

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO DE SÍSMICA DE GRAN ÁNGULO A LO LARGO DEL PERFIL SUR DEL LAGO, SEGMENTOS VALERA - EL VIGÍA

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Jiménez R., Christian A.
Para optar al título de
Ingeniero Geofísico.

Caracas; 2015.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO DE SÍSMICA DE GRAN ÁNGULO A LO LARGO DEL PERFIL SUR DEL LAGO, SEGMENTOS VALERA - EL VIGÍA

Tutor Académico: Prof. Michael Schmitz .

Tutor Industrial: Ing. Luis Yegres.

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Jiménez R., Christian A.
Para optar al título de
Ingeniero Geofísico.

Caracas; 2015.

Caracas, 26 de octubre de 2015

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Br. **Christian Alberto Jiménez Roca**, titulado:

Estudio de sismica de gran ángulo a lo largo del perfil Sur del Lago, segmentos Valera-El Vigía.

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 del autor, lo declaran **APROBADO**.


Prof. José Cavada
Jurado


Prof. Janckarlos Reyes
Jurado


Prof. Michael Schmitz
(Tutor académico)

Agradecimientos

A mis padres por siempre darme todo su apoyo incondicional, y estar siempre presente en todos mis momentos tanto de felicidad como de tristeza, los amo.

A mis profesores, en especial al profesor José Cavada, ya que siempre tuvo la mejor disposición para ayudarme con todas las numerosas dudas que tuve a lo largo de mi carrera, personalmente lo considero uno de las personas más influyentes en mi desarrollo académico.

Al profesor Mariano Arnaiz, por sus siempre acertados consejos y su gran colaboración con todo el grupo de trabajo del proyecto GIAME; sin su ayuda no hubiese sido posible realizar este trabajo.

A mi tutor académico el profesor Michael Schmitz, por darme la oportunidad de ser parte del grupo de trabajo del proyecto GIAME, de verdad fue un honor trabajar con usted.

A todo el personal de FUNVISIS, por abrirme sus puertas y brindarme apoyo en todo momento, en especial a mi tutor industrial Luis Yegres por asesorarme y compartir y comparar los resultados obtenidos.

A mis concañeros Aaron Gamboa, Alan Gamboa, Daniel Sotillo, Alejandro Portas, una mención especial a Lisfer Flores quien además de siempre estar activa en esos momentos de celebración, también lo estuvo durante aquellos momentos de desesperación donde realmente necesite una mano amiga.

A María Scalise, quien es la persona que desde que la conocí cambio mi vida para mejor y espero que para siempre, eres el apoyo incondicional que tengo la suerte de tener, haz sido mi compañera durante la mayoría de mi carrera, lástima que no te conocí un poco antes. En general son muchas cosas por las que te quiero agradecer, las cuales no podre reflejar en unas pocas líneas de texto, así que espero que el resto de nuestras vidas sirva para hacerlo.

En general a todos los aquí mencionados gracias totales.

Jiménez R., Christian A.

**ESTUDIO DE SÍSMICA DE GRAN ÁNGULO A LO LARGO DEL
PERFIL SUR DEL LAGO, SEGMENTOS VALERA - EL VIGÍA**

**Tutor Académico: Prof. Michael Schmitz, Tutor Industrial: Ing. Luis Yegres.
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2015, 100 p.**

Palabras clave: GIAME (Geociencia Integral de Los Andes de Mérida)-Sur del Lago,
refracción sísmica, espesor cortical.

Resumen

Durante los meses de febrero y marzo de 2014 se realizó la adquisición de varios perfiles de sísmica de gran ángulo, dentro del marco del proyecto GIAME, en la región occidental de Venezuela. En el presente trabajo, se propone un modelo de velocidades para el perfil Sur del Lago, segmento El Vigía-Valera. Usando los datos adquiridos en el perfil de interés se generaron secciones sísmicas reducidas con velocidad de 6 km/s . En estas fueron identificadas las fases corticales correspondientes a la refracción en el basamento cristalino (Pg) y a la reflexión en la discontinuidad de Mohorovicic (PmP). A partir de la interpretación de las diferentes secciones, se generó el modelo bidimensional de ondas P. Dicho modelo contiene una capa sedimentarias, con velocidades entre 3.10 y 5 km/s alcanzando una profundidad máxima de 10 km asociada al depocentro de la cuenca de Maracaibo, la corteza superior con unas velocidades de 6 a 6.5 km/s, una corteza inferior de 6.80 a 7.1 km/s y el manto con 8.10 km/s, se obtuvo una profundidad máxima de Moho de 53 km . Se realizó un mapa de espesores corticales utilizando la información de los perfiles Andes Central y Andes Sur donde se evidencia una raíz cortical de los andes de Mérida desplazada 50 km hacia el norte, respecto al perfil topográfico.

ÍNDICE

	Páginas
CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento del problema	1
1.2 Objetivo general	3
1.3 Objetivos específicos	3
1.4 Ubicación del área de estudio	3
1.5 Antecedentes	5
CAPÍTULO II	10
MARCO TEÓRICO	10
2.1 Sísmica de gran ángulo	10
2.2 Secciones sísmicas en tiempo reducido	11
2.3 Fases corticales en sísmica de gran ángulo	13
2.4 Principio de correlación de fases	14
2.5 Trazado de rayos	15
2.6 Análisis espectral y de frecuencia	17
2.7 Atenuación	17
2.8 Filtros	18
2.8.1 Filtro Butterworth.....	19
CAPÍTULO III	20
MARCO GEODINÁMICO	20
3.1 Placa Caribe	21
3.1.1 Modelo alóctono o modelo Pacífico.....	23
3.1.2 Modelo autóctono, modelo alternativo o modelo <i>in-situ</i>	23
3.2 Geología Estructural	25
3.2.1 Los Andes de Mérida	25

3.2.2 Falla de Valera.....	31
3.2.3 Falla de Boconó.....	32
3.2.4 Bloque de Maracaibo.....	34
3.2.5 Cuenca Barinas-Apure	36
CAPÍTULO IV	38
MARCO METODOLÓGICO	38
4.1 Adquisición.....	38
4.1.1 Fuentes.....	39
4.1.2 Receptores	41
4.1.3 Logística de campo.....	42
4.2 Procesamiento	45
4.2.1 Transformación de datos a formato SEG-Y y ajuste de tiempos cero	45
4.2.2 Geometría de los disparos.	46
4.2.3 Construcción de secciones sísmicas	47
4.3 Interpretación	53
4.3.1 Interpretación de fases corticales.	53
4.3.2 Trazado de rayos	54
4.3.3 Modelo de velocidades.....	56
4.3.4 Mapa de espesores.....	56
CAPÍTULO V	59
RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS	59
5.1 Perfil Sur del Lago	59
5.1.1 Secciones sísmicas	59
5.1.2 Trazado de rayos y modelo de velocidades.....	62
5.2 Mapa de espesores.....	69
5.2.1 Mapa de espesores perfil Sur del Lago	69
5.2.2 Mapa de espesores integrado	78
CAPÍTULO VI	81
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	81
BIBLIOGRAFÍA.....	84

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1.1 Mapa de ubicación de los perfiles de sísmica de gran ángulo del proyecto GIAME.....	2
Figura 1.2 Ubicación del Perfil Sur del Lago con instalación del perfil Andes Central.....	4
Figura 1.3 Ubicación del Perfil Sur del Lago con instalación del perfil Andes Sur	4
Figura 1.4 Modelo global de espesores corticales CRUST 5.1.....	5
Figura 1.5 Perfiles de sísmica de gran ángulo realizados en Venezuela hasta el año 2004.....	8
Figura 1.6 Mapa del espesor cortical en el norte de Venezuela.....	9
Figura 2.1 Sección sísmica Capatárida –Perfil Andes Norte en tiempo real (arriba) y tiempo reducido con velocidad de reducción 6 km/s (abajo).....	12
Figura 2.2 Diagrama de fases corticales en tiempo real (a) y tiempo reducido (b).	13
Figura 2.3 Correlación de fase (líneas punteadas) y correlación de grupo (línea continua).....	15
Figura 2.4 Trazado de rayos para ondas refractadas en un modelo de cinco capas.	16
Figura 2.5 Parametrización de interfases para un modelo de cinco capas.....	17
Figura 2.6 Factores que afectan a amplitud de la onda.....	18
Figura 2.7 Representación idealizada de filtros de ventana comunes.....	19
Figura 3.1 Mapa tectónico del Caribe.....	22
Figura 3.2 Origen de la placa Caribe: (a) Modelo Pacífico y (b) Modelo <i>in-situ</i>	23
Figura 3.3 Estructura en flor positiva.....	27
Figura 3.4 Diagramas esquemáticos (no a escala) de los diversos modelos de evolución que se han propuesto para la estructura de los Andes venezolanos.....	29
Figura 3.5 Falla de Boconó y estructuras asociadas.....	33

Figura 3.6 Esquema la situación geodinámica del bloque de Maracaibo.	36
Figura 4.1 Diagrama de metodología de trabajo.	38
Figura 4.2 Fuentes explosivas utilizadas, pentolita (izquierda) ANFO (derecha). 40	
Figura 4.3 Sismógrafo independiente marca REF-TEK 125 ^a (texan).	41
Figura 4.4 Geófono de componente vertical acoplado a un texan.	42
Figura 4.5 Herramientas, planillas de registro, GPS, vehículo y cajas de receptores.	43
Figura 4.6 Descarga de datos y programación de texans.	43
Figura 4.7 Modelo de planilla de registro.	44
Figura 4.8 Geometría en formato SEISPLOT para el disparo El Vigía.	47
Figura 4.9 Opciones de filtrado de la rutina SEISPLOT.	48
Figura 4.10 Espectro de amplitudes sin filtrar, disparo El Vigía.	49
Figura 4.11 Espectro de amplitudes aplicando filtro Butterworth de 5 a 15 Hz. ...	50
Figura 4.12 Sección sísmica sin filtrar, disparo El Vigía.	51
Figura 4.13 Sección sísmica filtrada, disparo El Vigía.	51
Figura 4.14 Sección sísmica con Vred 6 km/s, disparo El Vigía.	52
Figura 4.15 Sección interpretada.	53
Figura 4.16 Formato para archivo tx.in.	55
Figura 4.17 Archivo r.in.	55
Figura 4.18 Archivo v.in.	56
Figura 4.19 Geometría propuesta en base a las distancias fuente-receptor.	57
Figura 5.1 Sección El Vigía interpretada.	60
Figura 5.2 Sección Valera interpretada.	61
Figura 5.3 Perfil de elevación Sur del Lago.	62
Figura 5.4 Trazado de rayos para el perfil Sur del Lago.	63
Figura 5.5 Modelo de velocidades, perfil Sur del Lago.	64
Figura 5.6 Mapa estructural del bloque de Maracaibo.	66
Figura 5.7 Análisis espectral de la anomalía de Bouguer completa.	67
Figura 5.8 Mapa de ubicación de las líneas A-A' y B-B'.	68
Figura 5.9 Modelado correspondiente a los transectos A-A' y B-B'.	68

Figura 5.10 Trazado de rayos disparo Barinas.	71
Figura 5.11 Trazado de rayos disparo La Raya.	72
Figura 5.12 Trazado de rayos disparo Santa Bárbara del Zulia.	73
Figura 5.13 Trazado de rayos Santa Bárbara de Barinas.	74
Figura 5.14 Mapa de espesores corticales (perfil Sur del Lago).	76
Figura 5.15 Mapa de espesores corticales aproximados para Venezuela.	77
Figura 5.16 Apilado de funciones receptoras asociadas a los Andes de Mérida.	77
Figura 5.17 Comparación de topografía y profundidad, perfil A-A'.	78
Figura 5.18 Mapa de espesores integrado con datos de Saavedra (2015).	79
Figura 5.19 Dirección y longitud del perfil B-B'.	80
Figura 5.20 Comparación de topografía y profundidad, perfil B-B'.	80

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 3.1 Desarrollo del modelo alóctono o Pacífico.	24
Tabla 3.2 Desarrollo del modelo autóctono	25
Tabla 4.1 Detalles de los disparos para el perfil Andes Central.	40
Tabla 4.2 Detalle de los disparos para el perfil Andes Sur.	41
Tabla 5.1 Disparos utilizados perfiles AC y AS.	70

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

Los estudios geodinámicos en Venezuela han tenido como objetivo explicar la interacción entre la placa Caribe y Sudamérica; se han realizado diversos trabajos de investigación para poder describir el marco geotectónico, entre éstos se tienen los referentes a la estructura litosférica, específicamente para la determinación de espesores corticales. Al respecto de los métodos que han aportado mayores resultados ha sido el de perfiles de sísmica de gran ángulo, teniendo como referencia los proyectos que se han llevado a cabo en el norte y este de Venezuela, tales como ECOGUAY (1998), ECCO (2001), Mar y Tierra (2002) y BOLIVAR y GEODINOS (2004).

La cadena montañosa de Los Andes de Mérida es una de las estructuras geológicas más importantes de Venezuela. En dicha zona se han realizado diversos estudios geocientíficos para conocer su origen, evolución y configuración actual (Audemard, 1993; Audemard y Audemard, 2002; Duerto *et al.*, 2006; Funvisis, 1997; De Toni y Kellogg, 1993). Esto ha derivado en el planteamiento de una gran diversidad de modelos los cuales se han enfocado principalmente en la zona Centro-Oriental. Es por esto que es necesario generar un modelo cortical de los Andes de Mérida y establecer cómo interactúan las distintas estructuras presentes a este nivel, para así lograr unificar la información y reducir la incertidumbre con respecto a la variedad de modelos planteados para la zona. En función de esto surge el proyecto de Geociencia Integral de los Andes de Mérida (GIAME) con el cual se busca obtener datos sísmicos profundos, de mayor densidad y calidad; con la adquisición de cuatro perfiles principales de sísmica de gran ángulo ubicados en la zona y tres perfiles de conexión (figura 1.1) (Schmitz, 2012).

El proyecto cuenta con la participación de diferentes grupos de investigación pertenecientes a la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas

(FUNVISIS), Universidad de Los Andes (ULA), Universidad Central de Venezuela (UCV) y Petróleos de Venezuela, S.A. (PDVSA).

La presente investigación tiene como finalidad la evaluación sísmica del flanco norte de los Andes de Mérida para la generación de modelos de velocidades de ondas elásticas mediante el procesamiento de los datos de sísmica de gran ángulo adquiridos en el marco del proyecto GIAME.

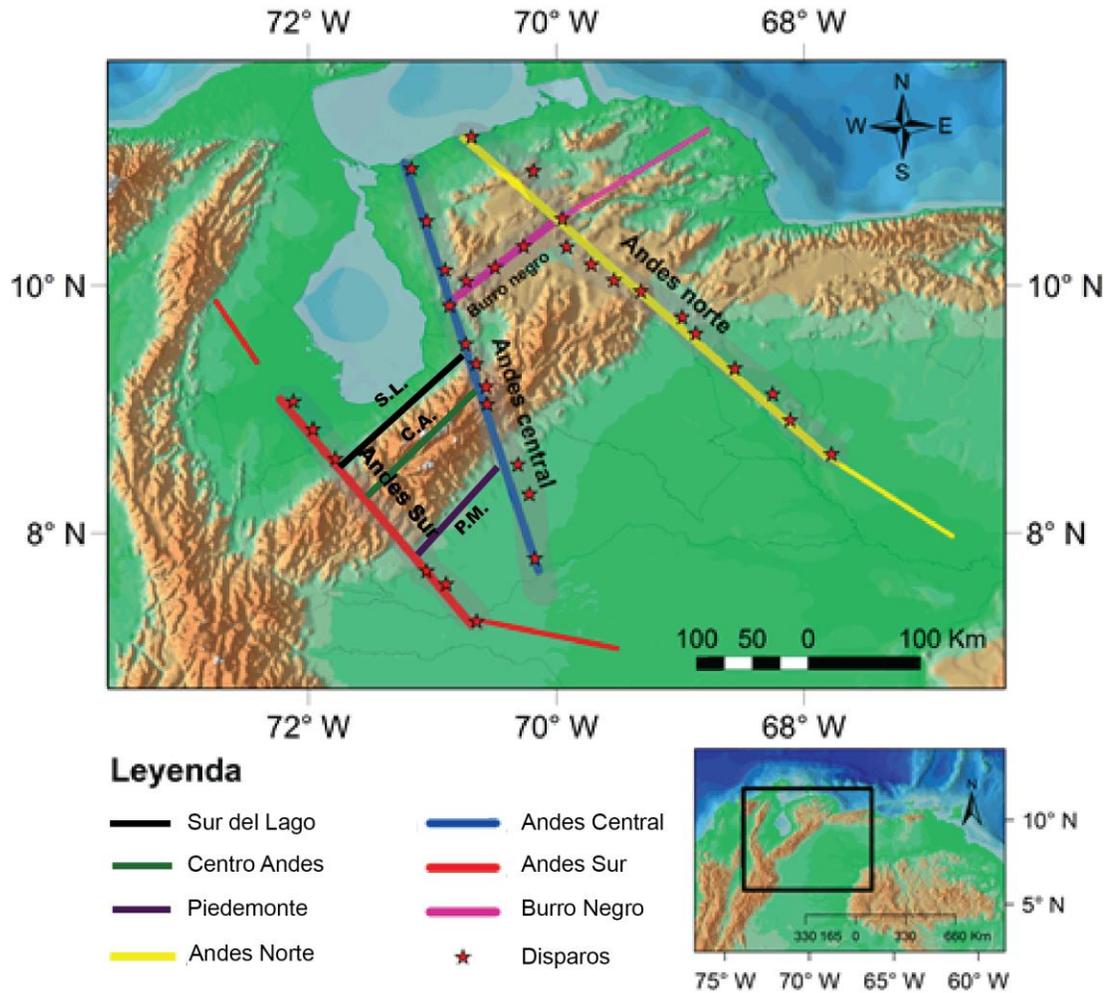


Figura 1.1 Mapa de ubicación de los perfiles de sísmica de gran ángulo del proyecto GIAME.

1.2 Objetivo general

- Proponer un modelo cortical a partir de velocidades de ondas sísmicas, en el perfil Sur del Lago en el segmento Valera-El Vigía.

1.3 Objetivos específicos

- Construir una base de datos a partir de los datos de sísmica de gran ángulo en el perfil Sur del Lago en el segmento Valera-El Vigía.

- Procesar los datos obtenidos en el perfil Sur del Lago segmento Valera-El Vigía, a partir de la aplicación de una secuencia de procesamiento.

- Generar secciones sísmicas correspondientes al perfil Sur del Lago, segmento Valera-El Vigía.

- Identificar las principales fases corticales en las secciones generadas.

- Generar un modelo de velocidades para la zona de estudio.

1.4 Ubicación del área de estudio

Los Andes de Mérida corresponden a una cadena montañosa en el occidente de Venezuela que se extiende en dirección SO-NE por unos 400 km desde la frontera colombo-venezolana hasta la ciudad de Barquisimeto.

La zona de estudio se encuentra en el occidente de Venezuela a lo largo del perfil de conexión Sur del Lago, el cual se encuentra ubicado entre las ciudades de El Vigía y Valera, con una longitud aproximada de 160 km .

Para este perfil se realizaron dos instalaciones de sismómetros digitales de componente vertical (TEXAN), la primera de estas correspondiente al perfil Andes Central (AC) (figura 1.2), la cual contaba con 135 receptores con separación de 1 km, y la segunda correspondiente al perfil Andes Sur (AS) (figura 1.3), en la cual se instalaron 100 equipos separados a 1 km. La función de estos sismómetros fue la de captar las vibraciones producidas por los disparos de los perfiles AC y AS; teniendo como disparos principales a Valera y El Vigía.

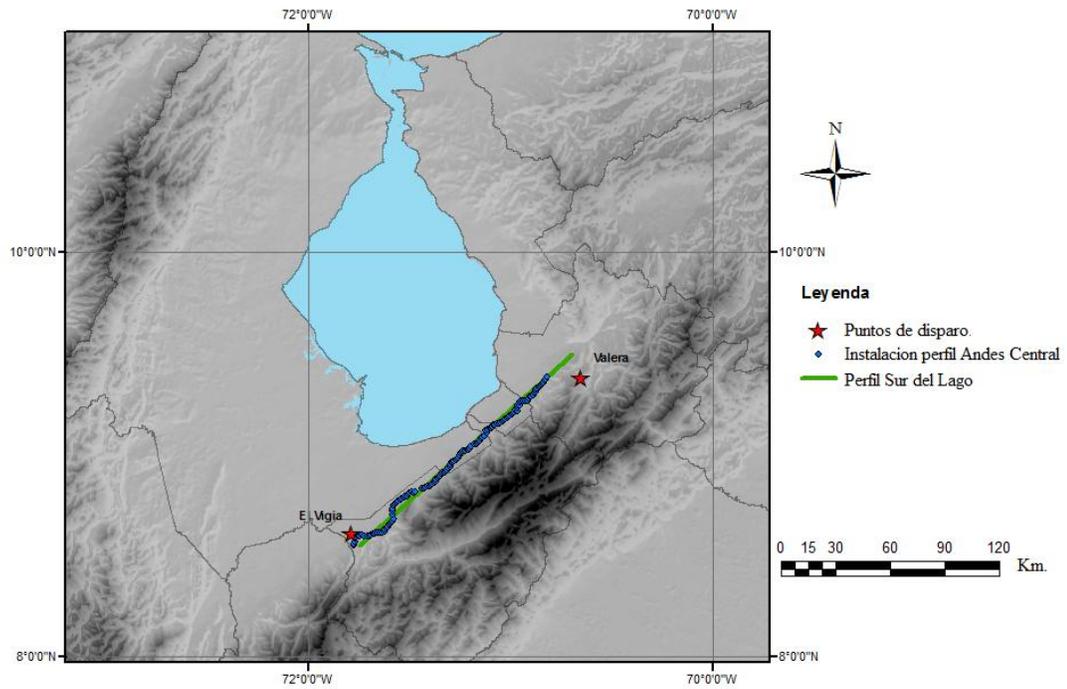


Figura 1.2 Ubicación del Perfil Sur del Lago con instalación del perfil Andes Central.

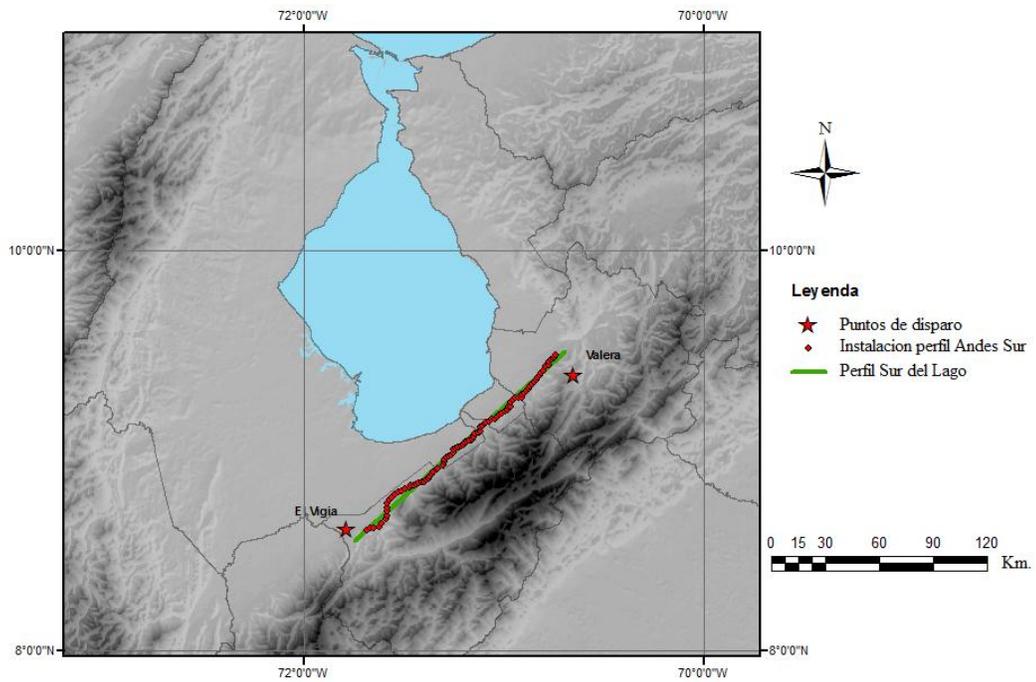
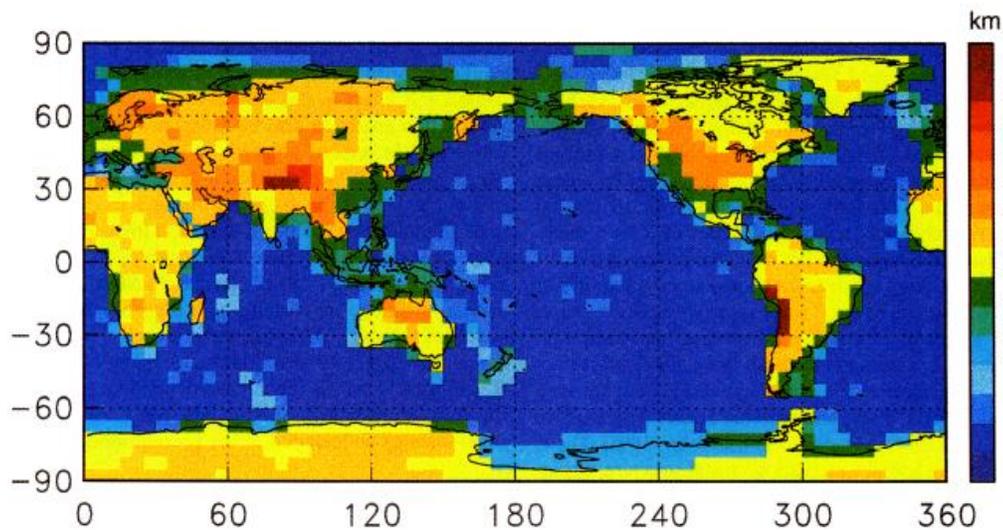


Figura 1.3 Ubicación del Perfil Sur del Lago con instalación del perfil Andes Sur

1.5 Antecedentes

Entre los trabajos previos correspondientes al cálculo de espesores corticales se encuentra una estimación global de los mismos, el cual es el caso del modelo “CRUST”; este modelo realizado por Mooney *et al.* (1998) fue construido en base a una recopilación de datos correspondientes a refracciones sísmicas publicadas hasta 1995. En la figura 1.4 se observa el modelo propuesto en base a 139 modelos realizados.



(Tomado de Mooney et al., 1998).

Figura 1.4 Modelo global de espesores corticales CRUST 5.1.

Ahora bien, en el caso de Venezuela se han llevado a cabo distintos proyectos en función de caracterizar los espesores corticales para las distintas interfases de la corteza en varias zonas del país (figura 1.5); entre los cuales tenemos:

Estudio Cortical de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM)

Estudio cortical mediante sísmica de gran ángulo en la región noroccidental de Venezuela (Gajardo *et al.*, 1986); ubicado en la costa oriental del lago de Maracaibo, COLM NW-SE. Para este perfil se utilizaron tres puntos de disparo con explosivos entre 500 y 1000 kg en pozos de hasta 100 m de profundidad, ubicados en Altagracia,

Misoa y Butaque. Con distancia entre los puntos de disparo de Altagracia y Butaque de 175 km aproximadamente; en este perfil se registraron valores de profundidad del Moho que variaron entre 33 a 43 km .

Estudio de la Estructura Cortical del Escudo de Guayana (ECOGUAY)

Estudio de sismica de gran ángulo realizado en la franja norte del escudo de Guayana realizado en junio de 1998; a lo largo de nueve perfiles con una distancia de 320 km en dirección este-oeste, utilizando como fuente los disparos diarios de las minas del Cerro Bolívar, cabe destacar que también se integraron datos gravimétricos. Los espesores corticales del escudo reportaron valores inusualmente elevados con 46 km hacia el oeste y 43 km hacia el segmento Proterozoico del este. (Schmitz *et al.*, 2002).

Estudio Cortical de la Cuenca Oriental (ECCO)

El proyecto se llevó a cabo en julio del 2001, siendo un perfil en dirección N-S con aproximadamente 300 km de largo, abarcando desde la ciudad de Barcelona hasta las cercanías del río Orinoco, fueron utilizados 193 equipos de registro y cinco disparos de 150 a 500 kg de carga de explosivos (Schmitz *et al.*, 2005). La profundidad de la corteza disminuye de 45 km en el Escudo de Guayana (Schmitz *et al.*, 2002) hasta unos 35 km en el norte del perfil.

