

03076



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONALES
Y POSGRADO DEL COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES
INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN GEOFISICA

ESTUDIO DE LA CORTEZA OCEANICA DEL PACIFICO
MEXICANO CON AYUDA DE DATOS DE REFLEXION
SISMICA, MAGNETICOS Y GRAVIMETRICOS

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN EXPLORACION GEOFISICA
P R E S E N T A :
JOSE MANUEL TRAÑA PEREZ

CIUDAD UNIVERSITARIA

2003

TRABAJA CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

**TESIS
CON
FALLA DE
ORIGEN**

PAGINACIÓN DISCONTINUA

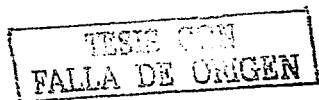
Índice

	Resumen	4
I.	Introducción	6
II.	Marco geológico	7
III.	Corteza Oceánica	8
	III.1. Modelo Ophiolítico	10
	III.2. Estudios de refracción sísmica	13
	III.3. Estudios de reflexión sísmica	15
IV.	Datos	18
	IV.1. Datos sísmicos multicanal	18
	IV.2. Datos gravimétricos y magnéticos	20
V.	Procesamiento de los datos	21
	V.1. Datos sísmicos	21
	V.1.1. Secuencia de procesamiento	21
	V.1.2. Selección de los parámetros de procesamiento	26
	V.1.2.1. Ganancia	26
	V.1.2.2. Contenido de frecuencias	28
	V.1.2.3. Deconvolución predictiva	29
	V.1.2.4. Velocidades de apilado	33
	V.1.2.5. Velocidades de migrado	35
	V.2. Datos Gravimétricos	39
	V.2.1. Anomalia de Bouguer del Manto	39
	V.2.2. Análisis espectral	41
VI.	Resultados	44
	VI.1. Datos gravimétricos y magnéticos	44
	VI.1.1. Anomalia de Bouguer del Manto	44
	VI.1.1. Análisis espectral de los datos gravimétricos	46
	VI.2. Datos de reflexión sísmica	49
	VI.2.1. Sección sedimentaria	50
	VI.2.2. Reflectores intercorticales	51
	VI.2.2.1. Base de la capa 2 A	51
	VI.2.2.2. Limite capa2—capa3	51
	VI.2.2.3. Reflectores inclinados	52
	VI.2.3. Reflectores intercorticales sub—horizontales	52
	VI.2.4. Reflector—Moho	53
	VI.2.5. Espesor cortical	54
VII.	Discusión de los resultados	54
VIII.	Conclusiones	58
	Referencias	67
	Anexo	73

dirección General de Bibliotecas
 - Enviar en formato electrónico a:
 - de mi trabajo

Por: Jose Manuel Tean

27 de Mayo del 2003



Agradecimientos

Agradezco en primer lugar al Gran Creador, Dios. Porque fue el que me dio la energía y el conocimiento necesario para llevar hasta el final este proyecto.

Agradezco de mucho corazón a la Organización de Estados Americanos porque fue la que me brindo el soporte económico para este maravillosos proyecto.

Agradezco también al personal académico y administrativo del Instituto de Geofísica de la UNAM por el apoyo que me brindaron y por los conocimientos que me proporcionaron. Agradezco particularmente a mi tutor, el Dr. William Lee Bandy por su invaluable tutoría, por su paciencia y comprensión. También agradezco al Dr. Carlos Mortera, miembro del comité, por transmitirme siempre animo para seguir adelante.

TRABAJOS CON
FALLA DE ORIGEN

A mis amados e inolvidables padres: Victor y Julia.

TESIS
FALLA DE ORDEN

Resumen

Para investigar el carácter y los cambios espaciales de la corteza oceánica de una misma edad formada a lo largo de la EPR (East Pacific Rise), datos geofísicos marinos fueron procesados y analizados. Los datos procesados y analizados consisten de una línea de datos sísmicos multicanal con datos gravimétricos y magnéticos de aproximadamente 700 km de longitud, localizada en el Océano Pacífico Mexicano entre las latitudes 13 y 20° N y las longitudes 117 y 118° W, entre las zonas de fractura Clarion y Clipperton. La línea fue situada sobre una misma anomalía magnética. Esto fue hecho para investigar los cambios en la estructura de la corteza oceánica a través de los cuales pudieran ser inferidas las variaciones espaciales en los procesos de generación de la corteza.

Los datos sísmicos fueron procesados con una secuencia de procesamiento que incluyó recuperación por divergencia esférica, ganancia automática, deconvolución, filtrado, apilado y migrado. Con los datos gravimétricos se calculó la anomalía de Bouguer del Manto y la anomalía Residual del Manto y se le aplicó un análisis espectral.

Como resultado de los datos sísmicos se muestra una alta reflectividad en los sedimentos y las "pilo lavas" (almohadillas) y encuentra un reflector a los 7.48 s doble tiempo de viaje (DTV), que es interpretado como Moho (Mohorovičić), o discontinuidad entre la corteza y el manto. Este está presente en casi el 59% de la sección sísmica. En la parte norte, el DTV del Moho a partir del basamento (2.01 s) es mayor que en la parte sur (1.86 s). La parte intermedia superior e inferior de la sección sísmica presenta poca reflectividad y casi están ausente los reflectores intermedios e inclinados observados en otras partes de la corteza oceánica.

El fondo marino se presenta más irregular y menos profundo en la parte norte de la sección sísmica, a partir del CDP 7150 (Latitud 15.221°N, longitud 117.787°W). Al norte de este punto se observa un mínimo en las anomalías 2D y 3D de Bouguer y Residual. La anomalía Residual del Manto 2D se compensa con un déficit de densidad de 0.05 g/cm³ y de 0.1 g/cm³ para la 3D. Este déficit de densidades podría explicar el aumento del DTV que experimenta el Moho en la parte norte en relación con la parte sur de la sección. El aumento del DTV también puede ser generado por un aumento de



espesor de la corteza. En ambas situaciones, el cambio de espesor aparente de la corteza evidencia un cambio en la estructura real de la misma.

Estos dos segmentos, el segmento norte y segmento sur, complementado con los resultados de los datos gravimétricos y la interpretación de los datos magnéticos, infieren estructuras corticales diferentes asociados con el modelo de la cámara magmática que los originó. El resultado de los análisis espectrales de los datos gravimétricos muestran resultados que están en completo acuerdo con el espesor de la corteza en la línea de estudio. Una de las interfaces resultantes de este análisis muestra una profundidad de 11.8 km y la otra de 5.8 km.

TESIS
FALLA DE ORIGEN

I. Introducción

A principios de 1990, en un esfuerzo conjunto del Instituto de Geología y Geofísica Marina de Yuzhno-Sakhalinsk, del Instituto de Geofísica de Hawai y del Servicio Geológico de los Estados Unidos, fue ejecutada la primera parte de un programa, elaborado en 1989 por la Academia de Ciencias de la URSS, llamado PACTRAN [Gnibidenko *et al.*, 1990]. El objetivo del programa PACTRAN era efectuar una serie de investigaciones intensivas globales que permitieran estudiar tanto el fondo marino como la corteza oceánica. Para esto propusieron efectuar una serie de investigaciones geofísicas a lo largo de tres transectos este—oeste: en el norte, en el centro y en el sur del Pacífico. La primera parte del programa consistía en efectuar una serie de estudios geofísicos en el transecto Central del Pacífico, durante el cual se colectarían 6100 km de datos.

Como resultado de una propuesta complementaria, efectuada por la Universidad de Texas A & M, el Instituto de Geología y Geofísica Marina de Yuzhno-Sakhalinsk y la UNAM de México, al tramo Central se le adicionaron dos perfiles de 700 y 200 km de longitud, perpendiculares al transecto Central localizado entre las zonas de fracturas Clarion y Clipperton (líneas 017 y 117). Por razones financieras solo se realizó el transecto Pacífico-Central y las líneas complementarias 017 y 117. Solo los datos recolectados en el Pacífico Central fueron parcialmente procesados y algunos de sus resultados fueron publicados. No fue así par las dos secciones complementarias.

El objeto de estudio de la tesis es la línea 017, de aproximadamente 700 km de longitud. La línea se registró en 22 tramos de 35km promedio cada una. Como objetivo principal de este trabajo está el estudiar la estructura y variabilidad de la corteza oceánica entre las zonas de fracturas Clipperton y Clarion. Para esto se usó una secuencia de procesamiento relativamente estándar en los datos sísmicos marinos. Así mismo, se analizaron datos gravímetros y magnéticos y sus resultados fueron incorporados en la interpretación. La tesis tiene un mayor énfasis en el estudio del Moho y sus características y en la presencia de reflectores intermedios en la corteza oceánica. Además se analizaron las discontinuidades de la corteza oceánica y sus anomalías gravimétricas asociadas.



II. Marco geológico

La zona de estudio se localiza entre los 117 - 118°W y 13 - 20° N, sobre la placa Pacífico, aproximadamente a 1300 km del actual centro de esparcimiento (East Pacific Rise) de las placas Pacífico—Cocos. El perfil geofísico se sitúa entre dos importantes zonas de fracturas (Figura 1): al norte, la Zona de Fractura Clarion y al sur, la Zona de Fractura Clipperton.

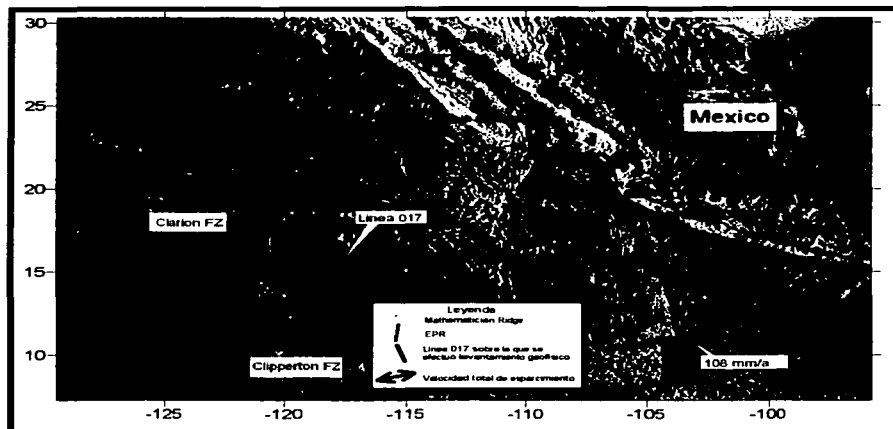
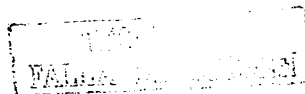


Figura 1. Mapa con localización del perfil geofísico. La línea roja marca los límites entre las Placas de Cocos, Pacífico, Rivera y Norte América. El presente esparcimiento entre las placas de Cocos y Pácífico es de 108 mm a^{-1} .

La orientación de la línea es casi paralela a la anomalía magnética SE (Figura 2), a la que le corresponde una edad aproximada de 19 Ma [Cande y Kent, 1992]. Esta edad pertenece a una época en la que la zona de estudio se localizaba sobre la placa Pacífico, la que divergía de la placa Guadalupe con una velocidad total aproximada de 176 mma^{-1} [Eittreim *et al.*, 1992]. La velocidad dada confina nuestra zona de estudio a una época de ultra rápido esparcimiento.



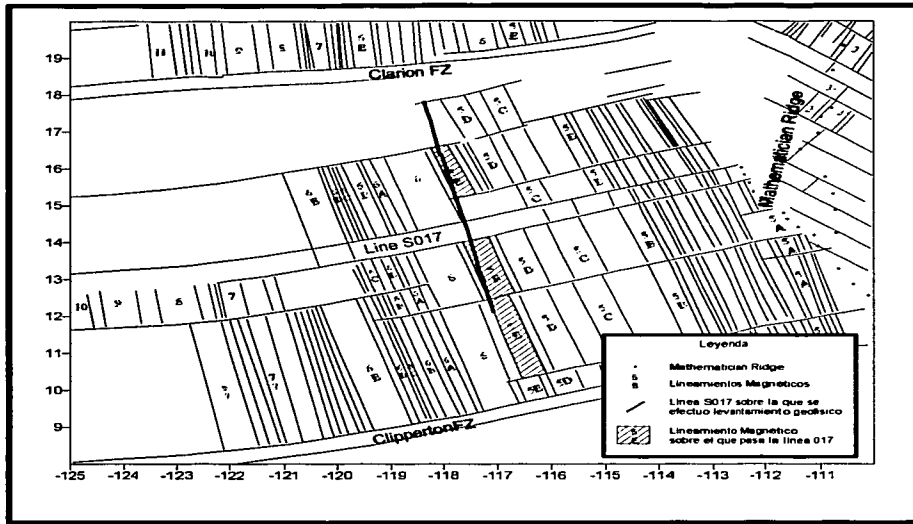


Figura 2. Mapa de anomalías magnéticas [Después de Klitgord y Mammerickx, 1982].

III. Corteza oceánica

La corteza oceánica se forma en los límites de divergencia entre placas, como resultado del ascenso del material astenosférico. Los procesos que aquí ocurren han sido inferidos de una serie de trabajos de tectónica oceánica moderna procedentes de estudios geológicos y geofísicos. Como resultado de estos trabajos han sido propuestos diferentes modelos de la corteza oceánica. Aunque estos modelos han tratado de integrar todos los datos existentes, en la mayoría de los casos han sido formados con base en el modelo ophiolítico.

Las propiedades petrológicas—petrofísicas de los complejos ophiolíticos han sido estudiadas con gran detalle, a partir de los cuales se han reconstruido sismogramas sintéticos [Spudich y Orcutt, 1980; Kempner y Gettrust, 1982]. Estos sismogramas han

TESIS
FALLA DE OCEANO

sido comparados con los obtenidas directamente de experimentos de refracción sísmica en la corteza oceánica y han mostrado una enorme similitud [Kempner y Gettrust, 1982]. Por otra parte, estudios geológicos geofísicos efectuados en el pozo 504B [Kent *et al.*, 1997], perforado en el rift Costa Rica, el que alcanzó una profundidad hasta los 1056 m de la corteza, han reafirmado la hipótesis de que las ofiolitas representan elementos de la corteza oceánica.

De enorme valor han sido también los estudios de reflexión sísmica en el mejoramiento del conocimiento de la corteza oceánica. Diversos estudios de reflexión sísmica multicanal en diversas zonas de la corteza oceánica han sido efectuados con el objetivo de estudiar su estructura tanto vertical como horizontal [Herron *et al.*, 1978]. Estos han sido de gran importancia en la determinación de la variabilidad tanto vertical como lateral de la corteza, así como también en la determinación de la cámara magmática, su tamaño, forma y extensión en la zona de acreción [Herron *et al.*, 1980; Hale *et al.*, 1982; Detrick *et al.*, 1987; Rohr *et al.*, 1988; Detrick *et al.*, 1993; Eitrem *et al.*, 1994].

También han sido propuestos numerosos modelos térmicos de la zona de acreción con el fin de obtener un modelo de la estructura de la corteza oceánica. Los primeros modelos térmicos obtenidos a partir de las ofiolitas, predecían la existencia de grandes cámaras magmáticas en las cordilleras oceánicas [Sleep, 1975; Kuszniir y Bott, 1976]. Estos modelos consideraban que el enfriamiento de la cámara magmática se debía únicamente a efectos de conducción térmica. No fue sino la introducción del efecto de la circulación hidrotermal la que permitió conciliar la predicción térmica con las observaciones geofísicas sobre la no existencia de grandes cámaras sino, al contrario de pequeñas cámaras magmáticas [Morton y Sleep, 1985; Morgan y Chen, 1993; Henstock *et al.*, 1993].

TESIS CON
FALLA DE CIPREN

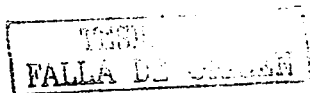
III.1. Modelo ophiolítico

Las ofiolitas, o complejos ophiolíticos, son partes de las placas oceánicas que han sido obducidas en los bordes de las placas continentales y generalmente presentan estructuras muy complejas por su estado metamórfico. Estos complejos se consideran los únicos que proveen evidencia directa para la creación de modelos de los procesos que ocurren en las cordilleras oceánicas. Estos complejos han sido encontrados en Chipre, Nueva Guinea, Newfoundland, California, Chile, Samail y México (La Península de Baja California) entre otros.

Las ofiolitas de Somail, localizadas en el sudeste de Omán, son las más extensas (aproximadamente 90000 km²), mejor expuestas y probablemente las más estudiadas y documentadas [e.g. Coleman y Hopson, 1981; Lipard *et al.*, 1986; Bouldier y Nicolas, 1988]. Aunque existen diferentes interpretaciones sobre la génesis de estas, en zonas de arco volcánico [Dewey, 1976], zonas de fallas transformantes [Karson, 1984; Allerton y Vine, 1992], la más ampliamente aceptada es la que confina su origen a las dorsales oceánicas [Anderson *et al.*, 1982; Kempner y Gettrust, 1982; Nicolas, 1989; Nicolas *et al.*, 1994].

La edad de emplazamiento de las ofiolitas de Omán es de 95 Ma (Tunoriano—Cenomaniano) y se considera que estas fueron partes de la corteza oceánica formada por el centro de divergencia Tetis, durante el Cretácico Tardío. Kempner y Getrus [1982] sugieren que estas representan una sección de la corteza oceánica de edad entre los 5 y 8 Ma, cuando fueron emplazadas.

Las ofiolitas están caracterizadas por una secuencia clásica de rocas (Figura 3a), la cual se encuentra bien expuesta en el complejo ophiolítico de Samail. Esta secuencia yace sobre rocas sedimentarias del escudo arábigo, no siendo parte de las ofiolitas, sobre la cual la corteza oceánica fue emplazada. Esta secuencia puede ser ampliamente dividida en dos grandes unidades: secuencia del manto superior y secuencia de la corteza.



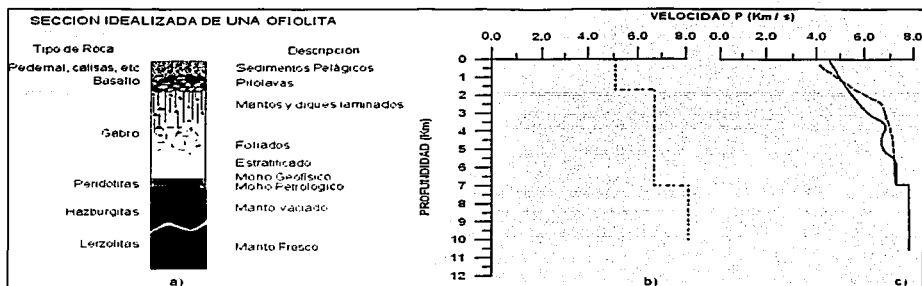


Figura 3. Modelo Ophiolítico y modelo clásico de velocidades de la corteza oceánica. (a) Modelo idealizado de las Ofiolitas, modificado de Coleman [1977] y Ehlers y Blatt [1982]; (b) Modelo clásico de velocidades de la corteza oceánica [Kearey y Vine, 1990]; (c) Modelo de velocidades obtenido de las Ofiolitas, la línea continua tomada de Christensen & Smewing [1981] y la discontinua tomada de Magnani *et al.* [1981].

