

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL ÁREA NOROESTE DE LA CUENCA BARINAS-APURE (ESTADO BARINAS) MEDIANTE EL ANÁLISIS DE MICROTREMORES (MÉTODO DE NAKAMURA).**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por el Br. Jesús A. García G.  
Para optar al título de  
Ingeniero Geofísico

Caracas, 2014

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL ÁREA NOROESTE DE LA CUENCA BARINAS-APURE (ESTADO BARINAS) MEDIANTE EL ANÁLISIS DE MICROTREMORES (MÉTODO DE NAKAMURA).**

Tutor Académico: Prof. Jesús González

Tutor Industrial: Ing. Luis Yegres

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por el Br. Jesús A. García G.  
Para optar al título de  
Ingeniero Geofísico

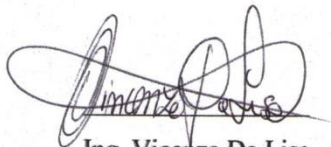
Caracas, 2014

Caracas, Octubre del 2014

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el bachiller: **JESÚS ALBERTO GARCÍA GARCÍA**, titulado:

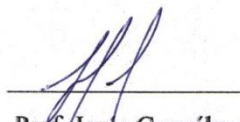
**“CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL ÁREA NOROESTE DE LA CUENCA BARINAS-APURE (ESTADO BARINAS) MEDIANTE LA AMPLIFICACIÓN DE RUIDO SÍSMICO AMBIENTAL UTILIZANDO EL MÉTODO DE NAKAMURA”**

Considerando 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**.



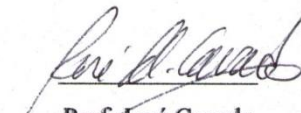
Ing. Vincenzo Da Lisa

JURADO



Prof. Jesús González

TUTOR



Prof. José Cavada

JURADO

## DEDICATORIA

*A Dios, quien guía mis pasos y abre las puertas para mí.*

*A la abuela más linda, mi abuela Trina.*

## AGRADECIMIENTOS

A mi Alma Máter, mi UCV, la casa que vence las sombras, la universidad de la que me enamoré y de la que estoy profundamente orgulloso de ser su egresado, la que me enseñó a caer y a levantarme, y que alcanzar el éxito no es estar sobre las nubes, sino debajo de ellas.

A mi profesor, tocayo y tutor, Jesús Alberto González, gracias por su apoyo incondicional, por su tiempo, paciencia, por confiar en mí, darme ánimos y por brindarme la oportunidad de ser su tesista.

A toda la familia de FUNVISIS, gracias por su receptividad y por abrirme las puertas, en especial a mi tutor, Ing. Luis Yegres, y al Ing. Víctor Rocabado por sus asesorías.

A Dios, por darme la vida, cuidarme, acompañarme y guiarme en cada uno de mis pasos, por no dejarme solo en ningún momento y por poner siempre ángeles en mi camino.

A mis padres, por darme la vida, en especial a mi madre por su apoyo incondicional y por sus palabras de aliento justo en el momento preciso. A mi abuela Trina, por la cual siento profunda admiración y respeto, por ser una mujer fuerte, humilde, valiente y luchadora, por esos consejos de vida que te llenan el alma y que te demuestran que la vida no es fácil, pero que vale la pena vivirla.

A mi tía Edith, gracias por estar siempre allí para mí, eres una pieza fundamental en el desarrollo de mi carrera y de lo que soy hoy día, siempre estaré eternamente agradecido por tu apoyo y por tu confianza.

A el resto de mis tíos, que cada uno ha puesto su granito de arena en la culminación de este logro: tía Sol, tía Carmen, tío César, tío Tito, tía Oneida, y a mi querida tía Janet, que a pesar de estar lejos siempre te siento cerca, gracias por tu apoyo también!

A las primas que Dios me regaló, con las que crecí, las que han sido mis hermanas y que siempre han confiado y apostado a mí: Danny, Neudy, Oriana, Isabel.

A mi hermana biológica Maru, gracias por tu apoyo, por tu confianza, por darme ánimos, y por ser más que mi hermana, mi amiga.

A mi amiga Lisfer Flores, gracias por ser mi confidente, por hacerme sentir parte de tu familia y por estar siempre dispuesta a ayudarme.

A Loveida Montilla, mi amiga desde el primer día de clases, eres muy especial para mí, gracias por tu amistad sincera y desinteresada.

A mi negra, Kathryn Pérez, gracias por esa energía tan bonita que transmites, por alegrar mis días y por darme ánimos de esa manera que sólo tú sabes hacerlo. Te ganaste un espacio muy especial en mi corazón.

A mi amiga y compañera de batalla, Fiorella Daza, gracias por ser mi apoyo durante la elaboración de este trabajo, gracias por tenderme tu mano amiga cuando lo necesité y por darme ánimos cuando me sentía decaído.

Al resto de mis compañeros del departamento de Geofísica, me llevo un bonito recuerdo de cada uno de ustedes: Obdulis Hermoso, María Grazia, Aurora Natale, José Campos, Ricardo Macero, Juan Natera, Evis Ramírez, Nairé Castro.

A mi amiga Ninibeth Galicia, gracias por tu apoyo incondicional en el ciclo Básico, por tu infinita paciencia, por ese don tan bonito que tienes de ayudar al prójimo y por tu amistad incondicional.

A mis amigos Guillermo Rodríguez y Víctor Sevilla, gracias por su amistad y por su apoyo cuando más lo necesité.

A mis profesores: José Cavada, Ricardo Ambrosio, Ronny Meza, Ander de Abrisqueta, Yaraixa Pérez, Juan Infante, Ricardo Alezones, César Cárdenas, Antonio Ughi, Graciela Martins, Michael Schmitz, Mauricio Bermúdez y a cada uno de los que formaron parte de mi formación académica y por los cuales guardo un profundo respeto y admiración.

¡Infinitas GRACIAS!

## ÍNDICE DE CONTENIDO

	Pág.
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Objetivo general.....	2
1.3 Objetivos específicos .....	2
1.4 Localización del área de estudio .....	3
1.5 Antecedentes de la investigación.....	4
CAPÍTULO II .....	9
MARCO GEOLÓGICO .....	9
2.1 Evolución de la cuenca Barinas - Apure.....	10
2.2 Estructura de la cuenca Barinas - Apure.....	14
2.3 Marco estratigráfico.....	19
CAPÍTULO III .....	23
MARCO TEÓRICO .....	23
3.1 Ondas sísmicas.....	23
3.1.1 Ondas corpóreas.....	23
3.1.2 Ondas superficiales .....	24
3.2 Dispersión de las ondas Rayleigh .....	25
3.3 Amplificación de las ondas sísmicas .....	25
3.4 Microtremores.....	26
3.5 Métodos pasivos .....	29
3.6 Método de Nakamura.....	30

3.7 Función de transferencia .....	32
3.8 Efecto de sitio .....	33
3.9 Estimación de espesores sedimentarios .....	34
CAPÍTULO IV .....	35
MARCO METODOLÓGICO .....	35
4.1 Metodología de adquisición.....	35
4.2 Metodología de procesamiento.....	45
CAPÍTULO V .....	69
RESULTADOS Y ANÁLISIS .....	69
5.1 Análisis estadístico .....	69
5.2 Relación entre la forma del pico y la impedancia.....	72
5.3 Mapas de isoperíodos y espesores sedimentarios .....	77
5.4 Relación entre la frecuencia y la amplitud H/V.....	81
CAPÍTULO VI.....	86
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....	86
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	89
APÉNDICE A .....	94
APÉNDICE B .....	99
APÉNDICE C .....	101

## ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Ubicación del área de estudio.....	3
Figura 2. Ubicación de la cuenca Barinas – Apure .....	9
Figura 3. Distribución de las rocas Jurásicas en Venezuela.....	11
Figura 4. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cretácico Tardío .....	12
Figura 5. Marco geológico general para la sedimentación en Venezuela durante el Mioceno-Plioceno .....	13
Figura 6. Configuración de los Andes de Mérida y las cuencas flexurales de Barinas - Apure y Maracaibo.....	14
Figura 7. Mapa estructural en profundidad de la cuenca Barinas – Apure .....	15
Figura 8. Estructura de la cuenca Barinas-Apure, sección NO-SE.....	16
Figura 9. Mapa estructural del área de Barinas, donde se muestra la ubicación de las líneas sísmicas A, B y C.....	17
Figura 10. Perfiles sísmicos ubicados en el área norte de la cuenca Barinas – Apure	18
Figura 11. Columna estratigráfica de la cuenca Barinas-Apure. ....	19
Figura 12. Columna estratigráfica en la cuenca Barinas-Apure desde finales del Cretácico hasta el Cuaternario. ....	20
Figura 13. Ondas primarias .....	23
Figura 14. Ondas secundarias .....	24
Figura 15. Ondas Love .....	24
Figura 16. Ondas Rayleigh .....	25
Figura 17. Amplificación de la señal sísmica en el subsuelo .....	26
Figura 18. Transmisión de microtremores en el subsuelo en función del período .....	27
Figura 19. Origen de los microtremores .....	28
Figura 20. Método de Nakamura .....	30
Figura 21. Efecto de sitio .....	34
Figura 22. Registrador Sísmico modelo 130-B .....	35
Figura 23. Conexión de los instrumentos en el registrador REFTEK 130-B.....	36

Figura 24. Sismómetro 151-B .....	36
Figura 25. GPS GARMIN 60CSx.....	37
Figura 26. Distribución de estaciones en el área de estudio. ....	38
Figura 27. Curva H/V con sensor ubicado sobre algún material sintético (derecha) y sobre suelo natural (izquierda) .....	39
Figura 28. Curva H/V con sensor ubicado sobre asfalto (derecha) y sobre suelo natural (izquierda).....	40
Figura 29. Curva H/V con sensor ubicado sobre sobre grama con viento (derecha) y sobre la grama sin viento (izquierda) .....	41
Figura 30. Ubicación del sensor con dirección al norte.....	42
Figura 31. Partes del sismómetro y nivelación del mismo utilizando la llave tipo “T”. .....	42
Figura 32. Dispositivo de configuración y control de la señal.....	43
Figura 33. Programas usados en el procesamiento de los datos. ....	45
Figura 34. Ubicación del directorio <i>Archive</i> . ....	46
Figura 35. Reconstrucción de información de la carpeta <i>Archive</i> . ....	47
Figura 1. Archivos .txt con información correspondiente a horas de grabación y nombres de las estaciones.....	47
Figura 37. Proceso de transformación de datos a formato .SAF mediante las rutinas elaboradas por Rocabado (2012).....	48
Figura 38. Rutina para transformar los datos de campo a formato RT. ....	49
Figura 39. Rutina para transformar los datos de formato RT a formato ASCII. ....	50
Figura 40. Rutina para ordenar los datos de cada componente por cada canal.....	51
Figura 41. Rutina para transformar los datos de formato ASCII a formato SAF. ....	52
Figura 42. Carga de la señal.....	53
Figura 2. Señal cargada en sus tres componentes (vertical, norte y este).....	53
Figura 44. <i>Substract value</i> .....	54
Figura 45. Señal original (a) y señal luego de aplicar <i>substract value</i> (b).....	55
Figura 46. Parámetros para la aplicación de filtros.....	56
Figura 47. Aplicación de ganancia (AGC).....	57

Figura 48. Señal sin aplicar ganancia (izquierda) y luego de aplicada la ganancia (derecha).....	57
Figura 49. Relación espectral H/V.....	58
Figura 50. Ventana de diálogo de la sección <i>Global time range</i> . ....	59
Figura 51. Ventana de diálogo de la sección <i>Time windows</i> .....	60
Figura 52. Ventana de diálogo de la sección <i>Time windows</i> .....	61
Figura 53. Selección de ventanas de procesamiento.....	62
Figura 54. Ventana de diálogo de la pestaña <i>Processing</i> .....	62
Figura 55. Ventana de diálogo de la pestaña <i>Output</i> . ....	64
Figura 56. Ventanas de procesamiento (superior) y pico de período fundamental (inferior).....	65
Figura 57. Relación empírica entre la densidad y la velocidad de onda P y S para diferentes tipos de rocas .....	66
Figura 58. Registro de densidad y lentitud de un pozo ubicado en el campo Borburata, estado Barinas. ....	67
Figura 59. Histograma de frecuencias.....	70
Figura 60. Diagrama de caja. ....	71
Figura 61. Picos definidos correspondientes a las estaciones B061 (a), B080 (b), B092 (c) y B101 (d). ....	72
Figura 62. Picos múltiples correspondientes a las estaciones B060 (a), B066 (b), B071 (c) y B089 (d). ....	73
Figura 63. Picos poco definidos correspondientes a las estaciones B074 (a), B075 (b), B079 (c) y B076 (d). ....	74
Figura 64. Mapa correspondiente a los tipos de curvas obtenidos para cada estación. ....	76
Figura 3. Mapa de isoperíodos correspondientes a la primera capa.....	77
Figura 4. Mapa de profundidades estimadas para la primera capa.....	78
Figura 67. Mapa de isoperíodos correspondientes a la tercera capa. ....	79
Figura 68. Mapa de profundidades estimadas para la tercera capa.....	80
Figura 69. Relación entre las amplitudes H/V y la geometría de la cuenca (Perfil 1).82	
Figura 70. Relación entre las amplitudes H/V y la geometría de la cuenca (Perfil 2).83	

Figura 71. Correlación entre los topes de la Formación Pagüey y las profundidades estimadas para el perfil 2.....	84
Figura 72. Relación entre las amplitudes H/V y la geometría de la cuenca (Perfil 3).	85

## ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Fuentes de ruido ambiental en función de la frecuencia. ....	28
Tabla 2. Tiempos de grabación de acuerdo al contenido de frecuencias esperado. ....	37
Tabla 3. Vs estimadas a partir de la relación de Lowrie (2007) y Brocher (2005). ....	68
Tabla 4. Datos de medidas de tendencia central. ....	69

García G., Jesús A.

**CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL ÁREA NOROESTE DE LA CUENCA BARINAS-APURE (ESTADO BARINAS) MEDIANTE LA AMPLIFICACIÓN DE RUIDO SÍSMICO AMBIENTAL UTILIZANDO EL MÉTODO DE NAKAMURA.**

**Tutor académico: Prof. Jesús González. Tutor industrial: Ing. Luis Yegres. Tesis. Caracas, UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geofísica. 2014, 109 p.**

**Palabras claves:** Nakamura, microtremores, cuenca Barinas-Apure, período fundamental, ruido sísmico, espesor sedimentario.

**Resumen.** En el marco del proyecto GIAME (Geociencia Integral de los Andes de Mérida), nace la iniciativa de caracterizar la cuenca Barinas-Apure, específicamente al norte del estado Barinas, mediante un método alternativo. Para ello, se llevó a cabo el análisis de microtremores registrados en superficie empleando el método de Nakamura, con el fin de estimar su espesor sedimentario y de esta forma definir su geometría. Para lograr dicho objetivo, se adquirieron un total de 45 estaciones distribuidas en tres perfiles en dirección NO-SE, las cuales fueron procesadas usando el programa *Geopsy*, con el cual se realizó la relación espectral H/V y se obtuvo el espectro de frecuencias en función de la amplitud H/V. Se logró definir tres picos de período fundamental (0-2; 2-4 y 5-8 s) con los cuales fueron estimadas las profundidades correspondientes a cada capa. De este modo, se realizaron mapas de isoperíodos y espesores sedimentarios pertenecientes a la primera y a la última interfase sedimentaria, obteniendo espesores entre 112 y 505 m para la primera capa, donde los mayores espesores se ubicaron hacia el sur, mientras que para la tercera capa, se obtuvieron espesores entre 2394 y 3777 m; en este caso los mayores espesores se concentraron al pie de monte Andino y hacia el noroeste del estado Barinas. A través de los resultados obtenidos, se puede definir que dicha respuesta corresponde al contraste de impedancia entre las Formaciones Guanapa, Río Yuca, Parángula y Pagüey, donde la geometría de la cuenca se encuentra dominada por los eventos tectónicos ocurridos durante el levantamiento de la Cordillera Andina.

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La cuenca Barinas-Apure, se ubica al sureste del sistema montañoso de los Andes Venezolanos, la cual es la tercera cuenca más importante del país en cuanto a producción de hidrocarburos, aportando aproximadamente el 2 % a la producción nacional (PDVSA, 2010). Estructuralmente, es una depresión asimétrica con un área aproximada de 95000 km<sup>2</sup> (Martínez, 1976) que posee su flanco sur inclinado al sureste y su flanco norte marcado por afloramientos que forman parte del límite sureste de los Andes Venezolanos, teniendo un espesor de sedimentos de 5 kilómetros aproximadamente, que descansan sobre un basamento ígneo-metamórfico de edad paleozoico (Yoris y Ostos, 1997). Dicha cuenca ha sido estudiada anteriormente con diversos métodos geofísicos, como por ejemplo gravimétrico y magnetométrico (Núñez, 2005), métodos eléctricos y sísmica somera (Rada, 2007) y sísmica 3D (Henriques, 2004), siendo este último un método que amerita altos costos debido a la cantidad de personal operativo, logística de adquisición y tiempo de procesamiento.

En el marco del proyecto de Geociencia Integral de los Andes de Mérida (GIAME), desarrollado por La Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), en un equipo multidisciplinario con Petróleos de Venezuela (PDVSA), la Universidad Central de Venezuela (UCV) y la Universidad de los Andes (ULA), con financiamiento del Ministerio de Ciencia y Tecnología y PDVSA; nace la iniciativa de estudiar la estructura litosférica y dinámica de los Andes Venezolanos, así como su interacción con las cuencas flexurales de Maracaibo y Barinas-Apure.

Entre las actividades planteadas en el proyecto, se encuentra el estudio de ondas superficiales a través del análisis de microtemores usando el método de Nakamura o relación espectral H/V, con el fin de caracterizar las cuencas de Maracaibo y Barinas

– Apure. Dicha técnica es un método práctico, económico, no invasivo, y que proporciona buenos resultados a partir del período de vibración natural del suelo.

Aunque este método ha sido usado anteriormente para evaluar el efecto de sitio en varias ciudades de Venezuela y el mundo, obteniendo espesores de sedimentos no mayores a 300 metros (Bonney-Claudet *et al.*, 2009 y Rocabado *et al.*, 2011), el mismo puede ser aplicado a zonas con mayores espesores sedimentarios, siempre y cuando exista un contraste de impedancia acústica considerable (de 2,5 a 3 veces) entre el material en superficie y el basamento rocoso (Bard, 1999). Sin embargo, dicha técnica no ha sido aplicada en cuencas con grandes espesores sedimentarios en Venezuela, por lo que se propone emplear el método de Nakamura para determinar períodos fundamentales y espesores de sedimentos en el subsuelo de la zona noroeste de la cuenca Barinas-Apure, además que los datos y resultados obtenidos servirán como punto de partida para delimitar la respuesta local del subsuelo ante la ocurrencia de un sismo y contribuir con mayor precisión al análisis del riesgo sísmico de la zona.

## **1.2 OBJETIVO GENERAL**

Determinar períodos fundamentales y espesores de sedimentos en el área noroeste de la cuenca Barinas-Apure (Estado Barinas) mediante el análisis de microtremores usando la relación espectral H/V o método de Nakamura.

## **1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Adquirir datos de ruido ambiental en perfiles ubicados sobre las vías principales y secundarias con un espaciado aproximado de 5 kilómetros.
- Estimar los períodos fundamentales de vibración del suelo.
- Calcular las profundidades a partir del período fundamental.
- Realizar mapas de isoperíodos.
- Realizar mapas de espesores sedimentarios.

## 1.4 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la subcuenca Barinas, específicamente al noroeste de la misma, entre las longitudes W69°-W71° y latitudes N7°-N8°, adquiriendo un total de 48 estaciones de ruido sísmico ambiental (figura 1).

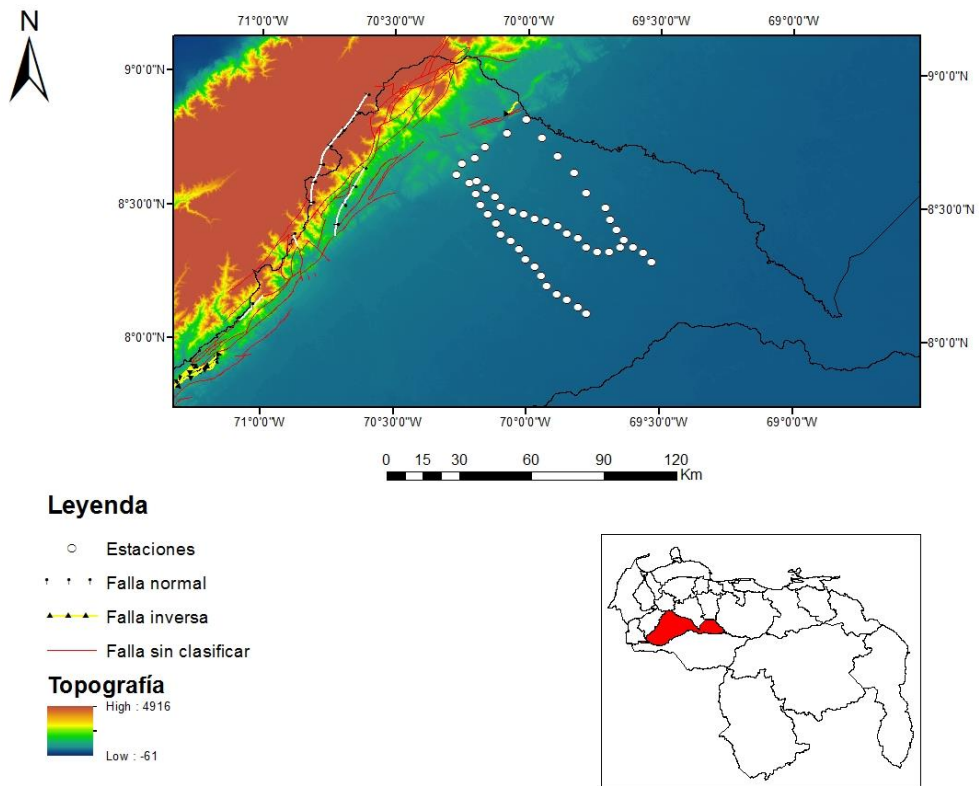


Figura 5. Ubicación del área de estudio.

## 1.5 ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN

La relación espectral H/V fue propuesta por Nakamura (1989), dicha técnica ha recibido gran atención de todas partes del mundo, ya que es una técnica práctica y económica con la que se puede obtener información rápida sobre las características dinámicas del suelo. Es efectiva para identificar la frecuencia de resonancia y el factor de amplificación de una capa sedimentaria a partir de registros de microtemores.

Los microtemores han sido usados para analizar los efectos de sitio y las características de los sedimentos debido a los movimientos del terreno. Las características del sitio como período fundamental, amplificación de la onda y vulnerabilidad del suelo, son influenciadas por el tipo de sedimento, ubicación y espesor de las unidades sedimentarias (Bose, 2010).

Debido al éxito de este método, la técnica fue empleada en varias ciudades del mundo, con el fin de conocer la frecuencia de resonancia del sitio y de este modo disminuir el riesgo sísmico de la región:

- **Valencia, España:** *Estimación de la respuesta de sitio mediante el método del cociente espectral aplicado a ruido ambiental: aplicación a la Ciutat Vella de Valencia (Franklin, et al., 2006).*

Dentro del proyecto de estudio de la vulnerabilidad sísmica de la Ciutat Vella de Valencia se ha estudiado la respuesta del suelo de ésta y su afectación a los edificios de vivienda existentes, con el fin de estudiar el riesgo sísmico de la ciudad tomando en cuenta la amplificación del suelo. La respuesta del suelo se ha calculado mediante el método del cociente espectral aplicado a ruido ambiental (técnica de Nakamura) empleando una malla de exploración densa de 125 por 125 m distribuida de manera homogénea en la zona de estudio. Los resultados obtenidos reflejan su complejidad geológica, con tres bandas de amplificación en el rango de períodos de 0,05 a 2 s. La primera banda se extiende desde los 0,05 a los 0,18 s de período, afectando a las estructuras de menos de 4 niveles, la segunda banda varía entre 0,10 y los 1,10 s de período, afectando edificios entre 1

y 31 plantas, mientras que la tercera banda que empieza en los 1,10 s tiene efecto sólo en rascacielos de más de 30 plantas. También se ha calculado, que el 36% de los edificios de vivienda existentes presentan interacción suelo-estructura.

- ***Santiago de Chile, Chile: Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements (Bonney-Claudet et al., 2009).***

Se realizaron numerosas mediciones de vibración ambiental en la cuenca de Santiago de Chile, con el fin de probar la fiabilidad de la relación espectral H/V como una herramienta para proporcionar información cuantitativa y cualitativa de los efectos de sitio en medios geológicos complejos. Luego de procesar y analizar los resultados, se obtuvieron las siguientes conclusiones: 80% de los datos con picos de frecuencia entre 0,3 y 0,5 Hz se encuentran ubicados en la parte más profunda de la cuenca (250 a 550 m); 75% de los datos con picos de frecuencia entre 0,5 y 1,2 Hz se encuentran por encima de los depósitos de sedimentos más delgados (150 a 250 m); 25% de los datos con frecuencias entre 1,2 y 5 Hz se encuentran cerca de los bordes de la cuenca y afloramientos, donde el espesor de sedimentos oscila entre 50 y 100 m, lo que ratifica una vez más la relación entre la frecuencia fundamental y el espesor sedimentario. Por último, las estaciones con frecuencia por encima de 5 Hz sugieren la presencia de una capa somera de sedimentos blandos de pocos metros de espesor.

- ***Los Ángeles, EEUU: Limitations of the microtremor method: a case study in the Los Angeles basin, California (Bose, 2010).***

Se realizó un estudio a partir de registros de microtremores de 16 estaciones sísmicas de banda ancha distribuidas en la cuenca de Los Ángeles, esto con el fin de estimar la frecuencia de resonancia, amplificación y vulnerabilidad del suelo, y de este modo determinar el origen de los picos provenientes de la relación espectral H/V. Se obtuvo tres rangos de períodos: corto ( $< 4$  s), intermedio ( $4 - 6$  s) y largo ( $> 6$  s), que corresponden a las diferentes interfases estratigráficas presentes en el subsuelo.

- **Lima, Perú:** *Actualización de la microzonificación sísmica de la ciudad de Lima (Aguilar et al., 2012)*

Entre los años 2011 y 2012, por encargo del Programa de Gestión Territorial del Ministerio de Vivienda del gobierno de Perú, se realizó la evaluación detallada de varios distritos de la ciudad de Lima utilizando el método de Nakamura, con el objetivo de actualizar el mapa de microzonificación sísmica de la ciudad, incluyendo las zonas de inundación por tsunamis. A lo largo de las diversas campañas de mediciones de microtrépidaciones, se han logrado acumular un gran número de mediciones puntuales, logrando identificar cuatro zonas en el mapa de microzonificación sísmica, reflejando el comportamiento geotécnico y sísmico del suelo, identificando zonas con suelos más vulnerables a la amenaza sísmica y donde se espera un mayor nivel de daño en las edificaciones.

En Venezuela, la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), ha llevado a cabo desde el año 2004 la ejecución de diversos proyectos de microzonificación sísmica en varias ciudades del país, con la finalidad de delimitar la respuesta local del subsuelo ante la ocurrencia de un sismo y que los productos finales del estudio sean aplicados por las instituciones pertinentes como base para la planificación urbana de nuestras ciudades. Entre los principales proyectos se encuentran:

- **Barquisimeto, Venezuela:** *Caracterización de suelos de Barquisimeto -Estado Lara, Venezuela-, aplicando métodos geofísicos y geotécnicos (Rocabado et al., 2005).*

Entre los años 1998 y 2002, estudios de ruido ambiental, evaluaciones geotécnicas, mediciones de sísmica de refracción y mediciones gravimétricas, han sido realizadas en Barquisimeto, estado Lara, con el fin de obtener información del subsuelo de la ciudad. Para obtener los valores de períodos predominantes del suelo, se utilizó el método de Nakamura, adquiriendo un total de 292 mediciones con un espaciamiento de 500 m y un tiempo de grabación de 5 minutos. Los períodos obtenidos varían entre 0,3 y 1,2 s. En el este de la ciudad (zona

montañosa) los valores oscilan entre 0,3 y 0,6 s, mientras que para la zona oeste, los valores aumentan encontrándose en su mayoría entre 0,6 y 0,9 s, que corresponde a un aumento en el espesor de sedimentos hacia esta zona. De dicho análisis, apoyado con estudios de sismica de refracción y evaluaciones geotécnicas, se estima que el espesor de la terraza se encuentra en el orden de 30 a 50 m aproximadamente en el centro de la ciudad, aumentando hacia el oeste y disminuyendo hacia el este de la ciudad.

- **Mérida, Venezuela:** *Determinación de períodos fundamentales del suelo de la ciudad de Mérida, Venezuela, a partir de mediciones de ruido sísmico ambiental (Mazuera et al., 2009).*

Los Andes Venezolanos representan una región de alta amenaza sísmica motivada a la presencia de la falla de Boconó. Es por ello, que surgió la necesidad de realizar un estudio para determinar los períodos fundamentales del suelo en la ciudad de Mérida, a partir de mediciones de ruido ambiental y con la aplicación del método de Nakamura. Para cumplir con dicho objetivo, se aplicó la técnica a 164 mediciones realizadas en diversas partes de la ciudad, con un espaciamiento de 500 metros aproximadamente y con un tiempo de grabación de 15 a 20 minutos. Se elaboró un mapa de distribución de períodos, donde se refleja un mínimo de 0,087 segundos para el sector de San Jacinto, en el sureste, y un máximo de 1 segundo para la parte alta del sector Los Curos, al noroeste de la ciudad de Mérida. En este sentido, las zonas donde los valores de períodos son más altos se pueden asociar con espesores de sedimentos mayores, mientras que las zonas donde los períodos son mínimos, el espesor sedimentario será menor.

- **Caracas, Venezuela:** *Relación entre períodos del suelo y profundidad de los sedimentos para la ciudad de Caracas, Venezuela (Rocabado et al., 2011).*

En el marco del proyecto de microzonificación sísmica de la ciudad de Caracas, se han realizado desde mediados de los años 90' mediciones de ruido ambiental con el fin de conocer el valor de período fundamental del suelo. Se estimaron valores de  $V_{s30}$  de los estratos superficiales como uno de los principales factores a

considerarse en el estudio del efecto de sitio de la ciudad, obteniendo valores entre 316 y 478 m/s, los cuales representan un aporte significativo en el cálculo del espesor total, ya que se obtienen espesores estimados muy cercanos a los reportados por las perforaciones. Los mayores valores de períodos se ubican en las zonas de San Bernardino (1,15 s), Los Chorros (1,29 s) y Sebucán (1,64 s), con profundidades de 196, 220 y 289 metros, respectivamente. Por el contrario, los menores valores de períodos y espesores sedimentarios se ubican al oeste de la ciudad.

