

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO CORTICAL EN EL ÁREA CENTRO-NORTE Y NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA A PARTIR DE DATOS DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Rómulo Guédez

Caracas, marzo 2003

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO CORTICAL EN EL ÁREA CENTRO-NORTE Y NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA A PARTIR DE DATOS DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN

Tutor académico: Prof. José Cavada
Tutor industrial: Dr. Michael Schmitz

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Rómulo Guédez

Caracas, marzo 2003

Caracas, marzo de 2003

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Br. Rómulo Guédez, titulado:

“Estudio cortical en el area centro-norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción”.

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

Prof. Inírida Rodríguez
Jurado

Prof. Carlos Giraldo
Jurado

Prof. José Cavada
Tutor Académico

Dr. Michael Schmitz
Tutor Industrial

DEDICATORIA

En primer lugar a Dios, por iluminar mi camino y por haberme ayudado a alcanzar mi meta más preciada.

A mis padres, Rómulo y Luisa, gracias por todo su apoyo incondicional en todos los momentos a lo largo de mis estudios, por ser un ejemplo de trabajo constante y superación, y por ser los mejores padres del mundo.

A mi hermana Maria de Los Ángeles, gracias morocha por tus consejos, por estar siempre pendiente de mí y por ser mi mejor amiga.

A mi hija Elizabeth Cristina, mi bebé, gracias por existir y ser tan bella. Este trabajo es para ti.

AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, por haberme dado la oportunidad de formarme académicamente y en todos los aspectos de la vida. Siempre recordare gratamente los años pasados dentro y fuera de sus aulas.

Al Dr. Michael Schmitz por haberme confiado este tema de tesis, por su extraordinario apoyo y por estar en todo momento dispuesto a compartir sus conocimientos. Gracias por su guía y tiempo dedicado para la realización de este trabajo.

Al profesor José Cavada, mi tutor académico, por sus acertadas indicaciones, por su gran apoyo demostrado a lo largo del desarrollo de este trabajo.

A la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) por haberme permitido desarrollar dentro de sus instalaciones la mayor parte de este trabajo, y a su presidenta la profesora Nuris Orihuela por toda la colaboración prestada.

A todo el personal del Departamento de Sismología por el apoyo brindado durante la realización de este trabajo. Especial agradecimiento a los ingenieros Javier Sánchez, Víctor Rocabado, Marcos Romero quienes colaboraron en todo momento para que este trabajo pudiera consumarse y por la amistad brindada durante todos estos meses.

Al personal de FUNVISIS que colaboró en la instalación de los equipos receptores en tierra: Luis Melo, Raymi Castilla, Germán Tovar, Henry Álvarez, Carolina Granado, Mariana Lotuffo, Jerson García, Ángel Díaz, Víctor Cano, Arturo Pernía y Julio Medina. También al ingeniero Ricardo López quien suministró la información obtenida por la estación Birongo.

A Carlos Giraldo, Alberto La Cruz, Jorge Quesada (PDVSA) y Miguel Zanolla (SueloPetrol) por la información sobre los tiempos de disparo, batimetría y coordenadas de los disparos.

A la tripulación del buque “Bin Hai”, quienes realizaron los disparos costa afuera, y siempre mantuvieron la comunicación con el personal que instaló los receptores en tierra.

Al Dr. Franck Audemard y todo el Departamento de Ciencias de la Tierra de FUNVISIS, por las sugerencias dadas y la colaboración prestada.

Al personal de FUNVISIS de todos los departamentos por su amistad brindada durante estos meses de trabajo y porque todos de alguna manera colaboraron en la elaboración de este trabajo: Jenny, Lilly, Raquel, Leonardo, Gerardo, Sr. Quintana, Julio, Daniel, Yajaira y a todos los que arman “las partidas de los miércoles”.

A mis compañeros geofísicos y amigos: Rosmary Usta, Juan Sandía, Omar Pimentel, Carlos Espinoza, Ernesto Oropeza, Lizcar Romero, Janckarlos Reyes, Roberto Falcón, Alexander Díaz, Marta Martínez, Christopher Álvarez.

A mis amigos desde el introductorio: Deborah, Gustavo, Thais, Leandro, Dennys, Er, Braian, Tatiana, Karina, Manuel, Marcos, Pedro, Luis y Ronald por su amistad y los buenos momentos dentro y fuera de la universidad.

A mis grandes amigas: Maria Cecilia, Maria Eugenia, Maritza, Isabel por su solidaridad y aprecio sincero.

A mis panas Alfredo, Alexis, Rafa, Alexander, Daniel. Compañeros de parrandas y buenos amigos.

A Mariana, por tu gran nobleza como persona y por estar siempre dispuesta a escucharme.

A todos los integrantes de mi familia: Abuelos, tíos, primos. En especial a mi primo Eduardo Enrique por su colaboración y ayuda prestada.

Resumen

Autor: Guédez C., Rómulo F.

Estudio Cortical en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de Sísmica de Refracción

Tutor Académico: Prof. José Cavada. Tutor Industrial: Dr. Michael Schmitz.

Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geofísica. 2003. 123 pp.

Palabras Claves: Corteza, Refracción Sísmica, Moho, Caribe, Gravimetría.

A finales de 2001 y comienzos de 2002, PDVSA realizó en el Mar Caribe frente a las costas venezolanas un levantamiento sísmico bidimensional (2D) denominado "Caribe Central". Con el fin de adquirir información sobre las características más resaltantes de la corteza terrestre en la región central, durante dicho levantamiento se colocaron estaciones sismológicas portátiles, siguiendo la prolongación en tierra de las líneas sísmicas adquiridas en el mar (Proyecto: *Mar y Tierra*). También se utilizó la información recibida de la estación sismológica *Birongo*, la cual pertenece a la red sismológica nacional RESVAC, operada por FUNVISIS. De esta manera se contó con un total de 15 estaciones receptoras.

La interpretación de las secciones sísmicas permitió identificar varias de las principales fases corticales (Pg, P^M). A partir de los tiempos de viaje de estas fases, y empleando ecuaciones de cálculos aproximados se calcularon valores de profundidad en función del tiempo, la distancia y de las llegadas.

Por otra parte, se dispuso de datos de sísmica de refracción profunda adquiridos e interpretados en el año 1984 en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo. Con el objetivo de unificar los modelos corticales en el norte de Venezuela se reinterpretaron los datos obtenidos en dicho estudio.

En la zona central de Venezuela se logró modelar tres perfiles con una estación receptora por perfil. Éstos se denominaron Birongo SW-NE, Birongo N-S y Turiamo N-S. En estos modelos el espesor cortical disminuye hacia el norte de la zona de estudio, encontrándose el Moho a profundidades de hasta 40 km en las cercanías de la línea de costa hasta 25 km al extremo norte, lo que coincide con los modelados gravimétricos existentes en la zona.

Con la finalidad de lograr un mayor control sobre el modelo cortical y de velocidades de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM) obtenido de la sísmica de refracción y verificar su consistencia con los datos gravimétricos disponibles en la zona se procedió a la realización de un modelado gravimétrico sobre el perfil COLM NW-SE. La reinterpretación del perfil ubicado en la COLM, con dirección NW-SE, permitió definir una corteza con un espesor poco variable a lo largo del perfil. Este espesor varía entre los 42 y 40 km con una leve disminución hacia el norte.

ÍNDICE GENERAL

	Páginas
DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
RESUMEN	vi
LISTA DE CUADROS Y GRAFICOS	viii
INDICE DE TABLAS	xiii
CAPÍTULO	
I.- INTRODUCCIÓN:	
1.1 Planteamiento del problema	1
1.2 Objetivos	3
1.3 Trabajos previos	4
II.- MARCO TEÓRICO:	
2.1 Sísmica de refracción o sísmica de gran ángulo	7
2.2 Métodos de adquisición	9
2.3 Trayectoria de ondas y tiempos de llegada	11
2.4 Secciones sísmicas en tiempo reducido	18
2.5 Correlación de las llegadas	20
2.6 Principales fases corticales	21
2.7 Formulas de cálculos aproximados	22
2.8 Método de Wiechert – Herglotz	23
2.9 Principios del método del trazado de rayos	24
2.10 Estructura interna de la Tierra	27

III.- MARCO TECTÓNICO:

3.1 Tectónica de la Placa Caribe	34
3.2 Marco tectónico del área noroccidental de Venezuela	42
3.3 Cinturones orogénicos del Sistema Montañoso del Caribe	45

IV.- PROCESAMIENTO:

4.1 Adquisición	50
4.1.1 Equipos de medición	53
4.1.2 Perfiles de medición	55
4.2 Procesamiento de los datos sísmicos	57
4.2.1 Secuencia de procesamiento	57

V.- ANÁLISIS DE RESULTADOS:

5.1 Análisis de las secciones sísmicas	74
5.1.1 Representación de las secciones sísmicas	75
5.2 Trabajos previos realizados en el Caribe y su importancia en la construcción de los modelos sísmicos bidimensionales	83
5.3 Modelos sísmicos bidimensionales	85
5.4 Reinterpretación de un modelo de corteza ubicado en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM)	92
5.5 Comparación de los modelos de corteza de la COLM	101
5.6 Modelado gravimétrico realizado sobre el perfil COLM NW-SE	102

VI.- CONCLUSIONES:	
Conclusiones	109
Recomendaciones	116
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS	117
ANEXOS	

LISTA DE CUADROS Y GRÁFICOS

CUADRO O GRÁFICO	Páginas
Fig N°	
CAPÍTULO II	
2.1 Diferencias entre el tendido in-line y el método de adquisición empleado en el experimento sísmico “Mar y Tierra”	10
2.2 Representación esquemática de un rayo que incide en forma oblicua sobre una interfase	12
2.3 Trayectorias de los tres rayos básicos de las ondas P y S para un modelo de una capa	13
2.4 Curvas de tiempo de viaje para un modelo de una capa	15
2.5 Sección sísmica sin reducir y sección sísmica reducida	19
2.6 Diagrama esquemático de las curvas de tiempo de viaje de las principales fases corticales	21
2.7 Simulación del recorrido de un rayo empleando geometría cartesiana	25
2.8 Funciones de variación de velocidades de ondas P, ondas S y densidad con la profundidad	30
2.9 Cálculo global de espesores de la corteza	31
2.10 Perfiles de sísmica de refracción usados en el cálculo global de espesores corticales	32

2.11 Ubicación aproximada de perfiles de refracción sísmica disponibles en la región del Caribe central	33
---	----

CAPÍTULO III

3.1 Evolución tectónica de la Placa Caribe	36
3.2 Ubicación geográfica de los límites actuales de la Placa Caribe	37
3.3 (a) Esquema del marco geodinámico del noroeste de Sudamérica	42
3.3 (b) Transecto geodinámico entre la Placa Caribe y el Cratón Guayanés	42
3.4 Mapa de fallas activas de la zona nor-central de Venezuela	44
3.5 Mapa de ubicación de los principales rasgos geológicos y las mayores fallas en el norte de Venezuela	49

CAPÍTULO IV

4.1 Configuración de una estación sismológica portátil	55
4.2 Mapa de ubicación de las líneas de adquisición y estaciones receptoras del proyecto “Mar y Tierra”	56
4.3 Diagrama de flujo sobre la conversión de datos sísmicos del formato ORION al formato ASCII	59
4.4 Datos sismológicos visualizados en formato SEISAN	60
4.5 Formato de un archivo header_maker	62
4.6 Rutina de transformación de los datos sísmicos de ASCII-5 columnas a ASCII-1 columna	63
4.7 Sección sísmica de los disparos de la línea CC-01G-09 en la estación Birongo, sin procesar	66

4.8 Señal fuente, en función del tiempo de fase, a profundidad de 6 m	67
4.9 Espectro de amplitud de una traza correspondiente a la sección de los disparos de la línea CC-01G-09 captada en la estación Birongo	68
4.10 Filtro pasabanda aplicado a una traza de la sección sísmica de los disparos de la línea CC-01G-09 en la estación Birongo	69
4.11 Secuencia de procesamiento	71
4.12 Sección sísmica final de la línea CC-01G-09 en la estación Birongo	73
 CAPÍTULO V	
5.1 Mapa de ubicación del perfil Birongo Norte-Sur	77
5.2 Sección sísmica de los disparos de la línea CC-01G-09 en la estación Birongo	78
5.3 Mapa de ubicación del perfil Birongo Suroeste-Noreste	79
5.4 Sección sísmica de los disparos de la línea CC-01G-15 en la estación Birongo	80
5.5 Mapa de ubicación del perfil Turiamo Norte-Sur	81
5.6 Sección sísmica de los disparos de la línea CC-01G-21 en la estación Turiamo	82
5.7 Relación empírica velocidad de onda P-densidad	84
5.8 Modelado bidimensional de onda P y trazado de rayos del perfil Birongo N-S	87
5.9 Modelo de velocidades del perfil Birongo N-S	87

5.10 Modelado bidimensional de onda P y trazado de rayos del perfil Birongo SW-NE	89
5.11 Modelo de velocidades del perfil Birongo SW-NE	89
5.12 Modelado bidimensional de onda P y trazado de rayos del perfil Turiamo N-S	91
5.13 Modelo de velocidades del perfil Turiamo N-S	91
5.14 Ubicación de la línea sísmica COLM NW-SE	93
5.15 Sección de registro del punto de tiro Butaque	95
5.16 Sección de registro del punto de tiro Altagracia	96
5.17 Sección de registro del punto de tiro Misoa	96
5.18 Modelado Bidimensional de Onda P y trazado de rayos del Perfil COLM NW-SE	100
5.19 Modelo de Velocidades del perfil COLM NW-SE	100
5.20 Mapa de Anomalía de Bouguer de la región occidental de Venezuela	103
5.21 Modelo gravimétrico, sin ajustar, realizado a partir del modelo de corteza propuesto en este estudio	105
5.22 Modelo gravimétrico, sin ajustar, realizados a partir del modelo de corteza propuesto por Castejon <i>et al.</i> (1986)	106

5.23 Modelo de corteza propuesto para la COLM realizado en el programa GM-SYS, sobre el perfil COLM NW-SE	108
---	-----

CAPÍTULO VI

6.1 Mapa de espesores corticales en la zona centro-norte de Venezuela	110
6.2 Mapa de espesores corticales obtenidos a partir de estudios de sísmica de refracción realizados en Venezuela	113

INDICE DE TABLAS

Tabla N°	Páginas
CAPÍTULO II	
2.1 Ecuaciones diferenciales ordinarias empleadas en el trazado de rayos	26
CAPÍTULO IV	
4.1 Tiempos de disparos realizados costa afuera durante el levantamiento sísmico 2D “Caribe Central” utilizados en el proyecto “Mar y Tierra”	50
4.2 Tiempos de grabación de las estaciones sismológicas	52
4.3 Parámetros de adquisición del proyecto “Mar y Tierra”	55
CAPÍTULO V	
5.1 Cálculos aproximados de profundidad del Moho y velocidad promedio de la corteza, realizados a partir de las ecuaciones 2.11 y 2.12	78

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del Problema

El presente Trabajo Especial de Grado (TEG) se encuentra enmarcado dentro de la propuesta para la formación del grupo de investigación "Geodinámica Reciente del Límite Norte de la Placa Sudamericana", sometido a la evaluación por FONACIT a finales del año 2001, el cual estudiará la estructura de la litosfera continental en el norte de Venezuela mediante la integración de datos obtenidos a través de métodos geofísicos y geológicos y en el cual participaran, en un lapso previsto de 4 años, investigadores de instituciones nacionales tales como la Universidad Central de Venezuela (UCV), Universidad Simón Bolívar (USB), Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Fundación Instituto de Ingeniería, PDVSA-INTEVEP, entre otras. El grupo de investigación se centrará en estudiar la geodinámica del límite norte de la placa Sudamericana, las estructuras de deformación y de la litosfera en la parte continental. La creación de este grupo de investigación se basa en la aceptación por parte del National Science Foundation (NSF) de los EE.UU. del proyecto interdisciplinario "Interacción corteza-manto en la zona de colisión Caribe-Sudamérica" o proyecto "Sur-Este Caribe" el cual es coordinado por la Rice University (Houston, Texas). Dentro de los proyectos mencionados anteriormente se encuentra enmarcado el proyecto denominado "Mar y Tierra", el cual proporciona los datos a utilizar para la elaboración del TEG, y se basa en analizar la información de los registros obtenidos por estaciones receptoras portátiles colocadas en tierra durante las mediciones efectuadas por PDVSA, entre los meses de marzo y abril de 2002, en el mar Caribe frente a las costas venezolanas durante el levantamiento Sísmico 2D denominado "Caribe Central"; a partir del análisis de los datos obtenidos durante este levantamiento es posible determinar información sobre la estructura de la corteza, tales como modelo de velocidades y espesor de la corteza.

Por otra parte, se efectúa una reevaluación de datos de sísmica de refracción profunda adquiridos en el año de 1984 en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (*Castejón et al., 1986; Gajardo et al., 1986; Rivas et al., 1988*). Con el objetivo de unificar los modelos corticales en el norte de Venezuela se reinterpretaron los datos obtenidos en dicho estudio para tener criterios unificados en la interpretación de los datos de sísmica profunda disponibles en Venezuela.

Ante la necesidad de responder la creciente inquietud sobre la evolución del margen norte del continente Sudamericano, que esta caracterizado por una sismicidad activa que es responsable del riesgo sísmico en el norte de Venezuela, se plantea lo siguiente: ¿cuál es el modelo de velocidades de la corteza que se adecua a la geología y a la información geofísica existente en el área centro-norte de Venezuela?, ¿Cuál es el espesor de la corteza? (profundidad a la que se encuentra la discontinuidad de Mohorovicic), ¿Cómo se relacionan los registros de sísmica profunda obtenidos en el área centro-norte de Venezuela con los ya existentes en el área noroccidental del país (Costa Oriental del Lago de Maracaibo)?

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Determinar modelo de velocidades sísmicas de la corteza en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela, en el límite entre las placas del Caribe y Sudamericana.

1.2.2 Procedimiento para lograr el objetivo

- Generar la secuencia de procesamiento de los datos sísmicos del proyecto "Mar y Tierra" (registros en tierra del proyecto Caribe Central 2-D de PDVSA): transformar el formato de los datos originales, cargar la geometría, generar la sección sísmica final.
- Interpretar las secciones sísmicas procesadas; es decir, analizar y modelar la estructura de velocidades sísmicas basándose en dichas secciones.
- Reinterpretar los datos de sísmica de refracción profunda obtenidos en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo para la construcción de un modelo de corteza de la zona.
- Comparar las secciones sísmicas obtenidas del procesamiento e interpretación de los datos del proyecto "Mar y Tierra" con la obtenida a partir de la reinterpretación de los datos de sísmica profunda de la Costa Oriental del Lago.

1.3 *Trabajos previos*

Las primeras aplicaciones de los métodos sísmicos de refracción fueron realizadas por los sismólogos para determinar la estructura interior de la Tierra. A principios del siglo XX Gutenberg (1910) descubrió el núcleo de la Tierra y casi simultáneamente Mohorovicic (1909) identificó una discontinuidad en la base de la corteza que la separa del manto y que recibió el nombre de su descubridor (discontinuidad de Mohorovicic); estos descubrimientos, entre otros, fueron realizados usando los métodos de refracción (*Gutenberg, 1959*).

Desde la década de 1950 los métodos sísmicos se emplearon ampliamente para la determinación de la estructura de la corteza. En 1960 la *International Union of Geodesy and Geophysics* comenzó un proyecto para la investigación del manto superior a escala mundial, desde esos días hasta ahora son muchos los experimentos geofísicos donde se han empleado los métodos sísmicos de refracción profunda (*Mooney et al., 1998*).

En Venezuela, mediciones sísmicas de Refracción profunda han sido ejecutadas por primera vez en el año 1984 en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo, donde se realizó un levantamiento que constó de tres perfiles con distancia máxima de registro de 170 km y voladuras de hasta 1 Ton de explosivos. El espesor máximo de la corteza ha sido indicado en 43.5 km (*Castejón et al., 1986; Gajardo et al., 1986; Rivas et al., 1988*).

Otros trabajos de refracción sísmica profunda con el objetivo de realizar estudios corticales han sido realizados en el país. En el año 1998, en el marco del proyecto ECOGUAY, en el cual participaron FUNVISIS, la Universidad Simón Bolívar y la Universidad Libre de Berlín (Freie Universitat Berlín-Alemania). Este proyecto tuvo como objetivo la creación de un modelo de corteza para la región ubicada en el Escudo de Guayana. Para la determinación del modelo de corteza del Escudo de Guayana se realizaron perfiles sísmicos de refracción utilizando como fuente de energía las voladuras diarias del cuadrilátero de San

Isidro en Ciudad Piar, así como otras minas en la región de El Callao para efectos de contradisparo. En este trabajo se obtuvo un modelo de corteza en dirección este-oeste con profundidades de la corteza que variaron entre 44 y 46 km de espesor (*Chalbaud, 2000; Schmitz et al., 2002*).

Por otra parte, con motivo del terremoto de Cariaco ocurrido en 1997. En el año 1998 se realizaron cinco (5) perfiles de refracción entre las poblaciones de Guacarapo y Casanay, Estado Sucre, la longitud de los mismos variaba entre 10 y 12 km y se determinaron espesores de sedimentos que variaban entre 0.7 km y 1.3 km. Esta variación en el espesor de sedimentos podría explicar la diferencia de daños producidos por dicho sismo en diferentes partes de la cuenca (*Alvarado et al., 2001*).

En el año 2001 se realizaron 4 perfiles sísmicos de refracción en el área metropolitana de Caracas pertenecientes al Estudio Cortical de Caracas (ECCAR). Dichos perfiles, con longitudes variables entre 2750 y 5720 m hasta 50 km, permitieron determinar espesores de sedimentos de hasta 360 m para el valle de Caracas en su zona de máxima profundidad y la configuración de la corteza superior en la zona central (*Sánchez et al., 2002*).

En julio de 2001, se realizaron mediciones sísmicas en la Cuenca Oriental de Venezuela (COV) basadas en la ejecución del proyecto Estudio Cortical de la Cuenca Oriental (ECCO). Para la consecución de este trabajo se levantaron dos perfiles, uno de los cuales cubre completamente la COV desde la Costa del Caribe al norte hasta el Escudo de Guayana al sur. A partir de estos perfiles se obtuvieron modelos de corteza los cuales arrojaron profundidades de hasta unos 35 km al norte con un aumento importante hacia el Escudo de Guayana (sur de la cuenca), donde se determinó una profundidad de 40 km, en el centro de la cuenca la profundidad estuvo comprendida entre 37 y 39 km (*Martins, 2002; Schmitz et al., 2003*).

La metodología empleada en este trabajo se basa en estudios corticales llevados a cabo en otros lugares del continente, como el Estudio Cortical de Los Andes Centrales (*Patzwahl et al., 1999*) y el Estudio Cortical en la región de Labrador, Canadá (*Funck et al., 2000*). Esta metodología consiste en la construcción de secciones sísmicas a partir de registros en tierra de disparos realizados costa afuera con cañones de aire comprimido.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 Sísmica de refracción o sísmica de gran ángulo

El principio del método de refracción sísmica consiste en registrar a través de perfiles las llegadas de ondas sísmicas generadas por fuentes controladas y determinar el tiempo de recorrido que tardan en llegar a los puntos de observación. En el recorrido de la fuente a los receptores, las ondas pueden refractarse (o reflejarse) en las discontinuidades que se encuentran en su trayectoria; y la información obtenida por el método sísmico consiste en: (1) las posiciones de estas discontinuidades y (2) las velocidades de las ondas en las capas formadas por las discontinuidades (*Smith, 1975*). Este es un método mediante el cual los tiempos de viajes de las ondas refractadas críticas u onda cabezal (“*head waves*”), se utilizan para estudiar el subsuelo a diferentes escalas. En los registros sísmicos de refracción se utilizan los tiempos de llegadas de las ondas que llegan primero a los receptores (primeras llegadas), estas son generalmente: las ondas directas (las cuales son ondas P o S que viajan en trayectoria recta desde la fuente hasta los receptores), y las “*head waves*”, las cuales a partir de una cierta distancia llamada **distancia de cruce**, llegan primero que cualquier otra onda. También se utilizan ondas que no corresponden a primeras llegadas pero que son identificables en las secciones sísmicas, tales como las ondas provenientes de la reflexión. Sobre todo en la sísmica profunda son importantes las reflexiones de gran ángulo, cercanas al ángulo crítico.

Los principios de la sísmica de refracción son usados invariablemente tanto en evaluaciones superficiales o someras del subsuelo con fines ingenieriles, hasta en estudios que alcancen mayores profundidades como estudios de la corteza terrestre y el manto superior. La principal diferencia entre los estudios someros y profundos por

refracción se encuentra en la longitud de las líneas de registro y el tipo de fuente necesario para generar la energía suficiente, y por ende en las frecuencias usadas; en los estudios superficiales la fuente se compone frecuentemente de una mandarina, con la que se golpea una placa metálica, mientras que en los estudios profundos se emplean explosiones como fuentes y muchos receptores con una distancia total del tendido que puede alcanzar varios cientos de kilómetros, es decir, según la longitud del registro se dimensiona la fuente.

Con respecto al método de reflexión sísmica, usado en la actualidad principalmente para prospección de hidrocarburos, el método de refracción presenta diferencias básicas. La cantidad de carga utilizada en la refracción es mucho mayor debido a las mayores distancias requeridas, generalmente del orden de los cientos de kilos de explosivos, ello con la finalidad de que la señal sea absorbida lo menor posible por el medio durante las largas trayectorias que realizan las ondas sísmicas, de esta forma la energía de entrada durante el disparo podrá alcanzar, con una buena relación señal/ruido, la distancia cubierta por los receptores y por lo tanto, las profundidades que se requieren.

Por otra parte, la frecuencia esperada en los experimentos de Refracción es menor a los de reflexión, a pesar de que las ondas sísmicas generadas en el disparo poseen un amplio contenido de frecuencias, ello es debido igualmente a las largas trayectorias recorridas por los rayos refractados, en ellas las altas frecuencias son absorbidas por el subsuelo, quedando como señal útil las bajas frecuencias. En consecuencia, los receptores utilizados para adquirir específicamente datos de refracción tienen menor frecuencia natural que los geófonos empleados en reflexión; de esta manera se logra una mayor penetración de la señal sacrificando resolución sísmica, lo cual no constituye una limitante en experimentos de sísmica profunda de alcance regional.

2.2 Métodos de Adquisición

Los parámetros de adquisición de información de sísmica de refracción son diseñados según su objetivo: para definir rasgos estructurales a grandes profundidades o para hacer estudios de corteza somera. Lo importante es que a partir de las mediciones de sísmica de refracción realizadas en superficie es posible definir las estructuras y propiedades físicas del subsuelo.

El método básico de refracción usa un tendido *in-line*, el cual consiste en un tendido lineal largo con una gran cantidad de receptores y una fuente ubicada en uno de los extremos (cualquiera), la distancia existente es lo suficientemente prolongada para que la porción dominante del trayecto sea como una onda cabezal (“*head wave*”) en el refractor o los refractores que se quieran cartografiar o localizar. Esta configuración se repite a lo largo de la línea de registro. Otra modalidad la conforma el tendido de *disparos reversos* o *doble tiro*, el cual presenta una estructura similar al *in-line* pero con una fuente en cada uno de los extremos del tendido.

La modalidad de adquisición empleada en el proyecto “Mar y Tierra” se basa originalmente en el tendido *in-line* y consiste en la grabación de señales originadas por cañones de aire comprimido (“*air guns*”), disparados a lo largo de perfiles ubicados en el mar (costa afuera) y a distancias más o menos constantes entre estos disparos, en estaciones fijas ubicadas en tierra o en el fondo del mar; en el caso específico de este trabajo la totalidad de las estaciones receptoras se situaron en tierra (figura 2.1).

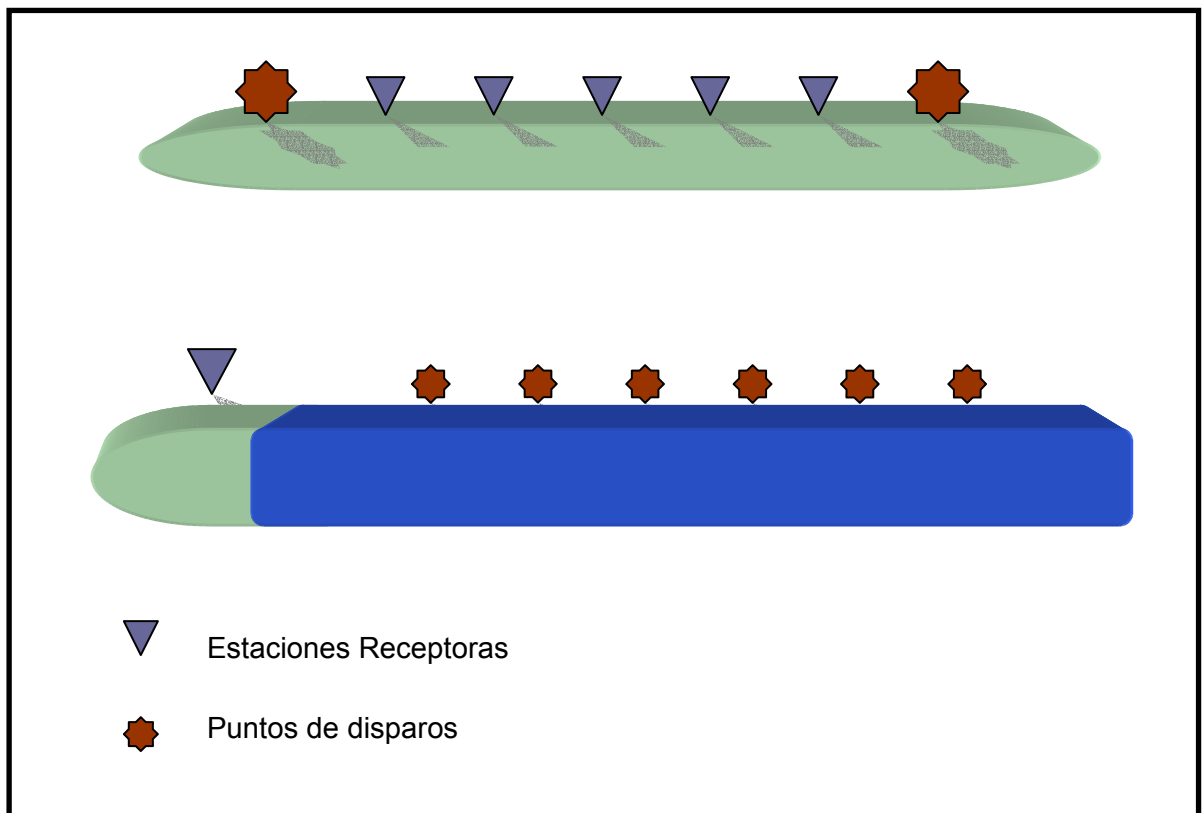


Figura 2.1: Diferencias entre el tendido tradicional de refracción con disparos reversos (superior) y el método de adquisición empleado en el experimento sísmico “*Mar y Tierra*” (inferior). Se observa en la gráfica inferior la presencia de múltiples disparos realizados costa afuera y captados por una estación ubicada en tierra a cierta distancia de la costa.

Este tipo de geometría permite unir múltiples disparos captados por una estación receptora, de esta forma las secciones sísmicas se procesaran como registros sísmicos de múltiples receptores y un disparo, es decir, se construyen las secciones sísmicas como si la adquisición se hubiera llevado a cabo por el método in-line.

2.3 Trayectoria de ondas y tiempos de llegada

El método básico para calcular la velocidad de las capas de un modelo estratificado de la estructura de la tierra consiste en ecuaciones de los tiempos de viaje de las principales fases sísmicas en función de la distancia.

Las trayectorias y tiempos de llegada de los frentes de ondas sísmicas desde el punto de disparo al punto de recepción u observación pueden estudiarse de una manera sencilla desde el punto de vista de la dirección del rayo, o normal al frente de ondas. La ecuación fundamental que regula la trayectoria de un rayo sísmico se deduce aplicando la condición de tiempo mínimo al camino recorrido. Cuando un rayo que viaja a través de un medio incide sobre una interfase, la onda se divide en un rayo refractado y uno reflejado. El ángulo de salida que conforman estos rayos con la vertical esta regido por la Ley de Snell:

$$\text{Sen } \beta / V_1 = \text{Sen } \theta / V_2 = p \text{ (ec. 2.1)}$$

Donde p es el Parámetro del Rayo, constante a lo largo de cada rayo (figura 2.2)

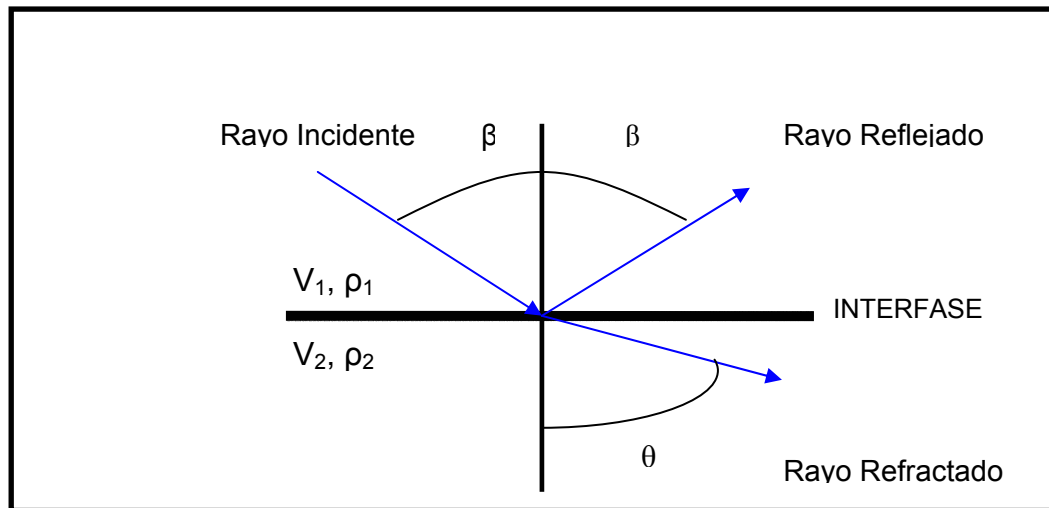


Figura 2.2: Representación esquemática de un rayo que incide en forma oblicua sobre una interfase. V_i es la velocidad de la i -ésima capa y ρ_i es la densidad.

Si la velocidad de la segunda capa es mayor que la primera, entonces $\beta < \theta$. Cuando $\theta \longrightarrow 90^\circ$, se tiene, a partir de la Ley de Snell, la refracción crítica:

$$\text{sen } i_c / V_1 = \text{sen } 90 / V_2 = 1 / V_2 \quad (\text{ec. 2.2})$$

En una primera aproximación para efectos de propagación de ondas, se puede considerar la corteza formada por capas planas de velocidad de propagación constante. Para ello se estudiara el caso más sencillo, de una capa de velocidad V_1 sobre un medio de velocidad V_2 , con la condición $V_2 > V_1$.

Se consideran los tres rayos básicos, desde una fuente localizada en la superficie a $x = 0$ y a una distancia del receptor x : 1) la onda directa, la cual viaja en línea recta entre la fuente y el receptor, 2) la reflexión y 3) la onda cabezal (“*head wave*”) la cual es producto de la refracción crítica (figura 2.3).

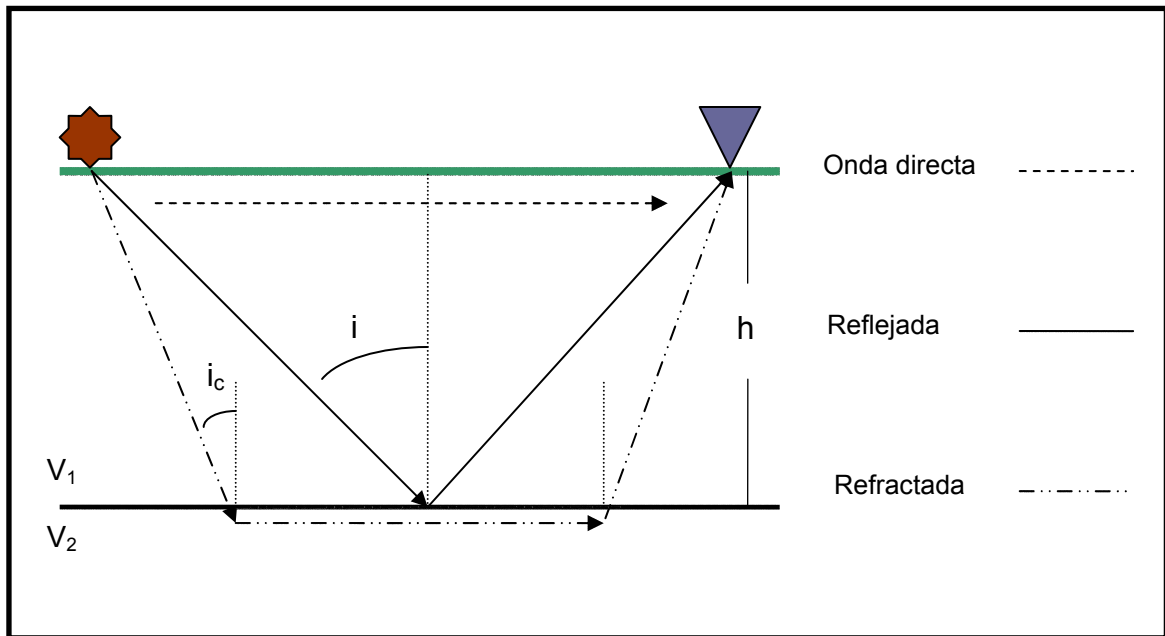


Figura 2.3: Trayectorias de los tres rayos básicos de las ondas P y S para un modelo de una capa sobre un semi-espacio.

El primer rayo, la **onda directa**, viaja a través de la capa superior, por lo que el tiempo de viaje de esta onda es:

$$t_D = x / V_1 \quad (\text{ec. 2.3})$$

Un gráfico del tiempo de viaje como función de la distancia para la onda directa, es una línea recta que pasa por el origen con pendiente $1/ V_1$, esto muestra que el tiempo requerido para que la onda viaje hasta el geófono más lejano es directamente proporcional a la distancia al geófono e inversamente proporcional a la velocidad de propagación de la onda en el medio. La segunda onda es una **reflexión** de la interfase, cuyo tiempo de viaje es:

$$t = 2 * h / V_1 \cos i \quad (\text{ec. 2.4})$$

El tercer tipo de onda es la **onda refractada crítica** u **onda cabezal**. Esta onda resulta a partir de una onda incidente en forma crítica, que es desviada a una onda que viaja horizontalmente, inmediatamente por debajo de la interfase en el segundo medio. La energía que viaja a través del rayo deja la interfase a un ángulo crítico (figura 2.3), y viaja de regreso a la superficie por el primer medio, conduciendo a la onda refractada al receptor que se encuentra en la superficie. La expresión para el tiempo de recorrido es:

$$t = x / V_2 + (2h / V_1) \cos ic \quad \text{solo para la primera interfase (ec. 2.5)}$$

La representación gráfica para las curvas de tiempo de viaje (dromocrónicas) de las ondas directa y refractada crítica son rectas de pendiente $1 / V_1$ y $1 / V_2$, respectivamente. Al igual que las ondas directas, el tiempo de viaje requerido por la onda refractada crítica para alcanzar la distancia entre dos geófonos es directamente proporcional a la distancia entre los receptores e inversamente proporcional a la velocidad de propagación de la onda en el segundo medio más un tiempo t_i (tiempo intercepto), que es determinado por el espesor de la primera capa y la velocidad de propagación de ondas a través de ella. La representación gráfica de la onda reflejada es una hipérbola con vértice en el eje de tiempo. El tiempo t_0 donde la hipérbola cruza el eje Y es determinado por el espesor de la capa y la velocidad de propagación de las ondas en ella. A grandes distancias esta tiene un comportamiento asintótico con la llegada directa (figura 2.4).

