

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO GEOFÍSICO A LO LARGO DE LA RUTA DEL FERROCARRIL CARACAS-GUARENAS-GUATIRE.

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Noda González, Fermín José
para optar al título de Ingeniero Geofísico

Caracas, Mayo del 2008

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO GEOFÍSICO A LO LARGO DE LA RUTA DEL FERROCARRIL CARACAS-GUARENAS-GUATIRE.

Tutor Académico: Dr. Michael Schmitz
Tutor Industrial: Ing. Jesús A. Moncada G

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Noda González, Fermín José
para optar al título de Ingeniero Geofísico

Caracas, Mayo del 2008

Caracas, Mayo del 2008

Los abajo firmantes, miembros del jurado designados por el Consejo de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Br. Noda González Fermín José, titulado:

**“ESTUDIO GEOFÍSICO A LO LARGO DE LA RUTA DEL
FERROCARRIL CARACAS-GUARENAS-GUATIRE”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. Inírida Rodríguez

Jurado

Prof. Antonio Ughi

Jurado

Dr. Michael Schmitz

Tutor Académico

Ing. Jesús A. Moncada G.

Tutor Industrial

DEDICATORIA

A mis padres José Noda y Mercedes González

A mi querida hermana Lourdes Noda

Mis tías Egleé e Isbelia Noda

Mi novia bella Erika Nagy

Y a todos mis amigos del alma

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, José Ramón Noda y María Mercedes González y a mi hermana Lourdes Noda, por ser mi principal fuente de apoyo y por enseñarme a confiar en mí y a nunca desistir ante la adversidad. A mis tíos Egleé e Isbelia Noda que siempre están cuando las necesito, brindándome su cariño, apoyo y consejo. A mi querida abuela Hilda, pilar de la familia Noda.

A mi novia Erika Nagy, la luz de mis ojos, por brindarme su amor y apoyo durante tanto tiempo, ayudándome día a día a ser una mejor persona.

A Julio Valls y Alejandro Hernández, compañeros en armas, en esta batalla por culminar exitosamente los estudios superiores, brindándome su apoyo desinteresado durante la carrera y el presente trabajo.

A mis tutores, Dr. Michael Schmitz y Jesús Moncada por todo su apoyo, orientación y confianza.

Especiales agradecimientos a la profesora Inírida Rodríguez, por su orientación, apoyo y guía durante la carrera y el presente trabajo de grado.

A Edward Fung, Fernando Bello, Hernán Guerrero, Luis Rada, Tracy Díaz y en general a todos mis grandes amigos quienes a lo largo de los años ayudado a formarme como persona.

Al Dr. Gustavo Malavé, por abrirme las puertas de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) y darme la oportunidad de realizar este trabajo de grado.

A Fabián Rada, Mónica Paolini, Jennifer Masi Cecilio Morales, Claudia Quintero y a todo el personal de FUNVISIS por su gran apoyo durante el desarrollo de este trabajo de grado.

Noda G., Fermín J.

ESTUDIO GEOFÍSICO A LO LARGO DE LA RUTA DEL FERROCARRIL CARACAS-GUARENAS-GUATIRE

Tutor Académico: Dr. Michael Schmitz. Tutor Industrial: Ing. Jesús A. Moncada G.

Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2008.

Palabras clave: Métodos, Sísmicos, Gravimétricos, Ruido Ambiental.

RESUMEN

El presente trabajo está enmarcado dentro del proyecto de microzonificación sísmica llevado a cabo por FUNVISIS, cuyo objetivo principal es determinar los parámetros geotécnicos tales como la velocidad de ondas de corte hasta 30 metros de profundidad (Vs30), período fundamental y espesor de sedimento a lo largo de la ruta que seguirá la futura línea de metro Caracas-Guarenas-Guatire, para lo que se realizaron mediciones de refracción sísmica somera, gravimétricas y de ruido ambiental, así como la recolección de información geológica, geofísica y geotécnica.

A partir de los 10 perfiles de refracción sísmica somera adquiridos y procesados, se elaboraron 10 modelos 1D, los cuales contienen información sobre el estudio de ondas P, Ondas S y el cálculo de la velocidad hasta los 30 metros (Vs30). Además se construyeron 18 modelos 2D, los cuales se resumen en 10 perfiles 1D, apoyándose en la información aportada por pozos realizados en áreas cercanas a los perfiles sísmicos y a la información geofísica y geológica previamente recolectada. La información geológica indica que la zona Oeste del área de estudio está conformada por roca perteneciente a las formaciones Las Mercedes y Las Brisas y la zona Este por Relleno y Aluvión perteneciente a la Formación Guatire.

De acuerdo a los valores Vs30 obtenidos en los modelos 1D, se realizó una agrupación de los mismos para observar el comportamiento promedio local de las ondas de corte en los primeros 30 metros de la superficie del área de estudio, obteniéndose que los valores Vs30 de la zona central del área de estudio varía en un rango que oscila entre 560 m/s y 800 m/s, mientras que en la zona Este se tienen valores Vs30 que van de 440 m/s hasta 800 m/s.

Mediante la medición de 93 estaciones gravimétricas, se elaboró el perfil de anomalías de Bouguer, utilizando para esto una densidad de Bouguer de $2.67 \frac{g}{cm^3}$, en el cual fueron trazados tres perfiles que permitieron elaborar dos modelos geológicos del área de estudio. Con los mismos se determinó un espesor de

sedimentos aproximadamente de 160 metros en el lado Sureste de la cuenca de Guatire.

Utilizando mediciones de ruido ambiental, se determinaron los valores del período fundamental del área, a partir de 93 mediciones, observándose en toda el área, valores que oscilan entre 0,23 y 3 s. Los períodos bajos corresponden a la zona Oeste del área de estudio (Autopista Caracas-Guarenas) y los períodos altos a la zona Este (Cuenca de Guatire).

ÍNDICE

	Pag.
DEDICATORIA.....	iv
AGRADECIMIENTOS	v
RESUMEN.....	vi
ÍNDICE	viii
LISTA DE FIGURAS	xvi
LISTA DE TABLAS.....	xxiii
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I.....	2
EL PROBLEMA	2
1.1 Planteamiento del Problema.....	2
1.2 Justificación.....	4
1.3 Objetivos	5
1.3.1 Objetivo General	5
1.3.2 Objetivos Específicos	5
1.4 Ubicación	6
CAPÍTULO II	7
MARCO GEOLÓGICO	7
2.1 Geología de la Cuenca de Caracas	7
2.2 Rasgos Estratigráficos de la Región de Caracas	9

2.2.1 Esquistos Las Mercedes	10
2.2.2 Esquistos Las Brisas	11
2.3 Geología de la Región de Guarenas – Guatire	12
2.4 Rasgos Estratigráficos de la Región de Guarenas – Guatire	13
2.5 Tectonismo y Sedimentación	14
CAPÍTULO III	17
SÍSMICA DE REFRACCIÓN SOMERA	17
3.1 Marco Teórico	17
3.1.1 Generalidades	17
3.1.2 Conceptos Importantes	18
3.1.2.1 Isotropía.....	18
3.1.2.2 Anisotropía	18
3.1.2.3 Ley de Snell.....	18
3.1.2.4 Ondas Sísmicas	19
3.1.2.4.1 Ondas P o Primaria.....	21
3.1.2.4.2 Ondas S o de Corte.....	22
3.1.2.5 Refracción de Ondas Sísmicas	24
3.1.2.5.1 Para Estratos Planos	24
3.1.2.5.2 Para Estratos Buzantes	27

3.2 Metodología de Adquisición de los Datos de Refracción Sísmica	29
3.2.1 Instrumentos empleados	32
3.2.2 Ubicación de los Perfiles de Refracción Sísmica Somera.....	33
3.3 Metodología del Procesamiento de los Datos de Campo.....	34
3.3.1 Manejo de la Herramienta Informática Reflex.....	34
3.3.2 Archivos Necesarios para la Ejecución del Programa RayInvr	36
3.3.3 Manejo de la Herramienta de Trazado de Rayos RayInvr	36
3.4 Resultados y Análisis	38
3.4.1 Perfiles Sísmicos de Refracción Somera.....	38
3.4.1.1 Perfil 1: Alfarería 1	38
3.4.1.2 Perfil 2: Alfarería 2	43
3.4.1.3 Perfil 3: Polar	47
3.4.1.4 Perfil 4: Campamento Odebrecht.....	51
3.4.1.5 Perfil 5: Plastek	55
3.4.1.6 Perfil 6: Perf 6	59
3.4.1.7 Perfil 7: Hotel.....	63
3.4.1.8 Perfil 8: Cementerio	67
3.4.1.9 Perfil 9: PDV	71
3.4.1.10 Perfil 10: Cementera.....	74

CAPÍTULO IV	80
GRAVIMETRÍA	80
4.1 Marco Teórico	80
4.1.1 Generalidades	80
4.1.2 Gravedad de la Tierra	83
4.1.2.1 Generalidades	83
4.1.2.2 El Esferoide de la Tierra y el Geoide	84
4.1.3: Ajustes y Correcciones.....	86
4.1.3.1 Variación de la Gravedad con el Tiempo.....	86
4.1.3.1.1 Corrección por Marea.....	86
4.1.3.1.2 Deriva Instrumental.....	86
4.1.3.2 Variación de la Gravedad con la Altura	87
4.1.3.2.1 Corrección de Altura o de Aire Libre.....	87
4.1.3.2.2 Corrección de Bouguer.....	88
4.1.3.2.3 Corrección Topográfica.....	89
4.1.3.3 Variación de la Gravedad con la Latitud.....	89
4.1.3.3.1 Gravedad Teórica	89
4.1.3.4 Anomalía de Bouguer.....	90
4.1.3.5 Separación Regional y Residual.....	91

4.2 Metodología de la Adquisición Gravimétrica	91
4.2.1 Instrumentos Empleados	92
4.2.2 Procedimiento para la Adquisición de los Datos Gravimétricos....	93
4.2.2.1 Funcionamiento del Gravímetro Autograv Scintrex CG-3 y CG-5.....	96
4.3 Metodología para el Procesamiento de los Datos de Campo	96
4.3.1 Corrección por Deriva Instrumental.....	97
4.3.2 Corrección por Altura.....	98
4.3.3 Corrección de Bouguer.....	98
4.3.4 Corrección Topográfica.....	99
4.3.5 Cálculo de la Gravedad Teórica	100
4.3.6 Cálculo de la Anomalía de Bouguer	101
4.3.7 Elaboración de los perfiles de Anomalías de Bouguer y su regional y residual asociado	102
4.3.8 Elaboración de los Modelos Geológicos	103
4.3.9 Herramienta Informática GM-SYS	103
4.3.10 Manejo de la Herramienta Informática GM-SYS	104
4.4 Resultados y Análisis	105
4.4.1 Análisis Estadísticos de los Datos	105
4.4.1.1 Análisis de Tendencia Central.....	105

4.4.1.2 Histograma	106
4.4.1.3 Gráfico de Cajas	107
4.4.1.4 Gráfico Q – Q.....	108
4.4.2 Perfiles de Anomalías de Bouguer y su regional y residual asociado	109
4.4.3 Modelos Gravimétricos	111
4.4.3.1 Perfil A – A'	112
4.4.3.2 Perfil B – B'	113
CAPÍTULO V	115
RUIDO AMBIENTAL.....	115
5.1 Marco Teórico	115
5.1.1 Microsismos	115
5.1.2 Microtremores	115
5.1.3 Relación Entre el Espectro H/V de Microtremores y H/V de Ondas Rayleigh	116
5.1.4 Método de Nakamura	116
5.1.5 Fundamento Teórico del Método de Nakamura.....	117
5.2 Metodología de la Adquisición de Ruido Sísmico Ambiental.....	119
5.2.1 Instrumentos Empleados	121
5.2.2 Procedimiento para la Obtención de los d Datos de Campo	122

5.3 Metodología para el Procesamiento de los Datos de Ruido Ambiental	122
5.3.1 Programas Empleados	122
5.3.1.1 Transformación de los Datos a Formato ASCII.....	123
5.3.1.2 Transformación de los Datos a Formato SAF (Sesame ASCII Format).....	124
5.3.1.3 Manejo de la Herramienta Informática Geopsy	125
5.4 Resultados y Análisis	128
5.4.1 Mapa de Isoperíodos Fundamentales del Área de Estudio	129
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	132
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.....	134
ANEXOS 1.....	141
7.1 Manejo de la Herramienta Informática Reflex	141
ANEXOS 2.....	146
7.2 Archivos Necesarios para la Ejecución del RayInvr	146
ANEXOS 3.....	152
7.3 Pozo correlacionado con la sísmica realizada en el área de estudio ...	152
ANEXOS 4.....	153
7.4 Corrección por Deriva Instrumental.....	153
ANEXOS 5.....	155
7.5 Corrección Topográfica.....	155

ANEXOS 6.....	169
7.6 Forma de la cuenca de Guarenas-Guatire.....	169

LISTA DE FIGURAS

Figura N°	Pag.
1.1: Mapa de Ubicación del área de estudio.....	6
2.1: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado por Urbani y Rodríguez (2004).....	16
3.1: Ley de Snell.....	19
3.2: Representación del paso de las ondas Rayleigh a través de un medio....	20
3.3: Representación del paso de las ondas Love a través de un medio.	21
3.4: Representación del paso de las ondas P a través de un medio.	22
3.5: Representación del paso de ondas S a través de un medio.....	23
3.6: Representación de capas planas del subsuelo, con la presencia de diferentes rayos sísmicos generados por una fuente ubicada en la superficie.	24
3.7: Dromocrónica de los diferentes tipos de onda.	25
3.8: Representación de capas Buzantes del subsuelo, con la presencia de diferentes rayos sísmicos generados por una fuente ubicada en la superficie.	27
3.9: Dromocrónica de doble disparo.	27
3.10: Configuración utilizada en los perfiles sísmicos.....	29
3.11: Tipos de tendidos empleados en los perfiles. A: Tendido In-Line; B: Tendido Split Spread.	29
3.12: Estructura metálica empleada en la generación de ondas S.....	30
3.13: Configuración de la adquisición, método sísmico de refracción somera para el estudio de ondas P.	31
3.14: Configuración de la adquisición, método sísmico de refracción somera para el estudio de ondas S.	31
3.15: Equipo empleado en la adquisición. A: Geófono de componente vertical; B: Geófono de componente Horizontal; C: Plancha metálica para la generación de ondas P; D: Estructura Metálica para la generación de ondas S.	32

3.16: Ubicación de los perfiles de refracción sísmica somera realizados en la zona de estudio.....	33
3.17: Apertura de las señales en Reflex.....	35
3.18: Selección de las primeras llegadas de una señal en Reflex.....	35
3.19: Modelo de velocidades y espesores obtenido a partir de los parámetros del perfil 1 para Onda P, contenidos en el archivo V.IN.	37
3.20: Ubicación del Perfil 1: Alfarería 1.....	38
3.21: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Alfarería 1. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Alfarería 1.....	39
3.22: Modelo 2D de ondas P del Perfil Alfarería 1.....	41
3.23: Modelo 2D de ondas S del Perfil Alfarería 1.....	41
3.24: Modelo 1D del perfil Alfarería 1.....	42
3.25: Ubicación del Perfil 2: Alfarería 2.....	43
3.26: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Alfarería 2. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Alfarería 2.....	44
3.27: Modelo 2D de ondas P del Perfil Alfarería 2.....	45
3.28: Modelo 2D de ondas S del Perfil Alfarería 2.....	45
3.29: Modelo 1D del perfil Alfarería 2.....	46
3.30: Ubicación del Perfil 3: Polar.....	47
3.31: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Polar. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Polar.....	48
3.32: Modelo 2D de ondas P del Perfil Polar.....	49
3.33: Modelo 2D de ondas S del Perfil Polar.....	49

3.34: Modelo 1D del perfil Polar.	50
3.35: Ubicación del Perfil 4: Odebrecht.....	51
3.36: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Odebrecht. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Odebrecht.....	52
3.37: Modelo 2D de ondas P del Perfil Odebrecht.....	53
3.38: Modelo 2D de ondas S del Perfil Odebrecht.....	53
3.39: Modelo 1D del perfil Odebrecht.	54
3.40: Ubicación del Perfil 5: Plastek.....	55
3.41: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Plastek. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Plastek.	56
3.42: Modelo 2D de ondas P del Perfil Plastek.....	57
3.43: Modelo 2D de ondas S del Perfil Plastek.....	57
3.44: Modelo 1D del perfil Plastek.	58
3.45: Ubicación del Perfil 6: Perf 6.....	59
3.46: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Perf 6. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Perf 6.....	60
3.47: Modelo 2D de ondas P del Perfil Perf 6.....	61
3.48: Modelo 2D de ondas S del Perfil Perf 6.....	61
3.49: Modelo 1D del perfil Perf 6.	62
3.50: Ubicación del Perfil 7: Hotel.....	63
3.51: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Hotel. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Hotel.	64

3.52: Modelo 2D de ondas P del Perfil Hotel.	65
3.53: Modelo 2D de ondas S del Perfil Hotel.	65
3.54: Modelo 1D del perfil Hotel.	66
3.55: Ubicación del Perfil 8: Cementerio.....	67
3.56: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Cementerio. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Cementerio.....	68
3.57: Modelo 2D de ondas P del Perfil Cementerio.....	69
3.58: Modelo 2D de ondas S del Perfil Cementerio.....	69
3.59: Modelo 1D del perfil Cementerio.	70
3.60: Ubicación del Perfil 9: PDV.	71
3.61: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil PDV.....	72
3.62: Modelo 2D de ondas P del Perfil PDV.	73
3.63: Modelo 1D del perfil PDV.....	73
3.64: Ubicación del Perfil 10: Cementera.	74
3.65: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Cementera.....	75
3.66: Modelo 2D de ondas P del Perfil Cementera.	76
3.67: Modelo 1D del perfil Cementera.....	76
4.1: Balanza de Cavendish	82
4.2: Comparación del esferoide de referencia con el geoide. A: Desviación del geoide por una masa local; B: Desviación a larga escala. Telford et al. (1990)	85
4.3: Corrección de aire libre tomado de Cantos (1974)	87
4.4: Gravímetro Digital Scintrex, Modelo CG-5 (Figuras Superiores); Modelo CG-3 (Figuras Inferiores).....	92

4.5: Gravímetro Garmin Plus 5	93
4.6: Mapa de la ubicación de las estaciones gravimétricas medidas.....	95
4.7: Esquema de trabajo desarrollado durante el procesamiento de los datos.	102
4.8: Histograma de frecuencia de los datos	106
4.9: Diagrama de caja elaborado a partir de los datos gravimétricos.....	107
4.10: Gráfico Q – Q normal de los datos.....	108
4.11: Perfil de anomalías de Bouguer de la zona de estudio.....	109
4.12: Perfil de anomalías regionales.	110
4.13: Perfil de anomalías residuales.....	110
4.14: Ubicación de los perfiles A – A' y B – B'	111
4.15: Modelo geológico elaborado a partir del Perfil A – A'	112
4.16: Modelo geológico elaborado a partir del Perfil B – B'	113
5.1: Origen de los microsismos y microtremores.....	116
5.2: Mapa de ubicación de las estaciones de ruido sísmico ambiental medidas en el 2008.	120
5.3: A: Sismómetro Guralp de tres componentes; B: Sismógrafo digital Nanometrics.	121
5.4: Secuencia para la transformación de los datos a formato ASCII.....	123
5.5: Aplicación Informática para la conversión de datos a formato SAF.	125
5.6: Gráfica de H/V contra Frecuencia.....	126
5.7: Mapa de ubicación de las estaciones de ruido sísmico ambiental medidas en el 2008 y de trabajos previos.	127
5.8: Mapa de isoperíodos del área de estudio.....	130
5.9: Mapa temático de los períodos del área de estudio.....	131
7.1: Selección en Reflex del proyecto en el que se desea trabajar.	141

7.2: Selección del módulo de trabajo.	142
7.3: Opción importar en Reflex.....	143
7.4: Apertura de una señal en Reflex.	143
7.5: Opciones de gráfico del software Reflex.	144
7.6: Aplicación de la opción click dentro de las opciones gráficas.....	144
7.7: Selección de los primeros quiebres en las señales sísmicas.....	145
7.8: Opciones para salvar los primeros quiebres en Reflex.	145
7.9: Formato del archivo TX.IN para el disparo en 0.	147
7.10 Formato del archivo TX.IN para el disparo en 48.....	147
7.11 Formato del archivo TX.IN para el disparo en 96.....	148
7.12 Formato del archivo V.IN	149
7.13 Formato del archivo VM.IN.....	150
7.14 Formato del archivo VM.IN.....	150
7.15 Formato del archivo VM.IN.....	150
7.16 Planilla del pozo 102 realizada por Odebrecht.....	152
7.17: Curva de deriva del gravímetro CG-5. 10 de diciembre del 2007.	154
7.18: Pasos 1 y 2 para realizar la corrección topográfica.....	155
7.19: Página de Geosoft para obtener el grid del área de estudio.	156
7.20: Información disponible del área de estudio.	157
7.21: Pestaña “Obtener Datos”.....	158
7.22: Descarga de los datos.....	159
7.23: Archivo .GRD extraído de la página Geosoft.	160
7.24: Significado de los datos obtenidos de la página Geosoft.....	160
7.25: Formulario paso 1.	161

7.26: Formulario paso 2	162
7.27: Formulario paso 3	162
7.28: Formulario paso 3.1	163
7.29: Hoja de cálculo.....	163
7.30: Datos extraídos y filtrados de la página Geosoft y las estaciones gravimétricas	164
7.31: Estaciones gravimétricas y datos del grid eliminados.....	165
7.32: Estaciones gravimétricas y datos de corrección eliminados.	165
7.33: Estructura del archivo de estaciones que se utilizará en el programa Terrain.	166
7.34: Ventana de edición dentro del archivo .bat dentro del Terrain.	167
7.35: Forma de la cuenca de Guarenas-Guatire.	169

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla N°	Pag.
1.1: Coordenadas del área de estudio.....	6
3.1: Velocidades típicas de ondas P y S para diferentes litologías.....	23
3.2: Resumen de las velocidades promedio obtenidas por los perfiles de refracción sísmica.....	77
3.3: Clasificación de suelos según valor Vs30. Eurocódigo-8	78
3.4: Clasificación de suelos según valor Vs30. NEHRP-FEMA32, 1997	79
4.1: Conversión de unidades para su uso en la exploración Geofísica.....	83
4.2: Coordenadas de las bases empleadas	94
4.3: Densidades utilizadas para generar el modelo geológico.....	103
4.4: Valores estadísticos de tendencia central para los datos de Anomalías de Bouguer	105
5.1: Valores de las primeras 20 estaciones de ruido	128

INTRODUCCIÓN

Gran parte de la Zona Central del territorio venezolano presenta una alta amenaza sísmica, debido a la presencia de diversos sistemas de fallas, tales como San Sebastian y El Ávila (Beltrán, 1993; Barboza y Rodríguez, 2001), por lo que el presente Trabajo Especial de Grado tiene como objetivo caracterizar el subsuelo a lo largo de la futura línea de ferrocarril Caracas-Guarenas-Guatire, mediante investigaciones geofísicas, utilizando para ello mediciones de sísmica de refracción somera, gravimétrica y ruido ambiental.

Las ciudades de Guarenas y Guatire constituyen una cuenca con formación post-orogénica, rellena principalmente por sedimentos clásticos consolidados y no consolidados y acumulación de aluviones a lo largo de tres ríos principales en el área (Guarenas, Guatire, Pacairigua). Todos estos sedimentos cubren el basamento metamórfico constituido por los Esquistos de Las Mercedes. Dicha cuenca se encuentra emplazada en una depresión limitada al norte por el Macizo del Ávila y al sur por el Cerro Colorado, en la Cordillera de la Costa.

En la presente investigación se llevaron a cabo 10 perfiles de refracción sísmica somera con la finalidad de caracterizar las velocidades de onda P y S, así como también la velocidad de corte hasta los 30 metros de profundidad (V_{s30}), siendo éste un parámetro empleado para catalogar suelos según las normas de la BSSC-NEHRP, 2000 y el Eurocódigo-8. De igual manera se realizaron 93 estaciones de gravimetría y ruido ambiental, las cuales permitieron obtener un modelo geofísico a lo largo de área de estudio y la caracterización de los períodos fundamentales de vibración y espesor de sedimentos respectivamente.

CAPÍTULO I

EL PROBLEMA

1.1 Planteamiento del Problema

Los eventos sísmicos representan uno de los mayores riesgos potenciales en Venezuela en cuanto a pérdidas humanas y económicas. En la actualidad, aproximadamente un 80% de la población vive en zonas de alta amenaza sísmica, variable que aumenta el nivel de riesgo, haciéndolo cada vez mayor a medida que se eleva el índice demográfico y las inversiones en infraestructura. Se tienen registros desde la fundación de los primeros asentamientos, en el siglo XVI, de los efectos producidos por terremotos en la zona que ahora es Venezuela. Su historia sísmica revela que durante el período comprendido entre 1530 y el 2004, han ocurrido más de 130 eventos sísmicos de importancia, los cuales han provocado algún tipo de daño en varias poblaciones venezolanas.

En Venezuela, la zona de mayor actividad sísmica corresponde a una franja de unos 100 Km de ancho, definida a lo largo de los sistemas montañosos de Los Andes, la Cordillera Central y la Cordillera Oriental, lugares en los que se ubican los principales sistemas de fallas sismogénicas del país: Boconó, San Sebastián y El Pilar, respectivamente. Estos sistemas de fallas han sido propuestos como el límite principal que acomoda el movimiento relativo entre las placas Caribe y América del Sur, causante de los sismos más severos que han ocurrido en el territorio nacional. En todo el sector que engloba el Distrito Capital han ocurrido terremotos que han generado grandes pérdidas materiales y humanas como son los terremotos de Caracas de 1641, 1812, 1900 y 1967.

Ciudades como Caracas, Guarenas y Guatire poseen gran cantidad de construcciones verticales, siendo algunas de considerable tamaño, con permanente actividad comercial y con una densidad de población que aumenta año tras año. El

desarrollo de la construcción de la línea 6 del Metro, unirá a estas importantes ciudades en aras de mejorar la calidad de vida de sus residentes, lo cual se prevé que traerá beneficios como mejoras en la movilidad de la población de los municipios Plaza, Zamora y Sucre e incorporación de atributos de calidad al servicio de transporte público, entre los que destacan, regularidad, seguridad y confiabilidad; también permitirá captar una mayor cantidad de usuarios potenciales del servicio, logrando una mejor distribución de viajeros desde Guarenas y Guatire hacia el distrito metropolitano de Caracas y viceversa.

Esta nueva línea de metro está compuesta por dos fases, el tramo urbano, que recorre el municipio Sucre desde la estación Parque del Este en la línea 1 del Metro de Caracas hasta la estación La Urbina Norte, con una longitud de 8 Km y el tramo suburbano, desde la estación La Urbina Norte hasta la estación Guatire II, de 33 km de longitud, representando una inversión de 2000 millones de dólares, financiados por el Fondo de Desarrollo Nacional (Metro de Caracas, 2007).

Con la intención de preservar la seguridad de los futuros usuarios de estas instalaciones, así como el resguardo de la gran inversión que se realizará, resulta necesario determinar el grado de amenaza sísmica que presenta dicha zona, con énfasis en la identificación de efectos de sitio, por lo que se plantea en esta investigación, obtener una relación período / espesor de sedimentos de alta resolución a lo largo de la futura línea de metro Caracas-Guarenas-Guatire.

Igualmente se espera que estos datos complementen los ya adquiridos por la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), la cual viene llevando a cabo un proyecto de microzonificación sísmica en todo el país.

1.2 Justificación

El desarrollo del proyecto de la futura línea del metro que unirá las ciudades de Caracas-Guarenas-Guatire, traerá beneficios en la movilidad de la población de los municipios Plaza, Zamora y Sucre además de la incorporación de atributos de calidad al servicio de transporte público, entre los que destacan regularidad, seguridad y confiabilidad. Esto permitirá captar una mayor cantidad de usuarios potenciales del servicio, logrando una mejor distribución de viajeros desde Guarenas y Guatire hacia el Distrito Metropolitano de Caracas y viceversa. De acuerdo a lo anterior resulta necesario determinar el grado de amenaza sísmica asociado al terreno donde se llevará a cabo la construcción del tren, de tal manera que se resguarde la inversión que se realizará y las vidas de los miles de usuarios que día a día utilizarán este servicio.

Este estudio contribuirá con información local, que ayudará a determinar los parámetros a utilizar en los cálculos de las estructuras de la futura línea de tren Caracas-Guarenas-Guatire.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Caracterizar los parámetros geofísicos del subsuelo alrededor de la línea del tren Caracas - Guarenas - Guatire con énfasis en la identificación de efectos de sitio.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Realizar la recopilación, organización y análisis de datos geotécnicos disponibles.
- Adquirir datos sísmicos, gravimétricos y de ruido ambiental a lo largo de la línea de tren Caracas-Guarenas-Guatire.
- Estimar las velocidades de propagación de las ondas P y S en los sedimentos, así como la velocidad de corte hasta los 30 metros de profundidad.
- Procesar e interpretar los datos gravimétricos recolectados y adquiridos.
- Generar modelos geológicos del área de estudio.
- Obtener valores de períodos fundamentales de vibración del suelo y las amplitudes de la relación H/V
- Generar un mapa de espesores a partir de la relación período / profundidad de sedimentos, desarrollada para la Ciudad de Caracas en el año 2000 .
- Realizar la integración de los datos dentro de un Sistema de Información Geográfico (SIG).

1.4 Ubicación

El área de estudio se delimitó de acuerdo a los datos suministrados por la empresa Odebrecht, dentro del marco de la construcción del tren Caracas-Guatire-Guarenas, ubicado dentro de las siguientes coordenadas (Figura 1.1).

Tabla 1.1: Coordenadas del área de estudio.

Vértice	Longitud	Latitud
1	740600 E	1157700 N
2	772100 E	1157700 N
3	755000 E	1163000 N
4	755000 E	1155000 N

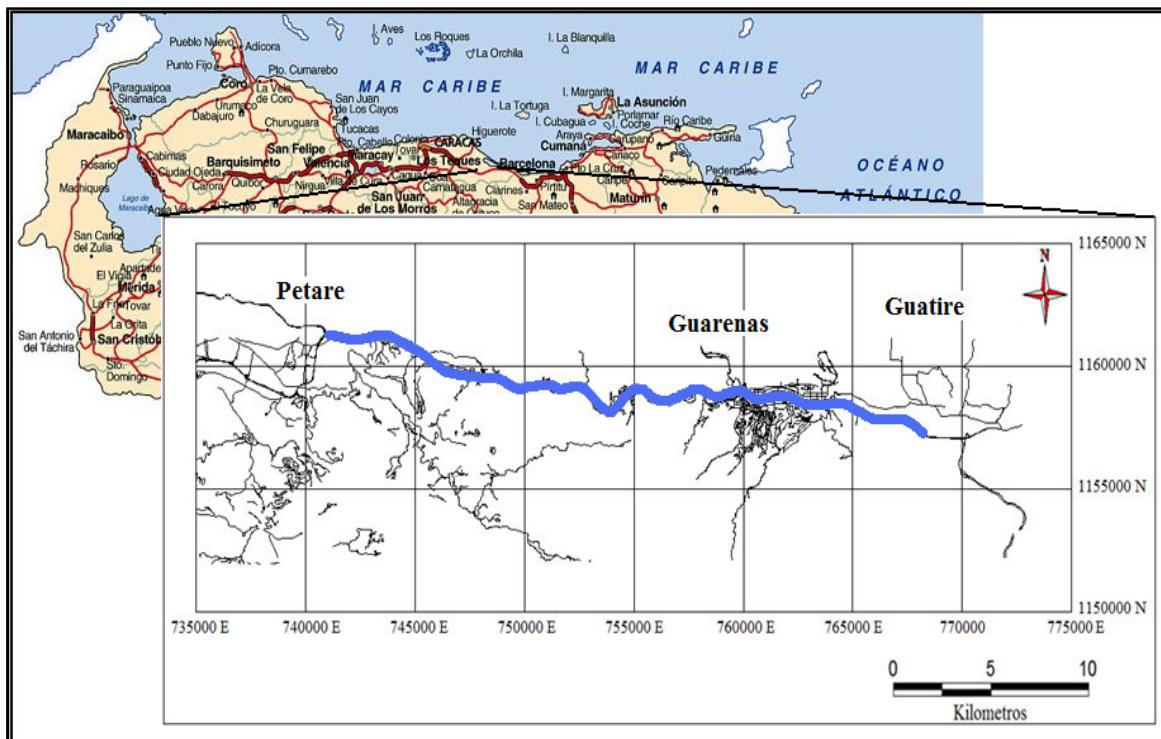


Figura 1.1: Mapa de Ubicación del área de estudio.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1 Geología de la Cuenca de Caracas

Toda la zona norte de Venezuela, incluyendo los estados andinos, se encuentran en áreas montañosas jóvenes que tienen un movimiento ascendente con relación con el nivel del mar. Los mismos son muy lentos y generalmente imperceptibles, pero fácilmente interpretables por la topografía y otras características que indican su historia geológica (Urbani y Ostos, 1989).

Las elevaciones de la Cordillera de la Costa, que se encuentra limitada por dos grandes líneas de fallas, como son La Falla de La Victoria, con sus prolongaciones laterales al Sur y La Falla de San Sebastián al Norte, viene definida por una gran hendidura axial en el sistema orogénico central de Venezuela. Sobre este complejo descansan discordantemente formaciones mesozoicas metamorfizadas que se denominan en orden ascendente: Esquistos Las Brisas, Mármol de Antímano, Esquistos Las Mercedes y Esquisto de Tacagua en el flanco Norte, además de Las Brisas, Las Mercedes, Chuspita y Tucutunemo en el Flanco Sur (Dengo ,1951).

Caracas se encuentra situada en la cuenca de los ríos Guaire y Valle en la cara Sur de la cordillera. Esta cuenca está limitada al Norte con las estribaciones de la Sierra del Ávila, la cual limita su extensión en este sentido, extendiéndose sobre la planicie aluvial del valle, al Oeste de El Encanto, ocupando rápidamente las colinas y elevaciones menores de la vertiente meridional.

Por otro lado, el valle de Caracas está bordeado hacia el Sur por cerros en Petare, Chuao, Las Colinas de Bello Monte, El Portachuelo y El Calvario entre otros, los cuales son geológicamente distintos al cerro Ávila, presentando perfiles suaves y

rocas más blandas que las de la parte Norte de la Cordillera de la Costa (Dengo, 1951).

Las estructuras post-metamórficas de la región se caracterizan por pliegues amplios cuyos ejes tienen una dirección N60°E, y por tres tipos de fallas, a saber, fallas inversas en dirección N-E con buzamiento al S-E, fallas con rumbo N60°O buzando al S-O y fallas longitudinales con rumbo E-O y buzamiento al N (Singer, 1977).

Los tres pliegues principales son el anticlinal del Junquito, el sinclinal del Cementerio y el anticlinal de Baruta. Los pliegues mayores al sur de la Sierra del Ávila son estructuras simétricas amplias, cuyos ejes tienen una dirección general N 60° - 70° E.

El gneis de Sebastopol aflora en el centro del anticlinal de Baruta. Los afloramientos de la caliza de Zenda en ambos flancos de esta estructura permiten determinar aproximadamente la posición de su eje. Al norte del anticlinal de Baruta está el sinclinal del Cementerio. El esquisto de Las Mercedes se encuentra en el fondo del sinclinal, plegado y fallado en menor escala en una forma completa. El rumbo general de eje es N 60° E, y el declive es en esa misma dirección. El eje está en gran parte cubierto por el aluvión del valle de Caracas pero, a juzgar por los afloramientos del esquisto de Las Mercedes al este de Petare, parece que cambia de rumbo, tomando uno nuevo este-oeste, paralelo a la zona de fallas del Ávila (Seiders, 1965).

Ubicado al Norte y paralelo al sinclinal del Cementerio, se encuentra el anticlinal del Junquito, siendo ésta otra estructura amplia y casi simétrica. Truncado por las zonas de fallas del Ávila, posee un eje con dirección hacia el Noroeste en bajo ángulo, por otro lado el flanco Norte del anticlinal presenta complicaciones tales como pequeños pliegues y fallas en la zona aledaña a la falla de Tacagua, las cuales pueden estar relacionadas con los movimientos a lo largo de esta zona de dislocación.

En general, los anticlinales ocupan las partes altas de la topografía ya que hay rocas resistentes a la erosión en sus crestas, mientras que los sinclinales ocupan partes bajas (Dengo, 1951).

En la región de Caracas han sido encontrados tres tipos principales de fallas:

Fallas inversas con buzamiento hacia el sur, tal como la falla de Curucutí. El plano de falla tiene un rumbo de N45°E y buza 35°-40° al Sureste. Hacia el Oeste esta falla ha sido interrumpida por la falla de Las Pailas y hacia el Este, cortada probablemente por la zona de fallas de Macuto. Existen otras fallas menores, de rumbo y buzamiento similar a la de Curucutí, pero ninguna es de mayor importancia. Fallas con rumbo aproximado de N60°O, y buzamiento hacia el suroeste, características de la zona de fractura del Ávila. La zona de fallas del Ávila es el nombre usado para designar las fallas que limitan la Sierra del Ávila por el lado sur. En esta zona la mayoría de las fallas tienen un rumbo cercano a N60°O buzando entre 40° y 60° hacia el Suroeste. Estas fallas, de las cuales la falla de Tacagua es la más prominente, están arregladas en echelón y curvadas hacia el Este, uniéndose a otra falla de rumbo Este – Oeste (Dengo, 1951).

2.2 Rasgos Estratigráficos de la Región de Caracas

Aguerrevere y Zuloaga (1937) definen la Serie Caracas, que posteriormente (1938) modificaron a Grupo, para designar a la secuencia de rocas metasedimentarias de grado bajo, bien expuestas en la región de Caracas, que reposa sobre un antiguo complejo ígneo, representado por rocas del Complejo Sebastopol, de edad paleozoica.

Dengo (1951), en su estudio de la región de Caracas describe las rocas de este Grupo y señala estar constituido por los Esquistos Las Brisas, Antímano, Las Mercedes y Tacagua. Smith (1952) lo estudia en la región de Los Teques - Cúa.

Seiders (1965) añade a la Formación Chuspita como la unidad más joven del Grupo. Las formaciones Tacagua y Antímano, previamente incluidas en este Grupo, son redefinidas como fases por Navarro et al. (1988) incluyéndolas en el Complejo La Costa.

Parte de las rocas previamente consideradas como Esquisto Las Brisas que afloran al norte del macizo de El Ávila hoy se incluyen en el Esquisto de San Julián del Complejo Ávila. Con estos cambios sugeridos, el Grupo hoy día queda constituido por los Esquistos Las Brisas, Las Mercedes y Chuspita, ocupando la franja septentrional de la serranía costera de la Cordillera de la Costa, inmediatamente al sur de las franjas que ocupan los complejos la Costa y Ávila. El Grupo Caracas de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, es típicamente de plataforma, lenta y progresivamente más profunda. Al final de la misma se introducen eventos volcánicos, depositados en ambientes de surco.

2.2.1 Esquistos Las Mercedes

Aguerrevere y Zuloaga (1937) la refirieron originalmente denominándola Esquistos Las Mercedes, formalizando posteriormente el nombre de la unidad a como se le conoce actualmente. Definen la litología tipo como esquistos principalmente calcáreos, con zonas grafitosas y localmente zonas micáceas, de un tinte rosado-gris, con zonas blancas cuando frescas. Según Wehrmann (1972) la litología predominante consiste en esquisto cuarzo - muscovítico - calcítico - grafitoso con intercalaciones de mármol grafitoso en forma de lentes, que cuando alcanza gruesos espesores se ha denominado Caliza de Los Colorados. Las rocas presentan buena foliación y grano de fino a medio, el color característico es el gris parduzco. La mineralogía promedio consiste en cuarzo (40%) en cristales dispuestos en bandas con la mica, muscovita (20%) en bandas lepidoblásticas a veces con clivaje crenulado, calcita (23%) en cristales con maclas polisintéticas, grafito (5%), y cantidades menores de clorita, óxidos de hierro, epidoto y ocasionalmente plagioclasa sódica. El mármol intercalado

con esquisto se presenta en capas delgadas usualmente centimétricas a decimétricas, son de color gris azuloso, cuya mineralogía es casi en su totalidad calcita, escasa dolomita y cantidades accesorias de cuarzo, muscovita, grafito, pirita y óxidos de hierro.

Urbani y Ostos (1989) indican que se reconocen cuatro unidades cartografiables en el Distrito Federal y Miranda, la primera y con mayor contenido de esquisto grafitoso y mármol, además de metaconglomerado cuarzo – feldespático – calcáreo, metaconglomerado, metarenisca y esquisto albítico – grafitoso; correspondiendo todas estas a un metamorfismo de bajo grado en las facies de los esquistos verdes. Característico de la formación es la presencia de pirita, que al meteorizar infunde una coloración rosada a rojo ladrillo a la roca. Smith (1952) opina que la coloración rosada proviene de la meteorización de la sericita. Otra característica es la extraordinaria proporción de vetas de calcita recristalizada. Se ha documentado poco sobre el ambiente en el cual se depositó esta formación se sugiere dos fuentes principales de sedimento: una meridional, suplidora de cuarzo puro, y una occidental (Complejo de El Tinaco), para el material cuarzo-feldespático más joven. Presenta un esquema transgresivo hacia el sur, sobre una plataforma somera, en la cual se depositaron lutitas negras, con una facie oriental más arenoso.

2.2.2 Esquistos Las Brisas

Dengo (1951) observa que la mayor parte de la formación está constituida por esquisto cuarzo-micáceo, en el que se incluye gneis microclínico, esquistos granatíferos, cuarcitas y calizas. Según otros autores como Smith (1952), divide la formación en dos miembros: miembro inferior, constituido por gneises y esquistos microclínicos conglomeráticos y miembro superior, formado casi enteramente por esquistos sericíticos. Todos los autores que se han referido a esta formación, han coincidido en afirmar que en su origen, las rocas que la componen, fueron sedimentos pelíticos, depositados en la plataforma y el talud continental. Es decir, estos

sedimentos fueron depositados en una plataforma continental, de ambiente parcialmente euxínico, contiguo a un arco volcánico.

El Esquisto Las Brisas descansa sobre el Complejo Basal de Sebastopol. El contacto, ya sea por la foliación discordante, sea por el hiatus de tiempo que separa ambas formaciones, es discordante.