## CAPÍTULO II

### MARCO GEOLÓGICO

En este capítulo se describirá de manera general la evolución de la cuenca Barinas – Apure así como su marco estructural y estratigráfico, con el fin de entender a detalle su desarrollo y las estructuras que rigen su geometría.

La cuenca Barinas-Apure es una cuenca antepaís que se encuentra ubicada en la zona suroccidental de Venezuela, abarcando los estados Barinas, Apure y Portuguesa. Se encuentra limitada al norte por la extensión de la Serranía del Interior Central, al este y noreste por el levantamiento de El Baúl, al sur por la cuenca de los Llanos Colombianos y al noroeste por el Sistema Montañoso de los Andes de Mérida (figura 2).

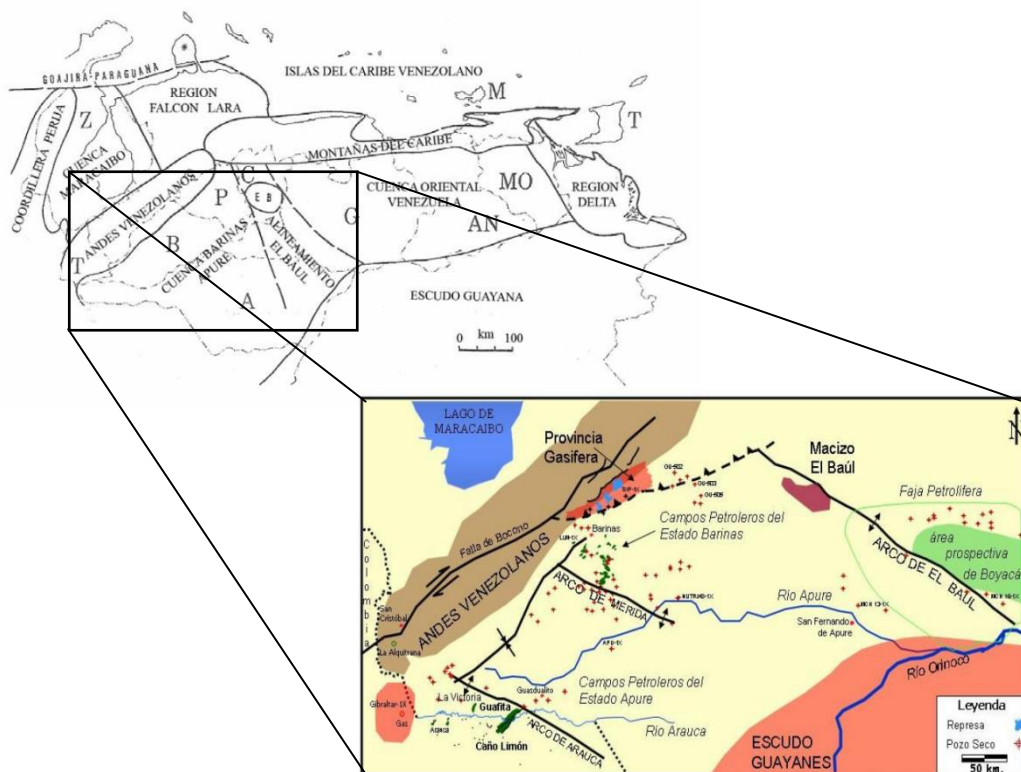


Figura 6. Ubicación de la cuenca Barinas – Apure (Modificado de González, 2009 y Barh, 2011).

## 2.1 EVOLUCIÓN DE LA CUENCA BARINAS - APURE

### 2.1.1 Pre-Cretácico

En Venezuela, debido a los procesos tectónicos sufridos por el norte de la Placa Suramericana a lo largo de su historia, los cuerpos precámbricos son de dos clases: alóctonos y autóctonos. Los cuerpos autóctonos se localizan en el Escudo de Guayana y como basamento de las cuencas paleozoicas a cenozoicas al sur de la Falla de Apure, mientras que los terrenos alóctonos iniciaron su adosamiento a Suramérica durante el Paleozoico Temprano; incluyendo rocas que afloran en los alrededores de las ciudades de Mérida y San Cristóbal (Yoris y Ostos, 1997).

Las rocas de edad Paleozoica se encuentran en el subsuelo de la Cuenca Oriental y en la de Barinas-Apure, al sur de la Falla de Apure, siendo principalmente “capas rojas” que marcan la apertura de la Pangea. Según De Toni *et al.*, (1994), en la cuenca se reconoce un terreno aparentemente ígneo metamórfico de edad paleozoico (Arco de Mérida) cabalgado hacia el sur sobre una secuencia sedimentaria para-autóctona, plegada e imbricada.

En Venezuela, la rotura o *rifting* de Pangea en el Triásico-Jurásico, produjo varias estructuraciones importantes que posteriormente influyeron en la evolución de las cuencas venezolanas. Dentro de Venezuela continental, la apertura del Proto-Caribe indujo el desarrollo de valles de extensión o grábenes (figura 3) con una tendencia noreste, en los que se incluyen los grábenes de Apure-Mantecal y Espino, así como también los grábenes de los Andes y Perijá, y el ubicado en el Lago de Maracaibo.

Todos estos grábenes fueron rellenos durante el Jurásico por sedimentos continentales tipo “capas rojas”, volcánicas de diversa índole y eventualmente clásticos y calizas de invasiones marinas (Yoris y Ostos, 1997).

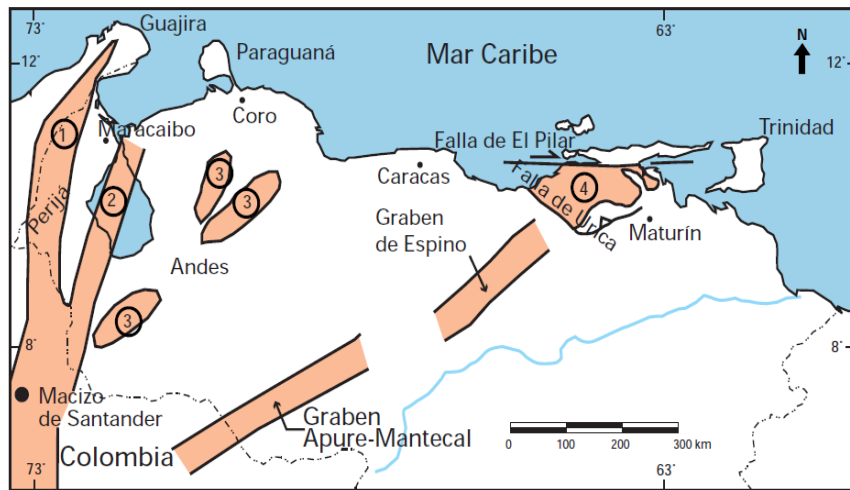


Figura 7. Distribución de las rocas Jurásicas en Venezuela  
(Yoris y Ostos, 1997).

### 2.1.2 Cretácico

Según Yoris y Ostos (1997), a partir del final del Albiense se inicia desde el este de Venezuela y de manera diacrónica hacia el oeste, la invasión marina que llegó a cubrir extensas zonas hacia el sur del país, las cuales se mantenían como áreas expuestas a la erosión desde finales del Jurásico o incluso desde finales del Paleozoico.

González de Juana *et al.*, (1980), señala que en el Albiense, la invasión de la cuenca por mares procedentes del norte generó la sedimentación hacia el norte de las formaciones Aguardiente y Maraca de ambiente nerítico. Luego, en el Cenomaniense y Maastrichtiense ocurre el avance de la invasión marina con sedimentación de las formaciones Escandalosa, La Morita, Quevedo y Burgüita. Esta invasión marina coincide con el pulso mundial transgresivo del Cretácico Tardío, responsable de la sedimentación de calizas, lutitas y ftanitas ricas en materia orgánica tanto en América como en Europa. Dicha roca en la cuenca Barinas-Apure corresponde a la Formación Navay, roca madre por excelencia que posee un espesor de 600 metros en el flanco surandino aumentando hacia el noreste (figura 4).

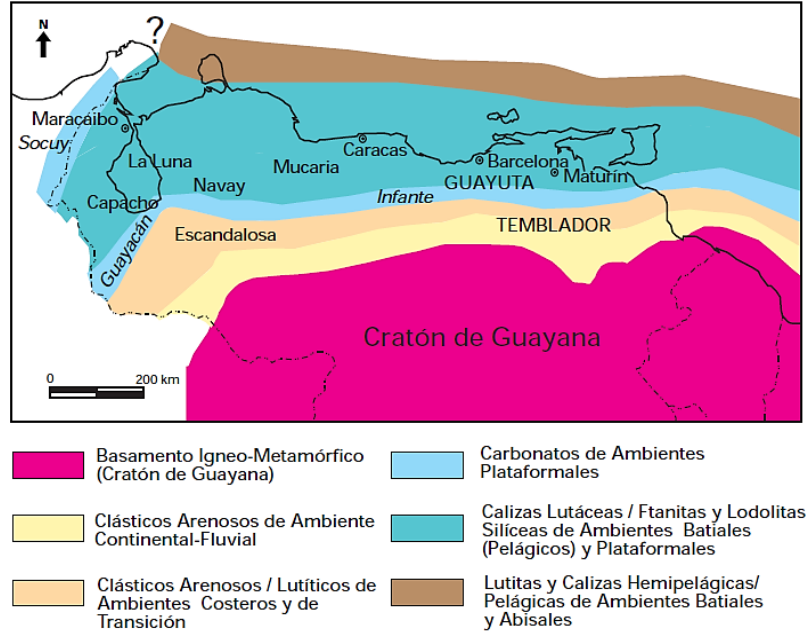


Figura 8. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cretácico Tardío (Yoris y Ostos, 1997).

Por otro lado, De Toni *et al.*, (1994) afirma que durante el Cretácico Tardío se produce la acreción de la Cordillera Occidental Colombiana y la orogénesis de la Cordillera Central, lo cual se evidencia en Barinas por una tectónica compresiva del basamento, con poco relieve estructural y con orientación predominantemente noroeste-sureste.

### 2.1.3 Post-Cretácico

El ambiente de sedimentación de la cuenca fue el producto de la evolución tectónica durante el Cretácico y el Eoceno, pasando de un sistema deltaico complejo a un ambiente más marino en el Eoceno Medio, desarrollando una tectónica extensional que afectó la cuenca originando fallas y altos estructurales.

Al final del cretácico se produjo una regresión general hacia el norte, generando una emergencia casi total de la cuenca, lo que produjo tanto intensa como extensa erosión.

En el Eoceno Medio se produjo una transgresión generalizada sobre toda la cuenca que generó la depositación de la Formación Gobernador en un ambiente marino poco profundo, seguido por una subsidencia regional con sedimentación lutítica localmente euxínica hacia el norte, provocando la depositación de la Formación Pagüey y el desarrollo de fallas normales sintectónicas evidenciadas en este período (De Toni *et al.*, 1994). Posteriormente, en el Eoceno Superior se produjo una regresión general de las aguas hacia el norte y este, reactivando los levantamientos y fallas eocenas.

Durante el Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano se inicia el primer evento de tectónica compresiva que está relacionado con el levantamiento de Los Andes, dicha tectónica comienza a intensificarse durante el Mioceno Medio – Plioceno, producto de dicho levantamiento y continúa hasta el Plioceno Tardío-Pleistoceno (Díaz y Herrera, 2007)

Durante una intensa fase de subsidencia, contemporánea al levantamiento de Los Andes, se instauró una sedimentación continental de relleno de cuenca, depositando las formaciones Parángula y Río Yuca (figura 5).

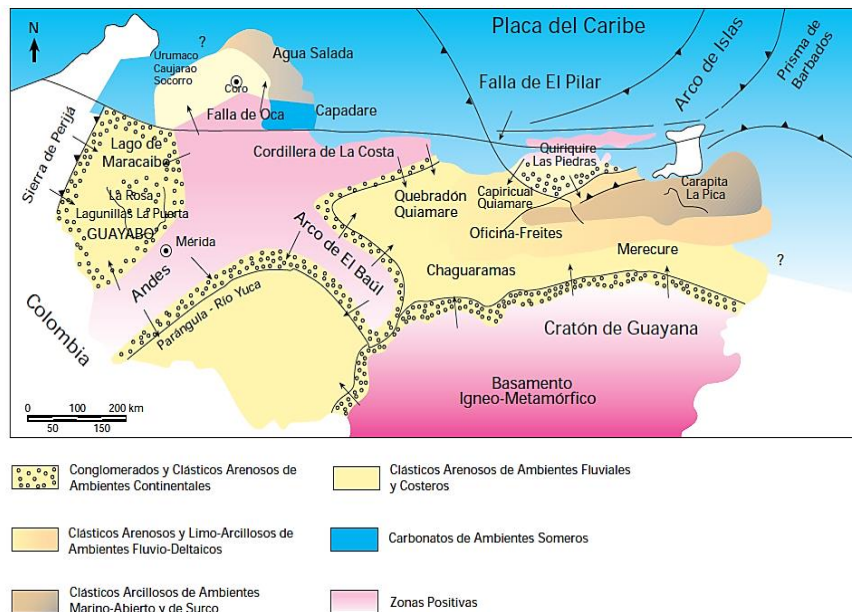


Figura 9. Marco geológico general para la sedimentación en Venezuela durante el Mioceno-Plioceno (Yoris y Ostos, 1997).

## 2.2 ESTRUCTURA DE LA CUENCA BARINAS - APURE

La depresión estructural que caracteriza la cuenca Barinas-Apure se extiende desde la antefosa andina al noreste, hasta las planicies situadas entre los ríos Apure y Arauca al sureste, cuyo eje tiene un rumbo aproximado de N 40° E, paralelo a la Cordillera Andina Venezolana (Yoris y Ostos, 1997). Su configuración actual se debe a la evolución del levantamiento de Los Andes, el cual tuvo lugar a finales del Mioceno y constituye hoy la separación con la cuenca de Maracaibo (figura 6).

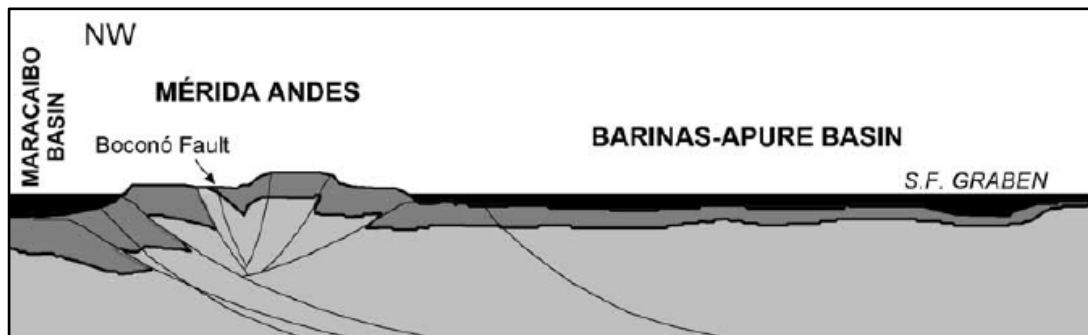


Figura 10. Configuración de los Andes de Mérida y las cuencas flexurales de Barinas - Apure y Maracaibo (Chacín *et al.*, 2005).

La prolongación del macizo de Colorado en dirección sureste en el subsuelo, un importante elemento tectónico de la cadena Andina, subdivide la cuenca mayor en dos subcuencas o depresiones: la de Uribante al oeste y la de Barinas al noreste. Entre ambas la más importante, por su extensión y recursos petrolíferos es la subcuenca Barinas, la cual tiene forma de media luna con la flecha del arco dirigida hacia el oeste-noroeste desde la depresión de Ciudad Bolivia, en la cual la profundidad del basamento se ha estimado en 15000' (4572 m), y la nariz de Nutrias, donde el basamento se encuentra a 6500' (1981 m) (figura 7). La media luna se encuentra cortada al noroeste por el sistema de fallas marginales del flanco surandino, y más hacia el norte y noreste por los corrimientos frontales del Sistema Montañoso del Caribe (González de Juana *et al.*, 1980).

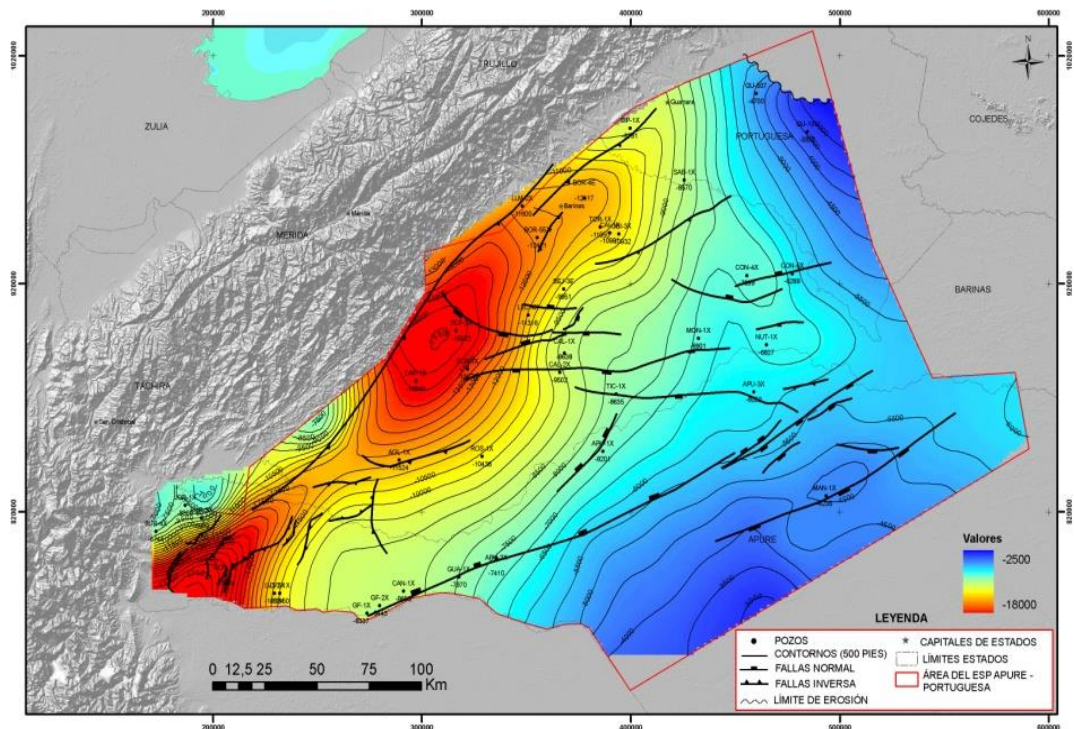


Figura 11. Mapa estructural en profundidad de la cuenca Barinas – Apure (PDVSA, 2014).

El flanco sur de la cuenca sufrió deformaciones muy suaves a lo largo de la historia a partir del Cretácico y no muestra mayormente efectos compresivos; sus estructuras son principalmente fallas normales de rumbo este-oeste, norte y noreste, que ocasionan levantamientos menores y bloques ligeramente arqueados entre ellas. En este flanco de la cuenca, ocurrieron levantamientos recurrentes durante el Paleoceno-Eoceno Inferior, en el Eoceno Superior, post Pagüey, y durante el levantamiento principal de Los Andes, post Río Yuca (González de Juana *et al.*, 1980). En este flanco las curvas estructurales a diversos niveles conservan cierto paralelismo ajustado a la forma de la depresión (Feo, 1972) donde los domos y anticlinales presentan buzamientos no mayores a 5 grados.

Por otro lado, el flanco norte de la cuenca, mucho más inclinado (figura 8), se desarrolla principalmente en el piedemonte suroriental de la Cordillera de Los Andes. En él se conocen pliegues mejor conformados, los cuales se encuentran

probablemente relacionados con la compresión oblicua desarrollada por el efecto cizalla a lo largo de la falla de Boconó (Díaz y Herrera, 2007). Entre éstos destacan el anticlinal de Barinitas, que muestra sedimentos eocenos en su cresta y presenta declive hacia el noreste, y el anticlinal de Quebrada Seca, en el cual afloran rocas del Terciario con declive al suroeste que desaparece por debajo del Cuaternario. Su extremo noreste está cortado por la falla de La Soledad (González de Juana *et al.*, 1980).

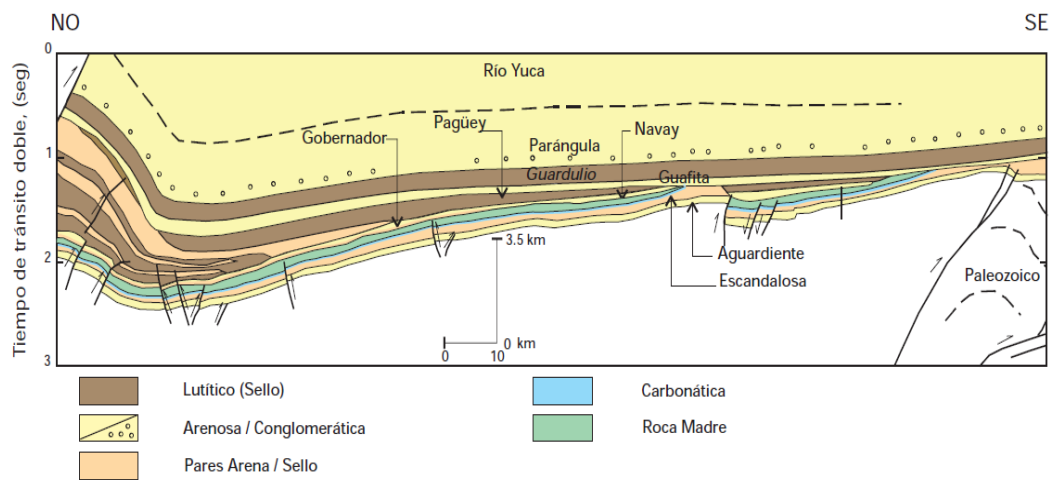


Figura 12. Estructura de la cuenca Barinas-Apure, sección NO-SE (Yoris y Ostos, 1997).

En la parte central del área se reconoce un alto del basamento identificado como reflejo del Arco de Mérida por diversos autores, este alto todavía se observa en el tope del Cretácico y más atenuado, en forma de declive suave hacia el norte-noreste, sobre curvas estructurales en el tope del Eoceno. Feo (1977) indica que la interpretación morfotectónica de dicho arco en fotos aéreas convencionales e imágenes de satélite se proyecta muy tenue y localmente, a lo largo de su traza sobre la superficie de la cuenca.

Colleta *et al.*, 1997 muestra en su trabajo tres perfiles sísmicos (figura 9), los cuales demuestran que el corrimiento frontal del Caribe se encuentra actualmente bajo los depósitos Neógenos (Formaciones Parángula y Río Yuca), donde se observa la presencia de una importante superficie erosiva de edad Oligoceno.

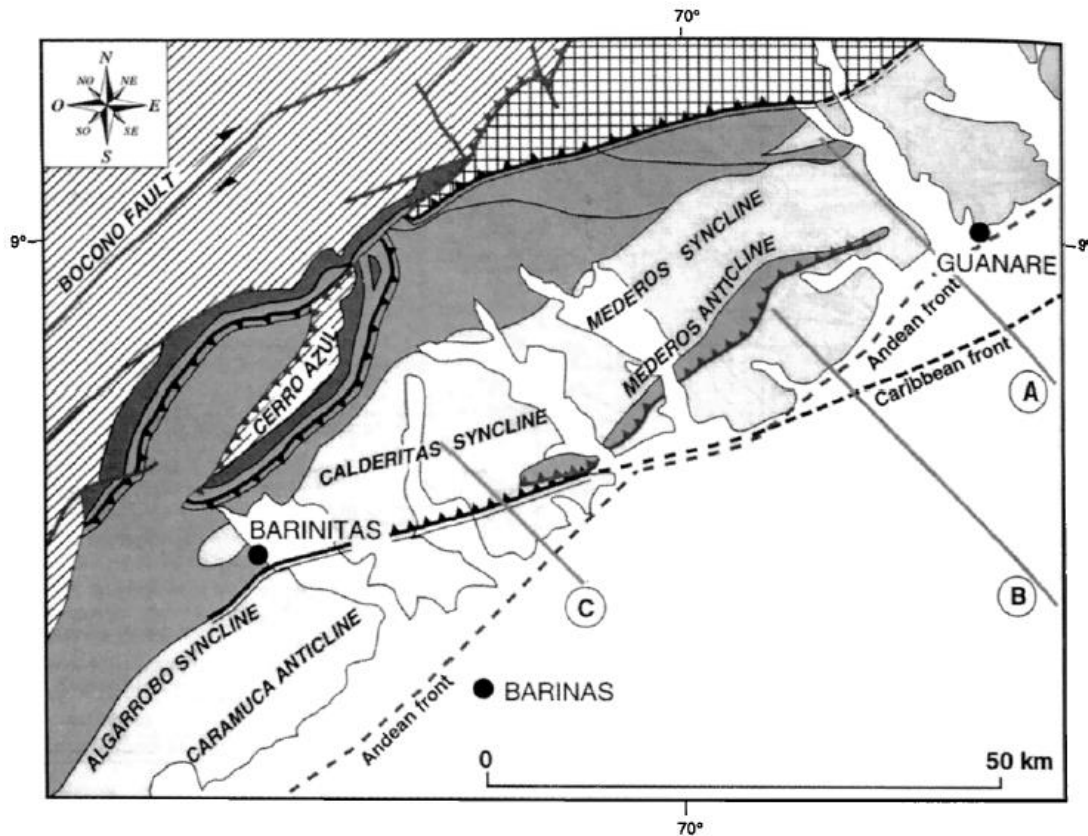


Figura 13. Mapa estructural del área de Barinas, donde se muestra la ubicación de las líneas sísmicas A, B y C (Colleta, *et al.*, 1997).

La mayoría de las estructuras se encuentran asociadas a fallas normales Eocenas, las cuales fueron reactivadas de manera transpresional o puramente compresional en el Neógeno durante la orogénesis andina.

En la figura 10, se muestra un anticlinal asimétrico que afecta a la discordancia Neógeno basal y controla el espesor de los sedimentos más jóvenes; de este modo, la secuencia Neógena se reduce de manera significativa hacia el piedemonte de la estructura, aumentando su espesor rápidamente hacia el sureste.

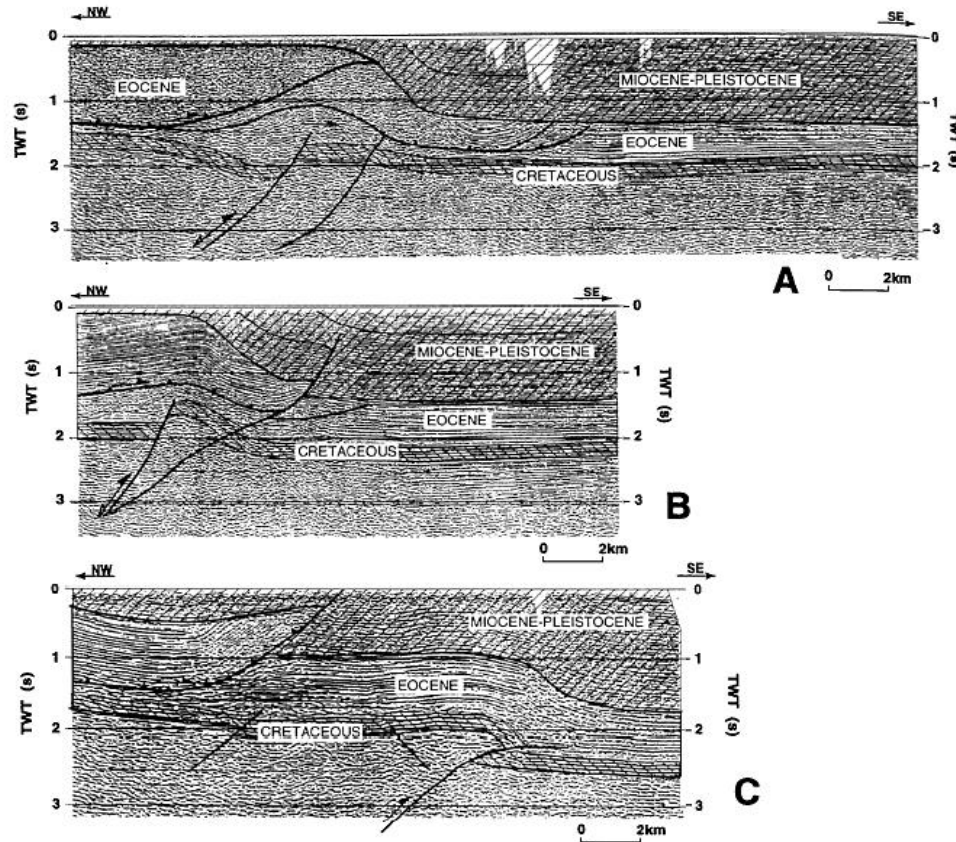


Figura 14. Perfiles sísmicos ubicados en el área norte de la cuenca Barinas – Apure (Colleta *et al.*, 1997).

Por el contrario, durante el Paleógeno (Formación Pagüey), se hace más gruesa hacia el norte y su adelgazamiento progresivo hacia el sur resulta de la conjunción de procesos distintos: (1) la secuencia flexural durante el Eoceno Medio, que constituyó inicialmente un engrosamiento de cuña sedimentaria hacia el norte; (2) durante las deformaciones compresionales del Caribe, que produjo un engrosamiento tectónico moderado; y (3) la elevación del Oligoceno y el surgimiento de la erosión en la parte

superior de la secuencia hacia el sureste durante el Eoceno Medio (Colleta, *et al.*, 1997).

### 2.3 MARCO ESTRATIGRÁFICO

A continuación se muestran las columnas estratigráficas correspondientes a la zona de estudio. La figura 11 ilustra las formaciones depositadas sobre el basamento de la cuenca, desde el Pre-Cretácico hasta la actualidad, mientras que la figura 12 muestra las formaciones de interés para esta investigación, desde finales del Cretácico hasta la actualidad, con su respectiva composición litológica.

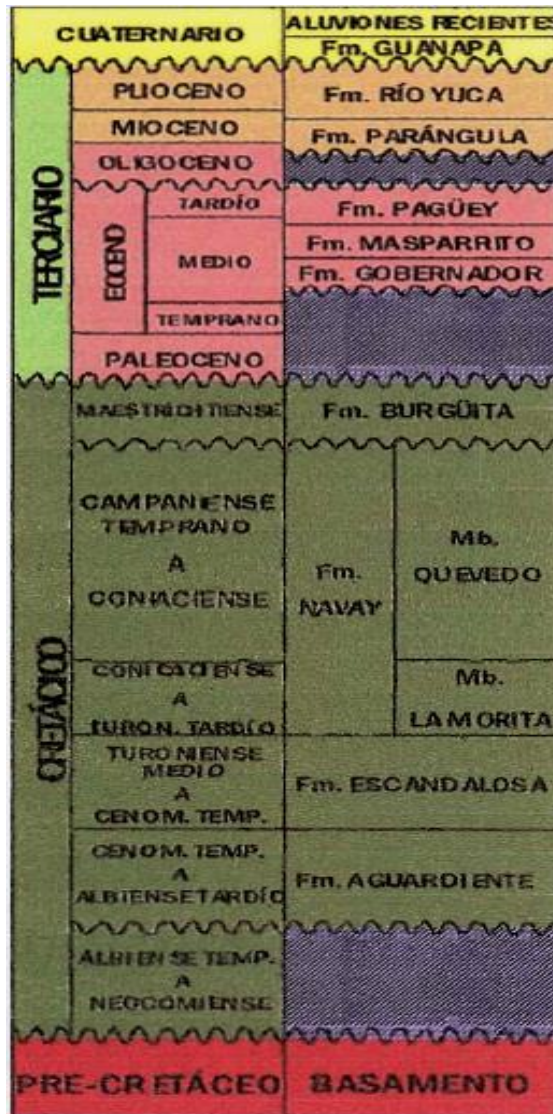


Figura 15. Columna estratigráfica de la cuenca Barinas-Apure.

