2.4- Refracción en estructuras con capas buzantes.

Las trayectorias de los rayos que bajan y suben a través de una capa horizontal son similares. Este no es el caso para rayos refractados en una estructura con capas buzantes, por lo que los cálculos de espesores y tiempo de intercepto son más complejos.

En modelos con capas buzantes, así como en los de capas planas, se cumple la Condición de Reciprocidad, afirmando que los tiempos de viaje de las ondas son los mismos al intercambiar la posición de las fuentes y los receptores. En la Fig. II-f se muestra la condición de reciprocidad, ilustrando que el tiempo directo t_d es igual al tiempo reverso t_r .

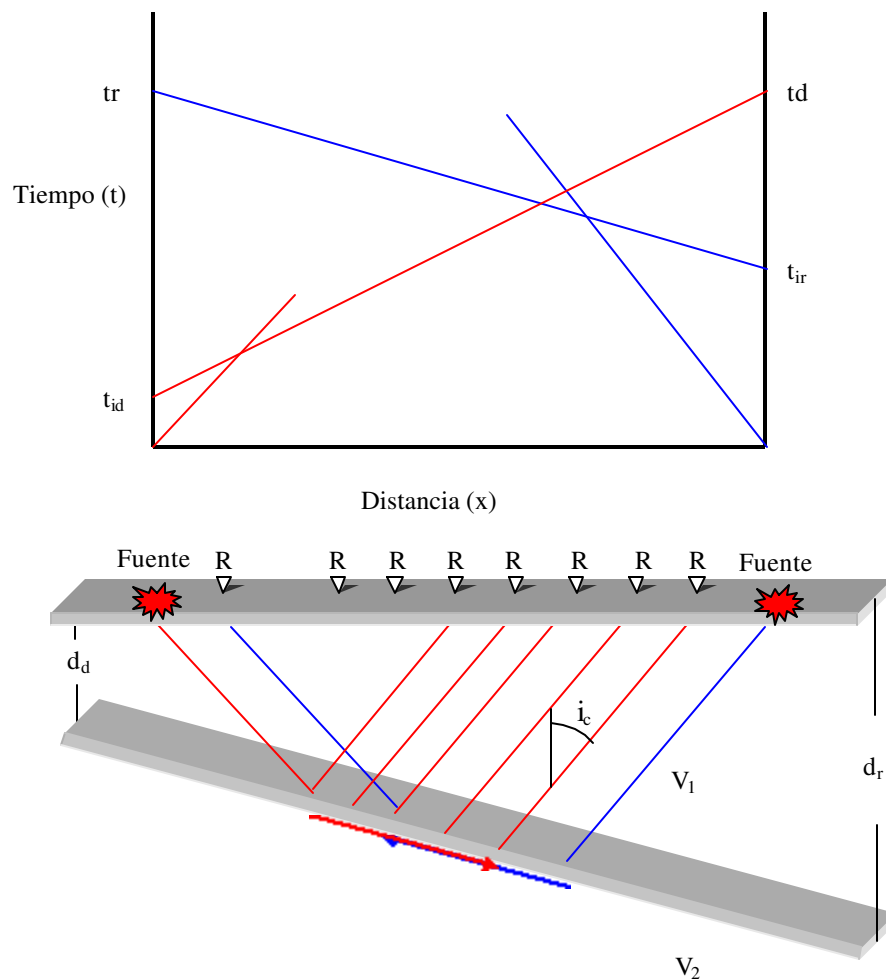


Fig. II-f. Gráfica camino-tiempo (arriba) de las trayectorias de las ondas refractadas de los disparos directo y reverso en una estructura buzante (abajo).

La expresión del tiempo de viaje en una trayectoria buzamiento abajo es la siguiente:

$$t_{id} = \frac{x * \cos(\alpha)}{V_2} + (2d_{ba} + x * \sin(\alpha)) \cos\left(\frac{i}{V_1}\right) \quad (\text{Ec. 2.11})$$

La expresión de tiempo de viaje para una trayectoria buzamiento arriba es la siguiente:

$$t_{id} = \frac{x * \cos(\alpha)}{V_2} + (2d_{barr} + x * \sin(\alpha)) \cos\left(\frac{i}{V_1}\right) \quad (\text{Ec. 2.12})$$

En ambas expresiones i representa el ángulo de incidencia (medido respecto a la vertical) y α el ángulo de buzamiento (Chalbaud, 2000).

Como se mencionó anteriormente, se cumple la condición de reciprocidad de forma tal que $t_d = t_r$ pero, de las expresiones de tiempo de viaje se observa que, $t_{ir} > t_{id}$ debido a que $d_r > d_d$. En la Fig. II-f se observa que la línea de tiempo de viaje que se extiende desde t_{id} hasta t_d , representa el tiempo de viaje para ondas refractadas buzamiento abajo, cuya pendiente determina el inverso de la velocidad aparente $1/V_1$. El mismo argumento se maneja para las ondas refractadas buzamiento arriba. De acuerdo con las observaciones anteriores, se debe cumplir que la velocidad aparente de las ondas que se propagan buzamiento arriba es mayor que sus homólogas opuestas.

Si se calcula el tiempo de llegada en el receptor ubicado a una distancia media entre las dos fuentes, podrá notarse que $t_{ir} > t_{id}$, debido a que la trayectoria de los rayos que se desplazan buzamiento abajo, a pesar de tener un camino de bajada por la capa 1 mucho menor, la trayectoria seguida por el refractor es mucho más larga que los rayos que se desplazan en dirección contraria. (Fig. II-f)

2.5- Curvas de tiempo de viaje.

La forma de la trayectoria de los rayos, así como de la curva distancia-tiempo, (dromocrónicas) dependen de cómo varía la velocidad con la profundidad.

Para expresar la variación de la velocidad con la profundidad se presentan las siguientes relaciones (Dobrin, 1975):

$$V = V_o e^k \quad (\text{Ec. 2.13})$$

$$V = V_o (1 + k)^{1/2} \quad (\text{Ec. 2.14})$$

Sin embargo, la función usada comúnmente es: $V = V_o + k$, donde V es la velocidad a una profundidad Z ; V_o es la velocidad en la superficie y k es una constante.

3- Ruido Ambiental

Este método geofísico se ha implantado en los últimos años. Existen distintas teorías para el procesamiento y análisis de las mediciones obtenidas a partir de este método, uno de ellas es la conocida por el Método de Nakamura o relación espectral H/V.

En el valle de la ciudad de Caracas se han realizados mediciones de ruido ambiental o microtremores (FUNVISIS; 1997 y 1999), de los cuales se ha obtenido estrecha relación entre la profundidad de sedimentos blandos y el periodo fundamental, asociado al ser analizados a través de la relación espectral H/V (Rocabado, 1999).

El Método de Nakamura (1989): Se basa en la interpretación de microtremores como ondas Rayleigh, las cuales se propagan en una capa blanda de sedimentos que yace sobre un medio rocoso.

En el dominio de Fourier se tendrán entonces cuatro espectros de amplitud implicados:

- a) Componentes vertical y horizontal del movimiento en superficie (V_S y H_S).
- b) Componentes vertical y horizontal del movimiento en la base de la capa sedimentaria (V_B y H_B).

En la Fig. II-h se indican las componentes antes mencionadas para el movimiento en superficie y para la base de la capa sedimentaria.

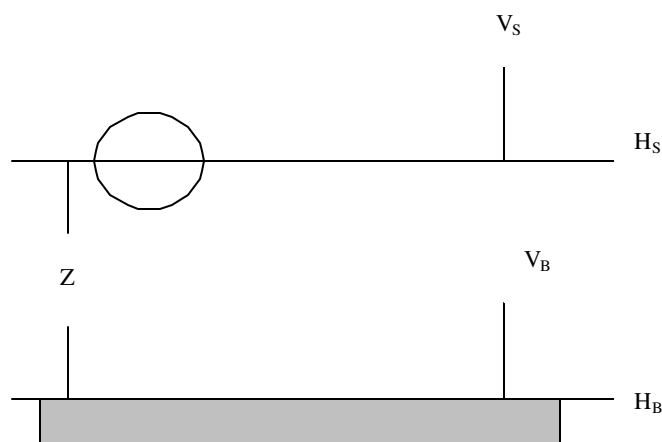


Fig. II-h. Modelo asumido por Nakamura (1989) para interpretar los Microtremores.

De acuerdo con Nakamura, debemos suponer que la componente vertical del movimiento no se amplifica por la capa sedimentaria. Asumiendo ahora que las fuentes muy locales no afectan el movimiento de microtemores en la base de la capa sedimentaria, es posible estimar la forma espectral de la fuente del movimiento de microtemores, A_S , como una función de la frecuencia, w , según la relación:

$$A_S (w) = \frac{V_s (w)}{V_B (w)} \quad (\text{Ec. 3.1})$$

Donde V_S y V_B son las amplitudes del espectro de Fourier de la componente vertical de movimiento en la superficie y en la base de la capa sedimentaria respectivamente.

Asumiendo ahora que un estimado del efecto de sitio, de interés en la Geotecnia, S_E , está dado por:

$$S_E (w) = \frac{H_s (w)}{H_B (w)} \quad (\text{Ec. 3.2})$$

Donde H_S y H_B son las amplitudes del espectro de Fourier de la componente horizontal de movimiento en la superficie y en la base de la capa sedimentaria, respectivamente. Para compensar S_E por el espectro de la fuente, se calcula una relación modificada del efecto de sitio, S_M , de la siguiente manera:

$$S_M (w) = \frac{S_E (w)}{A_S (w)} = \frac{\frac{H_S (w)}{V_S (w)}}{\frac{H_B (w)}{V_B (w)}} \quad (\text{Ec. 3.3})$$

Finalmente, se asume que para todas las frecuencias de interés la relación entre la amplitud del espectro de Fourier de la componente horizontal y la componente vertical es la siguiente:

$$\frac{H_B(\omega)}{V_B(\omega)} = 1 \quad (\text{Ec. 3.4})$$

Quedando, para concluir, la relación utilizada, donde un estimado del efecto de sitio está dado por la relación entre las componentes horizontal y vertical del movimiento en la superficie de la capa sedimentaria:

$$S_M(\omega) = \frac{H_S(\omega)}{V_S(\omega)} \quad (\text{Ec. 3.5})$$

Esta ecuación fue verificada experimentalmente por Nakamura (1989) utilizando registros de microtemores obtenidos en perforaciones de pozos. Esta técnica fue aplicada por Ohmachi *et al.* (1991) para interpretar mediciones de microtemores en el área de San Francisco de manera satisfactoria. Igualmente Lermo (1992) aplicó este método para analizar registros de microtemores de cuatro ciudades diferentes de México, obteniendo buenos resultados de relaciones espectrales estándares a partir de velocidades de los registros de terremotos.

4- Geología de la Cordillera de la Costa.

El Macizo del Ávila, que reina sobre la parte central de la Cordillera de la Costa, adquiere su aspecto actual a partir del Neógeno (e.g. recopilación hecha por Audemard, 1986), cuando se eleva esta parte de la cordillera, compuesta principalmente por esquistos y gneiss de edad Paleozoica-Precámbrica, removilizados al final del Paleozoico (Urbani y Ostos, 1989).

Hoy en día, el Macizo del Ávila se caracteriza por una topografía muy acentuada con elevaciones mayores que 2000 m en su cumbre, prolongado en dirección oeste–este, como barrera natural entre el Litoral Central y el Valle de Caracas. El levantamiento tectónico sigue activo, lo que está documentado por relictos de superficies de aplanamiento en Caracas (Singer, 1977) y se estiman valores de ascenso entre 0.03 y 1.0 mm/a (Schubert et al., 1977), basado en dataciones de antiguas líneas de playa.

Desde el Pinacho del Galipán en el oeste con 1900 m de altura, el Macizo del Ávila alcanza un máximo de 2765 m en el Pico de Naiguatá en el este. Hacia la ciudad de Caracas en el sur, hay una diferencia promedio de altura de aproximadamente 1 Km con solo 3 Km de distancia entre la cresta y el pie del relieve, mientras que esta diferencia aumenta a aproximadamente 2 Km hacia la costa en el norte, con distancias que aumentan de 5 Km en Maiquetía a 10 Km en la zona de Naiguatá.

III.- METODOLOGÍA

La siguiente investigación está dirigida a la caracterización de los sedimentos aluviales del Estado Vargas, específicamente en las zonas de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena.

1.- Sísmica de Refracción

Se procesaron un total de 10 perfiles: seis (6) perfiles adquiridos por la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), ubicados en Macuto, Caraballeda (playa Lido), Los Corales, Tanaguarena (laguna), Camurí Chico y El Cojo; durante los meses de Marzo - Abril de 2001, donde se utilizaron geófonos horizontales. Otros tres (3) perfiles los realizó FUNVISIS conjuntamente con los estudiantes de la cátedra de Instrumentación del Departamento de Geofísica; Escuela de Geología, Minas y Geofísica; Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela (U. C. V.) en el mes Febrero de 2001; ubicados en Macuto y Tanaguarena a nivel de la costa. Por último, se procesó un perfil realizado por FUNVISIS e INTEVEP, Febrero de 2000; ubicado en los Campos de Golf de Caraballeda. (Fig. II-a)

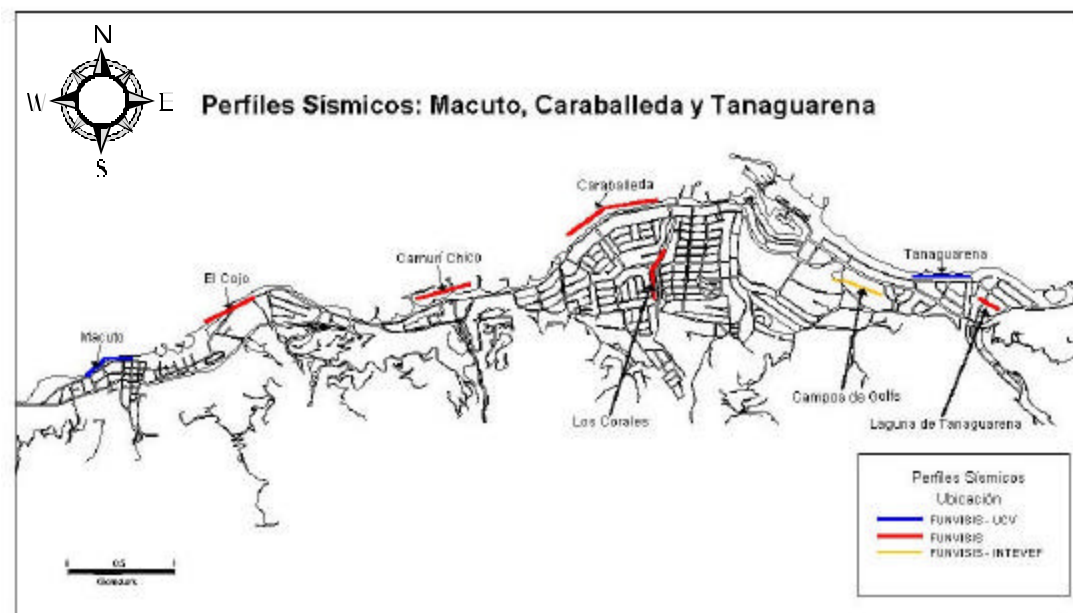


Fig. III-a: Mapa ubicación de perfiles sísmicos.

1.1.- Adquisición

El equipo empleado para la adquisición de todos los perfiles fue un sismógrafo Geometrics Strata View de 48 canales. Los receptores variaron para los distintos perfiles adquiridos, siendo utilizados los geófonos verticales (geófonos P_E) en el perfil realizado por FUNVISIS-INTEVEP y en los realizados por FUNVISIS-UCV, en el resto de los perfiles se utilizaron los geófonos horizontales (geófonos S). Los receptores horizontales son de frecuencia natural de 30 Hz. y los verticales de 28 Hz. (Fig. III-b)



Fig. III-b: Izquierda: Geometrics Strata View de 48 canales. Derecha: receptor horizontal con frecuencia natural de 30 Hz

Los perfiles se adquirieron bajo parámetros distintos por condiciones de espacio. Se tomaron perfiles que variaban en longitud desde 188 m hasta 960 m, y la apertura entre geófonos fue igualmente variable, pero constante, dependiendo de la longitud de los perfiles. Estas aperturas variaron entre 4 y 10 m. En el caso del perfil FUNVISIS-INTEVEP, se utilizaron dos equipos Geometrics (48 canales c/u) simultáneamente, obteniendo un perfil de 480 m de longitud, con apertura constante de 5 m entre cada receptor y 96 canales de registro.

Cabe destacar que el tipo de fuente fue distinta para cada perfil, siendo empleados: cartuchos de 100 gr de pólvora negra y mandarria en los perfiles realizados por FUNVISIS-UCV, cartuchos de 200 gr en los perfiles realizados por FUNVISIS y en el caso del perfil realizado por FUNVISIS-INTEVEP se utilizaron cargas de pentolita. Los huecos se

armaron con diferentes cargas, dependiendo de la longitud del perfil y del espesor de sedimentos que se esperaba encontrar en la zona, dichas cargas variaron entre 200 gr y 5000 gr

En los Apéndices B y C, se encuentra un resumen detallado de los parámetros de adquisición específicos para cada perfil, además de un ejemplo de los registros obtenidos.

1.2.- Procesamiento

El procesamiento y modelado de los perfiles se realizó con el programa REFLEXW. Dicho programa permite graficar las trazas sísmicas y obtener primeras (ondas P) y segundas (ondas S) llegadas, asignándole un valor de tiempo a determinada amplificación. A este procedimiento se le llamó “picks” y se realizó en todos los perfiles. Con la información de los “picks” se procedió a realizar los siguientes pasos en el procesamiento y modelado de los datos:

1.- Se realizaron los “picks” para cada disparo en cada perfil. (Fig. III-c.)

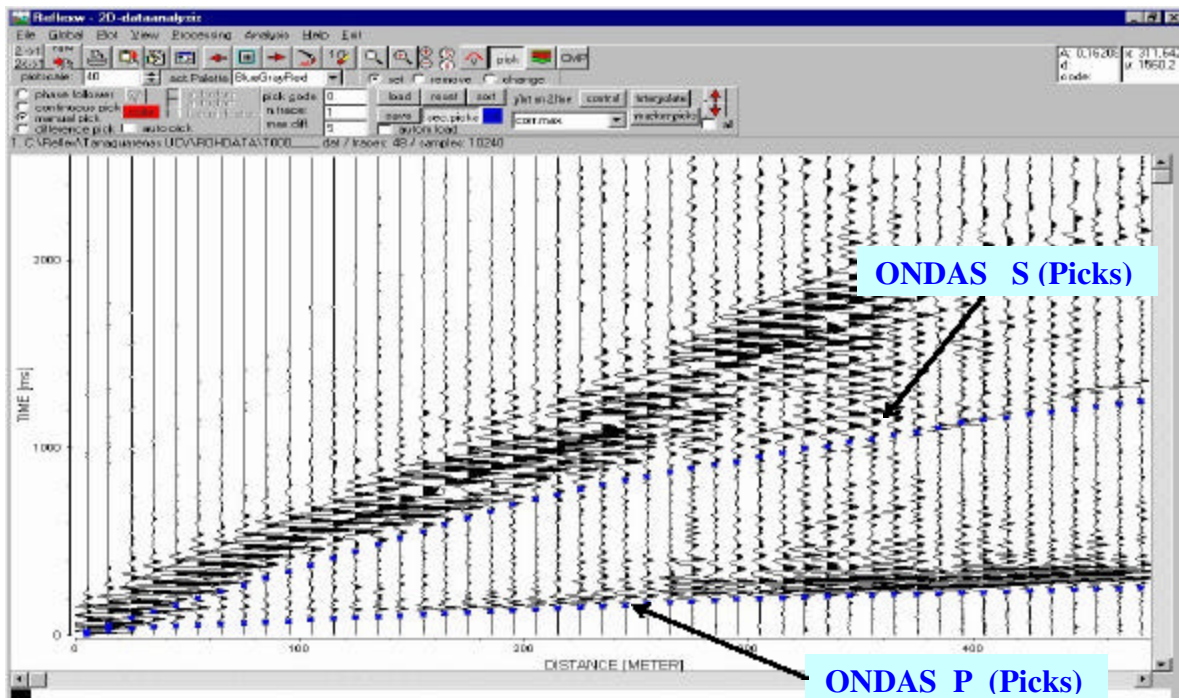


Fig. III-c: Datos sísmicos donde se observan paquetes de ondas P y S, además de los picks asignados a las llegadas.

2.- Hechos los picks para cada disparo del perfil, se realizó el control de tiempos de llegada. El programa permite presentar todas las dromocrónicas en un mismo gráfico y así controlar los tiempos de las ondas. (Fig. III-d)

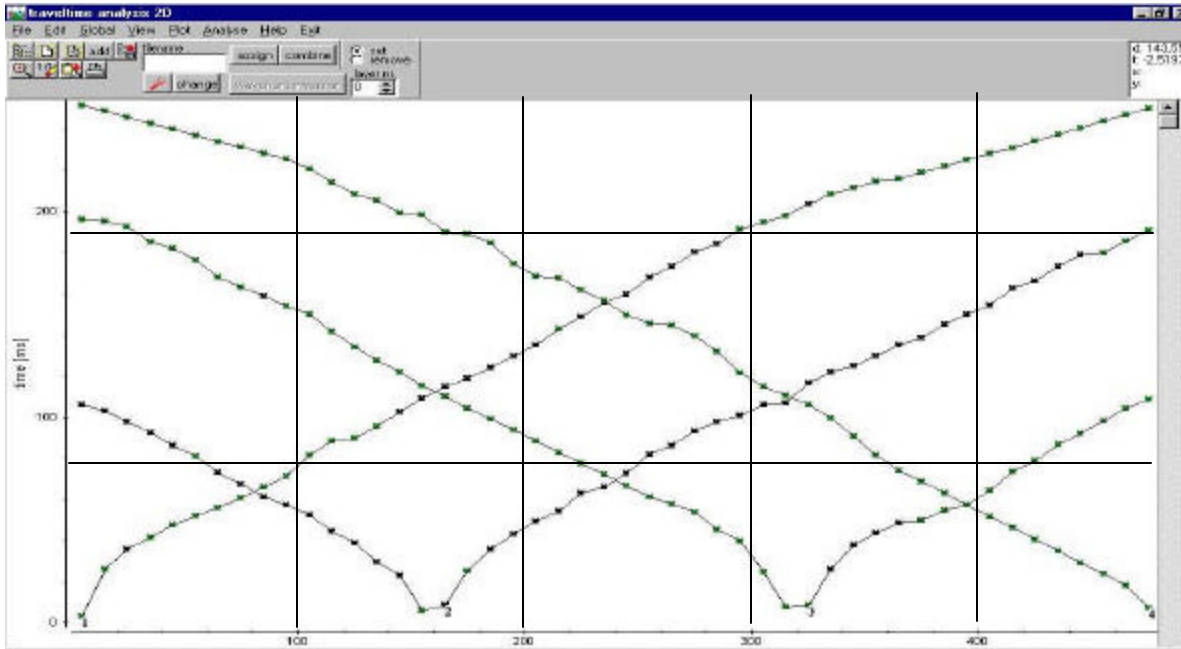


Fig. III-d: Controles de Tiempo, para onda P.