Wehrmann (1972) afirma que la Formación Las Brisas está constituida en un 90% de esquistos cuarzo-feldespático-moscovíticos; el 10% restante lo constituyen, en orden de abundancia, esquistos cuarzo-feldespáticos, epidóticos o cloríticos, calizas, cuarcitas y metaconglomerados. Menciona igualmente, mineralizaciones pobres de cobre en algunas calizas, en forma de sulfuros y sulfatos. Hace referencia a conglomerados y areniscas intraformacionales, ricas en microclino (15%), sin hacer referencia a su relación con los gneises del mismo género.

2.3 Geología de la Región de Guarenas – Guatire

El valle de la cuenca de Guarenas-Guatire está situado al sur de la Serranía del Litoral de la Cordillera de la Costa, sistema que forma parte de la amplia zona de interacción entre la placa tectónica del Caribe y la placa tectónica Suramericana, mediante un conjunto de fallas tipo transcurrente destrales, la mayoría con orientación este-oeste y sísmicamente activas. Este sistema está limitado en su extremo occidental, en la región de Barquisimeto, por una depresión topográfica y estructural de los Andes de Venezuela y en su parte oriental por el Golfo de Barcelona. Más hacia el este se extiende hasta las penínsulas de Araya y Paria. Hacia el norte limita con el Mar Caribe por medio del sistema de fallas transcurrente destral de San Sebastián y en el sur por una depresión axial perteneciente a la Serranía del Interior.

La cuenca de Guarenas–Guatire es de tipo cerrada, con área de drenaje que incluye rocas metamórficas en zonas de facies de los esquistos verdes de la Cordillera

de la Costa. Picard (1968), describe la distribución geográfica de sedimentos dentro de la cuenca en dos zonas, una de influencia norte con conos aluvionales piemontinos, que interdigitan hacia el sur con la segunda zona, de sedimentos fluviales y lacustres con cierta proporción de carbonatos. La cuenca lacustre que dominó la sedimentación de la Formación Guatire se formó en el Plioceno y fue rellenándose de norte a sur y de oeste a este, dejando una paleopendiente sureste para el régimen fluvial que continuó después del relleno del lago.

2.4 Rasgos Estratigráficos de la Región de Guarenas – Guatire

Las rocas presentes se pueden dividir en tres grupos, rocas sedimentarias de edad Pleistocena, terrazas aluvionales de edad Pleistocena y aluviones de edad Cuaternaria, suprayacentes sobre el Esquisto de Las Mercedes y en algunas zonas con el Esquisto de Las Brisas de la Asociación Metasedimentaria de Caracas. Orta (2003), en su Trabajo Especial de Grado, presenta la secuencia de las unidades sedimentarias de las Cuencas Tuy, Guarenas-Guatire y de la Faja Piemontina de la Serranía del Interior Central.

Audemard (1984) realiza una descripción de las terrazas aluvionales en la quebrada Soapire y las menciona como secuencias con un alto contenido conglomerático de tonos pardos rojizos y matriz arenosa, que en ocasiones presenta intercalaciones de limolita y lutita; indica que estas secuencias varían de espesor y proporción. También destaca que esta unidad es la más elevada, antigua y alejada del curso de los ríos.

2.5 Tectonismo y Sedimentación

La cuenca de Guarenas y Guatire fue formada bajo la influencia tectónica del levantamiento de la Cordillera de la Costa. Actualmente, no existe aún una teoría definitiva de la orogénesis de esta Cordillera, y se han propuesto modelos tanto autóctonos (Navarro et al., 1988), como alóctonos (Ostos, 1990; Pindell y Barret, 1990; Pindell, 1993), para explicar este levantamiento, pero ninguno ha sido determinante, aunque los modelos alóctonos actualmente están cobrando mayor credibilidad por muchos geólogos y geofísicos. Todo el norte de Venezuela constituye el margen límite de la placa tectónica suramericana y la placa tectónica del Caribe, siendo éste un cinturón hecho de varias unidades tectónicas imbrincadas tanto oceánicas como continentales, acretadas con una vergencia hacia el sur desde el Cretáceo Tardío (Beck, 1986; Bellizia, 1986; Ostos, 1990). Giunta et al. (2002) indican que este cinturón ha sido afectado y desmembrado progresivamente por una deformación que va desde muy frágil a dúctil, relacionada al gran sistema de fallas destrales E-O conformado por: la Falla del Pilar, la Falla de San Sebastián y la Falla de Oca-Ancón, y aunados a éstas los sistemas de fallas conjugados (La Victoria, Tácata, Charallave).

Según el modelo alóctono se establece el emplazamiento de napas (Beck, 1986), entendiendo por éstas un manto rocoso que se traslada como una sola unidad, siendo el traslado tectónico por gravedad o por compresión cortical. Así, en el norte de la región central del país encontramos la configuración de un conjunto de napas. Las unidades sedimentarias presentes en la Cuenca de Guarenas-Guatire representan los depósitos más recientes sobre la napa de Caracas depositados en un sinclinal de edad Plio-Pleistoceno, estando éstos en casi toda su extensión en discordancia erosional sobre los Esquistas de Las Mercedes y al oeste sobre una pequeña porción de los Esquistas de Las Brisas.

La cuenca de Guarenas-Guatire es una cuenca cerrada que representa un paleo-lago formado tectónicamente y cortado hoy en día por el río Guarenas. En ella

afloran la Formación Guatire, terrazas aluvionales levantadas y aluviones recientes. La Formación Guatire constituye la unidad geológica representativa de la cuenca, siendo ésta erosionalmente discordante sobre las rocas metamórficas de la Asociación Metasedimentaria Caracas (Picard, 1976), en mayor área sobre el Esquisto de Las Mercedes y en su parte oeste sobre el Esquisto de Las Brisas, en una cuenca sinclinal recubierta por aluviones. Hacia el norte abundan conglomerados, areniscas y limos raramente cementados provenientes del Macizo del Ávila-Cabo Codera, acumulados como conos aluviales piemontinos que cubren gran parte de la cuenca. Hacia el suroeste hay una franja de rocas clásticas cementadas por calcita, arcilla y limos calcáreos, calizas fosilíferas y limos con vegetales fósiles; esta asociación puede representar el borde sur de la cuenca lacustre, influenciada por la fuente de sedimentos de los Esquistos de Las Mercedes expuesta en la Fila de Mariches. Hacia el centro de la cuenca, coincidiendo con la zona más profunda, hay acumulación de arcillas recubiertas por secuencia fluvial (Picard, 1976).

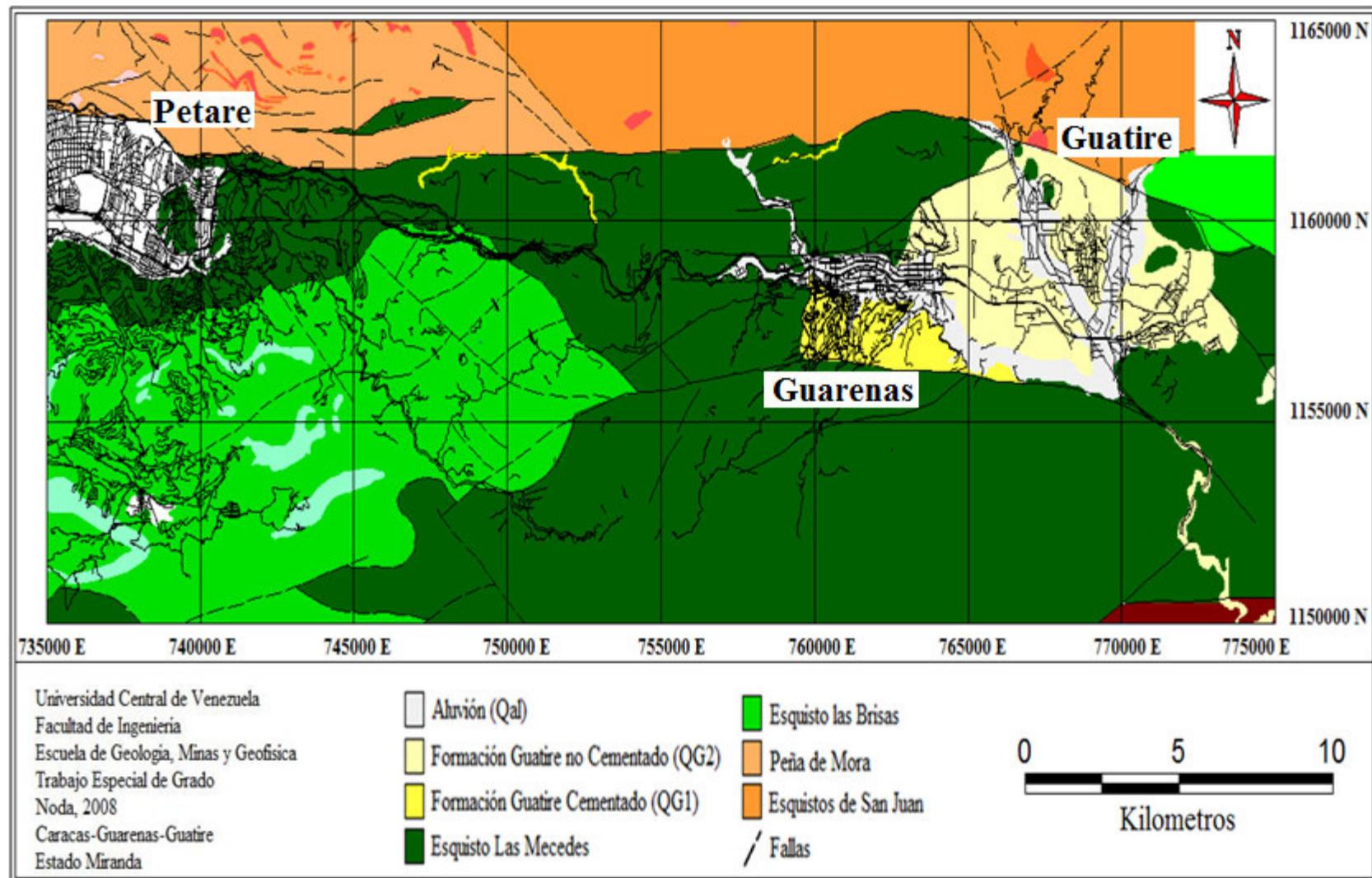


Figura 2.1: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado por Urbani y Rodríguez (2004).

CAPÍTULO III

SÍSMICA DE REFRACCIÓN SOMERA

3.1 Marco Teórico

3.1.1 Generalidades

Los métodos sísmicos de exploración geofísica se basan en el hecho de que las ondas elásticas viajan con velocidades diferentes en medios diferentes. El principio consiste en generar tales ondas en un punto fuente, y determinar en un cierto número de otros puntos receptores el tiempo de llegada de la energía que ha sido refractada y/o reflejada por las discontinuidades entre diferentes formaciones rocosas. Esto permite deducir la profundidad de los cuerpos sedimentarios rocosos (ParASNIS, 1970).

Existen dos grandes campos dentro de los métodos sísmicos: Sísmica de refracción y sísmica de reflexión. Como lo indican sus nombres, el primero se encarga de analizar las señales que son refractadas mientras que el segundo estudia y analiza las ondas que son reflejadas. Existen varias diferencias entre los mismos, como por ejemplo, el tipo de carga empleada como fuente, los rangos de frecuencia en los cuales se trabaja en cada método, las distancias fuente-receptor empleada. Estas últimas son mayores en el método de refracción debido a que las trayectorias que siguen los rayos refractados son mayores a las trayectorias que siguen los rayos reflejados (Dobrin, 1960).

Gracias a la alta resolución obtenida con la sísmica de refracción somera, se puede determinar las velocidades y espesores de las formaciones del subsuelo utilizando los tiempos de viajes de ondas críticamente refractadas, conocidas también como ondas cabezales. Este método se utiliza principalmente para fines geotécnicos y

delimitación de las primeras capas del subsuelo entre otros, dependiendo esto del diseño de adquisición que se aplique (Cavada, 2000).

3.1.2 Conceptos Importantes

3.1.2.1 Isotropía

En física, la isotropía se refiere al hecho de que ciertas magnitudes vectoriales medibles dan resultados idénticos con independencia de la dirección escogida para la medida. Cuando una determinada magnitud no presenta isotropía decimos que presenta anisotropía. En matemáticas, la isotropía se refiere a una propiedad geométrica de invariancia en una variedad diferenciable (Dobrin, 1960).

3.1.2.2 Anisotropía

Es la propiedad general de la materia, según la cual determinadas propiedades físicas, tales como, elasticidad, temperatura, conductividad y la velocidad de propagación de la luz entre otras, varían según la dirección en que son examinadas. Algo anisótropo presentará diferentes características según la dirección.

La anisotropía de los materiales es más acusada en los sólidos cristalinos, en los cuales se evidencia una relación directa con la estructura atómica y molecular del cuerpo en cuestión. Los cuerpos que no presentan anisotropía, isótropos, constituyen una excepción (Dobrin, 1960).

3.1.2.3 Ley de Snell

Es una fórmula simple, utilizada para calcular el ángulo de refracción de una onda, al atravesar la superficie de separación entre dos medios de índice de refracción distinto. La misma dice, que el producto del índice de refracción por el seno del

ángulo de incidencia es constante para cualquier rayo incidiendo sobre la superficie que separa a dos medios. Aunque la Ley de Snell fue formulada para explicar los fenómenos de refracción de la luz se puede aplicar a todo tipo de ondas atravesando una superficie de separación entre dos medios en los que la velocidad de propagación la onda varíe (Parasnus, 1970).

En la Figura 3.1, se observa como un rayo incidente con ángulo θ_1 es reflejado en la interface entre los medios n_1 y n_2 con el mismo ángulo θ_1' de incidencia al tiempo que es refractado en el medio n_2 con ángulo θ_2 .

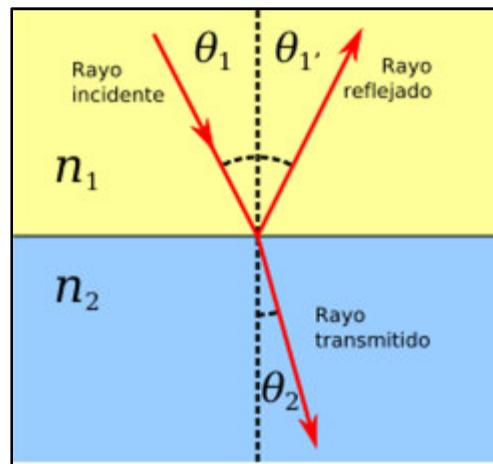


Figura 3.1: Ley de Snell.

3.1.2.4 Ondas Sísmicas

Son la propagación de perturbaciones temporales del campo de esfuerzos que generan pequeños movimientos en un medio. Las mismas pueden ser generadas por movimientos telúricos naturales, los cuales pueden causar daños en zonas donde hay asentamientos urbanos. Estas pueden ser generadas también artificialmente mediante el empleo de explosivos, camiones vibradores o mandarrias (Parasnus, 1970).

Existen varios tipos de ondas sísmicas, entre las que se encuentran, las ondas superficiales, las cuales se propagan por la discontinuidad de la interface de la superficie terrestre (tierra-aire y tierra-agua) (Parasnus, 1970), son las causante de los daños producidos por los sismos en construcciones, entre ellas están las ondas Rayleigh (Figura 3.2), las cuales producen un movimiento elíptico retrógrado del suelo (Parasnus, 1970). Son más lentas que las ondas corpóreas y su velocidad de propagación es casi un 70% de la velocidad de las ondas S (Dobrin, 1960). Las ondas Love (Figura 3.3), que producen un movimiento horizontal de corte en superficie. La velocidad de estas es un 90% de la velocidad de las ondas S y es ligeramente superior a la velocidad de las ondas Rayleigh. También se tienen las ondas corpóreas, las cuales viajan a través del interior de la Tierra siguiendo caminos curvos debido a la variada densidad y composición del interior de la misma. Las ondas de cuerpo transmiten los temblores preliminares de un terremoto pero poseen poco poder destructivo. Están divididas en dos grupos, ondas primarias (P) y secundarias (S) (Dobrin, 1960).

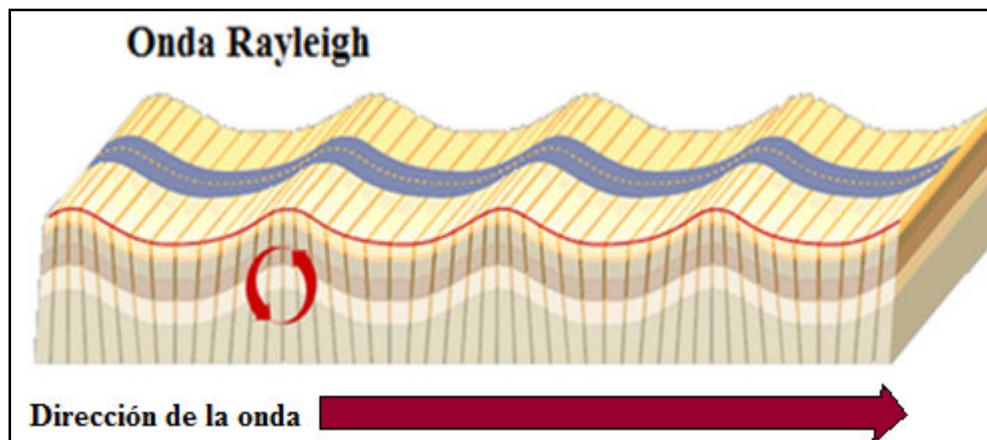


Figura 3.2: Representación del paso de las ondas Rayleigh a través de un medio.

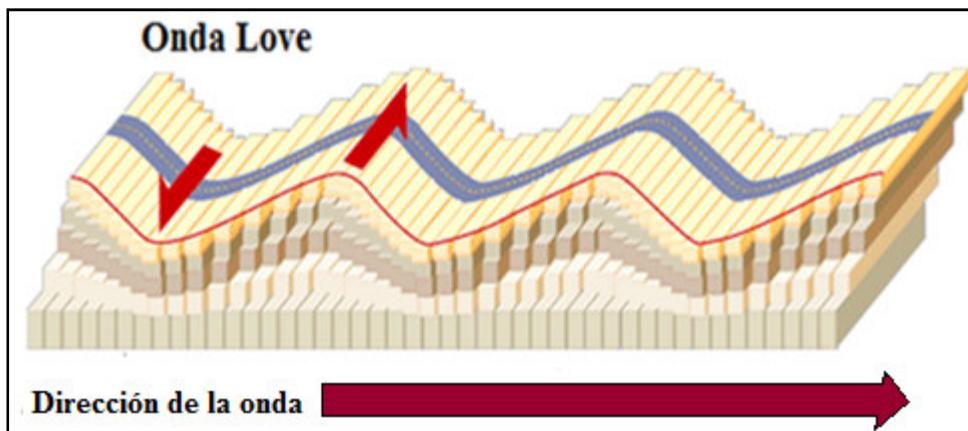


Figura 3.3: Representación del paso de las ondas Love a través de un medio.

3.1.2.4.1 Ondas P o Primaria

Las ondas P o primarias (Figura 3.4), son ondas longitudinales o compresionales, lo cual significa que el suelo es alternadamente comprimido y dilatado en la dirección de la propagación. Estas ondas generalmente viajan a una velocidad 1.73 veces de las ondas S y pueden viajar a través de cualquier tipo de material. Velocidades típicas son 330 m/s en el aire, 1450m/s en el agua y cerca de 5000 m/s en el granito.

En un medio isótropo y homogéneo la velocidad de propagación de las ondas P viene dada por la ecuación III-1.

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (\text{Ec. III-1})$$

donde K es el módulo de compresibilidad, μ es el módulo de corte y ρ la densidad del material a través del cual se propaga la onda mecánica. De estos tres parámetros, la densidad es la que presenta menor variación por lo que la velocidad está principalmente determinada por K y μ .

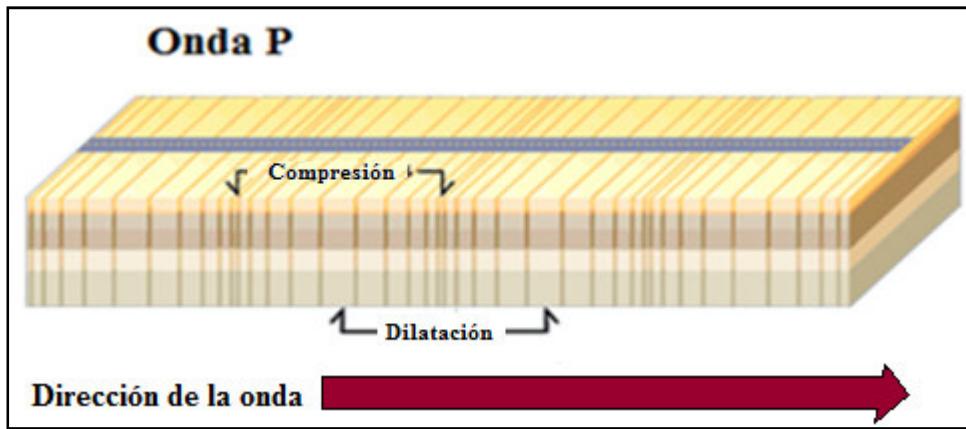


Figura 3.4: Representación del paso de las ondas P a través de un medio.

3.1.2.4.2 Ondas S o de Corte

Las ondas S o secundarias (Figura 3.5), son ondas en las cuales el desplazamiento es transversal a la dirección de propagación, presentan velocidades ligeramente menores que las velocidades de las ondas P o primarias. Debido a ello, éstas aparecen en el terreno algunos segundos después, siendo las que generan las oscilaciones durante el movimiento propiamente.

La velocidad de propagación de las ondas S en medios isotrópicos y homogéneos depende del modulo de corte μ y de la densidad ρ del material, tal como lo indica la ecuación III-2.

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{Ec, III-2})$$

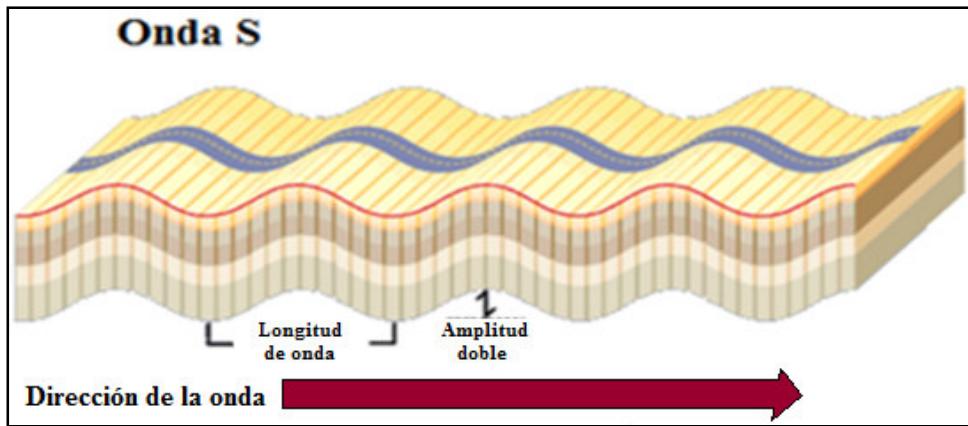


Figura 3.5: Representación del paso de ondas S a través de un medio.

A continuación se muestran las velocidades de onda P y S típicos para diferentes litologías (Tabla 3.1).

Tabla 3.1: Velocidades típicas de ondas P y S para diferentes litologías.

Litología	Velocidad de onda P (m(seg)	Velocidad de onda S (m(seg)
Aluviones Modernos	350-1500	200-850
Areniscas	1400-4500	800-2600
Arcillas	1000-2000	580-1160
Calizas	4000-6000	2300-3500
Calcita	6257	3600
Capa Meteorizada	300-900	170-500
Conglomerado	2500-5000	1400-2900
Cuarcita	5100-6100	2900-3500
Cuarzo	6635	3800
Dolomita	5000-6000	3000-3460
Gabro	6700-7300	3800-4200
Granito	4000-6000	2300-3460
Hematita	6644	3800
Magnetita	7382	4200
Pirita	8110	4600

3.1.2.5 Refracción de Ondas Sísmicas

3.1.2.5.1 Para Estratos Planos

Considerando un modelo ideal de la Tierra, en la cual esta se encuentre formada por capas horizontales lateralmente isotrópicas, tal como puede verse en la Figura 3.6, se definirá el término conocido como ángulo crítico, siendo este, el punto en el cual al incidir un rayo sísmico (Punto B), se genera una refracción que presenta un ángulo de 90° con la vertical (Dobrin, 1960).

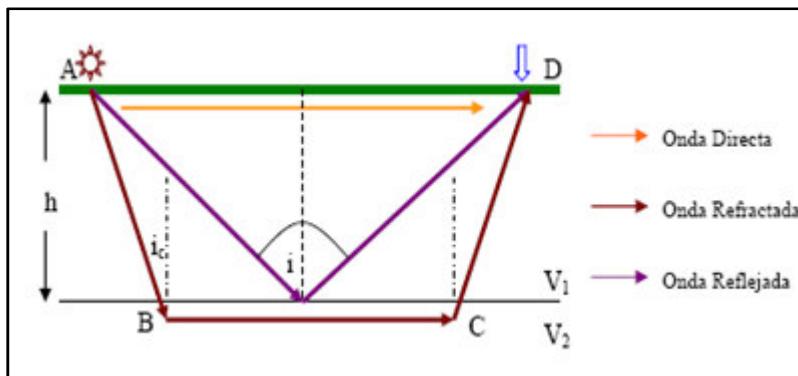


Figura 3.6: Representación de capas planas del subsuelo, con la presencia de diferentes rayos sísmicos generados por una fuente ubicada en la superficie.

El rayo se desplazaría por la interface entre ambos medios con la velocidad de la capa infrayacente (Segmento BC), lo cual deriva de la siguiente ecuación de la Ley de Snell

$$\frac{\sin(i_c)}{V_1} = \frac{\sin(90)}{V_2} = \frac{1}{V_2}$$

(Ec III-3)

donde i_c es el ángulo de incidencia. Entonces el rayo AB es aquel cuyo ángulo i_c es el ángulo crítico, el cual se refracta de tal manera que i_2 es igual a 90° viajando por la interface de las capas, lo cual ocurre solo si $V_1 < V_2$. En consecuencia, la superficie

que limita a las capas está sometida a un esfuerzo oscilante, emitiendo cada punto de ella ondas secundarias que emergen a la superficie alcanzando al geófono con un ángulo i_c crítico con respecto de la vertical (Dobrin, 1960).

Si el punto llegada D, se encuentra a una distancia relativamente cercana al punto de disparo, el primer registro que se tendría en el sismógrafo será el de la onda directa, pero si por el contrario, el punto de llegada estuviera ubicado a una distancia considerable, el primer registro del sismógrafo sería el de la onda refractada críticamente, ya que, el segmento que viaja por la interface de la capa infrayacente aumenta su velocidad debido a que como se mencionó anteriormente la V_1 es menor que la V_2 (Dobrin 1960).

Como se puede observar en la Figura 3.7, la representación de la onda directa en un gráfico de distancia versus el tiempo será una línea recta, que pasa por el origen con pendiente de $1/V_1$, siendo la ecuación de esta onda, la siguiente.

$$t = \frac{xv}{V_1} \quad (\text{Ec III-4})$$

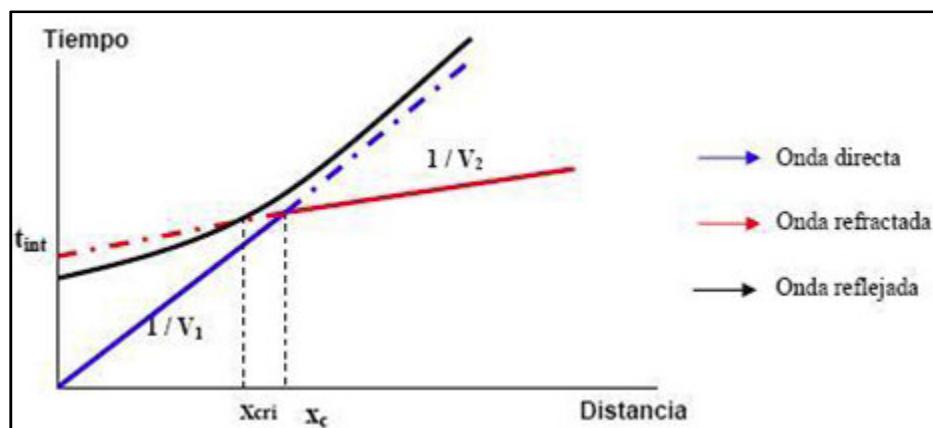


Figura 3.7: Dromocrónica de los diferentes tipos de onda.

De manera análoga, la ecuación de la onda refractada es obtenida a partir de la Ley de Snell para un ángulo crítico, tal y como sigue.

$$\sin i_c = \frac{V_1}{V_2} \quad (\text{Ec III-5})$$

de donde se obtiene

$$t_{int} = \frac{x}{V_1} + 2 * h * \left(V_2^2 - V_1^2 \right)^{1/2} \quad (\text{Ec III-6})$$

La representación de esta onda, en gráfico de distancia contra tiempo, será una línea recta, que pasa por el origen con pendiente $1/V_2$, su ordenada en el origen es el tiempo de intercepto y viene dado por el segundo término de la ecuación III-6. Igualando esta última a x/V_1 , se obtendrá la abscisa de la intersección de la recta de la onda directa con la recta de la onda refractada, punto conocido como X de cruce, que viene dada por la siguiente ecuación (Parasnus, 1970).

$$X_c = 2 * h * \sqrt{(V_2 + V_1) * (V_2 - V_1)} \quad (\text{Ec III-7})$$

Más allá de esta distancia de cruce (X_c) la onda refractada es la que primero llega al receptor. Utilizando este valor se puede determinar espesor h de la capa suprayacente gracias a la ecuación III-7. Alternativamente h puede determinarse también a partir de la ecuación III-6, la cual corresponde al tiempo intercepto (Parasnus, 1970).

3.1.2.5.2 Para Estratos Buzantes

En la realidad, los estratos del subsuelo presentan buzamiento a lo largo de un perfil como el que se muestra en la Figura 3.8.

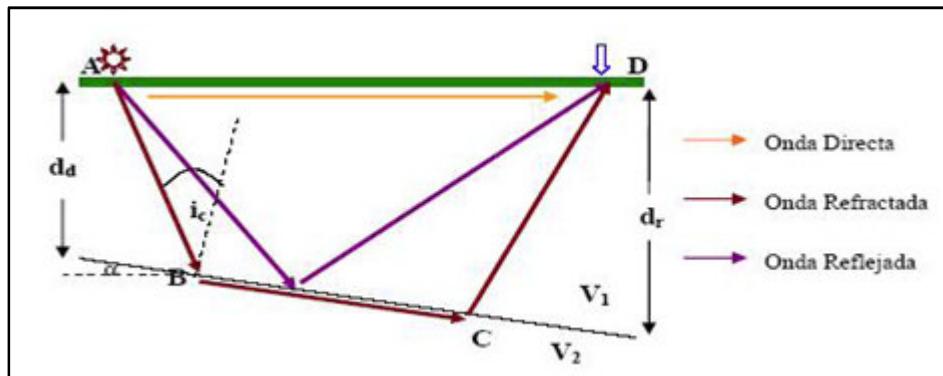


Figura 3.8: Representación de capas Buzantes del subsuelo, con la presencia de diferentes rayos sísmicos generados por una fuente ubicada en la superficie.

Tanto en este tipo de modelos, como en los de capas planas, se cumple la condición de reciprocidad, lo que quiere decir que los tiempos de viaje de las ondas son los mismos al intercambiar la posición de las fuentes y los receptores. Como puede observarse en la Figura 3.9, la condición de reciprocidad se demuestra ilustrando que el tiempo directo t_d es igual al tiempo reverso t_r .

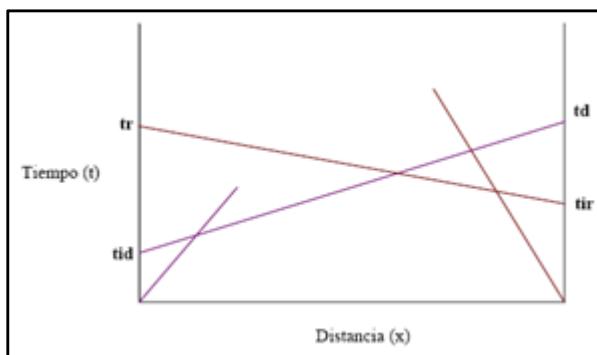


Figura 3.9: Dromocrónica de doble disparo.

La expresión del tiempo de viaje para una trayectoria con buzamiento hacia abajo viene dado por la ecuación III-8 (Parasnus, 1970).

$$t_{id} = \frac{x * \cos(\alpha)}{V_2} + (2 * d_d + x * \sin(\alpha)) * \cos\left(\frac{i}{V_2}\right) \quad (\text{Ec III-8})$$

Por otro lado, la expresión del tiempo de viaje para una trayectoria con buzamiento hacia arriba, viene dado por la ecuación III-9 (Parasnus, 1970).

$$t_{id} = \frac{x * \cos(\alpha)}{V_2} + (2 * d_r + x * \sin(\alpha)) * \cos\left(\frac{i}{V_2}\right) \quad (\text{Ec. III-9})$$

En ambas expresiones la variable i representa el ángulo de incidencia, medido con respecto a la vertical y α el ángulo de buzamiento.

Tal y como se comentó anteriormente, se cumple la condición de reciprocidad de forma tal que $td = tr$ pero, de las expresiones de tiempo de viaje se observa que $tr = tid$ debido a que $dr > dd$. En la Figura 3.9, se observa que la línea de tiempo de viaje que se extiende desde tid hasta td , representa el tiempo de viaje para ondas refractadas con buzamiento hacia abajo, cuya pendiente determina el inverso de la velocidad aparente x/V_1 . El mismo argumento se maneja para las ondas refractadas con buzamiento hacia arriba (Dobrin, 1960).

Se debe cumplir que las velocidades aparentes de las ondas que se propagan con buzamiento hacia arriba sean mayores que sus homólogas opuestas. Si se calcula el tiempo de llegada con el receptor ubicado a una distancia media entre las dos fuentes, podrá notarse que $tr > tid$, debido a que la trayectoria de los rayos que se desplazan con buzamiento hacia abajo, a pesar de tener un camino de bajada por la capa mucho menor, presenta una trayectoria seguida por el refractor mucho más larga que los rayos que se desplazan en dirección contraria (Dobrin, 1960).

3.2 Metodología de Adquisición de los Datos de Refracción Sísmica

Durante el desarrollo del proyecto, se realizaron diez perfiles de refracción sísmica somera, cada uno con tres disparos, dos en los extremos y uno en el centro, como puede verse en la Figura 3.10. Los mismos fueron del tipo “En Línea” (In-Line), realizándose los disparos en los extremos del tendido y de “Propagación Dividida” (Split-Spread), realizándose el disparo en el centro del mismo (Figura 3.11 A y B). La adquisición de los mismos se realizó entre los meses de noviembre y diciembre del 2007, ubicándose cada uno en las zonas donde en un futuro serán construidas las estaciones de la línea de metro Caracas-Guarenas-Guatire.

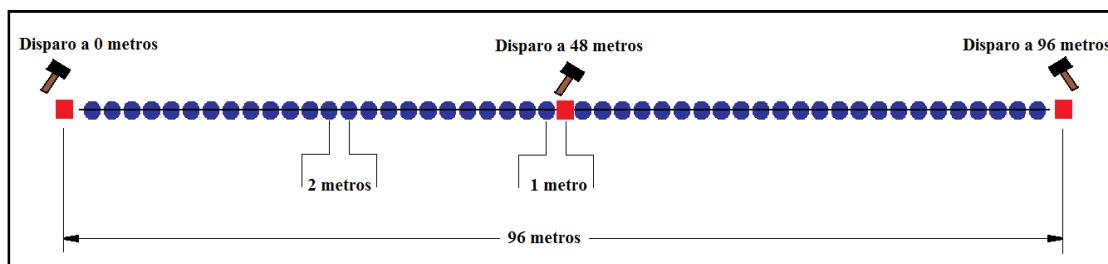


Figura 3.10: Configuración utilizada en los perfiles sísmicos.

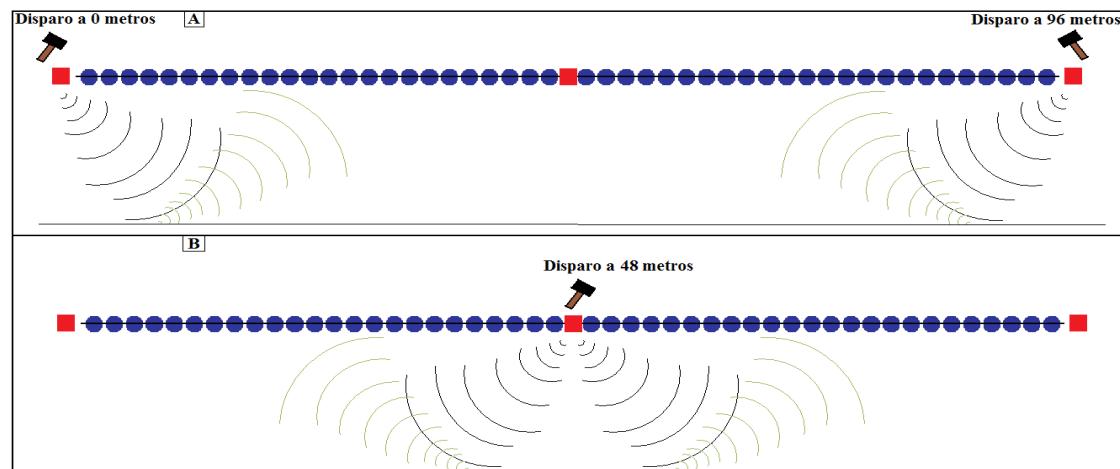


Figura 3.11: Tipos de tendidos empleados en los perfiles. A: Tendido In-Line; B: Tendido Split Spread.

Tanto para el estudio de ondas P como el estudio de ondas S se realizó lo siguiente, cada tendido sísmico contó con 48 geófonos (De componente vertical u horizontal según el caso), separados 2 metros entre sí, cubriendo un total de 96 metros. Se realizó un disparo en el primer geófono (Distancia 0), un disparo en el último geófono (Distancia 96) y finalmente un disparo de control en el centro del tendido (Distancia 48). La fuente empleada en el estudio de ondas P fue una placa metálica y una mandarria de 10 Kilos, con la que se realizaban 15 golpes sobre la placa metálica en cada disparo. En el caso del estudio de ondas S, la fuente utilizada fue una mandarria de 10 Kilos y una estructura metálica (Figura 3.12), la cual era fijada por el peso de un rústico, de manera que al ser golpeada por la mandarria, toda la energía se transmitiera al suelo. Dicha estructura era golpeada 15 veces por cada uno de sus lados, permitiendo polarizar la señal para su posterior procesamiento. En ambos estudios la información obtenida por los geófonos (De componente vertical u horizontal según el caso), era recibida por los Geodes y almacenada en un laptop.

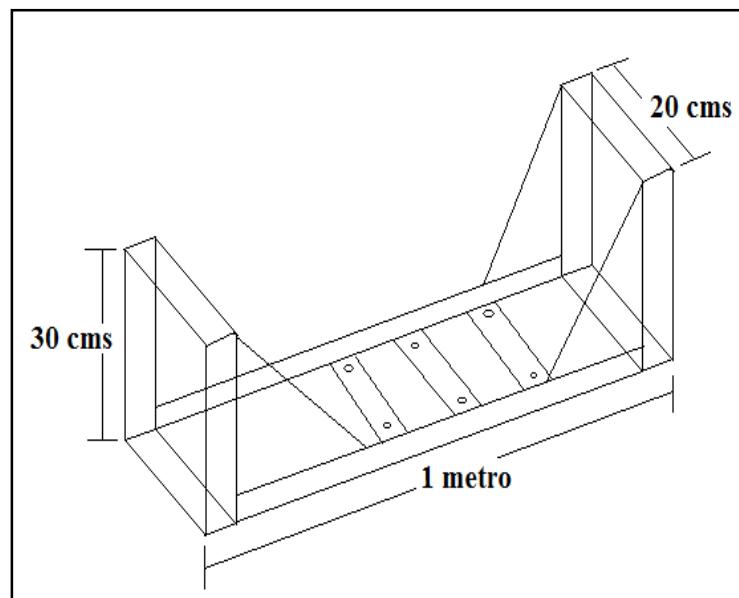


Figura 3.12: Estructura metálica empleada en la generación de ondas S.

En las Figuras 3.13 y 3.14, se puede apreciar un ejemplo de la adquisición tanto para el estudio de ondas P y ondas S.



Figura 3.13: Configuración de la adquisición, método sísmico de refracción somera para el estudio de ondas P.



Figura 3.14: Configuración de la adquisición, método sísmico de refracción somera para el estudio de ondas S.

3.2.1 Instrumentos empleados

Los instrumentos empleados en la adquisición de los perfiles de refracción sísmica somera fueron los siguientes:

- Sismógrafo Geode marca Geometrics de 48 canales
- Laptop con el software de adquisición Geometrics
- Geófonos de componente vertical para el estudio de ondas P de 4,5 Hz (Figura 3.15 A)
- Geófonos de componente horizontal para el estudio de ondas S de 30 Hz (Figura 3.15 B)
- Cable de conexión sismógrafo-Geófonos
- Plancha metálica (Generación de Ondas P) (Figura 3.15 C)
- Estructura metálica (Generación de Ondas S) (Figura 3.15 D)
- Mandarria de 10 Kilos
- Batería de 12 V
- Convertidor de corriente de 12 V a 110 V
- Gps Garmin Plus con un error de ± 5 m

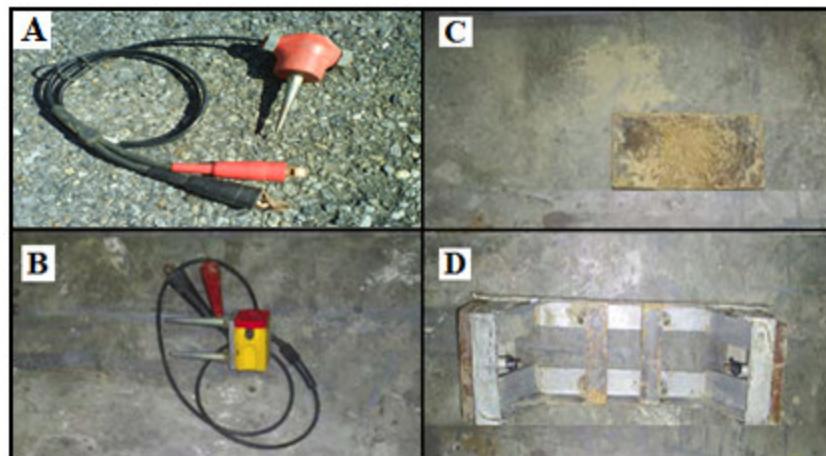


Figura 3.15: Equipo empleado en la adquisición. A: Geófono de componente vertical; B: Geófono de componente Horizontal; C: Plancha metálica para la generación de ondas P; D: Estructura Metálica para la generación de ondas S.