<b>CUATERNARIO</b>	Holoceno	Aluviones recientes	Gravas, arenas, limos y arcillas
	Pleistoceno	Guanapa	
<b>TERCIARIO</b>	Plioceno	Río Yuca	Conglomerados, areniscas y lutitas.
	Mioceno	Parángula	Conglomerados, areniscas, limolitas y lodolitas abigarradas.
	Oligoceno		
	Eoceno	Pagüey	Lutitas, limolitas y areniscas glauconíticas y calcáreas.

Figura 16. Columna estratigráfica en la cuenca Barinas-Apure desde finales del Cretácico hasta el Cuaternario.

### 2.3.1 Formación Pagüey

Dicha formación está compuesta por lutitas marinas de grises a negras, duras, astillosas, bien laminadas y muy foraminíferas. En el subsuelo, de unos 130 m de espesor, consiste en una secuencia cíclica de lutitas que gradan hacia arriba a limolitas y areniscas de grano fino. Pierce (1960) midió un espesor máximo no fallado de 1913 m en la sección tipo.

Furrer (1971) asigna a la Formación Pagüey en un ambiente de mar abierto, a profundidades no menores a las de la zona nerítica exterior y posiblemente batial superior a media, mientras que Campos (1977) interpreta ambientes variables, desde francamente marinos a mixtos marinos y continentales. Por otro lado, Osuna (1994) sugiere condiciones de plataforma externa, talud, nerítico, costero y continental hacia el tope (PDVSA, 1997).

### 2.3.2 Formación Parángula

Se caracteriza por la presencia de areniscas de grano fino en capas masivas con estratificación cruzada, localmente glauconíticas; limonitas y lodolitas abigarradas a

tonos rojos, morados, pardo rojizo y pardo claro (PDVSA, 1997). Es notable el carácter regresivo presente en la formación, la cual inicia con una gruesa arenisca basal, gradando hacia arriba a arcillas y limolitas, alternando con areniscas de grano fino, micáceas y lenticulares. Pierce (1960) afirma que el espesor de la formación aumenta hacia el sur y oeste, estimando que llegue hasta 1400 m, e indica que adelgaza rápidamente hacia el noreste. En el Campo Sinco se perforaron unos 2800' (853 m).

González de Juana *et al.*, (1980) afirma que la Formación Parángula es discordante sobre la formación Pagüey y la discordancia varía de marcadamente angular a subparalela. Von Der Osten (1966) indica que el contacto entre Parángula y Río Yuca es fácil de ubicar, ya que existe un cambio radical del color y mineralogía entre ambas formaciones.

### **2.3.3 Formación Río Yuca**

Según Mackenzie (1937) la unidad consiste principalmente de conglomerados de grano grueso (25 %) en lechos macizos, areniscas macizas con estratificación cruzada, de grano medio a grueso, localmente caoliníticas, blandas a duras, micáceas, arcillosas y de color verde grisáceo. El espesor de la formación Río Yuca es de unos 2300 m en la localidad tipo, mientras que en el Campo Sinco se perforaron unos 1200 m (González de Juana *et al.*, 1980). Las formaciones Parángula y Río Yuca conforman un típico depósito molásico que refleja la rápida acumulación de los detritos erosionados del levantamiento de los Andes de Mérida y depositados en la antifosa adyacente (PDVSA, 1997).

### **2.3.4 Formación Guanapa**

Según Pierce (1960), la Formación Guanapa consiste de conglomerado, arena y arcilla en estratos masivos, con estratificación cruzada, mal consolidado y con escogimiento y estratificación pobre. Los colores varían de gris claro a pardo y los cantos se componen de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias erosionadas de

áreas adyacentes durante el levantamiento de Los Andes. La Formación Guanapa es discordante sobre la Formación Río Yuca y rocas más antiguas, y se sumerge con baja inclinación por debajo de los sedimentos recientes del llano (González de Juana *et al.*, 1980).

Existen espesores variables entre 5 y 250 m (Pierce, 1960), aumentando hacia la región de Socopó (al sur de Barinas) donde alcanza un espesor de 579 m (Feo, 1972).

Debido a la carencia de fósiles en dicha formación, no se ha podido precisar con exactitud su ambiente de sedimentación, pero se estima que probablemente se depositó como conos aluviales por los ríos que drenan la Cordillera Andina, sobre el piedemonte llanero occidental (PDVSA, 1997).

## CAPÍTULO III MARCO TEÓRICO

### 3.1 ONDAS SÍSMICAS

Las ondas sísmicas son oscilaciones que se propagan desde una fuente a través de un medio elástico por medio de energía mecánica. Las mismas se clasifican en corpóreas y superficiales.

#### 3.1.1 ONDAS CORPÓREAS

##### Ondas P

Son ondas elásticas en las que el movimiento de las partículas se produce en la misma dirección de propagación de la energía (figura 13). También son conocidas como ondas longitudinales y son capaces de propagarse tanto en medios sólidos como líquidos. Es la primera en alcanzar la superficie de la tierra debido a la gran velocidad con que se propaga.

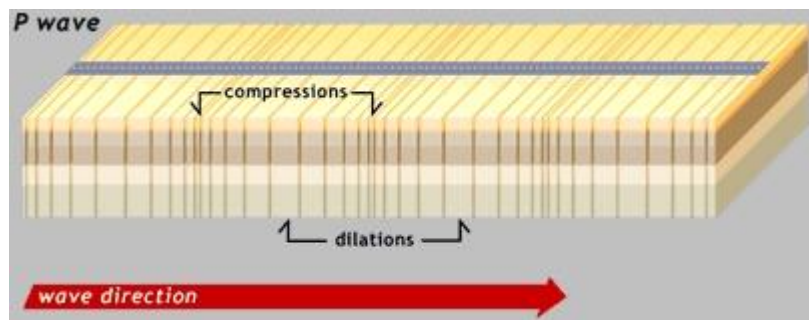


Figura 17. Ondas primarias (IGEO, 2013).

##### Ondas S

En este tipo de ondas, el movimiento de las partículas se produce en dirección perpendicular a la propagación de la energía (figura 14). No se propagan a través de medios líquidos y su movimiento sacude la superficie del suelo tanto vertical como horizontalmente (FUNVISIS, 2002). También se les conoce como ondas de corte.

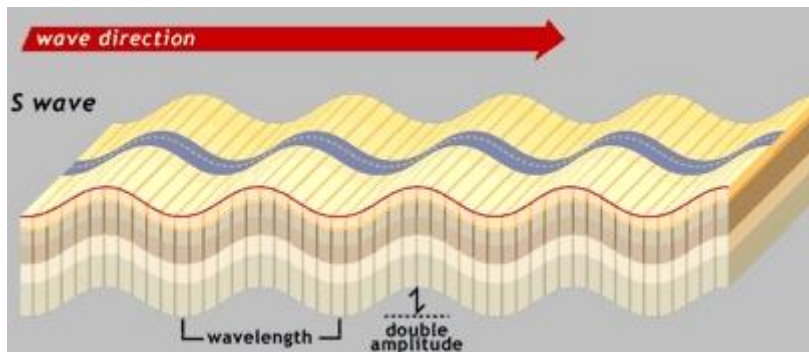


Figura 18. Ondas secundarias (IGEO, 2013).

### 3.1.2 ONDAS SUPERFICIALES

#### Ondas Love

Son ondas que se propagan a través de la superficie terrestre, caracterizadas por un movimiento horizontal perpendicular a la dirección de propagación, sin movimiento vertical (figura 15). Este tipo de ondas viajan más rápido que las ondas Rayleigh (FUNVISIS, 2002).

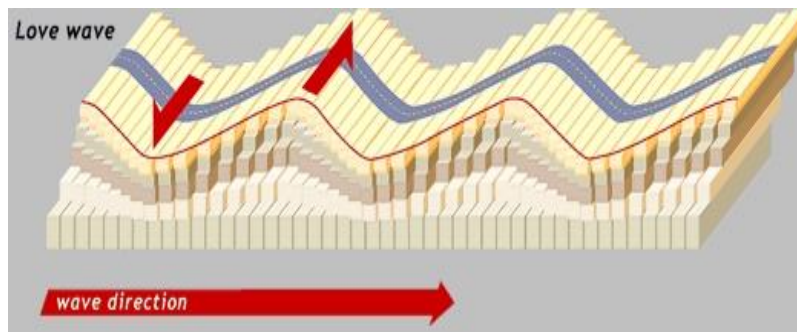


Figura 19. Ondas Love (IGEO, 2013).

#### Ondas Rayleigh

Es un tipo de ondas superficiales, donde el movimiento de las partículas cerca de la superficie es elíptico y retrógrado, limitado al plano vertical y consistente con la dirección de propagación de la onda (figura 16). Dichas ondas son el resultado de la interferencia de las ondas P y S (Xia *et al.*, 1999). Su amplitud disminuye

exponencialmente con la profundidad. La dispersión de este tipo de ondas puede ser usada para calcular el espesor sedimentario de capas superficiales (Sheriff, 2002).

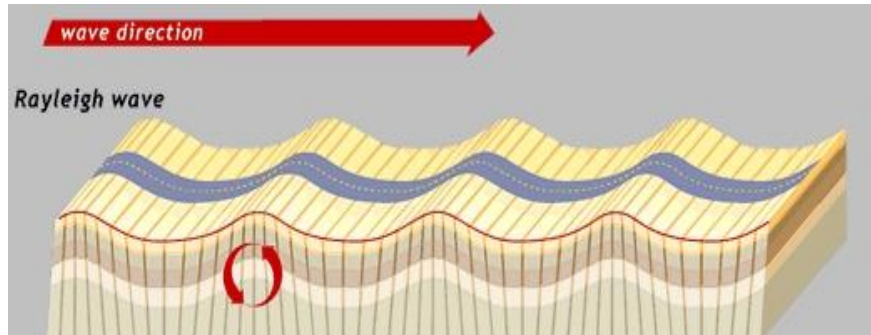


Figura 20. Ondas Rayleigh (IGEO, 2013).

### 3.2 DISPERSIÓN DE LAS ONDAS RAYLEIGH

La dispersión es conocida como el cambio de velocidad de propagación de la onda en función de la frecuencia cuando atraviesa un medio no homogéneo. Las ondas Rayleigh son ondas superficiales que viajan a través de una superficie libre tal como la interfase aire-tierra. Las longitudes de onda más largas penetran más profundo que las longitudes de onda más cortas para un modo dado, exhiben mayores velocidades de fase y son más sensibles a las propiedades elásticas de las capas más profundas; mientras que las longitudes de onda más cortas, tienden a ser más sensibles a las propiedades físicas de las capas superficiales. Por esta razón, un modo particular de la onda superficial tendrá una única velocidad de fase para cada longitud de onda, generando la dispersión de la señal sísmica (Xia *et al.*, 1999).

### 3.3 AMPLIFICACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS

La amplificación de las ondas sísmicas en el suelo es la responsable del daño extenso en áreas constituidas por depósitos de sedimentos blandos y poco compactos. En materiales más jóvenes y menos consolidados el contraste de impedancia es mayor y esto provoca mayor nivel de amplificación de la señal sísmica (figura 17). Así mismo, provoca el atrapamiento de las ondas sísmicas dentro de un nivel con baja impedancia y esto genera la amplificación de las frecuencias características. De este modo, el

subsuelo se comporta como un filtro ante la energía de alta frecuencia, pero la amplificación de las bajas frecuencias puede causar daños potenciales a estructuras que poseen frecuencias naturales bajas, como por ejemplo edificios altos y puentes.

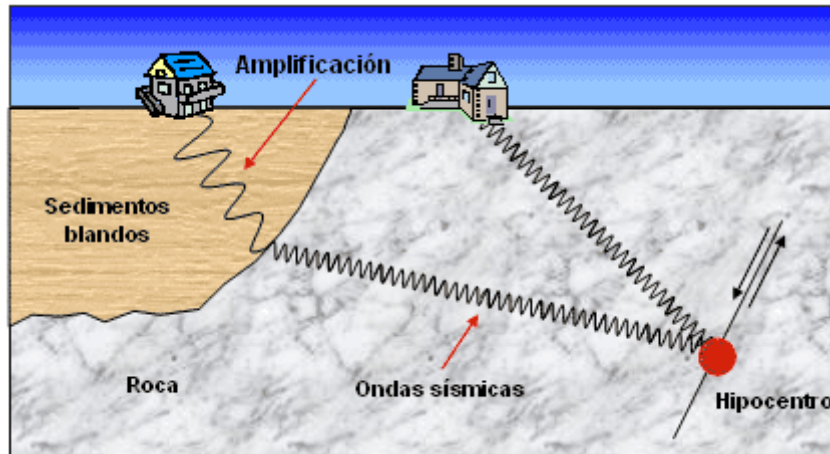


Figura 21. Amplificación de la señal sísmica en el subsuelo (LIS, 2011)

### 3.4 MICROTREMORES

Los microtremores, también llamado ruido ambiental o microtrepidaciones, son vibraciones aleatorias inducidas en la masa de suelo y roca por fuentes naturales y artificiales (Yauri, 2006).

Algunas de las ventajas que ofrece el uso del registro de microtremores según Bard (1999), son:

- Pueden ser medidos casi en cualquier momento y en cualquier lugar.
- Los instrumentos para su medición y análisis son simples.
- Su medición no genera problemas ambientales.

Podemos clasificar los microtremores en dos tipos, de acuerdo al rango de período (figura 18), el primero comprende períodos cortos (menores a 1 s) y están relacionados a estructuras poco profundas de varias decenas de metros de espesor, mientras que el otro es de períodos largos (mayores a 1 s), asociados a estructuras

más profundas hasta alcanzar la roca dura. Esto se confirma con los estudios de Kanai y Tanaka (1961) quienes realizaron estudios en diferentes tipos de suelos, donde observaron microtremores de período corto en muchos sitios, y concluyeron que la distribución de períodos varía con la profundidad.

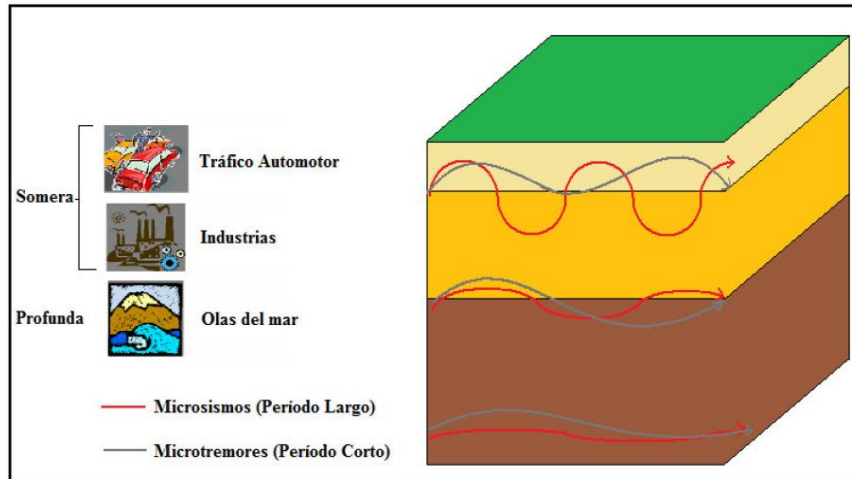


Figura 22. Transmisión de microtremores en el subsuelo en función del período (Paolini, 2006).

Nakamura (1989), supuso que los microtremores están compuestos por diferentes tipos de ondas, tanto corpóreas como superficiales, aunque su proporción aún no se encuentra clara (Konno y Ohmachi, 1998). Por otro lado, autores como Bonnefoy-Claudet *et al.*, (2006) concluyen que la composición de los microtremores va a depender de la posición de las fuentes (lejanas o cercanas, superficiales o profundas) y de la estructura del sitio (contraste de impedancia, frecuencia de resonancia).

El subsuelo se encuentran normalmente expuesto a temores de origen natural (tormentas, oleaje) y de origen antropogénico (plantas, automóviles, trenes, etc), tal como se evidencia en la figura 19.

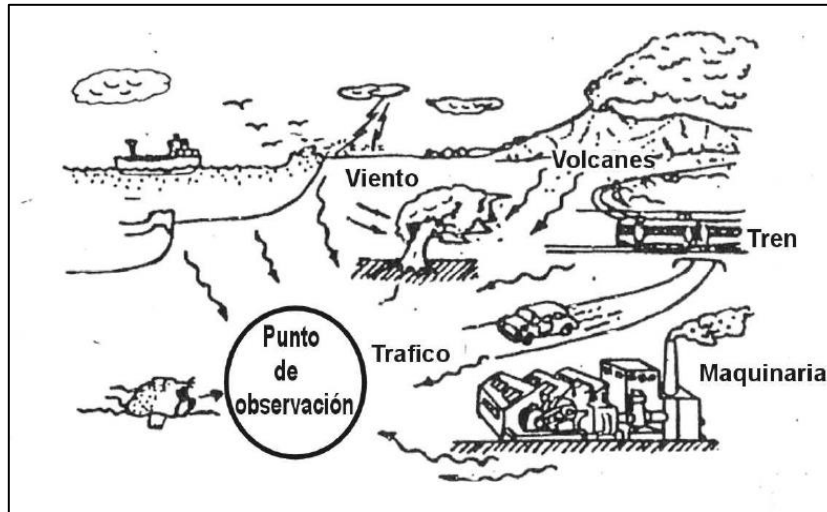


Figura 23. Origen de los microtemores (Yauri, 2006).

Es por ello, que Bonnefoy-Claudet *et al.*, (2006) explican el origen del ruido sísmico para distintos rangos de frecuencia según diversos autores (Gutenberg, 1958; Asten, 1978; Asten y Henstridge, 1984), tal como se muestra en la tabla 1.

Tabla 1. Fuentes de ruido ambiental en función de la frecuencia.

	Gutenberg (1958)	Asten (1978) Asten y Henstridge (1984)
Olas oceánicas golpeando en las costas.	0.05-0.1 Hz	0.5-1.2 Hz
Monzones y perturbaciones meteorológicas a gran escala.	0.1-0.25 Hz	0.16-0.5 Hz
Ciclones sobre los océanos.	0.3-1 Hz	0.5-3 Hz
Condiciones meteorológicas a escala local.	1.4-5 Hz	
Tremor volcánico.	2-10 Hz	
Ruido urbano.	1-100 Hz	1.4-30 Hz

Yauri (2006) afirma que las ondas del mar y otras fuentes naturales inducen temores de período largo (2-3 segundos o más), los cuales son llamados *microsismos*. Éstos se caracterizan principalmente por su inestabilidad debido al tipo de fuente que los genera y son afectados principalmente por las condiciones climáticas. Otros autores

como Díaz *et al.*, (2010) encuentran que la influencia de las olas del mar se evidencia con un pico en la relación espectral alrededor de los 9 segundos, mientras que Hasselmann (1963) lo observa a los 16 segundos aproximadamente (García, 2010). Por otro lado, Gutenberg (1958) lo establece entre 10 y 20 segundos.

Por otro lado, las fuentes antropogénicas producto de la actividad humana generan tremores de período corto llamados *microtremores*, y se caracterizan por presentar períodos entre 0,1 y 1 segundos y están compuestos principalmente por ondas Rayleigh y S. En general, las vibraciones de tipo natural y/o artificial que están presentes en las capas superficiales se le conoce como *microtremores* (Yauri, 2006).

Algunos estudios indican que el viento da lugar a ruido sísmico de alta frecuencia (entre 15 y 60 Hz) en sitios poblados, y por encima de 5 Hz las fuentes son predominantemente urbanas (García, 2010).

Los microtremores se presentan en un rango de frecuencias entre 0,01 y 30 Hz, aunque la banda de interés se encuentra entre 0,1 y 10 Hz, es decir, el rango en el cual parte de la energía se transmite como ondas Rayleigh y cuyos modos y velocidades de propagación se puede estimar y medir con arreglos instrumentales y de este modo conocer las características elásticas de la corteza terrestre (Flores-Estrella *et al.*, 2004).

### **3.5 MÉTODOS PASIVOS**

Los métodos pasivos registran microtremores usando un arreglo bidimensional sobre la superficie, o bien un solo instrumento; puede ser sólo con la componente vertical o con las tres componentes de movimiento. En análisis de éstos datos se puede realizar con métodos que permiten obtener las características de dispersión de ondas superficiales, o bien características de las capas más superficiales como son la frecuencia fundamental y la amplificación asociada (Flores Estrella *et al.*, 2004). Entre estos métodos, uno de los más usados en la actualidad es Nakamura o relación espectral H/V, el cual permite estimar espesores sedimentarios a partir de la frecuencia de resonancia del sitio.

### 3.6 MÉTODO DE NAKAMURA

Es una técnica aplicada por primera vez en el año 1970 por Nogoshi e Igarashi y popularizada por Nakamura en el año 1989 luego de su publicación. La misma consiste en estimar el efecto de sitio usando la relación espectral de la componente horizontal y vertical de microtremores registrados en superficie con un sensor de tres componentes.

Nakamura (1989) establece que los microtremores poseen dos componentes (horizontal y vertical) tanto en superficie como en la base de la capa sedimentaria (figura 20). La componente horizontal es amplificada a través de la multireflexión de la onda S, mientras que la componente vertical lo hace a través de la multireflexión de la onda P.

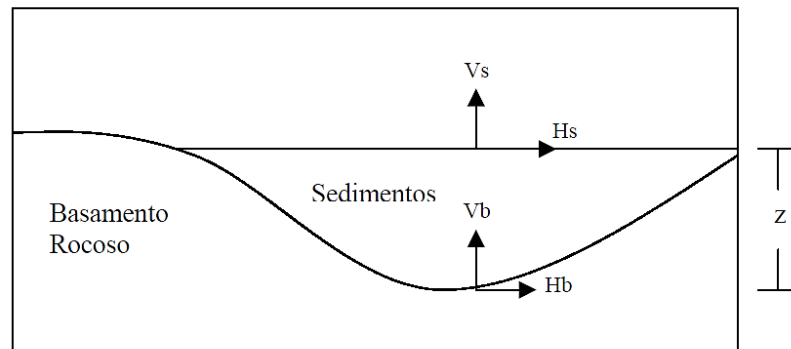


Figura 24. Método de Nakamura (Moros, 2004).

Autores como Lachet y Bard (1994) indicaron a través de una simulación numérica que la relación H/V para períodos largos está gobernada por el modo fundamental de la onda Rayleigh, mientras que García (2010) afirma que a una distancia suficientemente grande de la fuente, la mayor parte de la energía generada por ésta se propaga en forma de ondas superficiales en lugar de ondas corpóreas. Es por ello que se cree que los microtremores constan en su mayoría de ondas superficiales, en especial de ondas Rayleigh que se propagan en una capa sedimentaria que yace sobre un medio rocoso, entre los cuales existe un contraste de impedancia acústica

significativo ( $V_{S2}/V_{S1} \approx 2,5$ ). Como las ondas Love no conllevan movimiento en la componente vertical, el vínculo más inmediato entre las ondas superficiales y el cociente espectral H/V es la elipticidad de las ondas Rayleigh. Sin embargo, se ha demostrado que las ondas Love tienen principal importancia ya que la amplitud del pico fundamental resultante disminuye significativamente en caso de que las fuentes no tengan componente tangencial respecto al observador, lo que conlleva la no recepción de las ondas Love y SH (García, 2010).

A pesar de la aseveración hecha por Nakamura, donde se le atribuye dicho pico sólo a la incidencia vertical de las ondas SH, muchos otros autores y en la mayoría de las investigaciones recientes sobre el tema, se defiende la vinculación del cociente espectral con las propiedades de las ondas superficiales (Lachet y Bard, 1994; Konno y Ohmachi, 1998). Para amplias bandas de frecuencia, el tremor consiste mayoritariamente en ondas superficiales, lo que se manifiesta en su característico carácter dispersivo (García, 2010).

Nakamura (1989) afirma que la frecuencia de vibración del suelo sufre fluctuaciones que varían de acuerdo al origen de las vibraciones que se generen alrededor del punto de medición. En otras palabras, las vibraciones provenientes de fuentes artificiales pueden ser consideradas como ruido desde el punto de vista de estimar las características dinámicas de las capas superficiales a partir de microtremores, ya que en su mayoría poseen movimiento en dirección vertical y tienden a inducir ondas Rayleigh.

Dicho método, representa una técnica práctica y económica a fin de inferir las propiedades dinámicas del suelo, estimando el efecto de sitio para capas superficiales con el objetivo de mitigar el riesgo sísmico o bien, para estudiar la geometría de cuencas mucho más profundas modificando los parámetros de adquisición y procesamiento.

### 3.7 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA

La función de transferencia describe el comportamiento de un sistema transmisor (en este caso, el subsuelo), considerado como una “caja negra” mediante un modelo o fórmula matemática. Bajo este concepto, la función de salida de un sistema se define como la operación de la función de transferencia sobre una función de entrada (Cuadra, 2007).

Según Nakamura (1989), la función de transferencia  $S_T$  para las capas superficiales, es definida por la ecuación 1 de la siguiente manera:

$$S_T = \frac{H_S}{H_B} \quad (\text{Ecuación 1})$$

Siendo  $H_S$  y  $H_B$  el espectro de Fourier de la componente horizontal del microtremor en la capa sedimentaria y el medio rocoso, respectivamente.

Ya que el ruido artificial es frecuentemente propagado como ondas Rayleigh,  $H_S$  podría estar afectada por dichas ondas. El efecto de las ondas Rayleigh debe ser incluido en el espectro de la componente vertical en la superficie ( $V_S$ ), pero no incluido en el espectro de la componente vertical de la capa infrayacente ( $V_B$ ).

Suponiendo que la componente vertical no es amplificada por las capas superficiales, el valor  $E_S$  debe representar el efecto de la onda Rayleigh sobre la componente vertical, y dicho efecto puede ser conocido determinando la razón de la componente vertical entre la superficie y el sustrato, tal como se muestra en la ecuación 2:

$$E_S = \frac{V_S}{V_B} \quad (\text{Ecuación 2})$$

Si no hay presencia de ondas Rayleigh, dicha relación es igual a uno, por el contrario, si el efecto de la onda Rayleigh aumenta,  $E_S$  tomará un valor mayor a uno.

Con el fin de evitar que este efecto sea crítico, Nakamura busca extraerlo empleando la ecuación 3, con el objeto de brindar una función de transferencia más confiable ( $S_{TT}$ ) en función de las ondas corpóreas, específicamente de la onda S:

(Ecuación 3)

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} = \frac{\frac{H_S}{V_S}}{\frac{H_B}{V_B}} = \frac{R_S}{R_B}$$

El factor  $R_B$  es cercano a uno para un rango relativamente amplio de frecuencias en sitios donde existe roca dura, es decir, la energía se propaga igual en todas las direcciones. Esto quiere decir, que la función de transferencia de las capas superficiales puede ser estimada solamente a partir del movimiento en superficie, tal como se muestra en la ecuación 4:

$$S_{TT} = \frac{H_S}{V_S} \quad (\text{Ecuación 4})$$

### 3.8 EFECTO DE SITIO

Según Trigo (2007), la modificación de la señal sísmica debido a la influencia de las condiciones geológicas y topográficas durante o después de un terremoto, se conoce como efecto de sitio (figura 21). Esta modificación consiste en la amplificación de la señal, así como una mayor duración de la misma y la variación de su contenido de frecuencia.

Los depósitos sedimentarios amplifican la señal cuando las frecuencias predominantes son bajas (períodos altos), mientras que los suelos rígidos lo hacen con señales cuya frecuencias predominantes son altas (períodos bajos).

Cuando nos encontramos en un suelo blando, se produce el fenómeno denominado interacción suelo-estructura, el cual consiste en que la flexibilidad del suelo influye en el movimiento de la estructura y así mismo, ésta influye en el movimiento del suelo. Dicho fenómeno puede ser importante en estructuras rígidas y de gran masa.

Es por ello, que la identificación de las frecuencias predominantes del suelo y la cuantificación de la amplificación de la señal sísmica, constituyen aspectos de principal para evaluar el efecto de sitio.

EL MOVIMIENTO DEL SUELO DEPENDE DE :  
Fuente + Trayectoria + Sitio

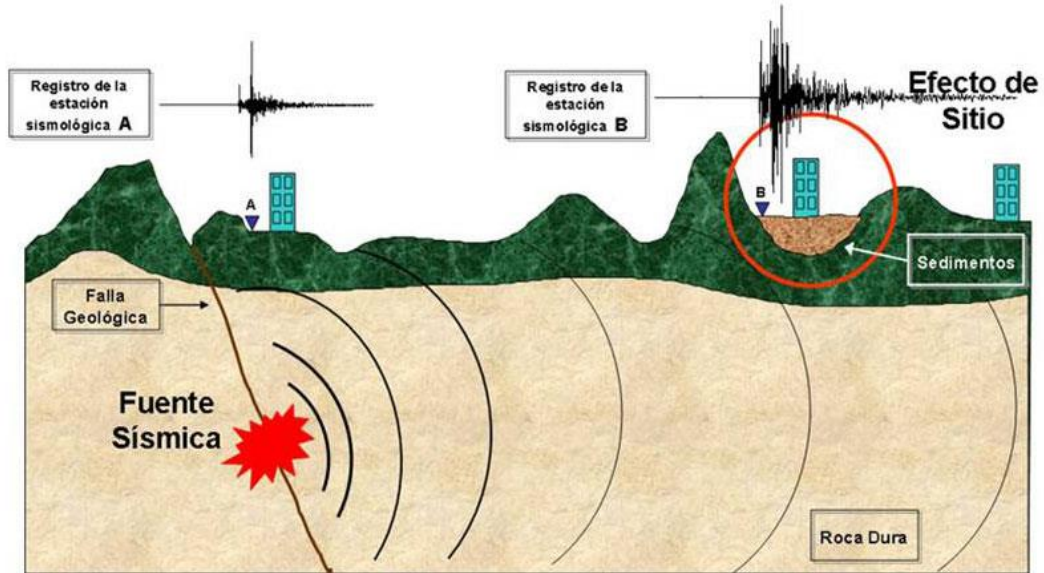


Figura 25. Efecto de sitio (Museo de Ciencias de Puerto Rico)

### 3.9 ESTIMACIÓN DE ESPESORES SEDIMENTARIOS

Existen diversas ecuaciones empíricas, que permiten calcular el espesor sedimentario a partir de la frecuencia de resonancia, sin embargo, la fórmula más usada viene definida por la ecuación 5, definida por Kramer (1996) de la siguiente manera:

$$T_0 = \frac{4H}{V_s} \quad (\text{Ecuación 5})$$

Donde H es el espesor sedimentario,  $T_0$  el período fundamental y  $V_s$  la velocidad de onda de corte. De esta manera, podemos estimar de manera práctica las profundidades a partir del período de resonancia del sitio.