3.- Para la obtención de velocidades y profundidades aparentes del medio, se realizaron modelos 1D, los cuales dieron una idea de la disposición de las capas en el subsuelo para su posterior modelado en 2D. (Fig. III-e.)

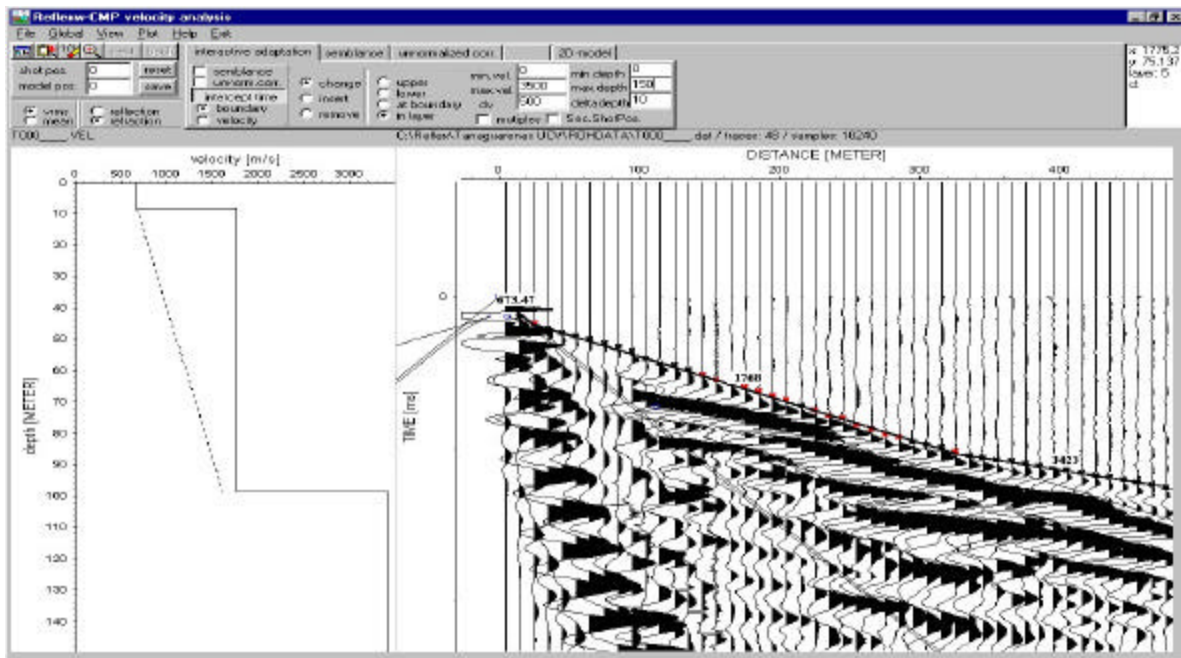


Fig. III-e: Modelo 1D; para ondas P. Se visualiza un cálculo 1D de profundidad y velocidad de las capas. En este caso se observan 3 capas.

4.- Finalmente, y posterior a la realización de los modelos 1D para cada disparo del perfil, se comenzó el modelado 2D, mediante el trazado de rayos (ray tracing), el cual se fundamenta en el Algoritmo de Dijkstra (Apéndices A). El módulo de modelado 2D, permite la variación de los parámetros de los cuales dependen los tiempos de llegada, o sea, velocidad de las capas y profundidad de la interfase. (Fig. III-f.)

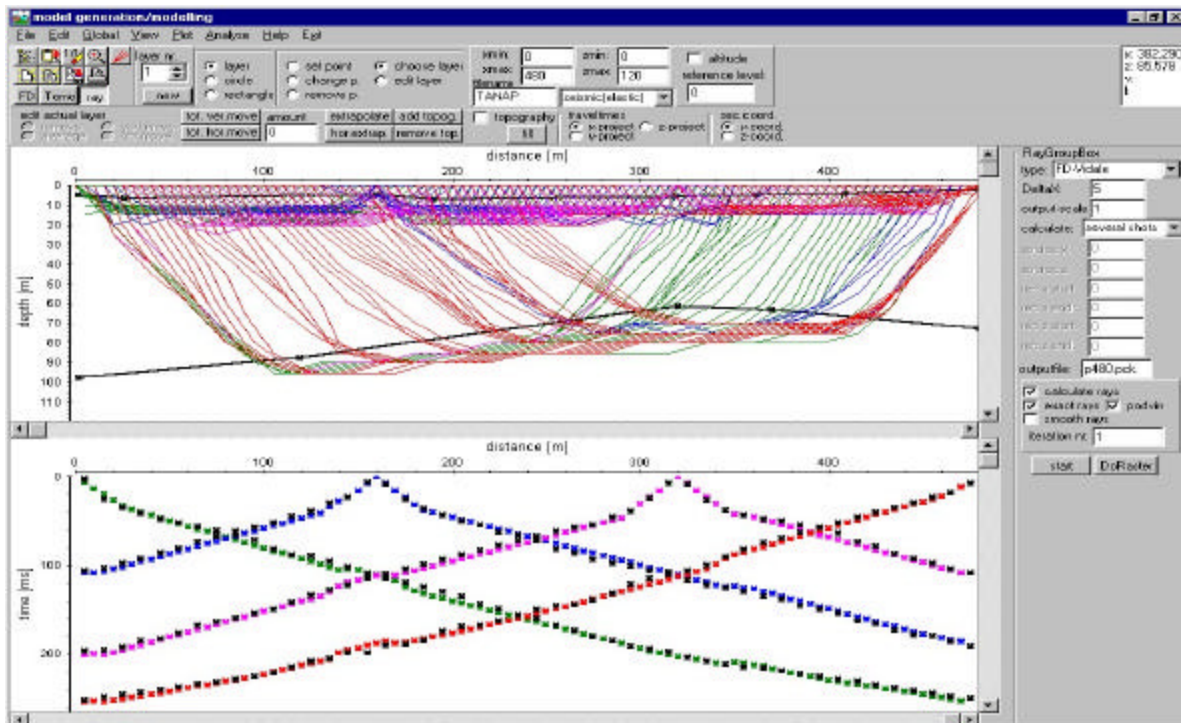


Fig. III-f: Modelo 2D; para ondas P. En colores se observan la trayectoria de los rayos calculadas por el programa, en negro los picks realizados por el intérprete.

Como se observa en la Fig. III-f, hay coincidencia entre los “picks” calculados por el programa (en colores) y los realizados por el intérprete (negro), o sea, se llegó al modelo final del subsuelo bajo este perfil. Hay que destacar que hacia los bordes del modelo la información no es buena, por lo que puede existir alguna variación en la profundidad de estos puntos.

2.- Ruido Ambiental

Se midieron un total de 130 estaciones en las zonas de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena. Las mediciones se llevaron a cabo en los meses de diciembre de 2000 y enero de 2001.

Luego, una vez chequeado los datos, se remidieron algunos puntos por problemas con los datos y se realizaron nuevas mediciones ubicando los puntos sobre los perfiles con el fin de asociar directamente valores de período con profundidad de sedimentos. (Fig. III-g)

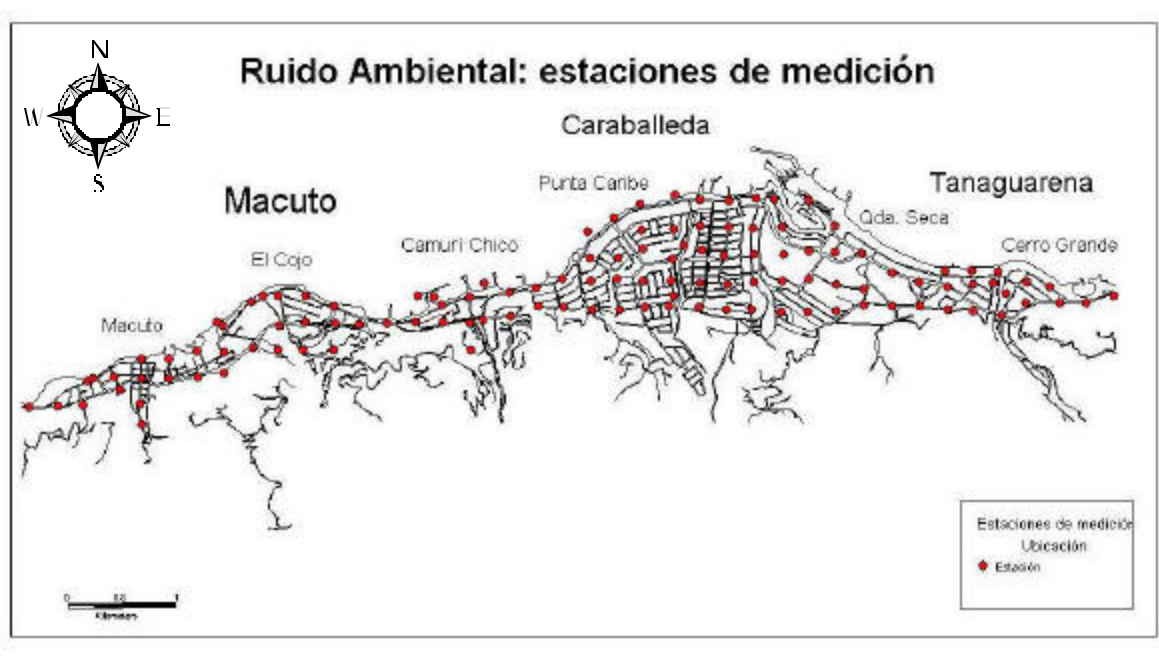


Fig. III-g: Mapa ubicación de las estaciones de medición

2.1.- Adquisición

El equipo utilizado para la adquisición de los datos de ruido ambiental fue un *Nanometrics* modelo *Orion-3S* y un sensor *Guralp* modelo *CMG-T40-0008* con rango de frecuencia 30 segundos. – 50 Hz. (Fig. III-h)

El mallado prediseñado para la ubicación de las estaciones, en la totalidad de la zona, fue de 250 m., se tomaron muestras de 300 segundos, registrando las componentes NS, EW y UV. (Fig. III-g)



Fig. III-h: Izquierda: *Nanometrics* modelo *Orion-3S*. Derecha: sensor *Guralp* modelo *CMG-T40-0008* con rango de frecuencia 30 segundos – 50 Hz



Fig. III-i: Adquisición de datos, Ruido Ambiental

2.2.- Procesamiento

Una vez descargados los datos del disco duro del *Orión* al computador, se le aplicó a cada componente unas rutinas de procesamiento hasta unificar las tres componentes en un solo archivo. A continuación se presenta una descripción resumida de la secuencia de procesamiento de estos datos:

- 1.- Se le aplicó el comando “rbtrim”; el cual permitió reducir el tamaño del archivo de acuerdo con la cantidad de muestras que se registraron, eliminando los espacios en blanco.
- 2.- Posteriormente se le aplicaron secuencialmente tres rutinas: Formato X , Formato Y y ASCII. Este último es el formato requerido por los programas utilizados para el cálculo del Espectro de Fourier y la graficación.

En el siguiente esquema (Fig. III-j) se muestra la secuencia empleada para transformar los datos originales al formato ASCII, utilizando como ejemplo el punto A04:

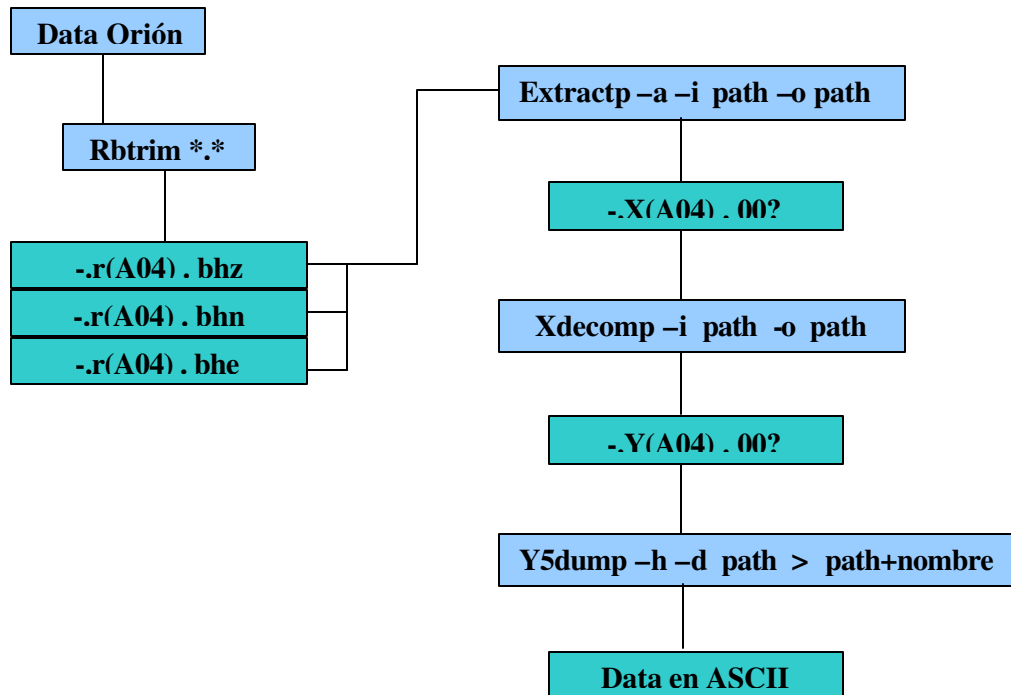


Fig. III-j: Secuencia de procesamiento para los datos de ruido ambiental; desde la descarga del Orión hasta la obtención de los datos en formato ASCII.

3.- Obtenida la data en el formato ASCII, se utilizó el programa Labview para convertir los tres archivos correspondientes a las componentes en uno solo que contiene toda la información. Este archivo se utilizó finalmente en la elaboración de los gráficos.

4.- Con el programa KaleidaGraph se graficaron los datos para escoger ventanas con un ancho de 30 segundos. Las ventanas se seleccionaron tomando en consideración el lapso de tiempo donde las tres señales se mostraran más estables. Para cada punto, se seleccionaron dos ventanas para realizar un doble procesamiento de cada estación. (Fig. III-k y Apéndice C)

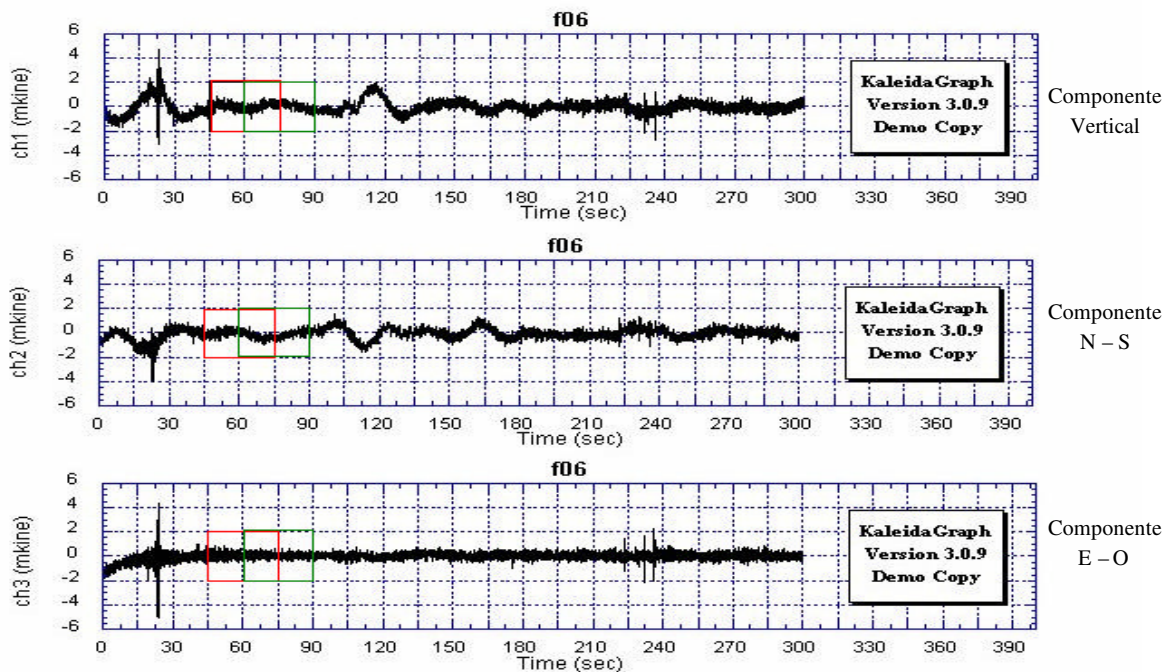


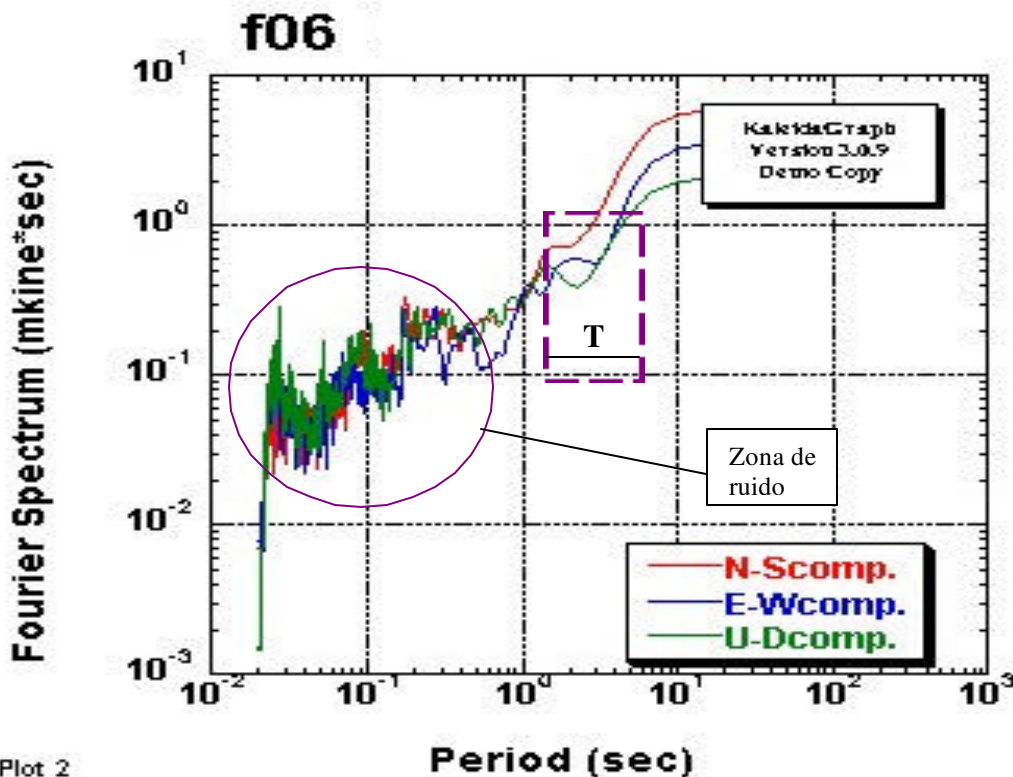
Fig. III-k: Datos graficados de las 3 componentes para la estación “f06” ; se resaltó en rojo la primera opción de ventana y en verde la segunda.

5.- Una vez obtenidas todas las ventanas de las estaciones, se aplicó una rutina adicional que calcula el espectro de Fourier para los valores de las componentes horizontales (NS, EW), componente vertical (UV) y relación H/V, transforman los archivos de ASCII a un nuevo formato llamado SP.

6.- Nuevamente, utilizando el KaleidaGraph se realizaron dos gráficos: Período vs. Espectro de Fourier de las componentes (NS, EW y UD) y Período vs. Relación H/V.:

Para obtener el valor del período se consideraron varios criterios que a continuación se enumeran:

- Criterio 1: todos los gráficos presentan una zona de ruido o altas frecuencias, donde las curvas de cada componente e inclusive la relación H/V, no son estables. Para obtener cualquier valor de período se deben considerar valores que se ubiquen fuera de esta zona. (Fig. III-1)
- Criterio 2: se ubicó en la grafica de Período vs. Espectro de Fourier de las componentes, donde la curva de la componente UD presentara valores de factor de amplificación menores que los valores de las curvas de las componentes horizontales (NS y EW), permitiendo obtener el intervalo al que se denominó T. (Fig. III-1)



Plot 2

Fig. III-1: Gráfico de los espectros de Fourier para las componentes NS, EW, UD vs. Período

- Criterio 3: En la gráfica de Período vs. Relación H/V , se ubicó el pico con mayor valor de amplificación de la curva dentro del intervalo T. En el caso de obtener varios picos, se considera el de mayor amplificación. (Fig. III-m.)
- Criterio 4: se tomó en cuenta la ubicación de cada estación, considerando la disposición de los sedimentos con respecto a la roca. Se esperaban valores bajos de período en los puntos ubicados cerca de la roca (poco espesor de sedimentos) y altos en las zonas más cercanas a la costa (grandes espesores de sedimentos).

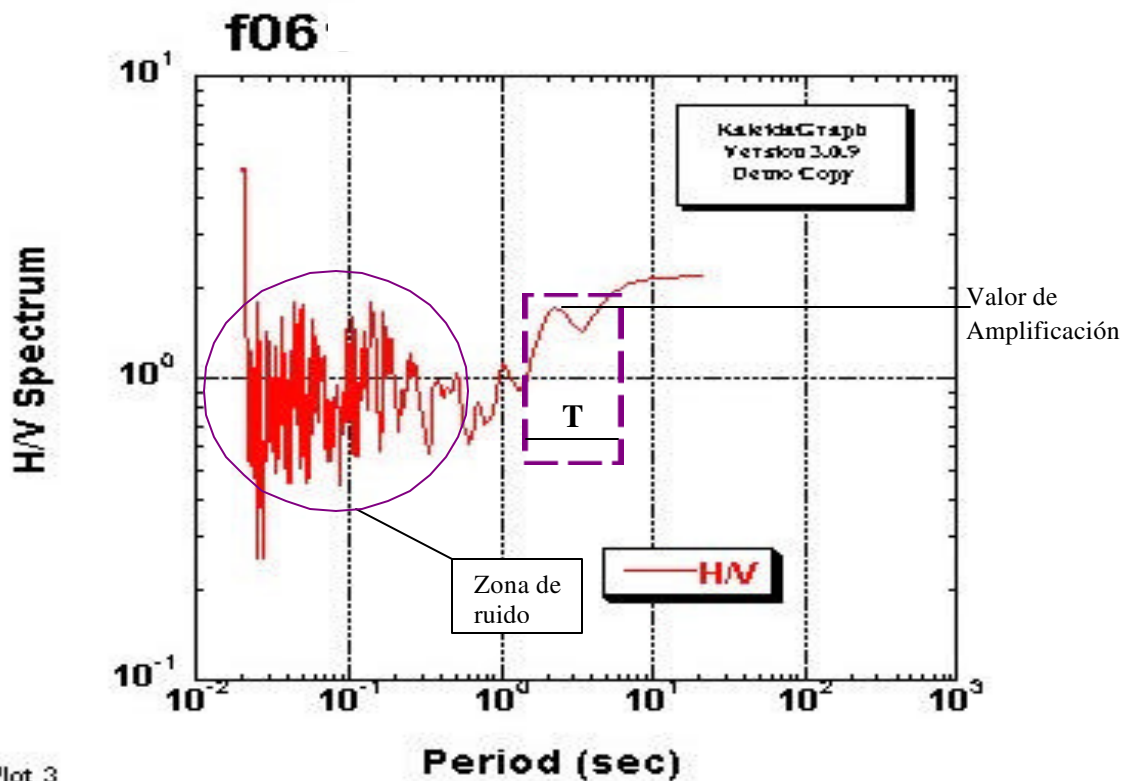


Fig. III-m: Gráfico de Período vs relación H/V..