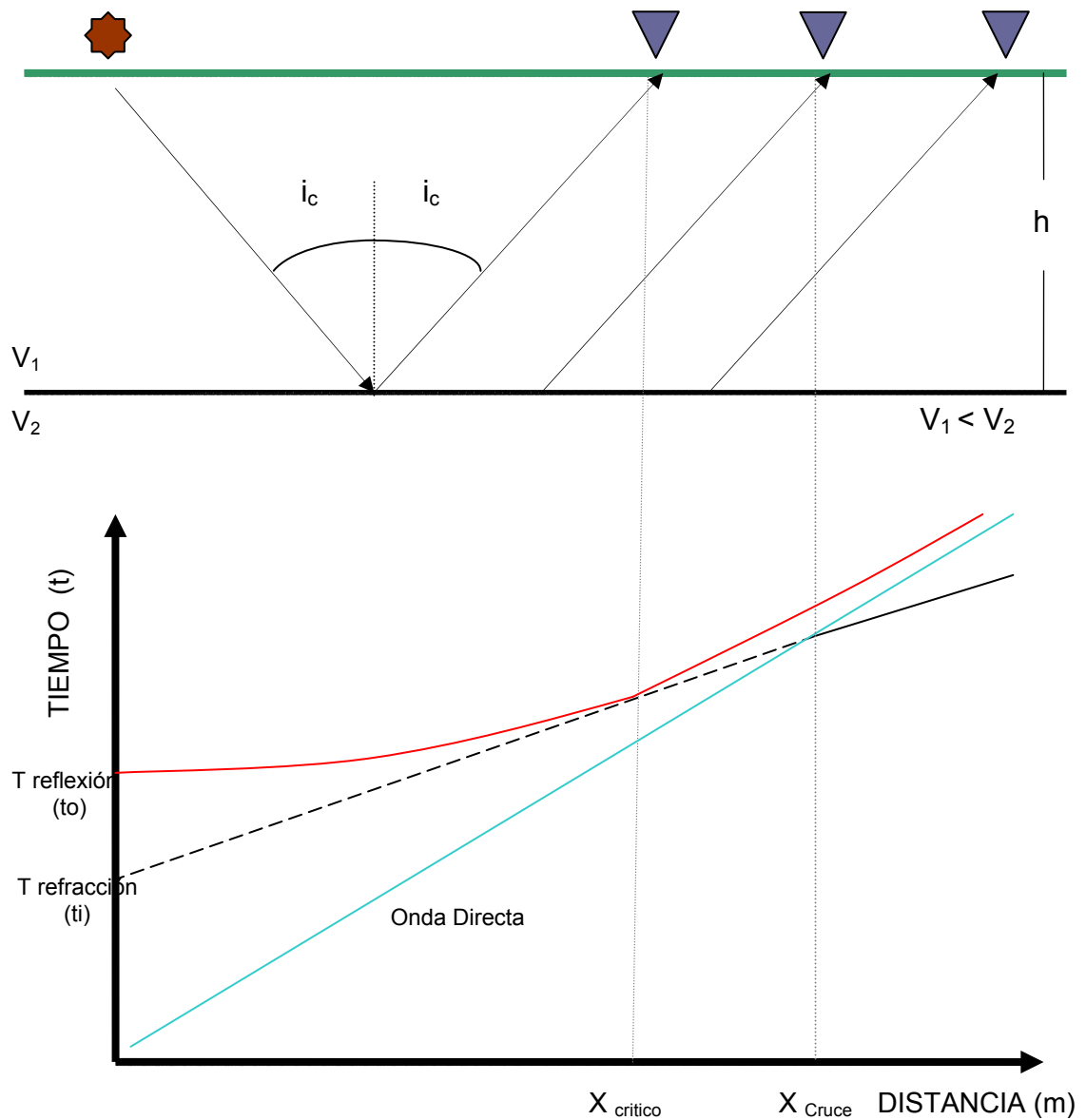


Figura 2.4: Curvas de tiempo de viaje del modelo de la figura 2.3

Las ondas refractadas críticamente (“*head wave*”) recorren mayores distancias que las ondas directas, ello se debe a que su trayectoria la realizan en un medio de mayor velocidad y a cierta profundidad.

La distancia X_{crit} es la **distancia Crítica**, es decir, aquella a partir de la cual existe la onda refractada crítica y que coincide con la onda reflejada con ángulo crítico; a partir de esta distancia es posible detectar con receptores las ondas refractadas, sin embargo son segundas llegadas (después de la onda directa) y poseen generalmente bajas amplitudes, por lo que no se observan en la practica. La distancia crítica depende del espesor de la capa y del ángulo de incidencia crítica:

$$X_{crit} = 2 * h * \tan i_c \quad (\text{ec. 2.6})$$

Del mismo modo esta se puede definir como función de las velocidades del medio:

$$X_{crit} = 2 * h / [(V_2 / V_1) - 1]^{1/2}$$

Acercándose a la distancia crítica crítica, las reflexiones de gran ángulo muestran su mayor amplitud, por lo que se pueden identificar con mayor facilidad.

Por otra parte, en el gráfico de los tiempos de viaje (figura 2.4) se observa un punto de intersección entre las curvas de tiempo de viaje de la onda directa y la onda cabezal, más allá de ese punto de intersección la onda cabezal será la primera en llegar. La distancia, con respecto al punto de disparo, a la que se encuentra dicho punto de intersección se conoce como **distancia de cruce** y se determina al igualar los tiempos de viaje de las ondas directa y refractada y resolviendo la ecuación para x , partiendo de la geometría de la figura 2.4:

$$X_c = 2 * h * (V_2 + V_1 / V_2 - V_1)^{1/2} \quad (\text{ec. 2.7})$$

Estas ecuaciones expuestas hasta ahora corresponden a un modelo simple de dos capas planas horizontales y planas (ver figuras 2.3 y 2.4), también se puede obtener la ecuación del tiempo de viaje para un modelo de n capas horizontales y paralelas:

$$t = t_n + x / V_n \text{ (ec. 2.8)}$$

Donde:

$$t_n = 2 \sum_{j=0}^{n-1} h_j \left(\frac{1}{v_j^2} - \frac{1}{v_n^2} \right)^{1/2} \text{ (ec. 2.9)}$$

Igualmente es posible generalizar la distancia crítica a través de la siguiente ecuación:

$$X_{crit} = 2 * \sum_{j=0}^{n-1} h_j / [(V_n / V_j) - 1]^{1/2} \text{ (ec. 2.10)}$$

2.4 Secciones Sísmicas en Tiempo Reducido

Una modalidad de visualización del tiempo de viaje muchas veces empleada en estudios de refracción sísmica profunda, generalmente en estudios corticales, es la sección en tiempo reducido. Esta consiste en representar una gráfica del tipo $(t - x / V_r, x)$. El tiempo reducido se determina como la diferencia entre el tiempo de viaje y el tiempo x / V_r , donde V_r es la velocidad de reducción y x la distancia.

La representación gráfica de las secciones sísmicas como secciones reducidas permite visualizar con más detalle la parte de interés de la sección sísmica. Cuando la velocidad de reducción empleada en la construcción de las secciones tiene un valor semejante a la velocidad aparente de la onda de interés se facilita dicha correlación, en consecuencia se tiene una mejor visualización de las fases permitiendo una interpretación más precisa (figura 2.5).

Para estudios de la corteza la representación de las secciones sísmicas en tiempo reducido se emplea habitualmente como velocidad de reducción el valor de 6 km/s, el cual es cercano al valor promedio de velocidad para ondas P en la corteza (*Giese, 1976*).

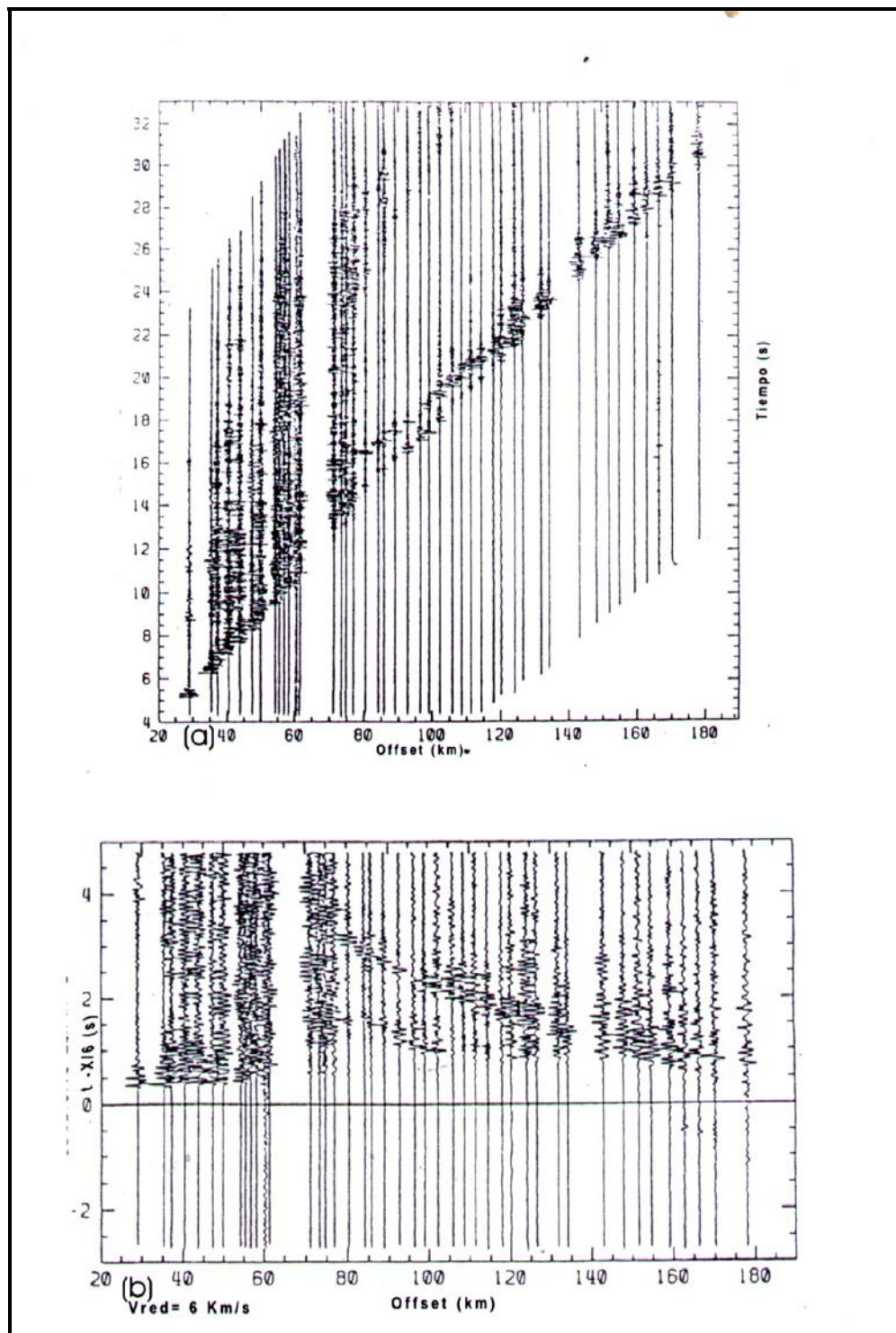


Figura 2.5: Sección sísmica sin reducir (arriba), sección reducida (abajo), $V_{red} = 6$ km/s Tomado de Gebrande y Miller (1985).

2.5 Correlación de las llegadas

Según Giese (1976), la correlación es, desde el punto de vista de la interpretación de una sección sísmica, la identificación de las llegadas de un grupo de ondas en una sección sísmica. Un grupo de ondas (“*wave group*”) puede ser definido por una curva sin interrupción. Existen dos tipos de correlación: la correlación de fases y la correlación de grupo. La correlación de fases se fundamenta en la identificación de un tren de ondas específico con las mismas propiedades en cada una de las trazas que conforman la sección sísmica, estas propiedades se basan en máximos o mínimos de la amplitud de las trazas vecinas o en el contenido de frecuencias, por lo que se requiere un espaciamiento de los equipos de registro menor a la longitud de ondas. Respecto a la correlación de grupo, ésta se lleva a cabo al no poderse aplicar la correlación de fases, pues no se logran identificar las mismas polaridades o frecuencias en las trazas vecinas. Ello sucede generalmente en zonas de transición entre dos interfases compuestas por un paquete que genera una serie de señales sísmicas, situadas en una zona más o menos ancha, también ocurre por falta de energía. Al promediar las llegadas en una curva camino-tiempo promedio se tiene la correlación de grupos.

2.6 Principales fases corticales

En las secciones sísmicas de refracción de una corteza estratificada tanto de continental como oceánica se observan las siguientes fases corticales principales (Giese, 1976):

- a) Fase de onda directa asociada en sentido estricto al basamento cristalino, en general vista como fase restringida a la corteza superior incluyendo la cobertura sedimentaria, denominada como P_g para las regiones continentales y P_2 en áreas oceánicas.
- b) Ondas reflejadas en la Discontinuidad de Moho, las cuales son designadas como P^M ; se caracterizan por grandes amplitudes cercanas al punto crítico.
- c) Fase P_n la cual penetra el manto superior y es detectada como primera llegada a grandes distancias (130 – 200 km). En áreas oceánicas se conoce como P_3 .

En la figura 2.6, se aprecian las curvas de tiempo de viaje de las principales fases corticales.

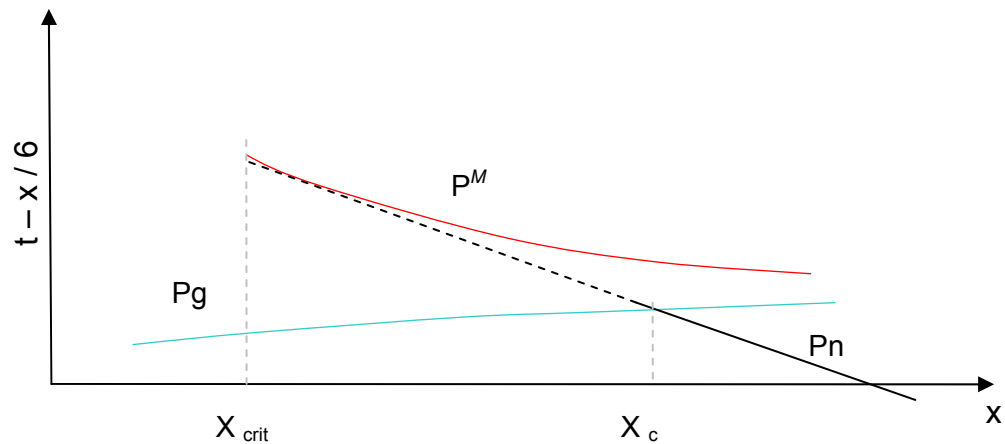


Figura 2.6: Diagrama esquemático de las curvas de los tiempos de viaje de las principales fases corticales. $V_{red} = 6 \text{ km / s}$ (Giese, 1976).

2.7 Fórmulas de Cálculos Aproximados

Giese (1976) plantea que la transformación de los tiempos de viaje en función de velocidad-profundidad se puede efectuar por intermedio de cálculos aproximados haciendo una fuerte simplificación de la estructura del modelo.

Se pueden estimar valores de profundidad en función del tiempo, la distancia crítica y la velocidad aparente, la ecuación usada habitualmente es la siguiente:

$$Z = x/2 [(V_a * t / x) - 1]^{1/2} \leq Z_{m\acute{a}x} \text{ (ec. 2.11)}$$

En donde $t = t_{red} + x / v_{red}$ es el tiempo reducido, $v_a = x / (t_{red} + x / v_{red})$ es la velocidad aparente, v_{red} es la velocidad de reducción y x es la distancia crítica, esta es la distancia al punto de amplitud máxima de la onda reflectada.

En medios homogéneos la profundidad calculada es la real, sin embargo en medios no homogéneos verticalmente la profundidad obtenida a partir de la ecuación anterior es más grande que el valor real de Z , obteniéndose de esta manera una profundidad máxima. Esta ecuación tiene un error aproximado de 5% (Giese, 1976)

Para un medio homogéneo, la velocidad promedio viene dada por:

$$V_{prom} = ((V_a * x) / t)^{1/2} \leq V_{prom-m\acute{a}x} \text{ (ec. 2.12)}$$

Del mismo modo, en medios no homogéneos verticalmente $V_{prom-m\acute{a}x}$ es mayor que el valor de V_{prom} .

2.8 Método de Wiechert - Herglotz

Herglotz (1907) y Bateman (1910) determinaron, mediante un método de inversión analítica, funciones de velocidad-profundidad a partir de los tiempos de viaje. El método emplea una relación integral entre la distancia y el parámetro de rayo. Luego, Wiechert (1910) obtuvo una solución más simplificada.

Para la aplicación del teorema, deben cumplirse las siguientes condiciones (Giese, 1976):

- a) La función de tiempo de viaje $t(x)$ debe ser continua entre $x = 0$ y $x = x_p$
- b) La velocidad aparente a lo largo de la curva debe incrementarse con la profundidad.
- c) La derivada dx/dt debe ser continua a lo largo de la curva camino-tiempo o curva de viaje.

La siguiente ecuación permite realizar la inversión analítica y es la base de la mayoría de los programas que realizan modelos unidimensionales a partir del cálculo de funciones de velocidad-profundidad. Esta es conocida como la ecuación de Wiechert-Herglotz, donde V_p es la velocidad calculada con el parámetro del rayo (p) y $v(x)$ es la derivada dx/dt , i.e., $v(x) = dx/dt$.

$$Z(V_p) = \frac{1}{\pi} \int_0^{x_p} \cosh^{-1} \frac{V_p}{v(x)} dx \quad (\text{ec. 2.13})$$

Esta ecuación no se aplica en este estudio debido a la naturaleza sumamente bidimensional de los perfiles

2.9 Principio del método de Trazado de Rayos

El trazado de rayos consiste en la simulación de la trayectoria de un frente de ondas originado desde una fuente sísmica determinada hasta un grupo de receptores a través de un modelo definido, para de esta manera calcular el tiempo de viaje de dicho frente de ondas.

El modelo inicial se construye tomando en cuenta todos los datos disponibles de la zona (modelos gravimétricos, datos de pozo, geológicos, resultados de velocidad y profundidad obtenidos por medio de las ecuaciones de cálculos aproximados y cálculos unidimensionales), este es variado hasta obtener un ajuste adecuado entre los tiempos observados en las sección sísmica y el tiempo calculado por el trazador de rayos.

Si se presentan discontinuidades en el modelo la variación en la dirección del rayo puede ser descrita iniciando en la fuente de la onda sísmica con el respectivo ángulo de incidencia y aplicando sucesivamente la Ley de Snell en su forma usual (ecuación 2.1 y figura 2.2). Para la construcción del modelo bidimensional, el trazado de rayos se lleva a cabo generalmente partiendo de la definición de polígonos irregulares con valores de velocidad en las esquinas, con los cuales se interpola el campo de velocidades dentro de cada polígono. Generalmente la dirección y la magnitud del gradiente varían punto a punto. Para efectos prácticos del cálculo de la trayectoria de los rayos y el tiempo de viaje, se define constante el gradiente de velocidades dentro de cada polígono (*Gebrande, 1976*).

En la simulación de la trayectoria de un frente de ondas a través del subsuelo, por el método del trazado de rayos, se toma en cuenta para el caso más elemental, que dicho recorrido se lleva a cabo transitando una Tierra “plana”, *i.e.*, un medio donde la geometría se pueda expresar en función de un sistema de coordenadas Cartesianas

(figura 2.7).

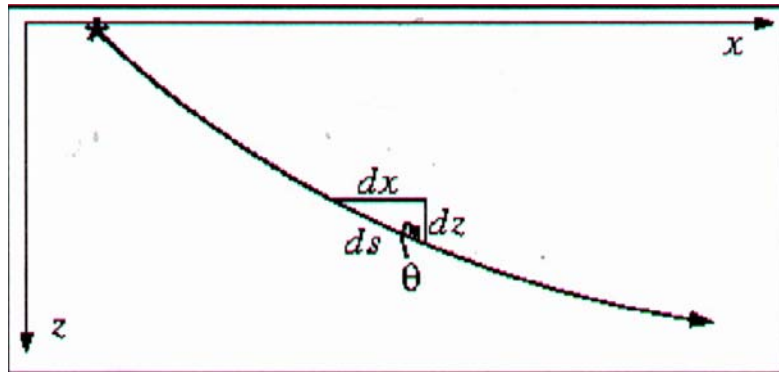


Figura 2.7: Simulación del recorrido de un rayo empleando geometría cartesiana

En este sistema, las ecuaciones que definen el trazado de rayos son un par de ecuaciones diferenciales ordinarias (Cervený *et al.*, 1977) expresadas en termino de la profundidad, z , y la distancia desde la fuente al receptor, x . La principal razón que se toma en consideración para producir un par equivalente de ecuaciones diferenciales ordinarias reside en que una es empleada cuando el rayo es predominantemente vertical (ángulo de incidencia entre 45° y 90°), o cuando el rayo es predominantemente horizontal (ángulo de incidencia entre 0° y 45° .)

Tabla 2.1: Ecuaciones diferenciales ordinarias para un modelo de la Tierra “plana”,
donde θ es el ángulo de incidencia del rayo.

$$\begin{array}{l}
 45^\circ \leq \theta \leq 90^\circ \\
 \frac{dz}{dx} = \cot \theta \quad y \quad \frac{d\theta}{dx} = v_z - v_x \cot \theta \\
 \\
 0^\circ \leq \theta \leq 45^\circ \\
 \frac{dx}{dz} = \tan \theta \quad y \quad \frac{d\theta}{dx} = \frac{v_z \tan \theta - v_x}{v} \\
 \\
 \text{donde} \quad v_x = \frac{\partial v(x, z)}{\partial x} \quad y \quad v_z = \frac{\partial v(x, z)}{\partial z}
 \end{array}$$

Entonces los tiempos de viaje se calculan a través de la siguiente integral de la lentitud (recíproco de la velocidad) a lo largo de la trayectoria del rayo, la cual describe una curva S.

$$t = \int_{(x_0, z_0)}^{(x_R, z_R)} \frac{1}{v(x, z)} dS \quad (\text{ec. 2.14})$$

Si se considera la esfericidad de la Tierra, es necesario distinguir que los valores de x y z están referidos realmente a una profundidad radial y una distancia angular a lo largo de la superficie de la esfera. Si no se considera este hecho se tendrá un error que se incrementara con la profundidad. Para considerar la trayectoria de un rayo a través de un medio referido a un sistema de coordenadas radial se parametrizan las variables de las ecuaciones anteriores (tabla 2.1) en función del radio y el ángulo.

Estructura Interna de la Tierra

Desde que se iniciaron los estudios acerca del interior de la Tierra se han propuesto numerosos modelos para explicar la estructura interna de la misma. Todos ellos se basan esencialmente en una estructura concéntrica constituida por tres capas o regiones principales: la *corteza*, el *manto* y el *núcleo*. Estas fueron determinadas a través del estudio de los tiempos de viaje de las ondas originadas por los terremotos. A continuación se presentan las principales características de estas tres regiones.

Núcleo Terrestre

El núcleo es una zona que se extiende desde los 2900 kilómetros, que representa el límite inferior del manto, hasta el centro de la Tierra, a una profundidad de 6370 Kilómetros (*Bott, 1971*). A partir del análisis de datos sismológicos en todo el planeta se ha concluido que el núcleo tiene dos partes: una exterior de aproximadamente 2200 Kilómetros de espesor y un núcleo interno con un radio de alrededor de 1270 kilómetros. Dentro del núcleo, a una profundidad claramente por encima de los 5000 kilómetros, hay un pequeño salto en la velocidad de las ondas P (*Gutenberg, 1959*), o bien una caída seguida de un incremento (*Jeffreys, 1959*) que define el límite entre el núcleo externo, fluido, y el núcleo interno, probablemente sólido (*Smith, 1975*). Dicho planteamiento se fundamenta principalmente en el hecho de que para un núcleo externo fluido no se propagan Ondas S (*Gutenberg, 1959*).

Manto

El manto es la región sólida entre la corteza y el núcleo, englobando más del 80 % del volumen de la Tierra (*Smith, 1975*).

La existencia de una discontinuidad de segundo orden entre los 400 y 660 Km de profundidad permite suponer que el manto presente dos zonas, el manto externo desde la discontinuidad de Mohorovicic hasta dicho rango de profundidades, y el manto interno, desde esta última zona hasta los 2900 Km de profundidad (*Bott, 1971*) donde se tiene el límite entre el manto inferior y el núcleo externo, dicho límite viene definido por un gran decrecimiento de la velocidad.

Estructura de la Corteza

La corteza es la capa más superficial de las que forman la Tierra, abarcando una profundidad variable entre los 5 a los 70 kilómetros (*Lay and Wallace, 1995*).

La discontinuidad que se reconoce como marcador del límite entre la corteza y el manto superior, fue descubierta, bajo el continente, por el sismólogo croata S. A. Mohorovicic en 1909, y en consecuencia, se le conoce normalmente como discontinuidad de Mohorovicic o *Moho* (*Smith, 1975*). El descubrimiento fue realizado por observaciones de terremotos ocurridos en Europa Central; estas observaciones presentaban, por primera vez, una evidencia directa de la existencia de una posible discontinuidad de velocidad, correspondiente a la base de la corteza. Esta zona representa una zona de contraste petrológico y de constantes físicas (ejemplo: las constantes de elasticidad).

El objetivo de los estudios corticales es determinar la estructura de la corteza, las velocidades de ondas P y S en función de la profundidad, contrastes entre capas

internas y la profundidad del *Moho* o límite Corteza-Manto.

A partir de la aplicación de los métodos sísmicos de refracción en numerosas investigaciones se ha logrado establecer un *modelo simplificado* de **corteza continental**, este modelo se refiere a las capas en que se puede dividir la corteza de acuerdo con las velocidades de propagación de las ondas P (Mooney *et.al.*, 1998). El modelo está formado por una corteza superior con velocidades entre los 5.7 a 6.3 km/s, una corteza media con velocidades de onda P entre 6.4 – 6.7 km/s y finalmente una corteza inferior con velocidades de 6.8 a 7.4 km/ s.

Con respecto a la **corteza oceánica** se ha podido establecer un *modelo simplificado* de dicha corteza el cual consta de tres capas, esto a partir de diversas investigaciones recopiladas igualmente por Mooney *et al.* (op. cit):

- a) Corteza superior: con velocidad promedio de ondas P de 5.0 km/s
- b) Corteza media: con velocidad de ondas P de 6.6 km/s
- c) Corteza inferior: con velocidad de 7.1 km/s

En la figura 2.8 se observan funciones de velocidad-profundidad y densidad-profundidad a escala global calculadas por Mooney *et al.* (op. cit)

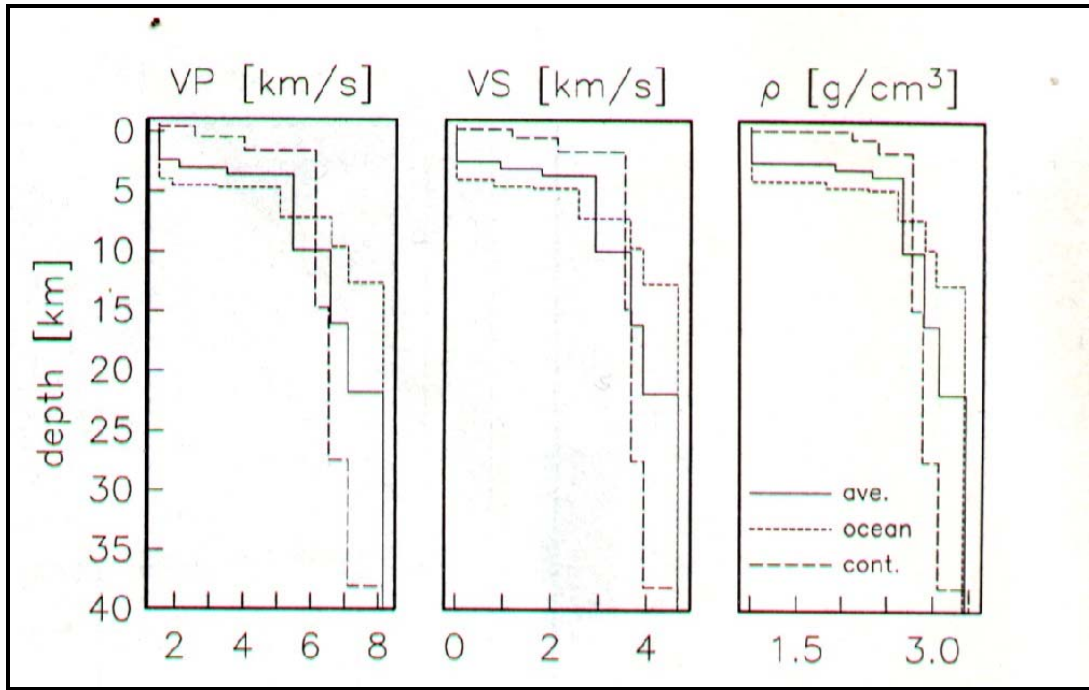


Figura 2.8: Funciones de variación de velocidades de ondas P (V_p) y onda S (V_s) y densidad (ρ) con la profundidad. Se observa la diferencia de estas propiedades físicas entre la corteza continental y la corteza oceánica. Tomado de Mooney *et.al.* (1998)

Sin embargo, la principal diferencia entre la Corteza Continental y la Corteza Oceánica radica en el espesor o la profundidad a la que se encuentra el *Moho*, esta varía de 20 a 70 km debajo de los continentes y de 5 a 15 km en las regiones oceánicas (Lay and Wallace, 1995); con valores promedio de 38 y 12.6 km respectivamente (Mooney *et.al.*, 1998). La figura 2.9 muestra el cálculo global de espesores corticales realizados por Mooney *et.al.* (1998)

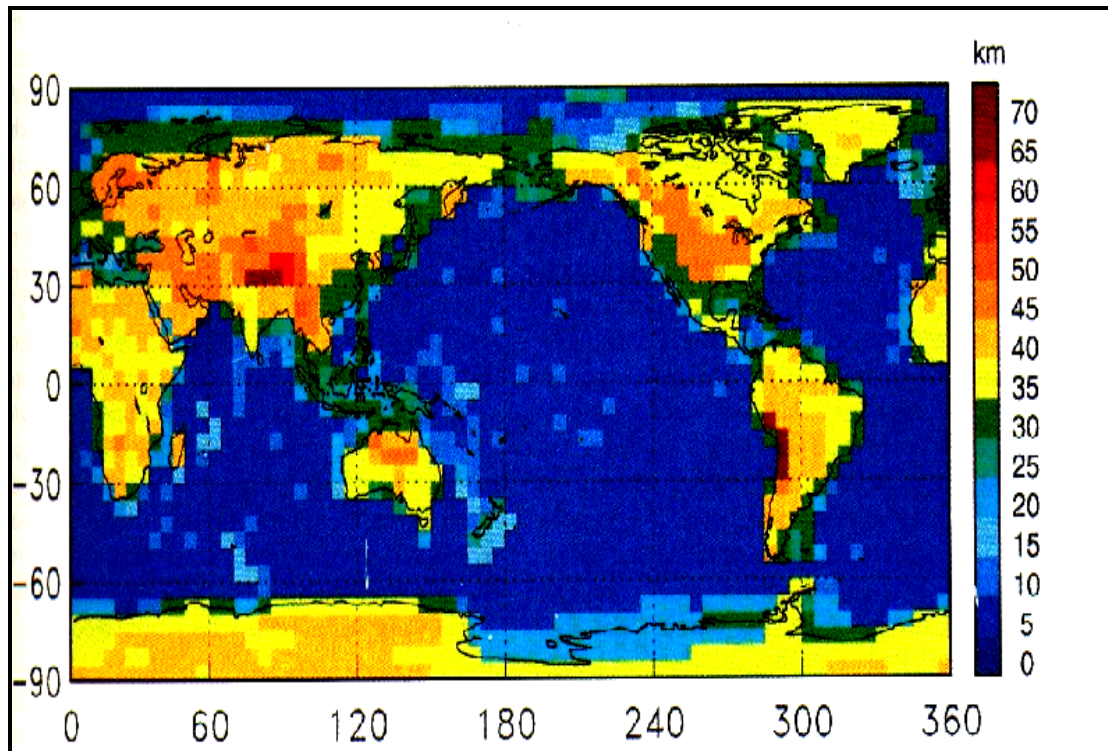


Figura 2.9: Cálculo global de espesores de la corteza. (Mooney *et al.*, 1998)

Debido a la necesidad de una investigación más detallada de la corteza en el Caribe meridional y en el norte de Sudamérica, específicamente en la región norte costera de Venezuela, a partir de datos de sismica de refracción (figura 2.10), se lleva a cabo este trabajo el cual viene a reforzar los datos disponibles sobre la estructura cortical en esta región, que son muy escasos como indica la figura 2.10

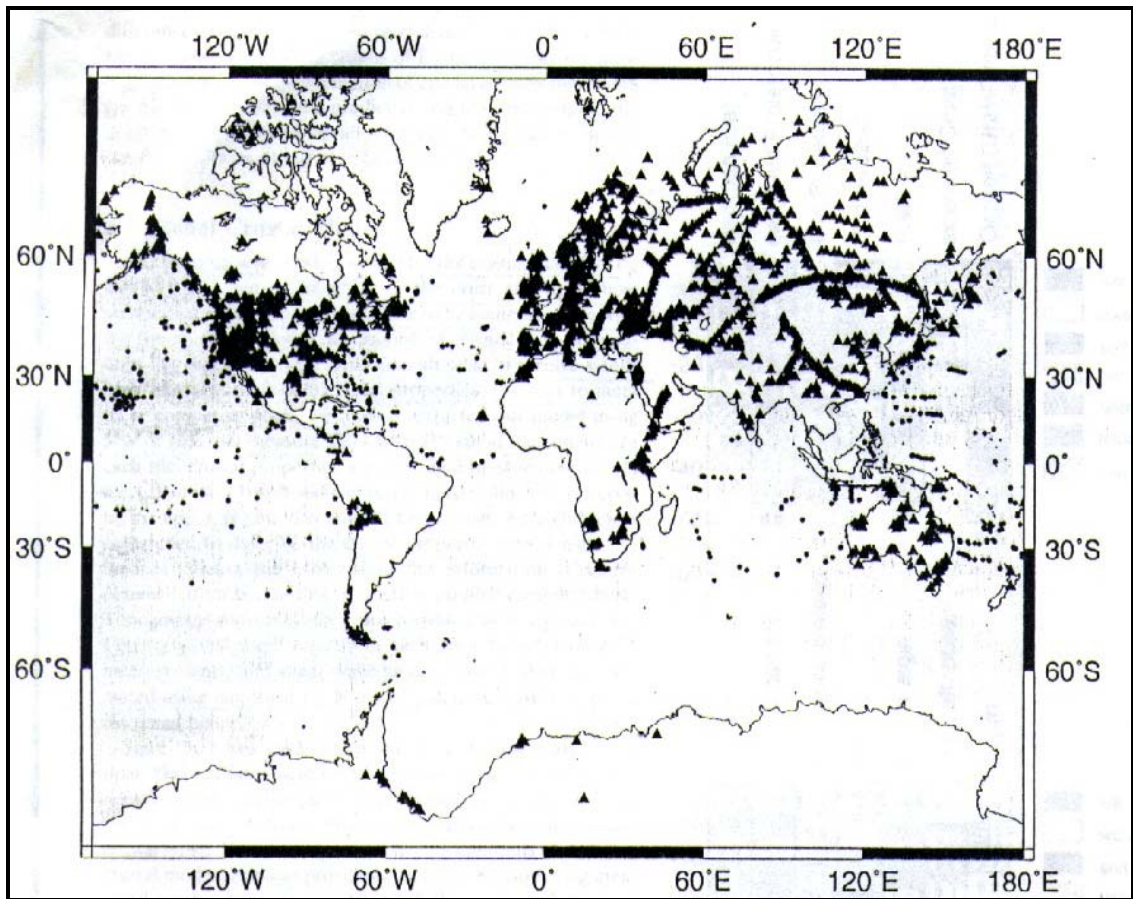


Figura 2.10: Localización de los perfiles de sismica de refracción usados en el cálculo global de espesores corticales de Mooney *et al.* (1998), figura 2.9. Las figuras triangulares corresponden a la ubicación dentro de los continentes y sus límites de los perfiles empleados en dicho cálculo, mientras los círculos corresponden a los perfiles sísmicos localizados en los océanos. Al observar el mapa es posible apreciar la ausencia de perfiles sísmicos consultados para dicho estudio en el límite entre el norte de Sudamérica y el Caribe.

En la figura 2.11 se observa con mayor detalle la ubicación de perfiles de refracción sísmica disponibles en la región del Caribe central para el año de 1990 y los cuales fueron utilizados para la elaboración del mapa de espesores corticales de la zona (Case, 1990).

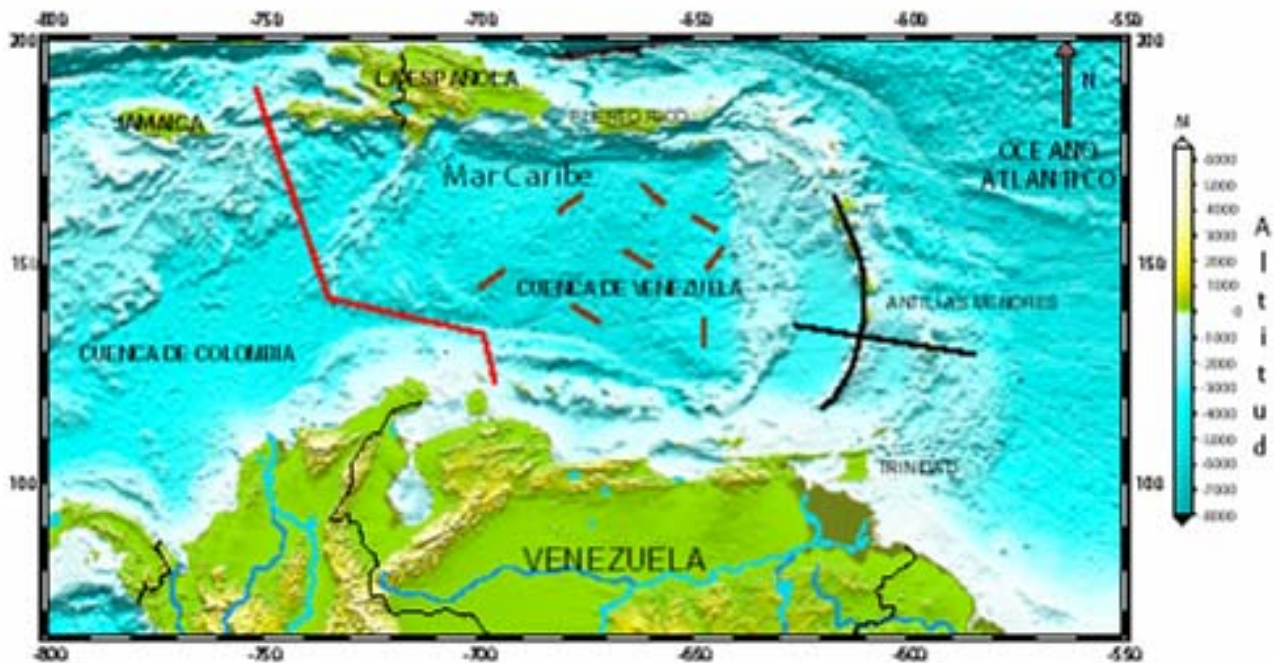


Figura 2.11: Ubicación aproximada de algunos perfiles de refracción sísmica disponibles en la región del Caribe para la elaboración del mapa de espesores corticales de la zona (Case, 1990). La línea roja se refiere al perfil levantado por Edgar *et al.* (1971), los segmentos de línea marrón corresponden a diversos perfiles interpretados por Officer *et al.* (1959) en la Cuenca de Venezuela y las líneas negras representan la ubicación de perfiles sísmicos en las Antillas Menores (Boyton *et al.*, 1979).

CAPÍTULO III

TECTÓNICA DEL CENTRO-OCCIDENTE DE VENEZUELA

3.1 Tectónica de la Placa Caribe

Los mayores eventos tectónicos que dieron origen a la compleja geología del sistema montañoso del Caribe han sido recopilados por diversos autores (*Stephan et al., 1980; Bellizia y Dengo, 1990; Mattson, 1984; Duncan y Hargraves; 1984; etc.*). La litosfera de la Placa Caribe pudo haberse originado en las Placa Farallón y Phoenix en el actual Océano Pacífico alrededor de 140 millones de años atrás en el Jurásico Inferior (*Mattson, 1984*), durante la separación entre lo que hoy conforman las placas de América del Norte y América del Sur. Dicha separación entre placas comenzó aproximadamente hace 180 millones de años (*Ladd, 1976*), durante el Jurásico. El movimiento relativo de la placa Sudamericana con respecto a la placa de América del Norte fue hacia el sureste (la parte norte de cratón Sudamericano es lo que se conoce actualmente como Escudo de Guayana). La separación durante el Jurásico se produjo por un proceso de ruptura (“*rifting*”), el cual originó un proceso de expansión del piso oceánico el cual fue creando la corteza oceánica de la Placa Caribe. Conjuntamente originó la creación del margen septentrional de la nueva Placa Sudamericana formando un margen pasivo “tipo Atlántico” entre el Jurásico Tardío y el Cretácico (*Talukdar y Loureiro, 1982; Pindell y Dewey, 1982; Giraldo et al., 2002*).

En el Cretácico Inferior, Suramérica comenzó a desprenderse y alejarse de África (apertura del océano Sur Atlántico), este acontecimiento originó un cambio sensible en el movimiento relativo entre las Placas de Norte y Sudamérica (*Ladd, 1976; Burke et al., 1978*). A consecuencia de ello se generaron nuevas condiciones geodinámicas entre ambas placas creando las condiciones para el desarrollo de zonas de subducción.

Otras hipótesis sugieren que, basados en los espesores de basalto presentes en las Cuencas de Venezuela y Colombia en el Caribe, estas placas pudieron tener origen en el marco de puntos calientes de Galápagos en el Pacífico durante el Cretácico (*Duncan y Hargraves, 1984*).

A principios del Paleoceno avanzan simultáneamente la deformación transpresional a lo largo del margen septentrional de Suramérica y la Placa Caribe inicia su traslado relativo hacia el este con respecto a las Placas Norte y Suramericana. Durante el Eoceno el margen continental del norte de Suramérica sufre igualmente importantes deformaciones debido al régimen compresivo, el cual ocasionó el desplazamiento de las napas del sur del Caribe sobre el continente suramericano más hacia el sur (*Bellizzia y Dengo, 1990*).

En el Pacífico, al oeste de la Placa Caribe, la Placa Farallón se fragmenta, formando las Placas de Cocos (norte) y Nazca (sur) durante el Oligoceno Tardío o Mioceno Temprano (*Duncan y Hargraves, 1984*). Pennington (1981) sugiere que la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Suramericana causaba la compresión de la primera con la Placa Caribe cerca de Panamá, esto lo explicó a partir del estudio de mecanismos focales de terremotos que mostraron una máxima compresión en sentido este-oeste. Entre el Mioceno Temprano a Medio se inicio el desplazamiento de tipo transpresivo dextral entre las Placas Caribe y Sudamericana (régimen preponderante en el presente), mientras que debido a la subducción del Atlántico debajo de la Placa Caribe se originan las actuales Antillas Menores. En la figura 3.1 se aprecia una síntesis de la evolución tectónica de la Placa Caribe.