Estudio Cortical del Centro-Norte de Venezuela (MAR y TIERRA)

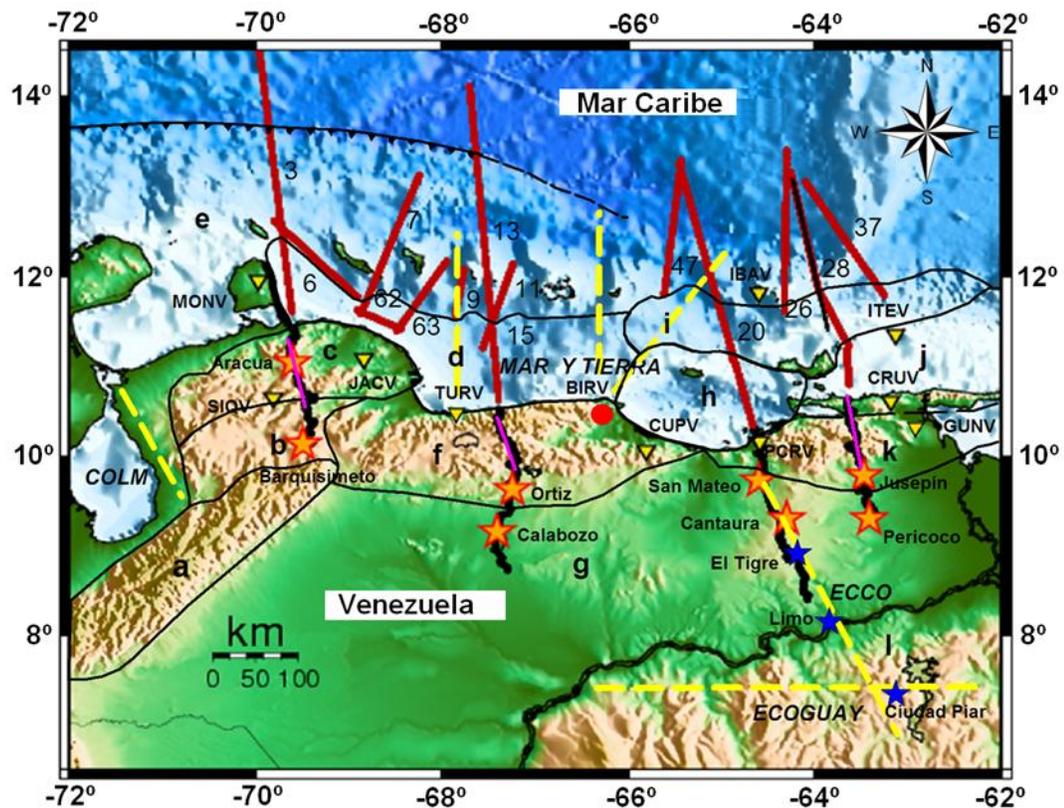
Proyecto realizado en el centro norte de Venezuela en marzo de 2002, cuyo objetivo se centraba en determinar el espesor cortical en el caribe, para la cual se llevaron a cabo tres perfiles de 250 km de longitud dos de ellos en dirección N-S (líneas 9 y 21) y uno en dirección NE-SO (línea 8), los cuales eran parte de un levantamiento sísmico 2D denominado “Caribe Central” realizado por PDVSA, utilizando como fuente sísmica disparos a través de cañones de aire comprimido, adicionalmente para obtener más información sobre las características corticales de la

región, se utilizaron quince estaciones sismológicas, de las cuales 14 correspondieron a estaciones portátiles pertenecientes a FUNVISIS y la estación sismológica Birongo las cual pertenece a la red sismológica nacional RESVAC. (Guédez, 2003).

Geodinámica Reciente del Límite norte de la Placa Suramericana (GEODINOS) y *Broadband Ocean-Land Investigations of Venezuela and the Antilles arc Region* (BOLIVAR).

Proyectos efectuados entre abril y mayo de 2004, utilizando métodos de sísmica de gran ángulo y sísmica de reflexión cuya finalidad fue la de investigar la geodinámica de la interacción entre las placas Caribe y Sur América, las mediciones estuvieron ubicadas al norte de Venezuela y el sureste del Caribe entre 63° W y 70° W, se realizaron 4 perfiles principales utilizando sismómetros digitales (Texan), con separaciones de 300 a 500 m y estaciones de la Red Sismológica Nacional de Venezuela, como fuente se realizaron disparos con explosivos en tierra y cañones de aire comprimido en el mar (Schmitz et al., 2008).

De estos trabajos se encontró que el espesor de la corteza oscila alrededor de 35 km a lo largo del Sistema Montañoso del Caribe. Hacia el sur el espesor cortical alcanza 40 km en la zona de la cuenca Oriental de Venezuela aumentando hacia el Escudo de Guayana a 45 km. Se identificaron dos regiones anómalas del espesor cortical. La primera, con un espesor de 50 km, se localiza en la parte oriental de la cuenca Oriental de Venezuela, interpretada como corteza inferior retrabajada como resultado de la interacción entre placas. La segunda es un adelgazamiento cortical de 35 km a 27 km en la cuenca de Falcón en el oeste de Venezuela, que se extiende hacia el este en la cuenca de Bonaire (Schmitz et al., 2008).



(Tomado de Schmitz *et al.*, 2008).

Figura 1.5 Perfiles de sismica de gran ángulo realizados en Venezuela hasta el año 2004.

Las líneas rojas representan las líneas de disparo de cañones de aire, los triángulos invertidos las estaciones de la Red Sismología de Venezuela y las líneas negras las líneas de registro del proyecto BOLIVAR y GEODINOS; las líneas amarillas y estrellas azules representan los experimentos: COLM, MAR y TIERRA, ECOGUAY y ECCO.

Los espesores corticales en el norte de Venezuela se ven reflejados en el mapa de la figura 1.6; en la cual se incluyen los resultados de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS, COLM, MAR y TIERRA, ECCOQUAY Y ECCO. (Schmitz *et al.*, 2008).

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 Sísmica de gran ángulo

El método de sísmica de gran ángulo se basa en registrar las llegadas de ondas sísmicas generadas por fuentes artificiales a través de arreglos de receptores dispuestos en perfiles; a manera de registrar los tiempos de viaje a cada uno de estas estaciones. Cabe destacar que dependiendo de las distintas interfases o discontinuidades por las cuales transiten las ondas sísmicas éstas podrán reflejarse o refractarse en cada una de estas, basándose en esta información se podrán determinar las posiciones de las distintas interfases y las velocidades de las ondas al viajar por las mismas (Smith, 1975).

Una de las principales aplicaciones de la sísmica de gran ángulo es la de realizar estudios de escala cortical, para lo cual se necesitan perfiles lo suficientemente largos con el fin de asegurar que las llegadas de las ondas refractadas y reflejadas en las discontinuidades o capas de interés sean registradas en gran parte de los receptores instalados en el perfil, adicionalmente se deben utilizar como fuente de energía explosiones químicas de varias centenas de kilogramos de explosivo, para asegurar que la señal emitida al subsuelo no se vea atenuada antes de llegar a las interfases de interés. Es importante mencionar que para la sísmica de gran ángulo el contenido de frecuencias esperados será relativamente baja en comparación con otros estudios de sísmica convencional donde las frecuencias se encuentran en rangos alrededor de los 25 Hz aproximadamente, esto debido a la propiedad de la tierra de comportarse como un filtro pasa bajo, atenuando las altas frecuencias y dejando como señal útil solo las bajas, esto trae como consecuencia una mayor penetración en el subsuelo, pero con bajas resoluciones, lo cual para realizar estudios de índole cortical no es de importancia (Keary et al., 2002).

En las secciones sísmicas de gran ángulo se observan las primeras llegadas, éstas son generalmente ondas directas, las cuales son ondas p que viajan desde la fuente

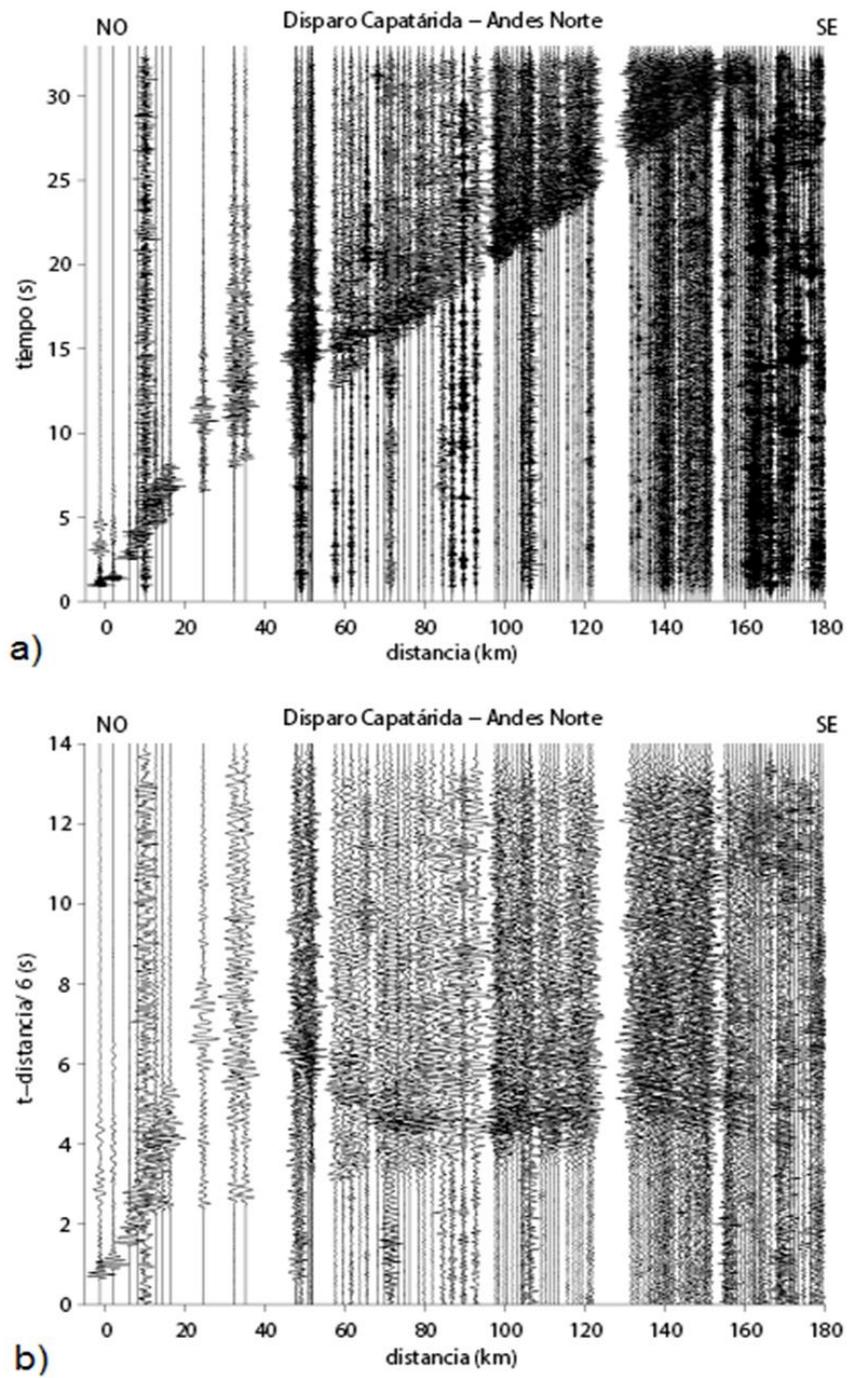
hasta los receptores a través de la corteza (Pg), o el manto superior (Pn); adicionalmente se observan las llegadas de las ondas que no corresponden a primeras llegadas, como las reflexiones en la interfaz corteza-manto (PmP); cabe destacar que en la sísmica profunda son de gran importancia las reflexiones cercanas al ángulo crítico, es decir las reflexiones de gran ángulo (Ávila, 2005).

2.2 Secciones sísmicas en tiempo reducido

Una sección sísmica consta de numerosas trazas que representan el tiempo y la distancia de un frente de ondas. Usualmente éstas suelen visualizarse de manera tal que el tiempo cero en cada traza sea el mismo que el del disparo, de esta forma cada evento está ubicado a un tiempo igual al tiempo total de viaje de la onda que lo genera. Sin embargo para la sísmica de gran ángulo usualmente se representan las secciones en tiempo reducido, esto consiste en realizar la diferencia entre el tiempo total de viaje y la distancia dividida por una velocidad de reducción definida (ecuación 1) (Giese *et al.*, 1976).

$$t_{red} = t - \frac{x}{v_{red}} \quad \text{ec (1).}$$

La ventaja de aplicar un tiempo de reducción sobre una sección sísmica radica en que se lograra una mejor interpretación sobre las fases sísmicas que tengan un valor de velocidad parecido a la velocidad de reducción empleada, ya que estas llegadas tendrán a horizontalizarse (figura 2.1).

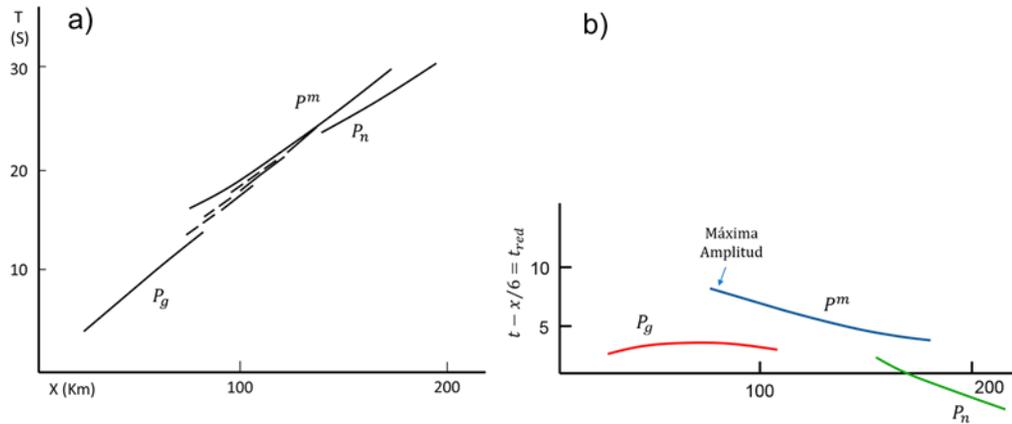


(Tomado de Flores 2015.)

Figura 2.1 Sección sísmica Capatárda –Perfil Andes Norte en tiempo real (arriba) y tiempo reducido con velocidad de reducción 6 km/s (abajo).

2.3 Fases corticales en sismica de gran ángulo

En las secciones de sismica de gran ángulo es posible identificar tres fases principales, siempre y cuando se tengan perfiles lo suficientemente extensos (Giese, 1976a).



(Tomado de Flores 2015) (Modificado de Giese, 1976b)

Figura 2.2 Diagrama de fases corticales en tiempo real (a) y tiempo reducido (b).

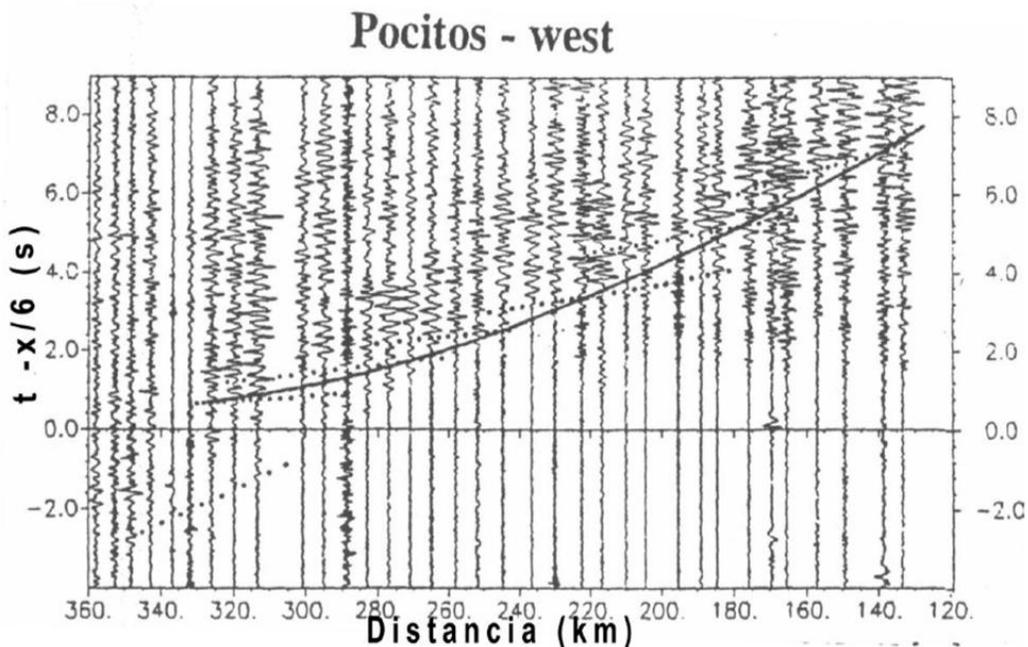
Según (Giese, 1976a) estas tres fases corticales se clasifican en:

- ❖ Fase de onda directa (P_g): Esta fase se relaciona a la corteza superior, pudiéndose evidenciar dos comportamientos distintos, el primero relacionado al tránsito de la onda por la capa sedimentaria y el segundo por el basamento cristalino. Dicha fase es comúnmente visible hasta los 100 km de distancia ya que después de esto se vuelve imperceptible (figura 2.2)
- ❖ Onda reflejada (P_mP o P_m): Esta fase corresponde a la reflexión en la discontinuidad corteza-manto (Mohorovicic) en la cual se presenta un alto contraste de impedancia, cabe destacar que para esta fase las mayores amplitudes se observan cercanas al punto crítico (figura 2.2); tiene una velocidad aparente promedio de 8,2 km/s cerca del punto crítico, la cual disminuye conforme va aumentado la distancia al mismo.

- ❖ Onda refractada en el manto (P_n): Esta fase corresponde a las ondas refractadas en el manto superior, las cuales se detectan como primeras llegadas, en distancias grandes de 140 a 200 km (figura 2.2).

2.4 Principio de correlación de fases

Según Giese (1976c) la correlación consiste en identificar eventos sísmicos dentro de una traza, basándose en los tiempos de llegadas de un grupo de ondas de interés, lo cual es representable con una curva distancia tiempo que denota algún tipo de fase (figura 2.3); para la interpretación de secciones sísmicas se tienen dos variantes de esta correlación la primera de ellas es la correlación por fases, en ésta se identifican características similares (máximos y mínimos de amplitud o contenido de frecuencias) para un tren de ondas específico en las trazas de una sección sísmica, siempre y cuando el espaciamiento entre los receptores sea más pequeño que la longitud de onda de la señal. Ahora bien, si las llegadas no logran ser diferenciables de manera tal que no permitan identificar una discontinuidad, sino más bien una zona de transición entre dos interfases o bien sea que la separación entre receptores sea muy grande, se tendrá el caso de una correlación por grupo.

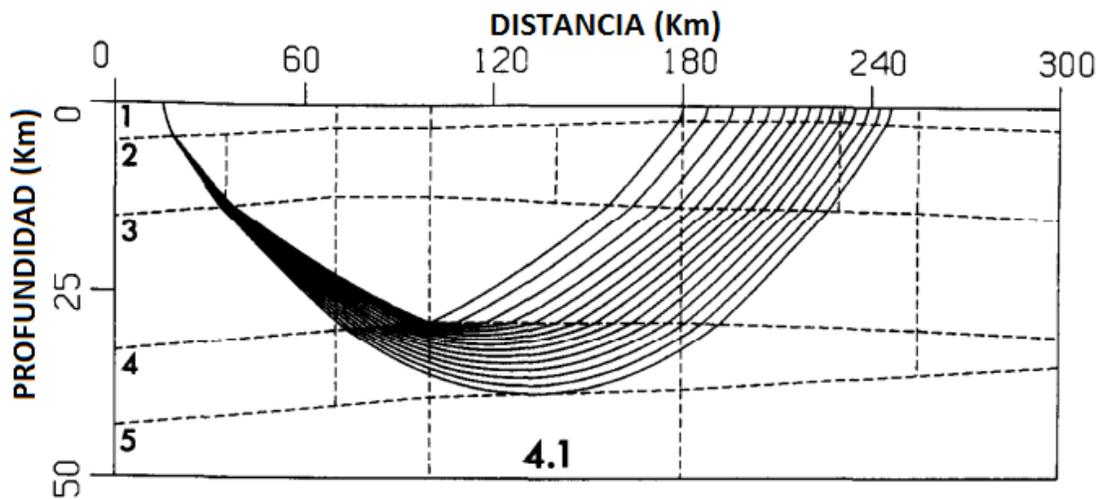


(Tomado de Giese, 1976b)

Figura 2.3 Correlación de fase (líneas punteadas) y correlación de grupo (línea continua).

2.5 Trazado de rayos

El trazado de rayos se basa en simular la trayectoria de un frente de ondas desde una fuente hasta un determinado número de receptores, estos rayos serán trazados sobre un modelo de velocidades del subsuelo predeterminado (figura 2.4), la trayectoria descrita por el rayo dependerá de las velocidades y los espesores en las distintas capas del modelo y se calcula con los ángulos respectivos de incidencia aplicando la Ley de Snell (Gebrande, 1976).

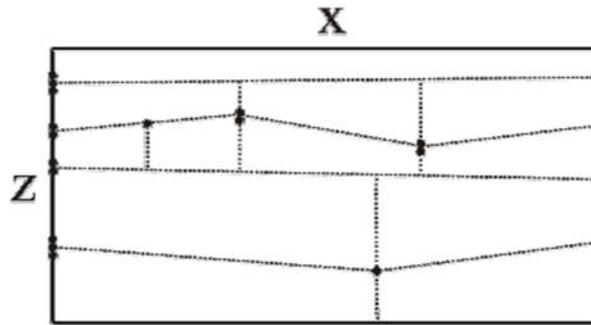


(Tomado de Alcalá, 2015) (Modificado de Zelt y Ellis 1988)

Figura 2.4 Trazado de rayos para ondas refractadas en un modelo de cinco capas.

Para los modelos bidimensionales en Rayinvr se asume un medio isotrópico ya que se asignan valores de velocidades a cualquier punto sobre el subsuelo (Gebrande, 1976; Zelt y Smith, 1992). En este orden de ideas se realiza una correlación entre los tiempos de viaje observados y los calculados, con el fin de modificar el modelo iterativamente hasta lograr un ajuste entre dichos tiempos de viaje. (Zelt y Smith, 1992). Este ajuste es realizado por el usuario por medio de un modelado directo, variando los valores en el modelo de parametrización donde se definen las distintas capas.

Para que un algoritmo de trazado de rayos se considere eficaz es necesario realizar la parametrización del modelo (figura 2.5), lo cual consiste en seleccionar una cierta cantidad de nodos para definir la posición de cada una de las interfases, lo mismo se realizará para definir las velocidades en el tope y la base de cada una de las interfases (Zelt y Smith, 1992).



(Tomado de Zelt y Smith, 1992)

Figura 2.5 Parametrización de interfases para un modelo de cinco capas.

2.6 Análisis espectral y de frecuencia

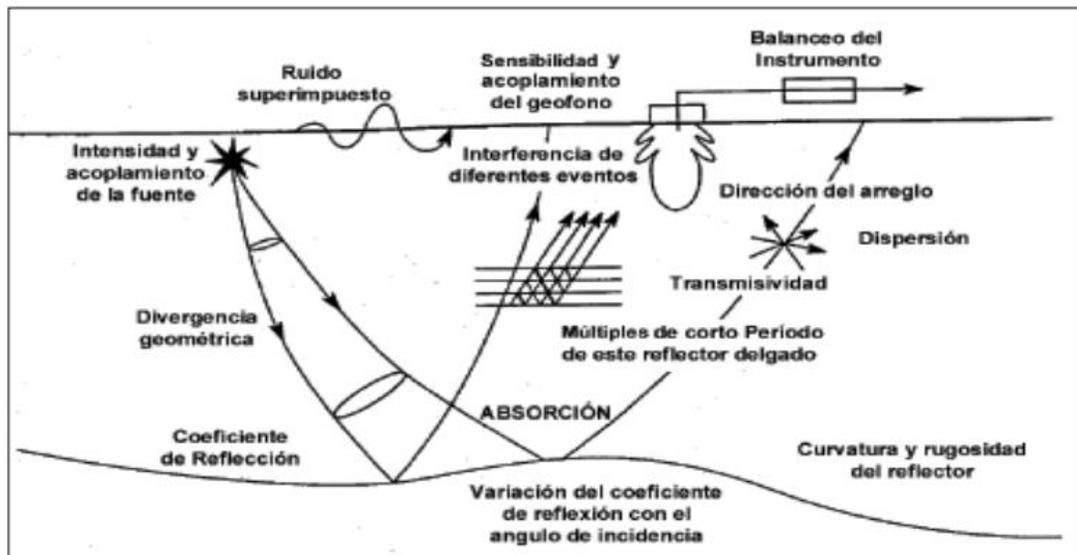
El análisis espectral consistió en el cálculo de una serie de funciones de ganancia, las cuales mostraron el decaimiento de cada banda de frecuencia, esto hecho mediante la aplicación de la transformada de Fourier y el cálculo de múltiples filtros pasabanda aplicados sobre las trazas sísmicas.

Este análisis se realizó con la finalidad de elegir ciertos parámetros tales como el rango de frecuencia que se quiere filtrar, para esto se observó cual es la mínima y la máxima frecuencia presente en los datos. Este espectro de frecuencia permitió construir trazas sísmicas espectralmente balanceadas, con el propósito establecer un rango de frecuencias óptimo, utilizando los filtros que permitan eliminar componentes de frecuencia ruidosos y que afecten la calidad del dato (Fernández Da S., 2002).

2.7 Atenuación

Cuando el frente de onda viaja a través del subsuelo, éste se atenúa a medida que se propaga, esta atenuación se define como la pérdida de energía o reducción de amplitud causada por las características físicas del medio (figura 2.6), normalmente

se incluyen efectos geométricos como el decremento de la amplitud de la onda con el incremento de la distancia fuente-receptor (Sheriff, 1994).



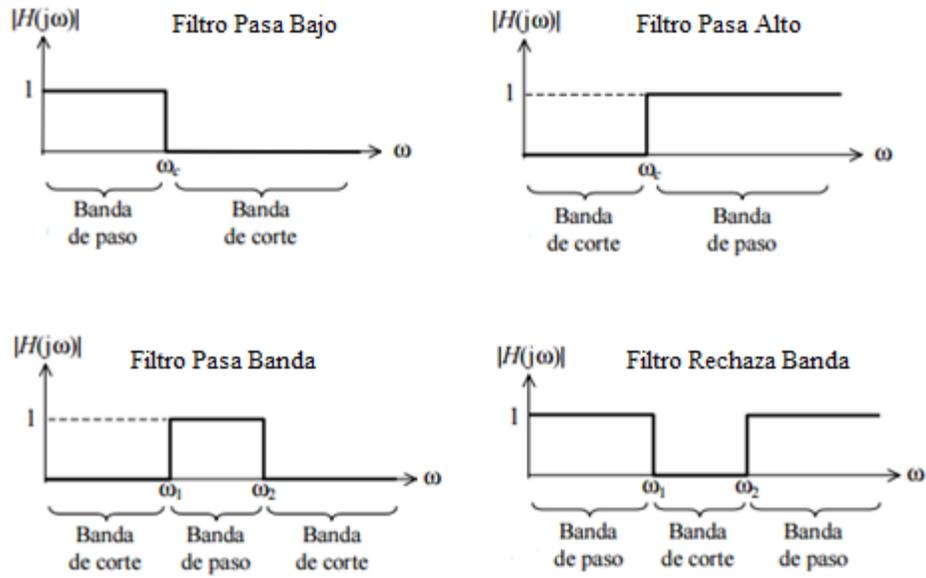
(Tomado de Sheriff 1994)

Figura 2.6 Factores que afectan a amplitud de la onda.

2.8 Filtros

Los filtros son usados para extraer rangos de frecuencias de las trazas sísmicas y atenuar otros. El término filtro, se usa para denominar aquel sistema, que es capaz de realizar una separación efectiva de la información deseada, contenida en una señal sísmica de la información no deseada, llamada comúnmente ruido. Esta separación puede ser hecha basándose en la frecuencia o la velocidad (Fernández Da S., 2002).

Entre los filtros más comunes se tienen los de ventana, en la figura 2.7 se muestran sus representaciones idealizadas.



(Modificado de Miyara, 2004).

Figura 2.7 Representación idealizada de filtros de ventana comunes.

2.8.1 Filtro Butterworth

El filtro Butterworth se encuentra representado por la función de transferencia:

$$H(w)^2 = \frac{1}{1 + w^{2n}}$$

Donde n es el orden del filtro (número de polos) y la frecuencia (normalizada) de paso es $w=1$ rad/s, con una atenuación en dicha frecuencia de 3 dB. Al aumentar el grado del filtro, su respuesta es más abrupta. La atenuación en la banda de rechazo es de 6 dB/octava por orden del filtro y presenta máxima respuesta plana en la banda de paso (Hernández, 1999).