Cabe destacar que en algunos casos el criterio 1 no se cumple ya que la curva UD nunca presenta valores de amplificación menores que las otras dos componentes. En este caso se le dio más peso al criterio 3 y 4 para la selección del valor de período.

Una vez obtenidos los valores de período y factor de amplificación para las dos ventanas seleccionadas en cada estación (Apéndice C), se calculó la diferencia entre ambos valores.

Si era inferior a 0,2 segundos, se procedió a promediar el valor del período y del factor de amplificación. En caso contrario, se realizó una secuencia de reprocesamiento a la que llamamos “Multiventana”, la cual consistió en tomar todas las ventanas posibles de 30 segundos, sin solape entre ventanas (10 ventanas en total).

Para cada ventana se calculó el Espectro de Fourier, promediándose las componentes y la relación H/V con los valores obtenidos de los 10 espectros. Posteriormente, se graficó el Período vs. Componentes NS, EW, UD y Período vs. Relación H/V.

Utilizando los mismos criterios anteriores se procedió a obtener el valor de período. Este reprocesamiento se realizó con el fin de acentuar los picos reales y atenuar el ruido que pudiera estar ocultando el valor del período real.

3.- Integración de los Métodos

Para la integración de los resultados de refracción sísmica y ruido ambiental, se relacionaron los valores de período obtenidos sobre las zonas donde se realizaron los perfiles con los valores de profundidad obtenidos de los mismos.

Se graficaron y se calculó la mejor aproximación lineal entre ellos. Con esta recta se extrapolaron los valores de profundidad de sedimentos blandos en las zonas, partiendo de los valores de período.

IV. RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

1. Sísmica de Refracción

1.1- Perfil # 1: Macuto

1.1.1 Modelo 2D ondas P

Se obtuvieron dos capas dispuestas de la siguiente forma:

Capa 1; con rango de velocidades entre 270 – 480 m/s (velocidad promedio de 358 m/s), la base de esta capa buza suavemente hacia el Este con espesor de 3 – 6 m.

Capa 2; con rango de velocidades entre 1760 – 1940 m/s (velocidad promedio de 1815 m/s)

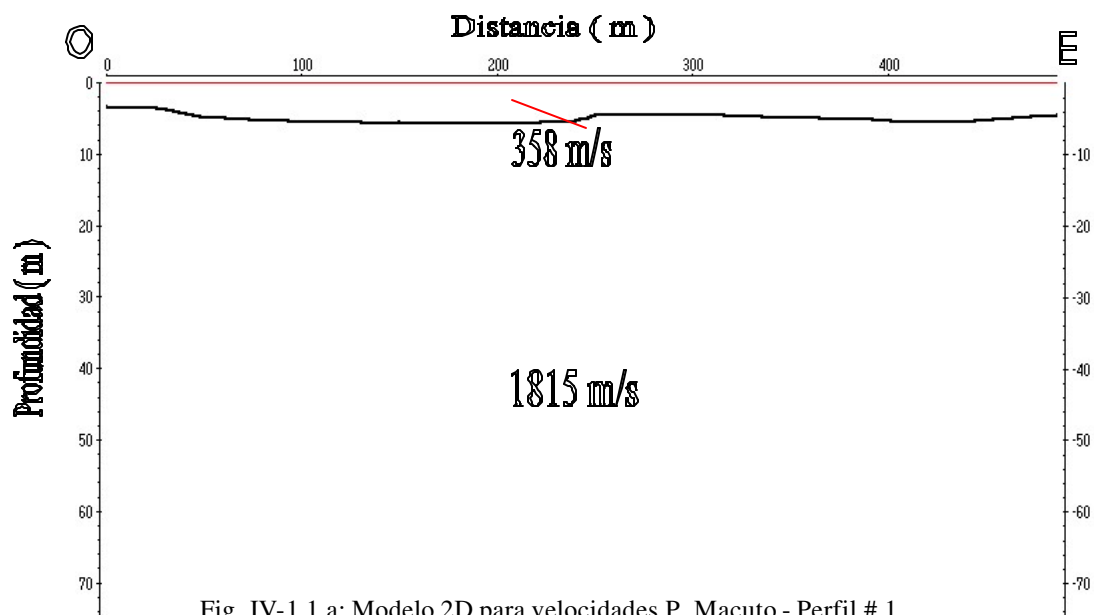


Fig. IV-1.1.a: Modelo 2D para velocidades P, Macuto - Perfil # 1

1.1.2 Modelo 2D ondas S

Se observaron tres capas que están dispuestas de la siguiente manera:

Capa 1; con rango de velocidades (V_s) entre 155 – 250 m/s (velocidad promedio de 215 m/s), el espesor varía de 19 – 30 m.

Capa 2; presenta rangos de velocidad de corte (V_s) de 320 – 550 m/s (con velocidad promedio de 425 m/s), esta capa se aprecia a partir de los 65 m del perfil alcanzando profundidades de 30m al oeste del perfil 60 m en el centro del perfil, se consigue con un alto a los 320 m del perfil con una profundidad de 30 m para profundizar hasta 86 m a los 480 m del mismo.

Capa 3; con rango de velocidades entre 550 – 740 m/s (velocidad promedio igual a 630 m/s).

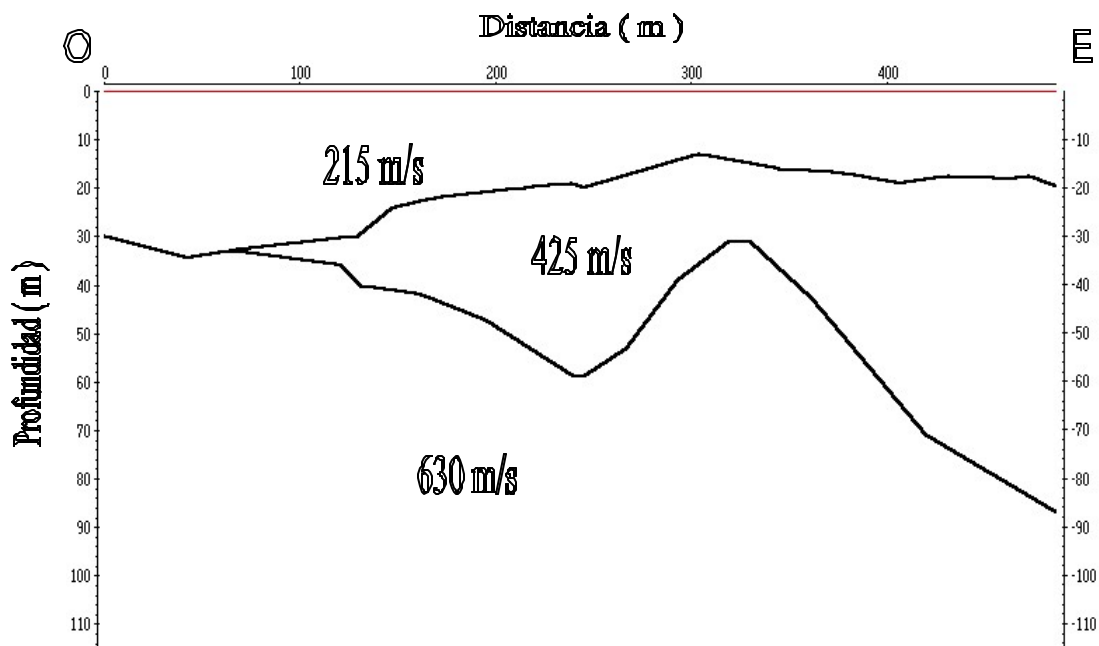


Fig. IV-1.1.b: Modelo 2D para velocidades S, Macuto - Perfil # 1

El modelo 2D obtenido a partir de las ondas sísmicas P, muestra un número de capas distinto al obtenido con el modelo realizado a partir de las ondas de corte u ondas S. Es importante acotar que en la sección sísmica hay una buena relación señal-ruido, a pesar de que el perfil está ubicado en la costa. Se pudo observar en varios perfiles que los registros efectuados con los geófonos verticales, muestran una mejor señal-ruido que los efectuados con los geófonos horizontales. En este perfil se usaron geófonos verticales. El uso de los geófonos horizontales en los perfiles, fue debido, a que se puso más énfasis en las estructuras de las velocidades de la onda de corte, por su importancia para el comportamiento dinámico del suelo.

En el modelo S se observa más detalle, que en su similar P, donde se presenta una delgada capa de sedimentos sueltos (la cual no observamos en el modelo S), y una capa de espesor indefinido de velocidad promedio de 1.800 m/s, sedimentos saturados.

El modelo S muestra más detalle, presentándose hasta 3 capas sedimentarias y su estructura. El perfil mostrado es un perfil compuesto por dos perfiles consecutivos y fueron adquiridos con geófonos verticales (Fig. III-a).

1.2- Perfil # 2 El Cojo

1.2.1.- Modelo 2D ondas P

Se observaron tres capas dispuestas de la siguiente forma:

Capa 1; con rango de velocidades entre 430 – 950 m/s. (velocidad promedio de 710 m/s.), con buzamiento hacia el oeste donde presenta un aumento brusco en el espesor de la capa, esta varia a lo largo del perfil entre 3,5 – 13 m.

Capa 2; con rango de velocidades entre 1700 – 1980 m/s. (velocidad promedio de 1790 m/s.), al igual que la primera capa buza hacia el oeste, con profundidad que varía a lo largo del perfil entre 25 – 40 m.

Capa 3; con rango de velocidades entre 2300 – 2330 m/s. (velocidad promedio de 2315 m/s.).[?]

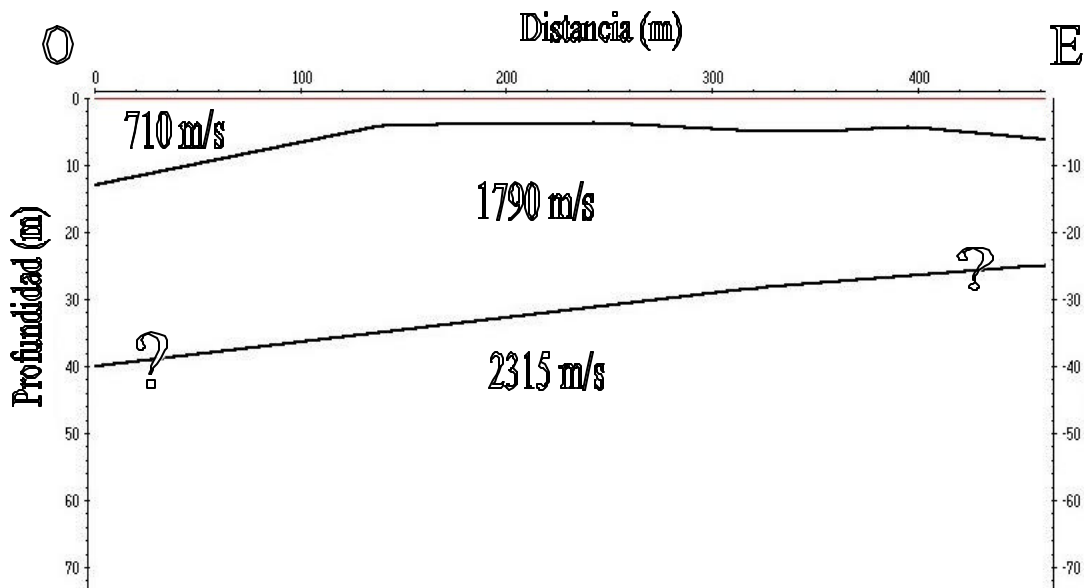


Fig. IV-1.2.a: Modelo 2D para ondas P, El Cojo - Perfil # 2

[?] Los datos obtenidos de las secciones sísmicas en esta zona no son confiables.

1.2.2- Modelo 2D ondas S

Se observan tres capas dispuestas de la siguiente forma:

Capa 1; con rango de velocidades entre 180 – 360 m/s. (velocidad promediada de 270 m/s.), con buzamiento hacia el oeste, la profundidad de la capa varía a lo largo del perfil entre 11 – 24 m.

Capa 2; con rango de velocidades entre 400 – 550 m/s. (velocidad promediada a 480 m/s.), al igual que la primera capa buza hacia el oeste con aumento brusco de la profundidad de la capa, esta varia a lo largo del perfil entre 39 – 70 m.

Capa 3; con rango de velocidades entre 600 – 615 m/s (velocidad promedio de 610 m/s).

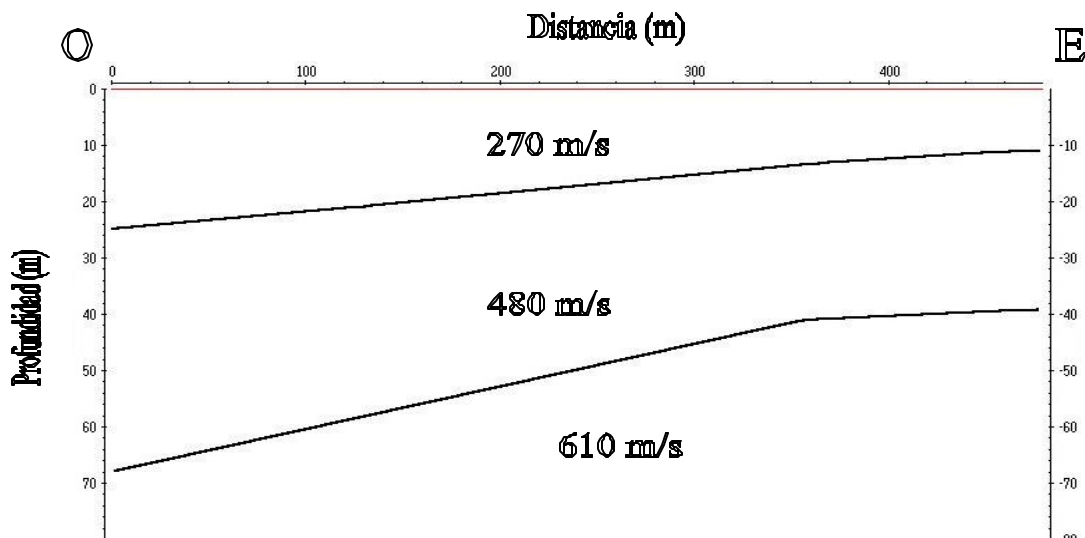


Fig. IV-1.2.b: Modelo 2D para ondas S, El Cojo - Perfil 2

Comparando ambos modelos (modelo P y S), notamos que las profundidades de las capas no son iguales, el modelo S presenta capas más profundas que el P. Sin embargo las estructuras buzaban hacia el mismo lado, y presentan el mismo número de capas no correlacionadas.

Esta diferencia entre modelos puede ser debido a que las secciones sísmicas obtenidas la onda P no se logró definir con claridad, sobre todo en los últimos canales los cuales representan la última capa. Sumado a esto, el lugar donde se realizó el perfil es muy cercano a la costa, lo cual significó un alto porcentaje de ruido a consecuencia del oleaje marino.

1.3.- Perfil # 3: Camurí Chico

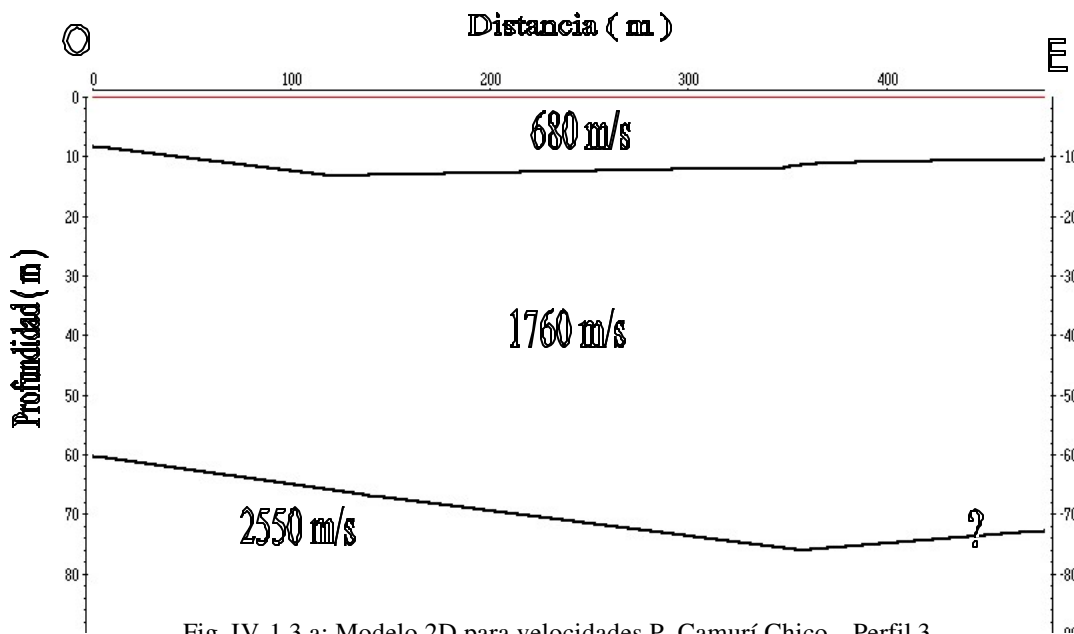
1.3.1 Modelo 2D onda P

Se observaron tres capas que están dispuestas de la siguiente manera:

Capa 1; con rango de velocidades (V_p) entre 500 – 813 m/s (velocidad promedio de 680 m/s), el espesor poco variable alrededor de los 9 m (8,2 – 10,3 m).

Capa 2; presenta rangos de velocidad de ondas P (V_p) de 1600 – 2000 m/s (con velocidad promedio de 1760 m/s), esta capa presenta un buzamiento hacia el este con profundidades que varían entre 60 y 72 m.

Capa 3; con rango de velocidades entre 2450 – 2700 m/s (velocidad promedio igual a 2550 m/s)[?].



[?] Esta capa no se muestra claramente en las secciones sísmicas. (Apéndices B-4.g)

1.3.2 Modelo 2D onda S

Se observaron tres capas dispuestas del siguiente modo:

Capa 1; con rango de velocidades (V_s) entre 200 – 260 m/s (velocidad promedio de 235 m/s), y espesor variable entre 20 – 16 m.

Capa 2; presenta rangos de velocidad de corte (V_s) de 450 – 490 m/s (con velocidad promedio de 475 m/s), esta capa se presenta horizontalmente con profundidad variable entre 66 y 64 m.

Capa 3; con rango de velocidades entre 720 – 760 m/s (velocidad promedio igual a 740 m/s).

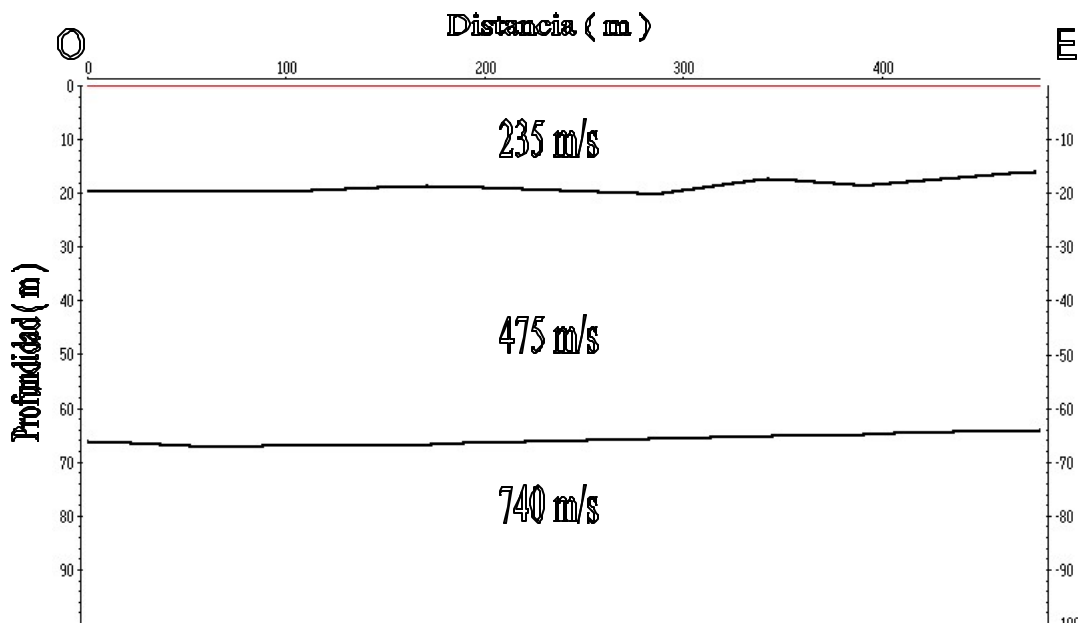


Fig. IV-1.3.b: Modelo 2D para velocidades S, Camuri Chico – Perfil 3

En estos modelos el número de capas obtenidas y sus respectivas profundidades son semejantes. Al observar las respectivas secciones sísmicas (apendice B, figuras 4.b,c,d,e,f,k,l,m,n) las trazas dejan de ser claras para los últimos canales del perfil, específicamente a lo que respecta a las llegadas de la onda P, esto puede estar ligado al hecho de que los geófonos empleados en este perfil fueron geófonos horizontales y aunado a la ubicación del perfil (en la costa) donde el oleaje introduce un considerable nivel de ruido a este tipo de receptores.

Zona de Macuto. Análisis

En los conos que se encuentran en la zona de Macuto (Macuto, El Cojo y Camurí Chico), se observa una primera capa para los modelos de onda P, con valores bajos de velocidad al oeste de la zona ($V_p=360\text{m/s}$), específicamente en el cono de Macuto (Fig. III-a). En los otros dos conos: El Cojo y Camuri Chico, las velocidades son mas altas y poseen rango de velocidades similares entre ellos ($V_p= 710$ y 680 m/s, respectivamente), lo cual podría indicar aportes de sedimentos mas gruesos para estos dos conos.

La segunda capa, interpretada como sedimentos saturados de agua, tiene velocidades promedios de 1815 m/s y 1760 m/s en Camuri Chico y 1790 m/s en El Cojo.

No se pudo observar en el perfil realizado en el cono de Macuto ninguna capa debajo de esta. En los otros dos perfiles realizados si se obtuvo una tercera capa, la cual se observa con velocidades alrededor de los 2400 m/s. El tope de la capa presenta profundidades distintas de 25 a 40 m en El Cojo y 60 a 72 m en Camurí Chico (Fig. IV-2.a y IV-3.a), lo cual se explica con la presencia de conos independientes, donde el aporte de sedimentos viene de distintas quebradas y rios.