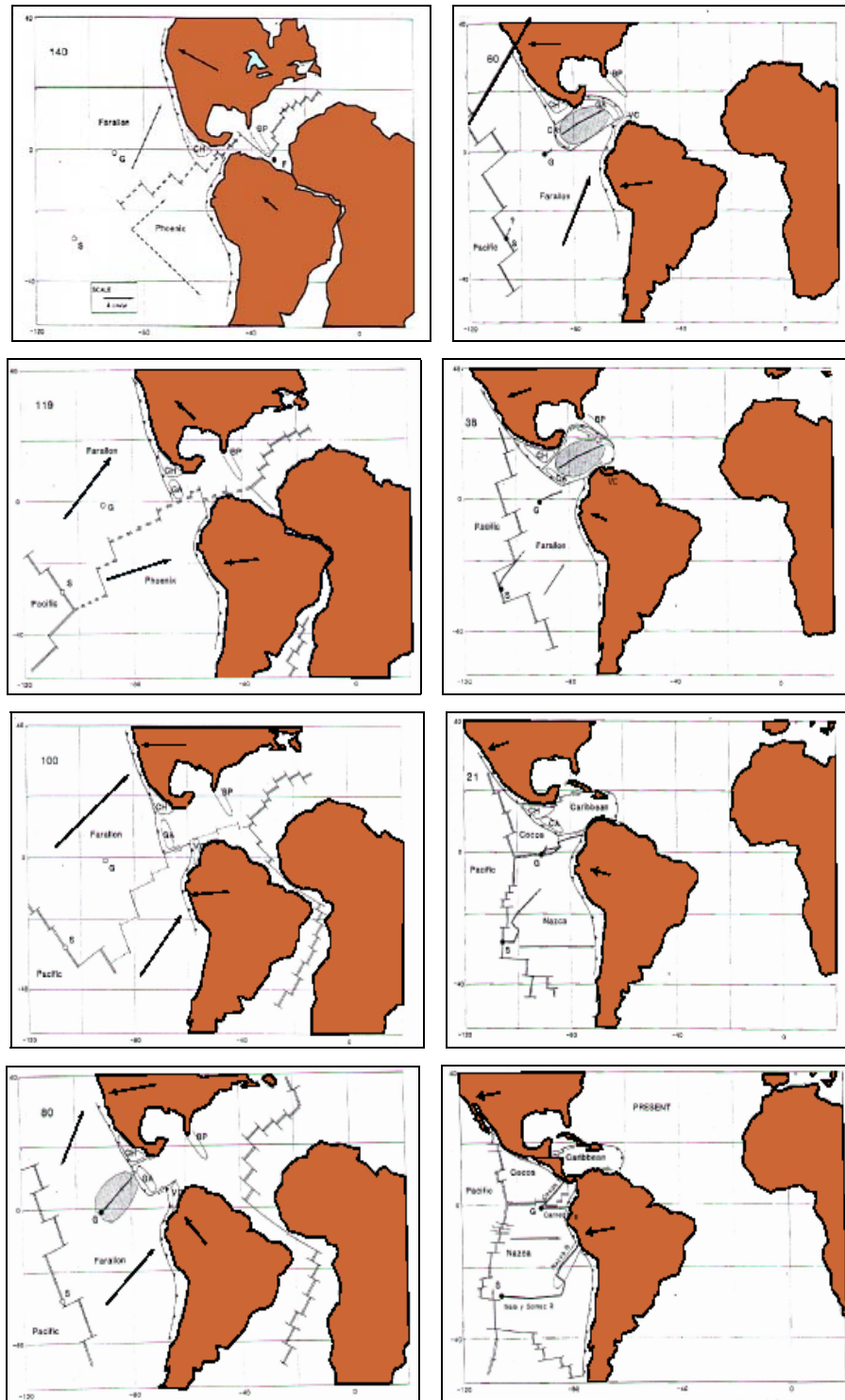


Figura 3.1: Evolución tectónica de la Placa Caribe (*Duncan y Hargraves, 1984*).

Con respecto a las características más resaltantes de la Placa Caribe en la actualidad se tiene que se encuentra limitada al norte con la Placa de América del Norte, al oeste con la Placa de Nazca, al este con la Placa del Atlántico y al sur con la Placa Sudamericana (*Molnar y Sykes, 1969*). Mattson (1984), propone que el límite norte de la Placa del Caribe se extiende desde Guatemala en el oeste hasta las Antillas Menores en el este. En su camino hacia el este, el límite norte de la Placa Caribe prosigue por la depresión Cayman, donde además está compuesta de varias fallas (*Sykes et al., 1982*). Sigue hacia la Isla La Española, continua por la depresión de Puerto Rico hasta llegar al cruce entre las placas Caribe, Norteamericana y Atlántica. Con respecto al margen meridional, el fin del límite sur se estima en el punto de triple cruce entre las placas Caribe, Sudamericana y Nazca (*Mattson, 1984*); Sin embargo la trayectoria de dicho margen desde ese punto, colindando con la Placa Sudamericana hacia las Antillas Menores en el este es objeto de aún de debates debido a la complejidad geológica del área (*McCann y Pennington, 1990*). La figura 3.2 muestra los límites actuales de Placa Caribe aceptados por diversos autores.

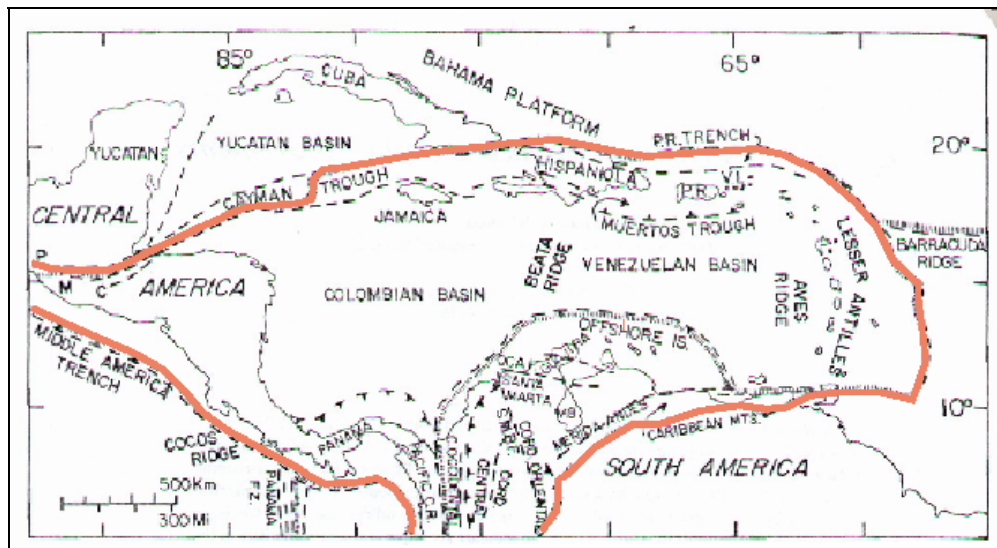


Figura 3.2: Ubicación geográfica de los límites actuales de la Placa Caribe. Las líneas anaranjadas marcan el límite aproximado de las placas o el contorno de las zonas límites; las líneas troncadas simbolizan fallas principales de la región (*Mattson, 1984*).

Bellizzia (1972) plantea, a partir de datos sismológicos y sísmicos obtenidos en la zona, que los hipocentros de sismos registrados en el área se hallan asociados a sistemas de fallamientos mayores, en lugar de estar asociados a zonas de subducción. Sin embargo, otros modelos propuestos en la zona presentan como característica más resaltante una subducción hacia el norte de litosfera continental de la Placa Suramericana, que se encuentra actualmente abortada (Russo *et al.*, 1996) y hacia el este una subducción oceánica de corteza Atlántica a nivel de las Antillas Menores (Molnar y Sykes, 1969) que se hunde hacia el oeste hasta unos 500 km de profundidad; ambas por debajo de la placa oceánica Caribe. Giraldo *et al.* (2002), proponen en un modelado geodinámico de un perfil que abarca desde el cratón guayanés hasta la isla de La Blanquilla, en el oriente venezolano, una subducción de ángulo bajo, basados principalmente en datos tomográficos obtenidos por Van der Hilst y Mann (1993). La sismicidad superficial (menos de 30 km), se asocia a una franja de orientación aproximada este-oeste, a lo largo de la cual se ubica el sistema de fallas dextrales de San Sebastián-El Pilar; el cual parece ser responsable en absorber la mayor parte del desplazamiento relativo entre las placas del Caribe y Sudamérica (Audemard, 2000). El desplazamiento relativo de la Placa Caribe con respecto a la Placa Sudamérica es en sentido este (Pindell y Dewey, 1982; Sykes *et al.*, 1982, *entre otros*) a razón de 2 cm/año (Weber *et al.*, 2001). De esta forma, la componente compresiva de la convergencia entre ambas placas, se realizaría a través del acortamiento neógeno de unos 100 km, observándose en la Serranía del Interior oriental (Passalacqua *et al.*, 1995). La disminución escalonada hacia el norte del espesor de la corteza continental sudamericana, tal como lo evidencio la sísmica de refracción profunda realizada en el proyecto Estudio Cortical de la Cuenca Oriental (Martins, 2002; Schmitz *et al.*, 2003), sugiere que esta corteza ha sido sometida a fases de extensión cortical de tipo margen pasivo en el Cretácico y posiblemente anterior.

La corteza de la Placa Caribe presenta características muy particulares. En primer lugar, estudios realizados anteriormente en la región establecen que la constitución geológica de la corteza es oceánica (Diebold *et al.*, 1981), pero posee

un inusual espesor para una corteza de este tipo, la cual generalmente se encuentra en valores que comprenden desde los 5 a 15 km con un promedio de 12.6 km (*Ver capítulo 2, 2.10.3*). Los espesores corticales detectados a partir de estudios de refracción sísmica en diversas zonas del Caribe (*capítulo 2, figura 2.11*) revelan espesores que abarcan de los 10 a 20 km (*Officer et al., 1959; Edgar et al., 1971; Houtz y Ludwig, 1977; Diebold et al., 1981*), esto hace a esta corteza considerablemente más gruesa que las típicas cortezas oceánicas del Pacífico, el Atlántico y otros océanos a escala mundial. Diversos autores explican esto en el hecho de que la placa Caribe del tipo “plateau” oceánico, es decir, una placa engrosada anómalamente (*Giraldo et al., 2002*) debido a que en esta placa coexisten cuencas, correspondientes a piso oceánico normal, y “ridges” que se han visto engrosados por erupciones volcánicas de basaltos (*Houtz y Ludwig, 1977*).

Para la zona que se encuentra entre el sur del Caribe y el norte de América del Sur, es decir, la región en la que se encuentran los perfiles modelados en este estudio, se tiene una corteza del tipo acrecional (*Edgar et al., 1971; Case et al., 1990b; Bellizzia y Dengo, 1990*). Esto se refleja al observar en el Sistema Montañoso del Caribe cuerpos alóctonos provenientes de arcos volcánicos, tales como la Napa de Villa de Cura (*Bellizzia y Dengo, 1990; Smith et al., 1999*).

3.2 Marco Tectónico del área Noroccidental de Venezuela

En esta región es posible diferenciar dos grandes unidades geomorfológicas que son: La Cuenca de Maracaibo y el eje andino venezolano. La Cuenca de Maracaibo en su porción septentrional, ocupa una superficie de 52000 km² aproximadamente y constituye una depresión estructural formada por el levantamiento de las tierras altas que le rodean, una cuarta parte esta cubierta por las aguas del lago. Los Andes venezolanos conforman una cadena montañosa de 400 km de largo y 100 km de ancho que cubre 30000 km² y se caracteriza por sus montañas escarpadas y picos de entre 4000 y 5000 m.s.n.m. los cuales son los más altos del país (Pico Bolívar, 5007 m). Son comunes las terrazas aluviales formadas por la acción erosiva y sedimentaria de los ríos.

En el área occidental de Venezuela la actividad tectónica se encuentra gobernada principalmente por la falla de Boconó, que recorre los Andes venezolanos, y por el sistema de fallas de Icoitea y Pueblo Viejo y las falla de Oca y Valera, los cuales son los elementos mayores e importantes en la estructuración de la Cuenca de Maracaibo (*Lugo, 1992*). Esta misma zona se encuentra enmarcada dentro de tres importantes alineamientos estructurales: la falla de Boconó, la falla de Oca y la falla de Santa Marta en Colombia conforman un bloque triangular denominado bloque triangular Maracaibo (*Audemard y Audemard, 2002; Molnar y Sykes, 1969; Soulas, 1985*).

La falla de Boconó presenta una tendencia NE-SW con desplazamiento del tipo transcurrente dextral. Corre ligeramente oblicua al eje de los Andes de Mérida y alcanza las costas del Caribe hacia el norte, de este modo se extiende por más de 500 km. entre la depresión del Táchira en la frontera entre Venezuela y Colombia, y la población de Morón en las costas del Caribe venezolano (*Audemard y Audemard, 2002*). Algunos autores proponen a la falla de Bocono como el límite principal entre las placas Caribe y Suramérica en el marco del cinturón de deformación del borde sur de la placa Caribe, de unos cien kilómetros

de ancho (*Soulas, 1985*). En el límite norte, en la costa venezolana, la falla de Boconó exhibe un giro de 45° en el sentido de las agujas del reloj que permite la prolongación en sentido este-oeste dentro del sistema de fallas de San Sebastián – El Pilar. Hacia el sur, la falla de Boconó se enlaza con la falla de Guaicaramo en Colombia (*Audemard y Audemard, 2002*). Otra falla importante en la región es la falla de Valera la cual forma parte de un sistema de fallas que con dirección general noreste se desprende de los Andes y alcanza una longitud de 220 a 240 kilómetros de extensión total, teniendo un desplazamiento netamente sinistral (*Soulas, 1985*)

La orogénesis de los Andes de Mérida está relacionada con la compleja interacción que existe entre las placas de Nazca, Sudamérica y Caribe. Mientras que la geodinámica en el norte de Venezuela está esencialmente ligada con la interacción entre las placas del Caribe y Sudamérica, por lo tanto el occidente de Venezuela supone un escenario geodinámico más complejo (*Audemard, 2000; Audemard y Audemard, 2002*).

Audemard y Audemard (op. cit) visualizan a los Andes de Venezuela como un apilamiento de escamas corticales frágiles, generando una cuenca de antepaís somera en el lado de la fosa tectónica de los Llanos y una flexura fuerte del bloque de Maracaibo en el lado de antearco.

La cuenca de Maracaibo presenta dos sistemas de fallas principales en la dirección NNE, Icotea y Pueblo Viejo. Según Lugo (1992), desde el Jurásico hasta el Eoceno inferior a medio, el desplazamiento de las fallas es normal, y esta asociado al régimen de apertura continental iniciado en el Jurásico. Luego se tiene una inversión tectónica durante los sistemas transpresivos del Eoceno tardío y Mioceno medio a Plioceno con un periodo pasivo intermedio. Finalmente se tiene otra inversión durante el periodo de compresión EO iniciado en el Plioceno-Pleistoceno. Sin embargo la falla principal desde el punto de vista de un sistema transpresivo regional es la falla dextral de Oca (*Lugo, 1992*), la cual esta orientada en dirección EO y es considerada como una falla dextral de poco desplazamiento

de a lo sumo unos 20 kilómetros, causado al parecer por el movimiento relativo hacia el este de la placa Caribe con respecto a la placa de Sur América (Feo Codecido, 1972).

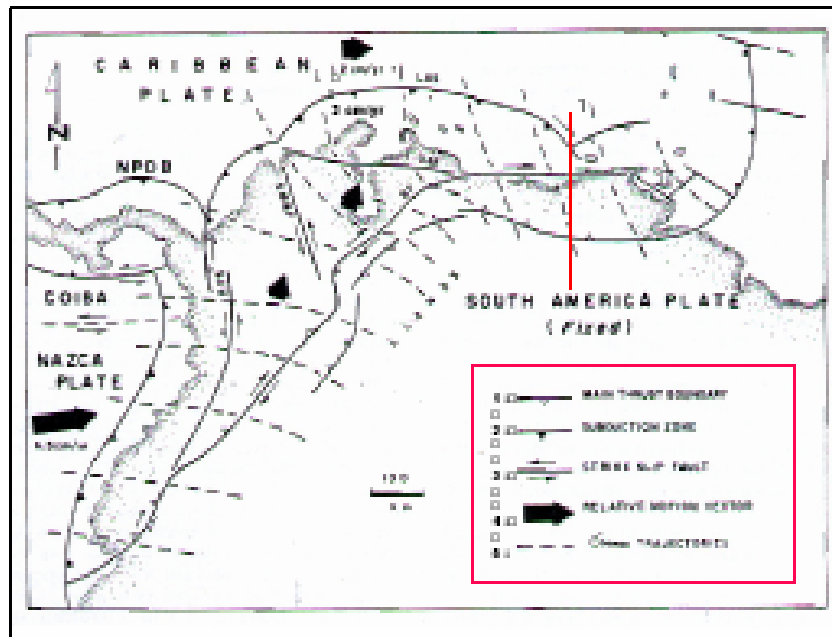


Figura 3.3 a): Esquema del marco geodinámico del noroeste de Sudamérica. Se observan los principales corrimientos (1), las zonas de subducción (2), las fallas transcurrentes principales (3), los vectores del desplazamiento relativo con respecto a la Placa Sudamericana (4), la trayectoria de los esfuerzos principales horizontales (5). La línea 1 (color rojo) muestra la ubicación de un modelo geodinámico propuesto (Figura 3.3 b). Modificado de Audemard y Audemard, 2002.

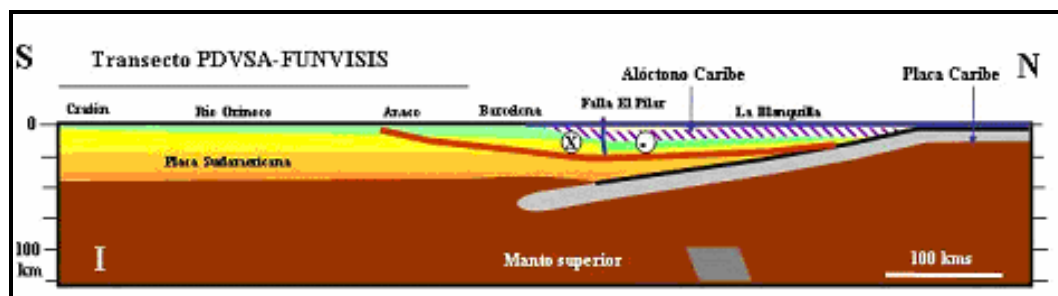


Figura 3.3 b): Transecto geodinámico entre la Placa del Caribe y el Cratón de Guayana (Giraldo et al., 2002)

3.3 Cinturones orogénicos del Sistema Montañoso del Caribe

Desde el punto de vista fisiográfico el rasgo predominante en esta región del país esta representado por la franja central del Sistema Montañoso del Caribe. Este constituye una faja montañosa de dirección este-oeste que se extiende fundamentalmente a lo largo de la costa septentrional de Venezuela central y oriental. Esta faja montañosa se compone de dos serranías subparalelas, la Cordillera de la Costa al norte y la Serranía del Interior al sur. La primera se eleva abruptamente desde el nivel del mar hasta alturas de 2700 metros (Pico Naiguatá), mientras que la segunda es considerablemente menos elevada, teniendo como punto culminante los 1900 metros del Pico Platillón, en las cercanías de San Juan de Los Morros.

El límite sur de la Placa Caribe, el cual colinda con el norte de la Placa Sudamericana, se caracteriza por ser una región con una complicada historia geológica de subducción, levantamiento tectónico y formación de napas extendidas desde el Jurásico hasta el Eoceno (*Mattson, 1984*). Talukdar y Loureiro (1982) concluyen que la totalidad del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa representa un complejo de subducción metamorfozado y deformado.

En la parte central del Sistema Montañoso del Caribe se tienen cuatro fallas o cuatro sistemas de fallas principales de carácter regional, las cuales son identificables por los rasgos estructurales particulares a través de las montañas de la cordillera.

El principal sistema de fallas tiene una componente predominantemente transcurrente, este esta constituido principalmente por el sistema de fallas de San Sebastián (Morón) - El Pilar. Esta falla se desprende de la falla de Boconó (*Schubert, 1984*), circundando la costa del Caribe venezolano hasta la cuenca terciaria o neógena de Cariaco, en donde se ubica la zona de fallas de El Pilar -

Urica. Más al sur de la falla de San Sebastián se encuentra la zona de fallas de La Victoria, la cual tiene una orientación aproximada suroeste-noreste y una longitud de aproximadamente 300 kilómetros (Bellizzia y Dengo, 1990; figura 3.4: Mapa de fallas activas de Venezuela)

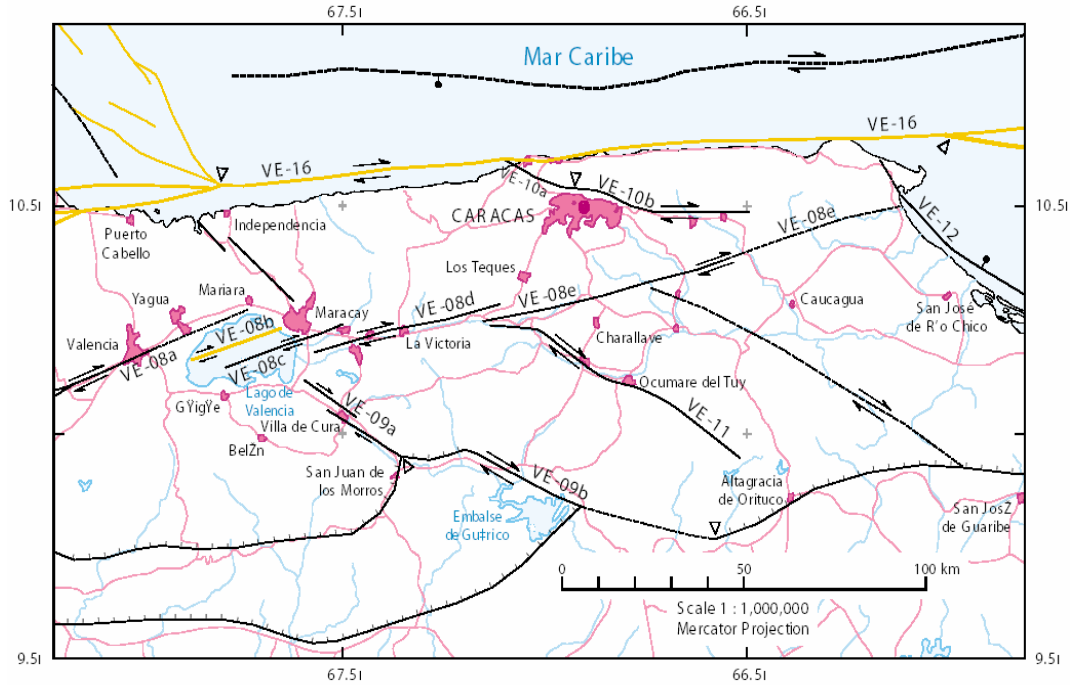


Figura 3.4: Mapa de fallas activas de la zona nor-central de Venezuela. Los nombres de las principales fallas se encuentran de acuerdo al código. VE-16: Falla de San Sebastián, VE-08a, b, c, d y e: fallas pertenecientes al sistema de fallas de La Victoria (Audemard et al., 2000. Disponible: <http://greenwood.cr.usgs.gov/pub/open-file-reports/ofr-00-0018>; Consulta: 2003, Enero 21).

El Sistema Montañoso del Caribe es un complejo orográfico ubicado en la región noroccidental de Sudamérica, el cual forma una extensa cadena montañosa con tendencia este-oeste la cual se extiende desde la Sierra Nevada de Santa Marta y la Península de la Guajira en Colombia, hasta el este en la Isla de Tobago y el área norte de la Isla de Trinidad (*Bellizzia y Dengo, 1990*). Posee un tramo sumergido el cual forma una serie de islas al sur del Mar Caribe, las cuales son las Antillas Holandesas, la Isla de Margarita, entre otras. Con respecto a la porción que se encuentra en tierra, la mejor representación se encuentra en la región norcentral de Venezuela, en el área conocida como Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior (*Bellizia y Dengo, 1990*). El Sistema Montañoso del Caribe en esta región se encuentra surcado en dirección preferencial suroeste-noreste por la zona de fallas de La Victoria, ésta lo divide en la Cordillera de la Costa al norte y la Serranía del Interior al sur.

El Sistema Montañoso del Caribe representa una serie de unidades tectónicas formadas por la superposición de varios cinturones orogénicos conocidas como napas, en la zona se tiene la presencia de fallas transcurrentes jóvenes y extensas las cuales causan el desplazamiento lateral de parte de las napas (*Bellizzia y Dengo, 1990; figura 3.5*).

Las napas examinadas son, de norte a sur: La napa ofiolítica costera de Margarita, la napa de la Cordillera de la Costa, napa Caucagua-El Tinaco, la napa de Loma de Hierro-Paracotos, napa de Villa de Cura y la napa Piemontina (*Bellizzia y Dengo, 1990*).

Napa Ofiolítica Costera Margarita.

Esta unidad esta representada por una estrecha franja que va a lo largo de las costas caribeñas de Colombia y de Venezuela. Esta se presenta hacia el este de la Península de la Guajira, la parte norte de la Cordillera de la Costa, las penínsulas de Araya-Paria y la Isla de Margarita. Con respecto a la litología, los tipos de roca predominante son las metavolcanicas, en las cuales el grado de

metamorfismo varía de una región a otra, asociadas en menor medida a rocas sedimentarias (*Bellizia y Dengo, 1990*).

En la Cordillera de la Costa, esta napa puede ser identificada en discontinuidades y por extensos afloramientos desde el Río Yaracuy hasta Cabo Codera hacia el este.

Napa Cordillera de la Costa

Esta napa, junto con la napa Caucagua-El Tinaco, está formada por materiales originados cuando el paleomargen de la placa Sudamericana fue obducido. La napa Cordillera de la Costa constituye aproximadamente las tres cuartas partes del sistema montañoso Caribe (*Bellizia y Dengo, 1990*). Las partes occidental y central se extienden desde la costa sur del Caribe hasta la zona de fallas de La Victoria. Hacia el este, está formada por la Penínsulas de Araya-Paria, parte de la Isla de Margarita y el norte de la Isla de Trinidad. Esta zona se encuentra delimitada en el sur por la falla El Pilar.

La mayor unidad geológica en esta franja es basamento Pre-Mesozoico (complejo de Sebastopol), inconformidad cubierta por una gruesa secuencia de rocas metasedimentarias de Jurásico a Cretácico temprano (Grupo Caracas) con algunas intercalaciones de rocas ígneas máficas metamorfizadas e intrusiones graníticas.

El complejo de Sebastopol, el cual consiste primordialmente de metagranito, forma el núcleo de esta faja tectónica, y los afloramientos correspondientes a este complejo están limitados a pequeñas zonas en el oeste de Caracas. Sin embargo, rocas granítico-gnéisica entre el Lago de Valencia y Puerto Cabello también pertenecen a este complejo tal como lo describen diversos autores (*Dengo, 1951; Bellizia y Dengo 1990*). El complejo se encuentra limitado al sur por fallas inversas de ángulo alto y rumbo al este que separan las rocas

metamórficas de las lutitas grises no metamorfizadas del Cenoniense superior-Paleoceno y de los basaltos al sur (*MacKenzie, 1966*).

En la parte central de la Cordillera de la Costa, la secuencia basal del Grupo Caracas consiste en cuatro formaciones geológicas las cual son de tope a base: Las Brisas, Peña de Mora, Antímamo y Las Mercedes. Primeramente, en la parte inferior (Formación Las Brisas) se asientan esquistos cuarzo-feldespáticos micáceos. Suprayacentemente se presentan esquistos cuarzo-micáceos calcáreos y grafitosos correspondientes a la Formación Las Mercedes (*Menéndez, 1966*). Localmente se presentan espesos lentes de mármol en la parte media pertenecientes a la Formación Antímamo. La Formación de Peña de Mora se caracteriza en su mayoría por gneises y aungengneises (*Wehrmann, 1972; Urbani y Quezada, 1972*).

Napa Caucagua-El Tinaco

La napa Caucagua-El Tinaco, o faja tectónica, esta localizada al sur de la Cordillera de la Costa y se encuentra separada de esta ultima por el sistema de fallas de La Victoria (*Menéndez, 1966; Bellizzia y Dengo, 1990*). Su límite meridional se encuentra demarcado por la falla de Santa Rosa.

La sección más representativa de las características de esta faja se encuentra en el área de Tinaco-Tinaquillo-El Pao. Esta incluye: (1) Basamento de edad pre-Mesozoico o más antiguo el cual forma el complejo El Tinaco, (2) Complejo máfico-ultramáfico o peridotitas Tinaquillo y (3) una secuencia sedimentaria volcánica discordante en el tope de formaciones sedimentarias de edad Albiense-Cenomaniense (*Bellizzia y Dengo, 1990*)

Napa Loma de Hierro-Paracotos

Esta napa se encuentra en una estrecha zona de alrededor de 200 km de longitud, cuyos límites septentrional y meridional son las fallas de Santa Rosa y Agua Fría respectivamente (*Bellizzia y Dengo, 1990*). Aflora desde la región de Miranda central hasta la región de Carabobo oriental, el rumbo de la faja de Paracotos es este-oeste hasta el centro del área de Carabobo oriental, donde vira al sudoeste (*Menéndez, 1966*). La litología persiste generalmente sin cambios a lo largo de la faja y está formada principalmente por metasedimentos de edad Maastrichtiense a Paleoceno el resto está conformado en el complejo ofiolítico de Loma de Hierro. Esta última comprende un conjunto ofiolítico de tipo oceánico, una secuencia de brechas volcánicas y basaltos almohadillados.

Napa de Villa de Cura

El nombre de Grupo o Napa de Villa de Cura fue aplicado originalmente por Aguerreverre y Zuloaga (1937) para designar a una secuencia de rocas metasedimentarias, metavolcánicas y sedimentarias expuestas en una extensa región que abarca desde una zona cercana al sur de Caracas hasta San Juan de Los Morros. Esta faja de origen tectónico está conformada por una gruesa secuencia de rocas metavolcánicas (más de 5000 metros) con intercalaciones menores de capas metasedimentarias. La napa de Villa de Cura está constituida por un área de 250 km de largo por una anchura máxima de 28 km y se encuentra limitada al sur por la falla de Cantagallo (*Konigsmark, 1965; Jarvis, 1964*) y por la falla de La Puerta (*Shagam, 1960*).

La napa de Villa de Cura es un bloque alóctono que fue originado probablemente muchos kilómetros al norte de su actual ubicación como parte de un arco de islas que fue emplazado tectónicamente durante el Cretácico tardío al Paleoceno (*Jarvis, 1964; Bellizzia y Dengo, 1990, Smith et al., 1999*) y cuyo desplazamiento sobre la Venezuela continental pudo haber continuado hasta el Eoceno (*Duncan y Hargraves, 1984*).

Napa Piemontina

La Napa Piemontina está limitada al norte por las fallas de Cantagallo, La Puerta y otras fallas, y hacia el sur por una serie de corrimientos con buzamiento hacia el norte (Bellizzia y Dengo, 1990), con un relleno sedimentario tipo *flysch*, el cual está representado por las Formaciones Guárico, Río Guache y Matatare, de edad Paleoceno y Eoceno y además constituye el Complejo Tectónico de Lara (Surco de Barquisimeto). Bellizzia y Dengo (1990) proponen la antigüedad de los sedimentos del Cretácico Tardío al Eoceno Temprano; un contraste, que desde el punto de vista del tiempo geológico, no es tan considerable. A diferencia de otras fajas tectónicas, la napa Piemontina está formada por rocas sedimentarias de origen marino profundo con intercalaciones monótonas de unidades delgadas de lutita y arenisca, interrumpidas ocasionalmente por conglomerados o bloques alóctonos de formaciones más antiguas que recuerdan los depósitos tipo *flysch* (Jarvis, 1964). Orihuela y Ruiz (1990) obtuvieron un espesor medio de 4 km. La secuencia completa es sobrecorrida a una estrecha zona de rocas marinas volcadas del Terciario (“La Faja Volcada”) en el margen norte de cuenca de Guárico.

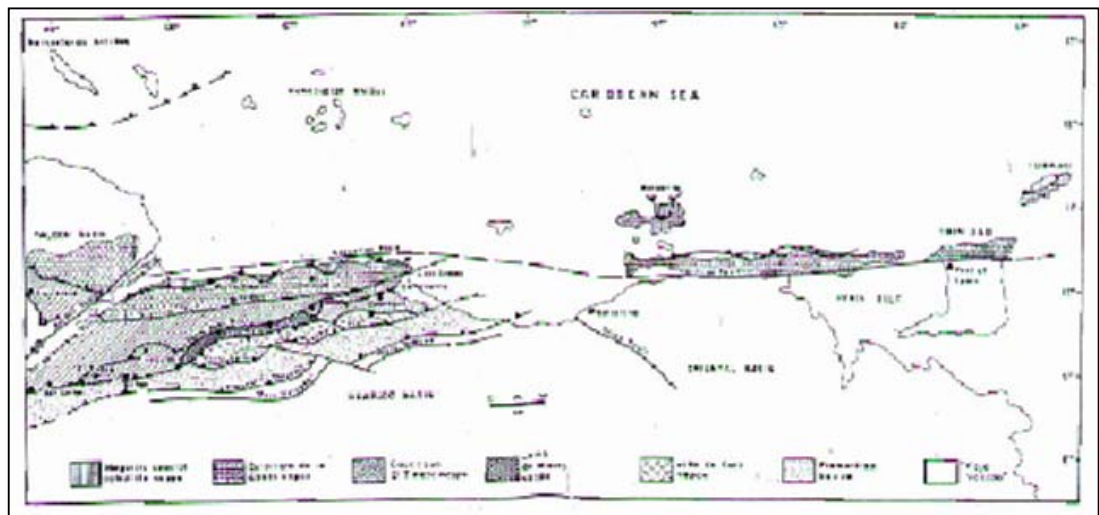


Figura 3.5: Mapa de ubicación de las principales rasgos geológicos y las mayores fallas en el norte de Venezuela (Bellizzia y Dengo, 1990).

CAPÍTULO IV

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO

4.1 Adquisición

A finales de 2001 y comienzos de 2002, PDVSA realizó en el Mar Caribe frente a las costas venezolanas (entre las poblaciones de Tucacas al oeste y Carúpano al este aproximadamente) un levantamiento sísmico bidimensional (2D) el cual fue denominado “Caribe Central”. La fuente sísmica empleada en este levantamiento fue tomada igualmente como fuente para la adquisición de la información sísmica del proyecto “Mar y Tierra”, y consistió en disparos realizados a través de cañones de aire comprimido (*air gun*). La tabla 4.1 muestra de forma resumida, las líneas empleadas en dicho proyecto, las fechas y los intervalos de tiempo en que estas fueron levantadas, así como las coordenadas geográficas de los puntos en donde se efectuaron los disparos extremos de cada línea.

Tabla 4.1: Tiempos de los disparos realizados costa afuera. Datos cortesía de PDVSA y SUELOPETROL

Línea	Fecha (dd/mm/aa)		Hora GMT (hh/mm/ss)		Latitud (°)		Longitud (°)	
	Inicial	Final	Inicial	Final	Inicial	Final	Inicial	Final
8	01/03/02	02/03/02	02:24:09	03:00:24	10,966	10,908	65,606	67,071
8 A	02/03/02	03/03/02	10:48:16	04:11:49	10,908	10,905	66,968	68,012
9	03/04/02	04/04/02	02:55:57	01:35:13	12,339	10,928	66,364	66,364
9 A	05/04/02	05/04/02	00:51:53	05:56:47	11,0253	10,7364	66,364	66,364
21	04/03/02	05/03/02	00:57:08	06:23:27	10,7953	12,4523	67,833	67,839
15	26/03/02	27/03/02	17:06:38	18:49:57	10,8641	12,9319	65,7546	64,680
15 A	28/03/02	28/03/02	03:11:31	14:23:27	12,0008	12,5663	64,6975	64,680

A la finalidad de adquirir información adicional sobre las características más resaltantes de la corteza terrestre en la región a partir de dicho levantamiento (mapa 4.1), se utilizaron quince (15) estaciones sismológicas, de las cuales catorce (14) correspondieron a estaciones portátiles, pertenecientes a FUNVISIS. Del mismo modo, se empleo la data recibida de la estación sismológica *Birongo*, la cual pertenece a la red sismológica nacional RESVAC, operada por FUNVISIS. A continuación, en la tabla 4.2, se presentan los tiempos de grabación de cada una de las estaciones sismológicas en tierra; es de destacar que la instalación de estos equipos se llevo a cabo de manera coordinada con el personal que se encontraba en el buque costa afuera realizando los disparos para de esta manera poder captar la energía producida por estos.

Tabla 4.2: Tiempos de Grabación de las Estaciones Sismológicas

Línea	Estación				Tiempo de Grabación			
	Lugar	Nombre	Coordenadas		Inicio		Final	
			Latitud ° (N)	Longitud ° (W)	Día (dd/mm/aa)	Hora (GMT)	Día (dd/mm/aa)	Hora (GMT)
8	Morrocoy	Pto 01L8	10.85821	68.27444	01/03/02	16:25:13	03/03/02	17:41:13
	Chichiriviche	Pto 02L8	10.91160	68.40440	01/03/02	20:58:52	03/03/02	18:48:52
	Hacienda Caldera	Pto 03L8	10.99860	68.50720	01/03/02	22:23:06	03/03/02	18:20:06
	Yaracal	YAR	10.96900	68.56120	28/02/02	21:59:28	03/03/02	19:35:28
	Araurima	ARAU	10.94290	68.66210	01/03/02	14:57:06	03/04/02	00:43:45
	Bachacal	BAC	10.92720	68.77150	01/03/02	15:50:50	03/03/02	18:08:17
9	La Sabana	Mar9CS1	10.60807	66.38270	03/04/02	20:31:43	04/04/02	12:13:43
	Macanilla	Mar9CS2	10.43360	66.34610	03/04/02	22:41:54	04/04/02	23:43:17
	Cholondrón	Mar9CS3	10.30480	66.35230	03/04/02	19:07:12	05/04/02	20:56:12
	Tapipa Grande	Mar9T	10.22630	66.34122	03/04/02	17:47:17	05/04/02	16:53:59
	Birongo	BIRV	10.476	66.269	03/04/02	02:55:57	05/04/02	05:56:47
15	Higuerote	IPA1	10.37117	66.24435	22/03/02	18:00:51	29/03/02	16:39:53
	Birongo	BIRV	10.476	66.269	26/03/02	17:06:38	28/03/02	14:23:27
21	Turiamo	Pto 0121	10.454	67.8396	03/03/02	11:32:52	05/03/02	11:27:52
	Aeropuerto de Valencia	Pto 0421	10.1544	67.9198	03/04/02	15:40:23	03/04/02	22:04:23
	Guaicas	Pto 0521	10.0855	67.8319	03/04/02	17:10:48	03/04/02	21:15:00

4.1.1 Equipos de Medición

Cada estación receptora portátil consiste en un sismógrafo portátil y un sismómetro multicomponente (figura 4.1). Los sismógrafos portátiles empleados de 3 canales son de la marca Orion (*Nanometrics Seismological Instruments, Inc.*) los cuales se encuentran equipados con un receptor GPS, reloj interno de alta precisión y poseen una frecuencia de muestreo de 100 hz; estos se encargan de recopilar en un disco duro interno toda la información registrada por los sismómetros. Luego esta información puede ser bajada a una PC al conectar el disco duro del Orion al computador en donde se vaya a almacenar. Se utilizaron los sismómetros *Mark-3D*, de corto periodo y respuesta plana de hasta 50 hz, y *Guralp CMG 40T*, de banda ancha con un rango de respuesta plana de 30 s (0.03 hz) a 50 hz.

Seguidamente (Tabla 4.3) se muestra un resumen de los principales parámetros de adquisición del proyecto “Mar y Tierra”.

**TABLA 4.3: PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN
PROYECTO “MAR Y TIERRA”**

TIPO DE CARGA	Cañón de aire comprimido (air gun)
VOLUMEN TOTAL	4 x 1200 Pulgadas Cúbicas
DISTANCIA ENTRE DISPAROS	25 / 37 m.
TIEMPO ENTRE DISPAROS	11 – 19 s.
LONGITUD DE LAS LÍNEAS DE REGISTRO	HASTA 315 KM
DISTANCIA ENTRE EL DISPARO MÁS CERCANO A TIERRA Y ESTACIÓN RECEPTORA, PARA LAS DIFERENTES LÍNEAS	14 – 83 KM
EQUIPOS DE MEDICIÓN	Mark 3D – Guralp CMG-40T / ORION
RANGO DE FRECUENCIAS CON RESPUESTA PLANA DE LOS SISMOMETROS	1 – 50 hz / 0.03 – 50 hz
INTERVALO DE MUESTREO	100 muestras x seg.