La secuencia del manto superior está compuesta de harzburgitas, lherzolitas y dunitas [Nicolas *et al.*, 1996]. El contacto entre la secuencia del manto y las capas de la corteza está marcado por un límite estructural y petrológico el que suele representarse como "Moho petrológico". Los petrólogos definen este límite como la base de lo que fue la cámara magmática [Coleman, 1977, Ehlers y Blatt, 1982].

La secuencia cortical consiste de una serie estratificada (cúmulos peridotíticos y gabros), sobreyacidas por rocas plutónicas no estratificadas (alto nivel de intrusivos, no "cumulados"), un complejo de diques lávicos y una secuencia extrusiva de "pilo lavas" basálticas, cubiertas de sedimentos de origen oceánicos.

El límite entre las distintas unidades estratigráficas en la mayoría de los casos está dado por una zona de transición cuyo espesor y estructura puede variar considerablemente tanto vertical como lateralmente. La secuencia extrusiva (pilo lavas) cambia gradualmente y en forma rápida hacia abajo en una secuencia de diques laminados [Pallister, 1982, Christensen y Smewing, 1981]. La naturaleza del contacto entre los diques y los gabros varía considerablemente. Globalmente el volumen de diques

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

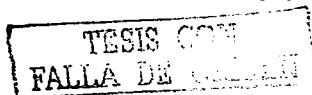
decrece lentamente (en abundancia) hasta convertirse en rocas con textura isotrópica (gabros foliados—gabroide y granitoide) [Nicolas *et al.*, 1981]. Los gabros isotrópicos gradúan rápidamente hacia abajo en una secuencia estratificada (gabros y peridotitas). El límite entre el manto y la corteza esta dado por la así llamada “zona de transición”, un horizonte muy irregular que separa los grabos estratificados de las harzburgitas.

El espesor de las distintas unidades estratigráficas en los límites de las ofiolitas es también muy variable. Nicolas *et al.* [1996] estima que la tapa basáltica (diques y material extrusivo) tiene un espesor entre 1.5 y 2.0 km, y que la corteza de la sección transversal de las ofiolitas de Omán es de 0.5—1 km más delgada que el espesor estándar de 6 km de la corteza oceánica usualmente considerada en la zona de rápida acreción.

La zona de “transición” tiene espesores que van desde unos pocos hasta centenares de metros. Sobre los mantos diapíricos presenta sus mayores espesores, lejos de estos, donde el flujo del manto es casi horizontal, la zona experimenta espesores mínimos [Nicolas *et al.*, 1996].

El espesor de la unidad de los gabros varía entre 2.5 y 5.4 km, con un promedio general de 3.3 km. Los gabros estratificados tienen un espesor promedio de 2.1 km y los foliados de 1.2 km. De acuerdo a Nicolas *et al.* [1996], existe una correlación general en la que una unidad de gabros más delgada (entre 2.2 y 2.5 km de espesor) sobreyace una zona de transición mas gruesa (entre 300 y 700 m) y una mas gruesa (entre 3.6 y 3.9 km) sobreyace una zona de transición más delgada (entre 5 y 100 m).

Diferentes estudios han concluido que las ofiolitas de Omán se formaron en una época de rápido esparcimiento [Nicolas, 1989; Nicolas *et al.*, 1994]. Tilton *et al.* [1979] presenta evidencias de que la velocidad de divergencia en el momento de su formación era de 2-5 cm/a. Según Nicolas *et al.* [1996], la mayor evidencia que confirma que las ofiolitas de Omán se formaron en una zona de rápido esparcimiento es el hecho de que los gabros estratificados se muestran continuos hasta en distancias horizontales de 50 km o más, lo que indica que la cámara magmática era continua y poco variable espacialmente en esta escala.



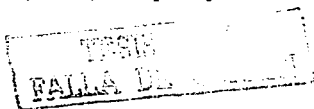
III. 2. Estudios de refracción sísmica

La integración de la información geológica / geofísica de las ofiolitas, principalmente con los datos de refracción sísmica, de la corteza oceánica, ha permitido mejorar el conocimiento de la estructura sísmica de la misma. El modelo clásico de velocidades de la corteza oceánica existente fue obtenido a través de experimentos de refracción sísmica (Figura 3b). Este consiste de unas cuantas capas homogéneas horizontales, entre los límites de los cuales se generan ondas refractadas debido a las diferencia de velocidades [Spudich y Orcutt, 1980].

La casi ausencia de contactos litológico estructurales abruptos entre las distintas unidades estratigráficas que muestran las ofiolitas, la presencia de zonas de transición (amplias o estrechas), permite suponer que la estructura de velocidades de la corteza oceánica debe presentar un comportamiento similar (Figura 3c). Estudios petrofísicos efectuados en muestras tomadas de las ofiolitas de Omán [Manghnani y Coleman, 1981; Christensen y Smewing, 1981] confirman lo anterior.

Christensen y Smewing [1981] y Manghnani y Coleman [1981] encuentran que la velocidad tanto de la onda P como la S varían gradualmente a través de toda la unidad de la corteza en la secuencia ophiolítica, experimentando una discontinuidad en el Moho (Figura 3b). Los perfiles de velocidad obtenidos por ambos coinciden en que el gradiente promedio de velocidades en la sección de las pilas lavas y diques laminados es relativamente mayor que el gradiente en la capa de los gabros masivos y estratificados (gradiente muy pequeño o casi nulo). El límite entre los cambios de gradientes (3-4 km aproximadamente a partir del fondo marino) corresponde con la zona de transición de la facie de esquistos verdes a anfibolitas y marca los límites entre la capa2 (pila lavas, diques laminados) y capa3 (gabros).

Sismogramas sintéticos de refracción, obtenidos a partir de las propiedades petrofísicas de las ofiolitas, han demostrado no solamente que las ofiolitas son análogos de la corteza oceánica, sino que también estos presentan un mejor ajuste utilizando el modelo de gradiente de velocidades [Spudich y Orcutt, 1980; Kempner y Gettrust, 1982].

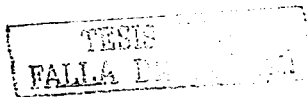


Houtz y Ewing [1976] crea una subdivisión de la capa 2—(2A, 2B y 2C) con base en algunos estudios de refracción efectuados en la corteza oceánica. Sin embargo, Spudich y Orcutt [1980], en otros estudios de refracción en otros puntos de la corteza oceánica, interpreta las capas 2A, 2B y 2C con ayuda de diferentes gradientes. Spudich y Orcutt [1980] sugieren que la poca resolución de los métodos sísmicos explosivos pueden no permitir ver esta subdivisión, o que estas, aunque son estructuras reales, podrían no ser representativas debido a que no se manifiestan en todos los estudios.

Estudios efectuados de registros geofísicos en el pozo 504B también permiten detectar esta subdivisión [Becker *et al.*, 1989]. Según los resultados de los estudios geológicos geofísicos del pozo 504B, la capa 2A tiene un espesor entre 100 y 200 m y comprende la parte superior de las pilolavas, siendo estas rocas muy porosas. La capa 2B corresponde a la parte inferior de la parte extrusiva, con un espesor mayor que 500 m, en la cual la porosidad primaria fue reducida por procesos de alteración. La capa 2C la componen los diques laminados y esta separada de la capa 2B por una zona de transición. Evidentemente esta separación es posible efectuarla gracias a la alta resolución de los registros de pozos.

La capa 3 en promedio presenta un gradiente relativamente menor que el de la capa 2. Sin embargo, el perfil de velocidades de Christensen y Smewing [1981] (Figura 3c), en la parte superior presenta una zona de baja velocidad. Sismogramas sintéticos de refracción obtenidos por Kempner y Gettrust [1982], encuentran un buen ajuste con análogos de la corteza oceánica, ajustando mejor los detalles en el perfil de Christensen y Smewing. Sin embargo, Kempner y Gettrust [1982] explican que estos detalles pueden estar en los límites de la resolución de la sísmica de refracción. Esta capa comúnmente la subdividen en capa 3A y 3B que corresponden respectivamente a los gabros isotrópicos y a los gabros estratificados.

La interfaz que ocasiona tanto la reflexión como la refracción sísmica entre la corteza y el manto está localizada directamente sobre “la zona de transición” [Christensen y Smewing, 1981; Nicolas *et al.*, 1996], a la que comúnmente se le refiere como “Moho geofísico”. Brocher *et al.* [1985], al intentar modelar la interfaz sísmica reflectora, a partir de las ofiolitas, con el fin de correlacionarlo con el contraste petrológico, concluye que el Moho puede ser una zona de transición o una fuerte discontinuidad.



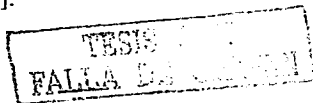
Barth y Mutter [1996] va más allá y sugiere que la reflexión del Moho está dada por la porción máfica de la corteza, en el tope de la región de la presencia ultramáfica, argumentando que esta es una zona de rápida transición.

III. 3. Estudios de reflexión sísmica

El uso de los métodos de refracción sísmica en el estudio de la corteza oceánica permitió en gran manera mejorar el conocimiento de la estructura de la corteza y crear modelos de la misma. Sin embargo, la falta de resolución lateral y vertical y el enorme tamaño de los arreglos necesarios en los experimentos de refracción le fue cediendo al método de reflexión sísmica un lugar exclusivo en el estudio de la corteza oceánica.

Después de su introducción, han sido numerosos los trabajos de reflexión sísmica marina, de un solo canal al inicio y multicanal después, efectuados con el fin de estudiar la estructura de la corteza oceánica. Uno de los primeros trabajos fue el efectuado por el Lamont—Doherty Geological Observatory de la universidad de Columbia en 1976 en la dorsal del Pacífico Este, cerca de la zona de Fractura Siqueiro [Herron *et al.*, 1978], donde por primera vez se observó de manera clara la estructura de la corteza formada por capas en su parte superior.

Posteriormente, la mayor parte de los trabajos fue concentrada a lo largo y a través de las dorsales oceánicas con el fin de estudiar los procesos magmáticos que allí ocurren. Los resultados de estos experimentos permitieron por primera vez mapear la estructura de las cámaras magmáticas en los centros de esparcimiento [Herron *et al.*, 1980; Hale *et al.*, 1982; Detrick *et al.*, 1987; Detrick *et al.*, 1993] y, por consiguiente, formular modelos más consistentes sobre la formación de estas y la formación de la corteza oceánica. Después numerosos perfiles de reflexión sísmica multicanal han sido efectuados en diversos puntos de la corteza oceánica, con el fin de estudiar la variabilidad de la corteza en dependencia tanto de la edad como de los rasgos estructurales de discontinuidades en las dorsales, tales como puntos de traslape, los deval's (del inglés deviations in axial linearity) y las fallas transformantes [Rohr *et al.*, 1988; Eittrheim *et al.*, 1994; Barth y Mutter, 1996].



La Figura 4 muestra una sección esquemática de la corteza oceánica y sus interfaces de reflexión más características que han sido observadas. El resultado del procesamiento de los trabajos de reflexión sísmica multicanal muestran que los pilos basaltos son muy reflectivos, mientras que la corteza media e inferior no lo son [Barth y Mutter, 1996]. Entre las interfaces reflectoras más importantes están: el fondo marino (FM), la base de la capa de sedimentos (BS), la base de la capa 2A, el tope de la cámara magmática, el tope congelado de la cámara magmática (TC), reflectores intermedios (I1, I2, I3) y el reflector del Moho (M) [Barth y Mutter, 1996].

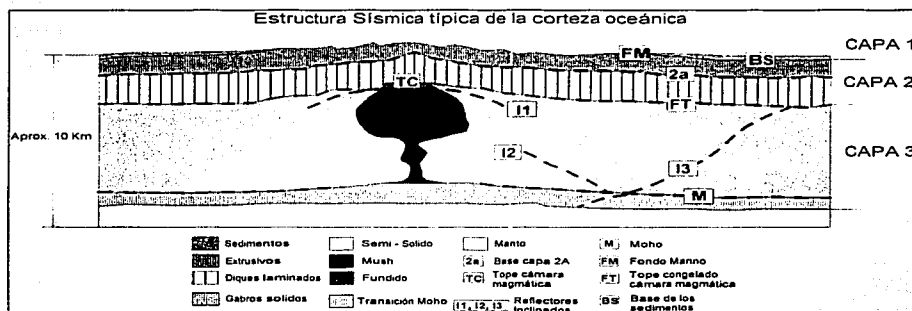


Figura 4. Sección esquemática de la corteza oceánica en las zonas de esparcimiento. El relleno muestra la composición inferida modificada de Sinton y Detrick [1992]. Los reflectores sísmicos se muestran con líneas discontinuas.

La base de la capa sedimentaria tiene espesores que van desde cero (en las dorsales) hasta centenares de metros (lejos de las dorsales), la velocidad de propagación de la onda P en este estrato es mayor que la del agua y menor o igual que 2400 m s^{-1} . La interfaz reflectora que sirve de base de la capa 2A en las zonas de rápido esparcimiento es bastante irregular y muy discontinua y se localiza en promedio entre 138 y 147 ms bajo la base de los sedimentos, presentando valores mínimos bajo la dorsal [Detrick *et al.*, 1993]. Asumiendo que la velocidad promedio de esta capa es de 2500 m s^{-1} se obtienen espesores que varían entre 173 y 260 m.

El reflector de la cima de la cámara magmática axial es el techo de una zona de baja velocidad localizada en el eje de las dorsales oceánicas a profundidades que varían entre 1.2 y 2.4 km (0.3-0.6 s) [Herron *et al.*, 1980; Detrick *et al.*, 1987; Kent *et al.*, 1993; Kent *et al.*, 1994]. En las zonas de la corteza, donde no existen grandes discontinuidades, la profundidad a la que yace depende de la velocidad de esparcimiento, esta es entre 300 y 400 m más superficial en las zonas de medio y rápido esparcimiento que en las de lento esparcimiento. El ancho de esta zona varía entre 1 y 4 km, ensanchándose grandemente en las zonas OSCs (del inglés Overlapping Spreading Centers).

El tope congelado de la cámara magmática fue interpretado primeramente por Herron *et al.* [1980], basado en la posición que ocupa en la sección sísmica. Este evento ocurre entre los 0.5 y 0.7 s bajo el basamento, experimentando un mínimo bajo la dorsal [Barth y Mutter, 1996]. Esta interfaz, que forma el límite entre la capa 2 y la capa 3, ha sido interpretada como una zona de transición litológica [Stoffa *et al.*, 1980; Hardin *et al.*, 1989] o como una zona donde ocurre un incremento del grado metamórfico asociado directamente con la penetración del agua sobre el cuerpo magmático, reportado por Barth y Mutter [1996].

Varios tipos de reflectores inclinados se observan tanto cerca de la región axial como en las zonas distantes. Según Barth y Mutter [1996], la geometría de las interfaces I1 e I2, cercana a la zona axial, sugiere que siguen las isotermas de la cámara magmática y nunca la interceptan. Estos reflectores también parecen no interceptar el Moho. Otro evento visualizado en la corteza son los reflectores inclinados I3 del submoho, inclinados en dirección contraria al eje, localizados en la parte superior de la capa 3 [Eittreim *et al.*, 1994], y los que en ocasiones atraviesan el Moho. Barth y Mutter [1996] lo localizan en la zona de transición corteza manto. Esta presencia es frecuentemente atribuida a un fallamiento o a un magmatismo estratificado. Sin embargo, Kent *et al.* [1997] demuestra que estos reflectores inclinados pueden ser, en algunos casos, un artefacto o ruido coherente proveniente del lado de los sedimentos de fallas superficiales y sugiere, además, que la orientación del perfil sísmico puede influir en la amplificación de este evento.

El Moho ocurre al doble tiempo de viaje (DTV) entre 1.55-2.45 s y muchos autores aceptan que este evento se genera en el tope de la zona de transición, en la base de la corteza máfica [e.g. Bart y Mutter, 1996]. La enorme variabilidad de la amplitud y coherencia del evento sísmico que este genera, incluso en puntos cercanamente localizados, probablemente indica la enorme heterogeneidad espacial del mismo. Esta a su vez está relacionada con la variabilidad de la zona de transición, y probablemente también con la topografía del fondo marino y la estructura de las capas sobreyacentes. Cerca de la zona axial, en las zonas de rápido esparcimiento, el Moho puede ser trazado a partir de los 1000-2000 m aproximadamente, lo que indica, según Kent *et al.* [1994], que este no se forma inmediatamente, sino cierto tiempo después. Reston *et al.* [1999] sugiere más bien que esto puede estar relacionado con la gran atenuación de la onda sísmica debido a la presencia de la cámara magmática y el material semisólido y no debido a su formación posterior.

IV. Datos

IV.1. Datos sísmicos multicanal

Las investigaciones geofísicas se hicieron a bordo de un barco de fabricación polaca (Akademik Selskiy) de 3600 toneladas y 82 m de largo, utilizado en la prospección petrolera. A lo largo de la línea 017, como resultado se registró aproximadamente una línea de 700 km de longitud, en el que se colectaron 12,924 agrupamientos de CDPs (Figura 5a). El arreglo sísmico utilizado consistió de 4 pistolas de aire con una capacidad total de 23 l y un cable de 2300 m de largo compuesto de 24 grupos de hidrófonos, localizado a 235 m del barco (Tabla 1, Figura 5b). Los datos de reflexión sísmica fueron registrados con un equipo de fabricación húngara "Volna-96" y grabados en formato SEG-B en una cinta de 1600 bpi. El intervalo de grabación fue de 10 s, con un tiempo de digitalización de 4 ms y un tiempo de retraso de dos segundos. El tiempo total de registro fue de 12 segundos. El posicionamiento fue efectuado por un sistema de satélites integrados provistos por la West German Krupp—Atlas, la que a su vez sincronizaba los disparos cada 50 m.

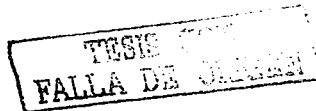


Tabla 1. Parámetros de la geometría y adquisición utilizada en el levantamiento sísmico.