CAPÍTULO III

MARCO GEODINÁMICO

La geodinámica del noroccidente suramericano, se ha visto condicionada por un conjunto de eventos tectónicos a lo largo de la historia, dejando como resultado un serie de elementos estructurales como, el arco de Mérida, el graben de Apure y las fallas de Boconó, Perijá-El Tigre, Oca Icotea, entre otros (Arnáiz, 2009). Según Duerto (1998) los eventos tectónicos de mayor importancia se pueden resumir en seis periodos:

1. Apertura del jurásico medio, responsable de la formación de estructuras tipo graben en dirección NE, debido a la apertura de Pangea, las cuales posteriormente sufren un proceso de inversión, condicionado por los esfuerzos compresivos resultantes del levantamiento de los Andes de Mérida (Chacín *et al.*, 2005).
2. Desarrollo de margen pasivo y subsidencia del Cretácico con el desarrollo una plataforma carbonática (Arnaiz *et. al.*, 2011).
3. Colisión de un arco de islas contra el borde occidental de Colombia desde el Cretácico tardío hasta el Paleoceno.
4. Emplazamientos de las napas del Caribe en el occidente de Venezuela del Paleoceno al Eoceno medio con incremento en la tasa de convergencia en Colombia, y la formación de la cuenca *foreland* en Venezuela.
5. Producción de un régimen transpresivo en el Eoceno tardío y el Mioceno medio. Para el Mioceno Superior comienza la convergencia oblicua del arco de Panamá contra la placa Suramericana, la cual se mantiene activa en la actualidad (Chacín *et al.*, 2005).
6. Levantamiento de la serranía de Perijá y de Los Andes de Mérida desde el Oligoceno al Plioceno debido a la colisión de los terrenos de Baudo – Chocó contra Colombia. El levantamiento de los Andes de Mérida fue la respuesta tanto a la transpresión entre Suramérica y el bloque de Maracaibo como a la interacción de la placa de Nazca y la placa Caribe contra

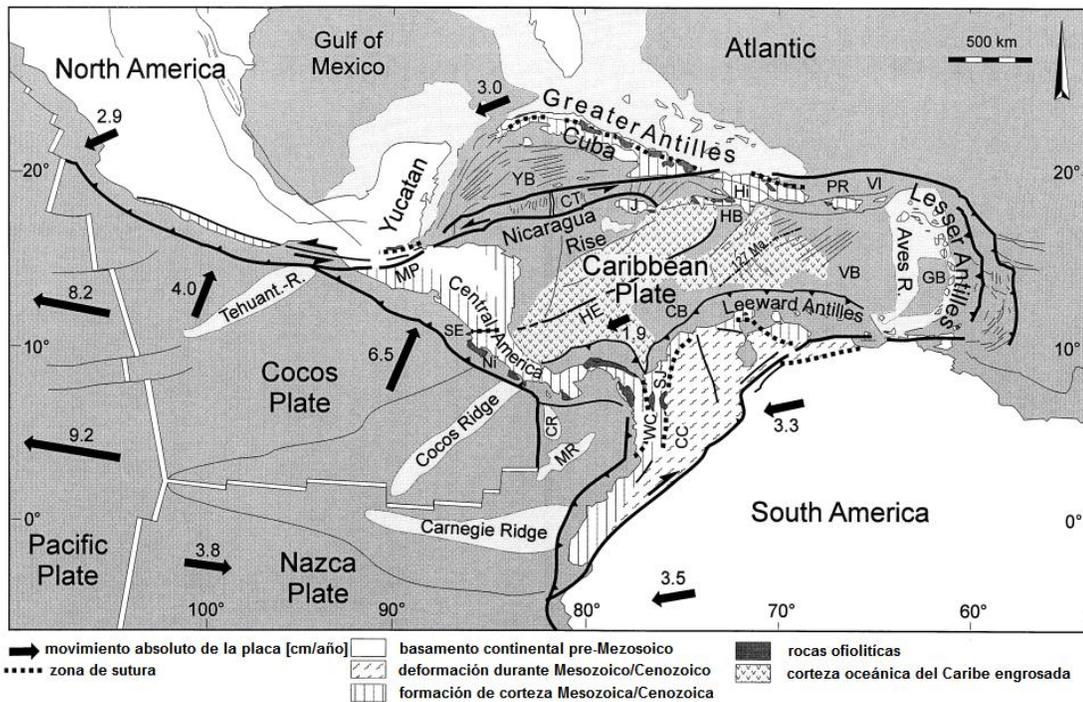
Suramérica (Arnaiz *et al.*, 2011). En el Plioceno – Pleistoceno una compresión EW refuerza el depocentro norandino con más de 30000 pies de sedimentos.

3.1 Placa Caribe

La placa Caribe es un accidente geológico que se localiza entre las longitudes de 60° y 90° W, y las latitudes 10° y 20° N; cubriendo un área aproximada de 4.000.000 km²; limita por el oeste con la zona de subducción de Centroamérica hasta las Antillas, y desde Cuba hasta el límite norte de Suramérica (Granja, 2005).

Arnaiz (2009) realiza una revisión de las características principales de los límites de la placa Caribe encontrando que los bordes norte, este y oeste de la placa Caribe se encuentran definidos por la sismicidad activa de la zona. Autores como Bachmann (2001) explican que el borde norte está dominado por un desplazamiento transcurrente a lo largo de un gran sistema de fallas (figura 3.1). En cuanto al borde sur, que no es de tipo dextral simple, define la tectónica activa del norte de Venezuela, como afirma Soulas (citado por Audemard *et al.* 2005).

Según Audemard *et al.* (2005), es una zona de transpresión activa de más de 100 km de ancho, un extenso borde que implica la coexistencia de transurrencia y de compresión, sin necesidad de acomodamientos en una sola estructura.



(Modificado de Meschede y Frisch, 1998)

Figura 3.1 Mapa tectónico del Caribe.

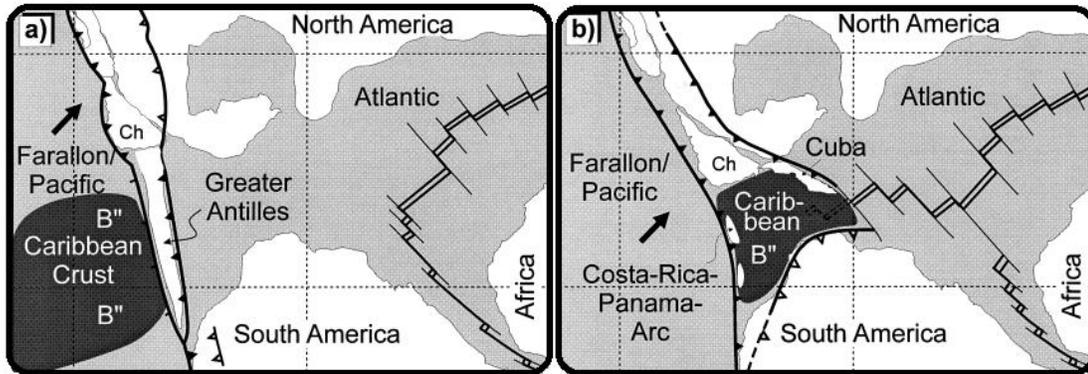
Bachmann (2001) afirma que existen tres provincias corticales mayores en la placa Caribe. La primera conformada por rocas metamórficas representando un bloque cortical con basamento pre-Mesozoico, situado en las partes pre-existentes de Norteamérica y Suramérica y en la parte norte de Centroamérica.

La segunda provincia es una corteza continental de edad mesozoica y cenozoica compuesta de primitivos arcos magmáticos resultantes de la subducción de la placa Pacífico bajo la placa Caribe, y se localiza en la parte sur de Centroamérica.

La tercera provincia, es considerada la principal y está compuesta por una corteza oceánica gruesa de una meseta basáltica, formada a mediados del Cretácico. Para este autor, la existencia de una corteza oceánica de 15 a 20 km de espesor es uno de los grandes problemas sin resolver; lo que podría ser consecuencia de un evento de ‘super-pluma’, del cual no existe evidencia directa.

Orihuela *et. al.*, (2012) explican que el origen y evolución de la placa Caribe es tan controversial debido a que su centro de expansión oceánica hasta ahora no ha sido

identificado, Ante esta situación han surgido dos modelos de evolución: el modelo alóctono (figura 3.2 (a)) y el autóctono (figura 3.2 (b)).



(Modificado de Meschede y Frisch, 1998)

Figura 3.2 Origen de la placa Caribe: (a) Modelo Pacífico y (b) Modelo *in-situ*.

3.1.1 Modelo alóctono o modelo Pacífico

Este modelo propone un origen de la corteza oceánica del Caribe para el Mesozoico tardío en la región del Pacífico para luego derivar en la posición actual entre las dos américas (Meschede y Frisch, 1998). En la tabla 3.1 se muestra la secuencia de los eventos que plantea este modelo.

3.1.2 Modelo autóctono, modelo alternativo o modelo *in-situ*

Con este modelo se validan datos de paleomagnetismo y geoquímicos los cuales permiten inferir que la placa Caribe no se ha desplazado tanto de su lugar de origen. Ella es consecuencia del desarrollo de los arcos volcánicos cerca de las plataformas que rodean al Caribe (Arnaiz, 2009).

Según Bachmann (2001), el origen de la placa Caribe no ocurre dentro de la placa Pacífica, sino como un terreno generado entre América del Norte y América del Sur con movimiento hacia el este: la formación entre las dos Américas es el resultado de la expansión hacia el este del océano Atlántico durante el Jurásico.

Tabla 3.1 Desarrollo del modelo alóctono o Pacífico.

Jurásico medio/ Jurásico tardío	Existe un proceso de <i>rifting</i> , que determina la separación entre Norteamérica y Suramérica, así como la separación de Pangea; luego, la placa Caribe debe haberse formado dentro de la placa Pacífica durante el Cretácico, como resultado de la presencia del punto caliente de Los Galápagos. (Bachmann, 2001).
Cretácico temprano	El Bloque de Yucatán culmina su rotación entre Norte y Sur América al igual que culmina la apertura del golfo de México. Se inicia en el Albiense la traslación relativa de la placa Caribe con respecto a la placa Suramericana (Arnaiz, 2009)
Cretácico medio	La placa Caribe se traslada hacia el este dentro de las cuencas evaporitas del Golfo y del Protocaribe a lo largo de un sistema de fallas transcurrentes (Arnaiz, 2009).
Cretácico tardío	Ocurre un desarrollo de márgenes pasivos en la plataforma de Bahamas, Yucatán y el norte de Suramérica, mientras que la cuenca Proto-Caribeña se continúa ensanchando por la deriva entre Norteamérica y Suramérica (aunque la tasa de esta expansión empieza a decaer). Se engrosa la corteza caribeña debido a la presencia del Plateau Basáltico emplazado sobre la misma (Bachmann, 2001).
Paleoceno	Se forman las cuencas de Yucatán y Grenada debido a la expansión del arco caribeño dentro del gran espacio existente.
Eoceno	Como resultado del movimiento hacia el este de la placa en relación con las Américas se desarrollaron sistemas de fallas transcurrentes tanto en el borde sur como en el borde norte de la placa, así como también se desarrolló un proceso de orogénesis que persiste en la actualidad (Bachmann, 2001). Se emplazan las napas de Lara y se inicia la apertura de la fosa de Caimán. Se inicia la subducción horizontal de la placa Caribe bajo Suramérica.
Mioceno	La colisión Caribe – Suramérica llega a la altura de la cuenca Oriental de Venezuela. Un cambio relativo en el movimiento de la placa da origen a un régimen transpresivo en el margen sureste de la misma (Bezada, 2005 citado por Arnaiz, 2009).

Para Meschede y Frisch (1998), la información geocronológica y paleomagnética indicaría que la corteza del Caribe pudo haberse formado en una posición ecuatorial adyacente al margen noroeste de Suramérica.

En la tabla 3.2 se muestra la evolución de la placa Caribe acorde al modelo autóctono.

Tabla 3.2 Desarrollo del modelo autóctono

Jurásico medio/ Jurásico tardío	Existe un proceso de <i>rifting</i> que determina la separación entre Norteamérica y Suramérica, así como la separación de Pangea; el centro de expansión que se forma entre Norte y Suramérica tenía una orientación ESE-ONO, el cual se extiende desde el océano Pennínico hasta el Atlántico Central (Bachmann, 2001).
Cretácico temprano	La dirección del centro de expansión cambia hacia el Atlántico Norte y desde el Protocaribe al Atlántico Sur.
Cretácico medio/ Cretácico tardío	Concluye la expansión del golfo de México y cesa la expansión del Protocaribe. Durante esta etapa se propone un engrosamiento de la placa Caribe debido al material basáltico producto de un evento de super pluma mantelar en un punto caliente de posición desconocida.
Cenozoico	Se inicia el movimiento relativo de la placa Caribe con respecto a Suramérica hasta su posición actual.

3.2 Geología Estructural

Dado el complejo marco geodinámico descrito previamente, es necesario definir ciertas estructuras geológicas que darán sentido a las interpretaciones obtenidas para la zona de estudio;

3.2.1 Los Andes de Mérida

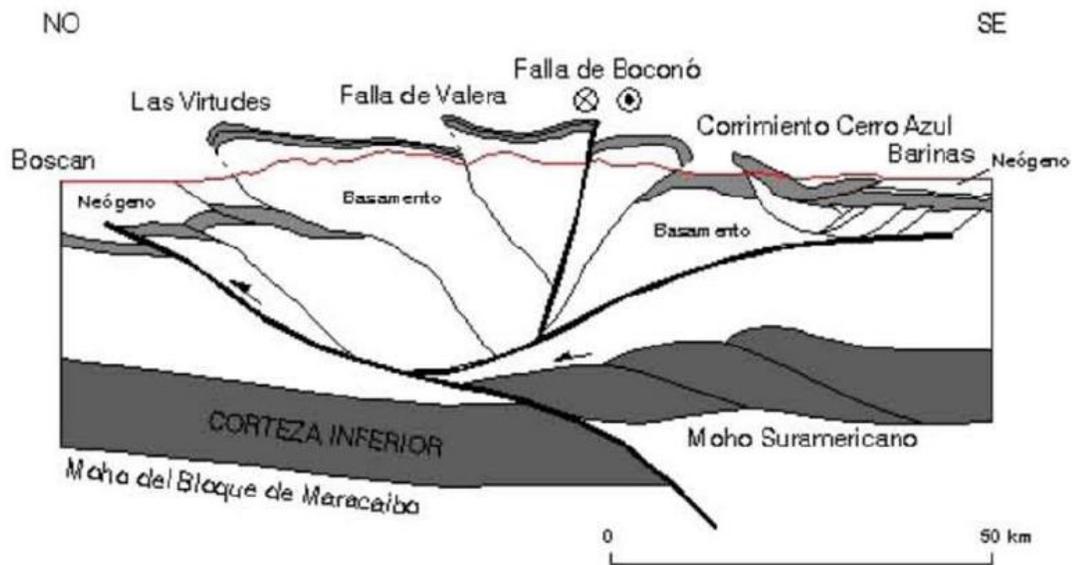
Los Andes de Mérida son una cadena montañosa con tendencia SW-NE ubicada en la región occidental de Venezuela que se extienden por 350 km desde la frontera colombo-venezolana hasta la ciudad de Barquisimeto, se caracteriza por poseer una elevación máxima del orden de 5000 msnm. Esta cadena aparenta ser la prolongación noreste de la cordillera Oriental de los Andes colombianos, sin embargo se ha demostrado que no existe una relación directa entre ambos. Una de las principales razones radica en que el levantamiento de los Andes de Mérida no corresponde a una subducción tipo B como ocurre con los Andes sudamericanos; por el contrario, corresponde a una subducción tipo A (Audemard, 2003) puesto que, acorde a lo expresado por Audemard y Audemard (2002), esta cadena guarda una mayor relación con la interacción entre las placas Caribe, Sudamericana y Nazca.

Debido a que los Andes de Mérida no son producto de orogénesis relacionada con subducción de tipo B convencional, éstos se elevan durante el Mioceno medio, como consecuencia directa de la interacción entre las placas Caribe y Sudamericana.

En el Mioceno se levantan unos Andes menos prominentes que los actuales, lo que probablemente se relaciona con los primeros estadios de la colisión del arco de Panamá contra el noroccidente del continente suramericano. Este levantamiento inicia la depositación de material molásico a lo largo de ambos flancos de la cadena (formaciones Parángula e Isnotú) (Audemard 1993; Colletta et al., 1997); en el Mioceno superior se produce la generación de la cuenca antepaís Barinas-Apure y la separación de ésta de la cuenca de Maracaibo (Audemard y Audemard, 2002; Audemard, 2003). El levantamiento se ve acelerado durante el Plio-Cuaternario como resultado de la convergencia oblicua relativa entre el bloque Triangular de Maracaibo en el WNW y la placa Suramericana en el ESE.

El levantamiento de los Andes de Mérida en la actualidad es la respuesta a la transpresión entre la placa de Suramérica y el bloque de Maracaibo. Ésta se superpone a los efectos asociados a la colisión del arco de Panamá durante el Mioceno (Audemard y Audemard, 2002). Durante el Triásico-Jurásico el rifting de Pangea desarrolló grábenes en dirección NE en el oeste de Venezuela, éstos fueron invertidos posteriormente en el evento compresional de levantamiento de los Andes de Mérida (Audemard y Audemard, 2002). El complejo Iglesias que aflora en el estado Mérida de edad Precámbrico tardío se considera el basamento del llamado Terreno o Dominio Mérida (PDVSA-INTEVEP, 2011).

La estructura interna de Los Andes fue descrita por Colletta et al. (1997) como una estructura compresional de flor positiva (figura 3.3). Muchos modelos han sido propuestos para explicar la estructura y formación de Los Andes, siguiendo, en general, dos conceptos geológicos distintos: uno supone Los Andes como una cadena simétrica (González de Juana et al., 1980); otro, como una cadena asimétrica (Audemard y Audemard, 2002).



(Original de Colletta et al., 1997; modificada por Henriques, 2004).

Figura 3.3 Estructura en flor positiva.

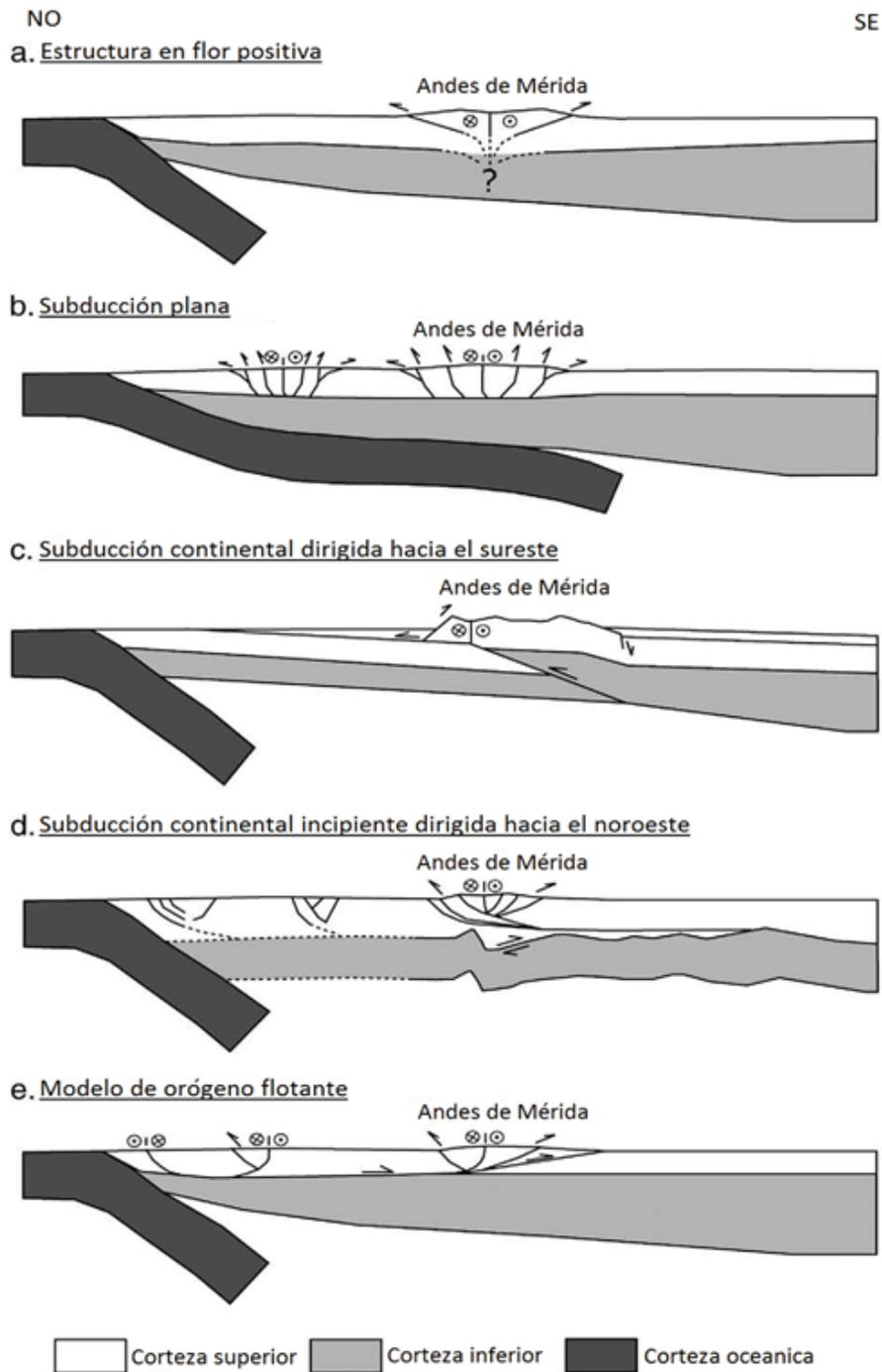
A pesar de que la estructura superficial de los Andes puede establecerse considerando la falla dextral de Boconó y los dos frentes de empuje opuesto convergentes, similar a lo observado en la figura 3.3 las interpretaciones respecto a la conexión de estos elementos en profundidad difieren, pues ésta depende de las consideraciones respecto a la estructura, si se considera simétrica o asimétrica. Si se considera simetría en la cadena ésta puede haberse formado como una estructura en flor positiva o como resultado de una subducción de bajo ángulo mientras que si se considera la cadena asimétrica la formación de la misma respondería entonces a una subducción continental ya sea en dirección NW o SE. A esto se le suma un modelo final que establece un orógeno flotante en un régimen transpresional (Monod *et. al.*, 2010); a continuación se explicara de manera general cada uno de estos modelos clasificándolos acorde a su simetría, de igual manera los mismos se pueden observar de manera esquemática en la figura 3.4.

1. Modelos de estructura simétrica

1.1 Estructura en flor positiva: este modelo (figura 3.4 (a)) es propuesto por González de Juana, (1952), Rod (1956) y Stephan (1985). En este el acortamiento generado por la inversión de una cuenca tipo *rift* es el responsable del

crecimiento vertical de la cadena, el cual es controlado por el empuje opuesto convergente en ambos flancos separados de manera simétrica por la falla de Boconó (Taboada *et. al.*, 2000 citado por Monod *et. al.*, 2010). Este modelo representa tanto la partición de la deformación como la inversión de los antiguos grábenes asimétricos del Jurásico tardío. Sin embargo, Los Andes de Mérida comienzan su levantamiento en el Mioceno en asociación con la depositación de las formaciones Parángula e Isnotú en las cuencas antepaís al norte y al sur respectivamente, teniendo un pulso orogénico principal durante el Plioceno. Un problema de este modelo radica en que la estructura de flor positiva no considera la geometría de las estructuras a una profundidad mayor que la de la corteza superior (Monod *et. al.*, 2010).

1.2 Subducción plana: este modelo (figura 3.4 (b)) fue propuesto por Duerto *et. al.*, (2006) se basa en la subducción plana de la placa oceánica del Caribe por debajo del bloque de Maracaibo, donde la losa de subducción se extiende hacia el sur por debajo de los Andes venezolanos. La subducción de la placa Caribe crea una amplia zona de cizallamiento entre la placa superior e inferior. La transmisión de la fuerza generada da lugar a un levantamiento y acortamiento en la placa Suramericana. Éste modelo presenta dos problemas principales, el primero radica en que la sismicidad no muestra la extensión hacia el sur de la losa Caribe y el segundo es que en éste no se explica el papel de las fallas de Boconó y Valera (Monod *et. al.*, 2010).



(Modificado de Monod *et. al*, 2010)

Figura 3.4 Diagramas esquemáticos (no a escala) de los diversos modelos de evolución que se han propuesto para la estructura de los Andes venezolanos

2. Modelos de estructura asimétrica: este tipo de modelos se basan en el hecho de que los datos geocronológicos muestran una exhumación diacrónica del Neógeno de Los Andes de Mérida a lo largo de la falla de Boconó lo cual contradice una formación simétrica de la cadena. De igual manera, las anomalías gravimétricas representan datos de utilidad para el entendimiento de la estructura de Los Andes de Mérida encontrándose que el mapa de anomalía de Bouguer revela un fuerte contraste entre la profundidad del basamento de las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure, con 8 km y 5 km respectivamente, lo cual afianza la creencia de una asimetría de la cadena (Monod *et. al.*, 2010).

2.1 Subducción continental dirigida hacia el sureste: este modelo (figura 3.4 (c)) propuesto por Kellogg y Bonini (1982), De Toni y Kellogg (1993), Sánchez *et al.* (1994) y Colletta *et al.* (1997) favorece la hipótesis de una subducción continental SE de la corteza de Maracaibo por debajo del escudo de Guayana. Además Colletta *et. al.*, (1997) consideraron dentro de este modelo la inversión de las fosas del Jurásico tardío. El principal argumento de la polaridad SE de la subducción consiste en el hundimiento del basamento de la cuenca de Maracaibo el cual muestra una profundidad mayor respecto a la cuenca Barinas-Apure (Monod *et. al.*, 2010).

2.2 Subducción continental incipiente dirigida hacia el noroeste: este modelo (figura 3.4 (d)) fue propuesto por Chacín *et. al.*, (2005) y se basa en el modelo de Audemard (1991) en el cual los Andes de Mérida son el resultado de una subducción continental incipiente de dirección NW; en este modelo las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure se forman como cuencas de flexión por el peso de la cadena. La principal evidencia de una subducción de polaridad NW proviene de la consideración del espesor de la corteza fina de la cuenca de Maracaibo (29 km, Padrón y Izarra, 1996 citado por Monod *et. al.*, 2010) la cual experimentó el evento de *rifting* del Jurásico Tardío, y su contraste con la corteza relativamente gruesa del escudo de Guyana (46 km, Schmitz *et al.*, 2002;.. 45 km, Schmitz *et al.*, 2008 citados por Monod *et. al.*, 2010). Acorde a lo explicado por Audemard y Audemard (2002), la corteza de Guyana, más fría y más densa, se hunde por debajo de la corteza de Maracaibo, además el modelado gravimétrico a lo largo de un transepto trasandino

NW-SE muestra una ruptura de la corteza interpretada como un hundimiento incipiente dirección NW de la corteza Suramericana debajo de la cuenca Barinas-Apure (Monod *et. al.*, 2010).

3. Modelo de orógeno flotante: este modelo (figura 3.4 (e)) fue presentado por Audemard (1991), Yoris y Ostos (1997), Audemard y Audemard (2002) y Cediel *et al.* (2003) basándose en el concepto de orógenos flotantes para orógenos transpresionales. Acorde a este modelo las fallas en los márgenes antepaís se fusionen con un desprendimiento subcutáneo a gran escala situado ya sea en los límites de corteza superior/inferior o entre la corteza inferior/manto superior, por lo que la sección de corteza del orógeno flotante se encuentra subyacente a la litosfera. Dentro de los sistemas de subducción océano-continente, el desprendimiento basal inicia en el borde delantero de la placa en subducción y se propaga hasta tierra junto con el frente de deformación. Dentro de la subducción oblicua continente-continente y océano-continente, el concepto de orógeno flotante proporciona una explicación para orógenos asimétricos sometidos a esfuerzos de rompimiento que resultan en el desarrollo de sistemas de falla rumbo-deslizantes (Monod *et. al.*, 2010).

3.2.2 Falla de Valera

Soulas *et. al.*, (1985) mencionan que este accidente posee una reactivación muy compleja durante el Cuaternario, presumiblemente debido a la posición oblicua que ocupa en la cadena andina, así como por el cambio de orientación que experimenta al cruzar la ciudad del mismo nombre. Por consiguiente, de la ciudad de Valera hacia el suroeste, el vector de desplazamiento relativo entre los dos bloques del sistema, posee una inclinación de 45° (aproximadamente), en este sector, la falla muestra una orientación N30°E y buzamiento sureste. Además, este tramo abarca una distancia de unos 25 kilómetros, cruzando principalmente, el paisaje glaciar del páramo Miranda,

Más al norte, estos autores señalan que a lo largo del río Momboy se destaca la presencia de un “graben” muy estrecho de 22 kilómetros de longitud, originado por una falla antitética paralela a la principal, pero con buzamiento NW. En cuanto a la componente horizontal, ésta es sinistral, por lo tanto, el desplazamiento total para

este segmento durante el Cuaternario se estima en 1,4 kilómetros, lo que equivale a una velocidad promedio de 0,7 mm por año, tomando en cuenta solo el movimiento entre los dos bloques separados por el graben.