Figura 4.1: Configuración de una estación sismológica portátil. Esta consiste de un sismógrafo portátil (maletín amarillo), un sismómetro (cilindro gris) y su respectivo GPS (cubo blanco)

4.1.1 Perfiles de Medición

Las estaciones sismológicas se situaron de manera de que siguieran la prolongación en tierra de las líneas sísmicas adquiridas en el mar (figura 4.2). Las líneas sísmicas adquiridas durante este levantamiento y que fueron empleadas en el proyecto “Mar y Tierra” fueron las líneas 9 y 21 (en dirección N-S), 15 (dirección SW-NE) y línea 8 (E-W) para un total de 4 secciones sísmicas de hasta 315 km, esta última incluye la distancia entre la estación receptora y el disparo más cercano a la costa (offset). Los disparos realizados en el mar por los cañones de aire fueron hechos a intervalos de tiempo que variaron entre los 11 y los 19 segundos, resultando en una separación promedio entre disparo de 37 metros en las líneas 9,15 y 21 y de 25 metros para la línea 8. La separación entre cada estación sismológica estuvo entre los

10 y 20 km Cada estación sismológica fue ubicada mediante un GPS, en el momento de su instalación, con un error máximo de 10 metros.

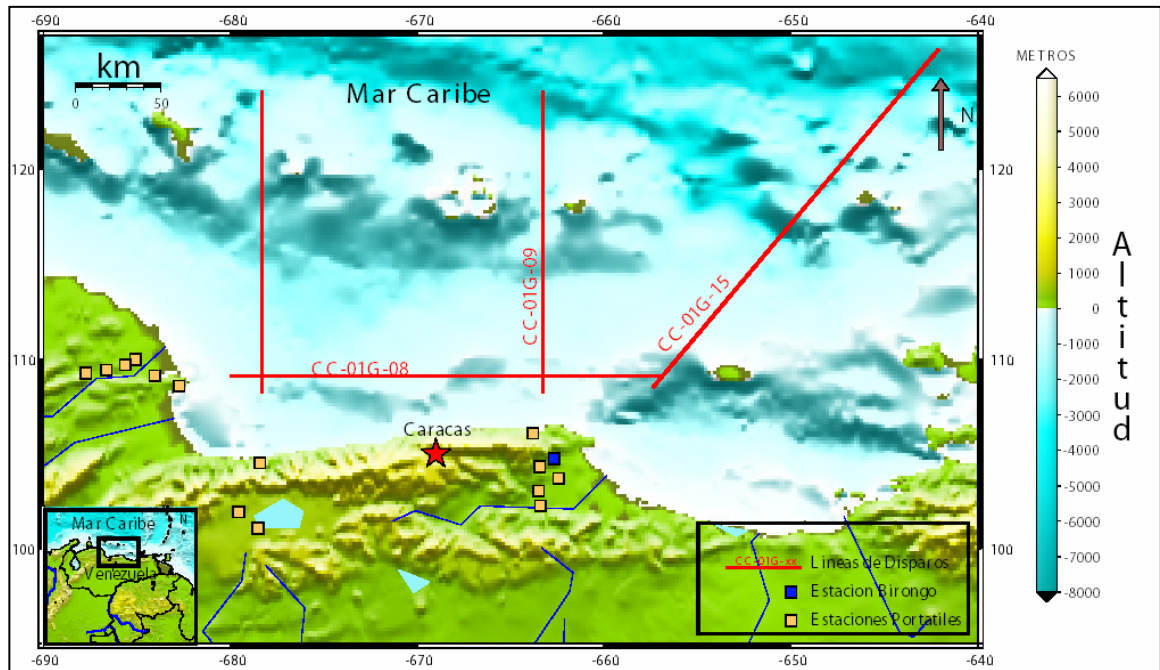


Figura 4.2: Mapa de ubicación de las líneas de adquisición y estaciones receptoras del proyecto “Mar y Tierra”

Es de destacar que cada disparo realizado en el mar es captado y procesado en tierra como una traza sísmica, por lo que las secciones obtenidas aportan observaciones muy densas las cuales llegan a sobrepasar las 6000 trazas en las secciones de mayor longitud.

4.2 Procesamiento de los Datos Sísmicos

4.2.1 Secuencia de Procesamiento

El procesamiento de los datos sísmicos del proyecto “Mar y Tierra” se llevó a cabo en las siguientes etapas:

- 1) Conversión de Formatos
- 2) Inclusión de la Geometría
- 3) Construcción de las Secciones Sísmicas

1) Conversión de Formatos

En esta primera etapa del procesamiento fue necesario convertir los datos del formato del sismógrafo ORION, que tiene un formato interno de grabación (archivos *ringbuffer*), al formato ASCII, el cual es un código de datos más genérico y es uno de los formatos de entrada del programa empleado para procesamiento de datos sísmicos: *Reflexw*® (Sandmeier Software, 2000), programa en el cual se construyeron las secciones sísmicas.

Para realizar la conversión a formato ASCII, se tiene un software (*playback support*), proveído por la casa fabricante de los sismógrafos *Nanometrics, inc.*, que recupera la información adquirida por ellos. Este software consiste en programas que, operando en este caso concreto en ambiente DOS, proporcionan las herramientas para ir modificando sucesivamente el formato original de los datos sísmicos hasta llevarlas al formato final requerido y poder además visualizar la calidad de la información y el desempeño del sismógrafo en campo durante la adquisición, en la figura 4.3 se visualiza el diagrama de flujo utilizado para la conversión de formatos. Los programas empleados en esta fase fueron:

RBTRIM 1.04 el cual se encarga de remover el espacio subutilizado en el ringbuffer en donde se tiene la información y, por lo tanto, reduce el tamaño de estos sin afectar la información adquirida originalmente en campo.

EXTRACTP 4.06 recupera los datos adquiridos desde los archivos ringbuffer (los cuales contienen la información obtenida en campo) y los extrae en el intervalo de tiempo requerido, transformándolos a formato X5 Nanometrics.

X5DECOMP 1.002 descomprime el archivo de entrada del formato X5 Nanometrics obteniéndose como archivo de salida un archivo de formato Y5 Nanometrics. Los archivos de salida de este programa (Y-files) contienen los datos descomprimidos en formato '32 bit long integers'.

Y5DUMP 1.30 es usado para transformar los archivos que se encuentran en formato Y5 Nanometrics en formato ASCII. Muestra tanto los datos en formato ASCII-5 columnas como el encabezado de los mismos.

SOHEXTRP 1.517 es un programa auxiliar que es utilizado para evaluar la información sobre el desempeño del equipo en campo (State of health – SOH). Proporciona información de interés tal como el tiempo de grabación, estado de la fuente de poder del sismógrafo durante la grabación, etc. Esto es el estado de la información obtenida y del equipo durante la adquisición.

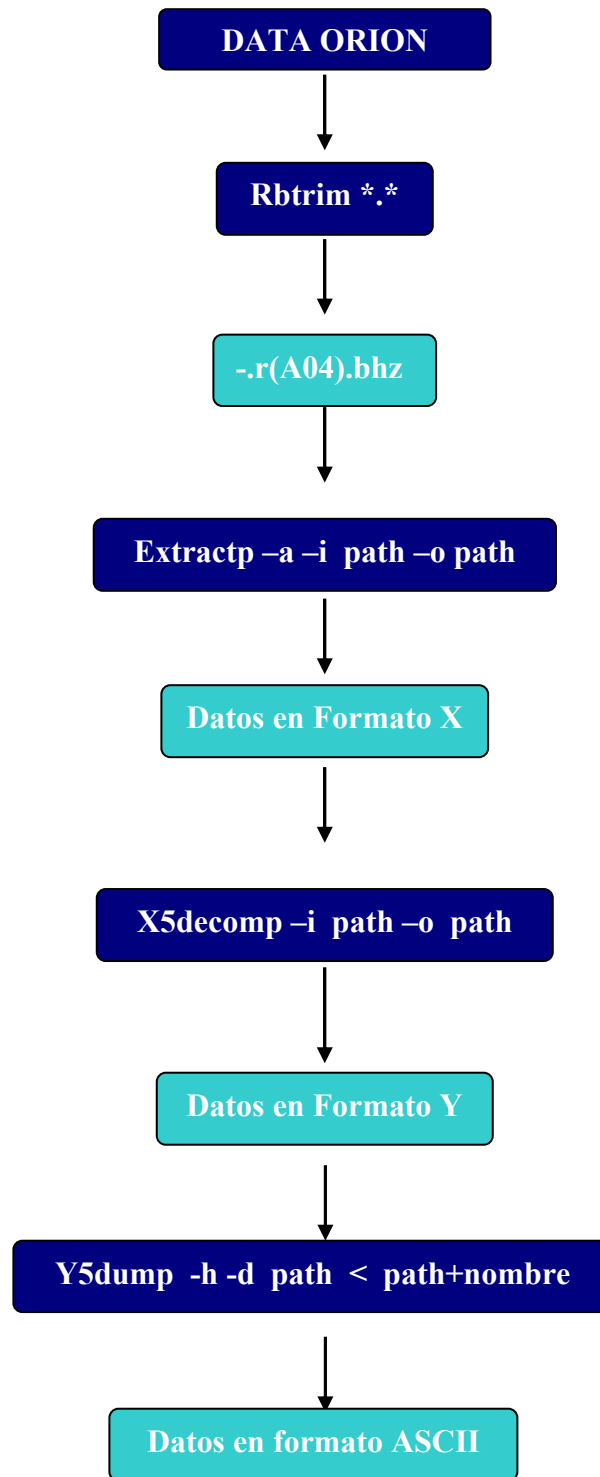


Figura 4.3. Diagrama de flujo sobre la conversión de datos sísmicos del formato ORIÓN al formato ASCII.

Continuando con la etapa de conversión de formatos es importante destacar que, antes de construir las secciones sísmicas, varios segmentos de tiempo representativos fueron extraídos de los datos sísmicos y transformados a formato SEISAN (*Havskov y Ottemöller, 2000*). Este es un programa de análisis de datos sísmológicos, empleado para la observación y reconocimiento de los eventos captados por la red sísmológica nacional, el cual permite visualizar estos datos en forma de pulso sísmico. Ello con la finalidad de comprobar si se visualizan los pulsos sísmicos correspondientes a los disparos realizados costa afuera y con ello verificar si efectivamente los datos adquiridos por las estaciones sísmológicas en tierra son congruentes con dichos disparos (figura 4.4).

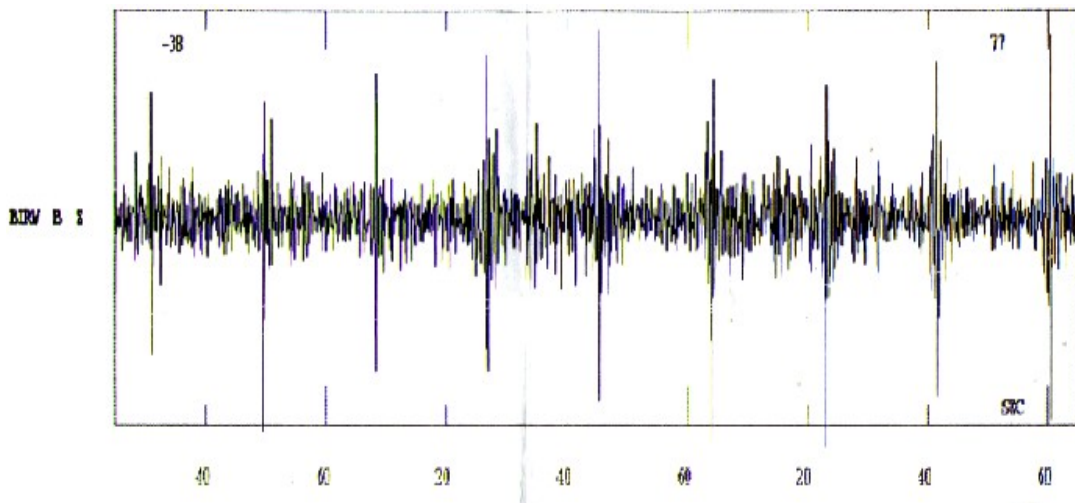


Figura 4.4: Datos sísmológicos extraídos de una de las estaciones sísmológicas y transformados al formato SEISAN. En el eje horizontal se aprecia el intervalo de tiempo que abarcan dichos datos y en el eje vertical la magnitud de los pulsos sísmicos percibidos por la estación sísmológica. Los pulsos de mayor magnitud se relacionan con los disparos realizados en el mar.

2) Inclusión de la Geometría

Para la segunda etapa del procesamiento se realizó la transformación de las coordenadas geográficas de los puntos de disparo (información otorgada por PDVSA y SUELOPETROL) y de las estaciones receptoras primeramente de coordenadas decimales a grados, minutos y segundos y luego a coordenadas UTM o coordenadas planas. Esto con el propósito de construir archivos de extensión *.dst* (Shot geometry files) con los cuales se procede a cargar la geometría en *Reflex*.

Para ello se empleó la hoja de cálculo de *MICROSOFT EXCEL* denominada *geoutm.xls* (Cavada, 2000). En dicha hoja, la conversión de grados decimales a grados, minutos y segundos se realizó mediante funciones normales de EXCEL, mientras que la conversión de Latitud y Longitud de cada uno de los puntos de interés a coordenadas U.T.M. se efectuó utilizando 2 funciones macros (*geoautmlat*, *geoautmlon*) definidas previamente.

Por ultimo, luego de convertir las coordenadas tanto de los puntos de disparo como de las estaciones receptoras a UTM., se procede a la creación del archivo **header_maker** (figura 4.5), en el cual se integra toda la información obtenida de la hoja *geotum.xls* y además se calcula el valor de la distancia desde cada disparo a la estación ubicada en tierra, por lo que se construye un archivo por estación. Este archivo, el cual se construye igualmente en EXCEL, se guarda (a través de un editor de texto) como un archivo de extensión *.dst*.

tracenumber	distance	receiver-X-Pos	receiver-Y-Pos	shot-X-Pos	shot-Y-Pos
1	61686	798978	1159351	788057	1220063
2	61646	798978	1159351	788056	1220022
3	61609	798978	1159351	788057	1219984
4	61572	798978	1159351	788057	1219946
5	61535	798978	1159351	788058	1219909
6	61498	798978	1159351	788060	1219871
7	61460	798978	1159351	788061	1219834
8	61423	798978	1159351	788063	1219797
9	61386	798978	1159351	788064	1219759
10	61349	798978	1159351	788064	1219721
11	61312	798978	1159351	788064	1219684
12	61275	798978	1159351	788064	1219646

Figura 4.5: muestra del formato de un archivo **header_maker** construido en *Microsoft Excel*. Este es el mismo formato de los archivos *.dst*. La primera columna, de izquierda a derecha, representa el número de la traza o disparo, la segunda columna muestra la distancia de cada una de las trazas a la estación receptora ubicada en tierra, las siguientes cuatro columnas representan la ubicación, en coordenadas UTM, del receptor y de cada uno de los disparos o trazas del perfil.

3) Construcción de las Secciones Sísmicas.

Luego de aplicar el diagrama de flujo presentado en la figura 4.3, se obtienen los datos sísmicos en formato ASCII de 5 columnas. Sin embargo, los datos de entrada en el programa *Reflexw* deben estar en formato ASCII de 1 columna; por lo que se hace necesario transformar los datos a este último formato. Para tal fin se elaboró en UNIX la rutina denominada **ncol2col.sh** (figura 4.6). En dicha rutina se introduce un archivo de entrada de extensión genérica, que está en el formato de salida del playback del Orión (ASCII-5 Columnas), a partir de esta rutina se obtienen los datos en formato ASCII-1 columna los cuales son de extensión *.dat*. Es importante destacar que antes de introducir en la anterior rutina el archivo de entrada de extensión genérica es necesario remover el Header de los datos con un editor de texto.

```

#!/bin/sh

# awk -f ncol2col.sh myt > out

{
    i=1

    while (i<=NF-1)
        {
            print $i

            i++

        }
}

# convierte un archivo de NF campos a un archivo de una columna

# awk '$1 != "#" { for (i=1; i<=NF; i++) print $i } ' $1 > out

# del out

```

Figura 4.6: Rutina de transformación de los datos sísmicos de ASCII-5 columnas a ASCII-1 columna

Luego de aplicar la anterior rutina y obtener el archivo de salida, de extensión *.dat* y formato ASCII-1 columna, se tienen los datos en el formato deseado para introducirlos en Reflex. No obstante los datos sísmicos en esta etapa del procesamiento no están referidos a los tiempos de disparo. Para tomar en cuenta los tiempos de disparo se diseñó a través de *Microsoft Visual Basic* la rutina denominada *MyT2002.exe*. A través de ésta se ordenan los datos correspondientes a cada sección (los cuales se encuentran en formato ASCII-1 columna) tomando en cuenta el tiempo del primer disparo, los tiempos entre disparos, el intervalo de muestreo y la ventana de tiempo de la sección (esta última es 60 segundos). El programa considera estos parámetros para a partir de ellos construir de manera individual cada una de las trazas

que conformarán la sección. A esta rutina se le asignan dos archivos de entrada, un archivo de extensión *.tim* donde se tienen los tiempos entre disparos y un archivo de extensión *.dat*, el cual fue el que se obtuvo anteriormente a través de la rutina **ncol2col.sh**. El archivo de salida es de extensión *.txt*, este archivo sigue siendo del formato ASCII-1 columna pero tomando en cuenta los parámetros mencionados anteriormente.

Los principales datos utilizados para la construcción de la geometría y de las secciones sísmicas (las coordenadas geográficas de cada uno de los puntos de disparo ubicados costa afuera, la fecha y hora en la cual se efectuaron dichos disparos, el tiempo entre disparos) fueron proporcionados por PDVSA y SUELOPETROL. Los archivos suministrados con los datos requeridos para la construcción de las secciones fueron abiertos en una hoja de cálculo de EXCEL, allí se visualizaron y, de acuerdo a la información aportada por PDVSA y SUELOPETROL, se identificaron y diferenciaron dichos datos. La información de interés para cada línea se almaceno en hojas de cálculo y se denominó **Maker_header** (formato en anexo 1). Otra información importante obtenida de estos archivos fue la batimetría en cada uno de los puntos de disparo, ésta se utilizó para el posterior modelado de los perfiles (capítulo 5).

En esta etapa del procesamiento los datos se encuentran preparados para ser exportados a *Reflex*, en donde se construirán definitivamente las secciones sísmicas, se cargara la geometría y se continuara el procesamiento de los datos.

En *Reflex*, luego de importar los datos sísmicos, estos se convierten del formato ASCII-1 columna al formato interno del programa, en donde se especifican el número de muestras que formaran cada traza para que el programa pueda procesar y desplegar la sección sísmica en pantalla.

Seguidamente se procede a cargar la geometría que se encuentra en los archivos de extensión *.dst*, en donde se especifica la distancia de cada punto de disparo al receptor colocado en tierra. Esto se realiza en reflex a través del menú *File* en la opción *Edit FileHeader*, en donde se actualiza la geometría.

Luego de cargar la geometría en Reflex, y con el objetivo de mejorar la visualización o *display* de las secciones sísmicas para su posterior procesamiento e interpretación, se cambió el tipo de graficación o *ploteo* de las secciones sísmicas. Debido a la prolongada longitud de las líneas sísmicas adquiridas costa afuera, la representación gráfica de las secciones traza a traza resulta inconveniente para la identificación y correlación de las llegadas. Por lo tanto se seleccionó una opción de representación gráfica que permite observar todas las trazas correspondientes a cada una de las secciones en un menor espacio lo que facilita la posterior correlación de las llegadas que se identifiquen (*Pointmode*). La opción para representar las secciones traza a traza (*Wigglemode*) permite observar con mayor detalle características importantes de cada una de las trazas sísmicas de la sección (tales como amplitud, polaridad, etc). Un ejemplo de representación gráfica de una sección sísmica en esta última modalidad es mostrada en el anexo 2.

En esta etapa del procesamiento ya se tienen construidas las secciones sísmicas con su respectiva geometría cargada (figura 4.7)

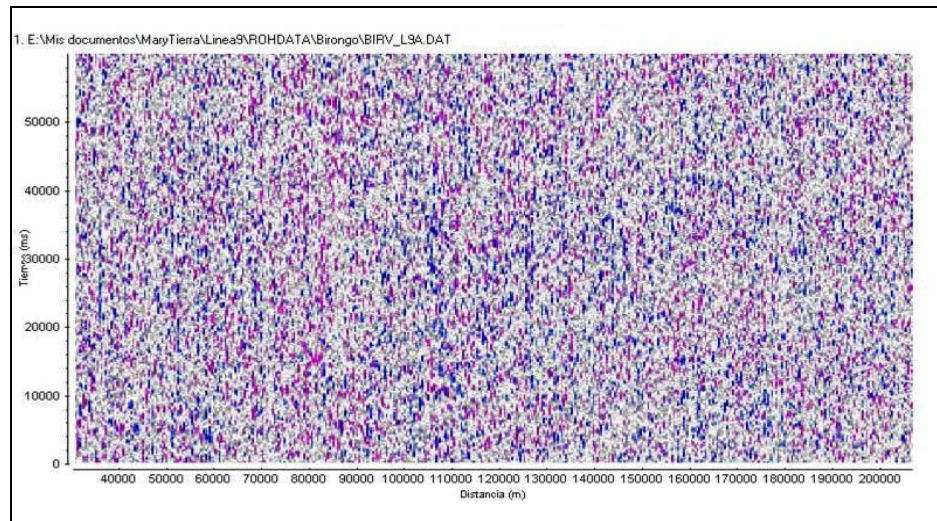


Figura 4.7: Sección sísmica de los disparos de la línea 9 (CC-01G-09) en la estación Birongo, sin aplicación de filtros y demás pasos del procesamiento.

Seguidamente se aplica la siguiente etapa del procesamiento, la cual tiene como fin obtener una señal amplificada y con la menor cantidad de ruido posible para facilitar de esta manera su posterior interpretación. Para ello se adaptó la siguiente secuencia dentro del programa Reflex:

i) *Croscorrelación*: A través de esta operación se compara el grado de similitud, en función del tiempo de fase, entre una traza de referencia y cada una de las trazas que conforman la sección sísmica. En este caso, la traza de referencia es lo más parecida posible a las características de la señal fuente (*Signature*) usada durante la adquisición sísmica marina del proyecto “Caribe Central” (figura 4.8).

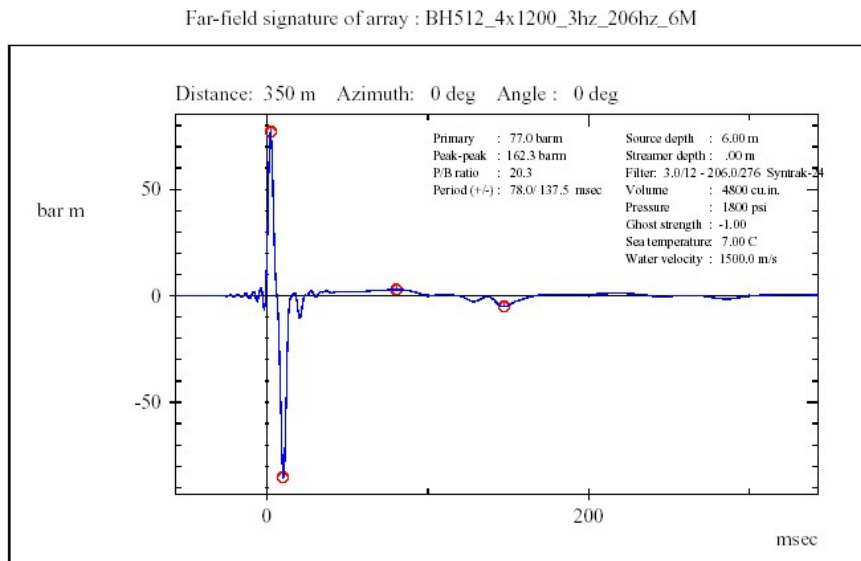


Figura 4.8: Señal fuente, en función del tiempo de fase, a profundidad de 6 metros del levantamiento sísmico “Caribe Central”. Cortesía de PDVSA EyP y SUELOPETROL.

ii) *Filtro Pasabanda*: A medida que una señal sísmica se propaga a través de un medio, esta se atenúa perdiendo frecuencias altas y amplitud, por lo que en los estudios de sísmica profunda, en donde debido a el largo recorrido de la señal sísmica de entrada hasta grandes profundidades esta sufre de forma significativa esos efectos, es conveniente aplicar filtros de paso bajo. Por ello, en los estudios de sísmica profunda las frecuencias usadas se encuentran generalmente en valores menores de 16 Hz. (Funck. et al., 2000; Schmitz et.al., 2002). En Reflex se llevaron a cabo diversas pruebas de filtros para cada sección sísmica con el fin de visualizar la señal con el menor ruido posible. En general, el rango de frecuencias empleadas de la señal se ubica entre 3-11 Hz. En consecuencia se eligieron los filtros más adecuados para cada sección sísmica. La figura 4.9 muestra el espectro de amplitud obtenido en una traza de la línea CC-01G-09 captada en la estación Birongo y el rango de frecuencias

considerado como señal sísmica. Luego, la figura 4.10 indica como se aplica el filtro pasabanda en el programa Reflex.

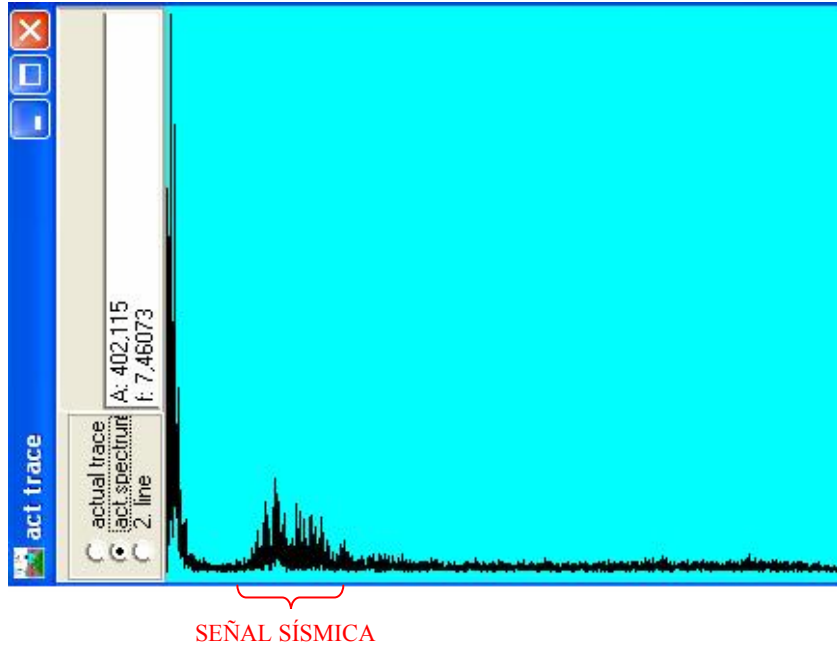


Figura 4.9: Espectro de amplitud de una traza correspondiente a la sección de los disparos de la línea CC-01G-09 captada en la estación Birongo. El rango de frecuencias de señal sísmica en esta traza se encuentra entre 4 y 11 hz.

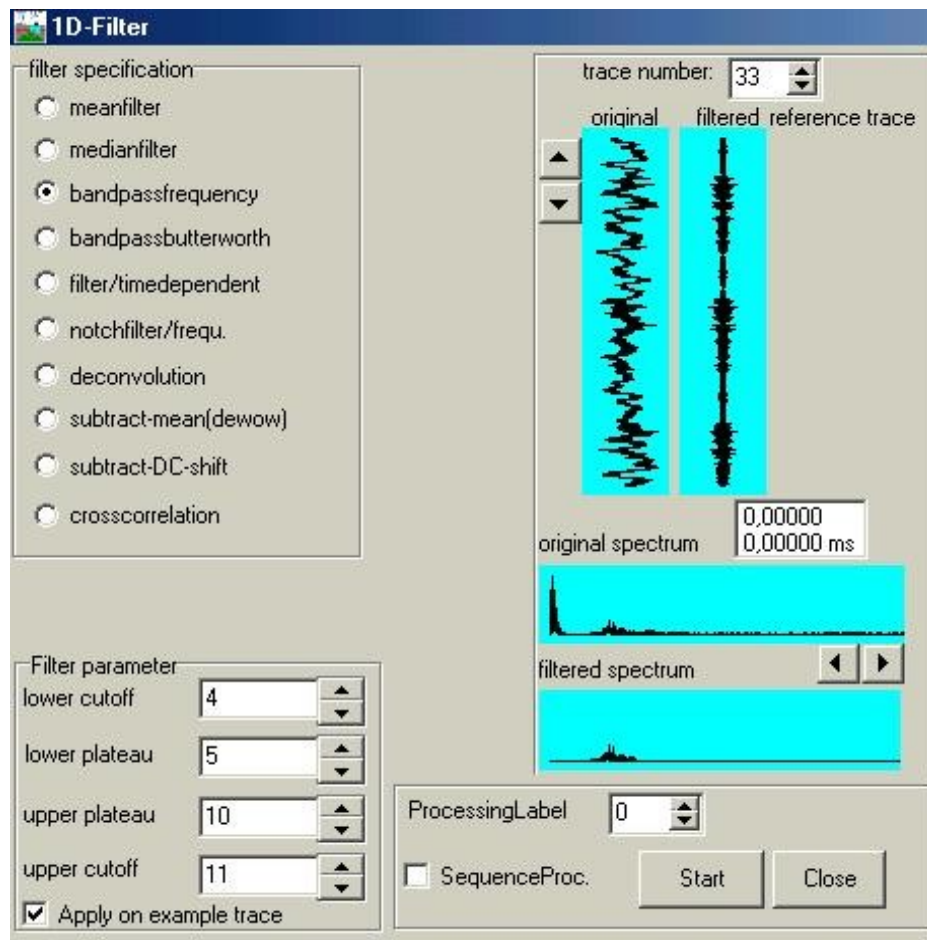


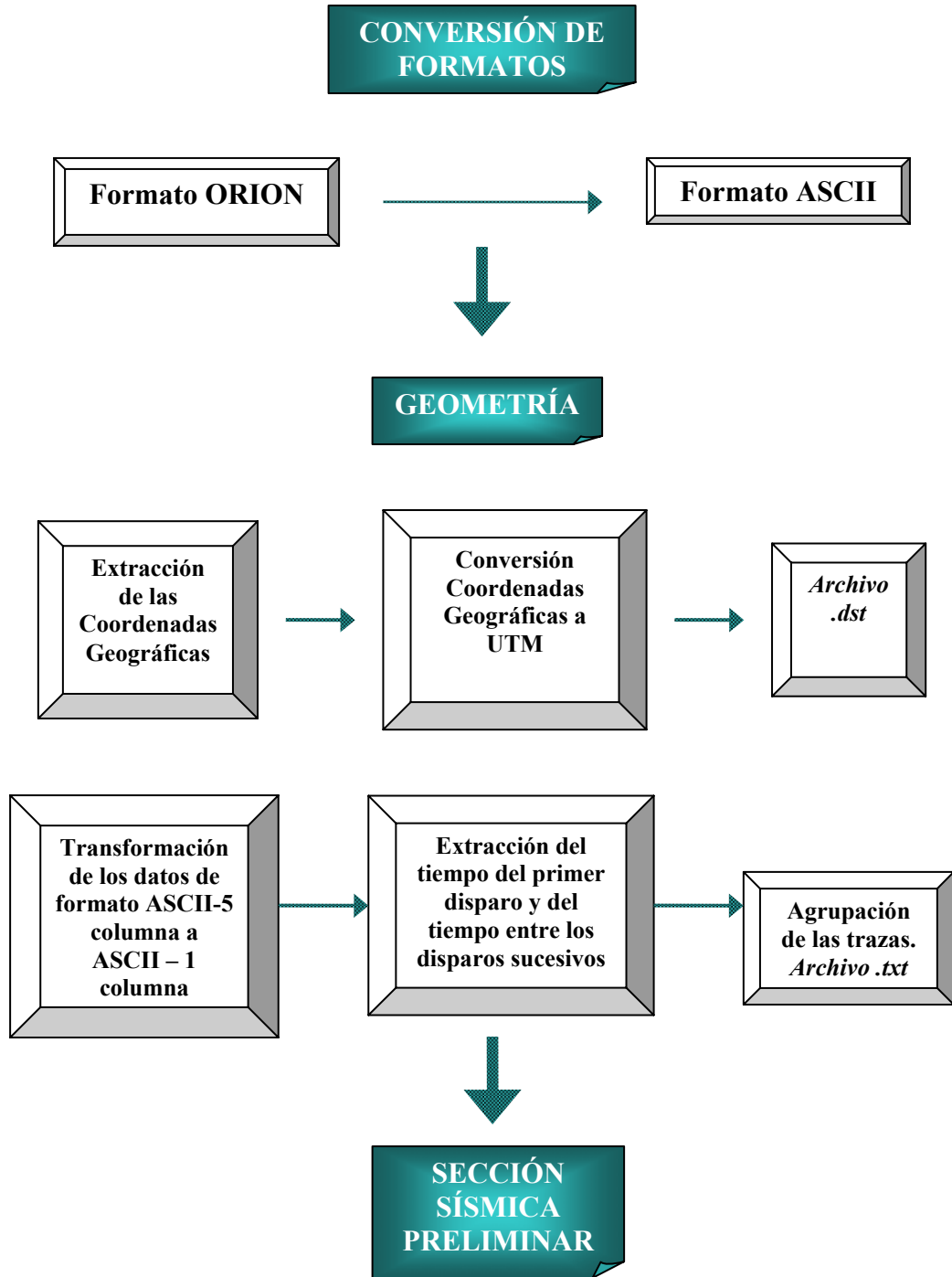
Figura 4.10: Filtro pasabanda aplicado a una traza de la sección sísmica de los disparos de la línea CC-01G-09 en la estación Birongo, realizado en el programa *Reflex*. En el extremo inferior izquierdo se distingue el rango de frecuencias utilizado para el filtrado. La parte superior derecha muestra cada una de las trazas de la sección antes y después de aplicar el filtraje, mientras que en el extremo inferior derecho se aprecia en primera instancia el espectro de amplitud original y finalmente el espectro filtrado en donde se tiene el rango definido como señal sísmica.

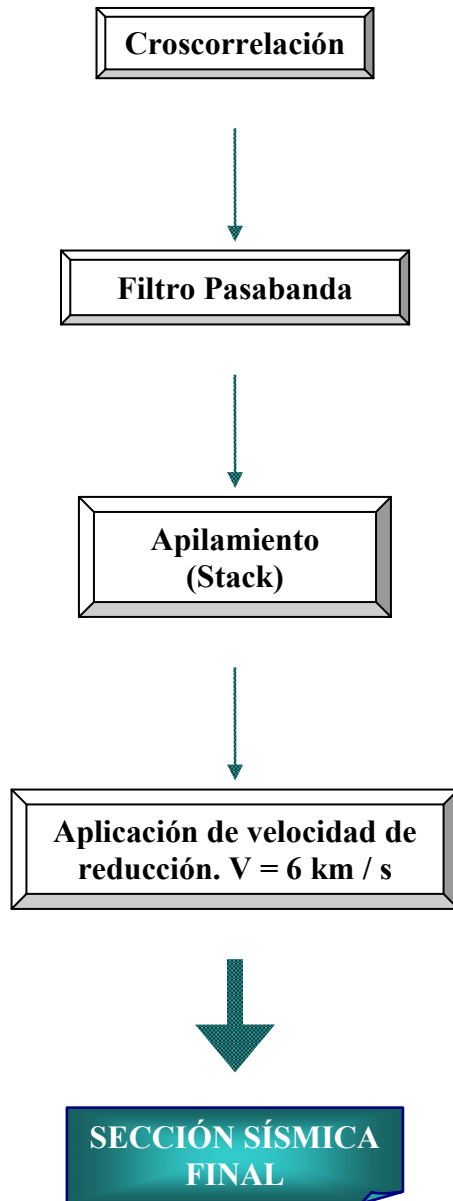
iii) *Apilamiento (Stack)*: Con la finalidad de aumentar la amplitud de las trazas en las secciones sísmicas se aplico el apilamiento o suma de las trazas vecinas, las cuales están distanciadas en promedio 37 metros. Esta opción permite sumar y disminuir simultáneamente el número seleccionado de trazas. Con la aplicación de esta opción se aumento la separación promedio entre trazas de 37 a 250 metros lográndose una notable mejoría en la calidad de las secciones sísmicas.

iv) *Velocidad de reducción*: Dentro de este menú es posible cambiar la representación grafica de las secciones sísmicas. En esta opción se hace posible el montaje de las secciones reducidas ($v_{red} = 6000 \text{ m/s}$) permitiendo una mejor correlación de las llegadas e identificación de las fases sísmicas. También se realizan otras opciones tales como restringir el intervalo de tiempo en que son visualizadas las secciones sísmicas de manera de representar únicamente el intervalo en donde se encuentren los eventos de interés. Es oportuno recordar que originalmente las secciones sísmicas se construyeron en una ventana de tiempo de 60 s, mientras que las fases identificadas en las secciones se encuentran en un lapso de tiempo menor a los 15 segundos. Por ultimo, esta opción permite definir el formato de graficación de las secciones sísmicas (ejes, escala de amplitud, colores).

La figura 4.11 muestra la secuencia definitiva de procesamiento empleada para el tratamiento de los datos sísmicos del proyecto “Mar y Tierra”.

FIGURA 4.11: SECUENCIA DE PROCESAMIENTO





Luego de aplicar esta secuencia se tiene la sección sísmica final a la cual se le realizará el posterior análisis e interpretación (Figura 4.12)

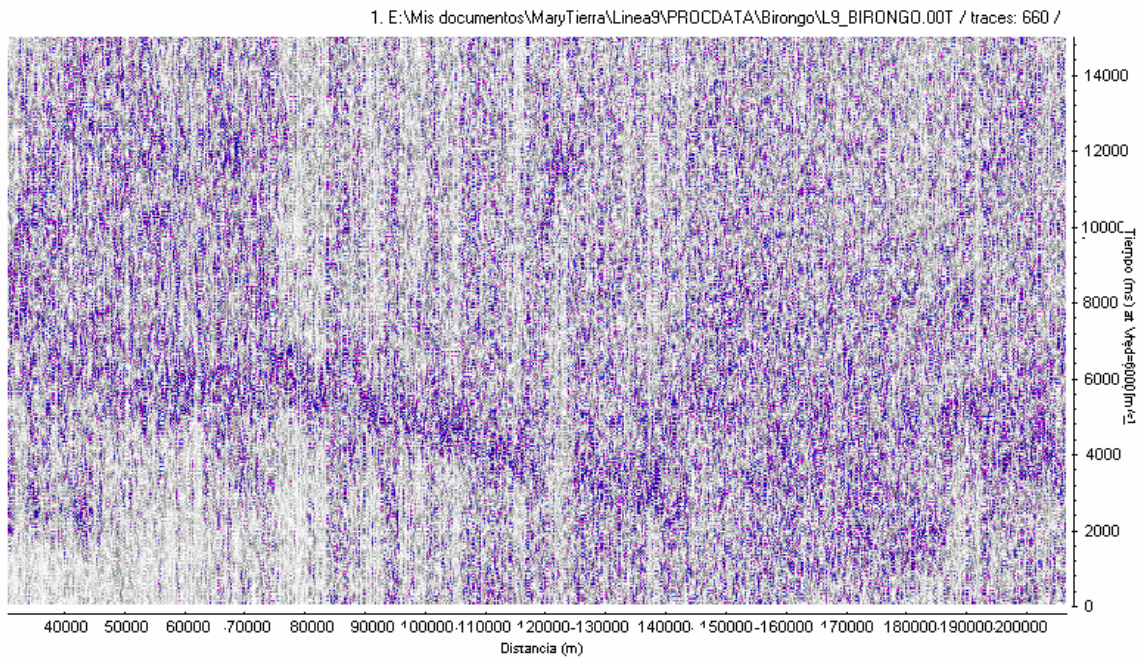


Figura 4.12: Sección sísmica final obtenida de los disparos de la línea 09 (CC-01G-09) en la estación Birongo.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

Luego de obtenidas todas las secciones sísmicas se procedió al análisis e interpretación de dichas secciones, esta fase se llevó a cabo a través de los siguientes pasos:

- 1) Análisis de las secciones sísmicas, el cual consiste en la caracterización y la correlación de las llegadas (*picks*) correspondientes a las diferentes fases sísmicas.
- 2) Realización de cálculos aproximados de velocidad y profundidad a partir de las ecuaciones de cálculos aproximados (*Giese, 1976*) y análisis de estudios realizados previamente en la zona de estudio.
- 3) Construcción de los modelos bidimensionales y trazado de rayos.
- 4) Comparación de los modelos propuestos y elaboración de mapa de profundidades de la corteza en la zona de estudio.

5.1 Análisis de las secciones sísmicas

El primer paso en el análisis de las secciones sísmicas es la identificación y correlación de las llegadas en cada sección para la determinación de las diferentes fases sísmicas.

En las secciones sísmicas correspondientes al proyecto “*Mar y Tierra*” se logró identificar las siguientes fases provenientes de la corteza:

- 1) Refracciones Intracorticales, específicamente provenientes de la refracción en el basamento granítico, conocidas como fase P_g.

- 2) Ondas procedentes de la reflexión en el límite corteza-manto (*Moho*), denominadas fase P^M .

5.1.1 Representación de las secciones sísmicas.

En las secciones sísmicas del proyecto “*Mar y Tierra*” se identificaron llegadas correspondientes a fases sísmicas corticales en tres líneas, con una estación receptora por línea. Los registros pertenecientes a las demás estaciones sísmicas portátiles que se instalaron en los perfiles mostraron un alto nivel de ruido, esto hizo imposible la identificación de fases sísmicas en las secciones sísmicas realizadas a partir de estos registros (anexo 3).