3.2.2 Ubicación de los Perfiles de Refracción Sísmica Somera

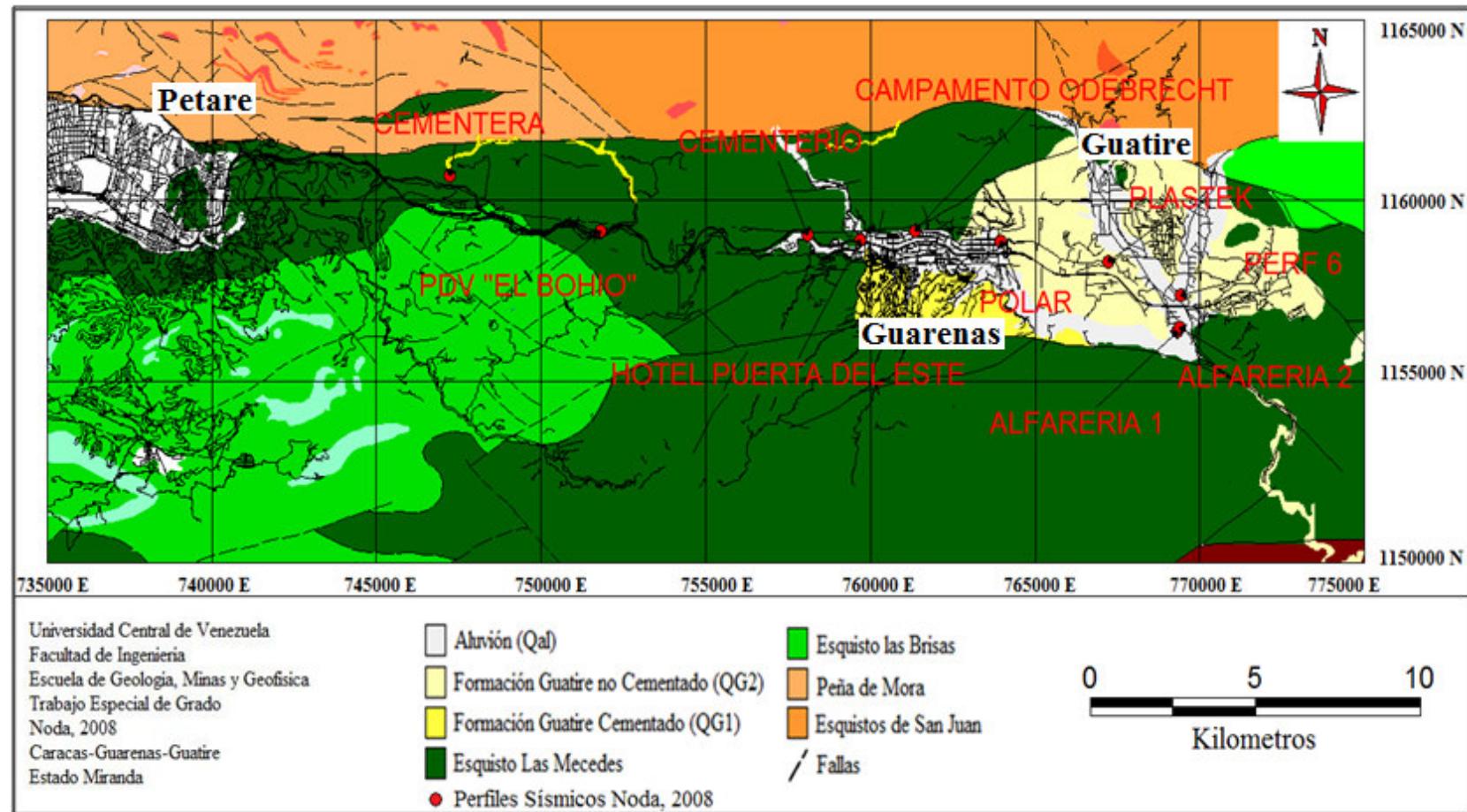


Figura 3.16: Ubicación de los perfiles de refracción sísmica somera realizados en la zona de estudio.

3.3 Metodología del Procesamiento de los Datos de Campo

El procesamiento de los datos sísmicos se realizó en dos etapas, en la cuales diferentes herramientas informáticas fueran utilizadas. En la primera etapa se empleó el programa Reflex (Sandmeier Scientific Software, 2000), el cual permite migrar la información almacenada en el laptop durante la adquisición, a un formato del tipo SEGY de 32 bit, además de poder filtrar la información, eliminando ruido inherente a la señal, facilitando así la selección del primer quiebre de la misma.

Durante la segunda etapa del procesamiento de los datos sísmicos se empleó el Software Libre RayInvr (Zelt, 1992), el cual fue desarrollado para trabajar bajo el ambiente Linux por lo que fue necesario tomar las coordenadas de los primeros quiebres que previamente habían sido grabadas en formato ASCII y ordenarlas utilizando un editor de texto para que funcionaran en RayInvr. El mismo permite construir modelos de velocidades 2D de manera sencilla y confiable.

3.3.1 Manejo de la Herramienta Informática Reflex

Se eligió el proyecto en el que se desea trabajar, seleccionando la ubicación de la carpeta que contiene la información obtenida durante la adquisición. Se abrió el módulo de análisis de datos 2D para realizar la importación de los datos y la selección de los primeros quiebres de la señal, dentro del cual se eligió la opción de importación, apareciendo una cuadro donde se introdujeron los parámetros de la adquisición, tales como número de canales, ubicación del disparo del archivo a importar, tipo de formato (SEGY) y número de bits (32 Bits).

Ya realizada la importación de los datos, se procedió a abrir la señal mediante las opciones Rawdata o Procdatal, bien se quisiera abrir la señal original o una señal previamente procesada (Figura 3.17). Con la señal ya en pantalla se eligió la opción

de “Picks”, permitiendo esto, la determinación manual de las primeras llegadas en la señal (Figura 3.18).

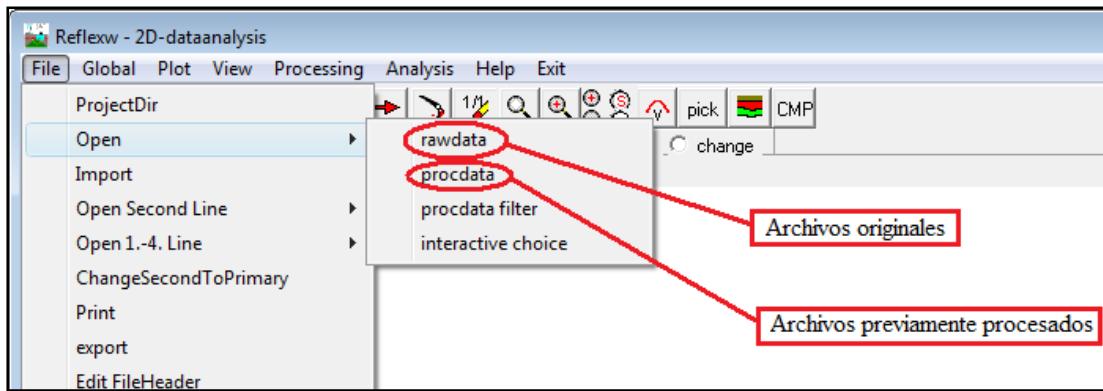


Figura 3.17: Apertura de las señales en Reflex.



Figura 3.18: Selección de las primeras llegadas de una señal en Reflex.

Una vez seleccionados todos los primeros quiebres de las señales se grabaron los mismos, oprimiendo la opción Salvar (Save) del submenú de la pantalla principal, tanto en formato Ascii como en formato Reflex.

En los Anexos 1, se muestra de manera más detallada el uso de este software.

3.3.2 Archivos Necesarios para la Ejecución del Programa RayInvr

Se creó una carpeta en la cual estarían ubicados los archivos necesarios para la ejecución del programa RayInvr, tales como TX.IN, V.IN, VM.IN, R.IN y D.IN, siendo el archivo TX.IN, el que contiene las coordenadas de los primeros quiebres asociados a la señal obtenida en campo, relacionando cada quiebre a un estrato; el archivo V.IN, el que contiene las velocidades y espesores de cada estrato; el VM.IN, lleva consigo parámetros como escalas horizontales y verticales entre otros necesarios para la correcta ejecución del programa; R.IN, contiene opciones tales como el color de la líneas y selección entre mostrar velocidades de cada estrato o no entre otras y finalmente D.IN, otros parámetros necesarios para la ejecución del RayInvr.

El archivo TX.IN, debe tener una separación de 10 caracteres desde el principio de una columna hasta el principio de la siguiente columna. La primera columna indica la posición X del quiebre, la segunda columna la posición Y del quiebre, la tercera columna se debe dejar tal y como se muestra y la última columna indica a que estrato pertenece cada uno de los quiebres.

En los Anexos 2, se muestra de manera más detallada la construcción de los archivos necesarios para la correcta ejecución de la herramienta informática RayInvr.

3.3.3 Manejo de la Herramienta de Trazado de Rayos RayInvr

Luego de elaborar los 5 archivos necesarios para ejecutar el software libre RayInvr, se copió la carpeta que los contenía en la raíz principal del disco duro con Linux como ambiente de trabajo, posteriormente se corrió la aplicación “Terminal”, en el se escribió la dirección de ubicación de la carpeta con los 5 archivos, que de ahora en adelante llamaremos “ALFA 1”, tal como se indica en el siguiente ejemplo; cd ALFA/1 (Se Oprime la tecla Entrar), una vez dentro de la misma, se escribió el comando “rayinvr” y se oprimió la tecla Entrar (Enter), hecho esto se mostraba la pantalla con el modelo de velocidades obtenido a partir de los parámetros

introducidos en el archivo V.IN (Figura 3.19), los cuales podían modificarse con el objeto de obtener una mayor precisión.

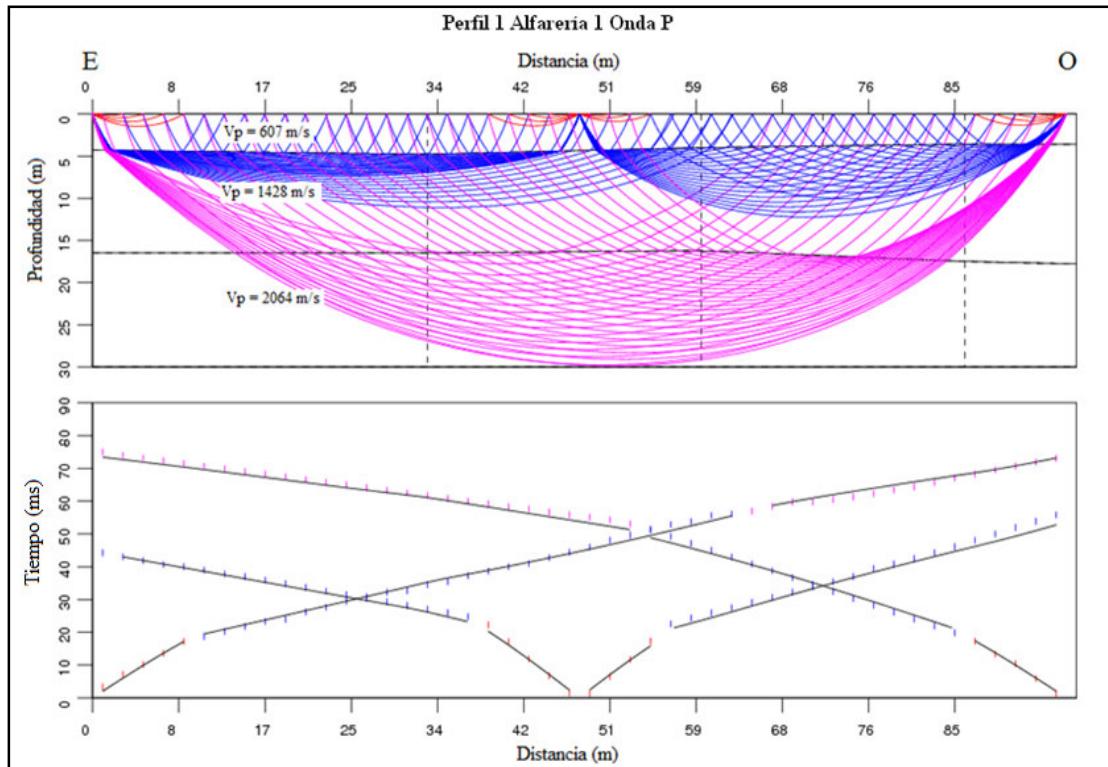


Figura 3.19: Modelo de velocidades y espesores obtenido a partir de los parámetros del perfil 1 para Onda P, contenidos en el archivo V.IN.

3.4 Resultados y Análisis

A partir de los 10 perfiles de refracción sísmica somera adquiridos y procesados (Figura 3.16), se elaboraron 10 modelos 1D, los cuales contienen información sobre el estudio de ondas P, Ondas S y el cálculo de la velocidad hasta los 30 metros (Vs30). Además se construyeron 18 modelos 2D, los cuales son resumidos en 10 perfiles 1D, apoyándose en la información aportada por pozos realizados en áreas cercanas a los perfiles sísmicos y a la información geofísica y geológica previamente recolectada. La información geológica indica que en general el área de estudio está conformada por relleno y aluvión. Más adelante se realizará una descripción mas explicita de cada zona del área de estudio.

Los modelos elaborados en RayInvr presentan estratos planos y subparalelos entre sí, los cuales en conjunto con la información suministrada por los pozos permitieron describir el área de cada uno de ellos, aportando información valiosa a su propósito geotécnico (Cálculo de Vs30 y espesor de sedimento).

3.4.1 Perfiles Sísmicos de Refracción Somera

3.4.1.1 Perfil 1: Alfarería 1

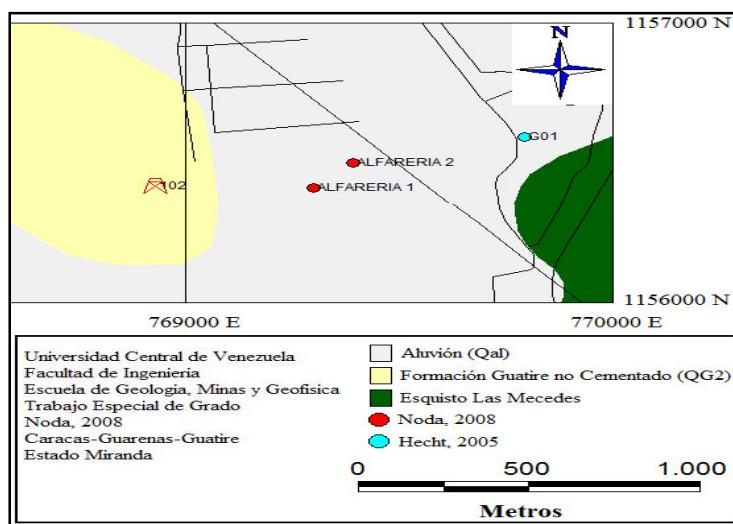


Figura 3.20: Ubicación del Perfil 1: Alfarería 1.

El perfil Alfarería 1 (Figura 3.20), presenta coordenadas WGS84 de 769302 E y 1156407 N, con una orientación Este – Oeste. El mismo fue correlacionado con información obtenida del perfil G01 (Hecht, 2005), ubicado a 665 metros de Alfarería 1, así como con información del pozo 102 realizado por Odebrecht en el año 2007 (Anexos 3), ubicado a una distancia de 390 metros.

A continuación se muestran las primeras llegadas de ondas P (Figura 3.21 A y B) y ondas S (Figura 3.21 C y D), en la señales obtenidas en los disparos en 0 y 96 del perfil Alfarería 1, a partir de los cuales se construyeron los modelos 2D.

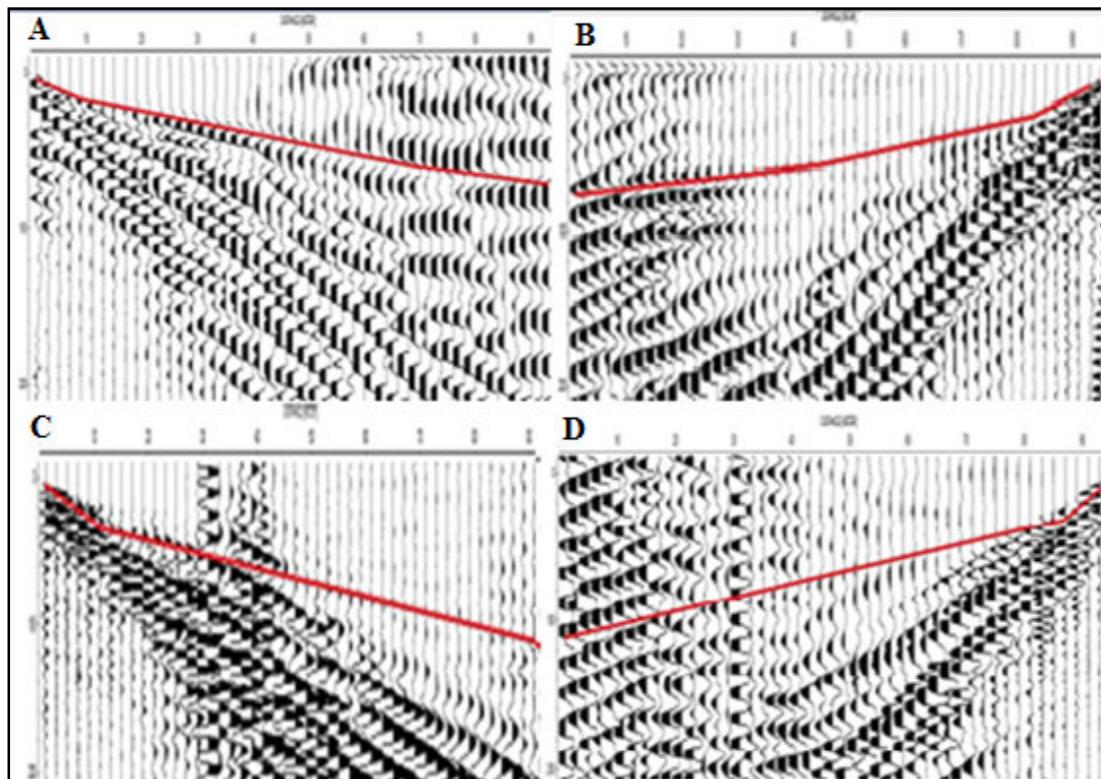


Figura 3.21: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Alfarería 1. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Alfarería 1.

Se puede ver en el modelo 2D de ondas P (Figura 3.22), tres estratos planos, subparalelos entre sí. El primero con una profundidad de 4 metros aproximadamente, con velocidad de 607 m/s, lo cual puede ser correlacionado con una capa de relleno, compuesta de arena limosa y escombros de hasta 2 cm. El segundo estrato alcanza una profundidad de 16 metros aproximadamente, con velocidad de 1428 m/s, que puede ser correlacionada con una capa de aluvión poco consolidada, formada por arena con intercalaciones de limo y arcilla, peñones de cuarzo y esquisto y limo arenoso micáceo. Finalmente se tiene el tercer estrato de profundidad no definida, con velocidades de 2064 m/s, pudiendo corresponder a Aluvión consolidado, con contenido de arcilla de mediana plasticidad, arenosa, con grava y fragmentos de arenisca, cuarzo y calcita. En el modelo 2D de ondas S (Figura 3.23), solo se reflejan dos capas, presentando ambos estratos las mismas profundidades que se obtuvieron en el modelo 2D de ondas P. El primer estrato presenta una velocidad de 345 m/s, mientras que el segundo tiene una velocidad de 1065 m/s. Se obtuvo una velocidad de corte hasta 30 metros (Vs30) de aproximadamente 800 m/s.

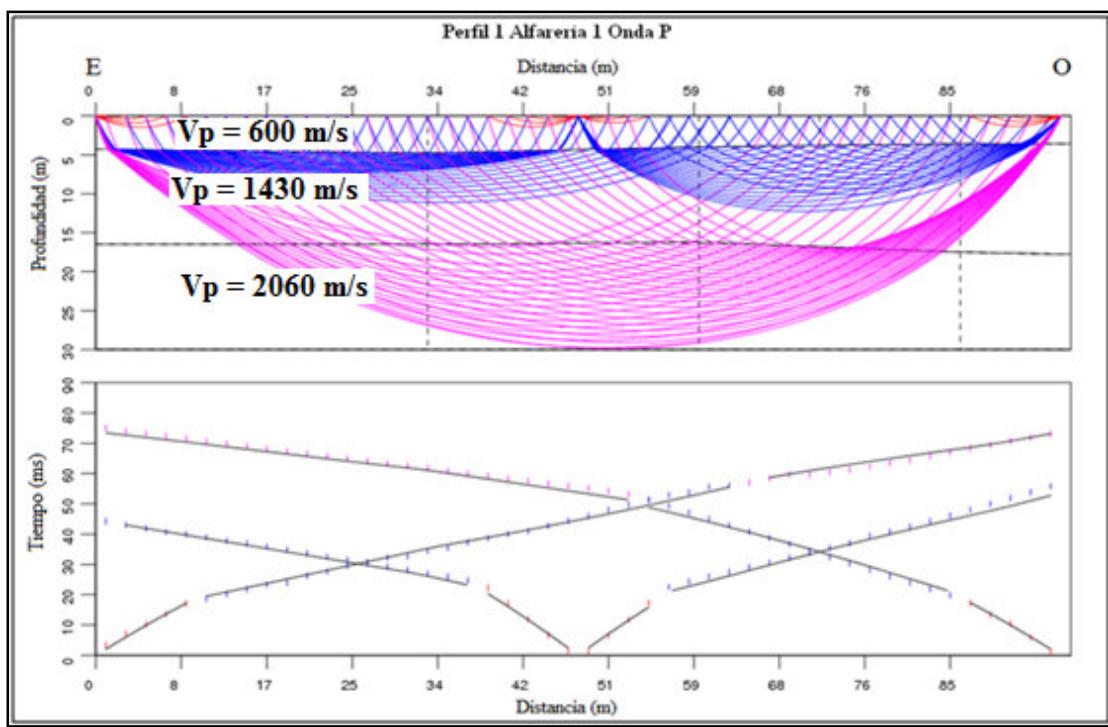


Figura 3.22: Modelo 2D de ondas P del Perfil Alfarería 1.

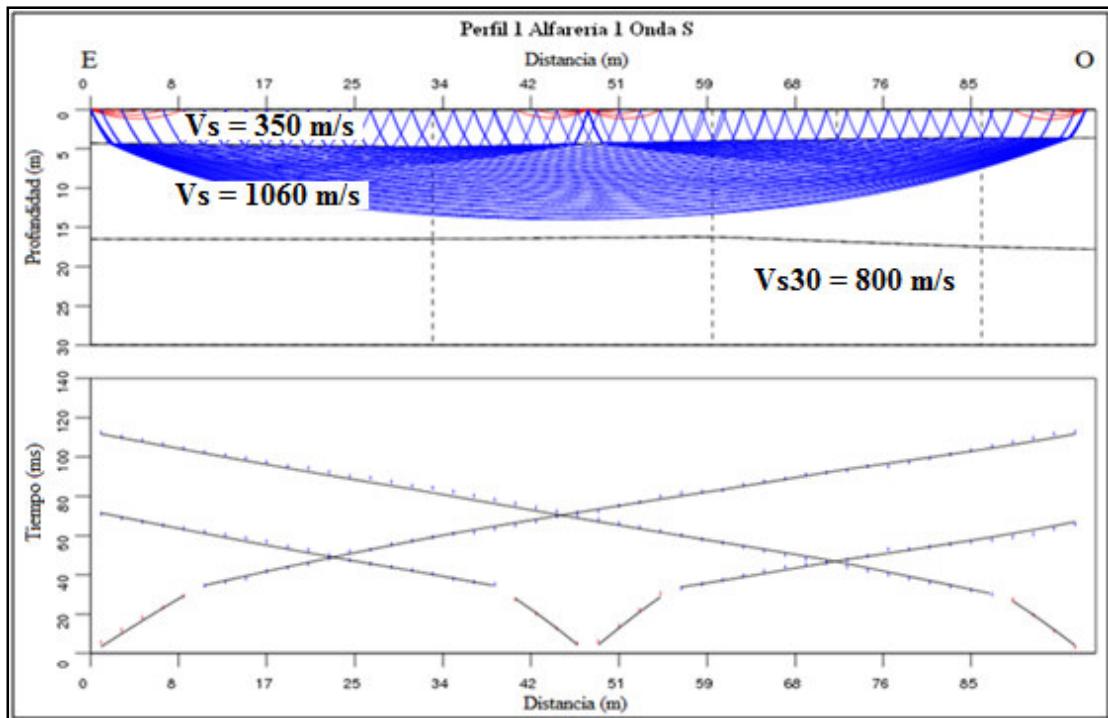


Figura 3.23: Modelo 2D de ondas S del Perfil Alfarería 1.

A continuación se presenta el modelo 1D del perfil Alfarería 1 (Figura 3.24), en el cual se pueden observar las velocidades de onda P, onda S y Vs30, así como sus respectivos espesores.

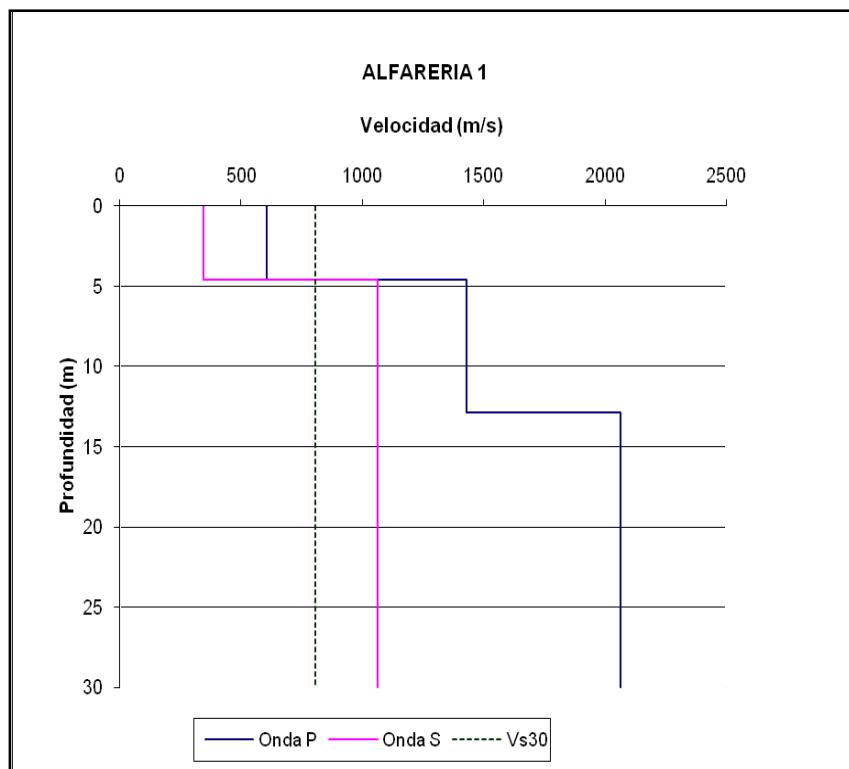


Figura 3.24: Modelo 1D del perfil Alfarería 1.

3.4.1.2 Perfil 2: Alfarería 2

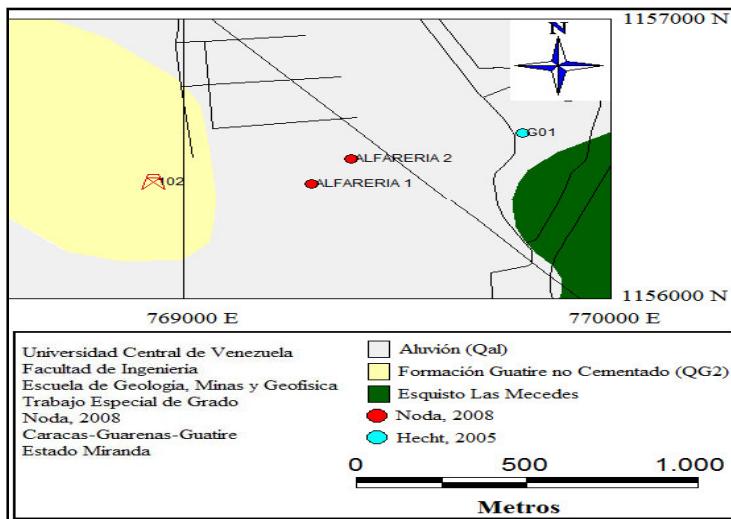


Figura 3.25: Ubicación del Perfil 2: Alfarería 2.

El perfil Alfarería 2 (Figura 3.25), presenta coordenadas WGS84 de 769395 E y 1156498 N, con una orientación Norte – Sur. El mismo fue correlacionado con información obtenida del perfil G01 (Hecht, 2005), ubicado a 672 metros de Alfarería 2, así como con información del pozo 102 realizado por Odebrecht en el año 2007, ubicado a una distancia de 495 metros.

A continuación se muestran las primeras llegadas de ondas P (Figura 3.26 A y B) y ondas S (Figura 3.26 C y D), en la señales obtenidas en los disparos en 0 y 96 del perfil Alfarería 2, a partir de los cuales se construyeron los modelos 2D.

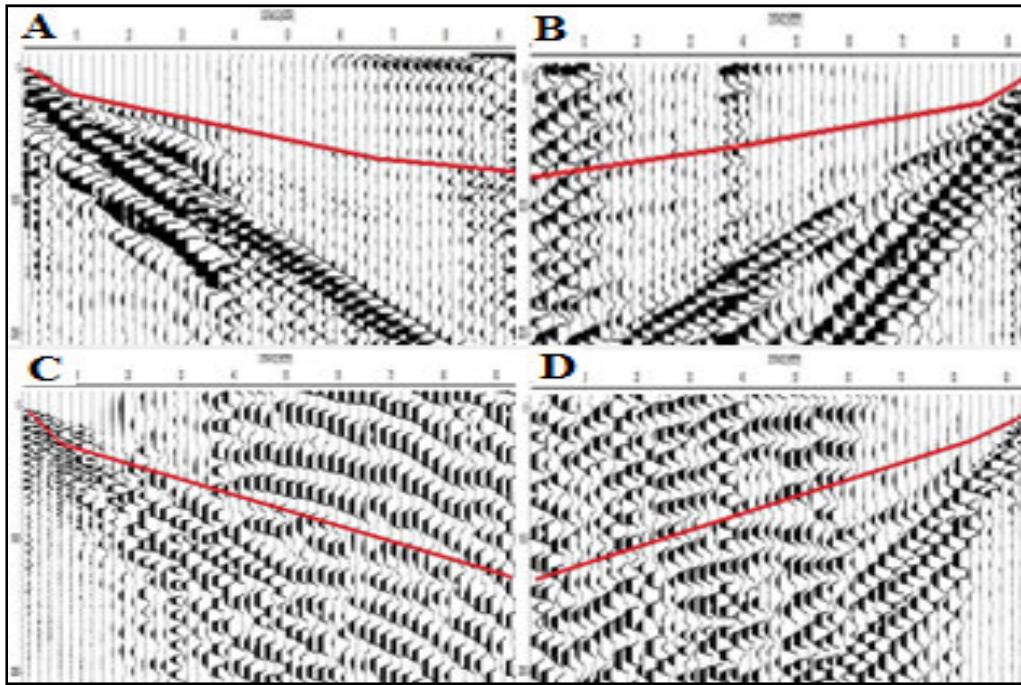


Figura 3.26: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Alfarería 2. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Alfarería 2.

De acuerdo al modelo 2D de ondas P (Figura 3.27), se tienen tres estratos planos, subparalelos. El primero con una profundidad de 4 metros aproximadamente y velocidad de 590 m/s, el cual puede ser interpretado como una capa de relleno, compuesta de arena limosa. El segundo estrato alcanza una profundidad de 17 metros aproximadamente, con velocidad de 1348 m/s, que puede ser correlacionada con una capa de Aluvión poco consolidada, formada por arena, limo, arcilla y peñones de cuarzo. El último estrato no tiene profundidad definida y presenta velocidades de 1815 m/s, pudiendo corresponder a Aluvión consolidado, con contenido de arcilla de mediana plasticidad, arenosa, con grava. En el modelo 2D de ondas S (Figura 3.28), solo se reflejan dos capas, presentando aproximadamente las mismas profundidades que se obtuvieron en el modelo 2D de ondas P. El primer estrato tiene una velocidad de 418 m/s, mientras que el segundo una velocidad de 829 m/s. Finalmente se obtuvo una velocidad de corte hasta 30 metros (Vs30) de aproximadamente 724 m/s.

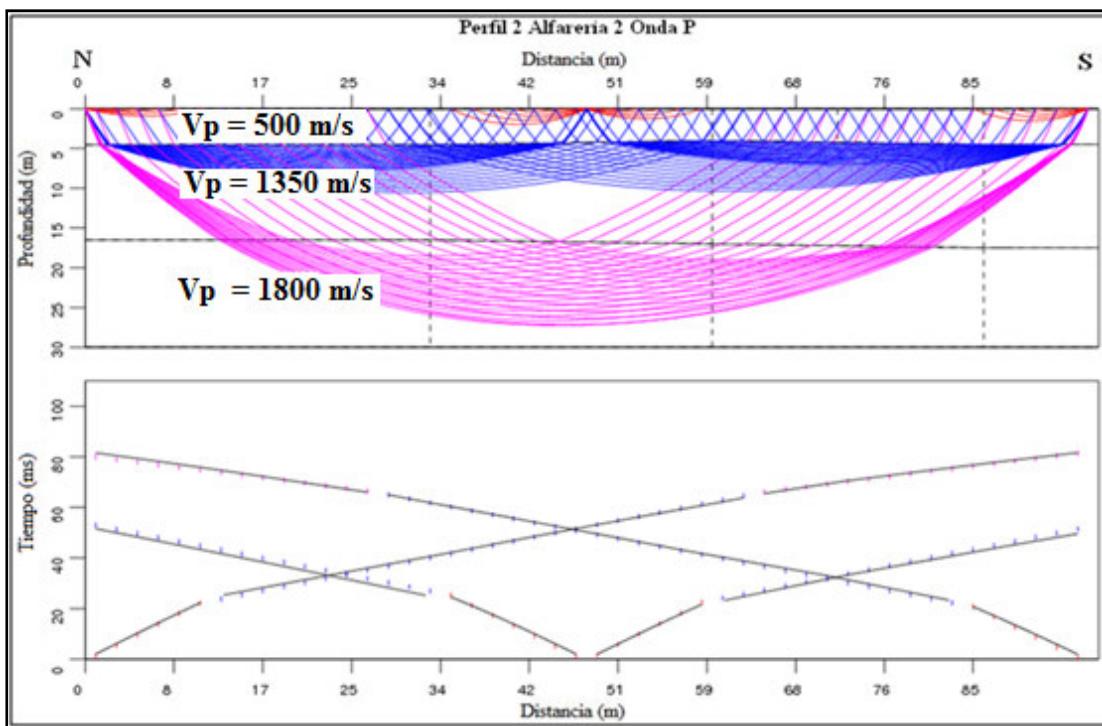


Figura 3.27: Modelo 2D de ondas P del Perfil Alfarería 2.

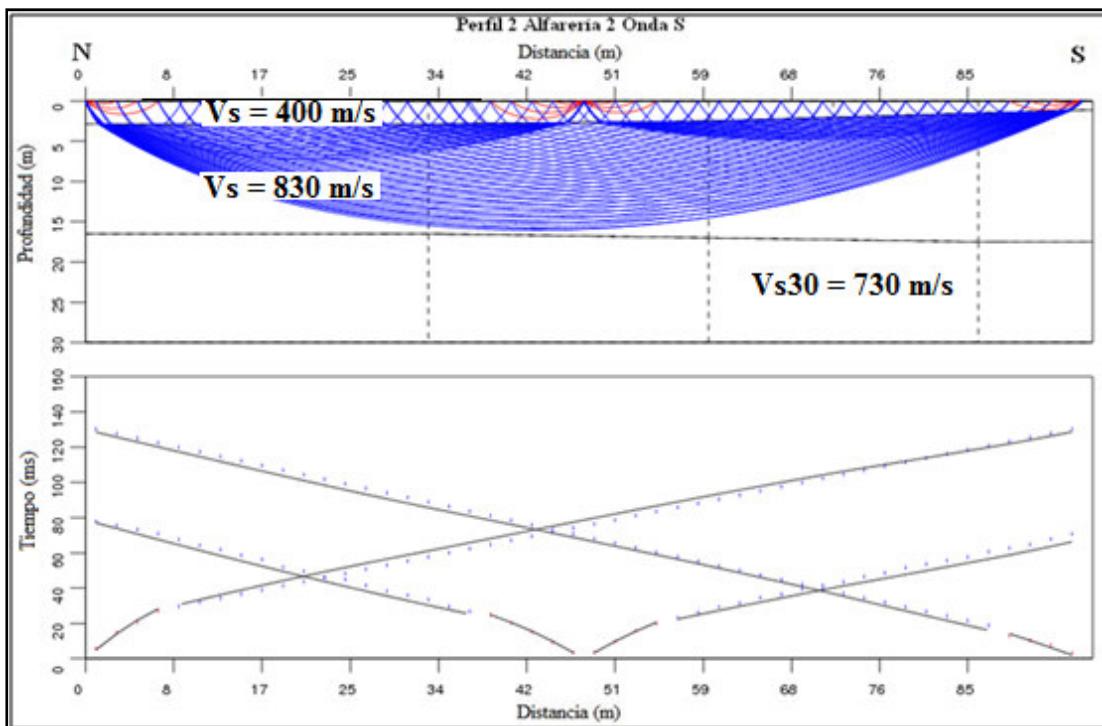


Figura 3.28: Modelo 2D de ondas S del Perfil Alfarería 2.

A continuación se presenta el modelo 1D del perfil Alfarería 2 (Figura 3.29), en el cual se pueden observar las velocidades de onda P, onda S y Vs30, así como sus respectivos espesores.

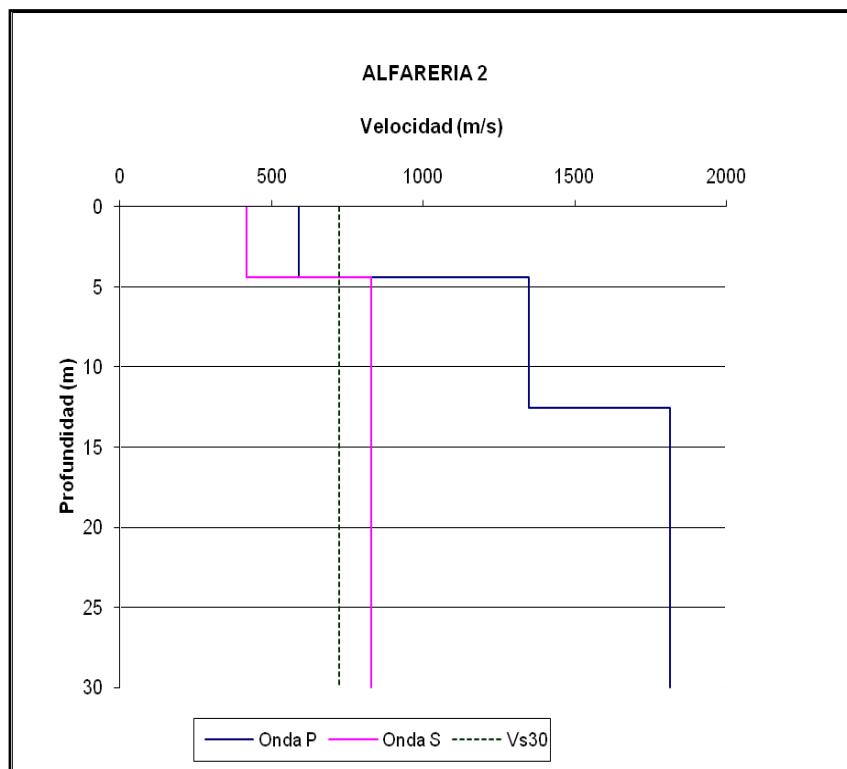


Figura 3.29: Modelo 1D del perfil Alfarería 2.

3.4.1.3 Perfil 3: Polar

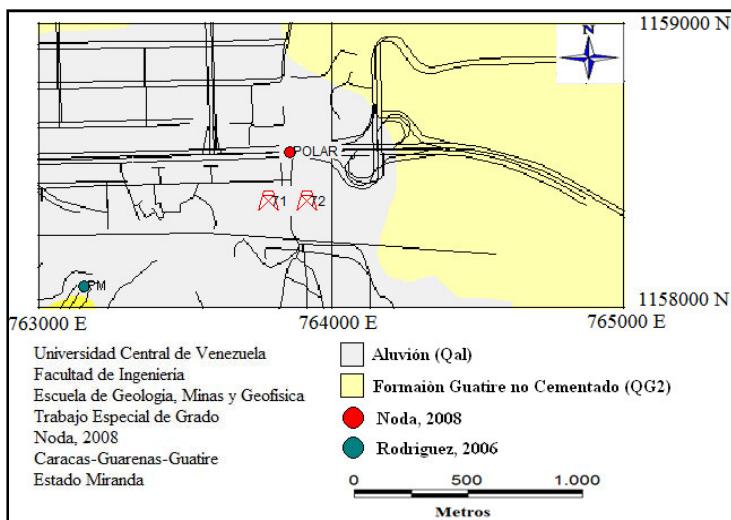


Figura 3.30: Ubicación del Perfil 3: Polar.

El perfil Polar (Figura 3.30), presenta coordenadas WGS84 de 763942 E y 1158892 N, con una orientación Este – Oeste. El mismo fue correlacionado con información obtenida del perfil A01 (Hecht, 2005), ubicado a 1590 metros de Polar, P13 y CAS (Rodríguez, 2006), ubicados a 1200 y 1160 metros respectivamente de Polar. De manera análoga con información de los pozos 71 y 72 realizado por Odebrecht en el año 2007, ubicados a una distancia de 381 y 368 metros respectivamente.

A continuación se muestran las primeras llegadas de ondas P (Figura 3.31 A y B) y ondas S (Figura 3.31 C y D), en la señales obtenidas en los disparos en 0 y 96 del perfil Polar, a partir de los cuales se construyeron los modelos 2D.