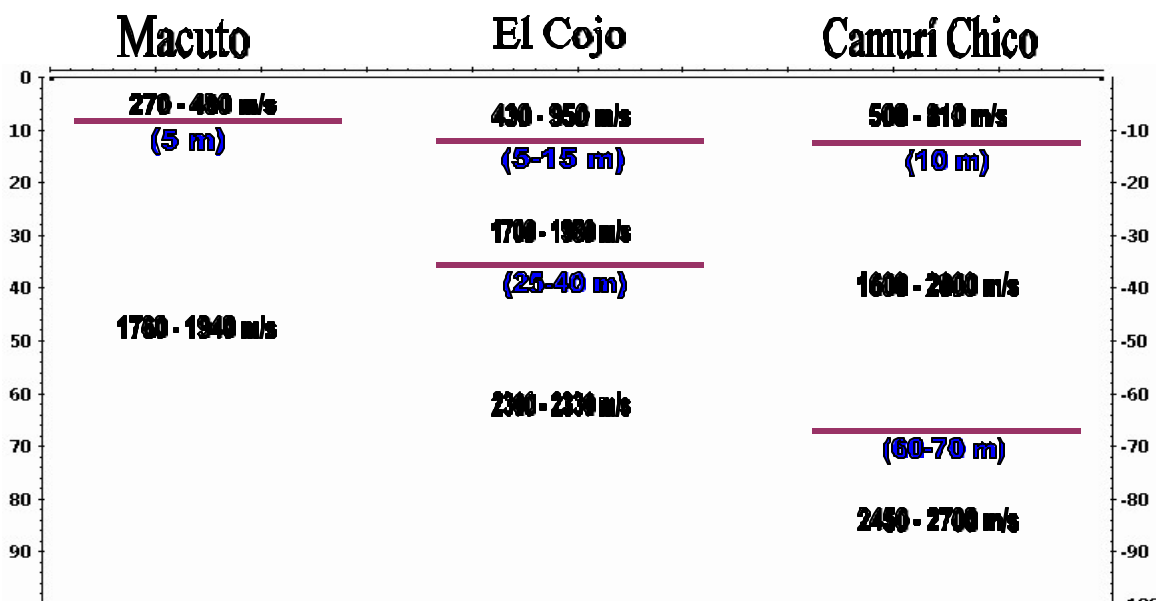
Es importante destacar que los valores de profundidad obtenidos en el cono del Cojo, pueden estar siendo afectado por la baja relación señal–ruido en esta sección sísmica.

En los modelos S se observó una primera capa con velocidades muy similares, que oscilaban entre 215 y 270 m/s, con profundidades que variaron entre 10 y 30 m. En la segunda capa se observa semejanzas en los valores de velocidad, donde las misma estan entre 425 m/s y 480 m/s, con profundidades entre 30 y 90 m. La última capa presenta los mayores valores de velocidad al este de la zona, específicamente en el cono de Macuto, con $V_p=740$ m/s en los otros dos perfiles se observó velocidades alrededor de los 600 m/s.

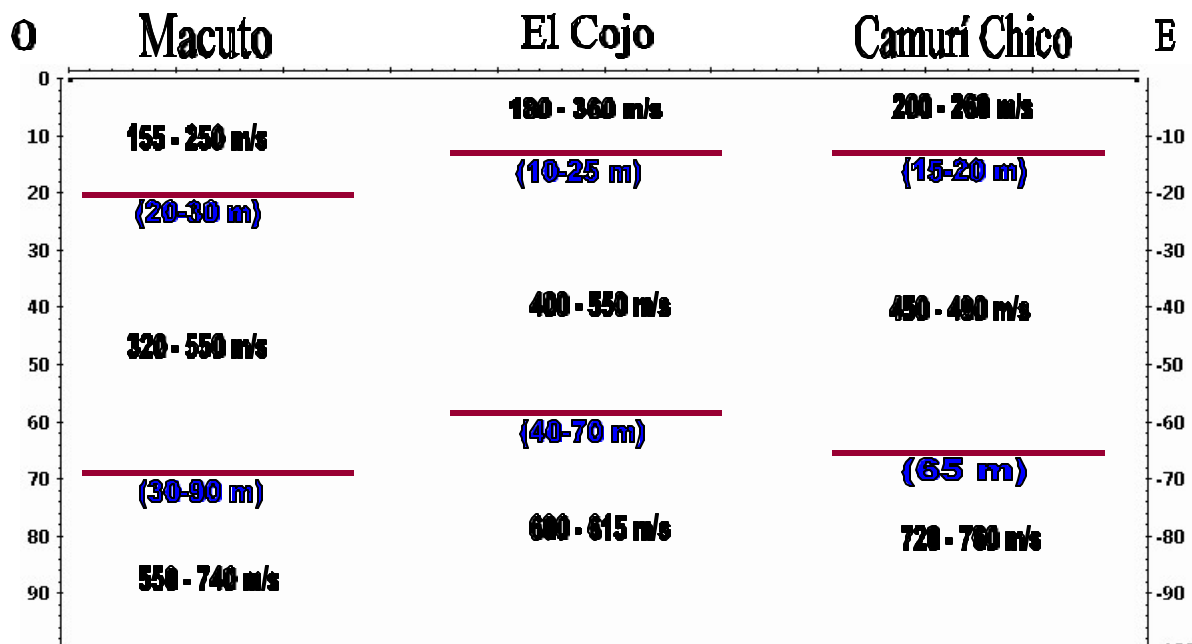
Al analizar los modelos S, se interpretó que el aporte de sedimentos, por parte del rio de San José de Galipan, son mas finos que los aportados por la quebrada El Cojo y quebrada Camuri, donde se observan mayores rangos de velocidades de ondas de corte para la primera y segunda capa.

El buzamiento observado tanto en el modelo P como en el S, del perfil realizado en Camuri Chico, muestran un cono con capas paralelas, lo cual se podría explicar dado a un aporte uniforme de sedimentos por parte de la quebrada Camuri y la presencia de una ancha desembocadura de la quebrada Camuri. (Fig. III-a)

Velocidades de Onda P



Velocidades de Onda S



1.4.- Perfil # 4: Caraballeda

1.4.1.- Modelo 2D ondas P

Se observan tres capas dispuestas de la siguiente forma:

Capa 1; con rango de velocidades entre 360 – 700 m/s. (velocidad promedio de 530 m/s.), de profundidad poco variable a lo largo del perfil entre 8,9 – 9,7 m².

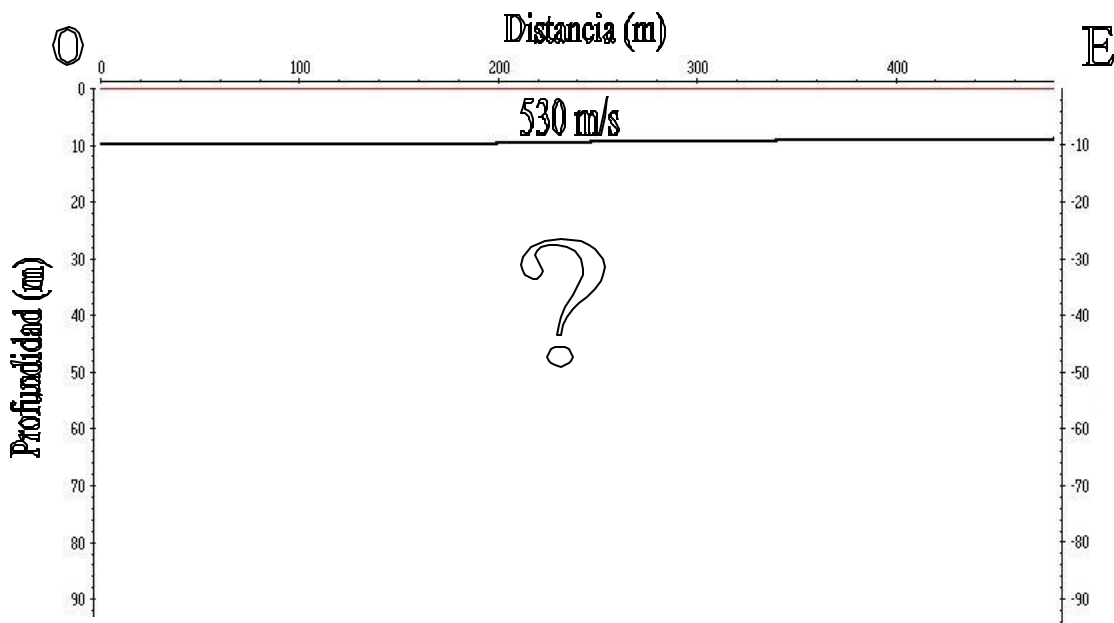


Fig. IV-1.4.a: Modelo 2D para velocidades P, Caraballeda – Perfil 4

² Los tiempos de llegadas de la onda P no se observaron con claridad en la segunda parte del perfil (480-960 m). Mala relación señal-ruido. (Apéndices B-5)

1.4.2.- Modelo 2D ondas S.

Se observan tres capas dispuestas de la siguiente forma:

Capa 1; con rango de velocidades entre 210 – 380 m/s. (velocidad promedio de 310 m/s.), buzando hacia el este, la profundidad es variable a lo largo del perfil entre 14 – 22 m.

Capa 2; con rango de velocidades entre 480 – 550 m/s. (velocidad promedio de 520 m/s.), con buzamiento hacia al oeste. La profundidad es variable a lo largo del perfil entre 52 – 68 m.

Capa 3; con rango de velocidades entre 650 – 780 m/s. (velocidad promedio de 680 m/s)

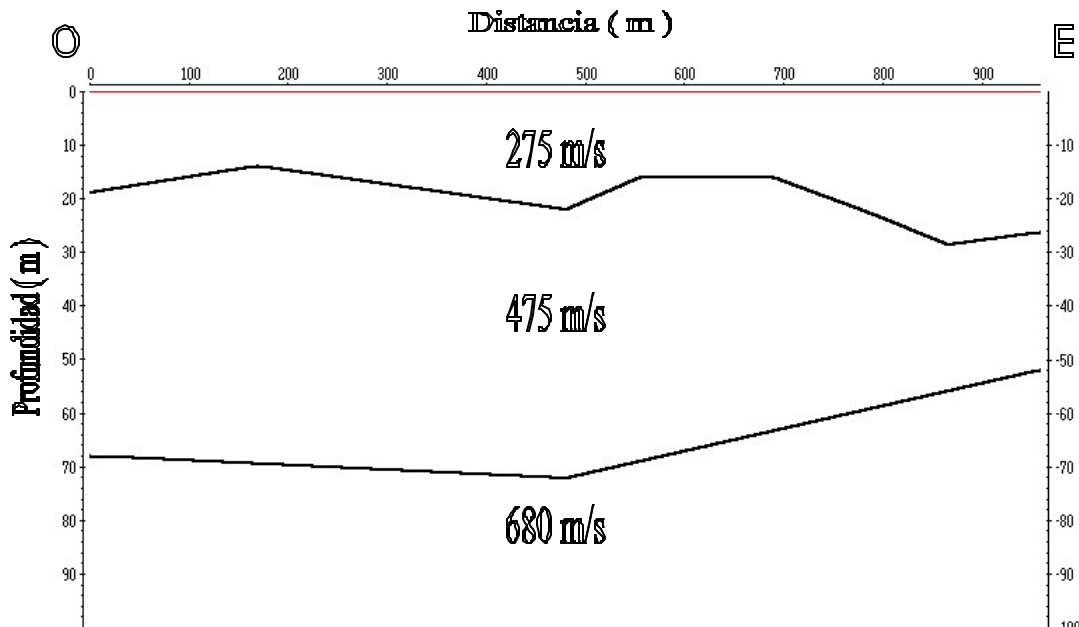


Fig. IV-1.4.b: Modelo 2D para velocidades S, Caraballeda – Perfil 4

Antes de establecer cualquier comparación entre los modelos, en este perfil se debe acotar que el modelado para ondas P se realizó con un número reducido de “picks” a consecuencia de la mala calidad del registro. Esto fue debido a la baja relación señal-ruido producto de maquinaria pesada que laboraba en la zona en el momento de realizarse el mismo, solo obteniéndose un modelo para los primeros 480m* . En ambos modelos están presentes los sedimentos consolidados en las capas más profundas.

* Se presenta los modelos 1d y los controles de tiempo obtenidos de las primeras llegadas obtenidas de la sección sísmica. (Apéndices B figuras 6.a, b, c, d)

1.5.- Perfil # 5: Los Corales

1.5.1 Modelo 2D ondas P

Se observan tres capas dispuestas de la siguiente forma:

Capa 1; con rango de velocidades entre 520 – 800 m/s. (velocidad promedio de 660 m/s.), la base de esta capa buza hacia el norte con profundidad de 16 a 14 m.

Capa 2; esta capa también presenta buzamiento norte, pero a diferencia a la capa superior con mayor pronunciamiento, las velocidades en esta capa varían desde 1600 y 1850 m/s (velocidad promedio de 1760 m/s), su profundidad varia de 59 al norte a 52 en el extremo sur del perfil.

Capa 3[?]; las velocidades en esta capa varían desde 2620 y 2850 (velocidad promedio de 2700 m/s).

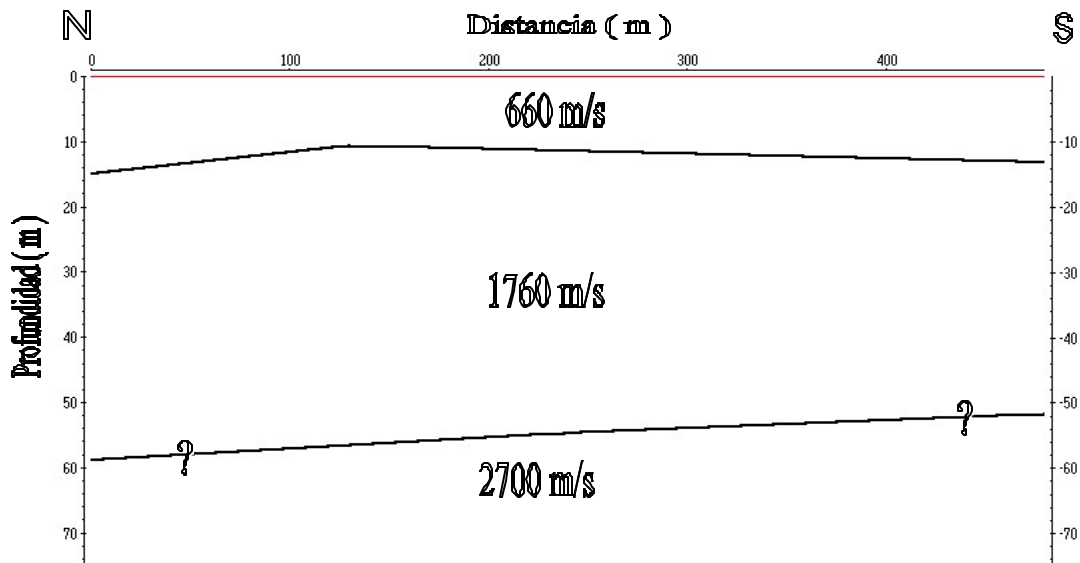


Fig. IV-1.5.a: Modelo 2D para velocidades P, Los Corales – Perfil 5

[?] Esta capa no se observó claramente, siendo considerada como no confiable.

1.5.2 Modelo 2D ondas S

Dos capas dispuestas de la siguiente forma:

Capa 1; presenta rango de velocidades de 350 – 405 m/s (velocidad promedio de 370 m/s) se presenta como una capa poco inclinada, ya que su profundidad varia de 12 a 14 m.

Capa 2; con rango de velocidades entre 530 – 560 m/s. (velocidad promedio de 550 m/s), buzando hacia el norte con profundidad que va desde 35 a 51 m.

Capa 3; esta capa tiene rangos de velocidades de 735 a 760 m/s (velocidad promedio de 750 m/s).

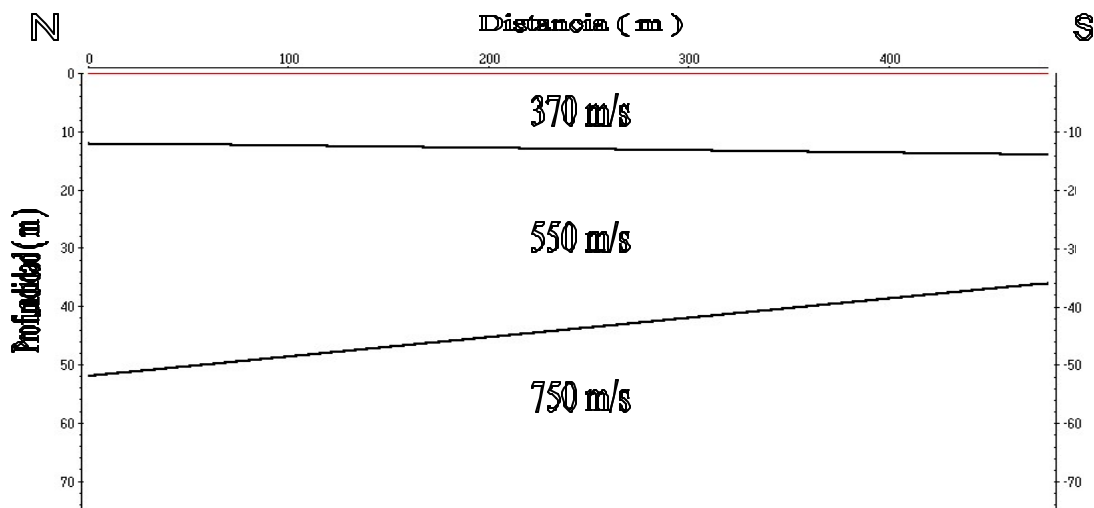


Fig. IV-1.5.b: Modelo 2D para velocidades S, Los Corales – Perfil 5

Como se puede observar ambos modelos guardan buena relación, se presentan 3 capas en cada uno de ellos, el buzamiento que muestran es con sentido norte y sus profundidades son semejantes.

En el caso del modelo P, la tercera capa esta definida con un número reducido de “picks”, ya que el registro pierde calidad en los ultimos canales, arrojando muy poca información en esa parte de la sección sísmica.

A pesar de este particular, ambos modelos tienen una marcada similitud en lo que respecta a las profundidades de cada una de la capas.

1.6.- Perfil # 6: Campo de Golf

1.6.1 Modelo 2D ondas P²

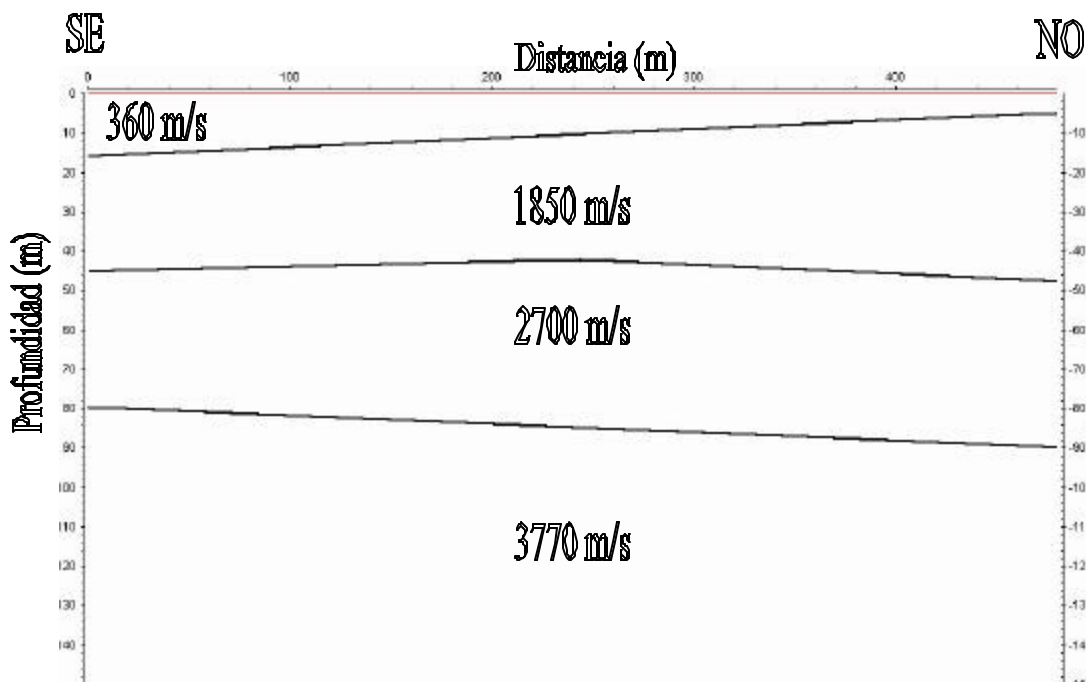
Se observaron cuatro capas dispuestas de la siguiente forma :

Capa 1; con rango de velocidades entre 270 – 480 m/s (velocidad promedio de 360 m/s), la base de esta capa buza suavemente hacia el sureste, con profundidades de 5 – 16 m.

Capa 2; con rango de velocidades entre 1720 – 1980 m/s (velocidad promedio de 1850 m/s), con buzamiento noroeste, las profundidades se ubican entre 42 – 48 m.

Capa 3; con rango de velocidades entre 2600 – 2900 m/s (velocidad promedio de 2700 m/s), con buzamiento noroeste, las profundidades se ubican entre 79 – 88 m.

Capa 4: se observó velocidad constante de 3770 m/s.



[?] En este modelo existen disparos con problemas al realizar los picks y controles de tiempo

1.6.2 Modelo 2D ondas S

Se observaron tres capas dispuestas de la siguiente forma:

Capa 1; presenta rango de velocidades de 120 – 235 m/s (velocidad promedio de 150 m/s) se presenta como una capa horizontal, ya que este se mantiene entre 2 y 3 m.

Capa 2; con rango de velocidades entre 300 – 460 m/s. (velocidad promedio de 370 m/s), con la misma disposición que la capa anterior, mantiene una profundidad entre los 6 y 10,5 m, donde se presenta una mayor profundidad (12 m) a los 280 m del perfil.

Capa 3; esta capa tiene rangos de velocidades de 500 a 640 m/s (velocidad promedio de 540 m/s).