Luego de identificar las principales fases corticales se realizaron los cálculos aproximados de profundidad máxima y velocidad promedio de la corteza para cada sección. Estos cálculos se realizaron con la finalidad de verificar que los valores obtenidos de velocidades y profundidades se encuentren dentro de un rango razonable de acuerdo con estudios similares realizados en distintos lugares del planeta. Estos cálculos se prestan como base para la elaboración de los modelos bidimensionales (junto con estudios ejecutados por diversos métodos geofísicos y geológicos que hayan sido realizados previamente en la zona), es decir como fundamento para el modelo bidimensional inicial que se plantea. Las profundidades y velocidades promedio obtenidas están aproximadamente hasta un 5% por encima del valor real (*Giese, 1976*). En la tabla 5.1 se resumen los resultados obtenidos en los perfiles en donde se haya podido encontrar información sobre el espesor cortical, además del tiempo (reducido) y la distancia crítica en la cual se observa en las secciones sísmicas la máxima amplitud para las reflexiones, estos parámetros son utilizados para los cálculos aproximados. Al no observarse en las secciones llegadas correspondientes a la fase P_n , se estimó la velocidad aparente del manto superior, la cual es usada para los cálculos aproximados, en 8.1 km/s. Este es un valor representativo de velocidad para el manto superior en la región del Caribe (*Case et al., 1990*). Además, se ubica

dentro del rango de velocidades para el manto superior obtenida en Norteamérica (Chulick y Mooney, 2002), también se encuentra dentro del rango de velocidades determinado por Christensen y Mooney (1995) el cual aporta valores de velocidades para el manto superior a escala global, y es cercano al valor de velocidad hallada para el manto superior en el Escudo de Guayana, el cual fue de 8.15 km/s (Schmitz et al., 2003; Schmitz et al., 2002).

Tabla 5.1 : Cálculos Aproximados de profundidad del Moho y velocidad promedio de la corteza, realizados a partir de las ecuaciones 2.11 y 2.12

Línea	Estación Receptora	Zmax (km)	Velocidad Promedio (km/s)	T_{red} (s) / X_{crit} (km)
CC-01G-09	Birongo	36.5	5.9	5.2 / 75
CC-01G-15	Birongo	38	6.2	4 / 90
CC-01G-21	Turiamo	36	6.11	4 / 80

Seguidamente se muestran la ubicación e interpretación de las secciones sísmicas obtenidas del proyecto “Mar y Tierra”, las fases identificadas son indicadas en las secciones con líneas de diferentes colores y el nombre de la fase respectiva. Para la designación de las secciones sísmicas se tomó en cuenta la ubicación de la estación receptora en tierra y la orientación de la línea sísmica disparada en el mar, entre paréntesis se tiene el nombre dado a la línea sísmica por PDVSA.

a) Perfil Birongo Norte-Sur (CC-01G-09).

La sección sísmica de las observaciones registradas en la estación Birongo a partir de los disparos efectuados en la línea sísmica CC-01G-09 del proyecto “Caribe Central” de PDVSA (figura 5.1) se muestra en la figura 5.2. En esta sección se obtuvieron registros hasta una distancia de aproximadamente 185 kilómetros de la estación receptora. Es posible identificar las primeras llegadas hasta alrededor de los 56 kilómetros de distancia y un tiempo (reducido) de 1.6 s. Estas primeras llegadas corresponden a las refracciones provenientes del basamento granítico (P_g). A partir de los 75 km se distinguen las llegadas provenientes de la reflexión en el límite corteza-manto (P^M) hasta los 185 kilómetros, con un tiempo de 5.2 s en la distancia crítica de 75 km.

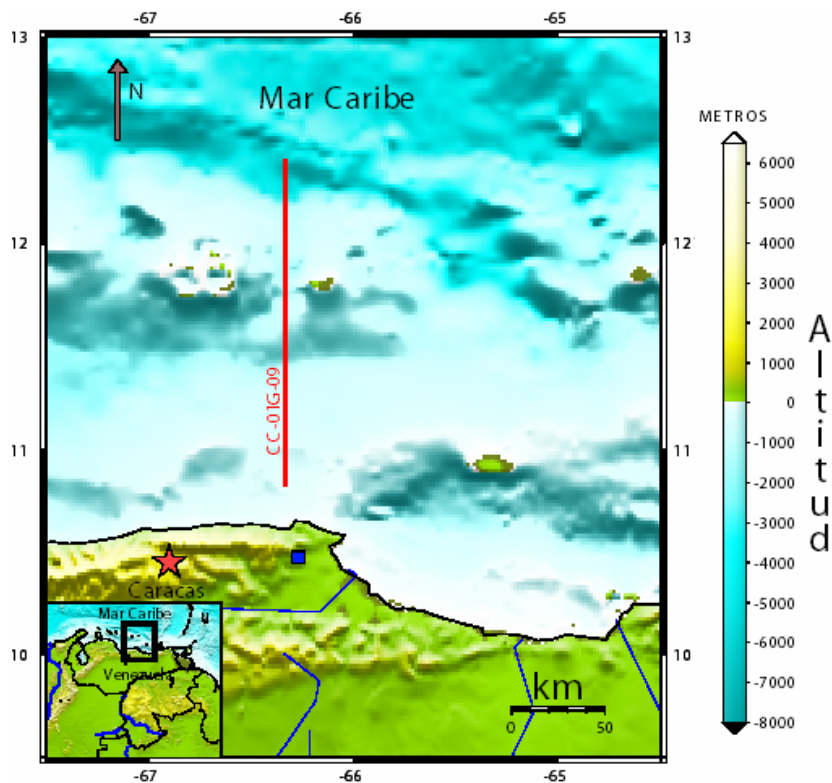


Figura 5.1: Mapa de ubicación del Perfil Birongo Norte-Sur. Este se encuentra conformado por los disparos realizados costa afuera durante la adquisición de la línea sísmica CC-01G-09 (línea roja) del levantamiento sísmico “Caribe Central” y su respectiva estación receptora: *Birongo* (cuadrado azul).

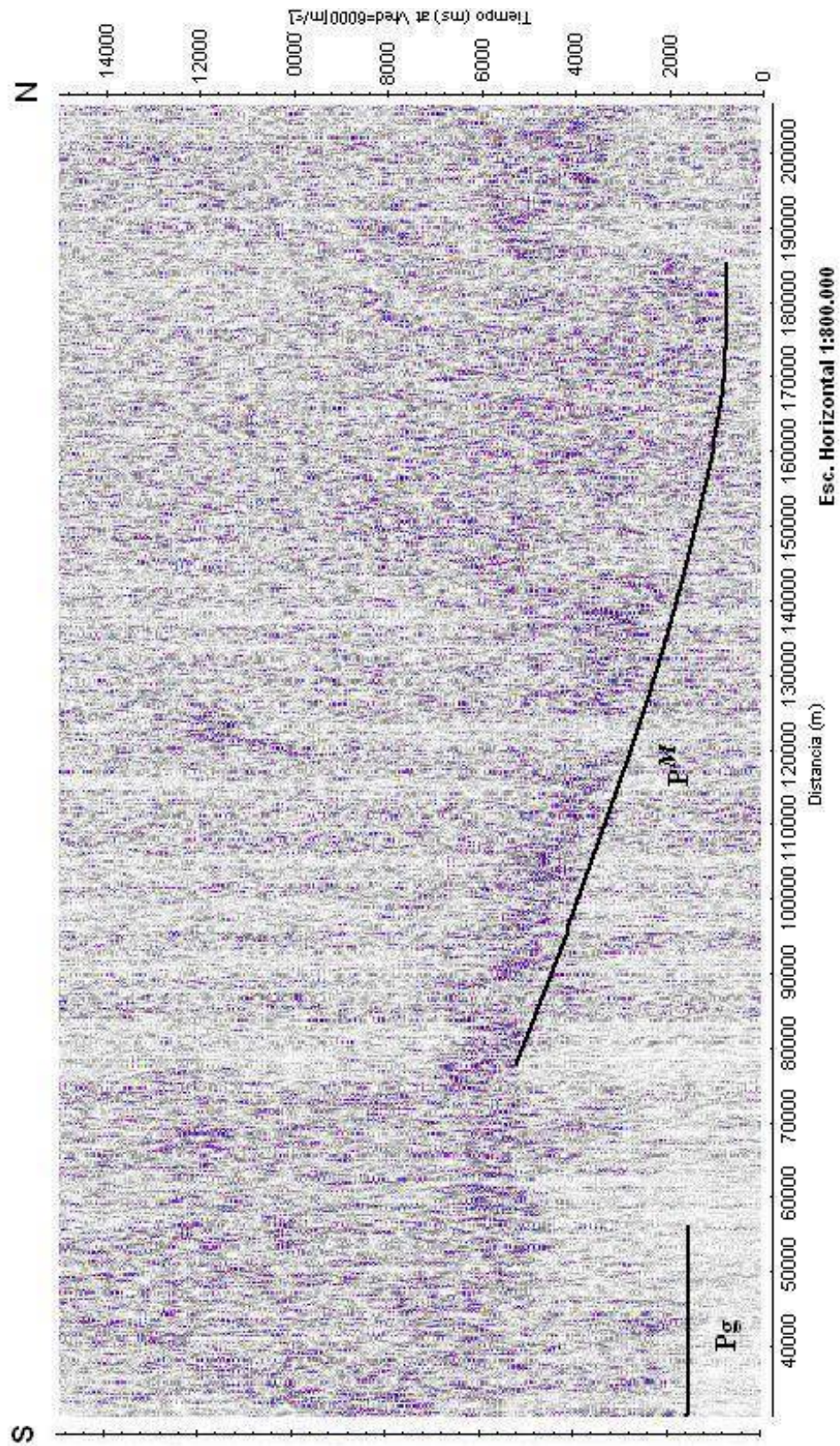


Figura 5.2: Sección Sísmica de los disparos de la línea CC-01G-09 en la estación **Birongo**

(Vred = 6 km/s).

b) Perfil Birongo Suroeste-Noreste (CC-01G-15).

En este perfil, el cual se encuentra ubicado en la zona nororiental de Venezuela (figura 5.3), se obtuvieron datos identificables hasta los 210 kilómetros de distancia de la estación receptora (figura 5.4). Es posible observar las llegadas correspondientes a la fase de refracción intracortical P_g hasta los 84 km y tiempo reducido de 1.6 s. La reflexión en el manto superior, P^M , se observa entre los 90 y 210 kilómetros con una distancia crítica a 90 km y t_{ref} de 4 s. A través de las ecuaciones de cálculos aproximados (capítulo 2.7), se determinó la profundidad del límite corteza-manto en 38 km con una velocidad promedio de 6.2 km/s.

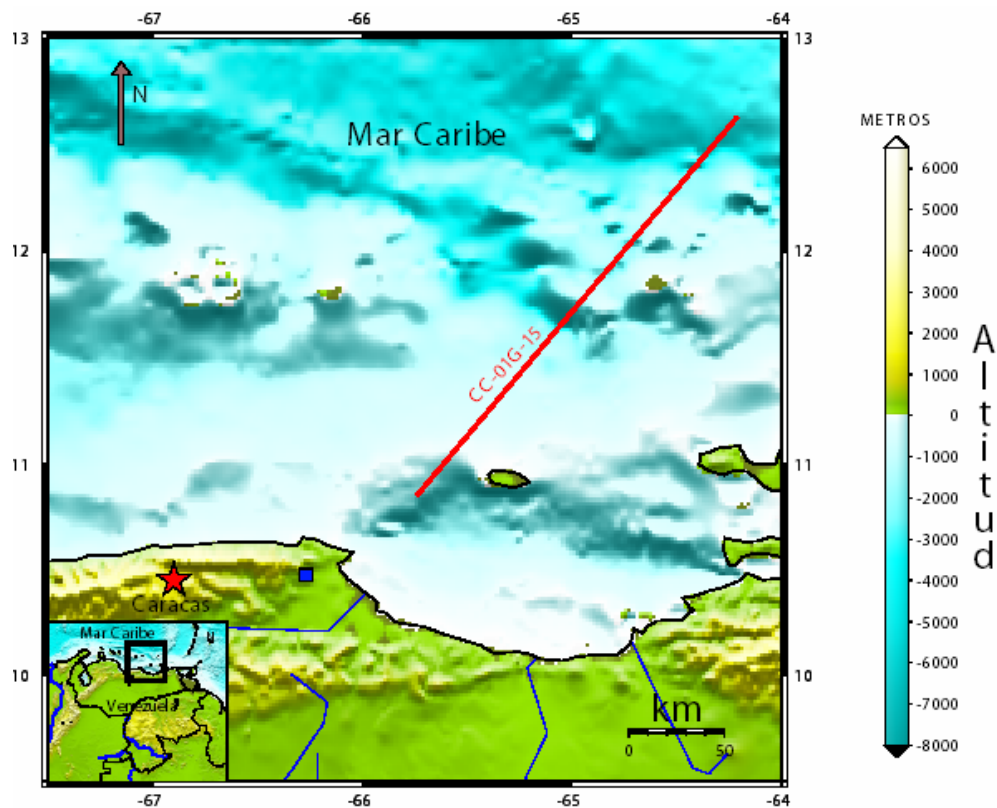


Figura 5.3: Mapa de ubicación del Perfil Birongo Suroeste-Noreste, el cual está conformado por los disparos realizados costa afuera en la línea CC-01G-15 (línea roja) y la estación receptora Birongo representada por el cuadrado azul.

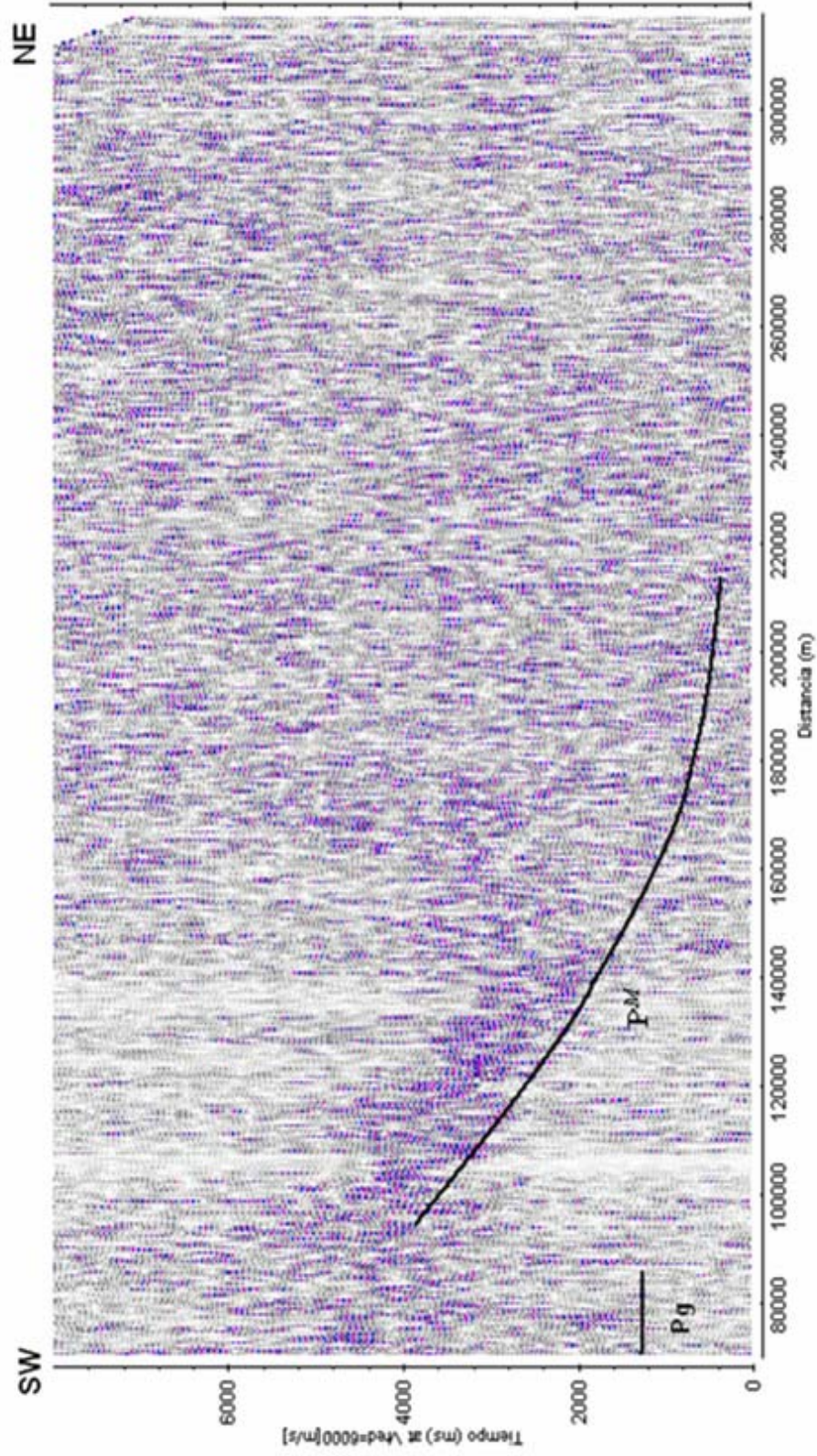


Figura 5.4: Sección sísmica de los disparos de la línea 15 (CC-01G-15) obtenidos en la estación

Birongo. $V_{red} = 6 \text{ km/s}$.

C) Perfil Turiamo Norte-Sur (CC-01G-21).

Este perfil se encuentra ubicado en la zona norcentral de Venezuela (figura 5.5). En él es posible distinguir llegadas desde los 80 a 155 kilómetros. Estas llegadas identificadas corresponden exclusivamente a las reflexiones en el límite corteza-manto, fase P^M , con una distancia crítica a los 80 kilómetros y t_{red} de 4 s (figura 5.6). La fase proveniente de la refracción en el basamento (P_g) no fue posible identificarla en esta sección. El cálculo de la profundidad del límite corteza-manto arrojó un valor de 36 km con una velocidad promedio de de la corteza de 6.11 km/s.

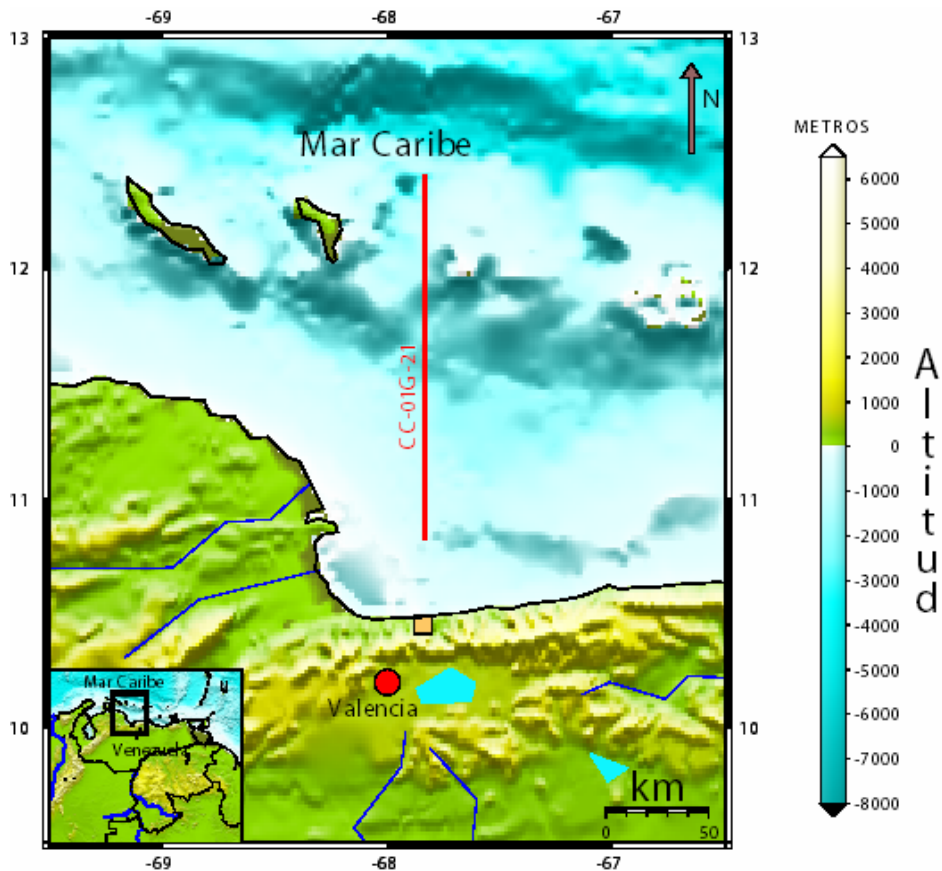


Figura 5.5: Mapa de ubicación del perfil Turiamo Norte-Sur (CC-01G-21), la línea roja indica los disparos realizados costa afuera mientras que el cuadrado anaranjado muestra la ubicación de la estación receptora *Turiamo*.

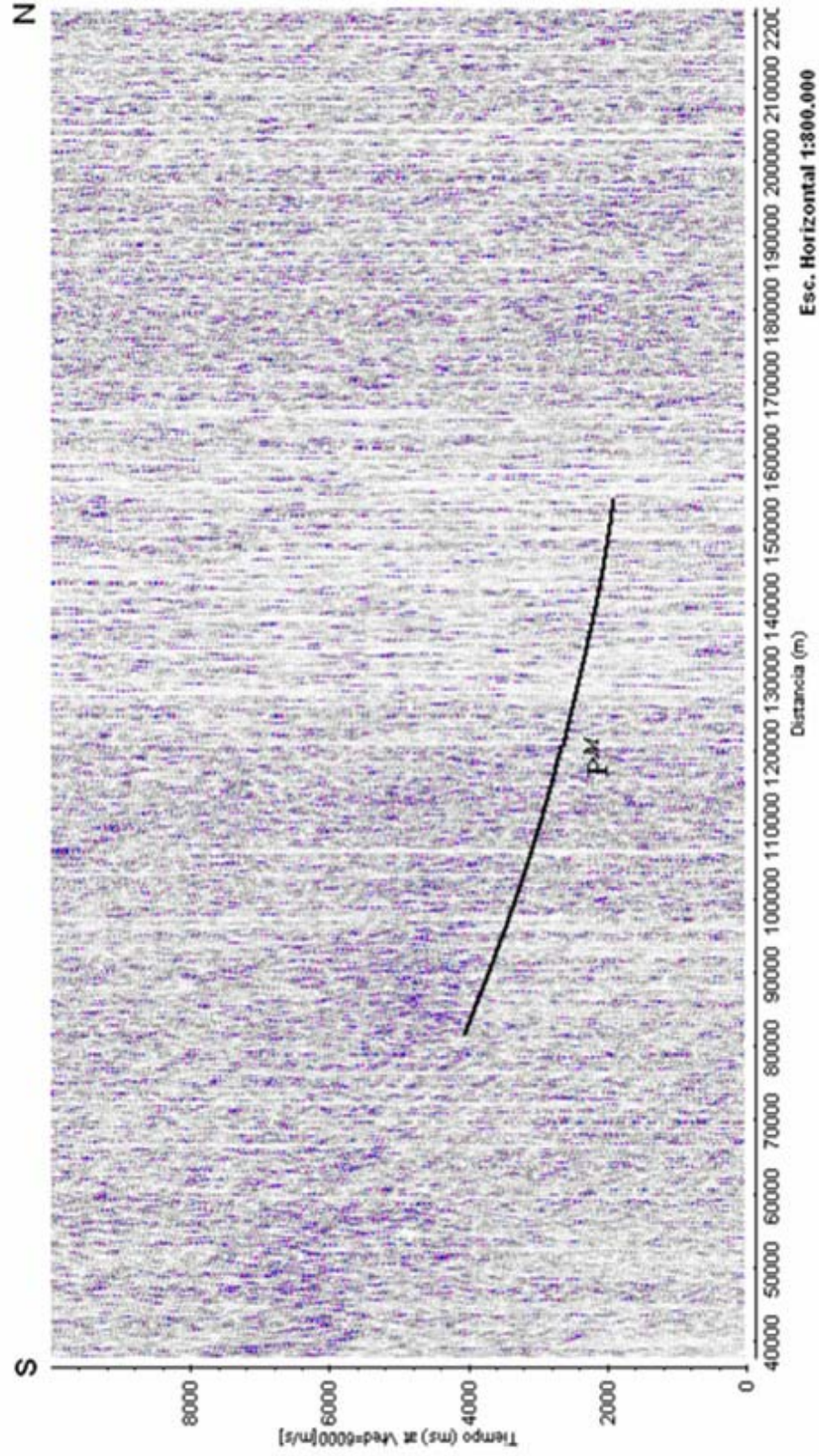


Figura 5.6: Sección sísmica de los disparos de la línea 21 (CC-01G-21) obtenidos en la estación

Turiamo. $V_{red} = 6 \text{ km/s}$.

5.2 Trabajos previos realizados en el Caribe y su importancia en la construcción de los modelos sísmicos bidimensionales

Diversos estudios geofísicos y geológicos se han llevado a cabo en el margen meridional de la Placa Caribe, en el límite entre las Placas Caribe y Sudamericana. Entre los trabajos más recientes, específicamente en el área centro-norte de Venezuela, se encuentran los modelados gravimétricos elaborados por Orihuela y Ruiz (1990), Orihuela y Cuevas (1993); se incluyen los modelos generados a partir de datos gravimétricos, magnéticos, sismológicos y geológicos por Bosch y Rodríguez (1992) y los perfiles modelados por Reyes (2002) y Ughi (2002). Otros estudios corticales llevados a cabo previamente en la zona a partir de datos gravimétricos son los de Bonini *et al.* (1977) y Kellogg y Bonini (1982). También se tomaron en cuenta los resultados obtenidos a partir de trabajos de sísmica de refracción y reflexión profunda en la Cuenca de Venezuela (*Officer et al., 1959; Edgar et al., 1971; Diebold et al., 1981; Ladd et al., 1984*).

Para la realización de los modelos bidimensionales iniciales de las líneas sísmicas ubicadas en el área centro-norte se tomaron en cuenta, además de los resultados obtenidos a partir de las ecuaciones de cálculos aproximados (tabla 5.1), los valores de profundidades y velocidades sísmicas alcanzados en los estudios geofísicos previos (*Officer et al., 1959, Edgar et al., 1971; Ladd et al., 1984*). Del mismo modo, se emplearon los valores de densidad utilizados en los trabajos gravimétricos (*Bonini et al., 1977; Bonini et al., 1982; Kellogg y Bonini, 1982; Orihuela y Ruiz, 1990; Bosch y Rodríguez, 1992*), haciendo énfasis en aquellos que se encuentran más cercanos a las líneas adquiridas (e.g.: Orihuela y Cuevas [1993] en donde un segmento importante de uno de los perfiles se encuentra muy cercano a la línea CC-01G-21). Por intermedio de las curvas de la relación empírica velocidad-densidad de Barton (1986) y Ludwig *et al.* (1970) (figura 5.7) se determinó un perfil de velocidades sísmicas inicial para el cálculo y modelado bidimensional (2-D).

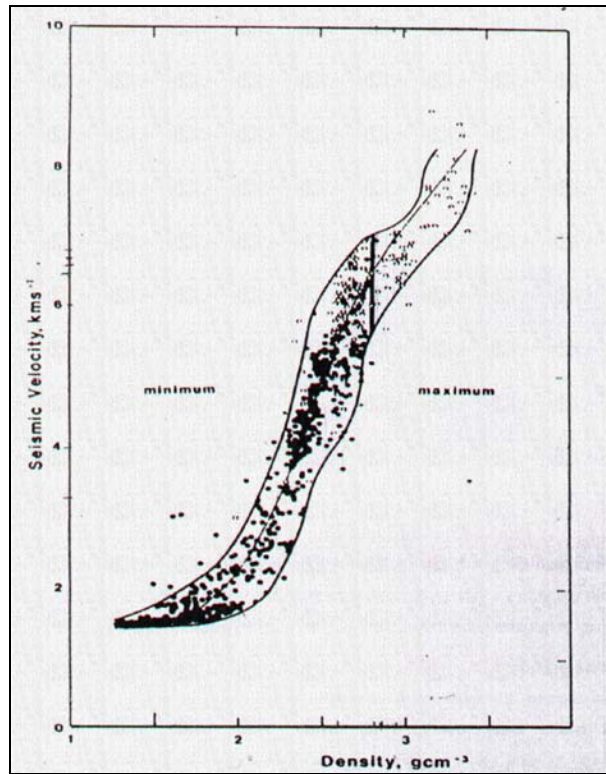


Figura 5.7: Relación empírica velocidad de onda P-densidad. Obtenida a partir de medidas experimentales de velocidad de onda P y densidad en núcleos y muestras de distintos tipos de rocas (*Barton, 1986*).

5.3 Modelos Sísmicos Bidimensionales

Los modelos bidimensionales fueron elaborados con el programa RAYINVR (*Zelt, 1992*). Este programa adopta un medio bidimensional isotrópico. El modelo de velocidad consiste de una secuencia de capas planas y buzamiento aleatorio. El trazado de rayos se lleva a cabo partiendo de la definición de polígonos irregulares con valores de velocidad en las esquinas, con los cuales se interpola el campo de velocidades dentro de cada polígono. En el caso específico de RAYINVR los polígonos consisten de trapecoides irregulares con valores de velocidad en las cuatro esquinas.

El trazado de rayos en el modelo es realizado usando una solución numérica de un par de ecuaciones diferenciales ordinarias de primer orden para un medio bidimensional (ver capítulo 2.8), a través del método de aproximación de Runge-Kutta (*Zelt, 1992*). Los tiempos de viaje son calculados por una integración numérica a lo largo de la trayectoria de los rayos usando la regla del trapecio.

A continuación se presentan las descripciones de los modelos bidimensionales de los perfiles Birongo N-S, Birongo SW-NE, Turiamo N-S con sus respectivos trazados de rayos.

a) *Perfil Birongo Norte-Sur (CC-01G-09)*

Se propone un modelo inicial de tres capas horizontales (figura 5.8), basados en perfiles de refracción profunda levantados al norte de la zona de estudio, en las cuencas de Venezuela y Colombia (*Edgar et al., 1971*) y a partir de datos gravimétricos realizados en la región central del país por Orihuela y Ruiz (1990), los cuales llevaron a cabo el modelado de un perfil que se encuentra cercano al modelo propuesto en esta sección, y por *Bonini et al. (1977)*. La estratigrafía de la región, en sus capas más superficiales, consiste primordialmente de sedimentos de edad Terciaria y Cretácica los cuales han sido sometidos a una intensa deformación (*Ladd et al. 1984*). La primera capa está constituida probablemente por sedimentos marinos del Cuaternario en el tope hasta sedimentos más consolidados y metasedimentos del Terciario (*Ladd et al., 1984*), teniéndose mayor control de las fases sísmicas provenientes de esta capa en los primeros 45 kilómetros del perfil, abarcando hasta una profundidad aproximada de 7 km con una velocidad promedio de 4.6 km/s. Luego se tiene una segunda capa, la cual alcanza los 16 km de profundidad y una velocidad promedio de 6 km/s, esta capa representa la corteza superior. Se observa un aumento de velocidad hacia la parte oceánica del perfil (figura 5.9), de un valor promedio de 5.95 km/s en la zona continental a 6.1 km/s costa afuera, lo que podría indicar un cambio en el tipo de corteza predominante. La corteza inferior, la cual abarca hasta el límite corteza-manto, está representada por la tercera capa y presenta un adelgazamiento progresivo de la corteza hacia el norte del perfil; con profundidades que abarcan desde los 40 kilómetros, debajo de la línea de costa, hasta cerca de 25 km de profundidad en el norte del perfil. El valor de profundidad de la corteza obtenido en el modelo es más alto que el valor calculado por medio de la fórmula de Z_{max} (tabla 5.1), esto se puede explicar en el carácter principalmente bidimensional del estudio. Las velocidades en la corteza inferior abarcan un rango desde los 6.7 km/s hasta los 7.1 km/s en su base, con un valor promedio de 7 km/s. La velocidad promedio de onda P en la corteza cristalina, i.e., aquella que se encuentra debajo de los sedimentos marinos superficiales con velocidades de onda P $V_p > 5.8$ km/s (*Chulick y Mooney, 2002*), en la zona de mayor control de los datos sísmicos es de 6.45 km/s.

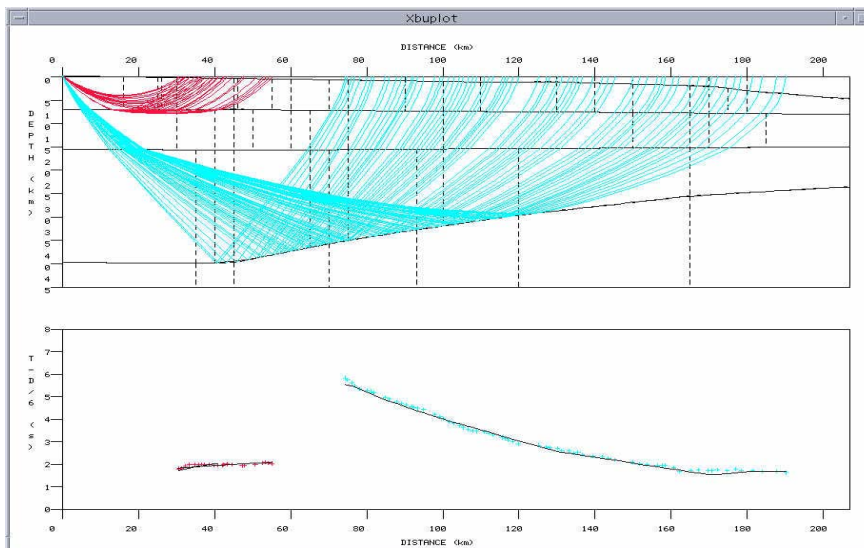


Figura 5.8: Modelado Bidimensional de Onda P y trazado de rayos del Perfil **Birongo N-S** elaborado con el programa RAYINVR. Arriba: trazado de rayos de las fases observadas (Pg: Roja; P^M : Azul). Abajo: tiempos observados (puntos de colores) y tiempos calculados (líneas).

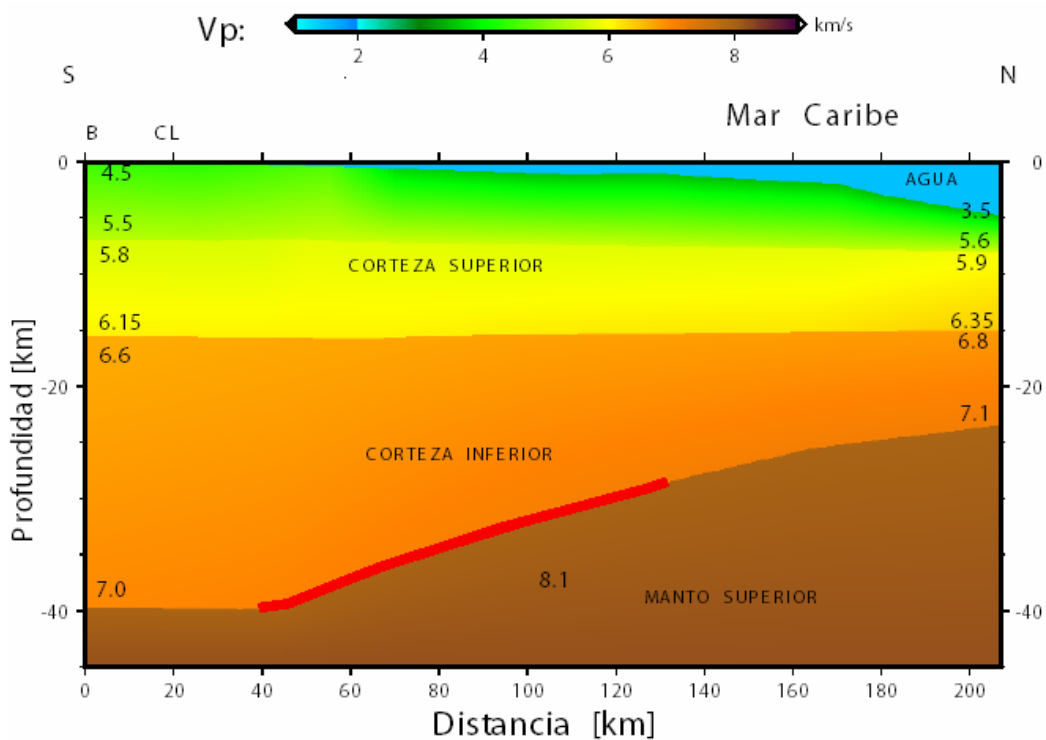


Figura 5.9: Modelo de Velocidades del perfil **Birongo N-S** obtenido a partir del análisis de la línea sísmica **CC-01G-09** en la estación **Birongo**. La línea roja identifica la zona de mayor control sobre la fase correspondiente a la reflexión en el Moho (fase P^M). Los códigos corresponden a las localizaciones, **B: Birongo**, **CL: Línea de costa**.

b) *Perfil Birongo Suroeste-Noreste (CC-01G-15)*

Este modelo presenta, al igual que el perfil Birongo N-S, tres capas semihorizontales (figura 5.10). La primera presenta una velocidad promedio de onda P (V_P) de 4.8 km/s, con una profundidad que alcanza entre los 7 y 8 kilómetros. La estratigrafía en este perfil no presenta grandes variaciones con respecto al perfil anterior y a la estratigrafía general de la región. Esta consiste, en sus capas más superficiales, principalmente de sedimentos de edad Terciaria y Cretácica los cuales han sido sometidos a una intensa deformación (*Ladd et al. 1984*). La segunda capa planteada indica un valor de velocidad promedio de 6.3 km/s, esta capa representa la corteza superior. La corteza inferior presenta una variación de la velocidad entre los 6.6 hasta los 7 km/s, con un valor promedio de 6.9 km/s. La discontinuidad de Moho, que representa el borde inferior de esta capa, se establece a una profundidad que varía entre los 38 y 29 kilómetros en la zona donde se tiene mayor control sobre el modelo, esto es, a una distancia de 50 km a 130 km de la estación Birongo (figura 5.11). Se observa (al igual que en el perfil Birongo N-S) un aumento de la velocidad hacia la parte oceánica del perfil, este incremento se produce en la segunda y tercera capa (figura 5.11), las cuales representan la corteza superior e inferior respectivamente. La velocidad promedio V_P de la corteza cristalina en las zonas de mayor control de los datos sísmicos es de 6.6 km/s.

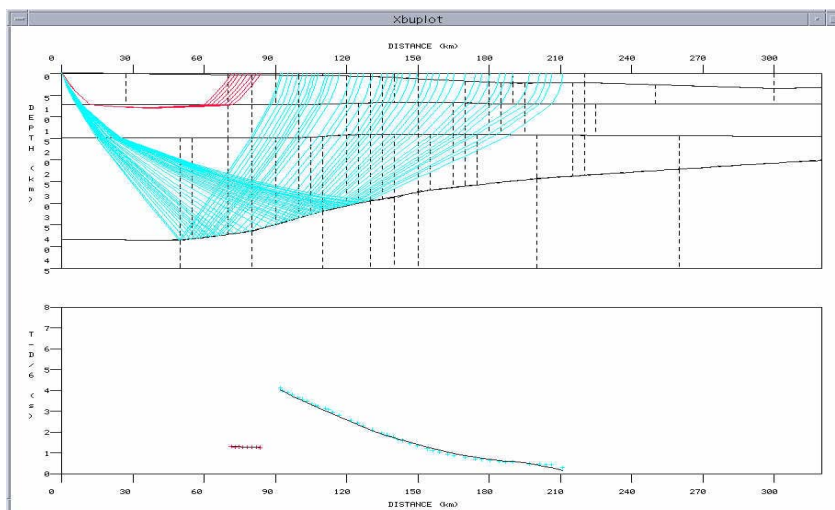


Figura 5.10: Modelado Bidimensional de Onda P y trazado de rayos del Perfil **Birongo SW-NE** elaborado con el programa RAYINVR. Arriba: trazado de rayos de las fases observadas (Pg: Roja; P^M : Azul). Abajo: tiempos observados (puntos de colores) y tiempos calculados (líneas).