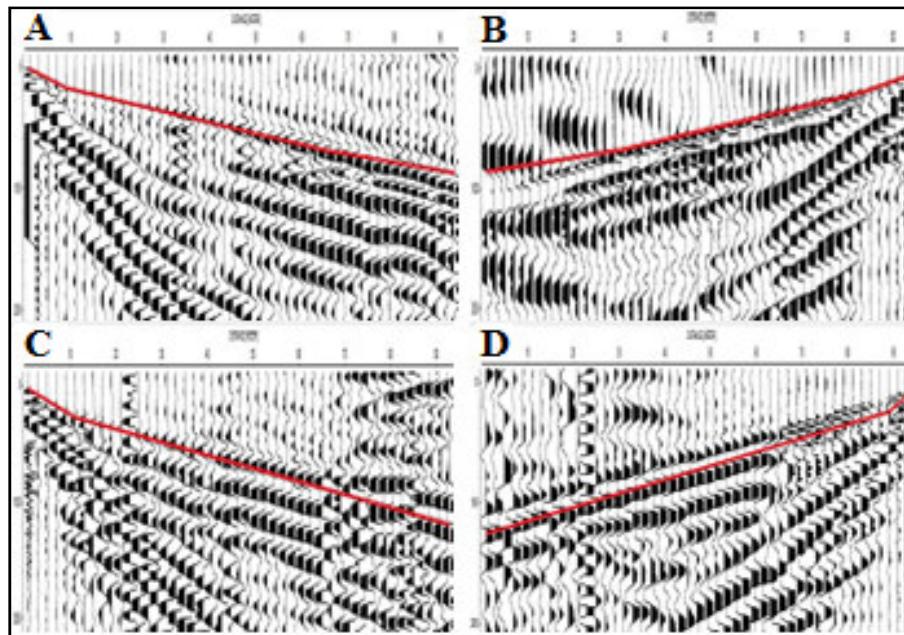


Figura 3.31: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Polar. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Polar.

Se puede ver en el modelo 2D de ondas P (Figura 3.32), tres estratos planos, subparalelos entre sí. El primero con una profundidad de 4 metros aproximadamente, con velocidad de 675 m/s, lo cual puede ser correlacionado con una capa de relleno, compuesta de arena limosa gravosa y fragmentos de esquisto de hasta 7 cm. El segundo estrato alcanza una profundidad de 15 metros aproximadamente, con velocidad de 1170 m/s, que puede ser correlacionada con una capa de Aluvión poco consolidada, formada por arena gravosa, con fragmentos de esquisto cuarzo. Finalmente se tiene el tercer estrato de profundidad no definida, con velocidades de 1669 m/s, pudiendo corresponder a Aluvión consolidado, con contenido de limo arenoso de densidad dura y limolita, arenisca y lutita interestratificada. En el modelo 2D de ondas S (Figura 3.33), solo se reflejan dos capas, presentando ambos estratos las mismas profundidades que se obtuvieron en el modelo 2D de ondas P. El primer estrato presenta una velocidad de 422 m/s, mientras que el segundo tiene una velocidad de 930 m/s. Se obtuvo una velocidad de corte hasta 30 metros (Vs30) de aproximadamente 798 m/s.

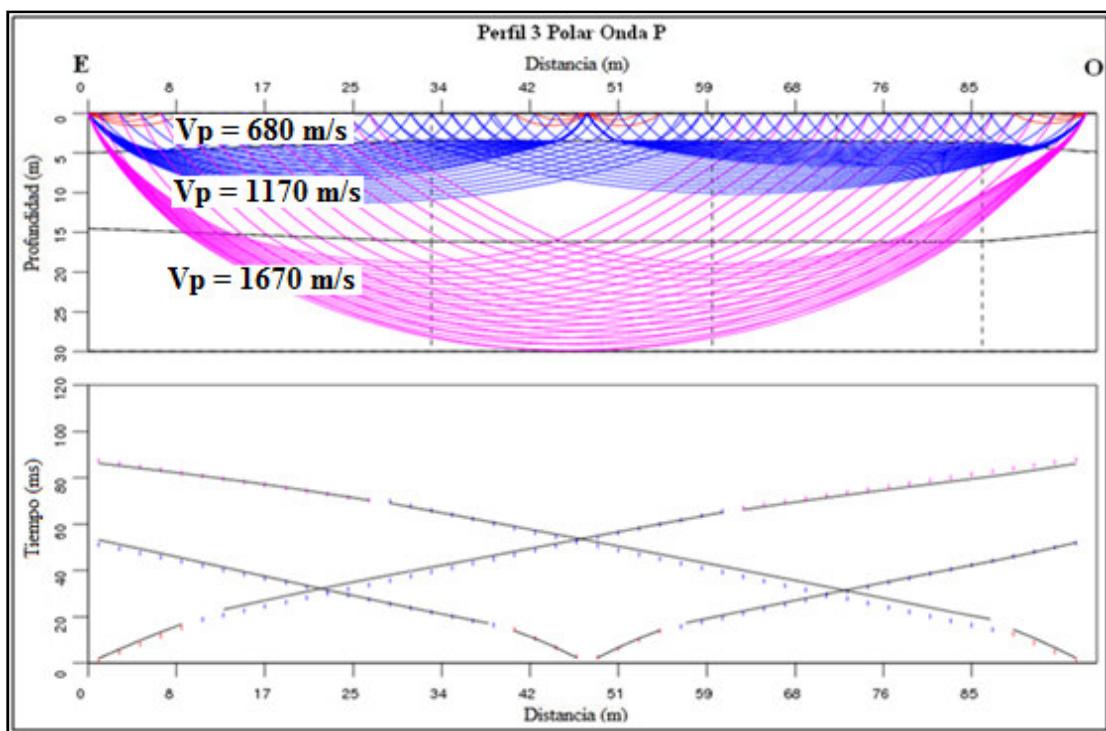


Figura 3.32: Modelo 2D de ondas P del Perfil Polar.

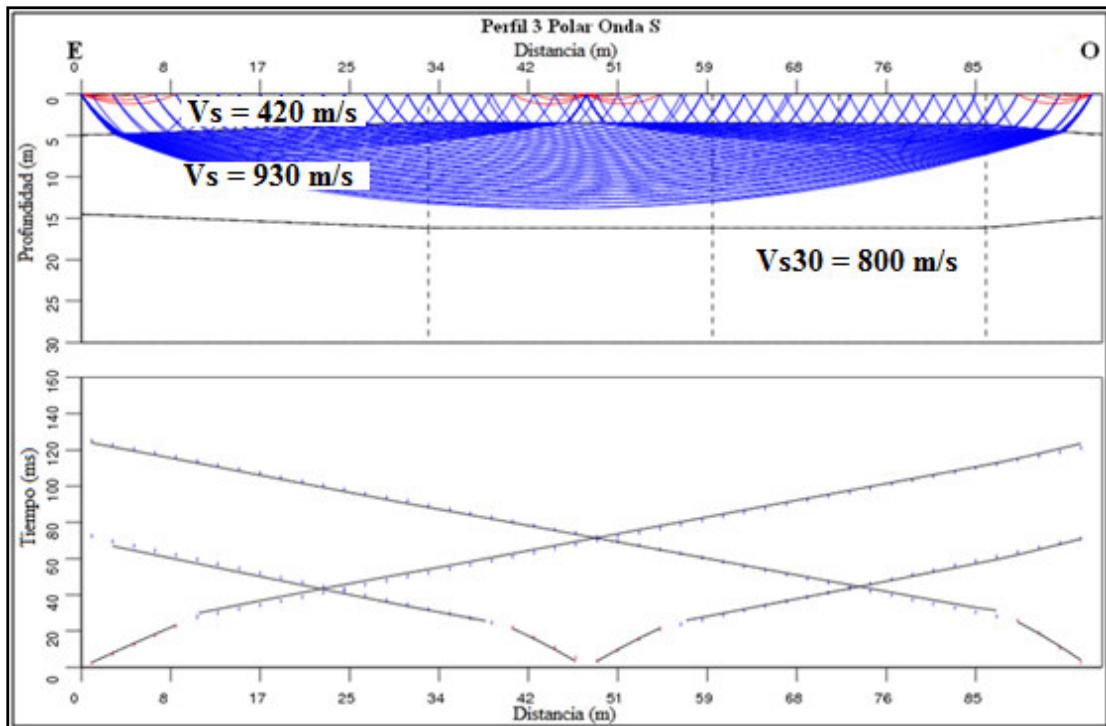


Figura 3.33: Modelo 2D de ondas S del Perfil Polar.

A continuación se presenta el modelo 1D del perfil Polar (Figura 3.34), en el cual se pueden observar las velocidades de onda P, onda S y Vs30, así como sus respectivos espesores.

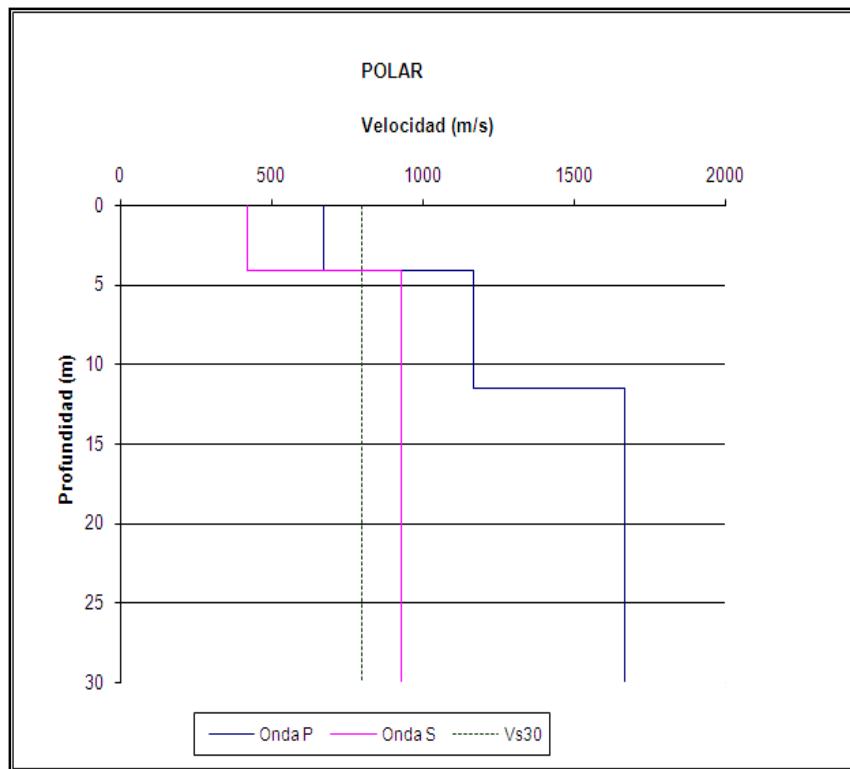


Figura 3.34: Modelo 1D del perfil Polar.

3.4.1.4 Perfil 4: Campamento Odebrecht

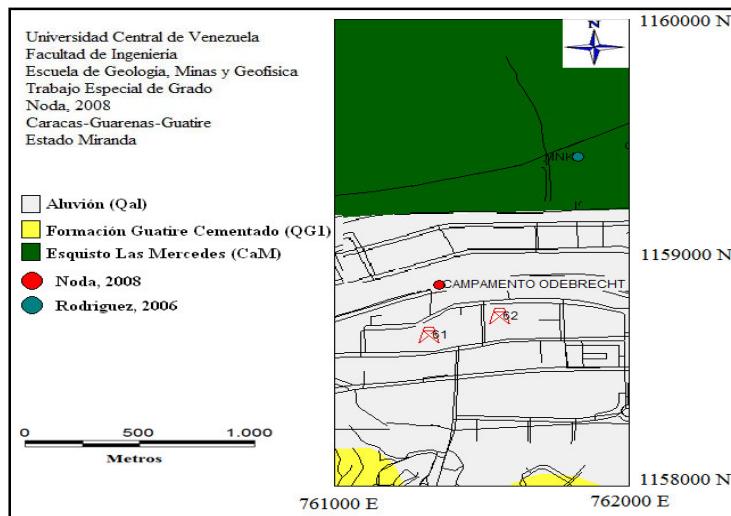


Figura 3.35: Ubicación del Perfil 4: Odebrecht.

El perfil Odebrecht (Figura 3.35), presenta coordenadas WGS84 de 761363 E y 1159178 N, con una orientación Este – Oeste. El mismo fue correlacionado con información obtenida de los perfiles GUR y MNK (Rodríguez, 2006), ubicados a 1160 y 660 metros del Perfil Campamento Odebrecht respectivamente, así como con información de los pozos 61 y 62 realizado por Odebrecht en el año 2007, ubicados a una distancia de 307 y 339 metros respectivamente.

A continuación se muestran las primeras llegadas de ondas P (Figura 3.36 A y B) y ondas S (Figura 3.36 C y D), en la señales obtenidas en los disparos en 0 y 96 del perfil Odebrecht, a partir de los cuales se construyeron los modelos 2D.

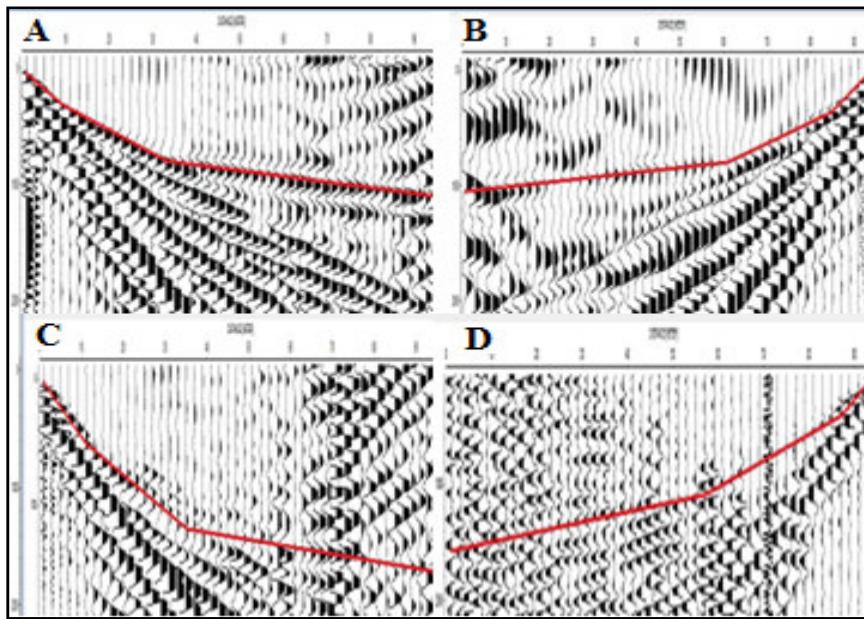


Figura 3.36: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Odebrecht. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Odebrecht.

De acuerdo al modelo 2D de ondas P (Figura 3.37), se tienen tres estratos planos, subparalelos. El primero con una profundidad de 4 metros aproximadamente y velocidad de 637 m/s, el cual puede ser interpretado como una capa de relleno, compuesta por arena con lentes de limo, fragmentos de esquistos y escombros de hasta 4 cm. El segundo estrato alcanza una profundidad de 16 metros aproximadamente, con velocidad de 720 m/s, que puede ser correlacionada con una capa de Aluvión poco consolidada, formada por arena gravosa limosa, limo de baja plasticidad y arcilla. El último estrato no tiene profundidad definida y presenta velocidades de 1715 m/s, pudiendo corresponder a Aluvión consolidado, con contenido de arena limosa gravosa, con fragmentos de cuarzo, esquisto y gneis de hasta 5 cm. En el modelo 2D de ondas S (Figura 3.38), igualmente se reflejan tres capas, presentando las mismas profundidades que se obtuvieron en el modelo 2D de ondas P. El primer estrato tiene una velocidad de 228 m/s, mientras que el segundo una velocidad de 500 m/s y el tercero una velocidad de 1280 m/s. Finalmente se obtuvo una velocidad de corte hasta 30 metros (V_{s30}) de aproximadamente 632 m/s.

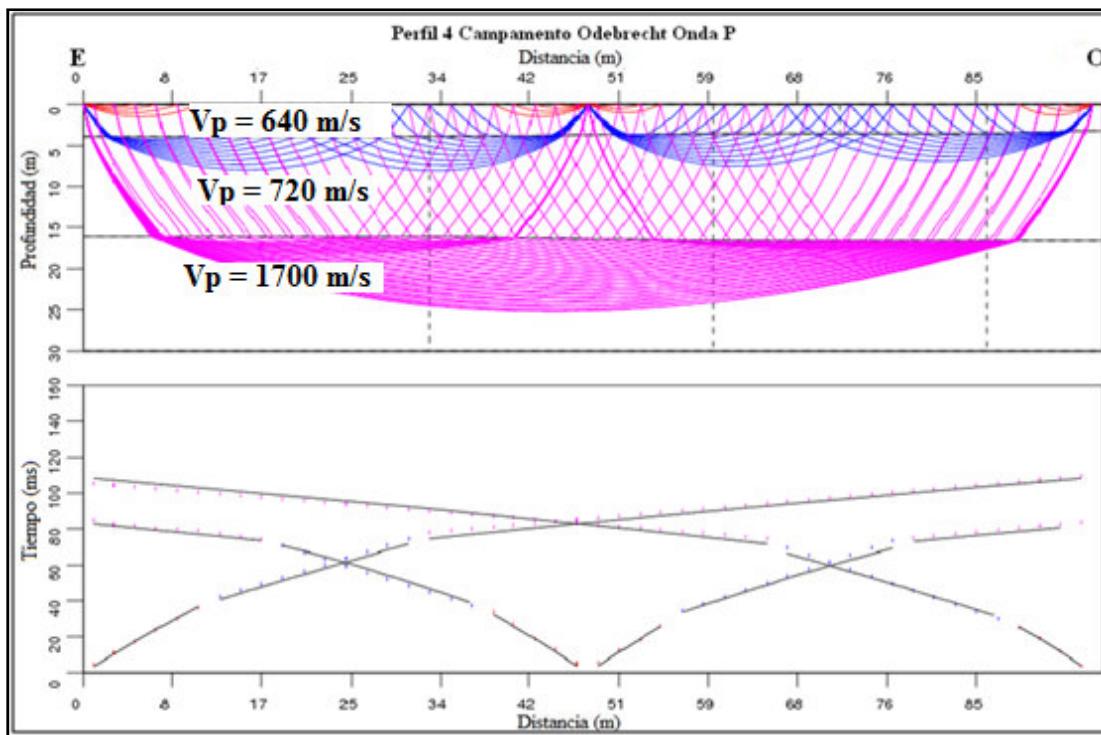


Figura 3.37: Modelo 2D de ondas P del Perfil Odebrecht.

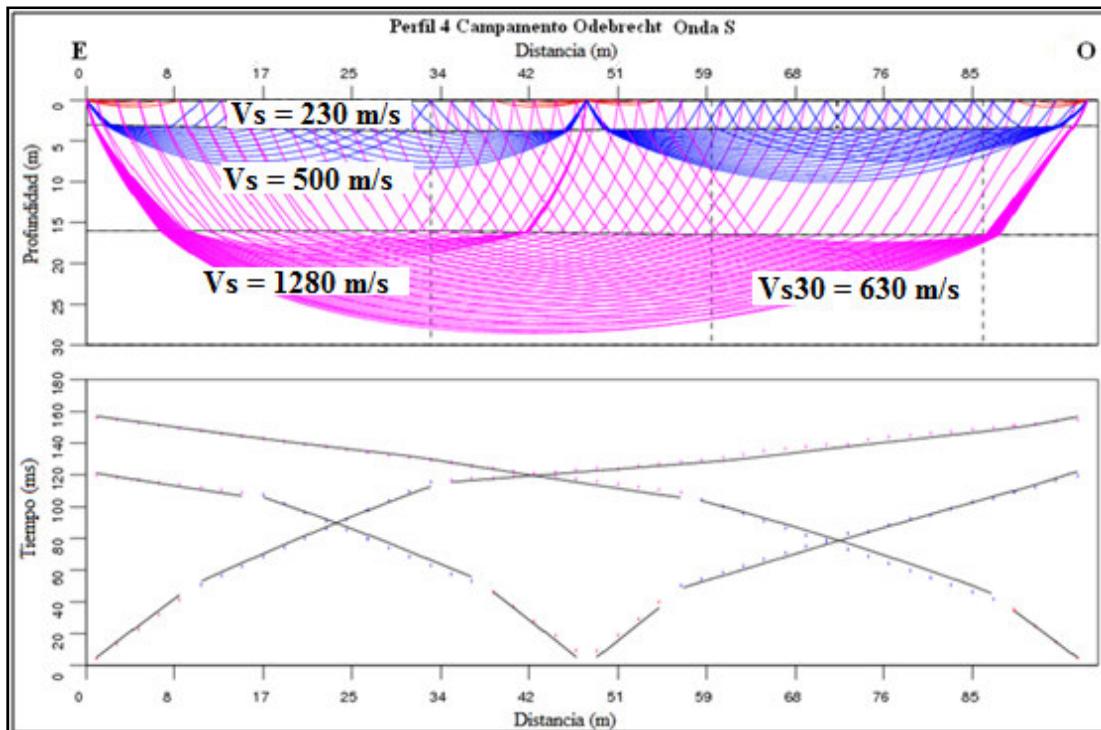


Figura 3.38: Modelo 2D de ondas S del Perfil Odebrecht.

A continuación se presenta el modelo 1D del perfil Odebrecht (Figura 3.39), en el cual se pueden observar las velocidades de onda P, onda S y Vs30, así como sus respectivos espesores.

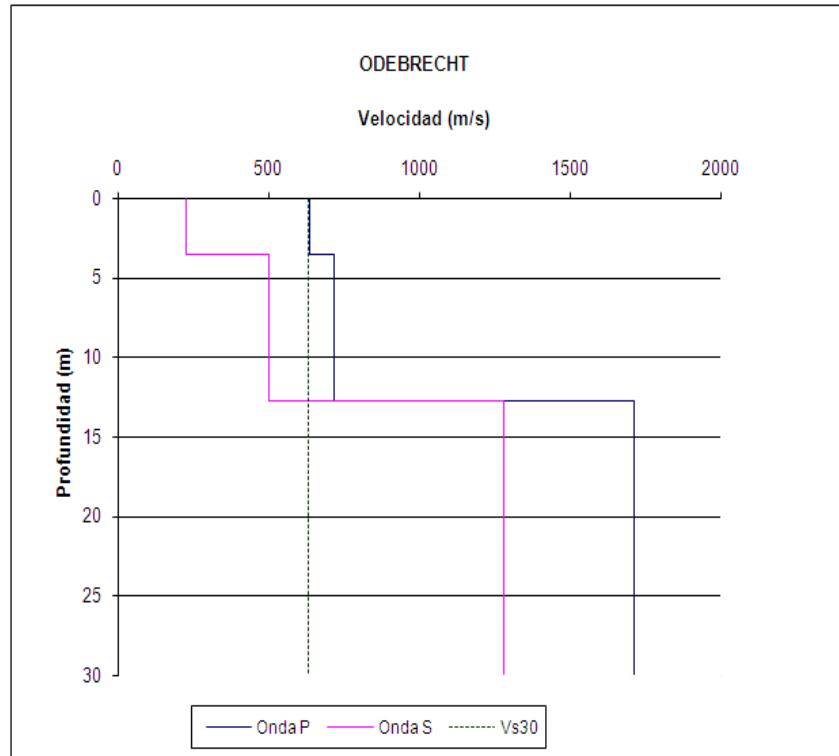


Figura 3.39: Modelo 1D del perfil Odebrecht.

3.4.1.5 Perfil 5: Plastek

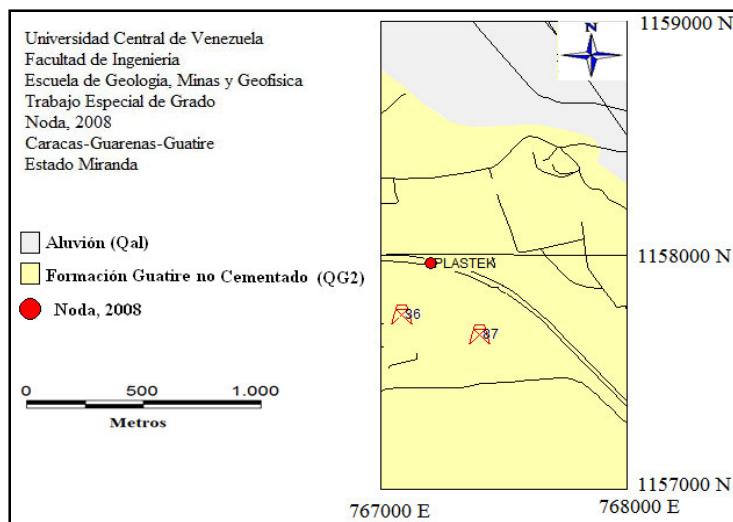


Figura 3.40: Ubicación del Perfil 5: Plastek.

El perfil Plastek (Figura 3.40), presenta coordenadas WGS84 de 767170 E y 1158352 N, con una orientación Este – Oeste. El mismo fue correlacionado con información obtenida de los perfiles C01 y E01 (Hecht, 2005), ubicados a 379 y 514 metros de Plastek respectivamente. De manera análoga con información de los pozos 86 y 87 realizados por Odebrecht en el año 2007, ubicados a una distancia de 335 y 461 metros respectivamente.

A continuación se muestran las primeras llegadas de ondas P (Figura 3.41 A y B) y ondas S (Figura 3.41 C y D), en la señales obtenidas en los disparos en 0 y 96 del perfil Plastek, a partir de los cuales se construyeron los modelos 2D.

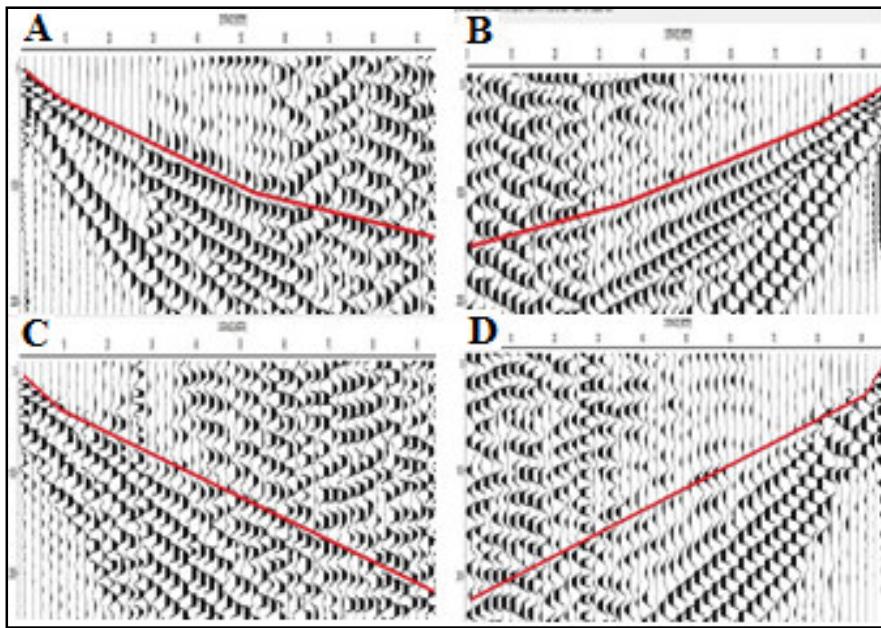


Figura 3.41: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Plastek. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Plastek.

Se puede ver en el modelo 2D de ondas P (Figura 3.42), tres estratos planos, subparalelos entre sí. El primero con una profundidad de 2 metros aproximadamente, con velocidad de 418 m/s, lo cual puede ser correlacionado con una capa de relleno, compuesta de arena fina limo arcillosa muy densa. El segundo estrato alcanza una profundidad de 16 metros aproximadamente, con velocidad de 580 m/s, que puede ser correlacionada con una capa de Aluvión, formada por arcilla arenosa de media a baja plasticidad, arena limpia de grano medio y peñones de esquisto y gneis. Finalmente se tiene el tercer estrato de profundidad no definida, con velocidades de 958 m/s, pudiendo corresponder a un estrato de arenisca de grano medio a fino, muy dura. En el modelo 2D de ondas S (Figura 3.43), solo se reflejan dos capas, presentando ambos estratos las mismas profundidades que se obtuvieron en el modelo 2D de ondas P. El primer estrato presenta una velocidad de 252 m/s, mientras que el segundo tiene una velocidad de 474 m/s. Se obtuvo una velocidad de corte hasta 30 metros (Vs30) de aproximadamente 442 m/s.

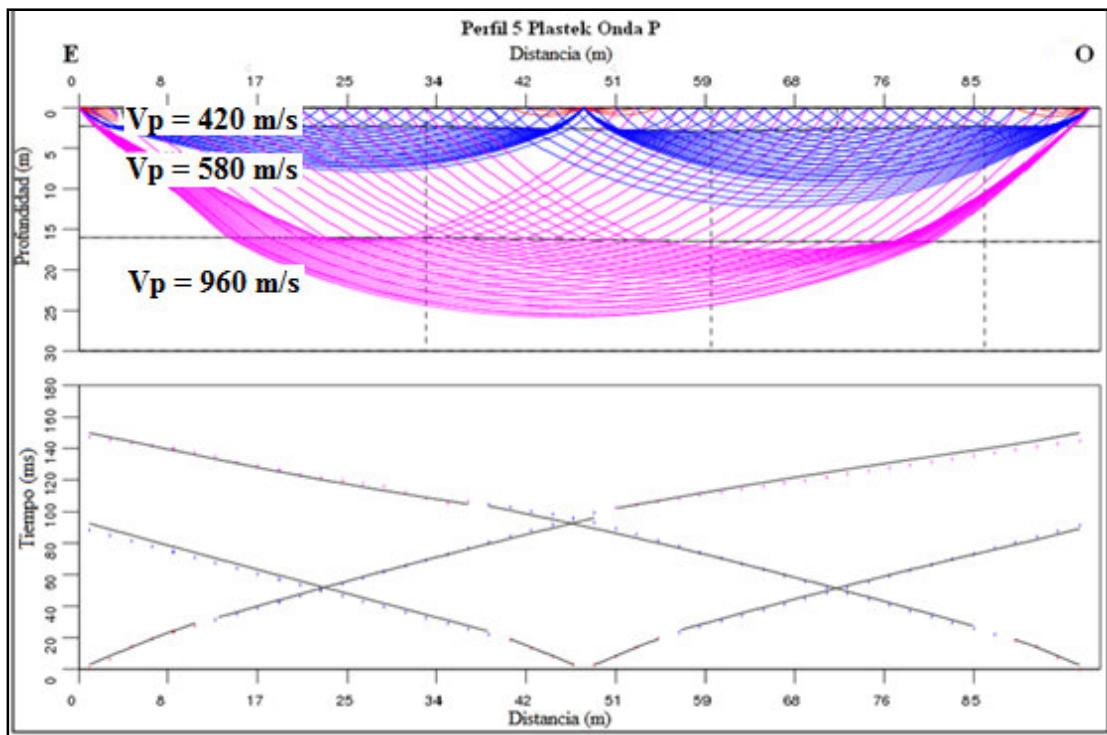


Figura 3.42: Modelo 2D de ondas P del Perfil Plastek.

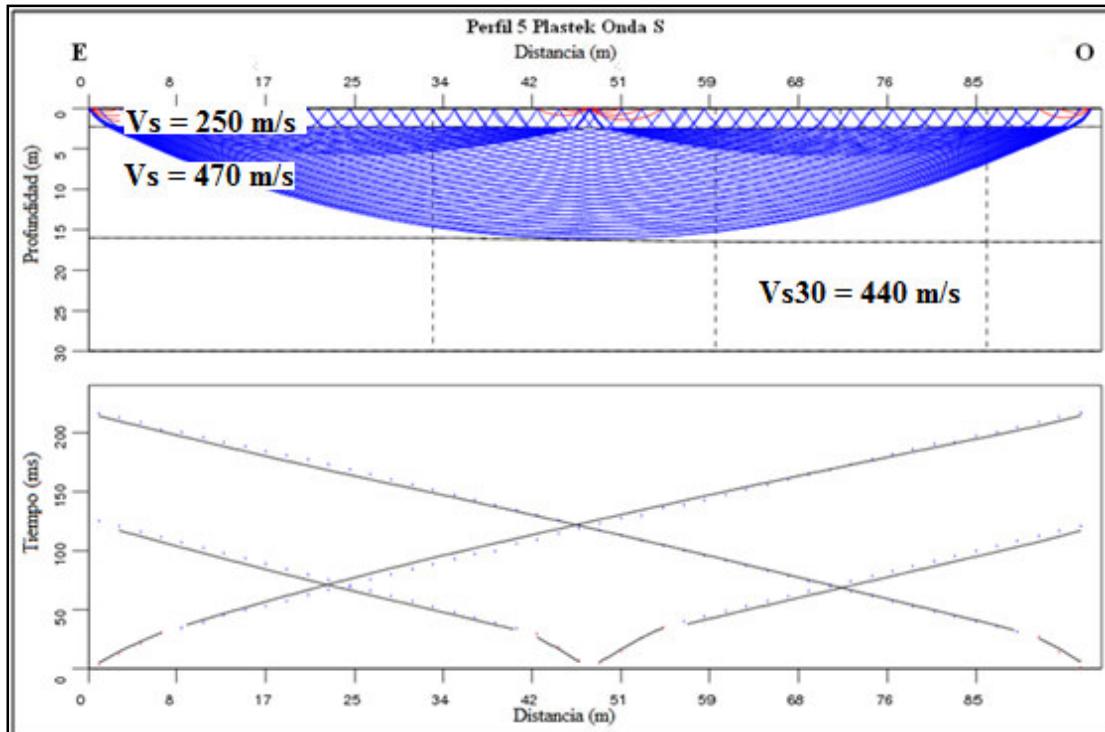


Figura 3.43: Modelo 2D de ondas S del Perfil Plastek.

A continuación se presenta el modelo 1D del perfil Plastek (Figura 3.44), en el cual se pueden observar las velocidades de onda P, onda S y Vs30, así como sus respectivos espesores.

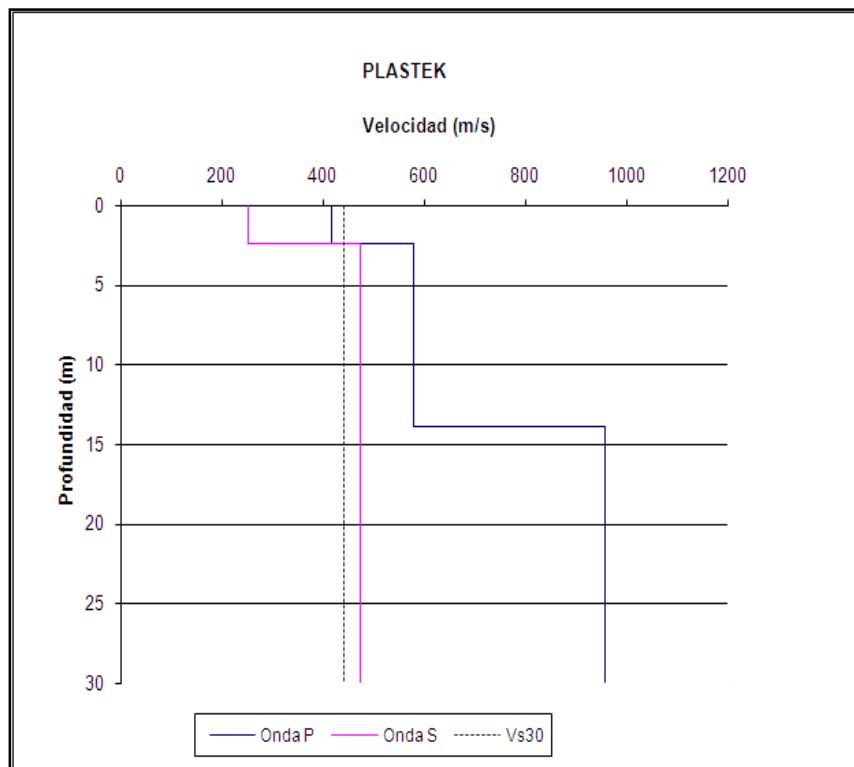


Figura 3.44: Modelo 1D del perfil Plastek.

3.4.1.6 Perfil 6: Perf 6

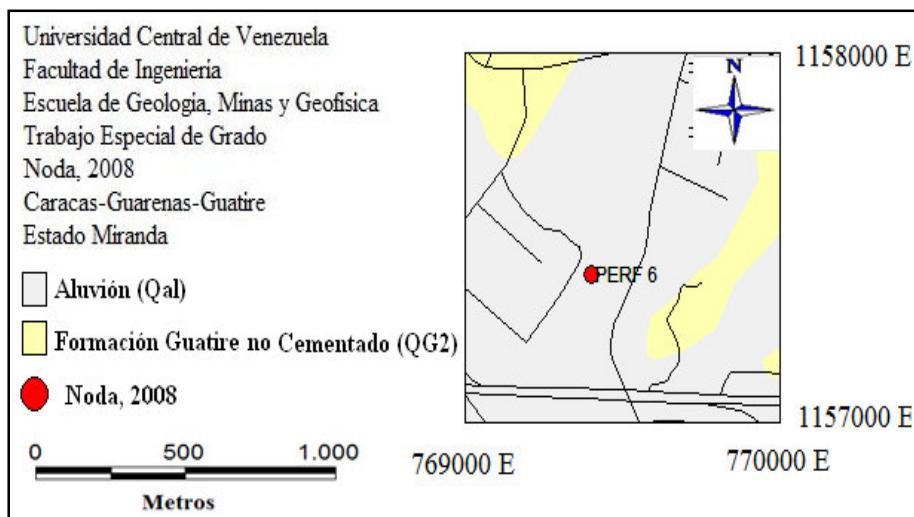


Figura 3.45: Ubicación del Perfil 6: Perf 6.

El perfil Perf 6 (Figura 3.45), presenta coordenadas WGS84 de 769417 E y 1157444 N, con una orientación Este – Oeste. El mismo fue correlacionado con información obtenida de los perfiles Alfarería 1 y Alfarería 2 (Noda, 2008), ubicados a 900 y 1000 metros del Perfil Perf 6 respectivamente.

A continuación se muestran las primeras llegadas de ondas P (Figura 3.46 A y B) y ondas S (Figura 3.46 C y D), en la señales obtenidas en los disparos en 0 y 96 del perfil Perf 6, a partir de los cuales se construyeron los modelos 2D.

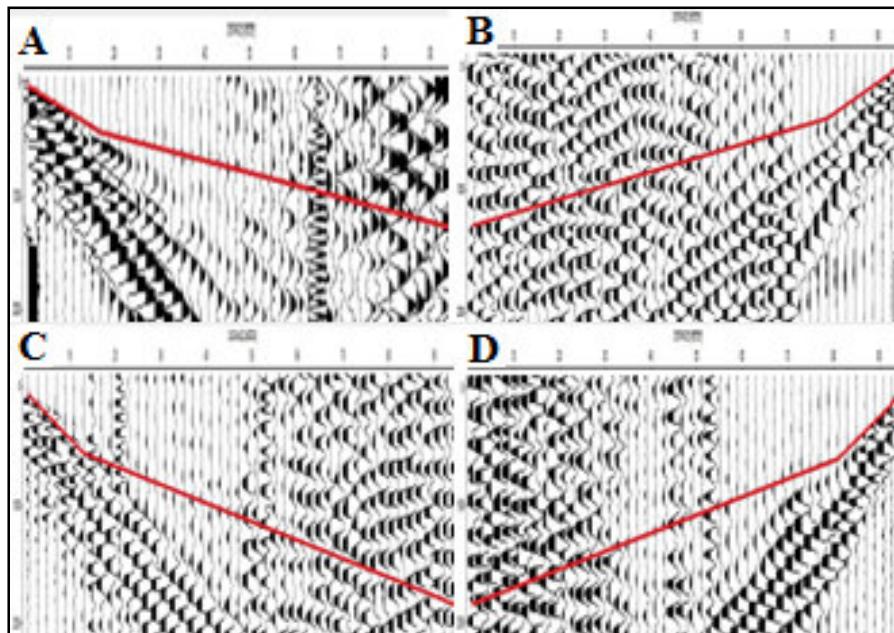


Figura 3.46: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Perf 6. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Perf 6.

De acuerdo al modelo 2D de ondas P (Figura 3.47), se tienen dos estratos planos, subparalelos. El primero con una profundidad de 5 metros aproximadamente y velocidad de 465 m/s, el cual puede ser interpretado como una capa de relleno, compuesta por arena limosa y escombros de hasta 2 cm. El segundo estrato no presenta profundidad definida, y tiene velocidad de 890 m/s, que puede ser correlacionada con una capa de Aluvión, formada por arena con intercalaciones de limo y arcilla, peñones de cuarzo, esquisto y limo arenoso micáceo. En el modelo 2D de ondas S (Figura 3.48), igualmente se reflejan dos capas, presentando las mismas profundidades que se obtuvieron en el modelo 2D de ondas P. El primer estrato tiene una velocidad de 288 m/s, mientras que el segundo una velocidad de 614 m/s. Finalmente se obtuvo una velocidad de corte hasta 30 metros (Vs30) de aproximadamente 514 m/s.

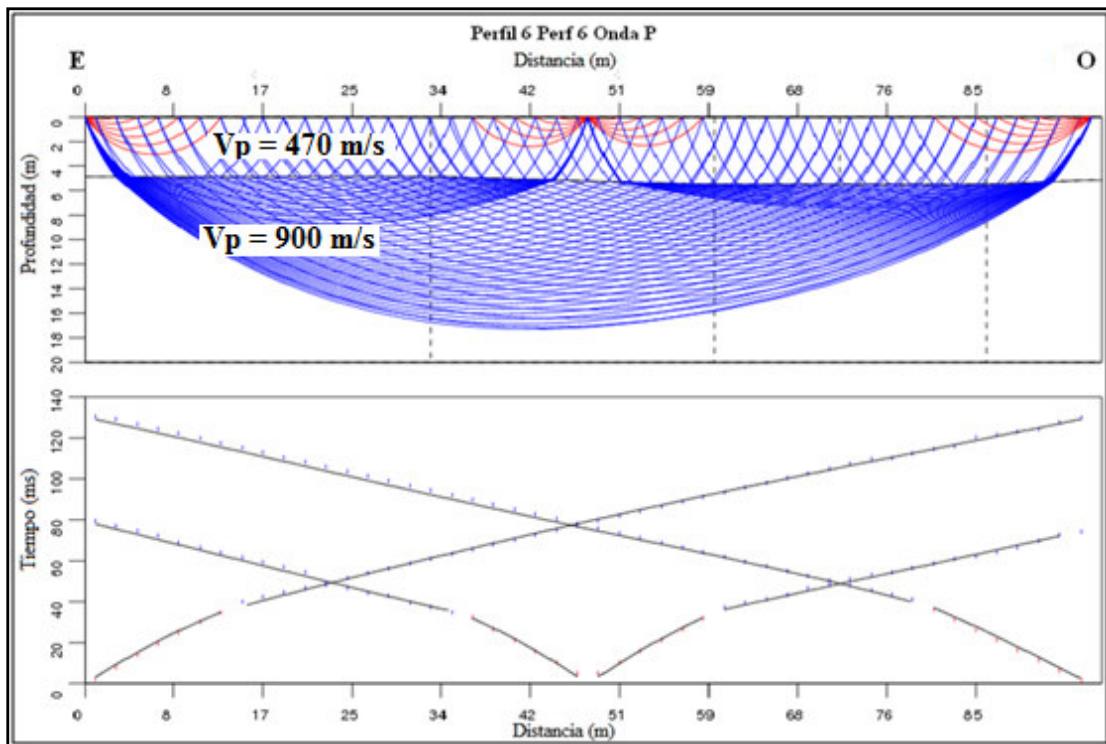


Figura 3.47: Modelo 2D de ondas P del Perfil Perf 6.

