

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL SUELO SOMERO
MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL MÉTODO DE
REFRACCIÓN POR MICROTREMORES (ReMi) EN LA CIUDAD
DE MARACAY- ESTADO ARAGUA**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Casalena G. Mauro R.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, noviembre 2011

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL SUELO SOMERO MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL MÉTODO DE REFRACCIÓN POR MICROTREMORES (ReMi) EN LA CIUDAD DE MARACAY- ESTADO ARAGUA

TUTOR ACADÉMICO: Dr. Michael Schmitz
TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Cecilio Morales

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Casalena G. Mauro R.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

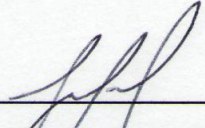
Caracas, noviembre 2011

Caracas, 21 de noviembre de 2011

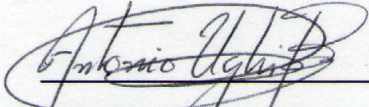
Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología Minas y Geofísica para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Mauro R; Casalena G. titulado:

**CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL SUELO SOMERO
MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL MÉTODO DE
REFRACCIÓN POR MICROTREMORES (ReMi) EN LA CIUDAD
DE MARACAY- ESTADO ARAGUA**

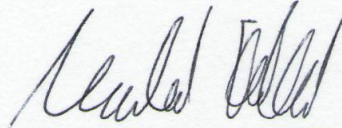
Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.



Prof. Jesús González
Jurado



Prof. Antonio Ughi
Jurado



Dr. Michael Schmitz
Tutor Académico

DEDICATORIA

A mi Madre y Padre...

A toda mi Familia...

A Iliana Rojas...

“No son las pérdidas ni las caídas las que pueden hacer fracasar nuestra vida, sino la falta de coraje para levantarnos y seguir adelante”

Samael Aun Weor

AGRADECIMIENTOS

En primera instancia agradezco a la Universidad Central de Venezuela, al Departamento de Geofísica de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería y a todos los profesores que fueron parte de mi formación como Ingeniero Geofísico.

Al Dr. Michael Schmitz por ser mi tutor académico en el presente trabajo y darme la oportunidad de realizar esta investigación, además de brindarme todos los conocimientos, paciencia y apoyo necesario.

Un agradecimiento especial a mi tutor industrial, Cecilio Morales, por el gran apoyo prestado durante la elaboración de este TEG. Muchas gracias por compartir los conocimientos y darme consejos vitales para la culminación de este trabajo.

A FUNVISIS y todo su personal por brindarme asesoría, colaboración y apoyo en todo lo que necesitara, en especial a Kenny García, Eduin Amarís, Luis Yegres, Mónica Paolini, Jélime Aray, Jesús Moncada, Victor Rocabado, Fernando Mazuera, Alexi Suarez y Jesús Ávila.

Al equipo de TRX consulting en especial al Ing. Aldo Cataldi y al Ing. Hector Rojas por toda la ayuda brindada durante el procesamiento de los datos, y a los ingenieros Jorge Pumar y Dayana Pacheco por la colaboración prestada.

A mi Madre (Vilma), que siempre se esforzó, me apoyó y ayudó, llevándome siempre por el buen camino y enseñándome todo, lo que me ha llevado a ser la persona que soy. Gracias, este título es también tu logro.

A mi Padre (Omero), que donde quiera que estés espero estés orgulloso de mí, como yo lo estoy de haberte tenido como padre.

Al resto de mi familia, a mi hermana Carla, a mi tío Luigi, a mis primos Rino y Fabio y a sus respectivas familias, gracias por todo el apoyo.

A Iliana Rojas, que a pesar de los problemas que hemos tenido, siempre hemos contado el uno con el otro, estoy feliz de haberte conocido y de tenerte a mi lado. Te Amo.

A todos mis compañeros de la universidad, en especial a los de la Escuela de Geofísica: Clemente, Juanpablo, Diego, Manuel, Derik, Yuniev, Abraham, Luis, Jesús, Cesar, Angelvis y todos los que de alguna forma me ayudaron en mi formación como ingeniero. Muchas Gracias.

Casalena G; Mauro R.

**CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL SUELO SOMERO
MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL MÉTODO DE
REFRACCIÓN POR MICROTREMORES (ReMi) EN LA CIUDAD
DE MARACAY- ESTADO ARAGUA.**

Tutor Académico: Dr. Michael Schmitz, Tutor Industrial: Ing. Cecilio Morales.

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

Año 2011, 154 p

Palabras Clave: Refracción por Microtremores (ReMi), Ondas Rayleigh, Dispersión de Ondas, Velocidad de Ondas de Corte, Vs30

RESUMEN.

El trabajo contempla la caracterización geofísica mediante la aplicación del método de Refracción por Microtremores (ReMi) y la integración de información geológica y geofísica del área de estudio. La evaluación de la respuesta sísmica de los terrenos, es hoy en día indispensable para la futura planificación urbana. Para realizar esta caracterización se hizo el estudio de la velocidad de las ondas de corte hasta una profundidad de 30 m (Vs30), parámetro utilizado para la clasificación de los suelos. Esta clasificación es de vital importancia al momento previo de realizar cualquier tipo de construcción o edificación, ya que permite conocer, en el caso de un sismo, el comportamiento de las diferentes zonas estudiadas. Este estudio contó con un total de 98 tendidos, 43 correspondientes a un perfil que cruza la ciudad de Maracay de norte-sur y otros 45 tendidos distribuidos a una distancia de aproximadamente 500 m entre sí. De acuerdo a los valores Vs30 obtenidos en los modelos 2D del perfil norte-sur y de los demás modelos 1D, se observó el comportamiento del promedio local de las ondas de corte en los primeros 30 metros de la superficie del área de estudio, obteniéndose que los valores Vs30 de la zona sur del área de estudio varían en un rango que oscila entre 192 y 200 m/s, mientras que en la parte norte se tienen valores de Vs30 que van de 250 m/s hasta 354 m/s. Se pudo comprobar, entre otras cosas, que las relaciones empíricas, utilizadas para calcular velocidades utilizando datos de perforaciones geotécnicas, arrojan velocidades menores a las medidas directamente en el terreno y que los valores obtenidos por medio de estas se ven afectados por efectos en la geología presente en la zona.

ÍNDICE DE CONTENIDO

	Pág.
DEDICATORIA	iv
AGRADECIMIENTOS	v
RESUMEN.....	vii
ÍNDICE DE CONTENIDO.....	viii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	x
ÍNDICE DE TABLAS	xii
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN	1
Planteamiento del problema.....	1
Objetivo general	3
Objetivos específicos	3
Justificación.....	4
Ubicación de la zona de estudio.....	5
CAPÍTULO II	7
MARCO GEOLÓGICO.....	7
Cordillera de la Costa.....	7
Principales formaciones.	8
Asociación Metamórfica Ávila	11
Asociación Metasedimentaria Caracas.	14
Sedimentos cuaternarios.....	16
Planicie del lago de Valencia	17
El Lago de Valencia.	17
Formación de los suelos de la ciudad de Maracay	19
CAPÍTULO III.....	22
MARCO TEÓRICO.....	22
Ondas Superficiales.....	22
Ondas Love (L)	22
Ondas Rayleigh (R).....	23
Características de las ondas Rayleigh.	23

Dispersión de Ondas	24
Velocidad de ondas de corte (V_s)	25
Efectos de Sitio	28
Microtremores	28
Métodos Pasivos	30
Métodos Activos	31
Combinación de métodos activos y pasivos: Sísmica de Refracción por	
Microtremores (ReMi)	33
Análisis espectral de velocidad (p-f).....	35
Selección de la dispersión fase-velocidad Rayleigh	38
Modelado de la velocidad de la onda de corte	39
CAPÍTULO IV	41
METODOLOGÍA	41
Adquisición	41
Procesamiento	46
Módulo ReMiVspect®	46
Módulo ReMiDisper®	53
CAPÍTULO V	56
RESULTADOS Y ANÁLISIS.....	56
CAPÍTULO VI.....	79
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	79
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS.....	82
ANEXO A.....	90

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura N° 1 Mapa de zonificación sísmica de Venezuela (COVENIN, 2001), y detalle de la zona de estudio.	2
Figura N° 2 Ubicación de la zona de estudio.....	5
Figura N° 3 Ubicación de la zona de estudio.....	6
Figura N° 4 Mapa geológico de la cuenca del lago de Valencia.	10
Figura N° 5 El lago de Valencia. Vista satelital	18
Figura N° 6 Mapa mostrando la extensión del Lago de Valencia entre el Pleistoceno y el presente.....	19
Figura N° 7 Ondas Love (L)	22
Figura N° 8 Ondas Rayleigh (R).....	24
Figura N° 9 Dispersión de Ondas	25
Figura N° 10 Origen de los microtemblores.	26
Figura N° 11 Curva de dispersión.....	37
Figura N° 12 Modelo de velocidades onda de corte (ReMi Disper Software).	40
Figura N° 13 GPS Garmin, Plus S (Error + 20 m).....	42
Figura N° 14 Equipos utilizados en la campaña de adquisición.	43
Figura N° 15 Equipos para la adquisición de datos.	43
Figura N° 16 Configuración para la adquisición con los equipos Geode Geometrics.	43
Figura N° 17 Geofono de 4.5Hz con punta o spike.	44
Figura N° 18 Geófono enterrado y conectado para la adquisición.	44
Figura N° 19 Geófonos adaptados a placas de metal o streamers.	45
Figura N° 20 Uso de mandarina para generar más ruido de alta frecuencia.	45
Figura N° 21 Primer paso para el procesamiento.	46
Figura N° 22 Selección de archivos a ser abiertos.....	47
Figura N° 23 Ventana de selección de número de trazas analizadas.	47
Figura N° 24 Pre-procesamiento y resultado del mismo	48
Figura N° 25 Eliminación o aplicación de geometría.	49
Figura N° 26 Cálculo del espectro de velocidad para cada registro.	50

Figura N° 27 Curva de dispersión característica de la onda Rayleigh para el plano 2.	50
Figura N° 28 Selección de puntos para definir la curva de dispersión.	52
Figura N° 29 Guardado de los puntos seleccionados para definir la curva de dispersión.	53
Figura N° 30 Opción del menú principal para cargar las selecciones guardadas	53
Figura N° 31 Opción para cargar las selecciones guardadas en el modulo anterior. ..	54
Figura N° 32 Ventana de modelado del módulo ReMiDisper V4.0	55
Figura N° 33 Perfil norte-sur	57
Figura N° 34 Mapa de la ciudad de Maracay con perfil Norte- Sur	57
Figura N° 35 Modelado 1D del tendido 1	58
Figura N° 36 Sedimentos lacustres zona del tramo 1	59
Figura N° 37 Perfil 2D Tramo 1, tendidos del 1 al 10	60
Figura N° 38 Perfil 2D Tramo 2, tendidos del 11 al 22	60
Figura N° 39 Perfil 2D Tramo 3, tendidos del 23 al 36	60
Figura N° 40 Perfil 2D Tramo 4, tendidos del 37 al 43	61
Figura N° 41 Distribución de los perfiles sísmicos en la ciudad de Maracay (el punto indica el centro de cada tendido).....	62
Figura N° 42 Curva de dispersión y modelado del tendido 46.	64
Figura N° 43 Curva de dispersión y modelado del tendido 47.	66
Figura N° 44 Curva de dispersión y modelado del tendido 94.	68
Figura N° 45 Curva de dispersión y modelado del tendido 88.	70
Figura N° 46 Curva de dispersión y modelado del tendido 98.	72
Figura N° 47 Mapa datos Vs30 ReMi y Vs30 por topografía. Visualización por tendidos.	74
Figura N° 48 Mapa de integración de datos adquiridos con ReMi y perforaciones geotécnicas.	76
Figura N° 49 Comparación del mapa de microzonas sísmicas de Maracay y los resultados de ReMi.....	78

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla N° 1: Principales unidades geológicas aflorantes en la porción de la Cordillera de la Costa que aporta sedimentos a la zona norte de Maracay.	9

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Planteamiento del problema

Venezuela debido a su ubicación geográfica, entre el límite norte de la placa Suramericana y el borde sur de la placa Caribe, está caracterizada por una gran complejidad geodinámica, evidenciado en su actividad sísmica, tanto histórica como instrumental, ocasionando pérdidas de vidas e infraestructuras en muchos casos (Funvisis, 1978). En este sentido, en el país se han venido realizando esfuerzos con la finalidad de caracterizar y conocer las condiciones locales del suelo, con el objetivo de delimitar zonas con similar respuesta sísmica (Schmitz et al., 2011; Hernández et al., 2011).

Desde la publicación de la Norma COVENIN 1756:2001 para Edificaciones Sismorresistentes (COVENIN, 2001), se dispone de un mapa de Zonificación Sísmica en el cual se divide el territorio nacional en 8 zonas sísmicas. El mapa está dividido de la siguiente manera, zonas de baja amenaza clasificadas como zonas 0, 1 y 2. zonas de amenaza sísmica intermedias definidas como zonas 3 y 4 y por último zonas donde la amenaza sísmica es elevada zonas 5, 6 y 7 (Figura N°1). Sin embargo, esta clasificación es considerada de forma general debido a que: 1) es general para Venezuela, no considera detalles en los parámetros que controlan la respuesta sísmica, 2) no toma en cuenta de manera explícita espesores de sedimentos mayores a 50 m y los efectos de cuenca (Schmitz et al., 2011).

La ciudad de Maracay, una de las ciudades más importantes de Venezuela, está ubicada al pie de la Cordillera de la Costa, ubicación que da como resultado una

morfología de cuenca y un espesor de sedimentos considerable (Singer et al, 1988). Se localiza en la región central del país y es la capital del Estado Aragua, a unos 100 kilómetros al oeste de Caracas, entre el Valle de Aragua y el Lago Tacarigua o Lago de Valencia (Figuras N° 1, 2 y 3). La ciudad de Maracay en el Estado Aragua, según la Norma COVENIN (2001) de edificaciones sismorresistentes se encuentra catalogada como zona 5, de amenaza sísmica elevada y 0,30 g de aceleración horizontal en roca (Figura N°1).

La Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) con el apoyo del Ministerio del Poder Popular para Ciencia, Tecnología e Industrias Intermedias a través de la Misión Ciencia lleva a cabo el Proyecto de investigación aplicada a la gestión de riesgo en espacios urbanos, que en su fase inicial contempla la caracterización del subsuelo aplicando métodos geofísicos (Schmitz et al, 2009, Vernaez et al, 2011).

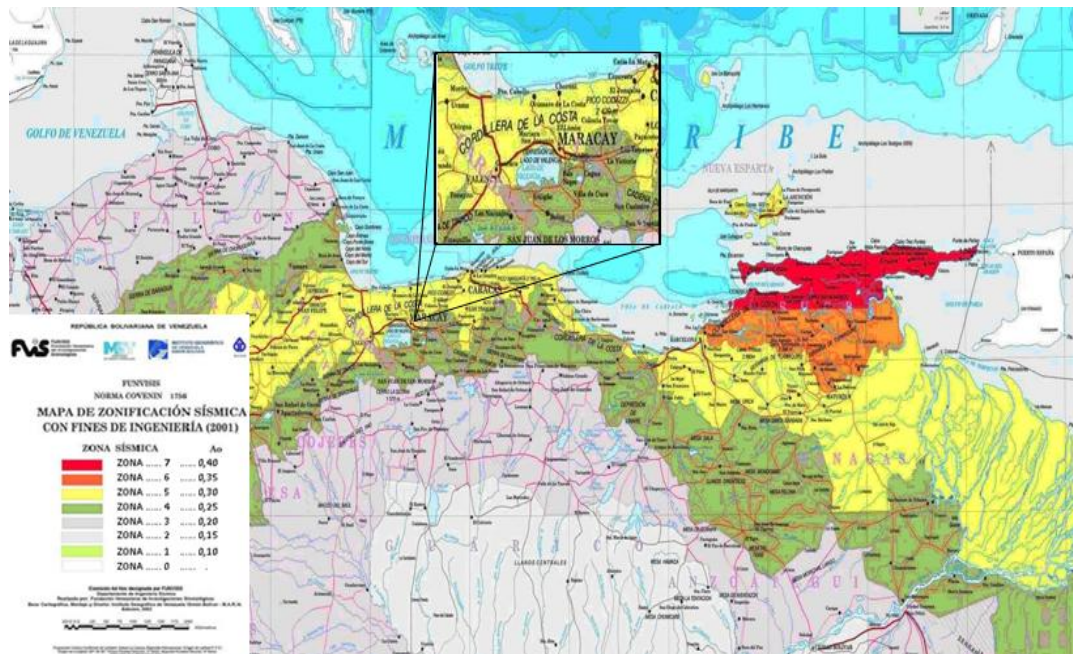


Figura N° 1 Mapa de zonificación sísmica de Venezuela (COVENIN, 2001), y detalle de la zona de estudio.

La Norma COVENIN (2001) utiliza como criterio de clasificación la velocidad de ondas de corte en los estratos superficiales, como uno de los parámetros para generar recomendaciones acerca del espectro de diseño a utilizar según el perfil geotécnico.

Es por ello, que surge la necesidad de integrar la información geológica, geofísica y geotécnica nueva y existente en la ciudad de Maracay, correlacionándola entre sí haciendo uso de los sistemas de información geográfica (SIG) junto con el cálculo de velocidad de ondas de corte, por el método ReMi, para caracterizar los suelos según la Norma COVENIN (2001) y contribuir con los estudios de amenaza sísmica para los diferentes municipios que conforman la ciudad de Maracay.

Objetivo general

Caracterizar la capa sedimentaria de la Ciudad de Maracay, en el estado Aragua, mediante el cálculo de la velocidad de onda de corte en los primeros 30 m de profundidad (V_{s30}), a través de perfiles sísmicos adquiridos en sitio, utilizando la técnica de refracción por microtremores (ReMi).

Objetivos específicos

- Recopilar información geológica, geofísica, cartográfica y de estudios previos realizados en la zona de estudio.
- Planificar las campañas de adquisición de los datos sísmicos (ReMi) en el área de estudio.
- Adquirir los datos de V_s utilizando la metodología de refracción de microtremores (ReMi).
- Analizar los datos para obtener los valores V_{s30} .

- Interpretar de forma integrada los resultados geofísicos y geológicos.
- Generar un mapa de la distribución del Vs30 en la ciudad de Maracay (GIS).
- Comparar los resultados con estudios previos.

Justificación

En el marco del Proyecto de investigación aplicada a la gestión de riesgo en espacios urbanos (Misión Ciencia), coordinado por FUNVISIS, se ha preparado una propuesta a nivel nacional sobre la amenaza y la vulnerabilidad sísmica, que permite establecer los lineamientos o políticas de estado para minimizar el impacto en las comunidades en caso de ocurrencia de sismos. Se han considerado los estudios de Microzonificación Sísmica como la metodología de trabajo para evaluar las condiciones regionales y locales, que ayuden a minimizar el riesgo sísmico (Schmitz et al., 2005).

La evaluación de la respuesta sísmica de los terrenos, es hoy en día indispensable para la futura planificación urbana de la región. A través de los resultados obtenidos de Vs30 y del producto del estudio de microtremores, así como también por la integración de estudios geológicos, geotécnicos y de sísmica de refracción, entre otros, es posible delimitar zonas que presentan comportamiento sísmico similar.

La metodología propuesta por Hernández et al. (2006), como marco conceptual de los proyectos de microzonificación sísmica en Venezuela, incluye la estimación veraz del movimiento del suelo en un determinado sitio. Es aquí donde los resultados finales del presente trabajo, realizado para la ciudad de Maracay, podrán ser utilizados como aporte al proyecto de microzonificación sísmica y en la futura elaboración de un conjunto de ordenanzas municipales complementarias a la norma COVENIN (2001) vigente para edificaciones sismorresistentes.

Ubicación de la zona de estudio

La ciudad Maracay es la capital del Estado Aragua, de Venezuela. Está ubicada entre el Valle de Aragua y el Lago Los Tacarigua o Lago de Valencia, en las coordenadas 10°15' latitud Norte y 67°37' longitud Oeste, a una altitud media de 445 m.s.n.m, y a una distancia aproximada de 100 km de Caracas, y a 50 km de Valencia (Figura N°2 y 3).



Figura N° 2 Ubicación de la zona de estudio.



Figura N° 3 Ubicación de la zona de estudio (Google maps 2011).

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa comienza propiamente en el Surco de Barquisimeto iniciándose con características propias en la Sierra de Agua Fría, que es la continuación estructural de la Serranía de Bobare.

En ella predomina una topografía baja con elevaciones máximas de 800 m, formada por colinas y cerros de topes redondeados; su prolongación hacia el norte y hacia el este puede buscarse en una serie de cerros alienados como Yumarito, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes con altura máxima de 537 m, geológicamente muy interesantes (Bellizzia et al, 1976), situados al norte de las planicies del río Aroa y al sur de la Serranía de Agua Linda, perteneciente al sistema de Falcón.

Hasta el Valle de Yaracuy se ha cartografiado la falla de la Victoria, siguiendo el Valle de Nirgua (Bellizzia et al, 1976) al sur de la cual se levantan la Serranía de María Lionza al oeste y la de Tucuragua (Tinaquillo) al este; ambas son de relieve moderado, con máximo 1.400 m, muy disectadas, con cumbres redondeadas y en menor proporción agudas. Al norte de la falla de la Victoria se levanta la Sierra de Santa María con dirección noreste y más al noreste la Serranía de Taría – Urama – Puerto Cabello, en el cual el grano de la cordillera toma su dirección prevalente oeste – este, como consecuencia del cambio de rumbo de fallas y pliegues.

Entre Puerto Cabello y Cabo Codera, por una longitud aproximada de 300 km, la Cordillera de la Costa es un elemento aproximadamente rectilíneo que dentro de su aparente simplicidad encierra una gran complicación estratigráfica y estructural. En

general los grandes macizos montañosos coinciden con los altos estructurales; su culminación topográfica se encuentra en el Pico de Naiguatá con 2.765 m de altitud situado en la Sierra del Ávila, que constituye un gran bloque levantado o “horst” entre los sistemas de fallas de la costa norte y las fallas del pie del Ávila. Las principales abras a través de la Cordillera que permiten el acceso a la costa, además del ya mencionado valle del río Yaracuy, se encuentran entre Valencia y Puerto Cabello y entre Caracas y La Guaira.

En la evolución geomorfológica de la Cordillera de la Costa Singer (1977) menciona cuatro sistemas de “aplanamientos escalonados” en la cadena Colonia Tovar, sobre el nivel de la meseta de Los Teques, atribuidos tentativamente al Neógeno y tres niveles de erosión de carácter cíclico entre esta meseta y el lecho de la garganta del Guaire, entre el Valle de Caracas y la Cuenca del Tuy medio.

Las superficies erosionales sobre el Ávila se ubican alrededor de 1.250 m, 1.500 m, 1.750 m y más de 2.000 m; los niveles cíclicos de erosión inferiores se escalonan entre 1.100 y 550 m. Se considera que este rejuvenecimiento del Valle de Caracas comprende desde épocas pre – pleistocenas (Mio – Plioceno) hasta el Reciente.

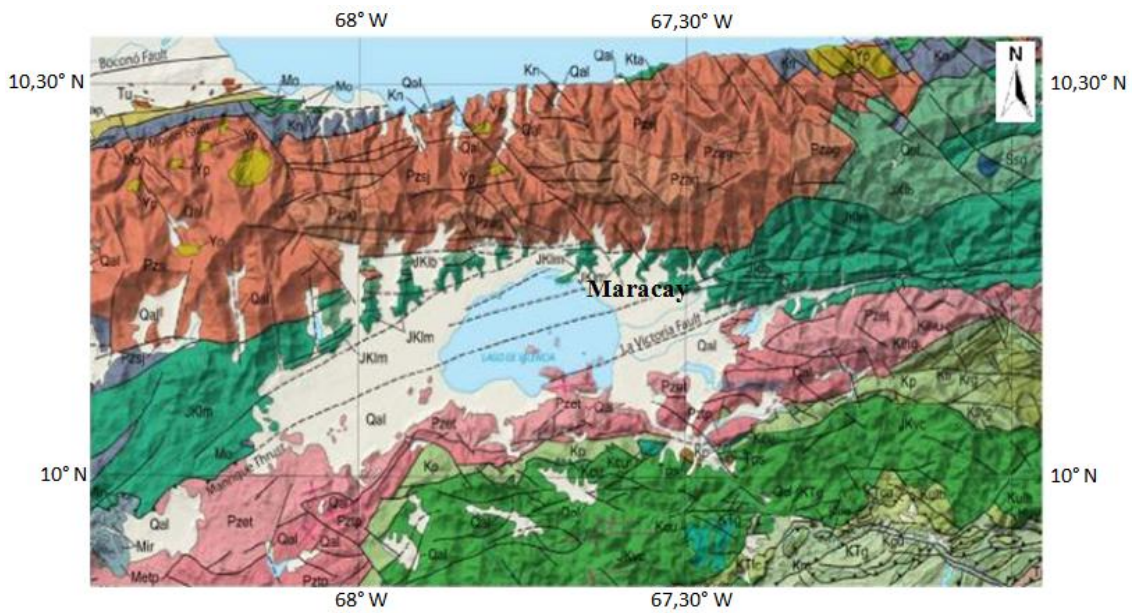
Principales formaciones

La casi totalidad de la Cordillera de la Costa y una gran parte de la Serranía del Interior central están formadas por un conjunto de rocas ígneas y metamórficas que se consideran de edad Jurásico – Cretácico, al norte aflora básicamente la Asociación Metasedimentaria Caracas, considerado de origen principalmente volcánico.

La tabla N°1 utiliza como referencia los mapas geológicos a escala 1:25000 que forman parte del Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa (Figura N°4) (Urbani y Rodríguez, 2004) y cubren la porción norte de la ciudad de Maracay.

Tabla N° 1: Principales unidades geológicas aflorantes en la porción de la Cordillera de la Costa que aporta sedimentos a la zona norte de Maracay (Urbani y Rodríguez, 2004).

Tipo	Descripción
Sedimentarias Pleistoceno - Reciente	Aluvión lacustre
	Aluvión fluvial
	Rampas y abanicos de explanación
Metamórficas (Asociación Metasedimentaria Caracas) Mesozoico	Esquisto de las Mercedes (esquisto calcáreo, cuarzo muscovítico grafitoso y mármol)
	Esquisto de las Mercedes (mármol)
	Anfibolita
	Esquistos de las Brisas (esquisto cuarzo albitico – muscovítico y cuarcita)
Metamórficas (Asociación Metamórfica Ávila) Paleozoico - Precámbrico	Gneis granítico de Choroni (gneis feldespático cuarzo micáceo)
	Complejo San Julián (esquisto cuarzo micáceo plagioclástico ± granatífero)
	Gneis feldespático cuarzo micáceo
	Complejo San Julián
	Complejo San Julián (Cuarcita esquistosa)



Leyenda

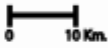
Formaciones		Estructuras	
Yp	Augengneis de Peña de Mora, Suite Metamórfica Ávila (Proterozoico Medio)	—	Fallas, contactos
Pzet	Complejo El Tinaco (Paleozoico)	- - -	Fallas inferidas
Pzsj	Complejo San Julián, Suite Metamórfica Ávila (Paleozoico)	▲▲▲	Corrimientos
Pzag	Rocas Metagraníticas, Suite Metamórfica Ávila (Paleozoico)		
Mo	Rocas Ultramáficas (Mesozoico)		
Kn	Complejo Nirgua, Suite Metamórfica La Costa (Cretácico)	Escala: 1:25.000	
Kcu	Ultramáficas de Chacao (Cretácico)		
JKIm	Esquisto de Las Mercedes, Suite Metasedimentaria Caracas (Jurásico-Cretácico)		
JKIb	Esquisto de Las Brisas, Suite Metasedimentaria Caracas (Jurásico-Cretácico)		
Kp	Filita de Paracotos (Cretácico Inferior)		
KTg	Fm. Guarico (Cretácico a Eoceno)		
Qal	Aluvión cuaternario (Pleistoceno-Holoceno)		
Tps	Rocas sedimentarias sin nombre (Paleoceno)		

Figura N° 4 Mapa geológico de la cuenca del lago de Valencia.
Tomado y modificado Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa (Urbani y Rodríguez, 2004)

Principales formaciones:

- Asociación Metamórfica Ávila.
 - Mármol de Antímano.
 - Gneis granítico de Choróní.
 - Augengneis de Peña Mora.
 - Complejo San Julián.

- Asociación Metasedimentaria Caracas.
 - Esquistos de Las Brisas.
 - Esquistos de Las Mercedes.

Asociación Metamórfica Ávila

Las rocas de la Asociación Metamórfica Ávila (AM Ávila), con edades desde el Precámbrico al Paleozoico, corresponden a unidades típicas de un margen pasivo de corteza continental, representando un basamento exhumado, donde a gran escala la foliación muestra una estructura antiformal. La configuración del macizo del Ávila, localidad tipo de la asociación, muestra una estructura tipo horst, controlado mayoritariamente por las fallas San Sebastián, Macuto y Ávila, con otras fallas intermedias que producen un notable escalonamiento topográfico tanto en el flanco norte como en el sur.

Las unidades individuales corresponden en gran parte a cuerpos de composición granítica, originalmente de composición y granulometría muy diversa, de fina a muy gruesa, que debido a la posterior deformación ha permitido la formación de una amplia gama de tipos de gneis (Augengneis de Peña de Mora).

Las rocas graníticas están intermezcladas o envueltas por rocas esquistosas de típica naturaleza metasedimentaria (algunos de los tipos de esquisto del Complejo San Julián), de probable edad Paleozoica. El sedimento original pudo haberse depositado

en un margen continental pasivo sobre un basamento mayormente granítico (protolitos del Augengneis de Peña de Mora y de los otros cuerpos graníticos, de edad Precámbrico - Paleozoico). Hay muchas intercalaciones, mayormente concordantes de rocas máficas (pero no hay serpentinita). Estas rocas pueden representar intrusiones de diabasa, gabro, piroxenita, etc. (Urbani, 2002).

Mármol de Antímano

CRETÁCICO

Descripción litológica: Dengo (1951) describe esta formación como un mármol masivo grano medio, color gris claro, con cristales de pirita, alternando con capas de esquistos cuarzo micáceos, y asociados con cuerpos concordantes de rocas anfibolíticas, algunas con estructuras de “boudinage”.

Ostos (1990) describe algunas de las rocas máficas de esta fase aflorantes en la sección Chichiriviche-Colonia Tovar, siendo anfibolita granatífera y esquistos albítico-clorítico.

Gneis Granítico de Choróní

PRE – MESOZOICO

El cuerpo se extiende por unos 35 km de largo en una orientación aproximadamente este-oeste, por unos 5 km de ancho (Rodríguez, 1972). Forma las cumbres de la Fila Maestra de la Cordillera de la Costa entre las carreteras que conducen desde Maracay, hasta Ocumare de la Costa y hasta Choróní, por lo tanto esta unidad soporta el núcleo de la Cordillera, con una topografía extremadamente abrupta, especialmente en el flanco norte.

Descripción litológica: Beck (1985,1986) lo describe como homogéneo, de grano grueso y deformado con una foliación visible.

Augengneis de Peña de Mora

PRE – MESOZOICO

Descripción litológica: Aguerrevere y Zuloaga (1937) describieron augengneis que interpretan como formados por inyección “lit – par – lit” de un magma granítico en una roca laminar, posteriormente Dengo (1951, 1953) añadió a esta descripción niveles sin estructura augen, capas de cuarcita y diques de aplita, que generalmente no sobrepasan 30 cm de espesor, igualmente incluye en su unidad a lentes de mármoles en la parte superior del augengneis. Wehrmann (1972) a su vez amplió la aceptación de la Formación Peña de Mora definiéndola como un complejo ígneo – metamórfico equivalente lateral, por lo menos en parte, de la Formación Las Brisas que prácticamente forma el núcleo de la Cordillera de la Costa, incluyendo augengneises gruesos y bandeados, gneises de grano fino a medio, algunas cuarcitas delgadas, esquistos cuarzo – muscovíticos y ocasionalmente anfibolitas, mármoles delgados, así mismo dentro de esa secuencia identifica cuerpos dispersos de roca ultramáficas, máficas y félsicas. Encuentra que los augengneises son de colores claros ligeramente verdosos y meteorización marrón claro; los “augen” son mayoritariamente de feldespato potásico, llegado a alcanzar hasta 3 cm de largo están rodeados por minerales micáceos y cuarzo.

Complejo San Julián

PRE – MESOZOICO

Descripción litológica: Las rocas preponderantes son el esquistos y gneis cuarzo – plagioclásico – micáceo, frecuentemente se nota una rápida gradación desde una

textura esquistosa haciéndose la granulometría más gruesa hasta que pasa a rocas de carácter gnésico (Urbani y Ostos, 1989a). Las litologías minoritarias (menos del 5%) son mármol, cuarcita y diversos tipos de rocas metaígneas mayoritariamente máficas (como anfibolita, gabro, diorita, tonalita y granodiorita. El esquisto es de color gris oscuro con tonalidades verde, meteoriza a tonos pardos, usualmente se presenta muy bien foliado. A escala centimétrica o plurimétrica pueden encontrarse niveles alternos de esquisto y/o gneis con proporciones variables de los minerales esenciales y accesorios, adquiriendo características diferentes en cuanto a color y desarrollo de foliación. El gneis siempre tiene colores más claro que los esquistos, ya que su textura se debe fundamentalmente a la mayor proporción de feldespatos y menor de filosilicatos. Una característica resaltante de ciertos sectores donde aflora el esquisto cuarzo - plagioclásico – micáceo, es que la plagioclasa (albita – oligoclasa) se desarrolla marcadamente porfidoblástica, y cuando su concentración es alta puede enmascarar a la foliación, impartiendo a la roca un aspecto moteado.

Según Ostos (1981) en el macizo de los picos Ávila y Silla de Caracas, los tipos litológicos predominantes son el esquisto y gneis cuarzo – feldespático – micáceo, usualmente de color grisáceo a blanquecinos y más o menos verde según la cantidad de actinolita, epidoto y clorita. También encuentra litologías minoritarias como cuarcita, epidocita, cloritocita, esquisto anfibólítico y otras. Este autor encuentra que el gneis es más abundante al este del poblado de San José de Galipán reduciéndose al oeste.

Asociación Metasedimentaria Caracas

La Asociación Metasedimentaria Caracas (AM Caracas), como su nombre lo indica está constituida por rocas de origen sedimentario, con dos unidades principales, a saber: 1- Esquisto de Las Brisas con rocas de colores claros, con predominio de esquisto con una variable combinación de muscovita, clorita, cuarzo y albita, así como metarenisca y metaconglomerado, 2- Esquisto de Las Mercedes con rocas de

colores gris oscuro a negro, mayormente filita y esquisto grafitoso, pero con cantidades esenciales de cuarzo, muscovita, albita y calcita, minoritariamente hay niveles de metarenisca. Ambas unidades contienen cuerpos carbonáticos (mármol), mayormente dolomíticos en Las Brisas (Mármol de Zenda) y calcíticos en Las Mercedes (Mármol de Los Colorados) (Urbani et al., 2000).

El metamorfismo de toda la asociación alcanza la facies del esquisto verde. La sedimentación ocurrió en un ambiente de margen continental pasivo, como una cobertura sobre un basamento granítico poco expuesto.

Integra la Napa Caracas que forma parte de la Cordillera de la Costa. Menéndez (1966) y Bellizzia et al., (1976) interpretan las unidades como “Formación Las Brisas” y “Formación las Mercedes” al sur de la falla de la Victoria como pertenecientes al Complejo El Tinaco. Urbani (2000) propone el cambio de nombre de Formación las Brisas e igualmente propone el nombre original de Esquisto de Las Mercedes para la “Formación las Mercedes”.

Esquisto de las Brisas

MESOZOICO (Jurásico Tardío)

Descripción litológica: Aguerrevere y Zuloaga (1937) mencionan un metaconglomerado arcósico. Dengo (1951) observa que la mayor parte de la formación, está constituida por esquisto cuarzo – micáceo, en el que se incluye gneis microclínico, esquistos granatíferos, cuarcitas y calizas. Smith (1952), divide la formación en dos miembros: miembro inferior, constituido por gneises y esquistos microclínicos conglomeráticos y miembro superior, formado casi enteramente por esquistos sericíticos.

Las rocas del Esquisto de Las Brisas corresponden a sedimentos de ambientes plataformales de aguas poco profundas. (Urbani, 2002).

Esquisto las Mercedes

MESOZOICO (Jurásico - Cretácico)

Descripción litológica: Aguerrevere y Zuloaga (1938), la definen como esquistos principalmente calcáreos, con zonas grafitosas y localmente zonas grafitosas y localmente zonas micáceas, de un tinte rosado a gris, con zonas blancas cuando frescas. Según Wehrmann (1972) y la revisión de González de Juana et al. (1980) la litología predominante consiste en esquisto cuarzo - moscovítico – calcítico – grafitoso con intercalaciones de mármol grafitoso en forma de lentes, que cuando alcanza gruesos espesores se ha denominado “Caliza de los Colorados”.

Seiders (1965), menciona además, meta – areniscas puras, feldespáticas y cuarzosas, de estratificación de grano variable, a veces gradada.

Las rocas del Esquisto de Las Mercedes corresponden a ambientes marinos de aguas más profundas y a veces anóxicas, con ocasionales cuerpos de arena aportados por flujos turbidíticos (Urbani, 2002).

Sedimentos cuaternarios

La cuenca del Lago de Valencia o el Lago de Tacarigua, está rellena por sedimentos aluviales y fluviales cuya fuente principal es la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior. Igualmente, existen depósitos lacustres de origen orgánico formados por conchas de diatomeas y otros microorganismos. Estos depósitos están constituidos por una alternancia irregular de capas de arcillas, limos, arenas y gravas de granulometría variable. Autores como Peeters (1968) y Bockh (1956) y exploraciones

del Ministerio del Ambiente (Tahal, 1970), consideran que estos sedimentos fluvio – lacustres alcanzan un espesor máximo de unos 400 metros en la parte central de la cuenca, aunque es variable hacia el norte y tiene mucho menor espesor hacia el sur.

Las extensas planicies formadas por los sedimentos lacustres están constituidas en buena parte por conchas de diatomeas que en períodos más fríos de la historia geológica de la cuenca se reprodujeron en masivas cantidades en las aguas del lago. Estos sedimentos, conocidos como “tierra de diatomeas”, son de importante valor económico aunque sus yacimientos se encuentran intercalados por depósitos aluviales y contaminados con materia orgánica.

Planicie del lago de Valencia

En la parte media de la depresión axial mencionada entre la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior Central se encuentra la planicie del lago de Valencia con una extensión aproximadamente 1.280 km², en cuyo centro se encuentra el Lago de Valencia o de Tacarigua (Figura N°5). Las planicies que circundan el cuerpo de agua están formadas por sedimentos cuaternarios, predominantemente arenosos, con suave inclinación hacia el lago y buena fertilidad, que están siendo gradualmente incorporados a las poblaciones industriales ribereñas. Los bordes de la planicie están formados por rocas metamórficas de las cordilleras circundantes. Algunas reliquias del relieve anterior aparecen como elevaciones y cerros aislados dentro de la sedimentación cuaternaria y otros afloramientos de rocas metamorfozadas forman las islas de pequeña extensión que se encuentran en el lago.

El Lago de Valencia

El lago de Valencia o lago de Tacarigua (Figura N°5) es el segundo lago de agua dulce natural en importancia de Venezuela después del lago de Maracaibo. Se encuentra emplazado en una fosa tectónica conocida como Graben de Valencia, la cual está ubicada entre la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior. Esta

depresión anteriormente mencionada, se encuentra asociada a un gran número de fallas que presentan una orientación O–E, destacándose la falla de la Victoria y la prolongación del corrimiento de Manrique. En general la cuenca del lago de Valencia es también conocida popularmente como los Valles de Aragua. La extensión total de las aguas del Lago es de 370 km² y tiene una profundidad máxima de 39 metros. Llegan las aguas de 17 ríos, entre ellos el Caño Central (río Cabriales), Los Guayos, Aragua, Turmero, Güigüe, Maracay, Limón, Tocorón, Ereigüe y el Güey, permitiendo su existencia, aun cuando han disminuido considerablemente estos caudales.



Figura N° 5 El lago de Valencia. Vista satelital. Imagen por Google Earth 2010

La cuenca del lago de Valencia se formó a finales del Terciario y principios del Cuaternario, por la acumulación de material proveniente de conos y abanicos aluviales, así como sedimentos fluviales que represaron las aguas. A lo largo de su historia el nivel de sus aguas ha fluctuado significativamente (Figura N° 6), especialmente a raíz del fenómeno de captura del río Tuy (que antes drenaba hacia el lago de Valencia) por el cauce actual de dicho río que drena ahora hacia el Caribe, lo

que dio origen al desecamiento progresivo de sus aguas y a la formación de extensas planicies de sedimentos lacustres que convierten a sus riveras en importantes centros agrícolas. La puesta en marcha del Acueducto Regional del Centro a principios de 1990, incrementó el aporte de agua a la cuenca del lago e inició el aumento del nivel de las aguas el cual ha acelerado en los últimos años, trayendo como consecuencia la inundación de zonas residenciales e industriales, poniendo en peligro a comunidades enteras. La búsqueda de medidas para la contención del lago de Valencia, es un proyecto de gran escala que hace necesario, un mayor entendimiento de las características de los suelos sobre los cuales se asentaran y construirán las obras de contención.

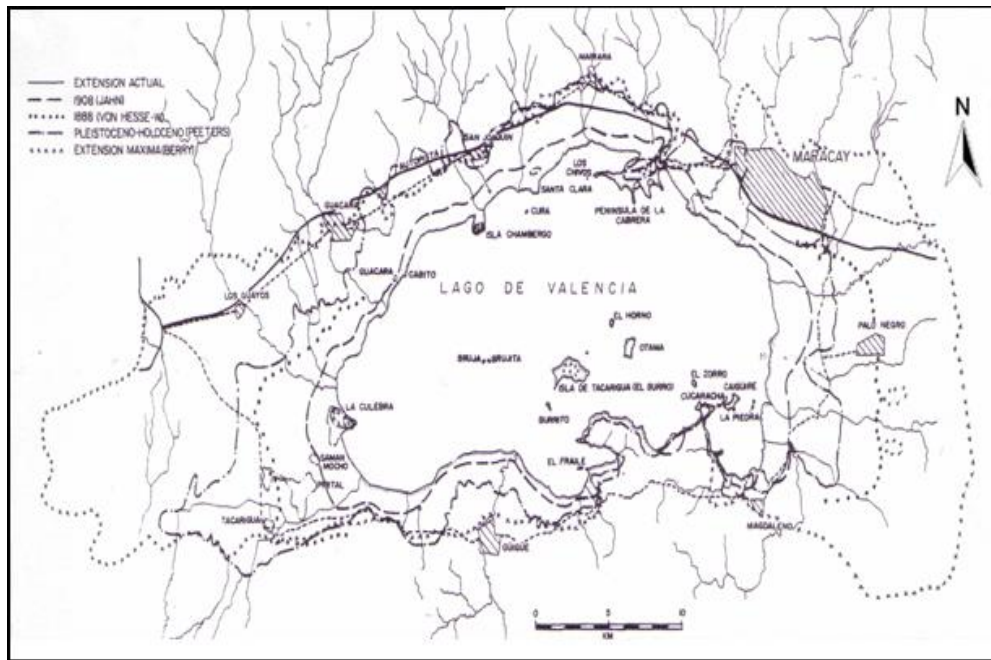


Figura N° 6 Mapa mostrando la extensión del Lago de Valencia entre el Pleistoceno y el presente. (Separata de la Revista LINEAS, 1978)

Formación de los suelos de la ciudad de Maracay

Su formación, en gran parte se debe a la evolución geológica del lago de Valencia, por ello se debe remontar a la historia del mismo para comprender la formación de dichos suelos. En principio, un gran conjunto de fallas se produjeron en la dirección

este – oeste, entre la Serranía Interior y la Serranía del Litoral, la cual originó la formación del graben, el cual es una depresión de forma alargada, en la cual por ser el punto de coincidencia de ambas serranías, se desembocan las aguas provenientes de las mismas. El arrastre de sedimentos provenientes de las serranías originaron la formación de conos de deyección y sedimentos fluviales, los cuales terminaron de configurar una zona donde era muy factible el represamiento de agua; esta época es conocida con el nombre de lago de Valencia I, y estaba caracterizada por la gran extensión del lago, la cual se extendía a lo largo del piedemonte de la Cordillera de la Costa, bordeando ambas serranías, la interior la cual está ubicada al sur, y la del litoral, la cual está ubicada al norte.

Este período, se vio influenciado por un incremento alarmante de las temperaturas, lo cual trajo como consecuencia la desecación de gran parte del lago de Valencia I, y por ende una disminución considerable de su superficie, dando origen a una nueva época del lago conocida como lago de Valencia II. Ésta desecación mencionada anteriormente, trajo una serie de implicaciones, a parte de la disminución del área del lago, ya que los conos de deyección o aluvionales fueron avanzando en dirección al nuevo lago; entre los conos más importantes están: el cono de El Limón – Caña de Azúcar, el cono de la Planicie y el cono de las Delicias – El Castaño ubicados al norte de Maracay, por donde circulaban los ríos El Limón, Guey (el cual se encuentra canalizado actualmente) y las Delicias; respectivamente.

El transporte de sedimentos gruesos se vio favorecido por la existencia de una pendiente pronunciada, que provocaba un descenso de las aguas con mayor velocidad, por lo que fueron arrastrados: peñones, grava y arena gruesa, además de rocas meteorizadas de gran tamaño en su mayoría gneis (producto del considerable aumento de temperatura de las rocas ígneas ubicadas en la Cordillera).

Estos sedimentos se depositaron en la zona desecada del lago, ubicada al norte del mismo y solo los sedimentos más finos pudieron ser transportados, ya que a medida

que se desplazaban más hacia el sur de Maracay, la pendiente iba menguando y con ellas la velocidad del río y su poder de arrastre de sedimentos. Esta condición de sedimentación fluvio – deltaica, se mantuvo durante mucho tiempo, ya que el agua bajaba por las montañas, y sus sedimentos se iban desplazando a lo largo de los ramales de los ríos.

Otro cambio de condiciones climáticas, en este caso de áridas a pluviales tuvo lugar en las cercanías del lago de Valencia, lo que trajo como consecuencia un comportamiento el cual se caracterizaba por las crecidas y retiradas de dicho lago, este periodo recibe el nombre de lago de Valencia III. Este proceso generaba que cuando el lago se retiraba se formaban lagunas, en las cuales se favorecían los depósitos de limo arcilla, los cuales se encuentran distribuidos en forma de bolsones a lo largo de diferentes sectores del centro de la ciudad. En el último crecimiento del lago, el cual tuvo lugar en la época cuaternaria, las condiciones climáticas originaron la sedimentación de los suelos arenosos, lo que podría justificar la presencia de sendos bolsones de suelos de grano fino a gran profundidad. Así se explica la gran diversidad existente en la geología de esta ciudad contando con gran variedad de: arenas, limos y arcillas, y en muchas oportunidades intercaladas en una misma zona.

Es probable encontrar a lo largo de la ciudad y en zonas muy cercanas, sitios en donde lo característico es la presencia de suelos finos (arcillas), e inmediatamente al lado la presencia de suelos granulares; la explicación a ello, es que dichas zonas como estuvieron inundadas, sugieren que existían unas pequeñas islas o núcleos de arenas que generaban el desvío de los cursos de los ríos. Estas “islas”, poco a poco se fueron colocando al mismo nivel de su territorio contiguo, el cual fue rellenado por sedimentos más finos arrastrados por los cauces, dichos sedimentos eran principalmente arcillosos, ya que éstos siguen normalmente a los cursos de los ríos.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

Ondas Superficiales

Son ondas que viajan sobre la superficie y las interfaces de la tierra, desplazándose a menor velocidad que las ondas de corte V_s . De estas ondas hay dos tipos: ondas Rayleigh y ondas Love. Las ondas superficiales tienen la característica de que cambian de forma mientras viajan, debido a que las diferentes componentes de las frecuencias que las constituyen se propagan a diferentes velocidades, lo cual se conoce como dispersión de onda. Los patrones de dispersión son indicativos de la estructura de velocidad a través del cual viaja la onda.

Ondas Love (L)

Las ondas Love, son las ondas superficiales que se propaga con mayor velocidad. Presenta un movimiento horizontal de cizalla, normal a la dirección de propagación.

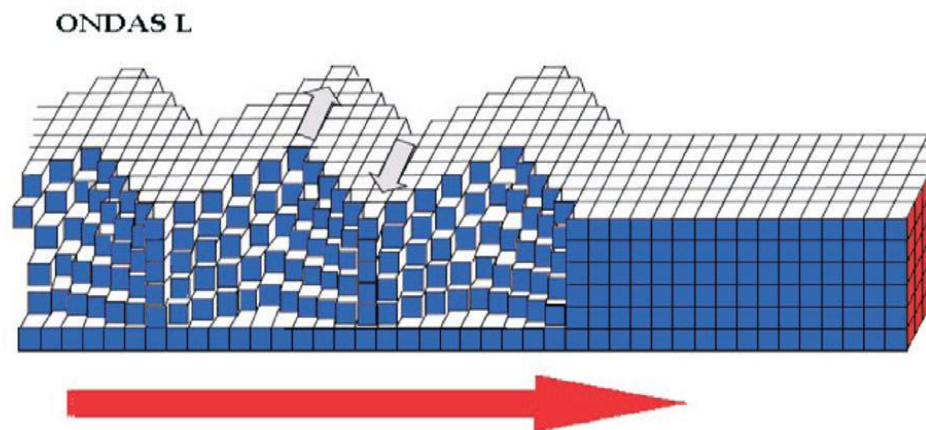


Figura N° 7 Ondas Love (L). Tomado y modificado de www.funvisis.gob.ve.

Ondas Rayleigh (R)

Las ondas Rayleigh son un tipo de onda superficial también conocidas como “ground roll”. Se caracterizan por tener una trayectoria elíptica retrógrada en el plano vertical orientado en la dirección en que éstas se desplazan y por tener, relativamente, baja velocidad, baja frecuencia y gran amplitud. Como contienen componentes de corte, solo viajan a través de medios sólidos. Están asociadas a terremotos y a movimiento subterráneo de magma, así como a cualquier otra fuente de energía sísmica, como explosiones, impacto de martillos en el suelo, movimiento de vehículos, respuesta de la vegetación y estructuras civiles al viento, mareas, etc., las cuales constituyen las vibraciones naturales que constantemente se propagan por el subsuelo de nuestro planeta. Se consideran como las principales causantes de las sacudidas sentidas durante un terremoto, en consecuencia, son las principales responsables de los daños causados a las estructuras durante el desarrollo de estos fenómenos.

Características de las ondas Rayleigh

- Estas ondas se transmiten por la superficie del terreno, aunque afectan a un rango de profundidad que es proporcional a su longitud de onda.
- Su velocidad de propagación, que se define como velocidad de fase CR, es determinada principalmente por la velocidad VS de los materiales. La relación entre ambas se expresa como $CR = 0.94 VS$.
- Su amplitud vertical disminuye con la profundidad, y el movimiento de la partícula asociado a ellas es de tipo elipsoidal, con el eje mayor en disposición vertical y en el sentido de avance del frente de ondas.

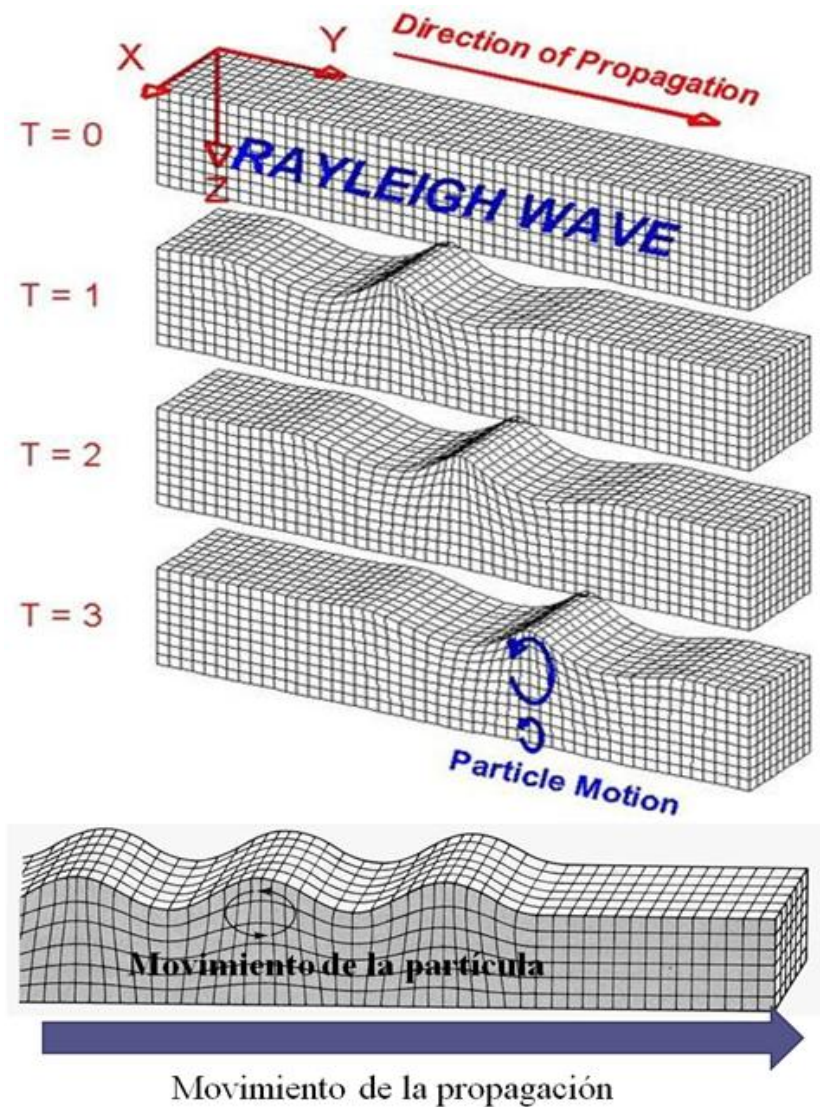


Figura N° 8 Ondas Rayleigh (R). Tomado de Dobrin

Dispersión de Ondas

Se define como dispersión el cambio de velocidad de propagación de las ondas Rayleigh en función de la longitud de onda (λ) o de la frecuencia (f). Este fenómeno solamente se manifiesta cuando el medio no es homogéneo en términos de la distribución de los valores de V_s según la vertical. En un medio con valores de V_s crecientes con la profundidad las componentes de alta frecuencia (menor longitud de onda) se transmiten a menor velocidad de fase (C_R) que las de baja frecuencia (mayor

longitud de onda) que además profundizan más en el terreno (Granda et al, 2005). Es importante destacar que más de una velocidad de fase puede estar asociada con una frecuencia de onda Rayleigh simplemente porque estas ondas pueden viajar a diferentes velocidades para una frecuencia dada. La velocidad más baja es llamada velocidad del modo fundamental (o primer modo) (Xia et al., 1999). La velocidad de onda S puede ser obtenida invirtiendo la velocidad de fase dispersiva de la onda superficial (Rayleigh y/o Love). Mediante la inversión de los datos de dispersión de las ondas Rayleigh de altas frecuencias, se pueden obtener velocidades confiables de onda S cercanas a la superficie (Xia et al., 1999).

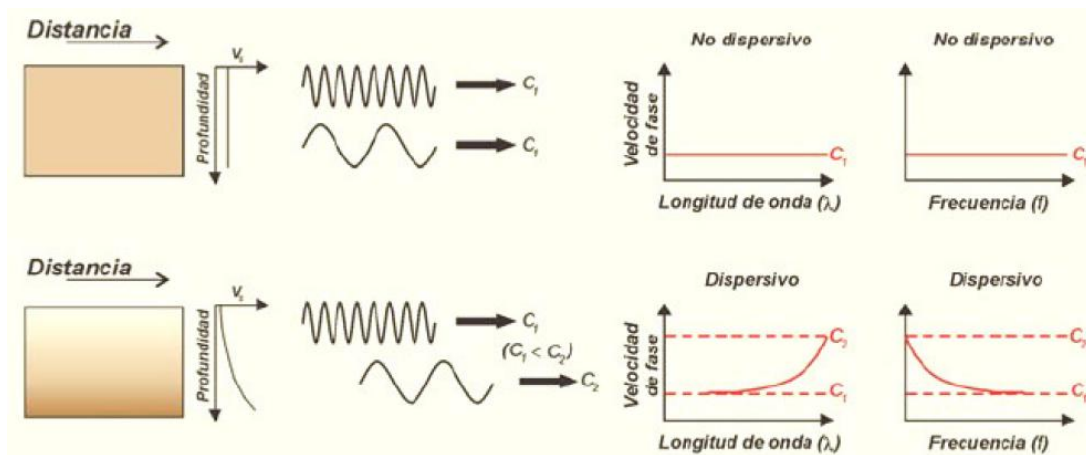


Figura N° 9 Dispersión de Ondas (Tomado de Granda et al, 2005).

Velocidad de ondas de corte (V_s)

En el comportamiento dinámico de un suelo, la resistencia al esfuerzo cortante se evalúa mediante el módulo dinámico de rigidez, siendo una de las características más importantes para su estimación. El valor de las velocidades de ondas de corte es el más importante para la caracterización de la respuesta sísmica de los perfiles geotécnicos.

Las ondas de superficie pueden generar ondas corpóreas, siempre y cuando actúen sobre un punto de difracción. A las fuentes más cercanas corresponden las

frecuencias de mayor valor, ellas se encuentran ubicadas cerca de la superficie, (Figura N°10).