Canales	24
Formato de Grabación	SEG-B
Intervalo de muestreo	4 ms
Convertidor Digital	14 bit
Ganancia	0-85 dB
Fuente	4 Pistolas de aire
Profundidad de la fuente	15 m
Distancia de la fuente al primer grupo de hidrófonos (offset cercano)	235 m
Espaciamiento entre grupos	100 m
Espaciamiento entre disparos	50 m

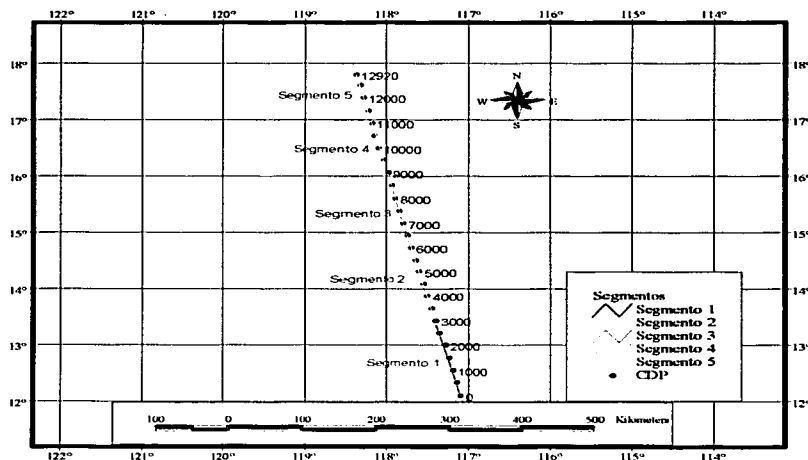


Figura 5a. Ubicación de la línea 017. Línea de aproximadamente 700 km. de longitud, a través de la cual se colectaron datos sísmicos multicanal, datos gravimétricos y magnéticos. La línea con diferentes colores muestra los segmentos en los que fueron agrupados los 22 tramos sísmicos colectados, los números en color rojo muestran los CDPs.

TESIS
FALLA DE...

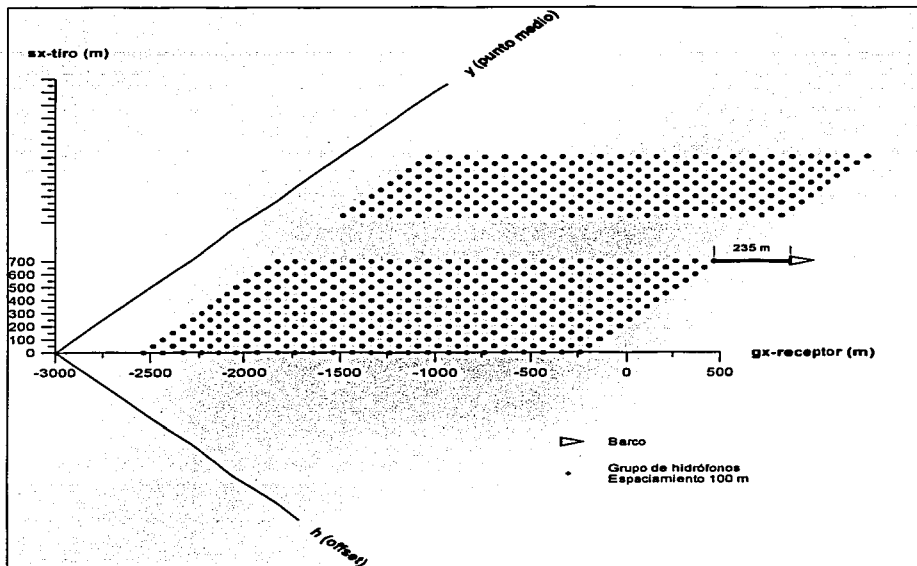


Figura 5-b. Arreglo sísmico utilizado y carta de apilamiento. Los puntos representan los grupos de hidrófonos correspondientes a un canal de registro o receptor. Los ejes s_x y g_x indican la posición de la fuente y el receptor durante el proceso de adquisición; los ejes y (punto medio común) y el eje h , muestran el sistema de punto medio común utilizado durante el procesamiento de los datos.

IV.2. Datos Gravimétricos y Magnéticos

Los datos del campo magnético total fueron registrados con un magnetómetro protónico de fabricación rusa (MPN-7), localizado a 100 m detrás del barco, las anomalías fueron calculadas usando el IGRF1990 y no fueron corregidos por las variaciones diurnas. El campo gravitatorio fue medido con cuatro gravímetros de resonancia cuántica, orientados en diferentes direcciones, marca GMN-K, también de procedencia rusa.

Estos datos fueron amarrados a la base gravimétrica absoluta de Mazatlán, México (DOD 1499-2; UNAM 34) y a la de San Francisco, EE.UU. (IGB 12172) y reducidos de acuerdo al sistema de referencia WGS84.

V. Procesamiento de los datos

V.1. Datos sísmicos

La parte central de este trabajo consiste en el procesamiento de los datos sísmicos. Para efectuar el procesamiento se hizo uso de una paquetería denominada Seismic Un*x (SU), de Colorado School of Mines, instalado en una PC con el sistema operativo Linux.

V.1.1. Secuencia de procesamiento

Son tres aspectos más importantes que se tienen que definir para efectuar un procesamiento efectivo de los datos sísmicos: (1) selección de una secuencia de procesamiento adecuado, (2) la selección de los parámetros óptimos para cada paso de la secuencia y (3) la selección de un mecanismo efectivo para evaluar los resultados de cada paso de procesado con los parámetros elegidos. Existe una secuencia estándar bien establecida en el procesamiento de datos sísmicos, compuesto de tres partes fundamentales: deconvolución, apilado y migrado. Estos tres procesos fundamentales están acompañados de procesos auxiliares encaminados a mejorar la efectividad de estos.

Como secuencia de procesamiento se utilizó una secuencia muy similar a la estándar utilizada en la exploración sísmica petrolera. Se hicieron ciertos procesamientos auxiliares con el fin de mejorar la efectividad de estos. La secuencia utilizada se muestra en el siguiente diagrama.

TESIS CON
FALLA DE CUBIERTA

Cintas con los registros de campo

1. **Preprocesamiento**
 - Demultiplexado SEG B a SEG Y
 - Editado de trazas
 - Corrección por divergencia esférica y aplicación de ganancia automática
 - Puesta de la geometría
2. **Deconvolución**
3. **Agrupamiento de CMP**
4. **Análisis de velocidades**
5. **Corrección Dinámica por NMO y Apilado**
6. **Procesado Postack con Filtrado de Tiempo Variable**
7. **Migrado**

1. Preprocesamiento

Demultiplexado. El primer paso en el procesamiento fue el cambio de formato. Los datos de campo fueron grabados en modo multiplexado en el formato SEG-B. Estos datos fueron convertidos, o transpuestos (demultiplexados), de tal manera que pudieran ser leídos como trazas sísmicas ordenadas en puntos de tiro común, al formato SEG-Y. Posteriormente del SEG-Y los datos se convirtieron al formato interno manejado por el sísmico un*x (SU), en esta parte los datos fueron convertidos al formato que el SU (CWP) utiliza en el procesamiento.

FALLA DE ...

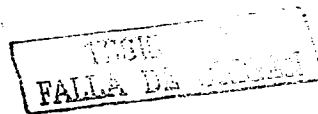
Editado. Generalmente en la etapa de preprocesamiento se corrigen los tiempos de retraso e insertan trazas muertas en los casos donde hubo trazas perdidas. Este procedimiento se le aplicó a cada uno de los 22 tramos de la línea 017 por separado. La calidad de los datos en general fue aceptable. El tramo seis resultó incompleto, porque no se logró restablecer cuando se efectuó el cambio de formato de SEG-B a SEG-Y, quizá por defectos en la cinta. Los tramos 13, 15, 16, y 19 contienen muchas trazas muertas.

Una vez que se editaron los 22 tramos de la línea sísmica, estos se agruparon en 5 segmentos o archivos (Figura 5a), de tal manera que se optimizara la elección de los parámetros a elegir en secuencia del procesamiento y el tiempo de procesado por segmento.

Corrección por divergencia esférica y AGC. La recuperación de la traza es un escalamiento en función del tiempo aplicado a la traza basado en ciertos criterios (ganancia). Aunque son muy diversos los tipos de ganancias que se pueden aplicar, en el procesado se utilizaron preferencialmente dos tipos: la utilizada para corregir la atenuación por divergencia esférica y control automático de ganancia (AGC).

La ganancia que permite efectuar la corrección debida a la atenuación esférica de la onda durante su propagación es aplicada comúnmente en las primeras etapas del procesamiento. Esta corrección depende de los tiempos de viaje y de las velocidades promedios cuadráticas de la onda primaria asociada con los reflectores. El AGC consiste en multiplicar la traza por un factor de escalamiento, el cual aumenta al incrementar la atenuación. Esto es similar a una normalización por tramos de la traza sísmica.

El primer tipo de ganancia conserva las propiedades de fase del frente de onda mientras que el segundo no. La conservación de las características de fase de la onda es de mucha importancia cuando se pretenden estudiar los atributos sísmicos de la misma. Sin embargo, en este trabajo los atributos sísmicos de la onda no fueron considerados.



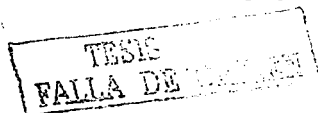
2. Deconvolución

La deconvolución se aplica a lo largo del eje de tiempo para mejorar la resolución temporal, comprimiendo la onda sísmica y para suprimir reverberaciones y múltiples (deconvolución predictiva). La implementación está basada en el filtro óptimo de Wiener. Los parámetros del filtro se obtienen a través de la misma traza utilizando la función de autocorrelación, partiendo de una serie de suposiciones. Son dos las suposiciones más importantes: primero, que la traza sísmica representa una serie de tiempo estacionaria; y segundo, que la serie reflectiva debida a los reflectores primarios es un proceso casual. La implementación matemática de la deconvolución se puede encontrar con mucho detalle en libros de textos tales como Robinson [1980], Yilmaz [1987], entre otros.

La primera condición se obtiene utilizando el procedimiento previo (aplicándole ganancia a la traza). La segunda condición es la llave en la implementación de la deconvolución predictiva. Esto implica que el sismograma debe contener las características de la ondícula sísmica, característica desconocida y necesaria para el cálculo del filtro. Esta suposición es confirmada, suponiendo que el espectro de amplitud de la ondícula es muy similar a la función autocorrelación del sismograma. Esto permite sustituir el espectro ondicular por la función de autocorrelación de la traza sísmica en la obtención del filtro. La deconvolución introduce tanto ruido de alta frecuencia como de baja, por lo tanto, después del proceso anterior los datos se filtran con un filtro pasabanda(3, 5, 50, 60 hz).

3. Agrupamiento de CMP

Los datos fueron reagrupados de las coordenadas de tiro—receptor a las coordenadas del Punto Medio Común—offset (CDP—offset). Para poder aplicar este procedimiento a los datos, hubo que agregársele la información de la geometría del arreglo (Figura 5b). La adquisición de los datos sísmicos con cobertura múltiple se hace en el sistema de coordenadas tiro—receptor (s, g), mientras que el procesamiento de datos convencional se hace en el sistema CDP. Las trazas con un mismo CDP se agrupan, dentro de estos



grupos las trazas se ordenan de acuerdo al offset. De esta manera se crean los llamados agrupamientos de CDP.

4. Análisis de velocidades

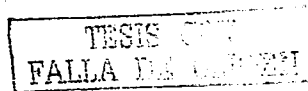
En adición al mejoramiento de la relación señal ruido, la técnica de CDP provee información de las velocidades. La función de velocidad se obtiene en forma de tabla de valores en el que se da la dependencia de la velocidad media cuadrática (V_{rms}) en función del DTV (espectro de velocidades). Los valores dados son alguna medida de la coherencia o semblanza de la señal a lo largo de las trayectorias hiperbólicas controlados por las velocidades de los reflectores, los offset y los DTV. Estas tablas suelen representarse en forma gráfica, tanto en forma de isolíneas de semblanza como en forma de funciones de semblanza. Luego, las velocidades y los DTV se eligen del espectro basado en la máxima semblanza (los máximos en las isolíneas o los máximos en las funciones). La función de velocidad final se obtiene interpolando las funciones de velocidad obtenida para cada punto a través del perfil entero.

5. Corrección dinámica por NMO y Apilado

El campo de velocidades obtenido es utilizado para la corrección del sobre—tiempo de viaje (Normal Move Out, NMO). Después de esta corrección las trazas son desplazadas a la posición de offset cero. Inmediatamente después de aplicar la corrección por NMO los datos se apilarán. Este es el paso modular en la técnica de CDP, pues es aquí donde se incrementa grandemente la relación señal-ruido y donde se elimina gran parte del ruido coherente entre los que se pueden incluir tanto reverberaciones como múltiples.

6. Procesado con Filtrado de Tiempo Variable

El proceso anterior fue seguido por deconvolución. La deconvolución después del apilado puede mejorar los resultados del apilado suprimiendo múltiples de pequeño período. Posteriormente se aplican filtros pasa—bandas de tiempos y frecuencias variables.



7. Migrado

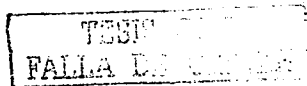
Al igual que la deconvolución mejora la resolución vertical, la migración mejora la resolución horizontal. Una migración idealmente aplicada puede mejorar tanto la resolución horizontal, llevándola a su máximo: la equivalente a la resolución vertical ($1/4$ de la longitud de la onda). Esto se lleva a cabo colapsando los eventos de difracción ocasionados por irregularidades (fallas) y moviendo o relocalizando los diferentes eventos.

Aunque son muy diversos los tipos de migrados y sus formas de implementación (puede ser antes o después del apilado), en este trabajo se utilizaron dos tipos (aplicados después del apilado): basado en el método de Stolt [1978] y el método de desplazamiento de fase propuesto por Gazdag [1978]. Ambos métodos se efectúan en el dominio $f-k$ y utilizan las propiedades geométricas de los eventos no deseados para removerlos, su diferencia básicamente consiste en el tiempo de ejecución, el método de Stolt se empleó cuando se migró las secciones con velocidades constantes, pues este consume mucho menor tiempo que el de Gazdag.

V.1.2. Selección de los parámetros de procesamiento

V.1.2.1. Ganancia

En esencia, el objetivo de la ganancia es hacer más fuerte la presencia de los reflectores más profundos, las trazas con offsets más lejanos, y darles una apariencia similar en amplitud a los eventos superficiales y los offsets cercanos. La primera ganancia que se le aplicó a los datos es la que corrige la atenuación debida a la divergencia de la onda esférica. Los parámetros necesarios para efectuar esta corrección son las V_{rms} , obtenidas a través de las velocidades intracapas. Sin embargo, en esta etapa del procesamiento aún no se tiene la función de velocidades, por lo tanto, para hacer esta función se utilizó el modelo en capas de la corteza descrito en secciones anteriores mostrado en la Figura 3a.



Debido a la gran atenuación de la onda (ocasionado por un lado por el enorme espesor del tirante de agua y por otro, quizás, por el poco contraste de impedancias de los reflectores profundos), la ganancia aplicada no fue suficiente, pues la amplitud de la onda correspondiente a intervalos profundos continuaba siendo muy débil (Figura 6). Por tal razón se optó por aplicar AGC a todos los datos. El parámetro a elegir para aplicar esta ganancia es el ancho de la ventana de tiempo. Por un lado, la elección de una ventana muy ancha deja siempre opacado a los reflectores profundos y por otro, una ventana muy pequeña le introduce mucho ruido a los reflectores someros.

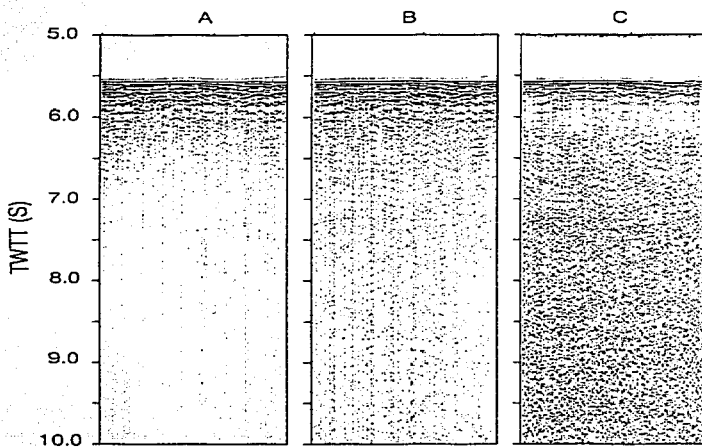


Figura 6. Paneles de recuperación de la traza sísmica. Muestra tres paneles con diferentes tipos de recuperación de la traza sísmica. El panel A no tiene ningún tipo de recuperación, el panel B tiene recuperación por divergencia esférica, y el panel C muestra recuperación por divergencia esférica y AGC.

Se hicieron experimentos con diferentes anchos de ventanas. Una de las ventanas que nos mostró mejores resultados fue la de un segundo. Esta demostró resaltar los reflectores profundos, no introduciéndole demasiado ruido a los someros. Para tratar de

detectar al máximo la presencia de reflectores someros e intermedios, sin que estos fueran afectados por el ruido introducido por la aplicación del AGC, se aplicó una secuencia completa de procesamiento a los datos a los que solo se les aplicó corrección por divergencia esférica.

V.1.2.2.. Contenido de frecuencias

La Figura 7 muestra el contenido de frecuencias de una traza sísmica de los datos. De este espectro se puede observar que la energía principal se encuentra entre los 5 y 70 hz. Sin embargo, varios paneles de filtros obtenidos para diferentes frecuencias (Figura 8) muestran que la energía contenida a partir de los 50 hz no contiene información de las interfaces reflectoras, resultando que las frecuencias mayores de 50 hz son ruido. Después de aplicar la ganancia los datos fueron filtrados con un filtro pasabanda, para remover lo que podía ser tanto ruido en las altas como en las bajas frecuencias.

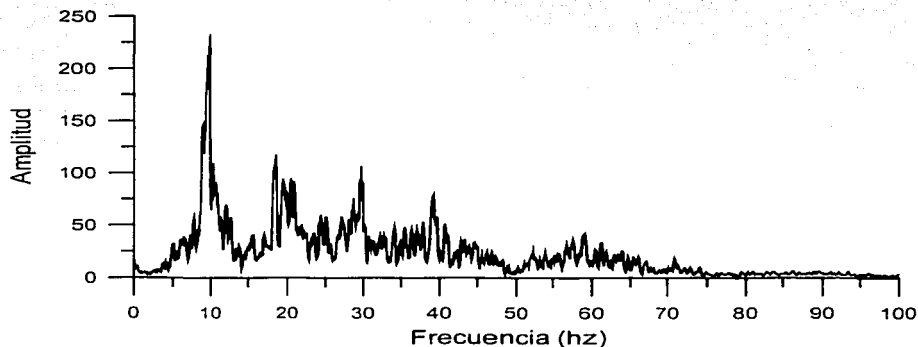


Figura 7. Espectro de potencia típico de la traza sísmica.