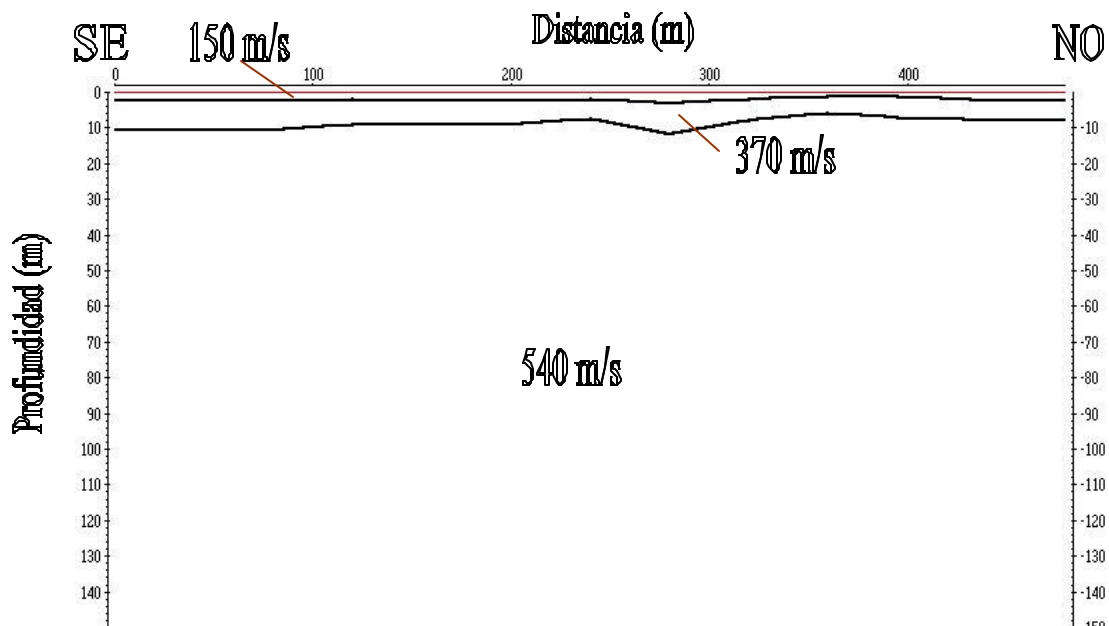


Fig. IV-1.6.b: Modelo 2D para ondas S, Campo de Golfs - Perfil # 6

Zona de Caraballeda. Análisis

En el cono de Caraballeda se observa una primera capa, en los modelos 2D para ondas P; que varía entre los 360 m/s y 660 m/s, la misma presenta una profundidad cercana a los 10 m. Las velocidades mas bajas están alrededor de los 360 m/s al este de la zona, incrementandose la velocidades en las riveras de la quebrada de San Julian ($V_p=660$ m/s) y mostrando una minima variación de velocidades en la costa del cono, específicamente en el perfil # 4 ($V_p=530$ m/s). El alza en la velocidad en las riveras de la quebrada de San Julian, se explica dado a la presencia de grandes conglomerados en esta zona, los cuales se encuentran aflorando a lo largo de toda la rivera.

En la segunda capa no se observaron velocidades entre los 1760 m/s y 1850 m/s. Observable en los modelos P realizados a partir de los perfiles # 5 y 6, esta segunda capa, fué asociado a sedimentos saturados de agua ($V_p=1760 - 1850$ m/s, respectivamente), a diferencia de la capa obtenida en el perfil # 4 donde las llegadas de la onda P no se observaban claramente. La razón posible de este hecho en el perfil # 4, es la baja calidad de los datos adquiridos en el mismo, específicamente las llegadas de las ondas P, la onda S muestra amplitudes mas claras. Cabe destacar que el perfil se adquirió utilizando geófonos horizontales y aunado a esto se realizaban trabajos en la zona con maquinaria pesada, lo que puede estar afectando considerablemente los resultados en este perfil.

La tercera capa observada presenta poca variación en las velocidades de un modelo a otro, las mismas se muestran en un rango de velocidades de ondas P entre 2700 y 2850 m/s. Las profundidades varían entre 30 y 58 m, para el tope de la capa, en correspondencia por lo propuesto por Weston INC. (1969). Estas velocidades corresponden a una litología conformada por material más compactado, ya sean aluviones con grandes conglomerado o roca sedimentaria (comunicación personal, Gallovich, 2001).

El Perfil # 6 presenta velocidades de onda P, para una cuarta capa, alrededor de los 3700 m/s, en corcondancia con las velocidades obtenidas por Weston INC. (1969). Las profundidades guardan relación para el extremo noroeste del perfil de Caraballeda y el extremo sureste de la Linea 1 realizado por Weston (1969), con profundidades alrededor a

los 110 m (Fig 1.6.c). Contrariamente el buzameinto pronunciado mostrado en el modelo propuesto por Weston, (Fig. 1.6.c) no se observa en el perfil # 6, donde se observa el tope de la cuarta capa a una profundidad constante alrededor de los 100 m.

La primera capa observada en los modelos S, presenta rangos de velocidades entre 240 m/s y 370 m/s y profundidades que varían entre los 10 m y 24 m. Cabe destacar que el perfil # 6, el realizado en los Campos de Golf, presenta una delgada capa de aproximadamente 2,5 m de profundidad, con una velocidad promedio de 150 m/s.

Los modelo S presentan un decrecimiento de velocidades de ondas de corte, en la segunda capa, hacia el este del cono. La misma puede estar asociada a sedimentos mas finos para esta parte del cono. A su vez, la tercera capa muestra un aumento en las velocidades en la parte este del cono de Caraballeda, con velocidades que varían entre 650 m/s y 715 m/s, velocidades correspondientes a sedimentos compactados o aluviones con grandes conglomerados. (Gallovich, 2001)

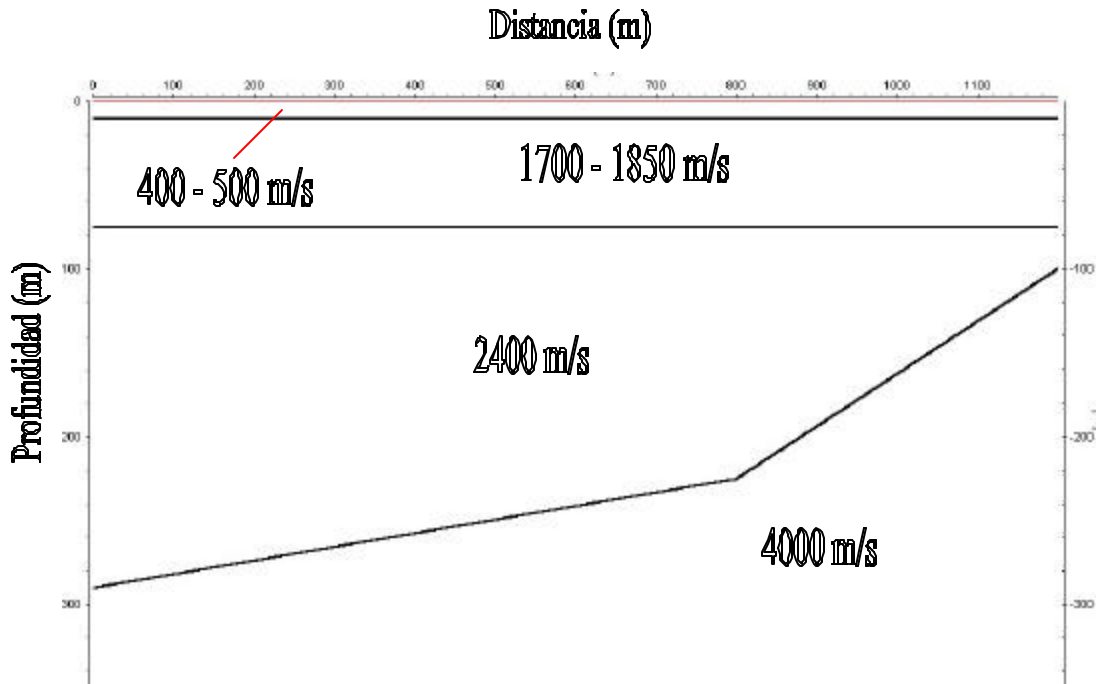
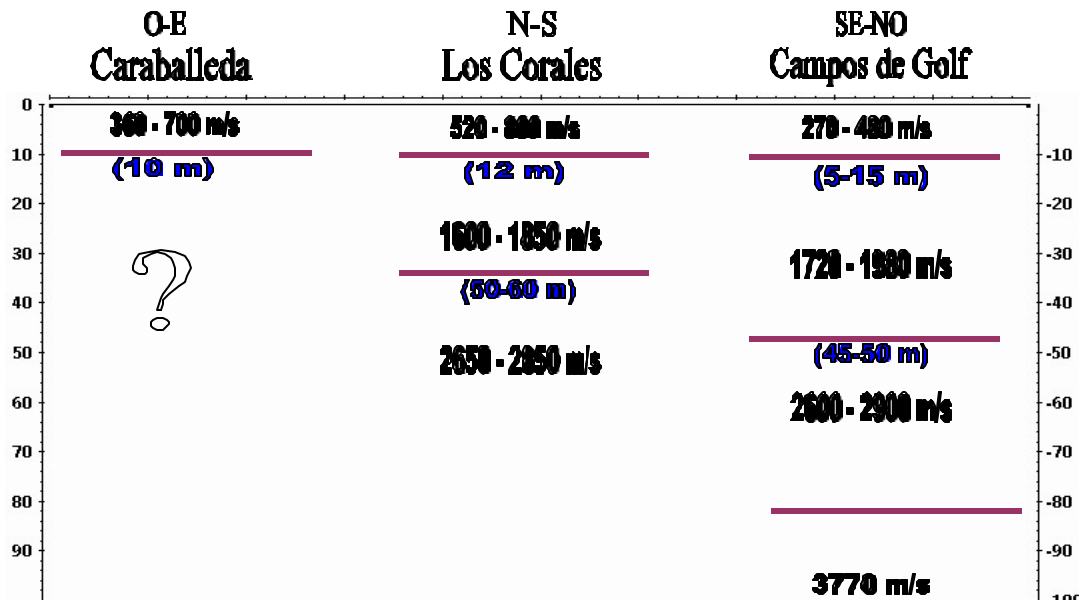
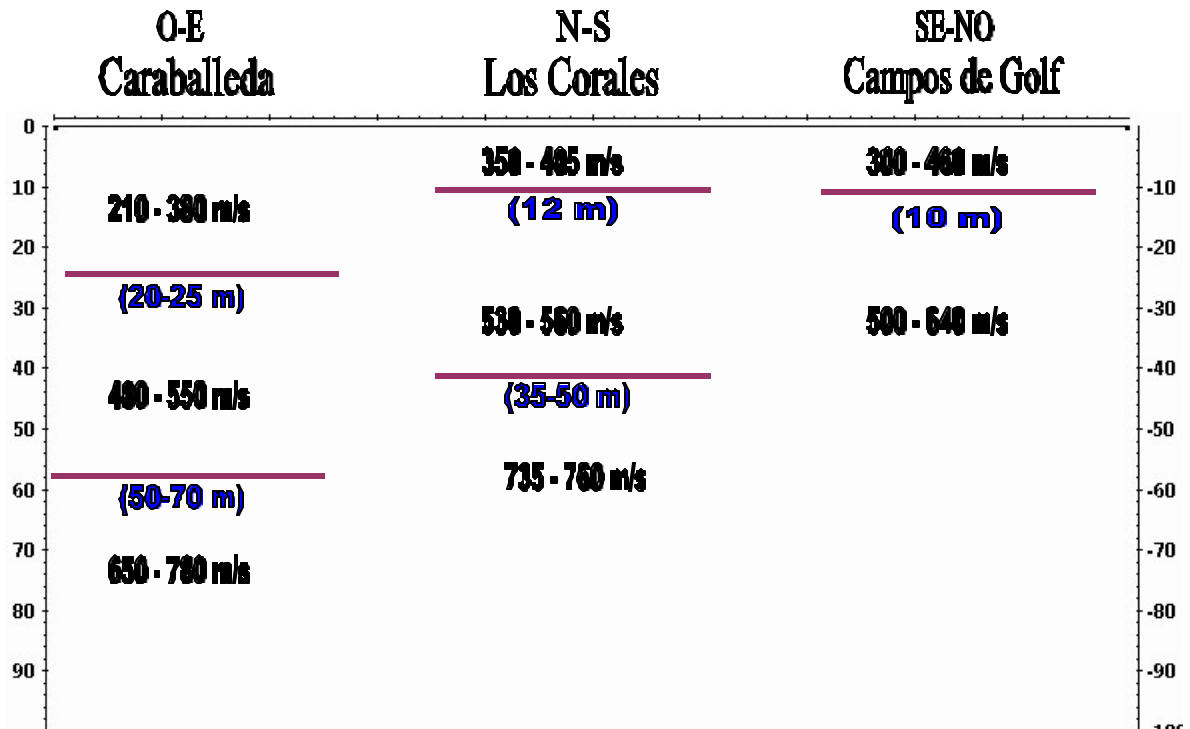


Fig. 1.6.c: Velocidades de ondas sísmicas P a lo largo de la Línea 1(Campos de Golf). Weston INC. (1969)

Velocidades de Onda P



Velocidades de Onda S



1.7.- Perfil # 7: Tanaguarena

1.7.1.- Modelo 2D ondas P

Se observan tres capas dispuestas de la siguiente forma:

Capa 1; con rango de velocidades entre 630 – 840 m/s. (velocidad promedio de 715 m/s.), con profundidad variable a lo largo del perfil entre 2 – 7,15 m.

Capa 2; con rango de velocidades entre 1670 – 1900 m/s. (velocidad promedio de 1740 m/s.), con buzamiento hacia el oeste aumentando bruscamente la profundidad a los 320 m del perfil que varía a lo largo del perfil entre 61 – 98 m.

Capa 3; con rango de velocidades entre 2360 – 3030 m/s (velocidad promedio de 2985 m/s).

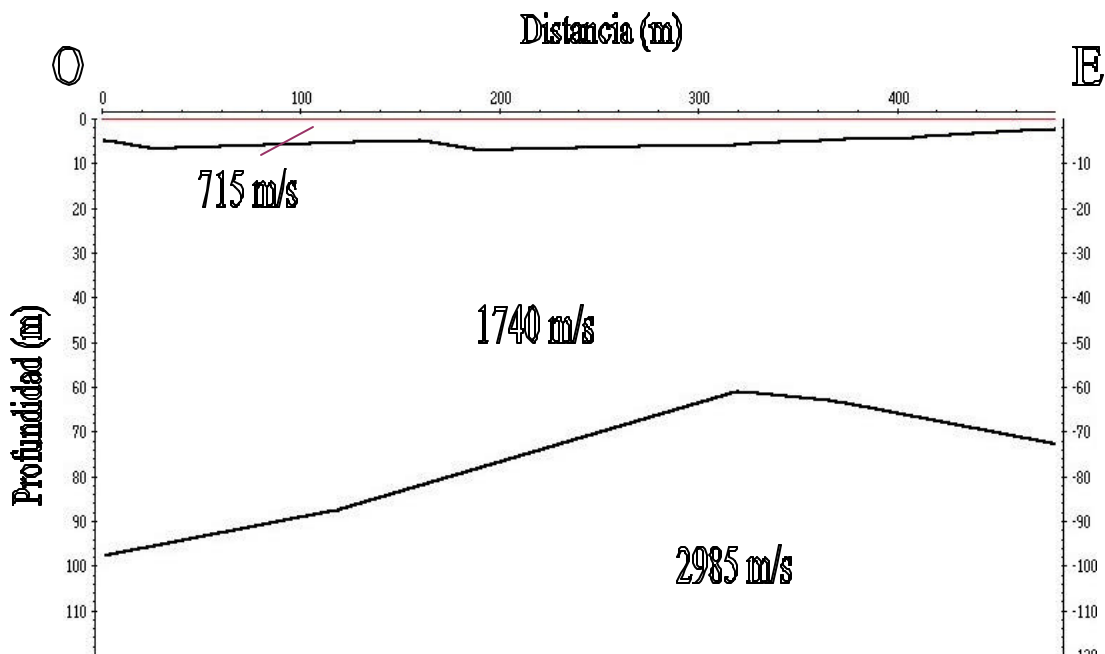


Fig. IV-1.7.a: Modelo 2D para velocidades P, Tanaguarena - Perfil # 7

1.7.2- Modelo 2D ondas S

Se observan dos capas dispuestas de la siguiente forma:

Capa 1; con rango de velocidades entre 260 – 290 m/s (velocidad promedio de 280 m/s), la profundidad varia a lo largo del perfil entre 45,4 – 49,5 m.

Capa 2; con rango de velocidades entre 450 – 580 m/s (velocidad promedio de 510 m/s). El buzamiento del tope de esta capa es muy leve en dirección oeste.

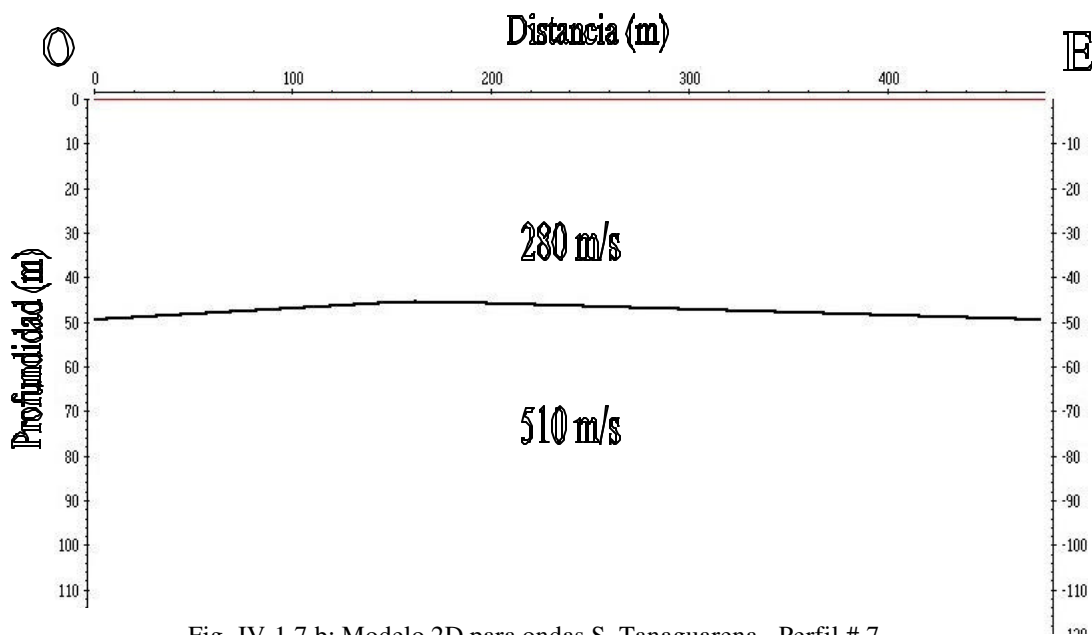


Fig. IV-1.7.b: Modelo 2D para ondas S, Tanaguarena - Perfil # 7

En este perfil se evidencia una marcada diferencia entre ambos modelos. Las profundidades son diferentes y no presentan el mismo número de capas. En este caso, la calidad de los datos es buena, a pesar de encontrarnos cerca de la costa. Sin embargo, este perfil fue adquirido con geófonos P, por lo que se supone que la onda S no fue registrada a plenitud y por ello estamos perdiendo detalles a la hora de procesar e interpretar los modelos.

1.8.- Perfil # 8: Tanaguarena, Laguna de Tanaguarena

1.8.1.- Modelo 2D ondas P

Se observaron dos capas dispuestas de la siguiente forma:

Capa 1; con rango de velocidades entre 525 – 650 m/s. (velocidad promedio de 575 m/s.), con buzamiento al noroeste, de profundidad variable a lo largo del perfil entre 6 – 9,5 m.

Capa 2; con rango de velocidades entre 1650 – 1900 m/s. (velocidad promedio de 1810 m/s.).

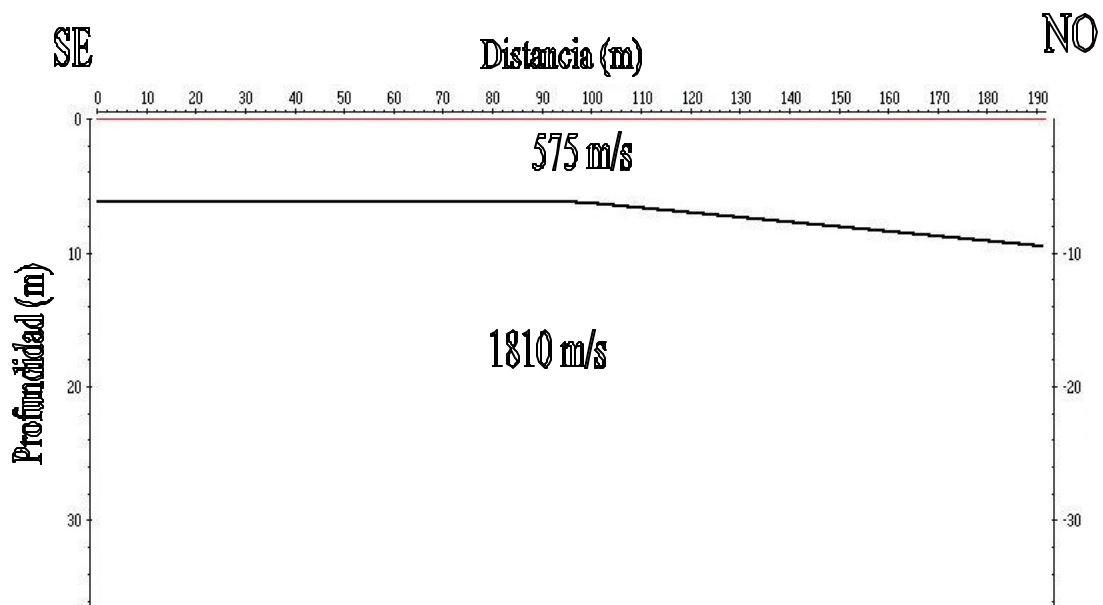


Fig. IV-1.8.a: Modelo 2D para ondas P, Tanaguarena, La Laguna - Perfil # 8

1.8.2.- Modelo 2D ondas S

Se observaron tres capas dispuestas de la siguiente forma:

Capa 1; con rango de velocidades entre 360 – 430 m/s (velocidad promedio de 400 m/s), con buzamiento hacia el noroeste, se observó un incremento brusco en la profundidad hacia el NO del perfil, la profundidad es variable a lo largo del perfil entre 2,3 – 10,5 m.

Capa 2; con rango de velocidades entre 530 – 690 m/s (velocidad promedio de 570 m/s), con buzamiento noroeste, se observa que hacia el centro del perfil hay un notable incremento en la profundidad de la capa (aproximadamente de 10 m.), la profundidad es variable a lo largo del perfil entre 18,6 – 28 m.