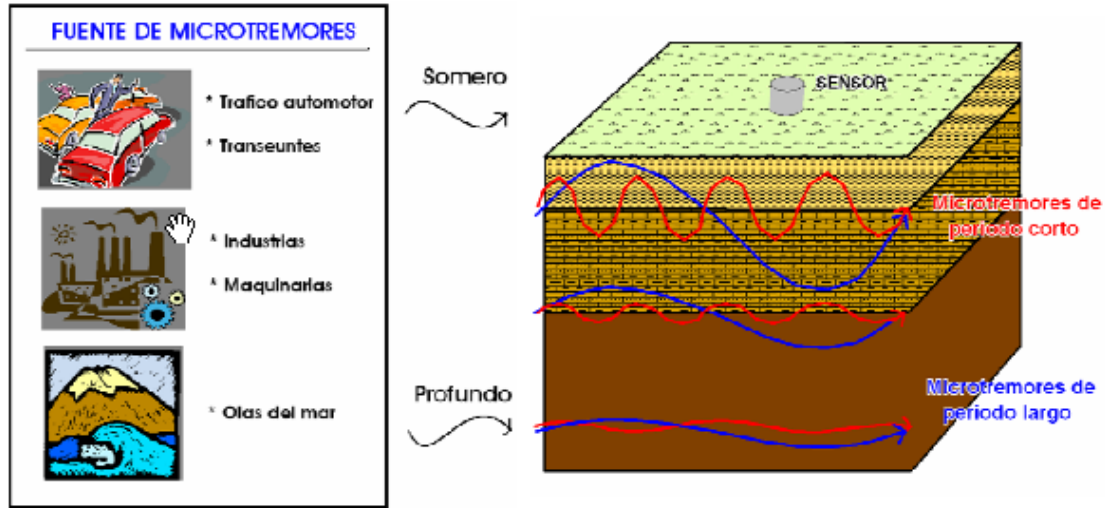


Figura N° 10 Origen de los microtemblores (Bard, 1999) (Tomado de Paolini, M. 2006).

La determinación de la velocidad de propagación de las ondas de corte (V_s) es de gran utilidad en la geotecnia, ya que con este valor se puede: 1) determinar el módulo de rigidez al esfuerzo cortante (G), 2) inferir densidad in situ, 3) estimar el estado de esfuerzos, 4) estimar la cementación natural o 5) evaluar la alteración de una muestra (Stokoe et al., 1989).

La relación entre V_s y el módulo de cortante (G) está dada por la siguiente ecuación:

$$G = \rho V_s^2 \text{ (Ecuación 1)}$$

En donde: ρ = densidad; V_s = velocidad de onda de corte.

Como las deformaciones causadas por las pruebas geofísicas son muy pequeñas, el módulo de cortante que se obtiene con la V_s determinada con dichas pruebas viene siendo el valor máximo (G_0), y sufre una degradación mayor o menor, dependiendo del suelo y de la deformación inducida. Este tipo de comportamiento de materiales se

le conoce como elástico no-lineal, está asociado con suelos y rocas blandas, y se ha avanzado mucho en la comprensión de este fenómeno especialmente en los últimos años (Matthews et al., 1996), por lo que los valores de V_s y G_0 tienen aplicaciones tanto para análisis geotécnicos tanto estáticos como dinámicos.

V_{s30} : Una simple manera de caracterizar las condiciones dinámicas de sitio para estudios geotécnicos y de riesgo sísmico, es mediante una clasificación del tipo de suelo o depósito de suelo, a través de las velocidades de ondas de corte del subsuelo. La velocidad equivalente para los primeros 30 m del subsuelo (V_{s30}) (como se observa en la ecuación N°2), es un parámetro ampliamente usado en códigos recientes de construcción para evaluar los efectos de sitio (Bard, 1999). Los datos derivados desde perforaciones (tanto geofísicas como geotécnicas) representan información puntual. El parámetro V_{s30} representa el promedio de velocidad de las ondas de corte en los primeros 30 m de profundidad del suelo, se puede calcular con la siguiente expresión matemática:

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{v_i}} \text{ (m/s) (Ecuación 2)}$$

Donde h_i representa el espesor de la capa y v_i representa la velocidad de onda de corte correspondiente a h_i

V_{sP} : Según la norma COVENIN (2001) es la velocidad promedio de las ondas de corte en el perfil geológico hasta roca o hasta la profundidad en donde se defina un estrato con velocidad de onda corte igual o mayor a 500 m/s. No se refiere a ninguna profundidad específica de referencia y por lo tanto es difícil correlacionar valores de V_{sP} de lugares diferentes.

Efectos de Sitio

Los movimientos sísmicos de la tierra, están influenciados de una forma importante por las características geotécnicas y la geología de superficie de los depósitos de suelo. Los llamados “efectos de sitios” corresponden a las variaciones de los movimientos sísmicos en espacio, amplitud, frecuencia y duración. Éstos incluyen principalmente los efectos de contraste de influencia sobre los depósitos de suelos ubicados sobre el basamento (Bard, 1999).

En general, los efectos de sitios pueden ser definidos como las perturbaciones de las características originales de las ondas (la amplitud, contenido de frecuencia y la duración), debido a los rasgos geométricos de los depósitos de suelo y la topografía.

Las modificaciones se evidencian principalmente como una amplificación o una deamplificación en todas las frecuencias de los movimientos de la tierra, éstas amplitudes obedecen a varios parámetros, algunos de ellos propios del comportamiento dinámico de los suelos y son propiedades físicas (V_s , P , humedad interna del suelo, etc.), otros están relacionados con las características y la intensidad de las ondas; mientras que algunos rasgos se asocian en el aspecto puramente geométricos, como lo son la topografía del basamento y de la superficie, las variaciones laterales en la geología, las discontinuidades, etc.

Microtremores

También llamados microtrepidaciones, microsismos, ruido sísmico de fondo, campo natural, vibración o ruido ambiental, oscilaciones omnipresentes o microtemblores. Pueden definirse como: a) vibraciones en la superficie debidas a la incidencia oblicua de ondas de cuerpo que se propagan en todas direcciones con la misma energía; b) una superposición de ondas superficiales, que constituyen un campo estacionario y homogéneo; c) el ruido ambiental generado por fuentes naturales y culturales, como el tráfico vehicular o la actividad humana (Flores-Estrella et al, 2004). d) son

vibraciones generadas por eventos artificiales producto de la actividad humana tales como tráfico, maquinaria industrial y explosiones de dinamita. Están compuestos principalmente por ondas Rayleigh y S, son de periodo corto, menor a 1 ó 2 segundos, con excepciones en lugares donde los sedimentos son muy blandos (mayor a 5 segundos) (Moreno et. al, 2000).

Cabe destacar que los microtemores ocurren en el intervalo de frecuencias de 0.01 a 30 Hz; sin embargo, en la exploración geofísica sólo interesa la banda de 0.1 a 10 Hz, ya que en esta banda parte de la energía se transmite como ondas Rayleigh, cuyos modos y velocidades de propagación se pueden estimar y medir con arreglos instrumentales para obtener información sobre las características de los parámetros elásticos de la corteza terrestre hasta profundidades de 20 km (Flores-Estrella et al, 2004).

Generalmente, los microtemores con frecuencias menores a 1 Hz. son el resultado de fenómenos naturales como la acción de las olas, viento y variaciones atmosféricas; mientras aquéllos con frecuencias mayores a 1 Hz son producidos por fuentes culturales como trenes y el funcionamiento de maquinaria pesada. Detalladamente tenemos:

- A bajas frecuencias (por debajo de 0.3 hasta 0.5 Hz) son causados por las olas oceánicas que ocurren a grandes distancias, y es posible encontrar buena correlación de los microtemores con condiciones meteorológicas de gran escala en el océano.
- A frecuencias intermedias (entre 0.3-0,5 Hz y 1 Hz) los microtemores son generados por el oleaje que rompe en las costas, por lo que su estabilidad es significativamente menor.

- Para altas frecuencias (mayores a 1 Hz) las fuentes de los microtremores están ligadas a la actividad humana, por lo que reflejan los ciclos de esta actividad, y se manifiestan por cambios en la amplitud de éstos (Bard, 1999).

Siempre que se utilicen registros de microtremores en la estimación de efectos de sitio se debe recordar que se suponen trayectorias de las ondas simples y similares; esto implica, que no existe dispersión tridimensional, y que las trayectorias pueden ser aproximadas por la dispersión geométrica elemental y por la atenuación inelástica (Bard, 1999).

Métodos Pasivos

Son métodos geofísicos que se basan en el análisis de los microtremores, los cuales no requieren de ninguna fuente, como los explosivos en exploración sísmica. El objetivo de los métodos de ondas sísmicas superficiales pasivos es evaluar de forma indirecta y no destructiva la conformación del suelo. Para este fin, se utiliza un arreglo instrumental bidimensional sobre la superficie, o bien un sólo instrumento; puede ser sólo la componente vertical o las tres componentes de movimiento. El análisis de estos datos se puede realizar con métodos 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).

Métodos pasivos más conocidos:

Relación espectral H/V: Nogoshi e Igarashi (1971) introdujeron la idea de observar la relación espectral entre la componente horizontal y la componente vertical, también mostraron la relación con la elipticidad de la curva de las ondas Rayleigh y usaron este resultado como un indicador de la estructura del subsuelo. Posteriormente, esta técnica fue reformulada por Nakamura (1989), registrando el ruido natural de un sitio, mediante el uso de sensores triaxiales de banda ancha y afirmando que la relación entre componente horizontal y vertical representaba una estimación confiable de la

función de transferencia del sitio para ondas S (Bard, P. 1999). A partir de este procedimiento se puede evaluar los efectos de sitio y determinar la frecuencia fundamental de resonancia.

Técnica de autocorrelación espacial (SPAC): Esta técnica asume que los microtemores están formados por ondas superficiales, y tiene como objetivo calcular la velocidad de fase para cada frecuencia, a partir de registros simultáneos de microtemores obtenidos de un arreglo instrumental, con al menos tres estaciones (Flores-Estrella et al, 2004). La metodología consiste de las siguientes etapas: el registro de ondas superficiales, el cálculo de los coeficientes de autocorrelación y la estimación de la velocidad de fase (Flores-Estrella et al, 2004). Este método se basa en la suposición de que los microtemores son procesos estocásticos (sistemas aleatorios) estacionarios en espacio y tiempo.

Técnica de frecuencia-número de onda (F-K): El método F-K emplea un parámetro estadístico llamado densidad del espectro de potencia frecuencia-número de onda (espectro F-K). Su principio de funcionamiento es el detectar señales sísmicas fuertes dentro del ruido y separar las ondas superficiales multimodales y las ondas corpóreas. La desventaja de la aplicación de este método es que, se requiere de un arreglo de sismómetros con varias estaciones distribuidas uniformemente de manera azimutal, con una gran variedad de distancias entre estaciones, para asegurar estimados de alta resolución del espectro de potencia F-K. Este método se basa en la suposición de que los microtemores son procesos estocásticos (sistemas aleatorios) estacionarios en espacio y tiempo (Parvez, 2003).

Métodos Activos

Registran ondas Rayleigh inducidas por una fuente impulsiva o por una fuente oscilatoria con movimiento vertical armónico; en estos métodos los sensores verticales son ubicados en la superficie en línea con la fuente, y la velocidad de fase

se calcula a partir del análisis espectral. Este método es útil para explorar profundidades de 10 a 20 m, aproximadamente. Para lograr caracterizar profundidades mayores se necesitaría una fuente muy grande (Flores-Estrella et al, 2004).

Métodos activos más conocidos:

Técnica SASW (Spectral Analysis of Surface Wave): Este método se basa en la propagación de ondas para generar perfiles de velocidad de onda S, es llamado Análisis Espectral de Ondas Superficiales (SASW). Este método usa el análisis espectral del ground roll, generado por una fuente impulsiva (por lo general son martillos pesados o mandarrias) y grabado por un par de receptores de 1 Hz, de pequeñas a grandes distancias.

El par de receptores es configurado y reconfigurado, basados en cálculos de longitud de onda durante la adquisición, tantas veces sea necesario, para muestrear el rango de frecuencia deseada (Park et al., 1999). Los receptores son sismómetros con sensores de velocidad vertical, por lo que los perfiles de Vs son analizados a partir de las velocidades de fase de las ondas Rayleigh. Las desventajas de este método es que las pruebas se deben repetir numerosas veces y usualmente lleva muchas horas completar el procedimiento en un mismo sitio, además que en sitios donde el ruido sobrepase la potencia de la fuente artificial, que es común en áreas urbanas, o cuando las fases de las ondas corpóreas sean más energéticas que las ondas Rayleigh, el método SASW no arroja resultados confiables (Louie, 2001b).

Técnica MASW (Multi-Channel Analysis of Surface Wave): La técnica de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales es un método sísmico no destructivo que evalúa el espesor del pavimento, así como los módulos elásticos lineales de los materiales por debajo del pavimento. La técnica ha sido desarrollada en respuesta a los defectos de SASW en la presencia de ruido. Este método analiza las propiedades de dispersión de

los modos fundamentales de ondas Rayleigh, las cuales se propagan a lo largo de la superficie desde el punto de impacto a los receptores (Park et al., 1999). Los registros se realizan con 12 o más receptores en distancias cortas y largas desde una fuente impulsiva o vibratoria que proporcionan una redundancia estadística para medir velocidades de fase.

Los datos multicanales permiten la identificación y rechazo de modos no fundamentales de ondas Rayleigh y otro ruido coherente a partir de los análisis (Louie, 2001). La configuración básica y la rutina de adquisición del MASW generalmente es la misma que se usa en los estudios convencionales de CMP (Punto Medio Común) con reflexiones de ondas corporales.

Combinación de métodos activos y pasivos: Sísmica de Refracción por Microtremores (ReMi)

ReMi consiste en determinar la distribución de los valores de la velocidad de transmisión de las ondas de cizalla (V_s) a través del terreno, a partir del análisis espectral del ruido sísmico ambiental (Granda et al, 2005).

El método sísmico de análisis de microtremores ReMi (microtrepidaciones) fue propuesto por Louie (2001) y constituye uno de los más recientes avances entre los métodos geofísicos aplicados a la caracterización de sitios y evaluación de terrenos para ingeniería civil. La técnica de medición de microtremores tiene la gran ventaja de llevar a cabo de manera rápida y sencilla la estimación de los efectos de sitio, cuya importancia radica en la definición y el entendimiento de las propiedades dinámicas del suelo ante la acción de un sismo dado. ReMi consiste en determinar la distribución de los valores de la velocidad de transmisión de las ondas de cizalla (V_s) a través del terreno, a partir del análisis espectral del ruido sísmico ambiental (Louie, 2001).

Las bases teóricas del método son las mismas que los métodos SASW y MASW. La fuente sísmica consiste únicamente en ruido sísmico ambiental (microtremores), cuya contribución (pasiva) es principalmente en la parte de baja frecuencia del espectro de lentitud frecuencia, pero en lugares muy silenciosos se puede activar algún tipo de fuente (activa) durante cada registro para la generación de señal de más alta frecuencia, como correr a lo largo de la línea de geófonos, lanzar y recoger objetos pesados, percusiones con martillos o fuentes vibratorias, al principio, en el medio o al final del arreglo de geófonos, que proveen información sobre los niveles intermedios y más superficiales. Esta posibilidad de combinar fuentes de señales diferentes es la mejor ventaja del método.

La técnica de sísmica de microtremores está basada en dos ideas fundamentales. La primera idea, es que el equipo común de registro de refracción sísmica, se coloca en una forma casi idéntica a las mediciones de refracción de ondas P superficiales, para grabar efectivamente ondas superficiales en frecuencias tan bajas como 2 Hz y tan altas como 26 Hz. Con este rango de frecuencias, se pueden conseguir perfiles de velocidad de hasta 110 m de profundidad. La segunda idea es que una simple transformada en 2D de lentitud-frecuencia (p-f) de un registro de microtremor, puede separar ondas Rayleigh de otras llegadas sísmicas, y permitir el reconocimiento de la velocidad de fase verdadera de las velocidades aparentes (Louie, 2001). Combinaciones de arreglos de diferentes separaciones entre los sensores, variación de la frecuencia de geófonos entre 2 y 40 Hz, y el uso de diferentes fuentes de señal permiten gran flexibilidad en el diseño de la caracterización del subsuelo con una vasta gama de resolución y excelente profundidad de investigación (Louie, 2001). Para aplicar este método se deben realizar los siguientes tres pasos: el análisis espectral de velocidades, la selección de la dispersión fase-velocidad de la onda Rayleigh y el modelado de la velocidad de onda S.

Análisis espectral de velocidad (p-f)

El análisis espectral está basado en la transformación p - τ o “slantstack”. Esta transformación toma una sección de registros de sismogramas múltiples, con amplitudes relacionadas con la distancia y el tiempo (x - t), y las convierte a amplitudes relacionadas con el parámetro de rayo p (inverso de la velocidad aparente), y un intercepto de tiempo τ . y otros autores usaron la transformada p - τ como un paso inicial para el análisis de de la velocidad de refracción en ondas p (Louie, 2001).

La transformada p - τ es una integral de línea a lo largo de un registro sísmico $A(x,t)$ en una distancia x y un tiempo t .

$$A(p, \tau) = \int_x A(x, t = \tau + px) dx \quad (\text{Ecuación 3})$$

donde la pendiente de la línea $p = dt/dx$ es el inverso de la velocidad aparente V_a en la dirección de x . En la práctica x está discretizada en intervalos n_x en un espaciamiento finito dx , así que $x = jdx$, con j como un entero. Del mismo modo, el tiempo está discretizado con $t = idt$, dando una forma discreta de la transformada p - τ para positivos y negativos $p = p_0 + ldp$ y $\tau = kdt$

$$A(p = p_0 + ldp, \tau = kdt) = \sum_{j=0, n_x-1} A(x = jdx, t = idt = \tau + px) \quad (\text{Ecuación 4})$$

comenzando con un $p_0 = -p_{max} \cdot p_{max}$ que define el inverso de la velocidad mínima. np está colocado efectivamente para que sea uno a dos veces n_x . Aquí dp puede variar de 0,0001-0,0005 seg/m, y se coloca para cubrir el intervalo desde $-p_{max}$ a p_{max} en incrementos de lentitud de $2np$. Esto analizará la energía que se propaga en ambas direcciones a lo largo de la línea receptora de refracción. Las amplitudes en tiempos $t = \tau + px$, que varían entre los puntos de tiempo muestreados, son estimados por medio de un a interpolación lineal.

Luego, se toma cada traza p - τ en $A(p, \tau)$ de la ecuación 4 y se calcula su transformada de Fourier compleja $F_A(p, f)$ en la dirección de τ o tiempo de intercepción:

$$F_A(p, f) = \int_{\tau} A(p, \tau) e^{-i2\pi f \tau} d\tau \text{ (Ecuación 5)}$$

para el cual, la transformada de Fourier discreta con $f = m df$ es:

$$F_A(p, f = mdf) = \sum_{k=0, n\tau-1} A(p, \tau = kdt) e^{-i2\pi mdfkdt} \text{ (Ecuación 6)}$$

El espectro de potencia $S_A(p, f)$ es la magnitud cuadrada de la transformada de Fourier compleja:

$$S_A(p, f) = F_A^*(p, f) F_A(p, f) \text{ (Ecuación 7)}$$

en donde el * denota la conjugada compleja. Este método suma conjuntamente dos transformadas p - τ de un registro, a lo largo de la línea receptora, ya sea hacia delante o hacia atrás de la misma. Para sumar la energía en esas direcciones, en un eje de lentitud, que representa el valor absoluto de p , $|p|$, se suma alrededor de $p=0$ con:

$$S_A(|p|, f) = [S_A(p, f)]_{p \geq 0} + [S_A(-p, f)]_{p < 0} \text{ (Ecuación 8)}$$

El procedimiento anterior completa la transformada de un registro desde el espacio distancia-tiempo (x - t) al de lentitud-frecuencia (p - f). El parámetro de rayo p , para estos registros, es el componente horizontal de lentitud (inverso de la velocidad) a lo largo del arreglo. Para analizar más de un registro, a partir de un despliegue de refracción de microtemores, las imágenes p - f de los registros individuales $S_{An}(|p|, f)$ son sumados punto por punto en una imagen de potencia:

$$S_{total}(|p|, f) = \sum_n S_{An}(|p|, f) \text{ (Ecuación 9)}$$

Por lo tanto, el análisis lentitud-frecuencia ha producido un registro de la potencia espectral total en todos los registros de un sitio, que se grafica en los ejes ($p-f$).

La transformada p -tau actúa como un filtro pasa-bajo $1/\text{frecuencia}$, sobre las amplitudes en los datos. Sin embargo, este filtro no distorsiona o influye en las frecuencias. La transformada apila cada tiempo de intercepto a lo largo de líneas paralelas, por lo que no ocurre ningún “*stretch*” o distorsión de la frecuencia.

La pendiente distintiva de las ondas dispersivas es una gran ventaja en los análisis $p-f$. Otras llegadas que aparecen en los registros de microtemores, como las ondas corpóreas y de aire, no pueden poseer tal pendiente. Incluso, si en un registro sísmico, la mayoría de la energía tiene una fase distinta a la de las ondas Rayleigh, los análisis $p-f$ separarán esa energía de las curvas de dispersión que esta técnica interpreta, en un gráfico lentitud-frecuencia (Cuadra, 2007), como se puede observar en la figura N° 11.

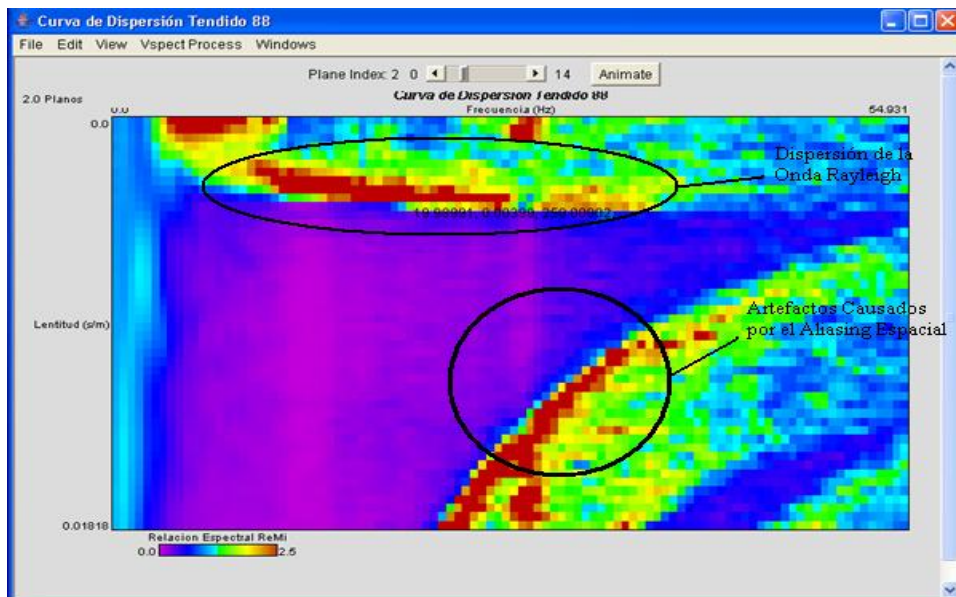


Figura N° 11 Curva de dispersión

Selección de la dispersión fase-velocidad Rayleigh

Este análisis solo agrega un cálculo de la tasa de potencia, para la normalización espectral de los registros de ruido. Este paso consiste principalmente, en transformar los campos de ondas de los datos, al dominio lentitud-frecuencia (p - f), en donde la curva de dispersión puede ser seleccionada directamente. El proceso envuelve dos transformaciones lineales: un *slant-stack* seguido por una transformada de Fourier en una dimensión (1-D).

La potencia promedio sobre todas las lentitudes puede ser diferente en órdenes de magnitudes de una frecuencia a otra. Este método toma la tasa espectral $R(|p|,f)$ de la potencia en cada combinación lentitud-frecuencia en contra de la potencia promedio alrededor de todas las lentitudes, en frecuencias con imágenes p - f individuales $SA(|p|,f)$, o en una imagen total $Stotal(|p|,f)$.

$$R(|p|, f) = S(|p|, f)np / \left[\sum_{l=0, np-1} S(|p| = ldp, f) \right] \text{ (Ecuacion 10)}$$

(con np siendo la mitad del número original de pasos de lentitud $2np$).

La escogencia de las velocidades de fase en las frecuencias en donde hay una pendiente o un pico en la tasa espectral, claramente localiza la curva de dispersión. Los escogimientos o “picks” no se hacen en frecuencias sin un pico definido en la tasa espectral, o en puntos donde no se observe la onda superficial dispersiva. La selección se hace a lo largo de una envolvente de baja velocidad, bordeando el espectro de energía.

Como el modo más alto de las ondas Rayleigh tiene velocidades de fase por encima de las que tienen modo fundamental, la técnica de refracción de microtemores produce principalmente las velocidades con modos fundamentales. Los modos más

grandes pueden aparecer como tendencias de dispersión separadas en las imágenes p - f , si son lo cercanamente energéticas a las fundamentales.

Modelado de la velocidad de la onda de corte

El método ReMi realiza un modelado interactivo hacia adelante de la curva de dispersión (en modo fundamental), seleccionada a partir de las imágenes lentitud-frecuencia p - f , el modo itera sobre la velocidad de fase en cada periodo (o frecuencia), reporta cuando una solución no ha sido encontrada dentro de los parámetros de iteración, y puede modelar inversiones de velocidad con la profundidad (Louie, 2001). La figura N°12 muestra el modelado de velocidades de las ondas S.

El modelo, seguido interactivamente de una curva de dispersión, realizado por una persona experta puede producir más información de la velocidad en una zona específica, que un procedimiento de inversión automatizada. El modelado interactivo puede evitar el mínimo local en la función de error objetiva, además de evitar los casos de inversiones de velocidades falsas, debido al problema equivalente, que es inherente a la naturaleza integradora de las velocidades de ondas superficiales (Louie, 2001).

Otro problema para modelar las curvas de dispersión Rayleigh, es la falta de información de las velocidades de la onda P o las densidades. Sin embargo, los experimentos que se han realizado utilizando la herramienta de modelado interactiva, muestran que aunque hayan grandes cambios en el módulo de Poisson o en la densidad, las velocidades de cizalla modeladas sólo cambiarán en menos de un 10 % en el proceso de ajuste del espectro de velocidad de la onda Rayleigh (Louie, 2001). Con lo que se puede concluir, que las curvas de dispersión Rayleigh pueden ser utilizadas como indicadoras, con mucha exactitud, de la estructuración de la

velocidad de la onda de corte, pero en el caso de la estructura superficial de la velocidad de la onda P no son muy confiables.

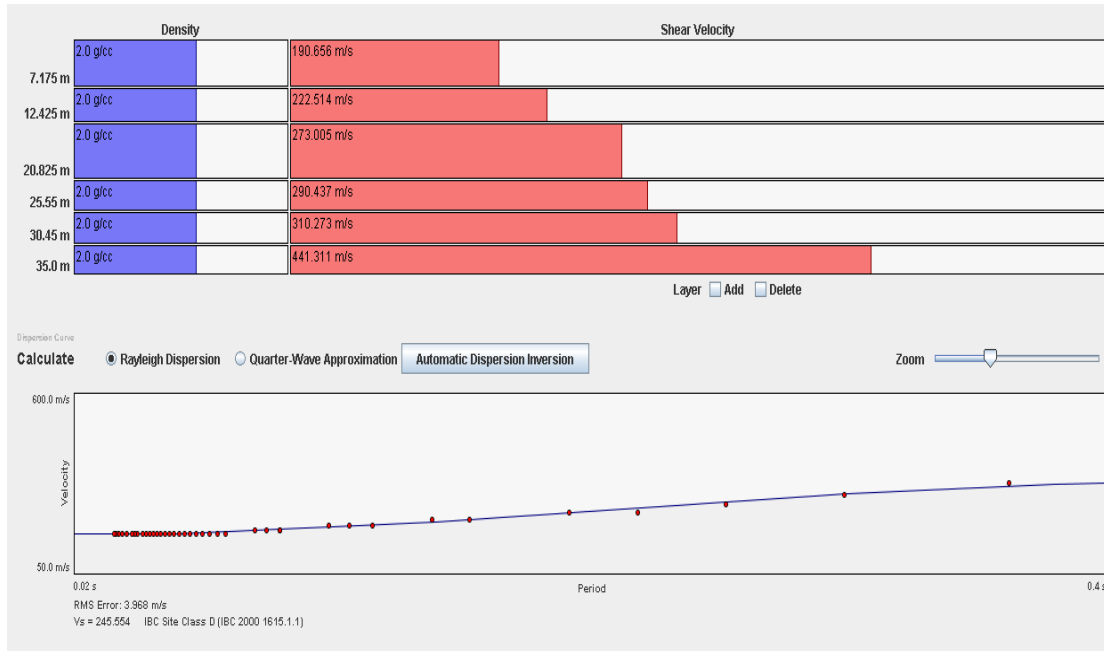


Figura N° 12 Modelo de velocidades onda de corte (ReMi Disper Software).

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

Adquisición

La primera fase consistió en la adquisición de un perfil que atravesaría la ciudad de Maracay de norte a sur. Este primer perfil consistió en 43 tendidos de 96m de extensión cada uno, como primer paso se tomó la coordenada del punto mediante el uso del GPS (Figura N° 13). Para la adquisición de los registros sísmicos, se hizo uso de 2 equipos Geometrics GEODE de 24 canales c/u, conectadas a una portátil en el que se encontraba el programa necesario para la adquisición y almacenamiento de la información (Figuras N° 14, 15 y 16), y de 48 sensores (geófonos) de componente vertical de 4,5 Hz de frecuencia natural (Figura N° 17 y 18). La separación entre cada geófono era de 2 m, en este punto vale la pena señalar que en algunos tendidos se hizo la adaptación de los geófonos a placas metálicas con tres puntos fijos al pavimento, simulando la punta o *spyke* del geófono (Figura N°19), para así poder hacer la adquisición sobre el asfalto. También es importante resaltar que con el fin de realizar la comparación de resultados entre los tendidos sísmicos, se realizó un solapamiento de los tendidos, el cual consiste en que los últimos 24 geófonos del primer tendido, pasan a ser los primeros 24 del segundo tendido, este solape se aplicó en las zonas del perfil donde la extensión de la calle lo permitía. Para cada tendido se obtuvieron 14 registros con una duración de grabación de 30 s y un intervalo de muestreo de 0,002 s.

Para la segunda fase de la adquisición se realizó la adquisición de tendidos sísmicos dispersos en varios sitios de la ciudad, con el fin de obtener la mayor y mejor cobertura posible de toda la ciudad, es importante destacar que en el caso de estos tendidos dispersos, la distancia de separación entre ellos era de aproximadamente

entre 500 y 750 m. En cuanto a la cantidad de registros, duración y el intervalo de muestreo fue exactamente igual que en el caso del perfil norte-sur.

Para el levantamiento de cada tendido se hizo uso de los siguientes implementos:

- 1.- Gps Garmin V, con el cual se referenciaba la ubicación del tendido (Figura N° 13)
- 2.- Una PC portátil propiedad de Funvisis conteniendo el software para la adquisición Seismodule Geometrics, en el cual además de visualizarse las trazas se almacenaban los datos (Figura N°14).
- 3.- 2 sismógrafos Geometrics GEODE de 24 canales (Figura N°14, 15,16).
- 4.- Baterías de 12v, la cual suministraba la energía a los sismógrafos (Figuras N°14)
- 5.- 48 geófonos de componente vertical de 4,5 Hz de frecuencia natural los cuales se conectaban a los cables transmisores (Figuras N°17,18 y 19)
- 6.- Mandarrias de diferentes pesos, para aumentar el contenido de altas frecuencias en sitios en donde fuese necesario (Figura N°20).



Figura N° 13 GPS Garmin, Plus S (Error + 20 m).



Figura N° 14 Equipos utilizados en la campaña de adquisición.



Figura N° 15 Equipos para la adquisición de datos.



Figura N° 16 Configuración para la adquisición con los equipos Geode Geometrics.



Figura N° 17 Geofono de 4.5Hz con punta o spike.

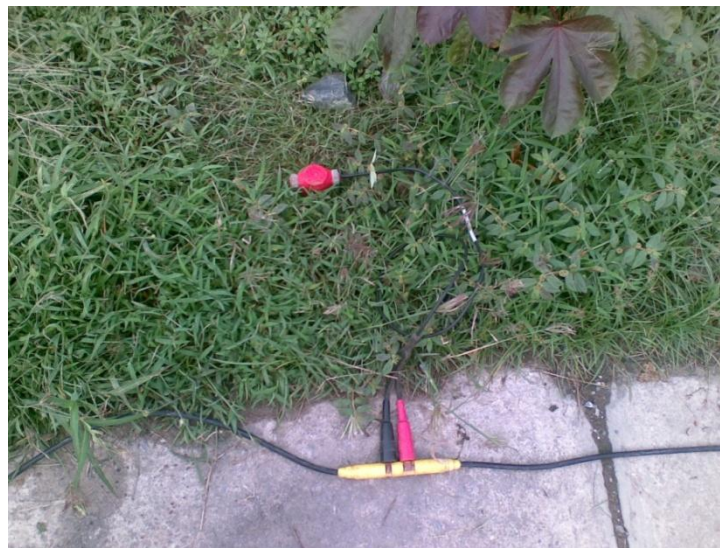


Figura N° 18 Geófono enterrado y conectado para la adquisición.



Figura N° 19 Geófonos adaptados a placas de metal o streamers.



Figura N° 20 Uso de mandarina para generar más ruido de alta frecuencia.

Procesamiento

Para el procesamiento de los datos sísmicos de ondas superficiales adquiridas en campo, se utilizó el software SeisOpt® ReMi™ Version 4.0 de la casa Optim Software el cual posee 2 módulos, el ReMiVspect® y ReMiDisper® (Louie, 2001).

A continuación se muestra una secuencia detallada de los pasos para procesar los datos

Módulo ReMiVspect®

La figura N°21 resume el menú de los 6 pasos a seguir para completar el procesamiento de los registros sísmicos en este módulo.

1-Abrir los archivos sísmicos con el formato “SEG-Y”.

Se elije la apertura de los datos en el formato SEG-Y como se muestra en la figura N°21.

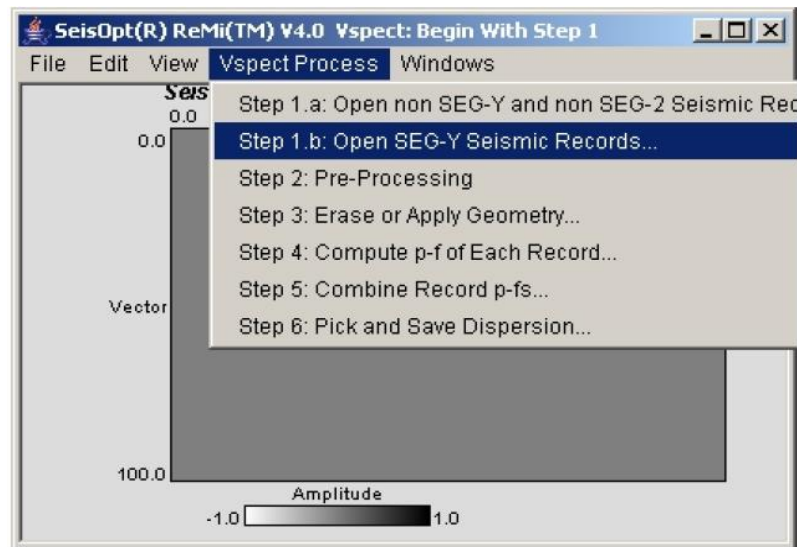


Figura N° 21 Primer paso para el procesamiento.

Seguidamente se procede a elegir los archivos en el formato SEG-Y (Figura N°22), para que se despliegue la ventana de *open binary file*, en la cual se coloca la información referente al número de trazas a analizar (Figura N°23).

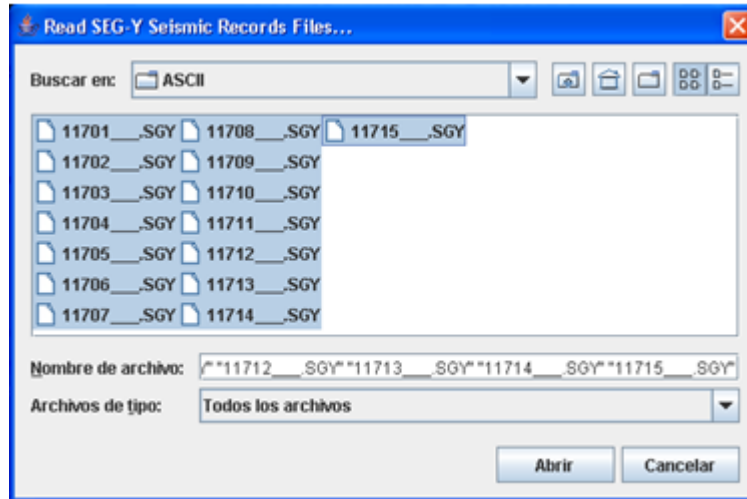


Figura N° 22 Selección de archivos a ser abiertos.

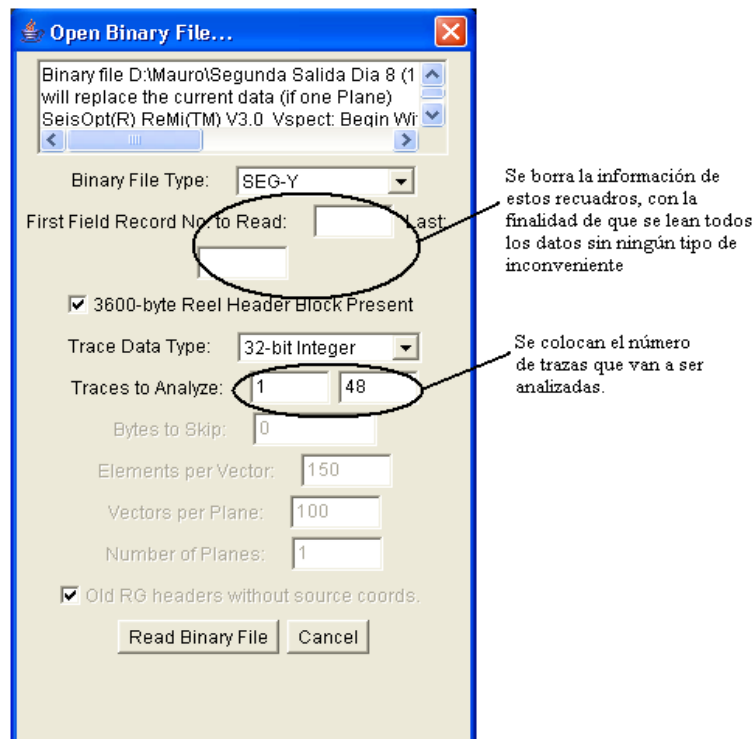


Figura N° 23 Ventana de selección de número de trazas analizadas.

2- Pre-procesamiento

Este paso no es necesario pero es muy útil, este ejecuta una función de ganancia de ecualización de trazas y un centrado de todas las trazas en los registros. La función de ganancia aplica un control de ganancia automático, el cual iguala la longitud del número de muestras en el tiempo por traza sobre todas las trazas. La función de centralización promedia todas las desviaciones y picos presentes en los registros. El producto de este paso es el grafico “Numero de trazas vs tiempo total de grabación” ya ecualizado como se muestra en la figura N°24.

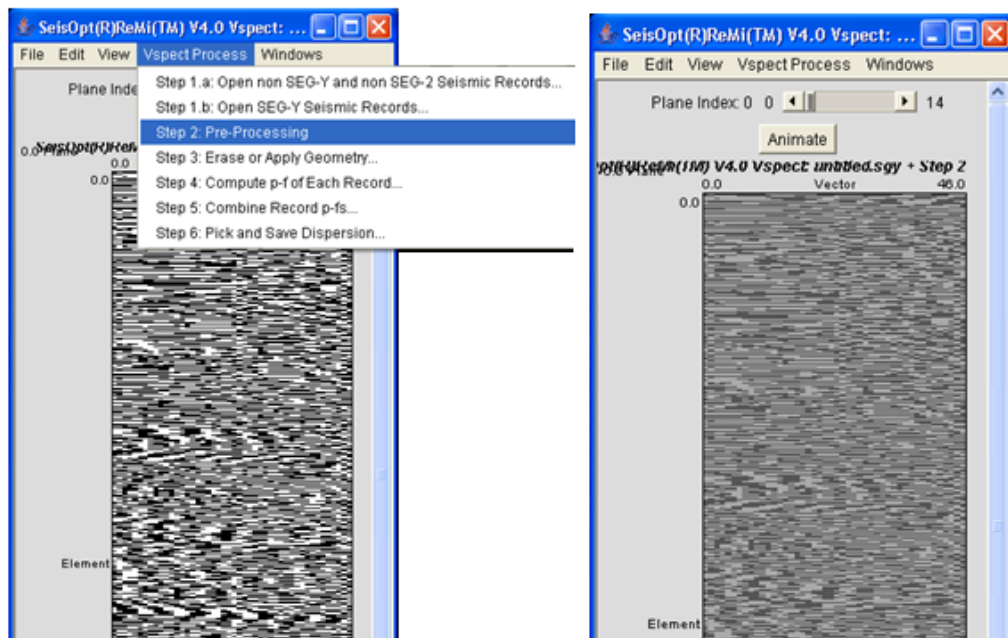


Figura N° 24 Pre-procesamiento y resultado del mismo

3- Eliminación o aplicación de geometría

Este paso consiste en introducir la geometría usada en las mediciones de campo o eliminarla de los encabezados de las trazas de los registros. Por lo general, en las mediciones de ReMi, donde las separaciones de los geófonos son aproximadamente iguales y las líneas están colocadas relativamente rectas, con cambios graduales de elevación (desviaciones máximas de 5% de la longitud total de la línea), se

recomienda eliminar toda la información de geometría presente en los encabezados de las trazas. En el caso de que las líneas no se encuentren totalmente rectas y se presenten cambios abruptos de elevación, entonces, es necesario aplicar la geometría correcta contenida en el encabezado. Para este caso se empleó la opción de eliminar la geometría presente, debido a que se utilizó una separación entre los geófonos equidistantes, líneas sísmicas relativamente rectas y sin cambios graduales de elevación (Figura N°25).

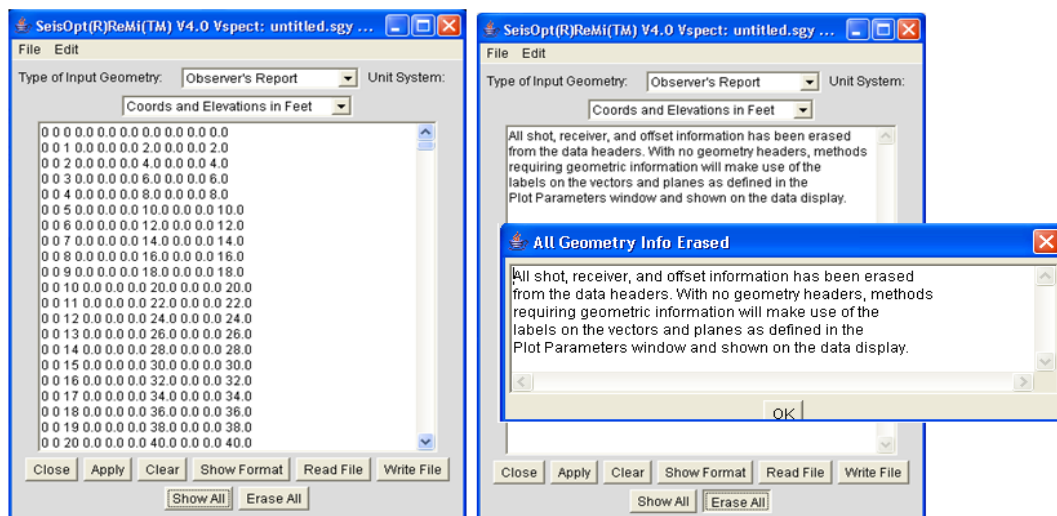


Figura N° 25 Eliminación o aplicación de geometría.

4- Cálculo del espectro de velocidad para cada registro

Consiste en calcular la transformada $p-f$ de todos los datos. Este proceso calcula una imagen de tasa espectral de la dispersión fase-velocidad de una onda superficial, mediante las transformadas p - τ y Fourier. Las imágenes resultantes se obtienen en el dominio lentitud-frecuencia (p - f). En esta fase se introdujeron los siguientes parámetros: intervalo de muestreo (dt), separación entre geófonos (dx), frecuencia máxima a analizar ($Fmax$), velocidad mínima esperada en el área de investigación ($Vmin$), número relacionado con la resolución del parámetro lentitud para altas velocidades, depende de la frecuencia, el número de trazas, su espaciamiento y la distancia total. Se deja el valor por defecto (Np) y las direcciones de propagación del

ruido ambiental e inducido (Figura N°26), obteniéndose la curva de dispersión de la onda Rayleigh para cada plano o registro, como se observa en la figura N°27.

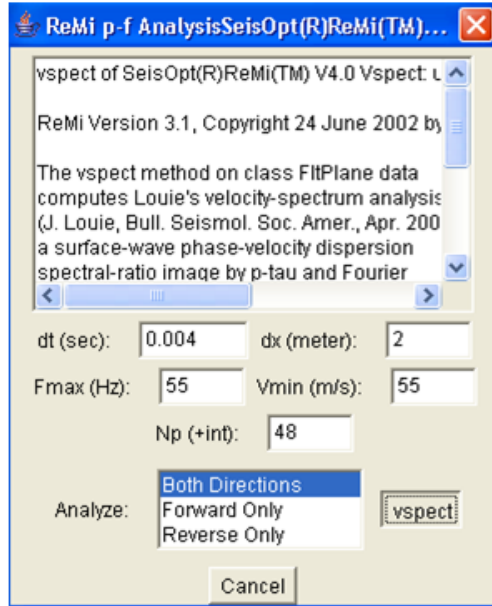


Figura N° 26 Cálculo del espectro de velocidad para cada registro.

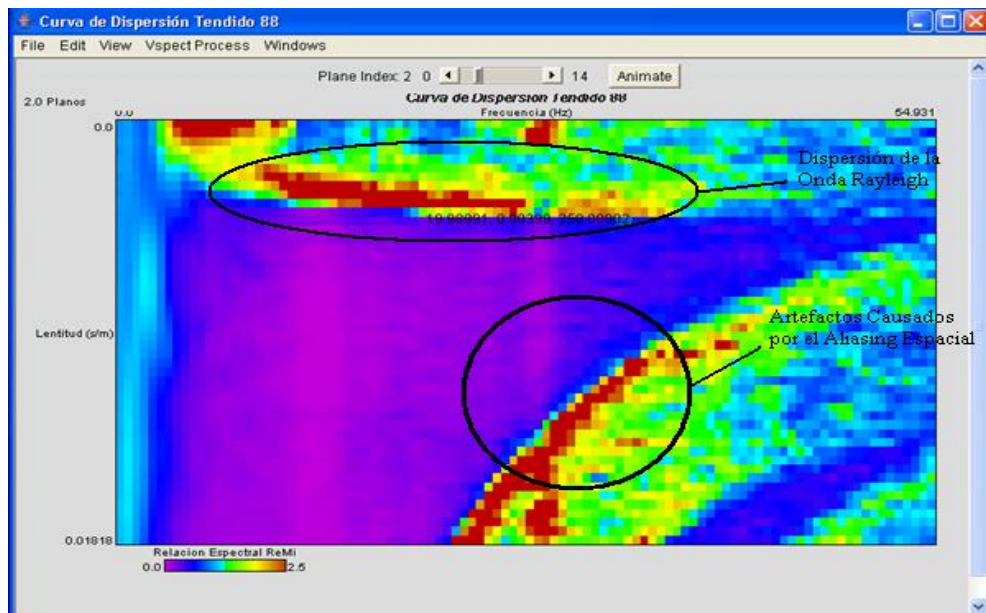


Figura N° 27 Curva de dispersión característica de la onda Rayleigh para el plano 2.

5- Combinación de los registros individuales p - f :

En esta fase se selecciona y combinan las imágenes p - f , calculadas para cada registro, en una sola imagen. Con esto se excluyeron los registros que contenían respuestas anómalas o demasiados artefactos, ocultando la continuidad de la dispersión de energía.

A continuación se realiza la selección de la curva de dispersión, esta consiste en seleccionar una serie de puntos con los que se definen la curva de dispersión. Para esto se observa y escoge la tendencia de dispersión, la cual se encuentra representada por los valores bajos de lentitud y frecuencia. Se busca de seleccionar los puntos que se encuentran entre la transición entre el azul y el verde-rojo, que representan el modo fundamental de la onda Rayleigh. La selección se hace a lo largo de una envolvente de baja velocidad, bordeando el espectro de energía que se observa en la imagen p - f (Louie, 2001) (Figura N°28). Esta forma de seleccionar las velocidades de fase más bajas (en las pendientes inferiores y no en los picos de los cocientes espectrales) cuenta adicionalmente con la ventaja de que evita que se escojan velocidades de fase aparentes elevadas, causadas por ondas que llegan oblicuamente al tendido lineal (Rojas, 2008).

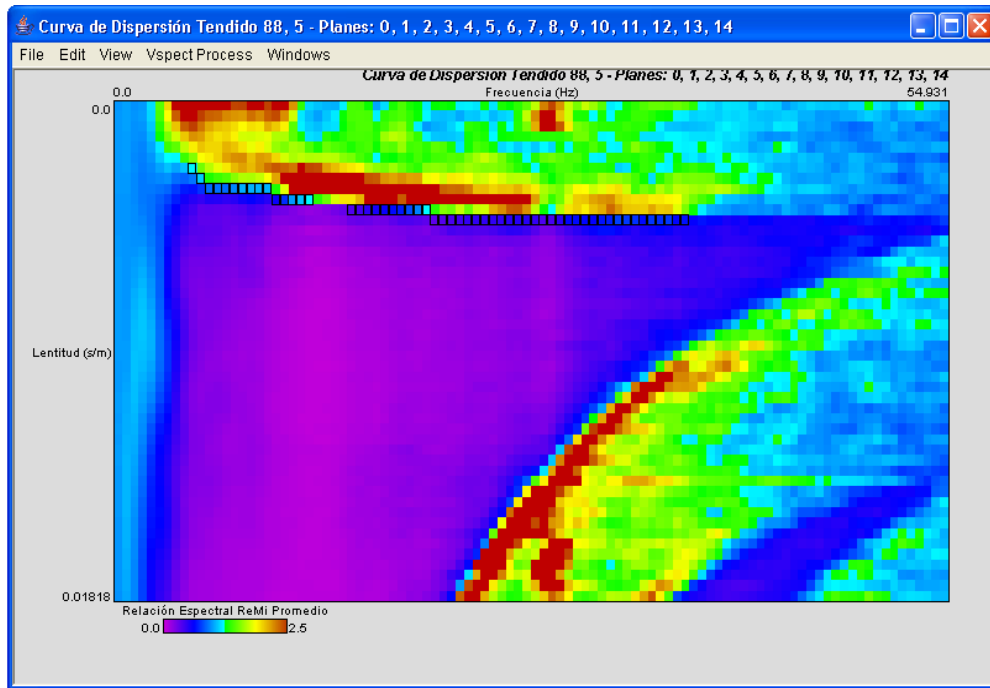


Figura N° 28 Selección de puntos para definir la curva de dispersión.

6- Guardar los puntos seleccionados (*Pick and Save Dispersion*)

Paso final en el módulo ReMiVSpect v4.0, (Figura N°29), los puntos seleccionados en la curva de dispersión serán guardados en un archivo “.txt” para posteriormente poder abrirlos en el módulo ReMiDisperV4.0 que es software con el que se realiza el modelo de velocidad y se obtienen las velocidades de onda de corte.

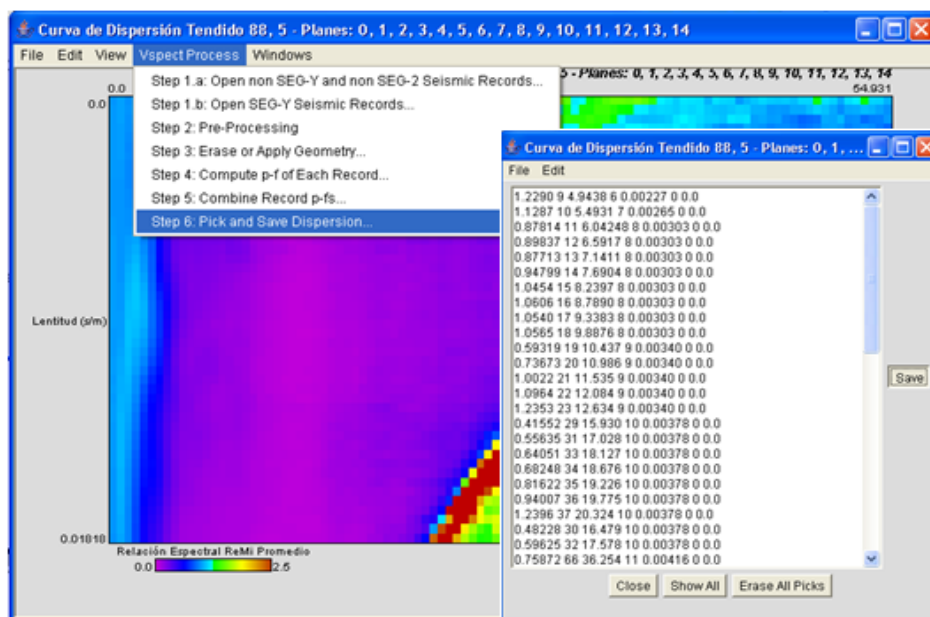


Figura N° 29 Guardado de los puntos seleccionados para definir la curva de dispersión.

Módulo ReMiDisper®

Modelado.

Con el módulo ReMiDisper v4.0 se genera el modelo de espesor y número de capas, además de la velocidad de las ondas de corte. Primero se deben abrir los archivos que contienen los pares frecuencia - lentitud que fueron guardados en el módulo anterior (Figura N°30 y 31).

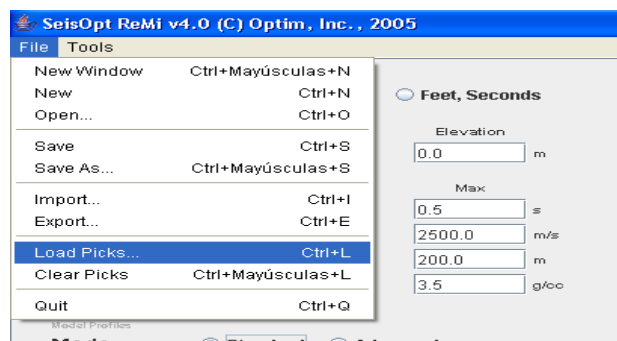


Figura N° 30 Opción del menú principal para cargar las selecciones guardadas en el modulo anterior.

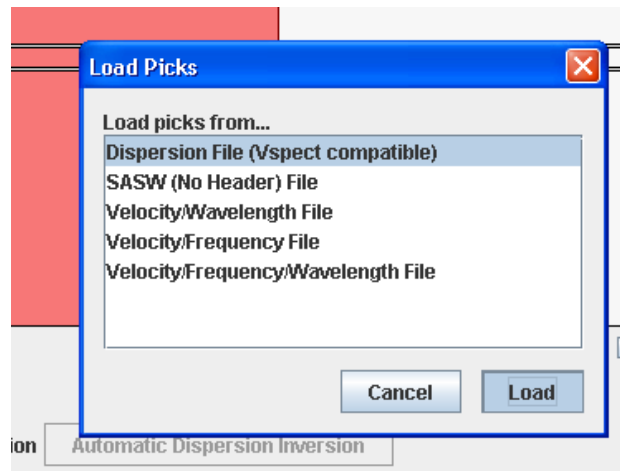


Figura N° 31 Opción para cargar las selecciones guardadas en el modulo anterior.

Las selecciones o puntos antes mencionados son representados en un gráfico de *velocidad vs. período*, en forma de círculos rojos que se superponen a una curva de dispersión. Se tiene además una ventana de control, como se puede observar en la figura N°32, donde se indican parámetros gráficos del modelado como: el sistema de unidades a usar, el período mínimo y máximo en el cual la curva de dispersión va a ser modelada, la velocidad mínima y máxima de la curva de dispersión, la profundidad máxima, esto con el fin de obtener una mejor visión y detalle de los puntos graficados. Además, si se posee conocimiento de las densidades correspondientes, las mismas se pueden incluir en el modelado. Adicionalmente, está la opción avanzada de generar el modelo, en el cual se muestran las velocidades de las ondas P, es recomendable que se emplee esta opción principalmente cuando éstas velocidades se conozcan previamente. Existe también una ventana de ajuste en la cual se pueden ajustar manualmente el número de capas, así como la velocidad de las ondas S, y la profundidad de cada una de las capas, como se puede observar nuevamente en la figura N°32, a medida que se modifican estos valores también lo hace la curva de dispersión, variando así el error en la velocidad RMS, mostrado en la parte inferior de la ventana debajo de la gráfica, que debe ser lo menor posible para un mayor ajuste de la curva de dispersión. De esta manera se obtienen las velocidades promedio de la onda de cizalla a los 30 m, la profundidad y velocidad de cada una de

las capas, en cada uno de los tendidos. También con este módulo se pueden generar perfiles 2D a partir de los modelos 1D generados con el software.

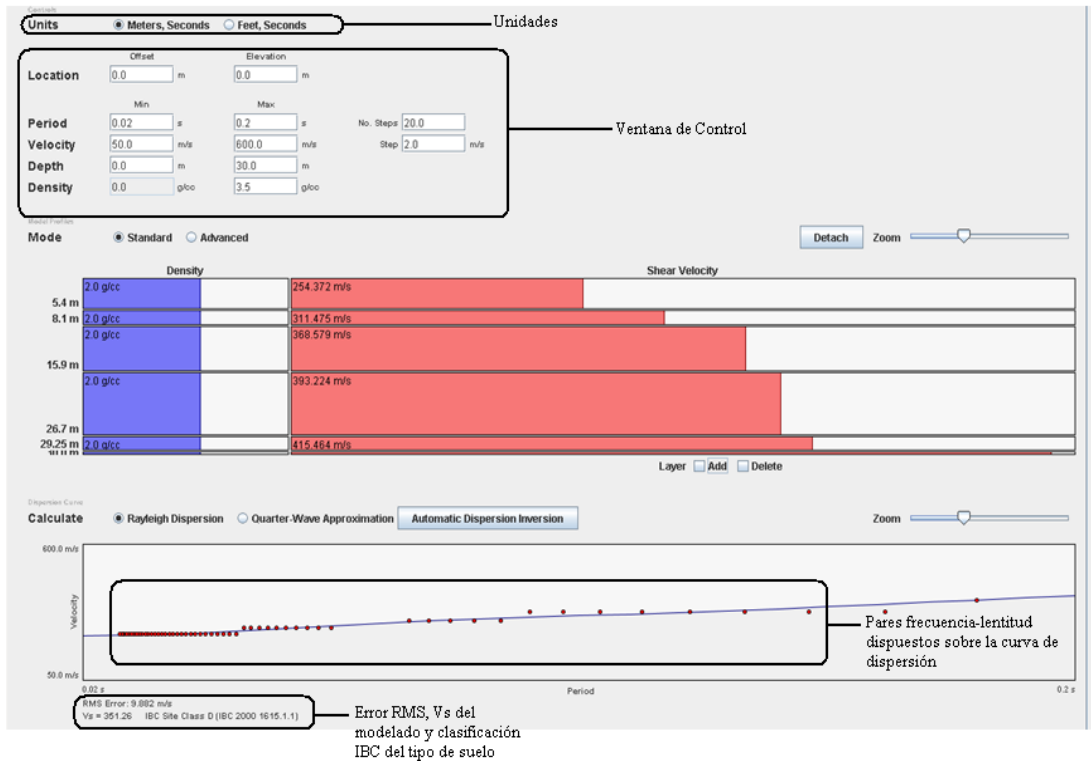


Figura N° 32 Ventana de modelado del módulo ReMiDisper V4.0

El modelo 2D se genera con el módulo ReMiDisper, en el comando de herramientas se coloca el archivo en formato .txt, que genera el software al exportar el modelo, para seguidamente cargar los archivos de los tendidos ya modelados y generar el modelo 2D.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

Como resultado del procesamiento de 98 tendidos sísmicos adquiridos en la ciudad de Maracay, se obtuvieron los respectivos modelos 1D (Anexo A).