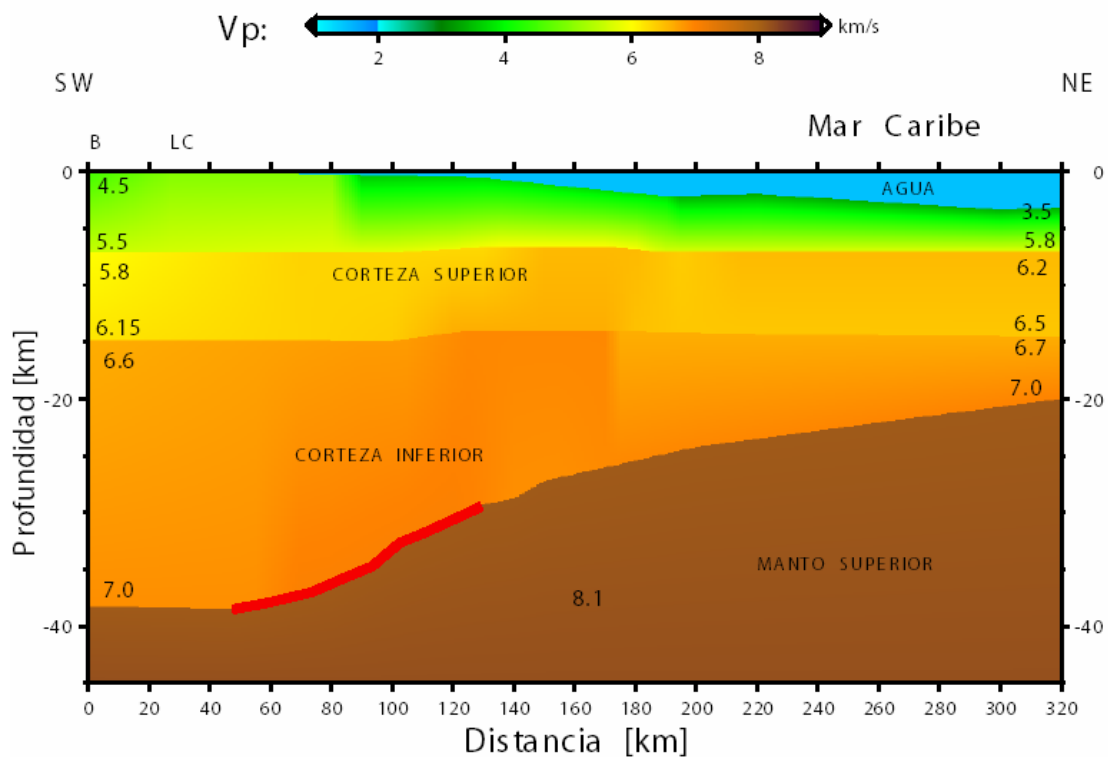


Figura 5.11: Modelo de Velocidades del perfil **Birongo SW-NE** obtenido a partir del análisis de la línea sísmica **CC-01G-15** en la estación **Birongo**. La línea roja corresponde a la zona de mayor control sobre la fase interpretada como P^M . Los códigos corresponden a las localizaciones, **B:** **Birongo**, **LC:** Línea de costa.

c) *Perfil Turiamo Norte-Sur (CC-01G-21)*

Este modelo se encuentra paralelo al perfil Birongo Norte-Sur, 160 km al oeste, por lo tanto (al igual que en dicho modelo) se considera una corteza formada por tres capas horizontales compuesta por sedimentos marinos no consolidados Cuaternarios y rocas metasedimentarias, metaígneas e ígneas (Orihuela y Cuevas, 1993) de edad Mesozoico y Paleógeno principalmente (Case *et.al.*, 1990). Esta distribución de la corteza en la zona es presentada del mismo modo por Orihuela y Cuevas (1993) en un perfil paralelo y muy cercano al perfil de interés, de donde se tomaron en cuenta los valores de densidad empleados para realizar la conversión a velocidad a través de las curvas empíricas de Ludwig *et al.* (1970) y Barton (1986) (figura 5.7). En este perfil, en el que se identificaron llegadas correspondientes a la fase P^M , se tiene por tanto un control confiable de los valores de profundidad obtenidos para la discontinuidad de Moho. Estos cálculos de profundidad, al igual que en los dos perfiles anteriores, presentan una tendencia de disminución, y por lo tanto de disminución del espesor cortical, de sur a norte; arrojando valores de 37 km a aproximadamente 32 km en la zona de mayor control la cual se encuentra entre los 45 km y 95 km de distancia de la estación receptora. Las velocidades en la corteza inferior varían desde los 6.6 km/s en la parte continental hasta los 7 km/s en la zona oceánica. La velocidad promedio de onda P de la corteza cristalina en este perfil es de 6.5 km/s.

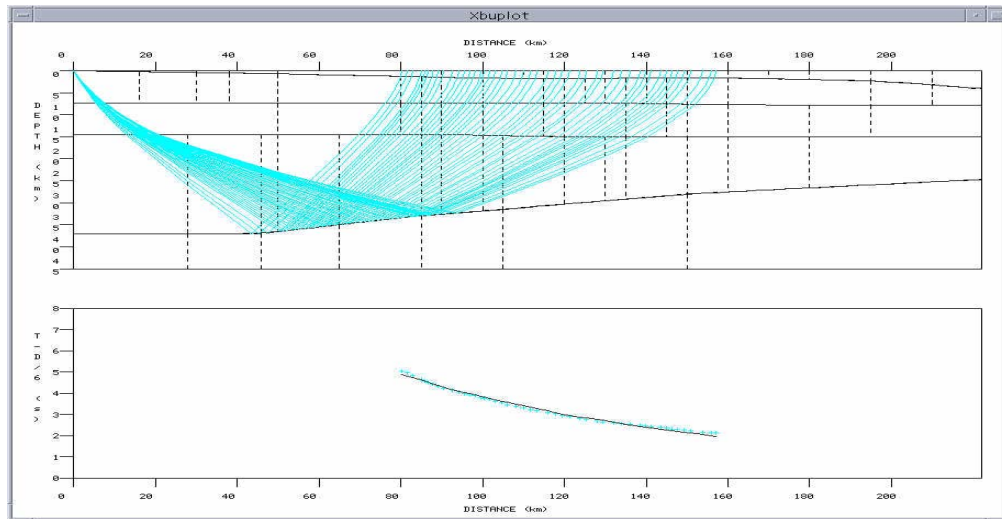


Figura 5.12: Modelado Bidimensional de Onda P y trazado de rayos del Perfil **Turiamo N-S** elaborado con el programa RAYINVR. Arriba: trazado de rayos de las fases observadas (P^M : Azul). Abajo: tiempos observados (puntos de colores) y tiempos calculados (líneas).

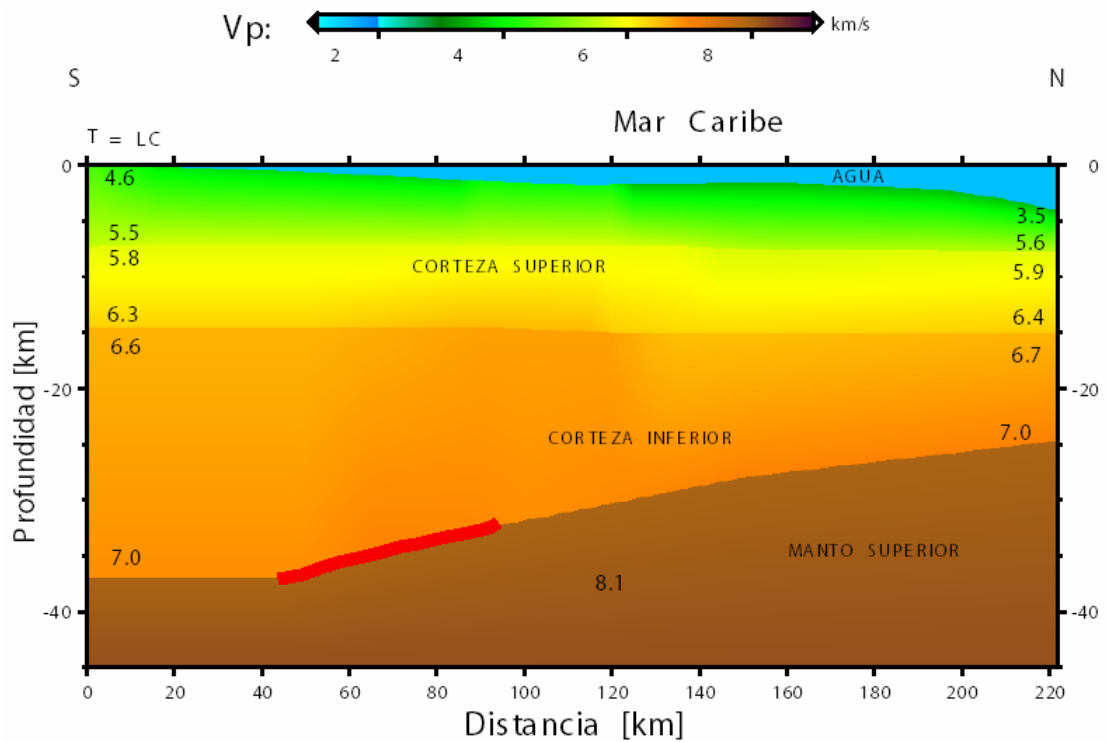


Figura 5.13: Modelo de Velocidades del perfil **Turiamo N-S** obtenido a partir del análisis de la línea sísmica **CC-01G-21** en la estación **Turiamo**. La línea roja corresponde a la zona de mayor control sobre la fase P^M . Los códigos corresponden a las localizaciones, **T: Turiamo**, **LC: Línea de costa**.

5.4 Reinterpretación de un modelo de corteza ubicado en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo

En la zona noroccidental de Venezuela se realizó un estudio de corteza mediante sísmica de refracción profunda (*Castejon et.al., 1986; Gajardo et.al., 1986; Rivas et al., 1988*); dicho perfil, ubicado en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM), registró valores de profundidad del Moho que variaron entre los 33 a 43 km (capítulo 1.3). Con el objetivo de unificar los modelos corticales en el norte de Venezuela se procedió a reinterpretar los datos obtenidos en dicho estudio, de esta manera se tendrán criterios unificados en la interpretación de los datos de sísmica profunda disponibles en dicha región.

La ubicación de la línea sísmica, como se dijo anteriormente, es en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo y se denominó COLM NW-SE. Para producir la energía necesaria se emplearon tres puntos de disparos con explosiones entre 500 y 1000 kg en pozos de hasta 100 m de profundidad los cuales se ubicaron en Altagracia, Misoa y Butaque (*Castejon et.al., 1986; Gajardo et.al., 1986; Rivas et al., 1988*). La distancia entre los puntos de disparos Altagracia y Butaque es de aproximadamente 175 km (figura 5.14).

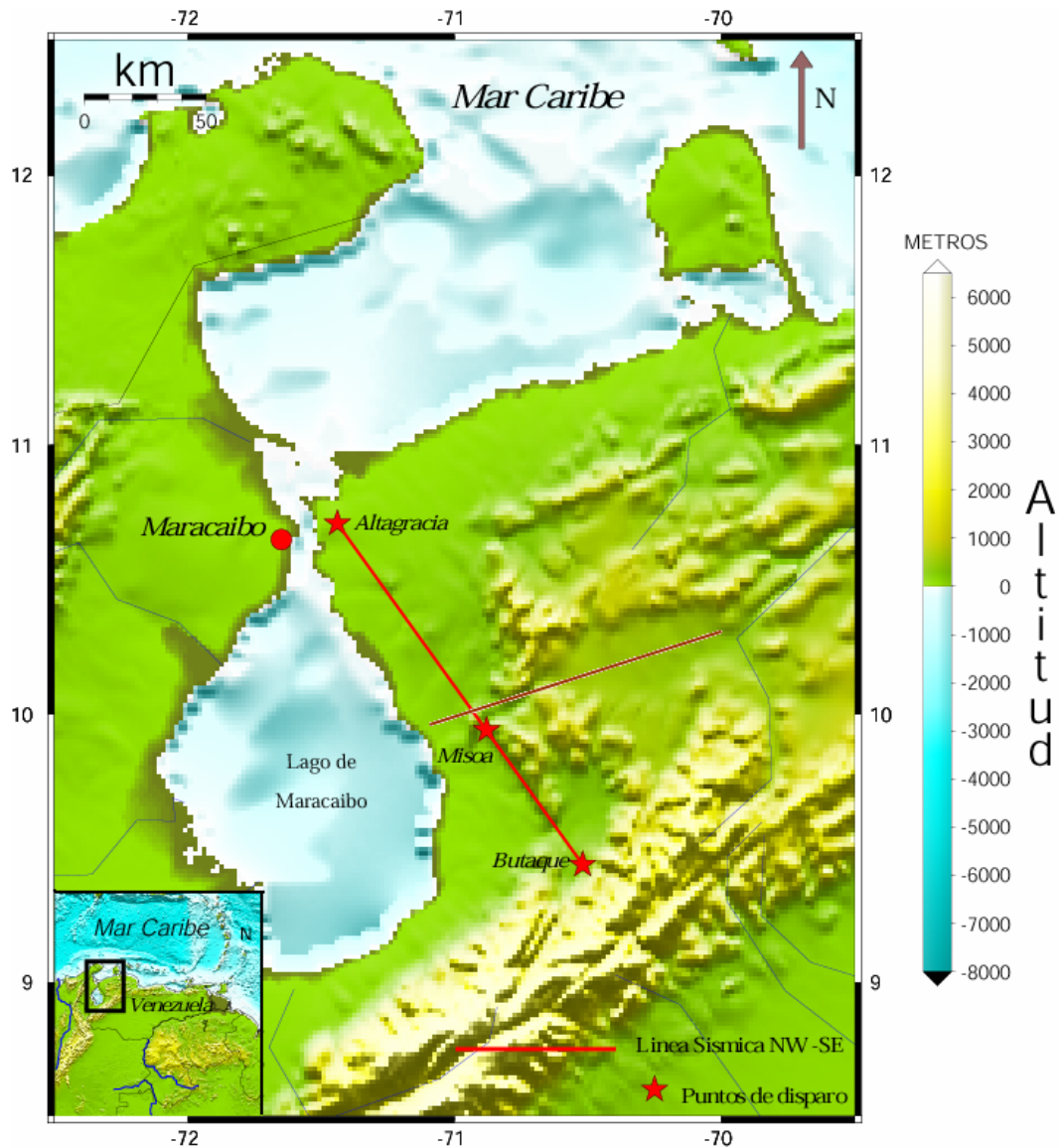


Figura 5.14: Ubicación de la línea sísmica NW-SE, del modelo de corteza de la COLM (Castejon *et al.*, 1986). La línea marrón corresponde al perfil Carora-Bachaquero (Mata Hambeach) (Rivas *et al.*, 1988).

En las figuras 5.15 a 5.17 se incluyen las secciones de registro para cada una de las explosiones y la correlación de las llegadas realizada por Castejon *et al.* (1986). También se incluye una nueva interpretación de las llegadas y el respectivo análisis de las fases observadas. Si se cotejan las correlaciones de las llegadas para cada uno de los trenes de ondas realizadas en este trabajo con las

correlaciones originales realizadas por Castejon *et al.* (1986), se podrán distinguir ciertas divergencias principalmente en lo que respecta a la correlación del tren de ondas correspondiente a la fase P^M . En la reinterpretación de la sección de registro de los disparos de Butaque (figura 5.15) se observa un atraso de las llegadas provenientes de la reflexión en el Moho (P^M) con respecto a las llegadas interpretadas por Castejon *et al.* (1986), esto ocurre entre los 120 y 174 km de Butaque donde se observan las llegadas correspondientes a esta fase entre los 4.6 y 4 s mientras que Castejon *et al.* (1986) la muestran entre aproximadamente 4.5 y 3 s. En esta misma sección las llegadas correspondientes a la fase P_g se interpretan hasta más de 110 km de Butaque, Castejon *et al.* (1986) la representan hasta 100 km. Estos autores plantean que la siguiente fase observada entre los 100 y 174 km (la cual llega primero que la fase P^M) proviene de la refracción en la corteza inferior. Sin embargo las altas amplitudes observadas para estas llegadas a esa distancia sugieren que se pudieron ocasionar por la reflexión en el tope de la corteza inferior (fase P_1), de esta manera se interpreto esta fase para el modelado. Con respecto a la sección de registro de los disparos de Altagracia (figura 5.16), la distancia crítica se establece a 100 km de distancia del punto de disparo. Castejon *et al.* (1986) la observan a partir de los 90 km de distancia. La fase P^M se interpreta por lo tanto entre los 100 y 174 km, con un adelanto en los tiempos de llegada interpretados para esta fase de aproximadamente 0.5 s entre los 140 y 180 km, disminuyendo a cerca de 0.2 s entre 100 y 140 km. Entre los 70 y 120 km se observa un adelanto de entre 0.2 y 0.3 s para las llegadas procedentes de la refracción intracortical (P_g), específicamente del basamento, con respecto a las llegadas interpretadas por Castejon *et al.* (1986). Estas llegadas prosiguen desde los 120 hasta los 174 km. Desde los 120 hasta los 174 km estas primeras llegadas son interpretadas por Castejon *et al.* (1986) como provenientes de la refracción en la corteza inferior (figura 5.15). Las llegadas de la sección de registros del disparo Misoa (figura 5.17) se utilizaron para el modelado de las capas más superficiales de la corteza, por lo tanto se tomaron las llegadas observadas hasta 50 km de ambos lados del punto de disparo.

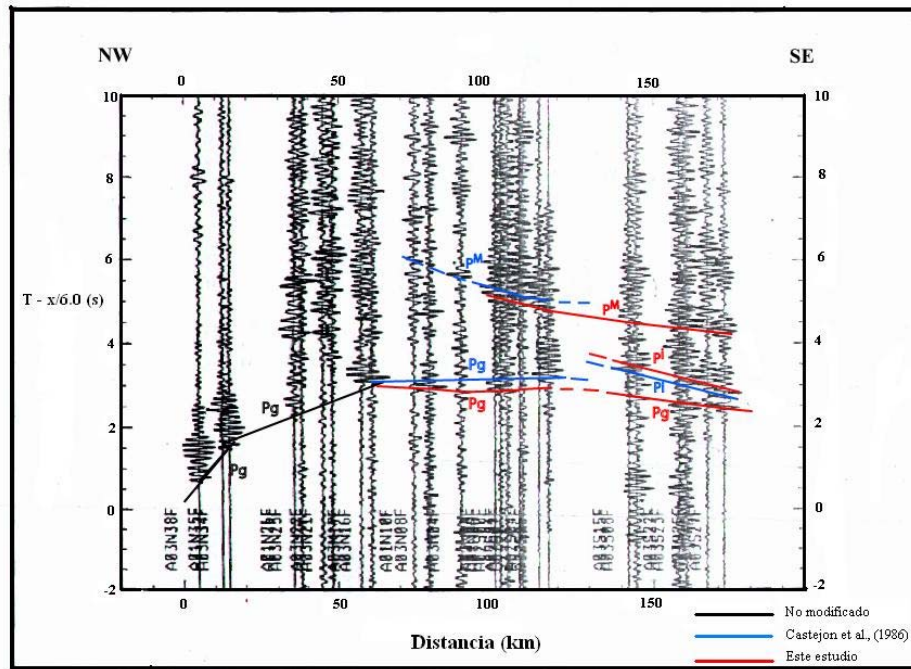


Figura 5.16: Sección de registro de la explosión de Altagracia. (modificado de Castejon *et al.* [1986]).

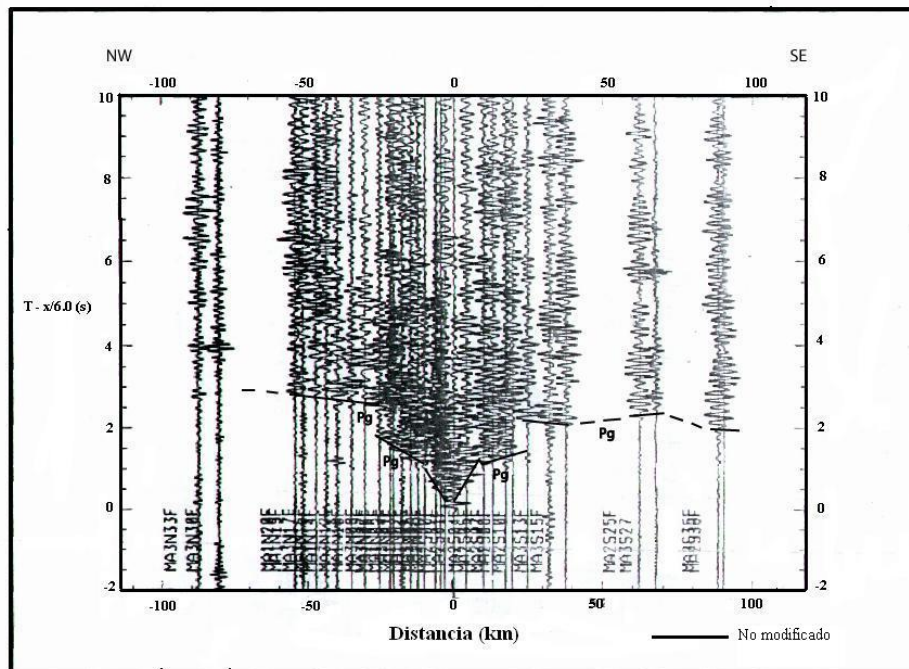


Figura 5.17: Sección de registro de la explosión de Misoa. (Castejon *et al.* [1986]).

En la reinterpretación de las secciones sísmicas que conforman este perfil se interpretaron las llegadas visualizadas, como se indicó anteriormente, pertenecientes a las fases Pg (refracción intracortical), P₁ (reflexión en el tope de la corteza inferior) y P^M (reflexión en la Discontinuidad de Mohorovicic). El modelo resultante, que proviene de la reinterpretación de dichas secciones, consta al igual que el modelo propuesto originalmente por Castejon *et.al.* (1986), de una corteza formada por cuatro capas. Para la primera capa, se tiene una velocidad promedio de 3.65 km/s y se encuentra hasta una profundidad de aproximadamente 3 a 4 kilómetros, la cual está compuesta principalmente por sedimentos recientes no consolidados y depósitos sedimentarios del Cuaternario y Terciario, tal como lo demuestran las perforaciones realizadas en los campos petroleros ubicados en la zona (L.E.V., 1999).

Una segunda capa más heterogénea con espesor variable de 3 km al sur (debajo del punto de tiro Butaque) con un importante aumento en su espesor hacia el norte, aproximadamente entre los 30 y 40 km de distancia de dicho punto hasta alcanzar un espesor alrededor de 10 km manteniéndose prácticamente horizontal hasta el punto de tiro Altagracia, con una velocidad promedio de 5.6 km/s. Esta capa se encuentra principalmente compuesta por depósitos del Cretácico y Cenozoico, el espesor de las capas de esta edad es de aproximadamente 10 km para la Cuenca de Maracaibo (Bonini, *et.al.*, 1982); sin embargo, Audemard (1991) propone un espesor de hasta 8 km para depósitos Cretácicos y Post-Cretácicos en la Cuenca de Maracaibo. Los depósitos correspondientes al Cenozoico ubicados en la Costa Oriental del Lago son principalmente del Paleoceno, Eoceno, Oligoceno y Mioceno (L.E.V., 1999). En esta misma capa se reconoce la presencia de una zona de alta velocidad ubicada a una distancia entre los 30 y 50 km del punto de disparo Butaque, la cual se refleja con un adelanto de los tiempos de llegada en la sección de registros de Butaque (figura 5.17), esta anomalía en los tiempos de llegada se puede explicar desde el punto de vista geológico por un cambio abrupto de la litología en esta zona que pudo ocasionarse probablemente por la presencia de la Formación de El Baño, la cual aflora aproximadamente a 40 km al noreste del perfil, tomando como referencia la zona

de alta velocidad. Su composición litológica es esencialmente granito, caliza cretácea y caliza Paleocena. Secciones litológicas, obtenidas a partir de núcleos extraídos de pozos exploratorios ubicados al oeste de este afloramiento, muestran características muy similares a ciertas partes del granito El Baño a profundidades de 3000 a 5000 metros (*Habicht, 1960*). Otra explicación para dicho adelanto en los tiempos de llegada puede ser la presencia de altos estructurales (domos) a profundidades relativamente someras alineados en la misma dirección del perfil (norte-sur), como ocurre en los cercanos campos petroleros (aprox. 30 km al oeste de la zona de estudio) de Mene Grande y Barúa-Motatán (*L.E.V., 1999*), lo que probablemente produce el adelanto de los tiempos de llegada referido anteriormente. Este adelanto en los tiempos de llegada fue observado en los estudios de Castejon *et.al.* (1986) y Gajardo *et.al.* (1986) y se denominó como Anomalía de El Gallo. Esta fue atribuida a un posible desplazamiento del granito El Baño o a la existencia de un material de mayor velocidad proveniente de la segunda capa (posible mezcla de rocas ígneas, metasedimentarias, metamórficas, etc). Tanto el estudio de Castejon *et al.* (1986) como el presente estudio proponen, para demostrar mejor la pertinencia de alguna de estas posibilidades, la realización de un estudio más detallado de la zona con métodos geofísicos más resolutivos de alcance local y un estudio geológico detallado.

La tercera capa, la cual representa el basamento cristalino, muestra una base horizontal, hasta una profundidad de 28 km, con un espesor aproximado de 23 km al sur disminuyendo dicho espesor al norte hasta cerca de los 18 km. Esta capa presenta una velocidad promedio de 6.15 km/s. Para el tope de esta capa se obtiene un cambio lateral de velocidades de 6 km/s en el norte del perfil a 5.9 km/s al sur.

La cuarta y última capa representa la corteza inferior y muestra un espesor cercano a los 14 km hasta el límite corteza-manto, el cual alcanza una profundidad cercana a los 42 km en las zonas de mayor control, entre los 50 y 130 km de distancia con respecto a Butaque. La base de esta capa, representada por la Discontinuidad de Mohorovicic, presenta una tendencia horizontal con una ligera

disminución de la profundidad hacia el norte. Esta cuarta capa, la cual representa a la corteza inferior, presenta una velocidad promedio de 6.7 km/s. Al manto superior se le asignó una velocidad de 8.2 km/s. La velocidad promedio de la corteza cristalina ($V_p > 5.8$ km/s) en este perfil, ubicado en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo, es de 6.40 km/s.

Seguidamente se aprecia el modelo obtenido a partir del ajuste entre los tiempos observados y los tiempos calculados mediante el trazado de rayos (figura 5.18) y el modelo de velocidades resultante de esta reinterpretación (figura 5.19)

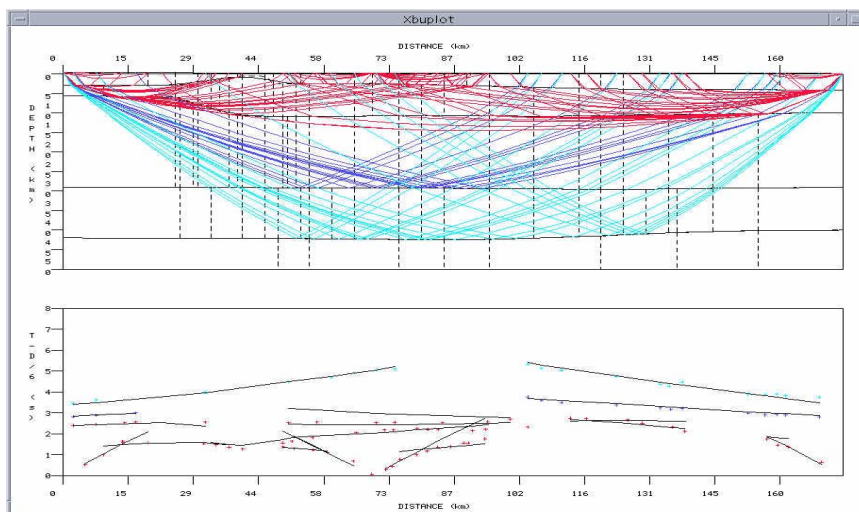


Figura 5.18: Modelado Bidimensional de Onda P y trazado de rayos del Perfil COLM NW-SE elaborado con el programa RAYINVR. Arriba: trazado de rayos de las fases observadas (Pg: Roja; P₁: Morado; P^M: Azul). Abajo: tiempos observados (puntos de colores) y tiempos calculados (líneas).

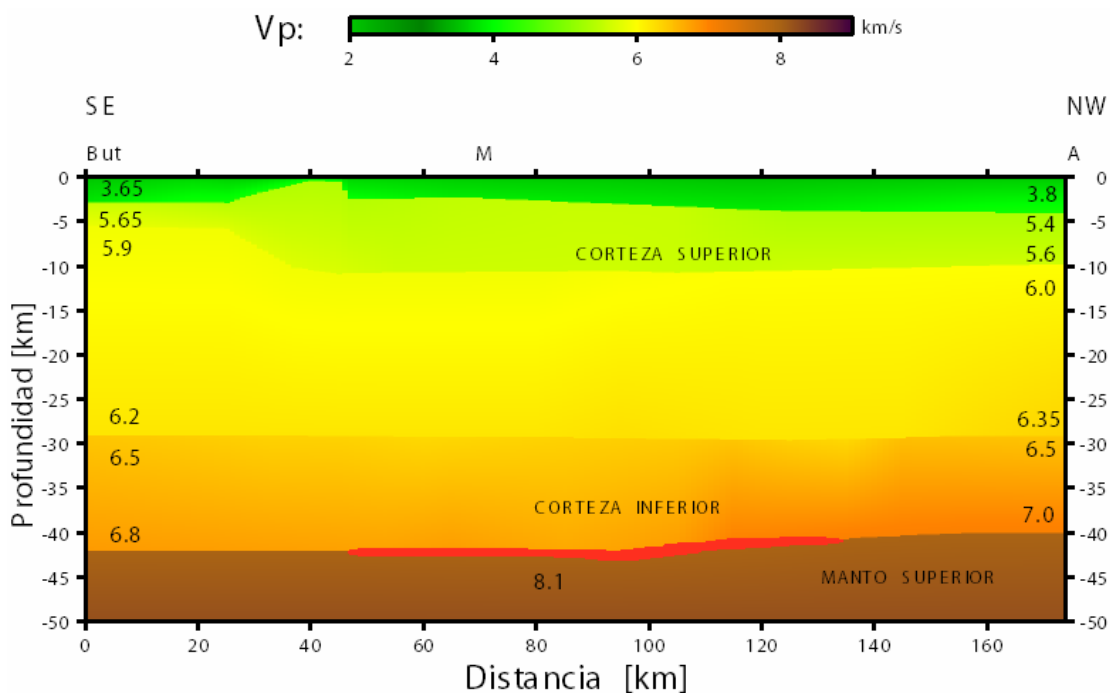


Figura 5.19: Modelo de Velocidades del perfil COLM NW-SE elaborado a partir del análisis de las secciones sísmicas obtenidas por Castejón *et al.* (1986) La línea roja indica la zona de mayor control sobre la fase P^M. Los códigos representan las localizaciones de los puntos de tiro, **But:** Butaque, **M:** Misoa, **A:** Altagracia.

5.5 Comparación de los modelos de corteza de la COLM

Al comparar los resultados obtenidos entre el modelo de corteza de la COLM propuesto en este estudio y el obtenido por Castejón *et al.* (1986) se observa que los valores de velocidad promedio y profundidad para cada una de las capas que conforman ambos modelos se encuentran en un orden similar. Para la primera capa la velocidad promedio en este estudio fue de 3.65 km/s con una profundidad de alrededor de 3.5 km. Castejón *et al.* (1986) proponen una velocidad promedio de 3.6 km/s alcanzando una profundidad de 4 km. En la segunda capa se encuentran las mayores diferencias en la velocidad pues en este estudio se presenta en 5.6 km/s, mientras que Castejón *et al.* (1986) consiguen un valor de 5.3 km/s, con respecto a la profundidad alcanzada por esta capa esta es de 10 y 12 km para cada modelo respectivamente. La tercera capa exhibió una velocidad de 6.15 km/s alcanzando una profundidad de 28 km, siendo estos resultados similares a los de Castejón *et al.* (1986) quienes determinaron los valores de velocidad promedio y profundidad en 6.1 km/s y 27 km respectivamente. Para la corteza inferior, representada por la cuarta capa, se estableció en ambos modelos una velocidad promedio de 6.7 km/s, la profundidad alcanzada por el límite corteza-manto en este estudio es de 42 km mientras que Castejón *et al.* (1986) modelan las reflexiones provenientes del Moho a 43.5 km de profundidad, con una fuerte disminución hacia el norte a 33 km. La velocidad del manto superior en este estudio es de 8.1 km/s, siguiendo el valor obtenido por diversos estudios realizados en la región del Caribe y recopilados por Case *et al.* (1990), mientras que el valor dado por Castejón *et al.* (1986) es de 8.2 km/s.

5.6 Modelado Gravimétrico realizado sobre el perfil COLM NW-SE

Con la finalidad de lograr un mayor control sobre el modelo cortical y de velocidades de la COLM obtenido de la sísmica de refracción (figura 5.19) y verificar su consistencia con la data gravimétrica disponible en la zona, se procedió a la realización de un modelado gravimétrico sobre el perfil COLM NW-SE con el programa GM-SYS. Los valores de gravedad observada empleados para la construcción del modelo fueron extraídos del mapa anomalía de Bouguer de la región noroccidental de Venezuela, el cual presenta valores extremos de 50 mgal al noroeste y -140 mgal al sureste de la Cuenca de Maracaibo (*Vale, 2000*). Los valores empleados para la distribución de densidades dentro del modelo gravimétrico se basaron en las relaciones utilizadas para modelados corticales gravimétricos realizados anteriormente en la zona occidental, norte y oriental de Venezuela (*Bonini et.al., 1982; Orihuela y Ruiz, 1990; Bosch y Rodríguez, 1992; Schmitz et.al., 2003*). También se emplearon, para efectuar la conversión de velocidades del modelo sísmico a densidades, las curvas empíricas de relación velocidad-densidad (*Ludwig et.al., 1970; Barton, 1986*). La longitud del modelo es de más de 300 km, para evitar los efectos de borde, y abarca desde alrededor de 20 km al sur del punto de tiro Butaque hasta 120 km al norte del punto de tiro Altagracia, siguiendo la prolongación del perfil sísmico COLM NW-SE (figura 5.20).

Al analizar la curva de anomalía de Bouguer (AB) a lo largo del perfil sísmico, la cual se elaboró a partir del mapa de anomalía de Bouguer para la región noroccidental de Venezuela (*Vale, 2000*), se observa una clara tendencia de aumento de los valores hacia el norte del perfil. Así, se tiene hacia el sur de la línea sísmica valores menores a -60 mgal y a partir de esta zona se observa una clara tendencia de aumento de los valores de AB hacia el norte, alcanzándose anomalías cercanas a los 0 mgal en las cercanías del punto de tiro Altagracia. Luego, para evitar los efectos de borde propios de los estudios gravimétricos, se prolongo el perfil gravimétrico hasta 100 km al noreste de Altagracia (figura

Antes de realizar el ajuste de la curva de anomalía de Bouguer para el modelo de corteza propuesto en este estudio, se construyeron modelos gravimétricos preliminares, *i.e.*, sin ajustar, tanto para este modelo como para el modelo de corteza propuesto por Castejón *et al.* (1986). Estos modelos iniciales se elaboraron a partir de los modelos propuestos con la sísmica de refracción profunda, y tienen como finalidad observar el comportamiento de la curva de anomalía de Bouguer en ambos casos. Esto para analizar el ajuste de respuesta gravimétrica obtenida por cada modelo a la anomalía de Bouguer observada a lo largo del perfil. Para la curva de respuesta alcanzada a partir del modelo de corteza propuesto por Castejón *et al.* (1986) se presenta una diferencia de más de 60 mgal entre la curva de respuesta gravimétrica del modelo y la curva de gravedad observada entre los 0 y 174 km del perfil, la zona donde se tiene control del modelo a partir de la sísmica. Para el modelo gravimétrico inicial hecho a partir del modelo sísmico presentado en este estudio, se muestran diferencias de hasta 35 mgal entre los valores de gravedad observada y calculada, solo en los primeros 80 km del perfil. A partir de esta distancia se consigue una mayor concordancia entre ambas curvas apreciándose una diferencia máxima de 10 mgal a los 150 km, lo que se puede atribuir a una anomalía de carácter local. Por lo tanto la tendencia del ajuste de la curva resultante del modelo gravimétrico con la curva de anomalía observada indica que el modelo de corteza propuesto en este estudio muestra una mayor correspondencia con los datos gravimétricos disponibles para la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (figuras 5.21 y 5.22). Al observar los modelos de corteza, el propuesto en este estudio y el elaborado por Castejón *et al.* (1986), se reconoce que la principal diferencia entre ambos es el comportamiento del Moho. En la mayor parte del perfil (hasta los 110 Km partiendo de Butaque) la profundidad a la que se encuentra el Moho es semejante (entre 42 y 43 km), a partir de los 110 km proponen una disminución del espesor de la corteza hasta los 33 km (Gajardo *et al.*, 1986). Esta tendencia no se observa en el modelo de corteza propuesto en este estudio (comparar figuras 5.21 y 5.22).

Los valores de densidad empleados para ambos modelos son semejantes, esto debido a que las velocidades promedio de las capas que componen ambos modelos son igualmente similares (con excepción de la segunda capa donde el valor de velocidad fue de 5.6 km/s para el modelo determinado en este estudio, mientras que en el trabajo de Castejon *et al.* [1986] se estableció en 5.3 km/s; y la tercera capa donde se consiguieron velocidades de 6.15 km/s y 6.1 km/s respectivamente). La distribución de densidades adoptada para cada una de las capas que conforman el modelo inicial de corteza es la siguiente: Manto = 3.3 g/cm³, Corteza Inferior = 2.9 g/cm³, Corteza Intermedia = 2.82 g/cm³ (este estudio); 2.80 g/cm³ (Castejon *et al.*, 1986), Corteza Superior = 2.67 g/cm³ (en este estudio); 2.62 g/cm³ (Castejon *et al.*, 1986), Capa Sedimentaria = 2.55 g/cm³.

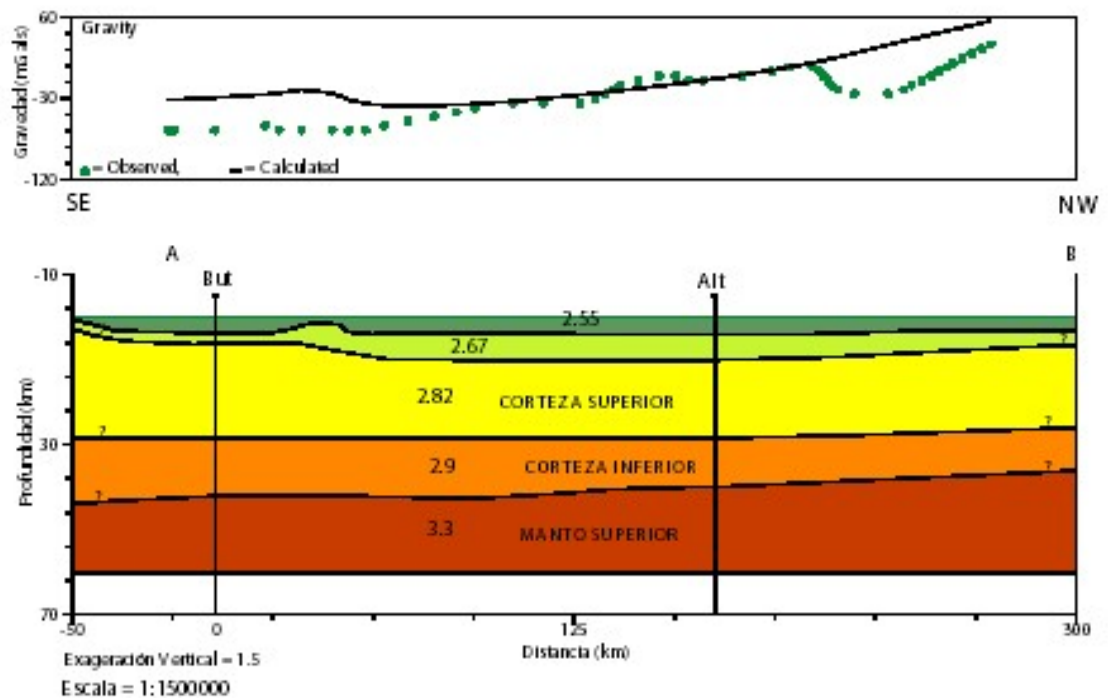


Figura 5.21: Modelo gravimétrico, sin ajustar, realizado a partir del modelo de corteza propuesto en este estudio. Los códigos sobre el perfil representan la ubicación de los puntos de disparos de la sísmica (But = Butaque, A = Altagracia).

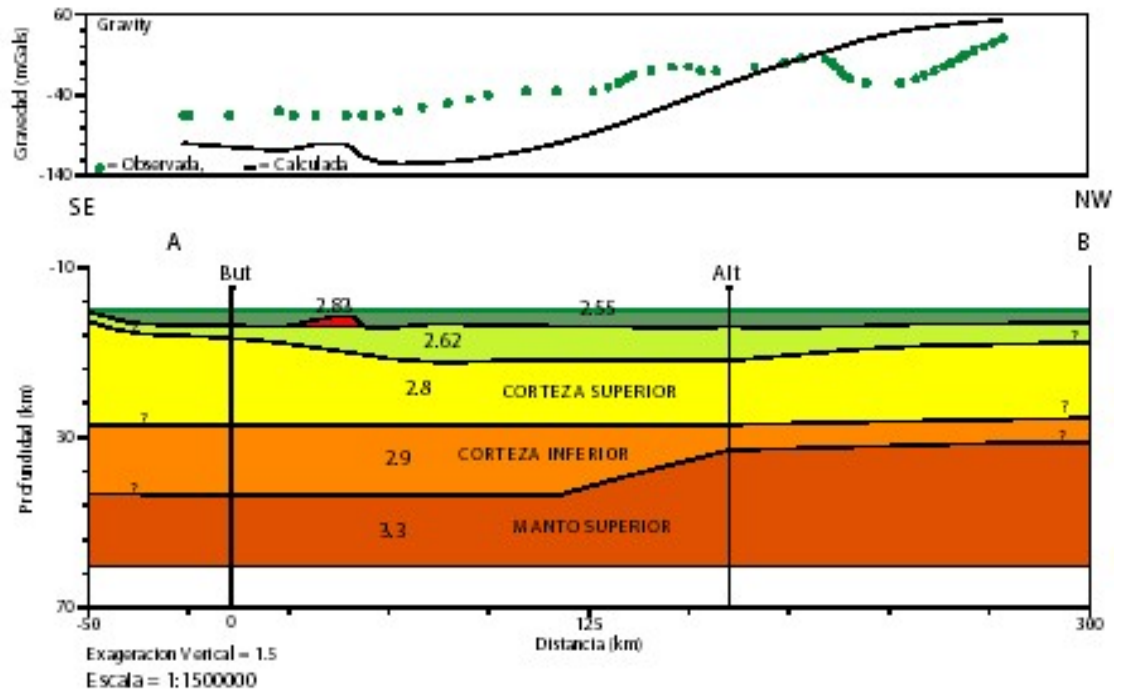


Figura 5.22: Modelo gravimétrico sobre el perfil AB (figura 5.21), sin ajustar, realizado a partir del modelo de corteza propuesto por Castejón *et al.* (1986). Los códigos sobre el perfil representan la ubicación de los puntos de disparos de la sísmica (But = Butaque, Alt = Altagracia).