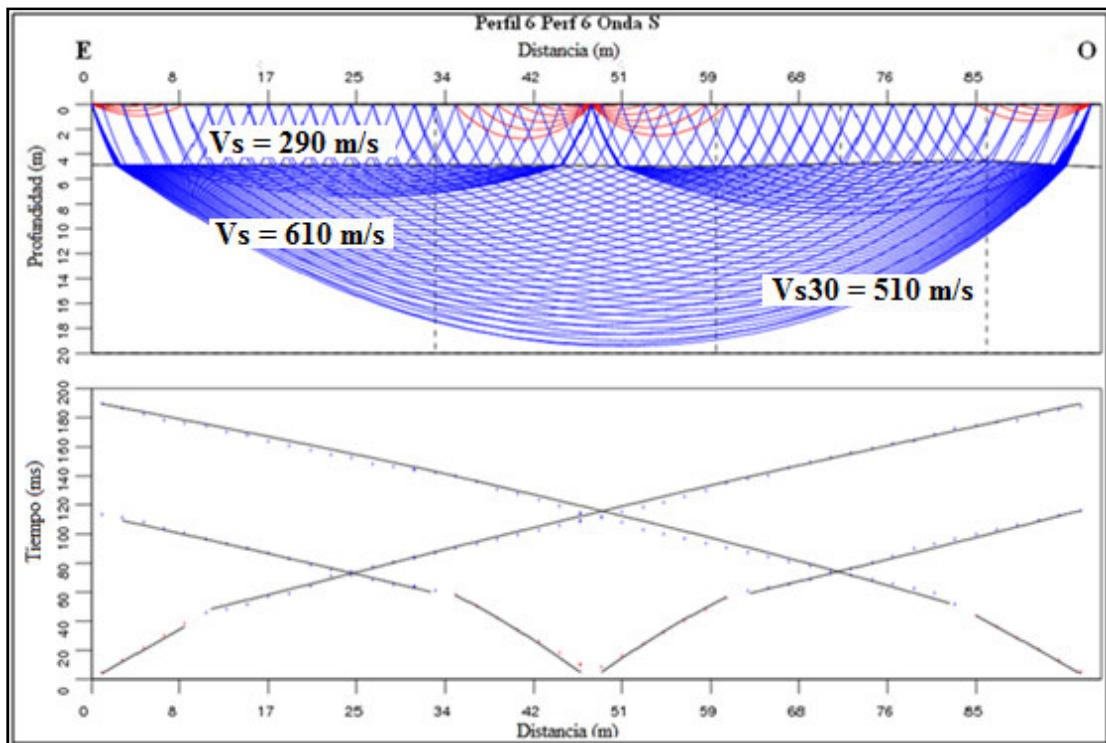


Figura 3.48: Modelo 2D de ondas S del Perfil Perf 6.

A continuación se presenta el modelo 1D del perfil Perf 6 (Figura 3.49), en el cual se pueden observar las velocidades de onda P, onda S y Vs30, así como sus respectivos espesores.

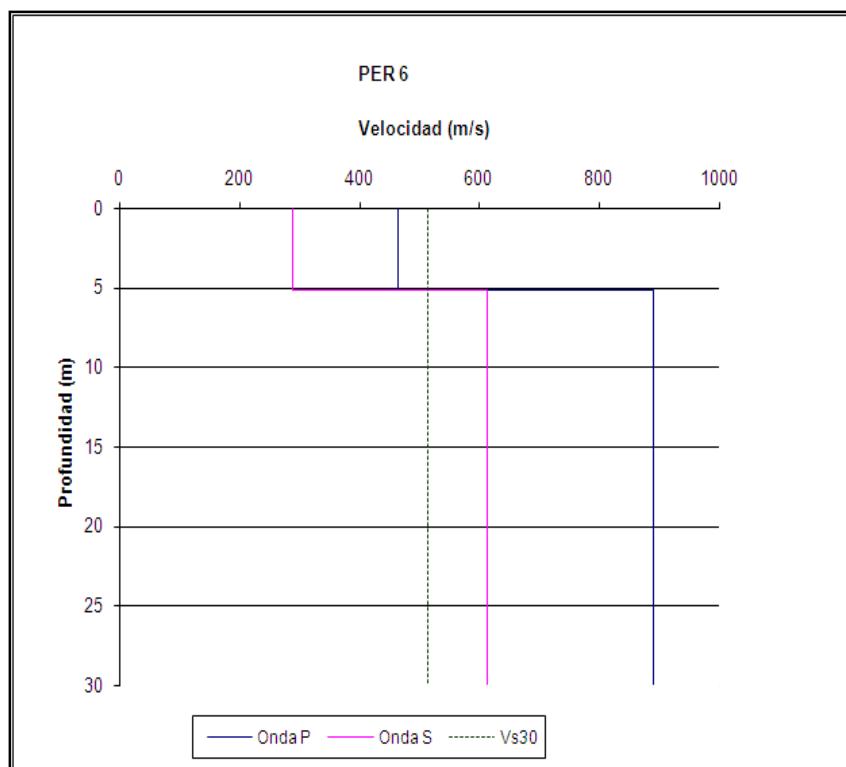


Figura 3.49: Modelo 1D del perfil Perf 6.

3.4.1.7 Perfil 7: Hotel

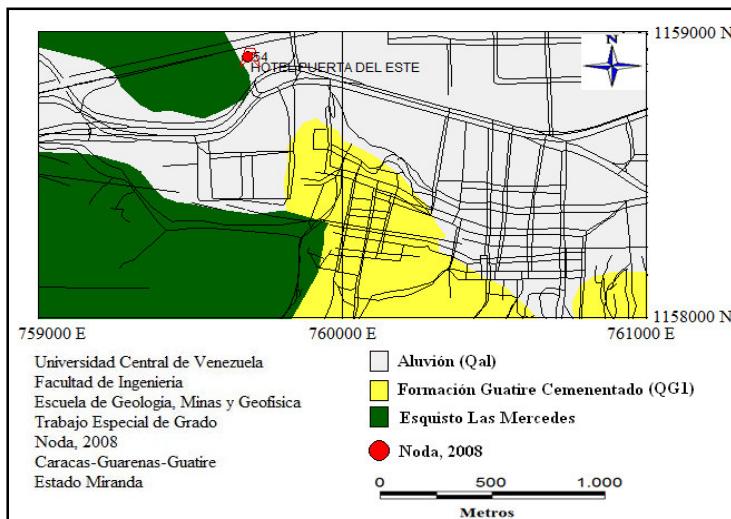


Figura 3.50: Ubicación del Perfil 7: Hotel.

El perfil Hotel (Figura 3.50), presenta coordenadas WGS84 de 759690 E y 1158910 N, con una orientación N40°E. El mismo fue correlacionado con información obtenida del perfil GUR (Rodríguez, 2006), ubicado a 515 metros del Perfil Hotel. De manera análoga con información del pozo 54 realizado por Odebrecht en el año 2007, ubicado justo sobre el perfil.

A continuación se muestran las primeras llegadas de ondas P (Figura 3.51 A y B) y ondas S (Figura 3.51 C y D), en la señales obtenidas en los disparos en 0 y 96 del perfil Hotel, a partir de los cuales se construyeron los modelos 2D.

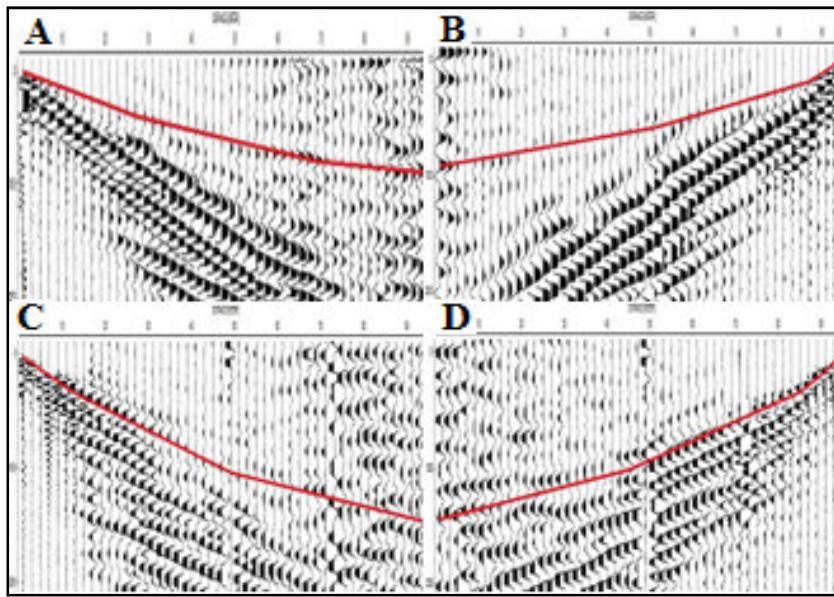


Figura 3.51: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Hotel. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Hotel.

Se puede ver en el modelo 2D de ondas P (Figura 3.52), tres estratos planos, subparalelos entre sí. El primero con una profundidad de 4 metros aproximadamente, con velocidad de 617 m/s, lo cual puede ser correlacionado con una capa de relleno, compuesta de arena limosa con fragmentos de esquisto y cuarzo de hasta 5 cm. El segundo estrato alcanza una profundidad de 14 metros aproximadamente, con velocidad de 1047 m/s, que puede ser correlacionada con una capa de Aluvión, formada por una intercalación de arenas gravosas, limosas y gravas arenosas con fragmentos de cuarzo, esquisto y mármol de hasta 4 cm. Finalmente se tiene el tercer estrato de profundidad no definida, con velocidades de 1515 m/s, pudiendo corresponder a un estrato de coluvión compuesto de fragmentos angulosos de esquistos calcáreos embebidos en una matriz limo arcillosa. En el modelo 2D de ondas S (Figura 3.53), se reflejan tres capas, presentando estratos con iguales profundidades que en el modelo 2D de ondas P. El primer estrato presenta una velocidad de 355 m/s, mientras que el segundo tiene una velocidad de 715 m/s y finalmente el tercer estrato cuenta con una velocidad de 971 m/s. Se obtuvo una velocidad de corte hasta 30 metros (Vs30) de aproximadamente 748 m/s.

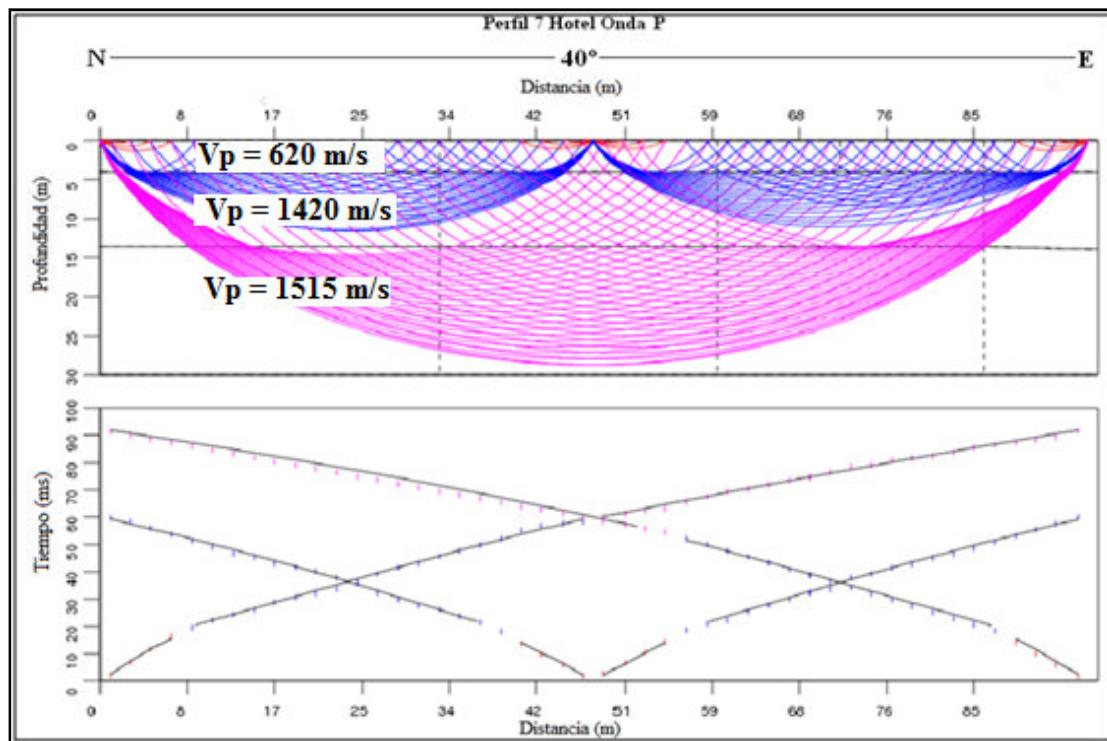


Figura 3.52: Modelo 2D de ondas P del Perfil Hotel.

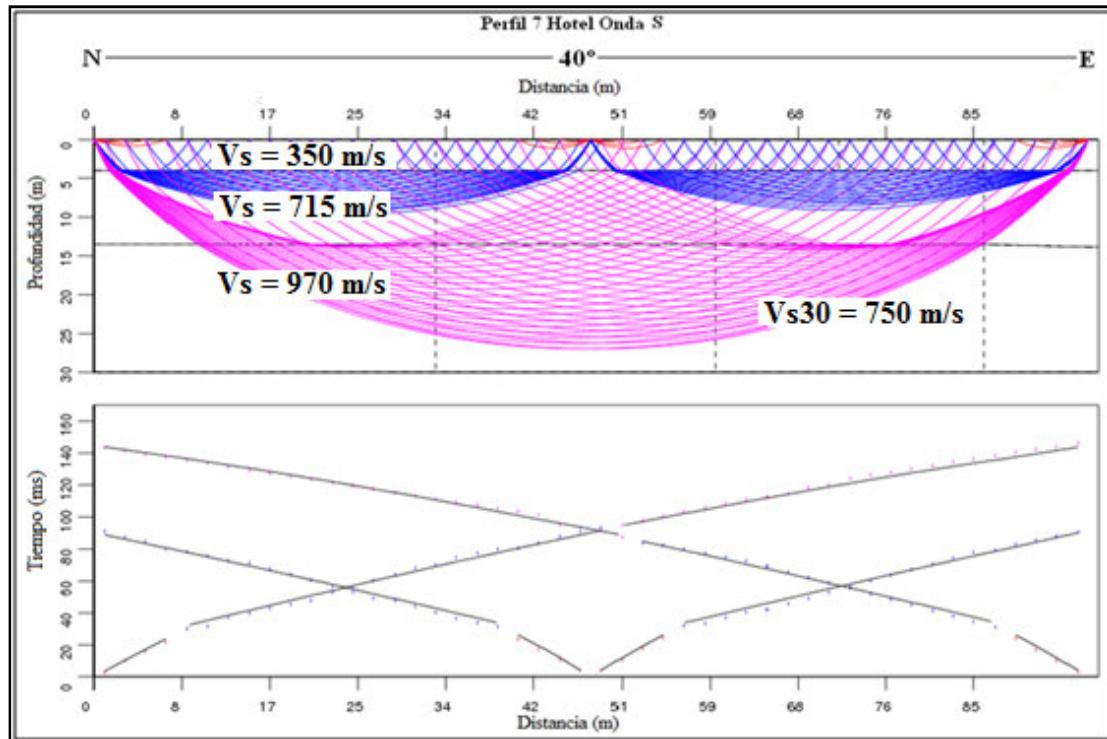


Figura 3.53: Modelo 2D de ondas S del Perfil Hotel.

A continuación se presenta el modelo 1D del perfil Hotel (Figura 3.54), en el cual se pueden observar las velocidades de onda P, onda S y Vs30, así como sus respectivos espesores.

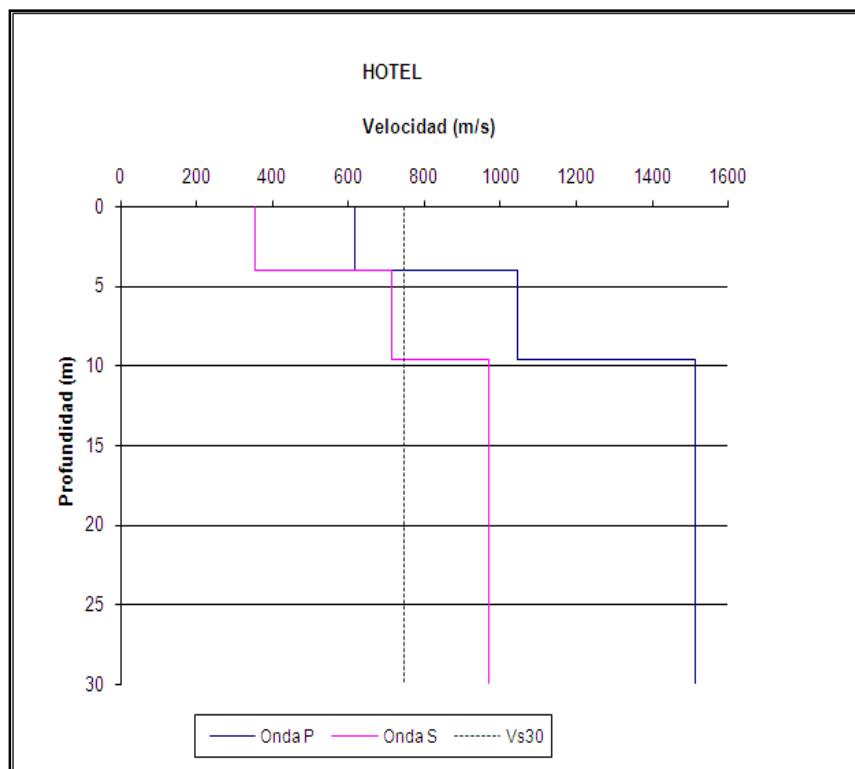


Figura 3.54: Modelo 1D del perfil Hotel.

3.4.1.8 Perfil 8: Cementerio

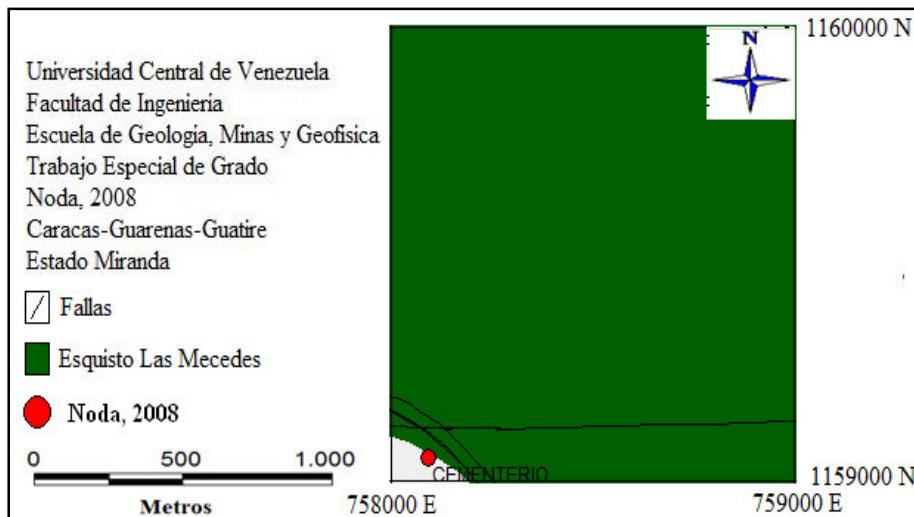


Figura 3.55: Ubicación del Perfil 8: Cementerio

El perfil Cementerio (Figura 3.55), presenta coordenadas WGS84 de 758090 E y 1159060 N, con una orientación N70°E. El mismo fue correlacionado con información obtenida del perfiles 1P48 (Amarís, 2006), ubicado a 1100 metros del Perfil Cementerio.

A continuación se muestran las primeras llegadas de ondas P (Figura 3.56 A y B) y ondas S (Figura 3.56 C y D), en la señales obtenidas en los disparos en 0 y 96 del perfil Cementerio, a partir de los cuales se construyeron los modelos 2D.

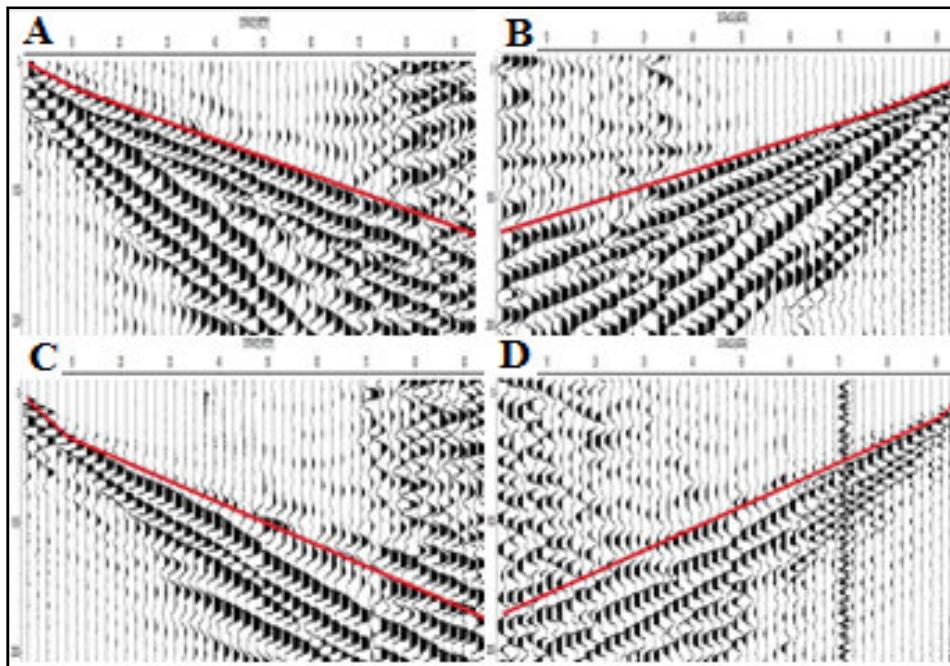


Figura 3.56: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del Perfil Cementerio. C y D corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas S para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Cementerio.

De acuerdo al modelo 2D de ondas P (Figura 3.57), se tienen dos estratos planos, subparalelos. El primero con una profundidad de 3 metros aproximadamente y velocidad de 441 m/s, el cual puede ser interpretado como una capa de relleno, compuesta por arena fina limo arcillosa muy densa. El segundo estrato no presenta profundidad definida, y tiene velocidad de 878 m/s, que puede ser correlacionada con una capa de Aluvión, formada por arcilla arenosa de media a baja plasticidad, arena limosa de grano medio y peñones de esquisto y gneis. En el modelo 2D de ondas S (Figura 3.58), igualmente se reflejan dos capas, presentando las mismas profundidades que se obtuvieron en el modelo 2D de ondas P. El primer estrato tiene una velocidad de 308 m/s, mientras que el segundo una velocidad de 614 m/s. Finalmente se obtuvo una velocidad de corte hasta 30 metros (Vs30) de aproximadamente 561 m/s.

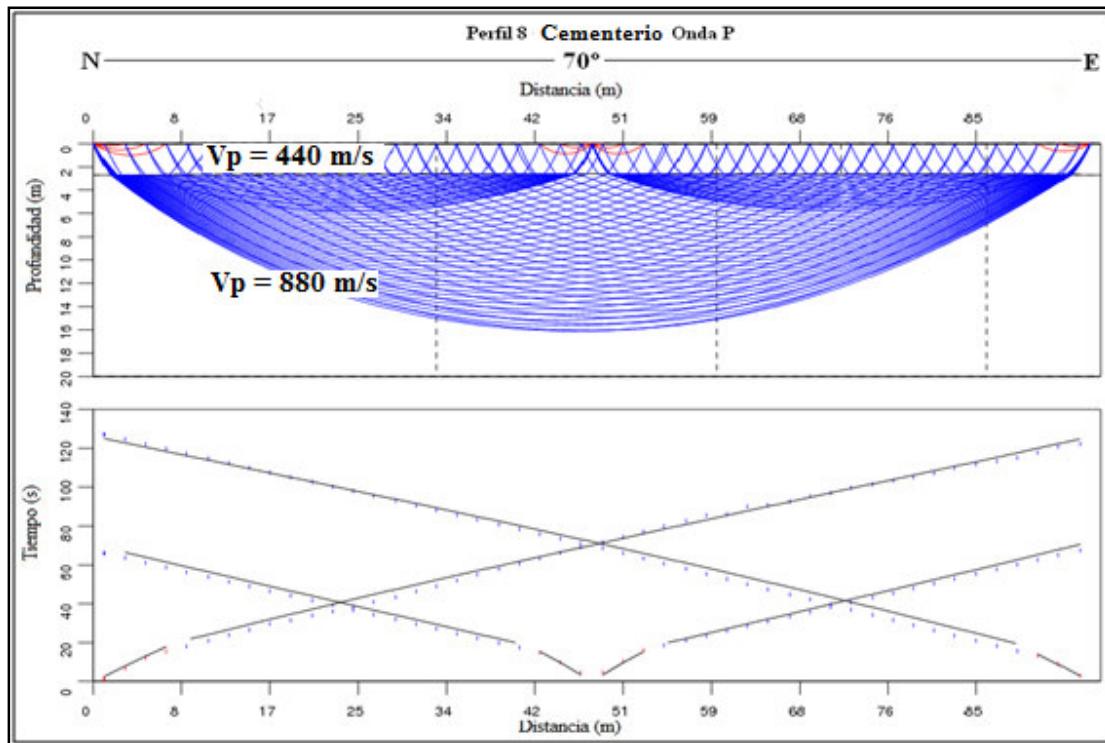


Figura 3.57: Modelo 2D de ondas P del Perfil Cementerio.

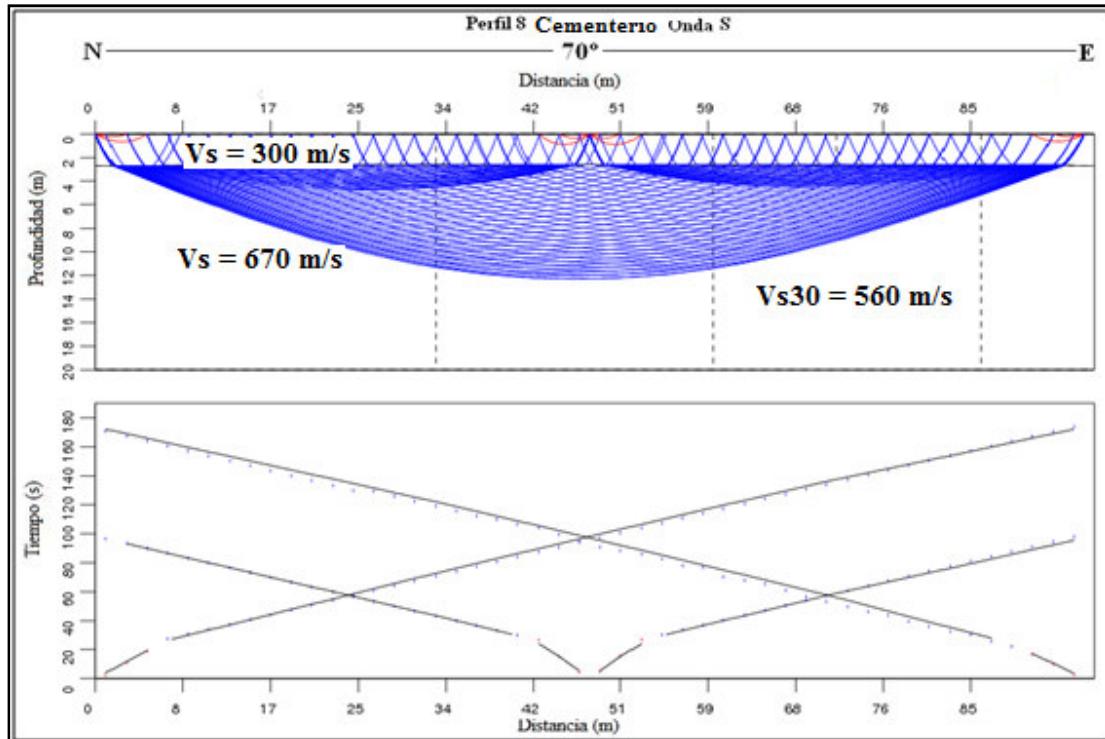


Figura 3.58: Modelo 2D de ondas S del Perfil Cementerio.

A continuación se presenta el modelo 1D del perfil Cementerio (Figura 3.59), en el cual se pueden observar las velocidades de onda P, onda S y Vs30, así como sus respectivos espesores.

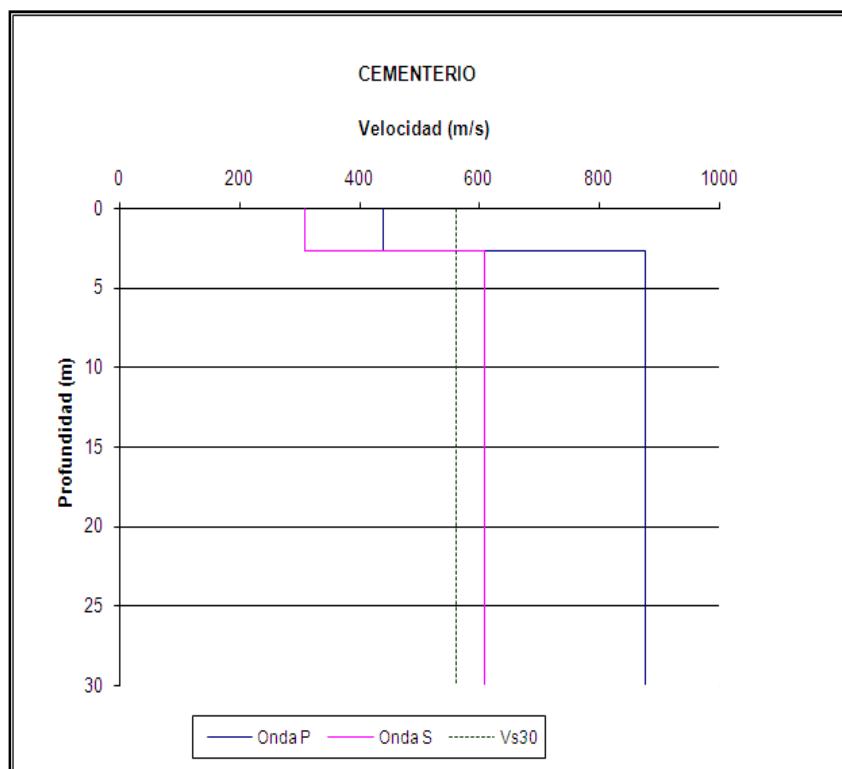


Figura 3.59: Modelo 1D del perfil Cementerio.

3.4.1.9 Perfil 9: PDV

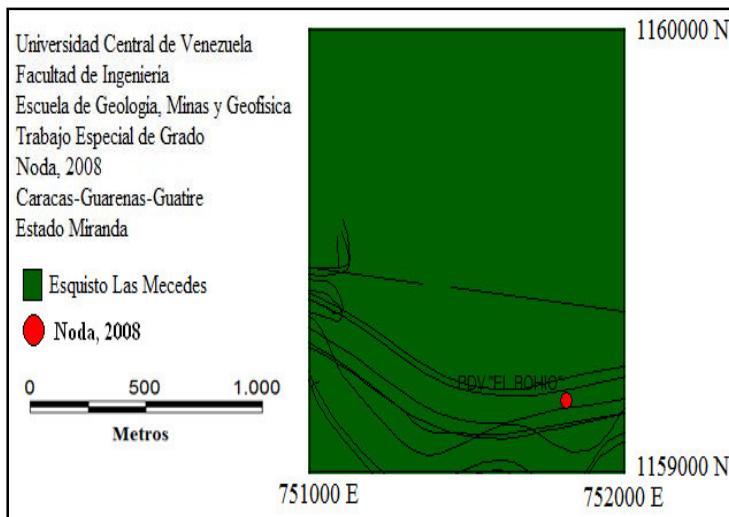


Figura 3.60: Ubicación del Perfil 9: PDV.

El perfil PDV (Figura 3.60), presenta coordenadas WGS84 de 751820 E y 1159160 N, con una orientación Este - Oeste. El mismo fue correlacionado con información obtenida del perfil 6P48 (Amarís, 2006), ubicado a 460 metros del Perfil PDV.

A continuación se muestran las primeras llegadas de ondas P (Figura 3.61 A y B), en la señales obtenidas en los disparos en 0 y 96 del perfil PDV, a partir de los cuales se construyeron los modelos 2D.

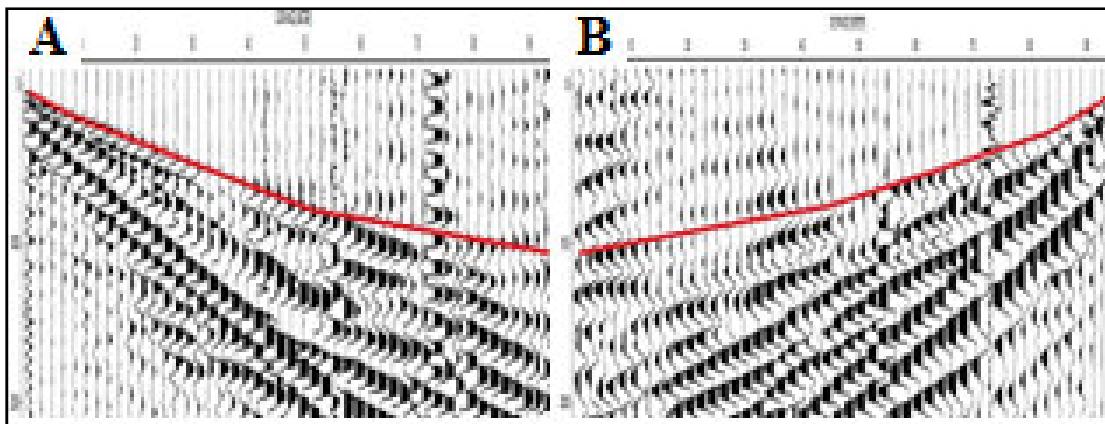


Figura 3.61: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil PDV.

Se puede ver en el modelo 2D de ondas P (Figura 3.62), tres estratos ligeramente inclinados al Este. El primero con una profundidad de 4 metros aproximadamente, con velocidad de 512 m/s, lo cual puede ser correlacionado con una capa de relleno, compuesta de arena con fragmentos de esquistos y escombros de hasta 4 cm. El segundo estrato alcanza una profundidad de 14 metros aproximadamente, con velocidad de 816 m/s, que puede ser correlacionada con una capa de Aluvión, formada por arcilla arenosa de media a baja plasticidad, arena limosa de grano medio y peñones de esquisto y gneis. Finalmente se tiene el tercer estrato de profundidad no definida, con velocidades de 1350 m/s, pudiendo corresponder a un estrato de coluvión compuesto de fragmentos angulosos de esquistos calcáreos. Debido a la gran cantidad d ruido presente en la zona, resultó imposible realizar el estudio de ondas S, por lo cual no se pudo determinar el Vs30 del área.

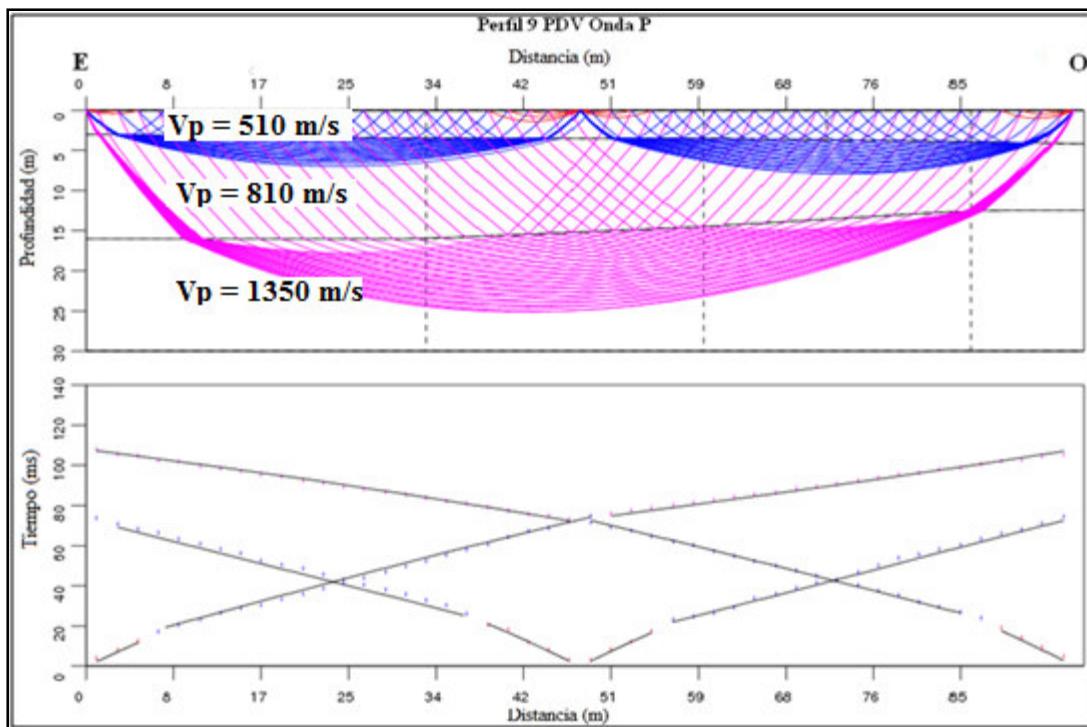


Figura 3.62: Modelo 2D de ondas P del Perfil PDV.

A continuación se presenta el modelo 1D del perfil PDV (Figura 3.63), en el cual se pueden observar las velocidades de onda P, onda S y Vs30, así como sus respectivos espesores.

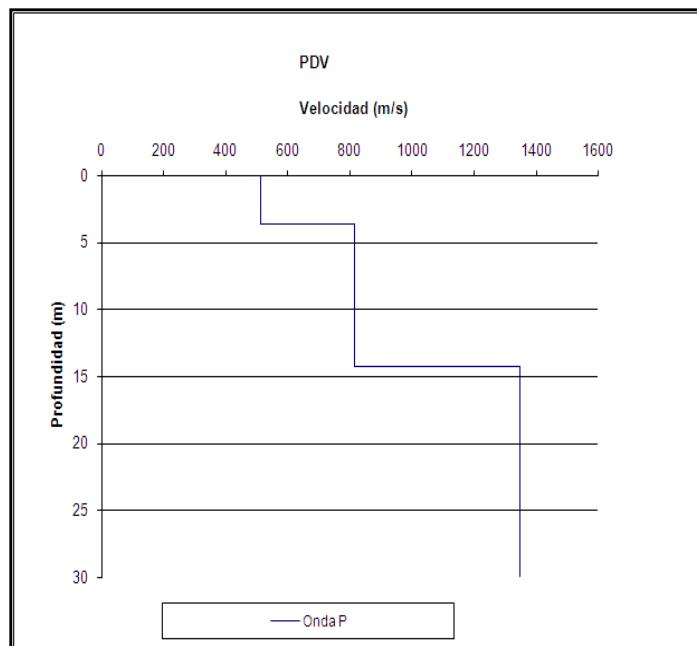


Figura 3.63: Modelo 1D del perfil PDV.

3.4.1.10 Perfil 10: Cementera

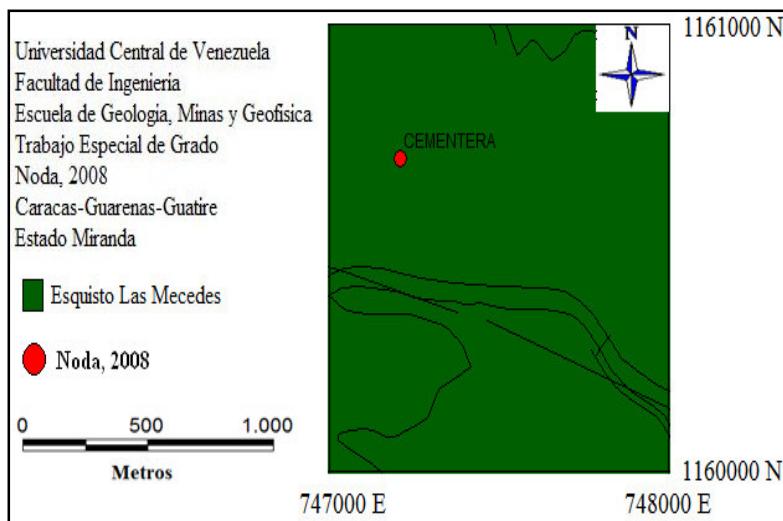


Figura 3.64: Ubicación del Perfil 10: Cementera.

El perfil Cementera (Figura 3.64), presenta coordenadas WGS84 de 747200 E y 1160700 N, con una orientación Norte – Sur.

A continuación se muestran las primeras llegadas de ondas P (Figura 3.65 A y B), en la señales obtenidas en los disparos en 0 y 96 del perfil Cementera, a partir de los cuales se construyeron los modelos 2D.