Como se mencionó anteriormente (Capítulo IV) el primer paso en la campaña de adquisición fue la ejecución de un perfil sentido norte, sur que atravesara la zona de estudio (Figura N° 33 y 34). El mencionado perfil se compone de cuatro tramos, el primero está compuesto por los tendidos del 1 al 10 con 892 m de longitud, el segundo está compuesto por el tendido 11 hasta el 22 con 1120 m de longitud, el tercer tramo presenta una longitud de 1136 m de extensión y lo componen los tendidos del 23 al 36 y el último tramo está compuesto desde el punto de medición 37 hasta 43, para contar con una longitud de 590 m. Con estos 4 tramos fue posible la construcción de modelos 2D mediante el uso del módulo ReMiDisper V4.0, utilizando la combinación de los resultados obtenidos de cada perfil (Figura N° 37, 38, 39 y 40).

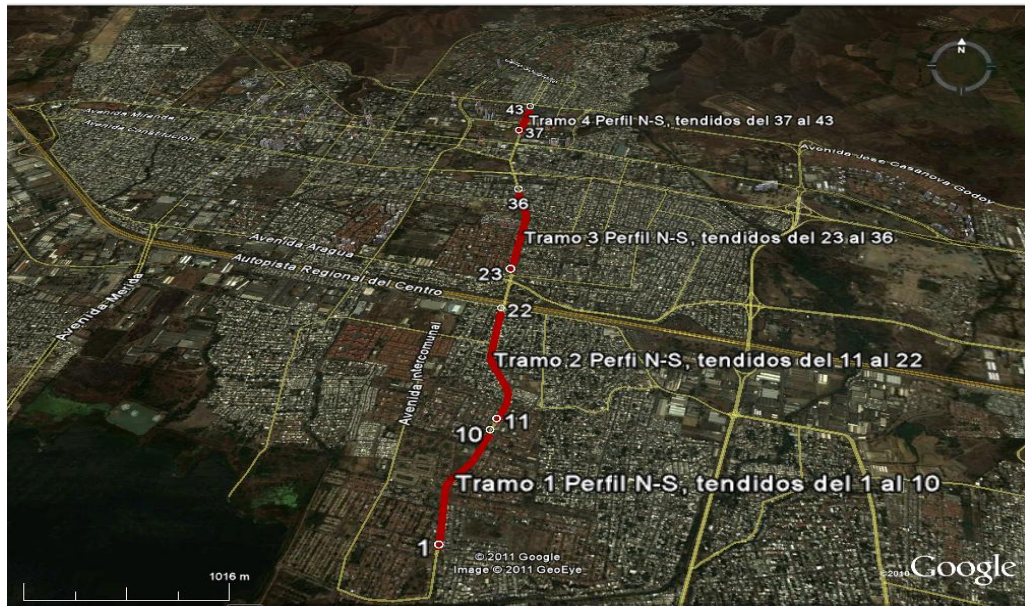


Figura N° 33 Perfil norte-sur. Google Earth 2010

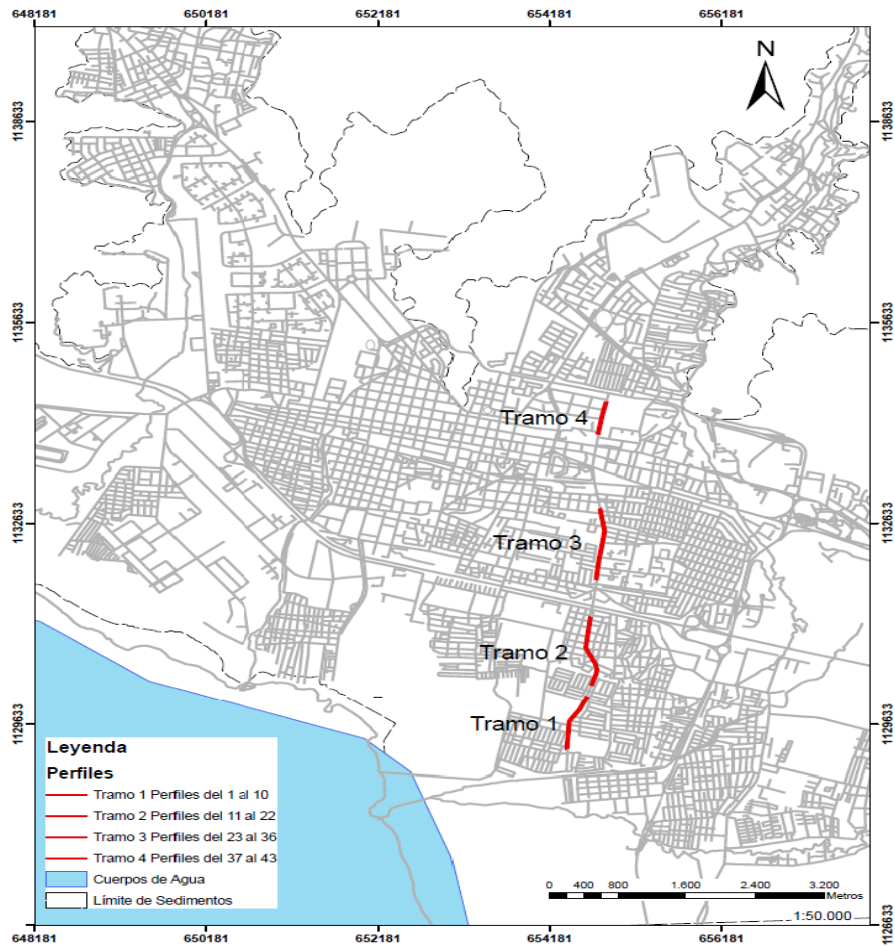


Figura N° 34 Mapa de la ciudad de Maracay con perfil Norte- Sur

La figura N°35, representa un ejemplo tipo de la selección de la curva de dispersión en el gráfico lentitud-frecuencia y el modelado del tendido número 1, de los 98 modelados realizados para el estudio de Vs30 de toda la ciudad de Maracay. Este tendido es el que está ubicado más al sur de todos los tendidos adquiridos. En él se puede observar que se alcanzó una profundidad máxima de 35 m, para el cual el modelado arrojó un total de 6 capas, se presenta una inversión en la segunda capa, esto probablemente asociado a una capa de caracolillo o sedimentos lacustres fotografiados en la zona de adquisición (Figura N° 36). El promedio de velocidad de las ondas de corte para los primeros 30 m del modelo es de aproximadamente 235 m/s.

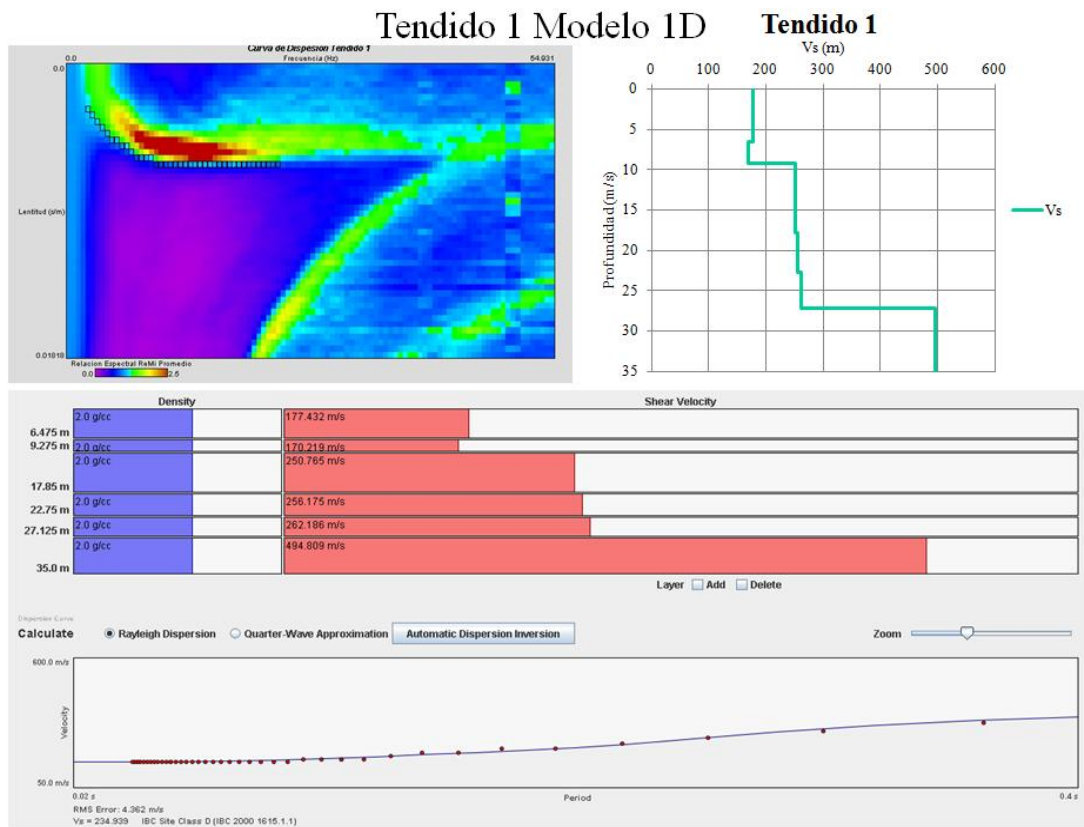


Figura N° 35 Modelado 1D del tendido 1



Figura N° 36 Sedimentos lacustres zona del tramo 1

En las figuras N° 37, 38, 39 y 40 se muestran los modelos 2D, a partir de la interpretación de los modelos 1D obtenidos en cada uno de los tendidos sísmicos que componen cada uno de los tramos.

Se observa un aumento del valor de V_{s30} de sur a norte, los valores más bajos se calcularon alrededor de 200 m/s asociados a los sedimentos finos o a suelos poco compactados del sur. Hacia el norte los valores más altos se calcularon alrededor los 300 m/s, asociados a afloramientos.

En términos generales se observa un comportamiento homogéneo en la distribución de la V_{s30} interpretada en la longitud total del perfil norte-sur con algunas anomalías en la velocidad de onda de corte asociada posiblemente a elementos estructurales propios de la ciudad como cloacas, tanquillas eléctricas y otras.

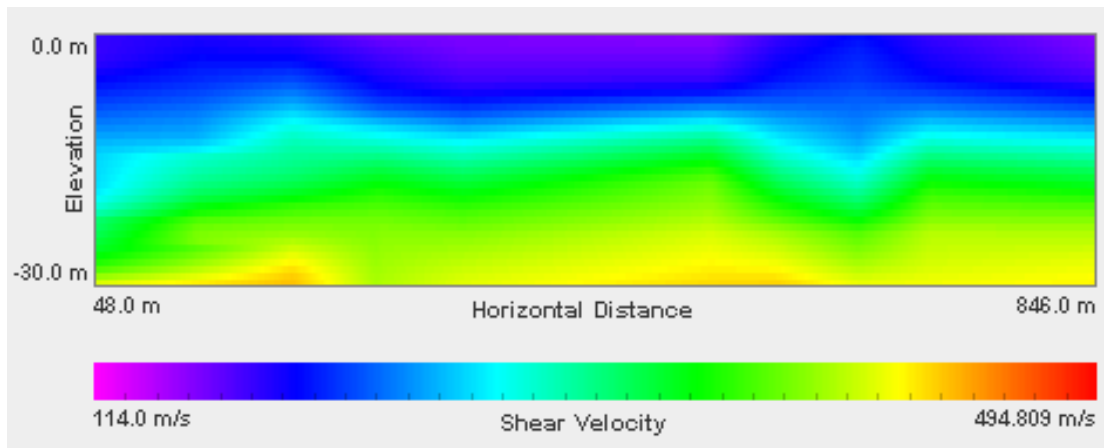


Figura N° 37 Perfil 2D Tramo 1, tendidos del 1 al 10

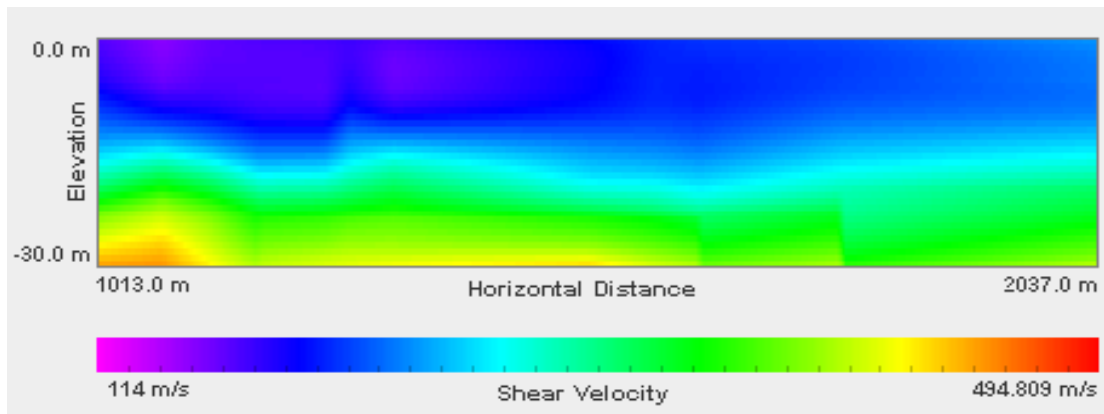


Figura N° 38 Perfil 2D Tramo 2, tendidos del 11 al 22

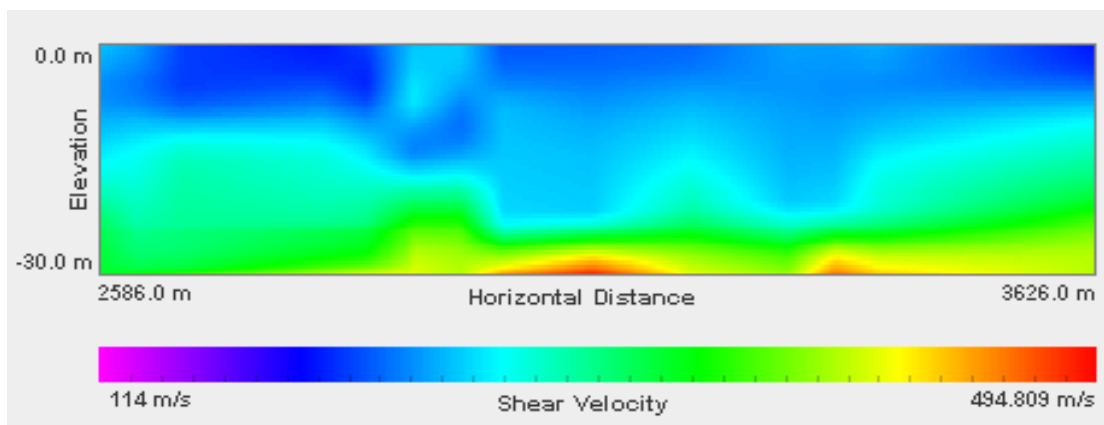


Figura N° 39 Perfil 2D Tramo 3, tendidos del 23 al 36

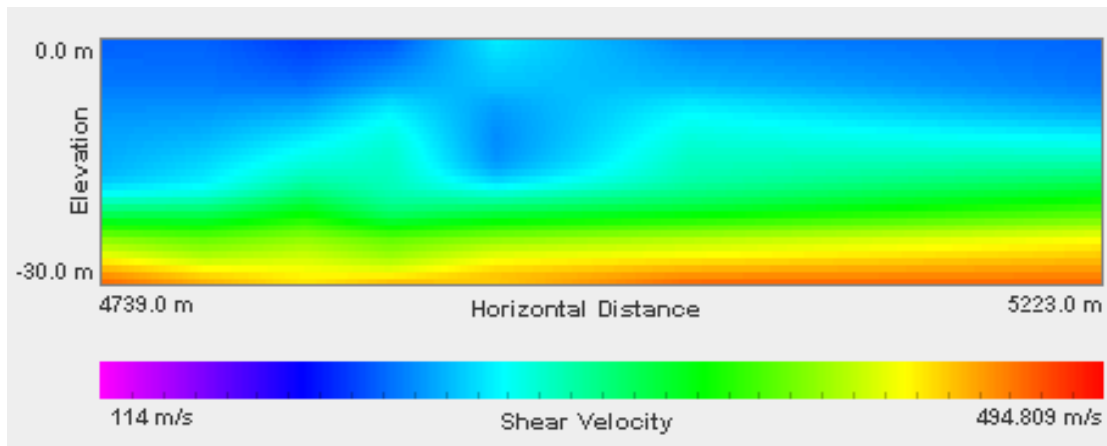


Figura N° 40 Perfil 2D Tramo 4, tendidos del 37 al 43

En la figura N° 41, se muestra la distribución final de los sitios en donde se realizó la adquisición de ondas superficiales. De manera general se puede observar como las velocidades de ondas calculadas son homogéneas incrementando su magnitud en todo el mapa de sur a norte. Las velocidades bajas en el sur son atribuidas a la cercanía del Lago Los Tacarigua y la presencia de sedimentos finos lacustres (Peeters, 1968), y las del norte son atribuidas a la cercanía a la formación Esquisto Las Brisas. De manera más detallada se puede visualizar que en la parte sur de la ciudad, correspondientes a las Urbanizaciones La Punta, Mata Redonda, Urbanización la Esmeralda, etc, es donde se encuentran las velocidades más bajas entre 190 y 250 m/s como se puede observar en los tendidos 46 y 47 en la figura N° 41. En la zona central del mapa, se puede observar un aumento en las velocidades 250 y 300 m/s, lo que es consistente con los resultados observados en el perfil norte-sur, aunque se presenta un caso particular con el tendido 94, el cual presenta velocidades promedio de 354 m/s, posiblemente ligadas a su proximidad a la zona montañosa. En la parte más norte de la ciudad, en las zonas adyacentes al Parque Nacional Henry Pitier, tanto en la parte nor-este como en la parte nor-oeste del mapa, se observa el incremento de las velocidades hasta un máximo calculado 352 m/s en los tendidos 88 y 98.

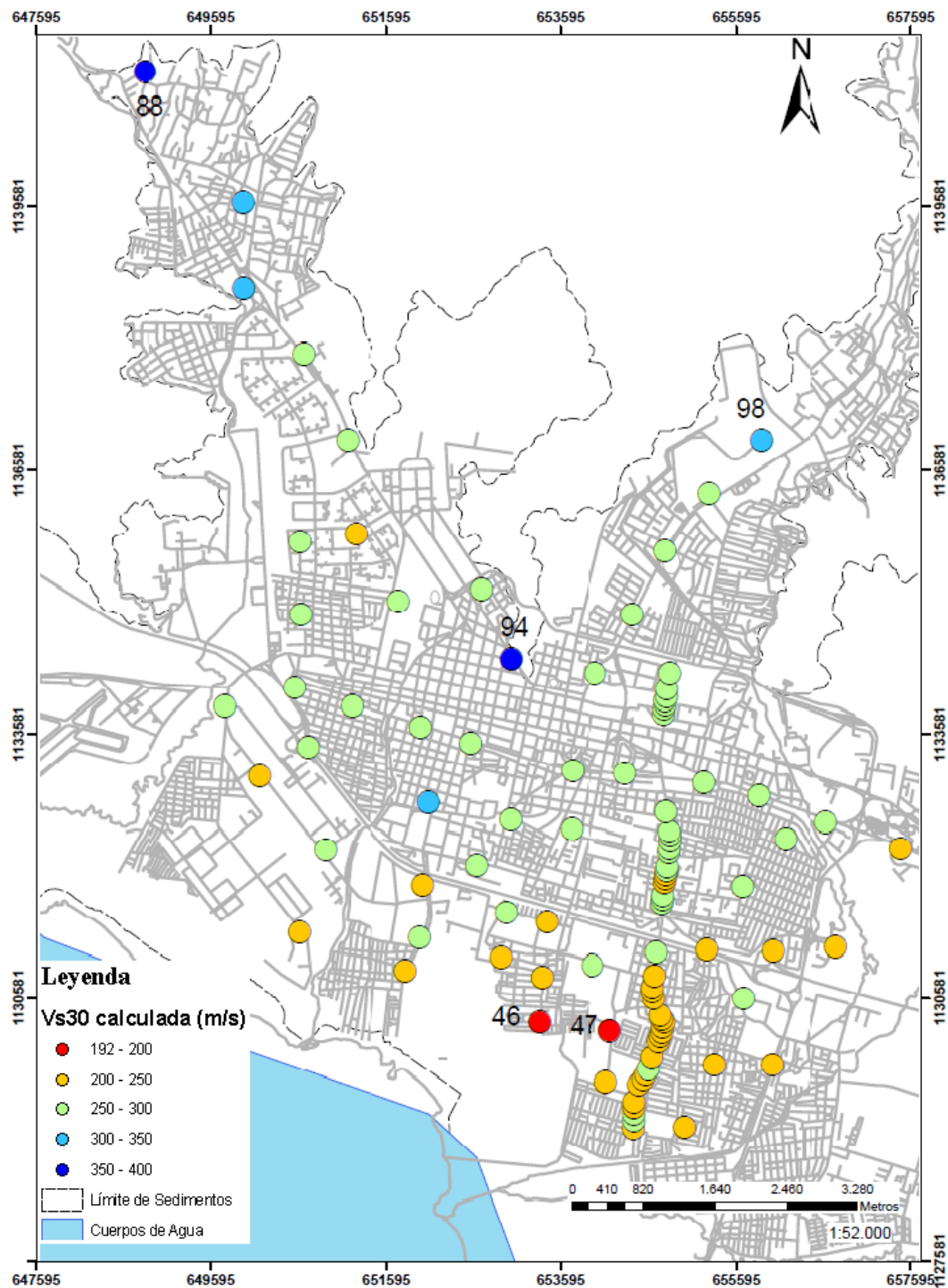


Figura N° 41 Distribución de los perfiles sísmicos en la ciudad de Maracay (el punto indica el centro de cada tendido).

En la figura N° 42 podemos observar la gráfica de lentitud vs frecuencia perteneciente al tendido 46, en la cual se puede apreciar un contraste de cocientes espectrales marcado, el cual permite hacer la selección de la curva de dispersión en el modo fundamental de las ondas Rayleigh, donde se siguió la tendencia de las mismas y con la cual se puede obtener el modelo de capas. En el modelo de capas de este mismo gráfico, se pudo observar un total de 6 capas. La primera capa presenta velocidades de ondas de corte de 150 m/s y un espesor de hasta 3,3 m, en la segunda capa se presenta una inversión, que tiene asociadas velocidades de 126 m/s y espesor de 9 m, en la tercera capa se incrementan las velocidades hasta 229 m/s y alcanza 2 m de espesor, la cuarta capa registra velocidades de 264 m/s y 4 m de espesor, en la quinta capa descienden las velocidades hasta alcanzar los 250 m/s y un espesor de 9 m, finalmente la última capa presenta velocidades características de 465 m/s . Se obtuvo para este tendido una velocidad promedio de las ondas de corte para los primeros 30 m de 197 m/s y un error de 9,9 m/s Es importante resaltar que la inversiones se presentaron como patrones comunes en los tendidos ubicados al sur, esto ligado probablemente a sedimentos lacustres finos, producto de la cercanía del Lago de Valencia.

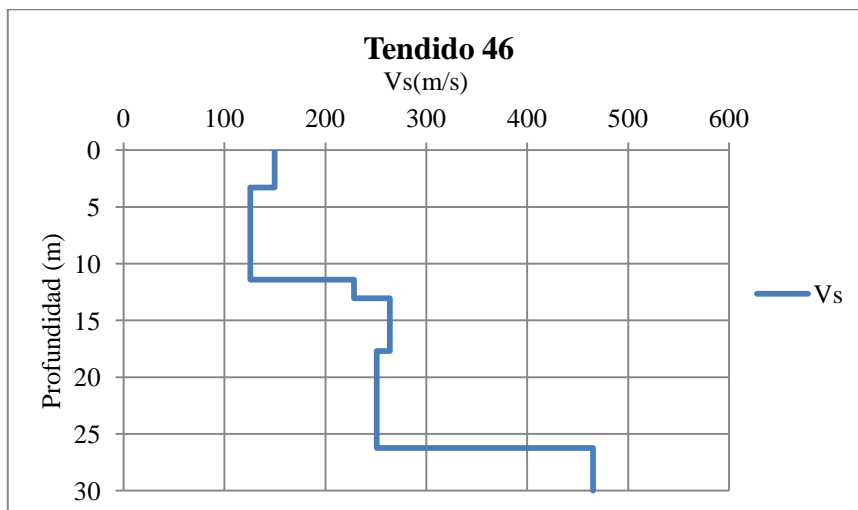
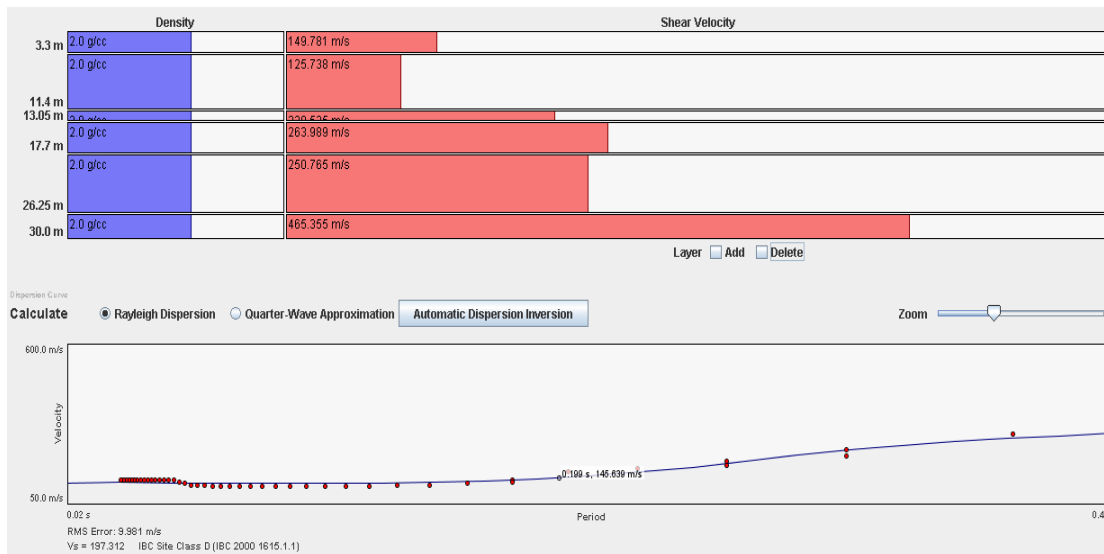
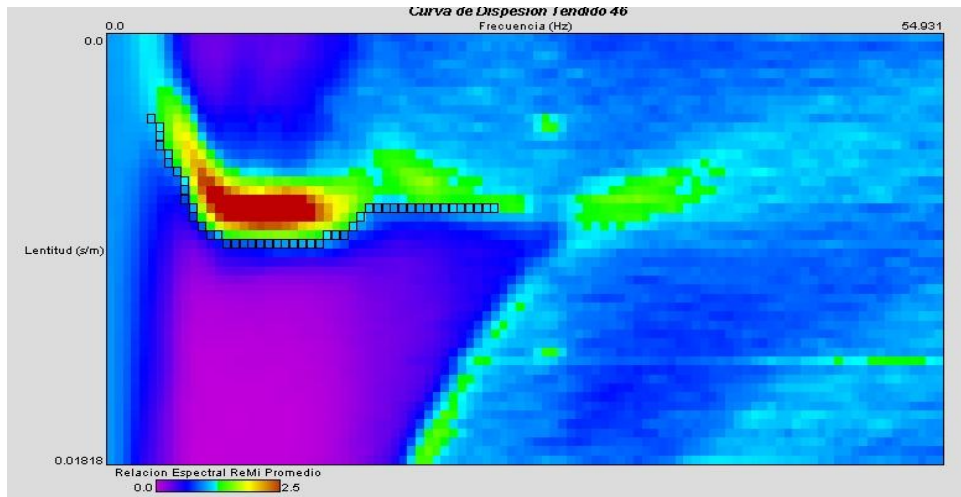


Figura N° 42 Curva de dispersión y modelado del tendido 46.

En la figura N° 43, podemos observar la gráfica de lentitud vs frecuencia perteneciente al tendido 47, en la cual se puede apreciar un contraste de cocientes espectrales, el cual permitió hacer la selección de la curva de dispersión en el modo fundamental de las ondas Rayleigh, donde se siguió la tendencia de las mismas, para poder obtener el modelo de capas. En el modelo de capas, se pudo observar un total de 7 capas. La primera capa presenta un espesor de hasta 2,2 m y velocidades de ondas de corte de 176 m/s, en la segunda, al igual que en el caso anterior se presenta una inversión, que tiene asociado un espesor de 4 m y velocidades de 126 m/s, en la tercera capa se presentan velocidades de hasta 128 m/s y alcanza 4 m de espesor, la cuarta capa registra velocidades de 184 m/s y 4 m de espesor, en la quinta capa las velocidades están en el orden los 205 m/s y un espesor de 5 m, para la capa 6 se presentan velocidades de 333 m/s y 5 m de espesor, finalmente la ultima capa arrojó velocidades características en el orden de los 341 m/s. Se obtuvo para este tendido una velocidad promedio de las ondas de corte para los primeros 30 m de 192 m/s y un error RMS de 10 m/s, este error se genera en la etapa de ajuste de la curva de dispersión y el modelado de las capas, representa una desviación estándar en el promedio de las velocidades de ondas de corte en los primeros 30 m. Los dos tendidos el 46 y el 47 anteriormente analizados, además de encontrarse muy próximos entre sí son los que presentan las menores V_{s30} .

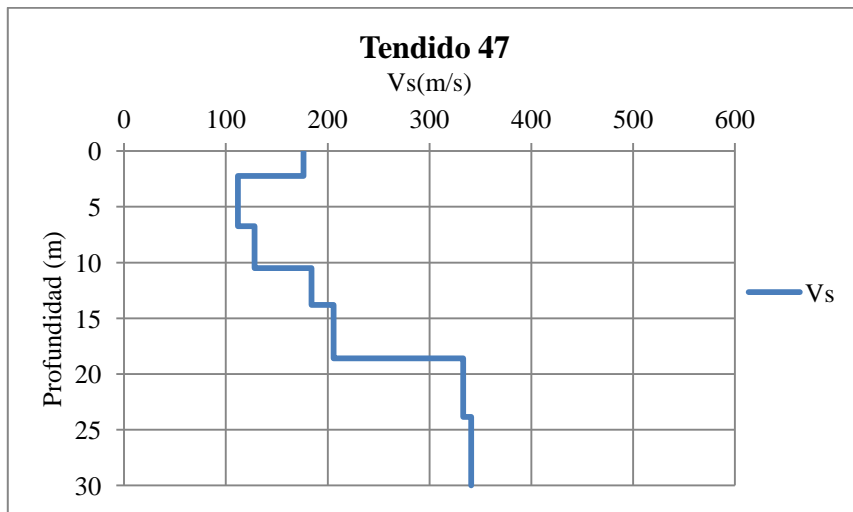
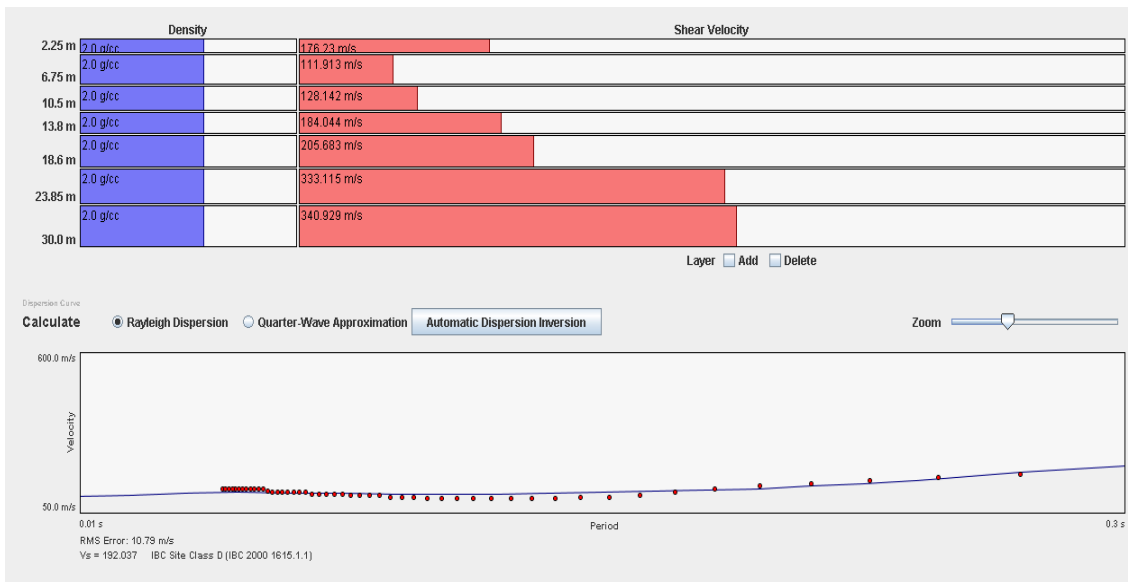
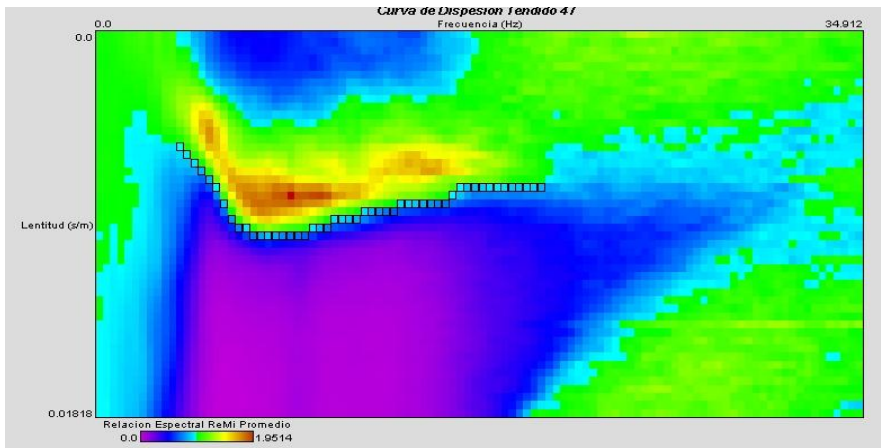


Figura N° 43 Curva de dispersión y modelado del tendido 47.

En la figura N° 44, podemos observar la gráfica de lentitud vs frecuencia perteneciente al tendido 94, en la cual se puede apreciar un contraste de cocientes espectrales, el cual permitió hacer la selección de la curva de dispersión en el modo fundamental de las ondas Rayleigh, donde se siguió la tendencia de las mismas, para poder obtener el modelo de capas. En el modelo de capas, se pudo observar un total de 6 capas. La primera capa presenta un espesor de hasta 3,7 m y velocidades de ondas de corte de 278 m/s, en la segunda capa se presenta la disminución de las velocidades para alcanzar los 245 m/s y espesor de 4 m, en la tercera capa se presentan velocidades de hasta 216 m/s y alcanza 3 m de espesor, la cuarta capa registra velocidades de 278 m/s y 3,5 m de espesor, en la quinta capa las velocidades están en el orden los 470 m/s y un espesor de 4 m, finalmente la ultima capa arrojó velocidades características en el orden de los 528 m/s . Se obtuvo para este tendido una velocidad promedio de las ondas de corte para los primeros 30 m de 354 m/s y un error de 8,5 m/s. Para el caso del tendido 94 se presenta una inversión de las velocidades producto del aporte de sedimentos de origen fluvial, las capas más profundas presentan velocidades acordes con lo esperado con respecto a la ubicación del mismo en la frontera de los límites de sedimentos y la zona montañosa.

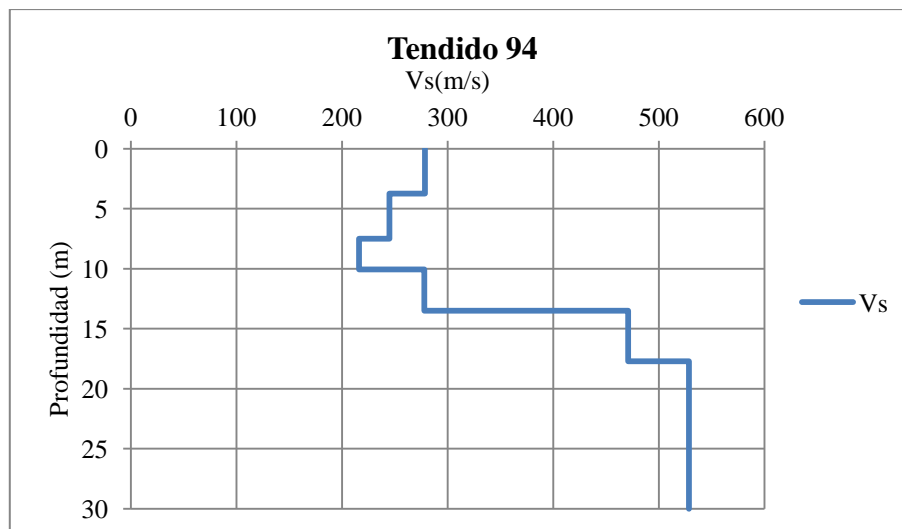
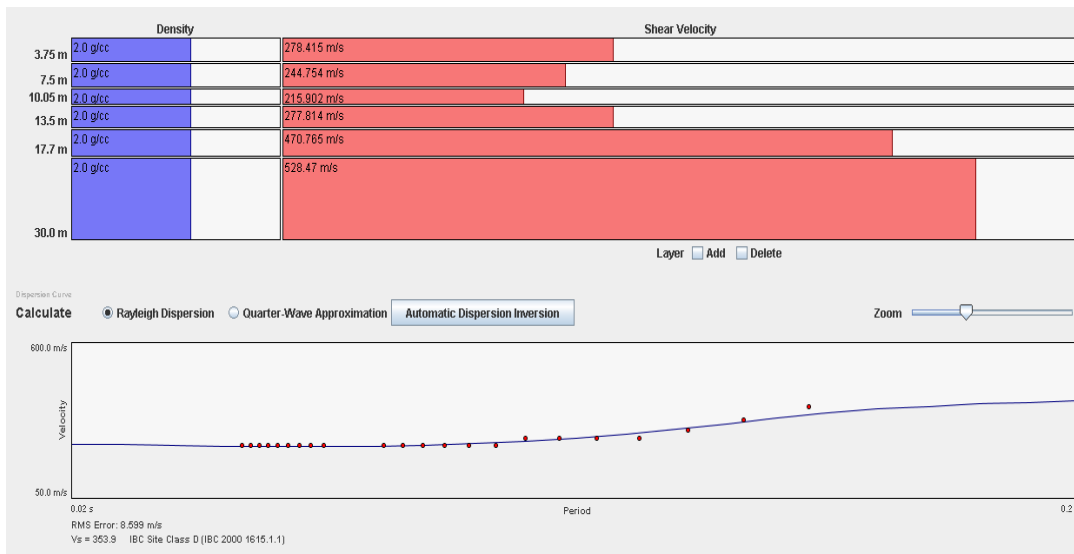
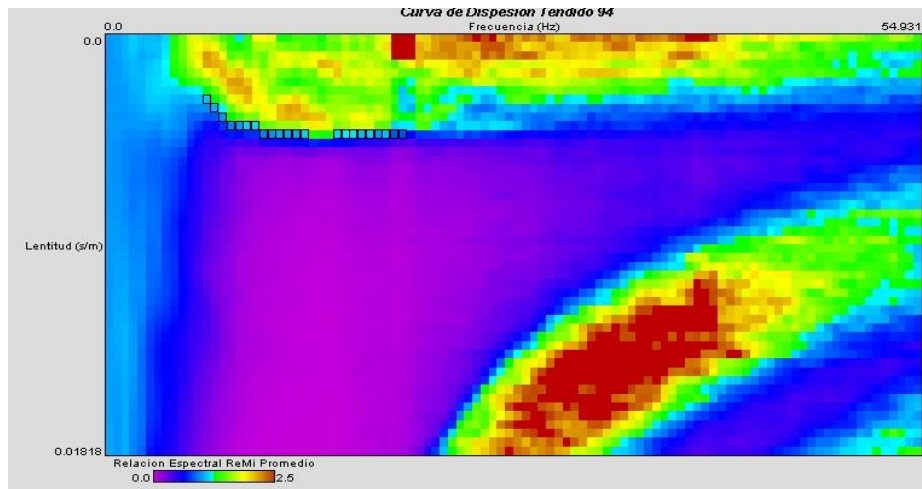


Figura N° 44 Curva de dispersión y modelado del tendido 94.

En la figura N° 45, podemos observar la gráfica de lentitud vs frecuencia perteneciente al tendido 88, en la cual se puede apreciar un contraste de cocientes espectrales, el cual permitió hacer la selección de la curva de dispersión en el modo fundamental de las ondas Rayleigh, donde se siguió la tendencia de las mismas, para poder obtener el modelo de capas. En el modelo de capas, se pudo observar un total de 6 capas. La primera capa presenta un espesor de hasta 5,4 m y velocidades de ondas de corte de 254 m/s, en la segunda capa se presenta el aumento de las velocidades alcanzando los 311 m/s y espesor de 3 m, en la tercera capa se presentan velocidades de hasta 368,5 m/s y alcanza 8 m de espesor, la cuarta capa registra velocidades de 393 m/s y 10 m de espesor, en la quinta capa las velocidades están en el orden los 415 m/s y un espesor de 3 m, finalmente la ultima capa arrojó velocidades características en el orden de los 583 m/s. Se obtuvo para este tendido una velocidad promedio de las ondas de corte para los primeros 30 m de 351 m/s y un error de 9,8 m/s. En este tendido se puede observar la inversión de las velocidades en las capas someras, esto producto probablemente del depósito de sedimentos por parte de los ríos presentes en la zona, la velocidad de las capas más profundas son acordes con la ubicación del tendido cerca de la zona montañosa.

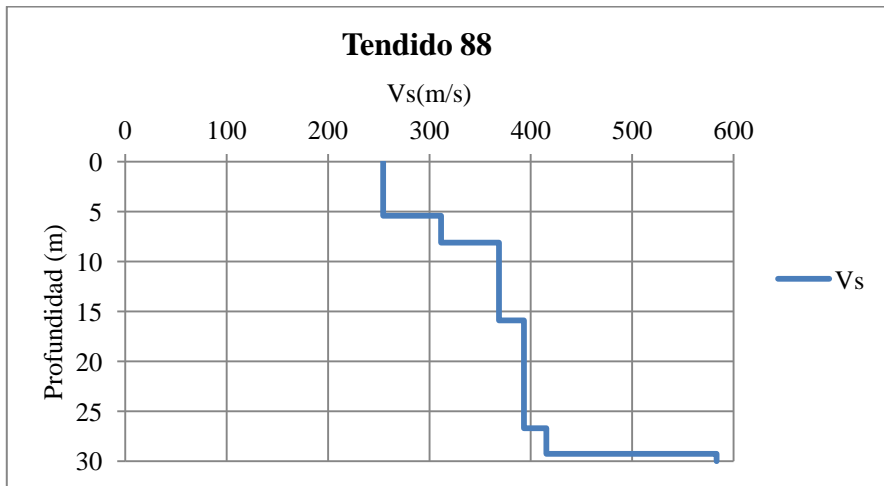
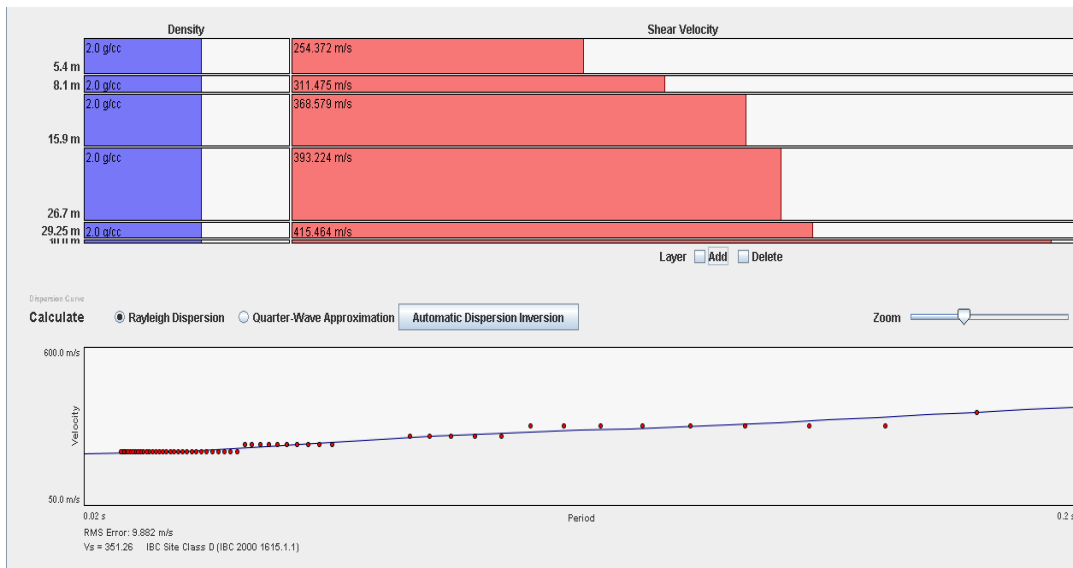
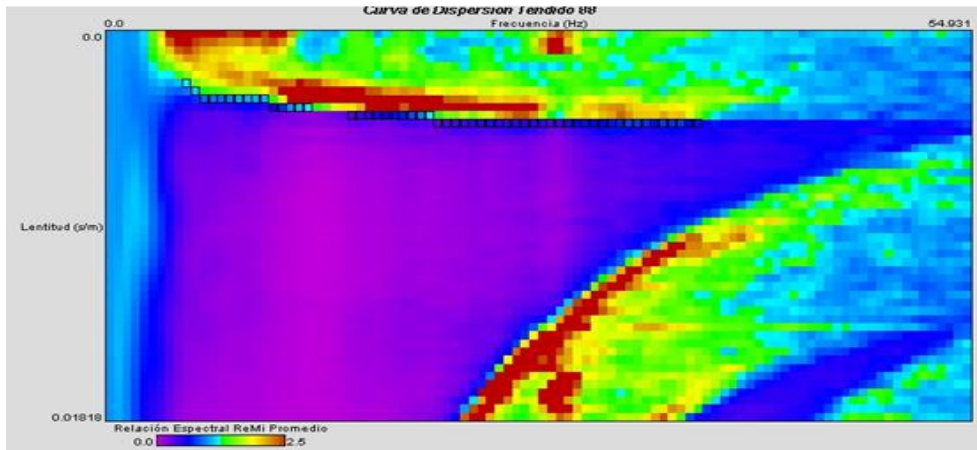


Figura N° 45 Curva de dispersión y modelado del tendido 88.

En la figura N° 46, podemos observar la gráfica de lentitud vs frecuencia perteneciente al tendido 98, en la cual se puede apreciar un contraste de cocientes espectrales, el cual permitió hacer la selección de la curva de dispersión en el modo fundamental de las ondas Rayleigh, donde se siguió la tendencia de las mismas, para poder obtener el modelo de capas. En el modelo de capas, se pudo observar un total de 6 capas. La primera capa presenta un espesor de hasta 3 m y velocidades de ondas de corte de 310 m/s, en la segunda se presenta la disminución de las velocidades para alcanzar los 265 m/s. y espesor de 6 m, en la tercera capa se presentan el aumento de las velocidades hasta 275 m/s y alcanza 4 m de espesor, la cuarta capa registra velocidades de 294 m/s. y 4 m de espesor, en la quinta capa las velocidades están en el orden los 397 m/s y un espesor de 7 m, finalmente la ultima capa arrojó velocidades características en el orden de los 535 m/s. Se obtuvo para este tendido una velocidad promedio de las ondas de corte para los primeros 30 m de 341 m/s y un error de 8 m/s. En este tendido las velocidades promedio obtenidas son coherentes con la ubicación del mismo en la parte más norte de la ciudad de Maracay en la parte montañosa, muy cerca de la fuente de sedimentos.

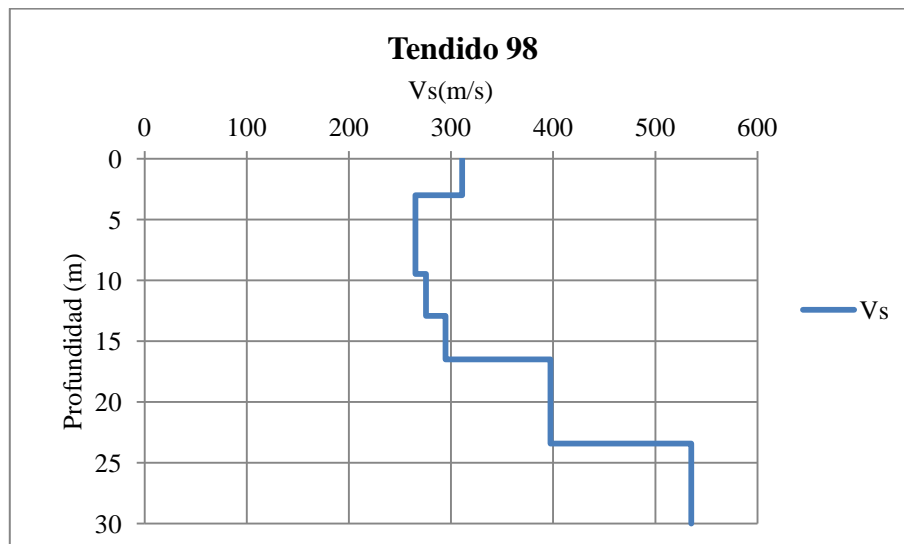
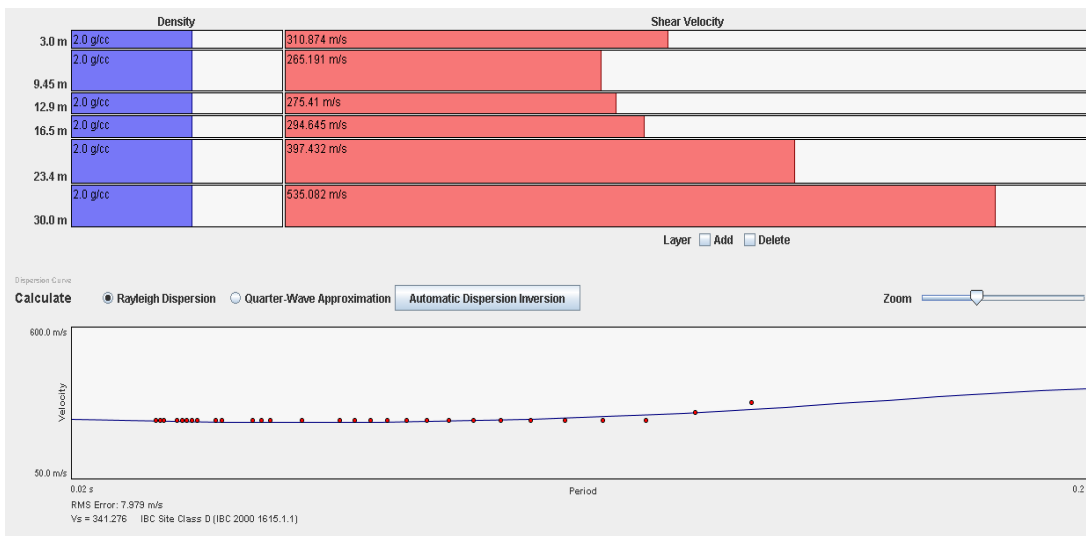
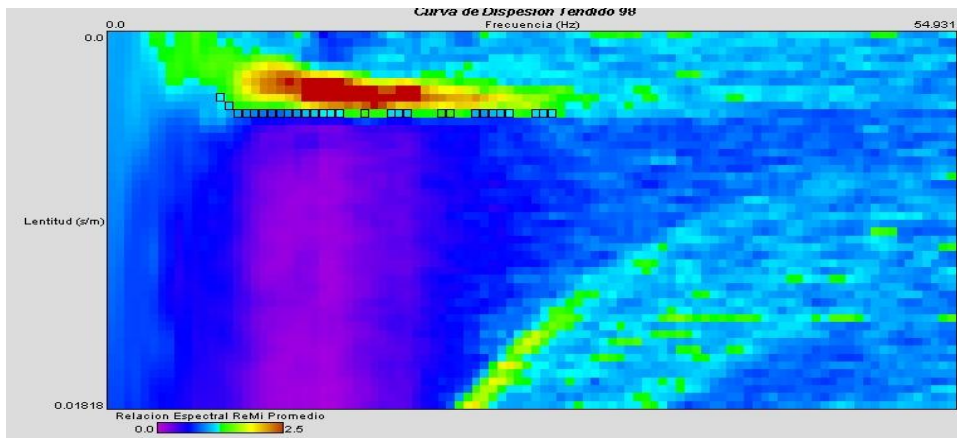


Figura N° 46 Curva de dispersión y modelado del tendido 98.

En la figura N° 47 se muestra un mapa integrado con los resultados de este trabajo y una correlación entre la topografía y su equivalente en Vs30 (Vernaez et al., 2011) obtenido previamente siguiendo la metodología de Allen y Wald (2009), en el cual se utilizaron los mismos rangos de valores que los utilizados en el mapa de microzonas sísmicas de la ciudad de Caracas (Schmitz et al., 2011). En general se puede observar que hay una buena correlación entre todos los datos. Se observan además las mismas tendencias en cuanto al aumento de las velocidades de las ondas de corte hacia el norte y la disminución de estas hacia el sur. En el mapa se pueden observar los valores máximos de Vs30 en el rango de 325 y 400 m/s, se encuentran en la parte Norte de la ciudad, lo que a su vez coincide con las zonas más cercanas a la fuente de sedimentos. En la zona central del mapa, la correlación de los datos es homogénea, todos los tendidos ubicados en esa zona entraron dentro del rango entre los 185 y los 325 m/s. En la parte sur del mapa se puede apreciar el incremento relativo en las velocidades promedio de las ondas de corte, este aumento, que únicamente es registrado en el mapa de relación de la topografía y su equivalente en Vs30, es originado por la caída del relieve, producto del Lago de Valencia, lo que genera esta distorsión que se presenta como un aumento.

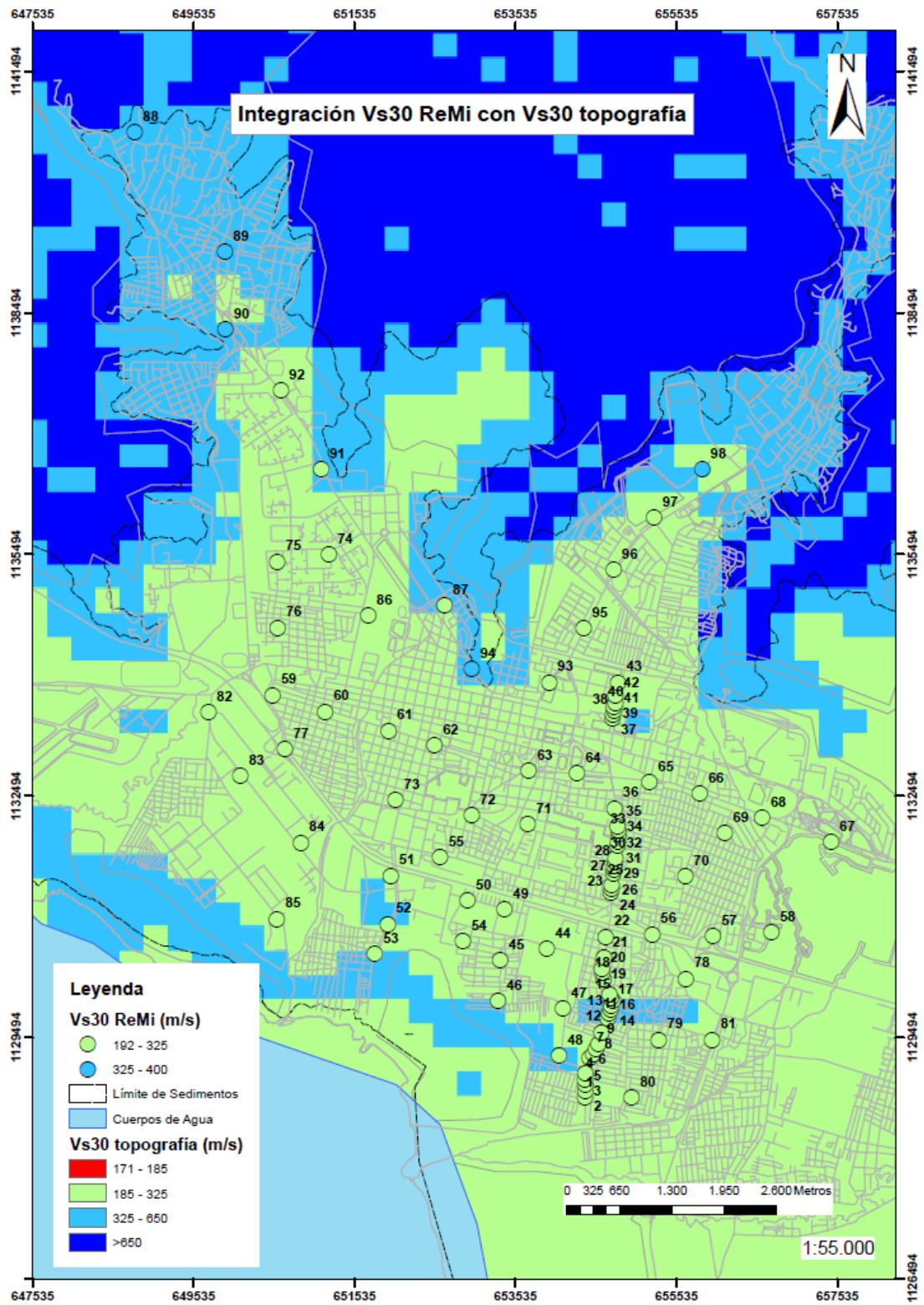


Figura N° 47 Mapa datos Vs30 ReMi y Vs30 por topografía. Visualización por tendidos.