Para el ajuste de las curvas de gravedad observada y calculada en el modelado gravimétrico final (figura 5.23), se tomaron en cuenta datos geofísicos y geológicos disponibles de la zona. En primer término se consideró la información obtenida a partir del modelo de velocidades de la sísmica de refracción (figura 5.19) entre los puntos de tiro Butaque y Altagracia. La distribución de densidades dentro de cada una de las capas que conforman el modelo se realizó, como se dijo anteriormente, a partir de los valores empleados en diversos estudios corticales llevados a cabo en la región a partir de datos gravimétricos y a través de las curvas de relación empírica velocidad-densidad. La configuración del modelo en aquellas zonas que se encontraban fuera del control de la sísmica, se basó en la información geológica hasta obtener un ajuste aceptable. Siguiendo estos principios, se observa en la primera capa (hacia el norte del perfil) un cuerpo de densidad menor (2.3 g/cm^3) a la de la capa que lo

rodea y una profundidad cercana a los 4 km, lográndose con ello el ajuste entre las curvas de gravedad observada y calculada. La presencia de dicho cuerpo se puede atribuir, desde el punto de vista geológico-estratigráfico, a la existencia de un depósito sedimentario de un espesor significativo. Esta interpretación es apoyada por el descenso en la curva de Anomalía de Bouguer y por estudios geológicos realizados previamente en la zona por donde cruza el perfil (Bahía de El Tablazo, Edo. Zulia), donde se consiguen aluviones poco consolidados suprayacentes a depósitos sedimentarios de edad Post-Eoceno. Estos últimos alcanzan profundidades cercanas a los 3 kilómetros (*Feo Codecido, 1972*).

La anomalía registrada en la sísmica con el adelanto de los tiempos de primeras llegadas para el punto de tiro Butaque (figura 5.15), y modelado como un cuerpo de alta velocidad a una profundidad relativamente somera, se observa en la curva de anomalía de Bouguer con una respuesta menor a la esperada para un cuerpo de estas características. Esto se atribuye al carácter local del cuerpo o estructura que produce el adelanto de los tiempos de velocidad. Se considera la existencia de algún cuerpo de mayor velocidad en las inmediaciones del perfil, en las cercanías donde se encuentra la zona de alta velocidad, que pueda ocasionar efectos laterales tales como el recorrido o desviación de la trayectoria de las ondas a través de ese cuerpo en lugar de propagarse en la dirección estricta del perfil, lo que queda evidenciado en el mapa de Anomalía de Bouguer (figura 5.20) con una anomalía mayor unos 15 km al este del perfil. Por otra parte, la variación lateral de densidades que se observa en la tercera capa, se fundamenta en la variación de velocidades observada para la misma capa en el modelo sísmico (figura 5.19).

La distribución de densidades adoptada para cada una de las capas que conforman el modelo final de corteza es la siguiente: Manto = 3.3 g/cm^3 , Corteza Inferior = 2.9 g/cm^3 , Corteza Intermedia = $2.80 - 2.85 \text{ g/cm}^3$, Corteza Superior = 2.7 g/cm^3 , Capa Sedimentaria = $2.3 - 2.55 \text{ g/cm}^3$ (figura 5.23)

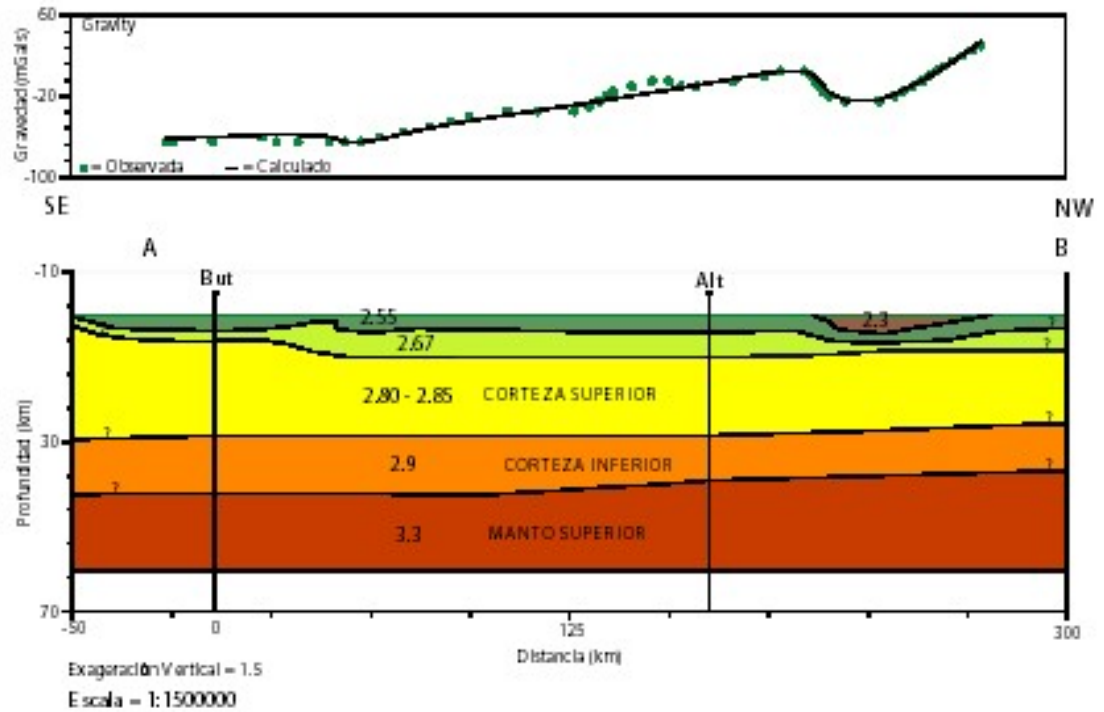


Figura 5.24: Modelo de corteza propuesto para la COLM realizado en el programa GM-SYS, sobre el perfil A-B (figura 5.20). Para la construcción del modelo se emplearon datos de refracción sísmica profunda, gravimétricos y geológicos. Los códigos sobre el perfil representan la ubicación de los puntos de disparos de la sísmica (But = Butaque, Alt = Altagracia).

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En la zona central de Venezuela, con el registro en tierra de disparos realizados costa afuera, se lograron detectar claramente las principales fases provenientes de la corteza en tres perfiles (capítulo 5.1) con una estación receptora por perfil; a partir de ellas se calculó el espesor de la corteza terrestre (profundidad a la que se encuentra la Discontinuidad de Mohorovicic) y sus principales características, las cuales se han definido a partir de los modelos sísmicos de velocidades de onda P (capítulo 5.5). Basados en estos resultados se tiene lo siguiente:

- a) Entre Cabo Codera y Puerto Cabello se identificaron los valores máximos de espesor de la corteza al norte de la línea de costa, hallándose estos entre los 35 y 40 km. Los mayores valores de profundidad se encuentran al este de la zona de estudio.
- b) Los modelos elaborados tienen la limitación de que los resultados de cada perfil están basados en la observación en una estación (una sección sísmica por perfil) sin tener observaciones reversas; sin embargo los resultados obtenidos coinciden con la tendencia de adelgazamiento de la corteza hacia el norte (Placa Caribe) captada a partir de los estudios gravimétricos anteriores (*Bonini et.al., 1977; Orihuela y Ruiz, 1990; Orihuela y Cuevas, 1993*).
- c) Considerando el adelgazamiento de la corteza hacia el norte de la zona de estudio observado por Case (1990) y Orihuela y Ruiz (1990), se tiene que esa configuración espacial coincide con los resultados obtenidos en la sísmica de refracción. Asimismo, dicha tendencia de adelgazamiento y la existencia en la zona de una corteza con un

espesor importante, tanto oceánica como continental, fue confirmada por el estudio cortical en el oriente de Venezuela (*Schmitz et.al., 2003*). Sobre ese mismo perfil se observa un aumento del espesor cortical a 45 km hacia el sur de Ciudad Piar en el Escudo de Guayana (*Schmitz et.al., 2003; Chalbaud, 2000*)

- d) Para la zona central se suponen los valores máximos de profundidad cortical a 42 kilómetros debajo de la Cordillera de la Costa tal como lo planteado por Orihuela y Ruiz (1990), cuyos resultados son concordantes con los obtenidos por la sísmica de refracción en la zona.
- e) Estas observaciones sin embargo difieren del espesor total de la corteza aproximadamente 5 km de los obtenidos por Bosch y Rodríguez (1992), cuyos resultados máximos de profundidad debajo de la Cordillera de la Costa es de 35 kilómetros.

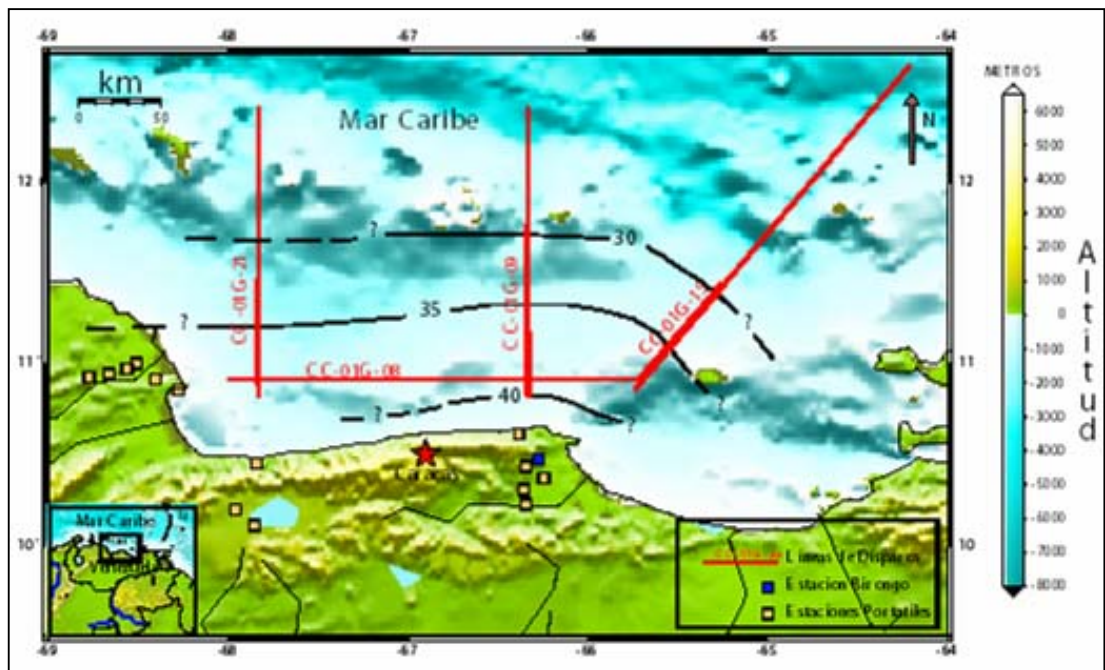


Figura 6.1: Espesores corticales en la zona centro-norte de Venezuela a partir de los datos de refracción sísmica obtenidos en el proyecto “Mar y Tierra”. Los segmentos de líneas rojas gruesas indican las zonas de los perfiles donde se tiene control sobre la fase P^M .

Del mismo modo, de la reinterpretación de los datos sísmicos procesados e interpretados inicialmente por Castejón *et.al* (1986) y Gajardo *et.al.* (1986) y del modelado gravimétrico realizado sobre esa misma línea, ubicada en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo, se concluye lo siguiente:

- a) Se tiene una corteza conformada por cuatro capas principales con una velocidad promedio de 6.42 km/s para la corteza cristalina ($V_p > 5.8$ km/s, *Chulick y Mooney, 2002*) y un espesor cortical poco variable, con valores entre los 42 y 41 km.

- b) Con respecto al modelado elaborado anteriormente sobre el mismo perfil (*Castejón et.al., 1986; Gajardo et.al., 1986; Rivas et al., 1988*), el nuevo modelo propuesto en este estudio presenta diferencias fundamentalmente en la configuración del límite corteza-manto (Moho), pues en el primero se considera un Moho horizontal (con una profundidad constante de 44 km) en la mayor parte del tendido con un abrupto adelgazamiento del mismo hacia el norte (aproximadamente a 110 km del punto de tiro Butaque) hasta llegar a los 33 km de profundidad en el punto más septentrional del modelo, el cual se encuentra debajo del punto de tiro Altagracia. Sin embargo a partir de la reinterpretación de las secciones sísmicas y el modelado realizado en este informe no se ve la necesidad de introducir tal adelgazamiento brusco de la corteza; por el contrario, se propone una leve variación de 42 km (sur) a llegar a cerca de los 40 km (norte).

- c) El adelanto en los tiempos de llegada observados en la sección sísmica del punto de tiro Butaque (a 30 km aprox. de dicho punto) indica la existencia de velocidades sísmicas altas a profundidades relativamente someras que justifiquen tal comportamiento en los tiempos de llegada de la fase sísmica identificada a dicha distancia.

- d) El modelado gravimétrico realizado sobre el perfil COLM NW-SE y su distribución de densidades verifica la congruencia del modelo de corteza propuesto a partir de la reinterpretación de las secciones sísmicas para la Costa Oriental del Lago de Maracaibo.

- e) El modelo resultante de la reinterpretación del perfil COLM NW-SE es comparable en cuanto a la distribución de velocidades con el perfil Carora-Bachaquero (*Rivas et al., 1988*), el cual es perpendicular a la dirección del perfil COLM NW-SE (figura 5.14). En el punto de cruce entre ambos perfiles, los valores de las velocidades son comparables para las tres primeras capas (para la primera capa 3.8 km/s en el perfil Carora-Bachaquero y 3.65 en el perfil COLM NW-SE, para la segunda capa 5.4 km/s y 5.5 km/s respectivamente, para la tercera capa 6.1 km/s en los dos perfiles). Para la cuarta y última capa, que representa la corteza inferior en el perfil COLM NW-SE, no es posible establecer comparaciones debido a que a mayores profundidades no existe información para el perfil Carora-Bachaquero (*Rivas et al., 1988*).

Seguidamente se muestra el mapa con espesores corticales obtenidos a partir de datos de sismica de refracción en Venezuela. Las líneas rojas corresponden a los perfiles de sismica de refracción en donde se ha incorporado el estudio cortical la Cuenca Oriental y del Escudo de Guayana: línea B-P (*Schmitz et.al., 2003; Martins, 2002; Chalbaud, 2000*). Asimismo se agregaron los resultados del modelado gravimétrico realizado por Orihuela y Ruiz (1990) cuyos valores de espesor cortical concuerdan con los propuestos en este estudio.

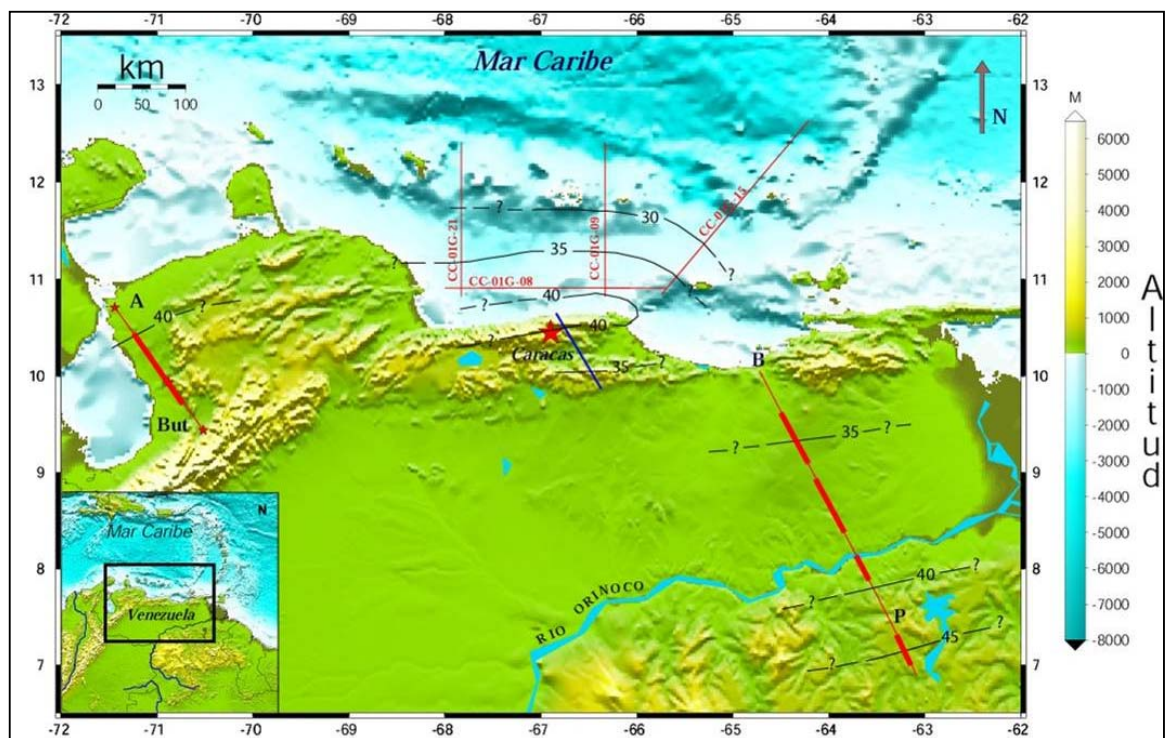


Figura 6.2: Espesores corticales obtenidos a partir de estudios de sismica de refracción realizados en Venezuela. Los códigos corresponden a la ubicación espacial de los puntos de disparo en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (A: Altagracia, But: Butaque) y en el perfil Cuenca Oriental-Escudo de Guayana (B: Barcelona, P: Ciudad Piar; *Schmitz et al., 2003*). La línea azul corresponde a los resultados obtenidos por Orihuela y Ruiz (1990) a partir de datos gravimétricos.

Por otra parte, los resultados obtenidos en Norte América y los océanos cercanos a dicho continente (incluyendo las zonas septentrional y occidental del mar Caribe) por Chulick y Mooney (2002), muestran una velocidad promedio de la corteza cristalina, es decir, aquella en la que no se incluye la cobertura sedimentaria y con $V_p > 5.8$ km/s, de 6.45 km/s para la corteza continental y de 6.61 km/s para la corteza oceánica. Estos resultados son similares a los obtenidos en este estudio sobre todo para el modelo de corteza de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (corteza continental) en donde se alcanzó una velocidad promedio de 6.42 km/s para la corteza cristalina, mientras que el promedio de velocidades sísmicas V_p de los tres perfiles modelados en el Caribe Central (Proyecto “*Mar y Tierra*”) muestra valores promedio de V_p de 6.5, 6.45 y 6.6 km/s para los perfiles Turiamo N-S, Birongo N-S y Birongo NW-SE (de oeste a este), lo que indica que la corteza hacia el este de la zona de estudio tiende a ser más del tipo oceánica, mientras que en la zona centro y oeste es posible la existencia de una corteza del tipo acrecional, o una combinación de corteza oceánica sobre continental. Es oportuno recordar que estos perfiles a pesar de encontrarse costa afuera se encuentran a una distancia relativamente cercana a la costa, por lo que los resultados obtenidos probablemente indican la presencia de una corteza transicional en la zona de estudio, lo cual ha sido definido anteriormente por diversos autores (*Case et al., 1990; entre otros*) con una corteza de características predominantemente continental en el sur que va adquiriendo rasgos de oceánica a medida que se va alejando de la costa. Esto es evidenciado en el aumento de las velocidades sísmicas en los tres perfiles hacia las partes oceánicas (figuras 5.9, 5.11 y 5.13)

Otros estudios de sísmica de refracción realizados en el Caribe muestran variados resultados en lo referente a las velocidades sísmicas de las capas. Officer *et.al.* (1959) en perfiles ubicados en la Cuenca de Venezuela obtiene una velocidad promedio de 6.5 km/s aprox. para la corteza cristalina (oceánica). Por otra parte Edgar *et al.* (1971) represento en un perfil largo que abarco desde la isla La Española en el norte hasta las Antillas Holandesas en el sur las características más resaltantes de la corteza en esa zona del Caribe que se encuentra entre las

Cuencas de Colombia y Venezuela. Se obtuvieron valores de velocidad promedio V_p de 6.7 km/s para la corteza oceánica inferior. Estos valores son similares a los obtenidos en el proyecto “Mar y Tierra”.

Del mismo modo Edgar *et al.* (1971) realiza un modelo de velocidades unidimensional simplificado de corteza para las principales cuencas que se encuentran en el Caribe. Para la Cuenca de Venezuela presenta un modelo de corteza de tres capas con velocidades de 3.2 - 5.5 km/s para la primera capa, 6.3 km/s para la segunda capa y 7.3 km/s para la corteza inferior o tercera capa. Siendo estos valores comparables a los obtenidos en el proyecto “Mar y Tierra”. Boynton *et al.* (1979), obtuvo el valor de 6.9 km/s para la corteza inferior en perfiles de refracción sísmica ubicados en las Antillas Menores. Igualmente las velocidades obtenidas se ajustaron a las velocidades promedio de un tipo parecido de corteza (Mooney *et al.*, 1998) para la corteza media e inferior y al promedio obtenido en este estudio.

Recomendaciones

Se propone determinar una comparación de los resultados obtenidos a partir de la sísmica de refracción profunda en el Caribe Central con información gravimétrica disponible para la zona. Esta información se empleara para verificar, validar o mejorar los modelos obtenidos a partir de la sísmica. Puede obtenerse a partir de la adquisición de datos de este tipo en la prolongación en tierra de las líneas sísmicas adquiridos costa afuera.

Por otra parte se sugiere, para futuras adquisiciones de líneas sísmicas marinas que se realicen cercanas a la costa, la utilización de la información captada por las estaciones pertenecientes a la red sismológica nacional RESVAC, i.e., se integre para ser procesada y analizada con la finalidad de llevar a cabo nuevos estudios corticales en el país.

Es importante la utilización de fuentes más adecuadas en las líneas sísmicas que se adquieran costa afuera, diseñadas especialmente para estudios de sísmica de refracción profunda. La elección de sitios más adecuados para la colocación de las estaciones sismológicas portátiles permitirá una mejor calidad de los datos que capten dichas estaciones, pues estos no tendrán el nivel de ruido observado en varias de las secciones sísmicas del proyecto “*Mar y Tierra*”.

Los resultados obtenidos en este estudio son una referencia importante para futuros trabajos que tengan como objetivo el estudio de la estructura de la corteza en Venezuela y en el Caribe, como es el caso del proyecto “*Sur-Este Caribe*”.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

Aguerrevere, S.E. y G. Zuluoga (1937). Observaciones geológicas en la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Boletín Geológico y Minero, Caracas, 1 (2,3,4), 3-22.

Alvarado, L., J. González, M. Schmitz y S. Lüth (2001). Investigaciones sísmicas de escala micro y macro en Cariaco. International Workshop "Study on Countermeasures for Earthquake Disaster in Caracas (1999 – 2001)", Caracas, Venezuela, August 24 - August 25, 2000, Série Técnica, FUNVISIS, Caracas, 17-26.

Audemard, F. A., M. Machette, J. Cox, R. Hart y K. Haller (2000). Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions. U.S. Geological Survey Open-File-Report 00-18, 79 pp + map.

Audemard, F.E. y F.A. Audemard (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. Tectonophysics, 345, 299-327.

Audemard, FE. (1991). Tectonics of western Venezuela. Tesis Ph.D., Rice University, Houston, Texas.

Barton, P. J. (1986). The relationship between seismic velocity and density in the continental crust – a useful constraint?. Geophys. J. R. astr. Soc., 87, 195-208.

Bateman, H. (1910). The solution of the integral equation connecting the velocity of propagation of an earthquake-wave in the interior of the earth with the times which the disturbance takes to travel to the different stations on the earth's surface. Phil. Mag., 19, 576-587. También en: Phys. Z., 11, 96-99.

Bellizzia, A. (1972). Sistema montañoso del Caribe, borde sur de la Placa Caribe. ¿Es una cordillera alóctona?. En: Petzall C. (Ed.), Mem VI Conf. Geol. Caribe, 247-258.

Bellizzia, A., y G. Dengo (1990). The Caribbean mountain system, northern South America. En: Dengo, G. and Case, J.E. (eds.), The geology of North America, Vol. H, The Caribbean Region. Geol Soc. Am., Boulder, Colorado, 167-175.

Bonini, W. E., C. Acker, y G. Buzan (1977). Gravity studies across the western Caribbean Mountains, Venezuela. Memorias, IV Cong. Latinoamericano de Geol., Caracas, 2299-2311.

Bonini, W. E., J.D. Garing, y J.N. Kellogg (1982). Late Cenozoic uplifts of the Maracaibo-Santa Marta block, slow subduction of the Caribbean Plate, and results from a gravity study. 9th Trans. Caribb. Geol. Conf., 99-105.

Bosch, M. y I. Rodríguez (1992). North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates. *J. South Am. Earth Sci.*, 6, 133-143.

Bott, M.H.P. (1971). *The interior of the Earth*. Arnold

Boynton, C. H., G.K. Westbrook, M.H.P. Bott, y R.E. Long (1979). A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles island arc: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 58, p. 371-393.

Burke, K., P. Fox, y A. Sengor (1978). Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83, 3949-3954.

Case, J.E. (1990). Crustal structure of the Caribbean Region (Plate 3). En: Dengo, G. and Case, J.E. (eds.), *The geology of North America, Vol. H, The Caribbean Region*. Geol Soc. Am., Boulder, Colorado.

Case, J.E., W.D. MacDonald y P.J. Fox (1990). Caribbean crustal provinces; seismic and gravity evidence. En: Dengo, G. and Case, J.E. (eds.), *The Caribbean Region: Boulder, Colorado, GSA, The Geology of North America, v. H, 15-36*.

Castejón, B., C. Márquez y M. Urbáez (1986). Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo. Tesis, Universidad Central de Venezuela, Inédito, Caracas, 208 pp.

Cervený, V., I.A. Molotkov y I. Psencik (1977). *Ray method in seismology*. Univerzita Karlova, Prague.

Chalbaud, D. (2000). Determinación del espesor cortical del Escudo de Guayana a partir de análisis de información sísmica de refracción. Tesis, Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, 117 pp.

Christensen, N.I., y W. Mooney (1995). Seismic velocity structure and the composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, 100, 9761-9788.

Chulick, G. S. y W. Mooney (2002). Seismic structure of the crust and uppermost mantle of North America and adjacent oceanic basins. *Bull. of the Seismological Society of America*. V. 92 (6), 2478-2492.

Dengo, G. (1953). Geology of the Caracas region, Venezuela. *Bol. Geol. Soc. Am.*, 64, 7-40.

Diebold, J.B., P.L. Stoffa, P. Buhl y M. Truchan (1981). Venezuela Basin crustal structure: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B9, 7901-7923.

Duncan, R.A. y R.B. Hargraves (1984). Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. En: *The Caribbean-South American plate*

boundary and regional tectonics (edited by W.E. Bonini, R.B. Hargraves and R. Shagan), GSA Memoir, 162, 81-93.

Edgar, N.T., J.I. Ewing y J. Hennion (1971). Seismic refraction and reflection in the Caribbean Sea. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 55, 833-870.

Feo Codecido, G. (1972). Breves ideas sobre la estructura de la falla de Oca, Venezuela. VI Conf. Geol. Caribe, memorias, 184-190.

Funck, T., K.E. Loudon y I. D. Reid (2000). Wide-angle seismic imaging of a Mesoproterozoic anorthosite complex: The Nain Plutonic Suite in Labrador, Canada. Journal of Geophysical Research, Vol. 105, no. B11, 25,693-25,707.

Gajardo, E., J.L. Nicolle, B. Castejón, C. Márquez, y M. Urbáez (1986). Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo. III Congr. Venez. de Geofísica, Caracas, 102-111.

Gebrande H., y H. Millar (1985). Refraktionsseismik. En: Bender F (ed) Angewandte Geowissenschaften, Band 2. Enke, Stuttgart: 226-258.

Gebrande, H. (1976). A seismic ray-tracing method for two-dimensional inhomogeneous media. En: Giese, P., Prodehl, K., Stein S. (Eds.), Explosion Seismology in Central Europe, Data and Results. Springer, Berlin, pp. 162-167.

Giese, P. (1976). Depth calculation. En: Giese, P., Prodehl, K., Stein S. (Eds.), Explosion Seismology in Central Europe, Data and Results. Springer, Berlin, pp. 146-161.

Giraldo, C., M. Schmitz, J. Arminio, F.A. Audemard y A. Martins (2002). Un transecto La Blanquilla-cratón guayanés, Venezuela oriental: modelos corticales. XI Congreso Venezolano de Geofísica. 17 al 20 de Noviembre 2002, Caracas, CD, 7 pp.

Gutenberg, B. (1959). Physics of the Earth's interior. Academic press.

Habicht, K. (1960). La sección de El Baño, Serranía de Trujillo, Estado Lara. Memorias, III Congreso Geológico Venezolano, 193-213.

Havskov, J., y L. Ottemöller (2000). SEISAN: The earthquake analysis software. Institute of Solid Earth Physics. University of Bergen. Norway.

Herglotz, G. (1907). Über das Benndorfsche Problem der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenstrahlen. Phys. Z., 8, 145-147.

Houtz, R., y W. Ludwig (1977). Structure of the Colombia Basin, Caribbean Sea, from profiler sonobuoy measurements. Journal of Geophysical Research, 82, 4861-4867.

Jarvis, H. (1964). Geology of the Rio Pao – Rio Tiznados area, Cojedes and Guarico, Venezuela. Tesis doctoral mimeografiada. Rice University, Houston. Texas.

Jeffreys, H. (1959). The earth its origin and physical constitution. 4th ed. London, Cambridge.

Kellogg, J.N. y W.E. Bonini (1982). Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overridding South American Plate. *Tectonics*, 1, 251-276.

Konigsmark, T.A. (1965). Geología del área Guárico Septentrional, Lago de Valencia, Venezuela. *Bol. Geol. (Caracas)*, 6 (11), 209-285.

Ladd, J. (1976). Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *GSA Bulletin*, 87, 969-976.

Ladd, J.W., M. Truchan, M. Talwani, P.L. Stoffa, P. Buhl, R. Houtz, A. Mauffret, y G. Westbrook (1984). Seismic reflection profiles across the southern margin of the Caribbean. In: *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics* (edited by W.E. Bonini, R.B. Hargraves and R. Shagan), *GSA Memoir*, 162, 153-159.

Lay, T. y T.C. Wallace (1995). *Modern global seismology*. Academic Press.

Leet, D. y J. Sheldon (1997). *Fundamentos de geología física*. Editorial Lumusa, Mexico. 450 p.

Léxico Estratigráfico de Venezuela (1999) – LEV (1999) www.pdv.com/lexico. Petroleos de Venezuela, S.A. Compiladores: Scherer, W., Manrique, J. y M. Mancilla.

Ludwig, W. J., J.E. Nafe y C. Drake (1970). Seismic refraction. En: Maxwell, A. E. (Ed.), *The Sea*, vol. 4. Wiley, New York, pp. 53-84.

Lugo, J. y P. Mann (1992). Colisión oblicua y formación de una cuenca foreland durante el Paleoceno Tardío al Eoceno Medio; Cuenca de Maracaibo, Venezuela. VIII Congr. Latinoamericano de Geología, Salamanca, Actas, 4, 60-64.

Mackenzie, D. B. (1966). Geología de la región nor-central de Cojedes. *Bol Geol.*, 8 (15), 3-72.

Martins, A., (2002). Estructura cortical en la Cuenca Oriental con énfasis en la determinación del espesor de la capa de sedimentos. Tesis, Universidad Simón Bolívar, Inédito, Sartenejas, 142 pp.

Martins, A., M. Schmitz, y J. Castillo (2002). Espesor cortical en la Cuenca Oriental venezolana, determinado con sísmica de refracción profunda. XI

Congreso Venezolano de Geofísica, 17 al 20 de Noviembre 2002, Caracas, CD, 8 pp.

Mattson, P. H. (1984). Caribbean structural breaks and plate movements. *Bulletin of the Geological Society of America.*, 162, 81-93.

McCann, W. R. y W.D. Pennington (1990). Seismicity, large earthquakes, and the margin of the Caribbean Plate. En: Dengo, G. and Case, J.E. (eds.), *The geology of North America, Vol. H, The Caribbean Region.* Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado.

Menéndez, A. (1966). Tectónica de la parte central de las Montañas Occidentales del Caribe, Venezuela. *Bol. Geol., Caracas*, 8 (15), 116-139.

Molnar, P. y L. Sykes (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 1639-1684.

Mooney, W., G. Laske y T. Guy Masters (1998). CRUST 5.1: A global crustal model at 5° x 5°. *Journal of Geophysical Research*, 103, 727-747.

Officer, C.B., J.L. Ewing, J.F. Hennion, D.G. Harkrider y D.E. Miller (1959). Geophysical investigations in the eastern Caribbean. En: Ahrens, L. H., Press, F., Rankama, K., y Runcorn, S. K. (eds), *Physics and chemistry of the Earth*, London, Pergamon Press, v. 3, 17-109.

Orihuela, N. y J.L. Cuevas (1993). Modelaje sismogravimétrico de perfiles regionales del Caribe Central. *Revista de Ingeniería*, Vol.8, N1, 55-73.

Orihuela, N. y F. Ruiz (1990). Modelaje gravimétrico de un perfil comprendido entre los poblados de Altagracia de Orituco, Edo. Guárico y Caraballeda, Dto. Federal, Venezuela. V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas 21-25 de octubre de 1990, pp. 468-473.

Passalacqua, H., F. Fernandez, Y. Gou y F. Roure (1995). Crustal architecture and strain partitioning in the Eastern Venezuelan Ranges. In: *Petroleum basins of South America*, Tankard, Suárez and Welsink (eds.), AAPG Memoir 62, 667-679.

Patzwahl, R., J. Mechie, A. Schulze y P. Giese (1999). Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5° S and 25° S from wide-angle seismic measurements during the CINCA 95 project. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, no. B4, 7293-7317.

Pennington, W. (1981). Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern south America. *Journal of Geophysical Research*, 86 (B11), 10753-10770.

- Pindell, J. y J.F. Dewey (1982). Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1, 179-212.
- Reyes, J. (2002). Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de capas en la sección 66°00'00"W, Tesis, Universidad Central de Venezuela, Inédito, Caracas, 193 pp.
- Rivas, J., J.L. Nicolle y E. Gajardo (1988). Sismogramas sintéticos del modelo de corteza terrestre de la costa oriental del Lago de Maracaibo. IV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Memorias, 269-276.
- Russo, R.M., P.G. Silver, M. Franke, W.B. Ambeh, y D.E. James (1996). Shear-wave splitting in northeast Venezuela, Trinidad, and the eastern Caribbean. *Phys. Earth Plan. Int.*, 95: 251-275.
- Sánchez, J., M. Schmitz, y V. Cano (2002). Mediciones sísmicas profundas en Caracas para la determinación del espesor de sedimentos y velocidades sísmicas como aporte para el estudio de Microzonificación Sísmica. III Coloquio sobre Microzonificación Sísmica, Caracas, 15 al 18 de Julio 2002, Memorias, Serie Técnica No. 1-2002, FUNVISIS, Caracas, 119-124.
- 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 (1-4), 103-118.
- Schmitz, M., A. Martins, C. Izarra, M.I. Jácome, J. Sánchez, J. y V. Rocabado (2003). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics*, submitted (2/2003).
- Schubert, C. (1984). Basin formation along the Bocono-Moron-El Pilar fault system, Venezuela. *Journal Geophysical Research*, 89, 5711-5718.
- Shagam, R. (1960). Geología de Aragua Central (Venezuela). Mem. III Cong. Geol. Venezolano, Tomo II, Bol. Geol., Publ. Esp. 3: 547-675.
- Smith, C.A., V.B. Sisson, H.G. Avé Lallemand y P. Copeland (1999). Two contrasting pressure-temperature-time paths in the Villa de Cura blueschists belt, Venezuela: Possible evidence for Late Cretaceous initiation of subduction in the Caribbean. *GSA Bulletin*, v. 111 (6), 831-848.
- Smith, P.J. (1975). *Temas de geofísica*. Editorial Reverte. Madrid. 286 p.
- Soulas, J.P. (1985). Neotectónica del flanco occidental de los Andes de Venezuela, entre 70°30' y 71°00' W (fallas de Bocono, Valera, Tuñame, Piñango y del Piedemonte). VI Congreso Geológico Venezolano, memorias, 2687-2711.

Stephan, J. F., C. Beck, A. Bellizzia y R. Blanchet (1980). La chaîne Caraïbe du Pacifique à l'Atlantique. 26th Geological International Congress, Résumés C.t., 38-59.

Sykes, L.R., W.R. McCann y A.L. Kafka (1982). Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for Earlier Cenozoic movements. *Journal of Geophysical Research*, 87, 10656-10676.

Talukdar, S. y D. Loureiro D. (1982). Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, Venezuela: Metamorfismo y deformación. Evolución del margen septentrional de Suramérica en el marco de la tectónica de placas. *GEOS*, 27, 15-76.

Ughi, A. (2002). Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de capas en la sección 67°00'00"W, Tesis, Universidad Central de Venezuela, Inédito, Caracas, 175 pp.

Urbani, F., y A. Quezada (1972). Migmatitas y rocas asociadas del área de La Sabana, Cordillera de la Costa. Mem. IV Cong. Geol. Venezolano, Caracas (1969), t, v, 2375-2400.

Vale, J. (2000). Recuperación de estaciones gravimétricas históricas del Golfo de Venezuela y el Lago de Maracaibo e interpretación cualitativa de las mismas. Tesis. Universidad Central de Venezuela. 80 pp.

Van der Hilst, R. y P. Mann (1993). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. AAPG/SVG International Congress and Exhibition, Caracas, Abstract, p. 71.

Weber, J.C., T.H. Dixon, C. DeMets, W.B. Ambeh, P. Jansma, G. Mattioli, J. Saleh, G. Sella, R. Bilham y O. Perez (2001). GPS estimate of relative plate motion between the Caribbean and south american plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology*, 29, 75-78.

Wehrmann, M. (1972). Geología de la región Guatire-Colonia Tovar. *Bol. Geol. Pub. Esp.* 5, 4, 2093-2121.

Wiechert, E. (1910). Bestimmung des Weges der Erdbebenwellen im Erdinnern, 1. Theoretisches. *Phys. Zeitschr.*, 11, 294-304.

Zelt, C. (1992). Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.* 108, 16-34.