La Figura 8 (paneles de filtros) muestra un panel con distintos filtros pasa—bandas aplicados a un fragmento de una misma sección apilada. La prueba con distintos filtros

fueron hechas en datos apilados por que es la única forma en la que se puede apreciar la presencia de los reflectores profundos. De este panel se aprecia que la presencia del reflector más profundo se detecta mejor en los rangos de frecuencias 3-13 hz; los reflectores intermedios se dejan de apreciar hasta los 23 hz y los reflectores someros están contenidos en todo el espectro hasta los 43 hz. Estos resultados sirven de criterio para la aplicación de filtros pasa—bandas variables a las secciones apiladas antes de aplicar el migrado.

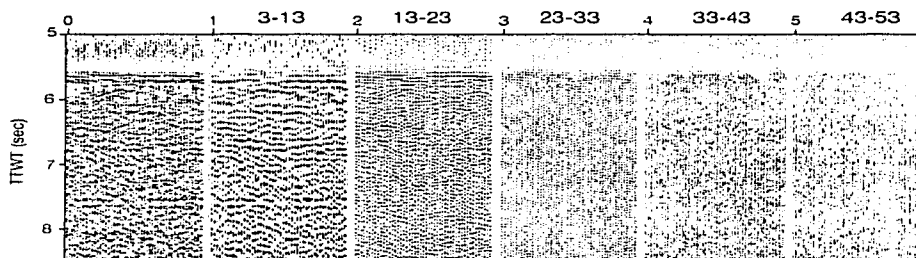


Figura 8. Paneles con distintos filtros. El primer panel de la izquierda, panel 0, no está filtrado, los restantes se les aplicó un filtro pasabanda en un intervalo de 10 hz; el panel 1, 3-13 hz; el panel 2, 13-23 hz; el panel 3, 23-33 hz; el panel 4, 33-43 hz; y el panel 5, 43-53 hz.

V.1.2.3.. Deconvolución predictiva

Los parámetros que intervienen en la deconvolución predictiva son: tiempo mínimo de predicción (minimum lag), largo del operador (largo de la ventana de autocorrelación empleada en el cálculo de los coeficientes del filtro), porcentaje de preblanqueo (percent prewhitening).

Usualmente el tiempo de retardo mínimo se escoge igual al que corresponde a los primeros ceros que cruzan el eje cero de la función de autocorrelación [Yilmaz, 1987]. La deconvolución actúa también como un filtro de frecuencias. Cuando el tiempo de

retardo (min lag) se hace muy grande, gran parte de la energía en las altas frecuencia es filtrada, por lo tanto, para evitar esto, en todas las secciones se utilizó el tiempo equivalente al primer cero de la función de autocorrelación.

El largo del operador se debe elegir de tal manera que permita incluir toda la información de la reverberación y los múltiples para que estos puedan ser eliminados eficazmente. Una regla empírica comúnmente usada es que el largo del operador tiene que ser no menor que 8 veces el número de muestras por traza ($W/8$).

El porcentaje de blanqueo se elige tal que el operador de deconvolución sea estable. En la práctica normalmente se utiliza entre 0.1 y 1 %. En este trabajo se ha utilizado 0.1%.

La Figura 9 muestra un ejemplo de varios paneles de deconvolución con distintos tiempos predictivos de retardo mínimo. En la parte superior se indican las trazas a las que se les aplicó deconvolución y en la inferior las autocorrelaciones respectivas. En los paneles superiores se incluye solo una ventana de 9.0 segundos, dada la presencia de un múltiple del fondo marino muy intenso que aparece después de los 10 s aproximadamente en todas las secciones. Los parámetros óptimos corresponden a los de la segunda ventana de la izquierda (panel 2). En este se observa la atenuación de muchos múltiples. En las funciones de autocorrelación respectivas, notamos que los múltiples de períodos cortos han sido removidos y los de período largo presentan muy poca correlación.

TESIS DE
FALLA DE GRABEN

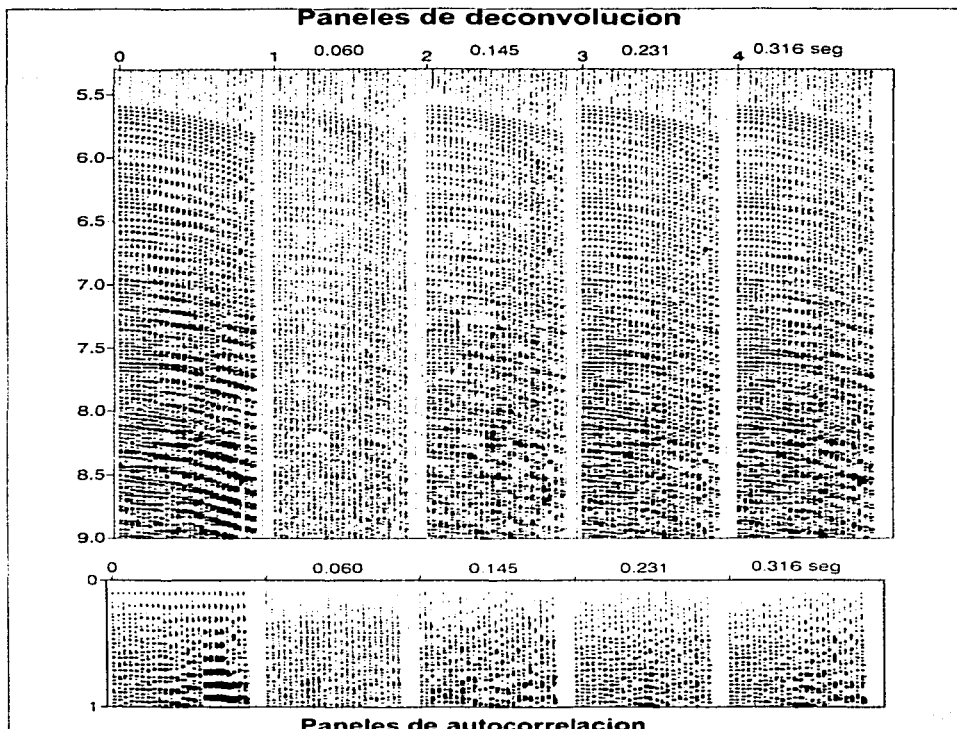


Figura 9. Paneles de deconvolución con la prueba del min lag óptimo. El autocorrelograma está debajo de cada panel al que se aplicó deconvolución. El preblanqueo fue de 0.1% y el largo del operador de 1250 ms. El panel 0 no tiene deconvolución; el min lag para el panel 1 es de 60; el 2 de 145; el 3 de 231; y el 4 de 316 ms.

El efecto de la deconvolución en estos grupos de trazas no es muy obvio, pues aún no se nota muy bien la ausencia de múltiples. La Figura 10 muestra fragmentos de una misma

sección apilada con y sin deconvolución. En esta es más claro notar como son atenuados en gran parte los múltiples y reverberaciones en la sección inferior.

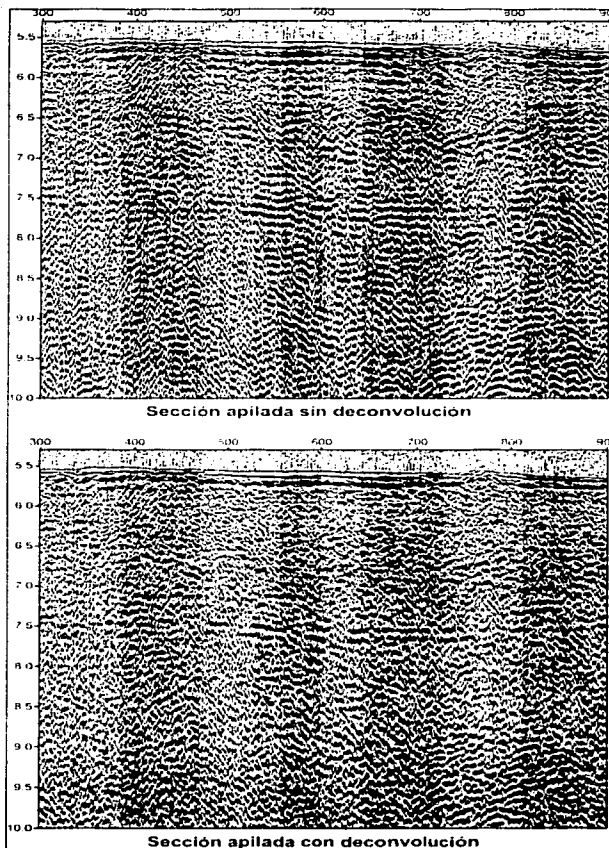


Figura 10. Secciones sísmicas apiladas con y sin deconvolución. La sección en la parte superior muestra un apilamiento sin deconvolución y la inferior con deconvolución.

V.1.2.4. Velocidades de apilado

Debido a la débil reflectividad de la corteza oceánica fue difícil de obtener una función de velocidad confiable en el área de estudio. Por la presencia del ruido y el pequeño tamaño del cable de hidrófonos (streamer), las semblanzas resultaron ser muy pequeñas. La Figura 11 muestra un ejemplo de isóneas (calculadas de la semblanza de velocidades). Además se nota en la parte superior del gráfico se distinguen unívocamente los máximos. Por esta razón, el perfil de velocidades (V_{rms} vs. t) se calculó a partir del modelo clásico de velocidades de la corteza oceánica [Kearey y Vine, 1990], teniendo en cuenta el tirante de agua.

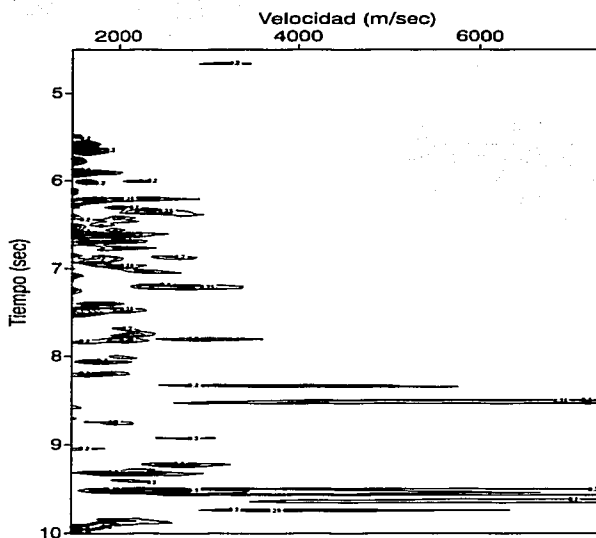


Figura 11. Espectro de semblanza de velocidades efectuado a un CDP.

La Figura 12 muestra la validez de lo supuesto, en un intento por justificar esta función a partir de los datos, se promediaron funciones de velocidades obtenidas en más de 70 grupos, que fueron distribuidos uniformemente en los primeros seis tramos.

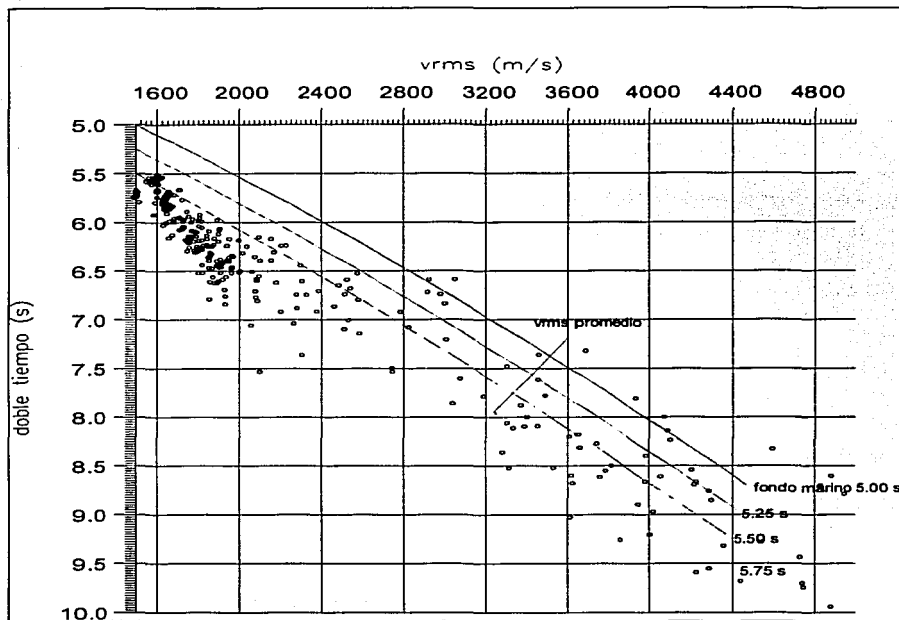


Figura 12. Gráfica con funciones de velocidades (v_{rms} vs. t) obtenidas del modelo clásico de velocidades de la corteza oceánica considerando el tirante de agua. En la gráfica se muestran cuatro líneas para tirantes de agua a profundidades en DTV de 5.0, 5.25, 5.50 y 5.75 s.

Los valores obtenidos se ubican entre las curvas del modelo correspondientes a una profundidad del océano de 5.50 y 5.75 s. La enorme dispersión en la gráfica se debe a

heterogeneidad lateral del corte y a la poca resolución del método para determinar velocidades a grandes profundidades con streamers relativamente pequeños.

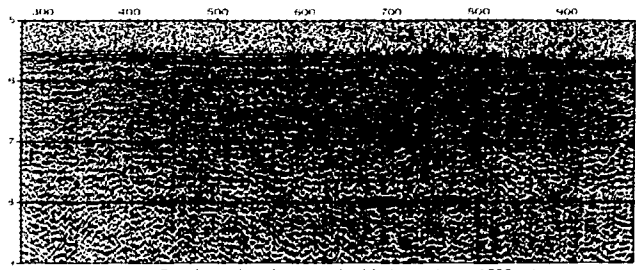
V.1.2.5. Velocidades de Migrado

Aunque comúnmente las velocidades de migrado y las empleadas en el NMO son consideradas distintas, ambas tienen una base teórica similar—la ecuación escalar de onda [Yilmaz, 1987]. Dado que tanto la corrección por sobre tiempo de viaje (NMO) como el migrado requieren de la información de las velocidades, ambos procesamientos arrojan información de estos. Para un medio estratificado horizontal no existe diferencia entre la velocidad de migrado y apilado, sin embargo, para un medio con reflectores inclinados sí.

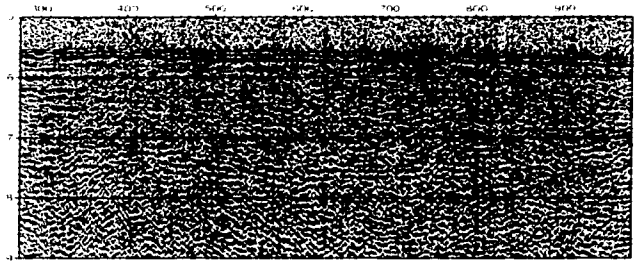
Yilmaz [1987] describe con detalle como efectuar un análisis de velocidad utilizando la técnica de migrado. La resolución en la obtención de las velocidades mediante este procedimiento se ve afectada por los mismos factores que afectan las velocidades de apilado.

No siendo el objetivo efectuar este análisis aquí, un evento sísmico migrado con su velocidad correcta tiene que tener su representación óptima en la sección sísmica. Esto es si el evento es migrado con una velocidad menor (under migrated) o mayor (over migrated) este se volverá menos claro o más difuso. Como otra prueba sobre si el modelo de velocidades utilizado es o no correcto, se migraron partes de las secciones sísmicas con distintas velocidades constantes, donde se notaba la presencia de reflectores profundos. Para la elaboración de estas secciones empleamos el método de Stolt.

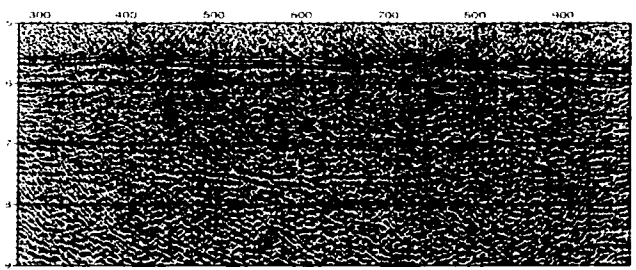
La Figura 13 muestra tres secciones migradas con distintas velocidades constantes. La primera se migró a la velocidad de 1500 m/s, la segunda a 2000 m/s y la tercera a 3200 m/s.



(a) Sección migrada con velocidad constante 1500 m/s



(b) Sección migrada con velocidad constante 2000 m/s



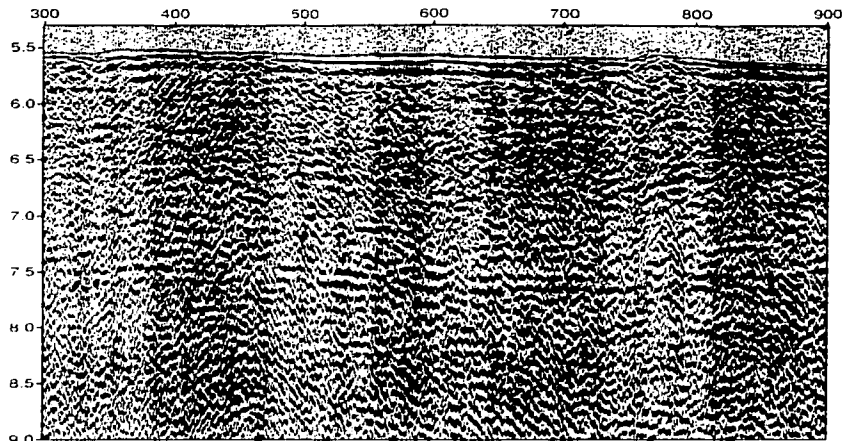
(c) Sección migrada con velocidad constante 3200 m/s

Figura 13. Secciones sísmicas migradas con distintas velocidades. Aquí se muestra una misma parte de la sección sísmica apilada y migrada con distintas velocidades constantes de (a) 1500, (b) 2000 y (c) 3200 m/s.

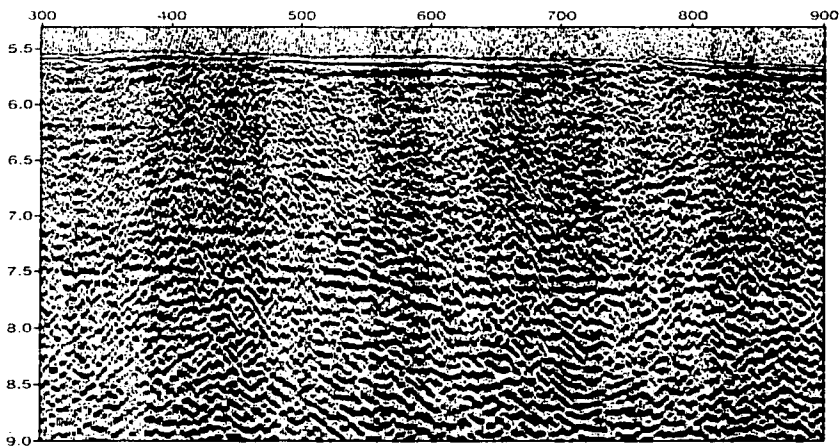
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El efecto de sub migrado en los reflectores profundos no se observa claramente. Esto se explica por los factores que afectan también al análisis de velocidad en el NMO, porque los reflectores profundos se apilan igualmente bien en un amplio rango de velocidades, relacionado con la poca longitud del streamer empleado durante la recolección de los datos. Sin embargo, la sección migrada a 3200 m/s es la que presenta la mayor coherencia para el reflector profundo (2.6 s aproximadamente). Esta velocidad concuerda muy bien con el reflector la correspondiente al Moho en el modelo clásico que fue empleado en las velocidades de apilado.