En el siguiente mapa (Figura N° 48) se integran los resultados de la adquisición de refracción por microtemores (ReMi), con un mapa Vs30 equivalente obtenido por Castellano y Pinto (2009), previamente en la ciudad de Maracay a través de correlaciones empíricas entre el número de golpes Nspt de perforaciones geotécnicas y velocidades de ondas de corte. Cabe destacar que para la comparación se realizó una restricción en los datos originales, ya que en la base de datos original trabajada por los autores, habían perforaciones con profundidades menores a los 20 m, las cuales se decidió no tomar en cuenta ya que podían crear distorsiones en las comparaciones y son menos confiables sus resultados, por esta razón se tomó la decisión de solamente correlacionar la información de los pozos que estuvieran a una profundidad igual o mayor de 20 m, obteniéndose así el mapa (Figura N° 48). Aunque se pudieron observar tendencias muy similares, también se notaron diferencias puntuales importantes. En el caso de las Vs30 obtenidas a través de Remi, estas arrojaron valores consistentes en la parte centro-norte de la ciudad, los valores de SPT generan contrastes considerados como anómalos, ya que, en distancia menores a 200 m entre perforaciones, presentan cambios bruscos de velocidades, algunas en el rango de 124 a 185 m/s y otras con una subida abrupta al rango 300 y 400 m/s que tampoco son coherentes con las velocidades promedio de la ubicación en la que estaban, según lo visto en mapas anteriores, otras perforaciones en la misma zona en cambio si presentaban los valores característicos. Debido a estas diferencias se puede asumir que el inconveniente o la distorsión de los datos se deben a la transformación mediante fórmulas empíricas. En la parte sur del mapa las relaciones entre los datos geotécnicos y los datos adquiridos con el método de ReMi, presentan una mejor correlación. Hay zonas en las cuales se presenta información geotécnica pero no existen tendidos suficientemente cercanos con los cuales hacer la comparación respectiva.

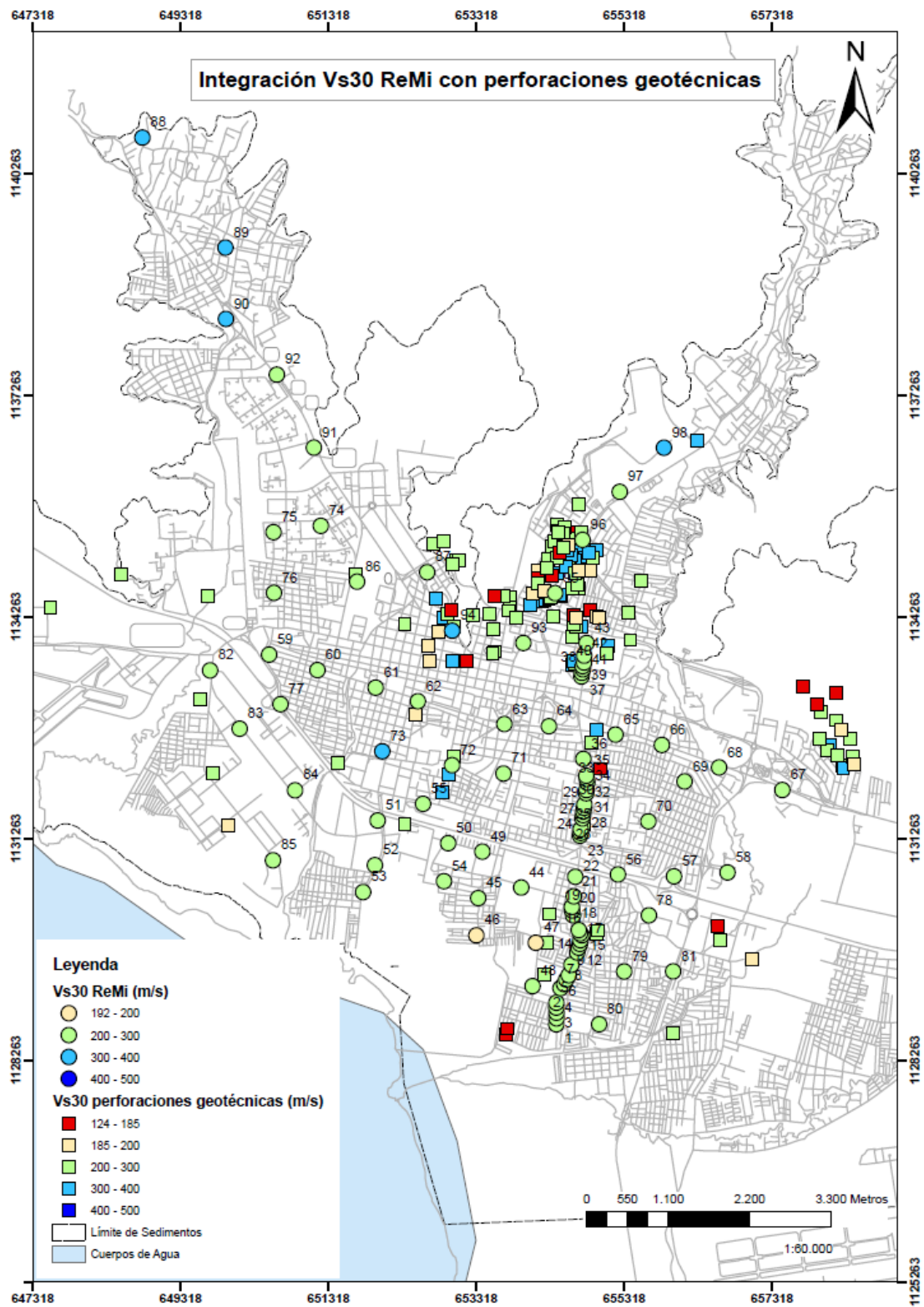


Figura N° 48 Mapa de integración de datos adquiridos con ReMi y perforaciones geotécnicas.

En la figura N°49, se puede observar el mapa de microzonas de similar respuesta sísmica en las cuales fue dividida la ciudad de Maracay (Vernaes et al., 2011) y los V_{s30} calculados con el método de refracción por microtemores (ReMi). Se observa de manera general, que existen concordancias entre los datos que fueron adquiridos y los rangos de V_{s30} propuestos en las microzonas. En casos puntuales, se puede observar que en la parte sur del mapa, sobre todo en la parte sur-este, los valores de V_{s30} calculados con el método de ReMi arrojan valores (entre 192 y 325 m/s), superiores los representados en las microzonas (<185 m/s), los valores obtenidos con el método de refracción por microtemores atribuyen a la microzona 6-3, valores superiores a los 192 m/s. Situación similar se produce en la zona centro-norte de la ciudad (microzonas 4-3), en donde las velocidades promedio de la onda de corte son inferiores a los 185 m/s, y los datos arrojados por este trabajo y por los métodos de cálculo de V_{s30} anteriormente comparados (Castellano y Pinto 2009), indican que estas zonas deben presentar velocidades de ondas de corte en promedio mayores a los 250 m/s. Razón por la cual, se propone en esta investigación que las zonas encerradas y marcadas con el número 1 (Figura N° 49), son las zonas en las cuales se presentan diferencias notables, las cuales pudieran ser consideradas para proponer el cambio en el rango de velocidades, de V_{s30} menores a 185 m/s, propuesto en las microzonas sísmicas, por un rango acorde a los resultados de las mediciones realizadas, que irían de 185 a 325 m/s, lo que homogenizaría los rangos de velocidades de ondas de corte con las microzonas vecinas. En cuanto a la zona más noreste de la ciudad (El Limón), de este trabajo se puede observar que los tendidos realizados en la zona presentaron velocidades mayores a 325 m/s, ubicándose los mismos sobre la frontera de los rangos entre 185-325 m/s y los rangos mayores a 325 m/s, demarcada por las microzonas, lo que demuestra una buena correlación estas y los resultados del método. Con respecto a la zona noreste los resultados obtenidos por el método de ReMi están por encima de los rangos reseñados por las microzonas, mientras con el ReMi se obtuvieron velocidades de 341 m/s, probablemente lo más acorde debido a lo cercano a la zona montañosa, las microzonas muestran que el rango de valores de esa zona está entre 185 y 325 m/s. Por esta razón se propone esta zona y otras 2 zonas

más, encerradas y marcadas como número 2, para que se realice la adquisición de mas tendidos en estas, con el fin de tener mayor cantidad de información y corroborar en que rango de velocidades promedio se encuentran las zonas demarcadas.

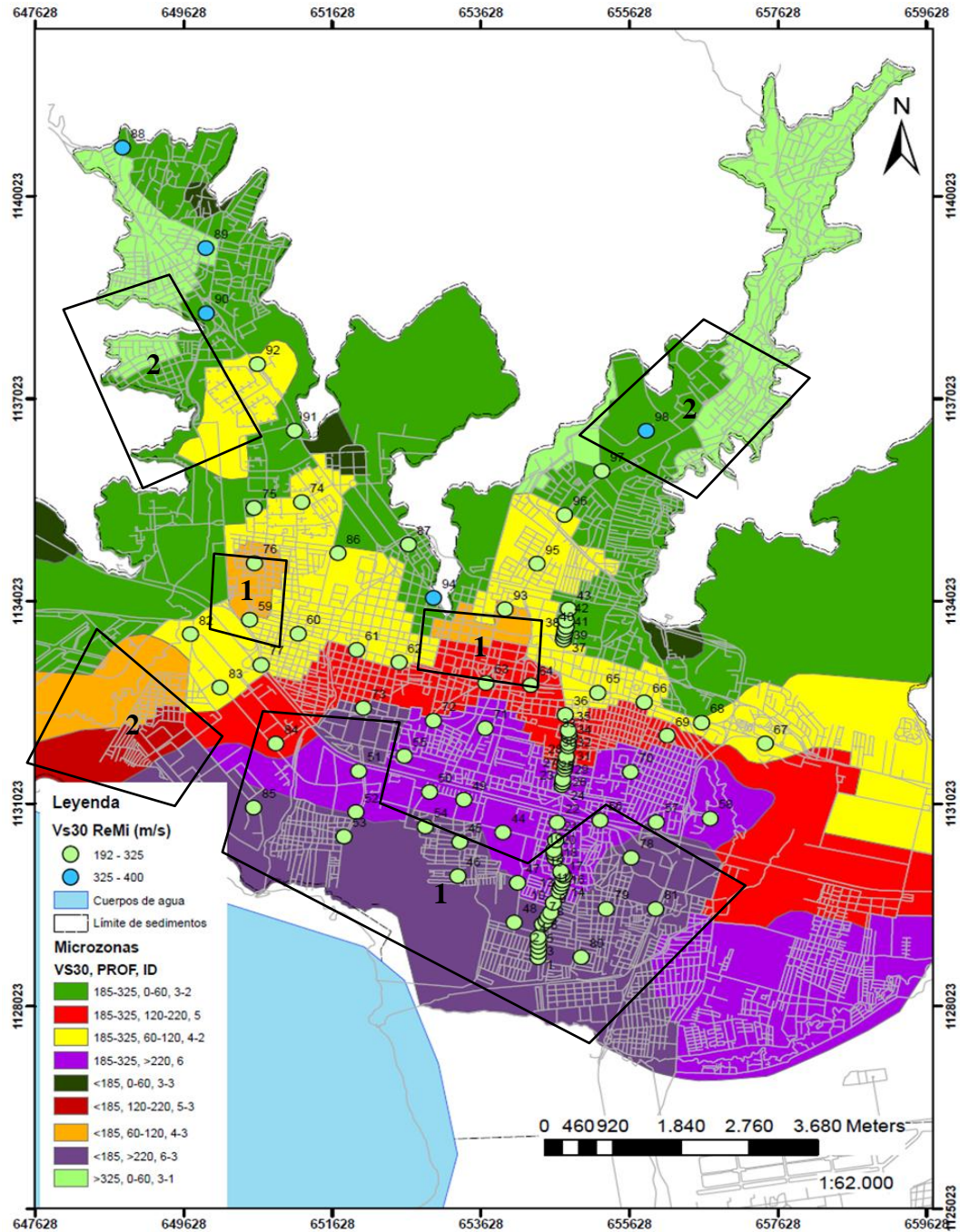


Figura N° 49 Comparación del mapa de microzonas sísmicas de Maracay y los resultados de ReMi.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El método de Refracción por Microtremores presenta muchas ventajas respecto a métodos sísmicos usando fuentes activas en entornos urbanos, ya que utiliza el ruido cultural como fuente de energía. Presenta una gran practicidad y poco esfuerzo a la hora de la adquisición, no es invasivo por lo que se puede utilizar en cualquier entorno o ambiente urbano (parques, avenidas, plazas, etc), se pueden hacer estudios en medios urbanos o en cualquier lugar donde haya ruido sísmico de fondo, cosa que no es posible con otros métodos sísmicos. Se pueden realizar tendidos cortos y aun así tener buena resolución y alcance en profundidad, con la geometría y separación entre geófonos adecuada, el método puede tener una penetración de hasta 100 m, según sus autores.

Con el estudio de las ondas de corte se puede realizar una rápida caracterización del subsuelo. En este proyecto de investigación se realizó la caracterización del suelo de la ciudad de Maracay en los primeros 30 metros de profundidad (V_{s30}), lo que representa uno de los parámetros más importantes a la hora de realizar un proyecto de microzonificación sísmica.

Con el fin de observar la variación del promedio V_{s30} a lo largo de la ciudad, se realizó el levantamiento de un perfil norte-sur, compuesto de 4 tramos, con 43 tendidos totales, se pudo constatar que en la parte sur de la ciudad de Maracay se encuentran los valores más bajos del perfil con velocidades en el rango entre los 207 y los 245 m/s, al ir acercándonos a la parte central de la ciudad este valor se incrementa hasta estar en un promedio de entre 250 y 260 m/s, y ya en el último tramo del perfil norte-sur las velocidades llegan a los 277 m/s.

Con los tendidos dispersos, se obtuvo información para el resto de la ciudad. Muy cerca del perfil 46, al oeste del mismo, en la parte más cercana al lago de Valencia, se obtuvieron los valores correspondientes a las Vs30 más bajas, en el orden de 192m/s. Al ir obteniendo información de los tendidos hacia el norte, se evidenció el aumento de las velocidades hasta alcanzar en la parte más septentrional, valores entre 330 y 352 m/s.

Según la comparación de los valores obtenidos con el método de ReMi con respecto a la metodología para el cálculo del promedio Vs30 mediante pendientes topográficas, se pudieron observar muchas similitudes en los rangos de velocidades obtenidas, la mejor relación se presenta en la parte central y norte de la zona de estudio, donde los rangos de velocidades estaban entre los 195 a 325 m/s y de los 325 a los 400 m/s respectivamente. La diferencia que se observó en la parte sur, es debido a que el método Vs30-topografía, genera errores debido a la caída del relieve, producto del contacto entre el terreno y el fondo del Lago de Valencia, por lo cual los valores obtenidos por este método no deben ser considerados como validos en esta zona.

Con respecto a las comparaciones de los valores obtenidos entre las perforaciones geotécnicas y el método de ReMi, no hubo una muy buena correlación, atribuido a que la mayoría de las perforaciones no llegaban a profundidades considerables por ambos métodos para la interpretación de las velocidades (>20 m). En la parte centro-norte se observó que perforaciones ubicadas a distancias cortas entre sí, presentaban variaciones de velocidades que iban desde rangos de 185 m/s hasta valores mayores a 300 m/s. En las zonas ubicadas más al norte, la relación mejora estando los valores de las perforaciones y del método ReMi en el mismo rango de velocidades entre 300 y 400 m/s. Las distorsiones presentes en las Vs30 resultantes de las perforaciones pueden estar ligadas a las formulas empíricas usadas para la obtención de las mismas.

La comparación de los rangos de velocidades que se presentan en el mapa de microzonas y los datos obtenidos con el método de ReMi presentan una buena

correlación, en la mayor parte de la zona de estudio. Esto se puede evidenciar en las microzonas sísmicas 6, 5, 4-2 y 3-2 donde los rangos de valores de velocidades de ondas de corte promedios de las mismas se encuentran entre 185 y 325 m/s y las V_{s30} obtenidas de la aplicación del método de refracción por microtremores están exactamente en el mismo rango.

Se recomienda el cambio (Figura N° 49) en el rango de las velocidades en las zonas encerradas y marcadas con el número 1, basados en los valores obtenidos mediante el método de ReMi, para que pasen a tener rangos de velocidades entre 185 y 325 m/s y no velocidades promedios menores a 185 m/s (microzona 4-3), que es el rango de velocidades al que están actualmente asociados. En cuanto a las zonas marcadas en el mapa de con el número 2, se recomienda ejecutar la adquisición de más tendidos, para así poder delimitar con mayor precisión la frontera entre las diferentes microzonas, mediante el uso de los valores de V_{s30} que se obtengan.

Se recomienda la adquisición de por lo menos 1 tendido para cada microzona sísmica, con el fin de poder tener más detalle en la distribución areal de las velocidades en cada una de estas.

Dependiendo de los objetivos que se quieran alcanzar es recomendable y ventajoso aplicar la metodología adecuada de adquisición, por ejemplo si el objetivo es determinar variaciones laterales importantes de velocidades, la metodología adecuada es la adquisición de perfiles continuos, como en el caso de este trabajo que para determinar las variaciones de velocidad de norte a sur se hizo la adquisición de 4 tramos continuos y se pueden correlacionar los mismos mediante los modelos 2D, en cuanto a la metodología de tendidos dispersos, es ventajosa en el caso de querer determinar la distribución areal de las velocidades.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

- Aguerrevere, S., Zuloaga, G., (1937). Observaciones geológicas en la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Bol. Geol. y Min., Caracas, 1 (2-4): 3 -22.
- Aguerrevere, S., Zuloaga, G., (1938). Nomenclatura de las formaciones de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Bol. Geol. y Min., Caracas, 2 (2- 4): 281 -284.
- Allen, T. y Wald, D., 2009, On the use of High-Resolution Topographic Data as proxy for seismic site conditions (Vs30). Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 99, No. 2A, pp. 935-943.
- Bard, P. (1999). "Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?", The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp.1251-1279.
- Beck, C. (1985). La chaîne Caraïbe su méridien de Caracas: géologie, tectogenese, Place dans l'évolution géodynamique Mesozoïque-Cenozoïque des Caraïbes Meridionales. L'Université des Sciences at Techniques de Lille, Tesis de doctorado, 462 p.
- Beck, C. (1986). Geologie de la chaîne Caraïbe su merdien de Caracas (Venezuela) Soc. Geol. de Nord, Villeneuve s'Ascq, Francia, Public. No. 14, 462 p.
- Bellizzia, A., Pimentel, N, y Bajo, O. (1976). Mapa geológico estructural de Venezuela Ediciones Foninves, Caracas, Escala 1: 500.000.
- Bockh, A. (1956). El Desecamiento del lago de Valencia. Caracas: Ediciones de la Fundación Eugenio Mendoza. 246 p.

Castellano, Y., Pinto, A. (2009). Elaboración de un mapa geotécnico de los municipios Francisco Linares Alcántara y Libertador mediante análisis de información geotécnica y velocidad de ondas de corte e integración de los mapas geotécnicos de los municipios Girardot, Mario Briceño Iragorry, Sucre y Santiago Mariño. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Nacional Experimental Politécnica de la Fuerza Armada, Maracay.

COVENIN, 2001. Edificaciones sismorresistentes, COVENIN 1756:2001. Comisión Venezolana de Normas Industriales (COVENIN), FONDONORMA, MCT, MINFRA, FUNVISIS, Caracas, pp. 113.

Cuadra, P. 2007. “Aplicación de técnicas de vibraciones ambientales: Análisis de Microtremores y Vibraciones Naturales, para la caracterización de sitio”. Trabajo especial de Grado: Inédito. Universidad Simón Bolívar.

Dengo, G. (1951). Geología de la Región de Caracas. Bol. Geol., Caracas, 1 (1): 39-115.

Dengo, G. (1953). Geology of the Caracas región, Venezuela. Geol. Soc. Americana. Bull., 64 (1): 7 – 40.

Dobrin, M., (1961). Introducción a la Prospección Geofísica. Ediciones Omega. Barcelona, España, 48 sp.

Flores, H., Lomnitz C. y Yussim S. 2003. “SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City”. Geofísica Internacional (2003). Vol. 42. N° 2, p: 227-236.

Flores-Estrella, H., Lomnitz C. y Yussim S. (2004). "Estimación de velocidades de fase a partir del análisis de microtremores con el método SPAC". Geos. Vol. 24. N° 3, p: 438-445.

Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas FUNVISIS, (1978). Segunda Fase del Estudio del Sismo ocurrido en Caracas el 29 de Julio de 1967. Ministerio de Obras Públicas, Comisión Presidencial para el Estudio del Sismo, FUNVISIS, Caracas, Venezuela, Volumen A, 517 p.

Granda, A., Granda, T y Madrid, A. (2005). "El Método de la Sísmica Pasiva: Una herramienta fiable para la caracterización geotécnica del terreno en zonas urbanas". International Geophysical Technology, S.L.

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

Hernández, J.J., Schmitz, M., Audemard, F., Malavé, G., (2006). "Marco conceptual del proyecto de microzonificación de Caracas y Barquisimeto". VIII Congreso Venez. de Sismol. e Ing. Sísmica, Valencia, Venezuela, 2006, Mem. en CD, 8p.

Hernández, J.J., Schmitz, M., (2009). Evaluación actualizada de amenaza sísmica para la microzonificación de Caracas. V Coloquio sobre Microzonificación Sísmica, Caracas, 19 al 22 de mayo de 2009, sometido.

Hernández, J.J., Schmitz, M., Delavaud, É., Cadet, H., Domínguez, J. y el grupo de trabajo del proyecto de Microzonificación Sísmica de Caracas, 2011. Espectros de respuesta sísmica en microzonas de caracas incluyendo efectos de sitio 1D, 2D y 3D. Revista de la Facultad de Ingeniería UCV, en prensa.

- Konigsmark, T. (1965). Geología del área de Guárico septentrional – Lago de Valencia, Venezuela. Bol. Geol., Caracas, 6 (11): 209 – 285.
- Linares, G. 2005. “Introducción y aplicación del método de sísmica de microtembroles en áreas urbanas”. Trabajo Especial de Grado. Universidad Simón Bolívar.
- Louie, J. 2001a. “Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays”. Bulletin of the Seismological Society of America. Volumen 91. N°2. p: 347-364.
- Louie, J. 2001b. “Refraction Microtremor (ReMi) field tutorial 30-meter shear velocity with two hours effort”. Optim LLC.Louie, J.
- Matthews M.C., Hope V.S. y Clayton C.R.I. (1996). “The use of surface waves in the determination of ground stiffness profiles”, Proc. Institute of Civil Engineers, Geotechnical Engineering, London, 119: 84-95.
- Menéndez, V., (1966). Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela. Bol. Geol., 8 (15): 116 – 139.
- Moreno L., Alfaro A. 2000. “De los Microsismos a los Microtembroles - Investigaciones en el Instituto Geofísico”. VIII Congreso Colombiano de Geotecnia 2000 - Sociedad Colombiana de Geotecnia.
- Nakamura, Y. (1989). “A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using micro tremor on the ground surface”. QR of RTRI, 30, No.1; 25 -33.
- Nogoshi, M., Igarashi, T., (1971). On the amplitude characteristics of microtemor (Par 2). Journal Seism. Soc.Japan, 24, pp. 26-40.

- Ostos, M., (1981). Geología de una zona ubicada entre la autopista Caracas – La Guaira y el estribo Galindo, Parque Nacional El Ávila, D.F. UCV, Escuela de Geología, Trabajo de ascenso, 279 p.
- Ostos, M. (1990). Evolución tectónica del margen Sur-Central del caribe basado en datos geoquímicas. Geos, Caracas, (30): 1-294.
- Paolini, M. (2006). Análisis de los Períodos Fundamentales del suelo en la ciudad De Carora, Municipio Torres, Estado Lara. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Caracas.
- Park, C., Miller, R. y Xia, J. 1999. Multichannel analysis of surface waves. Geophysics. Volumen 64. N°3. p: 800-808.
- Parvez, I. 2003. “Seismic Microzonation: Methodology and Approach”. Center for Mathematical Modelling and Computer Simulation, Bangalor, India.
- Peeters, L. (1968). Venezuela. Caracas. Instituto para la conservación del lago de Valencia. 66 p.
- Rodríguez, D. (1972). Geología de la región de Choróní- Colonia Tovar y Lago de Valencia (Resumen y Mapa) Bol. Geol., Caracas, Public. Esp. 5, 3: 1783 – 1784.
- Rojas, C., 2008. Determinación de los Períodos Fundamentales del Suelo de la Ciudad de Maracay, Edo. Aragua. Trabajo Especial de Grado. UCV.
- Schmitz, M., Hernández, J, Audemard., F, Malavé., G, Andrade, L. (2005). Proyecto de microzonificación sísmica en las ciudades Caracas y Barquisimeto. IV

Coloquio sobre Microzonificación Sísmica, Barquisimeto, Noviembre, Memorias, Serie Técnica No. 1-2005, FUNVISIS, Caracas, 260-263.

Schmitz, M., Manchego, M., Salcedo, A., Flores, H., Leal, V., Rodríguez, I., Pombo, A., Capriles, M. D., Guzmán, J., Paolini, M., Reinoza, C., Rocabado, V. y grupo de trabajo Gestión Integral del Riesgo, (2009). Proyecto de investigación aplicada a la gestión integral del riesgo en espacios urbanos: conformación de redes de actores. Quinto coloquio sobre Microzonificación Sísmica, Caracas. 1-3.

Schmitz, M., Hernández, J.J., Morales, C., Molina, D., Vallée, M., Tagliaferro, M., Domínguez, J., Amaris, E., González, M., Leal, V. y el grupo de trabajo del Proyecto de Microzonificación sísmica de Caracas, (2011). Principales resultados y recomendaciones del proyecto de microzonificación sísmica en Caracas y estrategias para su implementación. Rev. Fac. Ing. UCV, en prensa.

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

Singer, A. (1977). Acumulaciones torrenciales catastróficas de posible origen sísmico y movimientos geotectónicos de subsidencia en la parte oriental del Valle de Caracas.

Singer, A. FUNVISIS (1988). Estudio de amenaza sísmica para las urbanizaciones La Punta y Mata Redonda, Maracay.

Skrainka, J. “Estudio comparativo de Vs utilizando métodos Geofísicos y Geotécnicos en la zona de Guarenas-Guatire”. Trabajo Especial de Grado. Universidad Simón Bolívar (2009).

- Smith, R., (1952). Geología de la región de los Teques – Cúa. Bol. Geol., Caracas, 2 (6): 333 – 406
- Stokoe K.H. II, Rix G.J. y Nazarias S. (1989). “In-Situ seismic testing with surface waves”, Proc. 12th Int. Conf. Soil Mech. Fond. Engr., Río de Janeiro, Brasil, 1: 331-334.
- Tahal Ingenieros de Venezuela, S.A., (1970). Estudio para el desarrollo de los Recursos de aguas subterráneas en las regiones de Valencia, Barquisimeto, Coro, Pedregal, Maracaibo, Región de Valencia. Vol. II, INOS.
- Urbani, F., Ostos, M. (1989-a). El Complejo Ávila, Cordillera de la Costa. Jornadas 50° Aniversario Escuela de Geología, Minas y Geofísica. GEOS 29: 205 – 217.
- Urbani, F. (2000). Revisión de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Geos, UCV, Caracas, 33: 1 – 170. (Actualizado en Geos, 35: 61, CD, 2002).
- Urbani, F. (2002). El Río Miguelena de Camurí Grande, Estado Vargas: Una ventana a la geología de la Cordillera de la Costa. Guía de excursión. Caracas: Guía de Excursiones Geológicas No. 02-1. Ediciones Sociedad Venezolana de Geólogos.
- Urbani, F., Rodríguez, J., (2004). Atlas geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Edic. Fundación Geos, UCV, Caracas, ix + 146 mapas a escala 1: 25.000.
- Vernaéz, G., Cano, V., Schmitz, M., Manchego, M., Salcedo, A., Courtel, F., Leal, V., Madrid, I., Flores, H., Rodríguez, I., Pombo, A., Capriles, M.D., Guzmán, J., Paolini, M., Reinoza, C., Rocabado, V., Aguilar, A., Jegat, H., Alvarado, M.,

Cerrada, M., Dugarte, M., Ferrer, C., Flórez, J., Klarica, S., Guerrero, O., Rivero, P., Vera, B., Gutierrez, J., Guillén, W., Montilla, N., Cordero, A., Liñayo, A., Chacón, I., Maldonado, N.J., Estévez, R., Laffaille, J., Saldivia, L., Paredes, G., Marín, W., Morales, C., García, K., Ramírez, O., Heredia, J., Fermín, C., Hernández, R., Riveros, P., Ramos, L., Suárez, M., Vilorio, J., Martínez, A., Medina, J., Quintero, B., Romero, G., Avendaño, J., Diaz, J., Sanzonetti, J., 2011. Informe Técnico de Avance correspondiente al Segundo Año del Proyecto de investigación aplicada a la gestión integral del riesgo en espacios urbanos (FONACIT 2007000939). FUN 012-2011, 229 pp.

Wehrmann, M. (1972). Geología de la región de Guatire – Colonia Tovar. Cong. Geol. Venezuela. IV, Noviembre de 1969. Caracas, Mem. Bol. Geol. Caracas. Publ. Esp. 5, IV: 2093- 2119.

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

Referencias páginas web:

Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) (2002). La Investigación Sismológica en Venezuela. [Documento en línea] Disponible en: www.funvisis.gob.ve. [Consulta: 2010, Noviembre 20]

[http:// www.earth.google.com/index.html](http://www.earth.google.com/index.html).

ANEXO A

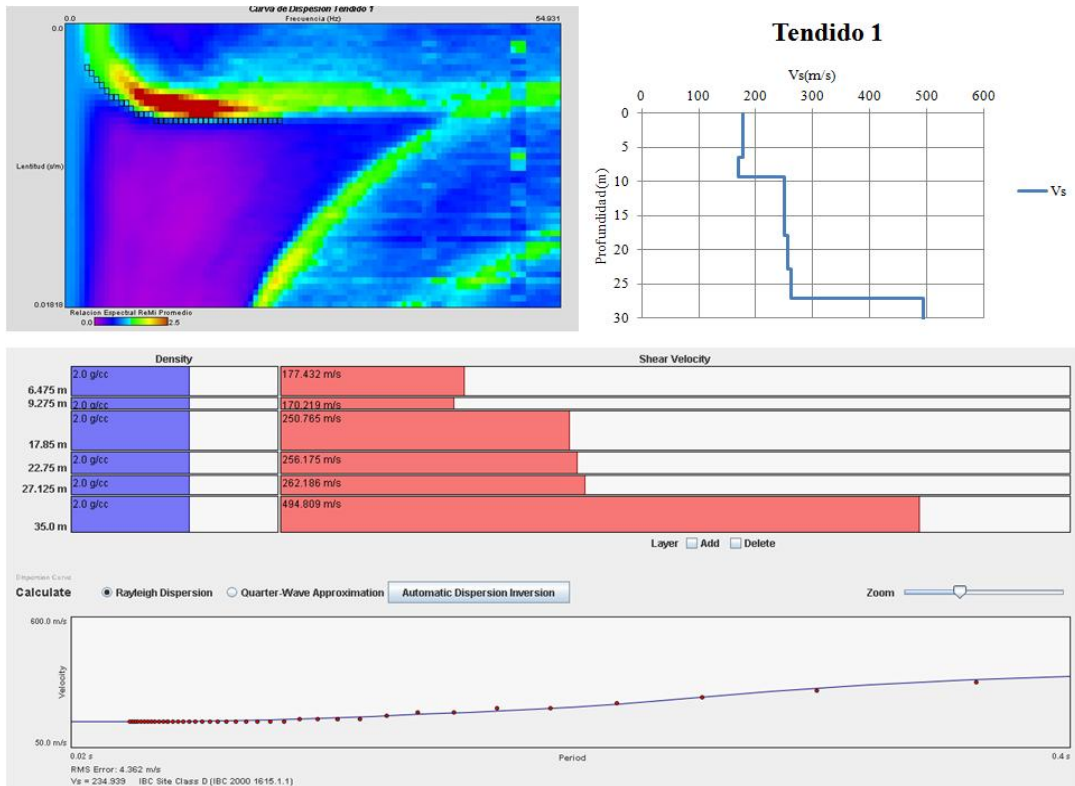
Tabla con el número y las coordenadas del punto medio de cada tendido, con su respectiva extensión y la Vs30 calculada para ese punto

Tendido	Longitud pto medio	Latitud pto medio	Extension (m)	Vs30 calculada con ReMi
1	654401	1128745	96 Sin Solape	234,939
2	654406	1128827	96 / solape 12 geof=24m	262,702
3	654404	1128903	96 / solape 12 geof=24m	251,762
4	654402	1128972	96 / solape 12 geof=24m	238,435
5	654403	1129039	96 / solape 15 geof=30m	224,818
6	654459	1129236	96 Sin Solape	240,863
7	654508	1129289	96 / solape 12 geof=24m	240,422
8	654537	1129353	96 / solape 12 geof=24m	245,888
9	654570	1129409	96 / solape 15 geof=30m	250,481
10	654606	1129551	96 Sin Solape	231,034
11	654684	1129718	96 Sin Solape	230,417
12	654702	1129784	96 / solape 12 geof=24m	216,761
13	654721	1129834	96 / solape 24 geof=48m	212,232
14	654728	1129884	96 / solape 24 geof=48m	209,485
15	654748	1129951	96 / solape 24 geof=48m	207,127
16	654724	1129976	96 / solape 24 geof=48m	216,490
17	654706	1130021	96 / solape 24 geof=48m	219,944
18	654629	1130221	96 Sin Solape	225,029
19	654615	1130288	96 / solape 12 geof=24m	232,602
20	654612	1130334	96 / solape 24 geof=48m	232,238
21	654638	1130478	76 Sin Solape	246,217
22	654659	1130742	96 Sin Solape	266,901
23	654723	1131297	96 Sin Solape	263,903
24	654731	1131336	96 / solape 24 geof=48m	255,637
25	654732	1131384	96 / solape 24 geof=48m	251,230
26	654755	1131531	96 Sin Solape	245,553
27	654764	1131576	96 / solape 24 geof=48m	242,155
28	654766	1131624	96 / solape 24 geof=48m	244,815
29	654776	1131674	96 / solape 24 geof=48m	255,759
30	654781	1131718	96 / solape 24 geof=48m	251,773
31	654805	1131871	96 Sin Solape	250,650
32	654810	1131915	96 / solape 24 geof=48m	260,521
33	654821	1132016	96 Sin Solape	252,409
34	654816	1132064	96 / solape 24 geof=48m	255,148
35	654807	1132109	96 / solape 24 geof=48m	263,209
36	654767	1132337	96 Sin Solape	268,800
37	654742	1133450	96 / solape 24 geof=48m	259,272
38	654747	1133500	96 / solape 24 geof=48m	260,143
39	654761	1133549	96 / solape 24 geof=48m	264,632
40	654759	1133590	96 / solape 24 geof=48m	268,246
41	654777	1133641	96 Sin Solape	272,959
42	654778	1133734	96 Sin Solape	277,539

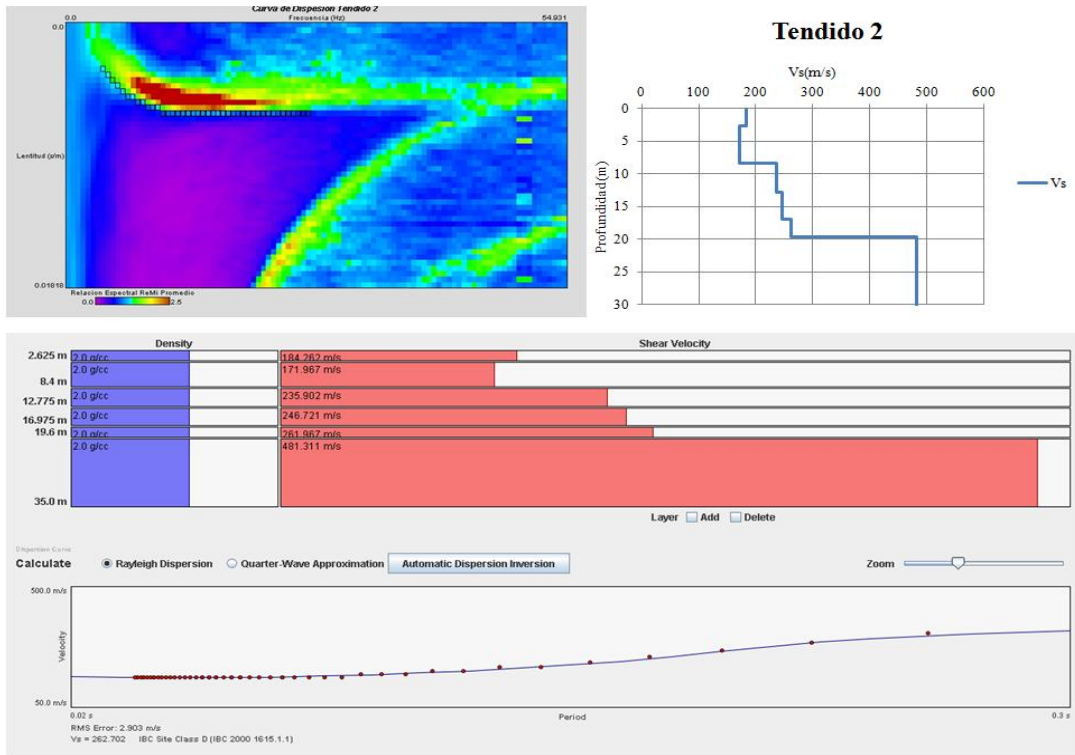
43	654811	1133904	96 Sin Solape	275,697
44	653927	1130596	92m	263,649
45	653347	1130454	92m	212,035
46	653321	1129949	92m	197,311
47	654125	1129849	92m	192,036
48	654080	1129262	92m	220,731
49	653402	1131082	92m	248,152
50	652940	1131196	92m	260,815
51	651986	1131503	92m	243,296
52	651948	1130899	92m	253,361
53	651788	1130535	92m	240,702
54	652882	1130682	92m	238,689
55	652600	1131728	92m	258,353
56	655236	1130773	92m	249,673
57	655993	1130748	92m	230,018
58	656718	1130801	92m	228,609
59	650518	1133747	96m	257,664
60	651171	1133538	96m	251,364
61	651959	1133301	96m	250,409
62	652530	1133117	96m	255,462
63	653699	1132808	96m	273,679
64	654301	1132778	96m	280,780
65	655203	1132665	96m	272,277
66	655829	1132525	96m	269,292
67	657459	1131916	92m	238,050
68	656603	1132221	92m	257,583
69	656137	1132031	82m	253,935
70	655647	1131492	92m	254,817
71	653688	1132139	92m	283,231
72	652992	1132251	92m	275,457
73	652048	1132439	92m	300,636
74	651218	1135490	92m	247,420
75	650577	1135404	92m	252,941
76	650583	1134583	92m	271,293
77	650672	1133076	92m	283,312
78	655654	1130220	92m	264,684
79	655319	1129461	92m	224,940
80	654981	1128747	92m	245,137
81	655982	1129462	92m	227,621
82	649720	1133534	92m	255,295
83	650119	1132745	92m	236,284
84	650869	1131912	92m	299,302
85	650571	1130964	92m	245,285
86	651707	1134734	92m	271,426
87	652655	1134862	92m	287,145
88	648804	1140742	92m	351,259
89	649927	1139254	92m	332,942

90	649933	1138288	92m	325,147
91	651123	1136548	92m	289,204
92	650622	1137534	92m	296,256
93	653956	1133904	92m	281,588
94	652994	1134071	92m	353,900
95	654386	1134578	92m	283,231
96	654757	1135300	92m	282,929
97	655260	1135949	92m	289,772
98	655858	1136547	92m	341,276

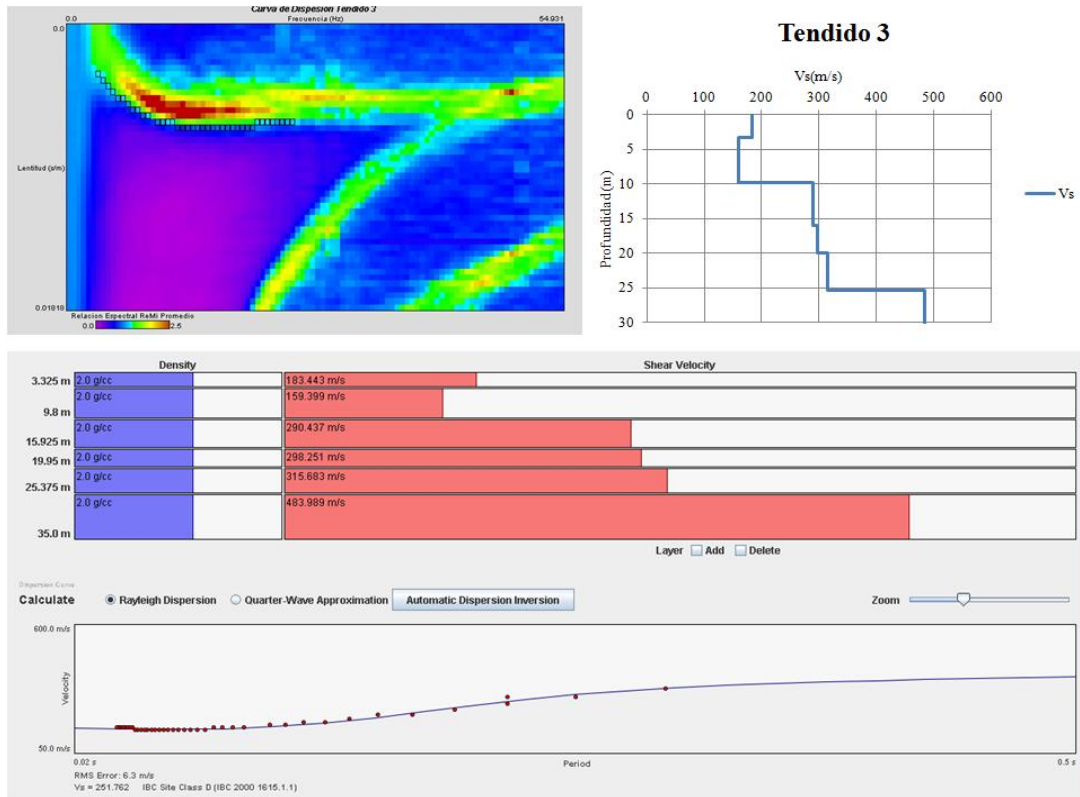
A continuación se presenta la curva de dispersión obtenida, la selección de las velocidades en la curva y el modelado de cada tendido.



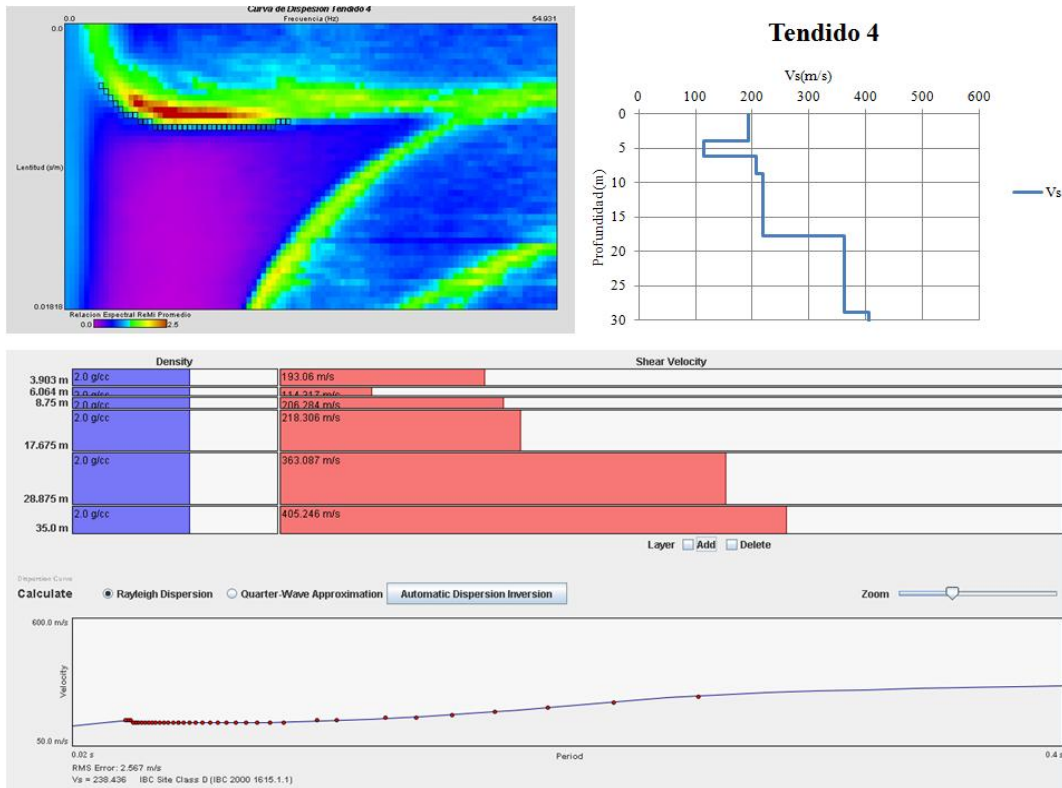
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 1



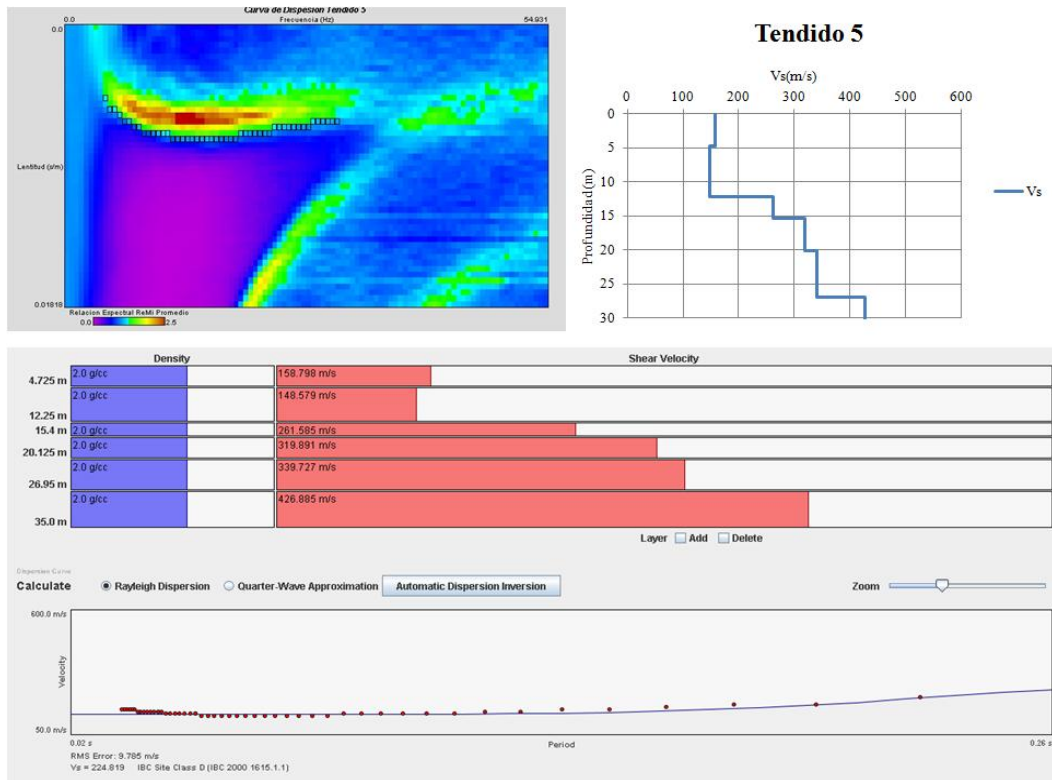
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 2



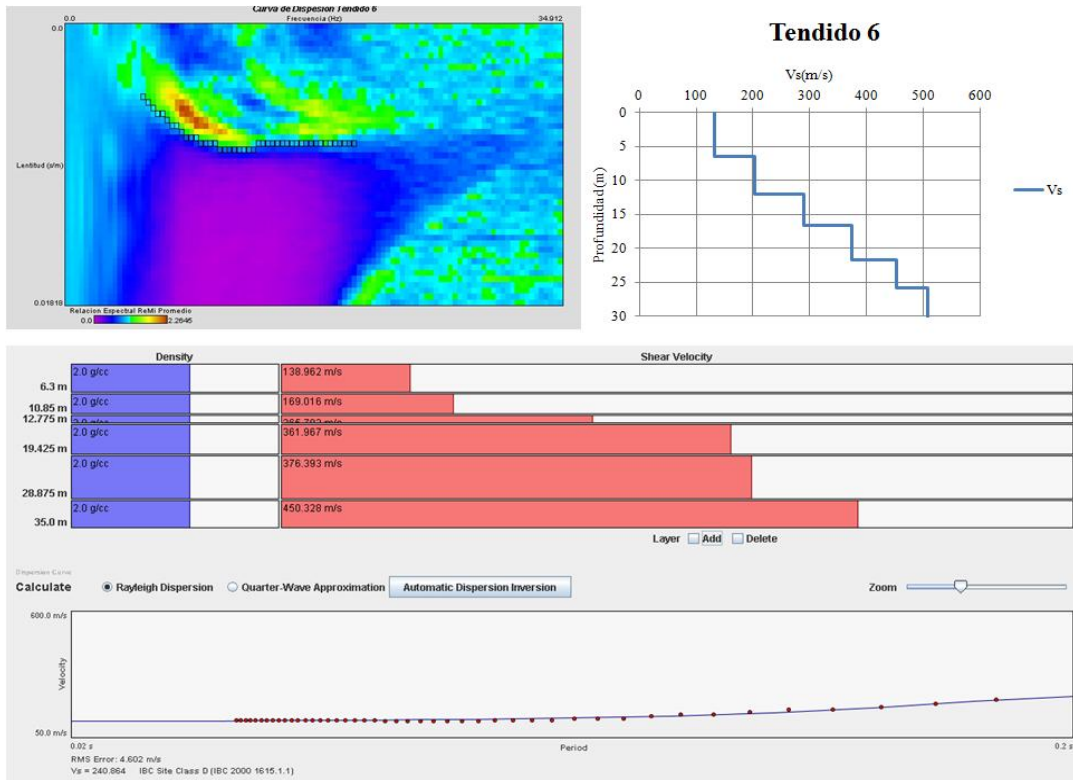
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 3



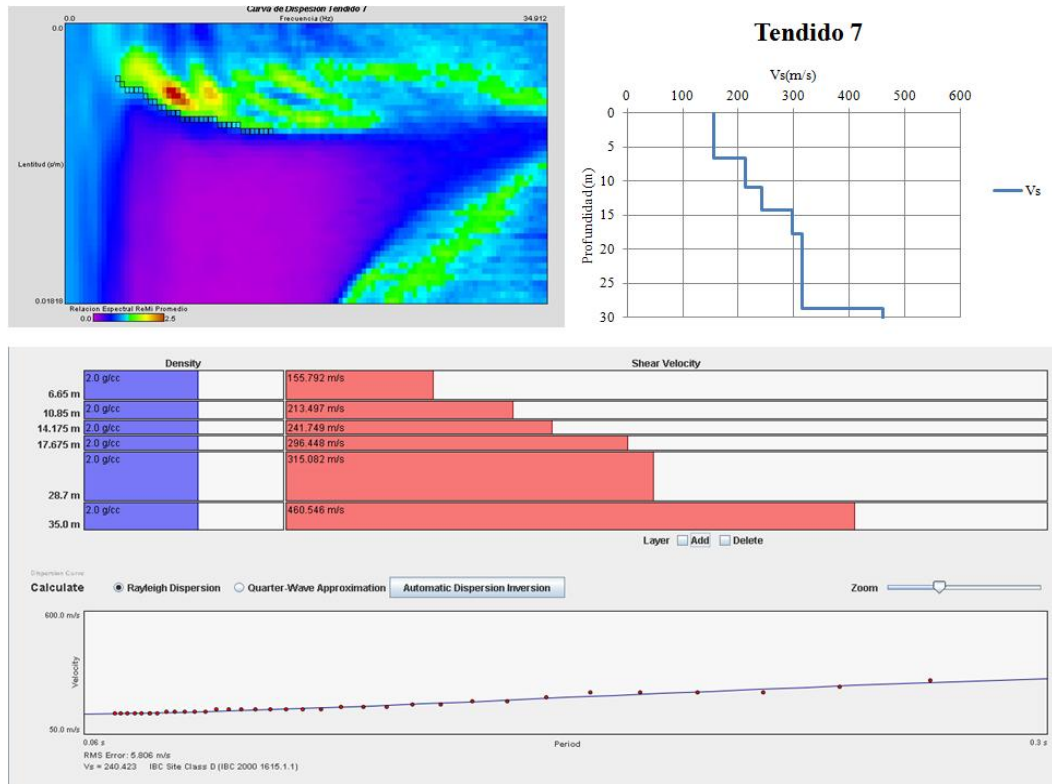
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 4



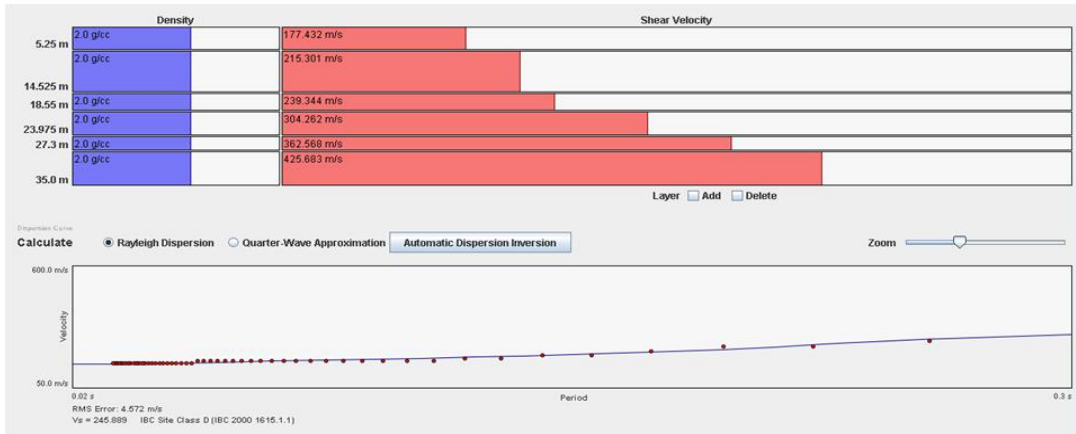
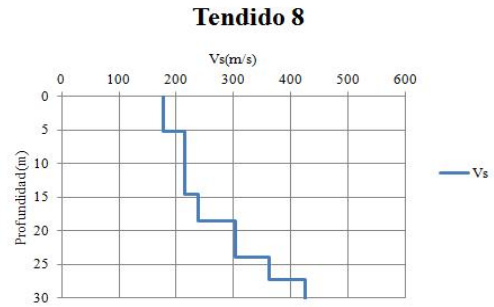
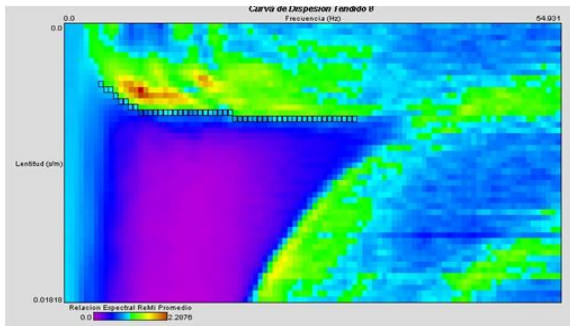
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 5



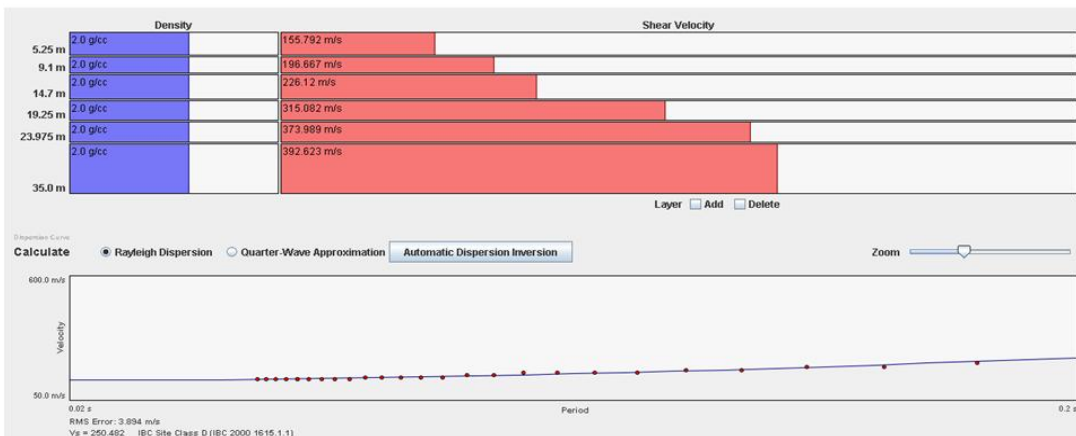
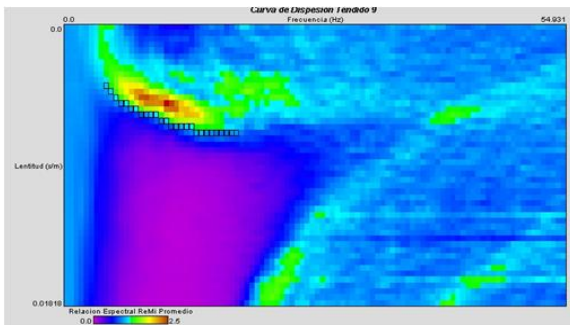
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 6