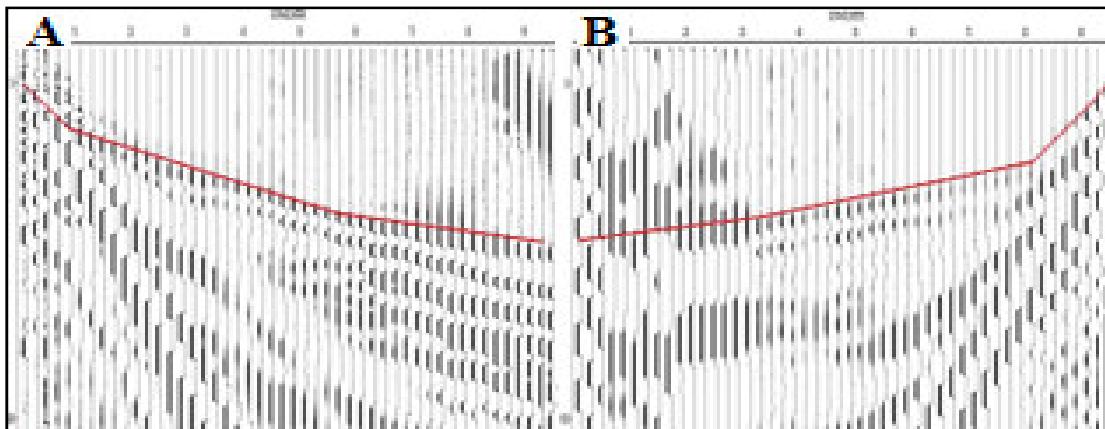


Figura 3.65: A y B corresponden respectivamente a las primeras llegadas de las ondas P para los disparos efectuados en 0 y 96 del perfil Cementera.

Se puede ver en el modelo 2D de ondas P (Figura 3.66), tres estratos subparalelos. El primero con una profundidad de 4 metros aproximadamente, con velocidad de 772 m/s, lo cual puede ser correlacionado con una capa de relleno, compuesta de arena con fragmentos de esquistos y escombros. El segundo estrato alcanza una profundidad de 18 metros aproximadamente, con velocidad de 2050 m/s, que puede ser correlacionada con una capa de Aluvión, formada por arcilla arenosa y arena limosa. Finalmente se tiene el tercer estrato de profundidad no definida, con velocidades de 3200 m/s, pudiendo corresponder a un estrato de coluvión compuesto de fragmentos de esquistos calcáreos. Debido a la gran cantidad de ruido presente en la zona, resultó imposible realizar el estudio de ondas S, por lo cual no se pudo determinar el Vs30 del área.

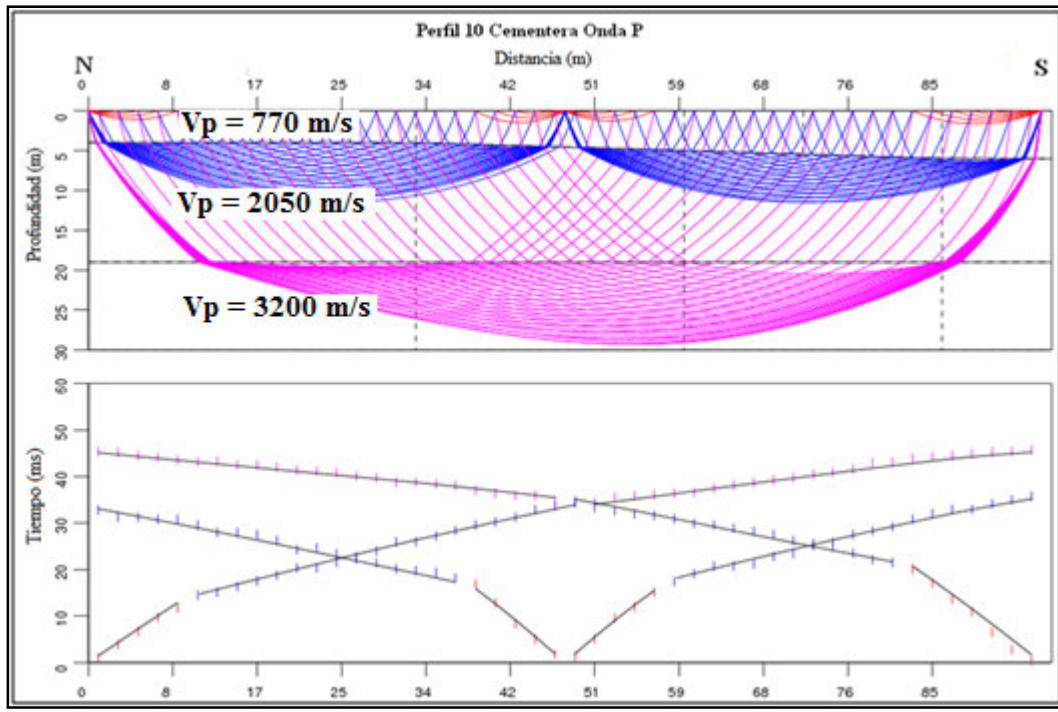


Figura 3.66: Modelo 2D de ondas P del Perfil Cementera.

A continuación se presenta el modelo 1D del perfil Cementera (Figura N°3.67), en el cual se pueden observar las velocidades de onda P, onda S y Vs30, así como sus respectivos espesores.

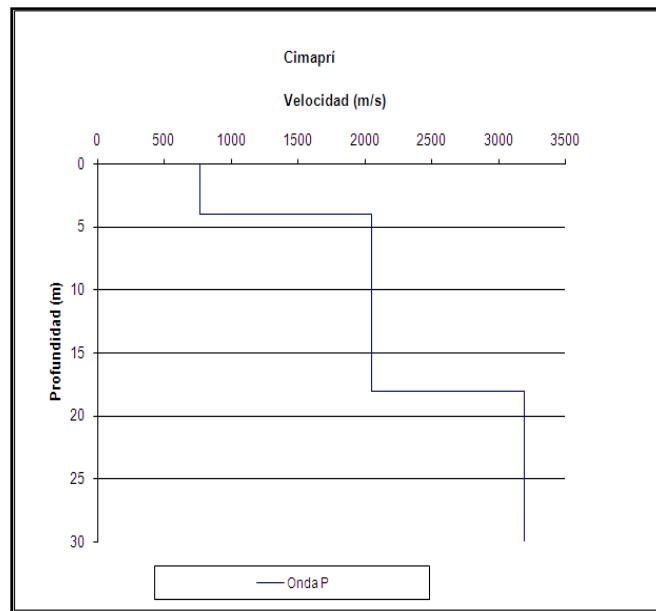


Figura 3.67: Modelo 1D del perfil Cementera.

Tabla 3.2: Resumen de las velocidades promedio obtenidas por los perfiles de refracción sísmica.

Localización	Profundidad (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Vs30 (m/s)	Geología
Alfarería 1	4	607	345	800	Arena limosa y escombros de hasta 2 cm
	16	1428	1065		Arena con intercalaciones de limo y arcilla
	-	2064	-		Arcilla de mediana plasticidad, arenosa con grava, cuarzo y calcita
Alfarería 2	4	590	418	724	Arena limosa
	17	1348	829		Arena, limo, arcilla y peñones de cuarzo
	-	1815	-		Arcilla de mediana plasticidad, arenosa y con grava
Polar	4	675	422	798	Arena limosa gravosa y fragmentos de esquisto de hasta 7 cm
	15	1170	930		Arena gravosa con fragmentos de esquisto y cuarzo
	-	1669	-		Limo arenoso de densidad dura y limolita, arenisca y lutita
Odebrecht	4	637	228	632	Arena con lentes de limo, fragmentos de esquisto y escombros de hasta 4 cm
	16	720	500		Arena gravosa limosa, limo de baja plasticidad y arcilla
	-	1715	1280		Arena gravosa limosa con fragmentos de cuarzo, esquisto y gneis
Plastek	2	418	252	442	Arena fina limo arcillosa muy densa
	16	580	474		Arcilla arenosa de media a baja plasticidad
	-	958	-		Arenisca de grano medio a fino muy densa
Perf 6	5	465	288	514	Arena limosa y escombros de hasta 2 cm
	-	890	614		Arena con intercalaciones de limo y arcilla, peñones de cuarzo, esquisto y limo arenoso micáceo
	-	-	-		-
Hotel	4	617	335	748	Arena limosa con fragmentos de esquisto y cuarzo de hasta 5 cm
	14	1047	715		Arenas gravosa, limosas y gravas arenosas con fragmentos de cuarzo
	-	1515	971		Fragments angulosos de esquisto calcáreo
Cementerio	3	441	308	561	Arena fina limo arcillosa muy densa
	-	878	674		Arcilla arenosa de media a baja plasticidad, arena limosa de grano medio y peñones de esquisto y gneis
	-	-	-		-
PDV	4	512	-	-	Arena con fragmentos de esquisto y escombros de hasta 4 cm
	14	816	-		Arcilla arenosa de media a baja plasticidad y arena limosa de grano fino
	-	1350	-		Fragments angulosos de esquisto calcáreo
Cementera	4	772	-	-	Arena con fragmentos de esquisto y escombros
	18	2050	-		Arcilla limosa y arena limosa
	-	3200	-		Fragments angulosos de esquisto calcáreo

De acuerdo a los valores Vs30 obtenidos en los modelos 1D, se realizó una agrupación de los mismos para observar el comportamiento promedio local de las ondas de corte en los primeros 30 metros de la superficie del área de estudio, obteniéndose que los valores Vs30 de la zona central del área de estudio varía en un rango que oscila entre 561 m/s y 798 m/s, mientras que en la zona Este se tienen valores Vs30 que van de 442 m/s hasta 800 m/s.

Según las normas internacionales Eurocódigo-8 (Tabla 3.3) desarrollada por la Asociación Española de Normalización y Certificación (AENOR) y NEHRP-FEMA32, 1997 (BSSC-NEHRP, 2000) (Tabla 3.4) desarrollada por la National Earthquake Hazards Reduction Program en conjunto con el FEMA, los suelos pueden clasificarse según el valor promedio de las velocidades de corte en los primeros 30 metros de profundidad. Así pues, observando los valores Vs30 obtenidos en el área de estudio, se concluye que los suelos de la misma son catalogados como “suelos muy densos”, al encontrarse dentro de la clasificación de suelo de tipo B según el Eurocódigo-8 y suelo de tipo C según el NEHRP-FEMA32, 1997.

Tabla 3.3: Clasificación de suelos según valor Vs30. Eurocódigo-8

Tipo de suelo	Descripción	Vs30 (m/s)	N _{spt}
A	Roca u otra formación con al menos 5 metros de material meteorizado en superficie	>800	-
B	Depósitos de arena densa, grava o arcilla muy dura de varios metros, caracterizada por un incremento de sus propiedades mecánicas en profundidad	360 - 800	> 50
C	Depósitos profundos de arena densa a medio densa, grava o arcilla dura con potencia de varias decenas a centenares de metros	180 - 360	15 - 50
D	Depósitos de suelos sueltos a medio cohesivos (con o su niveles cohesivos blandos) o bien suelos cohesivos blandos a duros predominantemente	< 180	< 15

Tabla 3.4: Clasificación de suelos según valor Vs30. NEHRP-FEMA32, 1997

Tipo de suelo	Características	Vs30 (m/s)
E	Arcilla suave	< 180
D	Suelo Vulnerable a fractura o colapso	180 a 360
C	Suelo muy denso o roca suave	360 a 760

CAPÍTULO IV

GRAVIMETRÍA

4.1 Marco Teórico

4.1.1 Generalidades

El método gravimétrico hace uso del campo de potencial natural asociado a la gravedad, el cual se compone de los contribuyentes de las formaciones geológicas, que constituyen la corteza terrestre hasta cierta profundidad determinada por el alcance del método gravimétrico. Generalmente no se pueden distinguir las contribuciones a este campo provenientes de una formación o una estructura geológica de aquellas de las otras formaciones o estructuras geológicas por el método gravimétrico, sólo en casos especiales se puede lograr una separación de los efectos causados por una formación o estructura geológica individual (Telford et al., 1990).

Este método se basa en la medida en superficie de pequeñas variaciones o anomalías de la componente vertical del campo gravitatorio terrestre, pudiéndose interpretar con éstas la situación de las masas en el subsuelo, ya que son causadas por una distribución irregular en profundidad de las masas de diferentes densidades. Cantos (1974) explica que dependiendo del conocimiento geológico y de la distribución de densidades en profundidad, al conocer las anomalías de una zona, se puede llegar a una interpretación probable de la situación de las masa en el subsuelo.

La aplicación del método en campo se realiza mediante mediciones relativas. Los datos reducidos apropiadamente entregan las variaciones en la gravedad, que sólo dependen de variaciones laterales en la densidad del material ubicado en la vecindad de la estación de observación. Ya teniendo la información gravimétrica recolectada, el problema matemático de la interpretación gravimétrica consiste en encontrar una distribución de masas cuyo campo gravitacional se ha determinado sobre una superficie plana; por lo tanto, cada vez que se realiza una interpretación gravimétrica, lo que se busca es resolver el problema inverso de la teoría potencial del campo, o

sea, determinar la fuente de su potencial. En definitiva, se busca encontrar una fuente cuyo tamaño y forma se ajusten a las observaciones (Dobrin, 1960).

La fuerza gravitacional se expresa por la ley de Newton: La fuerza entre dos partículas de masas m_1 y m_2 es directamente proporcional al producto de las masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre los centros de esas masas:

$$F_g = G \left(\frac{m_1 * m_2}{r^2} \right) \quad (\text{Ec IV-1})$$

donde F_g expresa la fuerza de atracción en Dinas (newtons, N en unidades SI), y G es la constante gravitacional, con un valor medido original de 6.754×10^{-8} en centímetros-gramos-segundos en unidades CGS, efectuado por primera vez por Cavendish en 1797, empleando la balanza de torsión que lleva su nombre. Esta balanza de torsión (Figura 4.1) consistía en un brazo con dos pequeños pesos en sus extremos y suspendida en el centro por un hilo de torsión. El brazo llevaba un espejo en donde se producía la reflexión de un rayo de luz. Se colocaban dos pesadas masas M_1 y M_2 a una cierta distancia de los extremos de la barra y se medía el ángulo de giro causado por la atracción de estas masas mediante la desviación del rayo reflejado.

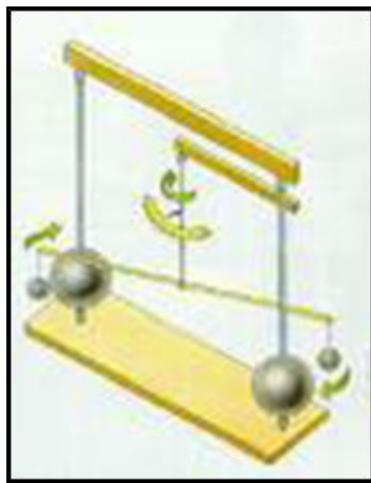


Figura 4.1: Balanza de Cavendish

Cantos (1974), explica que por distintas torsiones de las masas pesadas se calculaba el coeficiente de torsión del hilo. Expresando la condición de equilibrio entre el momento debido a la fuerza de atracción de las masas y la acción antagonista del hilo de torsión.

Actualmente, el valor de G es de 6.670×10^{-8} medido por Heyl en 1930 con una versión mejorada del aparato original de Cavendish y de $6.672 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{Kg}^2$ en unidades SI.

La fuerza gravitacional expresada por la ecuación IV-1, no puede ser determinada de manera independiente, ya que la misma esta calculada por una unidad de masa, la cual es una unidad ficticia localizada en el punto de medición. Según esto, de acuerdo a la Segunda Ley de Newton:

$$F_g = m_1 * a \quad (\text{Ec IV-2})$$

donde “a” es la aceleración de la masa m_1 , originada por la caída libre en el campo gravitacional de la masa M . Quedando finalmente definida la aceleración de gravedad g como:

$$a = g = \frac{F_g}{m_1} = G \frac{M}{r^2} \quad (\text{Ec IV-3})$$

La unidad de la aceleración de la gravedad en el sistema cgs es cm/s^2 (m/s^2) la cual se ha definido para uso de exploración gravimétrica como Gal. En exploración geofísica se trabaja sólo con cambios muy pequeños en la gravedad debidos a variaciones de densidad comparados a la aceleración de gravedad de la Tierra (980 Gals o $9.8 m/s^2$), por lo tanto, las unidades miliGal (mGal), microGal (μGal) o unidad de gravedad (g.u., por sus siglas en inglés) son normalmente usadas como unidades de magnitud de anomalías, tal y como puede verse en la tabla 4.1.

Tabla 4.1: Conversión de unidades para su uso en la exploración Geofísica

1 mGal	0,001 Gal
1 μGal	0.001 mGal
1 g. u.	0.1 mGal

4.1.2 Gravedad de la Tierra

4.1.2.1 Generalidades

Según Telford et al. (1990), la aceleración en la Tierra no es constante, debido a que la misma no es una esfera perfectamente homogénea. Y además, que la magnitud de gravedad depende de 5 factores, tales como, latitud, elevación, topografía de terrenos aledaños, mareas terrestres y variaciones de densidad en el subsuelo. En relación a esto, explica que la exploración gravimétrica estudia las

anomalías debidas al último factor, siendo éstas mucho más pequeñas que los cambios debidos a la latitud y a la elevación, aunque si mayores que las ocasionadas por las mareas o a los efectos topográficos.

4.1.2.2 El Esferoide de la Tierra y el Geoide

Se ha determinado, gracias a medidas geodésicas y rastreo satelital, que la forma de la Tierra es cercana al esferoide, presentando así, una forma abultada en el ecuador y achatada en los polos. El achatamiento polar viene dado por:

$$\frac{(R_{ec} - R_p)}{R_{ec}} = \frac{1}{298.25} \quad (\text{Ec IV-4})$$

donde Rec y Rp son los radios ecuatorial y polar respectivamente. Por otro lado el esferoide de referencia es un elipsoide que se aproxima en promedio al nivel del mar, es decir, un geoide, eliminando el material terrestre que se encuentra encima de éste.

En 1930 la Unión de Geodesia y Geofísica Internacional adoptó una fórmula para el valor teórico de la gravedad Gt, pero éste ha sido precedido por el Sistema de Referencia Geodésico 1984 (WGS-84, por sus siglas en inglés):

$$G_{teo_{WGS84}} = 9.7803267714 * \frac{\left(1 + 0.0193185138639 * \sin(Lat_{Graduras})^2\right)}{\sqrt{\left(1 - 0.00669437999013 * \sin(Lat_{Graduras})^2\right)}} * \left(100000 - (0.3086 * Cota_{Ref})\right) \quad (\text{Ec IV-5})$$

La figura simplificada de la Tierra permite el incremento de la densidad con la profundidad, pero no variaciones laterales, las cuales son el objeto de la exploración gravimétrica. Debido a las variaciones laterales, el geoide y el esferoide de referencia no coinciden. Anomalías de masas locales modifican el geoide como se observa en la Figura 4.2-A, se debe esperar que el geoide sea desviado hacia arriba bajo los continentes debido a la atracción del material sobre éste, y hacia abajo sobre las cuencas oceánicas debido a la baja densidad del agua, tal como se ve en la Figura 4.2-B. Como sea, las desviaciones desde el esferoide no se correlacionan con los continentes y tampoco con las placas litosféricas, sugiriendo que las diferencias de densidad existen por debajo de la litósfera. La desviación entre estas dos superficies es cuando mucho 100 m.

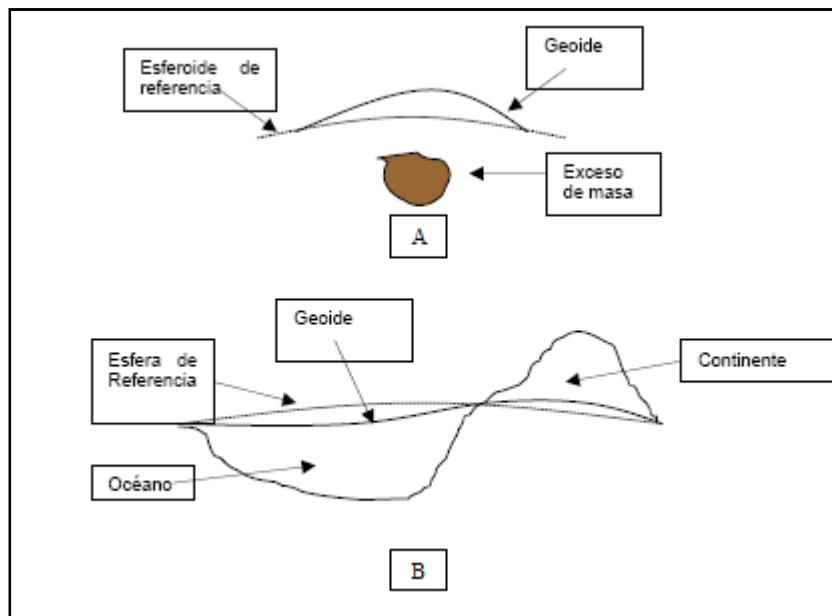


Figura 4.2: Comparación del esferoide de referencia con el geoide. A: Desviación del geoide por una masa local; B: Desviación a larga escala. Telford et al. (1990)

4.1.3: Ajustes y Correcciones

Dobrin (1960) explica que con el fin de realizar una interpretación de los datos gravimétricos lo más cercana a la realidad, son necesarias una serie de ajustes y correcciones, ya que los mismos se deben llevar a un nivel de referencia equipotencial, es decir, el geoide. Los procesos a los que deben someterse los datos, son pasos matemáticos sencillos que hoy en día constituyen un proceso de rutina en los estudios gravimétricos.

4.1.3.1 Variación de la Gravedad con el Tiempo

4.1.3.1.1 Corrección por Marea

Dobrin (1960) explica que los instrumentos para medir la gravedad son muy sensibles, tanto que pueden incluir en las mediciones las variaciones de la gravedad ocasionadas por el movimiento de la luna y el sol, dependiendo estos cambios de la ubicación y del tiempo. La corrección puede ser encontrada en catálogos, a manera de base de datos con un determinado número de años. La misma se calcula recurriendo a diversos algoritmos computacionales que calculan la variación de la gravedad por este efecto de manera específica para un lugar y fecha determinados.

4.1.3.1.2 Deriva Instrumental

Según Telford et al. (1990), la deriva instrumental es un ajuste que se realiza para compensar las variaciones en las lecturas debido a la deriva del instrumento, se considera como la desviación de las lecturas de un valor estándar o normal. Las mediciones se estandarizan con respecto a una sola lectura por circuito.

$$Der = \frac{t_n(Lec_{Final} - Lect_{Initial})}{t_{total}} \quad (\text{Ec IV-6})$$

donde t_n es el tiempo de diferencia entre cada estación, Lec_{Final} es la lectura de la estación final, Lec_{Incial} es la lectura de la estación inicial y t_{total} es el tiempo total que duró el circuito.

4.1.3.2 Variación de la Gravedad con la Altura

4.1.3.2.1 Corrección de Altura o de Aire Libre

Como la gravedad varía inversamente con el cuadrado de la distancia, es necesario corregir los cambios de elevación entre las estaciones para reducir las mediciones a una superficie de referencia (geoide). Esta corrección no tomó en cuenta el material entre las estaciones, solamente toma la diferencia de alturas (Dobrin, 1960).

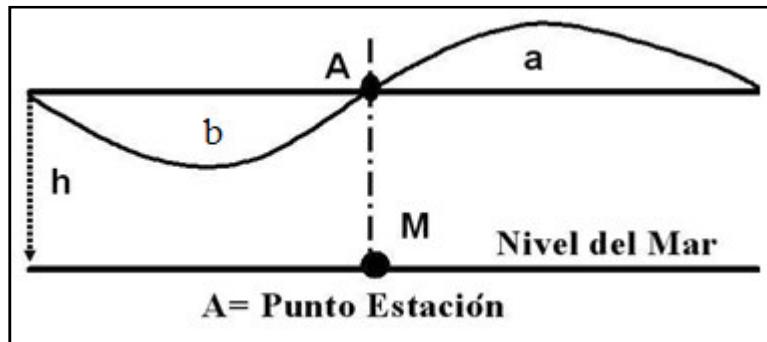


Figura 4.3: Corrección de aire libre tomado de Cantos (1974)

Como puede verse en la Figura 4.3, la estación A representada a una altitud h sobre el nivel del mar está a una distancia h más alejada del centro de la Tierra que otra estación que estuviera al nivel del mar y sabiendo que la masa de la Tierra se puede considerar como concentrada en su centro, la ley de los cuadrados inversos dice que la atracción de la Tierra a una altitud h será:

$$g_o \frac{R^2}{(R+h)^2} \quad (\text{Ec IV-7})$$

donde g_o es el valor al nivel del mar, y R el radio de la Tierra. La diferencia de gravedad entre los dos niveles será:

$$g_o - \frac{R^2}{(R+h)^2} g_o = g_o \left(1 - \frac{R^2}{(R+h)^2} \right) = \frac{2g_o h R + g_o h^2}{(R+h)^2} = \frac{2g_o h}{R} \quad (\text{Ec IV-8})$$

puesto que $h \ll R$. Sustituyendo g_o por 980629 mgals y R por 6367000 m, se llega a la corrección de 0.308 miligales/metro. Esto se denomina la corrección de aire libre porque no se tiene en cuenta la atracción de ningún material situado por encima del nivel del mar. Para la altura h en metros será:

$$C_{al} = 0.3086 * (h - h_{ref}) \text{ (mGal)} \quad (\text{Ec IV-9})$$

donde h es la diferencia entre la altura de la base y la cota de referencia en metros (Dobrin, 1960).

4.1.3.2.2 Corrección de Bouguer

Según Telford et al. (1990), la corrección de Bouguer toma en cuenta la atracción ocasionada por el material que se encuentra entre las estaciones y el nivel de referencia, tomando en cuenta la densidad del material. Se basa en la hipótesis de que la superficie de la Tierra es horizontal en todas partes a una distancia h por encima del nivel del mar. De manera análoga, Dobrin (1960), explica que las montañas que sobresalen de esta superficie horizontal imaginaria y los valles que quedan por debajo falsean esta hipótesis, pero su efecto gravitatorio se compensa por la corrección topográfica subsiguiente. Esta corrección se sustraerá porque se está eliminando el material situado entre el nivel del mar y el nivel de la estación.

$$C_B = 0.04191 * (h - h_{ref}) \text{ (mGal)} \quad (\text{Ec IV-10})$$

donde h en metros es la diferencia entre la estación gravimétrica y el nivel de referencia y ρ en g/cm^3 .

4.1.3.2.3 Corrección Topográfica

La corrección topográfica es la que toma en cuenta el efecto gravitacional de las masas por encima y por debajo del nivel h de la estación, ya que en la corrección de Bouguer se supone que el terreno es horizontal.

El material “a”, por encima de la estación (Figura 4.3) atrae a la masa puesta en **A** en el sentido opuesto a la fuerza de la gravedad, mientras el material “b” (por debajo), actuará en sentido contrario. La corrección topográfica tiene en cuenta el efecto de la topografía alrededor de la estación (Cantos, 1974).

Según Dobrin (1960), existen diversos métodos para calcular la corrección topográfica; éstos se basan en el uso de retículas y usan un mapa base de la zona de estudio con intervalos de curvas menores a 10 metros. Actualmente existen paquetes computarizados que se encargan de realizar esta corrección, sólo suministrándoles dos informaciones de entrada, tales como, el mapa topográfico digitalizado del área de estudio y una base de datos con la ubicación de las estaciones y la cota.

4.1.3.3 Variación de la Gravedad con la Latitud

4.1.3.3.1 Gravedad Teórica

En 1672 Richter afirmaba que la gravedad de un punto a otro de la Tierra variaba de manera inexplicable; poco después, independientemente y casi al mismo tiempo, Newton y Huygens lo explicaban diciendo que este fenómeno se debía al

hecho de que la Tierra no tenía forma de esfera. En efecto, como la Tierra está achataada por los polos, la distancia a su centro es mayor en el ecuador, derivando esto en que el valor de la gravedad en dicho punto sea menor y su distancia al centro en los polos es menor, teniéndose entonces un valor de gravedad máximo. A esta variación se suma la del efecto de rotación de la Tierra, la fuerza centrífuga, que es máxima en el ecuador y nula en los polos y siempre opuesta a la fuerza de la gravedad. Como consecuencia de ambos efectos, la aceleración de la gravedad varía aproximadamente de 978 cm/s^2 en el ecuador a 983 cm/s^2 en los polos.

Según Cantos (1974), hace ya varios años que los científicos han venido proponiendo una serie de fórmulas que daban la gravedad teórica o normal sobre la superficie terrestre, primero considerando que la Tierra posee forma de elipsoide de revolución y actualmente forma de esferoide. Entre las fórmulas internacionales de la gravedad se encuentra la correspondiente al elipsoide de referencia de 1984 (WGS-84), la cual fue adoptada en la Asamblea de la IAG (Asociación Internacional de Geodesia) (Ecuación IV-5).

4.1.3.4 Anomalía de Bouguer

Según el trabajo de Telford et al. (1990), se entiende por anomalía gravimétrica, al cambio en la intensidad, en la componente vertical del campo gravitacional, la cual es causada por masas locales. Una vez realizadas todas las correcciones descritas anteriormente sobre los datos originales obtenidos en campo, se puede obtener el valor de la anomalía de Bouguer para cada estación utilizando para esto la siguiente ecuación:

$$AB = Grav_{obs} - Grav_{Teo} \pm Corr_{atrelibre} \mp Corr_{Bouguer} + Corr_{Topo} \quad (\text{Ec IV-11})$$

donde $Grav_{Obs}$ es la gravedad observada, $Grav_{Teo}$ es la gravedad teórica, $Corr_{Airelibre}$ es la corrección por aire libre, $Corr_{Bouguer}$ es la corrección de Bouguer y $Corr_{Topo}$ es la corrección topográfica, asumiéndose que los datos empleados para determinar dichas correcciones fueron previamente corregidos por mareas y por deriva instrumental.

4.1.3.5 Separación Regional y Residual

De acuerdo a Rodríguez (1974) los mapas gravimétricos manifiestan generalmente el efecto combinado de dos fuentes: la primera es la caracterizada por anomalías de gran amplitud y profundidad, representativa de la configuración estructural de la propia corteza terrestre conocida como Anomalías Regionales; la segunda se refiere a distorsiones locales que son de menor amplitud y extensión, asociadas a características anómalas del subsuelo relativamente cercano a la superficie conocidas como Anomalías Residuales. También indica que a los fines de la Investigación Gravimétrica, se hace necesario entonces separar las anomalías regionales y residuales, evitando así que la interpretación se vea afectada simultáneamente por uno u otro efecto.

4.2 Metodología de la Adquisición Gravimétrica

La adquisición de los datos gravimétricos consistió en el levantamiento de 93 estaciones ordinarias a lo largo de la línea que seguirá el Metro de Caracas-Guatire-Guarenas. La compañía Odebrecht, encargada de la construcción del mismo, proporcionó los datos topográficos y la ubicación de las estaciones a lo largo de las cuales se desarrolló dicho levantamiento; los mismos fueron adquiridos mediante el uso de un GPS diferencial. Debido al gran tránsito vial y a la precisión requerida en la ubicación de las estaciones, la adquisición de los datos se desarrolló desde el mes de Diciembre del año 2007, hasta el mes de Febrero del año en curso.

La base empleada para realizar los circuitos de adquisición se encuentra en la Fundación Venezolana de Investigación Sismológica (FUNVISIS) y lleva por nombre FUN 1, la misma fue amarrada con la estación de gravedad absoluta de 1^{er} orden ubicada en la Villa Quinta Santa Inés, en el sector Caño Amarillo de la ciudad de Caracas, la cual forma parte de la red nacional de estaciones gravimétricas, mediante circuitos simples de triple repetición.

4.2.1 Instrumentos Empleados

- Gravímetro Scintrex (Figura 4.4)
 - Modelos CG-3 y CG-5
 - Rango de medición de hasta 8000 mGales
 - Resolución de 0.01 mGales para el CG-3 y 0.001 mGales para el CG-5
- Gps Garmin plus 5, con un error de ± 5 m (Figura 4.5)



Figura 4.4: Gravímetro Digital Scintrex, Modelo CG-5 (Figuras Superiores); Modelo CG-3 (Figuras Inferiores).



Figura 4.5: Gravímetro Garmin Plus 5.

4.2.2 Procedimiento para la Adquisición de los Datos Gravimétricos

Antes de iniciar la fase de adquisición, se realizó la preparación de los gravímetros Scintrex CG-5 y CG-3. En primer lugar se calculó la deriva de los instrumentos (Anexos 4), a fin de determinar las constantes que se debían suministrar a los programas internos de cada gravímetro, los cuales a su vez, realizarían los cálculos necesarios para suministrar las lecturas gravimétricas finales corregidas por deriva instrumental. Para esto, se dejaron ambos equipos en las oficinas de FUNVISIS, programados para tomar una medida por segundo, durante dos minutos y a intervalos de 15 minutos en un mismo punto durante 36 horas, las mismas eran almacenadas en las memorias internas de los equipos para su posterior procesamiento.

Como se mencionó anteriormente, las coordenadas de las estaciones de interés para realizar las mediciones gravimétricas fueron suministradas por la compañía Odebrecht, las cuales se encuentran ubicadas a un rango de espaciamiento de entre 250 y 500 metros, para un total 96 estaciones.

En la Figura 4.6 se puede observar un mapa con la ubicación de las estaciones que fueron medidas y la base empleada.

En la Tabla 4.2 se muestran las coordenadas de la base empleada durante la adquisición de los datos (FUN 1) y la estación gravimétrica de 1° orden utilizada para su amarre (SANTA INES).

Tabla 4.2: Coordenadas de las bases empleadas

Ciudad	Nombre	Gravedad	Altura	Descripción	Latitud	Longitud	Latitud	Longitud
Caracas	9999	978065,87	929,75	Quinta Santa Inés	1162590	727444	10,51	-66,92
Caracas	1111	978055,83	906,61	FUN 1	1158112,4	739661,18	10,47	-66,81

Para realizar la adquisición de los datos se decidía previamente la ubicación de los puntos que se tomarían en un día, los cuales eran señalados en un mapa del área de estudio y en la memoria interna del GPS Garmin; acto seguido se procedía a revisar todos los instrumentos necesarios para la adquisición. Una vez ubicada la estación gravimétrica que sería medida se procedía a instalar y nivelar el equipo de tal manera que la variación de los ejes se encontrara entre -5 y 5 unidades. El siguiente paso era el de introducir el nombre de la estación procediéndose así a grabar el promedio de 60 medidas por minuto por cada punto. Una vez el equipo indicaba que la medición había terminado se verificaban los datos y la desviación estándar de manera que si todo era correcto se anotaban los mismos en planillas para su posterior control.

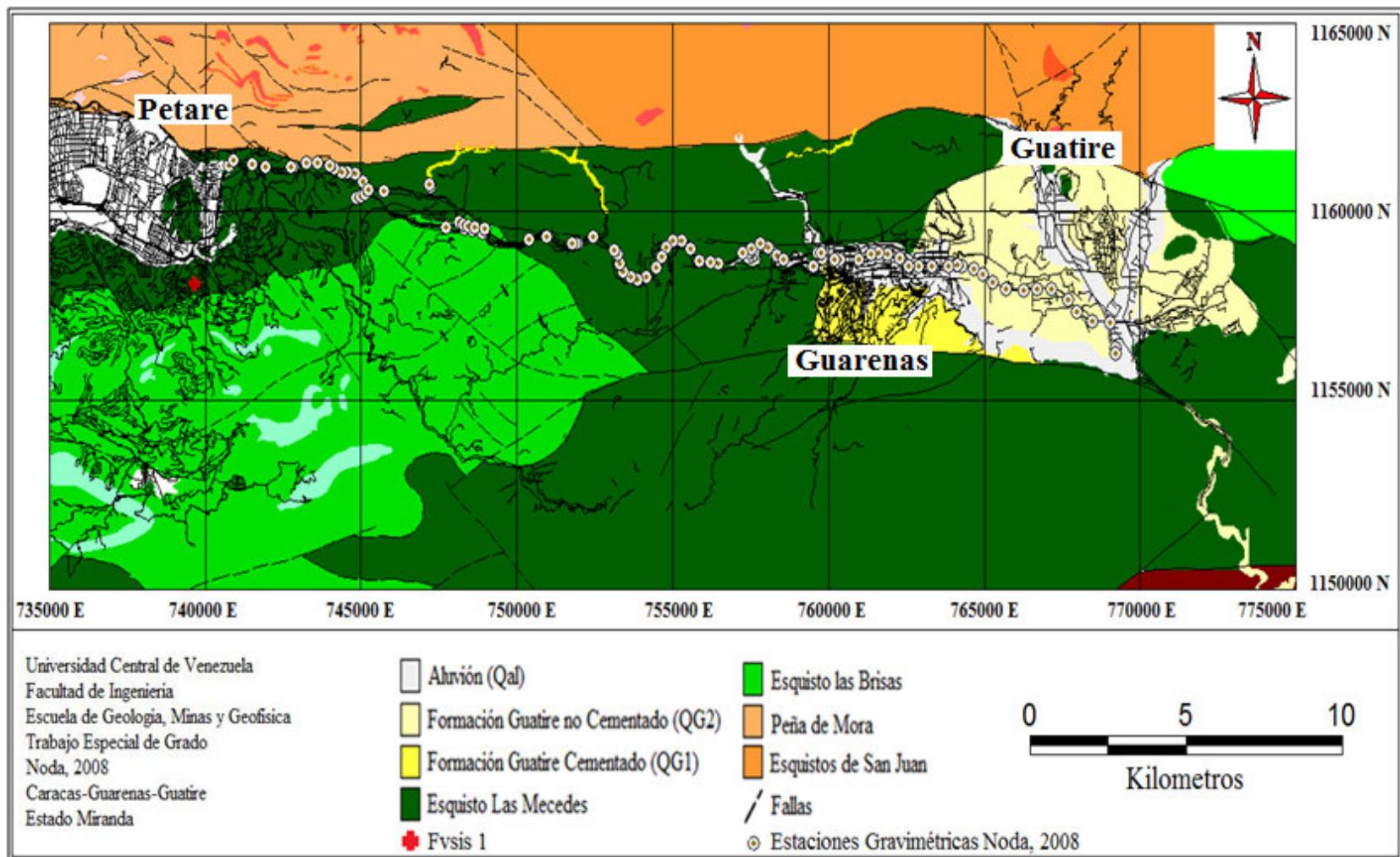


Figura 4.6: Mapa de la ubicación de las estaciones gravimétricas medidas.

4.2.2.1 Funcionamiento del Gravímetro Autograv Scintrex CG-3 y CG-5

Según explica Moncada (2005), el funcionamiento de los gravímetros Scintrex modelos CG-3 y CG-5 se basa en un sistema elástico de cuarzo fundido, donde la fuerza en la masa de prueba es equilibrada por un resorte y una fuerza restauradora electrostática relativamente pequeña. La posición en la masa es alterada por un cambio en la gravedad, la cual es monitoreada en un transductor capacitivo de desplazamiento. Un circuito de regeneración automático aplica un voltaje DC a las placas del condensador produciendo una fuerza electrostática en la masa, la cual la devuelve a una posición nula. Este voltaje aplicado se convierte en una medida del valor relativo de gravedad en el sitio de la lectura, la señal digital es transmitida al sistema de adquisición de datos del instrumento para ser visualizado y almacenado.

4.3 Metodología para el Procesamiento de los Datos de Campo

El procesamiento gravimétrico se basa en una serie de cálculos, necesarios para realizar el amarre de la base y de las correcciones mencionadas anteriormente, para el cálculo de la anomalía de Bouguer, concluyendo con un análisis cuantitativo permite realizar la interpretación de toda la información obtenida.

Dicho procesamiento inició con la descarga de los datos desde el gravímetro, lo que se consiguió al conectarlo a un computador personal mediante un cable de interface de tipo serial y un programa suministrado por el fabricante. Una vez hecho esto, se guardaron los datos con formato de texto (extensión txt) y se procedió a realizar la primera etapa del procesamiento.

4.3.1 Corrección por Deriva Instrumental

Con la corrección de deriva instrumental se corrigieron todas las estaciones gravimétricas pertenecientes a un circuito, referenciándolas a una estación. Para esto se empleó la ecuación IV-6 y a continuación se muestra un ejemplo.

$$Der = \frac{t_n(Lec_{Final} - Lect_{Initial})}{t_{total}} \quad (\text{Ec IV-6})$$

Valores empleados: Datos de la estación F072, la cual se encuentra dentro del circuito realizado el día 09 de Enero del 2008.

$$Lec_{F072}=1856.985 \text{ (mGal)}$$

$$t_n=60 \text{ (min)},$$

$$Lec_{Final}=1827.265 \text{ (mGal)}$$

$$Lec_{Initial}=1827.538 \text{ (mGal)}$$

$$t_{total}=221 \text{ (min)},$$

$$Der = 62 \text{ (min)} \left(\frac{1827.265 \text{ (mGal)} - 1827.538 \text{ (mGal)}}{221 \text{ (min)}} \right) = 0.08 \text{ (mGal)}$$

Posteriormente el valor de la deriva es sumado al valor obtenido en la estación F072, obteniéndose finalmente la lectura corregida por deriva con un valor de 1857.062 mGal.

4.3.2 Corrección por Altura

Esta corrección se realiza referenciando todas las estaciones gravimétricas a una altura de referencia (la de mayor cota), compensando así el aumento de gravedad relacionado con la altura. Para tal fin se utilizó la ecuación IV-9 y a continuación se muestra un ejemplo.

$$C_{Al} = 0.3086 * (h - H_{ref}) (mGal) \quad (\text{Ec IV-9})$$

Valores empleados: , Datos de la estación F072, la cual se encuentra dentro del circuito realizado el día 09 de Enero del 2008.

$$h = 742.609 \text{ m}$$

$$H_{Ref} = 937.174 \text{ m}$$

$$C_{Al} = 0.3086 * (742.609 - 937.174) = -60.042 \text{ mGales}$$

4.3.3 Corrección de Bouguer

Esta corrección considera el efecto producido por la atracción ejercida por las masas que se encuentran entre la estación gravimétrica y el nivel de referencia, por lo que se supone una lámina horizontal infinita, de densidad ρ y con espesor igual a la diferencia de altura entre la estación y el nivel de referencia. Para realizar esta corrección se utilizó la ecuación IV-10 y a continuación se muestra un ejemplo.

$$C_B = 0.041912 * (h - H_{Ref}) * \rho_B \left(\frac{\text{mGal}}{\text{m}} \right) \quad (\text{Ec IV-10})$$

Valores empleados: Datos de la estación F072, del circuito realizado el día 09 de Enero del 2008.

$$h = 742.609 \text{ m}$$

$$H_{Ref} = 937.174 \text{ m}$$

$$\rho = 2.67 \text{ gr/cm}^3$$

$$C_B = 0.041912 * (742.609 - 937.174) * 2.67 = -21.772 \left(\frac{mGal}{m} \right)$$

4.3.4 Corrección Topográfica

Para realizar la corrección topográfica se empleó un mapa digital de las curvas de nivel del área de estudio obtenido de la siguiente página de Geosoft:

<http://dap.geosoft.com/geodap/home/default.aspx>

La extensión total del área seleccionada para la corrección fue de 22 Km, a partir del área de estudio en las direcciones norte, sur, este y oeste. Las curvas de nivel de los mapas fueron transformadas en puntos con el programa Vertical Mapper. Con el programa Terrain de Geosoft Inc. V 4.00.03, se realizó la corrección topográfica empleando para ello el mapa mencionado anteriormente junto con el archivo de las estaciones gravimétricas. Finalmente el mismo realizó el cálculo de la corrección según las rutinas internas del equipo y lo agregó en la base de datos que contenía la información de las estaciones como una columna adicional.