La Figura 14 muestra una parte de un tramo de sección sísmica migrada y sin migrar. Es evidente en la sección del panel inferior que las reflectores han sido mejorados. Para los reflectores superiores se vuelven mas claras todas las discontinuidades laterales, de igual manera se observa como han desaparecido los eventos de difracción presentes en la base de los reflectores someros. En el caso de los reflectores profundos su presencia mejora considerablemente. Para los reflectores intermedios los cambios no son muy notorios. Algunos eventos inclinados, por ejemplo el reflector entre los CDPs 500 y 600 a la profundidad entre 6.5 y 7.0 s resalta mas.



Sección sísmica apilada



Sección sísmica apilada y migrada

Figura 14. Ejemplo de secciones apiladas y migradas. El panel de arriba muestra una parte de la sección sísmica apilada y el de abajo muestra la misma parte apilada y migrada.

V.2. Datos gravimétricos

Como un complemento a los resultados de procesamiento sísmico se efectuó un análisis espectral de los datos gravimétricos a lo largo de la línea 017 y se calculó su Anomalia de Bouguer del Manto (ABM).

V.2.1. Anomalia de Bouguer del Manto

La ABM se obtiene sustrayendo de la anomalía de aire libre el efecto gravimétrico del tirante de agua, el de la corteza y el del manto [Detrick, 1991]. Este tipo de estudios ha sido efectuado tanto en las dorsales oceánicas del Atlántico como en las del Pacífico con el fin de proveer información tanto de la estructura como de la dinámica de estas [Rommevaux *et al.*, 1994, Cormier *et al.*, 1995].

El procedimiento para la obtención de la ABM fue el siguiente:

- 1 Cambio de sistema de referencia de los datos batimétricos: del sistema geodésico al Trasverse Mercator
- 2 Cálculo del efecto gravimétrico del tirante de agua
- 3 Cálculo del efecto gravimétrico de la corteza
- 4 Cálculo del efecto gravimétrico del manto
- 5 Sustracción de los efectos calculados de la anomalía de aire libre (obtención de la ABM)

El efecto gravimétrico se calculó con ayuda de un programa basado en el método de Parker [Parker, 1973, 1995 y 1996]. El modelo de referencia utilizado se muestra en la Figura 15.

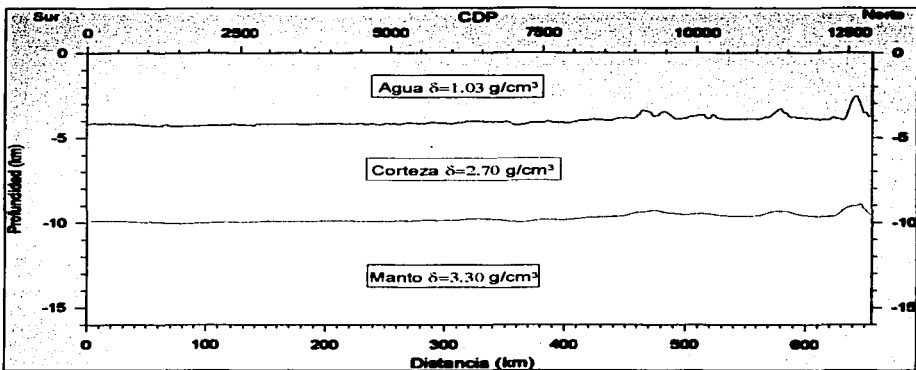


Figura 15. Modelo de referencia para la anomalía de Bouguer del Manto. Las densidades utilizadas fueron para el agua de 1.03, para la corteza de 2.7 y para el manto de 3.3 g/cm^3 .

La ABM se calculó en 2D y en 3D. La ABM—3D se obtuvo a partir de datos de batimetría obtenidos de la altimetría de satélites [Smith y Sandwell, 1997]. Los datos de esta batimetría están dados con una red regular de $2'' \times 2''$. La ABM en 2D se obtuvo con ayuda de la batimetría obtenida a partir del primer arribo de la onda sísmica. Para calcular el efecto gravimétrico con el programa basado en el algoritmo de Parker, los datos tienen que estar dados en un sistema cuya red regular este dada en $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$. Por lo tanto, el primer paso fue cambiar los datos batimétricos del sistema de coordenadas geográfico a UTM y posteriormente convertirlos a una red de $1 \times 1 \text{ km}$.

Para verificar la exactitud de los datos de batimetría empleados, estos se compararon con los datos de la profundidad del fondo marino obtenidos a través del primer arribo de la onda sísmica en la línea de estudio. Como resultado de esta comparación se obtuvo una desviación estándar cuadrática de aproximadamente 130 m. Para una profundidad de 4000 m promedio del fondo marino en nuestra zona de estudio, este error no supera el 2.5 %.

Comúnmente el modelo de la corteza que se emplea en el cálculo de la ABM incluye dos capas: los sedimentos y material extrusivo y la capa de rocas ígneas, pero para este trabajo solo se utilizó una sola capa. Morris y Detrick [1991] han demostrado que la diferencia entre estos dos modelos es del orden de 1 mgal, considerando un espesor de la primera capa de 1000 m. Para el presente caso, el espesor de los sedimentos y material extrusivo es menor de 1000 m, por lo tanto este error es menor de 1 mgal.

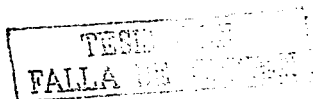
Como relieve del Moho, el límite inferior de la corteza, se utilizó la superficie del fondo marino, en ambos casos para 2D y 3D, suavizada y desplazada 5.7 km hacia abajo, tomado del espesor promedio de la corteza oceánica [Kearey y Vine, 1990]. Para suavizar la superficie del fondo marino se utilizó el promedio móvil con una ventana de 22 km. Las densidades utilizadas son: 1.03 g/cm³ para el agua, 2.7 g/cm³ para la corteza y 3.3 g/cm³ para el manto.

VI.2.2. Análisis espectral

Este tipo de análisis consiste en obtener información de la profundidad de superficies disturbantes causantes de anomalías en los métodos potenciales.

El análisis espectral en los métodos potenciales se comenzó a emplear a finales de los años cincuenta inicios de los sesenta. Su uso inicia con la obtención de las anomalías magnéticas de cuerpos prismáticos mediante las transformadas de Fourier. Posteriormente, complementado con el análisis estadístico, el uso de las transformadas de Fourier se extiende a la estimación de la profundidad de las fuentes causantes de anomalías magnéticas y gravimétricas mediante el análisis espectral [Spector y Grant, 1970; Cianciara y Marcak, 1976; Bhattacharrya y Leu, 1977].

El método se basa en la separación en términos independientes de los distintos parámetros que determinan el efecto de la anomalía causada por diferentes cuerpos mediante el uso del análisis espectral y en la determinación de sus parámetros mediante el análisis estadístico. Esto quiere decir que con ayuda de la descomposición espectral se separan la influencia de la geometría y forma de los cuerpos de su localización



espacial de los cuerpos (profundidad), factores que determinan el carácter de la anomalía generada por un conjunto de cuerpos disturbantes.

La relación del carácter de la anomalía de los campos potenciales con la distribución espacial (parámetros generalizados), y especialmente con la profundidad de las fuentes, se deduce de las mismas leyes que rigen la teoría de los campos potenciales. El uso del análisis estadístico espectral permite estimar los parámetros generalizados del mismo.

Se sabe que la amplitud de la anomalía gravimétrica generada por un cuerpo localizado cerca de la superficie decae rápidamente al alejarnos del centro de masa. Entre más superficial se localice el cuerpo, más rápido será el decaimiento. Esto significa que las amplitudes en las zonas del espectro correspondientes a las bajas frecuencias generan información sobre las partes profundas del subsuelo y viceversa. Por otra parte, el análisis estadístico espectral permite demostrar que existe una relación entre la velocidad del decaimiento del espectro logarítmico de amplitud y la profundidad a la que se localizan los centros de masas generadores de la anomalía.

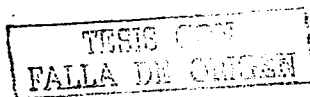
El espectro de potencia en una dimensión (o en un perfil), generado por un conjunto de cuerpos cuyos centros de masas se localizan a una profundidad promedio de \bar{h} está dado por:

$$\langle E \rangle = f(\omega, \bar{l}, \bar{b}) e^{-2\omega\bar{h}},$$

donde ω es la frecuencia angular; \bar{l} y \bar{b} , la altura y ancho promedio de los cuerpos respectivamente.

Para un conjunto de cuerpos cuyos centros de masas \bar{h} fluctúan a profundidades de $\bar{h} \pm \Delta h$, tal que $0 \leq \Delta h \leq 0.3\bar{h}$ y $0 \leq \bar{b} \leq 0.6\bar{h}$, por lo tanto la expresión anterior toma la forma [Cianciara y Marcak, 1976]:

$$\langle E \rangle = C e^{-2\omega\bar{h}},$$



donde C es una constante para cada conjunto de cuerpos.

Esta última expresión es utilizada para la obtención de \bar{h} . La profundidad se interpreta como la profundidad a la que se encuentra una superficie perturbante con centros de masas uniformemente distribuidos.

Cuando se tienen i interfaces, débilmente correlacionadas, la expresión anterior toma la siguiente forma:

$$\langle E \rangle_{\Sigma \bar{h}_i} = \sum_i C_i e^{2w\bar{h}_i}.$$

La profundidad promedio de cada interfase en cada intervalo de frecuencias puede ser calculada a partir de la expresión anterior despejando directamente \bar{h}_i con ayuda del logaritmo natural, es decir:

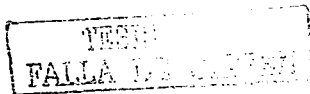
$$\bar{h}_i = \frac{\ln \langle E \rangle_{(w_{i+1})\bar{h}_i} - \ln \langle E \rangle_{(w_i)\bar{h}_i}}{2(w_{i+1} - w_i)}$$

El procedimiento empleado en el análisis espectral fue el siguiente:

1. Regularización de la rejilla de datos.
2. Obtención de los espectros, y
3. Cálculo de las profundidades.

Dado que los datos gravimétricos fueron registrados con espaciamentos ligeramente irregulares, cada cinco tiros (lo que corresponde a casi 250 m), el siguiente paso fue interpolar estos datos a una rejilla regular de 500 m.

La estimación de los espectros y el suavizado de los mismos se hizo con ayuda del programa estadístico SPSS. El suavizado de los espectros se efectuó con una ventana de



Turkey—Hamming de siete puntos. Los análisis espectrales se efectuaron en perfiles de 100 km de longitud, a cada 50 km.

Las profundidades de las interfaces perturbantes se calcularon de los espectros suavizados con ayuda de la expresión dada por Cianciara y Marcak [1976].

VI. Resultados

VI.1. Datos gravimétricos y magnéticos

VI.1.1. Anomalia de Bouguer del Manto

La Figura 16 muestra las Anomalías de Bouguer del Manto (AMB) en base a 2D y 3D. Los valores de la ABM graficados utilizan como valor cero su magnitud promedio obtenido a lo largo de la línea de estudio. Los valores de amplitud de la ABM en 2D fluctúan entre -35 y 14 mgal, con una desviación estándar (std) de 19.7 mgal y los de la ABM en 3D entre -28 y 10 mgal, con una std de 8.2 mgal. Esta misma gráfica muestra la anomalía de aire libre, la que varía entre -35 y 20 mgal, con una std de 6.56 mgal.

TESIS CON
FALLA DE CUBIEN

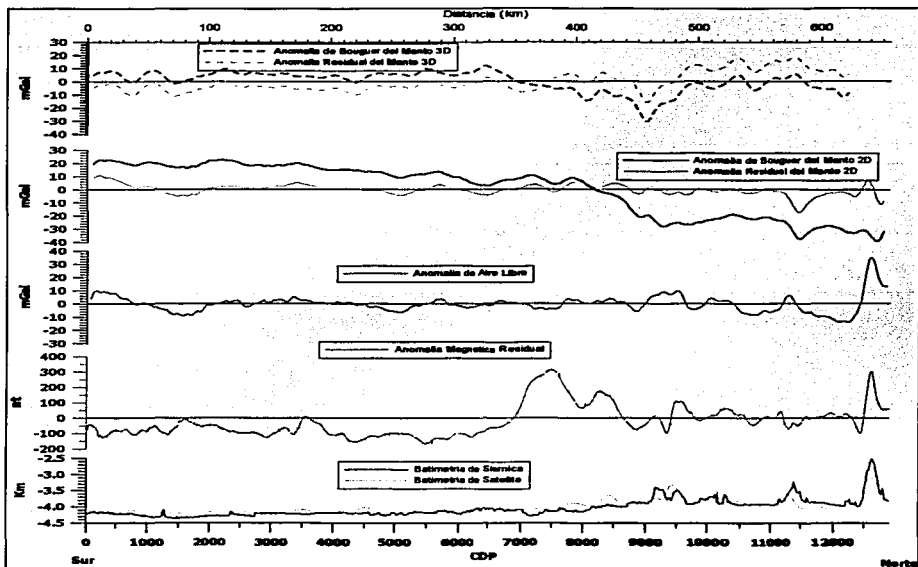


Figura 16. anomalía de Bouguer y anomalía Residual del Manto. Los resultados obtenidos del cálculo de la anomalía de Bouguer y la anomalía Residual del Manto son mostrados en los dos gráficos superiores. La anomalía gravimétrica de aire libre es mostrada en el centro. En los dos gráficos inferiores se muestran la anomalía magnética residual y la batimetría.

Un amplio mínimo de la ABM tanto en 2D como en 3D se observa en la parte norte del perfil. A partir del CDP 7800 para la ABM en 2D y del CDP 6800 para la ABM 3D, se ve como la amplitud de la anomalía del manto experimenta una disminución significativa.

Para tratar de compensar este mínimo en la ABM a los modelos de referencia 2D y 3D empleados se les aplicó un ligero cambio. El cambio consistió en utilizar diferentes densidades en la parte norte y en la parte sur a partir del CDP 7150 de tal manera que la

ve como la amplitud de la anomalía del manto experimenta una disminución significativa.

Para tratar de compensar este mínimo en la ABM a los modelos de referencia 2D y 3D empleados se les aplicó un ligero cambio. El cambio consistió en utilizar diferentes densidades en la parte norte y en la parte sur a partir del CDP 7150 de tal manera que la anomalía presentara la menor desviación estándar. Se aplicaron diferentes contrastes de densidades, las óptimas obtenidas durante diferentes cálculos fueron 0.1 g/cm^3 para el modelo 3D y 0.05 g/cm^3 para el 2D. Para esta nueva anomalía, la que denominaremos anomalía residual del manto (ARM en 2D y 3D), los valores de la anomalía 2D fluctúan entre -16.0 y 11.0 mgal, con una std de 4.8 mgal y para el modelo 3D entre 35 a 14 mgal con un std de 8.2 mgal. Estos resultados nos muestran que el modelo 2D ajusta mejor dado que su desviación estandar es menor que la obtenida del modelo 3D.

VI.1.1. Análisis espectral de los datos gravimétricos

En total se efectuaron 12 análisis espectrales. Estos se hicieron con ventanas de 100 km , espaciadas cada 50 km . Las gráficas suavizadas de los espectros que se muestran en la Figura 17 resumen los resultados del análisis espectral. Los resultados con las profundidades de las superficies perturbantes obtenidas de las pendientes de las ecuaciones logarítmicas se muestran en la Tabla 2. De acuerdo con las profundidades calculadas, los resultados se agruparon en tres interfaces (Figura 18): una a 5.8 km de profundidad, otra a 11.8 km y otra 15.1 km .

Tabla 2. Resumen de los resultados obtenidos de los cálculos espectrales de los datos gravimétricos.

Punto	Dist(km)	CDP	Ecuación 1			Ecuación 2		
			Ecuación lnY	R	Profundidad (km)	Ecuación lnY	R	Profundidad (km)
S050	50	990	$-177.33 * X + 9.77$	0.97	-14.0			
S100	100	1970	$-195.39 * X + 9.42$	0.97	-15.5	$-79.23 * X + 6.35$	0.99	-6.3
S150	150	2980	$-132.78 * X + 7.59$	0.93	-10.5			
S200	200	3980	$-148.81 * X + 8.43$	0.95	-11.8			
S250	250	5000	$-132.78 * X + 7.59$	0.93	-10.5	$-68.81 * X + 6.06$	0.99	-5.5
S300	300	6040	$-110.92 * X + 7.10$	0.81	-8.8			
S350	350	7060	$-125.53 * X + 7.83$	0.9	-9.9			
S400	400	8050	$-197.18 * X + 8.61$	1	-15.6			
S450	450	9020	$-155.15 * X + 8.92$	0.87	-12.3	$-52.05 * X + 6.66$	0.97	-4.1
S500	500	10020	$-151.94 * X + 9.60$	0.9	-12.0	$-93.75 * X + 8.14$	0.98	-7.5
S550	550	11010	$-36.50 * X + 6.23$	0.71				
S600	600	11990	$-107.84 * X + 10.50$	0.97	-8.5			

TESIS CON
FALLA DE CUBRIMIENTO

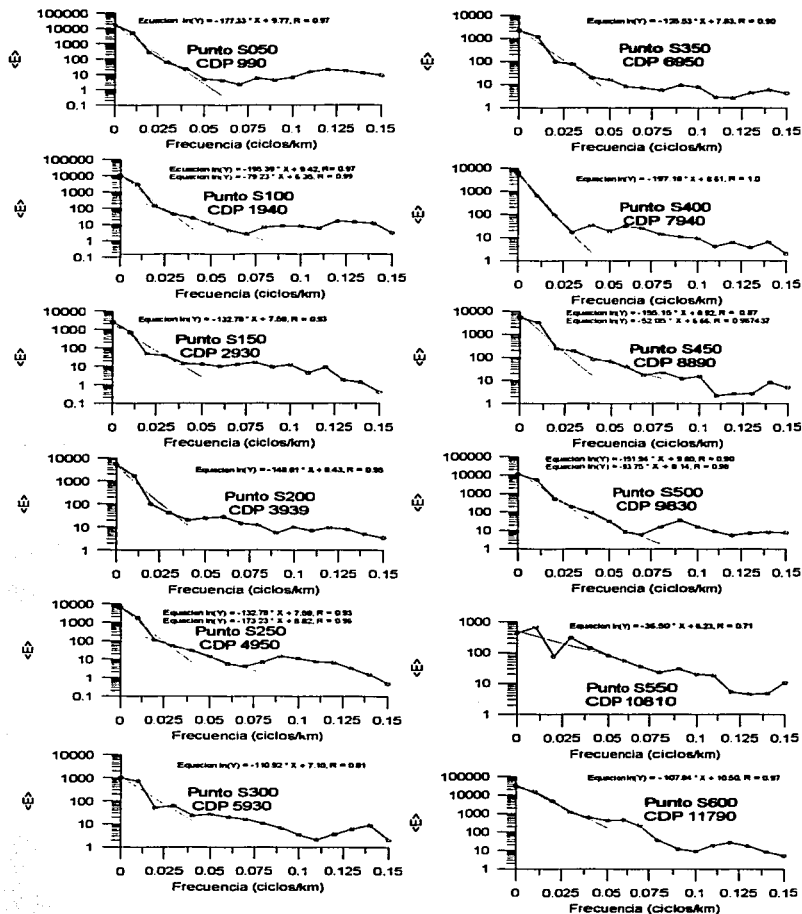


Figura 17. Gráficos de los espectros de potencia de los datos gravimétricos. En los gráficos se muestran los espectros de potencia suavizados de los distintos puntos en los que se calculó el espectro de los datos gravimétricos. También se muestran las rectas que ajustan las distintas partes de los espectros con sus ecuaciones.