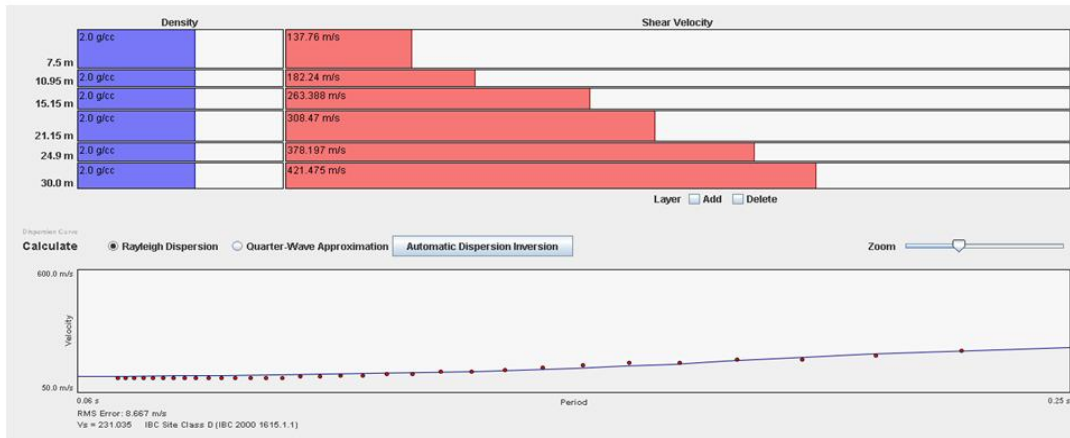
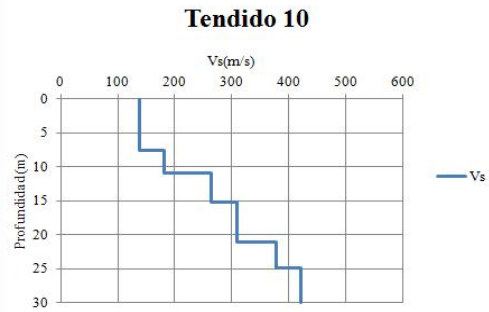
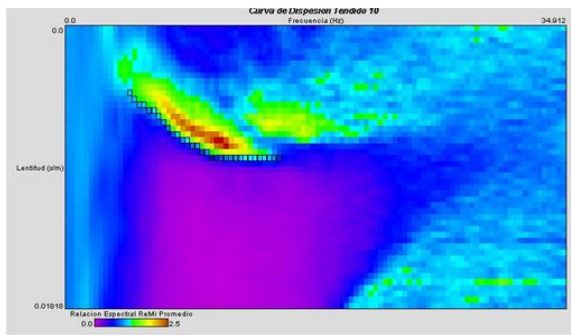
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 7



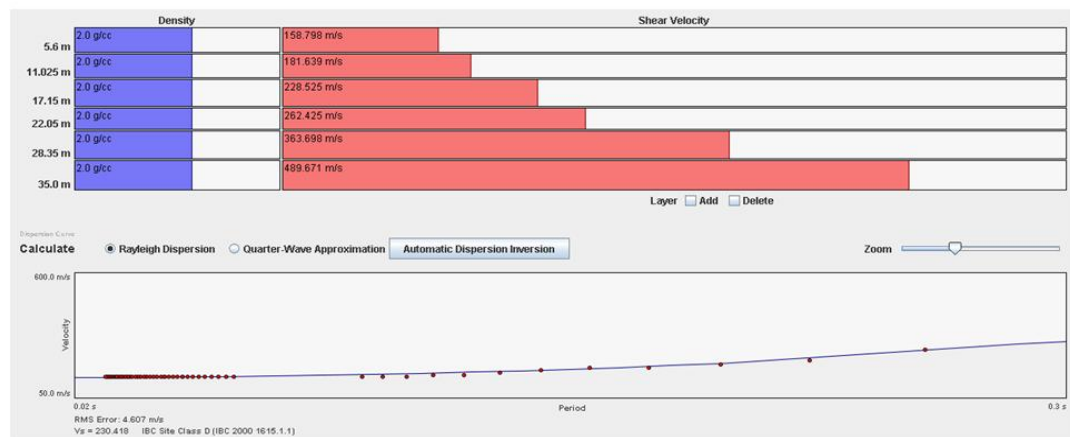
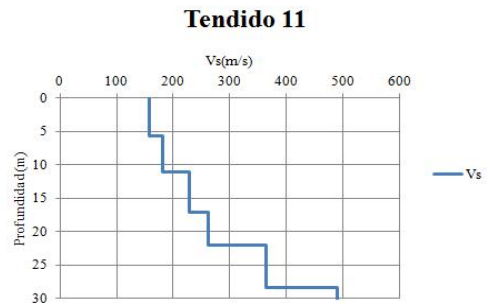
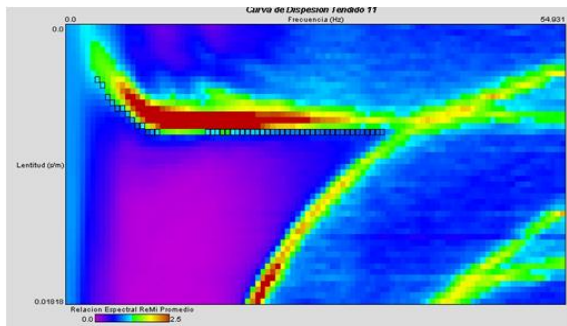
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 8



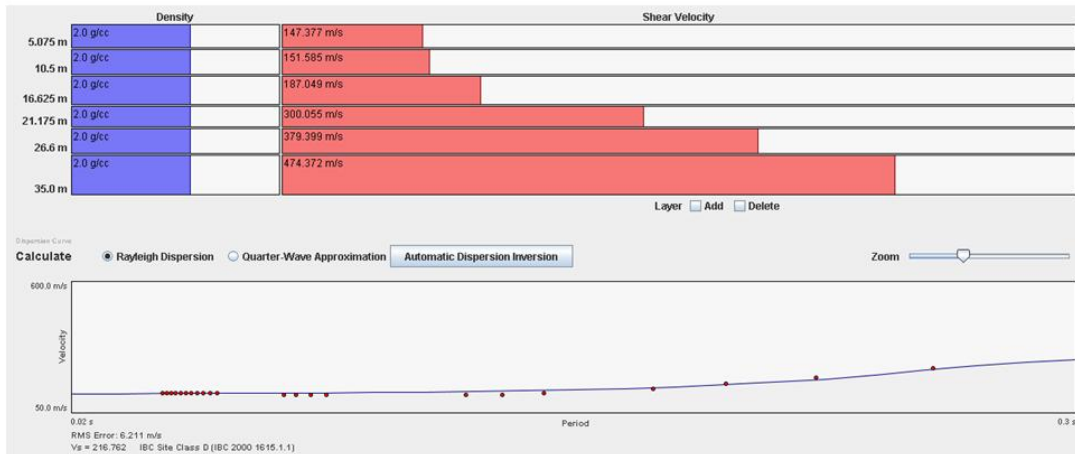
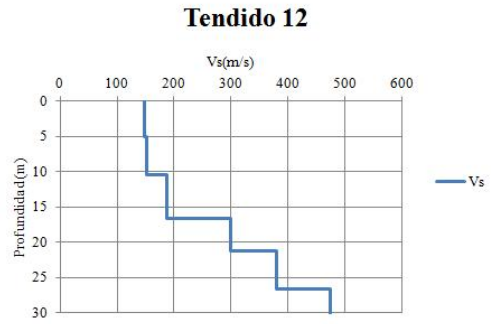
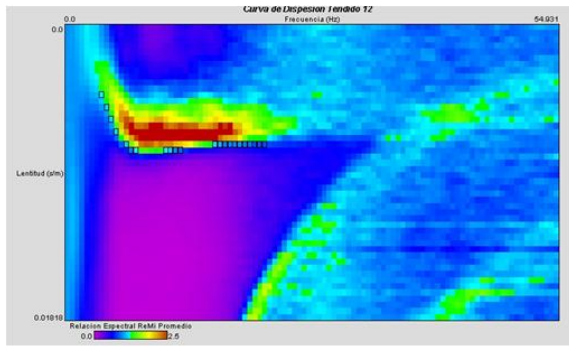
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 9



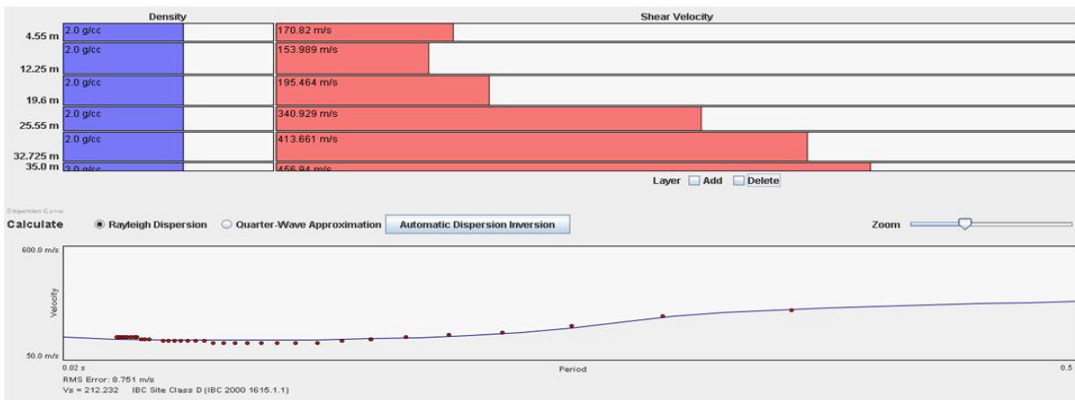
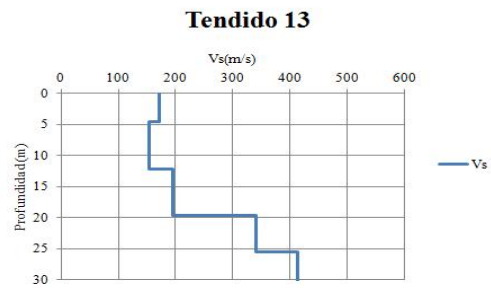
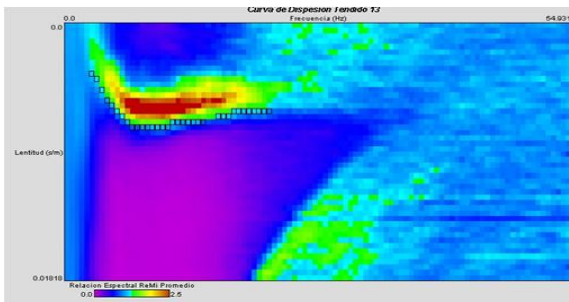
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 10



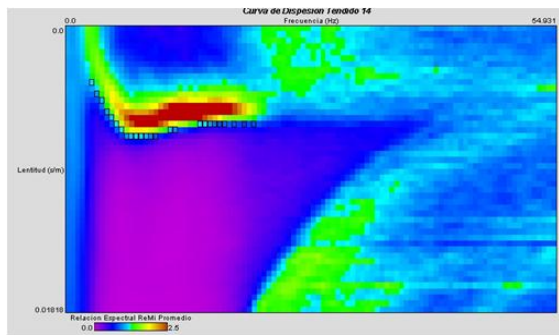
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 11



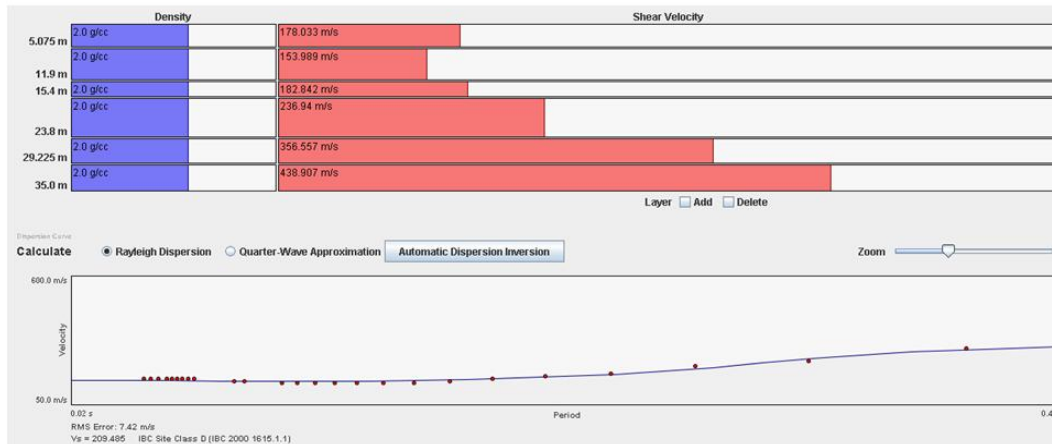
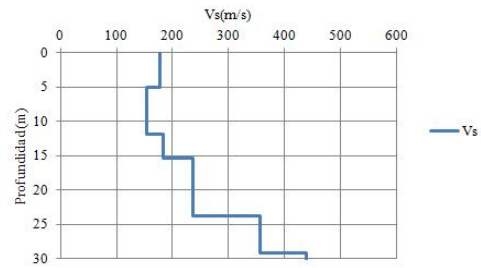
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 12



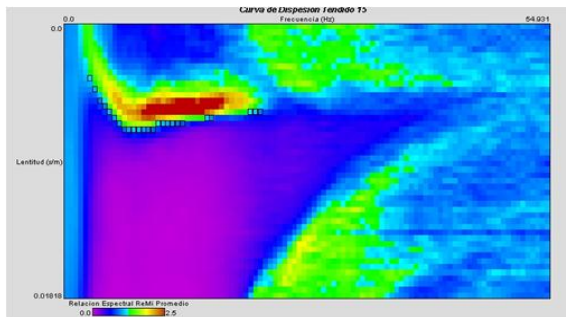
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 13



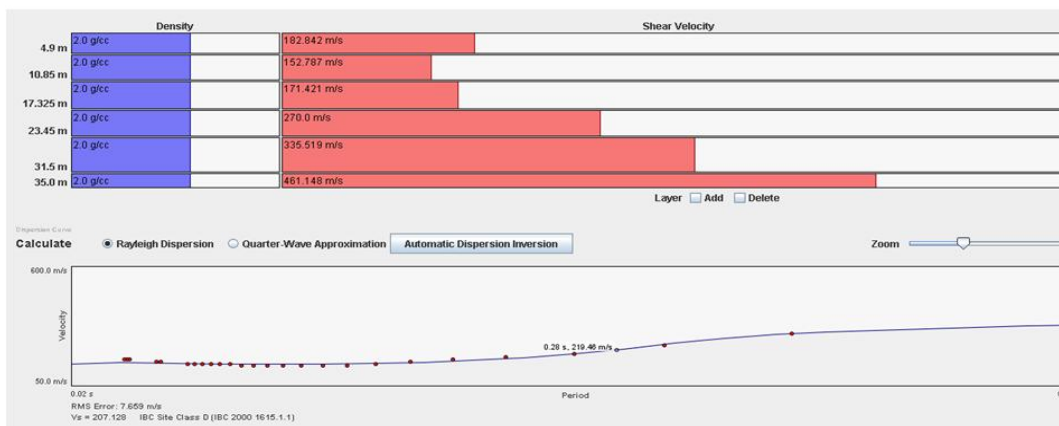
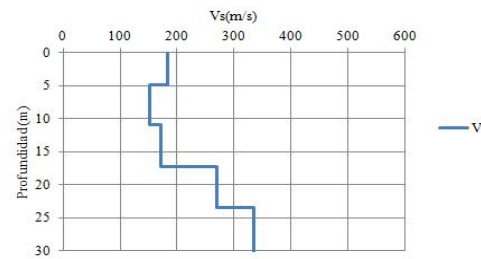
Tendido 14



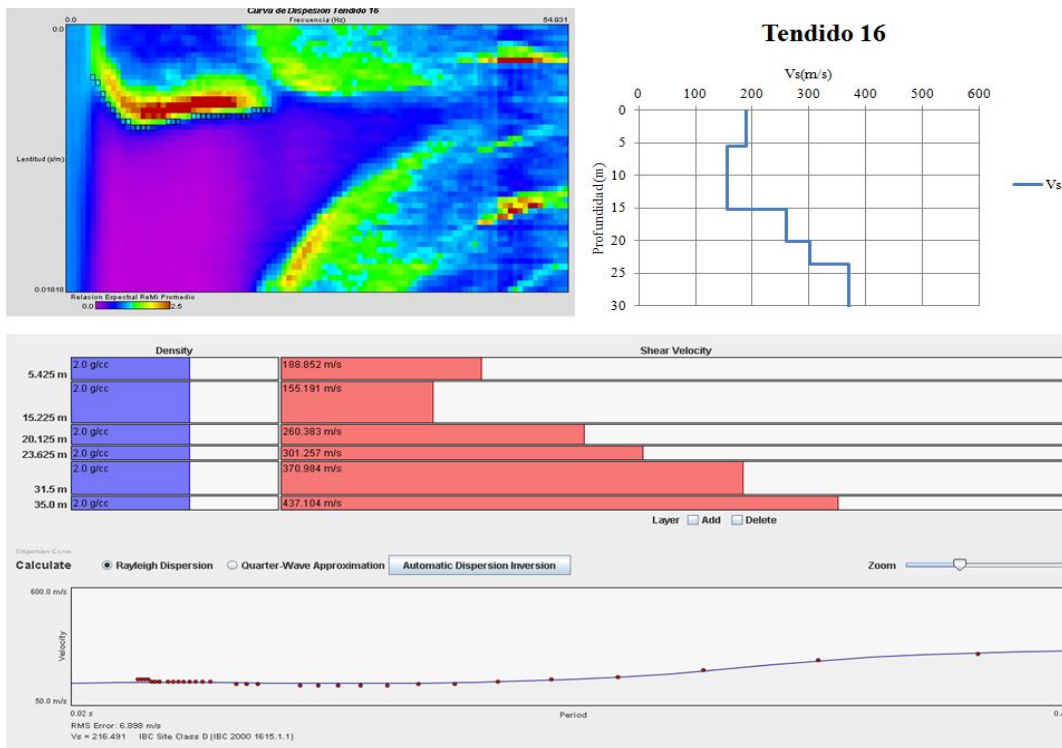
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 14



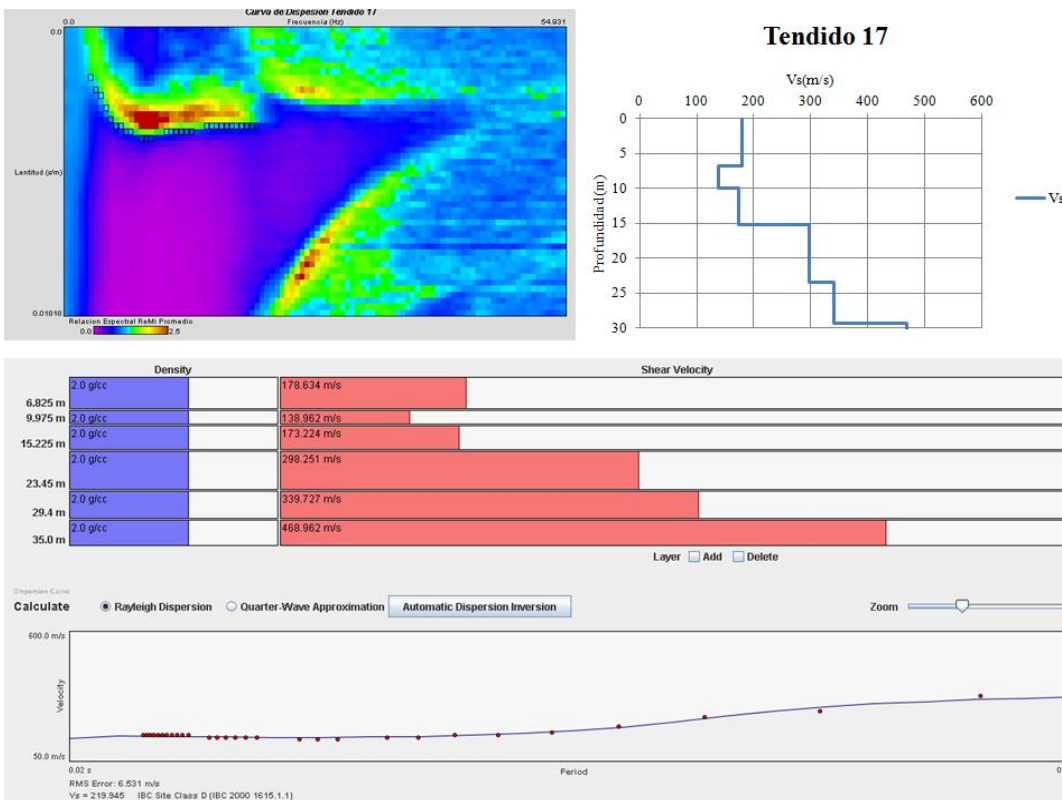
Tendido 15



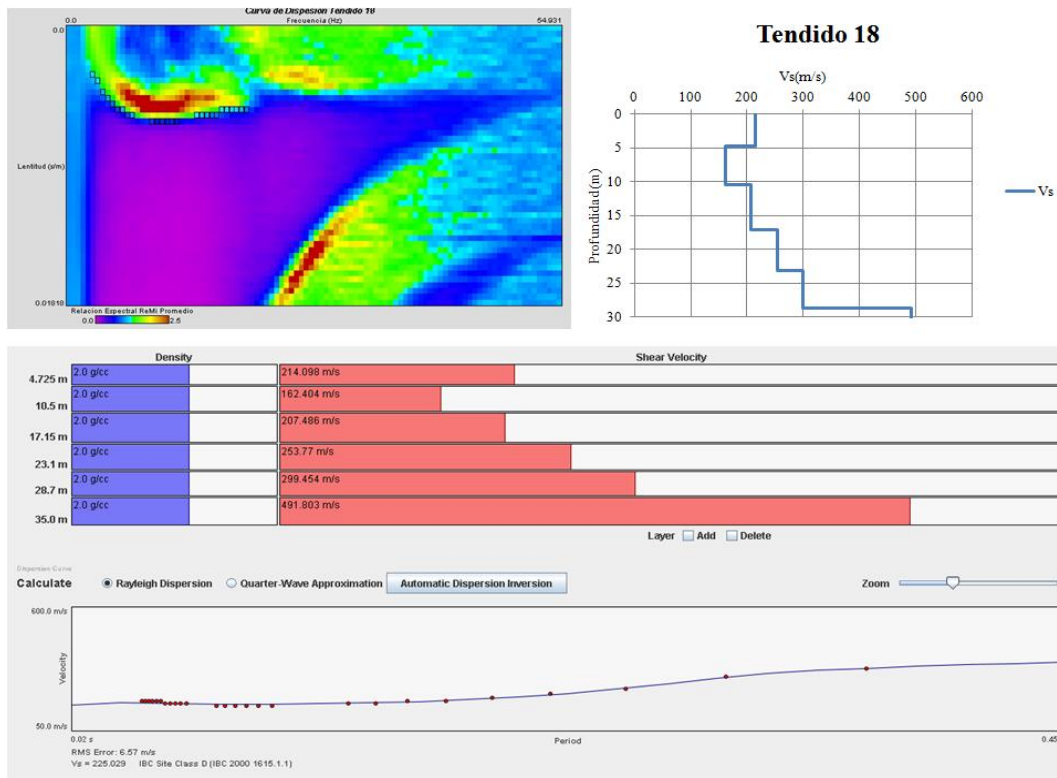
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 15



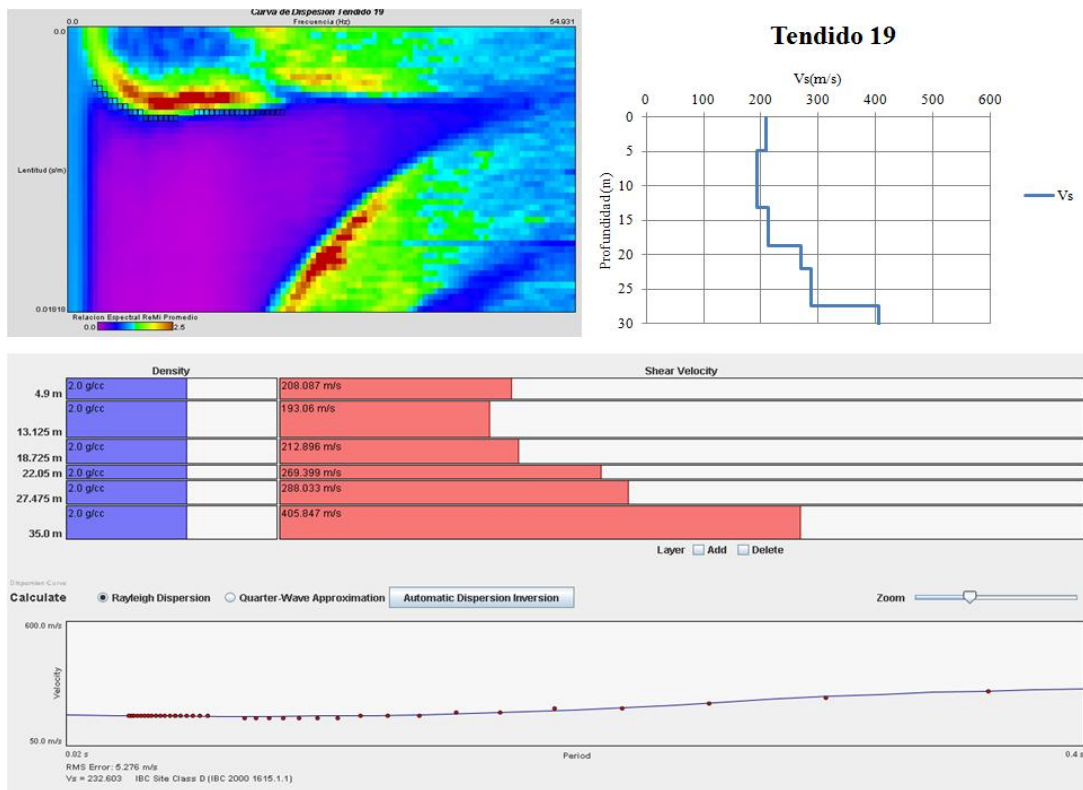
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 16



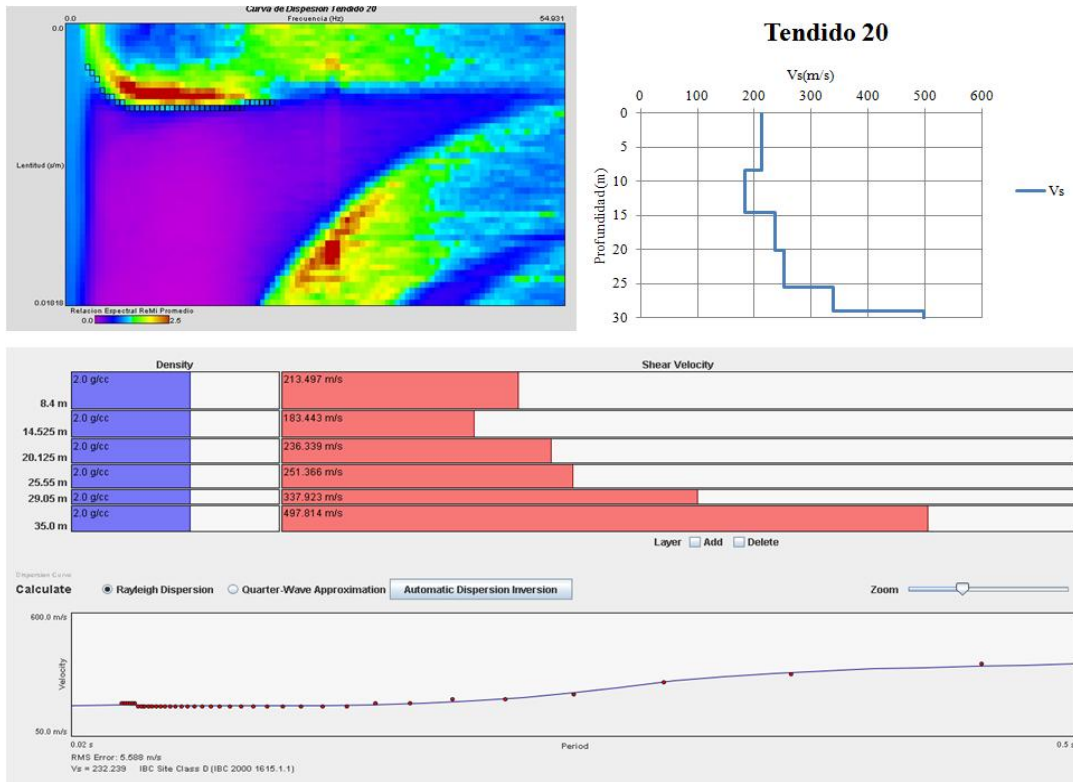
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 17



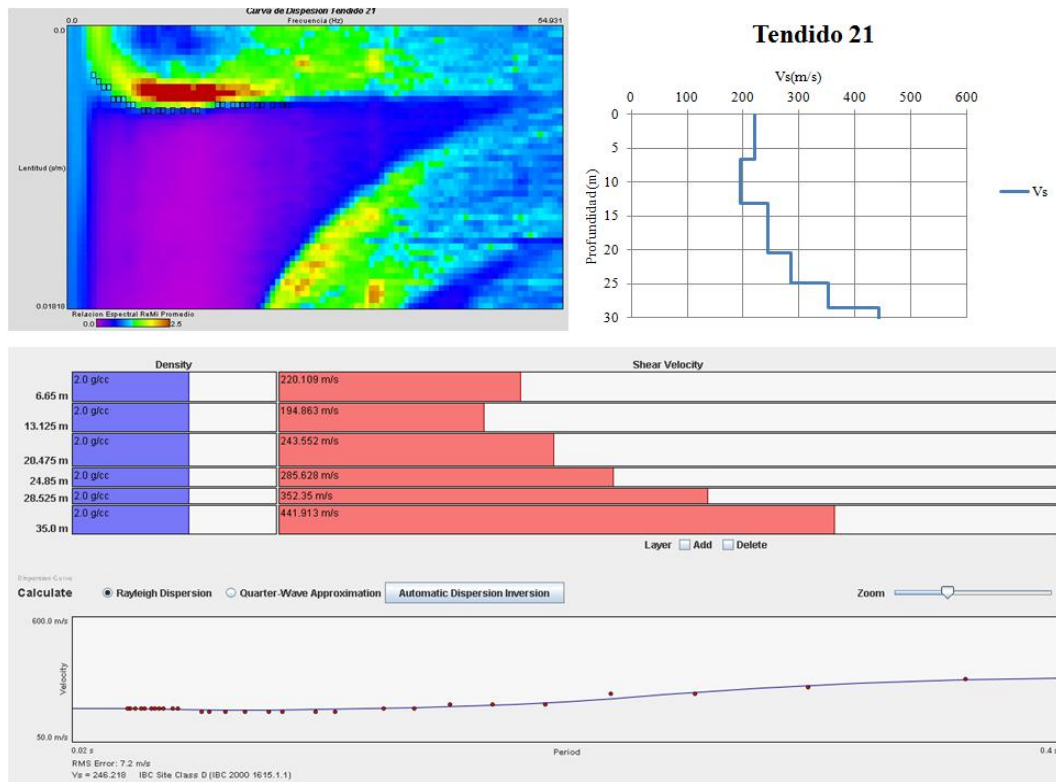
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 18



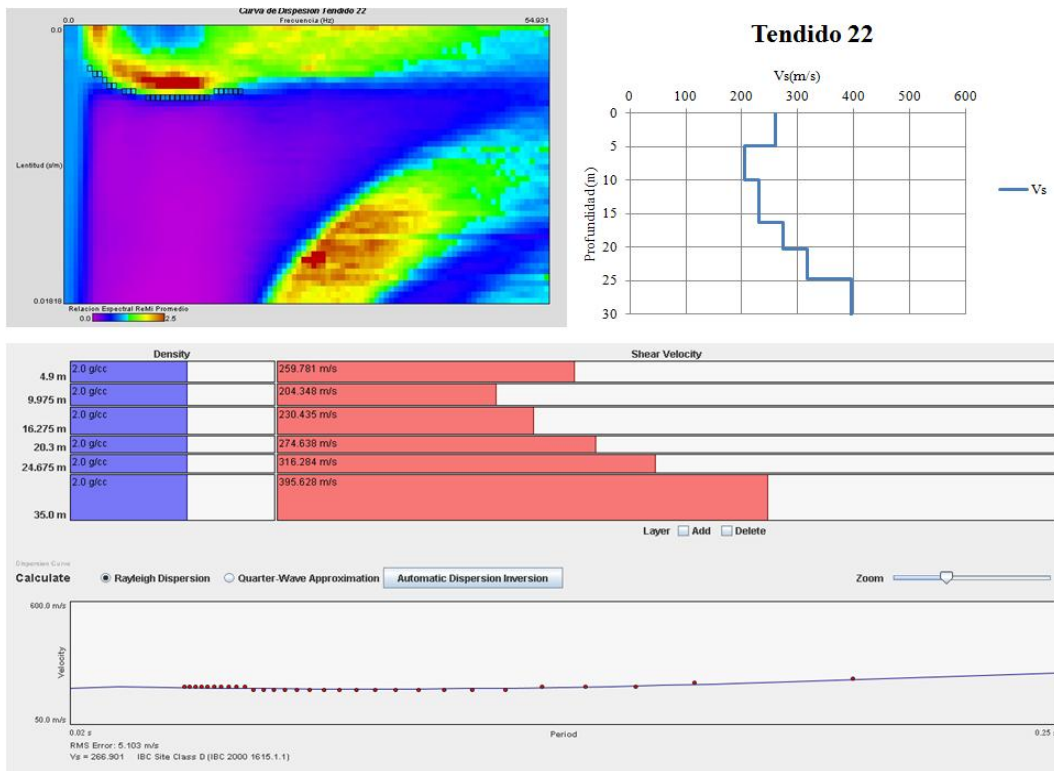
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 19



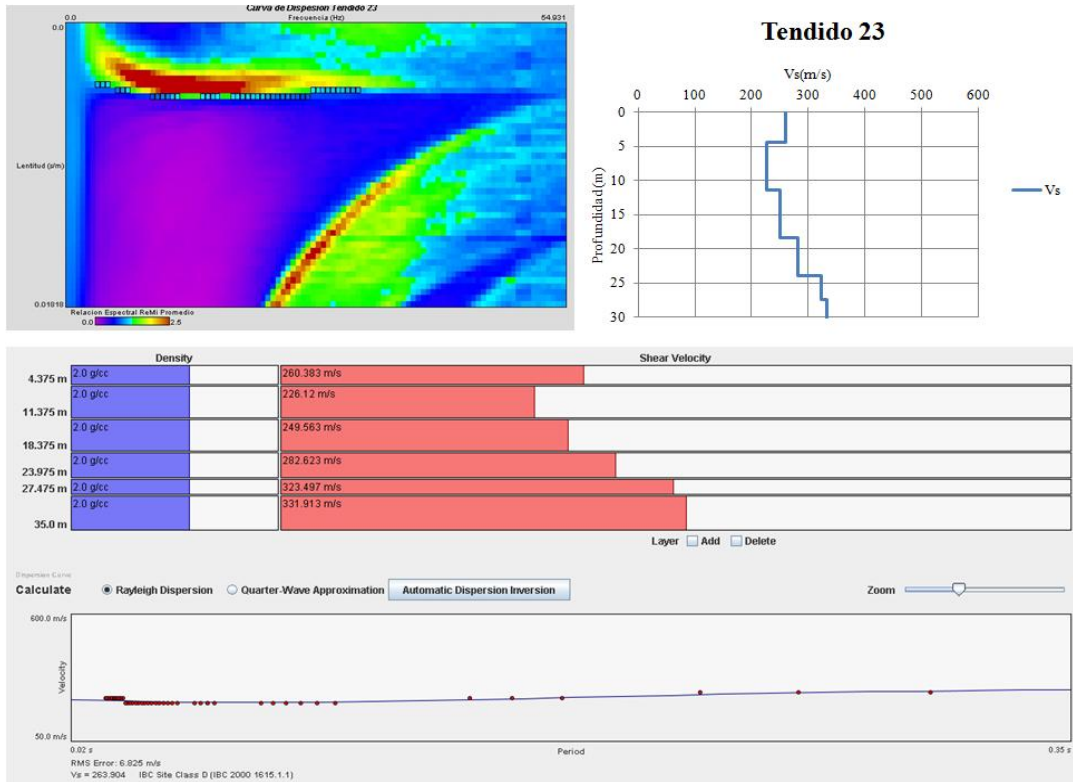
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 20



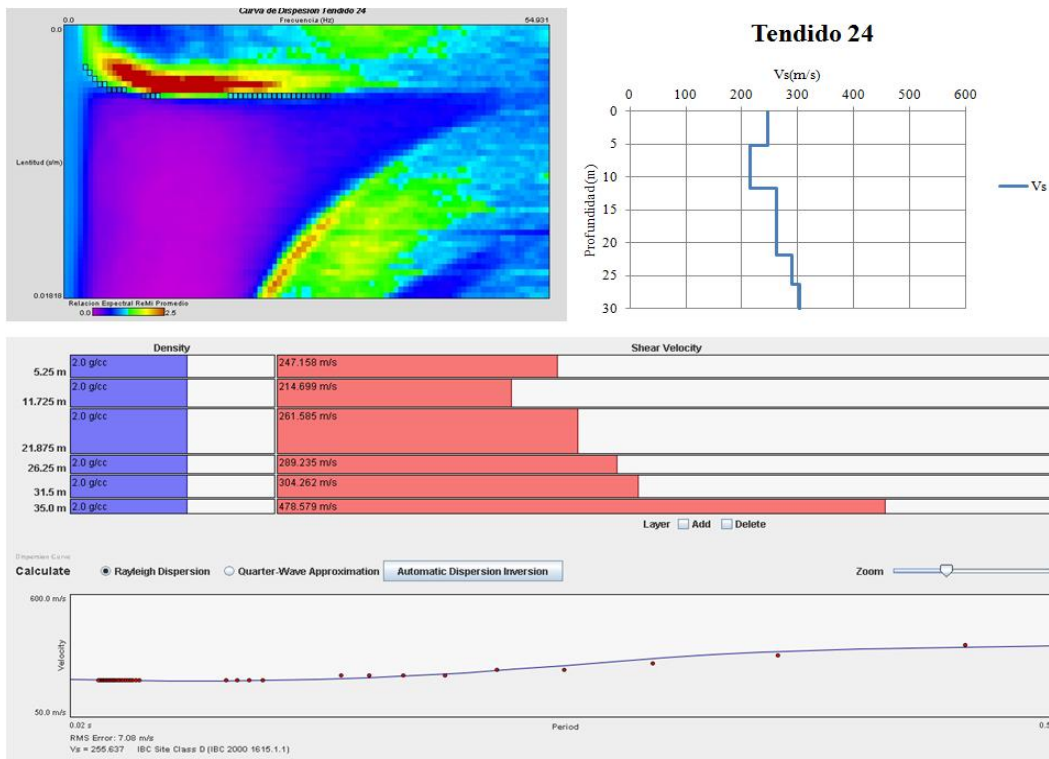
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 21



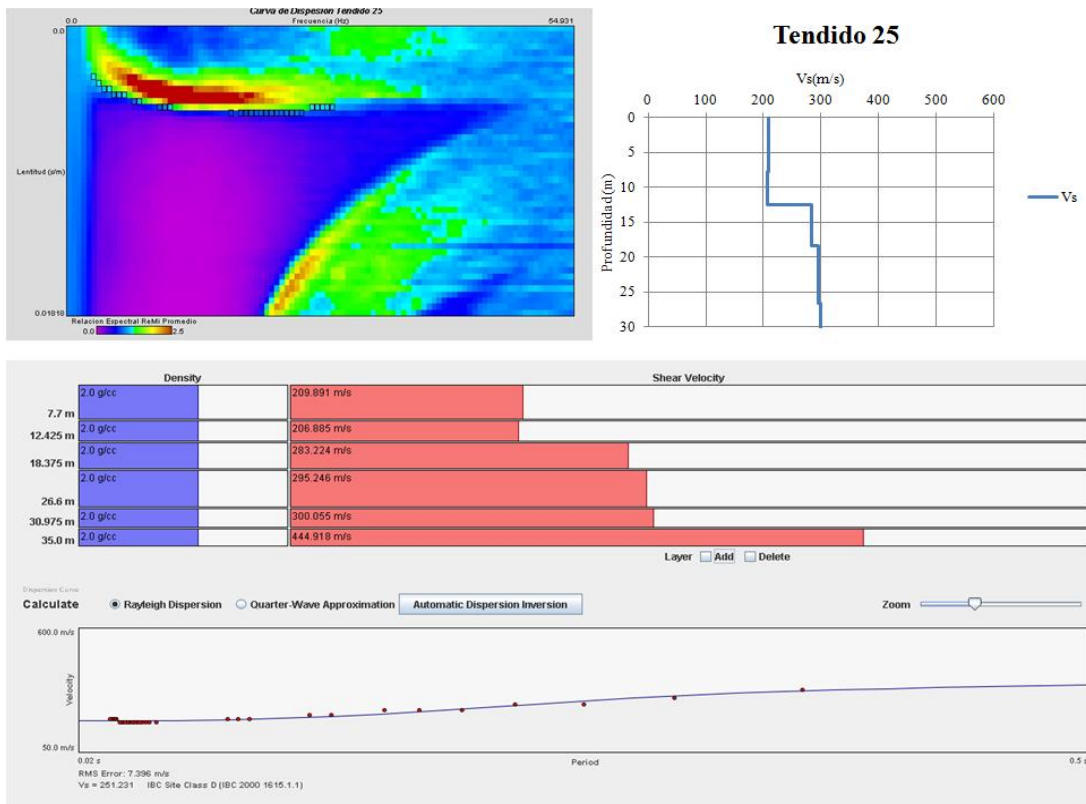
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 22



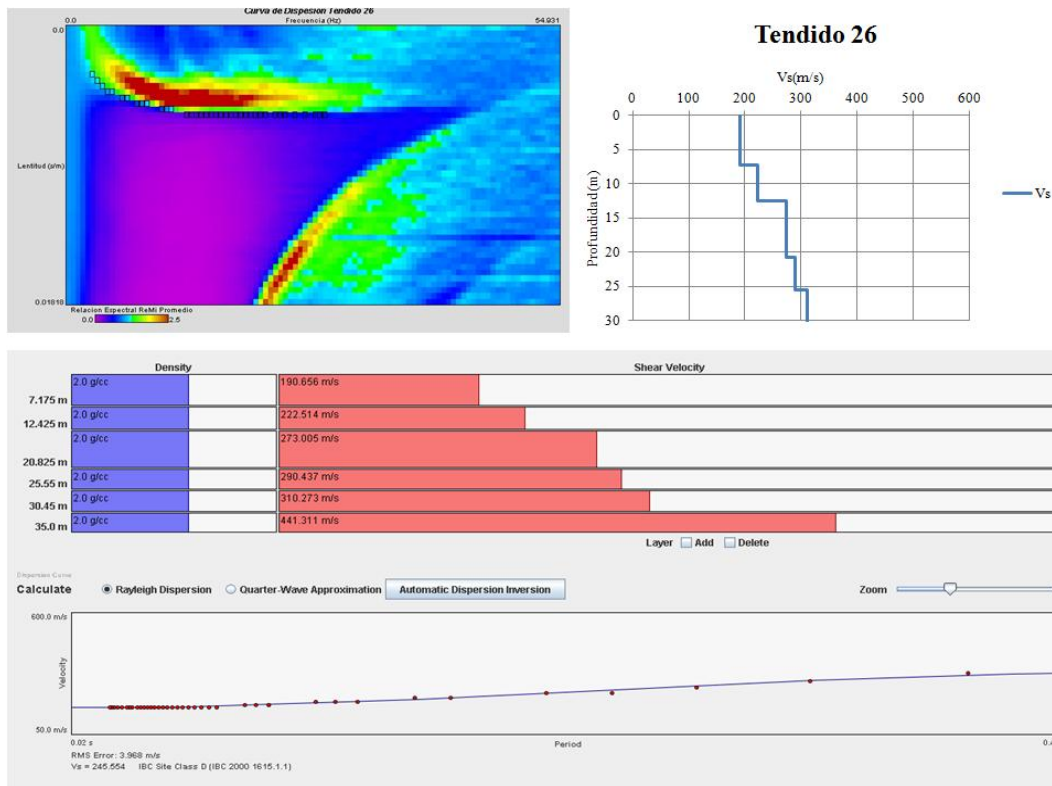
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 23



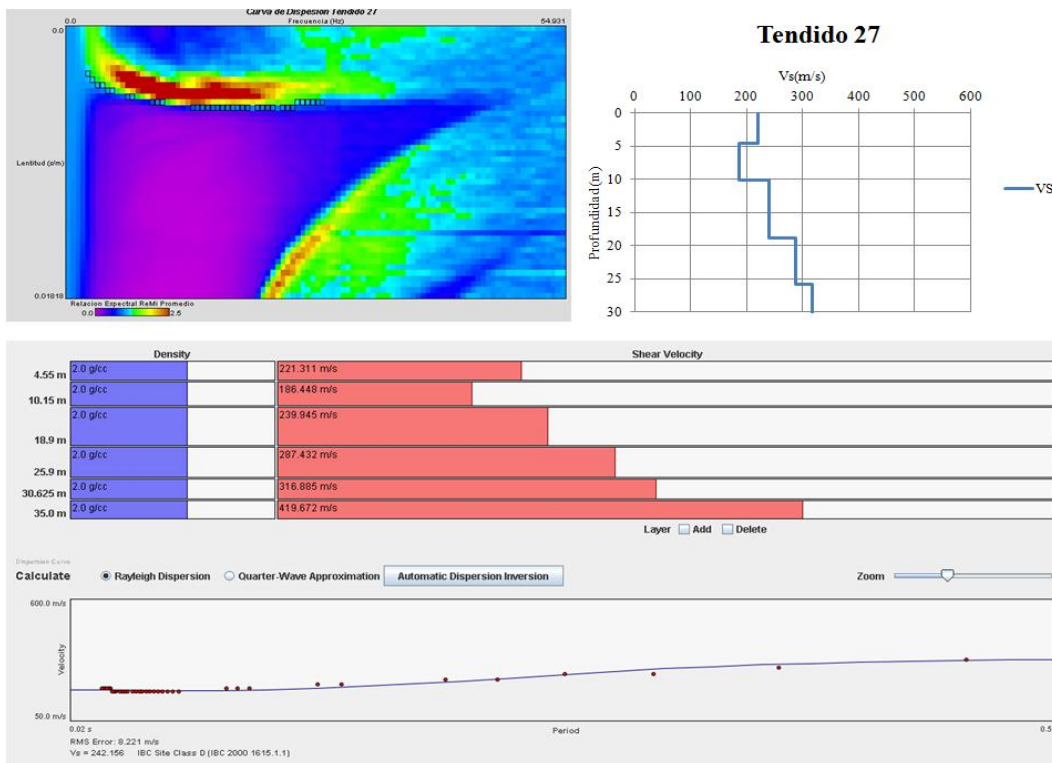
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 24



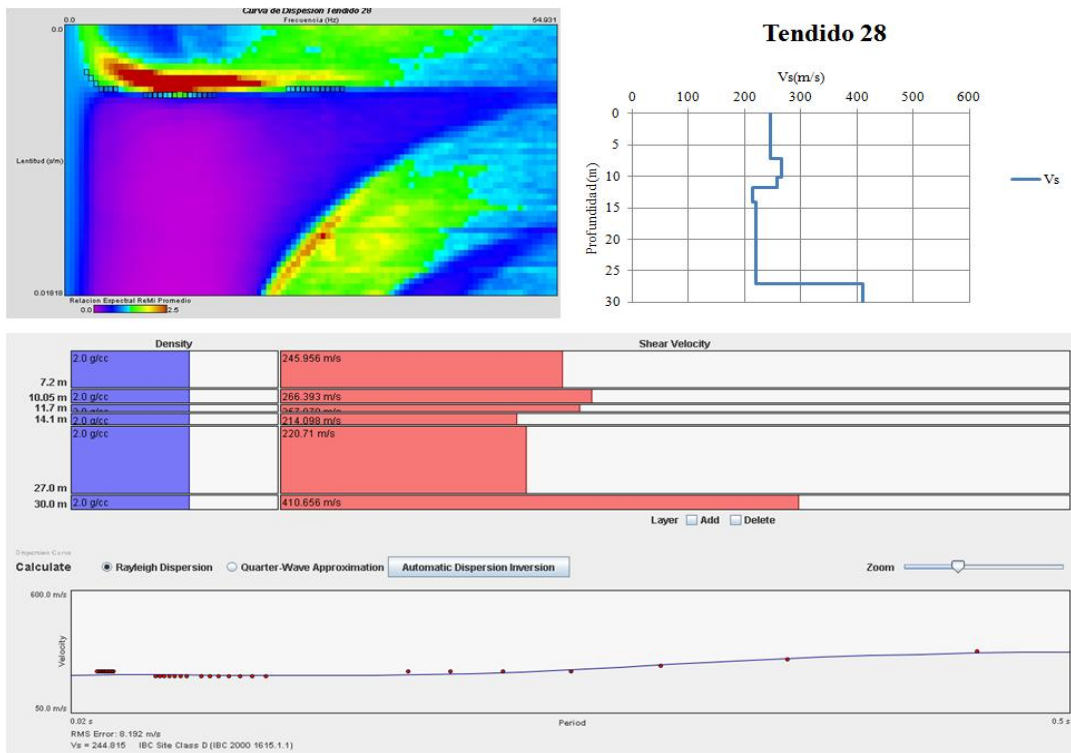
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 25



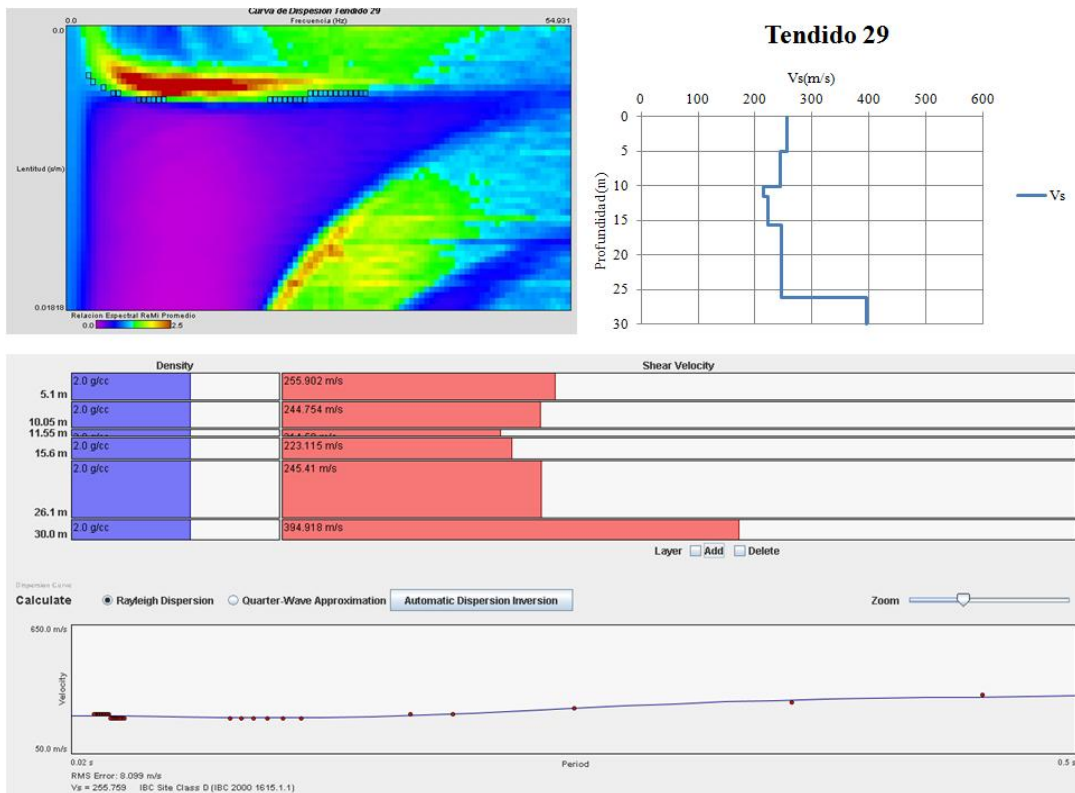
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 26



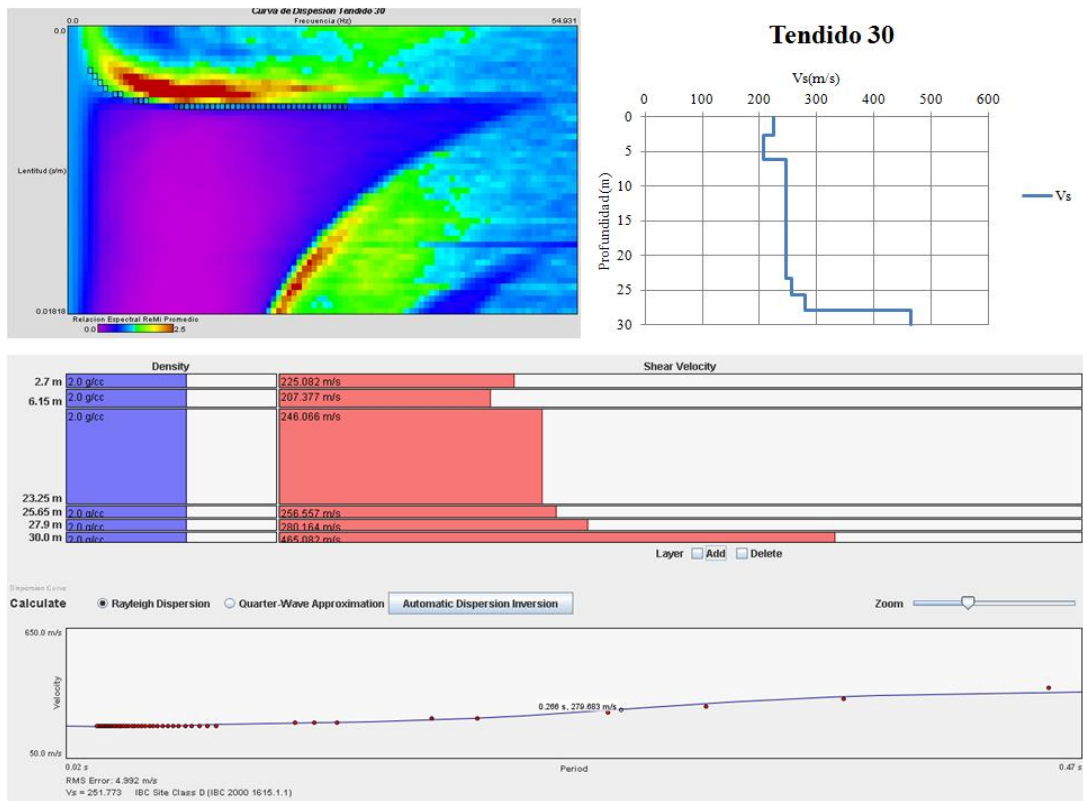
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 27



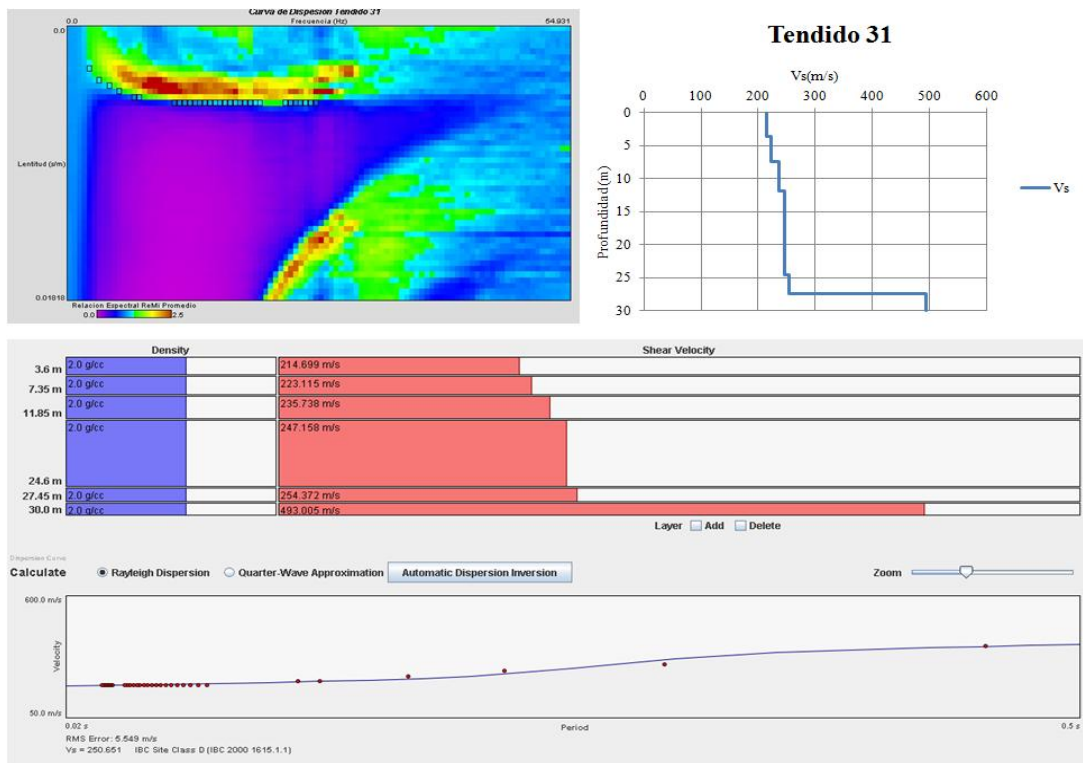
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 28