## CAPÍTULO IV MARCO METODOLÓGICO

### 4.1 METODOLOGÍA DE ADQUISICIÓN

En este capítulo se describirá a detalle cada uno de los equipos que se emplearon para la adquisición de los datos, los parámetros de adquisición y cada uno de los pasos a seguir para llevar a cabo el proceso. Además se mencionarán algunas consideraciones importantes que se deben tener en cuenta a la hora de realizar la adquisición, tomando en cuenta el tipo de suelo, los cambios climáticos y cualquier factor externo que pueda interferir en el registro de la señal.

#### 4.1.1 Equipos de adquisición

##### **Registrador sísmico REF TEK modelo 130-B**

El registrador sísmico de banda ancha digitaliza registros sísmicos de una variedad de sensores externos, incluyendo sismómetros, acelerómetros, inclinómetros y otros sensores geofísicos. El mismo posee un rango dinámico mayor a 138 dB y la información se almacena en dos unidades extraíbles de 16 GB cada una, para un total de 32 GB de almacenamiento (figura 22).



Figura 26. Registrador Sísmico modelo 130-B (REF TEK, 2011).

Dicho registrador posee cinco conectores, una pantalla donde se muestra el estado del controlador y dos ranuras donde se ubican las memorias extraíbles que almacenarán la información registrada (figura 23).

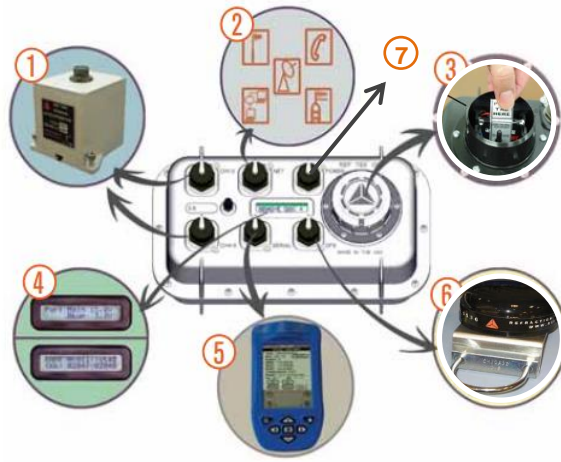


Figura 27. Conexión de los instrumentos en el registrador REFTEK 130-B  
(REF TEK, 2011).

Donde:

- 1: Conexión al sismómetro
- 2: Conexión a la red (si es necesario)
- 3: Ranuras donde se encuentran las tarjetas SD
- 4: Pantalla LED donde se muestra el estado del controlador
- 5: Conexión al dispositivo para la configuración y control (*Palm Field Controller*)
- 6: Conexión al receptor GPS
- 7: Conexión a la batería de 12 V

### **Sismómetro REF TEK modelo 151B (*Observer*)**

El sismómetro modelo 151B de banda ancha contiene tres sensores independientes (uno vertical y dos horizontales) con una función de circuito de realimentación electrónica, control y circuitos de conversión de potencia, bajo ruido, amplio rango dinámico (140 dB) y de fácil instalación y uso. El mecanismo de nivelación incluye dos niveles de burbuja, tres tornillos ajustables y tres tuercas de seguridad que se encuentran en la parte inferior del



Figura 28. Sismómetro 151-B  
(REF TEK, 2011).

sismómetro (figura 24). El mismo es capaz de registrar bandas de frecuencias de 0,0083 Hz (120 s) – 50 Hz; 0,0166 Hz (60 s) – 50 Hz y 0,0333 Hz (30 s) – 50 Hz.

### GPS GARMIN modelo 60CSx

Es un receptor GPS de alta sensibilidad que posee un altímetro barométrico que proporciona datos sobre las pendientes del terreno, además de una brújula electrónica. El mismo ofrece una buena recepción de los satélites y es resistente al agua (figura 25).



Fue empleado para medir las distancias entre estaciones y obtener las coordenadas del punto de medición y su altura.

El mismo tiene la ventaja de que se pueden descargar las estaciones registradas directamente a la computadora y guardar las rutas a seguir desde el programa *Base Camp*, lo que permite ahorrar tiempo a la hora de ubicar los puntos de medición y agilizar el proceso de adquisición.

Figura 29. GPS GARMIN 60CSx (GARMIN, 2014).

#### 4.1.2 Parámetros de adquisición

El manual que contiene las directrices para la aplicación de la relación espectral H/V, diseñado por SESAME en el año 2004, establece tiempos de grabación recomendados, de acuerdo al contenido de frecuencias esperado, tal como se muestra en la tabla 2:

Tabla 2. Tiempos de grabación de acuerdo al contenido de frecuencias esperado.

Mínima frecuencia esperada (Hz)	Tiempo de grabación (min)
0,2	30'
0,5	20'
1	10'
2	5'
5	3'
10	2'

Es por ello, que los parámetros de adquisición establecidos, fueron los siguientes:

*Distancia entre estaciones:* 5 km aproximadamente

*Tiempo de grabación:* 40 minutos

*Frecuencia de muestreo:* 200 Hz (5 ms)

#### 4.1.3 Metodología de adquisición

La adquisición de los datos se llevó a cabo en la cuenca Barinas-Apure, con un total de 48 estaciones distribuidas en perfiles ubicados sobre las vías principales y secundarias de la zona de estudio (figura 26). Para el diseño de la adquisición se utilizó el programa ArcGIS versión 10.

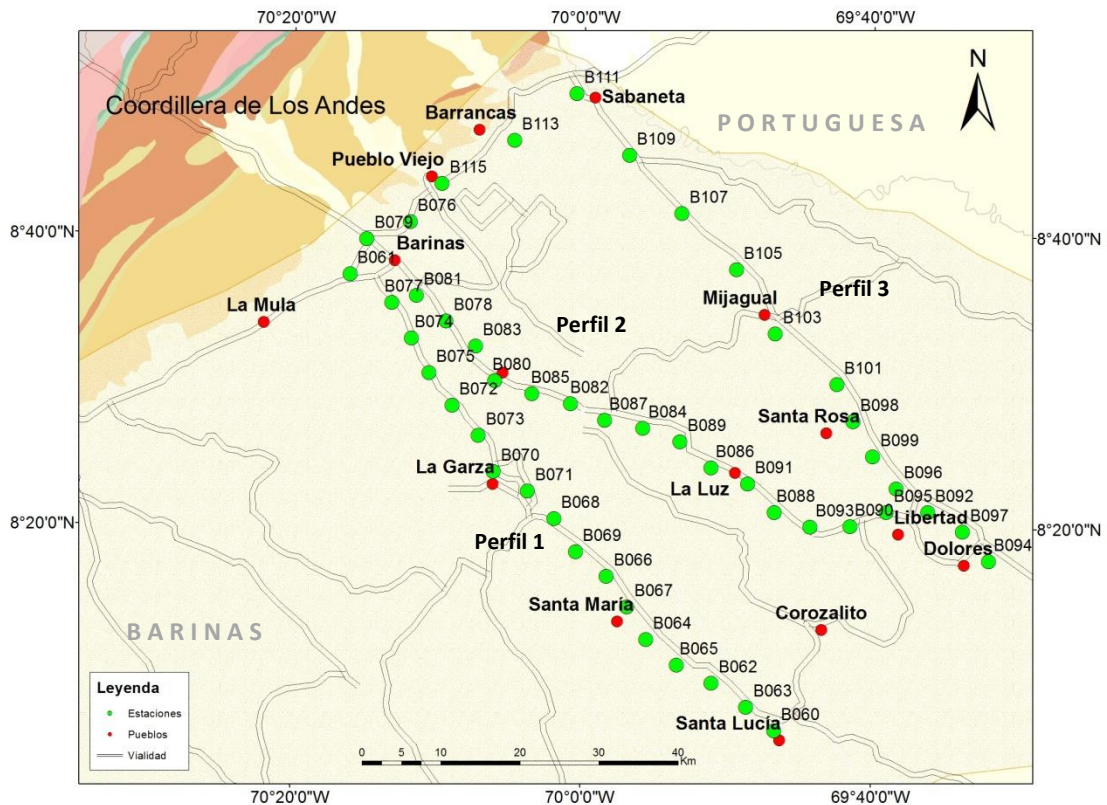


Figura 30. Distribución de estaciones en el área de estudio.

Antes de iniciar la instalación del equipo, es necesario ubicar mediante ambos GPS (tanto el manual, como el del equipo) el punto de medición, para luego proceder a realizar la conexión de los equipos.

Es necesario tomar en cuenta las siguientes consideraciones tomadas de SESAME (2004):

- Para garantizar un buen acople suelo-sensor el mismo debe colocarse directamente sobre el suelo, excepto en situaciones muy especiales.
- Evitar colocar el sensor sobre suelos blandos, tales como barro, tierra arada o algún material sintético como goma espuma o cartón, ya que la curva H/V resulta alterada, tal como se observa en la figura 27.

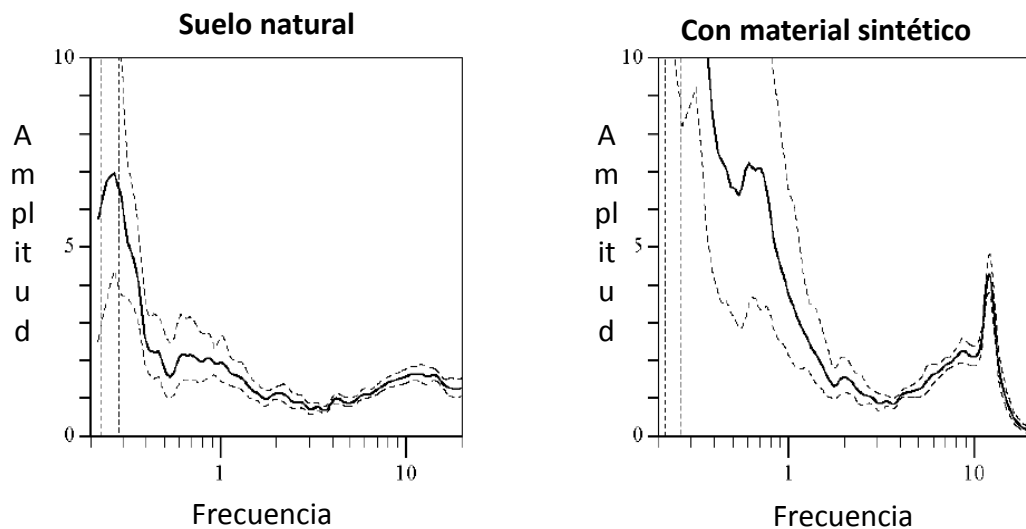


Figura 31. Curva H/V con sensor ubicado sobre algún material sintético (derecha) y sobre suelo natural (izquierda) (Modificado de SESAME, 2004).

- Evitar colocar el sensor sobre suelos saturados de agua, por ejemplo, después de una fuerte lluvia.
- No colocarlo sobre laderas empinadas, ya que dificulta la nivelación del sensor.

- Evitar colocar el sensor cerca de estructuras como edificios o árboles, ya que existe clara evidencia que los movimientos de las estructuras debido al viento pueden introducir fuertes perturbaciones de baja frecuencia en el suelo.
- Evitar realizar mediciones cuando hay fuertes lluvias, si la lluvia es débil, no tiene influencia en el registro.
- Evitar realizar mediciones cercano a máquinas de construcción o industriales, ya que introduce una vibración constante que no puede ser filtrada.
- En caso de transitorios (paso de vehículos, peatones) se recomienda aumentar la duración de la grabación, de modo que al filtrar el ruido aleatorio, quede suficiente registro para la selección de las ventanas.
- La capa de asfalto o concreto no afecta los resultados en la banda de frecuencia de interés principal, sólo se observan perturbaciones en el rango de 2 a 8 Hz, pero no cambia la forma de la curva H/V, tal como se observa en la figura 28.

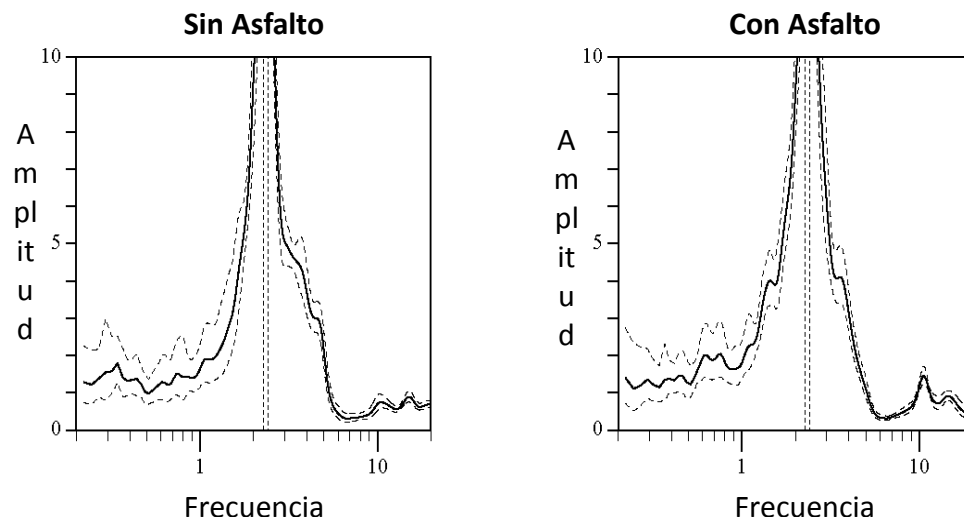


Figura 32. Curva H/V con sensor ubicado sobre asfalto (derecha) y sobre suelo natural (izquierda)  
(Modificado de SESAME, 2004).

- La grama por sí misma no afecta los resultados (siempre y cuando la misma no esté debajo del sensor), pero cuando la misma viene acompañada por vientos que sobrepasan los 5 m/s si se convierte en un gran problema. En este caso, se pueden

obtener resultados completamente perturbados, por debajo de 1 Hz, tal como se observa en la figura 29.

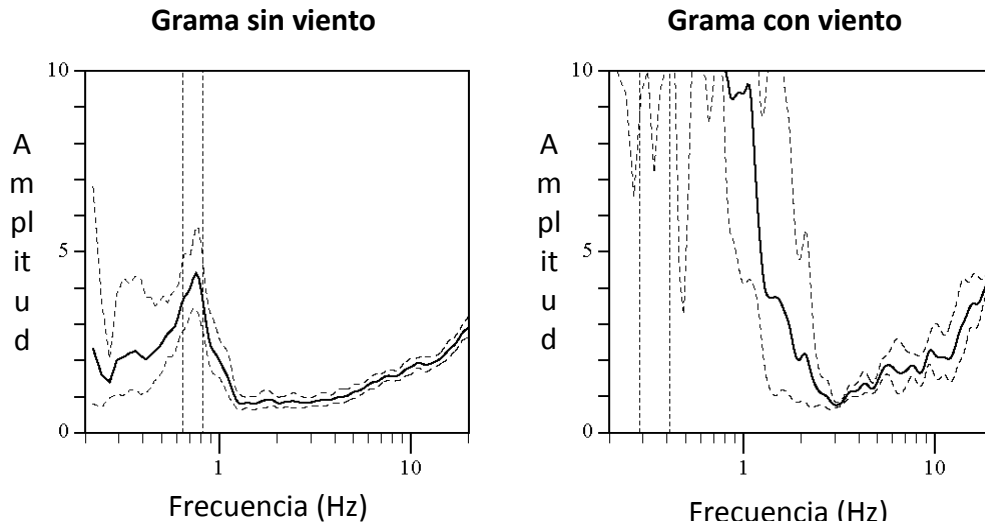


Figura 33. Curva H/V con sensor ubicado sobre sobre grama con viento (derecha) y sobre la grama sin viento (izquierda) (Modificado de SESAME, 2004).

Luego de tener en cuenta lo mencionado anteriormente, se procede a ubicar el sensor. El mismo debe colocarse en un sitio seguro, estable y donde interfiera el menor ruido antrópico posible. Es necesario que se apague el vehículo y que el sensor se coloque aproximadamente a 5 metros del mismo.

Posteriormente, se procede a nivelar el sensor de la siguiente manera:

- Se coloca la placa con el logo ubicada en la parte baja del sismómetro apuntando hacia el norte (previamente ubicado con la brújula), esto para tener certeza de que los sensores horizontales se encuentren en dirección norte-sur y este-oeste, de manera que registren de manera correcta (figura 30).



Figura 34. Ubicación del sensor con dirección al norte.

- Se usa la llave tipo T para hacer girar los tornillos de nivelación ajustables, hasta que los niveles de burbujas integrados a los laterales del mismo se ubiquen correctamente, tal como se muestra en la figura 31. Al finalizar, el sismómetro estará calibrado correctamente y se puede proceder a la liberación de las masas.

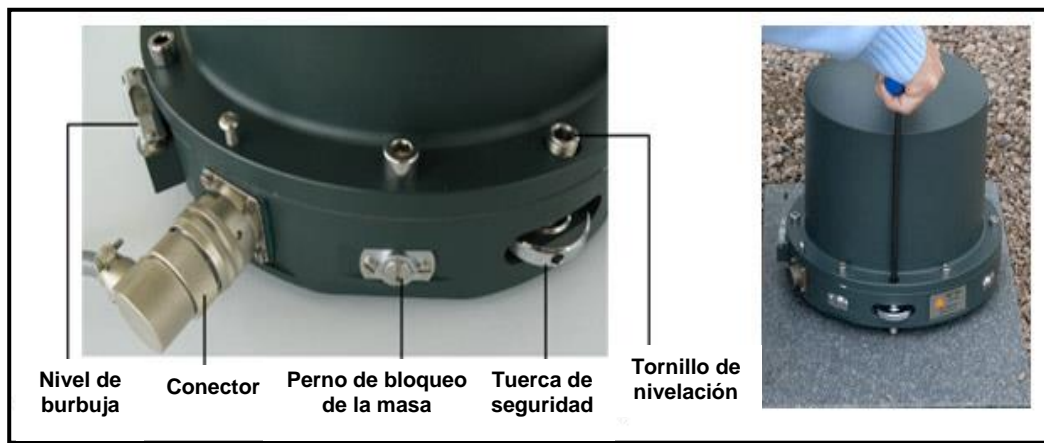


Figura 35. Partes del sismómetro y nivelación del mismo utilizando la llave tipo “T”.

- Para liberar las masas ubicadas en el interior del sensor, se hacen girar los pernos de bloqueo de las masas (figura 31) con una llave que viene incluida con el sensor al momento de su compra. Es importante tener en cuenta, que una vez liberadas las masas no se debe mover el instrumento.
- Luego, se procede a conectar el cable que va desde el conector número 7 (figura 23) a la batería de 12 V para suministrar corriente al sismómetro.
- Se enciende el dispositivo de configuración y control (figura 32), se ingresa al programa del equipo por medio de la aplicación llamada RT, se verifica que los tres canales estén funcionando correctamente, en caso de que no sea así, debe esperarse unos minutos que el sensor se estabilice y se verifica nuevamente. Cuando se confirme que los tres canales estén registrando correctamente, se da inicio a la grabación.

Es necesario que se compruebe en la pantalla del registrador que el equipo esté guardando la información y estar atento al tiempo de grabación, ya que la misma debe detenerse de forma manual a través del dispositivo de configuración y control.



Figura 36. Dispositivo de configuración y control de la señal.

Es importante señalar, que debe tomarse nota del nombre de la estación, día y hora de la grabación, ya que será necesario para su posterior reconocimiento al momento de procesar los datos adquiridos. Pasados los 40 minutos, se procede a detener la grabación y a desmontar el equipo siguiendo los pasos anteriores, pero esta vez de forma regresiva.

## 4.2 METODOLOGÍA DE PROCESAMIENTO

En esta sección se describirá cada uno de los pasos a seguir para el procesamiento de los datos, comenzando desde la transformación de los mismos del formato de origen al formato .SAF, y posteriormente la obtención de los períodos fundamentales a través de la relación espectral H/V o método de Nakamura.

### 4.2.1 Programas necesarios

En la figura 33 se observan los principales programas usados para la visualización y procesamiento de los datos. El primero de ellos, llamado *Reftek-viewer* fue usado para la visualización de la señal luego de ser adquirida y verificar que la misma se registró de manera correcta en las tres componentes, así como su continuidad y permanencia en el tiempo establecido. El programa *LabView* fue necesario para poder ejecutar las rutinas de procesamiento realizadas por Rocabado (2012), las cuales permitirán transformar los archivos del formato original de campo al formato .SAF, para luego ser cargados en el programa *Geopsy*, el cual luego de aplicar los filtros correspondientes a la señal, permitirá calcular la relación espectral H/V y obtener el período fundamental de vibración del sitio.

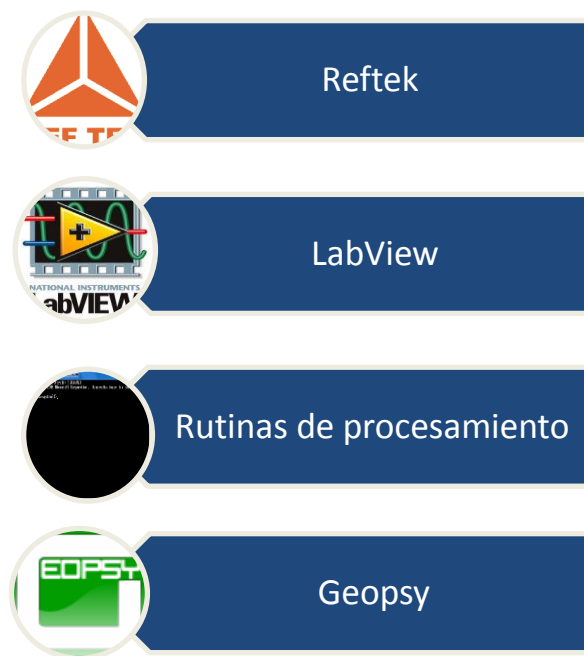


Figura 37. Programas usados en el procesamiento de los datos.

El procesamiento de los datos consta de dos fases principales como se mencionó anteriormente:

- Conversión de los archivos a formato .SAF (SESAME ASCII Format)
- Obtención de la relación espectral H/V (método de Nakamura).

#### 4.2.2 Conversión de los archivos a formato .SAF

Para realizar la conversión de los datos a formatos .SAF, es necesario seguir a detalle los pasos que se describen a continuación en el tutorial realizado por Rocabado (2012) que lleva por nombre “Uso del Equipo REFTEK-130 para estudios de ruido ambiental”.

Se procede de la siguiente manera:

- Extraer la tarjeta SD incorporada en el interior del equipo, conectarla a la PC mediante el adaptador y copiar las carpetas correspondientes a los días julianos de grabación y pegarlos en la carpeta *Archive* ubicada en `c:\reftek\archive\` (figura 34).

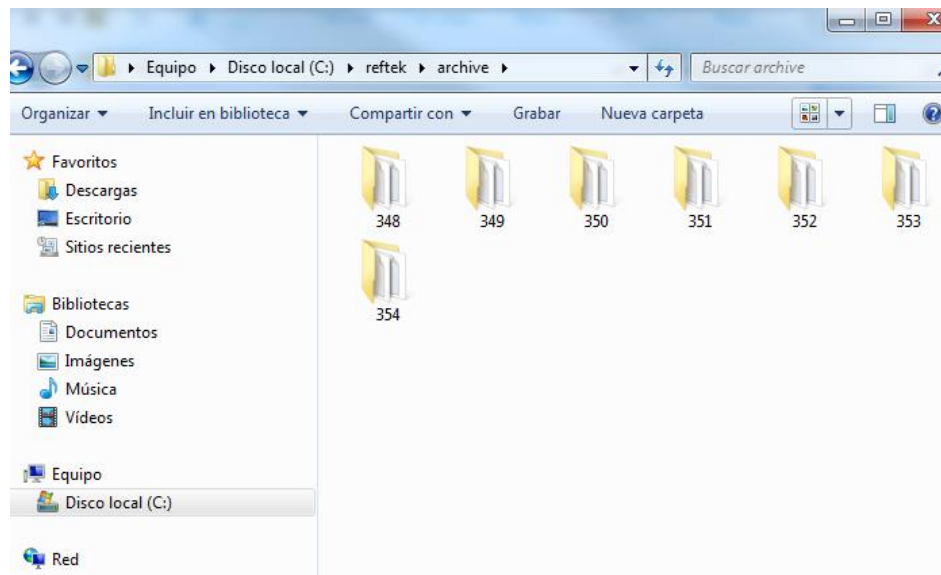
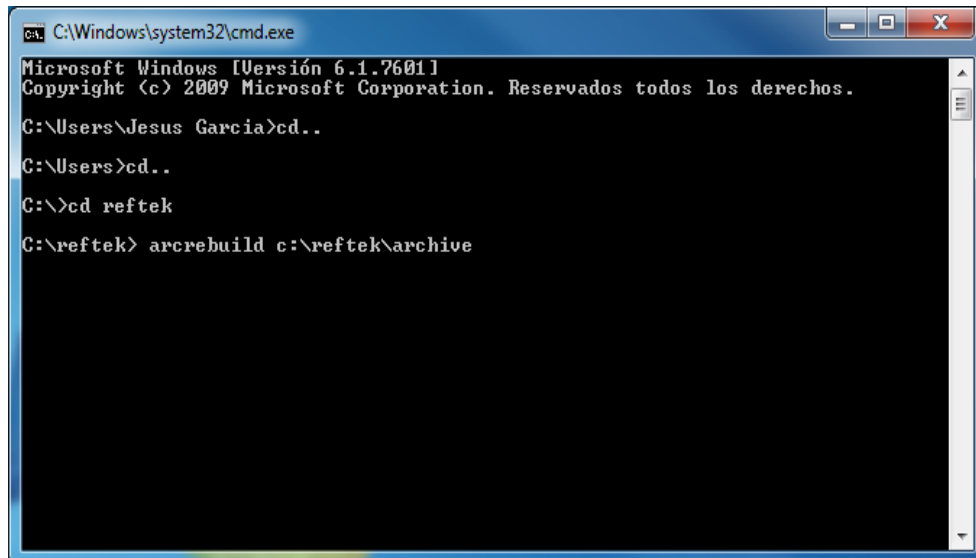


Figura 38. Ubicación del directorio *Archive*.

- Abrir una ventana de símbolo de sistema (MSDOS) y ubicarse en el directorio c:\reftek. Ejecutar el comando arc rebuild c:\reftek\archive. Dicho comando reconstruye la información contenida en la carpeta *Archive* con los nuevos datos suministrados (figura 35).



```
C:\Windows\system32\cmd.exe
Microsoft Windows [Versión 6.1.7601]
Copyright (c) 2009 Microsoft Corporation. Reservados todos los derechos.
C:\Users\Jesus Garcia>cd..
C:\Users>cd..
C:\>cd reftek
C:\reftek> arc rebuild c:\reftek\archive
```

Figura 39. Reconstrucción de información de la carpeta *Archive*.

- Elaborar dos archivos en formato .TXT, uno que contenga el inicio de las horas de grabación y otro que contenga el nombre de las estaciones correspondientes a cada hora (figura 36). Es importante que ambos archivos contengan el mismo número de datos.

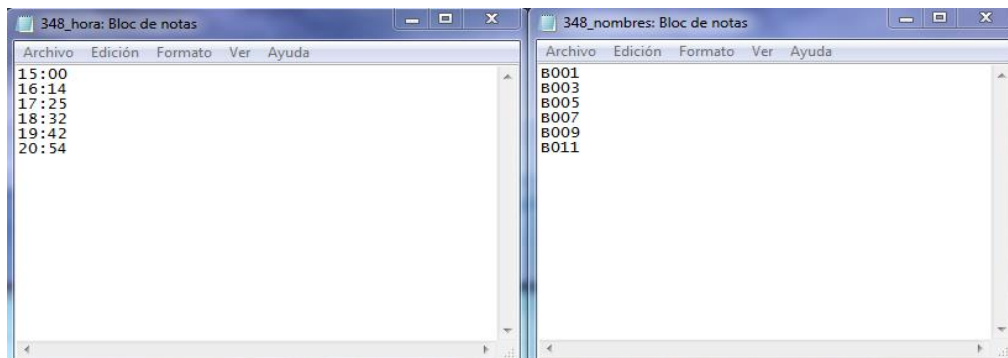


Figura 40. Archivos .txt con información correspondiente a horas de grabación y nombres de las estaciones.

- Se ejecutan las rutinas elaboradas por Rocabado (2012): 1-arcfetch\_mu.vi, 2-rtcnavrt.vi, 3-movedata.vi y 4-Ref2Saf.vi. Las cuales se ejecutan en el orden mencionado para transformar los datos tal como se muestra en la figura 37.

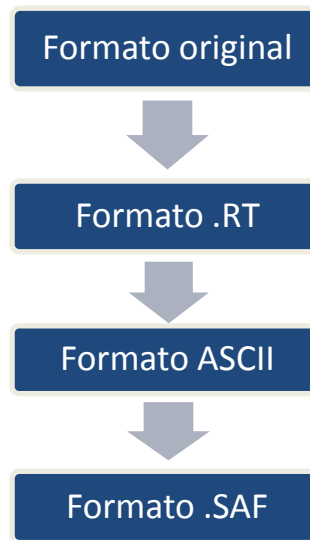


Figura 41. Proceso de transformación de datos a formato .SAF mediante las rutinas elaboradas por Rocabado (2012).

- Se ejecuta la primera rutina (1-arcfetch\_mu.vi), luego de introducir los parámetros solicitados, tal como se muestra en la figura 38. Con dicha rutina se busca transformar los datos del formato original del que son descargados al formato .RT, donde cada archivo corresponde a los datos en formato reftek para cada una de las horas extraídos del directorio *archive*.

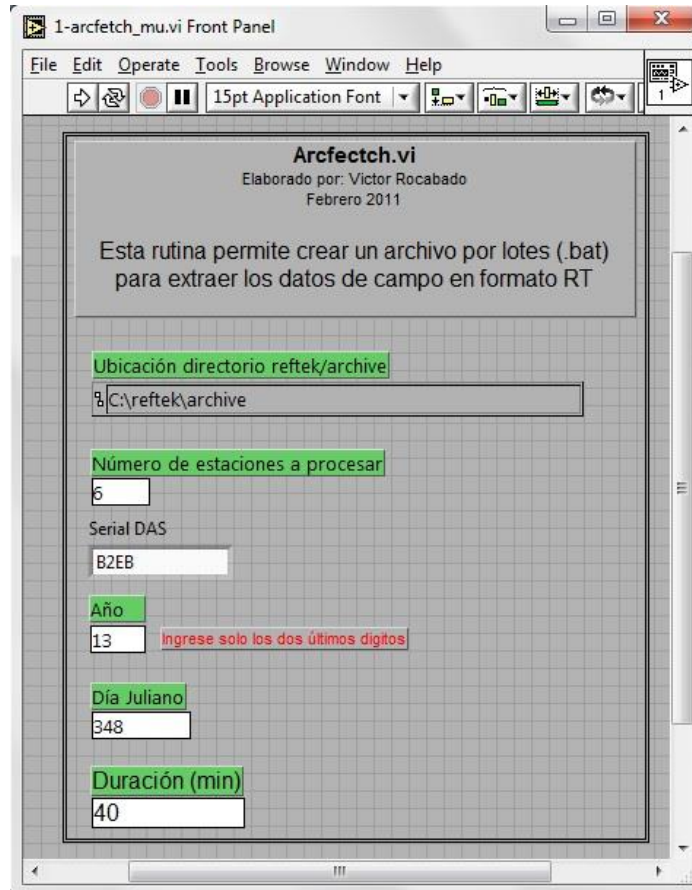


Figura 42. Rutina para transformar los datos de campo a formato RT.