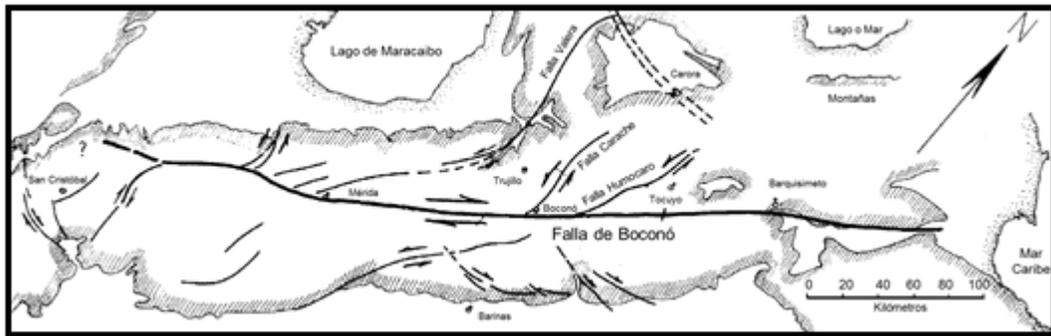
Por otra parte, en el tramo ubicado al norte de la ciudad, este vector es horizontal o presenta muy poca inclinación y la falla en dicho sector, tiene una orientación general N-S y un buzamiento aproximadamente vertical. Este sistema consta de tramos muy rectilíneos organizados en “echelon”.

En consecuencia, se tiene que el régimen de esfuerzos existentes entre los segmentos norte y sur difieren notablemente, siendo el primero transcurrente en compresión y el segundo transcurrente en tracción.

3.2.3 Falla de Boconó

Es definida como un accidente transcurrente dextral con movimiento en el Terciario Superior. Su movimiento tuvo comienzo en el Oligoceno prolongándose hasta el presente (Audemard y Audemard, 2002).

La falla de Boconó (figura 3.5) se extiende por unos 500 km parcialmente a lo largo de los Andes venezolanos y de la depresión de Yaracuy. Esta falla presenta numerosas evidencias geomorfológicas, persistentes y consistentes, a lo largo de su traza principal de comprobada actividad tectónica cuaternaria, y hasta holocena, así como una comprobada actividad sísmica instrumental histórica (Audemard *et. al.*, 2011).



(Tomado de Rod, 1956)

Figura 3.5 Falla de Boconó y estructuras asociadas.

Esta falla pasa ligeramente oblicua al eje de la cadena de los Andes de Mérida y limita el rango de la costa Caribe en el norte de Venezuela al oeste; se extiende también hacia la depresión del Táchira en la frontera colombo-venezolana. En su extremo norte hacia la costa, la falla de Boconó muestra una curvatura de 45° en sentido horario lo cual permite la prolongación hacia el sistema de fallas este-oeste de San Sebastián-El Pilar (Audemard, 2003), lo cual coincide con el movimiento relativo entre las placas Caribe y Suramérica (Casas-Sainz, 1992). Otros autores como Soulas *et. al.*, (1985) describen que el comportamiento de esta falla en el área de Los Andes de Mérida es rumbo-deslizante, mientras que en el sector norte de la misma presenta una curvatura similar a la descrita por Audemard (2003) pero de unos 30° lo cual le permite tener una dirección aproximadamente E-W para unirse con el sistema de fallas San Sebastián-El Pilar.

Schubert y Henneberg (1975) resumen los siguientes puntos acerca de la falla de Boconó que se mantienen hasta la fecha:

1. La falla está marcada por una fuerte expresión topográfica y en la mayoría de las áreas se expresa como un sistema de falla, en lugar de una única falla.
2. Se extiende por aproximadamente 425 kilómetros a lo largo de la parte central de, y paralela a los Andes Venezuela.
3. El movimiento a lo largo de la falla es sugerido por el contraste litológico a través de esta, o por el desplazamiento vertical en la misma formación.

4. El desplazamiento lateral-dextral se muestra por los efectos característicos del Pleistoceno.
5. La tendencia de la falla se compensa con fallas transversales en muchos lugares.
6. Su edad se comprende desde finales del Cretácico a Reciente, a pesar de que los mayores desplazamientos son posteriores al Eoceno.
7. En general, los plegamientos cercanos son paralelos a esta falla.
8. Terremotos recientes han ocurrido en las proximidades de la falla de Boconó en la mayor parte de su longitud.

La falla de Boconó, es subdividida en 5 secciones con base en criterios geométricos, es decir, por la presencia de cuencas de tracción a lo largo de ésta (cuencas Las González, Mucuchíes?, Cabudare, Yaracuy?, entre otras) (Audemard *et al.*, 2000). Basado en evaluaciones paleosísmicas, Audemard (2014) respalda que esta falla no es un rasgo continuo desde el punto de vista tectónico.

3.2.4 Bloque de Maracaibo

El bloque cortical de Maracaibo, de forma triangular, (Bellizzia, 1985; Mann *et al.*, 1990; Pindell y Erickson, 1995 y Hervouët *et al.*, 2001) se encuentra en el extremo noroeste de América del Sur. Está limitado por el sistema de fallas transcurrentes sinestrales de Santa Marta-Bucaramanga al suroeste, y los sistemas transcurrentes dextrales de Boconó al sureste y la subducción plana de las Antillas Holandesas al norte (Audemard y Audemard, 2002). En el extremo este de esta provincia, se encuentra el Bloque de Trujillo (Hervouët *et al.*, 2001), el cual se separa del resto de Maracaibo por la falla transcurrente sinistral de Valera (Dhont *et al.*, 2002), la cual, junto a los otros sistemas de fallas limítrofes, ha sido bien caracterizada desde el punto de vista de su actividad cuaternaria, así como en lo concerniente a su potencial sismogénico (Álvarez, 2006).

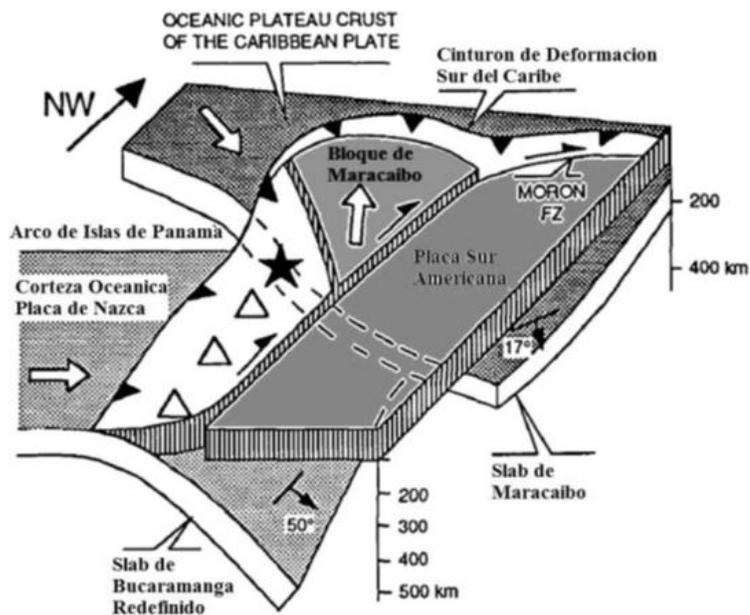
Su formación viene asociada con la interacción entre la placa Caribe, la Suramericana y la de Nazca, de una manera más concreta, Audemard y Audemard (2002) precisan que la expulsión de este bloque, tiene como origen la compresión generada por el bloque de Panamá contra Suramérica. El bloque de Maracaibo se

destaca por su movimiento en dirección norte. Este bloque y el de Bonaire están siendo extruidos en dirección N-NE con respecto a Suramérica; ambos sobrecorren la placa Caribe al norte de las Antillas Menores donde una subducción amagmática de bajo buzamiento en dirección sur se ha estado formando durante los últimos 5 m.a (Audemard *et al.*, 2000). Para Mann *et al.* (2006) la poca actividad en la zona de Benioff que ellos identifican bajo la cuenca de Maracaibo confirma la existencia de la subducción de la placa Caribe bajo los bloques de Maracaibo y Bonaire.

Estudios de GPS confirman el escape de ambos bloques hacia el noreste, lo cual añade cierta cantidad de deformación a lo largo del cinturón sur del Caribe. Unos autores defienden que los datos de GPS confirman el escape del bloque hacia el norte (Audemard, 2006) corroborando así las interpretaciones hechas por los geólogos acerca del movimiento de la falla de Boconó. Otros aseveran que los datos de sismología y de GPS son insuficientes (Mann *et al.*, 2006), pero aun así, aceptan el desplazamiento de este bloque hacia el norte.

Dentro del bloque de Maracaibo se incluye la cuenca homónima, que se considera otra de las cuencas de tipo antepaís que caracterizan al norte de Suramérica, formada como consecuencia del levantamiento de Los Andes de Mérida y de la serranía de Perijá (Audemard y Audemard, 2002; Audemard, 2003).

La separación entre la cuenca de Maracaibo y la cuenca Barinas-Apure se inicia en el Mioceno Medio con el cambio de la dirección de la compresión a lo largo del borde norte de la placa Suramericana, produciéndose el levantamiento de Los Andes de Mérida. La excesiva profundidad de la cuenca de Maracaibo (aproximadamente 10 km) en comparación con la cuenca de Barinas-Apure (aproximadamente 5 km) es evidencia (según Audemard y Audemard, 2002) de que el bloque posee un espesor elástico considerablemente menor al de la placa Suramericana. A esto se aúna la existencia de una posible distribución asimétrica de la carga que representan Los Andes de Mérida y las diferentes edades (y por lo tanto densidades) de ambas cortezas. En la figura 3.6 se puede observar un esquema que esboza la situación geodinámica explicada en esta sección.



(Modificado de Van der Hilst y Mann, 1994)

Figura 3.6 Esquema la situación geodinámica del bloque de Maracaibo.

3.2.5 Cuenca Barinas-Apure

La depresión estructural que caracteriza la cuenca Barinas-Apure se extiende desde la antefosa andina al noreste, hasta las planicies situadas entre los ríos Apure y Arauca al sureste (González de Juana *et. al.*, 1980). Esta cuenca posee un área aproximada de 92000 km² y una profundidad estimada de 5 km (Chacín *et. al.*, 2005), limita al noroeste con los Andes de Mérida, al norte con la prolongación occidental de la serranía del Interior, y al este y noreste con el levantamiento de El Baúl.

González de Juana *et. al.* (1980) la describen como una cuenca asimétrica con su flanco meridional suavemente inclinado, siguiendo la pendiente del escudo de Guayana, y un flanco septentrional abrupto, marcado por las rocas del flanco sureste de Los Andes venezolanos.

La cuenca Barinas-Apure se origina a raíz del levantamiento de Los Andes de Mérida durante el Mioceno Superior y es considerada como una cuenca de tipo antepaís. Su basamento se considera de edad paleozoica y autóctono, conformado por

las rocas conocidas como “capas rojas”, que marcan la apertura de Gondwana y Laurentia (Arnaiz, 2009).

Dentro de la cuenca Barinas-Apure se presenta una serie de estructuras tipo graben, evidencia de la apertura del Protocaribe por la extensión asociada a la separación de las Américas. Dichos grábenes fueron rellenados durante el Jurásico por sedimentos continentales, calizas marinas, rocas volcánicas y sedimentos clásticos. Los grábenes que se ubican dentro de la cuenca son los de Apure y Mantecal. Ambos grábenes fueron propuestos como la continuación hacia el sur del graben de Espino, hipótesis que nunca fue probada y que algunos geocientíficos debaten hoy en día, alegando que en su génesis los dos sistemas de grábenes son completamente independientes (Arnaiz, 2009).

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

Para llevar a cabo la presente investigación se aplicó una secuencia metodológica basada en tres fases principales tal y como se observa en el diagrama de la figura 4.1.



Figura 4.1 Diagrama de metodología de trabajo.

4.1 Adquisición

En el marco del proyecto GIAME se llevó a cabo la adquisición de los datos de sísmica de gran ángulo, entre el 18 de febrero y el 22 de marzo de 2014, dicha campaña constó de tres perfiles principales y cuatro perfiles de conexión tal y como se observa en la figura 1.1; los perfiles principales se ubicaron de manera tal que atravesaran perpendicularmente el eje axial de los Andes de Mérida, con una

extensión entre 300 y 400 km, mientras que los perfiles de conexión se realizaron paralelos al eje del orógeno, conectando los perfiles principales, a manera de tener un control sobre las variaciones laterales que puedan presentarse, estos perfiles contaron con una extensión menor a la de los principales (entre 140 y 300 km).

Ahora bien, dentro del marco de adquisición relevante al presente trabajo de investigación, se tiene que para los datos del perfil de conexión Sur del Lago, se llevó a cabo en dos fases, la primera corresponde a la instalación hecha para el perfil Andes Central, y la segunda para la instalación del perfil Andes Sur (figuras 1.2 y 1.3).

4.1.1 Fuentes

Para la adquisición sísmica del proyecto, se utilizan principalmente fuentes impulsivas, buscando un impulso de corta duración y gran amplitud, las cuales constan una mezcla de dos tipos de fuente explosiva entre pentolita y *ammonium nitrate fuel oil* (ANFO) (figura 4.2), cuyas cargas se encontraban en un rango entre 200 y 1600 kg . Los pozos que se perforaron para cada disparo dependían de la cantidad de carga utilizada en el mismo, en este orden de ideas, se tenía que para los disparos menores (menos de 500 kg) se perforaba un solo pozo, los intermedios (entre 500 y 1000 kg) dos pozos y los disparos principales (mayor a 1000 kg) en cuatro pozos, todos los pozos perforados tenían una profundidad de 60 m y se encontraban entubados por plástico. El suministro y manejo de los explosivos fue realizado por la Compañía Anónima Venezolana de Industrias Militares (CAVIM).

A la hora de realizar un disparo, fue necesario asegurarse que los mismos se encontrasen lo suficientemente alejados de zonas pobladas, adicionalmente debe asegurarse que el taqueo de los pozos se realizara de manera adecuada, para evitar que el mismo expulsara material a las superficie, ya que esto trae como consecuencia una pérdida en la energía y evita que la misma se transmita efectivamente al subsuelo; posterior al disparo se limpiaba el área, asegurándose de no dejar restos de la detonación y rellenando nuevamente los pozos.



Figura 4.2 Fuentes explosivas utilizadas, pentolita (izquierda) ANFO (derecha).

Dada la naturaleza del perfil Sur del lago, fue posible registrar todos los disparos efectuados tanto en los perfiles de Andes Central y Andes Sur, en las tablas 4.1 y 4.2 se puede apreciar los detalles para cada uno de éstos.

Tabla 4.1 Detalles de los disparos para el perfil Andes Central.

Disparo	Carga (kg)	Latitud	Longitud	Altura (m)	Geología
Mene de Mauroa	1600	10.94958	-71.16794	14	Cuaternario, saturado de agua
Consejo de Ciruma	200	10.52677	-71.04475	149	Cuaternario, saturado de agua
El Venado	200	10.13147	-70.89636	164	roca sedimentaria
La Raya	200	9.84106	-70.85842	52	roca sedimentaria
Agua Viva	90	9.5319	-70.7294	60	Cuaternario, saturado de agua
Valera	860	9.3727	-70.6479	634	roca sedimentaria
Niquitao	320	9.04688	-70.55882	3462	roca meteorizada
Barinas	570	8.55736	-70.30966	204	Cuaternario, saturado de agua
San Silvestre	240	8.31933	-70.21687	144	Cuaternario, saturado de agua
Rio Apure	1190	7.79934	-70.17365	110	Cuaternario, saturado de agua

Tabla 4.2 Detalle de los disparos para el perfil Andes Sur.

Disparo	Carga (kg)	Latitud	Longitud	Altura (m)	Geología
Santa Bárbara de Zulia	800	9.06977	-72.1215	5	Cuaternario, saturado de agua
San Pedro de Zulia	170	8.84489	-71.9621	7	Cuaternario, saturado de agua
El Vigía	200	8.60661	-71.782	61	Cuaternario, saturado de agua
Santa Bárbara de Barinas	680	7.6985	-71.0474	138	Cuaternario, saturado de agua
Rio Caparo	200	7.5927	-70.8882	147	Cuaternario, saturado de agua
Guasualito	1360	7.28964	-70.6427	140	Cuaternario, saturado de agua

4.1.2 Receptores

Para la campaña de adquisición del proyecto GIAME se utilizaron un total de 1050 sismógrafos independientes marca REF-TEK 125^a (texan) (figura 4.3); de los cuales 900 son de propiedad de IRIS-PASSCAL *Instrument Center* (Nuevo México, USA) y 150 pertenecen a FUNVISIS; estos sismógrafos registraban las vibraciones producidas por los disparos efectuados, con una tasa de muestreo de 100 muestras/s, a través de un geófono de componente vertical con frecuencia fundamental de 4,5 Hz (figura 4.4).



Figura 4.3 Sismógrafo independiente marca REF-TEK 125^a (texan).



Figura 4.4 Geófono de componente vertical acoplado a un texan.

Los sismógrafos cuentan con un salida terminal mediante la cual se realiza las descarga de los datos y la programación del receptor, un indicador led el cual proporciona información acerca del estado de grabación del texan, los equipos constan de una capacidad de almacenamiento de 64 Mb, cabe destacar que el formato de grabación de los equipos era un formato interno llamado PASSCAL.

De igual forma los receptores instalados en el perfil Sur del lago, se dividieron en dos fases, la primera para la adquisición del perfil Andes Central, en la cual se contó con un total de 136 texans, separados 1 km de distancia a partir de una punto de referencia, mientras que para la instalación propuesta para el perfil Andes Sur fueron instalados 101 texans, manteniendo 1 km de separación entre ellos.

4.1.3 Logística de campo

Para la instalación de cada uno de los perfiles se seleccionaron tres bases principales, ubicadas estratégicamente para cubrir las extensiones de cada perfil, cada una de estas bases debía cumplir con un conjunto de actividades, las cuales consistían en la planificación de la instalación de los equipos, supervisar los disparos más cercanos a la base, cargar las rutas de instalación para cada cuadrilla en los distintos GPS de mano con que se contaban, llevar un control sobre las planillas de registro, realizar reuniones constantes para discutir los inconvenientes presentados durante las instalaciones y/o disparos, asignar las cuadrillas de trabajo con sus respectivas

herramientas, receptores a instalar y vehículos (figura 4.5), descargar los datos obtenidos por los sismógrafos y la programación de los mismos (figura 4.6).



Figura 4.5 Herramientas, planillas de registro, GPS, vehículo y cajas de receptores.



Figura 4.6 Descarga de datos y programación de texans.

Para cada perfil la instalación podía durar un máximo de seis días, en el primero de éstos se realiza el transporte de los equipos y las cuadrillas a cada una de las bases asignadas, adicionalmente se asignaban las cuadrillas de campo y sus categorías (instalación, disparos, personal de base), el segundo día las cuadrillas de instalación

realizaban un reconocimiento sobre el tramo asignado, en esta fase se debía reconocer los puntos posible en donde instalar los sismógrafos, hablar con la población acerca del proyecto que se está ejecutando y divisar cualquier inconveniente que exista con la vialidad; para el tercer día las cuadrillas de instalación debían dirigirse hacia los puntos previamente identificados para la instalación de los equipos, la instalación se realizaba abriendo una zanja lo suficientemente grande como para que el texan quedaran completamente enterrado, luego se conectaba el geófono al mismo y éste a su vez se acoplaba al terreno, procurando que quedara lo más horizontal posible, se revisaba que el led se encontrara de color verde, lo cual era indicio de que estaba operando correctamente, luego se marcaba un punto de referencia con el GPS, para guardar las coordenadas del equipo, posteriormente se debía marcar con spray aerosol un punto para usarlo como referencia, esto para que a la hora de retirarlo se pueda encontrar el sismógrafo con mayor facilidad, y finalmente en las planillas de registro se anotaba la información referente a cada punto de instalación, tal y como se muestra en la figura 4.7; este proceso debía repetirse hasta que se instalaran la totalidad de los texans asignados o hasta que se cubriera por completo el tramo de instalación.

Experimento: <u>Proyecto GIAME</u>		PLANILLA DE REGISTRO							
Perfil: _____		GPS #: _____							
Grupo: _____		Nombres: _____							
Fecha de instalación: _____									
Fecha de recolección: _____									
	Estación	Serial Texan	Caja	LED (S/N)	Hora	Referencia	Longitud	Latitud	Elevación
Instalación									
Recolección									
Observaciones									

Figura 4.7 Modelo de planilla de registro.

Los sismógrafos instalados se programaban de manera tal que estuvieran registrando información por 36 horas continuas, esto a partir de las 6:00 pm del día de instalación, una vez realizada la instalación, durante los dos días siguientes las cuadrillas de disparo tenían que supervisar que se efectuaran las voladuras correspondientes a cada punto de disparo, esto se realizaba siguiendo una programación preestablecida, comúnmente estas se llevaban a cabo durante horas de

la noche, a manera de mitigar el ruido ambiental que pudiera estar presente en horas del día, durante estos días las cuadrillas de instalación debían apoyar a las cuadrillas de la base a realizar labores de mantenimiento de equipos, recargar baterías de los texans y crear una base de datos a partir de las planillas de registro.

Finalmente en el sexto día las cuadrillas de instalación recogían los equipos instalados y de igual forma se tomaban las coordenadas del punto, a manera de tener un mayor control sobre los mismos; mientras que las cuadrillas de disparo debían realizar las labores correspondientes al saneamiento ambiental de los puntos donde se realizaron voladuras.

4.2 Procesamiento

El procesamiento de los datos fue realizado utilizando un cúmulo de herramientas computacionales disponibles, esto permitió crear una secuencia de procesamiento para el manejo de los datos y el posterior análisis de los mismos, es importante mencionar que la principal herramienta utilizada para el procesamiento de los datos, fue la rutina SEISPLOT Arnaiz et al. (2014).

La secuencia utilizada para este trabajo constó de lo siguiente:

- Transformar los datos a formato SEG-Y.
- Ajustar los tiempos cero de los disparos.
- Elaborar la geometría para cada disparo.
- Generar secciones sísmicas a partir de los datos obtenidos.

4.2.1 Transformación de datos a formato SEG-Y y ajuste de tiempos cero

Para la transformación de los datos a formato SEG-Y, fue necesario aplicar una rutina desarrollada por la empresa a cargo de la fabricación de los sismógrafos (REF-TEK), ésta se ejecuta bajo la consola de Windows MS-DOS, aplicando cinco comandos descritos en el manual interno de FUNVISIS (Morales y Gálvez, 2014).

1. *arccreate*: Este comando crea una carpeta de nombre *archive*, en la cual se copian los datos extraídos de los texans.
2. *125_pas*: Comando con el cual se convierten los datos copiados en la carpeta *archive* al formato *.dat*.
3. *arcwrite*: Con este comando se organizan los datos generados anteriormente en carpetas separadas por año y por día juliano.
4. *arcfetch*: Este comando es con el cual se realiza el ajuste de tiempo cero de los disparos, se escoge la ventana de tiempo de un disparo determinado y se aplica a los datos generados con el comando anterior, creando archivo *.rt* con la información de todos los datos que se encuentren en dicha ventana de tiempo.
5. *rt_seggy*: Este comando convierte el contenido del archivo *.rt* en archivos SEG-Y para cada traza incluida en el mismo.

4.2.2 Geometría de los disparos.

Una vez transformados los datos al formato SEG-Y fue necesaria la asignación de la geometría de los receptores asociados a cada disparo, esto dentro del marco de los requerimientos de la rutina SEISPLOT; consistió en asignar a cada traza sus respectivas coordenadas, además se debió incluir las coordenadas del disparo, ya que con esto la rutina calcula las distancias fuente-receptor para cada traza. Cabe destacar que es importante respetar el formato en el cual se construya esta geometría (figura 4.8), para que SEISPLOT no reporte ningún error, asegurarse de guardar la geometría en un archivo.txt.

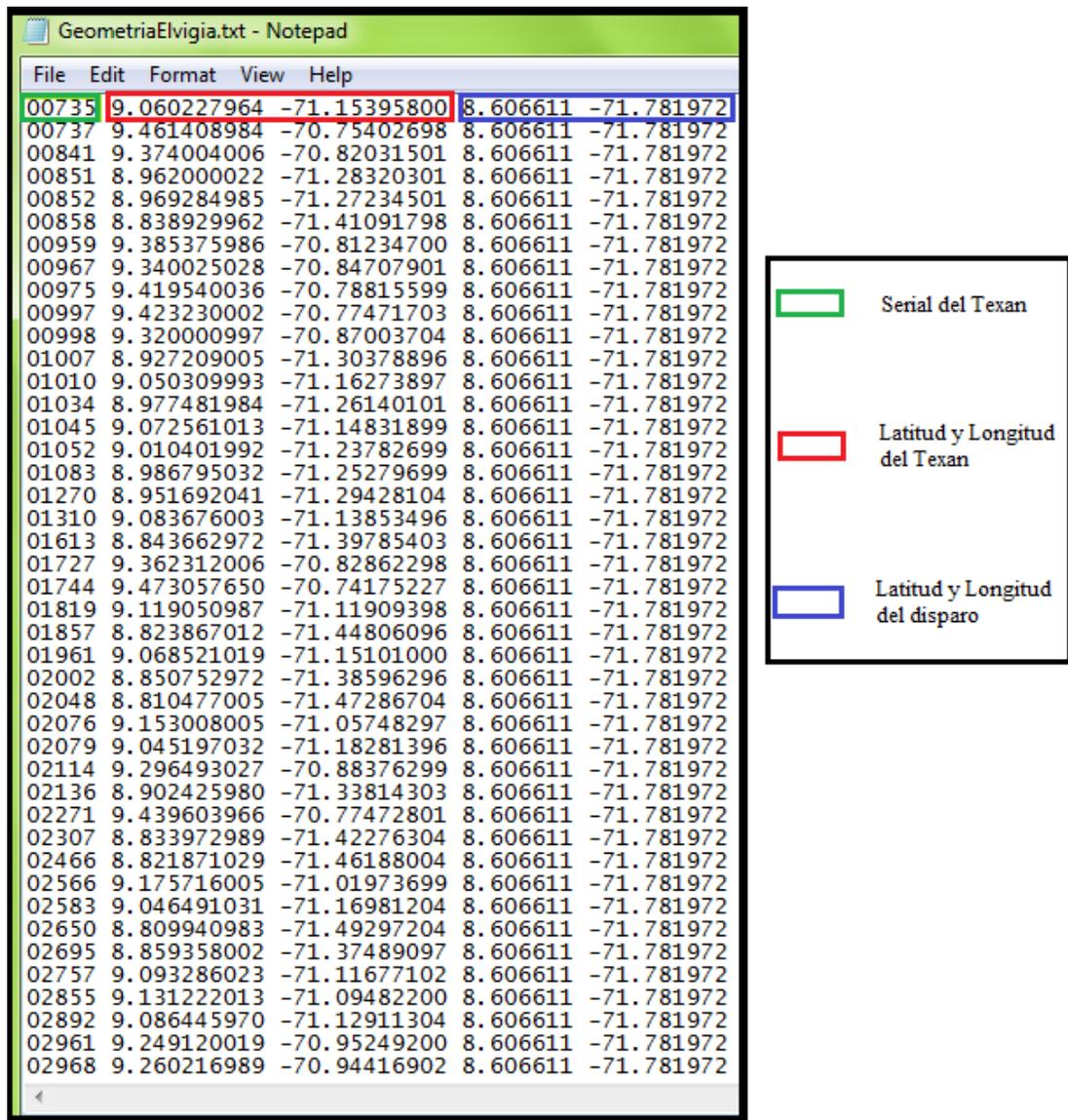


Figura 4.8 Geometría en formato SEISPLLOT para el disparo El Vigía.

Toda la información necesaria para realizar estas geometrías se puede encontrar en la base de datos generada a partir de las planillas de registro utilizadas durante la adquisición.

4.2.3 Construcción de secciones sísmicas

Para el presente trabajo se generaron las secciones sísmicas correspondientes a los datos adquiridos dentro del marco del proyecto GIAME, utilizando la rutina

SEISPLOT; la cual ofrece un conjunto de herramientas que permiten un manejo del dato conforme a las necesidades del usuario. A continuación se presenta una breve descripción de las funciones más importantes aplicadas sobre los datos, previo a construir la sección sísmica.

4.2.3.1 Aplicación de filtros

A la hora de aplicar un filtro a un determinado grupo de datos, es necesario tener en cuenta ciertos parámetros, tales como el contenido de frecuencias, la banda de frecuencia útil y la profundidad del objetivo que se quiere visualizar, teniendo en cuenta que a mayor profundidad menor será el contenido de frecuencia esperado.

Ahora bien, SEISPLOT permite al usuario seleccionar varios tipos de filtros o bien no aplicar ninguno (figura 4.9); para las secciones sísmicas generadas para el perfil Sur del Lago, se utilizaron filtros Butterworth pasabanda, ya que éste nos permite seleccionar una ventana de frecuencia de interés y además de controlar la forma del filtro, lo que permite mitigar errores relacionados al fenómeno de Gibbs; no obstante para la selección de la banda de frecuencias, previamente se realizó un análisis espectral de cada sección, pudiéndose observar los cambios en el espectro de amplitud al aplicarse el filtro.



Figura 4.9 Opciones de filtrado de la rutina SEISPLOT.