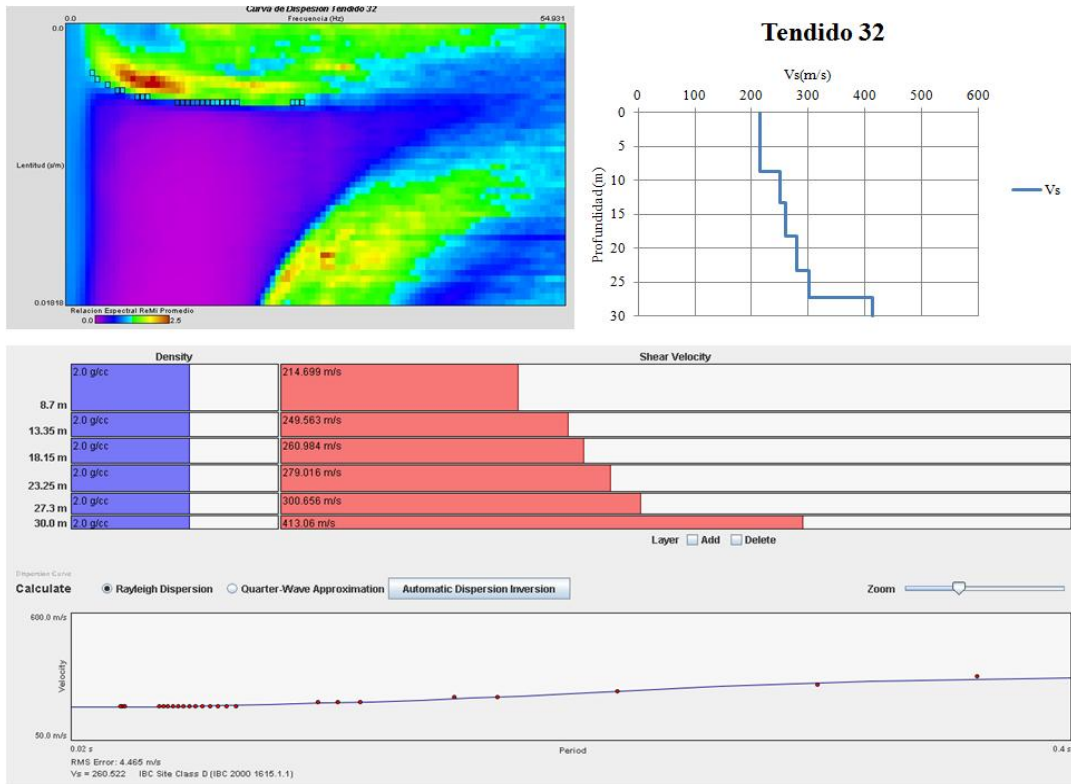
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 29



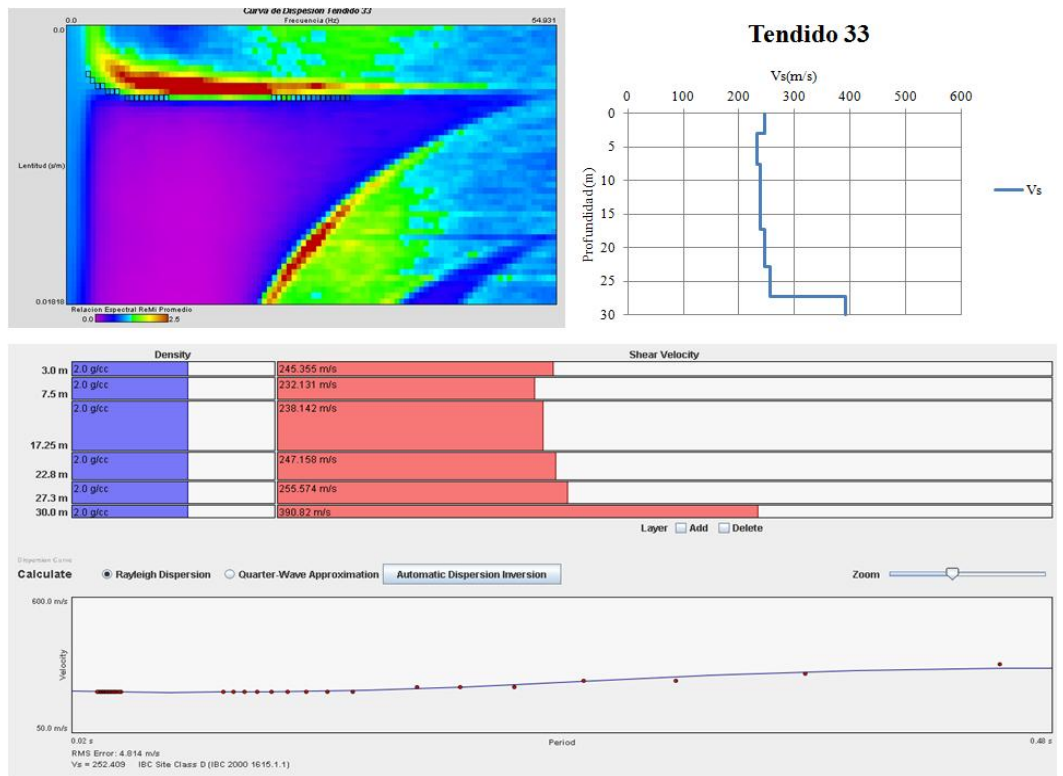
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 30



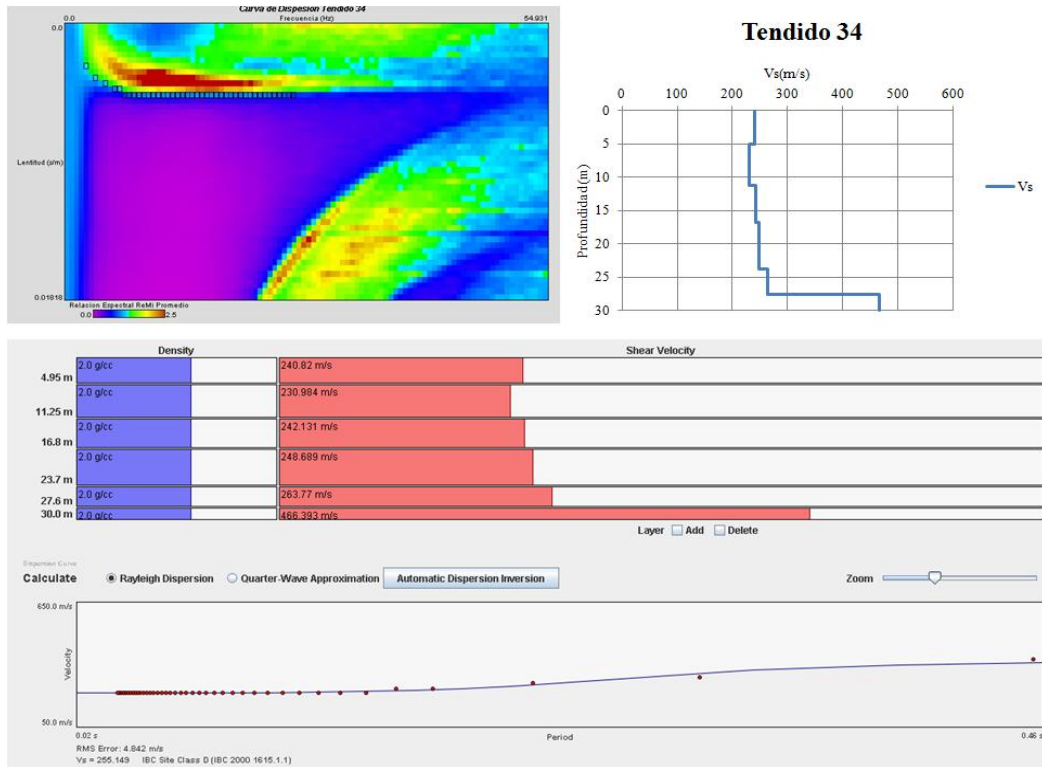
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 31



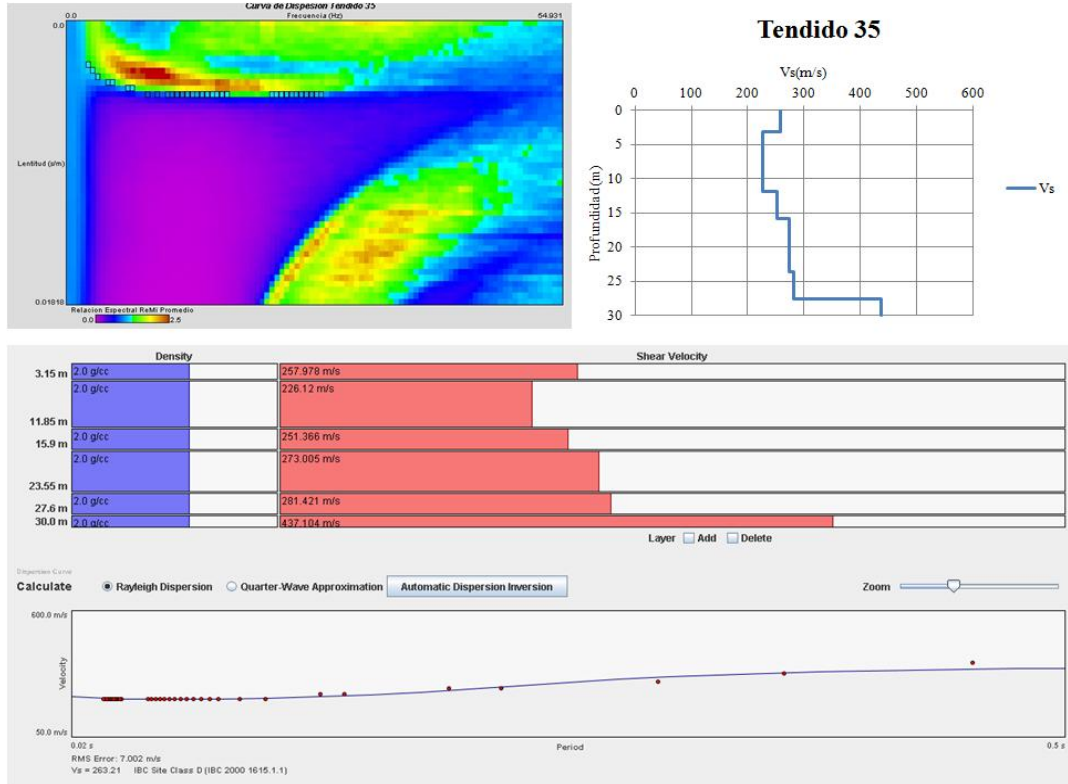
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 32



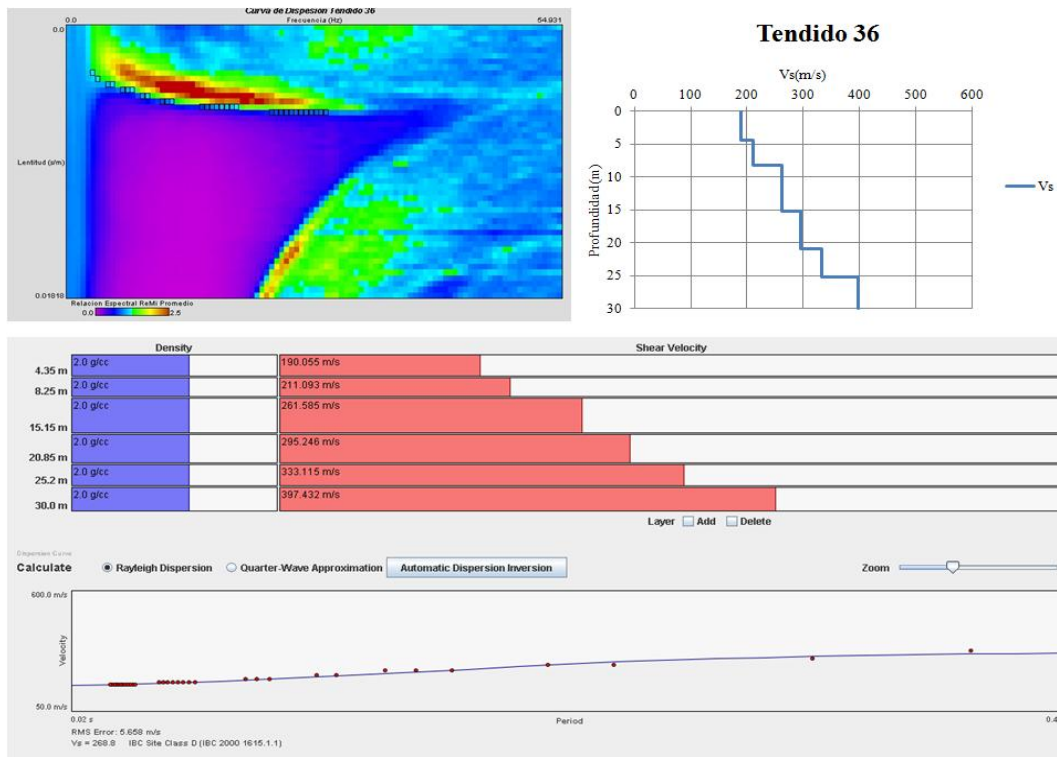
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 33



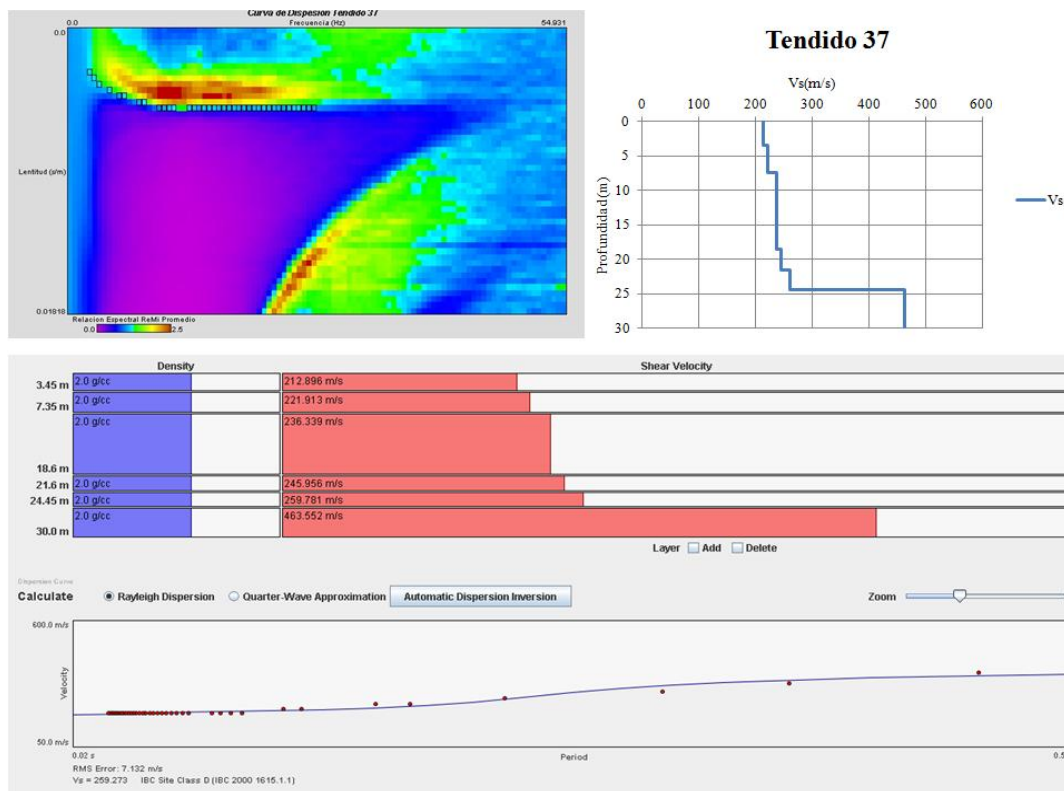
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 34



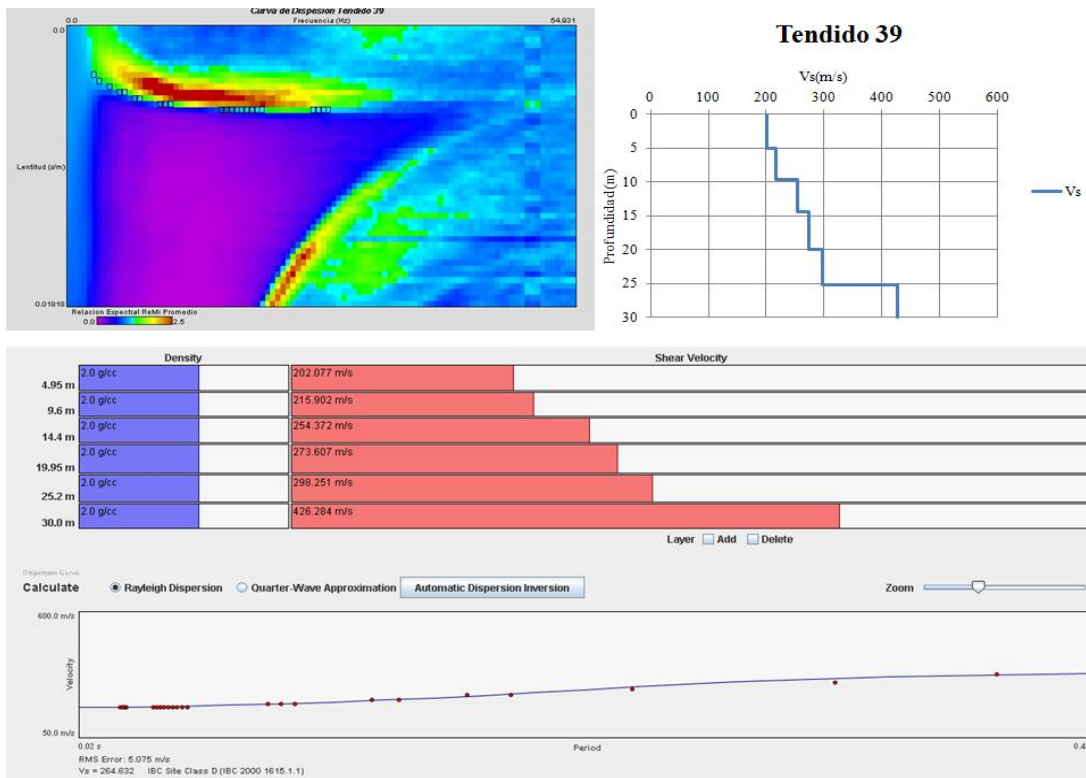
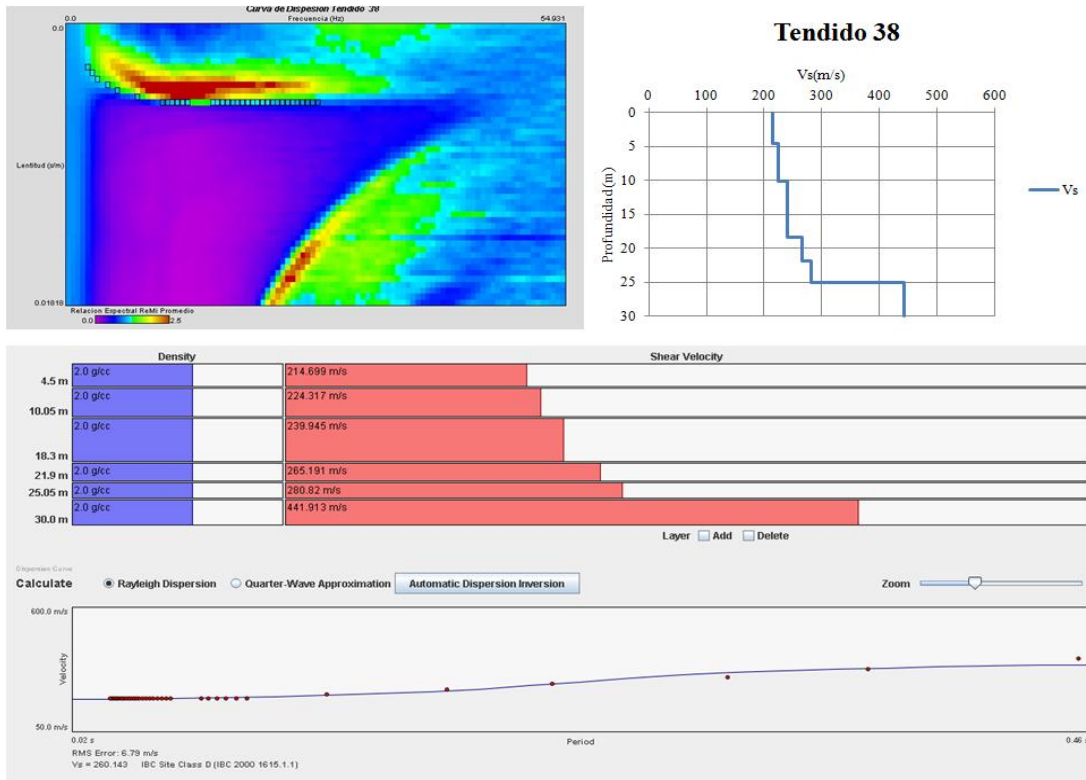
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 35

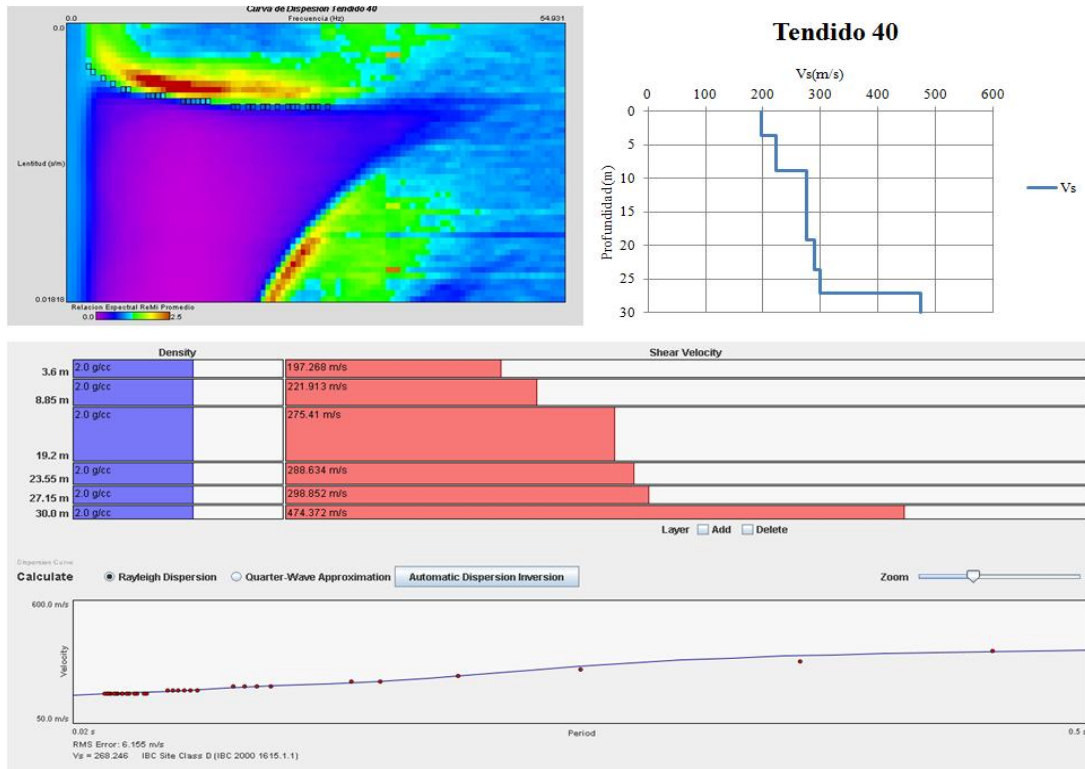


Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 36

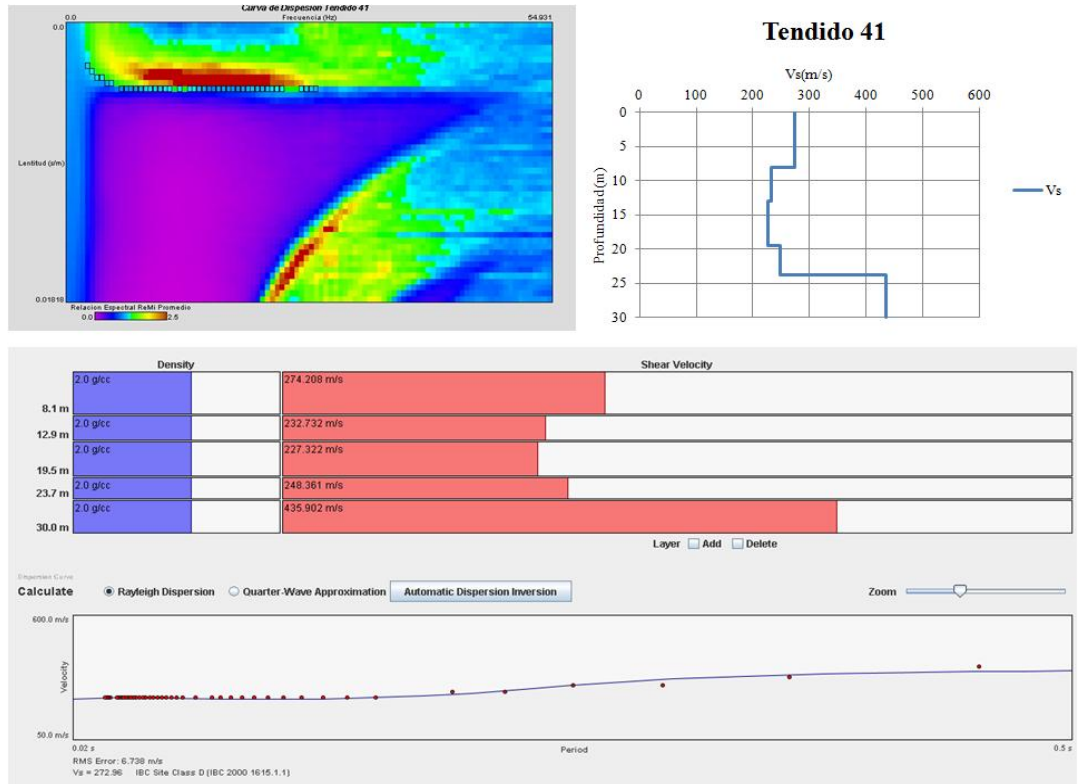


Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 37

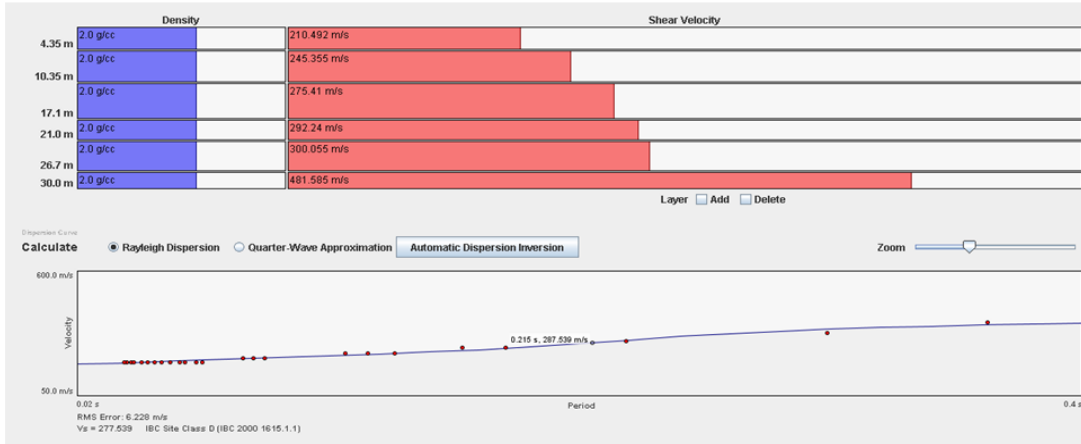
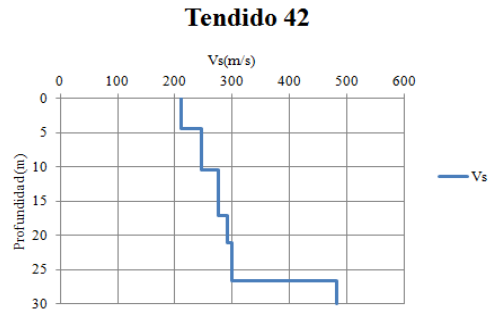
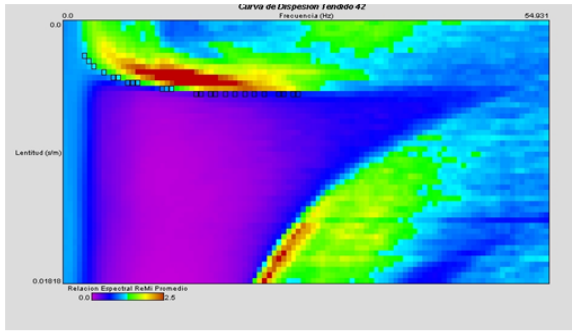




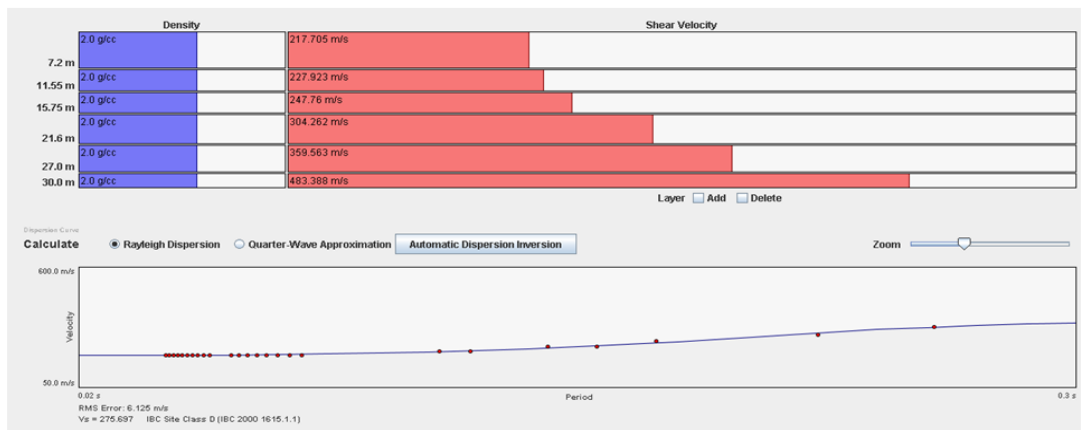
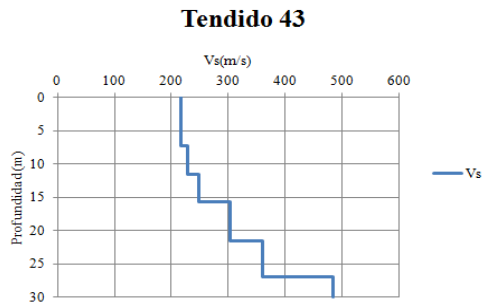
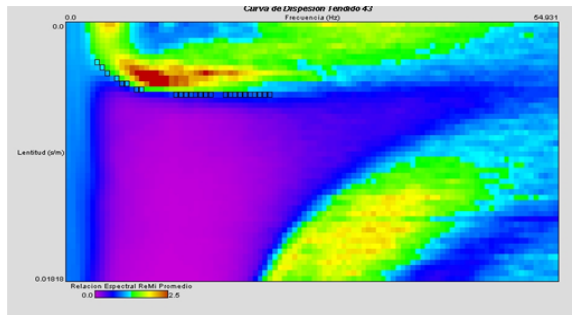
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 40



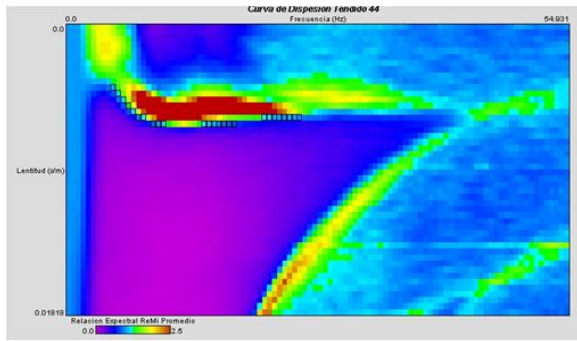
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 41



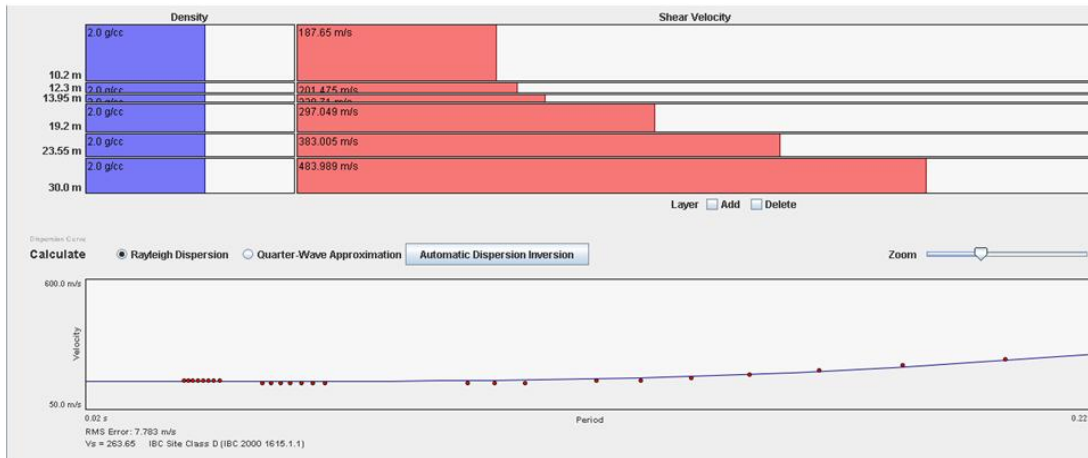
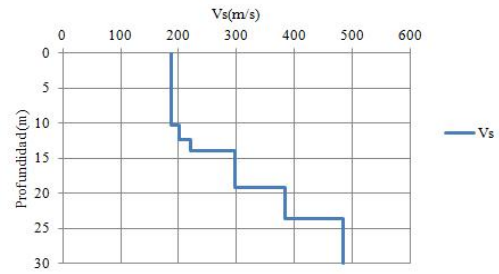
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 42



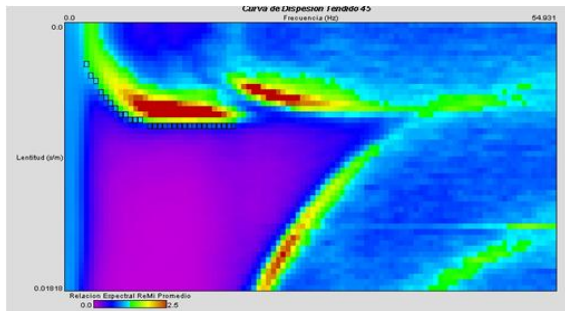
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 43



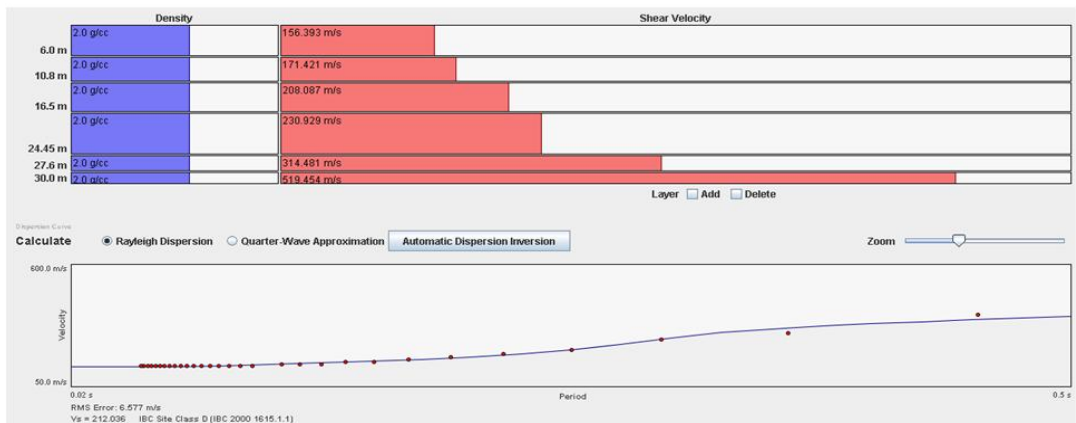
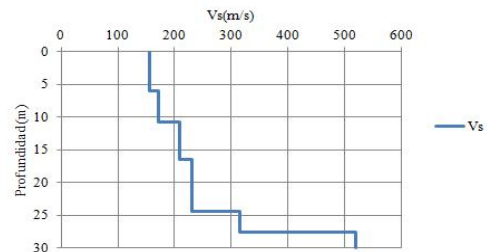
Tendido 44



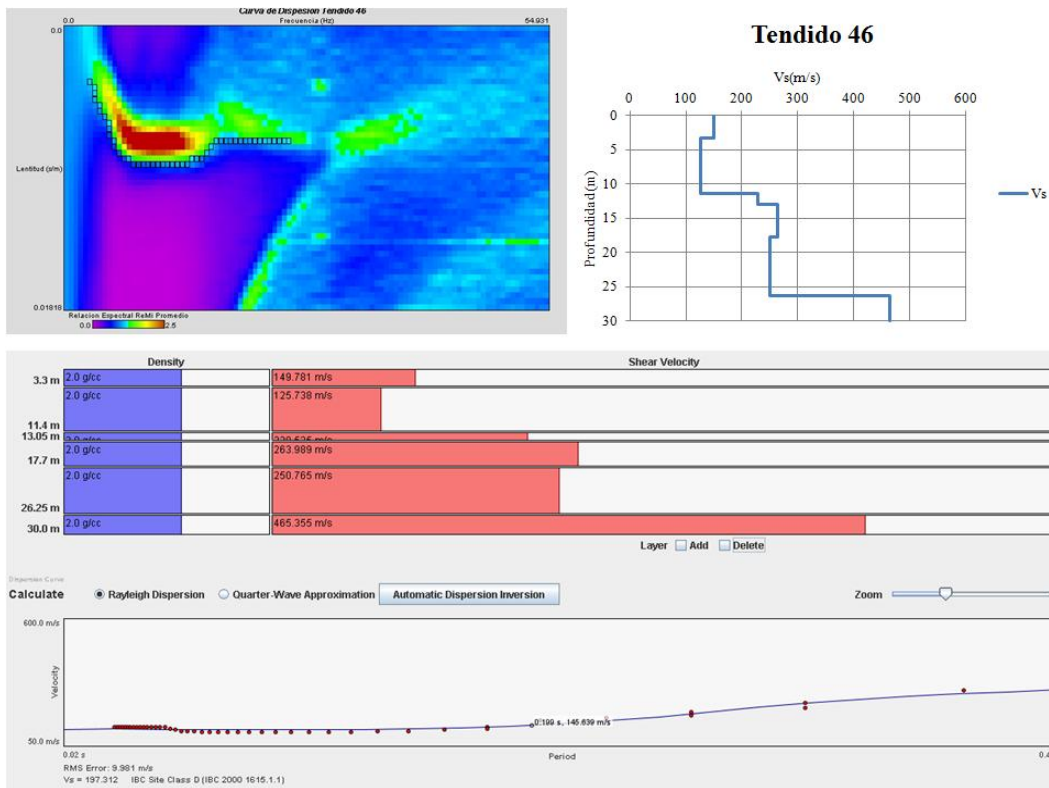
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 44



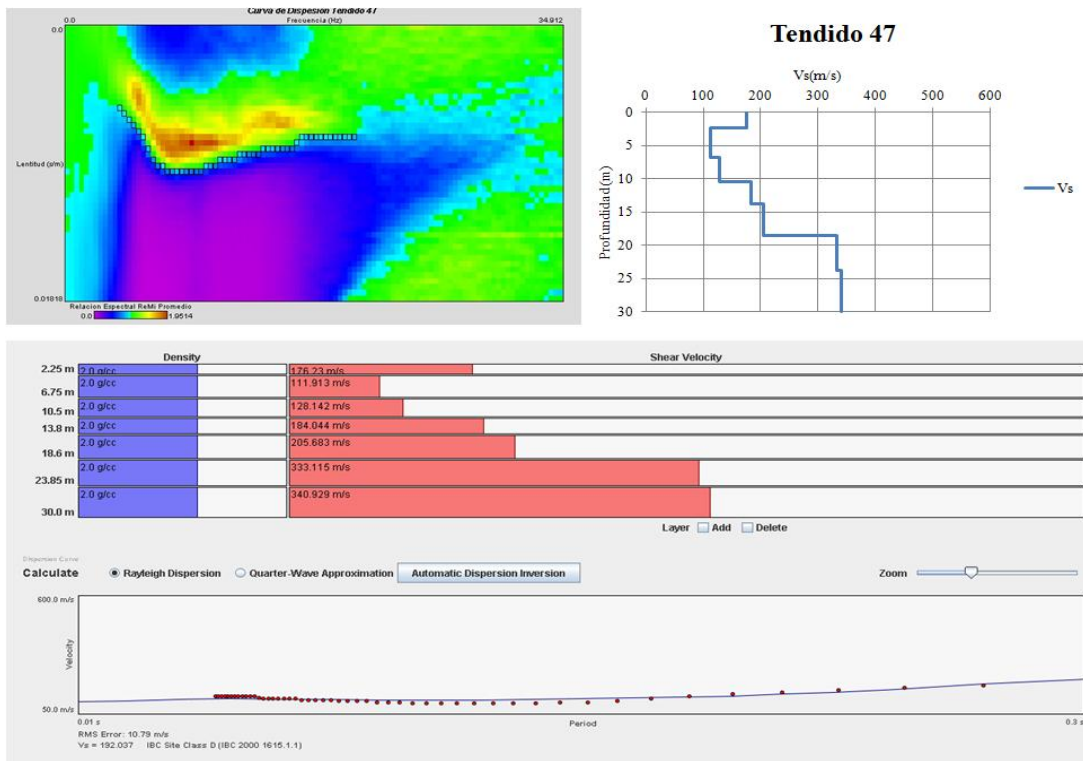
Tendido 45



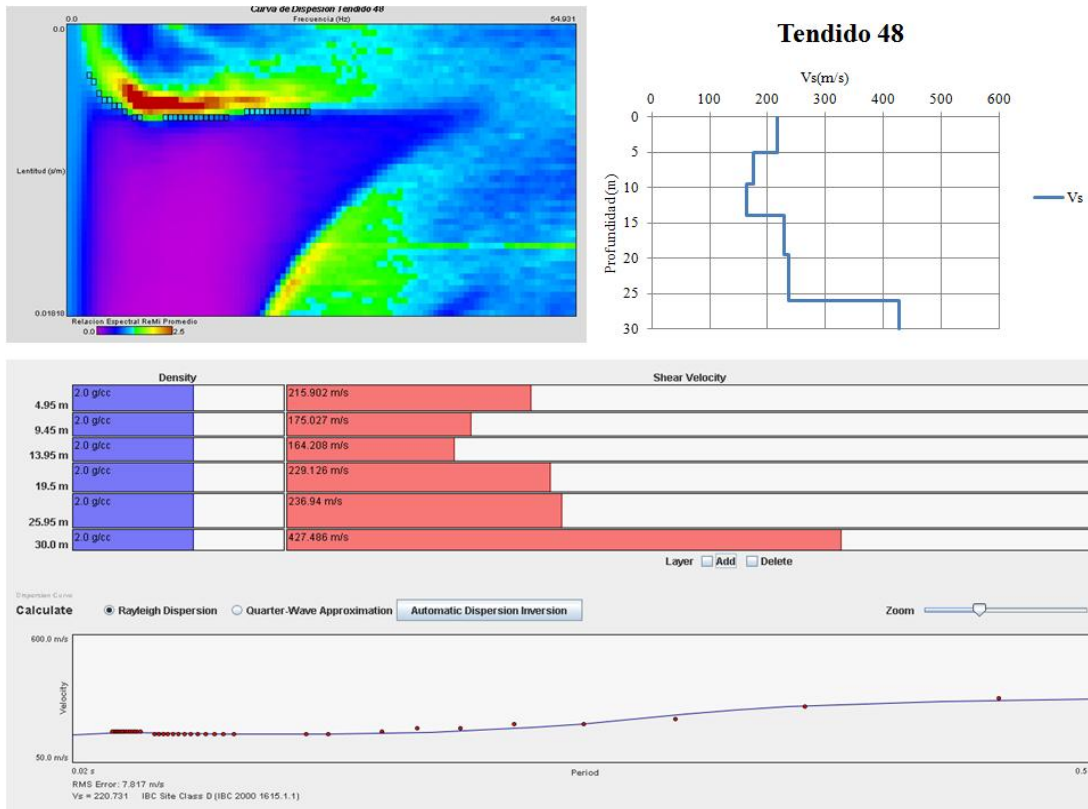
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 45



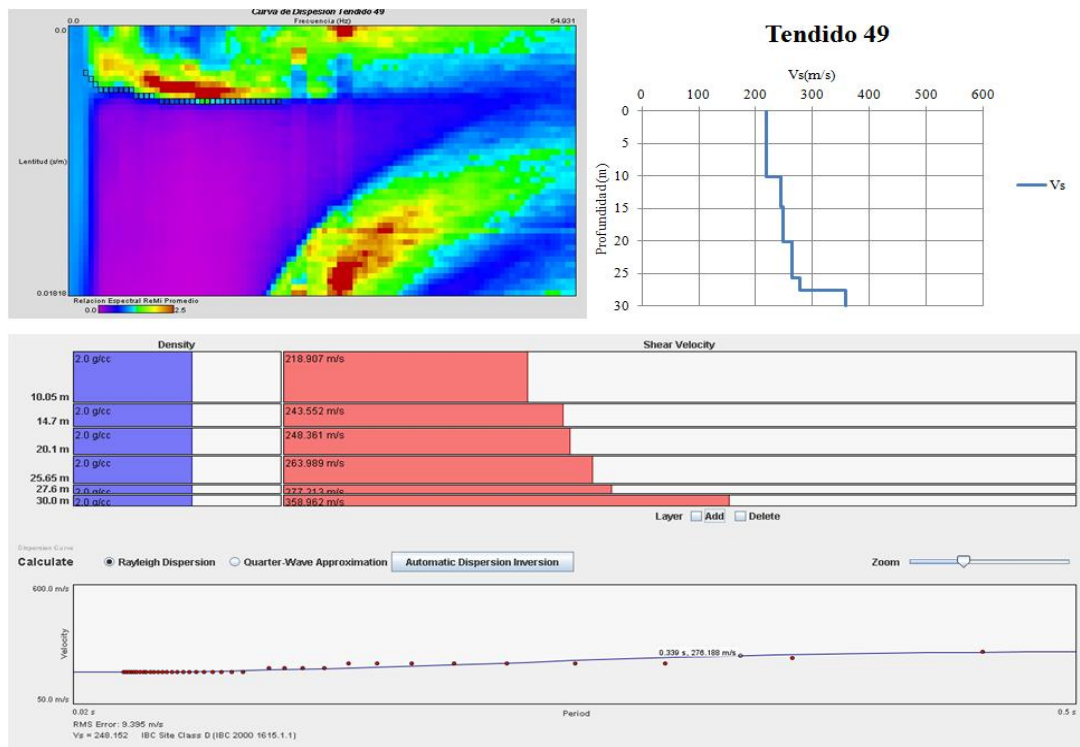
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 46



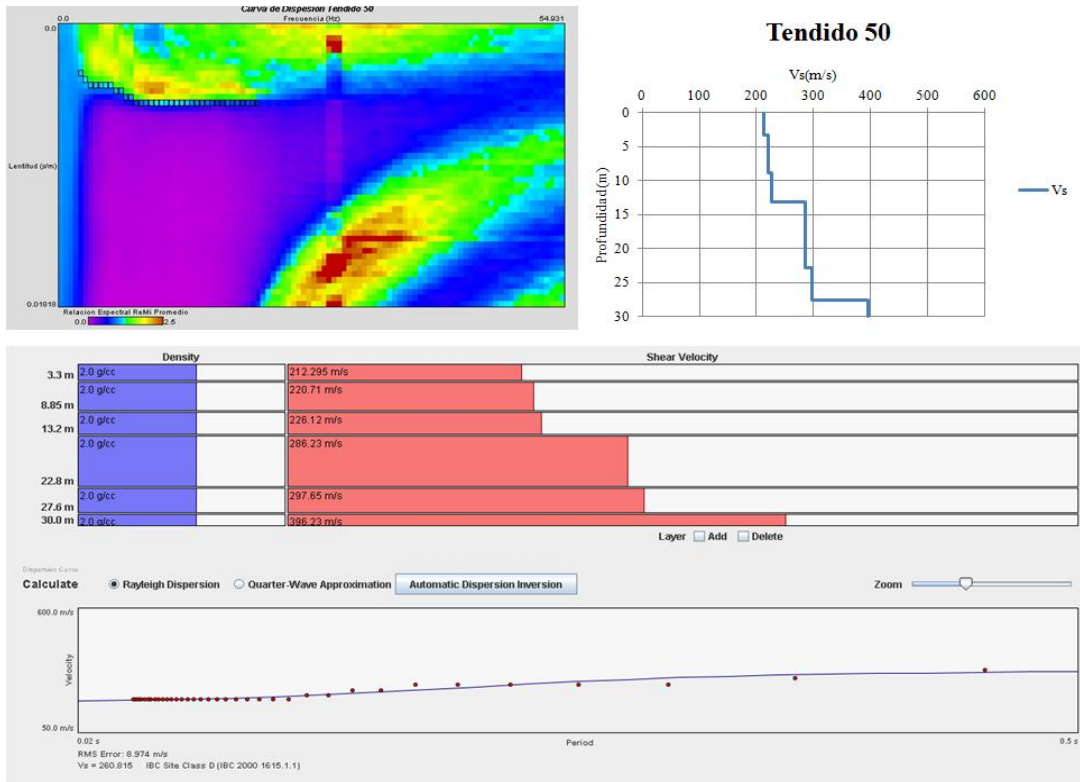
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 47



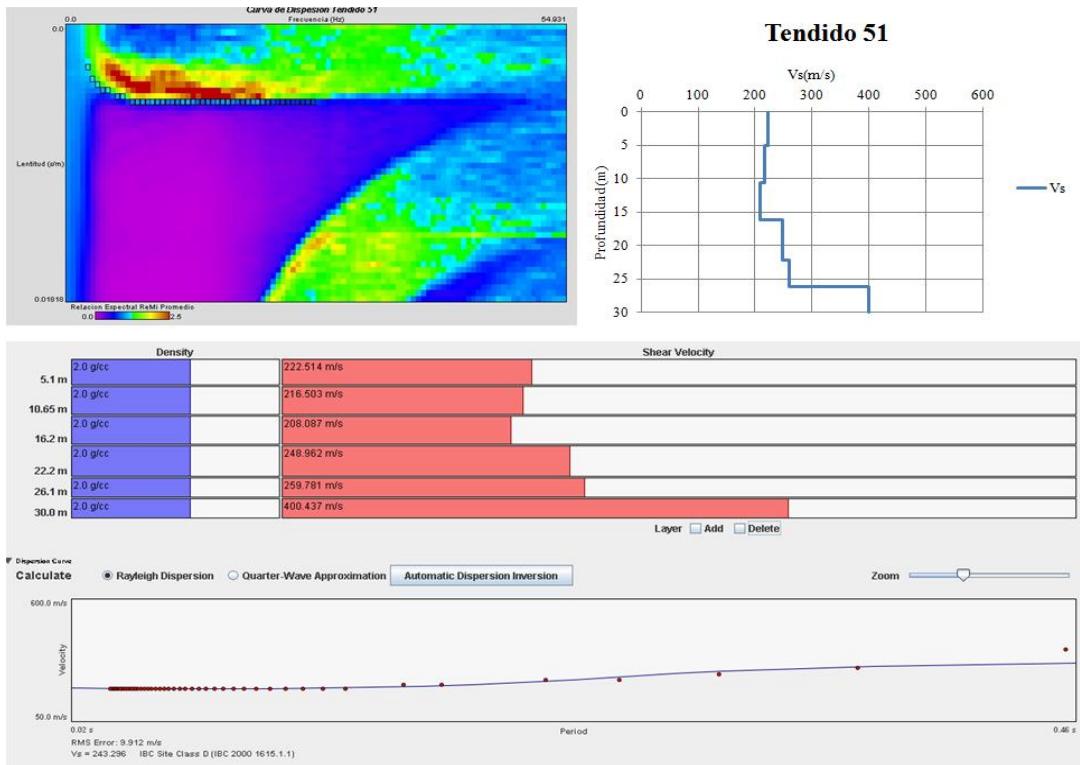
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 48



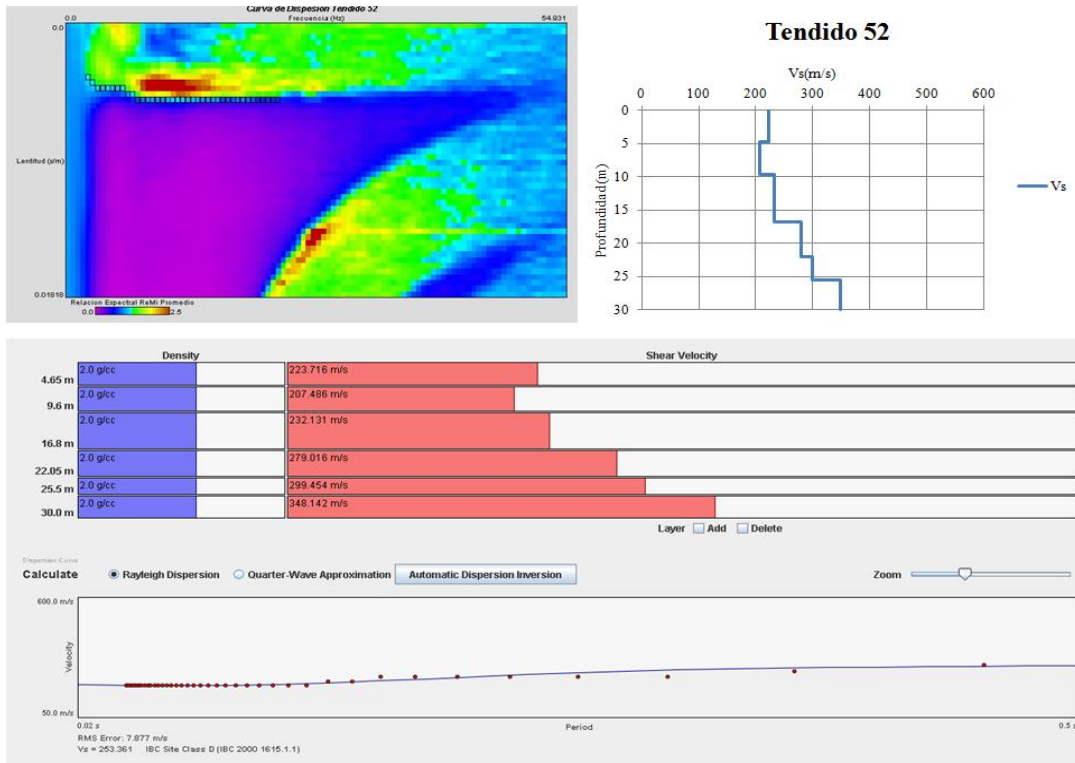
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 49



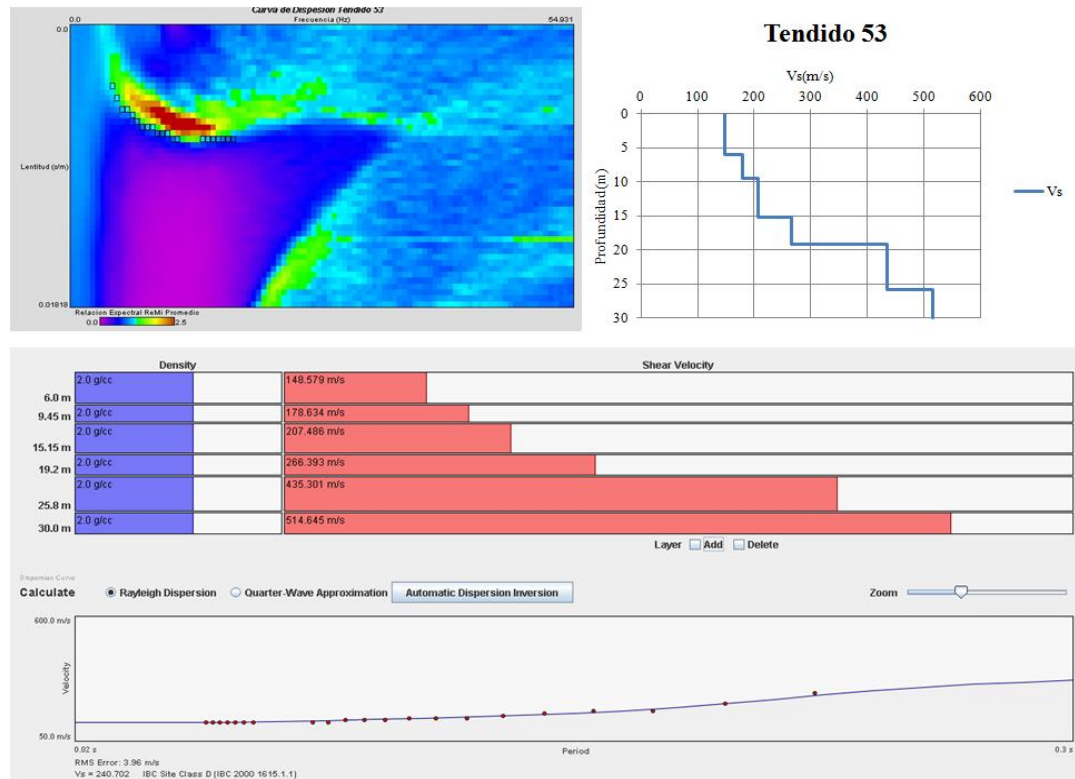
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 50