- Se ejecuta la segunda rutina (2-rtcnvrt.vi), la cual permite transformar los datos de formato .RT (reftek) a formato .DAT (ASCII). Cuando se ejecuta la rutina, el programa le pedirá que introduzca los archivos .RT generados anteriormente, tal como se muestra en la figura 39.

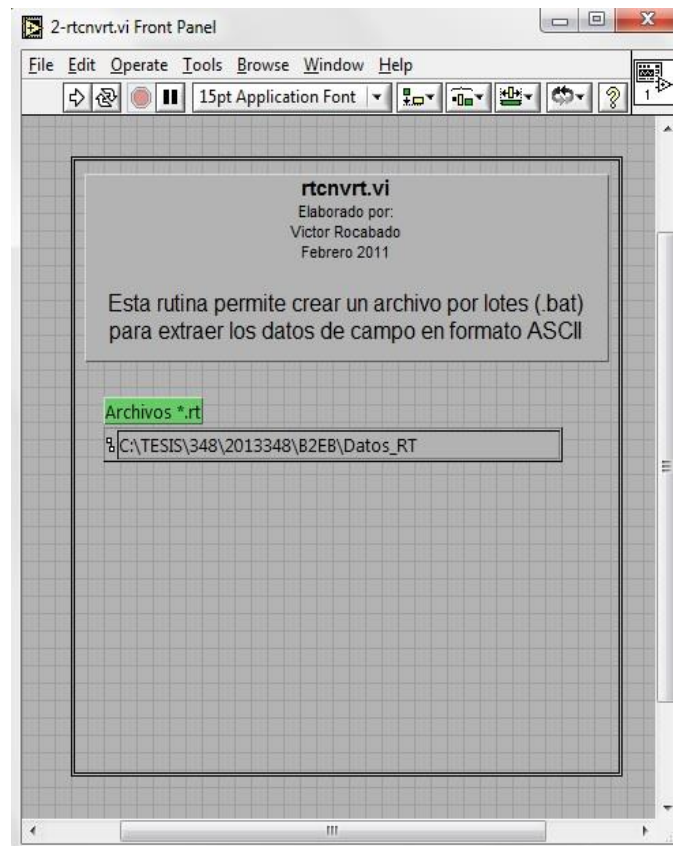


Figura 43. Rutina para transformar los datos de formato RT a formato ASCII.

- Luego se ejecuta la rutina (3-movedata.vi), dicha rutina permite ordenar los datos generados en formato ASCII de cada componente (x, y o z) correspondiente a cada canal (1, 2 o 3). Cuando se ejecuta la rutina, se debe introducir la ubicación de los datos en formato .DAT, el canal a procesar y la ubicación de la carpeta de destino, la cual debe tener como nombre el número del canal que se está procesando, tal como se muestra en la figura 40. Cabe destacar, que este procedimiento debe repetirse de manera individual para cada uno de los canales.

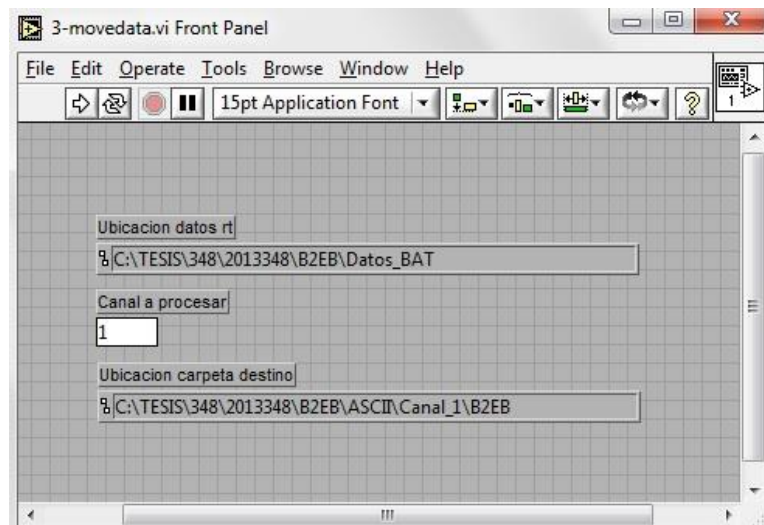


Figura 44. Rutina para ordenar los datos de cada componente por cada canal.

- Por último, se ejecuta la rutina (4-Ref2Saf.vi), la cual permite transformar los datos de formato ASCII a formato .SAF, en la misma se debe introducir los parámetros correspondientes, tales como duración en minutos, tiempo de muestreo y tipo de sensor (figura 41). Luego el programa le pedirá la ubicación del archivo de texto que contiene el nombre de las estaciones y de los datos en formato ASCII correspondiente a cada canal, así como la ubicación de donde serán almacenados los nuevos archivos en formato .SAF. Una vez completado el procesamiento, podremos observar los archivos ya transformados con el nombre de la estación que le corresponde.

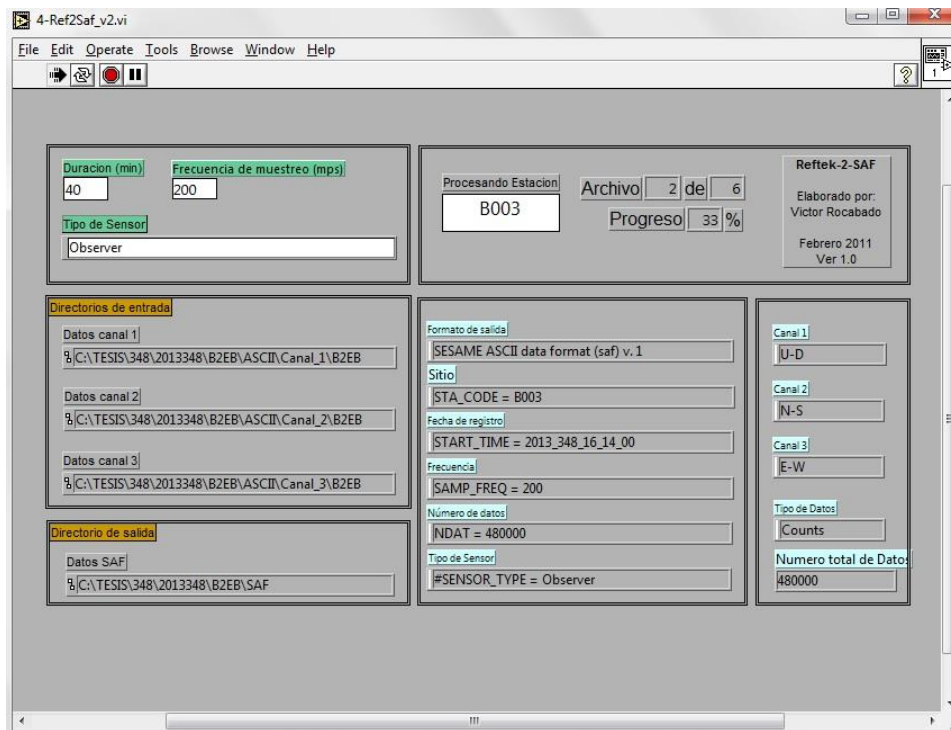


Figura 45. Rutina para transformar los datos de formato ASCII a formato SAF.

### 4.2.3. Obtención de la relación espectral H/V (método de Nakamura).

Se procede a abrir el programa Geopsy, en el cual se lleva a cabo el cálculo de la relación espectral H/V, de la siguiente manera:

Al abrir el programa, se procede a la carga de la señal correspondiente a la estación a procesar, ingresando en el ícono *import signals* y luego en *file*, tal como se muestra en la figura 42, desplegándose la señal en sus tres componentes (figura 43).

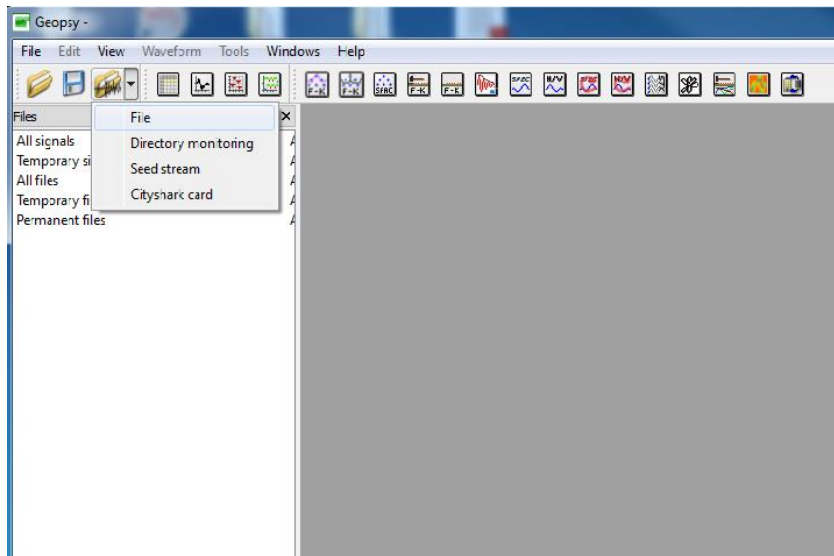


Figura 46. Carga de la señal.

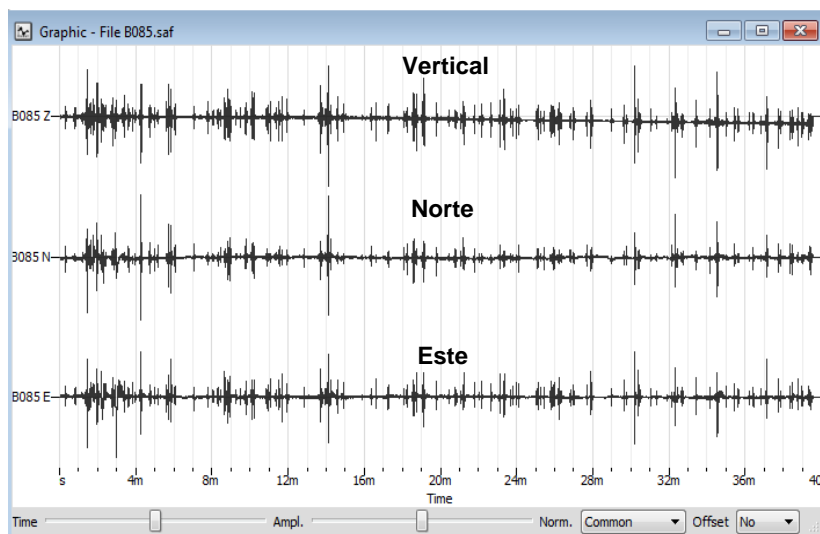


Figura 47. Señal cargada en sus tres componentes (vertical, norte y este).

Lo primero que debe hacerse antes de realizar la relación espectral H/V, es eliminar el valor de desplazamiento de la señal a través del menú *waveform > subtract value*, (figura 44). Posteriormente aparecerá un cuadro de diálogo donde se debe seleccionar el tipo de sustracción que se desea realizar (si el promedio o un valor específico); en este caso se seleccionó la opción *mean value*, el cual remueve la media aritmética de la amplitud de la señal para todo el tiempo de registro, quedando la señal sin desplazamiento vertical, tal como se muestra en la figura 45.

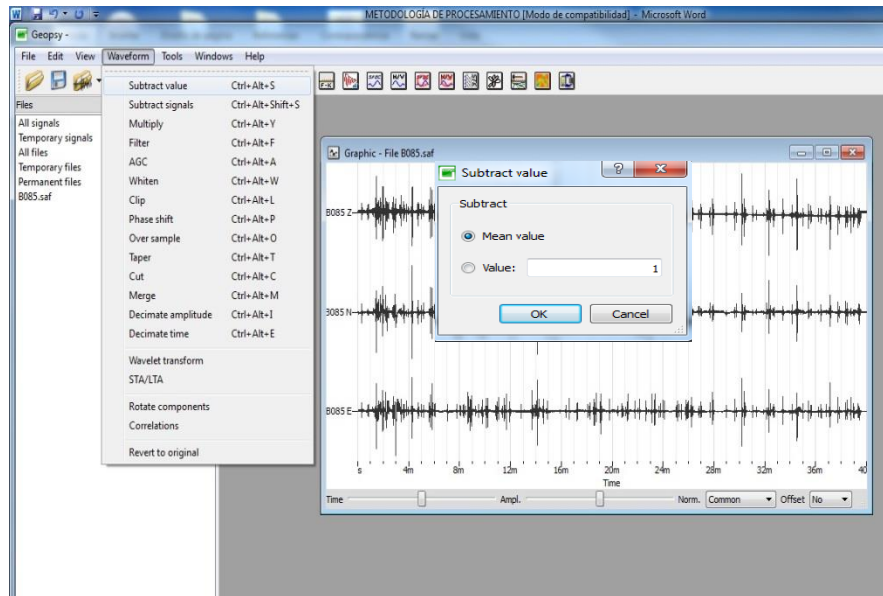


Figura 48. *Subtract value*.

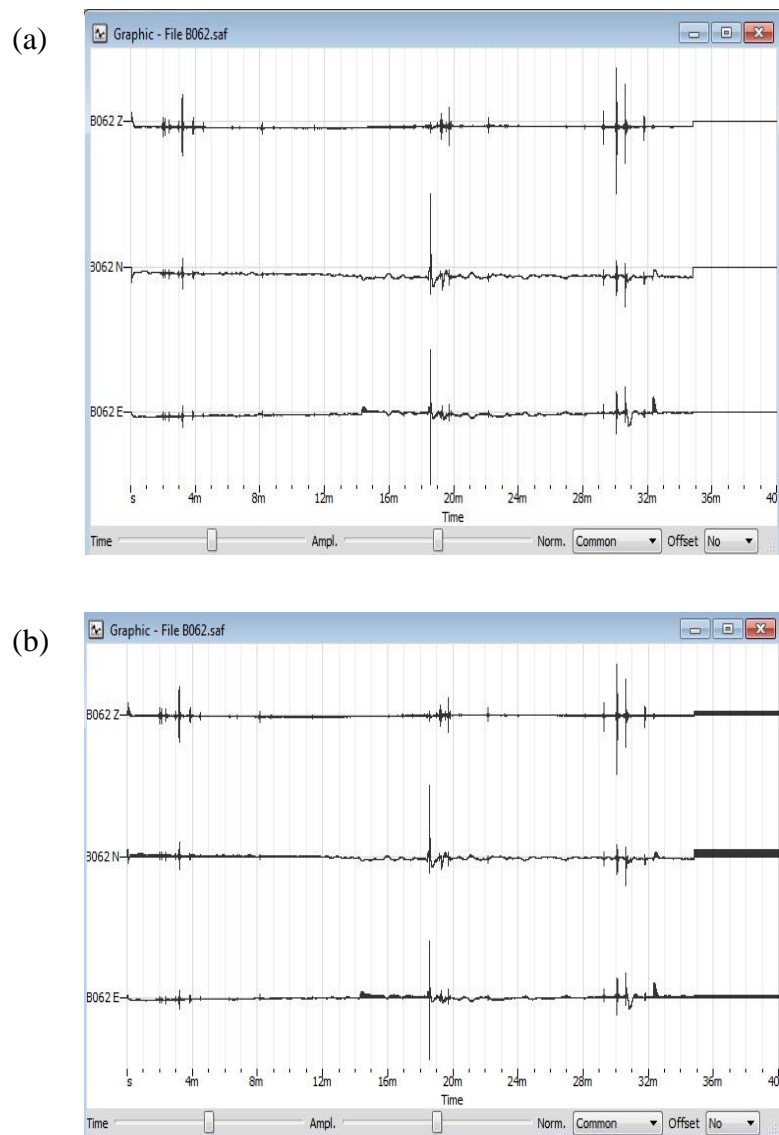


Figura 49. Señal original (a) y señal luego de aplicar *subtract value* (b)

Posteriormente, se procede a aplicar los filtros con el fin de depurar la señal y obtener una señal filtrada en la frecuencia de interés, para ello se ingresa en el menú *waveform > filter*, donde aparecerá una ventana de diálogo (figura 46), en la cual se debe introducir el tipo de filtro que se desea aplicar, así como la frecuencia de corte para dicho filtro, la cual dependerá del objetivo de estudio y de las profundidades que se desean estimar. En este caso se aplicó un filtro Butterworth pasa banda con frecuencias de paso entre 0,2 y 15 Hz. El orden del filtro define la pendiente de

rechazo, de modo que mientras mayor sea el orden del filtro, mayor será dicha pendiente; por ello se usó un filtro Butterworth de orden 1 de baja pendiente para evitar las ondulaciones del “fenómeno de Gibbs”.

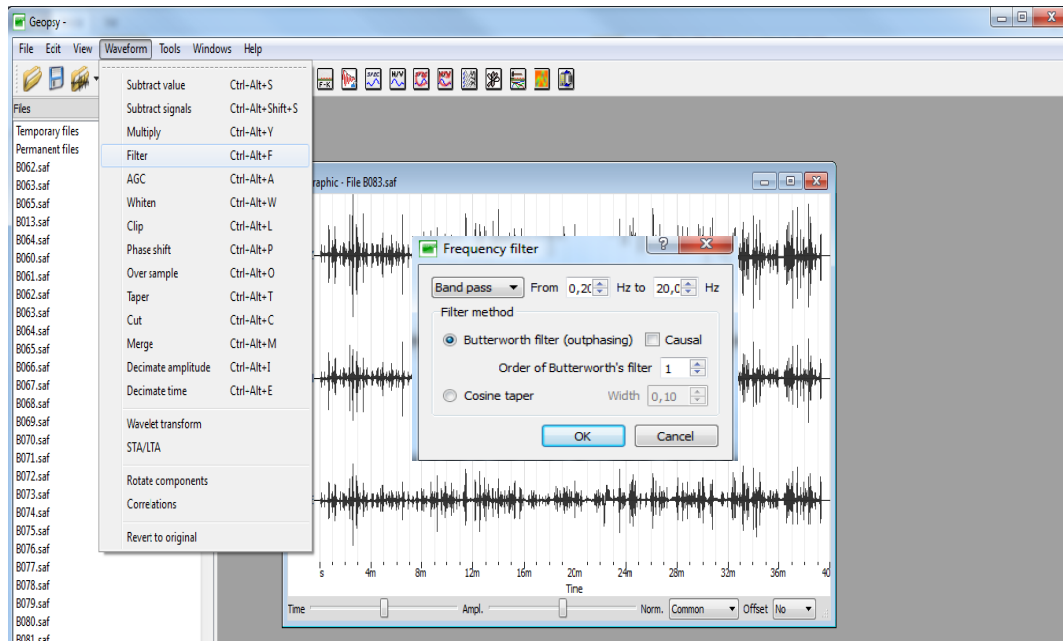


Figura 50. Parámetros para la aplicación de filtros.

Es importante aplicar ganancia a la señal con el fin de incrementar las amplitudes donde la señal es atenuada. Para ello se ingresa a través del menú *waveform* > *AGC*. A continuación, aparecerá un cuadro de diálogo, donde se pedirá ingresar la longitud de la ventana en segundos, dicho valor corresponde a la longitud de la ventana en movimiento, la cual se irá desplazando automáticamente por todo el registro. El Control Automático de Ganancia (AGC), consiste en calcular para cada ventana el promedio RMS de todas las amplitudes presentes en dicho intervalo, para luego dividir la amplitud del punto actual por dicho valor. En este caso, la longitud de la ventana usada fue de 3 segundos, tal como se muestra en la figura 47.

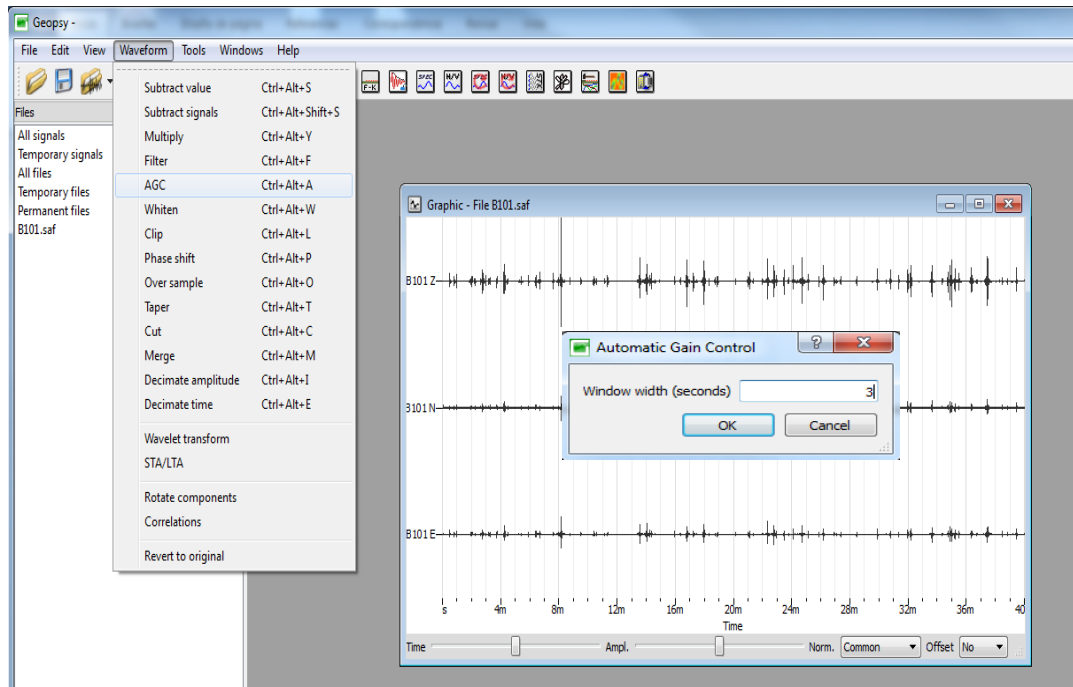


Figura 51. Aplicación de ganancia (AGC).

Se puede observar en la figura 48, la señal antes y después de aplicada la ganancia, donde se aprecia que la imagen de la derecha presenta mayores valores de amplitudes, es decir, una señal menos atenuada.

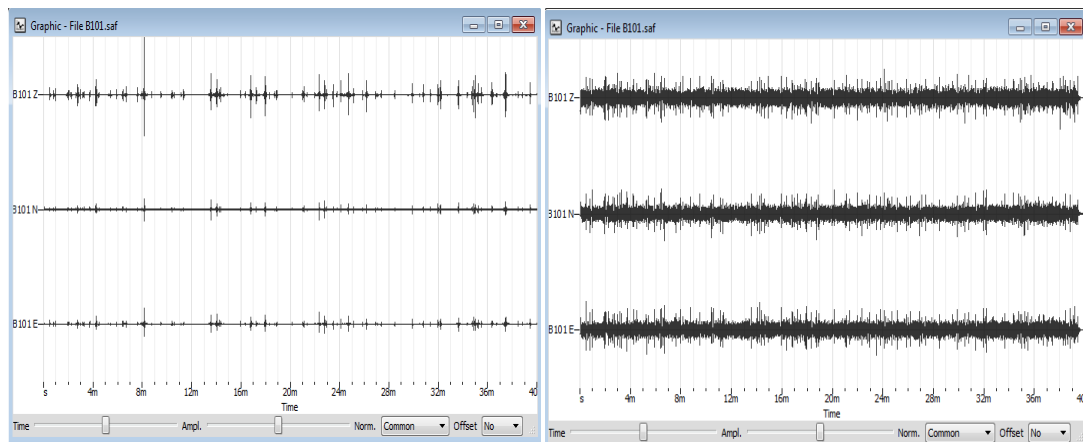


Figura 52. Señal sin aplicar ganancia (izquierda) y luego de aplicada la ganancia (derecha).

Posteriormente, procedemos a aplicar la relación espectral H/V por medio del logo correspondiente, ubicado en la barra superior, donde luego aparecerá una ventana donde debemos introducir los parámetros de procesamiento, tal como se muestra en la figura 49.

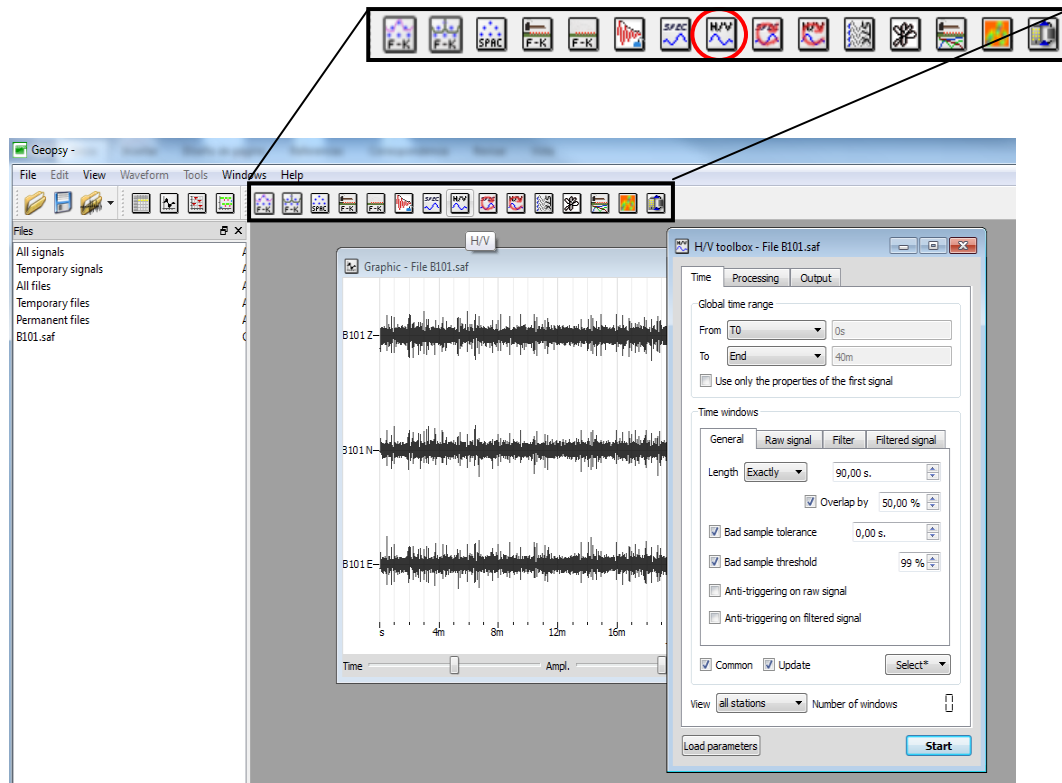


Figura 53. Relación espectral H/V.

En dicha ventana, se observan 3 pestañas principales: *time*, *processing* y *output*. A continuación, se explicará brevemente en qué consiste cada uno de estos parámetros:

En la pestaña principal *Time*, encontramos:

***Global time range***: es utilizado para procesar sólo un intervalo de tiempo de la señal (figura 50).

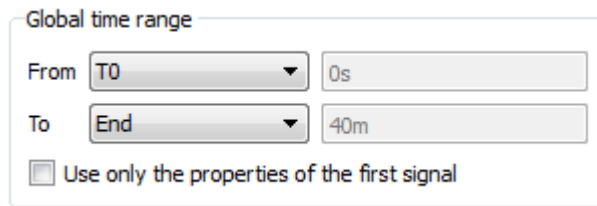


Figura 54. Ventana de diálogo de la sección *Global time range*.

### ***Time windows***

#### ➤ ***General:***

Esta sección es utilizada para personalizar los parámetros correspondientes a la selección de las ventanas utilizadas para el procesamiento (figura 51), los cuales se describen detalladamente a continuación:

*Length:* corresponde a la longitud de la ventana en segundos. Existe una ecuación para calcular la longitud de la ventana, dependiendo del contenido de frecuencias esperados, la cual es la siguiente:

$$N_c = l_w \cdot n_w \cdot f_0 \quad (\text{Ecuación 6})$$

Dónde:

$N_c$ : número de ciclos

$L_w$ : longitud de las ventanas

$N_w$ : número de ventanas

$F_0$ : frecuencia mínima esperada

En este caso, se tiene un mínimo de 200 ciclos significativos por segundo y un mínimo de 10 ventanas de procesamiento. Como el estudio se está realizando en una cuenca de gran espesor sedimentario, lo esperado es obtener bajas frecuencias a medida que aumenta el espesor sedimentario. De este modo, para obtener una frecuencia de 0,1 a 0,6 Hz aproximadamente (entre 1 y 10 segundos), es necesario seleccionar ventanas de procesamiento de 120 segundos aproximadamente.

*Overlap*: las ventanas contiguas se solapan de acuerdo al porcentaje escogido, en este caso se usó un *overlap* de 50 %.

*Bad sample*: al activar estas casillas, elimina las partes recortadas de la grabación e introduce cierta tolerancia en los criterios de selección de ventanas. De este modo, filtra aquellas muestras que posean una amplitud demasiado alta, o que se encuentran fuera del rango STA/LTA especificado.

*Anti-triggering*: el objetivo del *anti-triggering* es mantener sólo las partes más estacionarias de las vibraciones ambientales, y de este modo evitar los transitorios, los cuales se encuentran a menudo asociados a fuentes específicas.

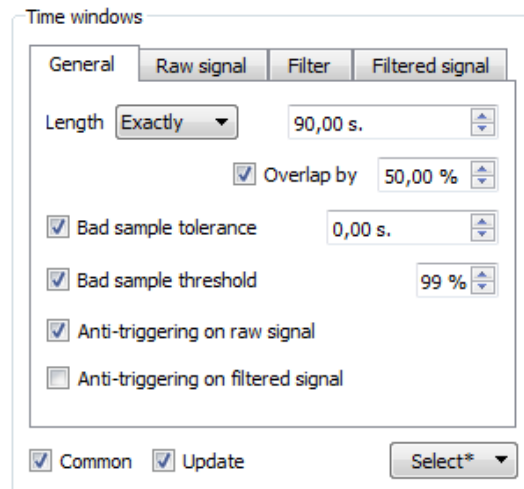


Figura 55. Ventana de diálogo de la sección *Time windows*.