La densidad empleada para tal efecto se ajustó a partir del estudio previo realizado en el área (Graterol, 1970), así como de los estudios gravimétricos desarrollados por Amarís (2006), Rodríguez (2006) y Hecht (2005) y el nivel de referencia usado para el procesamiento de los datos fue de 937.174 metros (Cota Máxima).

La explicación detallada sobre cómo se realizó la corrección topográfica se encuentra en los Anexos 5.

4.3.5 Cálculo de la Gravedad Teórica

Para el cálculo de la gravedad teórica, se empleó la fórmula internacional correspondiente al elipsoide de referencia de 1984 (WGS-84), la cual fue adoptada por la Asamblea Internacional de IAG (Asociación Internacional de Geodesia). Para lo que se empleó la ecuación IV-5 y a continuación se muestra un ejemplo.

$$G_{\text{teo}_{\text{WGS84}}} = 9.7803267714 * \frac{(1 + 0.0193185138639 * \sin(\text{Lat}_{\text{Gradpuros}})^2)}{\sqrt{(1 - 0.0669437999013 * \sin(\text{Lat}_{\text{Gradpuros}})^2)}} * (100000 - (0.3086 * \text{Cota}_{\text{Ref}}))$$

(Ec IV-5)

Valores empleados: Datos de la estación F072, la cual se encuentra en el circuito realizado el día 09 de Enero del 2008.

$$\text{Lat}_{\text{Gradpuros}} = 10.4902$$

$$H_{\text{Ref}} = 937.174 \text{ m.}$$

$$G_{\text{teo}_{\text{WGS84}}} = 9.7803267714 * \frac{(1 + 0.0193185138639 * \sin(10.4902)^2)}{\sqrt{(1 - 0.0669437999013 * \sin(10.4902)^2)}} * (100000 - (0.3086 * 937.174))$$

lo que da como resultado $G_{\text{teo}_{\text{WGS84}}} = 977914.638 \text{ mGales.}$

4.3.6 Cálculo de la Anomalía de Bouguer

Este cálculo toma en cuenta la diferencia entre la gravedad observada absoluta (G_{obs}) y la gravedad teórica ($G_{Teowgs84}$) en cada una de las estaciones. Para esto se utilizó la herramienta informática Excel, en la cual elaboró un archivo en una hoja de cálculo, en la que se realizaron las correcciones antes descritas.

La densidad de Bouguer empleada para el cálculo de la corrección de Bouguer fue de 2.67 g/cm^3 , debido a que ésta fue utilizada en investigaciones anteriores de la zona, lo cual permitió mantener una correlación con dichos trabajos. Por otro lado, para el cálculo de la gravedad teórica, la corrección de aire libre y Bouguer se empleó como nivel de referencia 937.174 metros, siendo ésta la cota más alta de la adquisición.

Para determinar la Anomalía de Bouguer se utilizó la ecuación IV-11 y a continuación se muestra un ejemplo.

$$AB = Grav_{Obs} - Grav_{Teo} \pm Corr_{airelibre} \mp Corr_{Bouguer} + Corr_{Topo} \quad (\text{Ec IV-11})$$

Valores empleados: Datos de la estación F072, obtenida en el circuito realizado el día 09 de Enero del 2008.

$$Grav_{Obs} = 978088.817 \text{ mGales} \quad Grav_{Teo} = 977914.638 \text{ mGales}$$

$$Corr_{airelibre} = -60.6570 \text{ mGales} \quad Corr_{Bouguer} = -21.7712 \text{ mGales}$$

$$Corr_{Topo} = 8.943 \text{ mGales}$$

$$AB = 978088.817 - 977914.638 - 60.657 + 21.771 + 8.943$$

Dando como resultado 140.773 mGales.

En la Figura 4.7, se muestra el esquema de trabajo que se siguió para el procesamiento de los datos gravimétricos.

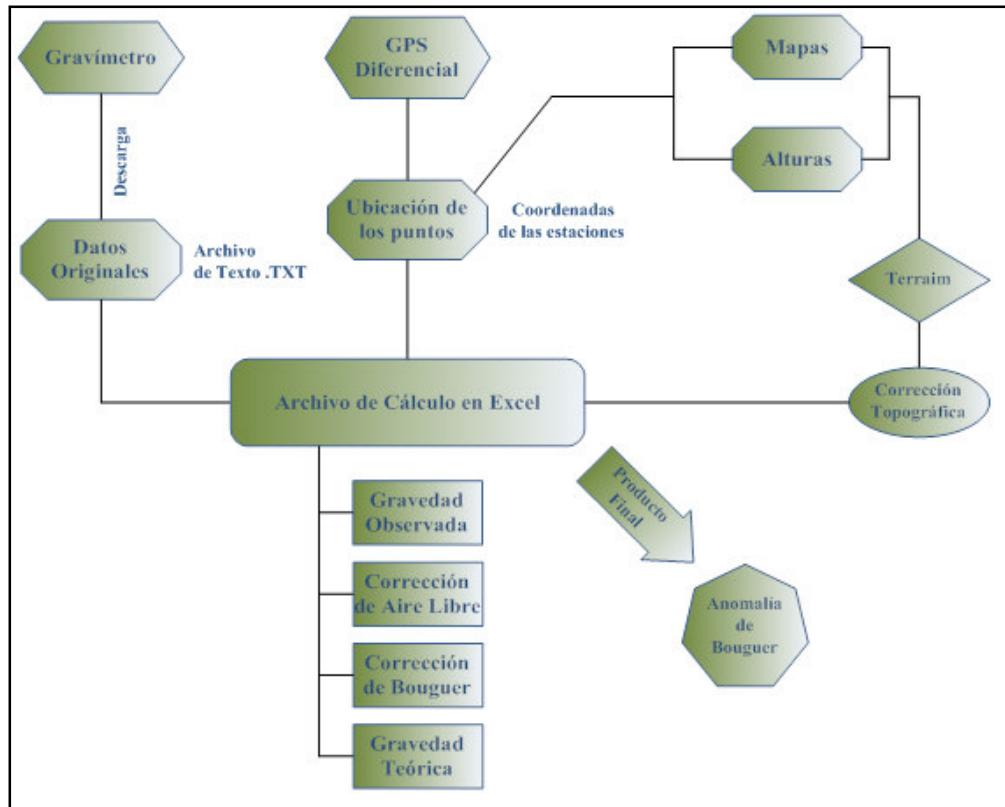


Figura 4.7: Esquema de trabajo desarrollado durante el procesamiento de los datos.

4.3.7 Elaboración de los perfiles de Anomalías de Bouguer y su regional y residual asociado

Debido a las características del estudio, se obtuvo un perfil de anomalías de Bouguer. El mismo se elaboró utilizando el programa Excel 2007 mediante un gráfico de distancia contra anomalías de Bouguer, en el que a su vez se calculó la línea de tendencia polinómica, obteniéndose así, su respuesta regional asociada. El cálculo de las anomalías residuales se obtuvo como resultado de la diferencia entre el perfil de anomalías de Bouguer y el perfil de anomalías regionales. Para el cálculo de

las anomalías regionales y residuales se empleó un polinomio cuadrático, por ser el que más se ajusta a la forma de la cuenca de Guarenas-Guatire (anexos 6).

4.3.8 Elaboración de los Modelos Geológicos

A fin de construir los modelos geológicos del área de estudio se utilizó la herramienta informática GM-SYS. En total se realizaron tres perfiles, el primero (perfil A – A'), con orientación N55°E; el segundo (perfil B – B'), con orientación N50°E y el tercero (perfil C – C'), con orientación N60°E, abarcando una extensión de aproximadamente 13.6 Km, 9.89 Km y 4.29 Km respectivamente.

Las densidades empleadas para tales efectos se ajustaron a partir del estudio previo realizado en el área (Graterol, 1970), así como de los estudios gravimétricos desarrollados por Amarís (2006), Rodríguez (2006) y Hecht (2005), las cuales pueden verse en la tabla siguiente.

Tabla 4.3: Densidades utilizadas para generar el modelo geológico

Litología	Abreviatura	Densidad g/cm^3
F. Las Mercedes	CaM	2,67
F. Las Brisas	CaB	2,7
Aluvión	QAL	1,6
F. Guatire	QG2	1,8
Roca Meteorizada	RoM	2.5

4.3.9 Herramienta Informática GM-SYS

El sistema de modelado GM-SYS (Geosoft Inc., 1994), desarrollado por Northwest Geophysical Associates, Inc. es un programa de modelado en dos

dimensiones, para el cálculo de la respuesta gravimétrica y magnética de un modelo geológico, permitiendo crear y manipular de manera interactiva modelos geológicos, para de esta manera, ajustar datos gravimétricos observados en campo.

4.3.10 Manejo de la Herramienta Informática GM-SYS

Una vez dentro del programa, se seleccionó empleando los números 1 y 2, entre las opciones para crear un nuevo modelo o para editar un modelo ya creado, respectivamente. Al seleccionar la opción para crear un nuevo modelo (Opción 1), se eligió la opción 2, la cual permitió editar los parámetros necesarios para la creación del modelo, tales como, el número de estaciones, espaciamiento entre estaciones y coordenadas de la primera estación. Debido a la complejidad topográfica y a las necesidades específicas del estudio, las estaciones no presentaron un espaciamiento definido por lo que fue necesario modificar manualmente la separación entre cada estación. Una vez realizado esto se procedió mediante las herramientas suministradas por el programa, a modelar la geología de manera tal que se obtuviera un modelo geológico real en el que se ajustara lo mayor posible la gravedad observada a la calculada por el software.

4.4 Resultados y Análisis

4.4.1 Análisis Estadísticos de los Datos

Con la finalidad de verificar, cuantificar y garantizar la distribución normal de los datos, se realizó un estudio estadístico básico, en el que se llevaron a cabo análisis clásicos tales como, análisis de tendencia central, histogramas de frecuencia, diagramas de caja y gráfico Q – Q (Pruebas no paramétricas), empleando para tal efecto la herramienta informática SPSS en su versión 12.

4.4.1.1 Análisis de Tendencia Central

Tabla 4.4: Valores estadísticos de tendencia central para los datos de Anomalías de Bouguer

Datos Estadísticos		
N	Validos	93
	Perdidos	0
Media	131,1970	
Error estandar de la media	1,02834	
Mediana	128,6240	
Moda	116,36	
Desviación Estandar	9,91698	
Varianza	98,347	
Asimetría	,667	
Error estandar de la asimetría	,250	
Kurtosis	-,470	
Error estandar de la kurtosis	,495	
Rango	36,57	
Mínimo	116,36	
Máximo	152,93	

Como puede observarse en la Tabla 4.4, los valores de la media y la mediana, 131.19 y 128.62 mGales respectivamente son muy cercanos, siendo esto un indicativo

preliminar de la distribución normal de los datos. La desviación estándar de 9.91 mGales nos indica la dispersión que tienen los datos respecto de su media aritmética mientras que el valor de 98.3 representado por la varianza indica una alta dispersión de los datos del valor esperado. En cuanto al tipo de distribución que presentan los datos, observamos que el valor de la asimetría es de 0.667, indicando que la distribución es sesgada a la derecha y finalmente según el valor de Kurtosis obtenido (-0.470) la distribución es platicurtica y muy cercana a una distribución del tipo normal.

4.4.1.2 Histograma

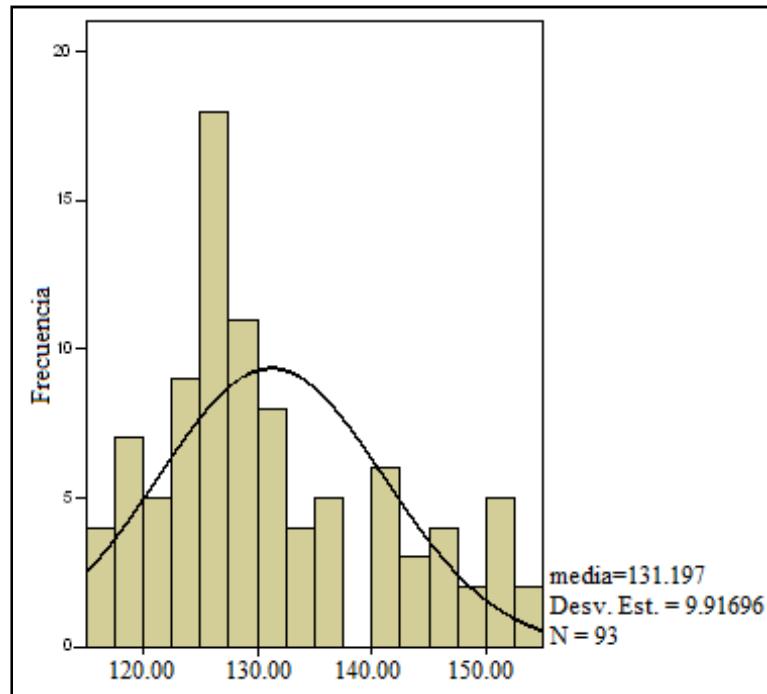


Figura 4.8: Histograma de frecuencia de los datos

El histograma observado en la Figura 4.8 confirma la hipótesis propuesta a partir del análisis de tendencia central, ya que como puede verse, la distribución es sesgada a la derecha y con una forma chata (Platicurtica), que se aproxima a una distribución normal.

4.4.1.3 Gráfico de Cajas

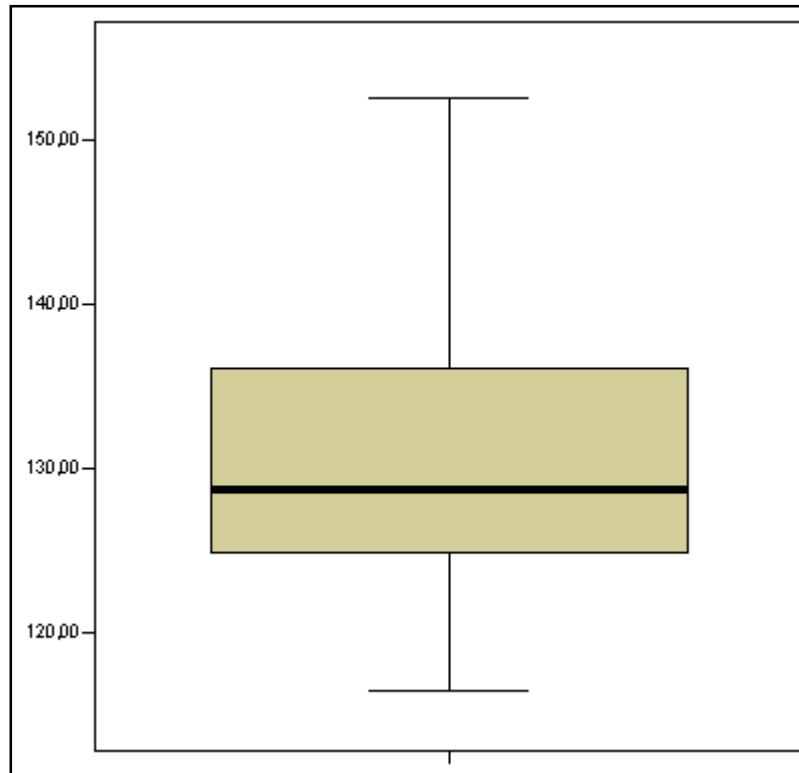


Figura 4.9: Diagrama de caja elaborado a partir de los datos gravimétricos

El gráfico de caja de la Figura 4.9 indica que todos los valores presentan una misma tendencia o moda y que se ajustan a una distribución normal.

4.4.1.4 Gráfico Q – Q

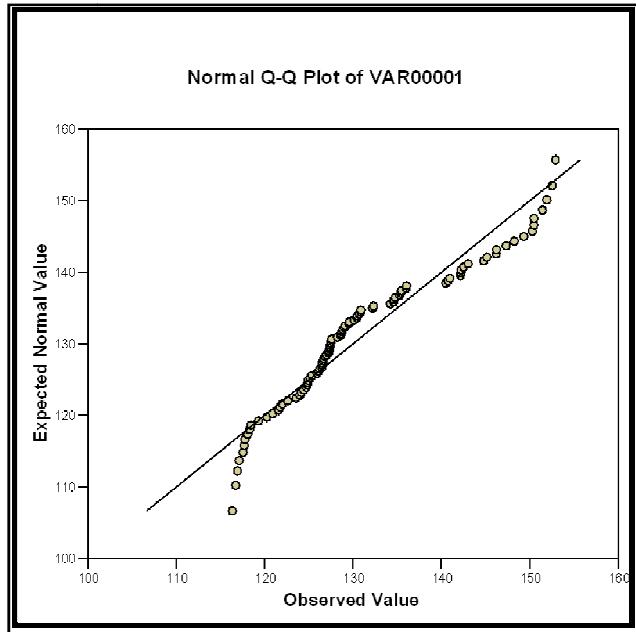


Figura 4.10: Gráfico Q – Q normal de los datos

Como se observa en la Figura 4.10 el análisis no paramétrico realizado con el gráfico Q – Q normal, indica un excelente ajuste a una distribución normal en el rango que va de 119 a 128 mGales, permaneciendo el resto de los datos dentro de parámetros aceptables que los aproximan a dicha distribución.

4.4.2 Perfiles de Anomalías de Bouguer y su regional y residual asociado

En la figura 4.11 se muestra el perfil de anomalías de Bouguer obtenido a partir de los datos gravimétricos.

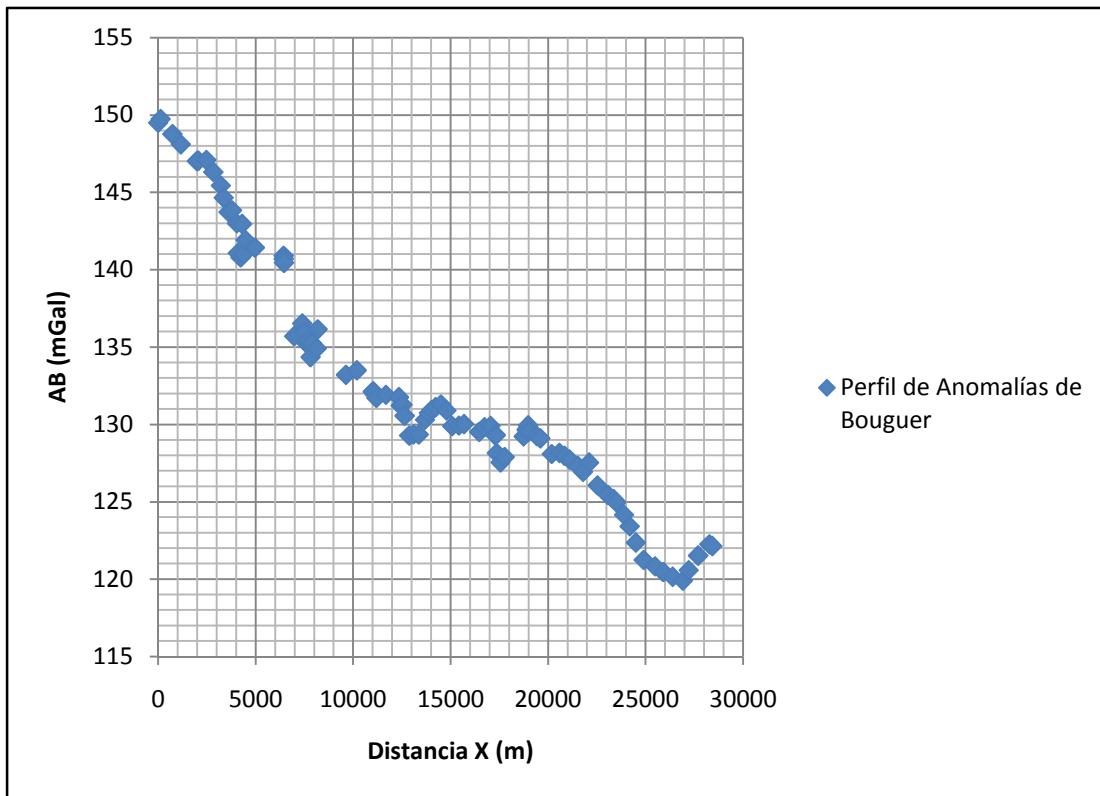


Figura 4.11: Perfil de anomalías de Bouguer de la zona de estudio.

En las figuras 4.12 y 4.13 se presentan los perfiles de anomalías regionales y residuales asociados respectivamente, los cuales tienen una tendencia cuadrática por ser la que mejor se ajusta a la forma de la cuenca de Guarenas-Guatire.

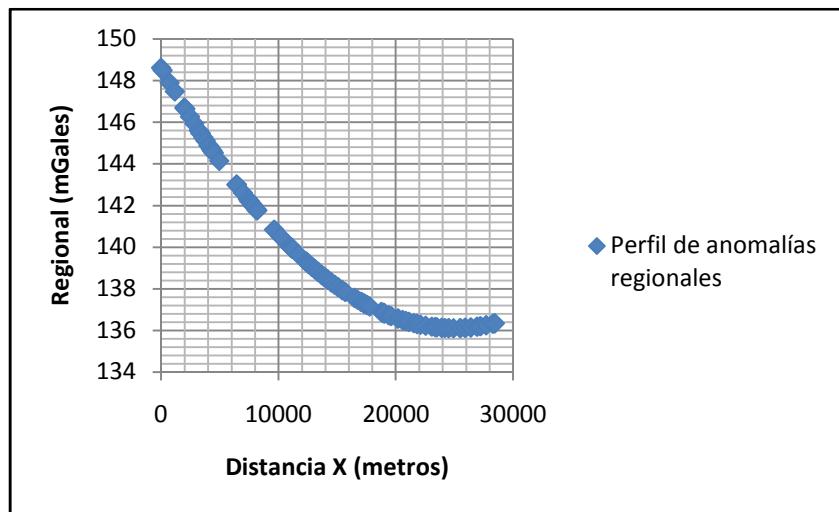


Figura 4.12: Perfil de anomalías regionales.

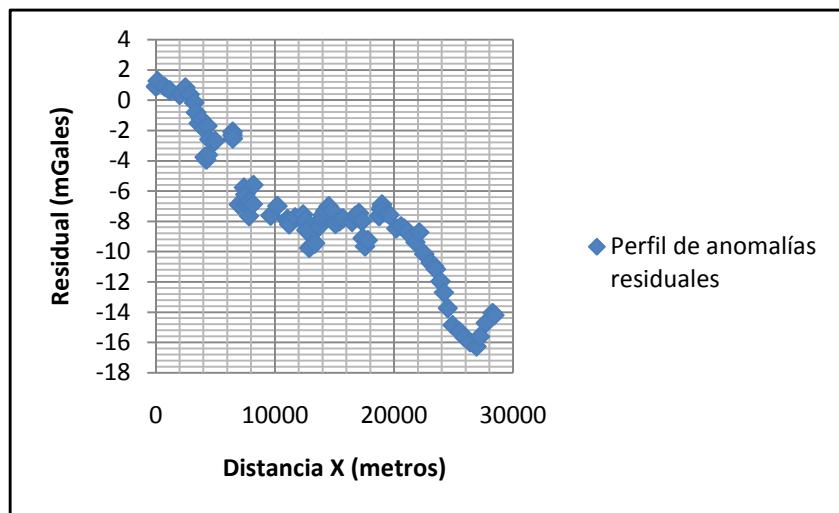


Figura 4.13: Perfil de anomalías residuales.

4.4.3 Modelos Gravimétricos

En la Figura 4.14 se puede observar el perfil A-A', el cual tiene una ubicación espacial localizada entre las coordenadas 741090 E - 1161720 N y 754510 E - 1158660 N, con una orientación aproximada de N80°O y el perfil B-B', con ubicación localizada entre las coordenadas 755020 E - 1159390 N y 769270 E - 1158600 N, con orientación Este - Oeste. Los perfiles fueron planteados de esta manera, para generar modelos geológicos a lo largo de la línea del tren.

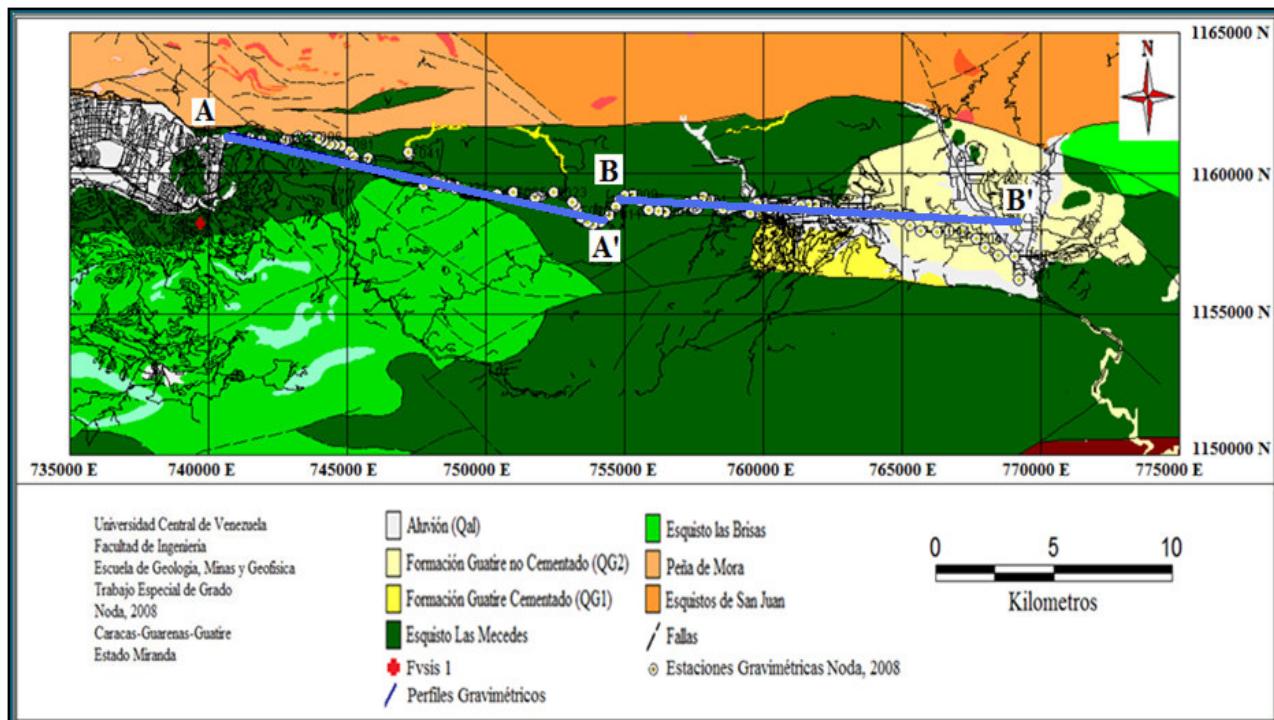


Figura 4.14: Ubicación de los perfiles A – A' y B – B'.

4.4.3.1 Perfil A – A'

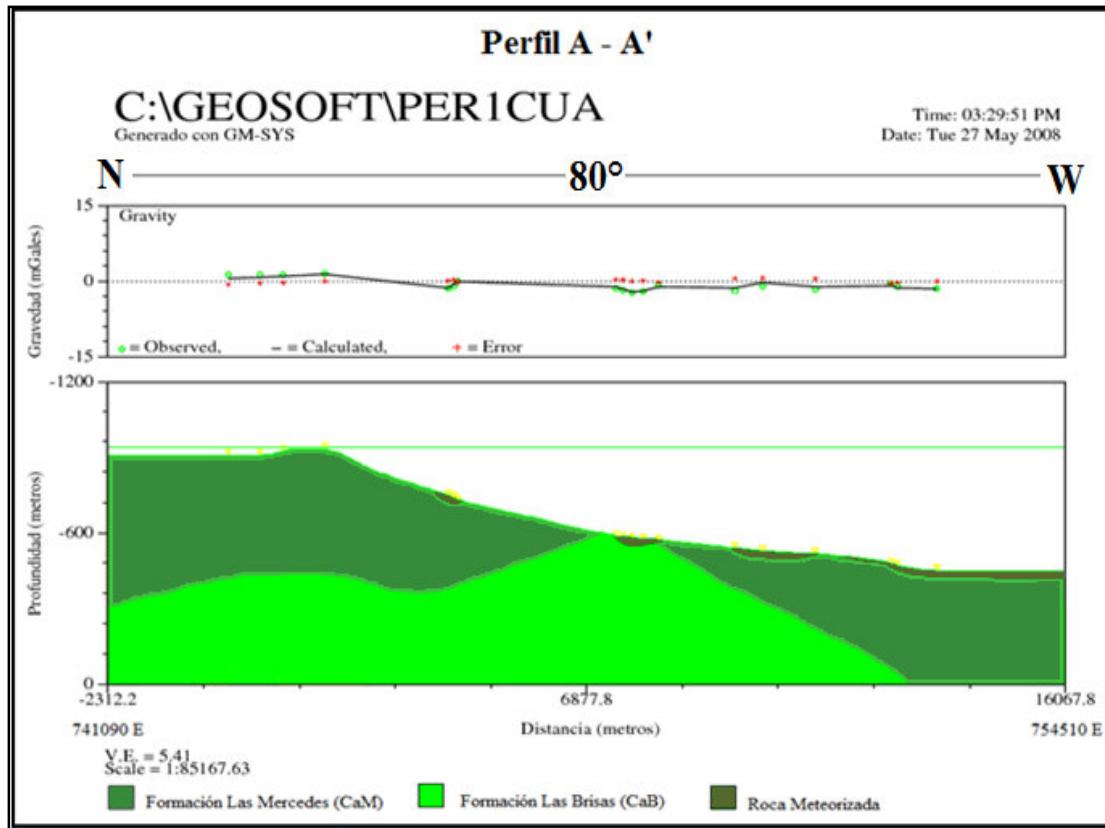


Figura 4.15: Modelo geológico elaborado a partir del Perfil A – A'.

La figura 4.15 muestra el modelo geológico del subsuelo ajustado a la respuesta gravimétrica observada a partir del perfil gravimétrico A – A', en el cual se observan dos estructuras representadas por la Formación Las Mercedes y la Formación Las Brisas, aflorando esta última en la zona central del perfil, sector ubicado aproximadamente entre las coordenadas 748150 E y 749760 E, la cual se encuentra en contacto discordante con la Formación Las Mercedes, debido al sistema de fallas de fuerte buzamiento presente en el área. Dicho modelo presenta zonas con espesor de roca meteorizada que varía en el rango comprendido entre 25 y 30 metros, encontrándose este último en la zona central del perfil.

4.4.3.2 Perfil B – B'

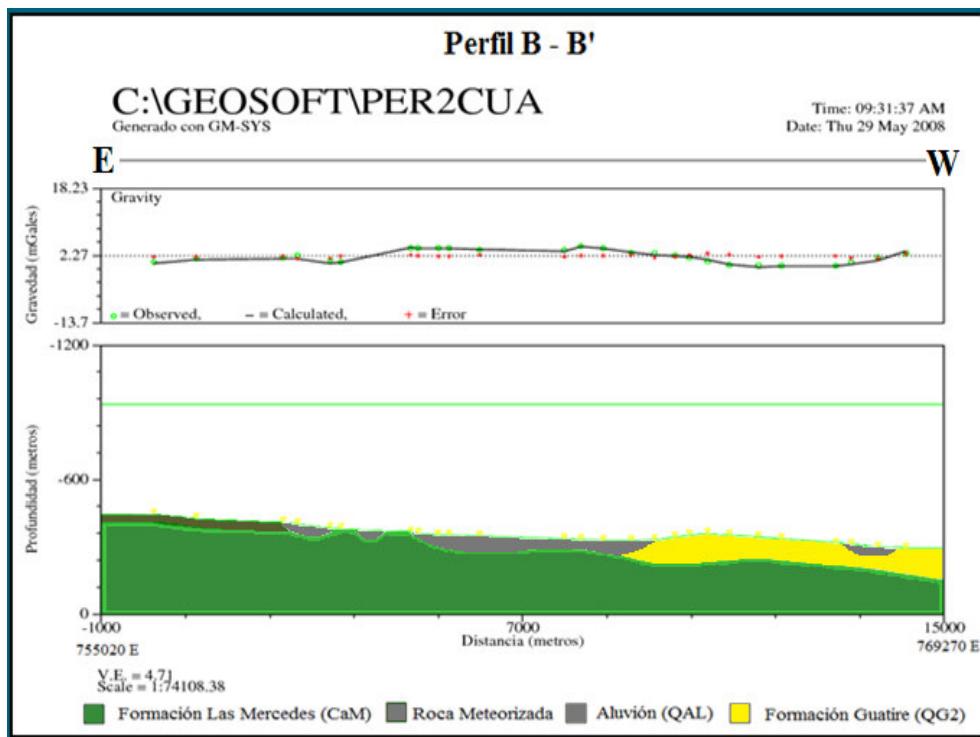


Figura 4.16: Modelo geológico elaborado a partir del Perfil B – B'.

Como podemos observar en el modelo geológico del subsuelo ajustado a la respuesta gravimétrica observada para el perfil B – B' (Figura 4.16), se tienen tres cuerpos, representados por la Formación Las Mercedes, la Formación Guatire y el aluvión. En el mismo se muestra una estructura sedimentaria sencilla, controlada por el basamento metamórfico constituido por la Formación Las Mercedes, sobre la cual se depositaron de manera discordante, la Formación Guatire y el aluvión; este último presenta una densidad de 1.6 g/cm^3 y espesor de aproximadamente 100 metros en la zona central del perfil. La Formación Guatire cuenta a su vez con una densidad de 1.8 g/cm^3 , con un espesor de aproximadamente 160 metros en la zona central y 210 metros en la zona este.

Ambos modelos son coincidentes con los obtenidos en investigaciones previas del área, concluyéndose que la zona Norte de la cuenca de Guarenas cuneta con una profundidad aproximada de 100 metros mientras que la zona Sur de la cuenca de Guatire presenta una profundidad aproximada de 220 metros.

CAPÍTULO V

RUIDO AMBIENTAL

5.1 Marco Teórico

5.1.1 Microsismos

Los microsismos son las oscilaciones naturales y regulares del subsuelo, las mismas no son originadas por fuentes artificiales ni por eventos naturales de gran magnitud como terremotos, por el contrario son producidos por fuentes naturales de poca magnitud y frecuencia regular tales como las olas oceánicas, tormentas. Los mismos, están conformados básicamente por ondas Rayleigh siendo de periodos relativamente extensos, 2 a 3 segundos o mas (Alfaro, 2000), presentando frecuencias menores a 1 Hz y emitiendo una energía de 0.2 Hz. Frecuencias inferiores a 0.1 Hz están asociadas a fuerzas atmosféricas, las cuales son de poco interés en la sísmica. (Bard, 1999). Las ondas superficiales, pueden generar ondas corporales, las frecuencias de mayor valor generalmente corresponden a fuentes mucho más cercanas, principalmente localizadas cerca de la superficie (Figura 5.1).

5.1.2 Microtremores

Los microtremores son vibraciones originadas por eventos artificiales como consecuencia de la actividad humana, por ejemplo la maquinaria industrial, el tráfico automotor y explosiones, entre otros. Los mismos están conformados por ondas Rayleigh y S, comparándolos con los microsismos tienen la ventaja de que son más estables pero su desventaja es que son de periodos más cortos (Aki, 1957; Akamatsu y Nogosi, 1961; Nogoshi e Igarashi, 1971).

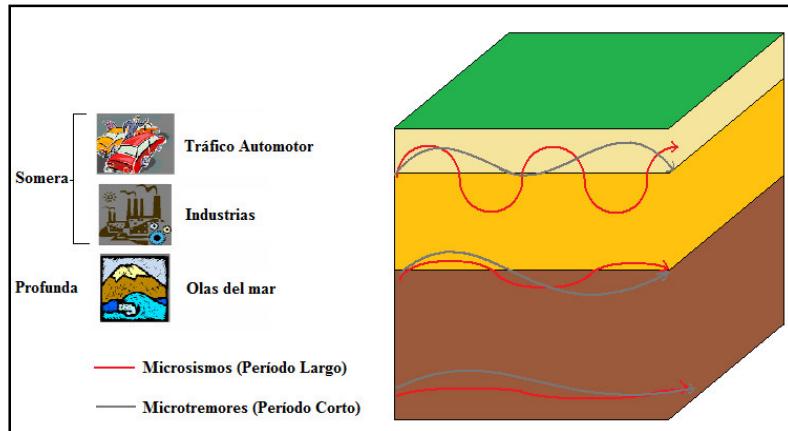


Figura 5.1: Origen de los microsismos y microtremores.

5.1.3 Relación Entre el Espectro H/V de Microtremores y H/V de Ondas Rayleigh

Nakamura (1989), define la técnica H/V con refracciones múltiples de onda SH, mientras que otros científicos han tratado de definirla mediante las ondas Rayleigh. El estudio de las ondas superficiales se basa en la propuesta de que el ruido sísmico se compone de ondas Rayleigh, explicando Bard (1999), que varios investigadores comparten las ideas de que debido a la presencia mayoritaria de las ondas Rayleigh en la componente vertical, la relación H/V está ligada a la forma elíptica de ésta; y que además la misma es la frecuencia dependiente y muestra su forma de pico alrededor de la frecuencia fundamental para zonas que presentan un alto contraste de impedancia entre la superficie y materiales más profundos.

5.1.4 Método de Nakamura

El método de Nakamura (1989) se basa en la relación entre los espectros de Fourier de las componentes horizontal y vertical de registro de microtremores o microsismos en superficie.

El método propuesto por Nakamura para estimar la respuesta empírica de las capas superficiales de suelo se basa en la suposición de que el ruido de los microtremores está compuesto por varios tipos de ondas. Con este método se pretende eliminar el efecto de las ondas Rayleigh (Bard, 1999).

En el método también se considera que las componentes horizontal y vertical son similares en la base rocosa. Dichos registros son amplificados por las capas de suelo blando que yacen sobre el substrato rocoso. Se considera además, que las componentes horizontales se amplifican por multirreflexiones de la onda S en tanto que la vertical lo hace por multirreflexiones de la onda P. En general, la velocidad de propagación de la onda P es mayor que 100 m/s y los movimientos con frecuencias de aproximadamente 10 Hz o menos pueden no amplificarse, debido a la multirreflexión en las capas superficiales de varias decenas de metros de espesor.

Por otra parte, el efecto de la onda Rayleigh aparece resaltado en el movimiento vertical, su efecto puede conocerse usando dicha componente, haciendo la relación entre la superficie y el estrato suprayacente a la misma. Se ha determinado que normalmente el efecto de la onda Rayleigh es cercano a uno, cuando la relación antes mencionada es aproximadamente uno.

Pero en la medida que esta relación aumenta el efecto ocasionado por las ondas Rayleigh puede volverse crítico, por esto la propuesta de Nakamura pretende eliminar dicho efecto.

5.1.5 Fundamento Teórico del Método de Nakamura

Los efectos de sitio, usualmente considerados funciones de transferencia empíricas de las capas superficiales, son comúnmente estudiados por dos técnicas, la tasa espectral estándar y los métodos de relación H/V. La relación espectral estándar, St, se calcula dividiendo la componente horizontal del espectro de movimiento, en el

dominio de Fourier, en superficie SHs, por otro, grabado en un sitio cercano SHB. La última estación es tomada como la estación de referencia.

Así pues:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}}. \quad (\text{Ec V-1})$$

De acuerdo al trabajo de Nakamura (1989), Lemo y Chávez-García (1993), usaron una relación especial Es para estimar el efecto de amplitud de la fuente

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}}, \quad (\text{Ec V-2})$$

donde S_{VS} y S_{VB} son, respectivamente, el espectro de Fourier de la componente vertical de movimiento en la superficie y aquellas en la roca base a cierta profundidad. Nakamura (1989) asumió que la componente vertical de espectro del microtremor no es amplificada por capas superficiales de baja velocidad y estimó el efecto de las ondas Rayleigh en la componente vertical de los tremores por medio de evaluaciones de Es. Este propuso que si el efecto de las ondas Rayleigh no era el mismo en la componente vertical y la componente horizontal entonces Es podría ser empleado para eliminar los efectos de las ondas Rayleigh en la función transferencia. Posteriormente Lemo y Chávez-García (1993) introdujeron una aplicación para compensar el efecto de la fuente Es, la cual incluía una función modificada para el efecto de sitio (STT), que se muestra a continuación:

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S}, \quad (\text{Ec V-3})$$

Siendo su equivalente

$$S_{TT} = \left(\frac{S_{HS}}{S_{VS}} \right) \Bigg/ \left(\frac{S_{HB}}{S_{VB}} \right). \quad (\text{Ec V-4})$$

Nakamura (1989), también señaló que la tasa SHB/SVB, era cercana a 1, la cual obtuvo examinando medidas de microtremores en pozos. Huang y Teng (1999), estudiaron esta relación usando microtremores y grabaciones de eventos sísmicos en una capa sedimentaria en Chiwan, Taiwan, asumiéndose para este sitio, que un estimado razonable para la función de efecto de sitio modificado, podría ser determinado a partir de:

$$S_{TT} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}}. \quad (\text{Ec V-5})$$

Lo cual sugiere que la tasa H/V, definida por su función de transferencia, puede ser obtenida solamente a partir de movimientos en la superficie, los cuales obviamente hacen más fácil estimar las características del movimiento del subsuelo.

5.2 Metodología de la Adquisición de Ruido Sísmico Ambiental

La adquisición de los datos de ruido ambiental se realizó, en el período comprendido entre los meses de Noviembre del año 2007 y Febrero del año en curso. La ubicación de los puntos de medición fue sugerida por la compañía Odebrecht, siendo estos los de importancia para los efectos de la futura construcción de la línea del tren Caracas-Guarenas-Guatire, teniéndose finalmente 93 estaciones de medición. En la Figura 5.2 se muestra un mapa con la ubicación de las estaciones de ruido ambiental.