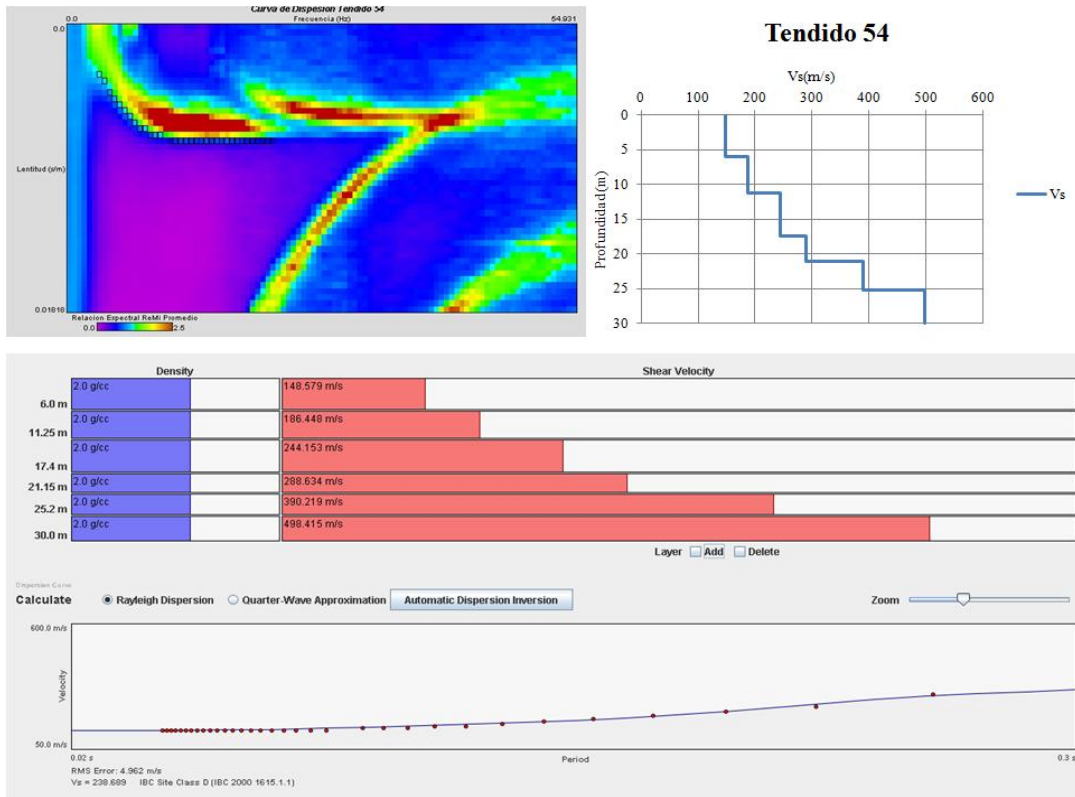
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 51



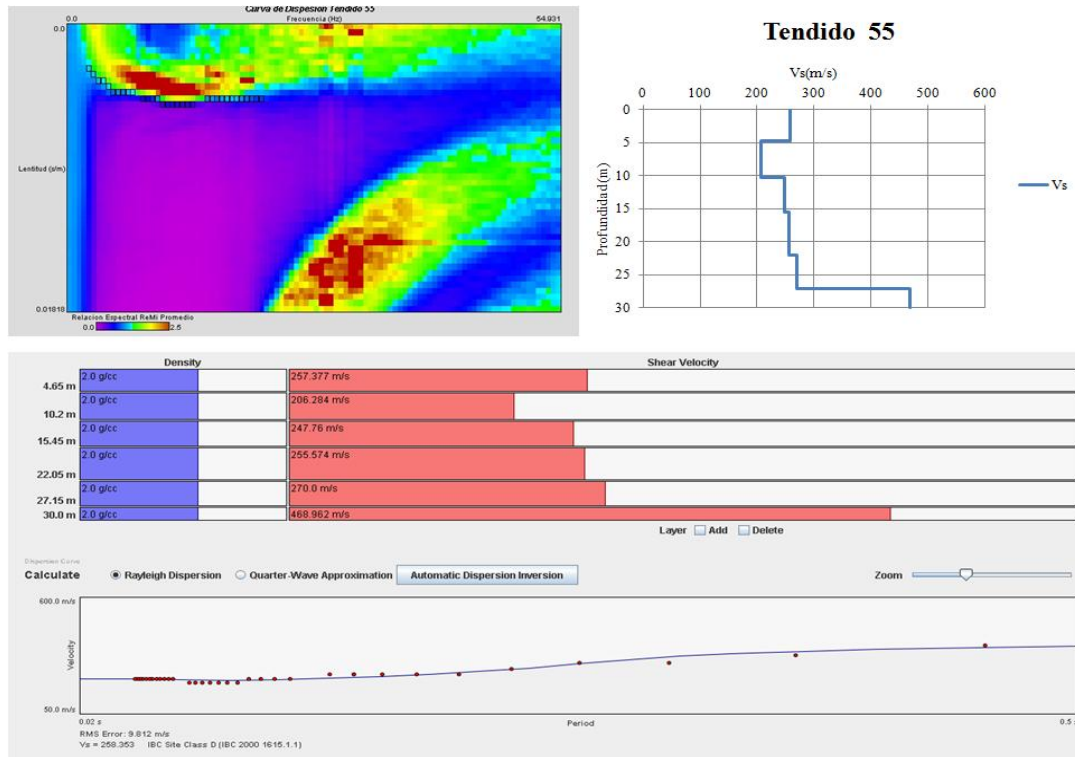
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 52



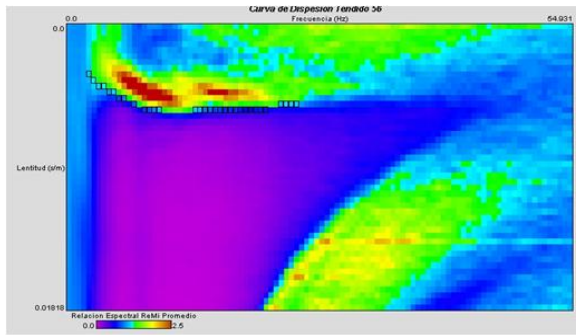
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 53



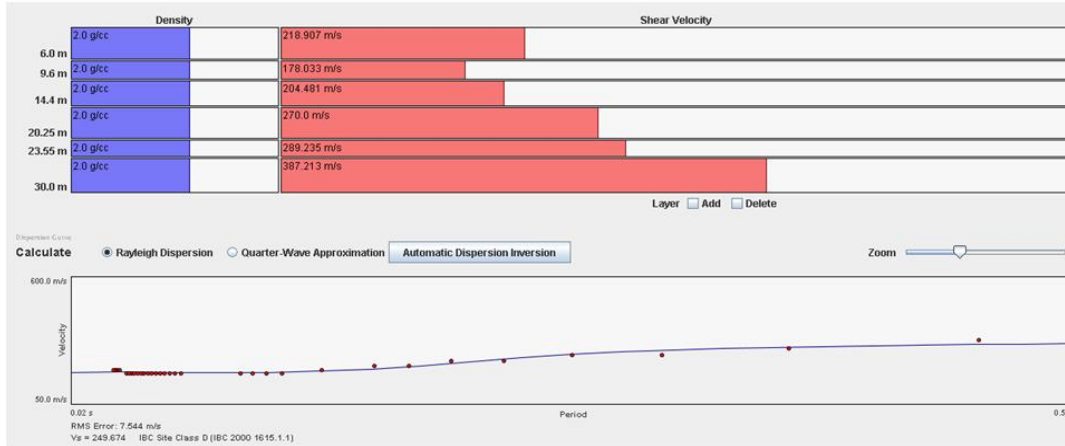
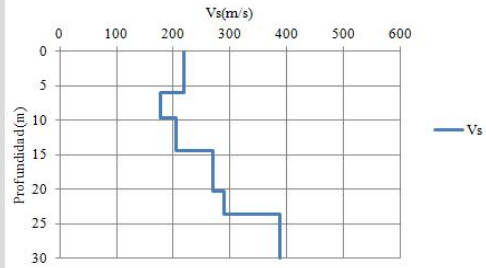
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 54



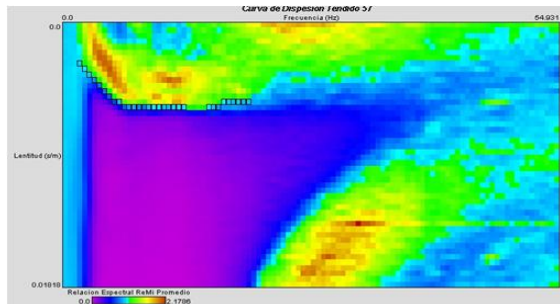
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 55



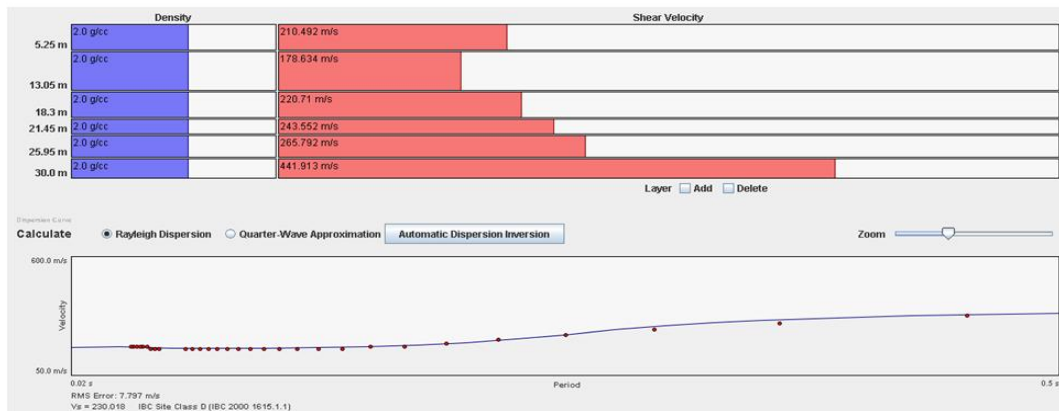
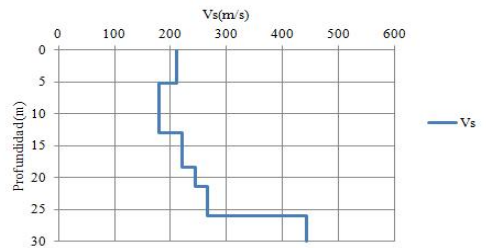
Tendido 56



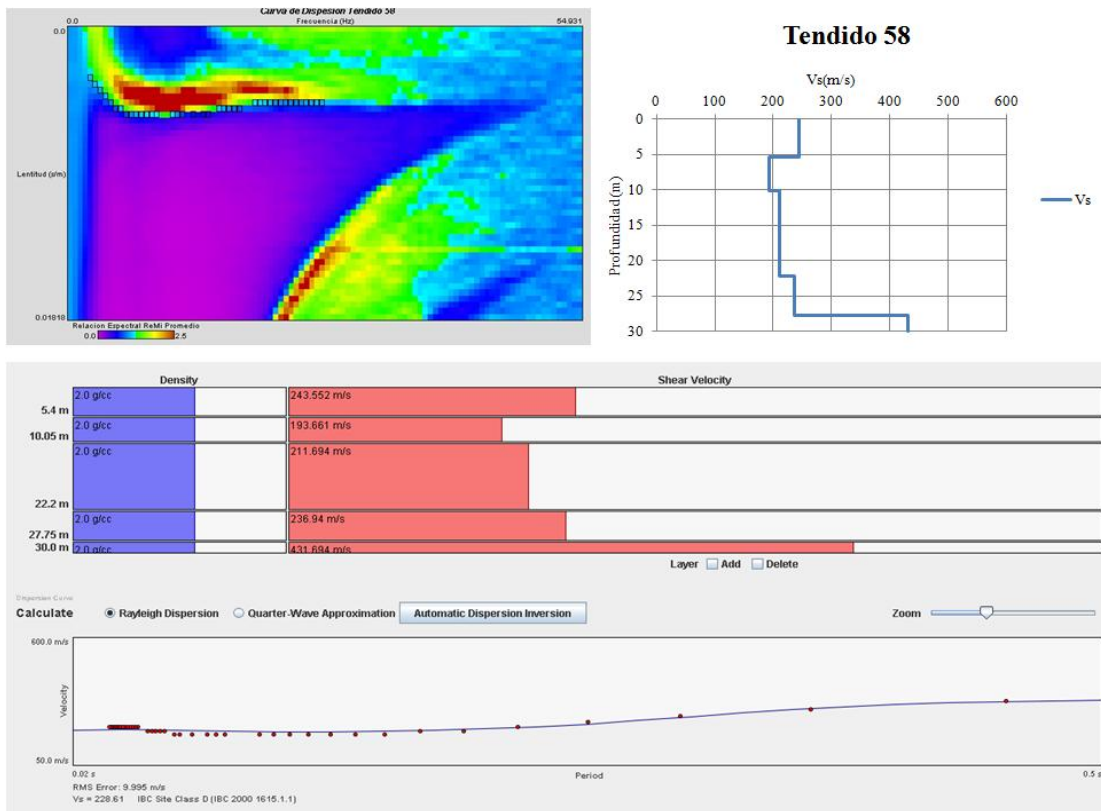
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 56



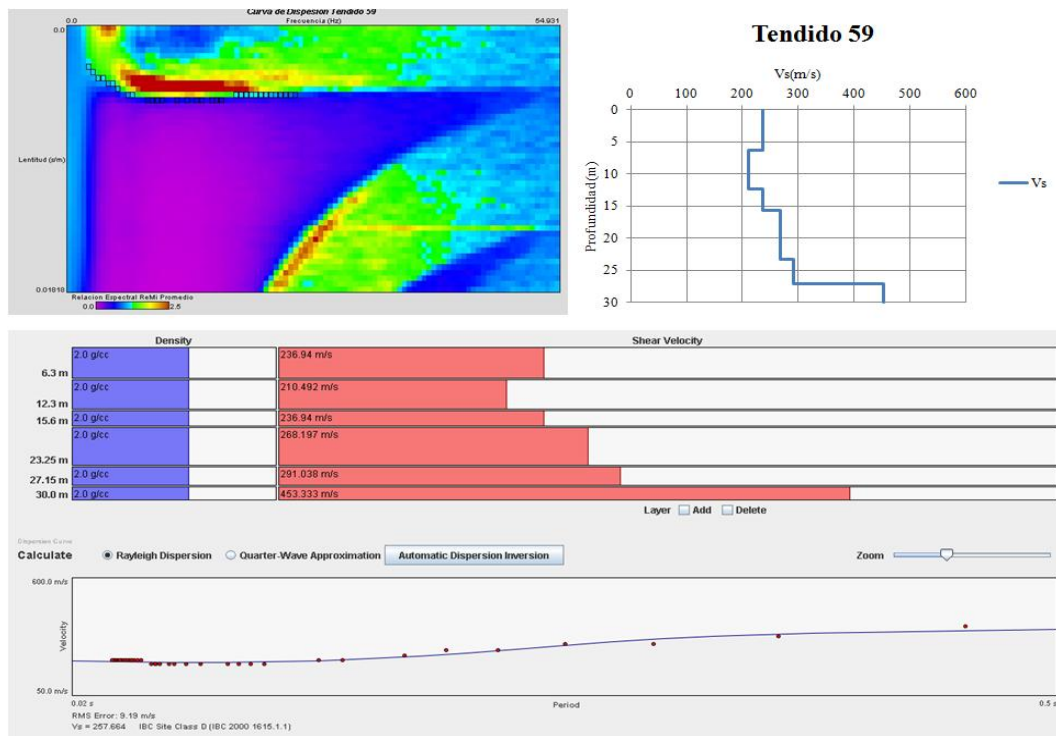
Tendido 57



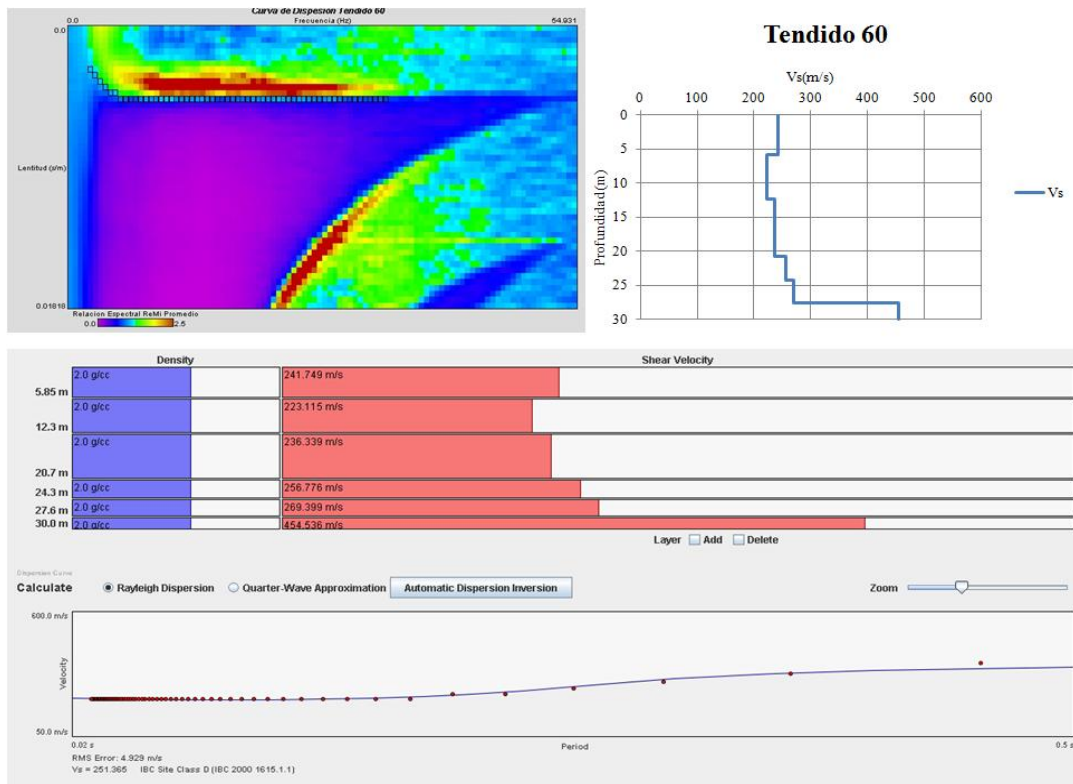
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 57



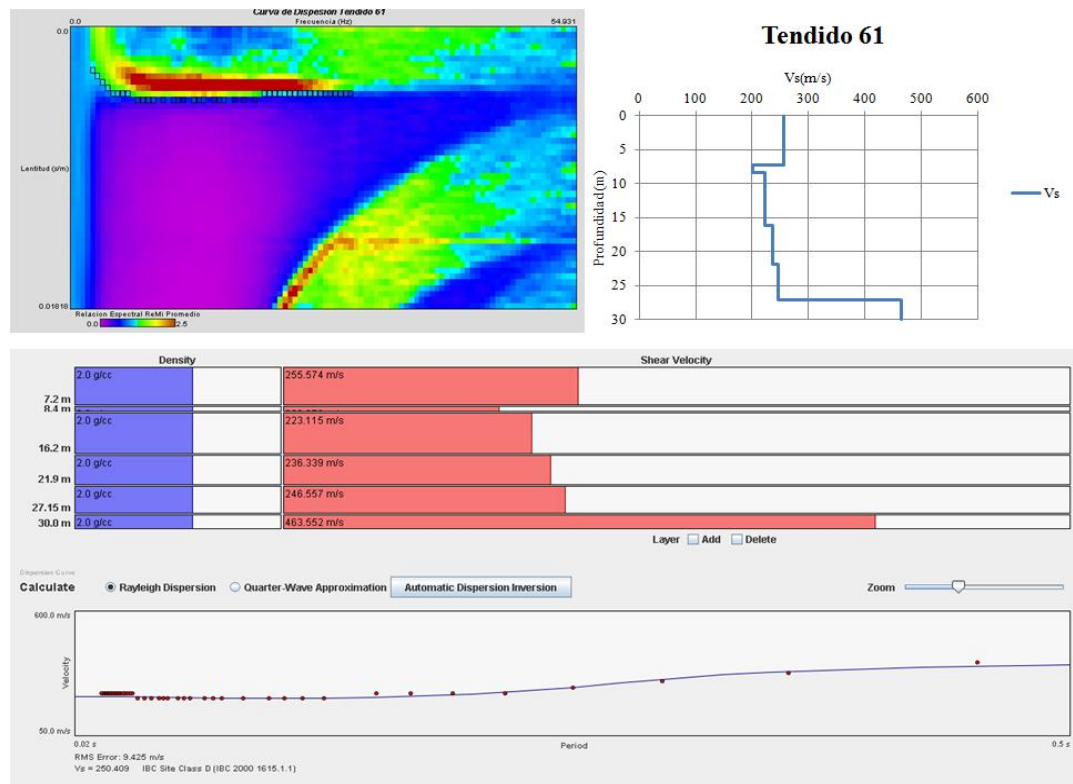
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 58



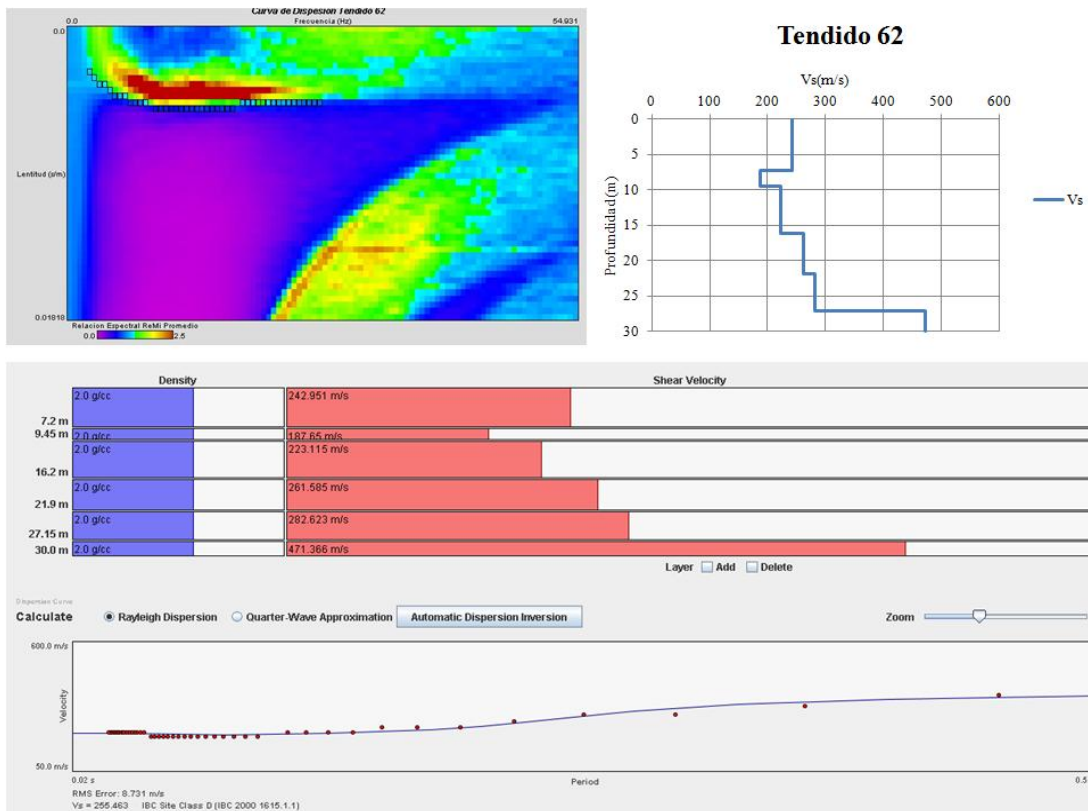
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 59



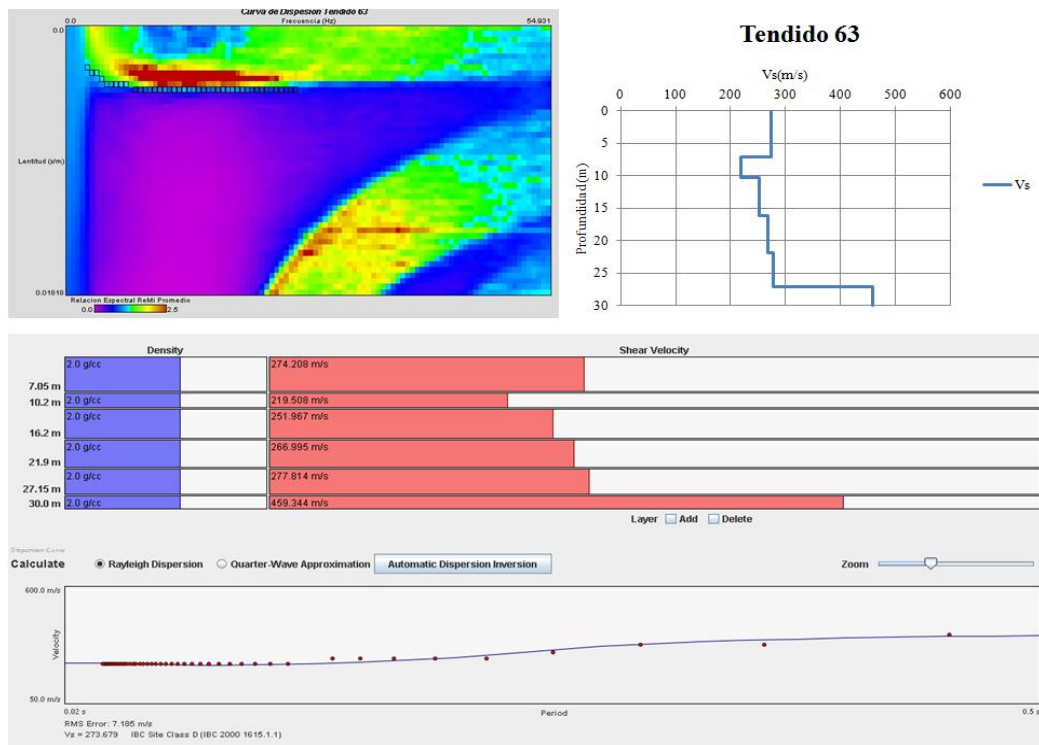
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 60



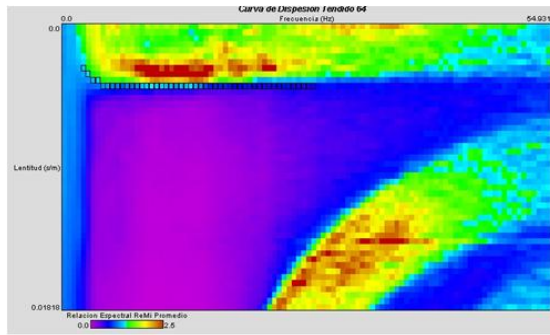
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 61



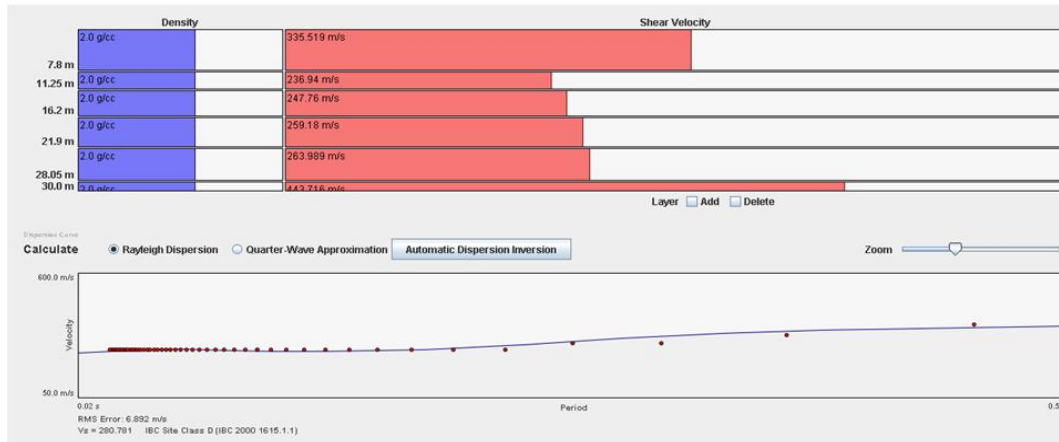
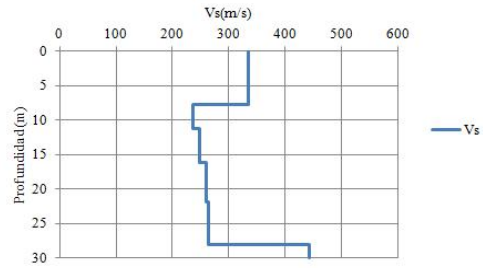
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 62



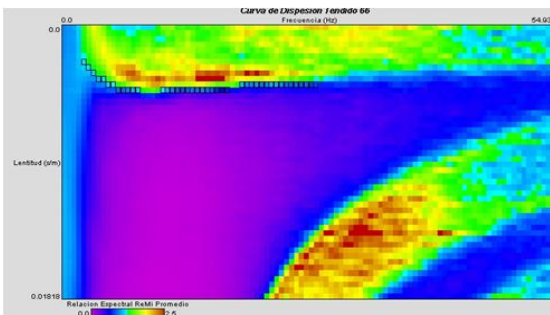
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 63



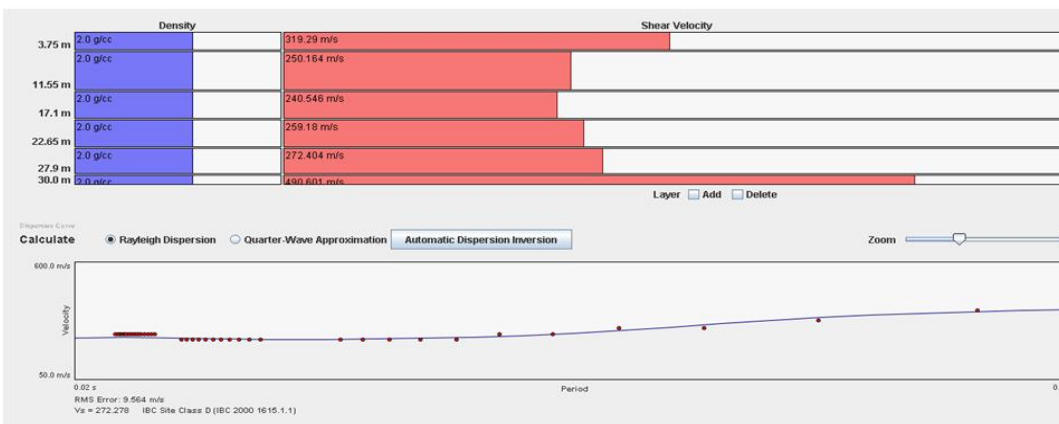
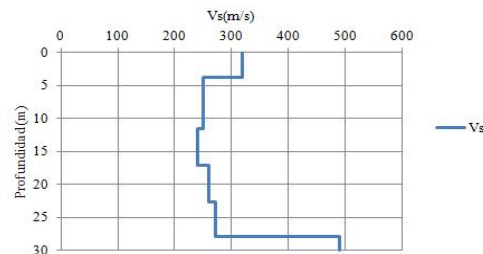
Tendido 64



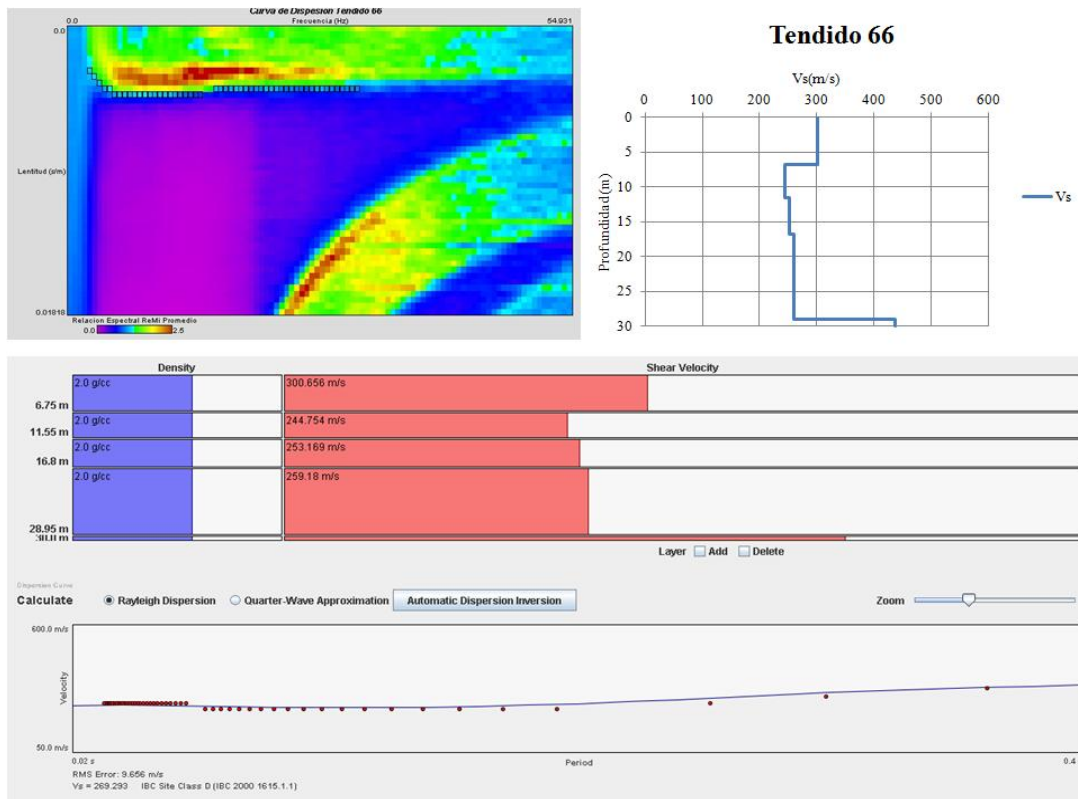
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 64



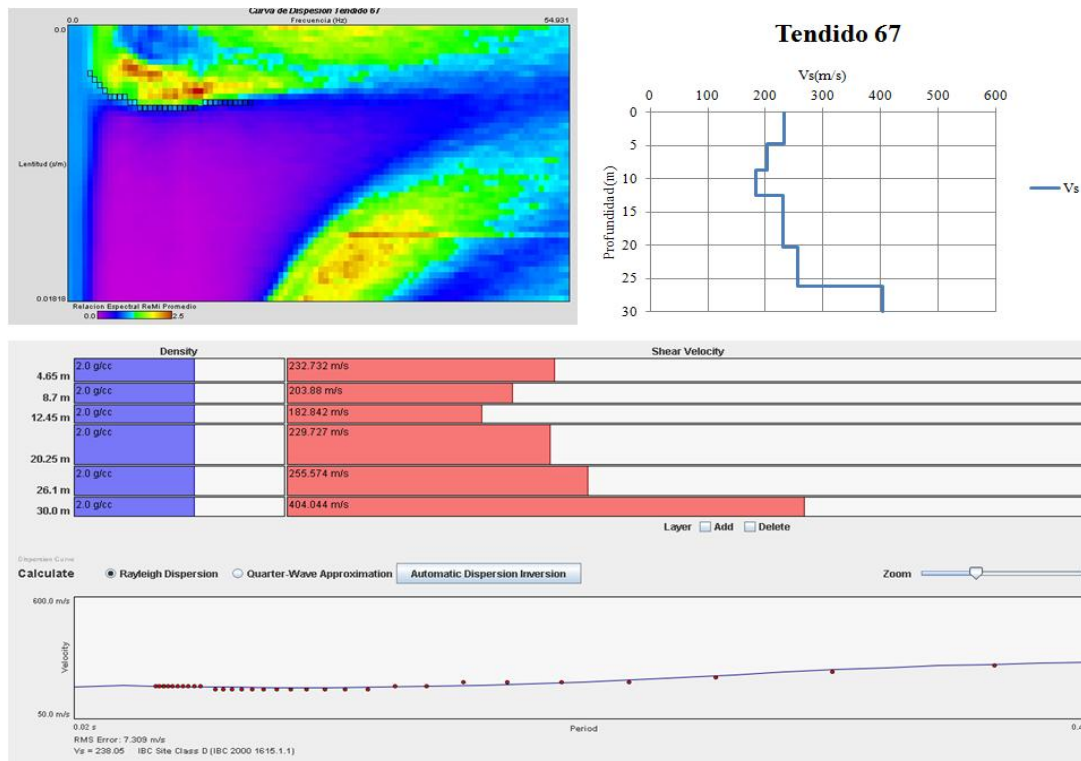
Tendido 65



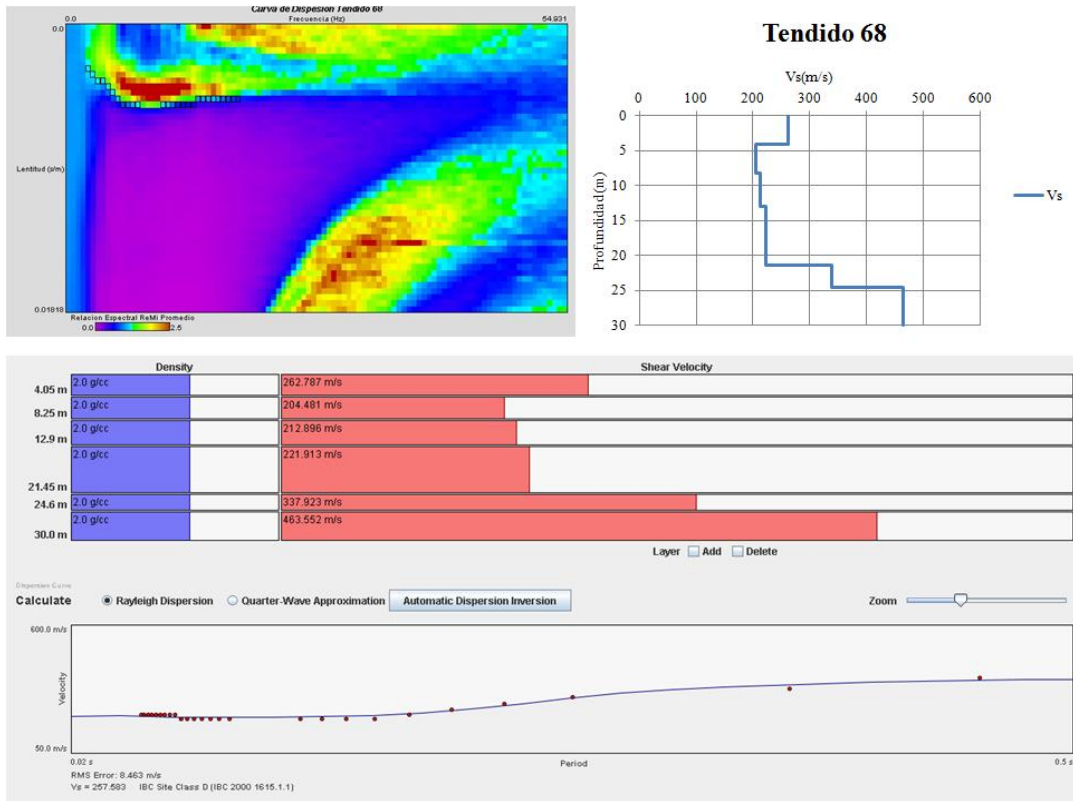
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 65



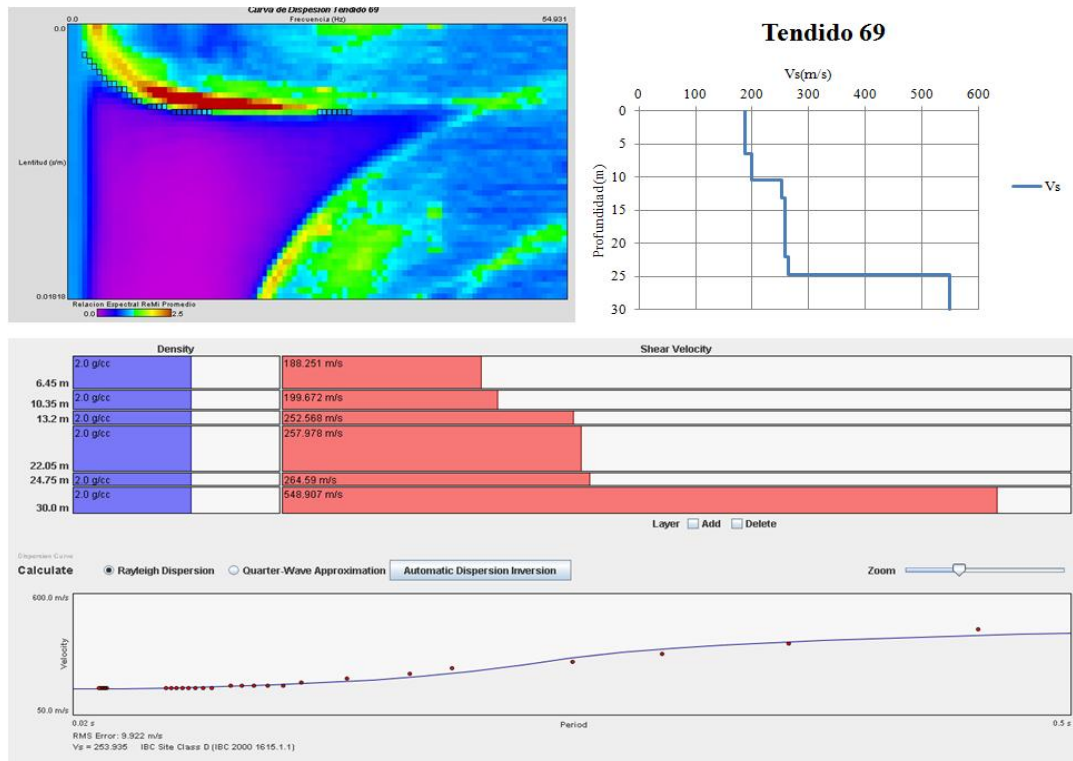
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 66



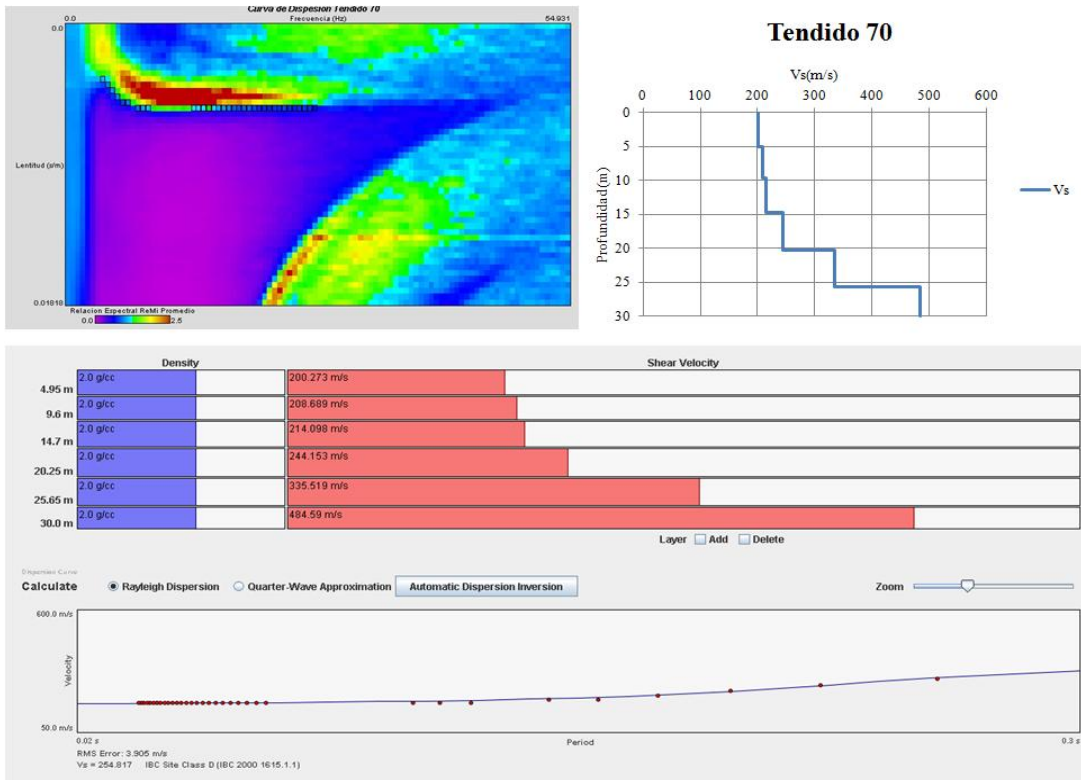
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 67



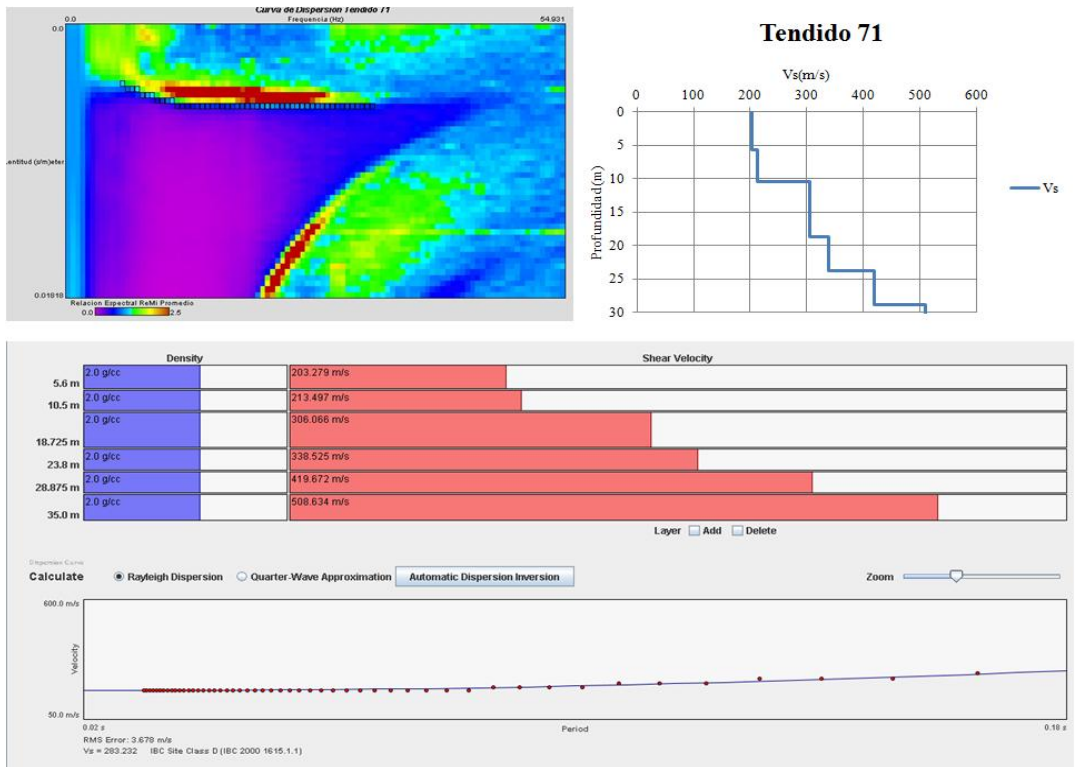
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 68



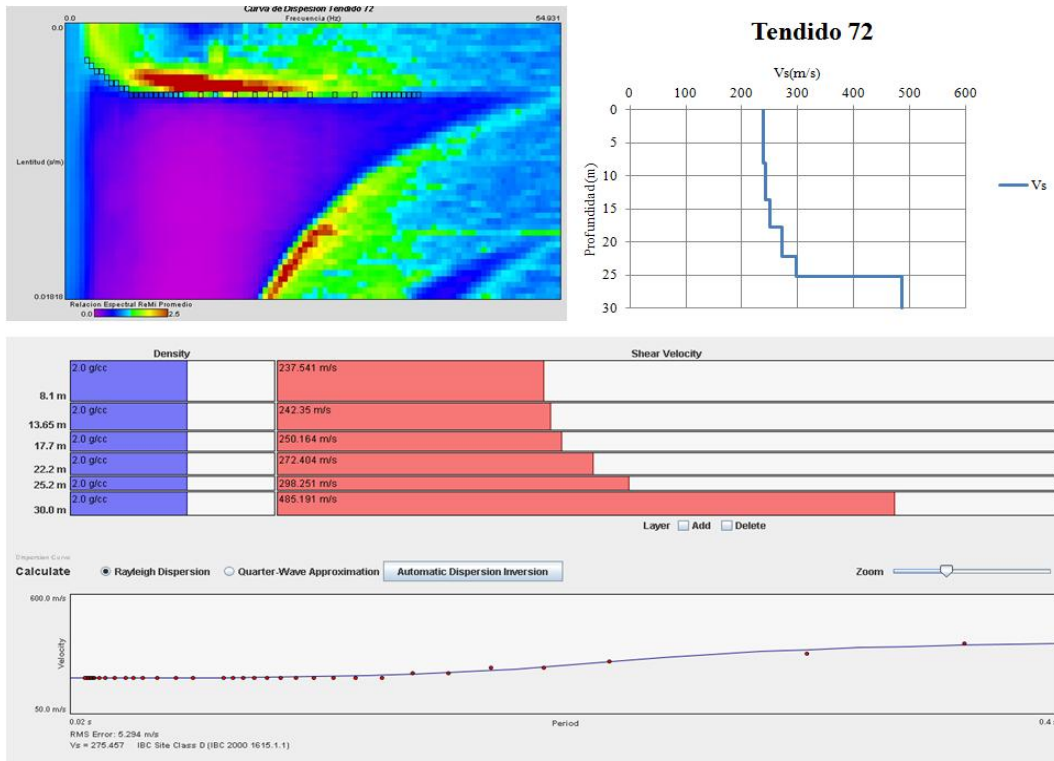
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 69



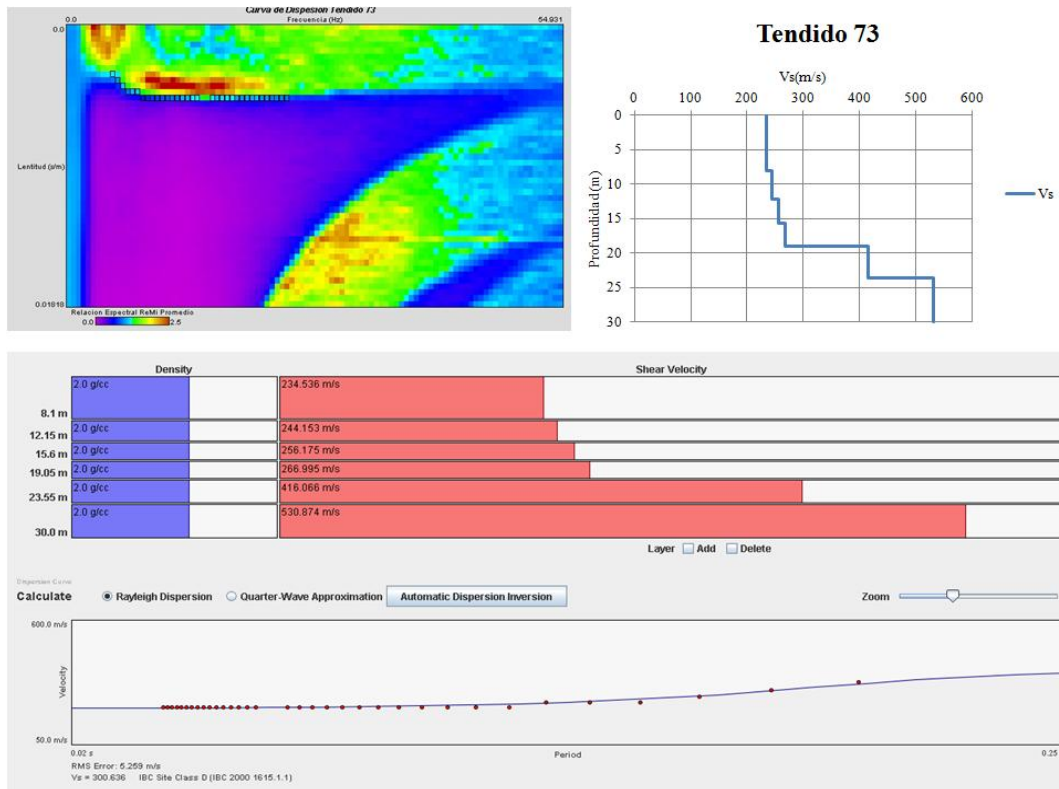
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 70



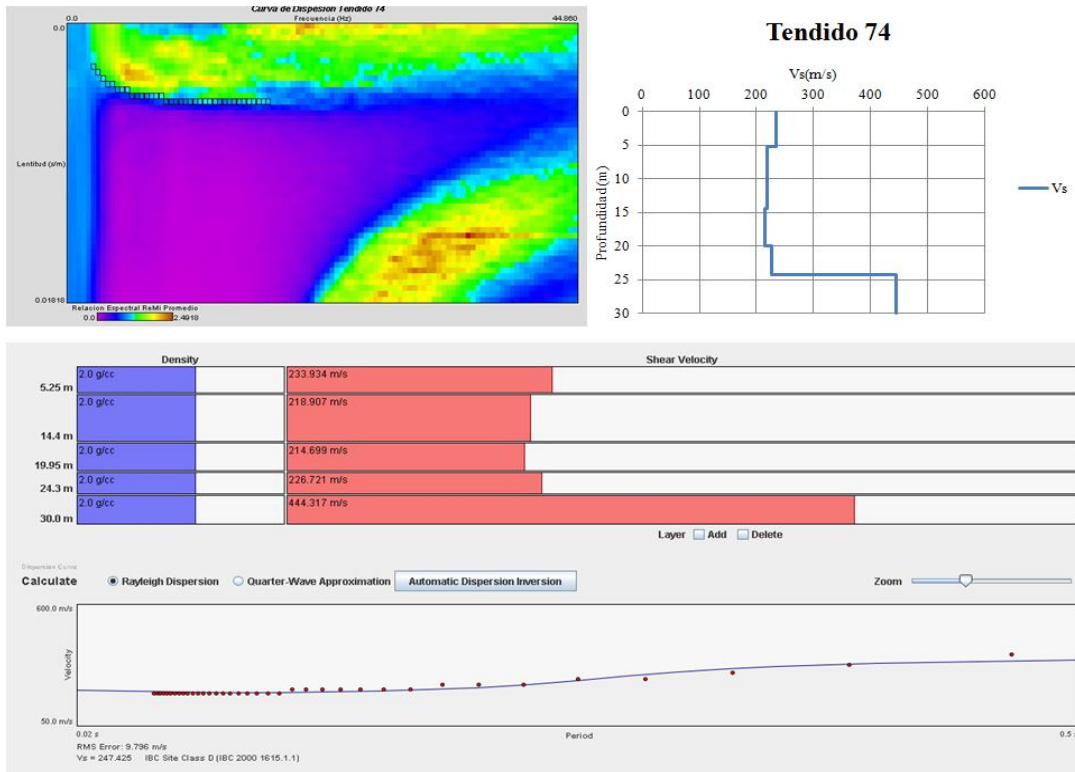
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 71



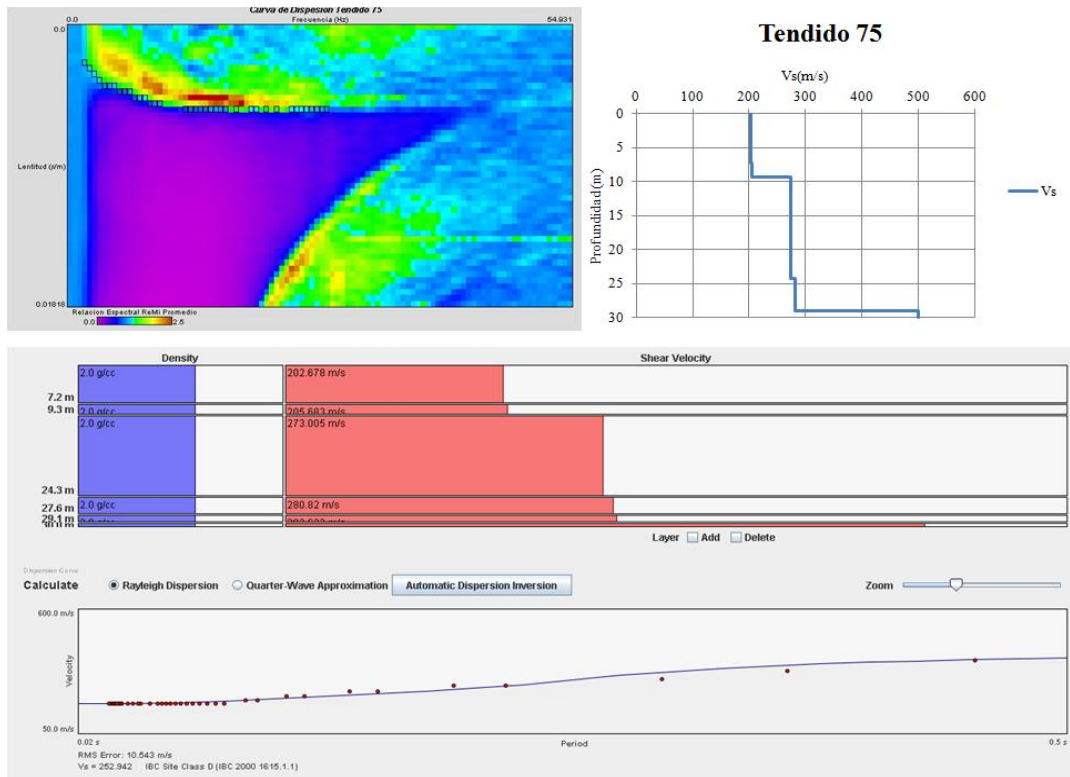
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 72



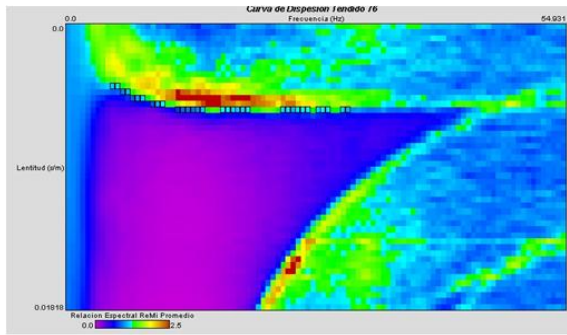
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 73



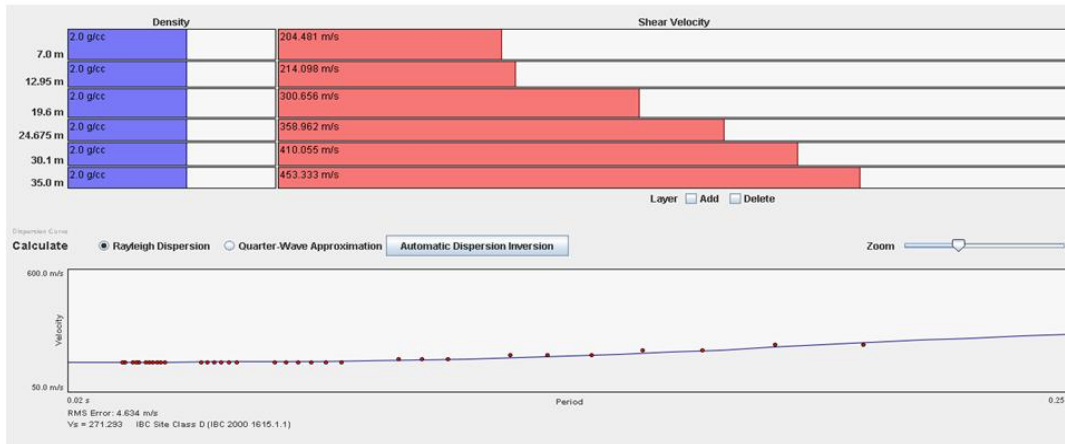
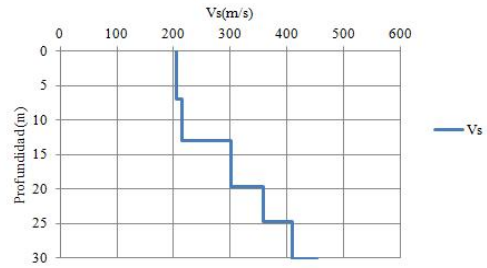
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 74