Capa 3; con rango de velocidades entre 1020 – 1300 m/s. (velocidad promedio de 1135 m/s)

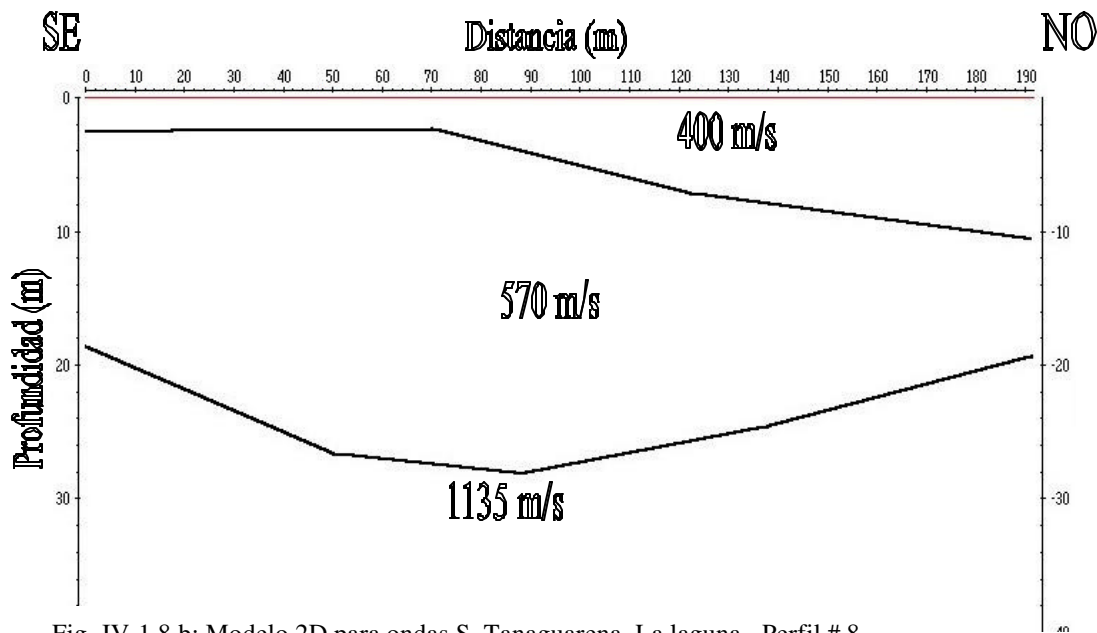


Fig. IV-1.8.b: Modelo 2D para ondas S, Tanaguarena, La laguna - Perfil # 8

Al compararse estos modelos se observó que la segunda capa fue registrada para ambas ondas, con buzamiento y profundidad similares en ambos modelos. Sin embargo, para la onda P no registramos la tercera capa posible consecuencia del empleo de geófonos S para la adquisición de este perfil sumado a la longitud del mismo que es muy corta.

Zona de Tanaguarena. Análisis

En los perfiles que se realizaron en el cono de Tanaguarena, se observó una primera capa con rango de velocidad de ondas P entre 575 y 715 m/s, con espesores que variaron entre 2 y 10 m de profundidad, obteniéndose las velocidades mas altas en el perfil realizado en la costa, perfil Tanaguarena.

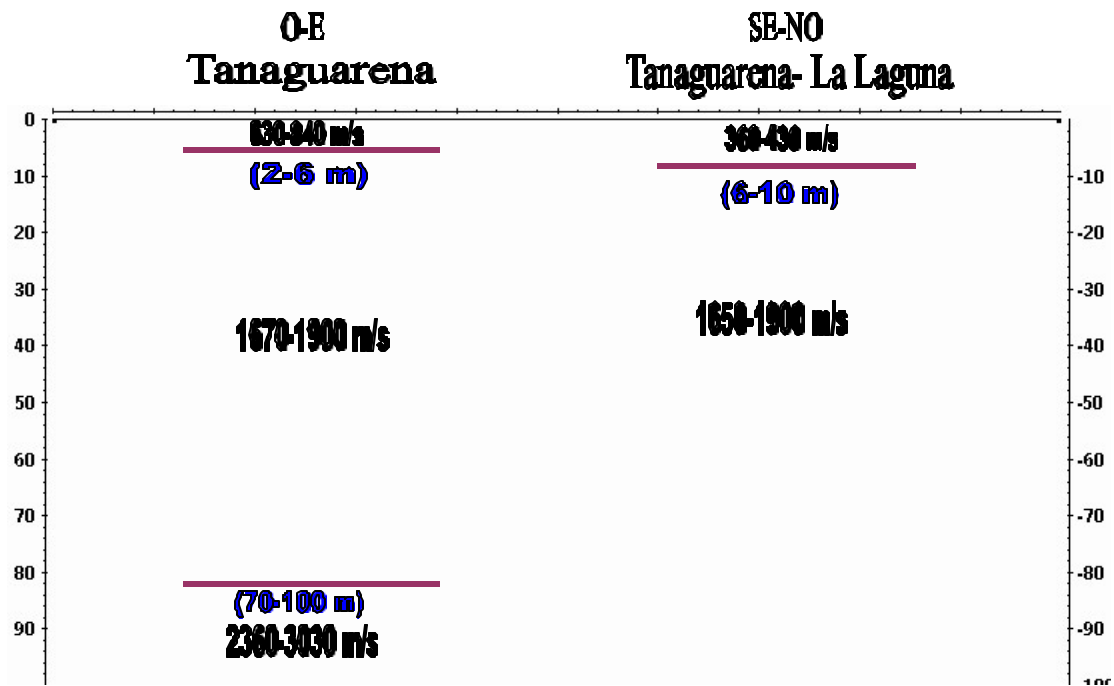
La segunda capa observada, la cual fue asociada a sedimentos o aluviones saturados con agua, presentó velocidades entre los 1740 y 1810 m/s, en concordancia con lo observado en los trabajos realizado por Gallovich (comunicación Personal, 2001)

La tercera capa solo fue observada en el modelo realizado en la costa (perfil Tanaguarena, Fig. III-a), dado que, en el perfil realizado en la laguna, no se observó mas alla de la capa saturada de agua. Cabe destacar que los receptores empleados en el perfil de Tanaguarena fueron geófonos verticales y a su vez los empleados en la laguna fueron geofonos horizontales. Esta tercera capa observada en la costa presentó velocidades de ondas P alrededor de los 3000 m/s, la cual podría corresponder a la roca, a profundidades que varían entre los 60 y 98 m, en el tope de la capa.

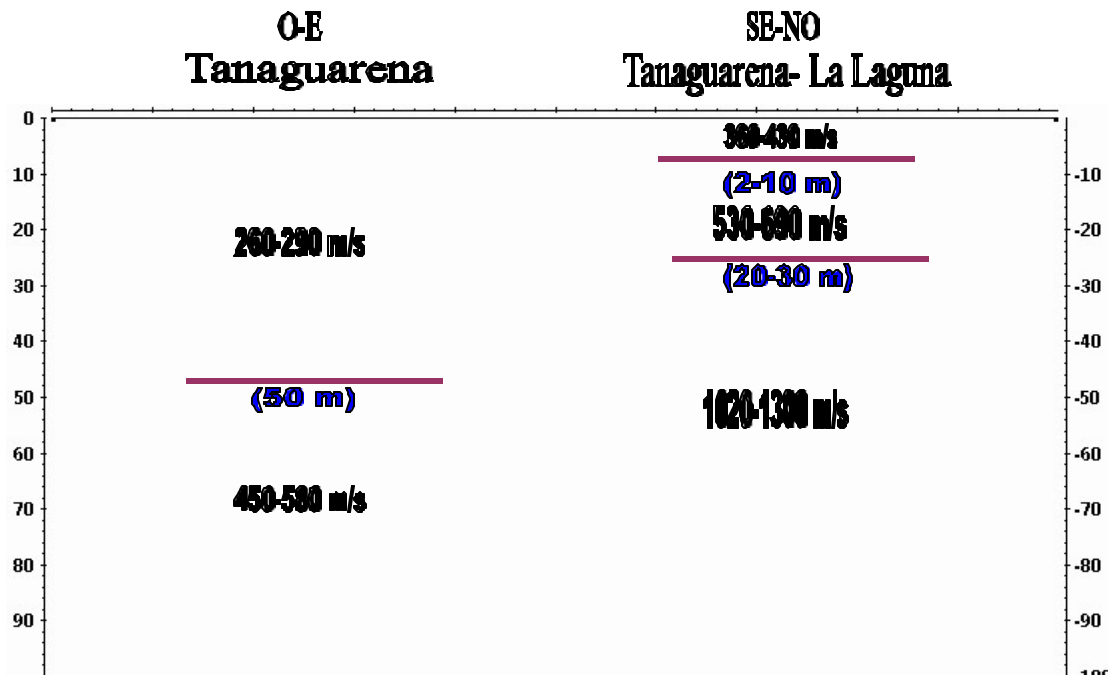
Al analizar los modelos obtenidos a partir de las ondas de corte (ondas S), las velocidades observadas en el perfil de La Laguna son bastante altas, esto puede explicarse al considerar la presencia de sedimentos más compactados en esta zona. El no obtener velocidades de onda P superiores a los 1800 m/s en La Laguna puede obedecer a la utilización de geófonos horizontales y/o la presencia de la capa saturada de agua, lo cual ímpide lograr mayores profundidad a partir de las ondas P. La cercanía de la roca a el perfil de la laguna, puede ser influencia determinante para observar estas altas velocidades de ondas de corte.

A su vez las velocidades de ondas de corte obtenidas en el perfil de Tanaguarena, son mas lentas, acusando sedimentos mas sueltos para esta parte del cono.

Velocidades de Onda P



Velocidades de Onda S



Analisis de los Resultados. Integración Sísmica

En los análisis realizados en las secciones sísmicas se estudiaron las ondas longitudinales (ondas P) y ondas de corte (ondas S), se realizaron modelos de velocidades aparentes de donde se obtuvieron modelos 2D para ondas P y ondas S.

En los modelos de las ondas P obtenidos se observaron tres capas en la mayoría de los casos, sólo en dos de los ocho perfiles no se observó la tercera capa (Macuto perfil # 1 y Tanaguarena-La Laguna perfil # 8) y en uno que se observaron cuatro capas (perfil # 6 Campos de Golf). Cabe destacar que de los cinco modelos planteados con tres capas, en cuatro de ellos la tercera capa se considera como no confiable, los cuales son: perfil # 2 en El Cojo, perfil # 3 Camuri Chico, perfil # 4 Caraballeda y el perfil # 5 en Los Corales. (Figuras IV-2.a, 3.a, 4.a y 5.a)

En los modelos P, para la primera capa, se observaron velocidades de ondas entre 360 y 715 m/s y profundidad de la base del estrato entre 4 y 16 m. Esta capa está asociada a sedimentos sueltos.

La segunda capa, que se observó en la mayoría de los perfiles, muestra rangos de velocidades entre 1740 y 1850 m/s y profundidades que varían entre 25 m y 90 m, para los perfiles donde se observó la tercera capa. Las velocidades entre 1700 m/s y alrededor de los 1900 m/s, se han asociados a sedimentos saturados de agua. Sólo en un perfil no se obtuvo esta capa saturada de agua (Caraballeda perfil # 4). Cabe destacar que las secciones sísmicas de donde se obtuvo el modelo P para este perfil, las primeras llegadas no se observan con buena definición, lo que puede estar influenciado por el uso de geófonos horizontales en la adquisición, la cercanía del perfil a la costa y a trabajos de maquinarias pesada al momento de realizarse el perfil.

En los perfiles donde se identificó una tercera capa, ésta se observó dentro de un rango de velocidades de 2315 m/s y 2850 m/s. En estos casos, la tercera capa se observó por el marcado cambio de velocidades entre las capas saturadas y la capa de material mas compactado.

El perfil donde se obtuvo una cuarta capa (Campos de Golf, perfil # 8), la misma se observó, con una velocidad promedio de 3700 m/s a una profundidad en su tope alrededor de los 100 m, en concordancia con lo presentado por Weston INC. (1969)

En los modelos S se observaron tres capas, con la excepción de un perfil donde se obtuvieron dos capas (Tanaguarena, perfil # 7). Los modelos generados a partir de las ondas de corte, presentan mas confiabilidad en los detalles que los modelos P, dado que las llegadas de la onda de corte se observaron más claramente en las secciones sísmicas. Cabe destacar que en la mayoría de los perfiles realizados se utilizarón geófonos horizontales (Capítulo III-1.1, adquisición sísmica).

Esto se explica, debido a la característica de las ondas de corte de no propagarse por medios líquidos. Ellas viajan a través de las partículas de los sedimentos (matriz) y permiten ver más detalladamente los distintos rangos de velocidades de ondas de corte de los estratos saturados de agua.

La primera capa obtenida se observa con rangos de velocidades entre 215 m/s y 400 m/s, con profundidades que varían entre los 2 y 50 m Este estrato se ha asociado a sedimentos aluvionales. En el modelo obtenido a partir de las ondas de corte en los Campos de Golf (perfil # 6, ver fig. IV-8.b) se observa una primera capa con velocidad de onda de corte de 150 m/s con profundidad alrededor de los 2,5 m a lo largo del perfil. Evidentemente, este estrato debe estar conformado por sedimentos sueltos, muy particular de la zona donde se realizó el perfil, dado que no está presente en los demás perfiles. La segunda capa en el perfil referido (perfil # 6), posee una velocidad de onda de corte de 370 m/s y se observa con profundidades alrededor de los 10 m. Estos valores se han correlacionado con una capa meteorizada o aluvión, los cuales son valores acordes con los obtenidos en la primera capa de los demás perfiles.

La segunda capa obtenida en los perfiles restantes, se observa con velocidades en el orden de los 425 m/s y 570 m/s y sus profundidades varían entre 30 y 86 m. Estas velocidades corresponden a una litología formada por materiales mas compactados. La misma se encuentra como tercera capa en el perfil # 6 con un espesor desconocido, dado que los

datos de la sección sísmica no mostraron buena continuidad en las primeras llegadas de las ondas de corte.

En la mayoría de los perfiles se observó una tercera capa con velocidades que varían entre 600 m/s y 750 m/s, con las excepciones de los perfiles # 7 (donde se observaron solo dos capas) y # 8 (donde se obtuvo una velocidad alrededor de los 1100 m/s para la tercera capa), realizados ambos en Tanaguarena (Fig. III-a). Estas velocidades se han asociado a sedimentos consolidados (roca sedimentaria), en analogía a los resultados obtenidos por Gallovich (1999, en comunicación personal).

En el caso del perfil # 8, donde se observó una velocidad de onda de corte superior a los 1000 m/s, la misma fue asociada a la roca.

Nivel freático

En concordancia con el trabajo realizado por Castilla (1999), los resultados indican que el nivel freático es muy elevado en la zona, evidenciado en los modelos realizados a partir de las ondas P, donde se observó a una profundidad cercana a los 10 m, en todo el área de trabajo.

Velocidad Promedia

Dada la importancia de las velocidades de onda de corte en los primeros 30 m de profundidad en el comportamiento de los sedimentos (NEHRP, 1997), y tomando en cuenta los rangos de velocidades sísmicas establecidos en la Norma Covenin 1756-98 (Rev. 2001) para edificaciones sismoresistentes, se generó un mapa de velocidades promedio con el fin de caracterizar los suelos de la zona. (Fig. IV-1.9)

Con las velocidades de ondas de corte (ondas S) obtenidas en los perfiles sísmicos realizados, se establecieron los rangos de velocidades promedio para los primeros 30 m, ya que para mayores profundidades se consideran velocidades de ondas S mayores a los 500 m/s (roca blanda, según Norma Covenin).

Siguiendo lo establecido en la Norma Covenin, para la zona de estudio se observan suelos duros o densos, medianamente rígidos, con velocidades promedio entre $250 < V_s < 400$ m/s. La presencia de estos suelos es notoria sobre la zona entre Pta. Caribe y Tanaguarena, al igual que en el cono de Macuto y Camurí Chico.(Fig. IV-1.9)

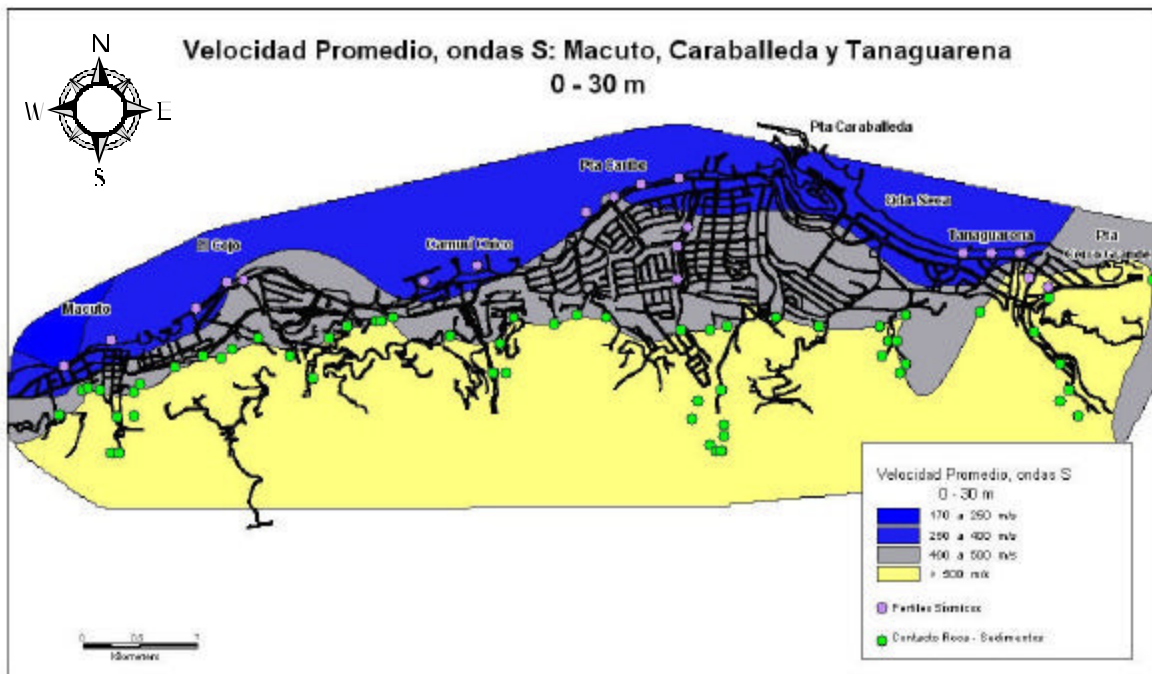


Fig. IV-1.9: Mapa de Velocidad Promedio, ondas S: Macuto, Caraballeda y Tanaguarena, en los primeros 30 m de profundidad.

De igual forma, se observan suelos muy duros o muy denso, rígidos, con velocidades promedio entre $400 < V_s < 500$ m/s. En los conos del Cojo y Caraballeda estos suelos abarcan grandes superficie. (Fig. IV-1.9)

Finalmente, con velocidad promedio mayor a los 500 m/s se observan suelos asociados a roca blanda, lo que puede representa el comienzo del sistema montañoso presente en la zona (Cordillera de la Costa). (Fig. IV-1.9)

2.- Ruido Ambiental.

Periodos Fundamentales.

Los valores de periodo fundamental de vibración del suelo obtenido para la zona de Macuto, están distribuidos de la siguiente manera; se encontraron valores altos de periodo entre 0.9 – 1.5 segundos; en el cono central (El Cojo) con tendencia a bajar hacia los conos laterales (Macuto y Camurí Chico) entre 0.1 – 0.6 segundos. (Fig. IV-2.a)

Si se asocian los valores de periodo fundamental con la geomorfología de los conos se pueden establecer relaciones entre la forma de los conos y con los resultados obtenidos.

Comenzando desde el oeste de la zona; el cono de Macuto presenta en su mayoría valores bajos de periodo, entre 0.3 – 0.6 segundos, esto debido a la proximidad de la montaña con la costa. Solo se tiene un valor alto de periodo (0.6 – 09 segundos) relacionado con la zona de desembocadura del río San José de Galipán. (Fig. IV-2.a)

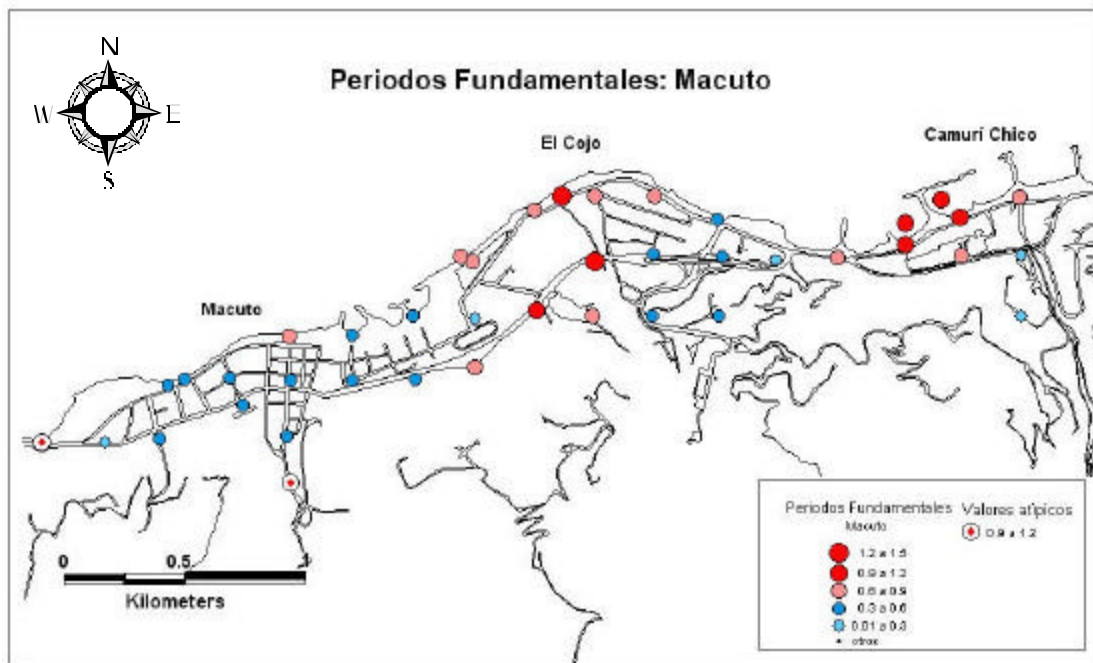


Fig. IV-2.a: Periodo fundamental para la zona de Macuto

El cono del Cojo presenta valores altos de periodo, en su mayoría asociados a la zona de desembocadura de la Qda. El Cojo. Se observan valores bajos de periodo en la parte este

del cono debido a la cercanía de la montaña con la costa. Finalmente, en Camurí Chico se tienen valores altos de periodo a nivel de costa.

Se observaron varios puntos con valores atípicos; se les denominó de esta forma porque no son consecuentes con los valores de periodo de las estaciones adyacentes. A pesar de que estos puntos fueron remedidos y reprocesados, los valores de periodo quedan estables. Se supone que estos valores podrían estar afectados por la presencia de vehículos en la zona y la alta influencia del mar sobre las componentes horizontales. (Fig. IV-2.a)

De igual forma, y guardando la relación que existe entre los valores de período y los espesores de sedimentos, la cual sugiere que a mayores valores de periodo el espesor de la columna sedimentaria debería ser mayor (Nakamura, 1989), se obtuvo que los espesores de sedimentos son mayores hacia el centro de la zona (cono el Cojo) y tienden a adelgazar hacia los bordes (conos de Macuto y Camurí Chico). Cabe destacar que hacia el cono de Camurí Chico se evidencian valores altos de periodo lo cual representaría un nuevo engrosamiento de la columna sedimentaria.

Las zonas con los valores de periodos altos corresponden a las desembocaduras de las Quebradas El Cojo y Camurí, donde el aporte de sedimentos es constante, por lo tanto, el espesor de la columna sedimentaria será mayor en esta zona y sus alrededores. Cabe destacar que el cono formado por la desembocadura de la Qda. El Cojo está mejor definido que el formado por la Qda. Camurí, lo cual indica que el aporte de sedimentos es mayor en el cono del Cojo, esto también se ve reflejado en los valores de periodo ya que allí se obtuvieron los valores más altos registrados en toda la zona.