Para realizar el espectro de amplitudes mencionado anteriormente, se utilizó una rutina basada en el sistema de lectura de datos de SEISPLOT; en la figura 4.10 se puede apreciar un espectro de amplitud sin aplicar ningún filtro, en éste se observa

que las mayores amplitudes se encuentran en la banda de frecuencias de 5 a 15 Hz, adicionalmente se tienen varios picos de amplitudes para frecuencias más altas. Ya que uno de los objetivos es visualizar la discontinuidad corteza-manto (PmP), la banda de frecuencias a utilizar debería ser relativamente baja, debido a que éstas tendrán mayor penetración en el subsuelo. En este orden de ideas se puede considerar que los picos de amplitudes observados entre los 20 y 45 Hz están introduciendo ruido sobre la banda útil.

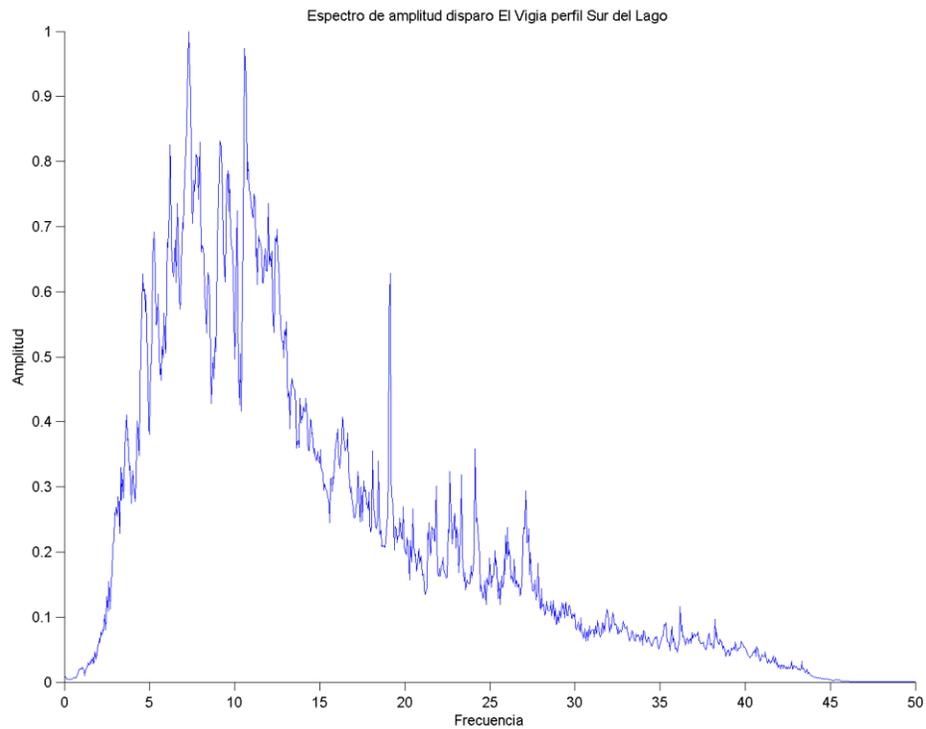


Figura 4.10 Espectro de amplitudes sin filtrar, disparo El Vigía.

Luego de realizar el análisis espectral, se procede a aplicar el filtro Butterworth, con una banda de frecuencias entre 5 y 15 Hz, en la figura 4.11 se puede observar que se logró filtrar efectivamente el ruido asociado a las altas frecuencias, manteniendo las mayores amplitudes en la banda deseada.

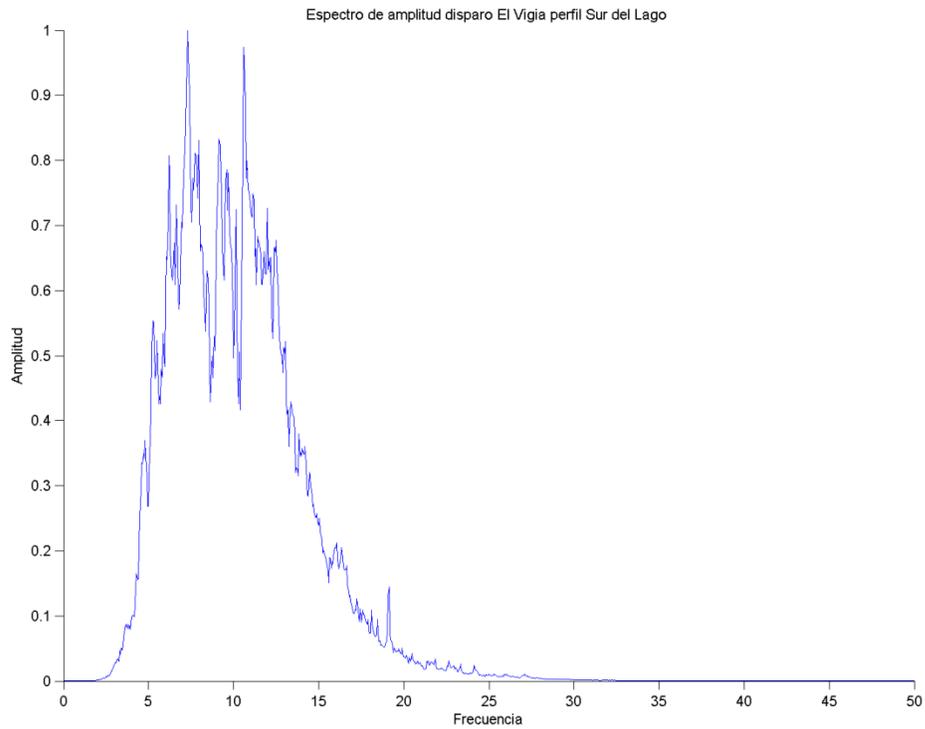


Figura 4.11 Espectro de amplitudes aplicando filtro Butterworth de 5 a 15 Hz.

Adicionalmente se generaron las secciones antes de aplicar el filtro (figura 4.12) y después de aplicar el filtro (figura 4.13), de esta manera se puede observar como mejora la visualización de los eventos de interés y se mejora la relación señal ruido. Cabe destacar que para ambas secciones no se aplicó ninguna velocidad de reducción.

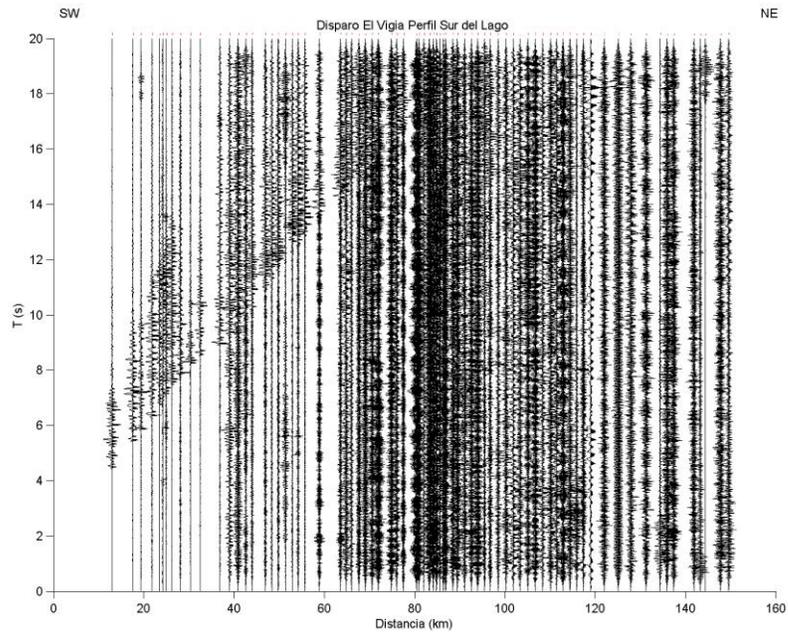


Figura 4.12 Sección sísmica sin filtrar, disparo El Vigía.

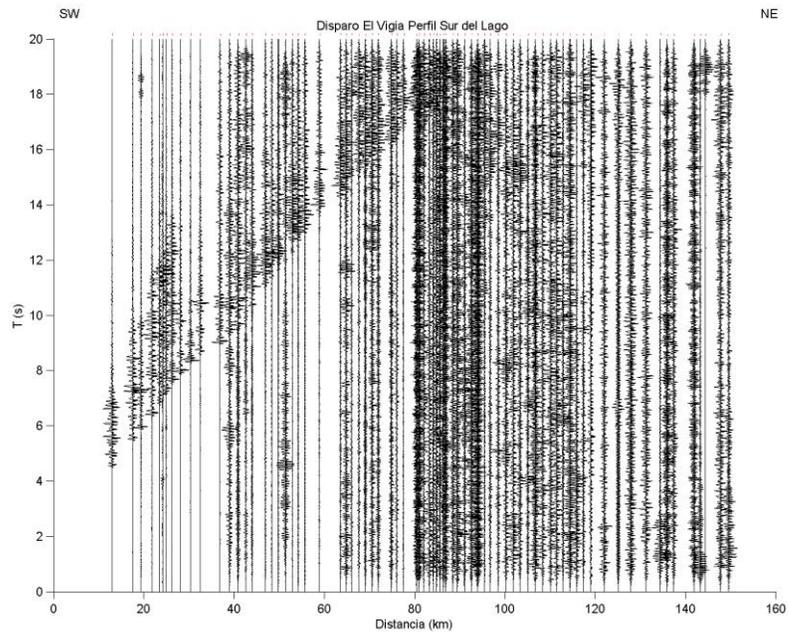


Figura 4.13 Sección sísmica filtrada, disparo El Vigía.

4.2.3.2 Velocidad de reducción

Otro de los parámetros que SEISPLOT permite seleccionar al usuario, es el de aplicar una velocidad de reducción sobre la sección, esto es de utilidad dado que al momento de interpretar fases sísmicas en la sección, es recomendable utilizar una velocidad de reducción acorde a las misma; es decir si se quisiera visualizar claramente las fases Pg y PmP es recomendable aplicar una velocidad de reducción de 6 km/s, ya que esta es la velocidad promedio de toda la corteza, en cambio si se quisiera tener mejor visualización de la fase Pn, es recomendable usar una velocidad de reducción de 8 km/s (velocidad promedio del manto superior).

En este orden de ideas se tiene que para el perfil Sur del Lago, no se esperan llegadas de Pn, dada la corta extensión del mismo, por lo cual se utilizó una velocidad de reducción de 6 km/s; en la figura 4.14 se puede observar como mejora la visualización tanto de la Pg como de la PmP, luego de aplicar la velocidad de reducción mencionada.

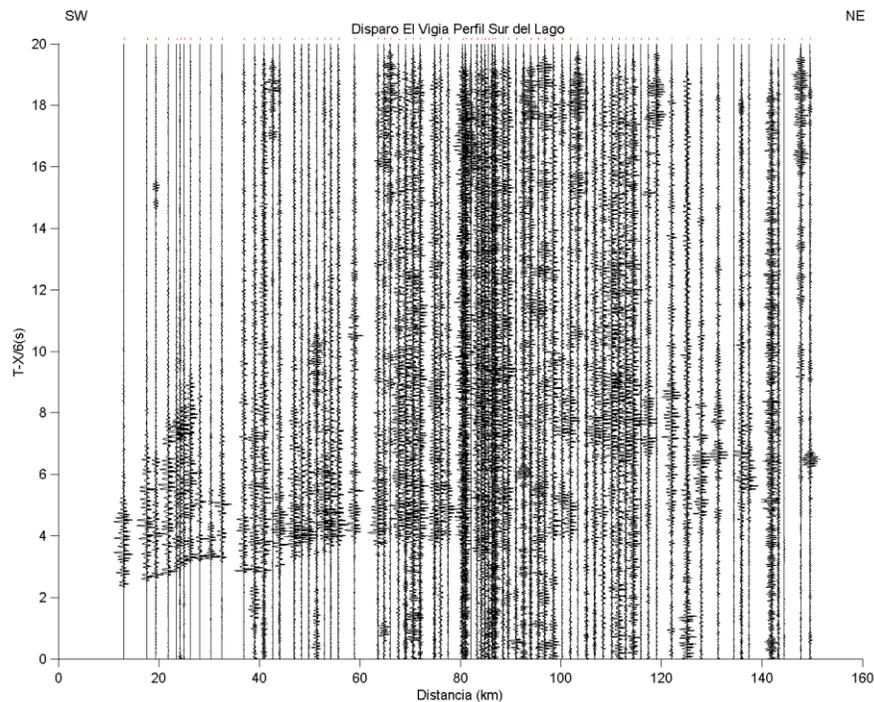


Figura 4.14 Sección sísmica con Vred 6 km/s, disparo El Vigía.

4.3 Interpretación

Luego de haber sido generadas las secciones sísmicas, es necesario dar una interpretación a las mismas, en función de las distintas fases corticales que se puedan observar. Para el caso de las secciones correspondientes al perfil Sur del Lago, las fases que se esperan interpretar corresponden a la Pg y la PmP principalmente; debido a la poca extensión del perfil es poco probable lograr interpretar la fase Pn.

4.3.1 Interpretación de fases corticales.

Mediante la herramienta de selección de puntos de SEISPLOTT, se logró resaltar las principales fases sísmicas observadas en la sección, aplicando el criterio de correlación por fases, en la figura 4.15 se puede apreciar la interpretación de las fases Pg y PmP.

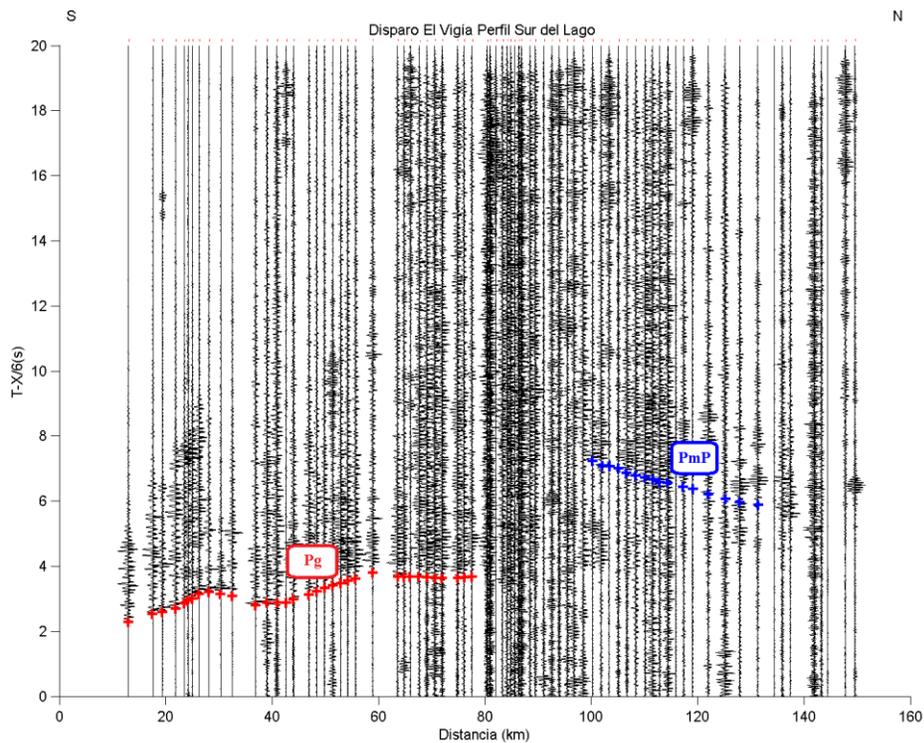


Figura 4.15 Sección interpretada.

4.3.2 Trazado de rayos

Luego de haber seleccionado las fases sísmicas correspondientes a los disparos principales del perfil, se procedió realizar un modelo 2D basado en el algoritmo de trazado de rayos del programa Rayinvr (Zelt, 1993).

Este programa permite proponer un modelo 2D, el cual será ajustado en base a la selección de fases corticales realizadas con anterioridad, cabe destacar que para el manejo de este programa no se cuenta con ninguna interfaz gráfica para el usuario, por lo que todos los parámetros necesarios para la ejecución del mismo, se introducen principalmente por medio de tres archivos de texto, con un formato específico.

Uno de estos archivos es el tx.in; el cual contiene toda la información correspondiente a la selección de fases, como la distancia y el tiempo real, también permite seleccionar un margen de error asociado a la incertidumbre de la selección, y un identificador del tipo de fase; es importante mencionar que para el correcto funcionamiento de este archivo se debe seguir el formato específico que se muestra en la figura 4.16.

Otro archivo de importancia es el r.in; en éste se deberá introducir la información general acerca del trazado de rayos y el modelo 2D. Entre los parámetros a elegir se tienen: la velocidad de reducción, el color de los rayos, el tipo de rayo (refracción o reflexión), los disparos que se utilizarán, las direcciones del trazado, la máxima profundidad, la máxima distancia y el intervalo de tiempo; de igual forma se debe seguir un formato específico el cual se detalla en la figura 4.17.

Finalmente se tiene el archivo v.in; en el cual se introducirá la información correspondiente al modelo 2D, este archivo se encuentra estructurado de manera tal que se puedan modificar las interfases seleccionadas en cuanto a su profundidad, velocidad en el tope y velocidad en la base, para esto se disponen de tres matrices por interfaz, subdivididas en un número determinado de nodos dispuestos para el modelado de estas propiedades (figura 4.18).

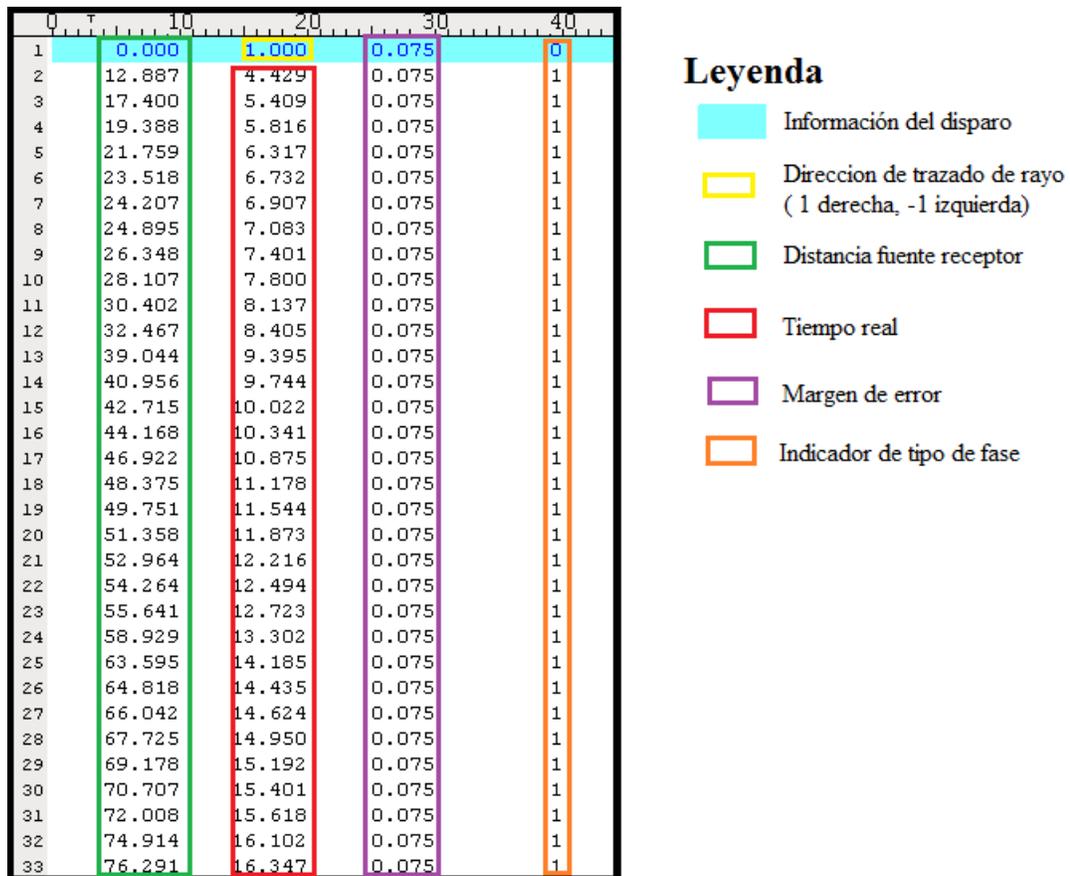


Figura 4.16 Formato para archivo tx.in.

```

0          10          20          30          40          50          60
1  spltpar isep=0, itx=2, idata=1,
2      imod=1, irays=2, iray=1,
3      xwindow=250., ywindow=170.,
4      ircol=1, itcol=1, ifcol=1,
5      iroute=2, idot=0, ibreak=1,
6      itxout=3, isum=3, vred=6,
7      dvmax=1, ivel=1, itxbox=0,
8      iplot=2, idump=1, ibnd=1, symht=1.1 colour=2,4,8,
9      modout=1, dxmod=.5, dzmod=.1,
10  send
11  saxepar xmin=0.00, xmax=160., xmn=210.,
12      xtmin=0.00, xtmax=160., ntickx=20,
13      zmin=0.0, zmax=70., zmn=50.,
14      tmin=0., tmax=10., tmm=70.,
15      albht=3.5, orig=15., sep=8.5,
16  send
17  strapar imodf=1, ibsmth=2, i2pt=1, n2pt=80, x2pt=1,
18      ishot=1,-1 xshot= 0,160
19      ray=3.1,4.2,
20      nsmx=30, idiff=1,
21      nray=20,20,20,20
22      space=1.0,1.0,1.0,1.0, ifast=1,
23      amin=10., aamin=0.25,
24      amax=50., aamax=50,
25  send
26  sinvpar invr=1,
27      ivray=1,2,3,4,
28  send
29

```

Figura 4.17 Archivo r.in.

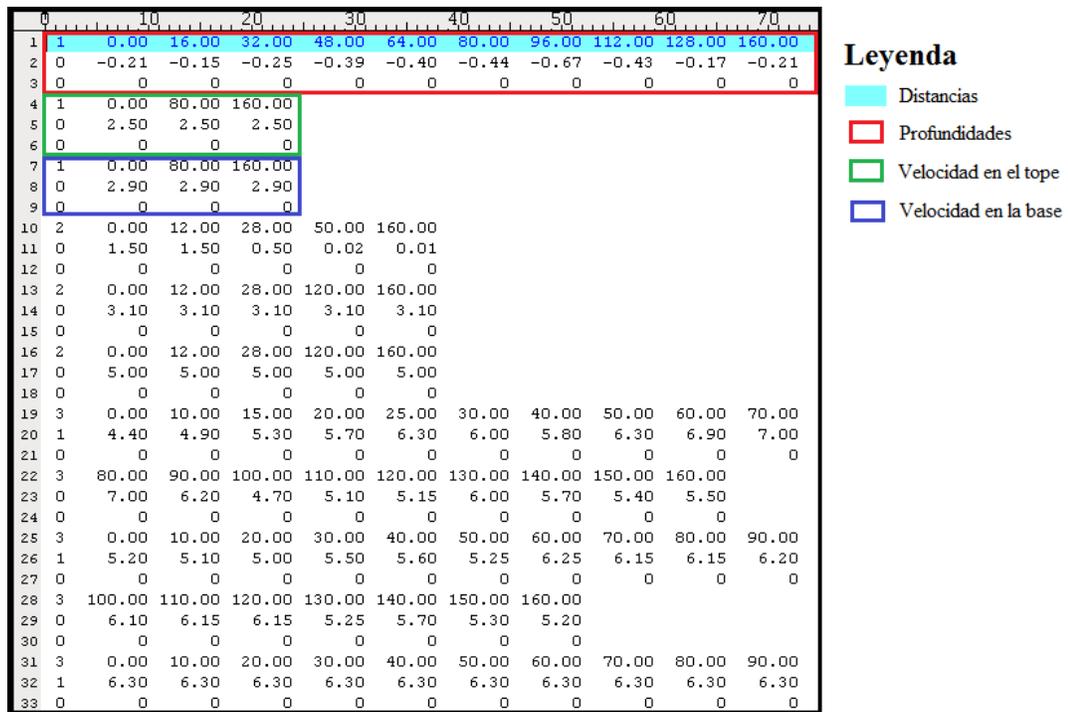


Figura 4.18 Archivo v.in.

Una vez realizado la edición de los tres archivos, se ejecutara el comando *xrayinvr*, para realizar el trazado de rayos asociado a la información descrita.

4.3.3 Modelo de velocidades

Luego de generado el trazado de rayos, se extrae el archivo de salida fort35, del cual se obtienen las velocidades para todos los pares distancia profundidad, esto con el objetivo de realizar un modelo 2D de velocidades utilizando la herramienta GMT (*Generic Mapping Tools*).

4.3.4 Mapa de espesores

Dada la característica del perfil Sur del Lago de conectar dos perfiles principales, se logró obtener información correspondiente a todos los disparos realizados en los perfiles de AS y AC; entendiéndose esto se plantea la posibilidad de realizar un muestreo en área utilizando los vértices de las reflexiones en la discontinuidad de Mohorovicic (fase PmP); en otras palabras lo que se busca es realizar un mapa de

espesores corticales, basado en la información de la fase PmP recopilada de todos los disparos realizados durante el tiempo que estuvieron activos los receptores del perfil.

Ahora bien, para lograr esto fue necesario generar las secciones sísmicas correspondientes a cada disparo, de las cuales se extrajo la información de la fase PmP; a pesar de que la geometría propuesta se puede entender como un problema 3D, se utilizó el trazado de rayos 2D del programa Rayinvr, para de alguna forma linealizar la geometría en base a las distancias fuente-receptor, la idea se muestra en la figura 4.19.

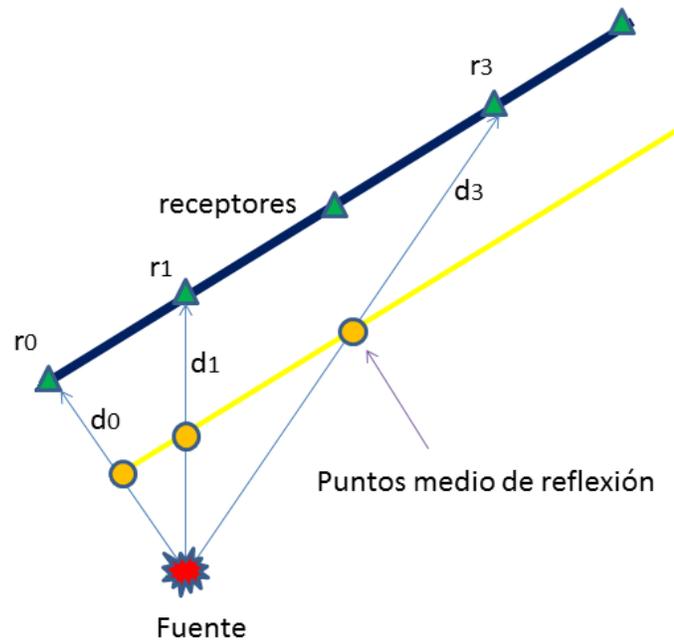


Figura 4.19 Geometría propuesta en base a las distancias fuente-receptor.

En la figura se aprecia como la fuente no es colineal con los receptores sino que está a una distancia d_0 del perfil, se crea una línea ficticia donde las estaciones se encuentran a distancias d_0 , d_1 , d_2 , etc. Por ejemplo si d_0 es igual a 3 km y r_1 menos r_0 es 4 km, entonces d_1 será igual a 5 km; seguidamente se modelan estos pseudoperfiles, tomando en cuenta que los puntos de atribución de las reflexiones caerán en una línea paralela al perfil y a una distancia $d_0/2$.

Cada rayo está en un plano vertical distinto, tanto los reflejados como los refractados, el modelo resultante tiene que ser desplazado a la línea paralela amarilla de la figura 4.19. Es importante mencionar que el error por desviación de la fuente es mayor para las estaciones más cercanas y tiende a cero para las más lejanas, cabe destacar que debido a que no se está realizando un trazado de rayos 3D con esta metodología solo se puede obtener un modelo aproximado.

Finalmente se recopila toda la información de los distintos pseudoperfiles asociados a cada disparo para realizar un mapa de espesores corticales mediante la herramienta GMT.

Adicionalmente se trazó un perfil perpendicular a los contornos obtenidos, con el fin de poder apreciar un corte 2D del mapa y compararlo con el relieve topográfico de la zona.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados obtenidos en el marco de la presente investigación, luego de ser aplicados los procedimientos explicados en la sección previa; primeramente se mostrarán los correspondientes a la construcción del modelo de velocidades para el perfil Sur del Lago, como resultado adicional se muestra un mapa de espesores corticales obtenidos con la información de los distintos disparos correspondientes a los perfiles Andes Central y Andes Sur.

5.1 Perfil Sur del Lago

El perfil Sur del Lago se realizó con la intención de conectar dos perfiles principales del proyecto GIAME; con el fin de estimar variaciones laterales en la zona de estudio, esto se llevó a cabo utilizando la información extraída de las secciones sísmicas correspondientes a los disparos de El Vigía (figura 5.1) y Valera (figura 5.2).