### ➤ *Raw signal*

*STA/LTA*: se encarga de rechazar transitorios energéticos dentro de las grabaciones de vibraciones ambientales, y de este modo seleccionar sólo las partes de la señal donde la amplitud es casi estacionaria, es decir, donde la relación STA/LTA se mantiene dentro de un rango limitado de valores alrededor de uno. Dicho algoritmo se basa en la comparación de la amplitud media a corto plazo (STA) y el promedio a largo plazo (LTA) de la señal, de este modo, el límite superior de dicha relación busca evitar los

pulsos de energía ocasionados generalmente por el tráfico vehicular o por los peatones caminando junto al sensor. Con base en lo dicho anteriormente, es necesario introducir los siguientes parámetros:

*STA (Short Time Average)*: nivel promedio de la amplitud de la señal durante un corto período de tiempo. El valor predeterminado es 1 segundo.

*LTA (Long Time Average)*: nivel promedio de la señal durante un largo período de tiempo. El valor predeterminado es 30 segundos.

*Min STA/LTA*: límite inferior para la relación STA/LTA. el valor predeterminado es 0,2.

*Max STA/LTA*: límite superior para la relación STA/LTA. el valor predeterminado es 2,5.

Cabe destacar, que estos parámetros aunque tienen un valor predeterminado, los mismos deben ser ajustados acorde al contenido de ruido de la señal, tal como se muestra en la figura 52.

Es importante señalar, que los parámetros correspondientes a las pestañas *Filter* y *Filtered signal* no fueron modificados, por el contrario, se usaron los parámetros establecidos prefijados.

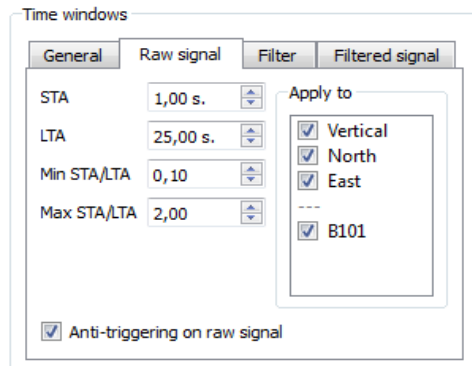


Figura 56. Ventana de diálogo de la sección *Time windows*.

**Number of windows:** corresponde al número de ventanas seleccionadas de manera automática, de acuerdo a los parámetros introducidos en el menú anterior. En esta opción también podemos agregar o eliminar ventanas de forma manual, de acuerdo a nuestra preferencia, tal como se observa en la figura 53.

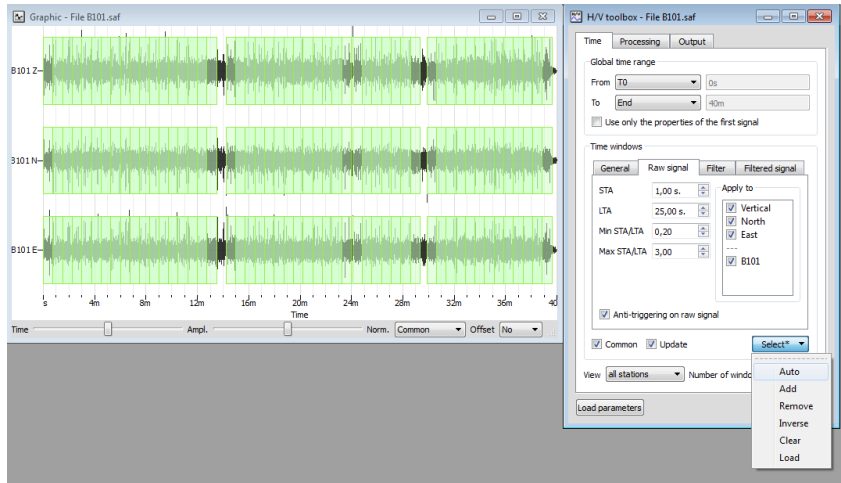


Figura 57. Selección de ventanas de procesamiento.

En la pestaña principal *processing*, se encuentran los parámetros de suavizado y la forma en que los componentes horizontales son procesados para luego calcular la relación espectral H/V (figura 54).

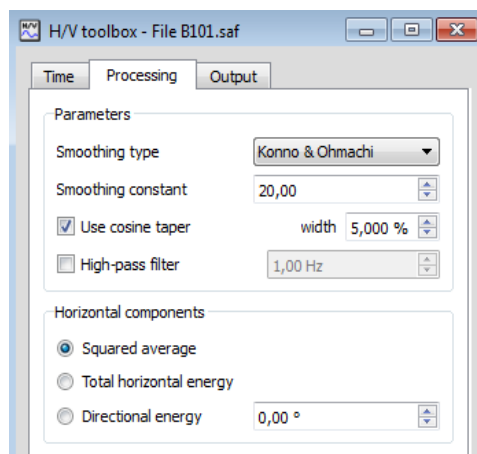


Figura 58. Ventana de diálogo de la pestaña *Processing*.

En la sección *Parameters*, se debe introducir el tipo de suavizado o *smoothing* aplicado al espectro de Fourier correspondiente a cada ventana, esto con el fin de mejorar el aspecto general de las curvas. En este caso, se utilizó el tipo de suavizado Konno Ohmachi, el cual es el más recomendado, ya que conserva los diferentes números de puntos a bajas y altas frecuencias. Este suavizado se controla en un rango entre 0 y 100, donde 0 es un suavizado muy fuerte y 100 un suavizado muy tenue. En este caso se usó un coeficiente de 30, ya que proporciona un buen suavizado, sin picos pronunciados en las curvas.

Además, es importante activar la casilla *use coseno taper*, ya que el mismo ayuda a minimizar los efectos de borde, con el fin de mejorar sus propiedades en el dominio de la frecuencia, donde la casilla *width* corresponde al ancho del intervalo en el dominio del tiempo, el cual viene expresado en porcentaje. En este caso, se usó el valor predeterminado, 5%.

Por otro lado, existen tres métodos para calcular la componente horizontal de la señal, que posteriormente será usada en la relación espectral H/V, los cuales son: promedio al cuadrado (*squared average*), energía total horizontal (*total horizontal energy*) y energía direccional (*directional energy*). En este caso se usó la opción predeterminada de promedio al cuadrado, la cual viene dada por la ecuación 7:

$$H(f) = \sqrt{\frac{N^2(f) + E^2(f)}{2}} \quad (\text{Ecuación 7})$$

Siendo N y E las componentes horizontales de los microtemores (norte y este, respectivamente).

En la pestaña *output* establecemos los parámetros correspondientes para mostrar y guardar los resultados (figura 55), esta sección se encuentra dividida en tres:

*Frequency samplig*: donde se pueden fijar los límites de frecuencias que se desea mostrar.

*Appearance*: donde se puede fijar el aspecto gráfico, de modo que aparezca de forma automática.

*Output*: donde se puede establecer donde se guardarán los datos de salida.

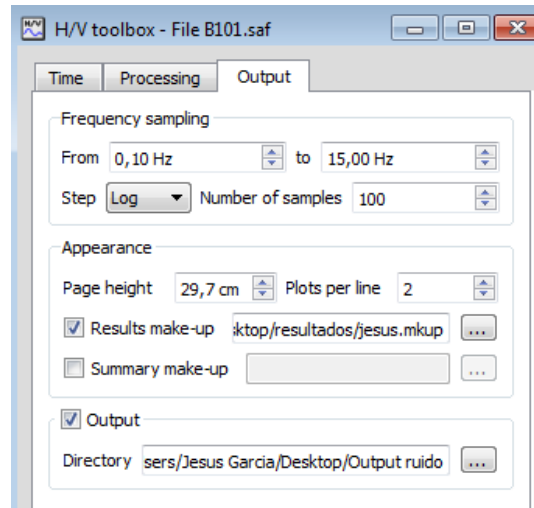


Figura 59. Ventana de diálogo de la pestaña *Output*.

Por último, se hace *click* en el botón *Start*, ubicado en la esquina inferior derecha de la ventana. Posteriormente, las ventanas seleccionadas, se mostrarán de un color en particular cada una, donde dichas ventanas tendrán el mismo color que la curva que le corresponde en el gráfico H/V.

En el gráfico se observarán las diferentes curvas H/V correspondiente a cada ventana de procesamiento, donde la curva con mayor amplitud, es decir, donde la relación espectral H/V es mayor, se muestra como un pico predominante correspondiente al período fundamental de vibración del sitio. La curva negra representa la media de todas las curvas H/V, mientras que las dos líneas punteadas corresponden a la desviación estándar (figura 56).

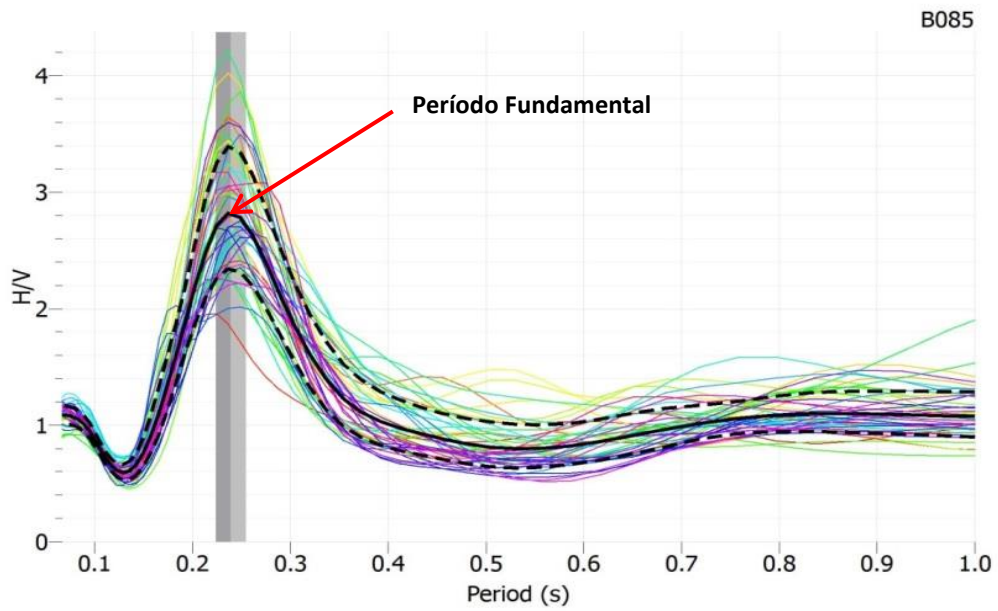
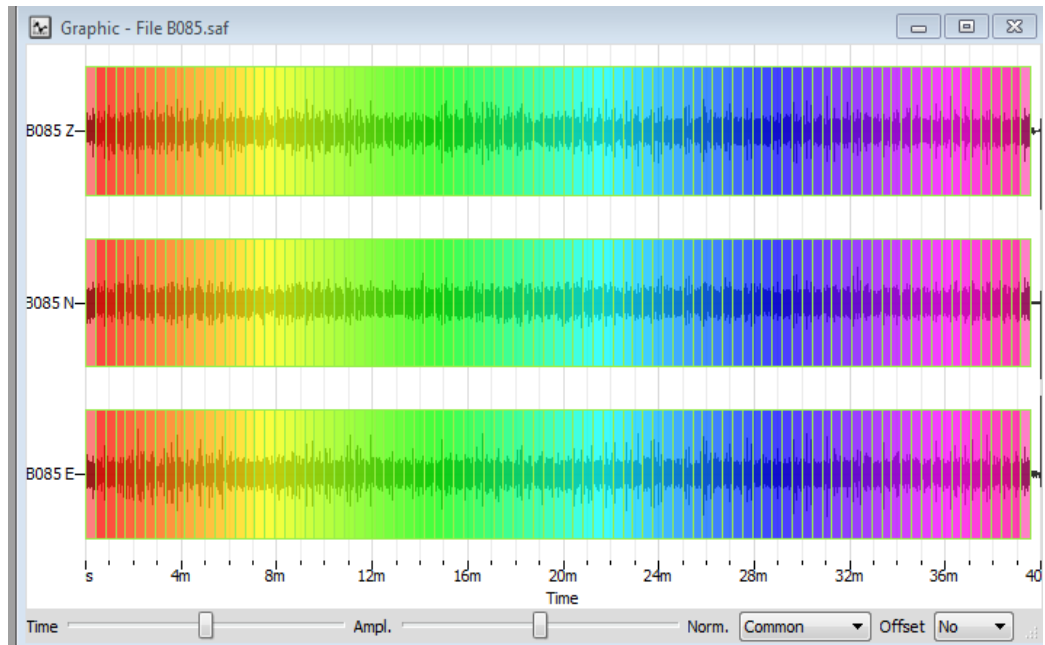


Figura 60. Ventanas de procesamiento (superior) y pico de período fundamental (inferior).

#### 4.2.4. Estimación de $V_s$

Para calcular las profundidades, es necesario conocer tanto el período fundamental como la velocidad de onda S correspondiente a cada capa (ecuación 5). Para estimar dichas velocidades, se empleó una relación empírica extraída de Lowrie (2007), la cual vincula la velocidad de onda P y S de acuerdo a la densidad para diferentes tipos de rocas (figura 57).

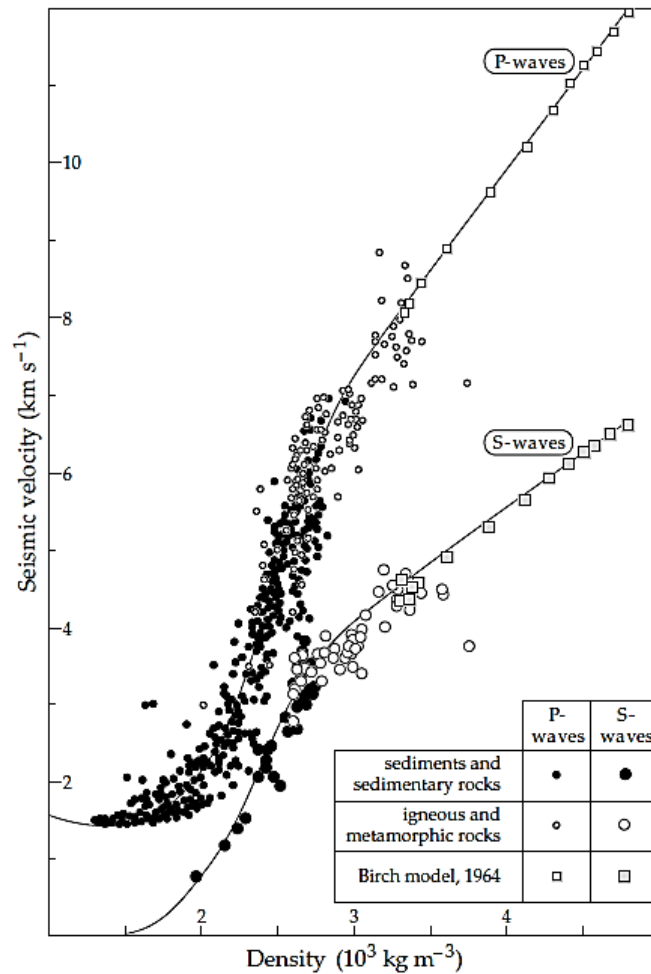


Figura 61. Relación empírica entre la densidad y la velocidad de onda P y S para diferentes tipos de rocas (Lowrie, 2007).

Para conocer la densidad de las formaciones, se empleó un registro de pozo ubicado en el campo Borburata, el cual contaba con registros de densidad, sónico (lentitud) e impedancia (figura 58).

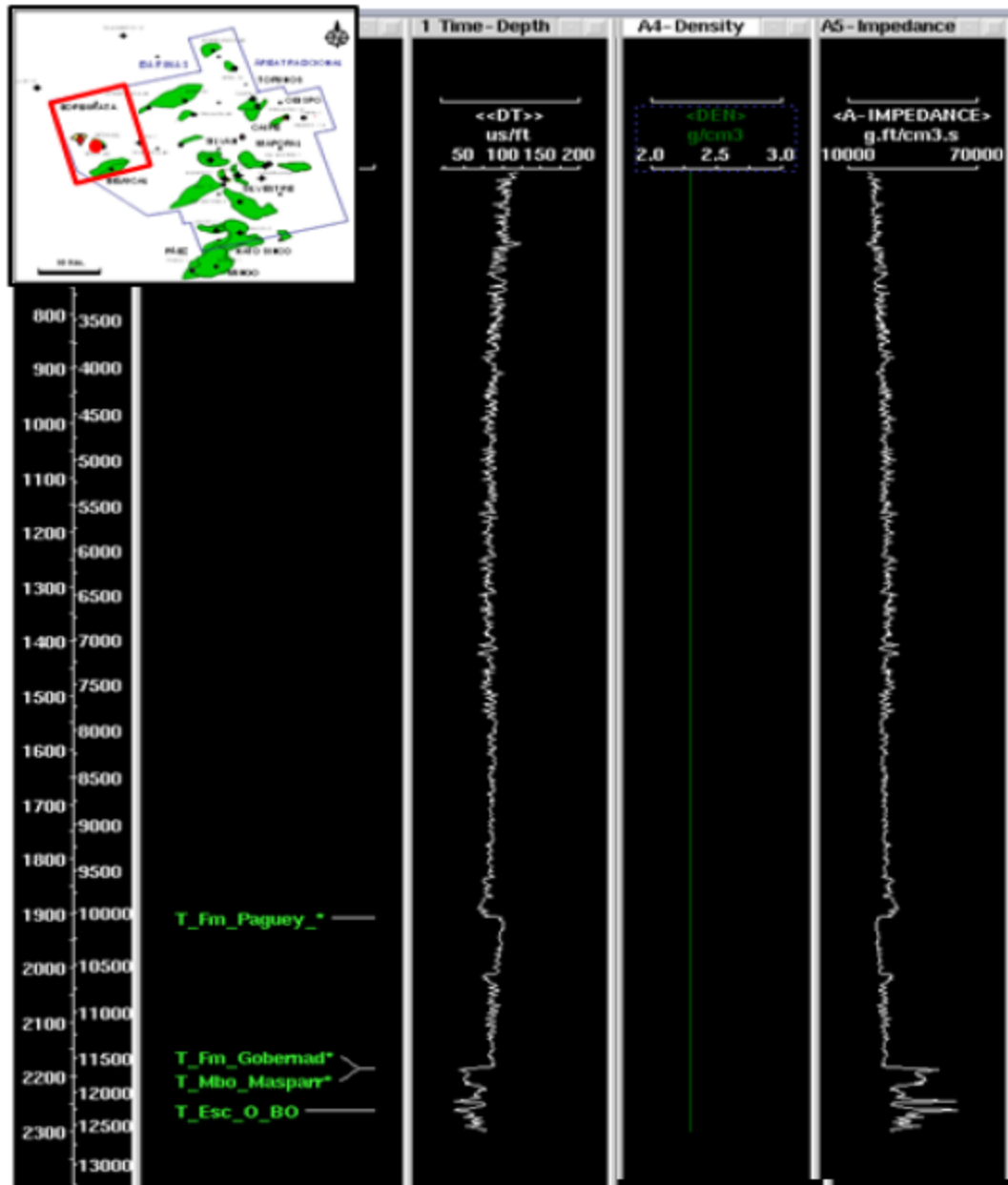


Figura 62. Registro de densidad y lentitud de un pozo ubicado en el campo Borburata, estado Barinas (Barh, 2011).

A partir del registro sónico, se obtuvo un promedio de  $V_p$  correspondiente a cada capa, para finalmente obtener la  $V_s$  mediante la ecuación 8 propuesta por Brocher (2005) para rocas sedimentarias, la cual denominó “Ajuste de regresión de Brocher”.

(Ecuación 8)

$$V_s (km/s) = 0.7858 - 1.2344V_p + 0.7949V_p^2 - 0.1238V_p^3 + 0.0064V_p^4$$

Con base en lo antes expuesto, se realizó una tabla comparativa de las  $V_s$  obtenidas por ambos métodos (tabla 3), donde a pesar de que ambas metodologías aportan resultados análogos, se concluyó que el método más preciso y fiable es el de Brocher (2005), por lo que se usaron dichas velocidades para estimar las profundidades correspondientes a cada capa.

Tabla 3.  $V_s$  estimadas a partir de la relación de Lowrie (2007) y Brocher (2005).

	Densidad ( $gr/cm^3$ )	$V_s$ (m/s) (Lowrie, 2007)	$V_s$ (m/s) (Brocher, 2005)
Capa 1	2,2	1100	1016
Capa 2	2,3	1400	1454
Capa 3	2,4	1600	1754

## CAPÍTULO V

### RESULTADOS Y ANÁLISIS

#### 5.1 ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Se realizó un análisis estadístico con el fin de verificar y cuantificar la calidad y distribución de los datos. Para ello se llevaron a cabo análisis clásicos, tales como estadística descriptiva (donde se calcularon las medidas de tendencia central), histograma de frecuencias y un diagrama de caja de bigotes; esto con el objetivo de analizar la distribución y simetría de los datos, empleando para ello las herramientas *Microsoft Excel 2010* y *R Project*.

La tabla 4 reseña los valores obtenidos a través del análisis de estadística descriptiva, donde se tiene un total de 126 datos que involucran valores de períodos fundamentales que fueron identificados a través de tres picos predominantes para las 48 estaciones medidas. Los valores oscilan entre 0,429 y 8,73 s; con una media de 3,78 s, mediana de 3,25 s y moda de 6,44 s. Al existir disimilitud entre dichos valores (media, mediana y moda), indica que no se tiene una distribución normal de los datos y que por el contrario, la misma presenta una distribución asimétrica positiva, donde la minoría de los datos se agrupan a la derecha de la media aritmética.

Tabla 4. Datos de medidas de tendencia central

<i>Estadística descriptiva</i>	
Media	3,78
Mediana	3,25
Moda	6,44
Datos	126
Desviación estándar	2,78
Varianza de la muestra	7,76
Curtosis	-1,44
Asimetría	0,56
Mínimo	0,42
Máximo	8,73

La desviación estándar representa el grado de dispersión de los datos respecto a la media, en este caso la desviación estándar fue de 2,78 s, al ser un valor distinto de cero significa que los datos en su mayoría se encuentran alejados del valor promedio, lo que es típico es una distribución que no posee un comportamiento normal.

Por su parte, la curtosis corresponde a la elevación o achatamiento de la distribución, comparada con una distribución normal, en este caso se obtuvo una curtosis de -1,44; al obtener una curtosis negativa, indica que la distribución es de tipo platicúrtica, en otras palabras, una distribución relativamente plana respecto a una distribución normal.

Al analizar el histograma de frecuencias (figura 59), se puede notar que el mismo presenta un comportamiento bimodal, donde los valores que se repiten con mayor frecuencia oscilan entre 0,42-1,81 y 5,96-7,35 s. Los períodos que oscilan entre 3,20; 4,58 y 8,73 s poseen una frecuencia similar (entre 15 y 20), mientras que los períodos entre 4,58-5,96 s y los mayores a 8,73 s son los que se repiten con menor frecuencia (aproximadamente 5).

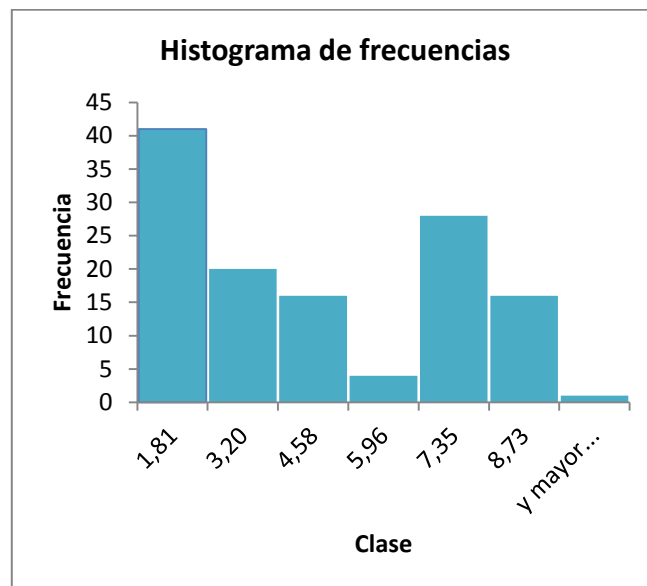


Figura 63. Histograma de frecuencias.

Dicho comportamiento se encuentra asociado a la geometría de la cuenca y a la geología presente en la zona, pues los picos de períodos predominantes se van desplazando en tiempo a medida que nos alejamos de la cordillera, como respuesta a las diferentes frecuencias registradas producto de los cambios litológicos en subsuelo.

La figura 60 muestra el diagrama de caja correspondiente a los valores de período adquiridos en la zona de estudio, donde las líneas superior e inferior, denominadas “bigotes”, representan el máximo y mínimo de los datos, en este caso fue de 0,4 y 8,7 s respectivamente. Cabe destacar que no se encontraron valores atípicos en la población de datos, por lo que no se observan puntos fuera de esta zona.

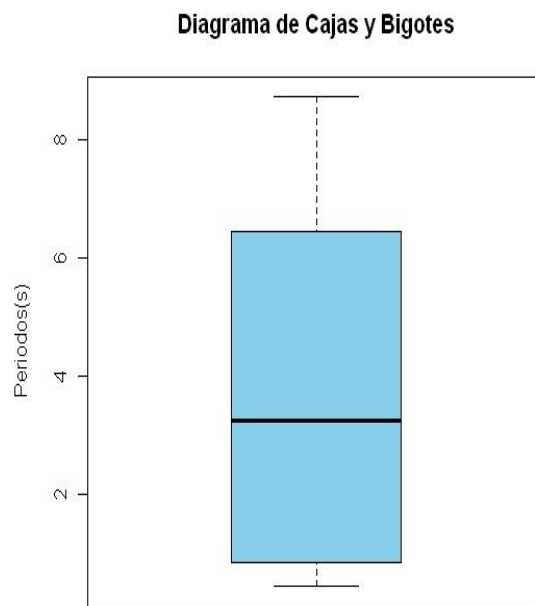


Figura 64. Diagrama de caja.

El tamaño del rectángulo viene dado por el primer y tercer cuartil, mientras que la línea central que divide el rectángulo corresponde a la mediana, que en este caso fue de 3,25 s. Cuando la mediana se ubica a la mitad del rectángulo, demuestra la asimetría de los datos y su comportamiento normal, lo que no sucede en este caso.

## 5.2 RELACIÓN ENTRE LA FORMA DEL PICO Y LA IMPEDANCIA

Existe una estrecha relación entre la forma del pico de período fundamental y el contraste de impedancia acústica; por esta razón, no sólo es importante el valor del período, sino también la forma que toma el pico en el espectro, ya que nos proporcionará información acerca de qué tan alto es el contraste de impedancia en profundidad y de este modo poder correlacionarlo con la geología de la zona.

Para ello se analizarán los espectros de frecuencia obtenidos de la relación espectral H/V correspondientes a cada estación, clasificándolos en tres tipos de picos: definidos (figura 61), múltiples (figura 62) y poco definidos (figura 63).

### Picos definidos

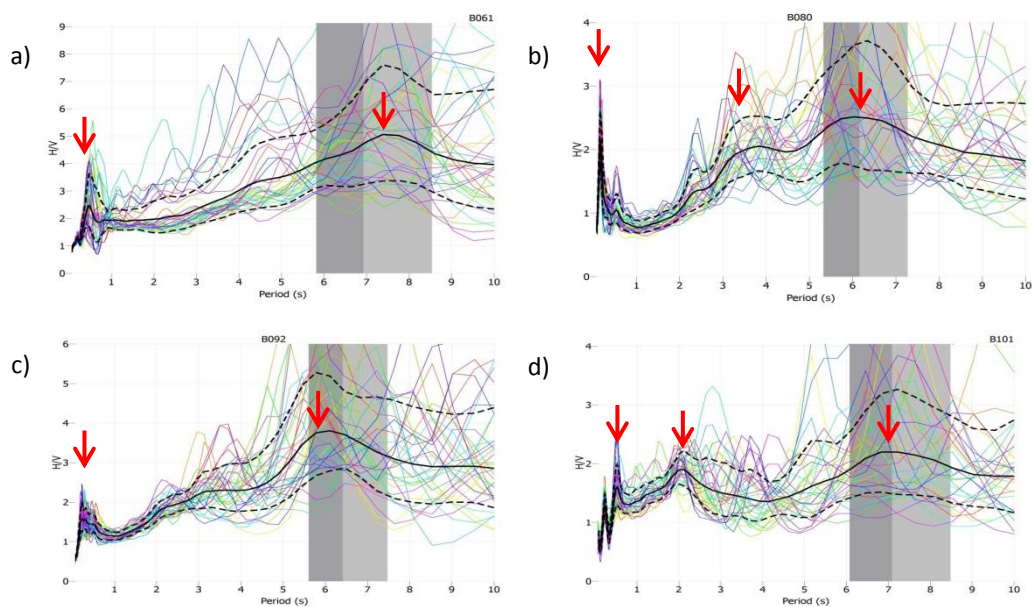


Figura 65. Picos definidos correspondientes a las estaciones B061 (a), B080 (b), B092 (c) y B101 (d).

En la figura 61, se muestran los picos de período fundamental pertenecientes a las estaciones B061, B080, B092 y B101; los cuales poseen una forma definida, siendo indicio de que nos encontramos en una interfase entre una capa sedimentaria y una roca consolidada, o bien, entre capas en las que existe un contraste de impedancia acústica significativo. Se observa que los tres picos fundamentales tienen buena representación en algunas estaciones, lo que indica que existe un buen contraste de impedancia, no sólo a nivel somero, sino también a nivel intermedio y profundo, para algunos casos.

### Picos múltiples

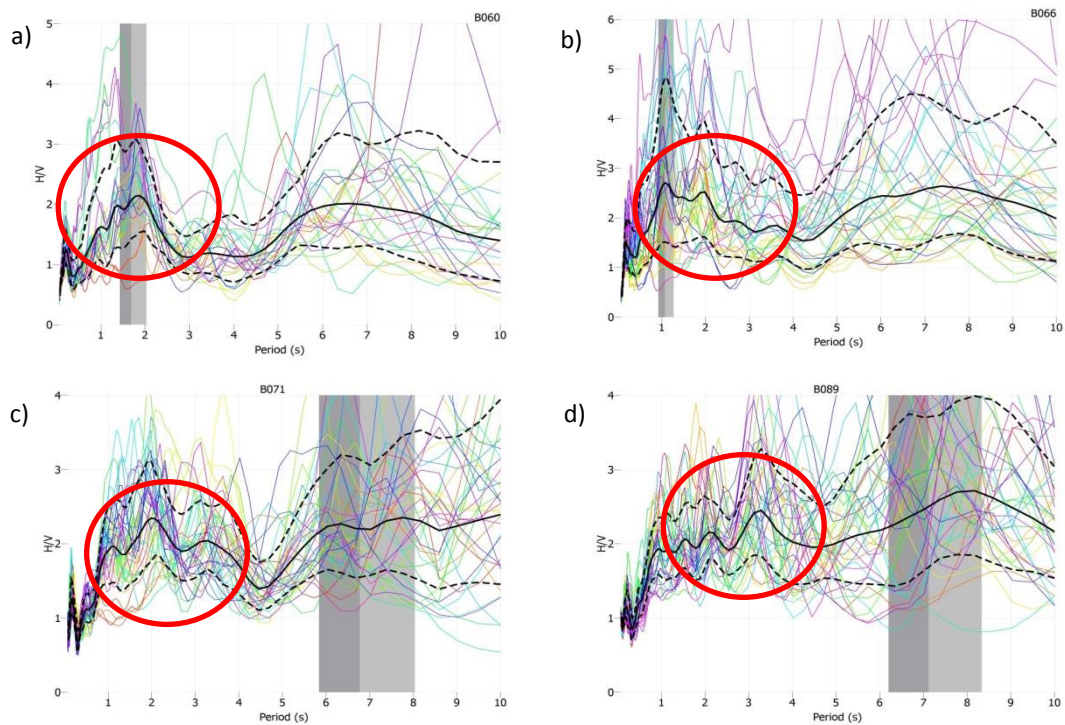


Figura 66. Picos múltiples correspondientes a las estaciones B060 (a), B066 (b), B071 (c) y B089 (d).