Para la zona de Caraballeda y Tanaguarena, igual que en la zona de Macuto, los valores altos de periodos los encontramos hacia el centro (Pta. Caribe) entre 1.5 – 1.8 segundos. Hacia Pta. Caraballeda y Qda. Seca los valores de periodo disminuyen un poco ubicándose entre 0.6 – 1.2 segundos. La mayor parte de la zona está asociada a altos valores de periodo; son pocos los puntos con valores bajos. (Fig. IV-2.b)

En Tanaguarena y Pta. Cerro Grande, se encontraron puntos donde los valores de periodo son bajos (entre 0.3 – 0.6 segundos) debido a la poca separación entre la montaña y la costa; el ancho del cono de Tanaguarena es mucho menor que el de Caraballeda.

En la zona costera de Tanaguarena, se tienen altos valores de periodo (entre 0.9 – 1.2 segundos), se suponen espesores de sedimentos altos. (Fig. IV-2.b)

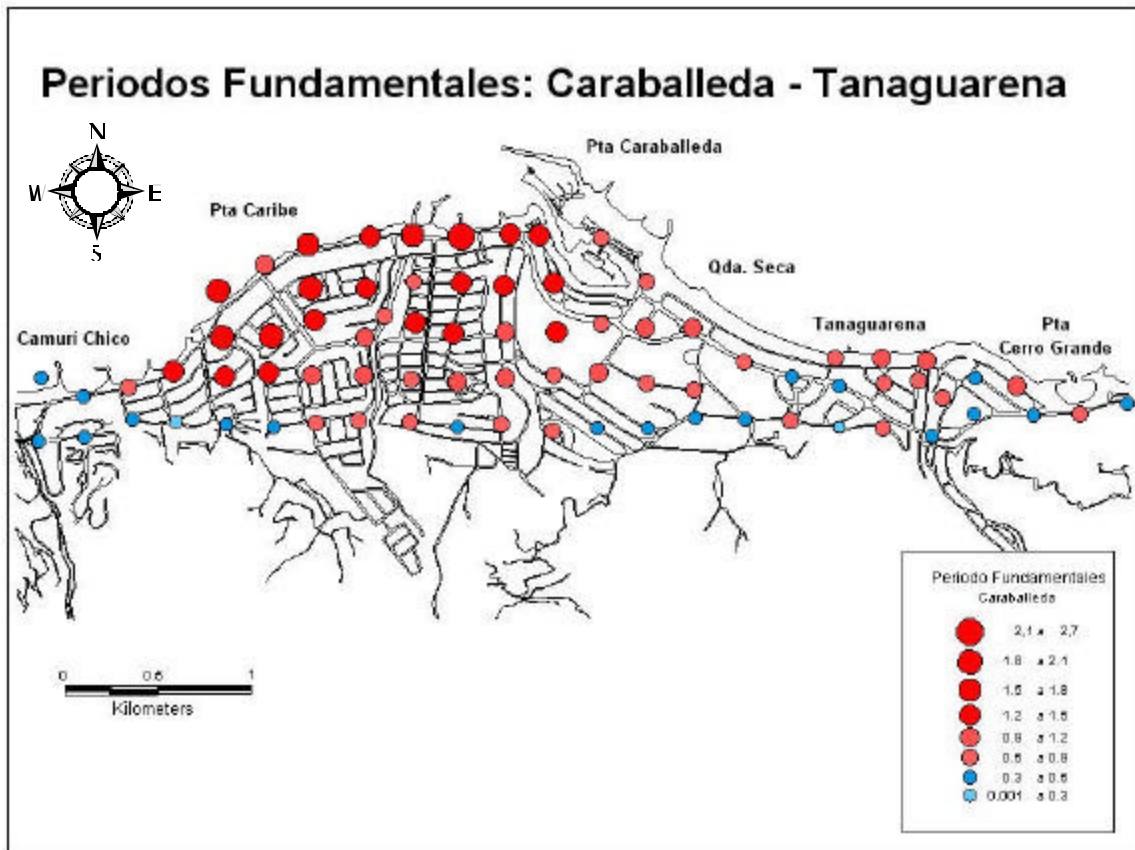


Fig. IV-2.b: Periodo Fundamental para las zonas de Caraballeda y Tanaguarena

Considerando los valores de periodo fundamental observados y la relación Periodo – Profundidad de sedimentos establecida para el Valle de Caracas (Rocabado, 1999), se obtienen altos espesores de sedimentos en la mayor parte de la zona, sobre todo en las cercanías de las Qdas. San Julián y Seca, y el río Cerro Grande. Esto se evidencia claramente al observar la distribución de los sedimentos a raíz de las lluvias torrenciales del 15/2/1999 (FUNVISIS,1999), donde las zonas mas afectadas están en las desembocaduras de las quebradas y ríos, es allí donde la mayoría de los valores de periodo se ubican entre 0.9 –1.8 segundos. (Fig. IV-2.b)

Observando la totalidad de la zona estudiada podemos decir que la distribución de los valores de periodo es sistemática, las zonas donde los puntos están próximos a la montaña (bajos espesores de sedimentos) resultaron con períodos bajos (0.1 – 0.6 segundos) y a medida que nos acercamos a la parte más costera los valores de periodo aumentan, lo que implica un aumento en el espesor de la columna sedimentaria. (Fig. IV-2.c)

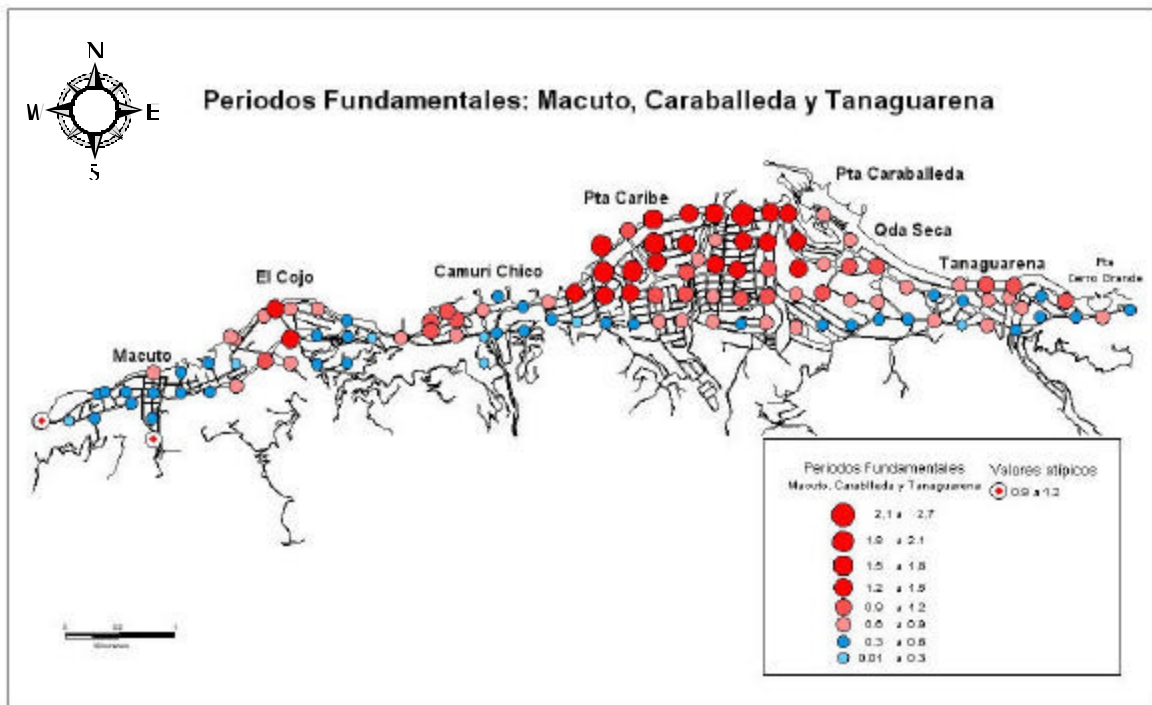


Fig. IV-2.c: Periodo Fundamental para las zonas de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena

Debido a la geomorfología de la zona, se considera que el método es más eficiente para el cono de Caraballeda donde la montaña no es tan cercana a la costa y por ende el cono es más ancho lo cual permite observar cambios en los valores de periodo a medida que nos movemos desde los puntos más cercanos a la montaña hacia la costa. . En el caso de las zonas de Macuto y Tanaguarena este comportamiento no es tan evidente, para obtener mejores resultados se debería realizar un mallado más fino, con menos distancia entre puntos con el fin de detectar con más precisión los cambios en los valores de periodo a lo largo de los conos.

Factor de Amplificación

Con relación a los valores de Amplificación para los picos de periodo fundamental se pudo observar un comportamiento generalmente inverso al del periodo, es decir, en las zonas donde los valores de periodos son altos tenemos bajos valores de Amplificación, y viceversa.

También se puede establecer relación con la ubicación del punto, en algunos casos los puntos ubicados cerca de la montaña arrojaron valores de Amplificación altos, independientemente del valor del periodo.

De igual forma que para el estudio de Ruido Ambiental realizado para el Valle de Caracas (Rocabado, 1999), la relación Periodo – Factor de Amplificación no se evidencia en este estudio, el valor de amplificación debería tener un comportamiento similar al de los valores de periodo (Nakamura, 1989).

En la zona de Macuto las Amplificaciones se presentan en valores generalmente entre 1 - 5, son pocos los valores mayores a 6. (Fig. IV- 2.d)

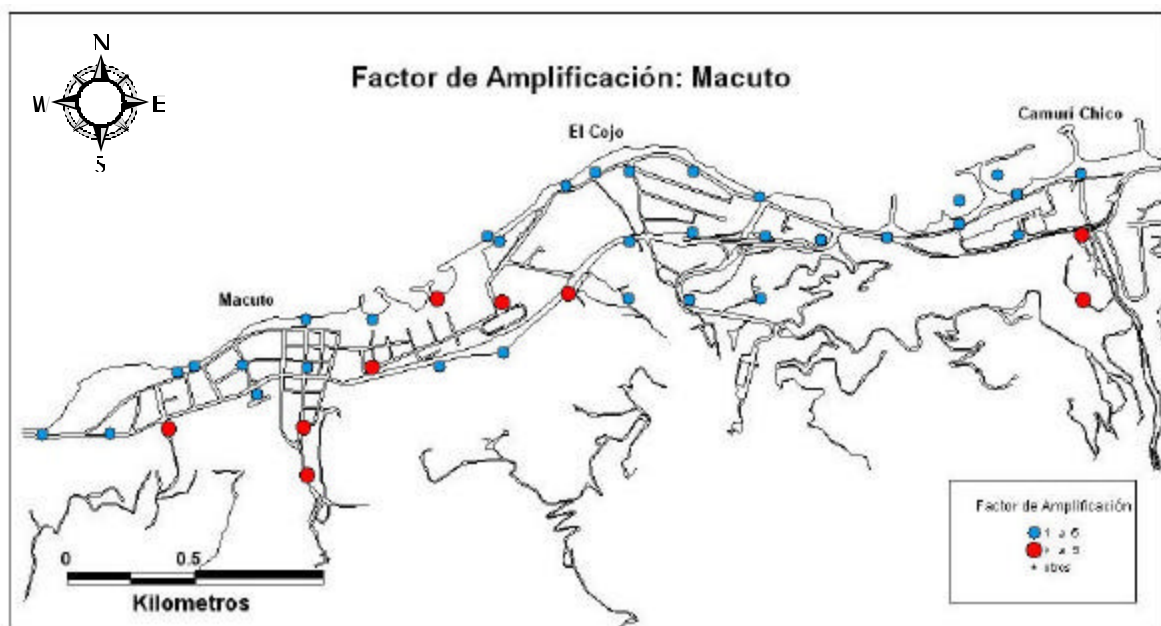


Fig. IV-2.d: Factor de amplificación para la zona de Macuto

En las zonas Caraballeda y Tanaguarena el comportamiento de los valores de Amplificación es similar al de Macuto, presentan un comportamiento inverso al del período. En la mayor parte de la zona los valores de amplificación se ubican entre 1 – 5. (Fig. IV-2.e)



Fig. IV-2.e: Factor de amplificación para las zonas de Caraballeda y Tanaguarena

Los valores de amplificación mayores a 5, en su mayoría, están asociados a estaciones ubicadas sobre la montaña

3.- Integración de Datos Sísmicos con Datos de Ruido Ambiental

Con la finalidad de extrapolar los datos sísmicos obtenidos de los perfiles realizados en la zona, se calculó la regresión lineal entre los valores de periodo fundamental y la profundidad de sedimentos blandos observada. En dicha regresión se utilizaron los valores de periodo fundamental obtenidos de estaciones ubicadas sobre las líneas de los perfiles. (Fig. 3-a)

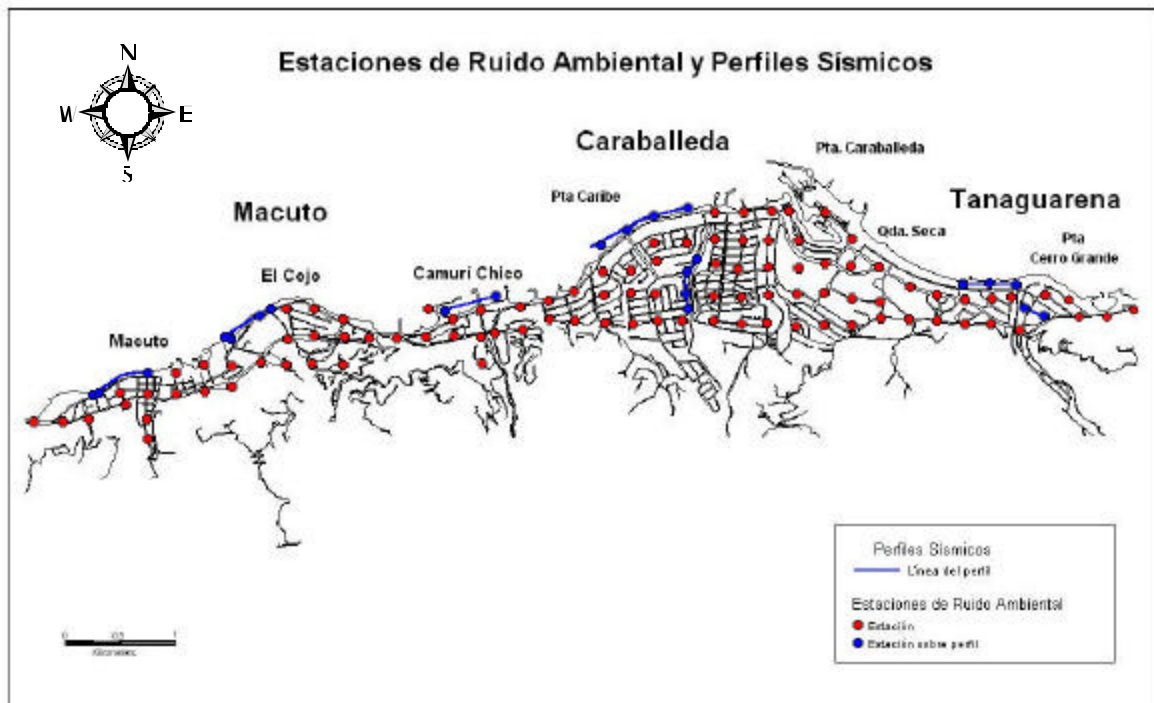


Fig. IV-3.a: Ubicación de las estaciones de Ruido Ambiental sobre los perfiles sísmicos

En total se utilizó un número pequeño de muestras (8 puntos), por lo tanto la regresión lineal es bastante generalizada. Sin embargo los puntos no muestran mucha dispersión y se obtuvo un índice de correlación de 0.7. (Fig. IV-3.b).

El cálculo de la regresión lineal solo fue posible con los datos de profundidad obtenidos para ondas S, en la zona de Caraballeda y Tanaguarena, donde se utilizó la capa más profunda con velocidades mayores a los 550 m/s., por considerarse posiblemente roca sedimentaria o aluviones con grandes conglomerados (Comunicación Personal Gallovich, 2001).

Relación Profundidad de sedimentos Vs Periodo Fundamental.
Caraballeda y Tanaguarena

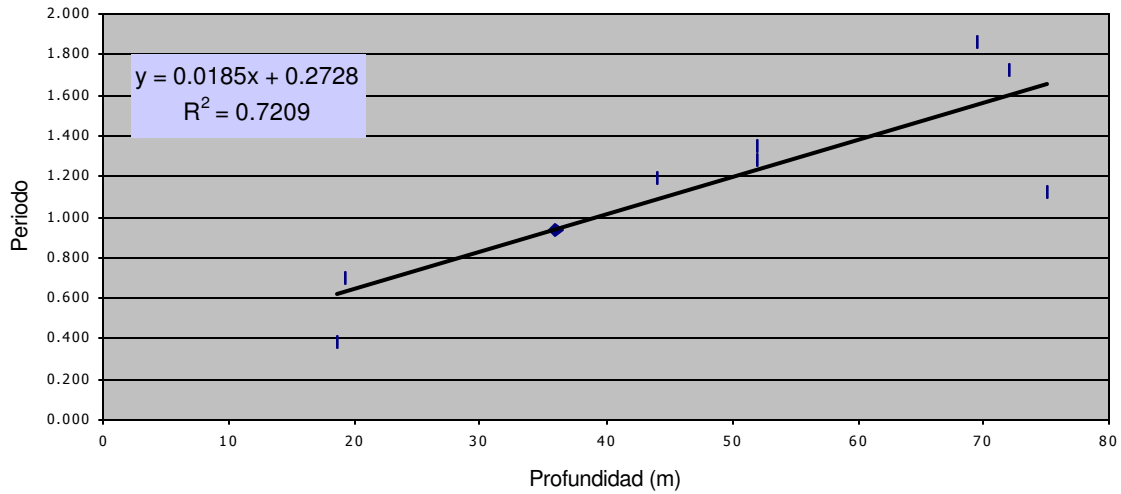


Fig. IV-3.b: Relación Profundidad de sedimentos – periodo fundamental calculada a partir de datos sísmicos de ondas S, para la zona de Caraballeda y Tanaguarena.

En Macuto, la relación no se pudo establecer ya que la pendiente de la recta resultó negativa. En este caso se observa un poco más de dispersión en los puntos. (Fig. IV-3.c).

Relación Profundidad de sedimentos vs Periodo Fundamental
Macuto.

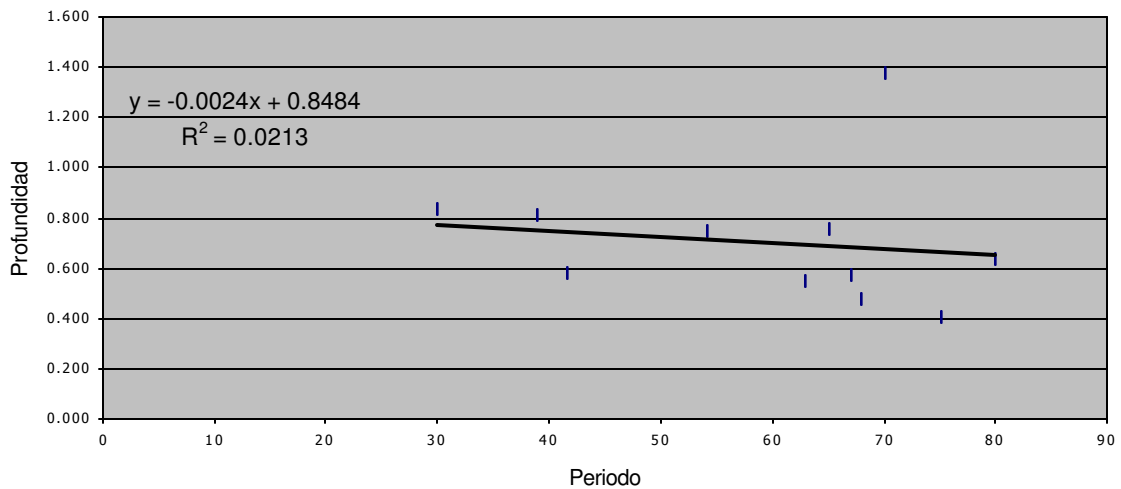


Fig. IV-3.c: Relación Profundidad de sedimentos – periodo fundamental calculada a partir de datos sísmicos de ondas S, para la zona de Macuto.

Para las profundidades obtenidas a partir de ondas P, tampoco se pudo establecer relación con los valores de periodo. Al igual que en el caso anterior, la pendiente de la recta resulta negativa. (Fig. IV-3.d)

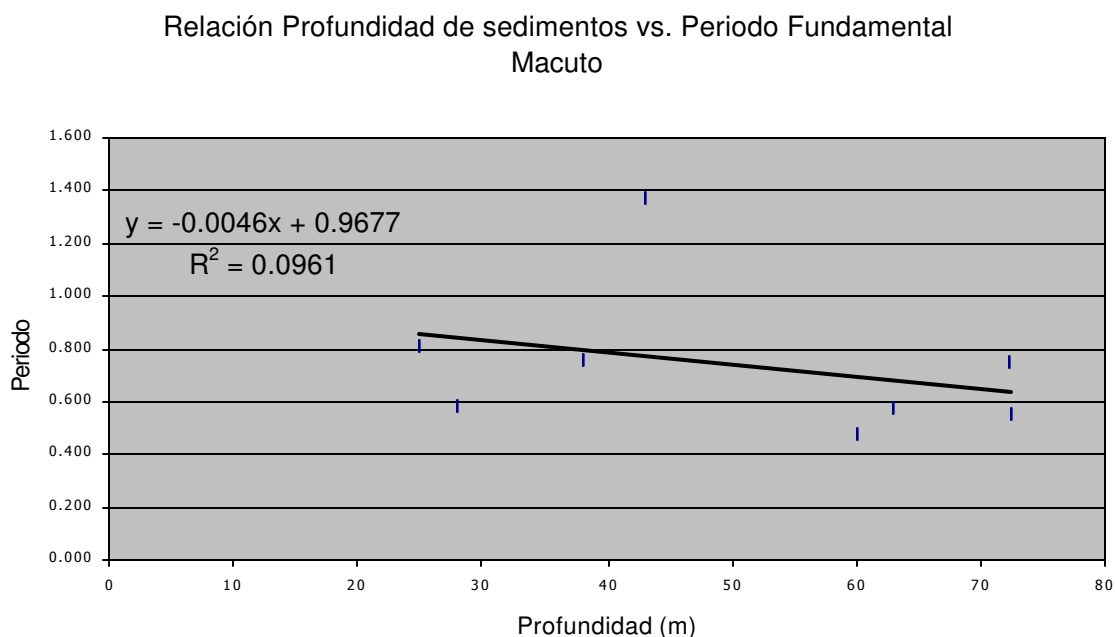


Fig. IV-3.d : Relación Profundidad de sedimentos – periodo fundamental calculada a partir de datos sísmicos de ondas P, para la zona de Macuto.

Con la ecuación de la recta calculada para la zona de Caraballeda y Tanaguarena (ondas S) se extrapolaron los valores de profundidad partiendo de los valores de periodos fundamentales obtenidos, estos son continuos en toda la superficie.