5.1.1 Secciones sísmicas

En la figura 5.1 se puede apreciar la sección sísmica correspondiente al disparo de El Vigía; en esta se puede observar la interpretación de dos fases corticales. La fase cortical marcada en color rojo representa la Pg, la cual se encuentra en un rango de 2 a 4 s y de 15 a 80 m, encontrándose una tendencia ascendente hasta los 30 m aproximadamente donde se observa una disminución en los tiempos de llegada (2 s), para luego volver a incrementar hasta los 60 m donde adquiere una tendencia lineal alrededor de los 4 s . Para la fase PmP se observa el comportamiento hiperbólico típico de una reflexión desde 100 a 130 m, con una variación temporal desde 7 s en su punto crítico hasta los 6 s .

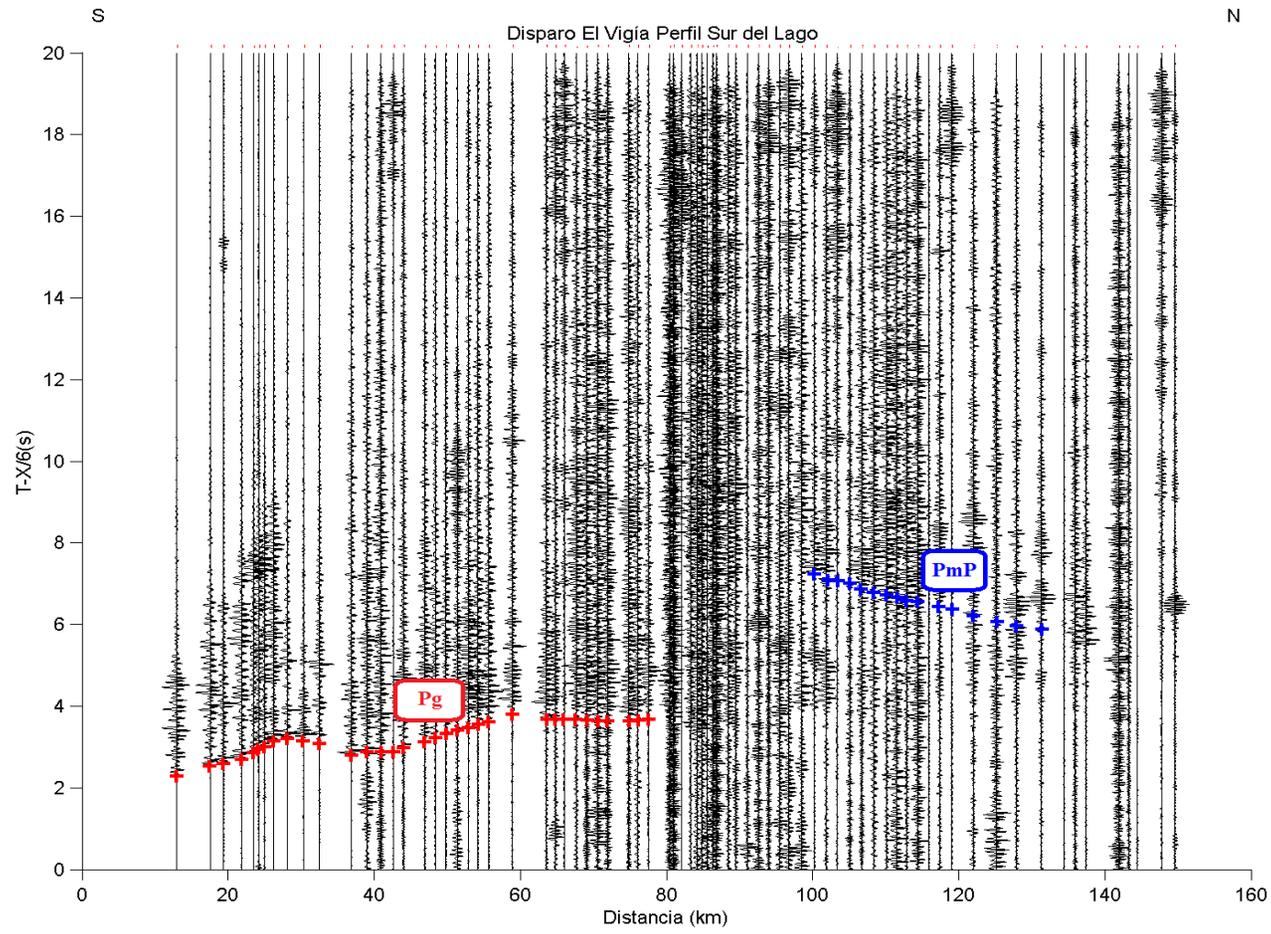


Figura 5.1 Sección El Vigía interpretada.

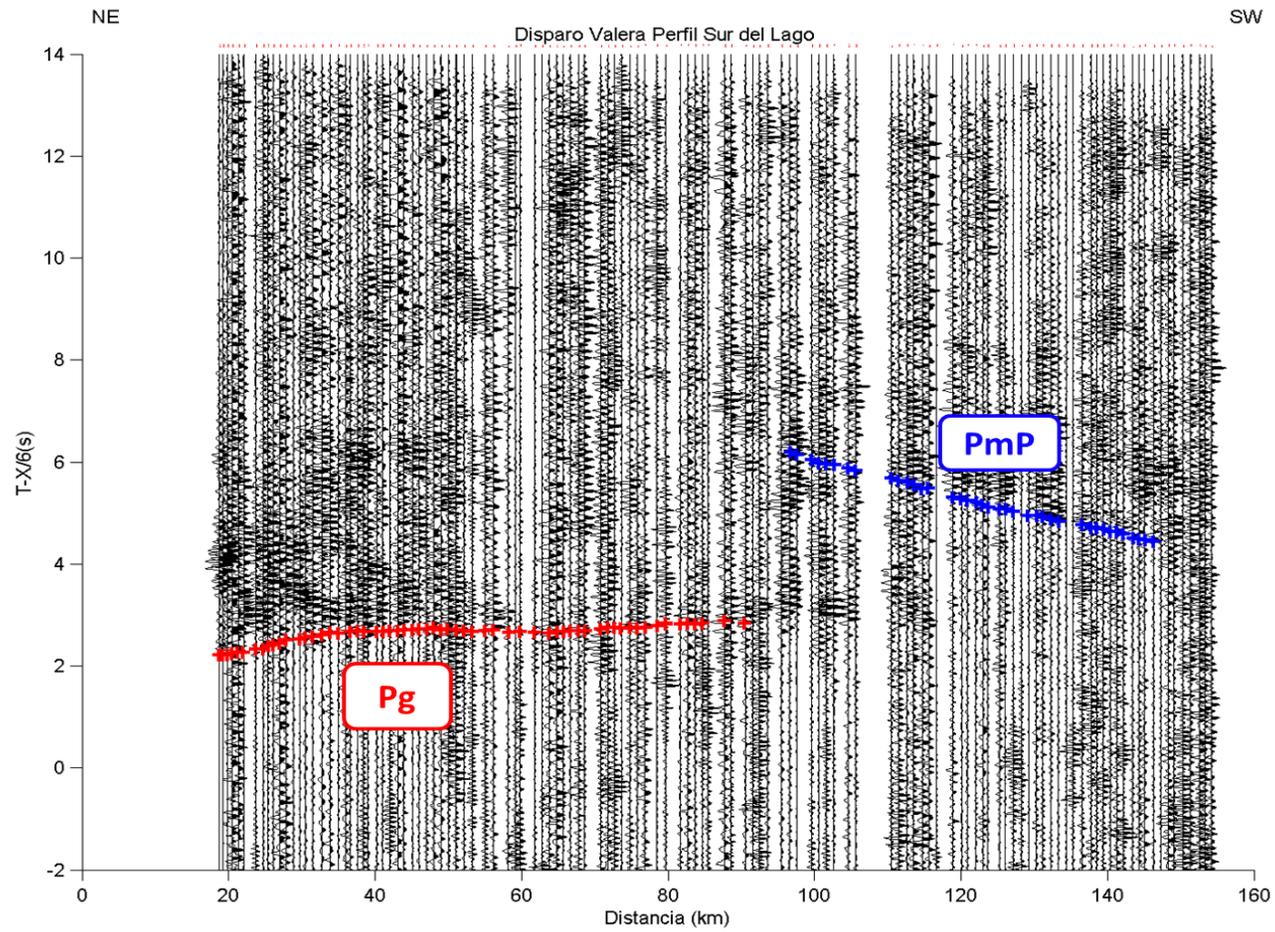


Figura 5.2 Sección Valera interpretada.

Para la sección sísmica correspondiente al disparo de Valera (figura 5.2) se puede apreciar que la fase Pg se observa entre los 20 y 90 km en un rango de 2 a 3 s aproximadamente, con un comportamiento casi lineal cuyo valor máximo de tiempo es cercano a los 90 m; ahora bien, para la PmP se puede observar la hipérbola de reflexión que va desde los 95 hasta 150 km; es importante destacar que la interpretación de ambas fases tiene cierto grado de incertidumbre debido al ruido que se presenta en la sección.

5.1.2 Trazado de rayos y modelo de velocidades

Luego de interpretadas las secciones sísmicas se realizó un trazado de rayos utilizando el programa Rayinvr, para lo cual se propuso un modelo de cinco capas, partiendo de la información obtenida de las secciones sísmicas.

Para modelar la topografía se realizó un perfil de elevación entre ambos disparos (figura 5.3), del cual se tomaron 10 puntos de control para ser utilizados como nodos en el programa; en dicho perfil se observa que la máxima elevación tiene un valor de 779 m. Cabe destacar que el modelo planteado para el trazado de rayos tiene una profundidad de 70 km en total (figura 5.4), por lo cual la topografía modelada no tiene mayor influencia sobre el mismo. Partiendo del trazado de rayos obtenidos también se realizó un modelo de velocidades utilizando GMT (figura 5.5).

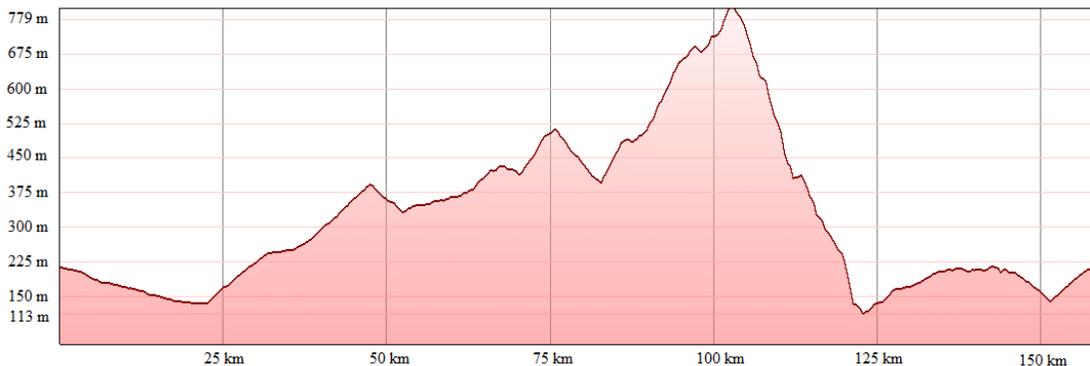


Figura 5.3 Perfil de elevación Sur del Lago.

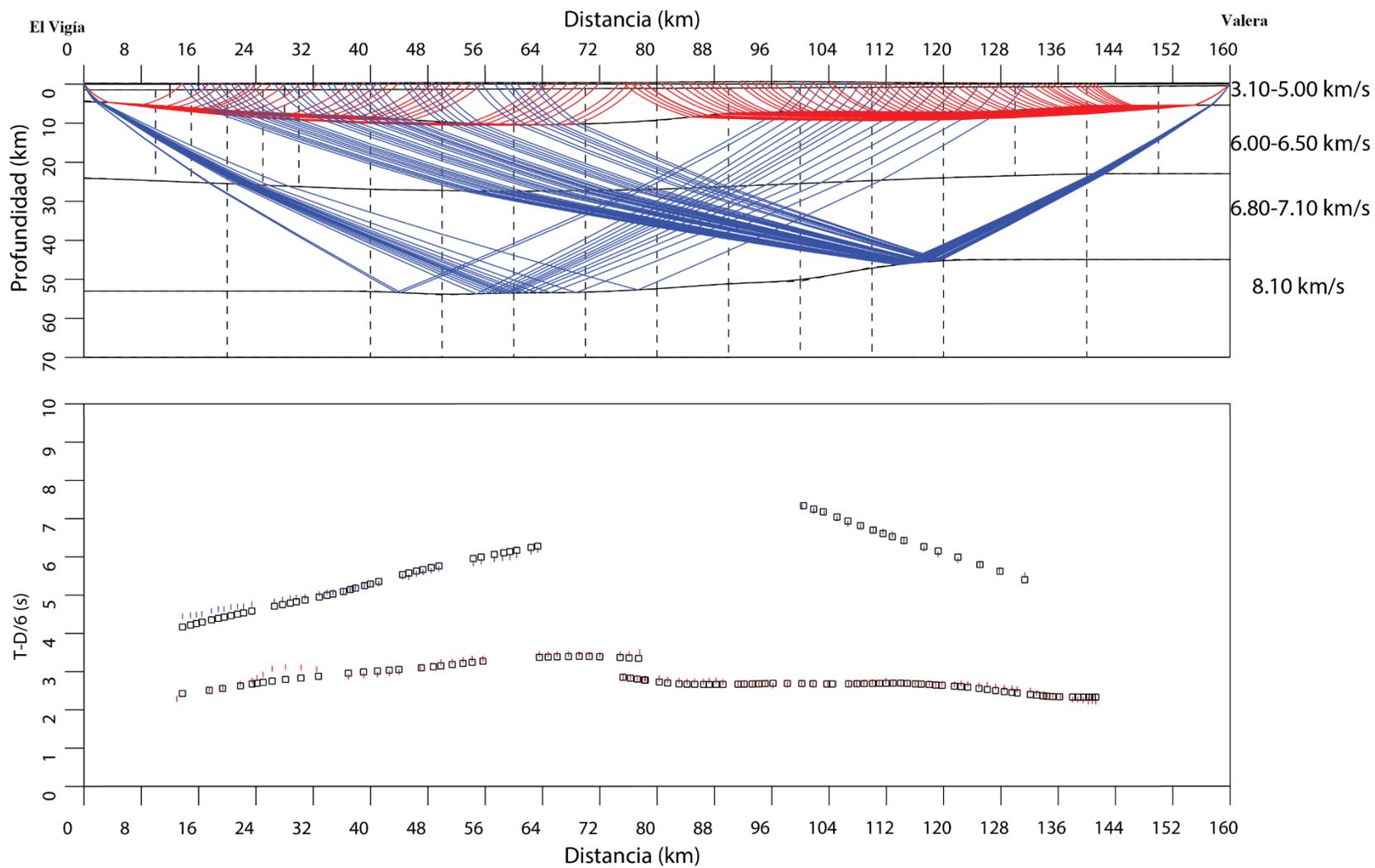


Figura 5.4 Trazado de rayos para el perfil Sur del Lago.

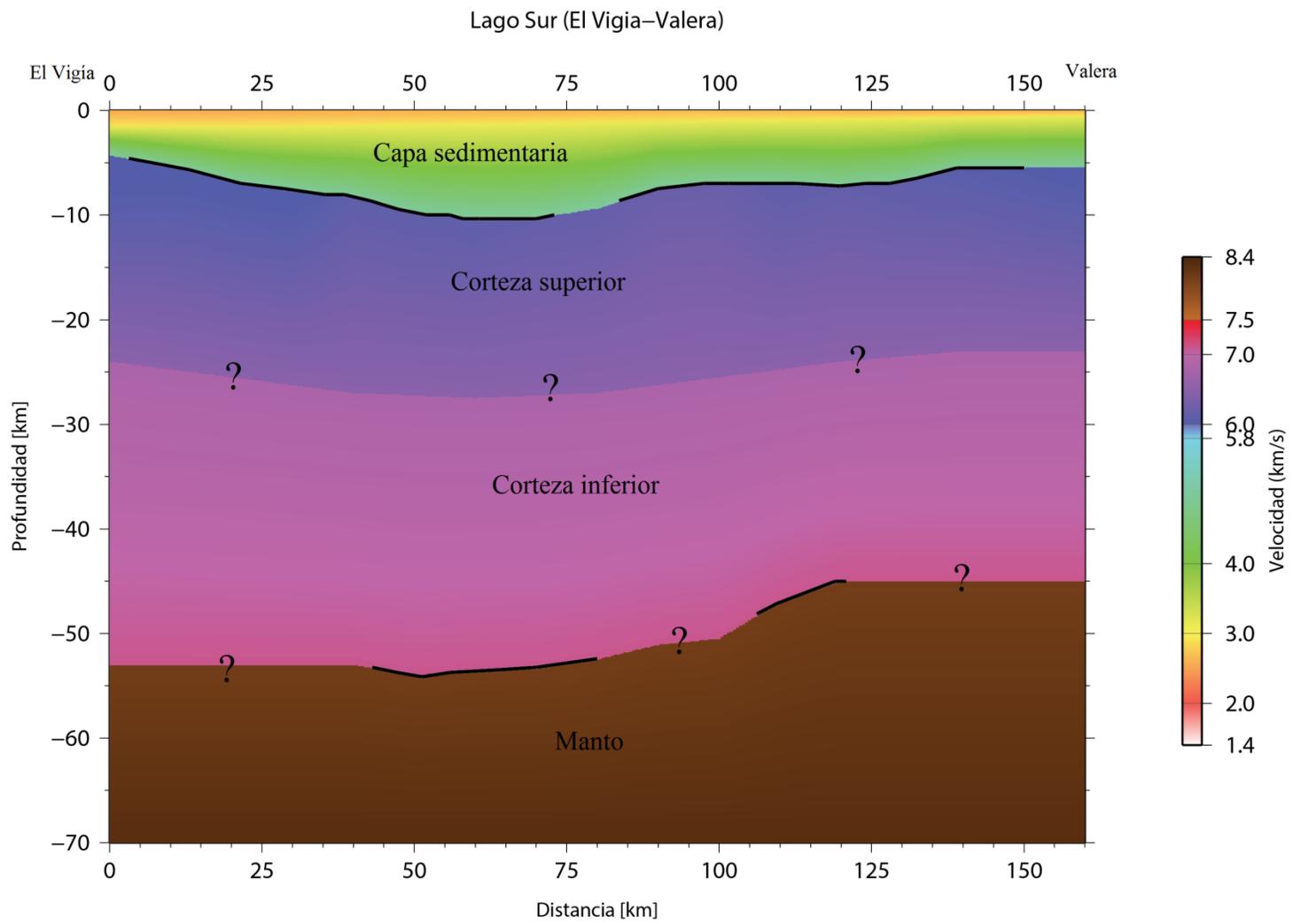


Figura 5.5 Modelo de velocidades, perfil Sur del Lago.

Ahora bien, realizando un análisis detallado del trazado de rayos obtenido a partir de la interpretación de las distintas fases sísmicas observadas, se destaca que para el trazado de rayos correspondiente a las refracciones en el basamento cristalino (Pg), se obtiene una amplia cobertura a lo largo del perfil, lo cual es importante a la hora de proponer profundidades asociadas a los tiempos observados, como se puede apreciar en la figura 5.4. Se logró un ajuste casi total para la Pg correspondiente al disparo de Valera, ya que éste no presentaba mayores variaciones en los tiempos observados; no obstante el ajuste logrado para el disparo de El Vigía exhibe cierto grado de incertidumbre entre los 24 y los 32 km, debido a una variación anómala en los tiempos de llegada; sin embargo, para el resto de los tiempos observados si se logró ajustar la fase de manera ideal.

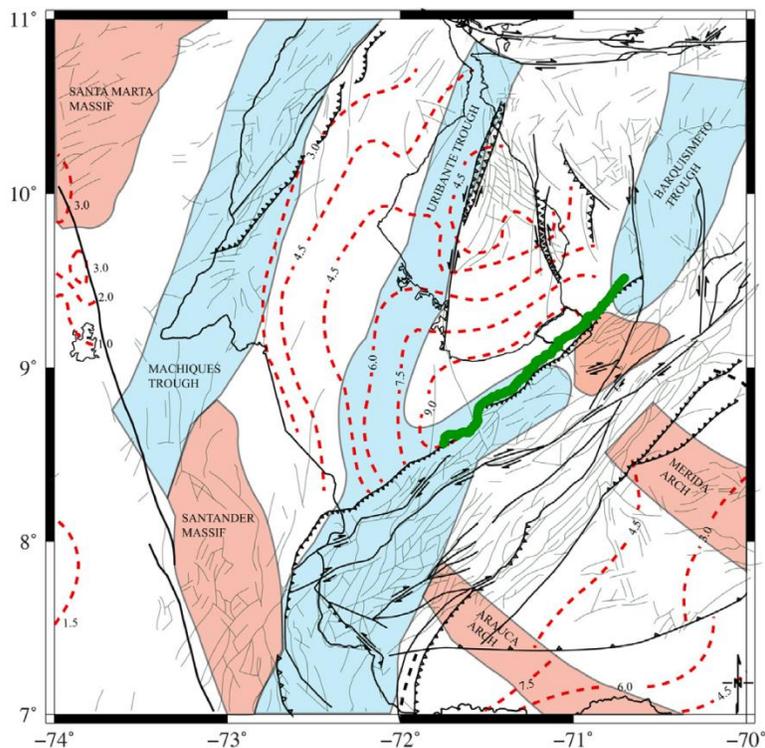
En cuanto a la fase correspondiente a las reflexiones en el manto superior (PmP), se observa que la distribución del trazado de rayos no presentó una cobertura tan amplia en comparación a la Pg, destacándose que para el disparo de El Vigía se trazaron menor cantidad de rayos que para el de Valera; sin embargo, estos iluminan un rango de distancias más amplios, entre los 40 y 80 km aproximadamente, mientras que para los rayos reflejados correspondientes al disparo de Valera se observa una menor distribución longitudinal de los mismos, entre los 112 y los 120 km aproximadamente. Este fenómeno se puede atribuir a que en este rango de distancia se observa un leve buzamiento del reflector, por lo que los rayos van a tender a converger en una distancia menor; en cuanto a los tiempos observados para esta fase se tiene que, para las reflexiones correspondientes a El Vigía el ajuste que se obtuvo fue casi perfecto, mientras que para Valera se obtuvo un mayor error para los rayos recibidos entre 8 y los 24 km, esto probablemente debido al fenómeno explicado con anterioridad.

Es importante destacar que a pesar de que solo se obtuvo cobertura para dos interfases de las 5 capas modeladas, el resto de éstas se modelaron en función de generar un mejor ajuste para los rayos trazados.

Para el modelo propuesto se plantearon cinco capas, las cuales pueden ser diferenciadas por sus rangos de velocidades conforme a lo expuesto por Bezada *et al.* (2007), encontrándose una capa sedimentaria la cual se subdivide en sedimentos no consolidados (2.7 km/s) y sedimentos consolidados (3.1 a 5 km/s), la corteza superior (6-

6.50 km/s), corteza inferior (6.8-7.10 km/s) y el manto superior (8.10 km/s). En la figura 5.5 se puede apreciar que para la capa sedimentaria las profundidades encontradas poseen una variación lateral importante, entre los 0 y los 15 km en la cual las profundidades oscilan alrededor de los 5 km, luego se observa un aumento progresivo hasta los 60 km donde se alcanza un espesor máximo de 10 km aproximadamente, luego se observa un cambio de tendencia entre los 75 y los 160 km, en el cual se evidencia una disminución de los espesores con un valor aproximado de 6 km .

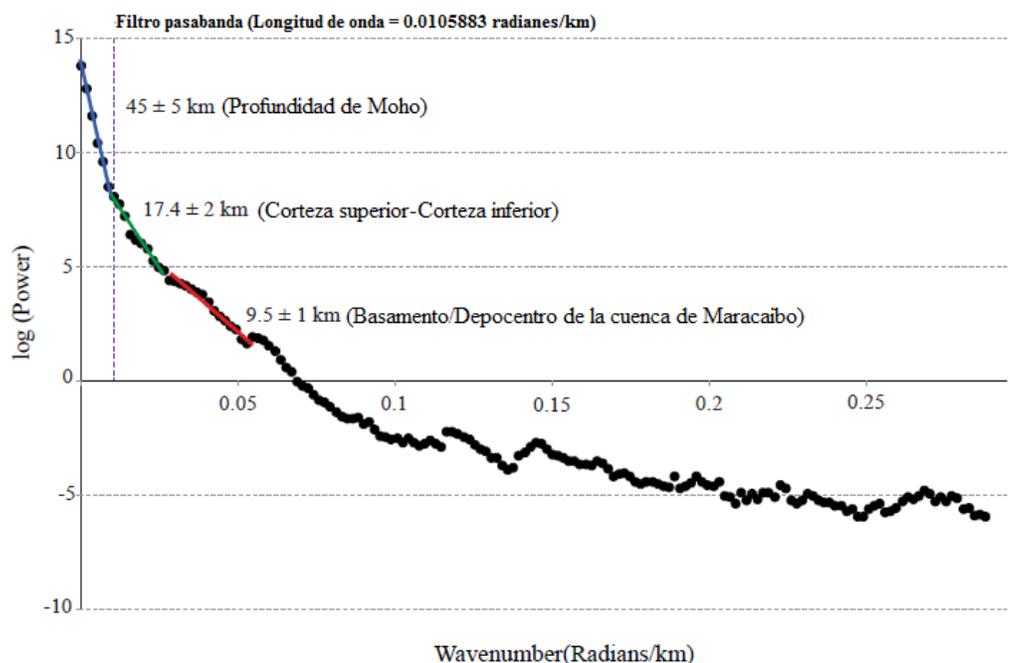
Es importante destacar que las profundidades obtenidas se basaron en el mejor ajuste para la fase Pg observadas y en los trabajos previos realizados en la zona, como es el caso del mapa estructural (figura 5.6) presentado por Arnaiz-Rodríguez y Audemard (2014), en el cual se destaca los contornos correspondientes a espesores sedimentarios para el bloque de Maracaibo (líneas punteadas rojas) y la ubicación del perfil (línea verde).



(Modificado de Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014)

Figura 5.6 Mapa estructural del bloque de Maracaibo.

Dada la ubicación del perfil se puede establecer que los valores máximos encontrados están relacionados directamente con el depocentro de la cuenca de Maracaibo. Autores como Audemard y Audemard (2002) mencionan que este espesor se encuentra alrededor de los 10 km de profundidad, adicionalmente el análisis espectral realizado por Arnaiz-Rodríguez y Audemard (2014) muestra una profundidad del basamento asociada al depocentro de la cuenca de Maracaibo de 9.5 ± 1 km (figura 5.7).

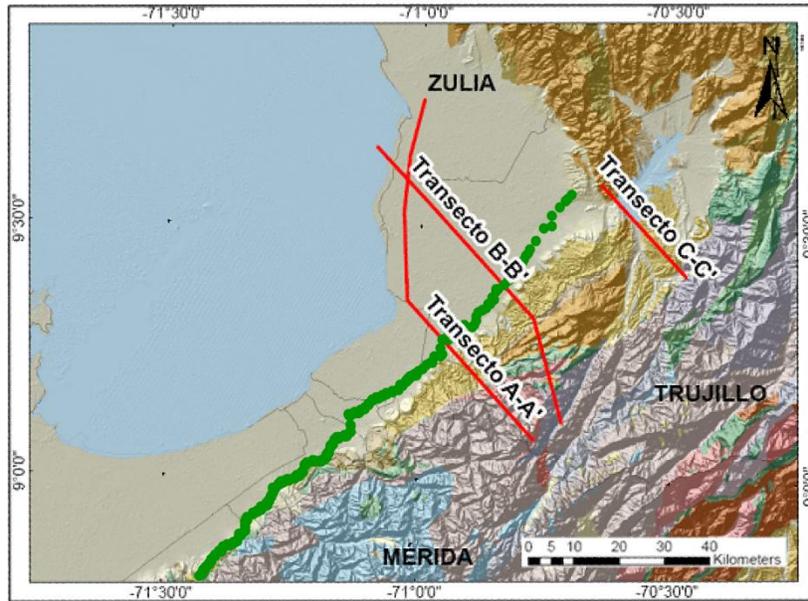


(Modificado de Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014)

Figura 5.7 Análisis espectral de la anomalía de Bouguer completa.