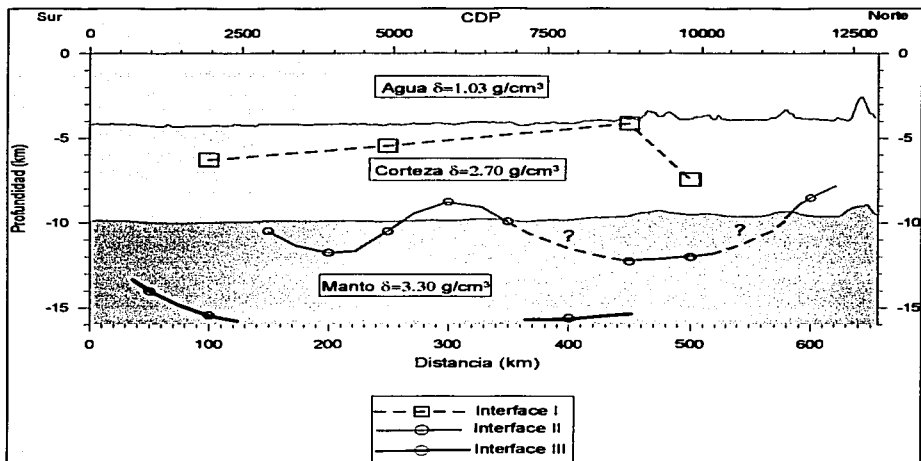


Figura 18. Gráfico con los resultados del análisis espectral. En el gráfico se muestra el modelo empleado en el cálculo de la ABM y la ARM en el que se superpusieron los resultados del análisis espectral. La línea interpuñcada superior representa la Interface I, la línea de en medio con círculos la Interface II, y la línea negra con círculos la Interface III.

VI.2. Datos de reflexión sísmica

Las Figuras 19 y 20 muestran las principales estructuras interpretadas de los segmentos 1,2,3,4 y 5 de la sección sísmica y en el anexo se muestra la sección sísmica no interpretada. Las estructuras presentes son aquellos reflectores que se consideran reales por su comportamiento en diferentes pruebas de procesamiento realizadas.

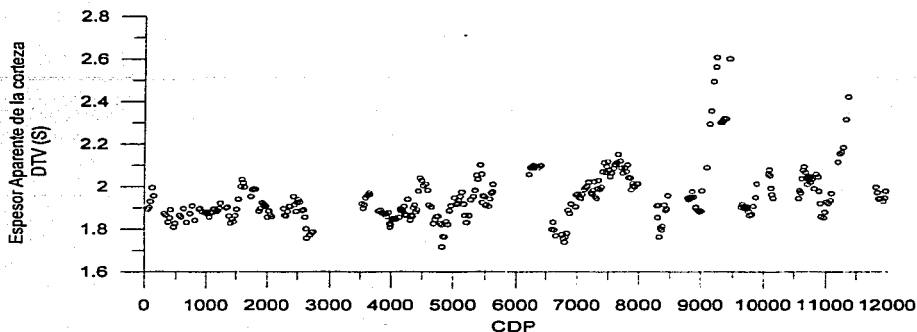


Figura 19. Variaciones del espesor de la corteza oceánica en DTV a través de la línea sísmica.

VI.2.1. Sección sedimentaria

La sección sedimentaria está limitada por dos interfaces reflectoras: el fondo marino y el techo de las pilolavas. Como tope de las lavas es interpretado el segundo reflector irregular que está bien marcado y que es comúnmente más continuo a lo largo de la sección.

El fondo marino es el reflector más marcado y coherente a lo largo de toda la sección sísmica. El DTV de este reflector disminuye hacia el Norte. De acuerdo con los DTV del fondo marino, la zona se puede dividir en dos partes: la parte sur y la parte norte, con 5.56 y 5.14 s promedio respectivamente. El límite entre estas dos zonas está localizado aproximadamente entre los CDP 7000 y 8000. Al norte de estos puntos no solo se observa una disminución en la profundidad del fondo marino sino que también el relieve se hace mucho más irregular. La desviación estándar obtenida para el DTV en la parte sur es de 0.1 s y para la parte norte es de 0.3 s. Con una velocidad 1500 m/s en el agua obtenemos en la parte sur 4170 ± 75 m y en la parte norte 3855 ± 250 m, lo que equivale a una diferencia de profundidades entre estas dos partes de 315 m.

La base de los sedimentos o el techo las pilolavas está dada por un reflector fuerte e irregular. La presencia de este reflector se observa muy bien incluso en las secciones a las que no se le aplicó recuperación con ganancia automática, aunque su presencia es menos coherente. En la Figura 20 esta interfase se observa casi paralela a la interfase del fondo marino.

El espesor de los sedimentos se obtuvo de la diferencia de los DTV del fondo marino y el tope de las lavas. En la parte sur de la sección, el DTV es mayor que en la parte norte; 0.145 s y 0.110 s respectivamente. El cambio de espesor tiene lugar en la misma parte en donde el fondo marino se vuelve menos profundo.

VI.2.2. Reflectores intercorticales

VI.2.2.1. Base de la capa 2A

El reflector cuya presencia se limita a 125 ms debajo del basamento, se interpretó como la interfase que limita la base de la capa 2 a (En la Figura 20 no se interpreta). Aunque la presencia de esta interfase ha sido bien caracterizada en las dorsales [Detrick *et al.*, 1993], en nuestra zona de estudio esta no es continua y su presencia es generalmente esporádica. Esto probablemente se deba, por un lado, a su poco espesor y por otro a la presencia de múltiples, con periodicidad similar a las de dicho espesor generados por los sedimentos. No obstante su gran irregularidad su espesor es muy constante.

VI.2.2.2. Límite capa 2—capa3

Otro reflector cuya presencia es también poco coherente e irregular es el localizado a aproximadamente 600 ± 103 ms del basamento. Este reflector no es muy notable en toda la sección sísmica. Hacia el norte su DTV se hace ligeramente menor. De acuerdo con DTV este reflector lo asociamos con el límite entre la capa 2 y la capa 3, que corresponde como al tope congelado de lo que fue la cámara magmática [Herron *et al.*, 1980; Detrick *et al.*, 1987].

Un aspecto importante de esta interfase es que generalmente su presencia parece hacerse más notable en los flancos de las montañas oceánicas o en las partes cercanas a las zonas con el relieve del fondo marino muy rugoso. Estas zonas son indicadoras de una intensa actividad tectónica, probablemente en zonas de fracturas a través de las cuales los fluidos pueden circular.

VI.2.2.3. Reflectores inclinados

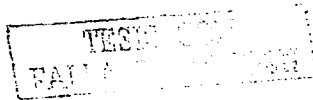
La presencia de reflectores inclinados en el área de estudio no es muy común como lo manifiestan algunos autores en otras zonas de estudios perpendiculares a las zonas de esparramientos. Los reflectores inclinados (RI) se observan principalmente en los extremos sur y norte del segmento 1, en el segmento 2 y escasamente en los segmentos 3 y 4, en la parte norte de la sección sísmica interpretada (Figura 20).

La dirección predominante de estos reflectores es hacia el sur y la mayoría de las veces se extienden más allá del Moho (M). Es muy difícil detectar estos reflectores más abajo del Moho por el gran contenido de ruido. Los reflectores que se muestran en la sección interpretada son únicamente aquellos que persisten en las secciones sísmicas después de aplicarles distintos tipos de procesos. La presencia de estos no parece estar correlacionada con la rugosidad del fondo marino por lo que no es un artefacto del procesamiento.

VI.2.3. Reflectores intercorticales sub-horizontales

En diferentes partes del transecto se observan algunos reflectores sub—horizontales aproximadamente a 1 segundo del basamento. Estos reflectores se observan principalmente en la parte central de la zona de estudio. La principal característica de estos reflectores es su corta presencia, generalmente en forma de pequeños segmentos.

La característica espacial de estos reflectores posiblemente representa alguna frontera intermedia de la corteza inferior, correspondiente al límite entre la capa 3A y 3B, frecuentemente observada en estudios de refracción sísmica [Reston *et al.*, 1999]. Otros



estudios de reflexión sísmica en el Pacífico Nor Oeste, también presentan este tipo de reflector a la profundidad entre 0.9 y 1.1 segundos. Es probable que estos reflectores indiquen los de la zona de transición entre los gabros masivos y los estratificados que se estrecha y se vuelve más abrupta, ocasionando el contraste sísmico necesario para originar una reflexión sub-horizontal.

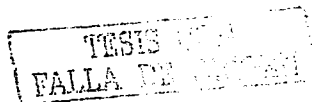
VI.2.4. Reflector—Moho

Un reflector relativamente coherente de marcada amplitud y de baja frecuencia se observa a aproximadamente al DTV de 7.48 s bajo el nivel del mar. La presencia de este reflector se marca mejor en las secciones a las que se les aplicó recuperación de trazas con ganancia automática. Para verificar la autenticidad de este reflector y descartar la posibilidad de que este sea un reflector primario y no un múltiple o algún otro tipo de ruido coherente, las secciones apiladas con filtros de baja frecuencia a esta profundidad fueron migradas con distintas velocidades constantes.

La Figura 13 muestra partes de la línea sísmica que fue migrada con velocidades constantes de 1500, 2000 y 3200 m/s. En esta figura se observa que la presencia de este reflector es más clara y coherente a la velocidad de 3200 m/s. Esta velocidad, de acuerdo con el modelo clásico de velocidades empleado, es la que corresponde a esta profundidad. Así mismo, la Figura 8 muestra los reflectores que contienen solamente bajas frecuencias en comparación con los reflectores del fondo marino. Esto soporta que este es un reflector profundo y no un múltiple o una reflexión lateral.

Este reflector está presente aproximadamente en el 59 % de la línea. Se observa una cierta correlación de la ausencia de este reflector con la rugosidad del fondo marino, haciéndose más débil en las zonas con alta rugosidad. Esto lo muestra el hecho de que su presencia es más coherente y menos difusa en la parte sur, donde la superficie es menos rugosa.

La presencia marcada de este reflector, su DTV a partir del fondo marino (2 segundos aproximadamente), así como su carácter consistente a lo largo de la zona de estudio nos conduce a interpretarlo como el reflector del Moho. Las mismas características que



presenta este reflector en nuestra zona han sido observadas en otras zonas en la que el Moho ha sido detectado [Brinkl y Brocher, 1988].

VI.2.5 Espesor cortical

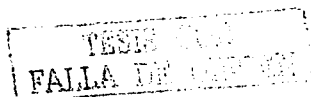
Debido a las limitaciones en la obtención de una función de velocidad confiable, los resultados obtenidos de los datos sísmicos se dejó para su análisis en DTV. El espesor aparente de la corteza oceánica en el área de estudio es el DTV desde el basamento de los sedimentos hasta el reflector que interpretamos como Moho (Figura 19).

En la Figura 20, sección sísmica interpretada, se refleja la presencia del Moho, aunque no muy continua a lo largo de la sección, y presenta un espesor aparente en DTV que oscila entre 1.67 y 2.5 s., con valor promedio de 1.92 ± 0.14 s. En la parte sur este espesor es de 1.86 ± 0.07 s y en la parte norte de 2.01 ± 0.16 s.

VII. Discusión de los resultados

Una de los resultados mas importantes de este estudio fue la observación de una discontinuidad de la corteza entre los CDP 7000 y 7800, en esta discontinuidad se marca un cambio en las características de la anomalías gravimétricas, los lineamientos magnéticos y los datos sísmicos. Específicamente esta discontinuidad se marca por un mínimo de aproximadamente 26 mgal en la anomalía de aire libre, una disminución en la ABM hacia el norte y en un incremento en la intensidad del campo magnético. Los datos sísmicos muestran un incremento del espesor aparente de la corteza hacia el norte. Estas características se observan en todo el resto de la parte norte del perfil y probablemente se extiendan hasta la zona de Fractura Clarion. Además el fondo marino experimenta una disminución de la profundidad de sur a norte. El DTV del primer arribo de la onda sísmica en esta zona experimenta una disminución de 0.42 s aproximadamente, con una diferencia de nivel ligeramente mayor a los 300 m. Por lo tanto esta discontinuidad marca la presencia de dos zonas con distintas cortezas.

En general una diferencia de profundidades de aproximadamente 300 m, podría indicar que nuestra línea intercepta áreas con diferentes edades [Parsons y Sclater, 1977]: más



vieja en la parte sur. Sin embargo, en el lugar donde ocurre esta discontinuidad no se presenta la morfología típica asociada con zonas de fracturas mayores. Adicionalmente, el mapa de lineamientos magnéticos de Klitgord y Mammerickx [1982], ilustrados en la Figura 2, no muestra discontinuidades mayores en esta área. Los resultados en este trabajo no tienen la cobertura suficiente que permita resolver esta discrepancia; sin embargo, proveen una interesante pauta para investigaciones futuras en esta área.

De acuerdo con el mapa de lineamientos magnéticos de la Figura 2, la línea sísmica se localiza sobre la anomalía magnética 5E (que corresponde a una edad aproximada de 19.5 ma), lo que la confina a una misma isócrona. Esto nos da la oportunidad de efectuar un breve análisis de cómo varía el espesor de la corteza en zonas con una misma edad. Los resultados de reflexión sísmica muestran que el DTV de la corteza oscila entre 1.7 y 2.6 s, con un valor promedio de 1.9 ± 0.13 s, equivalente a una variabilidad de 7%. Para la parte sur de la sección, la dispersión de los valores es menor que en la parte norte, 1.86 ± 0.07 (4%) y 2.01 ± 0.16 (8%) respectivamente. La diferencia entre los doble tiempos de viaje de la parte sur y norte es de 0.15 s, lo que para el valor promedio de 1.9 s da una diferencia en el orden de 8%.

Estas pequeñas variaciones observadas (<10%) pueden ser explicadas en parte por las variaciones de las velocidades intracorticales. Eittrheim *et al.* [1994] encuentra una variación del 8% en las velocidades promedios de la corteza cerca de la zona de esparcimiento con un mismo espesor, a lo largo del eje axial. Este margen de variaciones en el perfil de velocidades puede explicar la dispersión de los dobles tiempos de viaje de la corteza. Esto significa que las variaciones de los espesores aparentes podrían ser ocasionados por las variaciones de las velocidades promedios intracapas y no por un espesamiento real de la corteza.

Los valores mínimos de la ABM son indicativos de una deficiencia de masa relativa y generalmente se interpreta como el reflejo de una corteza más delgada [Cormier, 1999]. Esto significa que los espesores máximos aparentes pueden estar asociados con el adelgazamiento de la corteza.

Los valores máximos del espesor aparente se observan principalmente en la parte norte de la línea de estudio, donde también se observa un mínimo en la ABM que inicia a

partir de los CDP 7000-7800. La diferencia en los valores promedios del espesor aparente entre la parte sur y la parte norte es de 0.15 segundos. Esta diferencia de tiempo, si asumimos que la corteza es más delgada en esta parte de la sección implica que tenemos una zona de baja velocidad. Por otra parte, el déficit de masa como lo indica la ABM (Figura 16), se compensa con una diferencia de densidades de 0.05 g/cm³ para la ABM en 2D y de 0.1 g/cm³ para la anomalía en 3D, entre la parte norte y la sur, dejando el espesor de la corteza igual en toda la sección. Esta anomalía se puede también compensar haciendo el espesor de la corteza más delgado en la parte norte y manteniendo constante la densidad. Esta situación dificulta la interpretación de lo que causa el aumento del espesor aparente y la disminución de la AMB: un espesamiento aparente ocasionado por un adelgazamiento real de la corteza superior en el que ocurre además una zona de baja velocidad, o un espesamiento aparente ocasionado por una disminución de la densidad a través de toda la corteza en el que el espesor de la misma no se adelgaza, o si en realidad ocurren ambas cosas—una disminución del espesor y una zona con menor densidad. En todo caso, parece ser más favorable que las variaciones en la corteza superior sean ocasionadas por una disminución de su densidad o bien por un adelgazamiento real en el que ocurre además una zona con menor velocidad capaz de crear mayores dobles tiempos de viaje en la corteza.

Los reflectores inclinados en el área no son muy marcados y en ocasiones atraviesan el Moho, estos son observados en los segmentos 1,2,3, y 4 de la línea sísmica (Figura 20). La presencia de estos no es tan frecuente como lo muestra el trabajo efectuado por Reston *et al.* [1999] en una corteza oceánica Cretácica y Eittrheim *et al.* [1994] efectuado a lo largo del Pacífico Central. En ambos trabajos estos eventos están espaciados cada 5—10 km y su orientación predominante es en sentido opuesto al eje de esparcimiento. Reston *et al.* [1999] favorece la hipótesis de que estas estructuras son de origen litológico, y no descarta la posibilidad de que puedan también ser el resultado de zonas de cizallas, y no fallas, puesto que no atraviesan el Moho; sin embargo en nuestra zona de estudio si atraviesan en ocasiones el Moho, por lo que probablemente pueden indicar la presencia de fallas.