Utilizando las profundidades calculadas por regresión y manteniendo constantes los valores de la misma obtenidos a partir del modelado sísmico, se realizó un mapa de profundidad de sedimentos blandos, con velocidades de ondas S (V_s) mayores a 550. (Fig. IV-3.e)

En el mapa de profundidades para la zona de Caraballeda y Tanaguarena se observa que la mayor profundidad de sedimentos blandos esta en el cono de Caraballeda (aproximadamente entre 100 – 125 m), hacia Qda. Seca la profundidad disminuye, esto es consecuente con los valores de periodo obtenidos en la zona.

La disminución en la profundidad de sedimentos posiblemente sea causa de que la Qda. Seca transporta sedimentos más finos que los aportados por la Qda. San Julián en Caraballeda, lo que da como resultado un cono poco desarrollado en Qda. Seca. (Fig. IV-3.e)

Sobre la desembocadura del río Cerro Grande se encontró que la mayor profundidad está entre 35 – 50 m .Cabe destacar que en el perfil sísmico realizado entre Qda. Seca y río Cerro Grande, no se pudo identificar una tercera capa con velocidades de onda S mayor a 550 m/s, sin embargo, en el modelo P se obtuvo una tercera capa con velocidades entre los 2360 – 3030 m/s a más de 70 m de profundidad.

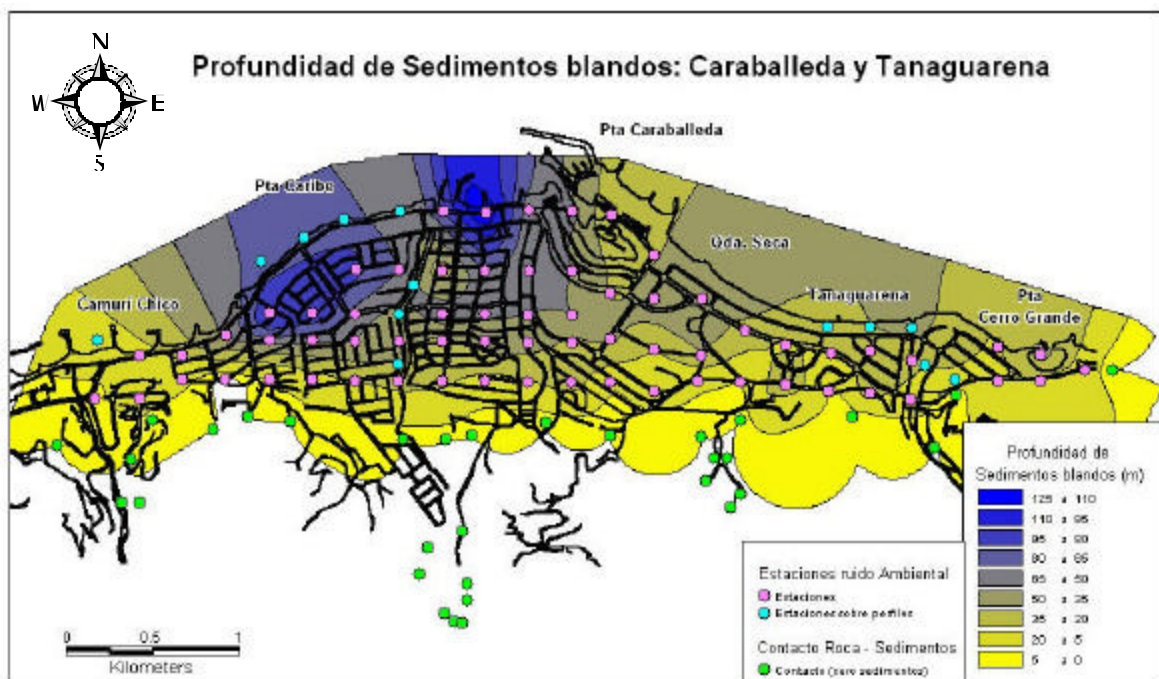


Fig. IV-3.e: Mapa de Profundidad de sedimentos blandos para la zona de Caraballeda y Tanaguarena, calculada a partir de ondas S con velocidades mayores a 550 m/s.

Según perforaciones existentes en los alrededores del Hotel Macuto Sheraton (Weston, 1969), los conos están compuestos por los sedimentos provenientes de la falda norte del Ávila, de suelos granulares gruesos, desde arenas y gravas hasta peñones grandes. En la franja costera se intercalan a estos sedimentos aluviales sedimentos marinos de arenas finas y arcillas o limos plásticos, generalmente blandos, de unos 50 m de espesor (Castilla,1999).

Por las razones antes expuestas, para la zona de Macuto se realizó el cálculo de profundidad utilizando los valores de periodo obtenidos en la zona, pero con la regresión lineal calculada para Caraballeda y Tanaguarena. En este caso también se mantuvieron constantes los valores de profundidad obtenidos a partir de los modelos 2D para la capa con velocidades mayores a 550 m/s.

En el mapa de profundidad para la zona de Macuto se observa que la mayor profundidad está en el cono de Macuto con valores entre 80 – 89 m asociados a la desembocadura del río San José de Galipán, hacia los lados del cono la profundidad disminuye hasta los 30 m. (Fig. IV-3.f)

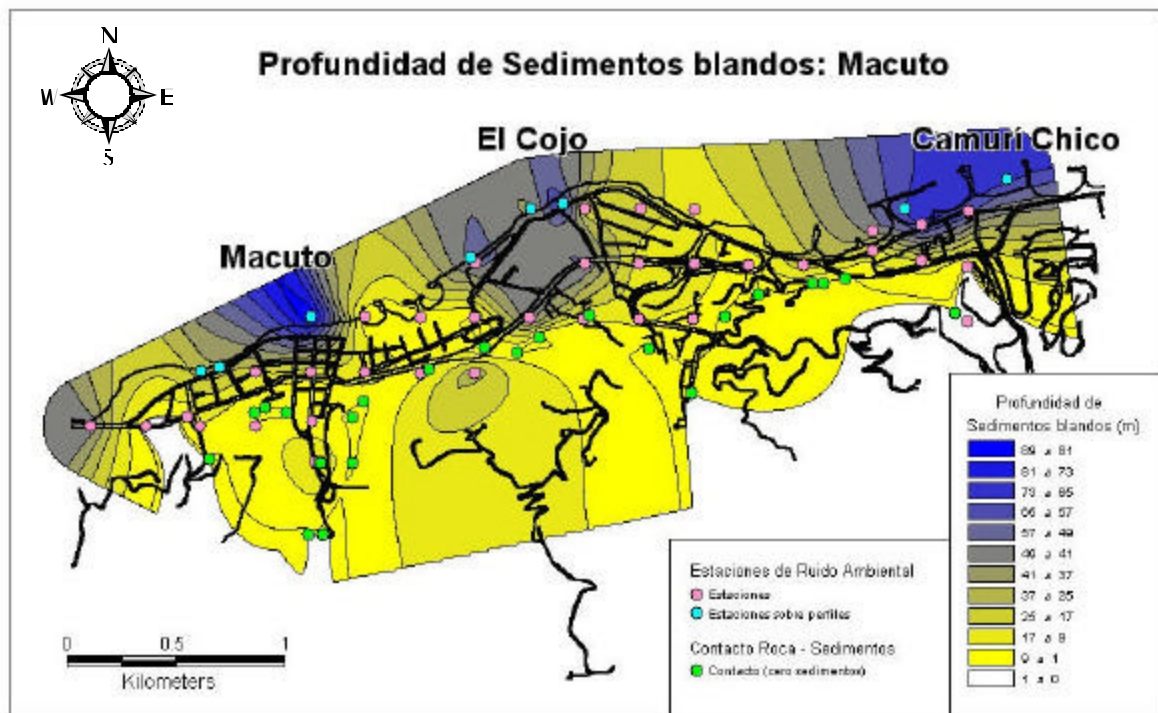


Fig. IV-3.f: Mapa de Profundidad de sedimentos blandos para la zona de Macuto, calculada a partir de ondas S con velocidades mayores a 550 m/s.

En el cono del Cojo se observan profundidades entre 40 – 70 m sobre la desembocadura de la Qda. El Cojo. Es interesante comentar que a pesar de ser el cono mejor desarrollado en la zona de Macuto es el que presenta los menores valores de profundidad.(Fig. IV-3.f)

En la zona este del mismo como tenemos una disminución en la profundidad posiblemente a consecuencia de la reducción en la separación entre la montaña (roca) y la costa (sedimentos sueltos).

Finalmente, en Camurí Chico se observan nuevamente altas profundidades, entre los 70 – 80 m, asociadas a la Qda. Camurí. (Fig. IV-13.f)

Observando la totalidad de la zona se tiene que las mayores profundidades se ubican sobre el cono de Caraballeda, entre 95 – 125 m, el cual es el cono aluvial mejor desarrollado. Se supone que el aporte de sedimentos de la Qda. San Julián es mayor que la de las quebradas y ríos adyacentes. (Fig. IV-13.g)

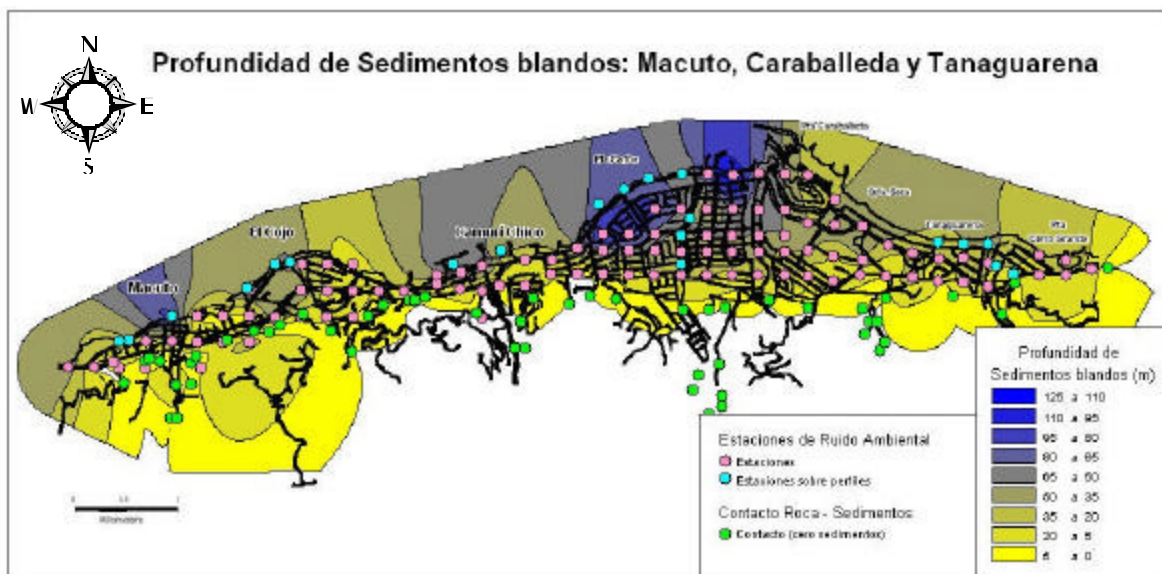


Fig. IV-3.g: Mapa de Profundidad de sedimentos blandos para la zona de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena; calculada a partir de ondas S con velocidades mayores a 550 m/s.

Con la regresión lineal también se pudo determinar el periodo fundamental de la roca para la zona de estudio, este valor resulto 0.2728 segundos. Al compararlo con el valor obtenido de la misma forma para el Valle de Caracas, el cual es de 0.2014 segundos (Rocabado,1999), se observa que son muy similares, lo cual indica que la respuesta de los

sedimentos es similar para ambos flancos de la Cordillera, ya que el ambiente tectónico es el mismo.

Cabe destacar que la regresión realizada para el Valle de Caracas establece profundidad de Roca, mientras que la calculada para la zona de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena esta basada sobre el tope de la capa más profunda obtenida en los modelos de suelo para ondas S, con velocidades (V_s) entre 550 – 1100 m/s.

Para establecer una comparación entre el comportamiento de los sedimentos en ambos flancos de la Cordillera de la Costa se realizaron los mapas de profundidad para las zonas de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena, con la regresión lineal establecida para el Valle de Caracas (Rocabado,1999). (Fig. IV-3.h)

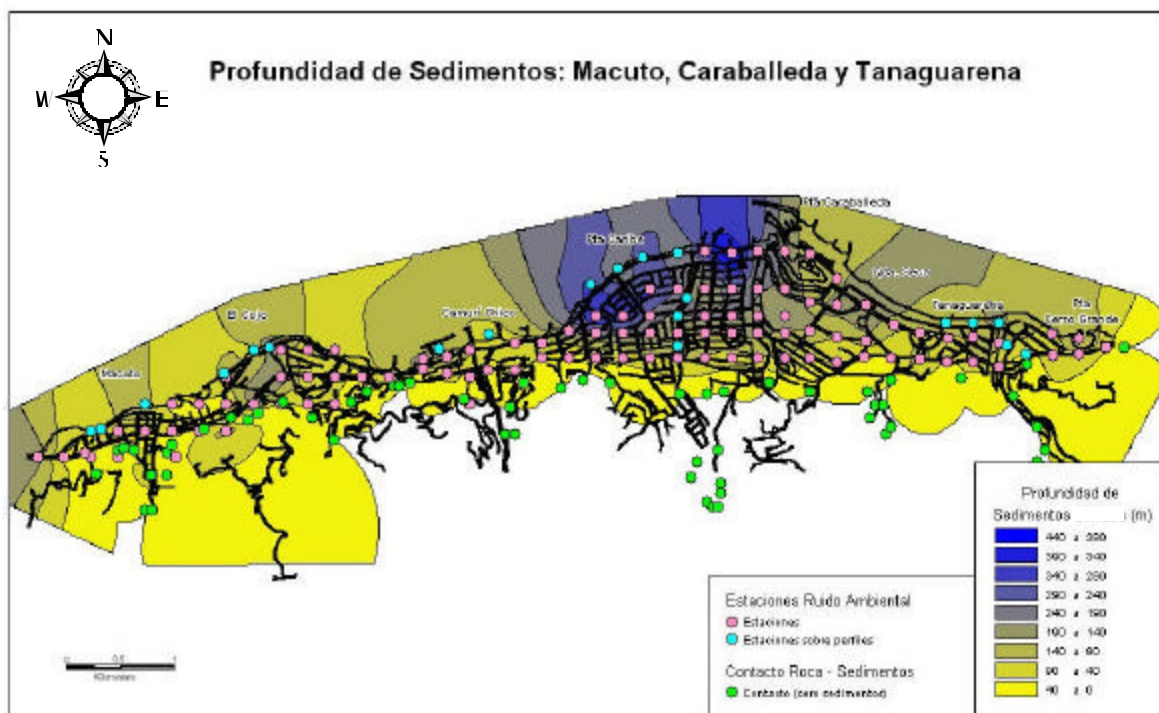


Fig. IV-3.h: Mapa de Profundidad de sedimentos para la zona de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena; calculada a partir de la recta para el Valle de Caracas (profundidad de roca).(Rocabado, 1999)

Analizando el mapa de profundidades realizado con la regresión lineal calculada para el Valle de Caracas (Fig. IV-3.g), el cual ilustra la profundidad aproximada de la roca para las zonas de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena, se tiene que la zona con mayores espesores de sedimentos se ubica en Caraballeda, sobre la desembocadura de la Quebrada San Julián, con profundidades entre los 200 – 340 m

Estas profundidades se aproximan a las propuestas en estudios anteriores (WESTON INC, 1969), sobre la zona del Hotel Macuto Sheraton, donde obtuvieron profundidades de basamento con gneises o esquistos muy sólidos entre los 100 y 400 m, con velocidad de onda sísmica alrededor de los 4000 m/s. (e.g. FUNVISIS,1978).

Hacia Quebrada Seca, Tanaguarena y Pta. Cerro Grande, la profundidad de la roca disminuye considerablemente, ubicándose a lo largo de la zona entre los 140 – 190 m.

En la zona de Macuto, la distribución de la capa de sedimentos es bastante uniforme, ya que sobre la desembocadura de los Quebradas El Cojo y Camurí, además de la del río San José de Galipán, la roca se ubica aproximadamente a igual profundidad (140 m). Sin embargo, en el cono del Cojo se observan profundidades de roca hasta 190 m.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A partir del desarrollo de este trabajo y cubiertas las etapas de adquisición, procesamiento y análisis, se lograron establecer las siguientes conclusiones:

- En las zonas de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena, los sedimentos están distribuidos en tres capas. Estas capas fueron interpretadas como sedimentos sueltos, sedimentos más compactados (aluvión) y roca sedimentaria para la última capa. Las velocidades de ondas sísmicas (ondas P y ondas S) no presentan una marcada variación entre los distintos conos aluviales.
- En toda las zonas se observaron grandes espesores de sedimentos saturados con velocidad de onda P entre los 1700 – 1900 m/s. El nivel freático se ubica entre los primeros 5 – 10 m de profundidad.
- En los perfiles sísmicos adquiridos en las proximidades de la costa se obtuvieron profundidades superiores a los 90 m. Sin embargo, no se consiguieron velocidades que se pudieran asociar al basamento.
- Analizando las velocidades promedio para los primeros 30 m de profundidad, se interpretaron los sedimentos como suelos duros o densos; con velocidades promedio entre 250 – 400 m/s, y suelos muy duros o muy densos; con velocidades promedio entre 400 – 500 m/s. (Norma Covenin, 1756-98)
- Quedo evidenciado que para los perfiles cercanos a la costa los geófonos verticales presentaron mejor relación señal – ruido, sin embargo los paquetes de ondas de corte (ondas S) no se observaron de manera optima.
- Dada la importancia de conocer las velocidades de onda de corte para el comportamiento dinámico del suelo, se recomienda la realización de perfiles sísmicos paralelos utilizando receptores de ondas S y P .

- Se recomienda la adquisición de perfiles sísmicos perpendiculares a la línea de costa, con el fin de observar el buzamiento de las capas.
- En las zonas de Macuto, Caraballeda y Tanaguareñas los valores de Período Fundamental de vibración del suelo predominantes se ubican entre 0.9 – 1.8 segundos. Apoyado en la relación existente entre Período Fundamental y Profundidad de sedimento (Nakamura, 1989), se interpretaron grandes espesores de sedimentos.
- La relación que se estableció entre Período Fundamental y el Factor de Amplificación fue inversa, lo cual va en contra de lo propuesto por Nakamura (1989).
- Estableciendo comparaciones con los estudios de Ruido Ambiental realizados en el Valle de Caracas (Rocabado, 1999), se observaron similitudes en la relación Período Fundamental – Profundidad de sedimento. El valor de Período de la roca obtenido para el Valle de Caracas es de 0.2014 segundos, el cual es semejante al calculado para la zona de estudio, el cual es de 0.2728 segundos.
- Con el fin de obtener mejores resultados en algunas estaciones de medición, se realizaron ventanas múltiples de procesamiento. Los resultados obtenidos a partir de esta metodología no siempre fueron satisfactorios. Por lo tanto, se recomienda la automatización de este método de procesamiento.

BIBLIOGRAFÍA

- Abeki, N., T. Enomoto, T. Guevara y Z. Villegas (1995). Fundamental concept for Seismic microzonation and preliminary surveys of microtremor observations in Caracas and Cumaná City, Venezuela. II Coloquio Internacional sobre “Microzonificación Sísmica” y V Reunión de Cooperación Iberoamericana, Cumana, Venezuela, 12 al 16 de junio de 1995, Resumen.
- Abeki, N., K. Seo, I. Matsuda, T. Enomoto, D. Watanabe, M. Schmitz, H. Rendón y A. Sánchez (1998). Microtremor observations in Caracas city, Venezuela. 2nd International Symposium on Effect of Surface Geology on Seismic Motion, 1-3 de diciembre 1998, Yokohama, p 6.
- Abeki, N., K. Seo, I. Matsuda, T. Enomoto, D. Watanabe, M. Schmitz, H. Rendón y A. Sánchez (1998). Microtremor observations in Cumaná city, Venezuela. 2nd International Symposium on Effect of Surface Geology on Seismic Motion, 1-3 de diciembre 1998, Yokohama, p 6.
- Building Seismic Safety Council. 1997. NEHPR Guidelines for the Seismics Rehabilitation of Buildings, Federal Emergency Management Agency, Publication 273, Washington DC.
- Chalbaud, D. (2000) Determinación del Espesor Cortical del Escudo de Guayana a Partir de Análisis de Información Sísmica de Refracción. Tesis de Grado. Universidad Simón Bolívar. Pp. 124
- Dobrin, M, (1975) Introducción a la Prospección Geofísica, Barcelona, España. Ediciones Omega, 85-100.
- Duval, A. –M., J. Mendoza, J.-P. Méneroud, F. Prida, F. DeSantis, A. Singer y S. Vidal (1995). Experimental Microzonation in Venezuela. Fifth International

Conference on Seismic Zonation, Oct. 17-19 1995. Nice, France, Proceedings Vol. III, EERI, pp 2227-2234.

- Duval, A.-M., J.-P. Méneroud, S. Vidal and A. Singen (1998). Relation between curves obtained from microtremor and site effects observed after Caracas 1967 Earthquake. 11th European Conference on Earthquake Engineering, pp 1-9.
- FUNVISIS, 1978. Segunda Fase del Estudio del Sismo ocurrido en Caracas el 29 de Julio de 1967. Ministerio de Obras Públicas, Comisión Presidencial para el estudio de Sismo, FUNVISIS, Caracas, Venezuela, Volumen A, pp 517.
- Gonzales de Juana, C, J. Iturralde, X. Picard, (1980) Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Caracas, Ediciones Foninves.
- <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/EXPLORAC/TEXT/04004Comp.htm>
- Konno, K., T. Ohmachi (1998). Ground-Motion Characteristics estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 88, pp 228-241, February 1998.
- Lermo, J., Y. M. Rodríguez, S. Sing (1988). The México earthquake of September 19, 1985. Natural Period of Sites in the Valley of Mexico from Microtremor Measurements and Strong Motion Data. Earthquake Spectra, Vol 4, 1988.
- Lermo, J. y F. Chávez-García (1993). Site Effect Evaluation using Spectral Ratios with only one station. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 83, pp 1574-1594, October 1993.
- Léxico Estratigráfico de Venezuela. Ministerio de Minas e Hidrocarburos (Dirección de Geología). Editorial Sucre. Caracas, 1970.

- Léxico Estratigráfico de Venezuela, página web: www.pdv.com/léxico.
- Masaki, K., K. Sagughi y A. Sanchez (1997). On the 1997 Cariaco Earthquake and Microtremor observation in Cariaco City, Venezuela. Funvisis 1997.
- Matsuda, I. (1999). Research on Earthquake Risk Assessment in Caracas. September 1999. Pp 74.
- Ministerio del Desarrollo Urbano. Norma Covenin 1756-98 (Rev. 2001). Edificaciones Sísmorresistentes. 2001. Caracas. Venezuela. Pp C-22
- Nakamura, Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface. QR of RTRI, Vol 30, No 1, Feb 1989.
- Rocabado, V. (1999). Períodos Fundamentales del Suelo de la Ciudad de Caracas a Partir de Mediciones de Ruido Ambiental. Tesis de Grado. Universidad Central de Venezuela. Pp 87.
- Sheriff R.. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics. Society of Exploration Geophysicists. 3^a edición 1994. pp 241
- www.coremisgm.gob.mx/especial/riesgos.html