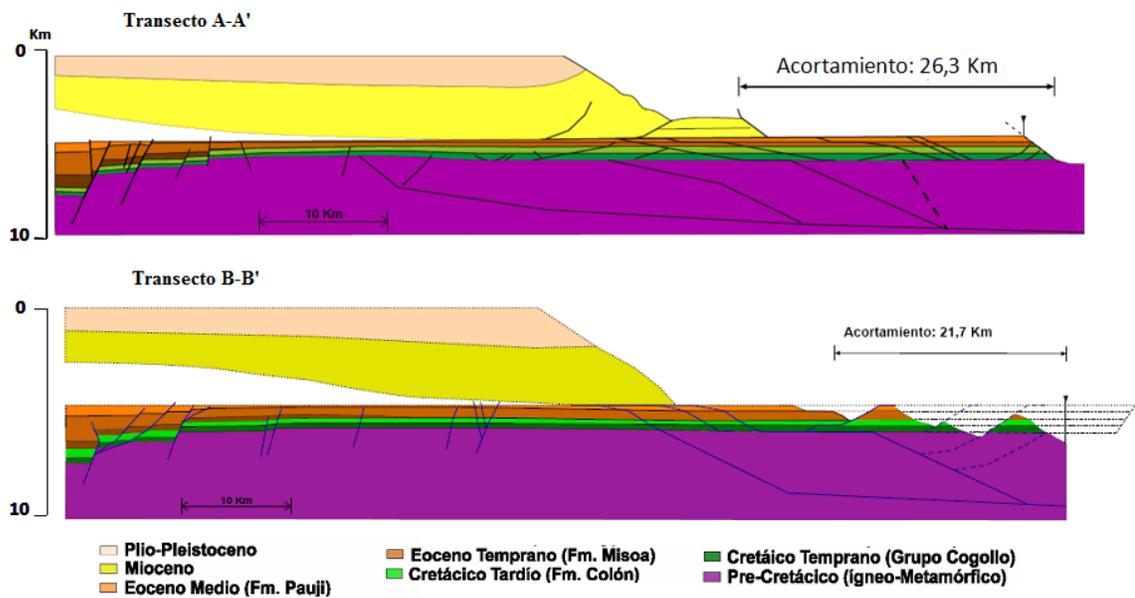
Es importante mencionar que los espesores observados hacia el norte del perfil (Valera), se pueden correlacionar con los datos obtenidos por Requena y Turienzo (2014) en los cuales se presentan interpretaciones sobre dos líneas sísmicas, las cuales se intersectan con el perfil Sur del Lago (figura 5.8).

Para ambas líneas sísmicas se realizaron modelos estructurales en los cuales se pueden destacar la profundidad del basamento ígneo-metamórfico alrededor de los 6 km (figura 5.9).



(Modificado de Requena y Turienzo, 2014)

Figura 5.8 Mapa de ubicación de las líneas A-A' y B-B'.



(Modificado de Requena y Turienzo, 2014)

Figura 5.9 Modelado correspondiente a los transectos A-A' y B-B'.

Ahora bien, para la interfaz corteza-manto se observa que entre los 45 y 80 km del perfil la profundidad encontrada oscila alrededor de los 53 km, mientras que entre los 105 y los 125 km se observa un leve buzamiento hacia el sur (El Vigía) que va desde 45 a 50 km de profundidad. Como punto de referencia para estas profundidades se comparó con los resultados obtenidos por Niu *et al.* (2007), quienes realizaron un análisis de funciones receptoras para estimar el espesor cortical en Venezuela, específicamente se tomó la información obtenida para la estación VIGV de la red nacional de Funvisis, la cual se encuentra ubicada cerca de la ciudad de El Vigía, para esta estación se encontró una profundidad del Moho de 51.1 ± 0.5 km.

5.2 Mapa de espesores

Para la elaboración del mapa de espesores corticales se aplicó la metodología explicada en capítulos anteriores, se realizaron dos mapas, el primero utilizando solo los datos que se obtuvieron con las reflexiones (PmP) asociadas al perfil Sur del Lago y el otro con la integración de los datos obtenidos por Saavedra (2015), en el cual se incluyen las reflexiones asociadas a los perfiles Centro Andes y Piedemonte.

5.2.1 Mapa de espesores perfil Sur del Lago

El mapa de espesores asociado a los puntos de reflexión del perfil Sur del Lago contó con la información registrada de los disparos asociados con los perfiles principales de AS y AC, sin embargo solo se trabajó con aquellos en los cuales se observara la fase PmP como se muestra en las tablas 5.1; dando un total de 8 disparos procesados e interpretados.

Tabla 5.1 Disparos utilizados perfiles AC y AS.

Perfil Sur del Lago (AC)	
Disparo	PmP
Mene Mauroa	
Consejo de Ciruma	
La Raya	x
Agua Viva	
Valera	x
Niquitao	
Barinas	x
San Silvestre	
Rio Apure	

Perfil Sur del Lago (AS)	
Disparo	PmP
SB del Zulia	x
San Pedro	x
El Vigía	x
SB de Barinas	x
Rio Caparo	
Guasdalito	x

A continuación se presentaran algunos de los trazados de rayos obtenidos (figuras 5.10; 5.11; 5.12 y 5.13) a partir de la interpretación de las fases corticales para los disparos descritos en la tabla anterior. Las secciones utilizadas para éstos se pueden observar en el capítulo de anexos, así como el resto de los modelos de trazado de rayos.

Los modelos de capas propuestos para cada uno de los trazados de rayos generados, fueron similares en cuanto a los rangos de velocidades obtenidos para el modelo del perfil Sur del Lago, las únicas variaciones que se obtuvieron fueron en torno a las profundidades de las distintas interfases en función de las fases observadas. En este orden de ideas podemos observar que para los disparos que se encontraban a menor distancia del perfil fue posible la interpretación de una fase Pg, la cual a pesar de no ser tomada en cuenta para el mapa de espesores, se utilizó como una herramienta de ajuste para la fase PmP. Es importante mencionar que las distancias horizontales observadas en los modelos representan los pseudoperfiles correspondientes a las distancias fuente-receptor y que cada rayo trazado se encuentra en un plano vertical distinto, por lo que al linealizar el modelo se puede presentar un error en cuanto a la variación lateral del mismo, pudiendo provocar algunos problemas de interpolación a la hora de trazar los contornos para el mapa.

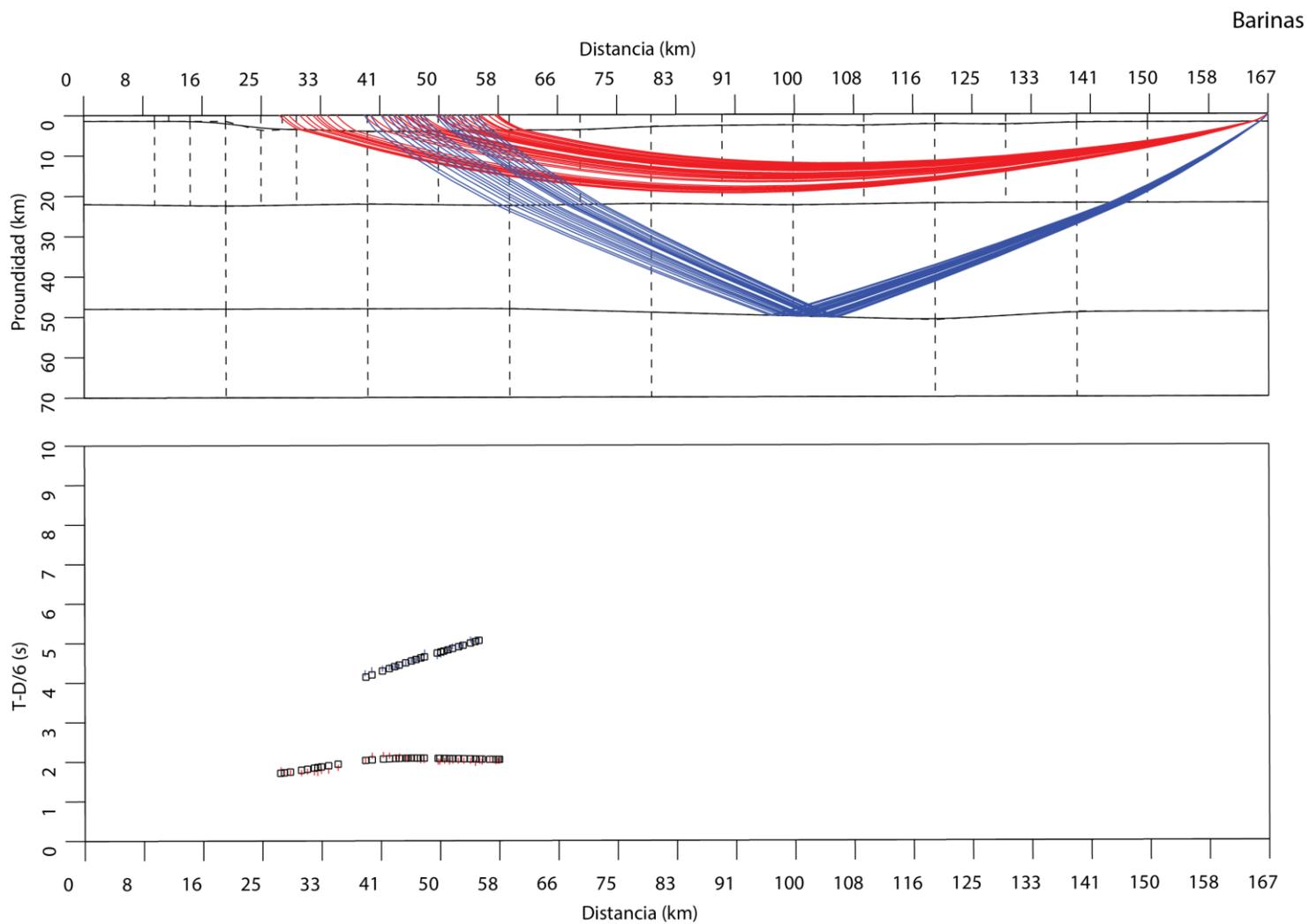


Figura 5.10 Trazado de rayos disparo Barinas.

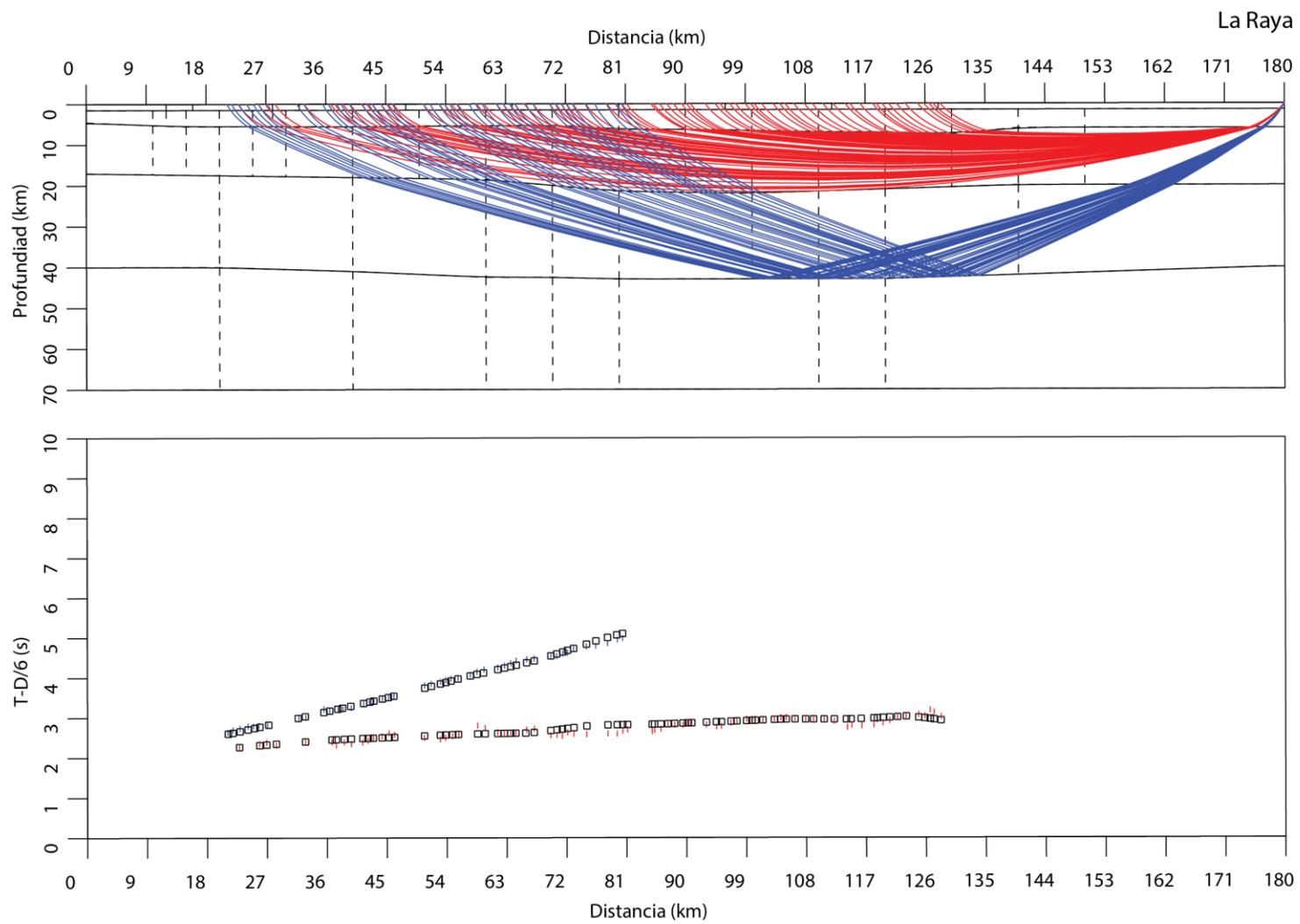


Figura 5.11 Trazado de rayos disparo La Raya.

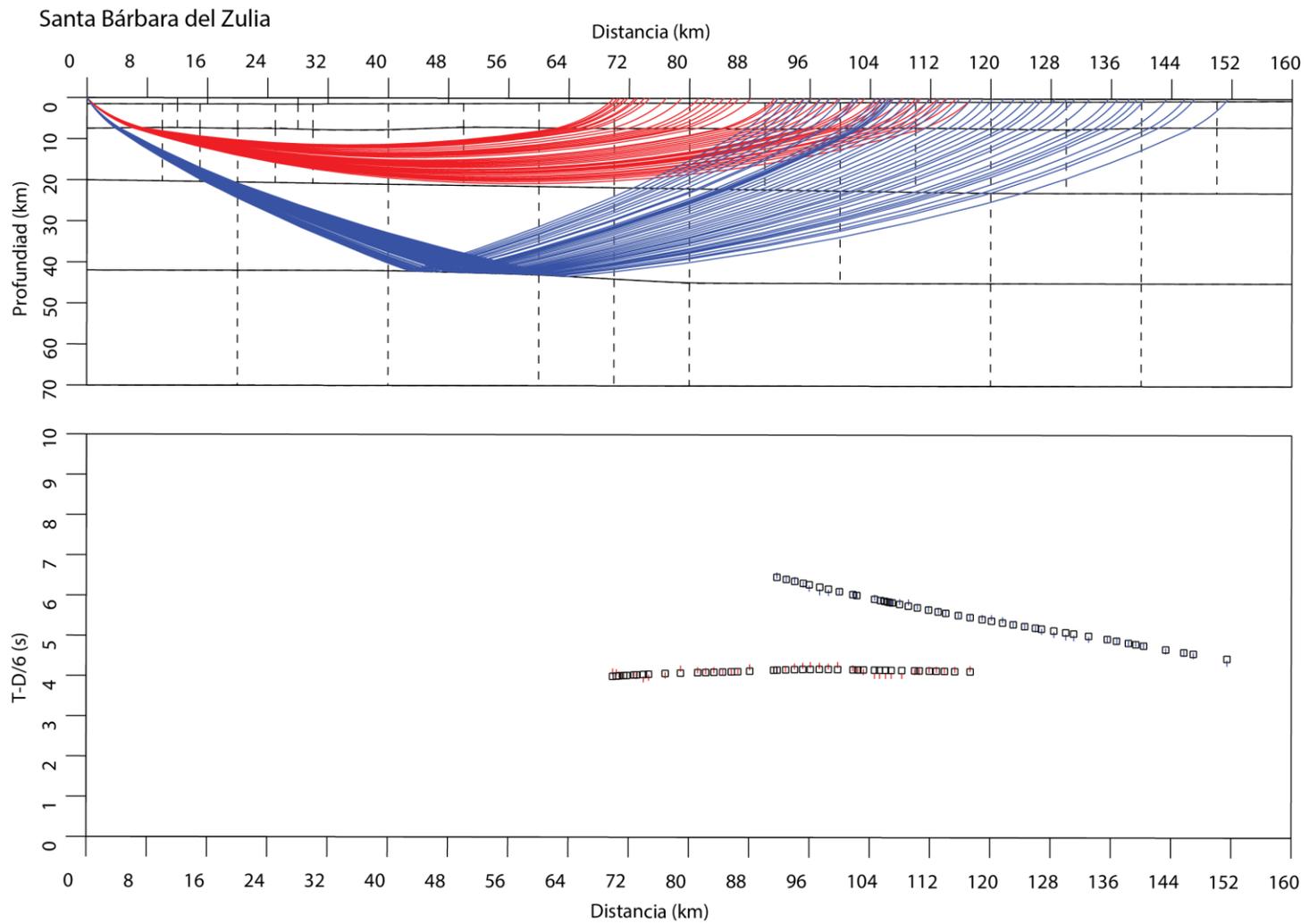


Figura 5.12 Trazado de rayos disparo Santa Bárbara del Zulia.

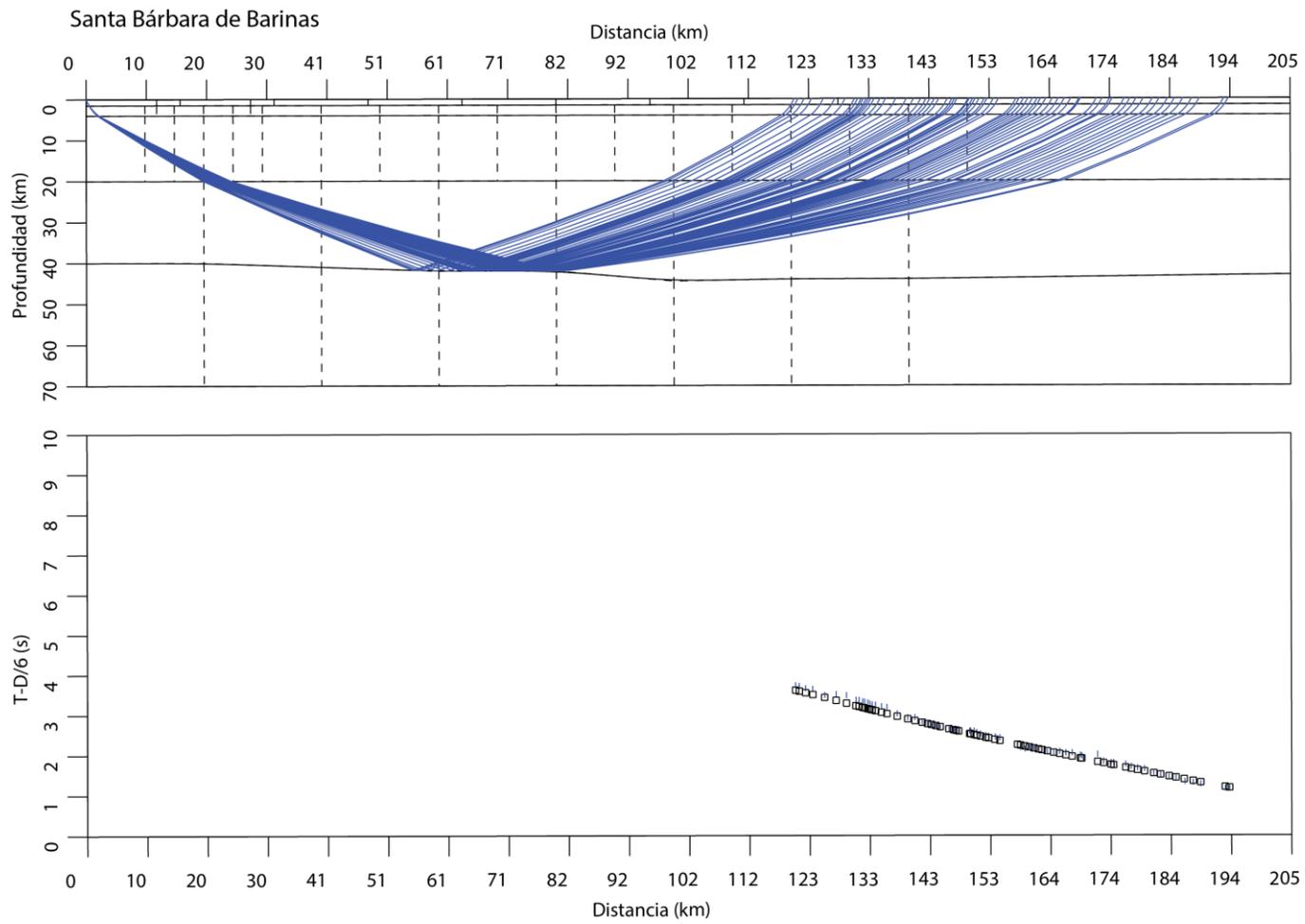


Figura 5.13 Trazado de rayos Santa Bárbara de Barinas.

Luego de haber realizado todos los trazados de rayos para la fase PmP, se procedió a realizar el mapa de espesores corticales utilizando el programa GMT, para lo cual se extrajo la información del punto medio de las reflexiones en función de las distancias horizontales. Esta información está contenida en los archivos fort.32 de cada uno de los modelos propuestos. Adicionalmente se calcularon las coordenadas asociadas a estos puntos utilizando un guión de lenguaje de programación octave incluido en el apéndice.

En el mapa de la figura 5.14 se pueden observar los espesores corticales, en el cual se resaltan las distintas muestras o puntos de atribución de las reflexiones obtenidas. Se destaca que los mayores espesores (52 km aproximadamente) son producto de las reflexiones asociadas al perfil Sur del Lago, específicamente del disparo de El Vigía, también se observan espesores alrededor de los 50 km cercano a la falla de Boconó, esto puede ser un indicio de una posible raíz de los Andes de Mérida, que si consideramos Boconó como el eje de la cadena, entonces se puede decir que ésta se encuentra desplazada hacia el norte, con su mayor espesor subyaciendo el depocentro de la cuenca de Maracaibo. Dicha situación geológica ha sido mencionada por otros autores como Escobar y Rodríguez (1995) y Arnaiz (2009), quienes desplazan la raíz de los Andes hacia el norte para lograr ajustar la anomalía gravimétrica presente en la zona. Hacia el norte del perfil Sur del Lago se puede evidenciar una disminución en los espesores corticales alrededor de los 40 km, de igual forma este comportamiento se observa hacia el sur cercano al pie de monte sur andino donde los espesores varían entre los 40 y los 45 km .

Adicionalmente se establecieron ciertos puntos de comparación con otros resultados previos obtenidos por Niu *et al.* (2007), quienes mediante el análisis de funciones receptoras lograron realizar un mapa de espesores corticales para toda Venezuela (figura 5.15). Dada la ventana de estudio obtenida se tomaron los puntos de control utilizados por ellos para los andes de Mérida (figura 5.16). Aquí podemos observar que los espesores obtenidos se encuentran entre los 50 km para la falla de Boconó y El Vigía mientras que hacia el pie de monte sur andino y hacia el suroeste de El Vigía se observan 42 km aproximadamente.

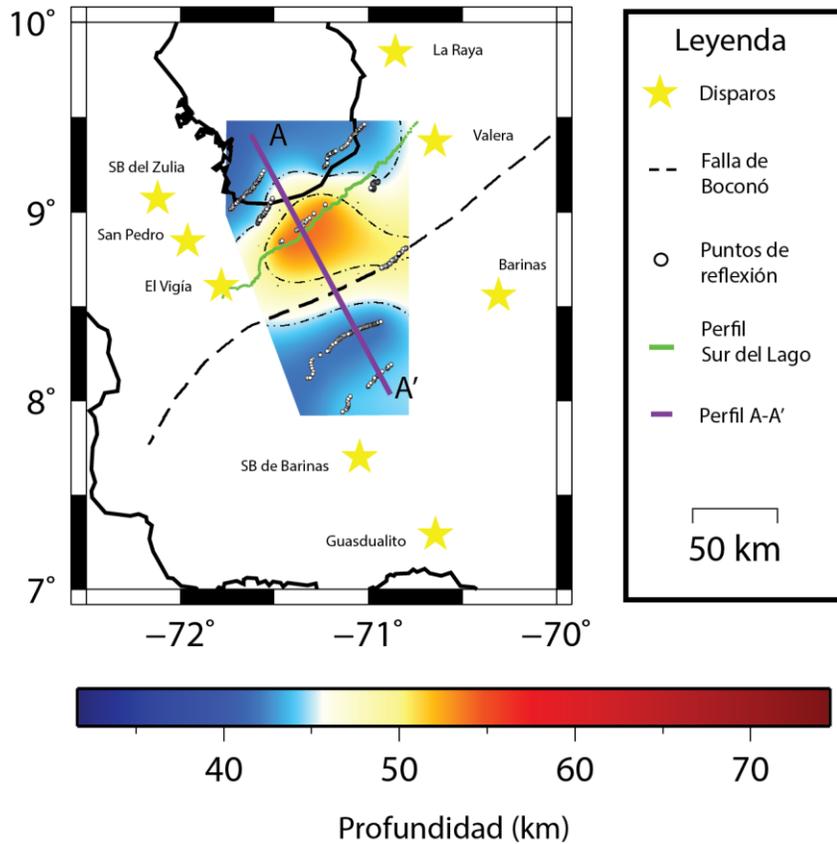
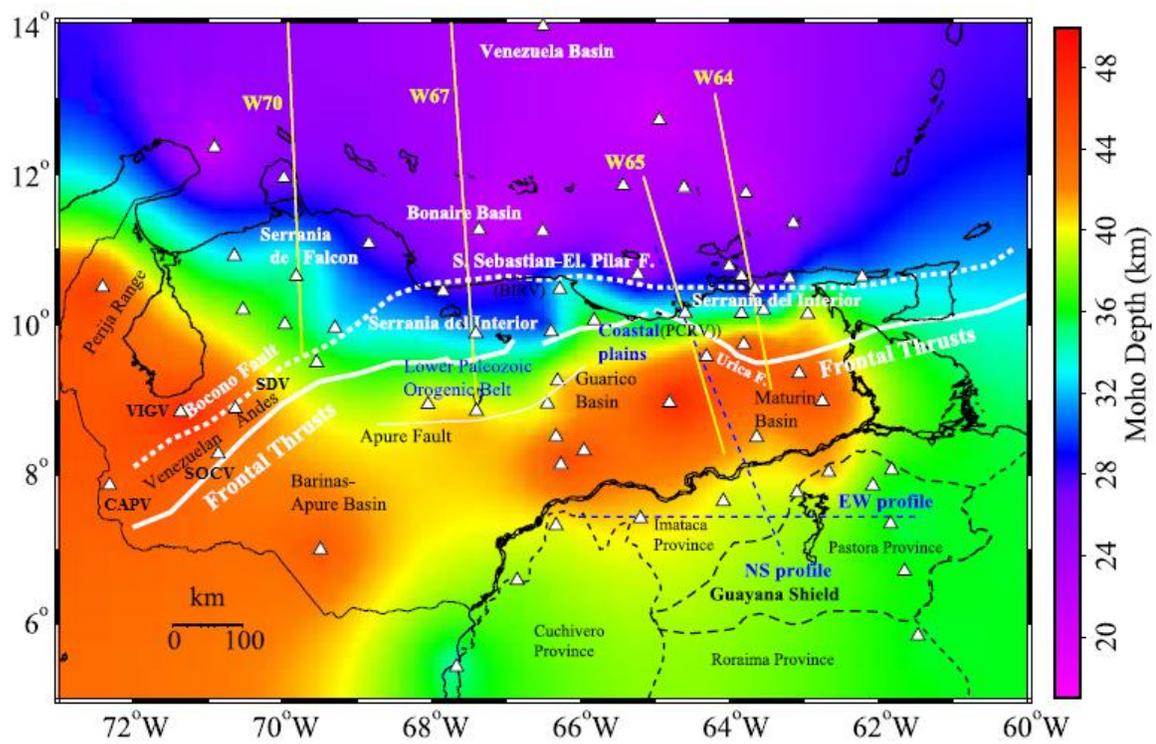


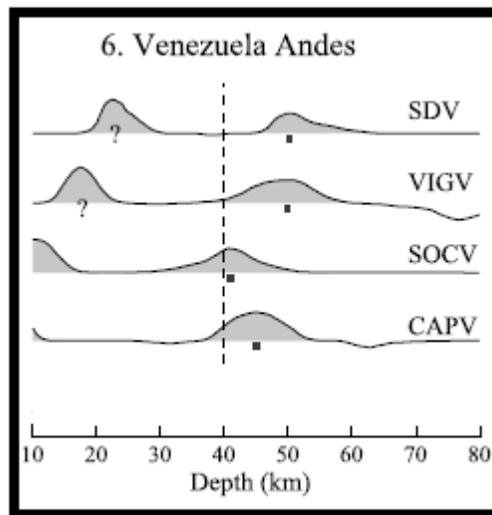
Figura 5.14 Mapa de espesores corticales (perfil Sur del Lago).

Con el fin de obtener una mejor visualización de la estructura cortical que subyace a los andes de Mérida, se decidió trazar el perfil A-A' de manera perpendicular a los principales contornos tal y como se observa en la figura 5.14; lo cual dio como resultado una aproximación del comportamiento de la raíz andina en comparación con su topografía actual (figura 5.17).



(Modificado de Niu *et al.*, 2007)

Figura 5.15 Mapa de espesores corticales aproximados para Venezuela.



(Modificado de Niu *et al.*, 2007)

Figura 5.16 Apilado de funciones receptoras asociadas a los Andes de Mérida.