[ANEXO 1]

Archivo de datos de coordenadas geográficas de los puntos de disparos, tiempos de disparos, batimetría, entre otros. Suministrado por PDVSA y SueloPetrol

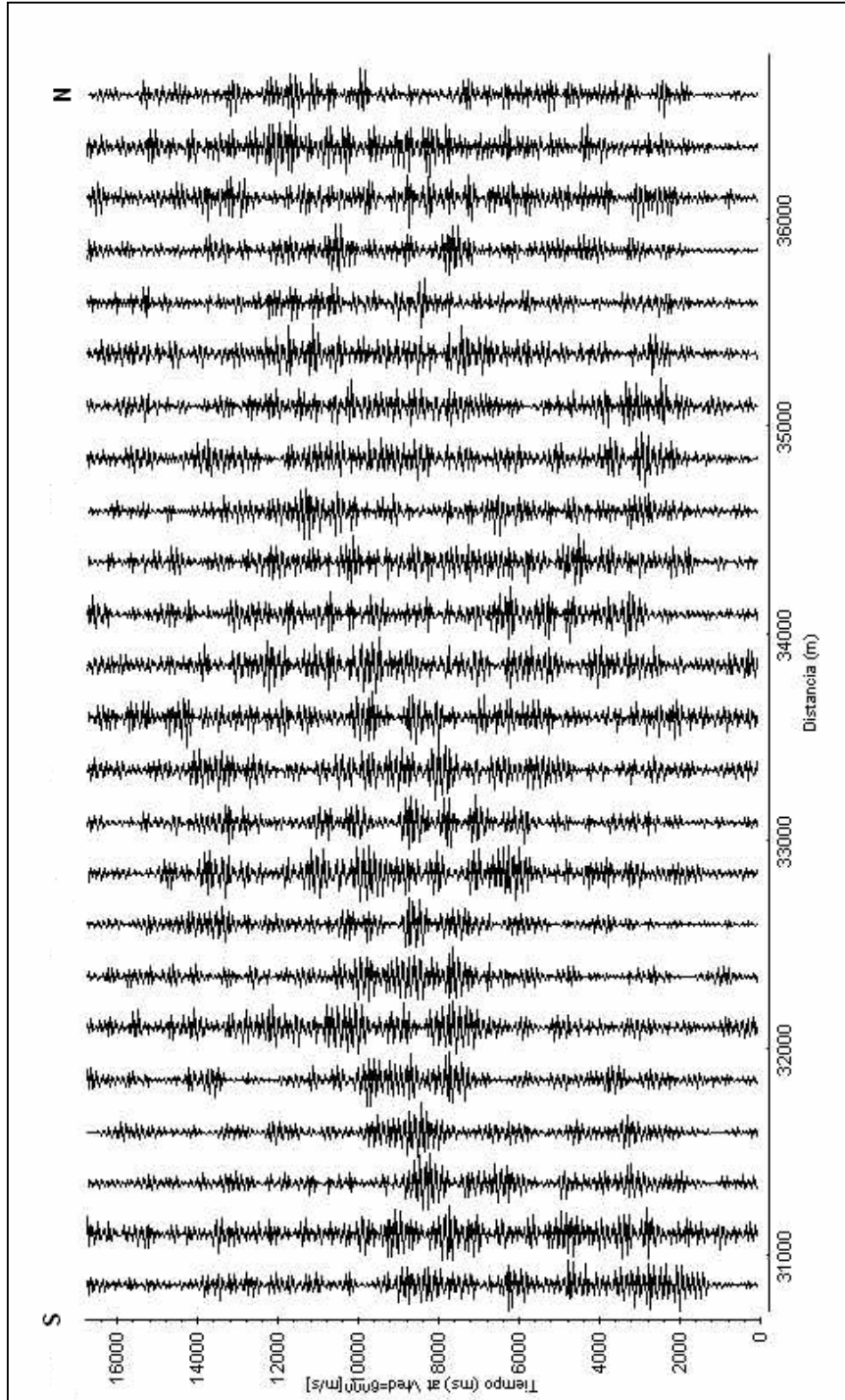
H0100SURVEY AREA Venezuela -Mar Caribe
H0102VESSEL DETAILS M/V BINHAI512 0001
H0200DATE OF SURVEY 20011110
H0202TAPE VERSION IDENTIFIER UKOOA P1/90
H0300CLIENT PDVSA
H0700POSITIONING SYSTEM 1Spectra Version 8.7.04
H1000CLOCK TIME RELATIVE GMT GMT + 0.00HOURS
H1400GEODETTIC DATUM (SURVEY) WGS84 GRS-80 6378137.000
298.2572236
H1700VERTICAL DATUM DESCR SEA LEVEL
VCC-01G-09 1 000000122022.06N0662152.50W 960333.3 369110.84827.6093025557
VCC-01G-09 1 000000122021.83N0662152.49W 960333.6 369103.74827.6093025614
VCC-01G-09 1 000940122021.06N0662152.48W 960333.9 369080.14828.8093025626
VCC-01G-09 1 000941122020.13N0662152.48W 960334.0 369051.54828.0093025641
VCC-01G-09 1 000942122018.91N0662152.47W 960334.1 369014.04828.8093025700
VCC-01G-09 1 000943122017.69N0662152.48W 960333.7 368976.34828.4093025719
VCC-01G-09 1 000944122016.46N0662152.48W 960333.8 368938.74829.2093025738
VCC-01G-09 1 000945122015.25N0662152.47W 960334.0 368901.44830.0093025756
VCC-01G-09 1 000946122014.03N0662152.47W 960333.9 368864.04830.0093025815
VCC-01G-09 1 000947122012.81N0662152.47W 960334.0 368826.44829.6093025833
VCC-01G-09 1 000948122011.59N0662152.46W 960334.1 368788.94828.8093025852
VCC-01G-09 1 000949122010.37N0662152.44W 960334.6 368751.44828.0093025911
VCC-01G-09 1 0009501220 9.14N0662152.39W 960336.1 368713.84828.8093025930
VCC-01G-09 1 0009511220 7.92N0662152.32W 960338.3 368676.14828.8093025948
VCC-01G-09 1 0009521220 6.70N0662152.25W 960340.3 368638.64829.6093030007
VCC-01G-09 1 0009531220 5.48N0662152.20W 960341.8 368601.34828.4093030025
VCC-01G-09 1 0009541220 4.26N0662152.17W 960342.8 368563.84829.2093030044
VCC-01G-09 1 0009551220 3.04N0662152.15W 960343.4 368526.34829.2093030102
VCC-01G-09 1 0009561220 1.82N0662152.13W 960343.9 368488.74831.6093030120
VCC-01G-09 1 0009571220 0.60N0662152.14W 960343.5 368451.24828.8093030138

Formato de hoja de cálculo Maker_Header la cual contiene los datos de coordenadas geográfica de los puntos de disparos, tiempos de disparos y batimetría

Línea			Latitud (°)	Longitud (°)	Batimetría (m)	Día	Fecha (dd/mm/aa)	Hora (hh:mm:ss)	Tiempo entre disparos (s)
VCC-01G-09	1	0	12,339461	66,364583	4827.60	93	03/04/02	02:55:57	
VCC-01G-09	1	0	12,339397	66,364581	4827.60	93	03/04/02	02:56:14	17
VCC-01G-09	1	940	12,339183	66,364578	4828.00	93	03/04/02	02:56:26	12
VCC-01G-09	1	941	12,338925	66,364578	4828.00	93	03/04/02	02:56:41	15
VCC-01G-09	1	942	12,338586	66,364575	4828.80	93	03/04/02	02:57:00	19
VCC-01G-09	1	943	12,338247	66,364578	4828.40	93	03/04/02	02:57:19	19
VCC-01G-09	1	944	12,337906	66,364578	4829.20	93	03/04/02	02:57:38	19
VCC-01G-09	1	945	12,337569	66,364575	4830.00	93	03/04/02	02:57:56	18
VCC-01G-09	1	946	12,337231	66,364575	4830.00	93	03/04/02	02:58:15	19
VCC-01G-09	1	947	12,336892	66,364575	4829.60	93	03/04/02	02:58:33	18
VCC-01G-09	1	948	12,336553	66,364572	4828.80	93	03/04/02	02:58:52	19
VCC-01G-09	1	949	12,336214	66,364567	4828.00	93	03/04/02	02:59:11	19
VCC-01G-09	1	950	12,335872	66,364553	4828.80	93	03/04/02	02:59:30	19
VCC-01G-09	1	951	12,335533	66,364533	4828.80	93	03/04/02	02:59:48	18
VCC-01G-09	1	952	12,335194	66,364514	4829.60	93	03/04/02	03:00:07	19
VCC-01G-09	1	953	12,334856	66,364500	4828.40	93	03/04/02	03:00:25	18
VCC-01G-09	1	954	12,334517	66,364492	4829.20	93	03/04/02	03:00:44	19
VCC-01G-09	1	955	12,334178	66,364486	4829.20	93	03/04/02	03:01:02	18
VCC-01G-09	1	956	12,333839	66,364481	4831.60	93	03/04/02	03:01:20	18
VCC-01G-09	1	957	12,333500	66,364483	4828.80	93	03/04/02	03:01:38	18

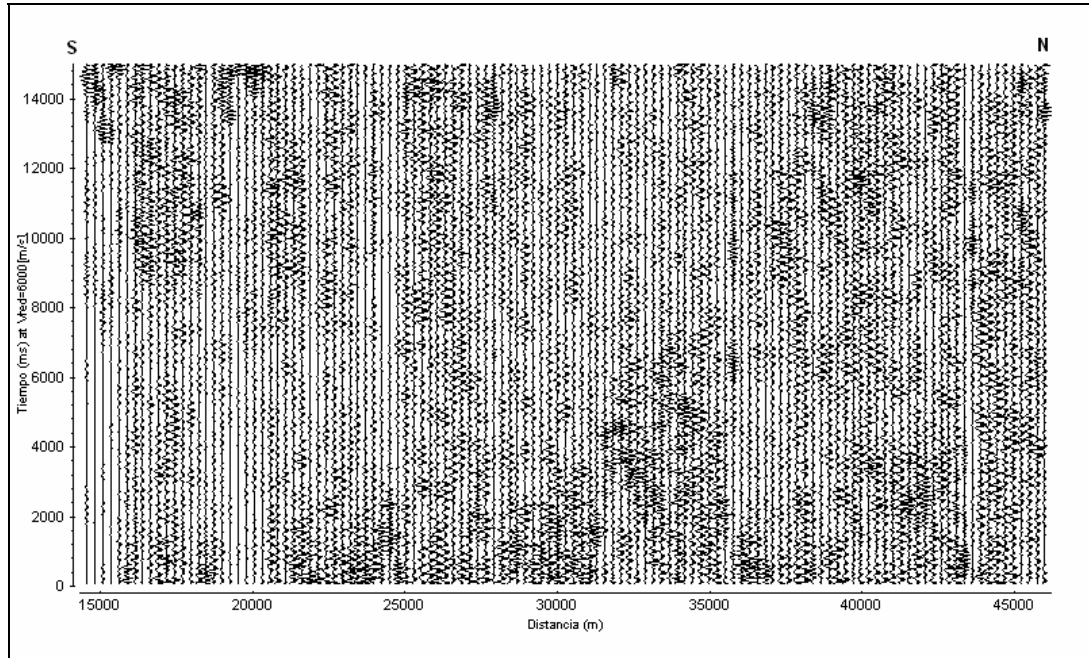
[ANEXO 2]

Sección sísmica visualizada en la opción gráfica Wigglemode

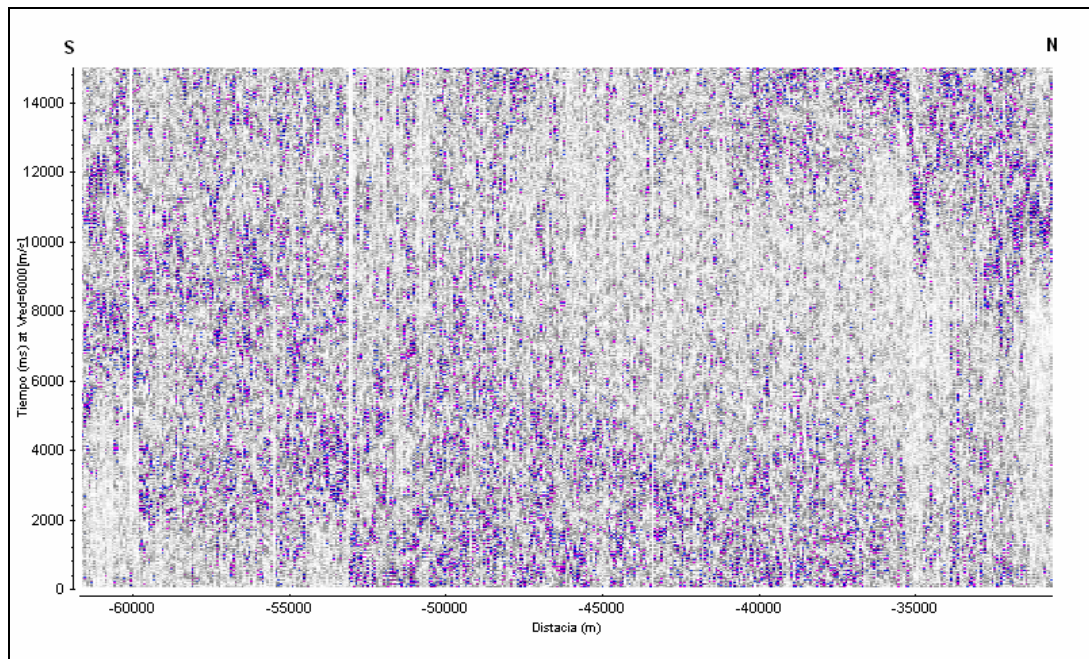


[ANEXO 3]

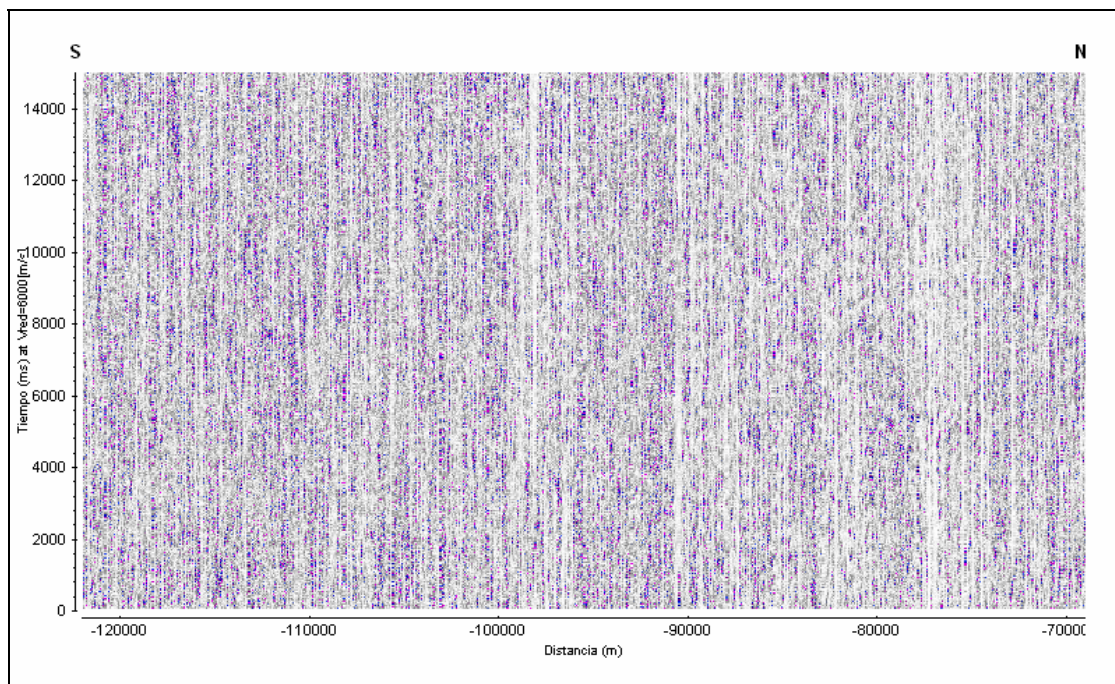
Secciones sísmicas obtenidas en el proyecto "Mar y Tierra"



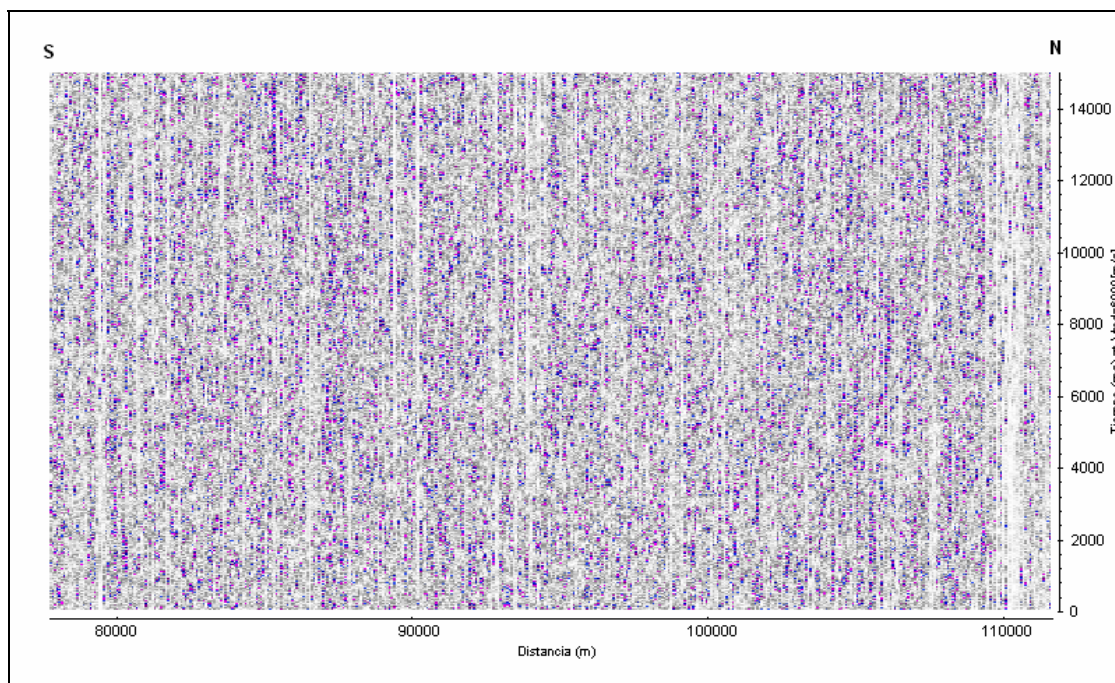
Sección sísmica obtenida de los disparos de la línea 09 (CC-01G-09) en la estación 1 (La Sabana)



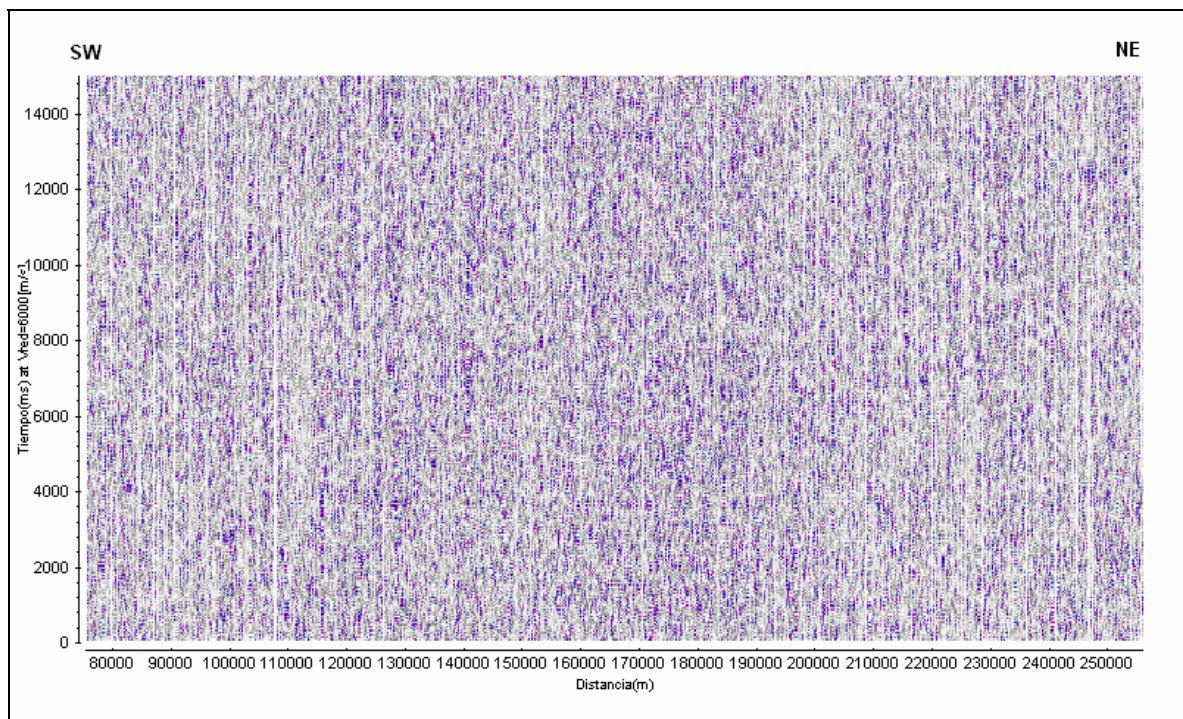
Sección sísmica obtenida de la línea 09 (CC-01G-09) en la estación 2 (Macanilla)



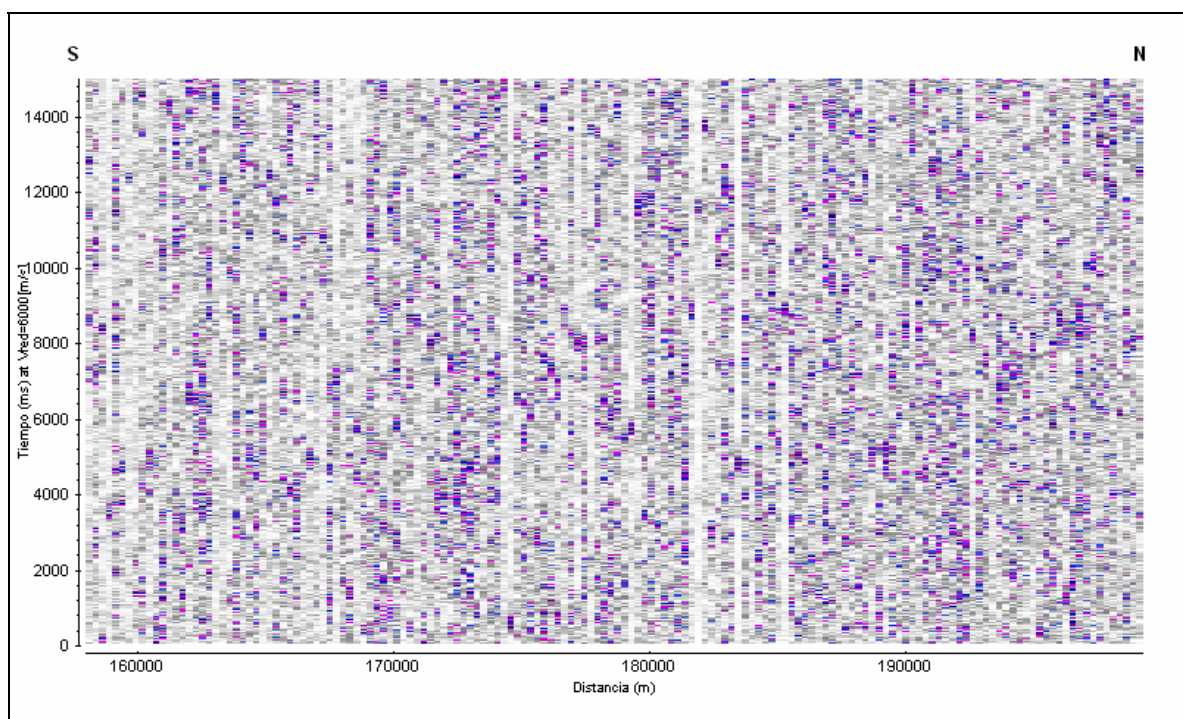
Sección sísmica obtenida de la línea 09 (CC-01G-09) en la estación 3 (Cholondrón)



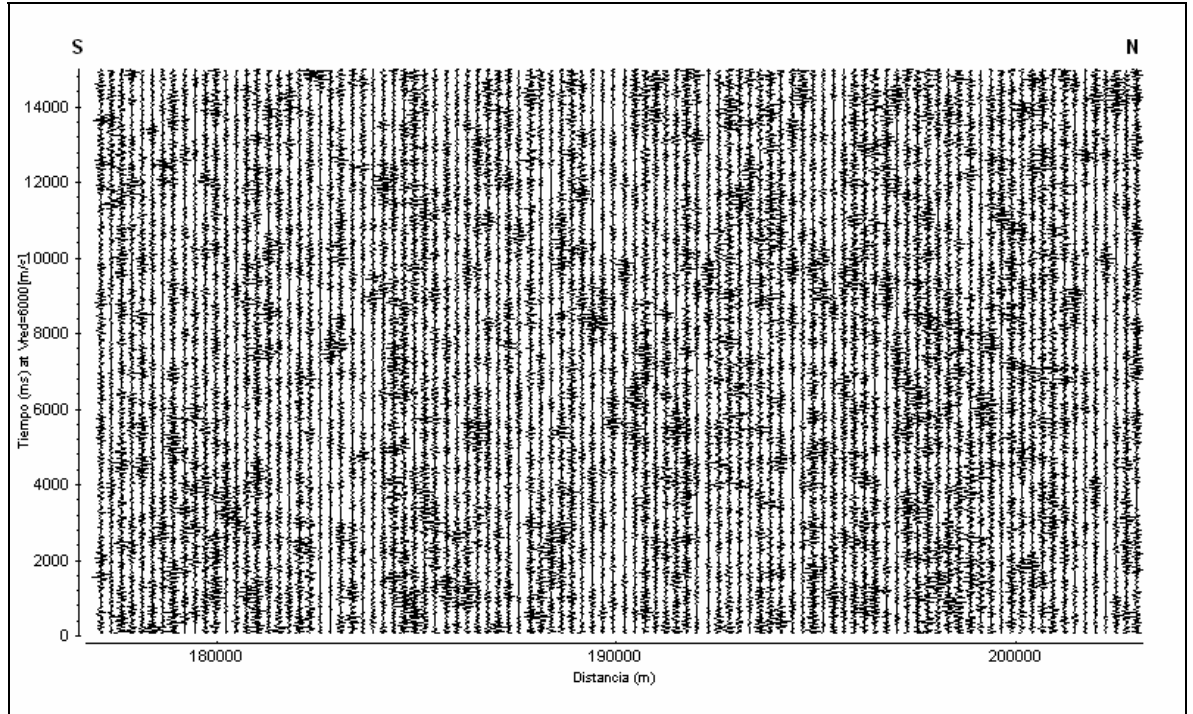
Sección sísmica obtenida de la línea 09 (CC-01G-09) en la estación 4 (Tapipa)



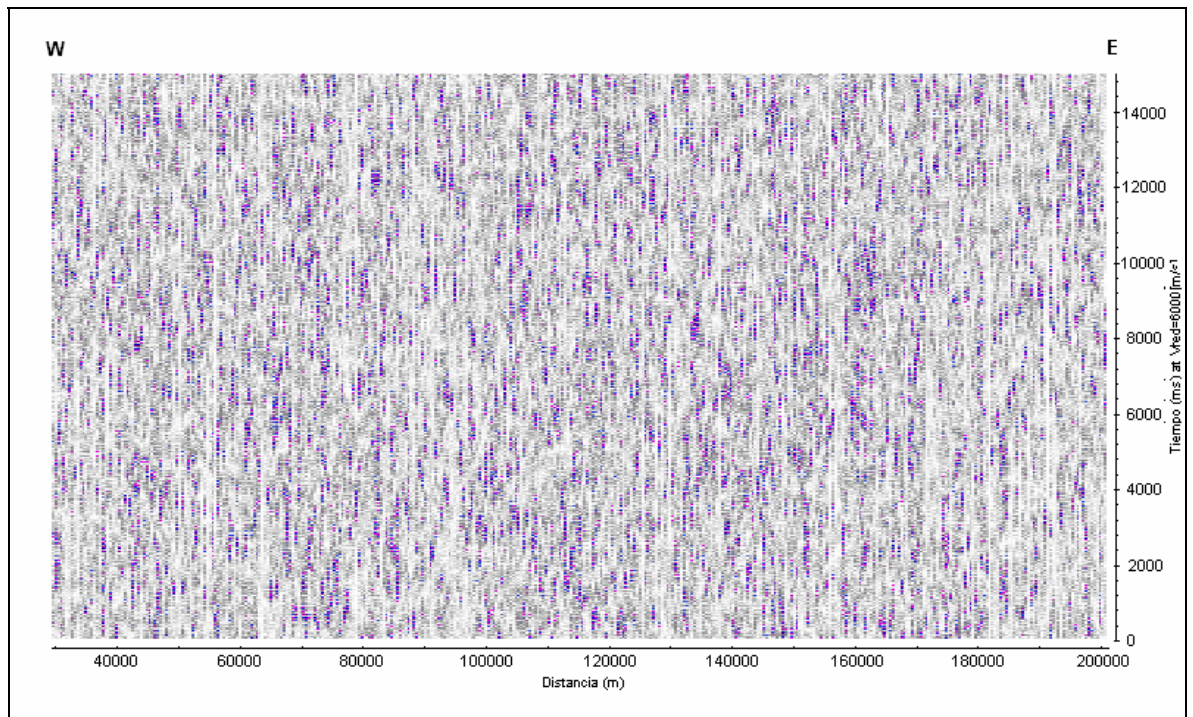
Sección sísmica obtenida de los disparos de la línea 15 (CC-01G-15) en la estación 1 (Higuerote)



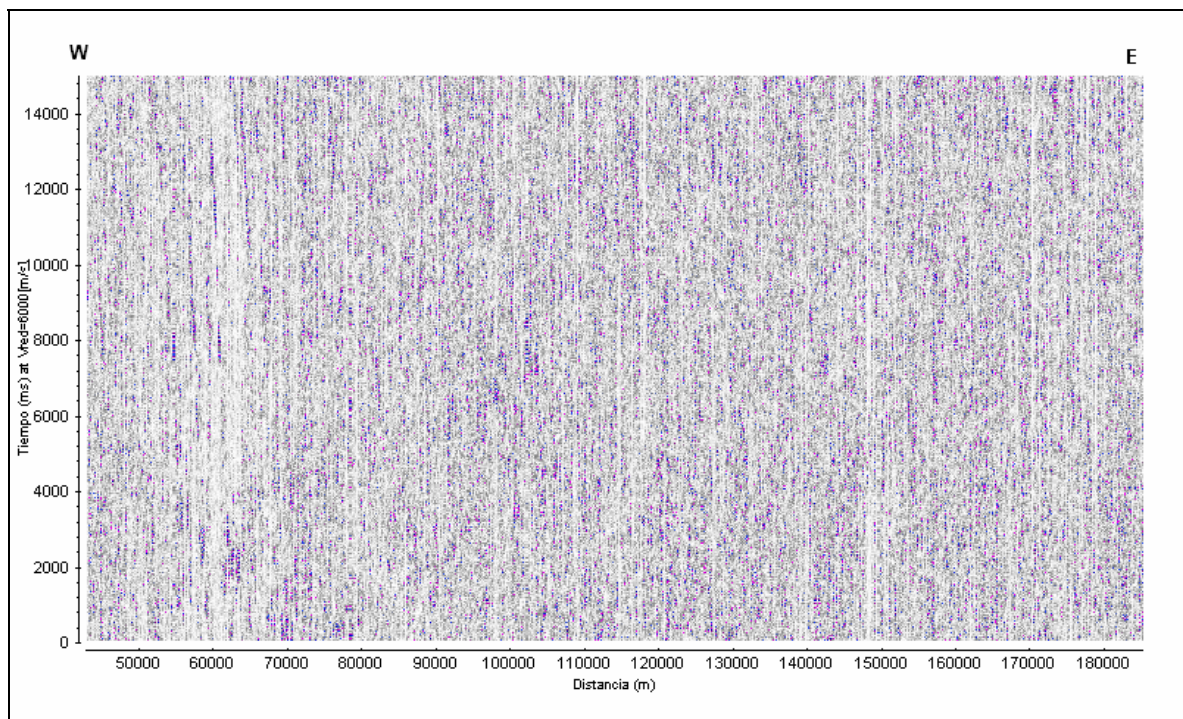
Sección sísmica obtenida de los disparos de la línea 21 (CC-01G-21) en la estación 2 (Valencia)



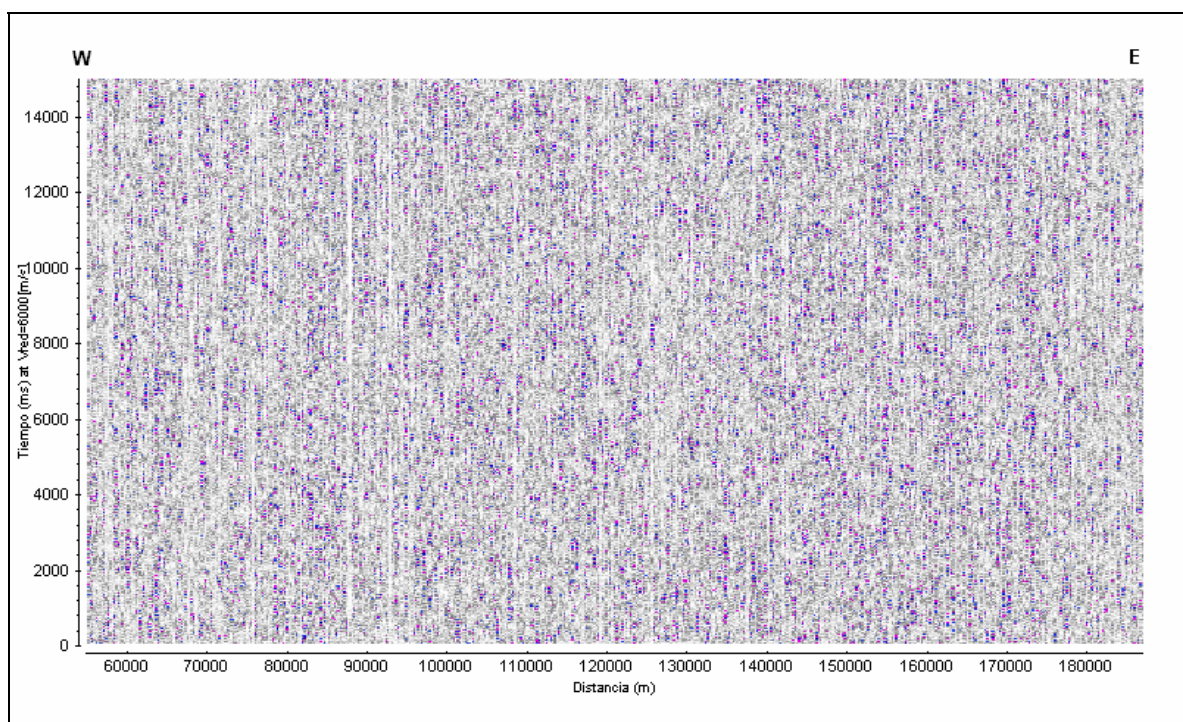
Sección sísmica obtenida de la línea 21 (CC-01G-21) en la estación 3 (Guaicas)



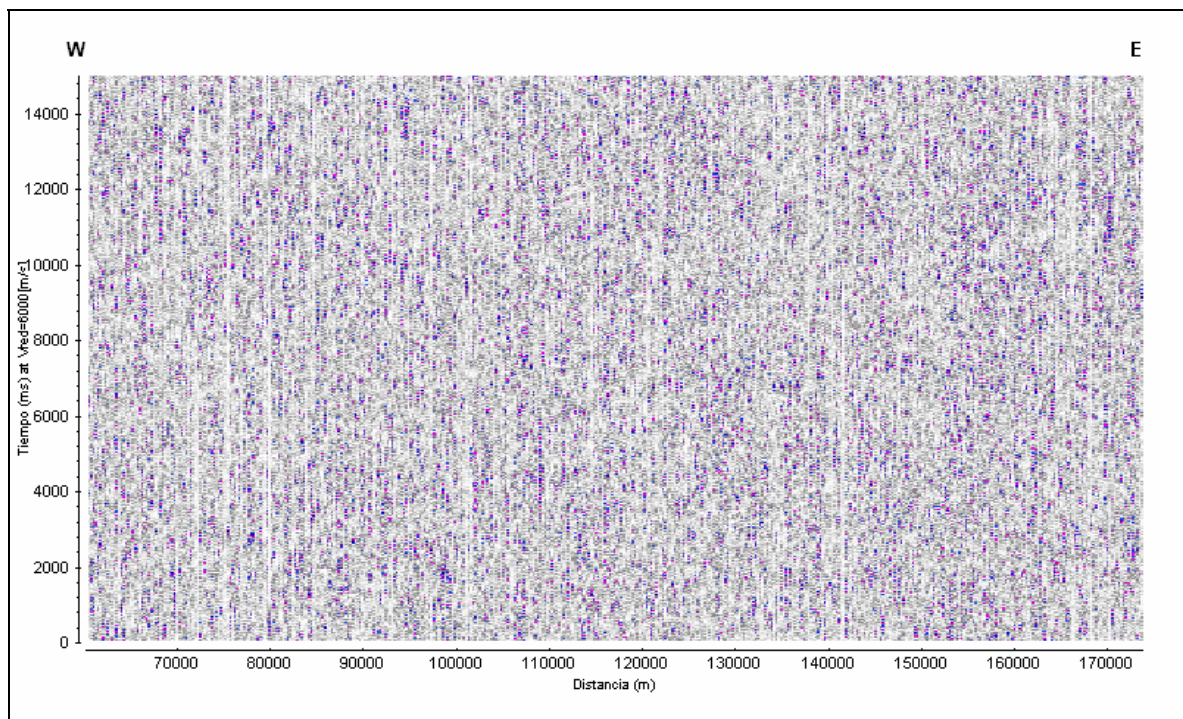
Sección sísmica obtenida de los disparos de la línea 08 (CC-01G-08) en la estación 1 (Morrocoy)



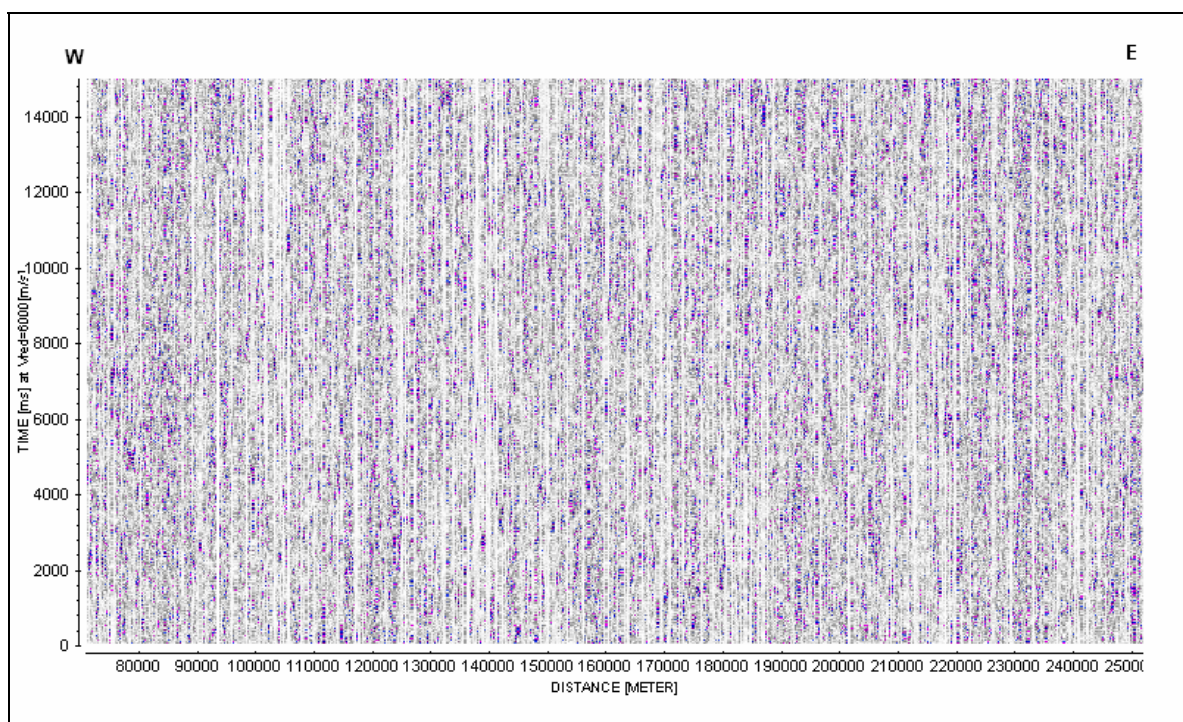
Sección sísmica obtenida de la línea 08 (CC-01G-08) en la estación 2 (Chichiriviche)



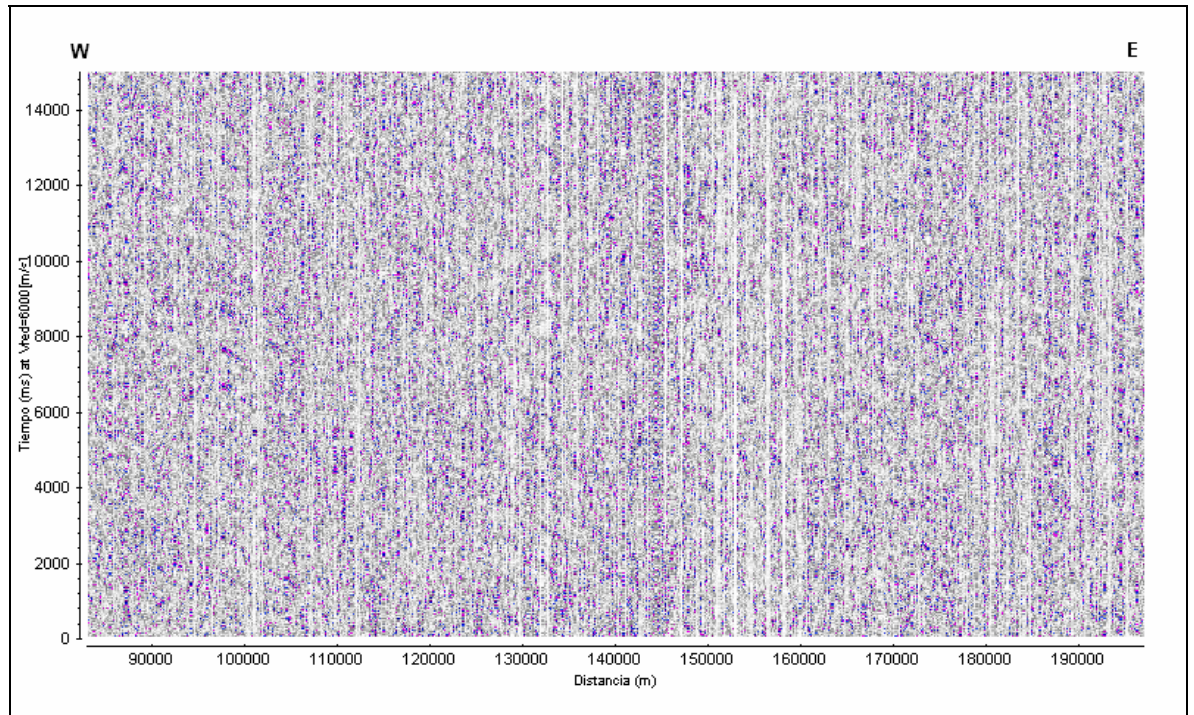
Sección sísmica obtenida de la línea 08 (CC-01G-08) en la estación 3 (Hacienda Caldera)



Sección sísmica obtenida de la línea 08 (CC-01G-08) en la estación 4 (Yaracal)



Sección sísmica obtenida de la línea 08 (CC-01G-08) en la estación 5 (Araurima)



Sección sísmica obtenida de la línea 08 (CC-01G-08) en la estación 6 (Bachacal)

ANEXOS