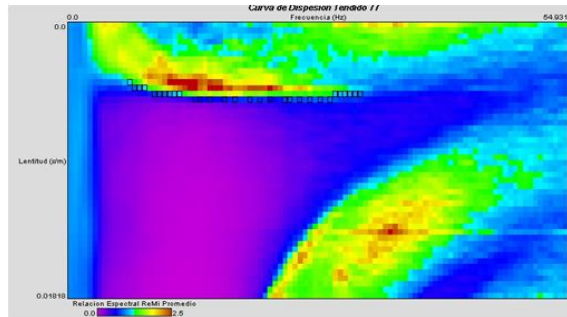
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 75



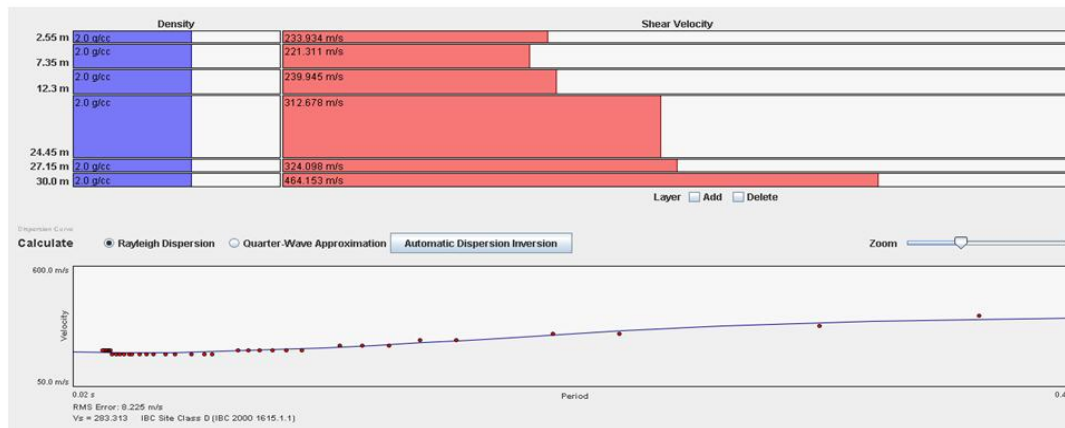
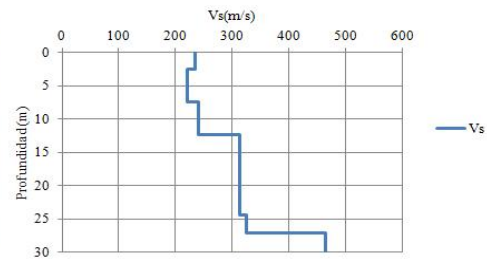
Tendido 76



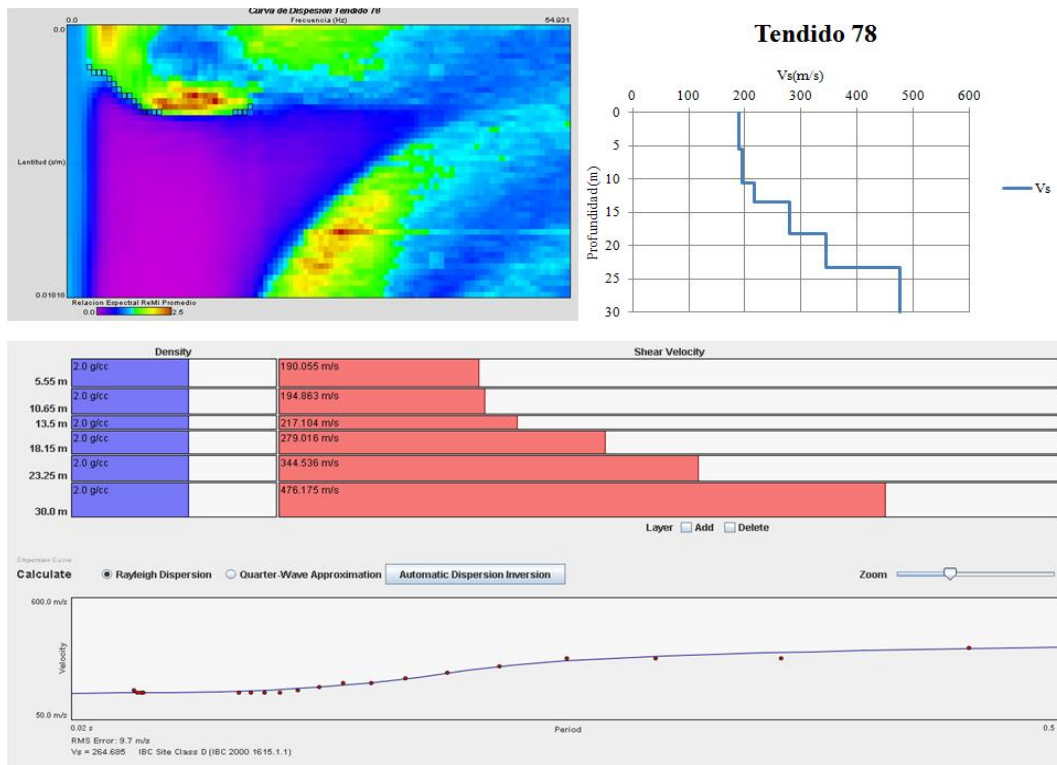
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 76



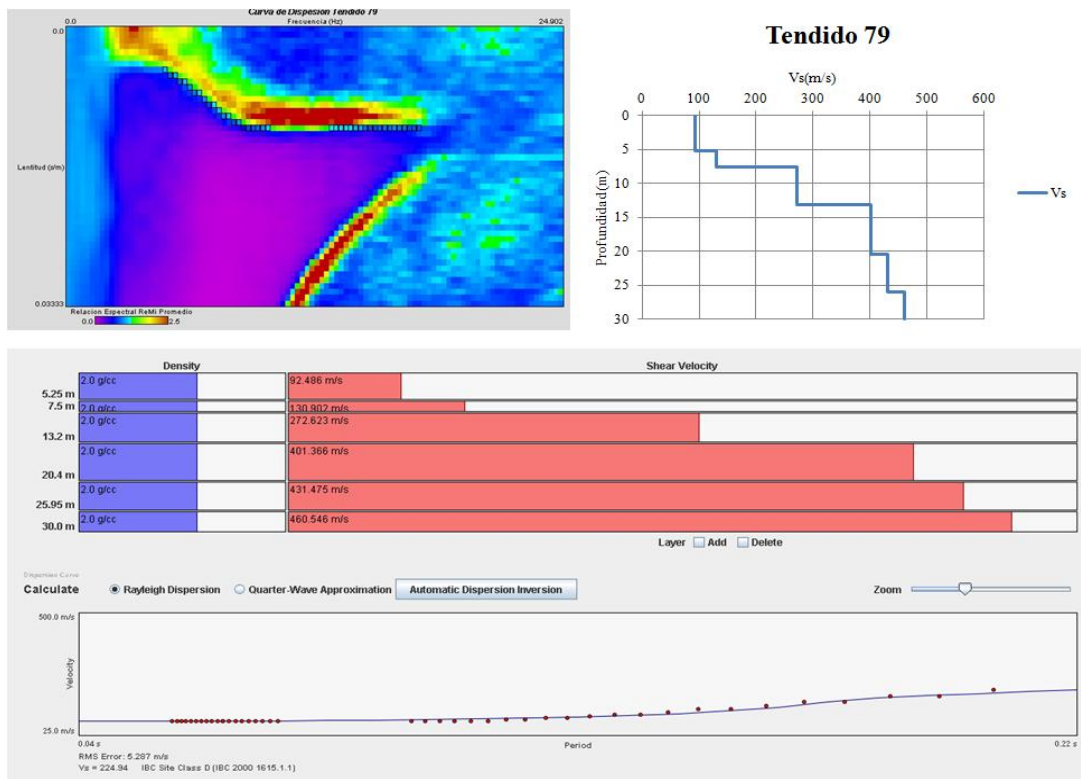
Tendido 77



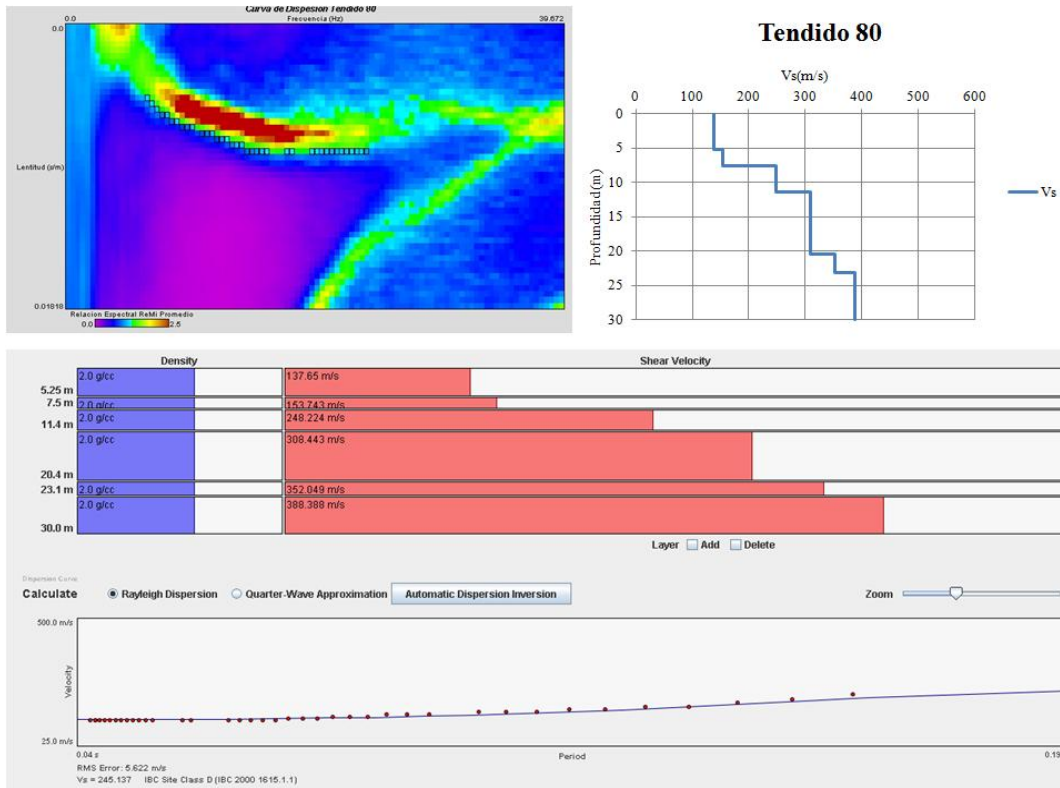
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 77



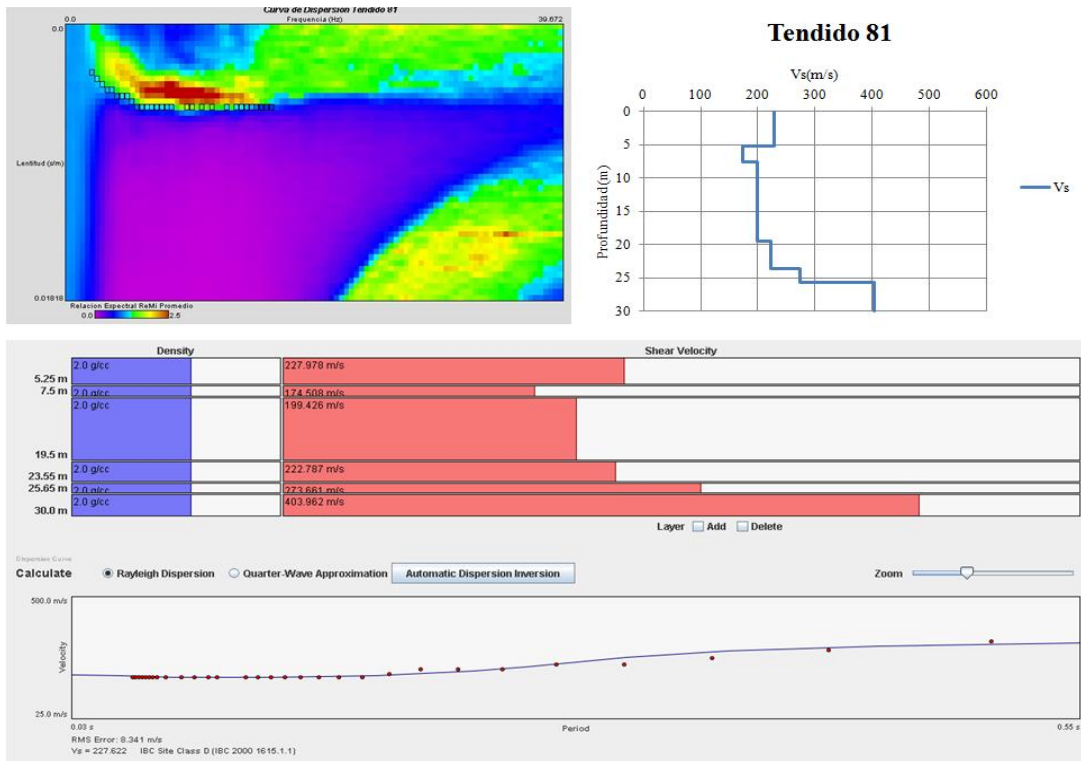
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 78



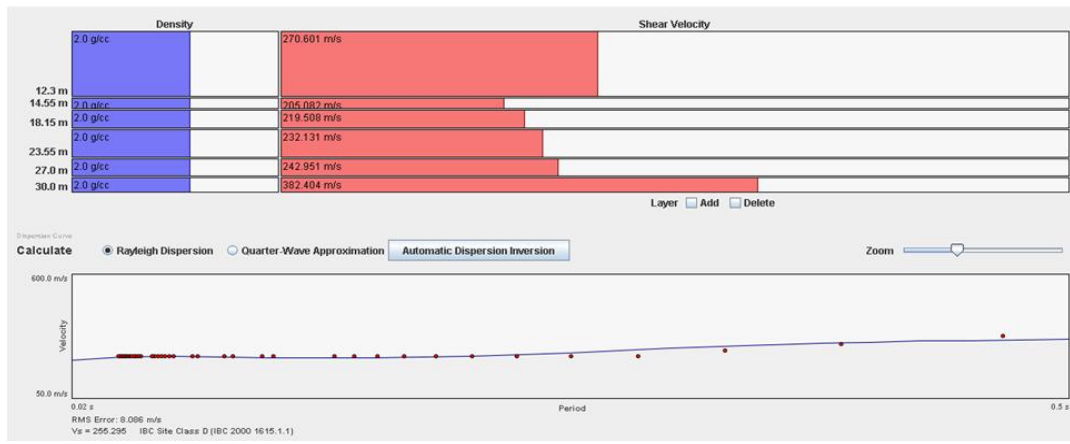
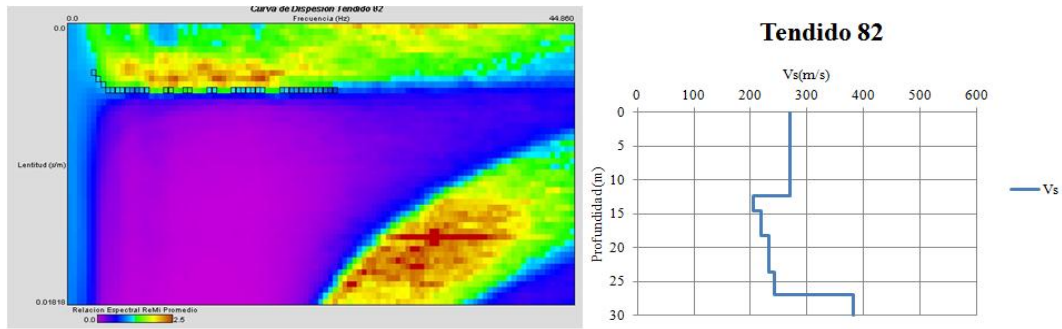
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 79



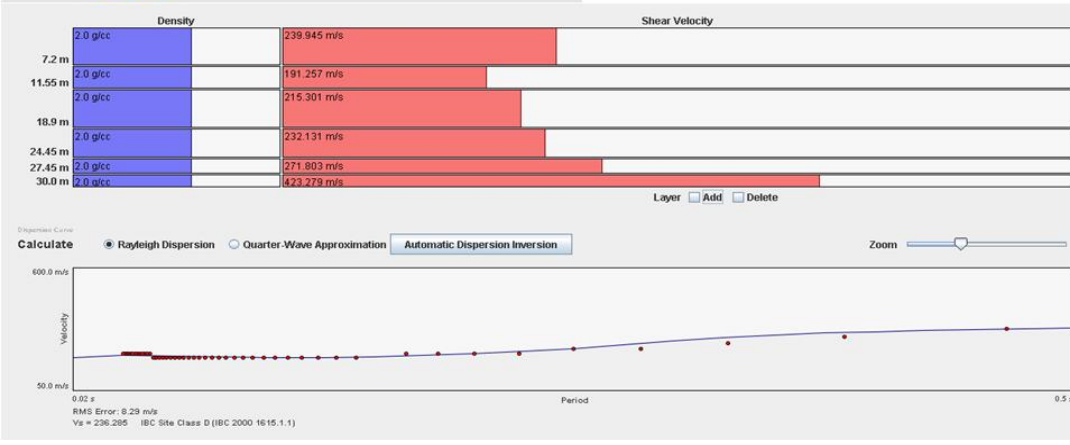
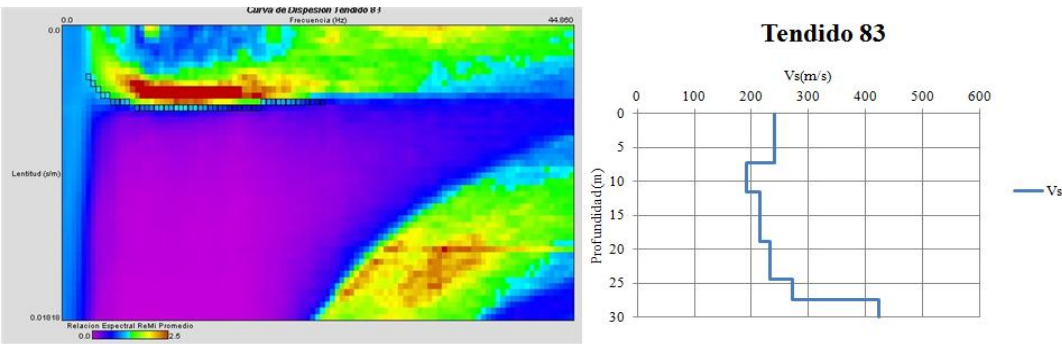
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 80



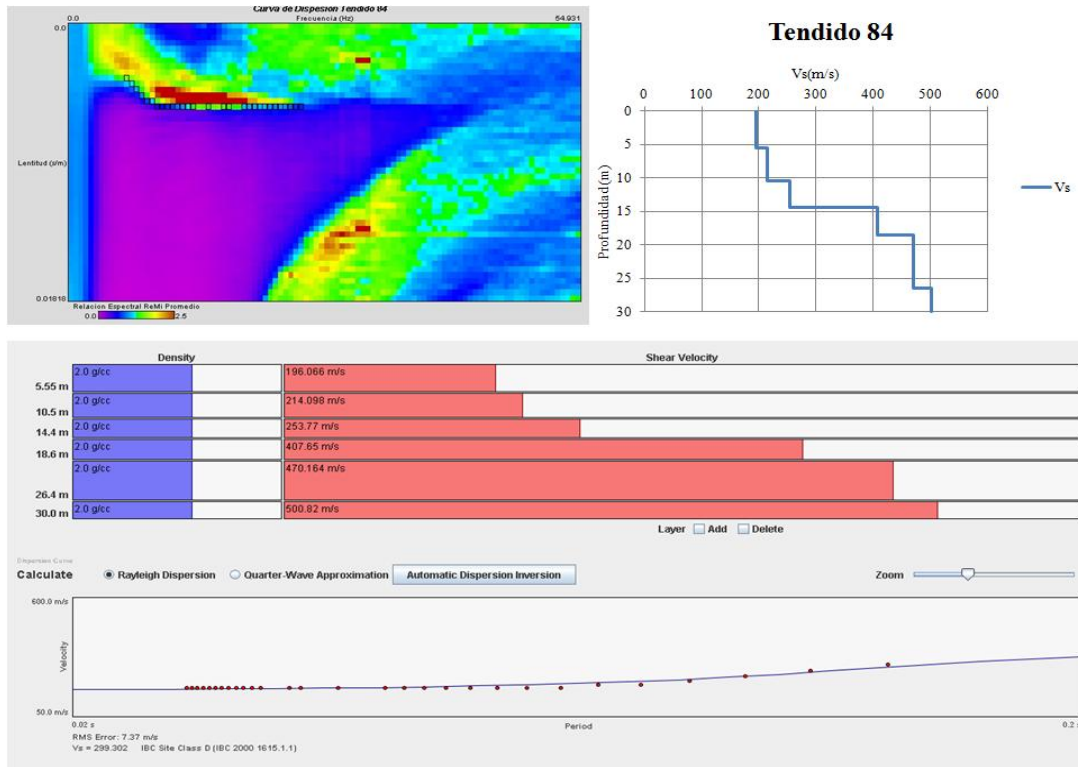
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 81



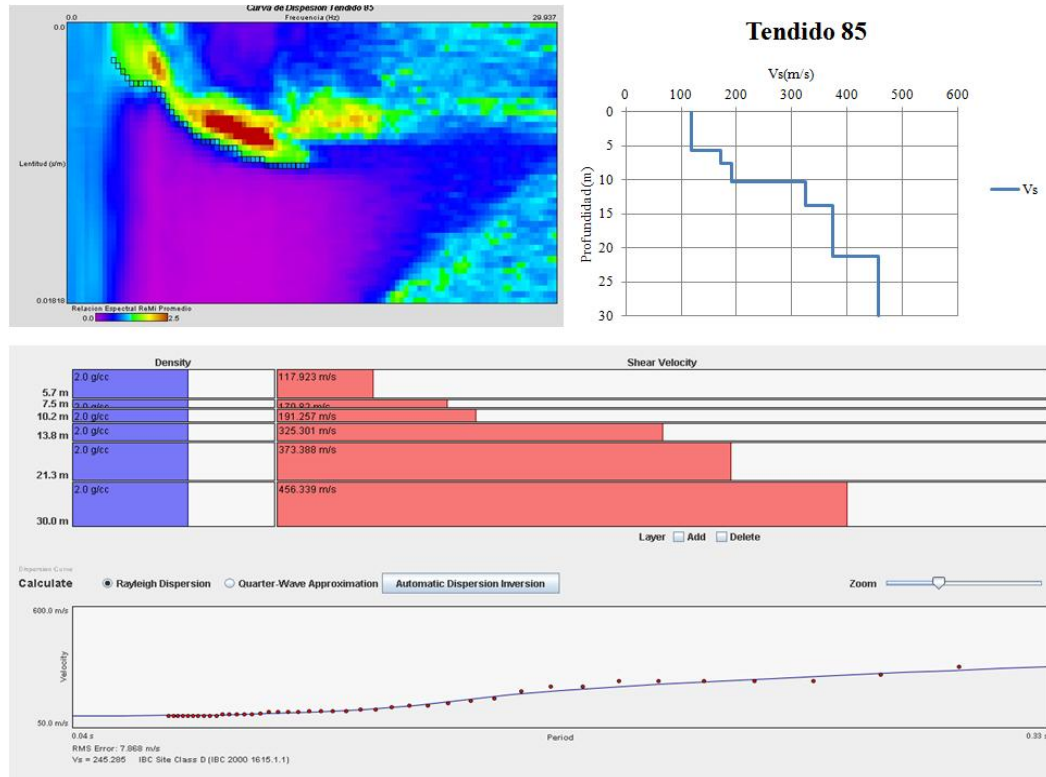
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 82



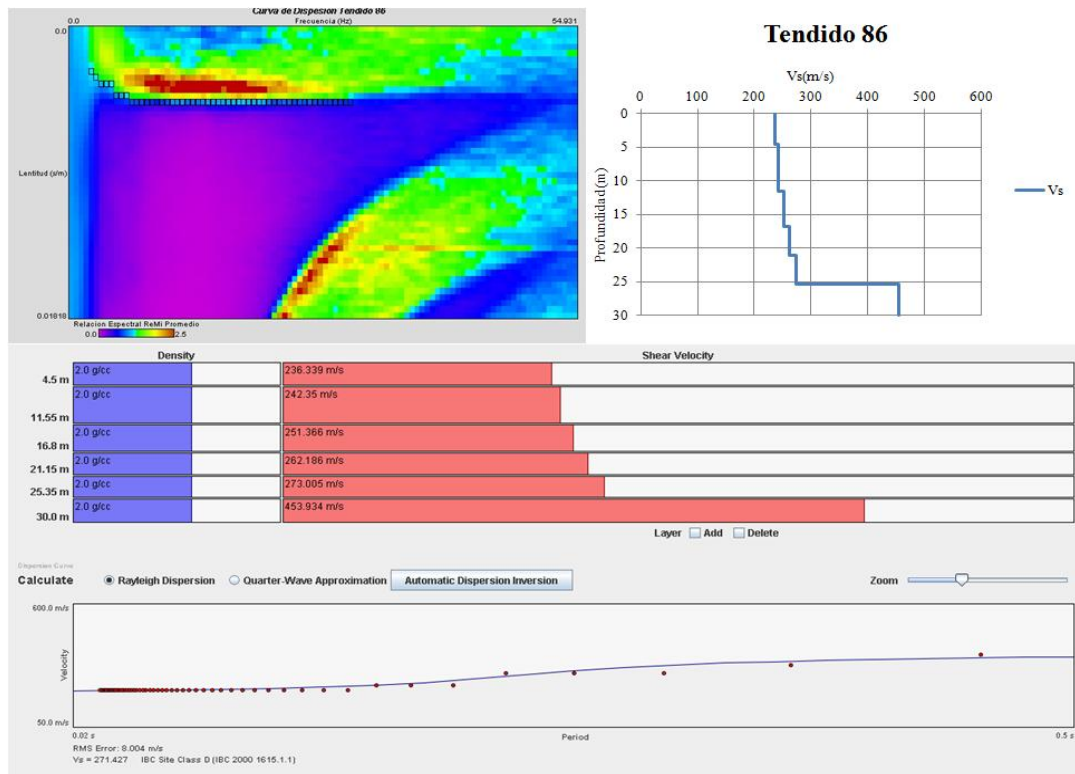
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 83



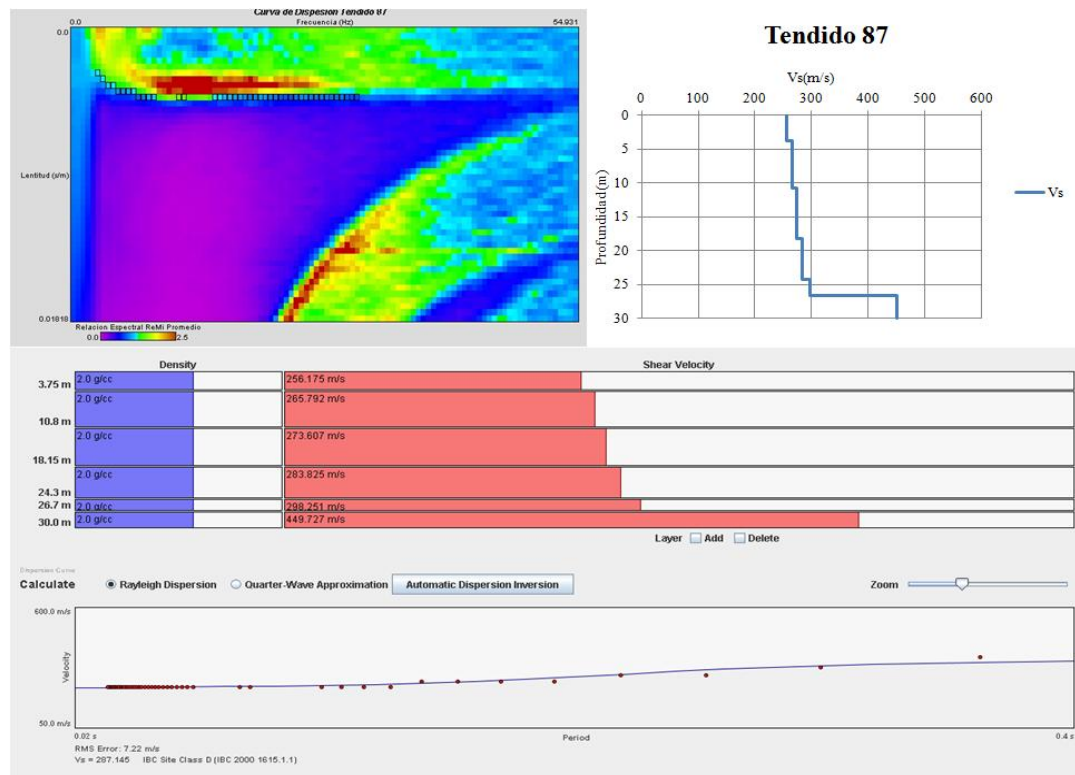
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 84



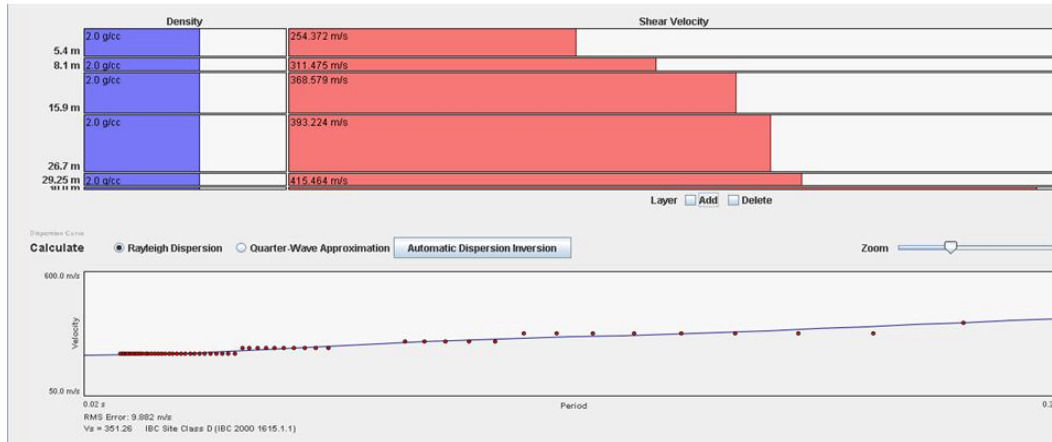
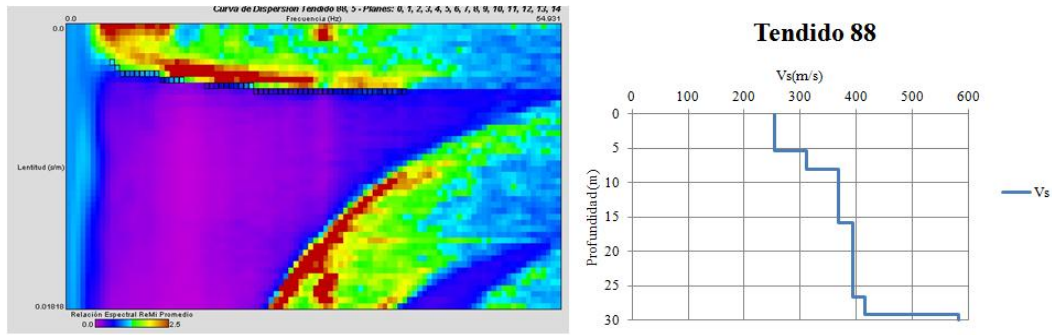
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 85



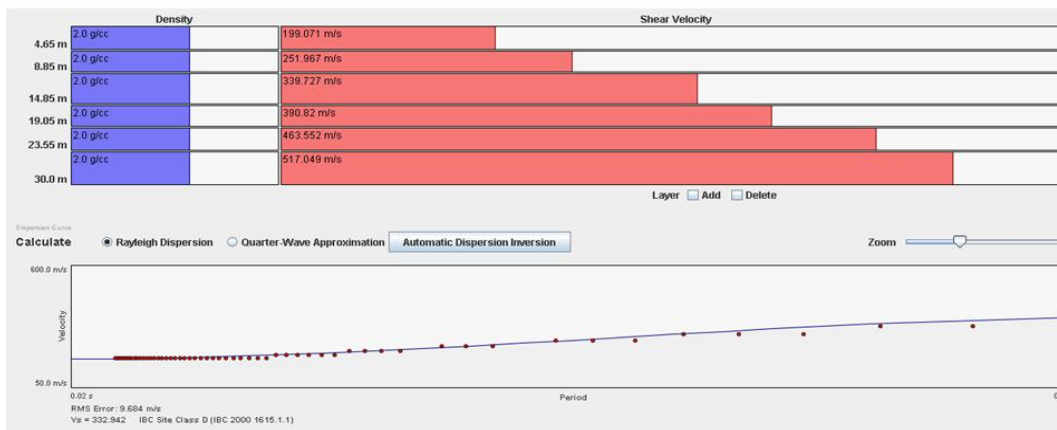
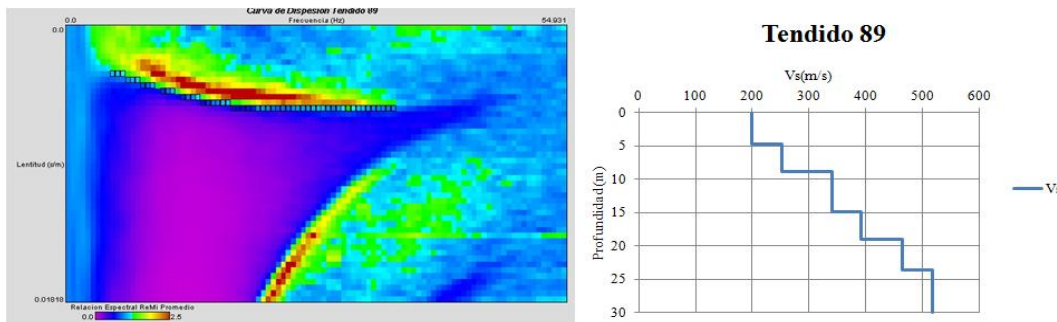
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 86



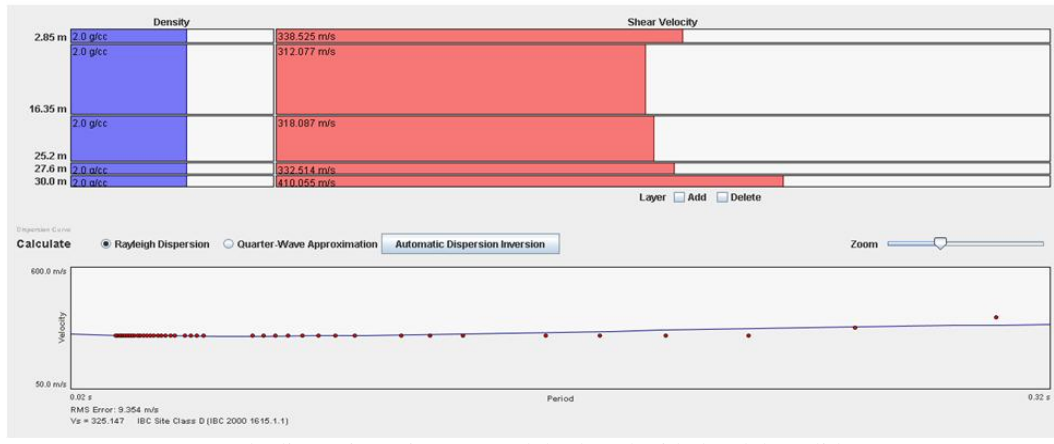
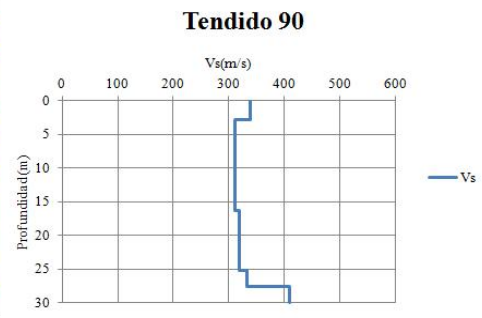
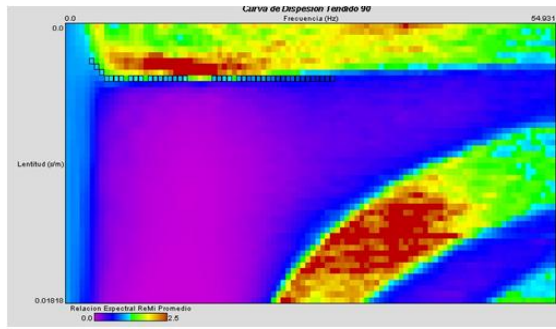
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 87



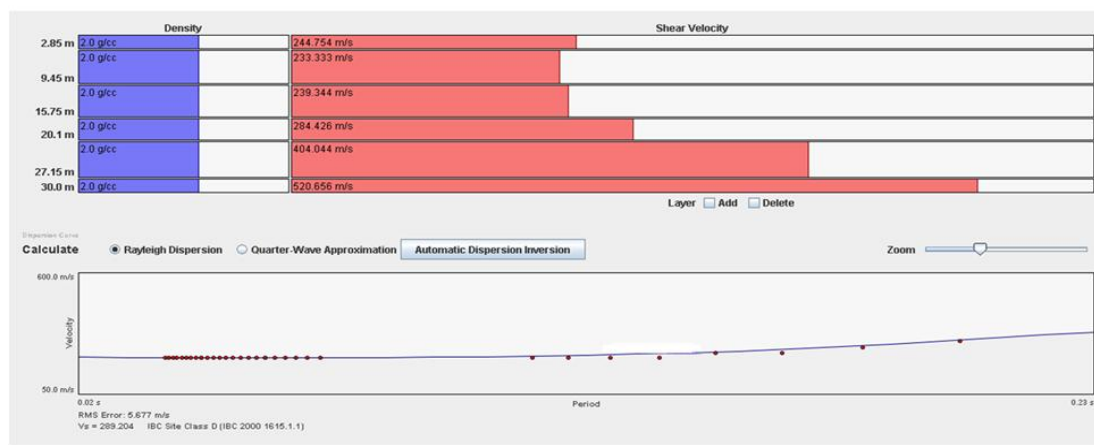
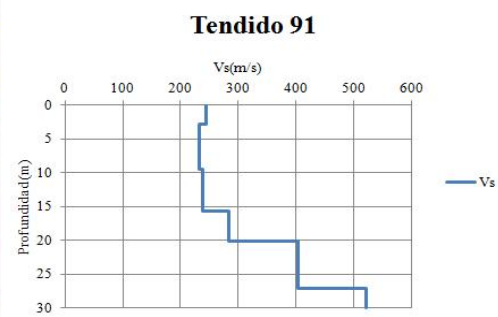
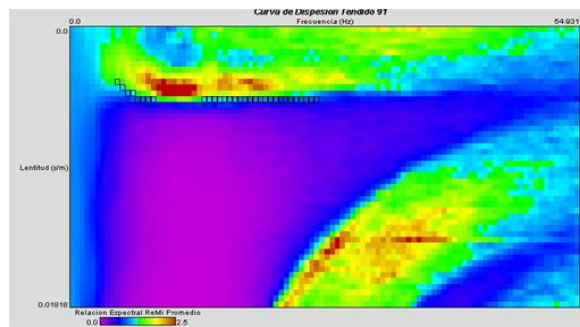
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 88



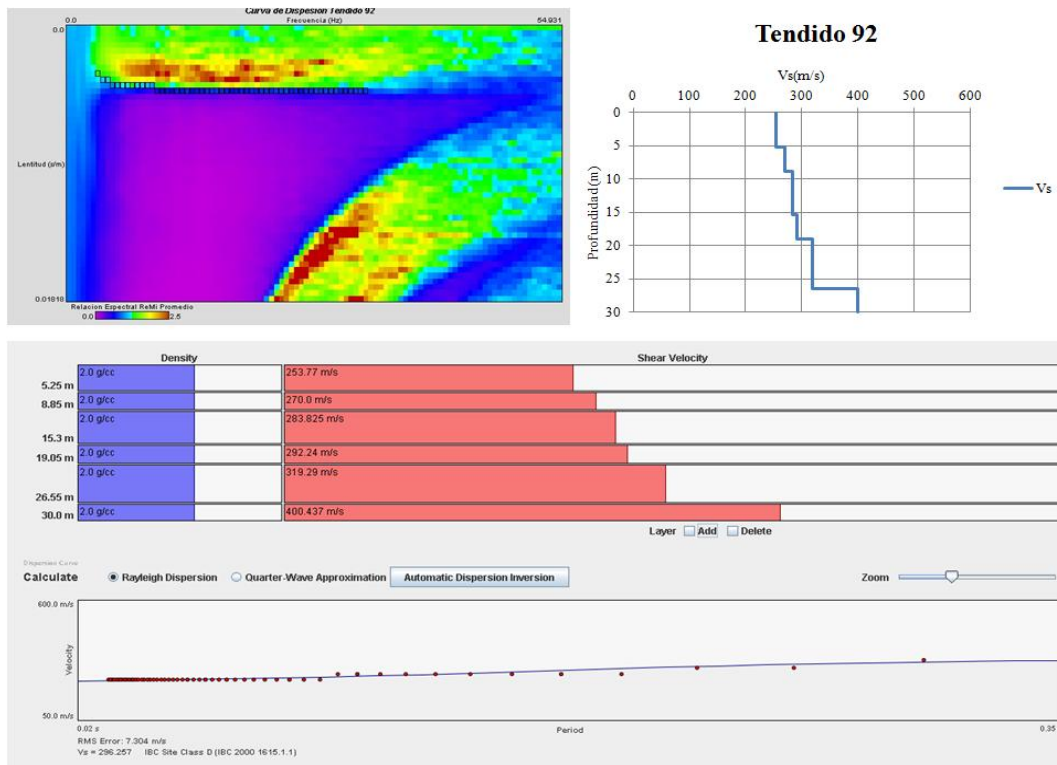
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 89



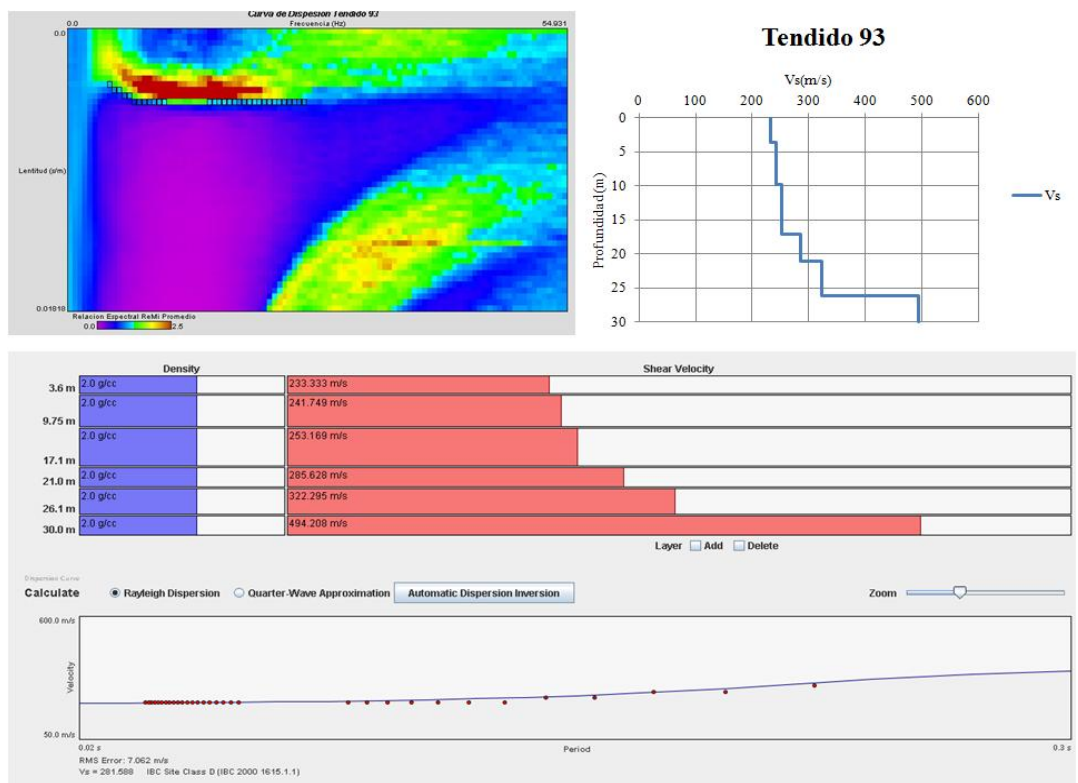
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 90



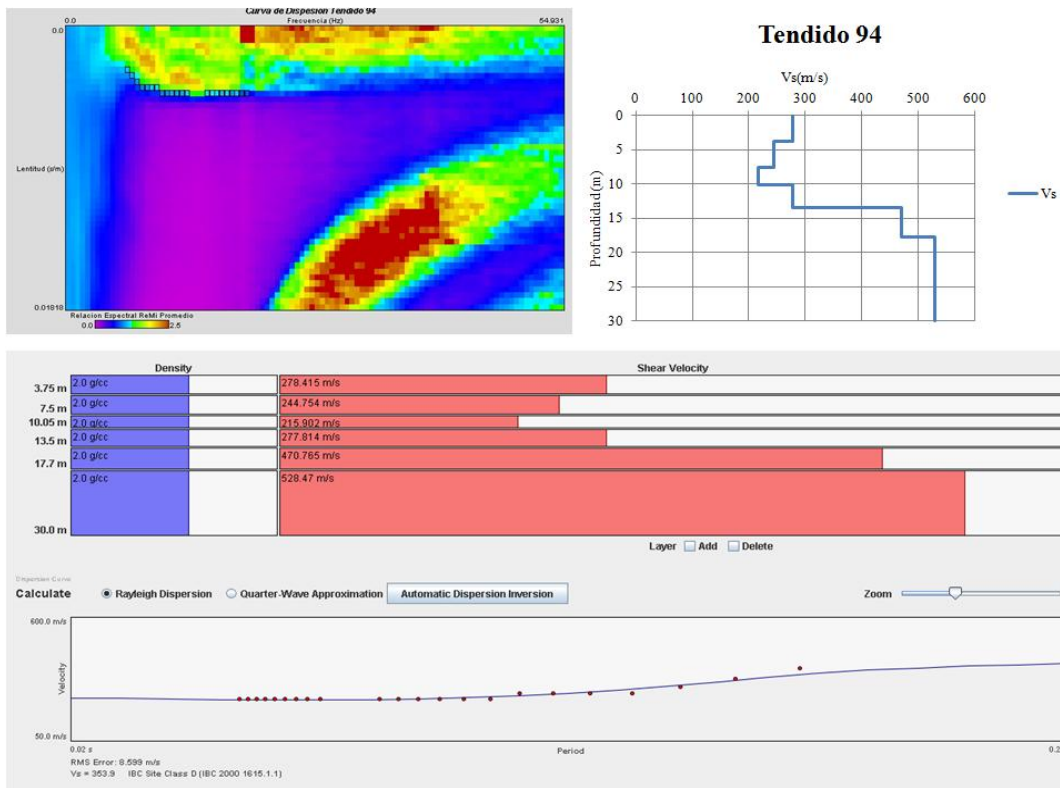
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 91



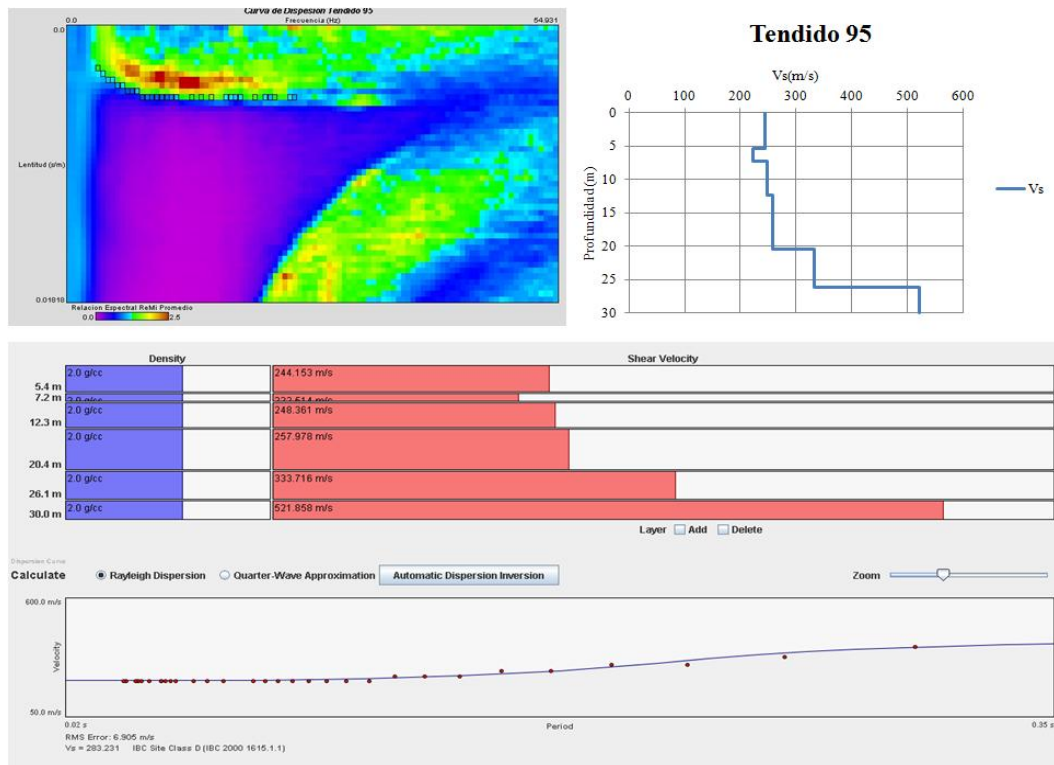
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 92



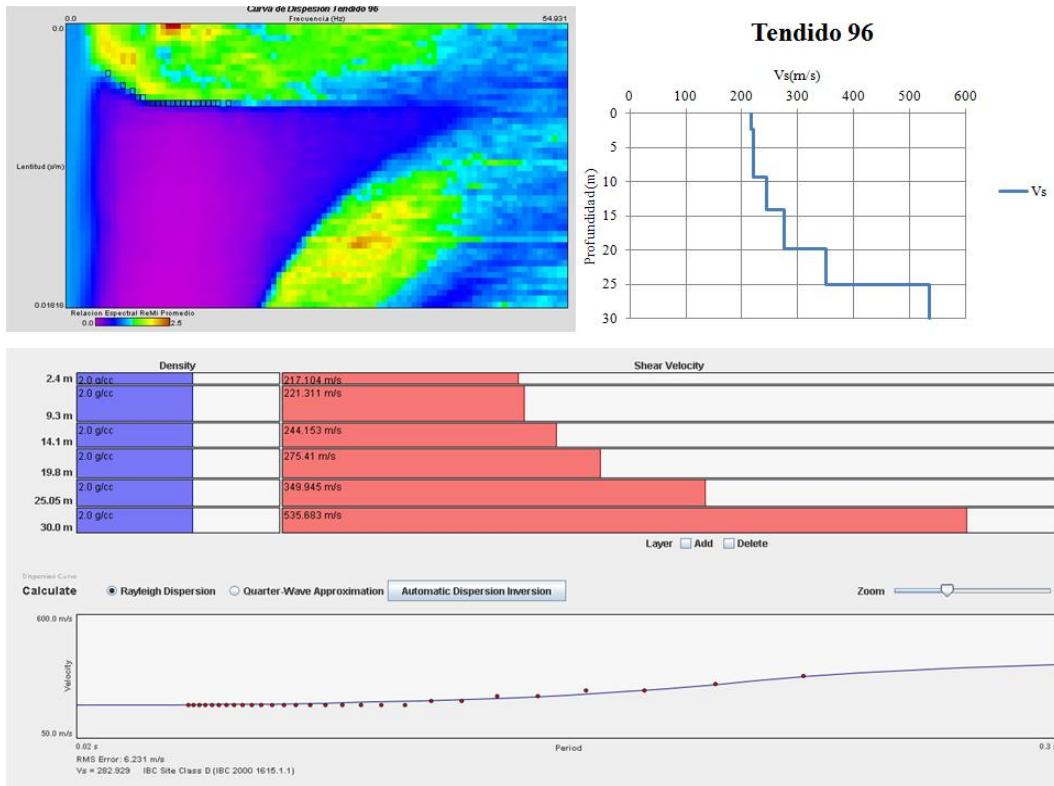
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 93



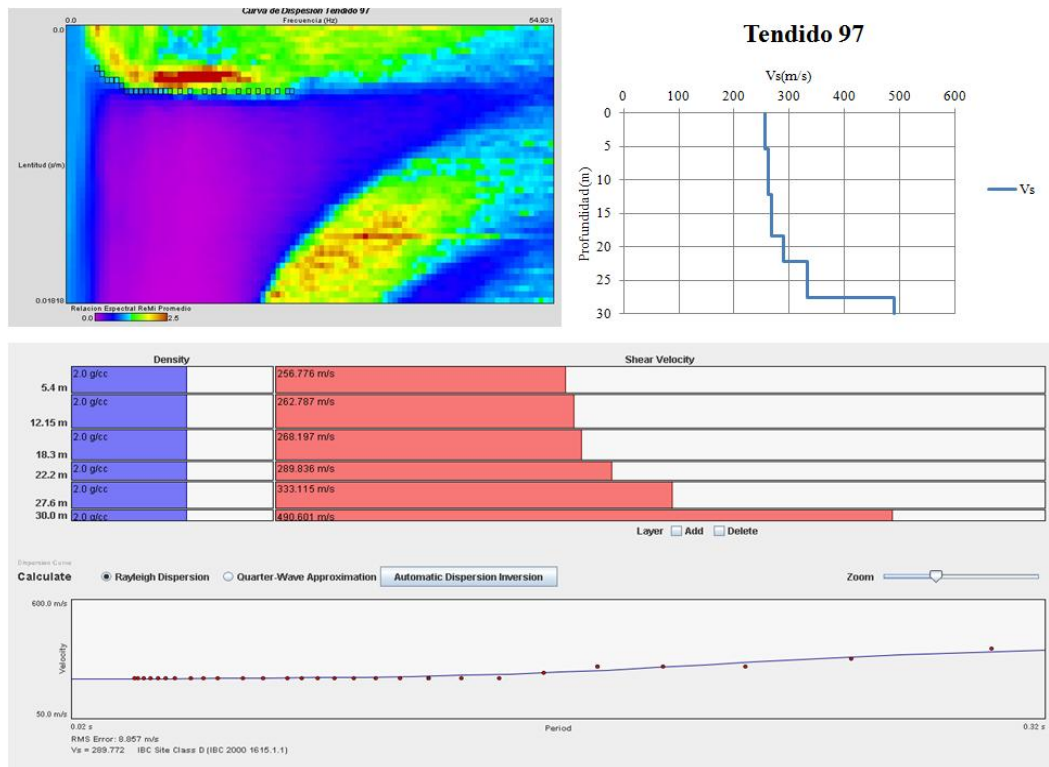
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 94



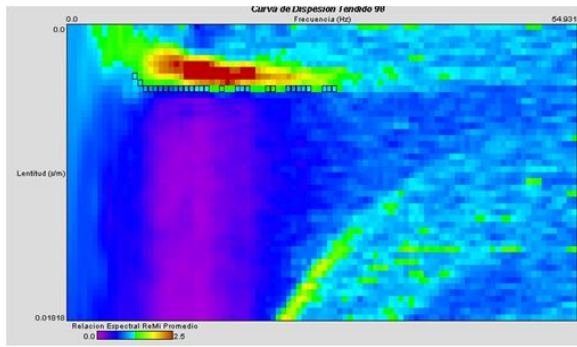
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 95



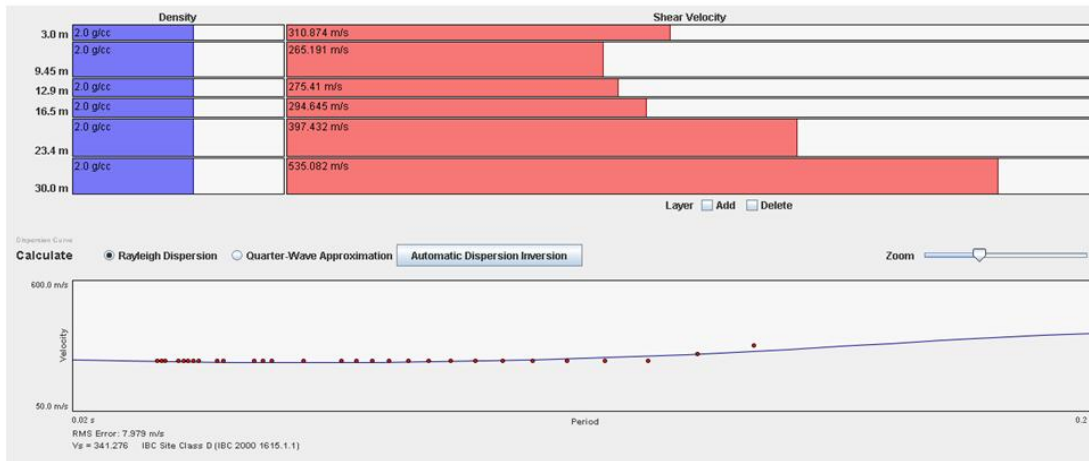
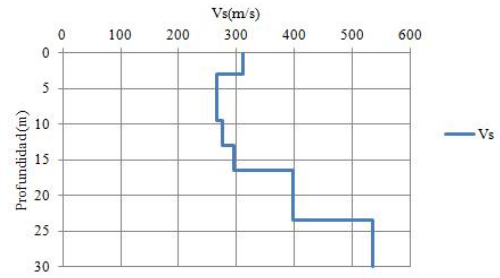
Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 96



Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 97



Tendido 98



Curva de dispersión, ajuste y modelo de velocidades del tendido 98