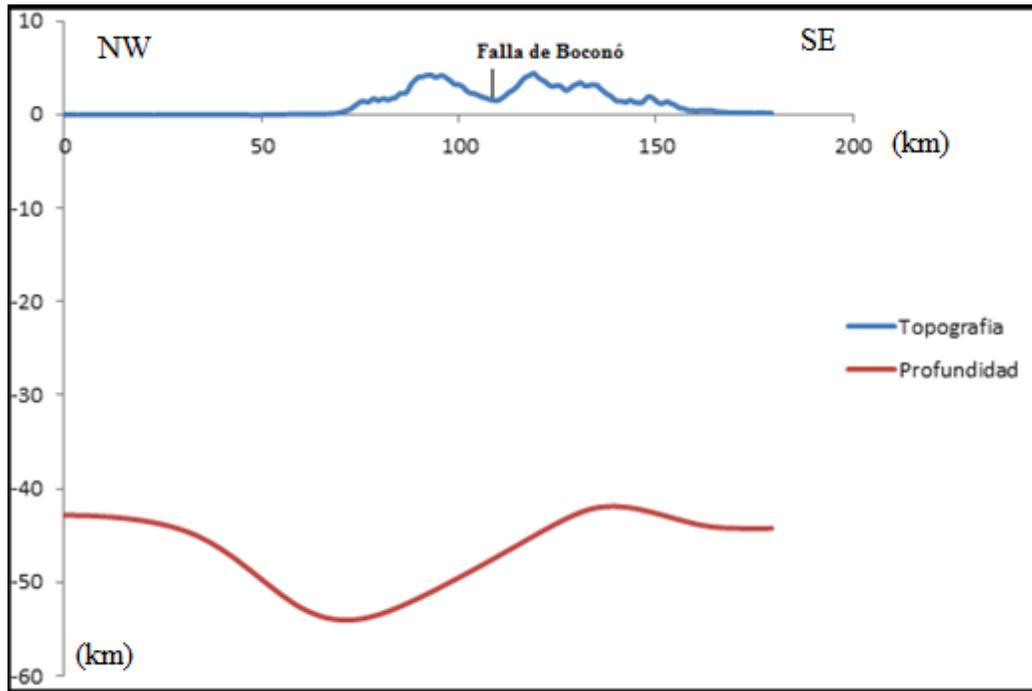


Figura 5.17 Comparación de topografía y profundidad, perfil A-A'.

Comparando la topografía en función de los espesores obtenidos, se puede apreciar de mejor manera en como la raíz de los andes de Mérida se puede considerar desplazada aproximadamente 50 km hacia el noroeste. Si se observa con detenimiento la ubicación de la falla de Boconó se puede inferir que ésta tiene una influencia importante en cuanto a dicho desplazamiento, Arnaiz-Rodríguez y Audemard (2014), plantean la posibilidad de que el sistema de fallas de Boconó establezca un límite mecánico y geodinámico entre el bloque de Maracaibo y Sur América, aunque destacan que es muy improbable que esta falla pueda desplazar el Moho.

5.2.2 Mapa de espesores integrado

Adicionalmente como aporte de esta investigación se decidió integrar los datos obtenidos por Saavedra (2015) a los del perfil Sur del Lago, para generar un mapa de espesores integrado con tres perfiles de conexión del proyecto GIAME (figura 5.18).

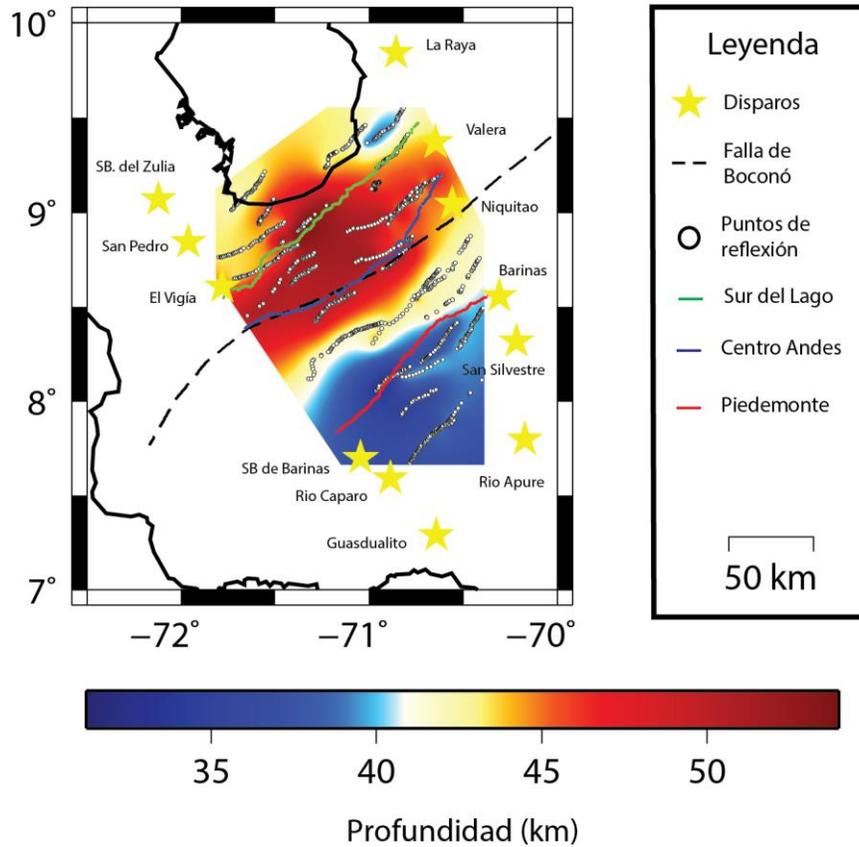


Figura 5.18 Mapa de espesores integrado con datos de Saavedra (2015).

En el mapa se puede observar cómo se mejora el muestreo sobre los puntos de control alrededor de los Andes, adicionalmente se destaca que se observa un comportamiento similar al expuesto con anterioridad.

Se trazó un perfil B-B' en la misma dirección del A-A' pero con una mayor longitud, esto se puede apreciar de mejor manera en la figura 5.19. Dicho perfil B-B' se puede observar en la figura 5.20 de manera análoga a lo planteado para el mapa de espesores anterior, también se observa la misma tendencia descrita con anterioridad.

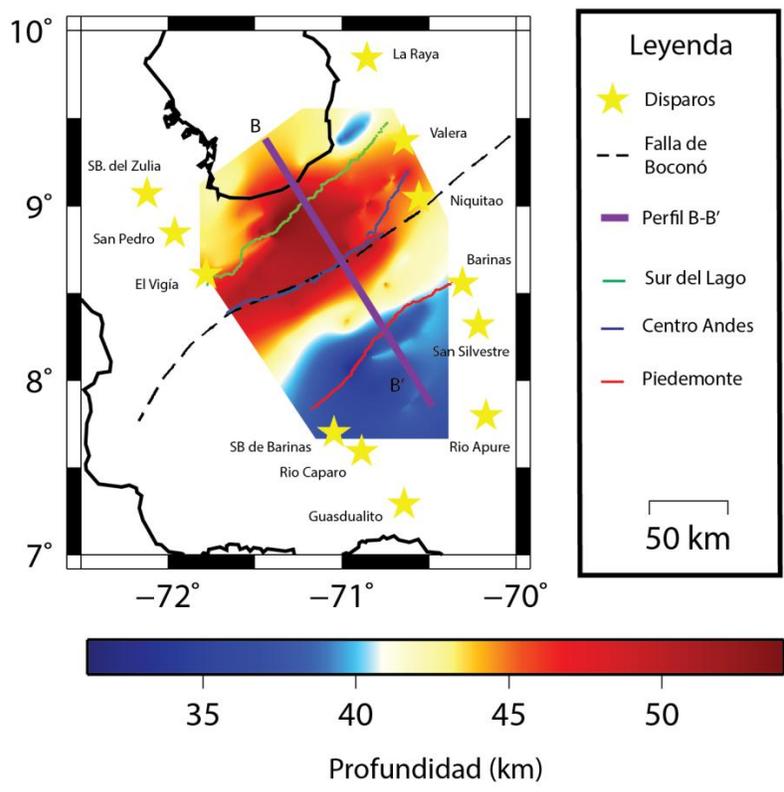


Figura 5.19 Dirección y longitud del perfil B-B'.

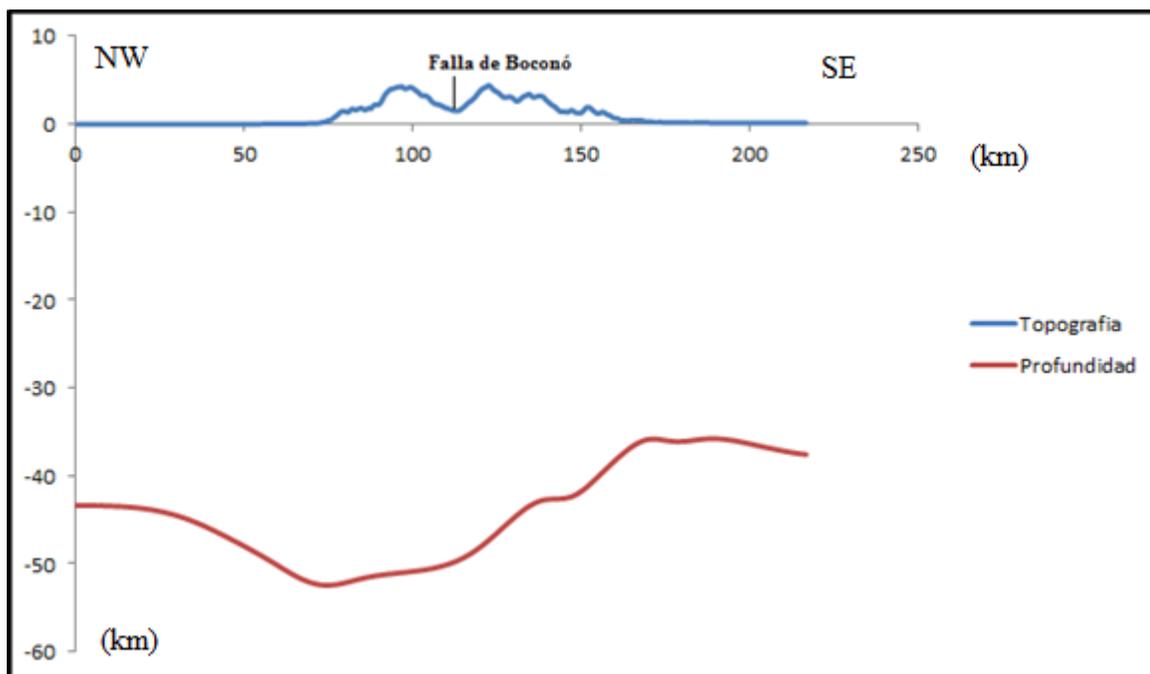


Figura 5.20 Comparación de topografía y profundidad, perfil B-B'.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

Primeramente es necesario destacar que mediante el uso de la rutina SEISPLOT se lograron construir secciones sísmicas de gran calidad con una buena relación señal ruido, exceptuando aquellas para los cuales los disparos se encontraban a grandes distancias del perfil y cuya energía no fue lo suficiente buena como para identificar alguna fase cortical.

Se logró interpretar las principales fases corticales como la Pg y la PmP para el perfil Sur del Lago, lo cual permitió definir los parámetros necesarios para lograr identificar contrastes importantes entre la capa sedimentaria y el basamento, así como también para la interfaz corteza manto.

Debido a la corta longitud del perfil (160 km) no se logró observar la fase Pn, en comparación con los perfiles principales los cuales presentan longitudes mayores a los 300 km, para los cuales si se espera observar esta fase.

Mediante el trazado de rayos realizado a partir de la herramienta Rayinvr, se pudo realizar un correcto ajuste para los tiempos de llegada observados pudiendo establecer un modelo de 4 capas para la zona de estudio, las cuales consistieron en sedimentos, corteza superior, corteza inferior, y manto superior.

En el modelo de velocidades, se observó una variación lateral entorno al basamento cristalino, lo cual permitió definir una zona de máximo espesor sedimentario de 10 km aproximadamente, asociado al depocentro de la cuenca de Maracaibo y una disminución de dicho espesor (6 km) hacia el norte del perfil; en cuanto a la interfaz corteza manto se tiene que subyaciendo el depocentro de la cuenca se observan los mayores espesores (53 km aproximadamente), con una disminución hacia el norte que se refleja en una estructura buzando hacia el sur desde los 45 a los 50 km, entre los 105 y 125 km del perfil.

Con la información de los disparos fuera del perfil se logró linealizar una geometría 3D en un pseudo 2D, para realizar los respectivos trazados de rayos, interpretando aquellas

secciones en las cuales se observó la fase PmP, para posteriormente construir un mapa de espesores corticales con los puntos de atribución correspondientes a las reflexiones en el Moho.

El mapa generado presenta los mayores espesores corticales entre la falla de Boconó y el depocentro de la cuenca de Maracaibo (51 km aproximadamente), hacia el norte los espesores disminuyen considerablemente alcanzando una profundidad de 40 km en promedio, al igual que para la zona correspondiente al pie de monte sur andino, esta tendencia sirve como evidencia de una posible desviación de la raíz de los Andes de Mérida unos 50 km hacia el norte.

De igual forma se logró integrar los datos correspondientes a los otros dos perfiles de conexión del proyecto GIAME, aumentando el muestreo de los datos y corroborando la tendencia observada.

Trazando perfiles perpendiculares a los principales contornos de los mapas elaborados se logró establecer un marco comparativo entre la topografía actual de los andes y su estructura cortical, estableciendo como punto de inflexión la falla de Boconó, lo cual puede evidenciar un posible límite entre el bloque de Maracaibo y Sur América entorno a este sistema.

RECOMENDACIONES

Se debe realizar un modelo integrado en conjunto con los demás perfiles del proyecto GIAME para dar una mejor idea de los modelos planteados y mejorar la cobertura del mapa de espesores corticales.

Aplicar velocidades de reducción acordes para la interpretación de ondas s, ya que estas pueden aportar buena información y la posibilidad de calcular parámetros elásticos para la zona de estudio.

Realizar modelado mediante el trazado de rayos 3D para disminuir los errores asociados a la geometría utilizada en este trabajo.

Se recomienda integrar los datos obtenidos con otros métodos tanto geofísicos como geológicos, a manera de poder establecer conclusiones acerca de los modelos propuestos y poder corroborar los valores obtenidos.

Mejorar la cobertura de disparos correspondientes al perfil Andes Sur, ya que se tiene un vacío de información importante en esta zona.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, M. (2006). Estudio Neotectónico de las cuencas de El Tocuyo, Quíbor y Yay, Estado Lara. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geología. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Arnaiz, M. (2009). Modelado gravimétrico cortical de la zona noroccidental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Arnaiz, M., I. Rodríguez y F. Audemard (2011). Análisis gravimétrico y flexural del occidente de Venezuela. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 28(3):420-438.
- Arnaiz, M., Bezada, M. y Schmitz, M. (2014). SEISPLOT: un código interactivo para mostrar y seleccionar las primeras llegadas en sísmica de gran ángulo. Jornada de Investigación de la Facultad de Ingeniería 2014, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Arnaiz-Rodríguez, M. y F. Audemard (2014). Variations in elastic thickness and flexure of the Maracaibo block. *Journal of South American Earth Science*. 56:251-264.
- Audemard, F.E., (1991), Tectonics of Western Venezuela: Houston-Texas, Rice University, tesis doctoral, 245 pp.
- Audemard, F. (1993). Trench investigation across the Oca-Ancon fault system, Northwestern Venezuela. 2nd International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford. p. 51-54.
- Audemard, F., M. Machette, J. Cox, R. Dart y K. Haller (2000). Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions. Open-File Report 00-018 USGS.
- Audemard, F. E. y F. A. Audemard (2002). Structure of the Merida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*. 345:299-327.
- Audemard, F. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International*. 101: 43-65.

- Audemard, F. A., A. Singer y J. Soulas (2005). Quaternary faults kinematic and stress tensors along the southern Caribbean from faults-slip data and focal mechanism solution. *Earth-Science Reviews*. 69: 181-223.
- Audemard, F. A. (2006). Tectónica activa en el occidente Venezolano. Ponencia presentada en el XIII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Venezuela.
- Audemard, F., C. Beck y E. Carrillo (2011). Deformaciones gravitatorias profundas en laderas a lo largo de la falla activa de Boconó en el sector central de los Andes de Mérida, Venezuela Occidental. *Tribuna del Investigador*. 12(2): 28-36.
- Audemard, F. (2014). Segmentación sismogénica de la falla de Boconó a partir de investigaciones paleosísmicas por trincheras, Venezuela occidental: ¿migración de la ruptura hacia el noreste en tiempos históricos? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 71(2): 247-259.
- Ávila, J. (2005). Modelado Bidimensional de la Corteza en la zona de colisión Caribe-Sur América, Región Oriental de Venezuela (Estado Anzoátegui). Trabajo Especial de Grado. Universidad Simón Bolívar.
- Bachmann, R. (2001). The Caribbean Plate and the question of its formation. Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg Department of Tectonophysics. 17 p.
- Bellizzia, A. (1985). Sistema montañoso del caribe: Una cordillera alóctona en la parte norte de América del sur. *VI Congreso Geológico Venezolano*. Tomo X: 6657-6836.
- Bezada, M., Schmitz, M., Jácome, M., Rodríguez, J., Audemard, F., Izarra, C., y BOLIVAR Active Seismic Working Group. (2007). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamics*, 45(4), 191-200.
- Casas-Sainz, A. (1992). A neotectonic model for the northern sector of the Bocono fault (southern boundary of the Caribbean plate, Venezuela). 13th Caribbean Geological Conference. Pinar del Río, Cuba.
- Cediel, F., Shaw, R.P., Cáceres, C., (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of*

- Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 79: 815–848.
- Chacín, L., M. I. Jácome y C. Izarra (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*. 405:155-167.
- Colletta, B., F. Roure, B. de Toni, D. Loureiro, H. Passalacqua y Y. Gou (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics* 16:777-794.
- De Toni, B., J. Kellogg (1993). Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics* 12 (6):1393– 1409.
- Dhont, D., G. Backe, Y. Hervouët, L. Gonzales y J. Castrillo (2002). Venezuelan Andean tectonics revealed by SAR JERS imagery. *Geodynamics Andina. Colloques et Seminaires* - Institut de Recherche Scientifique pour le Developpement en Cooperation. 179-182.
- Duerto, L. (1998). Principales zonas triangulares del Occidente de Venezuela. Tesis de Maestría no publicada. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Duerto L., A. Escalona y P. Mann (2006). Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 90: 505-528.
- Escobar, I. A. e I. Rodríguez (1995). Interpretación geofísica integrada de un transecto NW-SE a través de Los Andes venezolanos. Ponencia presentada en el I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil: 273-276.
- Fernandez Da S. J. (2002). Análisis y modelaje de atributos sísmicos en la región de Monagas, utilizando datos sísmicos 2D. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Flores, L. (2015). Análisis de la estructura cortical del perfil de sísmica de gran ángulo “andes norte”, segmento Capatárida – Cabudare. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.

- Funvisis (1997). Estudio neotectónico y geología de fallas activas en el piedemonte surandino de los Andes venezolanos (Proyecto INTEVEP 95-061). Informe no publicado de Funvisis para INTEVEP. 155 pp.
- Gajardo, E., Nicolle, J., Castejón, B. Marquéz, C. y Urbáez, M. (1986). Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo. III Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas. p. 102-111.
- Gebrande, H. A. (1976). Seismic-Ray Tracing Method for Two-Dimensional Inhomogeneous Media. En: P. Giese, K. Prodehl y S. Stein (Eds.), Explosion seismology in Central Europe, data and results, Springer, Berlin 162-167 p.
- Giese, P. (1976a). Models of Crustal Structure and Main Wave Groups. En: P. Giese, K. Prodehl y S. Stein (Eds.), Explosion seismology in Central Europe, data and results, Springer, Berlin. 196-200 p.
- Giese, P. (1976b). Problems and Tasks of Data Generalization. En: P. Giese, K. Prodehl y S. Stein (Eds.), Explosion seismology in Central Europe, data and results, Springer, Berlin. 137-145 p.
- Giese, P. (1976c). General Remarks on Travel Time Data and Principles of Correlation. En: P. Giese, K. Prodehl y S. Stein (Eds.), Explosion seismology in Central Europe, data and results, Springer, Berlin. 130-136 p.
- Giese, P., Prodehl, C., Schroder, H. y Stein, A. (1976). Presentation of Record Sections. En: P. Giese, K. Prodehl y S. Stein (Eds.), Explosion seismology in Central Europe, data and results, Springer, Berlin. 113-114 p.
- González de Juana, C. (1952). Introducción al estudio de la geología de Venezuela. (4º Parte). Boletín de Geología, Caracas 2(5): 311-330.
- González de Juana, C., J. Iturralde y X. Picard (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Tomo II. Caracas. Ediciones Foninves. 1031p.
- Granja, J. L. (2005). Geodinámica del borde noreste de la Placa Caribe. Trabajo de investigación de Tercer Ciclo. Programa de Doctorado. Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Guédez, R. (2003). Estudio cortical en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción. Trabajo Especial de Grado no publicado.

- Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Henriques, L. J. (2004). Modelo Geodinámico Integrado de los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas - Apure: Estado Barinas. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Caracas.
- Hernandez, J. (1999). Teoría de líneas de transmisión e ingeniería de microondas. Universidad Autónoma de Baja California. Mexicali, B.C., México. 125 p.
- Hervouët, Y., O. Odreman, J. Castrillo (2001). Interaction entre un chevauchement imbriqué et une zone transcurrente le flanc nord-ouest de Andes vénézuéliennes. *Bull. Soc. géol. Fr.* 172 (2): 159-175.
- Kearey, P. M. Brooks y I. Hill (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science. 21-124 p.
- Kellogg, J., Bonini, W., (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding south-American plate. *Tectonics* 1 (3), 251–276.
- Mann, P., C. Schubert y K. Burke. (1990). Review of Caribbean Neotectonics. *GSA Decade North America Geol.* GNA Vol. H (The Caribbean Region). *Geological Society of America.* p. 307-338.
- Mann, P., A. Escalona y V. Castillo (2006). Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. *AAPG Bulletin.* 90: 445-477.
- Meschede, M. y W. Frisch (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics.* 296: 269-291.
- Miyara, F. (2004). Filtros activos. 2da edición, Cátedra de Electrónica III. FCEIA - Universidad Nacional de Rosario. Rosario, Argentina. 117 p.
- Monod, B., D. Dhont y Y. Hervouët (2010). Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics.* 420: 123-135.
- Mooney, W., Laske, G., y Masters, T. (1998). CRUST 5.1: A global crustal model at 5×5. *Journal of Geophysical Research,* 103(1), 727-747.
- Morales, C. y Galves, M. (2014). Pasos para cambiar formato Texan a .SGY. Documento técnico interno no publicado. FUNVISIS, 6 p.

- Niu, F., T. Bravo, G. Pavlis, F. Vernon, H. Rendon, M. Bezada, and A. Levander (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela, *J. Geophys. Res.*, 112, B11308, doi:10.1029/2006JB004802.
- Orihuela, N., A. García y M. Arnaiz (2012). Magnetic anomalies in the Eastern Caribbean. *Internal Journal of Earth Sciences*. doi:10.1007/s00531-012-0828-6
- PDVSA-INTEVEP (2011). III Léxico Estratigráfico de Venezuela. Disponible en: <http://pdv.com/léxico/2ed>. [Consulta Julio 2015].
- Pindell, J. L y J. P Erickson (1995). Mesozoic passive margin of northern South América. *Earth Evolution Sciences, International Monograph Series*, p. 1-60.
- Requena J. y M. Turienzo (2014). Cinemática del flanco noroccidental de los andes de Mérida, Venezuela: interacción entre estructuras de piel fina y piel gruesa. *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. pp. 659-675.
- Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *AAPG Bulletin*. 40: 457-476.
- Saavedra, M. (2015). Modelos corticales de velocidades en la región occidental de Venezuela, zona centro-sur de los andes. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Caracas.
- Sánchez, M., Audemard, F.E., Giraldo, C., Ruiz, F., (1994). Interpretación sísmica y gravimétrica de un perfil a través de los Andes venezolanos. Memorias VII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas. Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos, Caracas, pp. 251–258.
- Schmitz, M., D. Chalbaud, J. Castillo y C. Izarra (2002). The crustal structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. *Tectonophysics* 345: 103–118.
- Schmitz, M. A. Martins, C. Izarra, M. I. Jácome, J. Sánchez y V. Rocabado (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wideangle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics* 399: 109–124.

- Schmitz, M., Avila, J., Bezada, M., Vieira, E., Yáñez, M., Levander, A., Zelt, C., Jácome, M. y Magnani, M. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459(1), 14-26.
- Schmitz, M. (2012). Geociencia Integral de Los Andes de Merida (GIAME). Propuesta de proyecto. Documento interno no publicado.
- Schubert, C., y H. Henneberg (1975). Geological and geodetic investigations on the movement along the Boconó fault, Venezuelan Andes. *Tectonophysics*. 29(1): 199-207.
- Sheriff, R. E., (1994). Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics: 3 ed. Soc. Expl Geophys. Geophysical References Series N° 1, Tulsa, USA, 384 p.
- Smith, P. J. (1975). Temas de geofísica. Editorial Reverte. Madrid. 286 p.
- Soulas, J., Rojas, C. y Schubert C. (1985). Excursión no. 4, Neotectónica de las fallas de Boconó, Valera. Túname y Mene Grande. IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas. p. 6962-6999.
- Stephan, J. (1985). Andes et Chaîne sur la Transversale de Barquisimeto (Venezuela). En *Evolución geodynamique. Symposium geodynamique des Caraïbes (Ed.: A. Mascle)*, Paris, p. 503-529.
- Van der Hilst, R. D. y P. Mann (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*. 22: 451-454.
- Yoris, F. y Ostos, M. (1997). Geología de Venezuela: geología general y sus cuencas petrolíferas. WEC 1997. Schlumberger. Caracas, Venezuela. 44 pp.
- Zelt, C. y Ellis, R. (1988). Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modeling. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 24(1), 16-31.
- Zelt, C. y Smith, R. (1992). Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical journal international*, 108(1), 16-34.
- Zelt, C. (1993). Documentation for rayinvr and related programs. Version 1.3. Geological Survey of Canada 1 Observatory Crescent Ottawa, Ontario, Canada K1A 0Y3. Phone: 613-995-1257. Fax: 613-992-8836. E-mail: zelt@cg.emr.ca

APENDICES

Guión en lenguaje OCTAVE para calcular las coordenadas geográficas de la fase sísmica PmP.

```
% Cálculo de Coordenadas Geográficas para las reflexiones de la fase PmP
```

```
% Christian Jimenez
```

```
clear all
```

```
clc
```

```
[Geom,path]= uigetfile('*.32','fort32');
```

```
addpath(path)
```

```
fort32= load (Geom);
```

```
[Geom,path]= uigetfile('*.txt','Geometria');
```

```
addpath(path)
```

```
Geometria= load (Geom);
```

```
[Geom,path]= uigetfile('*.txt','Texoff');
```

```
addpath(path)
```

```
Texoff= load (Geom);
```

```
[Geom,path]= uigetfile('*.in','Tx');
```

```
addpath(path)
```

```
tx= load (Geom);
```

```
[a,P]=sort(Texoff(:,2));
```

```
Texor=Texoff(P,:);
```

```
for i=1:length(tx)
```

```
if tx(i,4)==2
```

```
first=i;
```

```
break
```

```
end
```

```
end
```

```
for i=1:length(tx)
```

```
if tx(i,4)==2
```

```
last=i;
```

```

end
end
tx2=tx(first:last,:);
tx2=tx2(:,1);
if ne(tx(1,1),0)
    tx2=tx(1,1)-tx2(:,1);
    fort32(:,1)=tx(1,1)-fort32(:,1);
end
for j=1:length(tx2)
    for i=1:length(Texor)
        R(i,1)=tx2(j,1)-Texor(i,2);
    end
    for k=1:length(R)
        if abs(R(k,1))< 0.5
            M(j,1)=k;
        end
    end
end
for i=1:length(M)
    tx2(i,2)=Texor(M(i,1),3);
    tx2(i,3)=Texor(M(i,1),4);
end
tx2(1,8)=Geometria(1,5);
tx2(1,9)=Geometria(1,4);
tx2(:,4)=fort32(:,2);
tx2(:,5)=fort32(:,1);
tx2(:,5)=km2deg(tx2(:,5));
az(:,1)=azimuth(tx2(1,9),tx2(1,8),tx2(:,3),tx2(:,2));
[tx2(:,6),tx2(:,7)]=reckon(tx2(1,9),tx2(1,8),tx2(:,5),az(:,1));
txf=[tx2(:,4) tx2(:,7) tx2(:,6)];

```

```
T={'Profundidad','Longitud','Latitud'};
for i=1:length(tx2)
T{i+1,1}=tx2(i,4);
T{i+1,2}=tx2(i,7);
T{i+1,3}=tx2(i,6);
end
Guardarexcel(T)
```