En la figura 62, entre 1 y 4 segundos se aprecian picos múltiples como respuesta a los diversos contrastes entre las diferentes litologías que existen en subsuelo, lo cual indica que pudiera estar relacionado al contraste que existe entre las formaciones Parángula y Río Yuca, las cuales presentan litologías variadas de origen molásico que van desde conglomerados hasta sedimentos de grano más fino, los cuales responden a diferentes frecuencias.

En ese caso fue difícil definir el pico más significativo, puesto que existían varios picos cercanos como respuesta a la presencia de diversas capas en el subsuelo con una configuración compleja, sin embargo, se dio prioridad al pico que presentaba mayor amplitud.

### Picos poco definidos

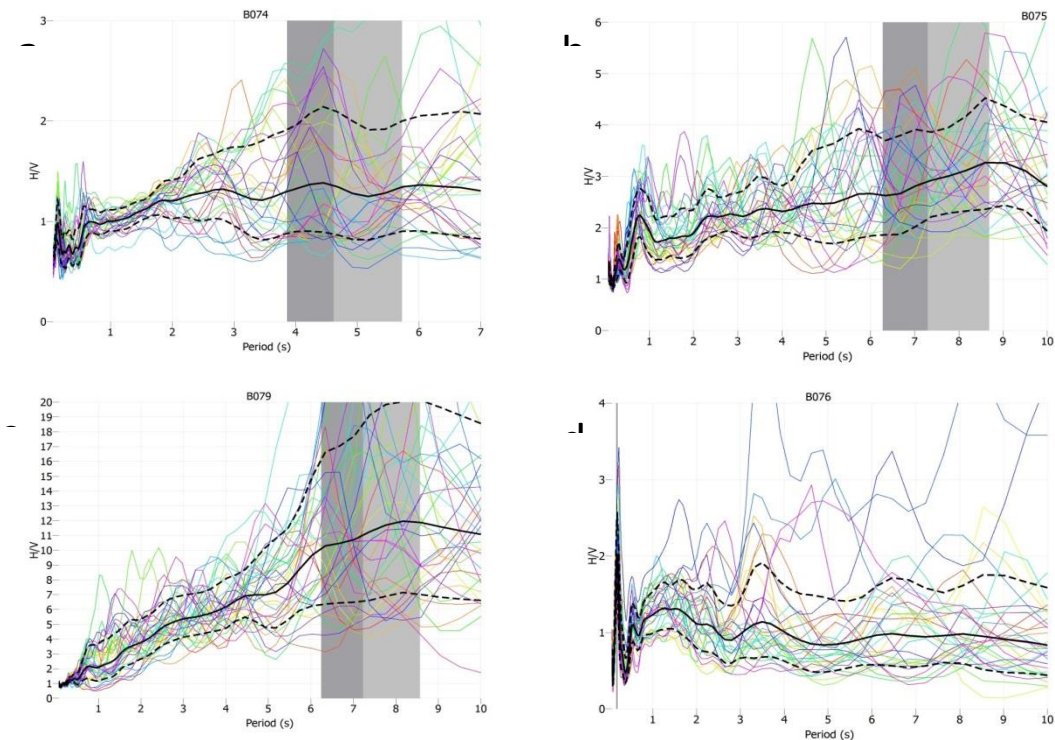


Figura 67. Picos poco definidos correspondientes a las estaciones B074 (a), B075 (b), B079 (c) y B076 (d).

Por último, este grupo corresponde a zonas donde el contraste de impedancia es bajo o poco significativo (figura 63). A pesar de que en la mayoría de las estaciones se observaron al menos 3 picos, en algunas solo se identificaron dos debido al bajo contraste de impedancia acústica en algunas zonas, lo que dificultó la elección del período predominante. Es por ello que los mapas de isoperíodos y espesores sedimentarios fueron realizados en función de los picos que fueron constantes en todas las estaciones, es decir, el primer y el último pico, correspondiente a la primera y a la tercera interfase sedimentaria, respectivamente.

Adicionalmente, se elaboró un mapa donde se muestra la distribución en el área de estudio de los tipos de picos identificados en los espectros, correspondientes a cada estación registrada (figura 64). En el perfil uno, se puede observar, que a piedemonte las primeras dos estaciones presentan un pico definido producto del buen contraste de impedancia existente entre los sedimentos no consolidados de la Formación Guanapa y las arcillas de la Formación Pagüey, tal evidencia es corroborada por Colleta *et al.*, (1997), quienes afirman que hacia esta zona no hay evidencia de las Formaciones Río Yuca y Parángula, pues las mismas fueron erosionadas y depositadas hacia el sur posterior al levantamiento Andino. Por su parte, en las estaciones que le siguen en sentido sureste, se observa una secuencia de picos poco definidos, donde el tercer pico muestra una forma de “meseta” y no un pico pronunciado, esto debido al bajo contraste de impedancia que existe en profundidad hacia esta zona. Por último, hacia la parte más sureste del perfil, se identificaron una serie de picos múltiples, lo que indica que hacia esta zona el subsuelo presenta una configuración mucho más compleja que hacia el noroeste, con la presencia de capas de litologías variadas que responden a frecuencias similares, pero no iguales, posiblemente vinculadas a las Formaciones Parángula y Río Yuca.

En el perfil dos, se identificaron picos poco definidos en la parte más próxima a la Cordillera de Los Andes, al igual que las estaciones que se encuentra al piedemonte del mismo, esto se observó principalmente en los picos correspondientes a la tercera interfase sedimentaria, donde se dificultó su tipificación debido a los bajos valores de

amplitud H/V obtenidos para algunas estaciones (como por ejemplo, la estación 76). Además, se identificaron picos múltiples en la parte central del perfil y algunos picos definidos hacia la zona más sureste del mismo, lo que indica que hacia esta zona existe un aumento de la impedancia acústica en profundidad, lo cual se encuentra asociado posiblemente a la variación en el tamaño de grano de las formaciones Parángula y Río Yuca hacia esta zona. Esto se corrobora en el perfil tres, donde hacia la zona más sureste del perfil la mayoría de las estaciones tienden a mostrar picos definidos al igual que las estaciones a piedemonte, a diferencia de las estaciones ubicadas en la parte central, que muestran un comportamiento múltiple al igual que los perfiles anteriores.

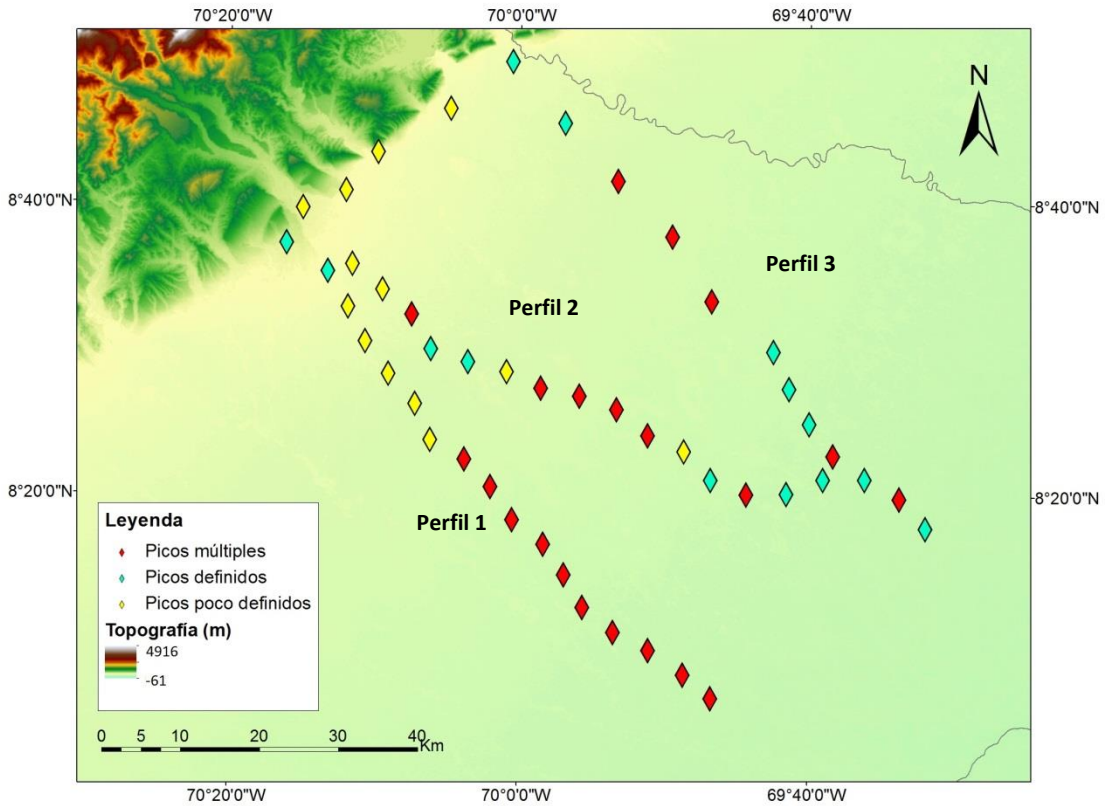


Figura 68. Mapa correspondiente a los tipos de curvas obtenidos para cada estación.

### 5.3 MAPAS DE ISOPERÍODOS Y ESPESORES SEDIMENTARIOS

La figura 65 muestra el mapa de isoperíodos correspondiente a la primera capa, donde se obtuvieron valores de períodos en un rango entre 0,4 y 2 segundos. Se observa que hacia el piedemonte de la Cordillera de los Andes y hacia el norte de la cuenca existen períodos entre bajos e intermedios, mientras que hacia el sur este valor aumenta. Esta primera interfase, corresponde al contraste entre los aluviones recientes mal escogidos de la Formación Guanapa con las arenas y conglomerados de la Formación Río Yuca, los cuales son sedimentos continentales provenientes de la erosión generada posterior al levantamiento andino y que poseen un variado tamaño de grano.

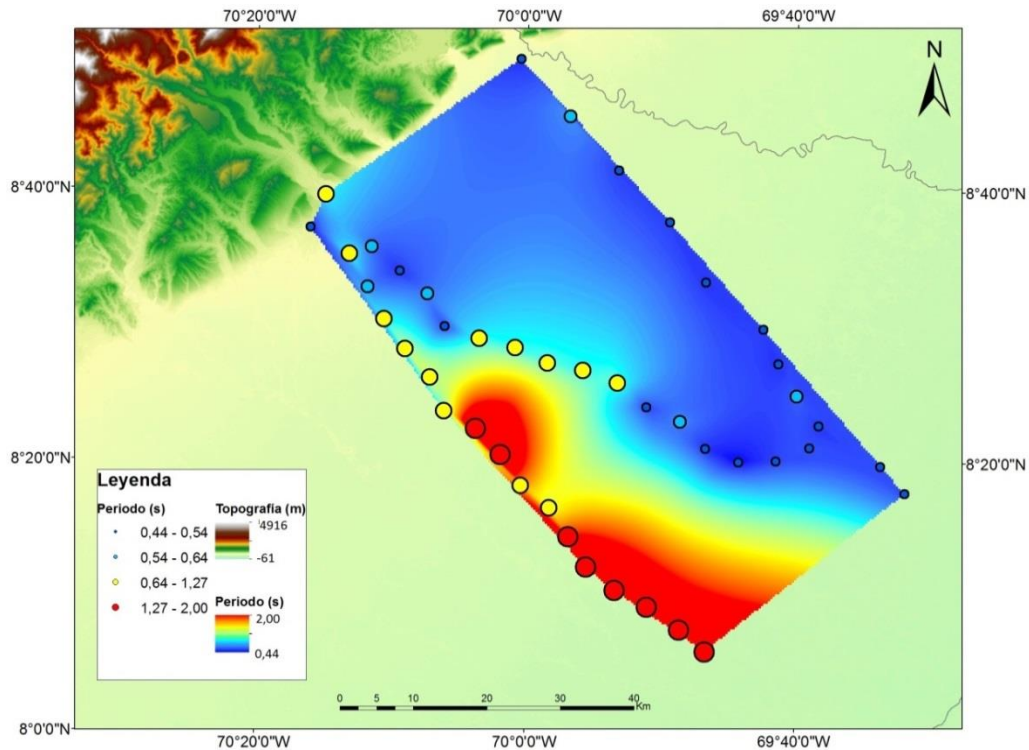


Figura 69. Mapa de isoperíodos correspondientes a la primera capa.

Para esta capa se estimó una velocidad de onda S aproximada de 1016 m/s, que posteriormente fue utilizada para obtener las profundidades, las cuales se encontraron entre 112 y 505 metros (figura 66). Se observa, que existe una relación directa entre el período fundamental y la profundidad, siendo éstas directamente proporcionales, alcanzando los mayores espesores sedimentarios donde existe mayor período de resonancia, lo que se traduce en menores espesores hacia el piedemonte de la Cordillera Andina y zona norte de la cuenca, a diferencia de la zona sureste que conserva los mayores espesores sedimentarios, lo que es de esperarse, ya que la Formación Guanapa proviene de un ambiente fluvial, donde los sedimentos son transportados por los ríos que drenan desde la Cordillera Andina hasta las llanuras del estado Barinas. De igual forma, Colleta *et al.*, (1997) confirman la presencia de un anticlinal asimétrico hacia esta zona producto de esfuerzos compresivos posteriores al levantamiento andino, que provocaron la exposición de las Formaciones Parángula y Río Yuca, originando su erosión y posterior depositación hacia la zona sur de la cuenca, lo que produjo un aumento del espesor sedimentario hacia esta zona.

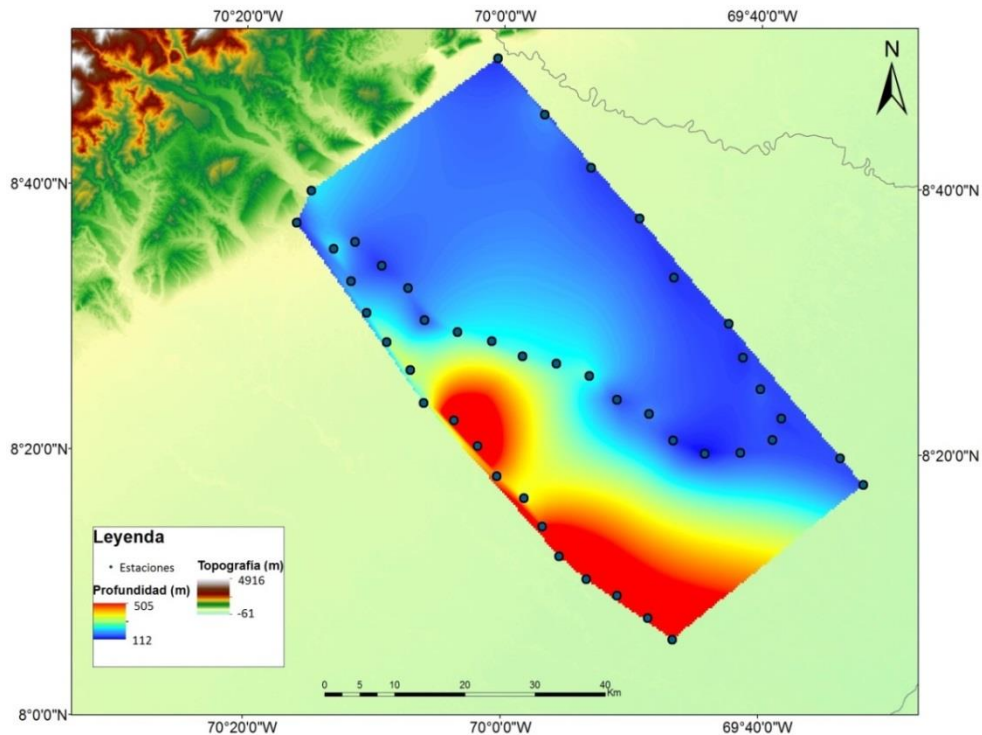


Figura 70. Mapa de profundidades estimadas para la primera capa.

Las profundidades obtenidas, muestran una geometría bastante definida, donde los menores espesores de sedimentos se ubican a piedemonte, es decir, cercanos a la roca dura, mientras que los mayores espesores se encuentran alejados de la cordillera, donde los sedimentos tienen mayor espacio de acomodo.

Por otra parte, la figura 67 muestra el mapa de isoperíodos correspondiente al tercer pico identificado. En este caso, los períodos obtenidos oscilan en un rango entre 5,42 y 8,68 segundos, concentrándose los mayores valores hacia el piedemonte y noroeste de la zona de estudio, en su límite con el estado Portuguesa. Por el contrario, los menores valores de período, se ubican en su mayoría hacia la zona sur.

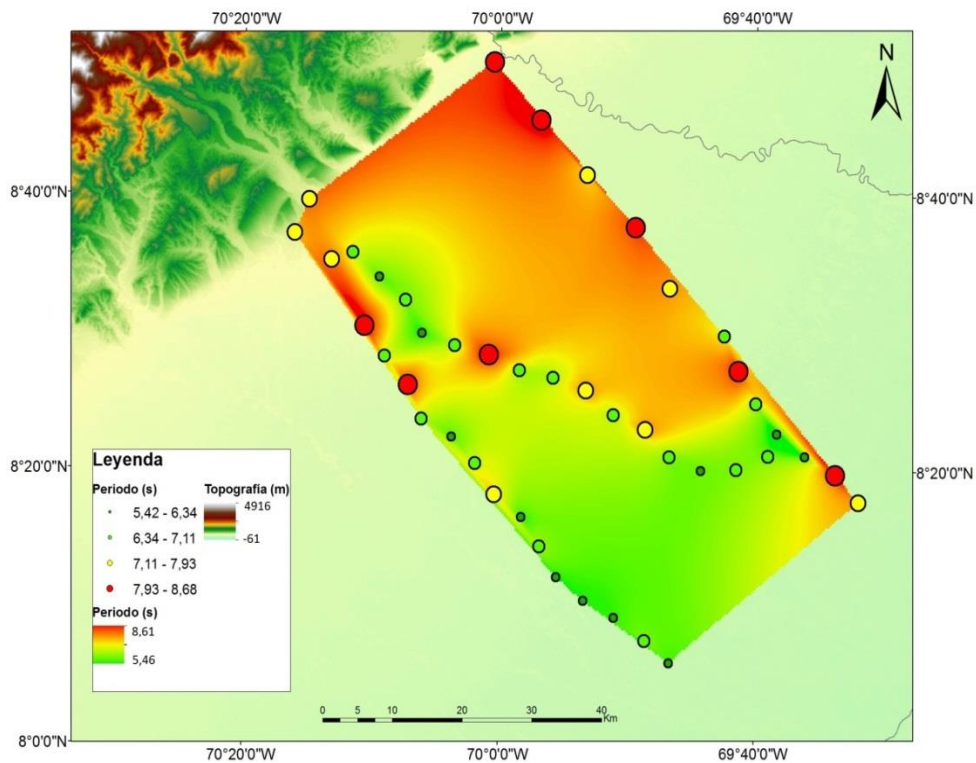


Figura 71. Mapa de isoperíodos correspondientes a la tercera capa.

Se puede notar en la figura 68, la relación inmediata que existe entre el período fundamental y la profundidad de dicha capa, donde los mayores espesores se concentran en el piedemonte andino. Colleta *et al.*, (1997) afirman que este engrosamiento sedimentario hacia el norte y su adelgazamiento progresivo hacia el sur podría ser producto de la secuencia flexural existente durante el Eoceno Medio, que originó una cuña sedimentaria hacia el norte, evento que es ratificado por Jacomé y Chacín (2008), quienes certifican la subsidencia que existe hacia esta zona producto del levantamiento de los Andes.

También hay presencia de valores máximos de espesores (3777 m) hacia el norte (a lo largo del perfil 3); con lo cual se puede deducir que la cuenca presenta un buzamiento suave hacia esta zona. Feo Codecido (1977) atribuye dicho declive a la presencia del arco de Mérida en la parte central de la cuenca, el cual se refleja en el tope del Eoceno pero de manera más atenuada, cuyo levantamiento genera una leve inclinación hacia esta zona.

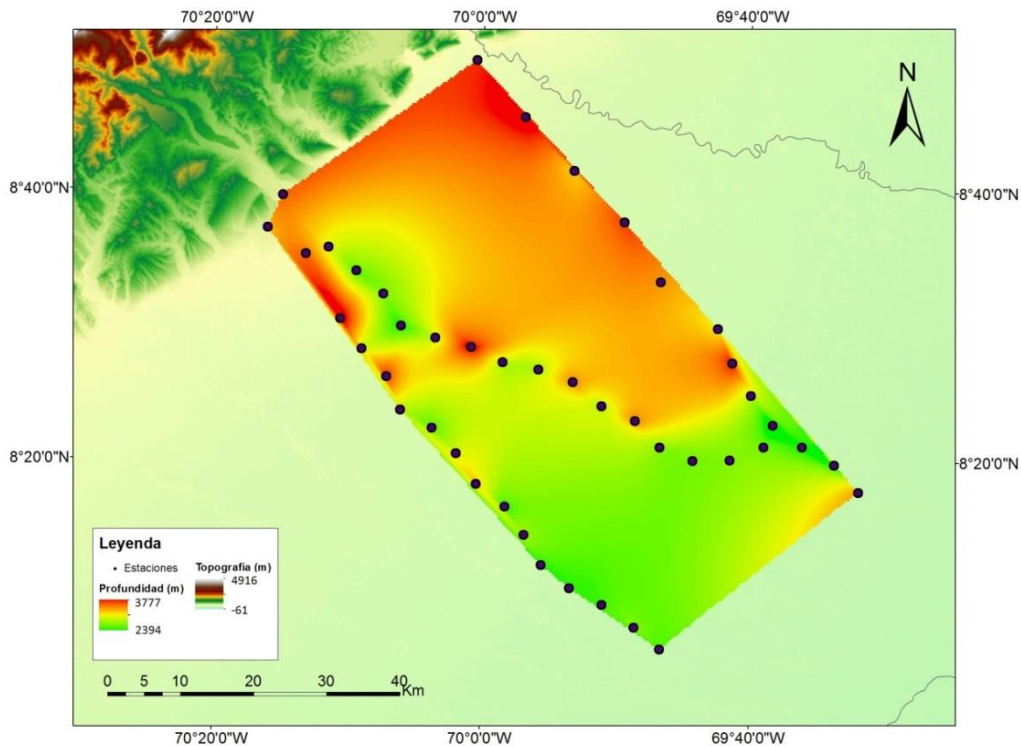


Figura 72. Mapa de profundidades estimadas para la tercera capa.

Por otro lado, los menores espesores (2394 m) se ubican hacia la parte sur y suroeste de la zona de estudio. Colleta *et al.* (1997) atribuyen dicho adelgazamiento a la elevación del Oligoceno durante el Eoceno Medio, que produjo la erosión de la parte superior de la secuencia.

Dicha geometría se correlaciona con el mapa de espesores sedimentarios elaborado por PDVSA, 2014 (figura 7) y con los modelos sísmicos (Henriques, 2004) y gravimétricos (Núñez, 2005) elaborados para la cuenca anteriormente.

#### **5.4 RELACIÓN ENTRE LA FRECUENCIA Y LA AMPLITUD H/V**

Al analizar los espectros de frecuencia correspondientes a cada estación por perfil, se puso observar que los picos de período predominante respondían a la geometría de la cuenca, de manera que a medida que se registraba en estaciones más alejadas al piedemonte de la Cordillera Andina, el pico de período iba desplazándose hacia períodos mayores, o menores, siguiendo el reflector responsable de dicho contraste de impedancia acústica y obedeciendo a la geometría de la cuenca.

En la figura 69, se muestra la correlación entre las curvas resultantes de la relación espectral H/V de algunas estaciones correspondientes al perfil 1 (imagen superior), donde se observa el desplazamiento en función del período (eje vertical) a medida que las estaciones se alejan de la cordillera. Además se realizó una tomografía a partir del archivo .txt que se exporta al momento de realizar la relación espectral de cada estación, esto con la finalidad de analizar la variación vertical y lateral de amplitudes H/V a medida que varía la frecuencia en profundidad y la distancia entre estaciones.

Es notorio la relación que existe entre la amplitud H/V y la frecuencia, ya que a medida que la frecuencia disminuye (períodos altos), la relación H/V se hace mayor, lo que indica, que a medida que se profundiza en la cuenca el contraste de impedancia acústica entre un medio y otro aumenta de manera proporcional, producto del aumento de la velocidad de propagación de la capa debido al aumento de la presión de confinamiento.

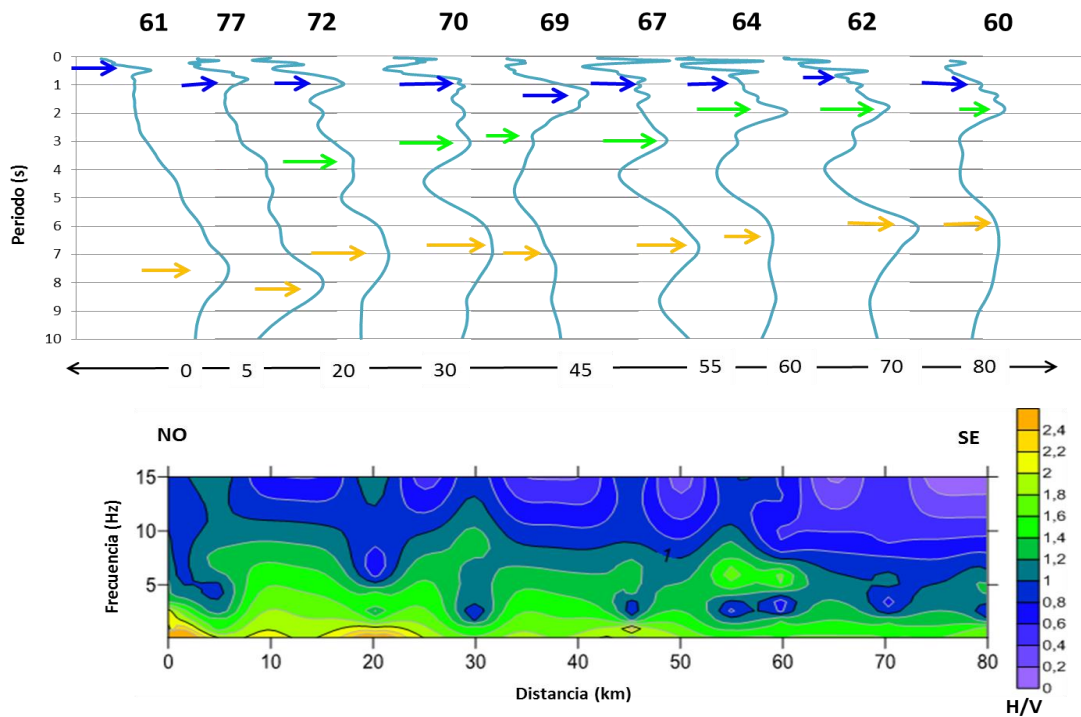


Figura 73. Relación entre las amplitudes H/V y la geometría de la cuenca (Perfil 1).

El primer pico obtenido oscila entre 0 y 1 segundos, de tal modo, los mayores valores se concentran en la parte central del perfil, mostrándose como una depresión en esta zona, quedando demostrado en la tomografía (imagen inferior), donde los valores de amplitud H/V que atienden a este contraste (entre 0 y 1), se observan entre frecuencias bajas e intermedias.

Por su parte, el segundo pico (entre 3 y 4 segundos) presenta mayores períodos hacia la parte central del perfil y disminuye gradualmente hacia el sureste, lo que se traduce en una disminución del espesor sedimentario hacia esta zona. En la tomografía no se evidencia de buena manera la geometría de esta capa, debido a la presencia de picos múltiples hacia esta zona, por lo que el contenido de frecuencia es muy variable, y por poseer valores cercanos a los de la primera interfase tiende a interpolarlos como una sola capa.

Por último, la tercera capa no es identificable en la tomografía, ya que algunas estaciones poseen picos poco definidos y por ende las amplitudes H/V son bajas, lo que no corresponde a un alto contraste de impedancia. Sin embargo, es evidente la presencia de esta capa hacia el noroeste, a piedemonte, con amplitudes altas (entre 2 y 2,4), lo que evidencia el contacto de la Formación Guanapa y la Formación Pagüey hacia esta zona.

De igual forma, en la figura 70 se tienen los espectros de frecuencia correspondientes a algunas estaciones pertenecientes al perfil 2, donde se observa que el primer pico de período fundamental se ubica entre los 0 y 1 segundos al igual que el perfil 1. El segundo pico presenta una variación hacia el sureste, mostrando menores períodos pero mayores amplitudes hacia esta zona. Por otra parte, el tercer pico aumenta su período hacia el sureste, donde la capa muestra una geometría con un aumento del espesor sedimentario hacia esta zona.

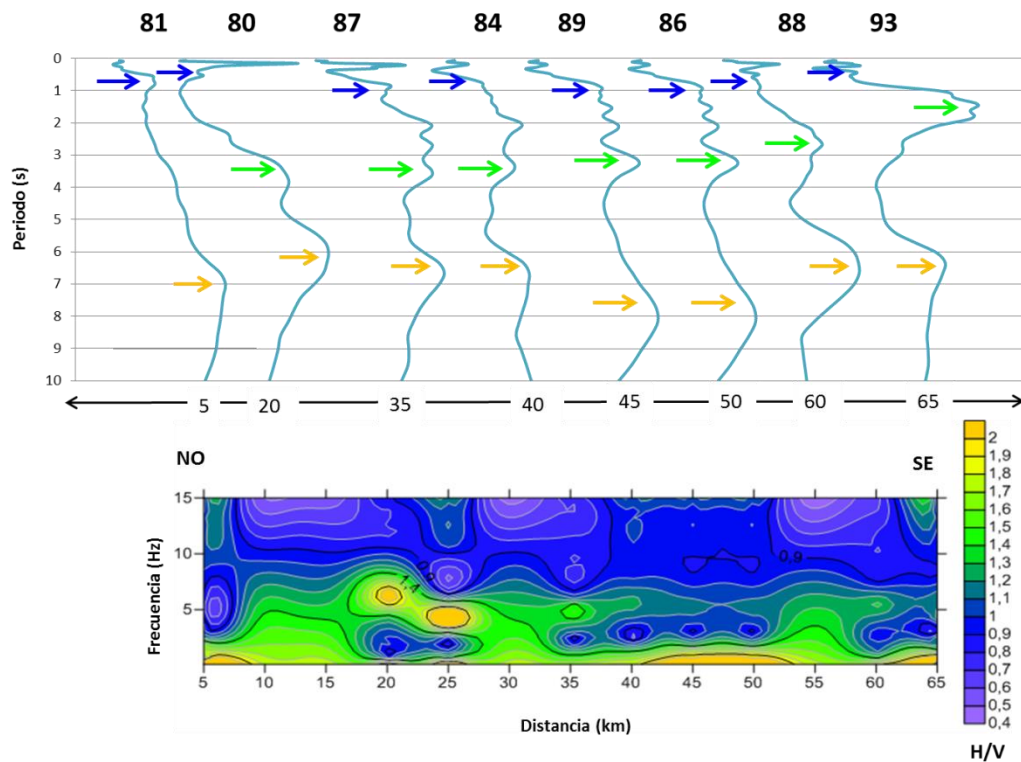


Figura 74. Relación entre las amplitudes H/V y la geometría de la cuenca (Perfil 2).