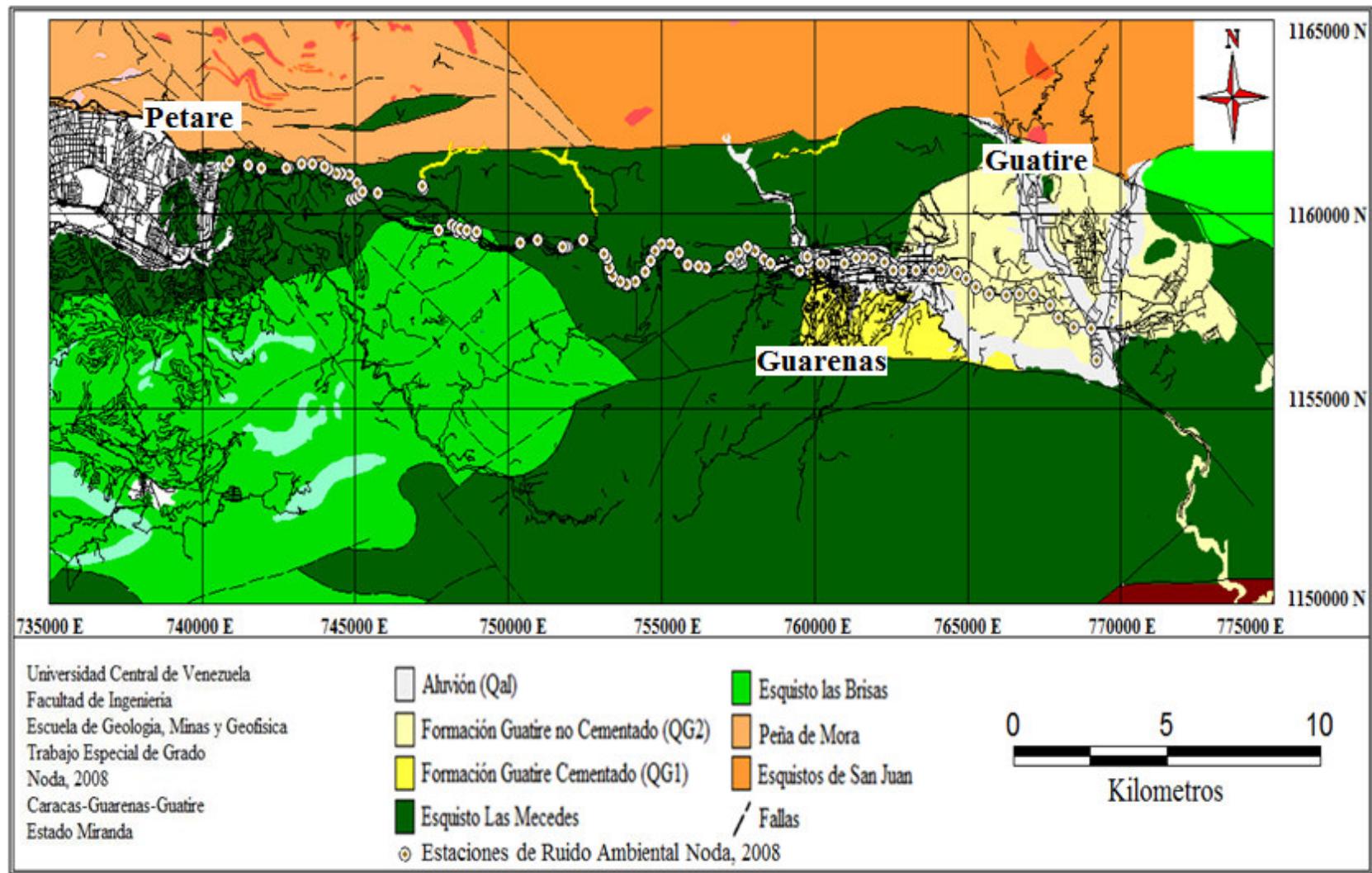


Figura 5.2: Mapa de ubicación de las estaciones de ruido sísmico ambiental medidas en el 2008.

5.2.1 Instrumentos Empleados

- Sismómetro portátil de tres componentes (Figura 5.3-A)
 - Modelo CMG-40T
 - Marca Gúralp
 - Frecuencia de 0.1 a 50 Hz
 - Sismógrafo digital portátil (Figura 5.3-B)
 - Modelo orión
 - Marca Nanometrics
 - Resolución de 24 Bits
 - 2 baterías de 12 V
 - GPS Garmin plus 5 (error ± 5 m)



Figura 5.3: A: Sismómetro Guralp de tres componentes; B: Sismógrafo digital Nanometrics.

5.2.2 Procedimiento para la Obtención de los d Datos de Campo

A continuación se enumeran los pasos seguidos durante la adquisición de los datos.

1. Revisión del instrumental previo a la salida de campo, a fin de verificar el correcto funcionamiento de los instrumentos.
2. Ubicación del punto a medir el mapa de la zona, empleando el GPS Garmin con las coordenadas suministradas por Odebrecht previamente grabadas.
3. Instalación del sensor, orientándolo en dirección al Norte mediante una brújula y programación del Orión. En cada punto de medición fue necesario un lapso para la estabilización del sensor una vez hecho esto, se comenzaba con la grabación de ruido ambiental por espacio de 20 minutos.
4. Garantizar el menor ruido posible en las inmediaciones del sensor.
5. Recolección del instrumental y desplazamiento al siguiente punto de medición.

5.3 Metodología para el Procesamiento de los Datos de Ruido Ambiental

5.3.1 Programas Empleados

Durante el procesamiento de los datos se emplearon varias herramientas informáticas tales como, MapInfo, el cual facilitó la ubicación las estaciones de ruido y permitió obtener el mapa de isoperíodos final; formato Sesame, programa empleado en la conversión de los datos adquiridos de ASCII a formato Saf (Sesame ASCII Format) y la herramienta informática Geopsy, empleada en la determinación de las ventanas de medición, para un posterior cálculo de las frecuencias y períodos de la zona de estudio.

5.3.1.1 Transformación de los Datos a Formato ASCII

Una vez grabados los datos de una estación en el sismógrafo, los mismos quedan guardados en un disco duro extraíble en el formato interno del equipo, en este caso el formato es Orión. Para realizar la descarga a una computadora, es necesario conectar este disco duro externo en otro computador mediante un puerto SCSI y bajar los datos a éste.

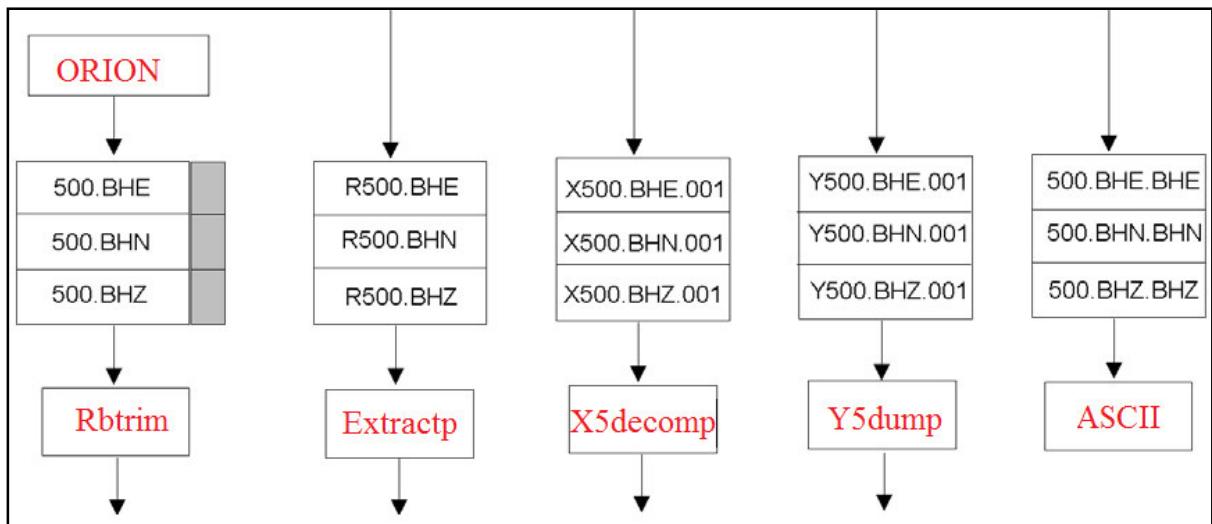


Figura 5.4: Secuencia para la transformación de los datos a formato ASCII.

Siguiendo el esquema anterior (Figura 5.4), se puede observar que para la conversión de datos de formato Orión a formato ASCII fue necesario utilizar 4 comandos: RBTRIM, EXTRACTP, X5DECOMP Y Y5DUMP. El primero de ellos RBTRIM, se encargó de seleccionar del “buffer” de grabación asignado para cada medición, el espacio que realmente se utilizó para el registro de datos. El tamaño del buffer se asignó de manera sobredimensionada a fin de garantizar la grabación de los 20 minutos de ruido ambiental.

Como resultado de la ejecución de este programa se obtuvieron 3 nuevos archivos los cuales están relacionados con cada una de las componentes grabadas (norte – sur, este – oeste y vertical). Para cada uno de estos archivos fue necesario ejecutar el comando EXTRACTP, el cual toma los datos de las series de tiempo que se encuentran en el “buffer” y crea un archivo por componente, generando datos en formato X1.

A partir de los datos en formato X1, se utilizó el comando X5DECOMP, el cual descomprime los archivos de entrada Nanometrics X5, al formato Nanometrics Y5 en los archivos de salida, los archivos Y producidos poseen el mismo nombre que su archivo original de entrada. Los archivos en formato X contienen datos comprimidos que fueron creados a partir del comando EXTRACTP, mientras que los archivos en formato Y contienen la información sin comprimir en 32 bit. Finalmente se utilizó el comando

Y5DUMP, para convertir los datos de formato Y a formato ASCII.

5.3.1.2 Transformación de los Datos a Formato SAF (Sesame ASCII Format)

Una vez obtenidos los datos en formato ASCII, se procedió a la conversión de los mismos a formato Saf (Sesame ASCII Format), siendo éste el formato necesario para el procesamiento de los datos en el programa Geopsy. Para esto se utilizó el programa Formato-Sesame (aplicación Labview, Rocabado, comunicación personal), el mismo presenta una interfase gráfica en la cual se debe tener en cuenta la duración de la grabación para estimar el numero de datos, primero se ingresaron los datos en formato ASCII correspondientes a la componente vertical (bhz) y luego las dos horizontales, este – oeste (bhe) y la norte –sur (bhn), en ese mismo orden. (Figura 5.5).

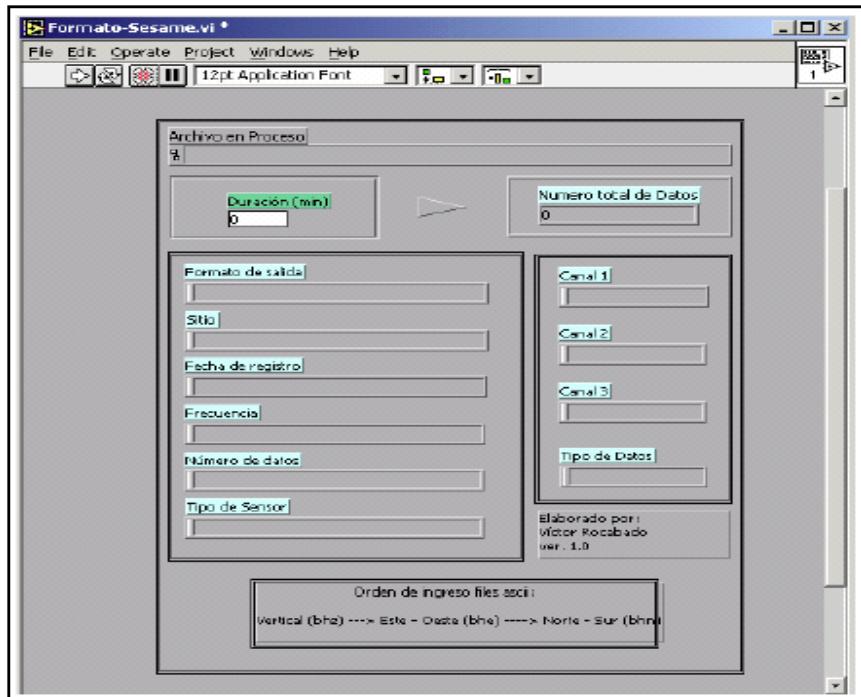


Figura 5.5: Aplicación Informática para la conversión de datos a formato SAF.

5.3.1.3 Manejo de la Herramienta Informática Geopsy

El programa Geopsy permite obtener los valores de periodos predominantes del suelo de una manera muy fácil y visualizando los datos obtenidos para cada una de las tres componentes, teniendo su principal ventaja en que hace una selección automática de ventanas y el cálculo de la relación H/V desde comandos externos.

Al cargar los datos en formato Saf al programa Geopsy, hay que configurar los diferentes parámetros necesarios para el procesamiento de los datos, tales como, el tamaño de las ventanas de procesamiento y el porcentaje de solape de dichas ventanas.

Después se configuraron los parámetros de procesamiento necesarios, estos parámetros son tomados según las estimaciones y conclusiones emitidas por Bard (1999), en donde indica los diversos parámetros a tomar en cuenta a la hora del

procesamiento de datos de ruido sísmico ambiental mediante el uso del método de Nakamura.

Una vez realizado se empleó un filtro de pasa banda de 0.2 a 15 Hz y se procedió visualizar las graficas de H/V contra frecuencia (Figura 5.6).

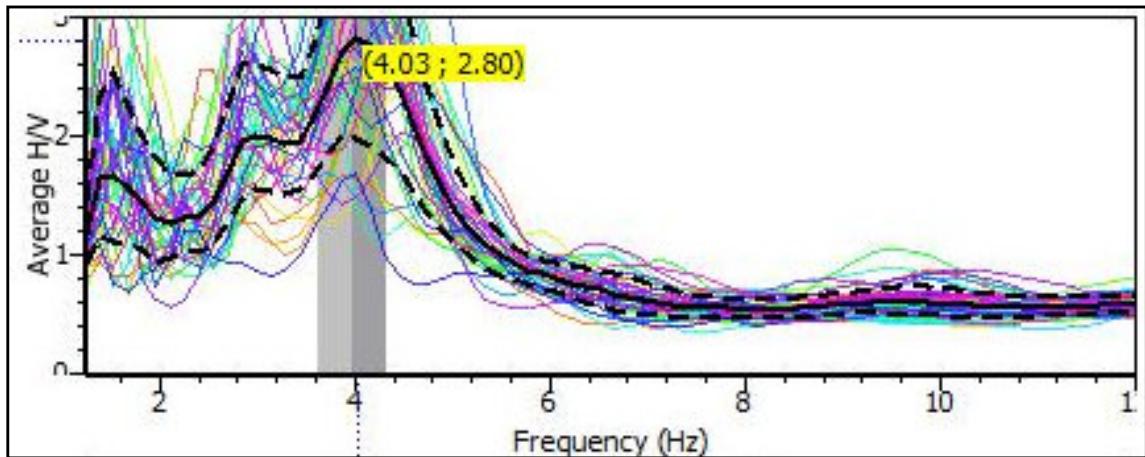


Figura 5.6: Gráfica de H/V contra Frecuencia.

La teoría indica que se debe tomar el pico representativo de mayor período si se está trabajando en período y el pico representativo de menor frecuencia si se está trabajando en frecuencia, pero en la práctica es necesario contar con información geológica que permita la correcta elección de dicho pico representativo.

A fin de generar un mapa de isoperíodos con mayor resolución y precisión, los datos obtenidos en trabajos previos (Amarís, 2006. Rodriguez, 2006. Hecht, 2005.), fueron reprocesados unificándolos bajo un mismo criterio, quedando finalmente un total de 417 estaciones de ruido ambiental (Figura 5.7).

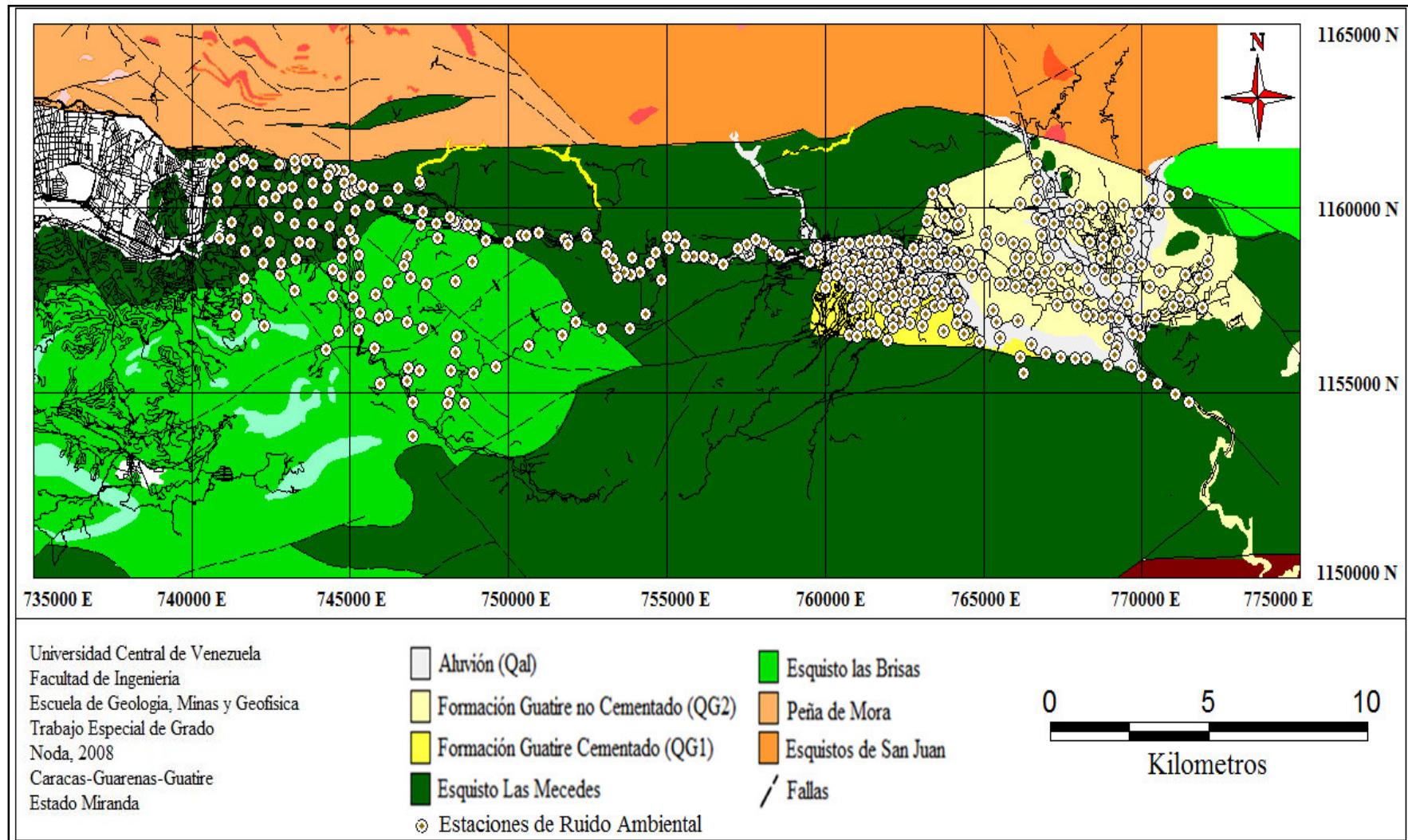


Figura 5.7: Mapa de ubicación de las estaciones de ruido sísmico ambiental medidas en el 2008 y de trabajos previos.

5.4 Resultados y Análisis

Ya finalizada la etapa de procesamiento y de control de los datos se elaboró un mapa de isoperíodos fundamentales, empleando para tal efecto la herramienta informática Mapinfo en su versión 10. En la tabla 5.1 se observan ejemplos de los datos, con el número de la estación, las coordenadas UTM, los valores de frecuencia, el período fundamental asociado y el espesor de sedimento obtenido gracias a la fórmula desarrollada por Rocabado (2000). En el apéndice se encuentra la base de datos completa a partir de la cual se elaboraron los mapas.

Tabla 5.1: Valores de las primeras 20 estaciones de ruido

Nombre	Longitud	Latitud	Frecuencia	Periodo	ESPESOR LINEAL
F001	757708,92	1159388,44	4,4	0,2	4,2
F002	757435,91	1159296,31	3,3	0,2	17,4
F003	756658,39	1159010,35	4,1	0,2	7,1
F004	756398,6	1159015,25	3,8	0,2	11,1
F005	756048,8	1159076,3	2,9	0,3	26,5
F006	755753,22	1159389,62	3,1	0,3	22,2
F007	755469,91	1159613,55	2,9	0,3	24,8
F008	755194,66	1159595,72	3,5	0,2	15,3
F010	754861,25	1159170,79	2,9	0,3	25,0
F011	754656,23	1158884,33	3,4	0,2	16,2
F012	754333,51	1158639,49	4,3	0,2	5,4
F013	754066,32	1158555,25	3,9	0,2	10,1
F014	753845,04	1158633,78	3,7	0,2	11,9
F015	753610,91	1158781,63	3,3	0,2	17,4
F016	758295,5	1159411,78	3,5	0,2	14,5
F017	758336,37	1159385,68	4,3	0,2	5,7
F018	758250,29	1159437,55	4,0	0,2	8,3
F019	758015,15	1159532,3	3,5	0,2	15,3
F020	753505,02	1158999,46	3,9	0,2	10,1
F022	753317,11	1159360,1	4,2	0,2	6,2

5.4.1 Mapa de Isoperíodos Fundamentales del Área de Estudio

En el mapa de isoperíodos fundamentales del área de estudio (figura 5.8), se observa que los períodos medidos están entre los valores 0.23 s y 3 s, debido a que las mediciones fueron hechas sobre roca, constituida por los esquistos Las Mercedes y Las Brisas y sobre las cuencas de Guarenas y Guatire conformadas por Aluvión y la Formación Guatire.

Como se explicó en la base teórica del método, se pueden relacionar los valores de períodos fundamentales con los espesores sedimentarios del área. En las zonas donde los valores de períodos son más altos se pueden asociar espesores de sedimentos mayores, y por analogía, en la zona donde los períodos son mínimos el espesor sedimentario es menor.

De igual manera se puede observar en el mapa de períodos (Figura 5.9), que en la parte Este del área de estudio se tienen valores de períodos altos, oscilando entre 1 y 3 s, lo que representa un espesor de sedimentos de aproximadamente 425 metros en la parte central de la cuenca de Guatire. Los valores menores se obtuvieron en la parte Oeste del área de estudio, oscilando desde 0,2 a 0,7 s, lo cual es congruente con la información geofísica y geológica de trabajos previos.

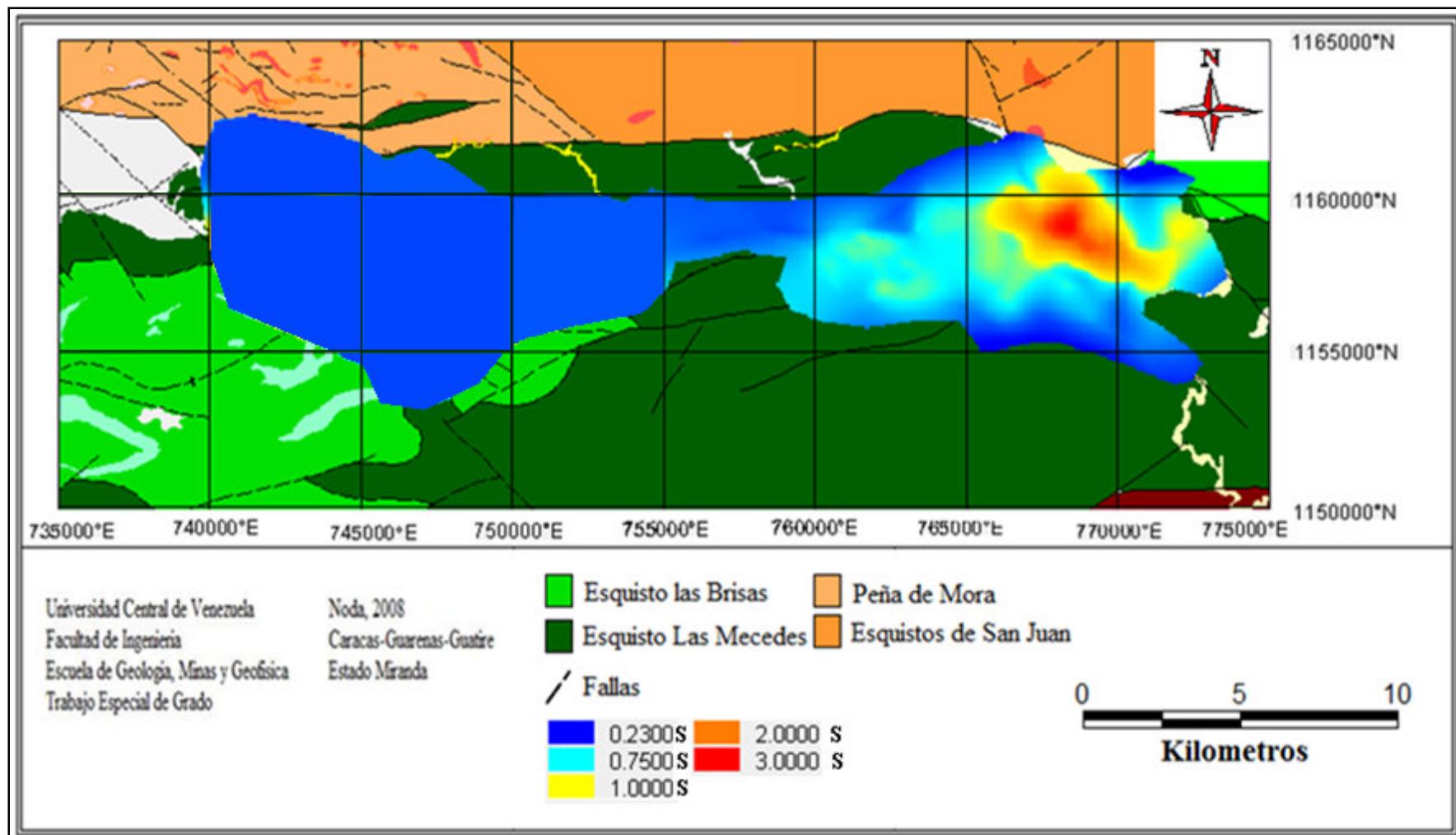


Figura 5.8: Mapa de isoperíodos del área de estudio.

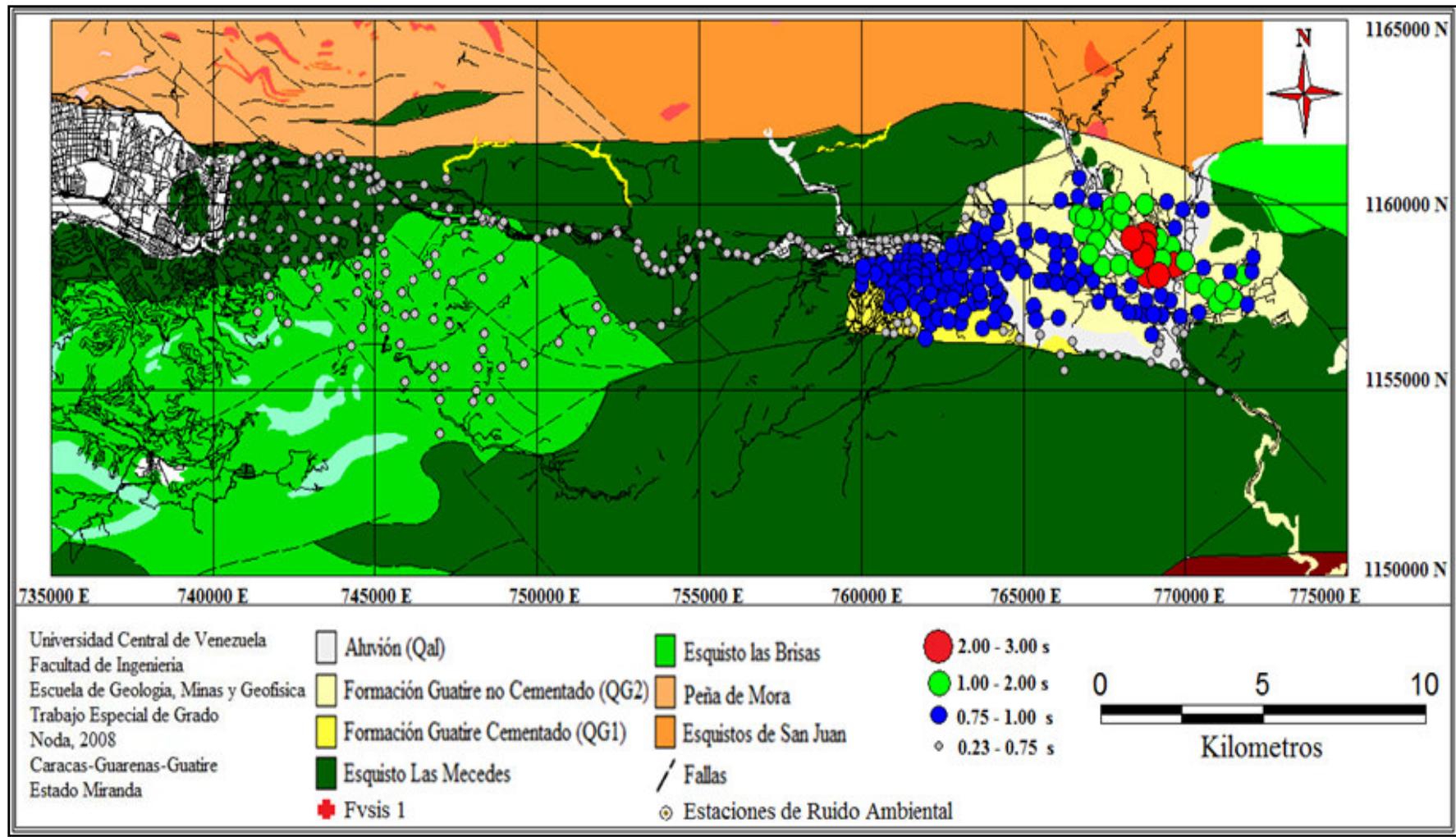


Figura 5.9: Mapa temático de los períodos del área de estudio.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los siguientes análisis se obtuvieron tras finalizar el proceso de adquisición y procesamiento del presente trabajo.

- En los modelos sísmicos 2D realizados se identificaron de dos a tres capas. La zona Oeste presenta una profundidad promedio de 4 metros aproximadamente con velocidades de onda P que varían entre 512 y 772 m/s, en la misma no pudo determinarse la caracterización del suelo debido a la gran cantidad de ruido presente en el área cercana a los perfiles.
- La zona central presenta una profundidad de primera oscila entre 3 y 4 metros aproximadamente; la segunda capa presenta profundidades que van desde 14 hasta 16 metros aproximadamente y la tercera capa no tiene profundidad definida. Dicha zona presenta una velocidad de corte promedio hasta los 30 metros que oscila en el rango comprendido entre 500 y 800 m/s.
- La zona Este presenta una profundidad de primera capa que oscila entre 2 y 5 metros aproximadamente; la segunda capa presenta una profundidad de 16 metros aproximadamente y la tercera capa no tiene profundidad definida. Dicha zona cuenta con una velocidad de corte promedio hasta los 30 metros, que oscila en el rango comprendido entre los 400 y 800 m/s.
- Los suelos del área de estudio son catalogados como “Suelos muy densos” según las normas Nehrp-fema32, 1997 y el Eurocódigo-8, al entrar en la clasificación de suelo tipo C y B respectivamente en cada una de ellas.
- Según la norma COVENIN (2001), la zona de estudio está considerada como zona sísmica 5 (elevado peligro sísmico). Mediante los valores de onda de corte, los suelos están clasificados como suelos duros o densos.

- La máxima profundidad de sedimentos encontrada con el modelado gravimétrico fue de aproximadamente 210 metros, correspondiente a la Formación Guatire, en la zona Este del perfil B – B', ubicado en la zona surcentral de la cuenca de Guatire. Además se tuvo un aproximado de 100 metros de aluvión para la zona central de este perfil, ubicada en la parte Norte de la cuenca de Guarenas. Tal información es coincidente con los modelos geológicos generados en la zona en trabajos previos.

- El uso de la técnica de Nakamura o relación H/V, para estudios de caracterización de suelos para objeto de estudios de microzonificación sísmica, ofrece una forma rápida y económica de cumplir con los objetivos planteados para este tipo de estudios.

- Se determinó que los valores de períodos fundamentales se encuentran oscilando entre 0,23 y 3 segundos, determinándose así los diferentes espesores presentes en el área de estudio.

- Tras correlacionar la información obtenida con los métodos gravimétrico y de ruido ambiental, se observó que la zona Oeste y Central del área de estudio presenta espesores que varían en el rango de 3 a 30 metros aproximadamente, mientras que la zona Este cuenta con espesores que abarcan un amplio rango, los cuales van desde 100 metros en la parte Norte de la cuenca de Guarenas, hasta superar los 300 metros en la zona Central de la cuenca de Guatire, corroborándose así la información obtenida en investigaciones previas del área.

- Se recomienda realizar perfiles sísmicos de mayor longitud y con una fuente sísmica de mayor energía, para poder obtener más información y así modelar las velocidades sísmicas de estratos más profundos.

- Asimismo, se recomienda que la ejecución de proyectos geotécnicos en el área de estudio sean realizados hasta una mayor profundidad, para así verificar los valores de densidades, composición y profundidad de los estratos que conforman el subsuelo.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- Aguerrevere, P. I. y Zuloaga, G. (1937). Observaciones geológicas en la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Bol. Geol y Min.*, Caracas, 1(2-4): 3-22.
- Alfaro, A. (2000). Análisis Multiespectral a Microtemblores en Barcelona. Procc. Segunda Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Barcelona, España. Resumen
- Amaris, E (2006). Estudio Geofísico de la zona de expansión Este de la zona de la ciudad de Caracas (Municipio Sucre y Municipio Plaza). Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas-Venezuela. 200 p.
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, Bull. Earthquake Res. Inst. Universidad de Tokio. Japon, 35.
- Akamatsu, K y M. Nogosi (1961). On microseisms in frequency range from 1 c/s, Bull. Earthquake.Res. Inst., 39.
- Audemard, F., M. Machette, J. Cox, R. Dart y K. Haller (2000). Map of Quaternary Faults in Venezuela. A project of International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World, scale 1:2000000, en Edic. Fundación Geos, U.C.V., ediciones en CD-rom, número 1, Caracas.
- Audemard, F. (1984). Evaluación geológica de la Cuenca del Tuy para fines de Investigación neotectónica. Trabajo Especial de Grado, U.C.V., Caracas, 226 p.

- Barboza, L. y S. Rodríguez (2001). Integración de la geología del Estado Vargas y del flanco sur del Macizo del Ávila al norte de Caracas. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geología, Minas y Geofísica U.C.V., Caracas, 334 p.
- Bard, P. (1999). Microtremor measurements: A tool for site effect estimation?. The Effects of surface Geology on Seismic motion. Balkema, Rotterdam, Holanda. P 1251 – 1279.
- Beck, C. (1986). Caribbean colliding, Andean drifting and the Mesozoic – Cenozoic geodinamic evolution of the Caribbean. Soc. Ven. Geol., Mem. VI Congreso Geológico Venezolano 10: 163-182.
- Bellizia, A. (1986). Sistema Montañoso del Caribe, una cordillera alóctona en el Norte de América del Sur. Soc. Ven. Geol., Mem. VI Congreso Geológico Venezolano 10: 6657-6836.
- Beltrán C. (comp.) (1993). Mapa neotectónico de Venezuela a escala 1:2.000.000. Public. FUNVISIS. Caracas.
- BSSC-NEHRP, 2000. NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and other Structures. Part 1: Provisions (FEMA 368); Part 2. Commentary (FEMA 302). Prepared by Building Seismic Savety. BUILDING SEISMIC SAFETY COUNCIL. Washington, D.C, 1997.
- Cantos, F. J. (1974) Tratado de Geofísica Aplicada. Edit. Litoprint, España, 520 p.
- Cavada, J., 2000. Guía de Prospección Sísmica por Refracción. Universidad Central de Venezuela. Versión 1.
- COVENIN 1756-01. 2001. Edificaciones sismorresistentes, Ministerio de Desarrollo Urbano – FUNVISIS, 71 pp.
- Dengo, G. (1951). Geología de la región de Caracas, *Bol. Geol. (Venezuela)*, 1(1): 39-116.

Dobrin, M.B. (1960) Introducción a la Prospección Geofísica. Edit. McGraw Hill, New York, 630 p.

Eurocode 8, 1998. General Rules and seismic actions. European Committee for Standardization

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.

Geosoft Inc. (1994). GM-SYS v 3.70.09G. Gravity and magnetic System.

Giunta, G., L. Beccaluva, M. Coltorti, F. Siena y C. Vaccaro (2002). The Southhern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-,agnetic setting of the ophiolitics unit and kimmematic evolution. Lithos, 63: 19-49.

Graterol, V. (1970). Estudio Gravimétrico de la Cuenca de Guarenas-Guatire. Boletín de Geología, Caracas, Venezuela, incluye mapa, 11(21): 319-336.

Hecht, J. (2005). Caracterización Geofísica mediante estudios de ruido sísmico ambiental y gravimétricos del municipio Zamora (Guatire), Estado Miranda. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas-Venezuela. 209 p

Huang, H. y Y. Tseng (1999). Characteristics of Soil Liquefaction using H/V of Microtremors in Yuan-Lin area, Taiwan. TAO, 13(3): 325-338 pp.

Nogoshi, M e Igarashi (1971). On the amplitude characteristics of microtremors (Part 2), Jour. Seism. Soc. Japon. Resumen.

Kantak, P. (2001). Espesores de los sedimentos y principales unidades geologicas del valle de Caracas. Taller Internacional “ Estudios de metodos y acciones para contrarrestar los efectos producidos por terremotos en Caracas (1999-2000)” – Serie Tecnica N° 1. p 99 – 104. Caracas, Venezuela.

- Lermo, J. and F. Chávez-García (1994). Are microtremors useful in site response evaluation, Bull. Seism. Soc. Am.
- Moncada, J. (2005). Modelado Gravimétrico del Basamento del municipio Libertador, Distrito Metropolitano de Caracas. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas-Venezuela. 128 p
- 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.
- Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. 12WCEE 2000. Tokio, Japon.
- Navarro, E. M. Ostos y F. Yoris (1988). Revisión y redefinición de unidades litoestratigráficas y síntesis de un modelo tectónico para la evolución de la parte norte– central de Venezuela durante el Jurásico Medio – Paleógeno. Acta Científica Venezolana, 39: 427-436.
- Orta, M. C. (2003). Integración Geológica de la región Caracas–Charallave-Santa Teresa del Tuy, Distrito Capital y Estado Miranda. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas-Venezuela. U.C.V. 236 p.
- Ostos, M. (1990). Evolución tectónica del margen Sur-Central del Caribe, basados en datos geoquímicos. Escuela Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Geos. 30:1 – 294.
- Parasnus, D. S. (1970) Principios de Geofísica Aplicada. Edit. Paraninfo. Madrid, 367 p.
- Picard, X. y N. Pimentel (1968). Geología de la cuenca Santa Lucía-Ocumare del Tuy, *Bol. Geol.* 10(19): 263-296.

- Picard, X. (1976). Geología de la Cuenca Guarenas-Guatire, sedimentación continental intracordillerana. Mem. Bol. Geol., Publicación Especial, 7(2): 965-984.
- Pindell, J. y S. Barrett (1990). Geological evolution of the Caribbean Region: a Platetectonic prospective. In: Dengo, G., J.E. Case, (Eds.), The Geology of North America, Volume H. The Caribbean Region. Geol. Soc. of America, Boulder, CO.
- Pindell, J. (1993). Mezosoic and early Cenozoic development of the Gulf of México and Caribbean Region: Transaction, Gulf Coast section. SEPM, Foundation Annual Research Conference, 13 th. Houston, SEPM Foundation, 251-274 pp.
- Rocabado, V. (2000). Períodos fundamentales del suelo de la ciudad de Caracas a partir de mediciones de ruido ambiental. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas-Venezuela.
- Rodríguez, S (2006). Caracterización geofísica mediante estudios de ruido sísmico ambiental y gravimétricos del municipio Plaza (Guarenas), Estado Miranda. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas-Venezuela.
- Sánchez, J. (2005). Estudio Geofísico de la Cuenca de Guarenas-Guatire y la Zona de Expansión de la Ciudad de Caracas (Municipios Sucre y Plaza, Distrito Capital).
- Sánchez, J., Hecht, J., Amaris, E. , Rodríguez, S. & Schmitz, M.(2005, Noviembre) Estudio geofísico de la cuenca de Guarenas-Guatire y la zona este de expansión de la ciudad de Caracas (Municipio Sucre y Plaza, Distrito Capital). Ponencia presentada en el IV Coloquio sobre Microzonificación Sísmica, Barquisimeto, Venezuela.
- Sandmeier Scientific Software, 2000. ReflexW (2 and 3-dimensional processing and interpretation of reflection, refraction and transmission data).

Seiders, V. M. (1965). Geología de Miranda central, Venezuela. Bol. Geol., Caracas, 6 (12): 289-416.

Singer, A. (1977). Tectónica reciente, morfogénesis sísmica y riesgo geológico en el Graben de caracas, Caracas, Venezuela, Noviembre 19 – Noviembre 23. V Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1861 – 1902 p.p.

Smith, R. J. (1952). Geología de la región de Los Teques-Cúa, *Bol. Geol.* (Venezuela), 2(6): 333-406

Telford, W. M., Geldart, L.P. y Sheriff, R.E. (1990) *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, United Kingdomg, 769 p.

Urbani, F. (1973). Notas sobre el hallazgo de fósiles en rocas metamórficas de la parte central de la Cordillera de la Costa. Bol. Inf. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., 16(4-6): 41-54.

Urbani, F., y M. Ostos (1989). El Complejo Ávila. Cordillera de la Costa, Venezuela. GEOS, Caracas, (29): 205-217.

Urbani, F. y Rodríguez, J.A. (2004). Atlas geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Edic. Fundación Geos, U.C.V., ediciones en CD-rom, número 1, Caracas, IX + 146 mapas a escala 1:25.000.

Universidad Pedagógica Experimental Libertador (UPEL), Vicerrectorado de Investigación y postgrado. (1998). Manual de trabajos de grado de especialización y maestría y tesis doctorales. Caracas.

Wolcott (1943). Fossils from metamorphic rocks of the Coast Range of Venezuela. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 27: 1632.

Wehrmann, M. (1972). Geología de la región Guatire-Colonia Tovar. Bol. Geol., Caracas, Public. Esp. 5,4: 2093-2119.

Yamanaka, H. M. Davrinski and H. Kagami (1993). Continuous Measurement Of Microtremors On Sediment and Basement. Los Angeles, California, EEUU. Bull Seism. Soc.

Zelt, C. and R. Smith (1992). Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure, Geophysical Journal International, 108, 16-34.