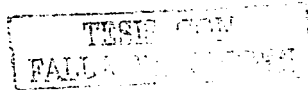
Las fallas son una zona preferencial a través de las cuales se da la circulación de fluidos en la corteza oceánica. A su vez, la circulación de fluidos en el manto superior y la corteza es una condición necesaria para que se de la serpentización en los procesos de

TESIS
FALLA DE CIZALLA

acreción en las zonas de esparcimiento [Francis, 1981]. La presencia de reflectores inclinados esta acompañado de mínimos locales en la ABM en el orden de los miligales y de gradientes en la anomalía magnética (CDP: 700-900, 1400-1900, 3800-4000, 4700-4900, 7800-8100, 9100-9400 y 10600-11000; Figuras 16 y 20). Estos mínimos locales en las ABM probablemente estén asociados con la presencia de fallamiento local, lo que favoreció la circulación de fluidos y por consiguiente la zerpentinización de la corteza, lo que causaría la presencia de reflectores inclinados que en ocasiones atraviesan el Moho.

La presencia no muy enérgica de estos reflectores puede estar condicionada por tres causas posibles. Una posibilidad es que la relación señal ruido de la onda sísmica no permita detectar todas estas estructuras. La segunda posibilidad es que la línea es paralela a las isócronas, lo que mostraría estas estructuras como eventos subparalelos. Por último, estas estructuras podrían ser artefactos ocasionados por estructuras o planos de fallas superficiales. Los resultados aquí favorecen la segunda posibilidad pero no se descarta el hecho de que la relación señal ruido no permita ver mayor cantidad de estas estructuras. La presencia de estos eventos no ha sido observada en los centros de esparcimiento ni en sus cercanías, incluso en las partes donde ya se ha observado el Moho [Detrick *et al.*, 1987; Barth y Mutter, 1996]. Por esta razón, se favorece la idea de que estos eventos se deben a zonas de cizallas o bien a zonas de fracturas que se forman ligeramente después que se forma el Moho y que pueden ser amplificadas o intensificados por procesos metamórficos.

Las reflexiones de mayor intensidad del Moho ocurren en las zonas con un relieve del fondo marino más suavizado, principalmente en la parte sur de la sección sísmica. Eittreim *et al.* [1994], encuentra que las reflexiones más enérgicas se localizan en las áreas con mayores velocidades de esparcimiento por lo que sugiere que la alta reflectividad del Moho puede ser el resultado del intenso cizallamiento que surge en la base de la corteza asociado con las grandes velocidades de esparcimiento. Los resultados aquí apoyan lo propuesto por Eittreim y sugieren, además, que estas pudieron ser intensificadas por la circulación de fluidos en la parte superior de la corteza. La presencia conjunta de los reflectores inclinados con las zonas donde el Moho es más enérgico en nuestra zona de estudio motiva a pensar que estas dos estructuras podrían estar siempre juntas en las zonas de rápido esparcimiento.



La parte sur y la parte norte de la línea de estudio, de acuerdo con los resultados geofísicos, muestran dos diferentes segmentos a pesar de estar confinada a una misma edad (Terciaria). Estos segmentos, por los resultados geofísicos (mínimo en la AMB, un máximo en el relieve batimétrico, máximo en la anomalía magnética, el Moho más notable en la parte sur, un ligero incremento en el espesor aparente de la corteza en la parte norte), inferen regímenes diferentes de formación durante el proceso de acreción condicionados por un abastecimiento de magma espacialmente variable [Cormier, 1999]. A pesar de que el flujo del manto se considera uniforme a lo largo del eje de acreción en las zonas de rápido esparcimiento (de dos dimensiones), en donde el abastecimiento del magma es vertical, el abastecimiento de este fluctúa espacialmente haciéndose más robusto en las zonas de fracturas (de tres dimensiones).

El análisis espectral da como resultados tres interfaces una a 15.1 km de profundidad, otra a 10.5 km y 5.8 km. La interfase a 10.5 km de profundidad muestra bastante concordancia con la profundidad del Moho empleada en el cálculo de la anomalía de Bouguer. Si al tirante promedio de agua (4.0 km) le agregamos el espesor de los sedimentos, las pilolavas y los diques laminados (1.5-2.0 km.) tenemos que la interfase a 5.8 km esta asociada con la base de los diques laminados (capa 2A-2B). Esta interfase no se detecta en todos los puntos para los que se realizaron los espectros, lo que confirma probablemente la ausencia de una transición marcada (bajo contraste de densidades) entre la capa 2 y la capa 3. La interfase a 15.1 km de profundidad promedio fue obtenida solo en tres puntos y podrían representar estructuras del Manto, sin embargo su naturaleza no es clara.

VIII. Conclusiones

1. El espesor aparente de la corteza se muestra bastante constante presentando una variabilidad menor del 10% en toda la línea sísmica. Una ligera diferencia del 8% se observa entre la parte norte y la parte sur. Estas diferencias podrían reflejar simplemente pequeñas variaciones de velocidades en las capas intracorticales como lo discuten Eittrheim *et al.* [1994]. Sin embargo, la presencia significativa de un mínimo en la ABM, un máximo en la anomalía magnética, y un máximo en la batimetría a lo largo del perfil

hace suponer que hay una diferencia sustancial en la estructura cortical entre estos dos segmentos. En el segmento sur tenemos una corteza bastante homogénea que se formó durante un régimen de rápido esparcimiento hace, 19.6 millones de años, en un régimen de acreción que corresponde a un modelo de una cámara magmática de dos dimensiones, delgada en la dirección de esparcimiento y relativamente continua a lo largo del eje de esparcimiento, parecida a la que ha sido observada en estudios hechos en zonas de esparcimientos por Herron, *et al.* [1980], Detrick *et al.* [1987] y Kent *et al.* [1993].

2. El Moho se localiza aproximadamente al DTV de 1.9 ± 0.13 s y coincide con los detectados por otros autores en otras áreas del océano Pacífico [Brinkl y Brocher, 1988; Eittréim *et al.*, 1994; Reston *et al.*, 1999]. Su presencia es más marcada y continua en la parte sur de la sección sísmica. Casi inmediatamente sobre el Moho se detectan reflectores inclinados que aunque no muy marcados y frecuentes, están presentes en casi toda la línea de estudio y en ocasiones atraviesan la interfase del Moho. Estas estructuras parecen ser fallas a través de las cuales se dieron procesos de zerpentinización. Esto lo argumentamos debido a que normalmente dichas estructuras están acompañadas de mínimos locales en la ABM y de gradientes en la anomalía magnética.

3. Se encuentra un mínimo en la ABM en 2D y 3D en la parte norte, a partir de los CDP 6800-7800, que se compensa con déficit de densidades de 0.05 g/cm^3 para la anomalía en 2D y de 0.1 g/cm^3 para la anomalía en 3D. También en esta parte se obtiene un espesor aparente mayor que en la parte sur en aproximadamente 150 ms. Estos dos aspectos se complementan y justifican la presencia de una zona de menor velocidad intercortical en esta zona. Sin embargo esto no permite inferir un adelgazamiento real de la corteza en la zona de fractura, a como lo sugieren otros autores [e.g., Cormier, 1999]. Esto solo podría ser resuelto si se pudiera obtener el modelo real de velocidades, lo que no fue posible realizarse en este trabajo debido a las limitaciones por la longitud del streamer empleado en el levantamiento sísmico.

4. El análisis espectral muestra tres interfaces una a 15.1 km, otra a 10.5 km y la otra a 5.8 km promedio de profundidad. La interfase a 10.5 km de profundidad esta en conformidad con la profundidad del Moho empleada en el cálculo de la anomalía de

Bouguer. La otra interfase podría ser interpretada como el límite entre la capa 2 y capa 3 (diques laminados y gabros sólidos respectivamente). La interface a 15.1 km de profundidad su naturaleza no es clara. Esto nos permite concluir que el análisis espectral se muestra efectivo en el mapeo del espesor de la corteza oceánica y que probablemente podría arrojar muy buenos resultados en el estudio de la corteza terrestre.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

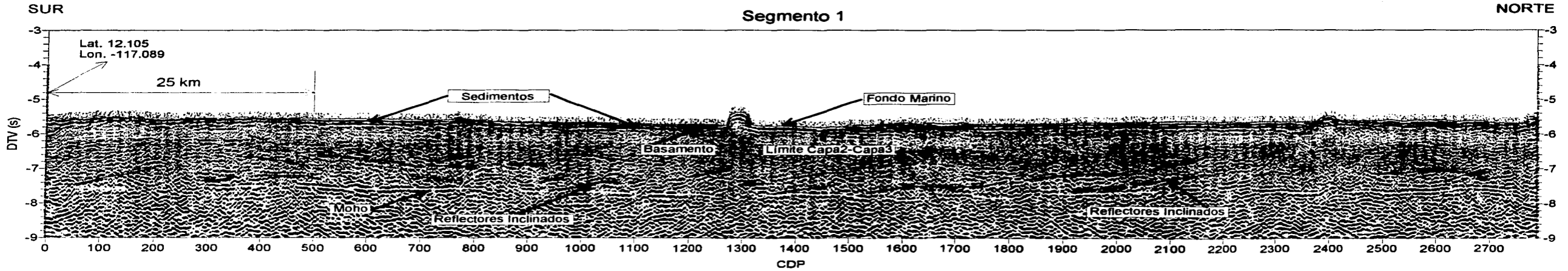


Figura 20. Segmentos de la sección sísmicas interpretada.
(a) Segmento1, del CDP 0 al 2787.
El color azul representa el fondo marino; el color rojo, el tope de las lavas o basamento; el café, el límite entre la capa 2 y capa 3; el violeta, reflectores sub horizontales e inclinados de la corteza inferior; y el color amarillo, el Moho.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

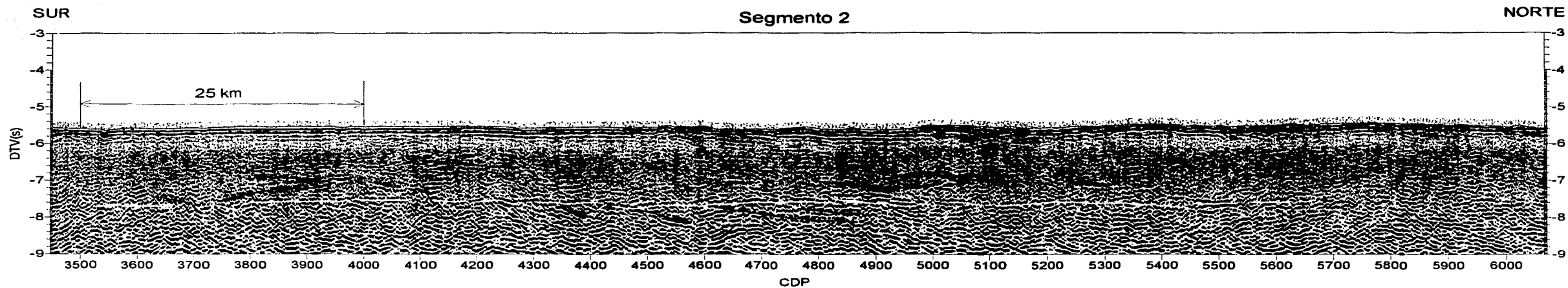
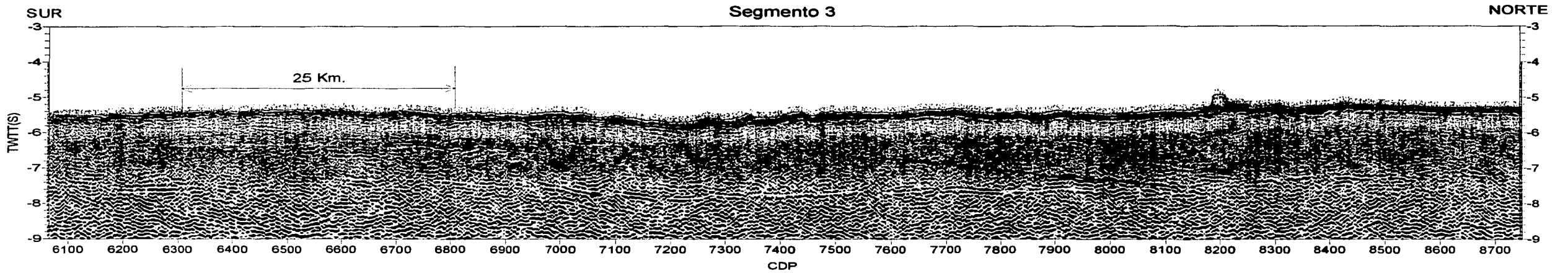


Figura 20. Segmentos de la sección sísmica Interpretada.
(b) Segmento 2, del CDP 3449 al 6060.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 20, segmento 3. Secciones sísmicas interpretadas.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 20, segmento 4. Secciones sísmicas interpretadas.

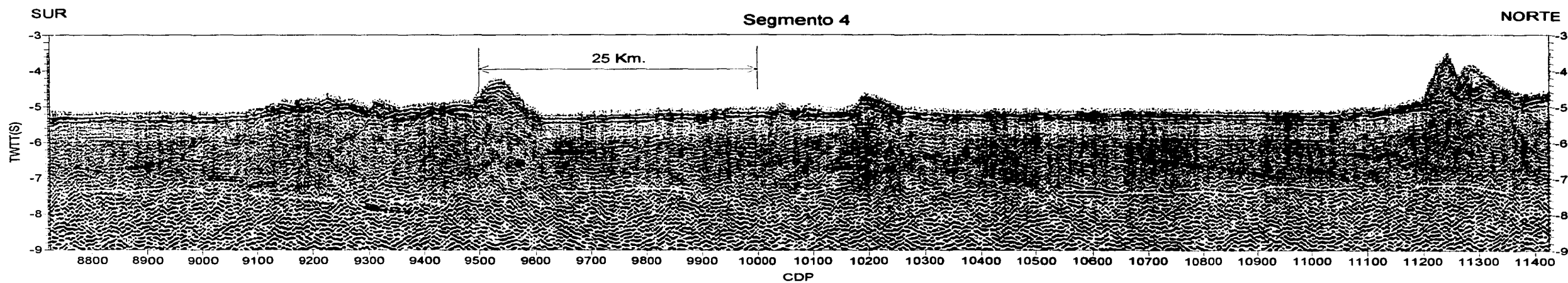


Figura 20. Segmentos de la sección sísmicas interpretada.
(d) Segmento 4, del CDP 8730 al 11420.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

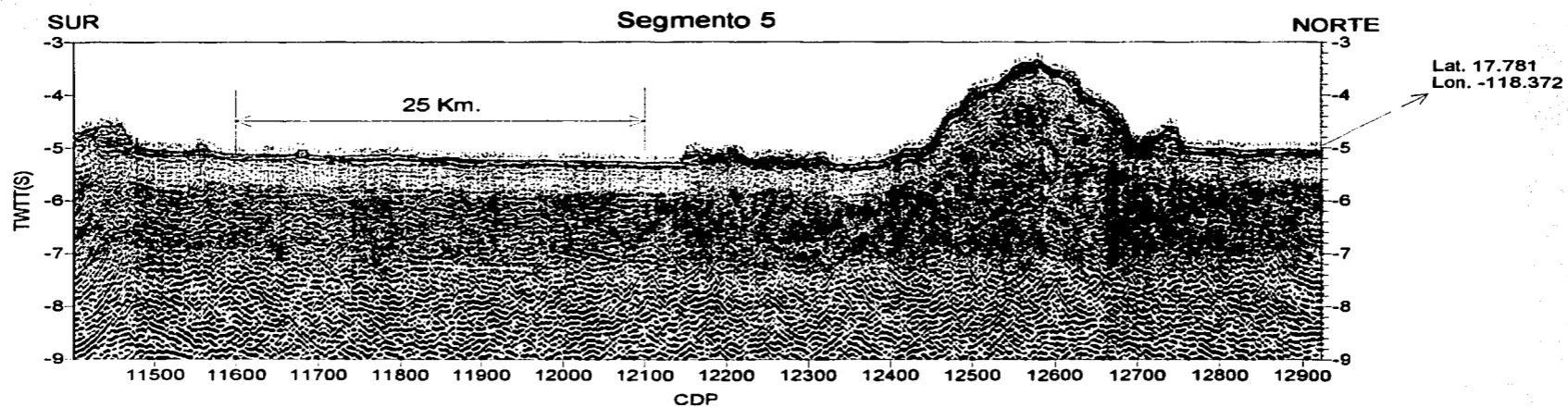


Figura 20. Segmentos de la sección sísmicas interpretada.
(e) Segmento 5, del CDP 11420 al 12924.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Referencias

Allerton, S., and Vine, F. J., 1992, Deformation styles adjacent to transform faults: evidence from the Troodos ophiolite, Cyprus. In L. M. Parson, B. J. Murton and P. Browning, (eds), Ophiolites and their modern oceanic analogues, Geological Society Special Publication, 60, 251-61.

Anderson, R., Honnorez, J., Becker, K., Adamson, A., Alt, J., Emmermann, R., Kempton, P., Kinoshita, H., Laverne, C., Mottl, M. and Newmark, R., 1982, DSDP Hole 504B, the first reference section over 1 km trough Layer 2 of the oceanic crust, Nature, 300, 589-598.

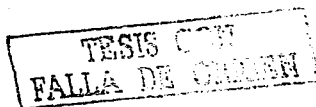
Barth, G. and Mutter, J., 1996, Variability in oceanic crustal thickness and structure: Multichannel seismic reflection result from the northern East Pacific Rise, J. Geophys. Res., 101, 17951-17975.

Becker, K., Sakai, H., Adamson, C., Alexandrovich, J., Alt, J.C., Anderson, R. N., Bideau, D., Gable, R., Herzig, P.M., Houghton, S., Ishizuka, H., Kawahata, H., Kinoshita, H., Langseth, M.G., Lovell, M.A., Malpas, J., Masuda, H., Merrill, R.B., Morin, R. H., Mottl, M. J., Pariso, J. E., Pezard, P., Phillips, J., Sparks, J. and Uhlig, S., 1989, Drilling deep into young oceanic crust, hole 504B, Costa Rica rift, Rev. Geophys., 27, 79-102.

Bhattacharya, B.K. and Leu, L.K., 1977, Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies, Geophysics, 42, 41-50.

Boudier, F. and Nicolas, A., 1988, The ophiolites of Oman, Special issue, Tectonophysics, 151, 1-401.

Brink, U.S. and Brocher, T.M., 1988, Multichannel seismic evidence for variations in crustal thickness across the Malokai Fracture Zone in the Mid-Pacific, J. Geophys. Res., 93, 1119-1130.



Brocher, T., Karson, J. and Collins, J., 1985, Seismic stratigraphy of the oceanic Moho based on ophiolite models, *Geology*, 13, 62-65.

Cande, S. and Kent, D., 1992, A new geomagnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, 97, 13917-13951.

Christensen, N.I. and Smewing, J., 1981, Geology and seismic structure of the northern section of the Oman Ophiolite, *J. Geophys. Res.* 86, 2545-2555.