Asimismo, en la imagen inferior se puede observar la variación vertical de amplitudes H/V para cada estación, donde las mayores amplitudes se encuentran relacionadas a la última capa identificada (Formación Pagüey), en la cual se observa que la misma se encuentra más somera hacia los 20 y 25 metros del perfil a partir del piedemonte de la cordillera. De la misma manera, la presencia de picos múltiples con amplitudes similares a la primera capa, hace que la primera y la segunda capa tiendan a confundirse y a solaparse como una sola.

Adicionalmente, se realizó un perfil en función de las profundidades obtenidas y se comparó con los topes de la Formación Pagüey obtenidos a partir de 16 pozos ubicados en el campo Borburata, tomado de Barh (2011). Se pudo observar que existe una buena correlación en cuanto a la geometría de la cuenca (figura 71), observando gran similitud entre ambos perfiles y haciendo énfasis en los 4 valores mínimos observados (flechas rojas), lo que indica que este método proporciona buenos resultados y permite caracterizar de buena manera la geometría de la cuenca.

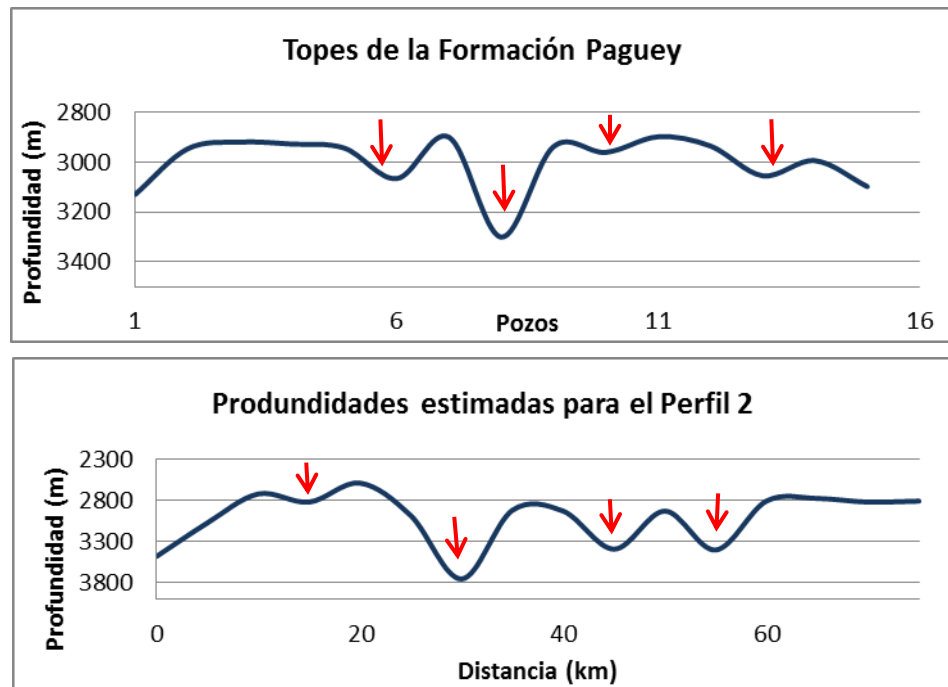


Figura 75. Correlación entre los topes de la Formación Pagüey y las profundidades estimadas para el perfil 2.

Cabe destacar, que no se contó con las coordenadas de dichos pozos por razones de confidencialidad y sólo sabe que se encuentran en el campo Borburata, cercano a la zona de estudio. Es por ello que las profundidades obtenidas a través de información de pozos y las profundidades estimadas por el método de Nakamura no coinciden, esto se le atribuye a que ambos se encuentran en la misma zona pero no sobre el mismo perfil, considerando que la cuenca presenta una variación lateral de profundidades importante, sin embargo, dichas variaciones son tolerables.

Analizando el perfil 3 (figura 72) se puede observar en la tomografía (imagen inferior) como la primera y segunda capa tienen una tendencia relativamente uniforme a lo largo de todo el perfil, con unas amplitudes de bajas a intermedias (entre 0 y 1), mientras que las amplitudes altas (de 1,5 a 1,7) se encuentran asociadas al alto contraste de impedancia que existe en profundidad hacia esta zona en particular, haciéndose más somero hacia la zona noroeste, donde el contraste entre los sedimentos de la Formación Guanapa y Pagüey producen una respuesta alta de amplitudes debido al contraste entre sedimentos de origen continental y marino, respectivamente.

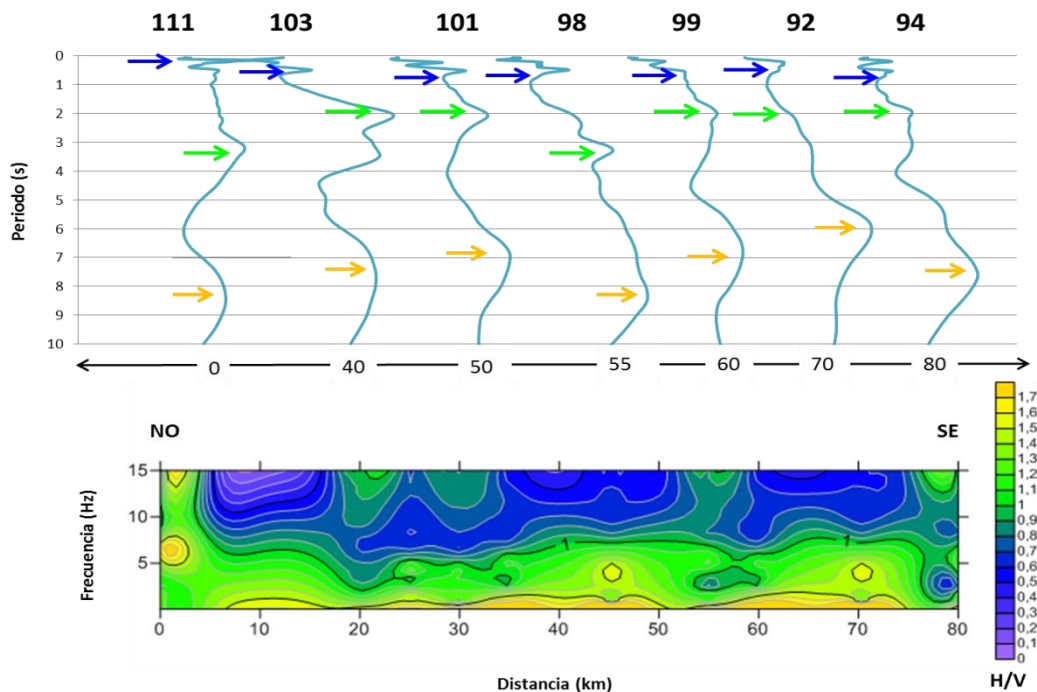


Figura 76. Relación entre las amplitudes H/V y la geometría de la cuenca (Perfil 3).

## CAPÍTULO VI

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A partir de las 48 estaciones, adquiridas con un espaciado de 5 km aproximadamente, distribuidas en tres perfiles en dirección noroeste – sureste y posteriormente analizadas mediante el método de Nakamura, se concluye que:

- El método de Nakamura es una técnica práctica, económica, de rápido procesamiento y que aporta buenos resultados a la hora de caracterizar una cuenca de grandes espesores sedimentarios, ya que permite definir su geometría e identificar algunos rasgos estructurales, abarcando grandes distancias en corto tiempo de adquisición y con poco personal operativo.
- Se obtuvieron tres picos de períodos fundamentales en la mayoría de las estaciones procesadas, el primer pico entre 0 y 2 s, el segundo entre 2 y 4 s, mientras que el último osciló entre 5 y 8 s.
- El análisis de la forma de los picos obtenidos para cada estación, muestra la existencia de tres tipos de picos identificados como: picos claros, múltiples y poco definidos, cuya amplitud viene dada por la magnitud del contraste de impedancia acústica en profundidad.
- Existe una relación directamente proporcional entre el período fundamental y la profundidad, lo cual se demuestra en los mapas de isoperíodos y espesores sedimentarios elaborados para la primera y tercera interfase sedimentaria.
- Las velocidades de onda S fueron estimadas utilizando dos metodologías (Brocher, 2005 y Lowrie, 2007), con lo cual se concluye que la metodología que

aporta el resultado más confiable es el de Brocher (2005), obteniendo velocidades de 1016, 1454 y 1754 m/s para la capa uno, dos y tres, respectivamente.

- Para el primer pico de período analizado, las profundidades obtenidas muestran una geometría bastante definida, donde los menores espesores de sedimentos se ubican a piedemonte, es decir, cercanos a la cordillera, aumentando gradualmente a medida que las estaciones se alejan de la misma hacia el sureste, producto de la presencia de las Formaciones Río Yuca y Parángula, las cuales fueron erosionadas y transportadas hacia esta zona posterior al levantamiento andino (Colleta, *et al.*, 1997).
- Para la última capa sedimentaria, los mayores espesores se concentran en el piedemonte andino (zona noroeste), debido a la subsidencia que existe en esta zona producto de la secuencia flexural existente durante el Eoceno Medio, que originó una cuña sedimentaria hacia el norte (Colleta *et al.*, 1997). También existe la presencia de valores máximos de espesores a lo largo del perfil 3; con lo que se puede deducir, que la cuenca presenta un buzamiento suave hacia el norte producto del levantamiento que genera el Arco de Mérida en la parte central de la cuenca, el cual es corroborado por Feo Codecido (1977). Por otro lado, los menores espesores que se ubican hacia el sureste de la cuenca, se atribuye a la elevación del Oligoceno durante el Eoceno Medio, que produjo la erosión de la parte superior de la secuencia, ocasionando un adelgazamiento hacia esta zona.
- La tomografía funciona como una herramienta que tiene mucha utilidad en el estudio de cuencas profundas, ya que nos proporciona información acerca de la variación de amplitudes H/V en profundidad, con lo cual se obtuvieron amplitudes entre 0 y 2,4. Es importante destacar, que este tipo de gráficos muestra una relación de amplitudes en función de la frecuencia, de tal modo, el mismo proporciona una visión amplia del comportamiento de las capas en función de su contraste de impedancia acústica.

Con base en los resultados obtenidos y a las conclusiones establecidas, se recomienda:

- Realizar una planificación pre-campo, a fin de ubicar las estaciones teóricas a medir, así como establecer las rutas que se tomarán y sus vías de acceso para ahorrar tiempo de viaje, agilizar el tiempo de adquisición y registrar el mayor número de estaciones posibles.
- Al finalizar la etapa de adquisición por día, se recomienda respaldar la información obtenida, así como verificar que la señal fue registrada correctamente en el tiempo establecido, y en caso de que se haya perdido, adquirirla de nuevo.
- Extender el tiempo de grabación a una hora, como mínimo, con el fin de alcanzar mayores profundidades.
- Escoger una longitud de ventana que permita obtener un mínimo de 10 a 15 ventanas de procesamiento, de este modo se tiene un mayor aprovechamiento de la señal y se tiene una curva promedio más certera.
- Apoyar el nuevo estudio con información de pozos para obtener un mejor control de la geología de la zona y las profundidades, así como información de la velocidad de onda S y de este modo evitar obtenerla de manera empírica y alcanzar resultados de mayor precisión.
- Realizar a futuro una campaña de adquisición donde se diseñe un mallado de microzonificación sísmica para la ciudad de Barinas y los pueblos aledaños, con el objetivo de analizar la amplificación del ruido ambiental en la capa sedimentaria, y de este modo disminuir el riesgo sísmico de la población.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar, Z., Lázares, F., Alarcón, S., Quispe, S., Uriarte, R. y Calderón D. (2012). Actualización de la microzonificación sísmica de la ciudad de Lima. *The International Symposium for CISMID 25th Aniversary. Technological advances and learned lessons from last great earthquakes and tsunamis in the world*. Paper N° TS-6-1. Lima, Perú.
- Bard, P.Y. (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? In: Irikura, K., Kudo, K., Okada, H., Sasatani, T. (eds.), *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion - Recent progress and new Horizon on ESG Study*. Volume 3. Rotterdam: Balkema.
- Barh, S. (2011). Actualización del modelo de velocidades del área de Borburata, estado Barinas, a partir de la incorporación de datos nuevos de pozos. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Venezuela.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F. y Bard, P. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature of review. *Earth Science Reviews*. (79), 205-227.
- Bonnefoy-Claudet, S., Baize, S., Bonilla, L., Berge-Thierry, C., Pasten, C., Campos, J., Volant, P. y Verdugo, R. (2009). Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements. *Geophysical Journal International*. 176, 925-937.
- Bose, D. (2010). Limitations of the microtremor method: a case study in the Los Angeles Basin, California. Trabajo Especial de Grado de maestría. Auburn University. Auburn, Alabama.
- Brocher, T. (2005). *Compressional and shear wave velocity versus depth in the San Francisco Bay area, California: rules for USGS Bay area velocity, model 05.0.0*. United States Geological Survey (USGS). Open-file report 05-1317.
- Campos, V. M. (1977). *Estratigrafía de la secuencia post-paleozoica en la región de Calderas*. Mem., II Congreso Latinoamericano de Geología. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. (3), 1724-1741. Caracas, Venezuela.
- Chacín, L., Jácome, M. e Izarra, C. (2005). Flexural and gravity modelling of the Merida Andes and Barinas – Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*. 405 (2005), 155-167.
- Colleta, B., Roure, F., De Toni, B., Passalacqua, H., Passalacqua, L. y Gou Y. (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*. 16 (5), 777-794.

Cuadra, P. (2007). Aplicación de técnicas de vibraciones ambientales: análisis de microtemores y vibraciones naturales, para la caracterización de sitio. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Venezuela.

De Toni, B., Loureiro, D., Márquez, C. y Colleta, B. (1994). *Eventos y estilos tectónicos en la cuenca Barinas-Apure*. V *Simposio Bolivariano* (pp. 311-312). Caracas, Venezuela: Sociedad Venezolana de Geólogos.

Díaz, N. y Herrera, M. (2007). Estudio sedimentológico y estratigráfico del Oligo-Mioceno en pozos con núcleos del Campo Güafita, Estado Apure. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela.

Feo Codecido, G. (1972). *Contribución a la estratigrafía de la cuenca Barinas-Apure*. IV *Congreso Geológico Venezolano* (pp. 773-782). Caracas, Venezuela: Sociedad Venezolana de Geólogos.

Feo Codecido, G. (1977). *Posibles recursos de hidrocarburos en la cuenca Barinas-Apure*. V *Congreso Geológico Venezolano* (pp. 1465-1478). Caracas, Venezuela: Sociedad Venezolana de Geólogos.

Flores-Estrella, H., Lomnitz-Aronsfrau, C. Y Justin, S. (2004). Estimación de velocidades de fase a partir del análisis de microtemores con el método SPAC. *Geos*, 24 (3), 438-455.

Franklin, R., Caselles, J.O., Canas, J.A., Clapes, J., Pujades, Ll. G., Navarro, M., García, F. y Vegas, G. (2006). Estimación de la respuesta de sitio mediante el método del cociente espectral aplicado a ruido ambiental: aplicación a la Ciutat Vella de Valencia. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño de Ingeniería*. 22 (2), 169-191.

Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (2002). *La investigación sismológica en Venezuela*. Ministerio de Ciencia y Tecnología. Caracas, Venezuela. Recuperado de [http://www.funvisis.gob.ve/archivos/pdf/libros/funvisis\\_1\\_18.pdf](http://www.funvisis.gob.ve/archivos/pdf/libros/funvisis_1_18.pdf)

Furrer, M. (1971). La edad de la Formación Pagüey. IV Congreso Geológico Venezolano. Mem. 1., Bol. Geol., Publicación especial N° 5, 405-409. Caracas, Venezuela.

García, A. (2010). Desarrollo y evaluación de métodos avanzados de exploración sísmica pasiva. Aplicación a estructuras geológicas locales del sur de España. Tesis doctoral. Universidad de Almería. Almería, España.

González De Juana, C., Iturralde, J.M., y Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas*. Caracas: Foninves.

González, W. (2009). Interpretación del basamento precretácico en las cuencas Barinas – Apure y Oriental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Venezuela.

Henriques, L. (2004). Modelado geodinámico integrado de la cuenca Barinas – Apure y los Andes de Mérida, Estado Barinas. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Venezuela.

Instituto de Geociencias (IGEO) (2013). *El núcleo líquido de la tierra*. Universidad Complutense de Madrid. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Recuperado de <http://www.igeo.ucm-csic.es/cultura-cientifica/divulgacion/228igeoquiz-12-marzo-el-n%C3%BAcleo-1%C3%ADquido-de-la-tierra>.

Jacomé, M. y Chacín L. (2008). *Subsidence analysis of the Barinas – Apure Basin: Western Venezuela*. Halliburton. Caracas, Venezuela. 682 pp.

Kanai, K. y Tanaka, T. (1961). On microtremors. VIII, *Bull. Earthquake Res. Inst.* (39), 199-209.

Konno, K. y Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 88 (1), 228-241.

Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice-Hall International Series. Upper Saddle River, New Jersey.

Laboratorio de Ingeniería Sísmica (LIS) (2011). *Efectos de sitio*. Universidad de Costa Rica. Recuperado de <http://www.lis.ucr.ac.cr/index.php?id=239>.

Lachet. C y P.Y. Bard (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and estimations of Nakamura's technique. *Journal Physics Earth*. (42), 377-397.

Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University. Second Edition. 80 pp.

Mackenzie, A. N. (1937). Sección geológica de la región de Barinas. Distrito Barinas, Bolívar and Obispos, State of Zamora, Venezuela. 1 (2-4), 253-266. Caracas, Venezuela.

Martínez, A. (1976). Cronología del petróleo venezolano. Ediciones Fonvives, Editorial Ciencia y Petróleo. Caracas, 349 pp.

Mazuera, F., González, L., Rocabado, V., Klarica, S. (2009). Determinación de períodos fundamentales del suelo de la ciudad de Mérida, Venezuela, a partir de mediciones de ruido sísmico ambiental. *Revista Ciencia e Ingeniería*. 30 (1), 57-68.

Moros, L. (2004). Relación entre el período fundamental de vibración del suelo y el espesor de sedimentos en el este de la ciudad de Caracas, mediante la aplicación del método de Nakamura a datos obtenidos en una malla de mediciones de 250 metros. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Venezuela.

Museo de Ciencias de Puerto Rico (s/f). Recuperado de <http://ecoexploratorio.org/amenazas-naturales/terremotos/efectos/>.

Mirzaoglu, M. y Dykmen, Ü. (2003). Application of microtremors to seismic microzoning procedure. *Journal of the Balkan Geophysical Society*. 6 (3), 143-156.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report Railway Technology Research Institute*. 30 (1), 25-30.

Nogoshi, M. e Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2). *Journal Seismic Society of Japan*. (24), 26-40.

Núñez, D. (2005). Modelado gravimétrico y magnético de un perfil oeste-este a lo largo de paralelo 9°N en la cuenca Barinas-Apure. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Venezuela.

Osuna, S. (1994). *Geología de superficie del frente de montañas de Barinas*. Informe Inédito CORPOVEN, 86 pp.

Paolini, M. (2006). Análisis de los períodos fundamentales del suelo en la ciudad de Carora, municipio Torres, estado Lara. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Venezuela.

Petróleos de Venezuela (PDVSA) (1997). *Léxico estratigráfico de Venezuela*. Ministerio de Energía y Petróleo. Caracas, Venezuela. Recuperado de <http://www.pdv.com/lexico/>.

Petróleos de Venezuela (PDVSA) (2010). *Informe de gestión anual*. Ministerio de Petróleo y Minería. Caracas, Venezuela. Recuperado de <http://www.pdvsa.com/interfase.sp/database/fichero/free/7657/1583.PDF>.

Petróleos de Venezuela (PDVSA) (2014). Análisis de Cuenca. Proyecto presentado en la primera reunión de GIAME. Mérida, Venezuela.

Pierce, G. R. (1960). *Geología de la cuenca de Barinas*. Boletín de Geología. Publicación Especial. 3 (1), 214-276.

Rada, M. (2007). Integración de datos eléctricos y de refracción: Proyecto Barinas Oeste 05G-3D. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Venezuela.

REF TEK (2011). *Folleto de especificaciones*. Recuperado de <http://www.Reftex.com/products/seismic-records-130-01.htm>.

Rocabado, V., Sánchez, J., Schmitz, M., Bechtold, M. y Andrade, L. (2005). Caracterización de suelos de Barquisimeto -estado Lara-, aplicando métodos geofísicos y geotécnicos. *Boletín Técnico IMME*. 43 (2). Caracas, Venezuela.

Rocabado, V., Schmitz, M., Hernández, J. y Morales, C. (2011). Relación entre período del suelo y profundidad de los sedimentos para la ciudad de Caracas. *Revista de la Facultad de Ingeniería de la UCV*, 26 (2), 141-151.

Rocabado, V. (2012). Tutorial del uso del equipo Reftek-130 para estudios de ruido ambiental. Trabajo no publicado. FUNVISIS. Caracas, Venezuela.

Sheriff, R. (2002). *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists. 13 (4), 429.

Site Effects assesment using AMbient Excitations (SESAME) (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation. *European Research Project*.

Trigo, T. (2007). Influencia de la amplificación local de las ondas sísmicas y la interacción suelo-fundación en el puente Marga-Marga. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad de Chile. Santiago de Chile, Chile.

Von Der Osten, E. (1966). *The stratigraphy of Sinco Field*. Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo. Boletín Informativo. 9 (9), 253-272.

Yauri, S. (2006). Microtremores. Compendio de trabajos de investigación. Instituto Geofísico del Perú. (7), 43-56.

Xia, J., Miller, R. y Park, C. (1999). Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversión of Rayleigh waves. *Geophysics*. 64 (3). 691-700.

Yoris, F. y Ostos, M. (1997). *Geología de Venezuela: geología general y sus cuencas petrolíferas*. WEC 1997. Schlumberger, pp. 44. Caracas, Venezuela.

## **APÉNDICE A**

Datos de períodos fundamentales y profundidades estimadas correspondientes a cada estación adquirida.

Perfil 1: Barinas-Santa Lucía											
Estación	Latitud	Longitud	1er pico			2do pico			3er pico		
			Período (s)	Amplitud (H/V)	Profundidad (m)	Período (s)	Amplitud (H/V)	Profundidad (m)	Período (s)	Amplitud (H/V)	Profundidad (m)
B061	8,6196	-70,2684	0,464	2,46	117,86	NI	NI	NI	7,436	5	3260,69
B077	8,5870	-70,2203	0,798	1,73	202,69	NI	NI	NI	7,884	2,8	3457,13
B074	8,5466	-70,1972	0,609	0,99	154,69	4,374	1,38	1589,95	8,73	3,26	3828,11
B075	8,5070	-70,1770	0,769	2,25	195,33	3,477	2,62	1263,89	8,681	3,52	3806,62
B072	8,4703	-70,1502	0,958	2,4	243,33	3,627	2,59	1318,41	6,888	3,23	3020,39
B073	8,4359	-70,1196	1,056	2,36	268,22	3,506	2,23	1274,43	8,232	2,48	3609,73
B070	8,3948	-70,1019	0,802	1,56	203,71	3,179	1,68	1155,57	6,764	1,94	2966,01
B071	8,3728	-70,0624	1,983	2,33	503,68	3,228	2,03	1173,38	6,216	2,24	2725,72
B068	8,3412	-70,0319	2	1,79	508,00	3,079	1,84	1119,22	6,913	2,32	3031,35
B069	8,3037	-70,0067	1,265	2,79	321,31	NI	NI	NI	7,411	2,04	3249,72
B066	8,2759	-69,9710	1,068	2,68	271,27	NI	NI	NI	6,017	2,46	2638,45
B067	8,2408	-69,9473	1,439	1,46	365,51	2,955	1,67	1074,14	6,66	2,03	2920,41
B064	8,2038	-69,9253	1,983	1,98	503,68	NI	NI	NI	5,967	1,79	2616,53
B065	8,1750	-69,8898	1,831	2,29	465,07	NI	NI	NI	6,042	2,01	2649,42
B062	8,1546	-69,8495	1,785	1,82	453,39	NI	NI	NI	6,066	2,19	2659,94
B063	8,1270	-69,8097	1,75	2,55	444,50	NI	NI	NI	6,44	2,42	2823,94
B060	8,1002	-69,7775	1,836	2,13	466,34	NI	NI	NI	6,141	2,01	2692,83

\*NI: Pico no identificado.

Perfil 2: Barinas-Libertad											
Estación	Latitud	Longitud	1er pico			2do pico			3er pico		
			Período (s)	Amplitud (H/V)	Profundidad (m)	Período (s)	Amplitud (H/V)	Profundidad (m)	Período (s)	Amplitud (H/V)	Profundidad (m)
B079	8,6599	-70,2495	0,765	2,17	194,31	NI	NI	NI	7,934	11,92	3479,06
B081	8,5957	-70,1922	0,575	1,84	146,05	NI	NI	NI	7,013	3,3	3075,20
B078	8,5667	-70,1576	0,492	1,02	124,97	NI	NI	NI	6,216	2,16	2725,72
B083	8,5383	-70,1234	0,598	1,19	151,89	3,652	2,16	1327,50	6,44	2	2823,94
B080	8,4985	-70,1014	0,5266	1,05	133,76	3,552	2,02	1291,15	5,917	2,5	2594,60
B085	8,4841	-70,0586	0,8021	1,09	203,73	3,69	2,09	NI	6,813	2,79	2987,50
B082	8,4727	-70,0140	0,789	0,93	200,41	3,253	1	1182,47	8,556	1,69	3751,81
B087	8,4544	-69,9746	0,833	1,38	211,58	3,527	1,76	1282,06	6,664	1,88	2922,16
B084	8,4454	-69,9303	0,789	1,37	200,41	3,353	1,85	1218,82	6,689	2,06	2933,13
B089	8,4302	-69,8874	0,846	1,88	214,88	3,257	2,44	1183,92	7,735	2,67	3391,80
B086	8,4008	-69,8516	0,516	1,12	131,06	3,129	2,07	1137,39	6,689	2,01	2933,13
B091	8,3829	-69,8097	0,623	1,32	158,24	2,294	1,78	833,87	7,759	2,1	3402,32
B088	8,3502	-69,7787	0,492	1,09	124,97	2,691	1,85	978,18	6,409	2,32	2810,35
B093	8,3339	-69,7376	0,439	1,22	111,51	1,785	2,43	648,85	6,34	2,13	2780,09
B090	8,3349	-69,6914	0,52	1,25	132,08	2,158	1,74	784,43	6,44	2,01	2823,94
B095	8,3513	-69,6499	0,539	1,21	136,91	2,307	1,85	838,59	6,415	2,72	2812,98

\*NI: Pico no identificado.

Perfil 3: Sabaneta-Dolores											
Estación	Latitud	Longitud	1er pico			2do pico			3er pico		
			Período (s)	Amplitud (H/V)	Profundidad (m)	Período (s)	Amplitud (H/V)	Profundidad (m)	Período (s)	Amplitud (H/V)	Profundidad (m)
B111	8,8279	-70,0089	0,49	1,33	124,46	3,179	1,56	1156	8,158	1,39	3577,28
B109	8,7577	-69,9480	0,639	3,81	162,31	NI	NI	NI	8,581	5,62	3762,77
B107	8,6915	-69,8873	0,511	1,63	129,79	3,726	2,03	1354,401	7,286	2,05	3194,91
B105	8,6280	-69,8242	0,511	1,48	129,79	3,502	2	1273	8,108	1,82	3555,36
B103	8,5547	-69,7788	0,495	1,16	125,73	2,108	1,87	766	7,635	1,73	3347,95
B101	8,4972	-69,7075	0,513	1,58	130,30	2,089	1,89	759	7,112	2,22	3118,61
B098	8,4545	-69,6890	0,485	1,46	123,19	3,303	1,98	1201	8,332	2,38	3653,58
B099	8,4149	-69,6657	0,56	1,47	142,24	2,058	1,98	748	6,764	2,44	2966,01
B096	8,3784	-69,6385	0,495	1,19	125,73	2,407	1,79	875	5,419	1,94	2376,23
B092	8,3515	-69,6021	NI	NI	NI	NI	NI	NI	5,992	3,81	2627,49
B097	8,3294	-69,5620	0,532	1,67	135,13	2,008	2	730	5,743	2,48	2518,31
B094	8,2959	-69,5317	0,53	1,24	134,62	2,115	1,51	768,8025	7,597	2,43	3331,28

*\*NI: Pico no identificado.*

Perfil 4: Paralelo a la Cordillera de Los Andes											
Estación	Latitud	Longitud	1er pico			2do pico			3er pico		
			Período (s)	Amplitud (H/V)	Profundidad (m)	Período (s)	Amplitud (H/V)	Profundidad (m)	Período (s)	Amplitud (H/V)	Profundidad (m)
B061	8,6196	-70,2684	0,464	2,46	117,86	NI	NI	NI	7,436	5	3260,69
B079	8,6599	-70,2495	0,765	2,17	194,31	NI	NI	NI	7,934	11,92	3479,06
B076	8,6799	-70,1998	0,539	1,12	308	3,502	1,13	1138	6,39	0,96	2556
B115	8,7237	-70,1634	0,589	0,96	264	3,71	1,62	1206	6,614	1,61	2646
B113	8,7738	-70,0803	0,429	2,59	712	5,494	4,49	1786	8,382	5,11	3353
B111	8,8279	-70,0089	0,49	1,33	124,46	3,179	1,56	1156	8,158	1,39	3577,28

*\*NI: Pico no identificado.*

## **APÉNDICE B**

Topes de la Formación Pagüey.

Pozo	Topes de la Formación Pagüey	
	Prof. (ft)	Prof. (m)
1	10263	3128,16
2	9663	2945,28
3	9574	2918,15
4	9600	2926,08
5	9653	2942,23
6	10056	3065,06
7	9509	2898,34
8	10827	3300,06
9	9634	2936,44
10	9710	2959,60
11	9504	2896,81
12	9625	2933,70
13	10018	3053,48
14	9819	2992,83
15	10160	3096,76

## **APÉNDICE C**

Gráficos de período versus amplitud H/V correspondientes a cada estación.