Cianciara, B. and Marcak, H., 1976, Interpretation of gravity anomalies by means of local power spectra, *Geophys. Prospect.*, 24, 273-286.

Coleman, R.G., 1977, *Ophiolites, ancient oceanic lithosphere?*, Berlin, Springer-Verlag, 229p.

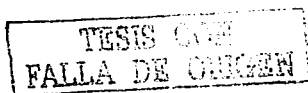
Coleman, R.G. and Hopson, C.A., 1981, (Eds.) *The Oman Ophiolites*, *J. Geophys. Res.*, 86, 2495-2782.

Cormier, M.H., Macdonald, C. and Wilson, D., 1995, A three-dimensional gravity analysis of East Pacific Rise from 18 to 21 30S; *J. Geophys. Res.*, 100, 8063-8082.

Cormier, M.H., 1999, *The ultra fast East Pacific Rise: Instability of the plate boundary and implications for accretionary processes*, Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, NY 10964-8000.

Detrick, R., 1991, Ridge crest magma chambers: A review of results from recent marine seismic experiments, in *Ophiolite Genesis and Evolution of Oceanic Lithosphere*, Peters *et al.* (eds), Ministry of Petroleum and Mineral, Sultanate of Oman, 7-20.

Detrick, R., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J. and Brocher, T., 1987, Multichannel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise between 9°N and 13°N, *Nature*, 326, 35-41.



Detrick, R., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J. and Brocher, T., 1987, Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise, *Nature*, 326, 35-41.

Detrick, R., Harding, A., Kent, G., Orcutt, J., Mutter, J. and Buhl, P., 1993, Seismic structure of the Southern East Pacific Rise, *Science*, 259, 499-503.

Dewey, J. F., 1976, Ophiolite obduction, *Tectonophysics*, 31, 93-120.

Ehlers, E.G. and Blatt, H., *Petrology: Igneous, Sedimentary and Metamorphic*, W.H. Freeman and Co., 732 p.

Eittreim, S., Gribidenko, G., Helsley, C., Sliter, R., Mann, D. and Ragozin, N., 1994, Oceanic crustal thickness and seismic character along a central Pacific transect, *J. Geophys. Res.*, 99, 3139-3145.

Eittreim, S., Ragozin, N., Gribidenko, H. and Helsey, C., 1992, Crustal age between The Clipperton and Clarion fractures zones, *Geophys. Res. Let.*, 12, 2365-2368.

Francis, T.J.G., 1981, Serpentinization faults and their role in the tectonics of slow spreading ridges, *J. Geophys. Res.* 86, 11,616-11,622.

Gazdag, J., 1978, Wave equation migration with the phase-shift Method, *Geophysics*, 43, 1342-1352.

Gribidenko, G., Eittreim, S., Helsley, C., McClellan, P. and Ryan, H., 1990, The Central Pacific Transect; Cruise report of the research Vessel AKADEMIC SELSKIY, U.S. Geological Survey Open File Report 90-532.

Hale, L.D., Morton, C.J. and Sleep, N.H., 1982, Reinterpretation of seismic reflection data over the East Pacific Rise, *J. Geophys. Res.*, 87, 7707-7717.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Hardin, A.J., Kappus, M.E., Orcutt, J.A., Vera, E.E., Buhl, P., Mutter, J.C., Detrick, R.S. and Brocher, T., 1989, The structure of young oceanic crust at 13oN on the East Pacific Rise from expanding spreading profiles, *J. Geophys. Res.*, 94, 12163-12196.

Henstock, T.J., Woods, A.W. and White, R.S., 1993, The accretion of oceanic crust by episodic sill intrusion, *J. Geophys. Res.*, 98, 4131-4161.

Herron, T., Stoffa, P. and Buhl, P., 1980, Magma chamber and mantle reflections—East Pacific Rise, *J. Geophys. Res.*, 7, 11, 989-992.

Herron, T.J., Ludwig, W.J., Stoffa, P.L., Kan, T.K. and Buhl, P., 1978, Structure of the East Pacific Rise crest from multichannel seismic reflection data, *J. Geophys. Res.*, 83, 798-804.

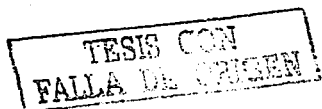
Houtz, R. and Ewing, J., 1976, Upper Crustal Structure as a Function of Plate Age, *J. Geophys. Res.*, 81, 2490-2498.

Kearey, P. and Vine, F., *Global Tectonics*, Blackwell Scientific Publications, Oxford London, 302 p.

Karson, J. A., 1984, Variations in structure and petrology in the Coastal Complex, Newfoundland, *Anatomy of an Oceanic Fracture Zone*, Geological Society of America Special Publication, 13, 131-144.

Kempner, C. and Gettrust, F., 1982, Ophiolites, synthetic seismograms, and oceanic crustal structure. A comparison of synthetic seismograms of the Somali ophiolite, Oman, and the ROSE refraction data from the East Pacific Rise, *J. Geophys. Res.*, 87, 8463-8476.

Kent, G.M., Harding, A.J. and Orcutt, J.A., 1993a, Distribution of magma beneath the East Pacific Rise between the Clipperton transform and the 9°17'N Deval from forward modeling of common depth point data, *J. Geophys. Res.*, 98, 13945-13969.



ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

Kent, G.M., Harding, A. and Orcutt, J.A., 1994, Uniform accretion of oceanic crust of the Garret transform at 14°15'S on the East Pacific Rise, *J. Geophys. Res.*, **99**, 9097-9116.

Kent, G., Detrick, R., Swift, S., Collins, J. and Kim, I., 1997, Evidence from Hole 504B for the origin of dipping events in oceanic crustal reflection profiles as out-of-plane scattering from basement topography, *Geology*, **25**, 131-134.

Klitgord, K.D. and Mammerickx, J., 1982, Northern East Pacific Rise: Magnetic Anomaly and Bathymetric Framework, *J. Geophys. Res.*, **87**, 6725-6750.

Kusznir, N.J. and Bott, M.H.P., 1976, A thermal study of the formation of the oceanic crust, *J.R. Astr. Soc.*, **47**, 88-95.

Lipard, S.J., Shelton, A.W. and Gass, I.J., 1986, The ophiolites of northern Oman, *Mem. Geol. Soc. London*, **11**, 1-178.

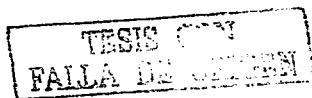
Manghnani, M. H. and Coleman, R. G., 1981, Gravity profiles across the Somali ophiolite, Oman, *J. Geophys. Res.* **86**, 2509-2525.

Morgan, J. and Chen, Y.J., 1993, The genesis of oceanic crust: Magma injection, hydrothermal circulation and crustal flow, *J. Geophys. Res.*, **98**, 6283-6297.

Morris, E. and Detrick, R.S., 1991, Three-dimensional analysis of gravity anomalies in the Mark area, Mid-Atlantic Ridge, *J. Geophys. Res.* **96**, 4355-4366.

Morton, J.L. and Sleep N.H., 1985, A mid-ocean ridge thermal model: Constraints on the volume of axial hydrothermal heat flux, *J. Geophys. Res.*, **90**, 11345-11353.

Nicolas, A., Girardeau, J., Marcoux, J., Dupre, B., Xibin, W., Yougong, C., Haixiang, Z. and Xuchang, X., 1981, The Xigaze ophiolite (Tibet): a peculiar oceanic lithosphere, *Nature*, **294**, 414-417.



Nicolas, A., 1989, Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 367.

Nicolas, A., Boudier, F. and Ildefonse, B., 1994, Evidence from the Oman ophiolite for active mantle upwelling beneath a fast-spreading ridge, *Nature*, 370, 51-53.

Nicolas, A., Boudier, F. and Ildefonse, B., 1996, Variable crustal thickness in the Oman ophiolite: Implication for oceanic crust, *J. Geophys. Res.*, 101, 17941-17950.

Parker, R., 1973, The rapid calculation of potential anomalies, *Geophysics. J. Roy. Astr. Soc.*, 31, 447-445.

Parker, R., 1995, Improved Fourier terrain correction, Part I, *Geophysics*, 60, 1007-1017.

Parker, R., 1996, Improved Fourier terrain correction, Part II, *Geophysics*, 61, 365-372.

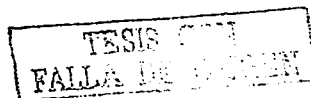
Pallister, J.S., 1982, Reconnaissance geology of the Jabal al Ilman quadrangle, sheet 18/44A, Kingdom of Saudi Arabia: Saudi Arabian Deputy Ministry for Mineral Resources, Jiddah, Open-File Report USGS-OF-02-90, 61.

Parsons, B. and Sclater, J.G., 1977, An analysis of the variation of oceanic floor bathymetry with age, *J. Geophys. Res.*, 82, 803-827.

Reston, T. J., Ranero, C. R. and Belykh, I., 1999, The structure of Cretaceous oceanic crust of the NW Pacific: Constraints on processes at fast spreading centers, *J. Geophys. Res.*, 104, 629.

Robinson, E., 1980, Migration of geophysical data, 208 pp. International Human Resources Development Corporation Boston.

Rohr, K., Milkereit, B. and Yorath, C., 1988, Asymmetric deep crustal structure across the Juan the Fuca Ridge, *Geology*, 16, 533-537.



Rommevaux, C., Deplus, C., Patriat, P. and Sempéré, J.C., 1994, Three—dimensional gravity study of the Mid-Atlantic Ridge: Evolution of the segmentation between 28 and 29N during the last 10 m.y., *J. Geophys. Res.*, 99, 3015-3029.

Sinton, J.M. and Detrick, R.S., 1992, Mid-Ocean ridge magma chamber, *J. Geophys. Res.*, 97, 197-216.

Sleep, H., 1975, Formation of oceanic crust: Some thermal constraints, *J. Geophys. Res.*, 80, 4037-4042.

Smith, W.H.F. and Sandwell, D.T., 1997, Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277, 1956-1962.

Spector, A. and Grant, F.S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 35, 293-302.

Spudich, P. and Orcutt, J., 1980a, A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 627-645.

Stoffa, P.L., Buhl, P., Herron, T.J., Kan, T.K. and Ludwig, W.J., 1980, Mantle reflections beneath the crustal zone of the East Pacific Rise from multi-channel seismic data, *Marine Geol.*, 35, 83-97.

Stolt, R.H., 1978, Migration by Fourier transform, *Geophysics*, 43, 23-48.

Tilton, G.R., Wright, J.E. and Hopson, C.A., 1979, Uranium-lead isotope ages of the Samail Ophilitite, Sultanate of Oman (abstract), *AGU*, 60, 962.

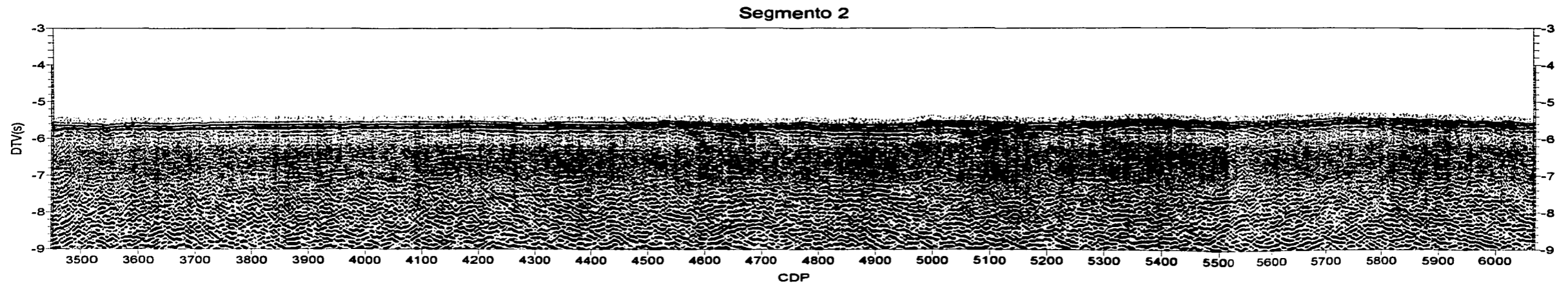
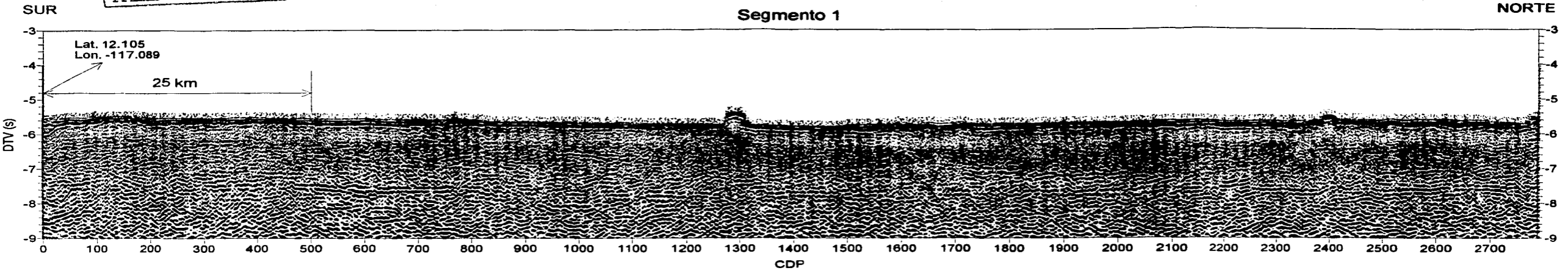
Yilmaz, O., 1987, *Seismic Data Processing. Ser. Investigations in Geophysics, Vol. 2.* 526 pp.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ANEXO

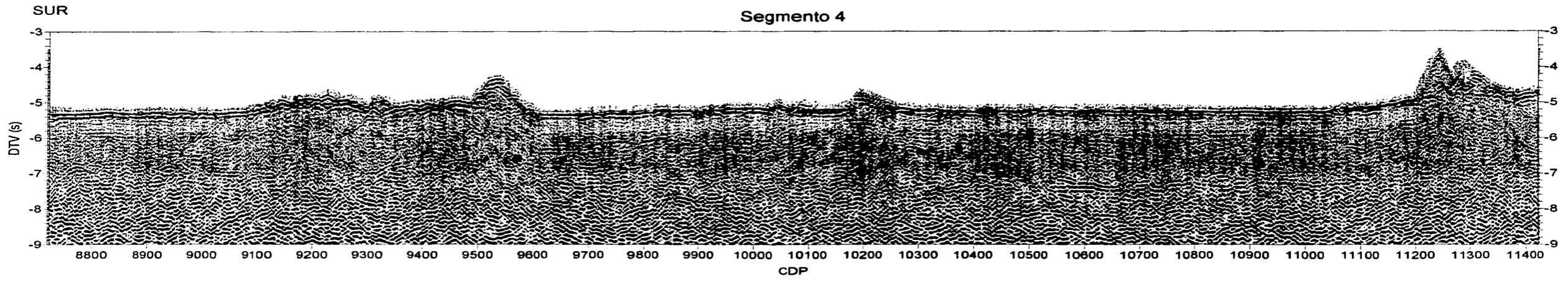
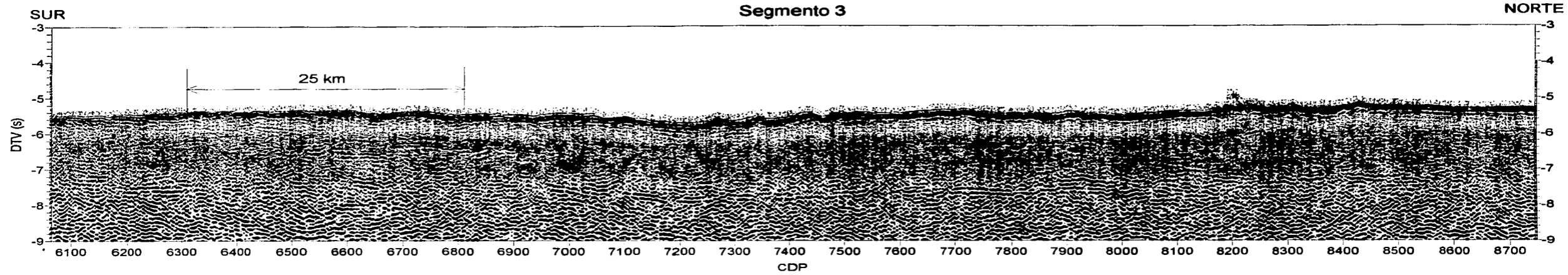
Secciones sísmicas no interpretadas.

TESIS CON
FALLA DE OJGEN



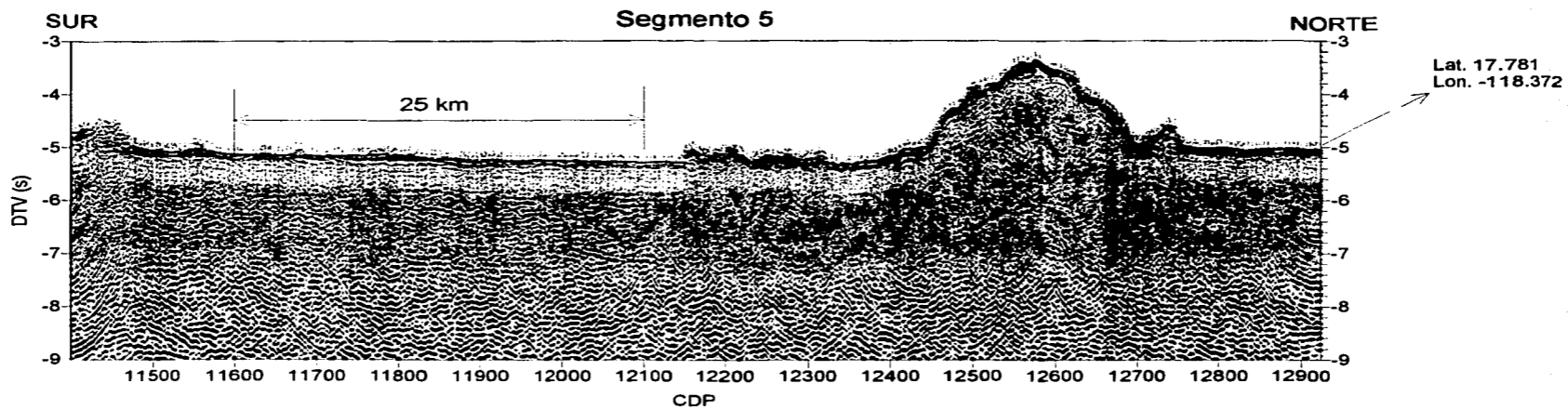
TESIS CON
FALLA DE OJGEN

TESIS CON
FALLA DE OJIGEN



TESIS CON
FALLA DE OJIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN