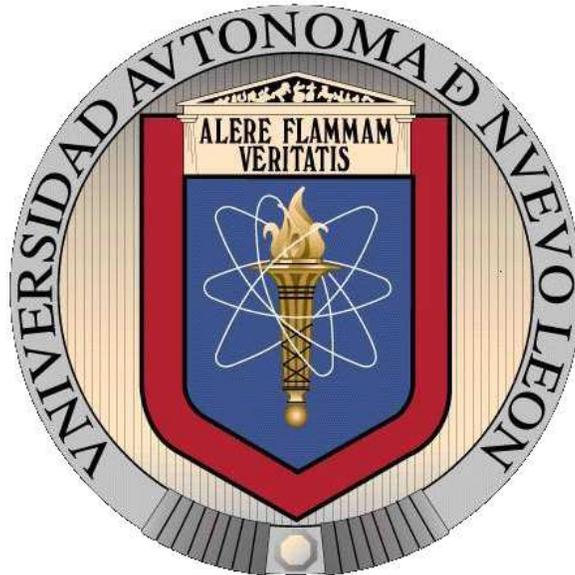


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**INTEGRACIÓN DE MÉTODOS POTENCIALES DE ALTA
RESOLUCIÓN Y SÍSMICA MIGRADA EN
PROFUNDIDAD, PARA LA EVALUACIÓN DE POSIBLES
PLAYS SUBSALINOS EN UN ÁREA DEL GOLFO DE
MÉXICO**

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL

PARA OBTAR AL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA

FRANCISCO ULISES VARGAS MARTÍNEZ



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**INTEGRACIÓN DE MÉTODOS POTENCIALES DE ALTA
RESOLUCIÓN Y SÍSMICA MIGRADA EN PROFUNDIDAD, PARA
LA EVALUACIÓN DE POSIBLES PLAYS SUBSALINOS EN UN
ÁREA DEL GOLFO DE MÉXICO**

ELABORADA POR
FRANCISCO ULISES VARGAS MARTÍNEZ

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE**

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

Dr. Vsevolod Yutsis
Director de Titulación



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**INTEGRACIÓN DE MÉTODOS POTENCIALES DE ALTA
RESOLUCIÓN Y SÍSMICA MIGRADA EN PROFUNDIDAD, PARA
LA EVALUACIÓN DE POSIBLES PLAYS SUBSALINOS EN UN
ÁREA DEL GOLFO DE MÉXICO**

**ELABORADA POR
FRANCISCO ULISES VARGAS MARTÍNEZ**

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE**

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

Vo. Bo.

Dr. Vsevolod Yutxis
Director de Titulación

M.I. Alejandro Cerón Fernández
Director de Titulación Externo



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**INTEGRACIÓN DE MÉTODOS POTENCIALES DE ALTA
RESOLUCIÓN Y SÍSMICA MIGRADA EN PROFUNDIDAD, PARA
LA EVALUACIÓN DE POSIBLES PLAYS SUBSALINOS EN UN
ÁREA DEL GOLFO DE MÉXICO**

ELABORADA POR

FRANCISCO ULISES VARGAS MARTÍNEZ

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE**

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

**Vo. Bo.
COMITÉ DE TITULACIÓN**

Dr. Vsevolod Yutsis
Director de Titulación

Dr. Uwe Jenchen
Co-Director de Titulación

Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta
Co-Director de Titulación



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

"2006. Año del Bicentenario del Natalicio del
Benemérito de las Américas
Don Benito Juárez García"



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA
SUBDIRECCIÓN DE POSGRADO

Ing. Arturo Soto Cuervo

Administrador del Activo Regional de Exploración de la RMSO
PEMEX-PEP
Cd. del Carmen, Campeche

At'n. Ing. Manuel Terán García

Coordinador de Programación y Evaluación del AREM de la RMSO
PEMEX-PEP
Cd. del Carmen, Campeche

Apreciable Ing. Soto Cuervo:

Por medio de la presente me permito hacer de su conocimiento, que el **L.S.C. Francisco Ulises Vargas Martínez** con matrícula **1437834** se encuentra cursando la Maestría en Ciencias Geológicas en la línea de profundización en Geofísica Aplicada en esta Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León. Por este medio solicitamos de la manera más atenta, le den facilidades para poder disponer de información geofísica-geológica para el desarrollo de su proyecto de titulación. El Dr. Vsevolod Ytustis catedrático de esta fungirá como Director de Tesis.

Cabe aclarar que los siguientes periodos de receso académico comprenden del 22 de junio al 5 de agosto del 2007 y del 21 de diciembre del 2007 al 21 de enero del 2008.

Del trabajo de tesis y las publicaciones se excluirá la información que requiera de confidencialidad de acuerdo a los intereses de la empresa que Usted representa.

Sin más por el momento le agradecemos la atención prestada a la presente.

ATENTAMENTE

Hacienda de Guadalupe, C.P. 67700, A.P. 104
25 de abril de 2007


Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández
Subdirector de Posgrado




Dr. Vsevolod Ytustis
Asesor de Tesis

c.c.p. Manuel Terán García
c.c.p. Archivo

Carretera a Cerro Prieto km. 8, Ex Hacienda de Guadalupe, C.P. 67700, A.P. 104
Linares, Nuevo León, México
Tels. : 01(821) 214 2010 • 214 2030 / Fax: 01(821) 214 2020
Directo: 01(81) 8329 4170
www.fct.uanl.mx

Fecha 10 de Diciembre de 2007

Dependencia
Remitente

Subdirección de la Coordinación Técnica de
Exploración

Número **PEP-SCTER-AT-723-2007**

Destinatario

Ing. Manuel Terán García
Administrador del Activo Regional de
Exploración Marina
Presente.

Antecedentes:

Número PEP-SRMSO-AREM-426-2007
Fecha 5 DICIEMBRE 2007

Asunto

**AUTORIZACION DE DATOS PARA ELABORAR
TESIS PROFESIONAL**

Anexo 

Con relación al comunicado citado en antecedentes, mediante el cual solicita autorización para que el L.S.C. Francisco Ulises Vargas Martínez, utilice información de Pemex Exploración y Producción e inicie su proyecto de trabajo de tesis profesional para efecto de titulación denominada: "Integración de Métodos Potenciales de Alta Resolución y Sísmica Migrada en Profundidad para la Evaluación de Plays Subsalinos", le informo que esta Subdirección ha resuelto:

- Autorizar el uso de los datos descritos en la elaboración del proyecto de trabajo de tesis mencionado siempre que no exponga datos técnico-económicos que afecten, de modo alguno, los programas y estudios de PEP en el área.

Apreciaré de su parte comunique al interesado, que una vez concluido su trabajo de tesis, busque la oportunidad de presentar los resultados en los foros técnicos de mayor presencia al interior de la empresa, con el fin de compartir sus hallazgos con la comunidad técnica de Exploración y de Pemex Exploración y Producción en general.

Le envió un cordial saludo.

Atentamente

J. Antonio Escalera Alcocer
Subdirector

C.c.p.- Ing. Marco A. Flores Flores - Coordinador de Plays Establecidos. AREM


JMC*arp

Av. Adolfo Rutz Cortines 1202, Edif. Pirámide piso 5, Fracc. Oropeza, C.P. 86030, Villahermosa, Tabasco. Exts. (881) 216-10 y 216-70 Fax 218-63



Certificación ISO 9001:2000



RECONOCIMIENTO
2008
INNOVA



Exploración de Hidrocarburos que incluye la Evaluación del Potencial, Incorporación de Reservas y la Caracterización Inicial de Yacimientos



Oficio

Dependencia Remitente	SUBDIRECCIÓN REGIÓN MARINA SUROESTE ACTIVO REGIONAL DE EXPLORACIÓN MARINA	Fecha	6 de diciembre de 2007
Destinatario	ING. J. ANTONIO ESCALERA ALCOCER SUBDIRECTOR COORDINACIÓN TÉCNICA DE EXPLORACIÓN	Número	PEP-SRMSO-AREM-426-2007
Asunto	Solicitud de autorización	Antecedentes	Número Expediente Fecha
		Anexo	

El L.S.C. Francisco Ulises Vargas Martínez con número de Matrícula 1437834, quien cursa la Maestría en Ciencias Geológicas en Geofísica Aplicada, en la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, viene desarrollando sus prácticas profesionales en la Coordinación de Plays Establecidos de este Activo con la asesoría del Ing. Marco A. Flores Flores desde el 15 de octubre pasado.

Sus prácticas están programadas para realizarse en cuatro periodos, mismas que deberán concluir el 29 de Agosto de 2008. En dichas prácticas tendrá acceso a información no reservada, referente a la identificación y evaluación de Plays Frontera del proceso exploratorio y actividades que se realizan en cada una de las áreas técnicas.

Por lo anterior, solicitamos su autorización para que el L.S.C. Francisco Ulises Vargas Martínez, pueda integrar su Tesis de Maestría para efectos de titulación, la cual se denomina "Integración de Métodos Potenciales de Alta Resolución y Sísmica Migrada en Profundidad para la Evaluación de Plays Subsalinos".

En espera de su respuesta, le envío un cordial saludo.

Atentamente


ING. MANUEL TERÁN GARCÍA
ADMINISTRADOR

C.c.p. Ing. Marco A. Flores Flores - Coordinación de Plays Establecidos.


MAFF/magg



"Cero Accidentes, Compromiso día con día"
PEMEX - EXPLORACIÓN Y PRODUCCIÓN



Por este conducto declaro bajo protesta, que este trabajo lo he desarrollado personalmente, con el apoyo del Comité de Titulación. Toda información utilizada de la literatura ha sido citada debidamente. El uso de información confidencial, en este trabajo, es avalado por medio del documento oficial adjunto.

LSC. Francisco Ulises Vargas Martínez

Linares, Nuevo León, Junio de 2011

DEDICATORIA

A mi Madre la Sra. Ma. Luisa S. Martínez., por todo el amor y cariño que me diste y me hiciste siempre sentir; por comprenderme, entenderme, apoyarme, siempre incondicionalmente en todas y cada unas de mis decisiones. Porque con toda esa sabiduría y amor que nos has inculcado a mí y a mis hermanas es que nos has hecho crecer como personas y nos has enseñado a luchar por alcanzar todas y cada una de nuestras metas y sueños. Eres una gran mujer y toda una Señora, que es un título ganado a pulso con el ejemplo de vida que me has dado; le agradezco infinitamente a Dios el haberte escogido a ti para ser tanto para mí como mis hermanas nuestra Madre; gracias por todas y cada una de tus palabras, caricias, regaños, besos, abrazos, plegarias, lágrimas, tu tiempo, tu vida, pero principalmente gracias por eso, por ser mi Madre; te amo Mama.

A mi Padre el Ing. Eustofio Vargas Hdz., por el ejemplo de lucha, esfuerzo y superación que me diste, por ser mi primer y mejor maestro que he tenido, porque en mis recuerdos siempre estuviste ahí apoyándome en todo momento y siempre encontraste tiempo para mí, por enseñarme tanto tu y mi abuelo, que un hombre solo necesita tener ganas de superación y que con esfuerzo y trabajo se puede lograr todo lo que uno se propone y que no existe ni una limitación mas las que uno mismo se pone para poder lograr todo lo que uno se proponga; porque algún día pueda ser al igual que tu y mi abuelo un hombre que logre superarse y llegar a la cima. Gracias Papa por todo tu amor y cariño que siempre me diste, pero sobre todo por siempre hacerme saber y sentir que en todo momento puedo contar contigo. Agradezco a Dios la bendición que me dio al darme a un padre como tu; te amo Papa.

A mis Hermanas Lizette Janette y Lucero Xochitl Vargas Martínez, gracias a las dos por su amor, apoyo y comprensión en todas mis decisiones tomadas, porque las dos siempre estuvieron ahí apoyándome e impulsándome para alcanzar mis metas y sueños, porque nunca me juzgaron al contrario me entendieron y me levantaron, gracias por crecer juntos y compartir todos esos momentos hermosos que vivimos juntos, gracias por soportarme todos estos años; realmente no imagino la vida sin ustedes dos, gracias por ser las mejores hermanas del mundo; porque ustedes dos junto con mis padres, son lo más valioso que Dios me haya podido dar y lo mas importante en mi vida. Liz, chero las quiero mucho hermas.

A Alejandra Malagón Sánchez, porque siempre estuviste ahí acompañándome en esos momentos locos siempre yendo y viniendo, por nunca dejarme solo; por siempre escucharme, comprenderme y hasta tenerme paciencia. Por ser mi confidente, cómplice, conciencia, pero sobretodo por demostrarme siempre haber sido y ser una amiga. Gracias conciencia en mi tendrás siempre un amigo que te apoyara en todas y cada una de tus locuras recuerda... recuerda.

AGRADECIMIENTOS

A mi director de tesis el Dr. Vsevolod Yutsis, por la dirección y todo el apoyo brindado en la realización del presente trabajo de tesis. Por su paciencia y dedicación para conmigo, pero sobretodo por sus consejos, enseñanzas y conocimientos compartidos tanto en clases y cursos. Además de siempre estar pendiente de mi progreso, no solo en mi formación académica si no como persona; gracias por su amistad brindada.

Al Dr. Uwe Jenchen, por la ayuda y apoyo en la realización del presente trabajo de tesis, y ser parte de este proyecto; por los comentarios acertados y oportunos que ayudaron a que este trabajo fuera mejor.

Al Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta, por la ayuda y apoyo en la realización del presente proyecto y formar parte de esta obra tan importante para mi, gracias por las observaciones oportunas que ayudaron a mejorar este trabajo; por sus enseñanzas en clase, y por ayudarme a hacer las cosas bien y guiarme en este proceso.

A el Ing. J. Antonio Escalera Alcocer, por permitirme hacer uso de toda la información necesaria para la elaboración de este trabajo.

Al M en I Alejandro Cerón Fernández investigador y especialista de métodos potenciales del IMP, por ser la columna vertebral de este proyecto, gracias por toda la ayuda y apoyo desinteresado brindado para la realización de esta empresa, ya que sin este apoyo dicho trabajo no hubiera sido posible.

Al M en I Marco A. Flores Flores coordinador de prospectos del AREM de PEP, por el apoyo y consejos brindados, pero sobre todo por la oportunidad de llevar acabo el trabajo de interpretación en el departamento del cual es responsable.

Al M.C. Artemio Alvarado Olmeda, gracias por tu ayuda y consejos brindados; así mismo por abrirme las puertas del centro de procesado de la FCT y compartir conmigo los tips del procesado.

A la Ing. Magally Solís Hernández y la Ing. Rosa M. Navarro, gracias a todas las atenciones prestadas a las solicitudes de información para la realización de este proyecto, las cuales ustedes gentilmente siempre atendieron oportunamente.

A todo el plantel docente de la FCT de la UANL, gracias por todos los conocimientos y enseñanzas transmitidos en el aula y en campo para mi formación académica.

A Hamlet J. García Zavala, gracias por todo tu apoyo y consejos que durante todos estos años me has brindado, por ser un compañero y amigo desde la cuna y acompañarme en diferentes etapas y momentos de mi vida ya sean buenos y malos, gracias por tu amistad, la próxima a mi me toca voltear el carro; que Dios te bendiga a ti y tu familia.

A Gilberto Martínez Castañeda (et al), gracias por tu amistad, consejos y apoyo brindado y así mismo por estar conmigo en esta etapa de mi vida tan importante y permitirme conocerte a ti y a tu familia; como olvidar todas esas noches de desvelo y pláticas interminables en las que compartimos ideas, penas, alegrías, sueños, estudios, proyectos, tareas y por supuesto parrandas. Gil, gracias.

A Karla Moctezuma Navarro, Karlita gracias por ser una buena amiga, por tus consejos y la confianza que me brindaste al permitirme conocerte a ti y a tu familia, recuerda que en mi siempre tendrás un amigo en el cual podrás confiar y contar.

A Larissa Moreno Esparza, comadre como olvidar tan buenos momentos y anécdotas que quedaron a lado tuyo y de la bandera (Gil, Hamlet, Karla), gracias por permitirme conocerte y ser tu amigo recuerda que cuando necesites de uno ahí estaré para apoyarte en lo que pueda, no olvidare tu chispa y tus ocurrencias.

A Ana Patricia Cisneros Uribe, por abrirme las puertas de tu casa y por todas las finísimas atenciones que tuviste para conmigo desinteresadamente tanto tú como Gil, y hacerme sentir ambos calor de hogar y no sentirme solo, a pesar de estar lejos de casa.

A E. Marifyn, gracias por tu amistad brindada, por escucharme y soportarme en mi último tiempo durante mi estancia en linares.

A Carolina Gonzales gracias por el apoyo brindado con la edición de las imágenes de la tesis; pero sobre todo y principalmente por ser mi amiga y siempre estar cuando te necesite, por el apoyo en esos momentos difíciles por los que pase y siempre estuviste para escucharme y aconsejarme; gracias caro por ser mi amiga.

A todos mis compañeros y amigos tanto de posgrado y licenciatura de la FCT, seria imposible nombrarlos a cada uno de ustedes ya que son muchos y no me gustaría omitir ningún nombre; doy gracias a Dios que siempre encontré a gente que siempre me tendió la mano e hizo que mi estancia en Linares fuera mas placentera, y olvidar por momentos que me encontraba solo y lejos de casa. Gracias por su apoyo y amistad brindada.

A mi Octa, Ángel y Rox; gracias por permitirme conocerlos un poco y hacerme volver a sentir como un escuinclé de nuevo, ya que con sus ocurrencias y chispa especial de cada uno, me hicieron olvidar por un momento mis propios enredos.

Y finalmente para todos y cada una de las personas que hice mención y especialmente y con mucho amor y cariño, a quien por algún motivo, razón o circunstancia simplemente no puede mencionar, pero que nunca olvidare aunque me encuentre lejos de aquí, que siempre te llevare en el corazón este donde este (MC). Quisiera encontrar palabras, o un discurso elocuente para hacerles saber lo indispensables y fundamentales que fueron en este proyecto tan importante de mi vida, y que sin su ayuda hubiera sido prácticamente imposible realizarlo; pero solo puedo decirles

Gracias

ÍNDICE

CONTENIDO	Página
ÍNDICE DE FIGURAS	V
ÍNDICE DE TABLAS	XVII
RESUMEN	XVIII
ABSTRACT	XIX

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 HIPÓTESIS.....	2
1.3 OBJETIVOS.....	2
1.4 LOCALIZACIÓN.....	3
1.5 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS-GEOFÍSICOS.....	6
1.6 METODOLOGÍA.....	9
1.6.1 TRABAJO DE CAMPO.....	9
1.6.2 TRABAJO DE GABINETE U OFICINA.....	11

CAPÍTULO II. GEOLOGÍA

2.1 GEOLOGÍA REGIONAL.....	12
2.1.1 APERTURA DEL GOLFO DE MÉXICO.....	12
2.1.2 DISTRIBUCIÓN DE LA SAL EN EL GOLFO DE MÉXICO.....	16
2.1.3 PALEOGEOGRAFÍA.....	17
2.2 GEOLOGÍA LOCAL.....	21
2.2.1 INTRODUCCIÓN.....	21
2.2.2 COLUMNA GEOLÓGICA.....	24
2.2.3 LITO-ESTRATIGRAFÍA DEL POZOB.....	25
2.2.3.1 Cretácico Inferior Autóctono (4110-4325 m). Espesor: 215 m perforados.....	25
2.2.3.2 Jurásico Superior Kimmeridgiano (4050-4110m). Espesor 60m	26
2.2.3.3 Jurásico Superior Tithoniano (3665-4050 m). Espesor 356m...	26
2.2.3.4 Cretácico Inferior (3385-3665). Espesor 280 m.....	27

CONTENIDO	Página
2.2.3.5 Cretácico Medio (3285-3385 m). Espesor 100 m.....	27
2.2.3.6 Brecha Terciario Paleoceno-Cretácico Superior (BTP-KS) (3110-3255 m). Espesor 175 m.....	28
2.2.3.7 Paleoceno Inferior (3100-3110 m). Espesor 10m.....	28
2.2.3.8 Paleoceno Superior (3015-3100 m) Espesor 85 m.....	29
2.2.3.9 Eoceno Inferior (2780-3015 m). Espesor 235 m.....	29
2.2.3.10 Eoceno Medio (2670-2780 m). Espesor 110m.....	30
2.2.3.11 Eoceno Superior (2610-2670 m). Espesor 60m.....	30
2.2.3.12 Oligoceno Inferior (2580-2610 m). Espesor 30m.....	30
2.2.3.13 Oligoceno Medio (Ausente).....	31
2.2.3.14 Oligoceno Superior (Ausente).....	31
2.2.3.15 Mioceno Inferior (2405-2580m). Espesor 175m.....	31
2.2.3.16 Miocenos Medio (2305-2405m). Espesor 100m.....	31
2.2.3.17 Mioceno Superior (1900-2305m) Espesor 405m.....	32
2.2.3.18 Plio-Pleistoceno (FM 184-1900m) Espesor 1716m.....	32
2.3 SISTEMAS PETROLEROS.....	32
2.3.1 TRAMPA PETROLÍFERA.....	34
2.3.1.1 Trampa de rocas bituminosas.....	35
2.3.2 MIGRACIÓN.....	35
2.3.3 YACIMIENTOS PRIMARIOS Y SECUNDARIOS.....	36
2.4 PLAY SUBSALINO.....	37
2.4.1 PLAY SUBSALINO.....	37
2.4.2 MECÁNICA DE LA SAL.....	38
2.4.3 FORMACIÓN DE DOMOS SALINOS.....	42
2.4.4 EXPLORACIÓN SUBSALINA EN MÉXICO.....	43

CAPÍTULO III. MÉTODO SÍSMICO

3.1 INTRODUCCIÓN.....	46
3.2 MÉTODO SÍSMICO.....	47
3.3 ONDAS ELÁSTICAS.....	47
3.4 TIPOS DE ONDAS SÍSMICAS.....	50
3.5 PROPAGACIÓN DE ONDAS: FRENTE DE ONDA Y TRAYECTORIA DE RAYOS.....	53
3.6 LEY DE SNELL.....	54
3.7 PRINCIPIOS DE HUYGHENS Y FERMAT.....	55
3.8 VELOCIDADES DE LAS ONDAS SÍSMICAS Y LAS PROPIEDADES DE LAS ROCAS.....	58
3.9 VELOCIDADES SÍSMICAS DE MATERIALES COMUNES DE LA TIERRA.....	59
3.10 MÉTODOS SÍSMICOS: REFRACCIÓN Y REFLEXIÓN.....	61
3.10.1 REFRACCIÓN.....	61

CONTENIDO	Página
3.10.2 REFLEXIÓN.....	62
3.10.3 VENTAJAS Y DESVENTAJAS DE LOS MÉTODOS DE REFRACCIÓN Y REFLEXIÓN.....	65
3.11 LEVANTAMIENTOS SÍSMICOS MARINOS.....	66
3.12 PROCESADO DE DATOS SÍSMICOS.....	75
3.12.1 PRE APILAMIENTO.....	77
3.12.2 TRATAMIENTOS DE APILAMIENTO.....	80
3.12.3 TRATAMIENTOS DE POST APILAMIENTO.....	81

CAPITULO IV. MÉTODOS POTENCIALES

4.1 BASES TEÓRICAS DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO.....	83
4.1.1 LEY DE LA GRAVITACIÓN UNIVERSAL DE NEWTON.....	83
4.1.2 LA CONSTANTE GRAVITATORIA.....	84
4.1.3 CAMPO GRAVITACIONAL DE LA TIERRA.....	86
4.1.4 EL GEOIDE.....	88
4.1.5 FACTORES QUE AFECTAN A LA ACELERACIÓN GRAVITACIONAL.....	90
4.1.6 CORRECCIONES GRAVIMÉTRICAS.....	92
4.1.7 ANOMALÍA DE BOUGUER EN TRABAJOS MARINOS.....	96
4.1.8 UNIDADES UTILIZADAS EN LA PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA.....	98
4.2 MÉTODO DE TALWANI 2D PARA MODELAR DATOS GRAVIMÉTRICO.....	98
4.3 BASES TEÓRICAS DEL MÉTODO MAGNÉTICO.....	109
4.3.1 POLOS MAGNÉTICOS.....	109
4.3.2 INTENSIDAD DEL CAMPO MAGNÉTICO.....	110
4.3.3 MOMENTO MAGNÉTICO.....	111
4.3.4 INTENSIDAD DE MAGNETIZACIÓN O POLARIZACIÓN.....	112
4.3.5 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	113
4.3.6 INDUCCIÓN MAGNÉTICA.....	114
4.3.7 UNIDADES EMPLEADAS EN LA PROSPECCIÓN MAGNÉTICA...	115
4.3.8 MAGNETISMO TERRESTRE.....	116
4.4 MÉTODO TALWANI 2D PARA MODELAR DATOS MAGNÉTICOS.....	119

CAPÍTULO V. INTERPRETACIÓN SÍSMICA

5.1 INTERPRETACIÓN.....	126
5.2 CORRELACIÓN DE HORIZONTES CON LA ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	140

CONTENIDO

Página

CAPÍTULO VI. PROCESADO DE MÉTODOS POTENCIALES E INTERPRETACIÓN CUALITATIVA

6.1 PROCESADO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS.....	145
6.1.1 SEGUNDA DERIVADA VERTICAL.....	146
6.1.2 GRADIENTE HORIZONTAL.....	148
6.1.3 MÉTODO DE GRADIENTE TOTAL O ANÁLISIS DE LA SEÑAL ANALÍTICA.....	150
6.2 CALCULO DE PROFUNDIDADES DEL BASAMENTO MAGNÉTICO....	151
6.2.1 MÉTODO DE DECONVOLUCIÓN WERNER.....	151
6.2.2 MÉTODO DE DECONVOLUCIÓN EULER.....	154
6.2.3 CALCULO DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO MAGNÉTICO.....	160

CAPÍTULO VII. INTEGRACIÓN DE MÉTODOS POTENCIALES CON SECCIONES SÍSMICAS INTERPRETADAS APOYADAS CON DATOS DE POZO

7.1 INTEGRACIÓN DE REGISTROS Y COLUMNA GEOLÓGICA EN POZOS DENTRO Y FUERA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	166
7.2 DETERMINACIÓN DE DENSIDADES A PARTIR DE LAS VELOCIDADES SÍSMICAS DE INTERVALO USANDO LA ECUACIÓN DE GARDNER.....	172
7.3 MODELADO GRAVIMÉTRICO/MAGNÉTICO 2D.....	173
7.3.1 MODELADO 2D LÍNEA 1400	177
7.3.2 MODELADO 2D LÍNEA 1500.....	179
7.3.3 MODELADO 2D LÍNEA 1550.....	181

CAPÍTULO VIII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1 CONCLUSIONES.....	184
8.2 RECOMENDACIONES.....	186

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA.....	187
-------------------	-----

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
Fig. 1.1	Localización del área de estudio (Proporcionado por PEP).	3
Fig. 1.2	Marco tectónico en el cual se encuentra el área de estudio (Proporcionado por PEP).	4
Fig. 1.3	Ubicación de los pozos existentes dentro del área de estudio.	6
Fig. 1.4	Las líneas recibidas van de de la línea In-line 1290 a 2000, y de la X-line 760 a 3520. El recuadro blanco de la figura, indica el área de estudio de 590 km ² ; las líneas amarillas representan la In-line 1290 a la In-line 2000; las líneas azul turquesa representan la X-line 760 a la X-line 3520.	9
Fig. 1.5	Ubicación de las líneas a modelar dentro del área de estudio.	11
Fig. 2.1	Distribución de la sal en Golfo de México, la cual se encuentra principalmente en el norte del Golfo y la cuenca de Campeche (Tomada de Bird et al., 2005).	16
Fig. 2.2	Reconstrucción del Golfo de México. a) Área del Golfo de México hace 160 Ma. b) Extensión continental y giro alrededor de 22 ⁰ de forma antihoraria alrededor de 150-152 Ma. c) Posición actual del Golfo de México (Tomada y modificada de de Bird et al., 2005).	18
Fig. 2.3	Columna estratigráfica de la Zona Marina (Proporcionado por PEP).	22
Fig. 2.4	Principales plays productores de la Zona Marina (Proporcionado por PEP).	23
Fig. 2.5	Elementos de un sistema petrolero (Proporcionado por PEP).	33
Fig. 2.6	Migración del hidrocarburo en un medio poroso.	36

Figura		Página
Fig. 2.7	Play subsalino; tomado de (Ortiz y Cerón, 2007).	38
Fig. 2.8	Ejemplos de gradiente hidráulico. (A) Un espesor de sedimentos lateralmente variable, por encima de una capa de sal produce un gradiente de presión de la cabeza del punto 1 al punto 2, pero sin gradiente elevación de la cabeza. La sal fluirá de izquierda a derecha a lo largo del gradiente de presión de la cabeza. La variación de la carga puede producir por la sedimentación (por ejemplo, el delta de un río) o por la erosión. (B) Un espesor uniforme de sedimentos por encima de una capa de sal con una inclinación en su base, la inclinación de la base de capa de la sal produce una elevación del gradiente de la cabeza del punto 1 al punto 2, pero no genera presión de la cabeza gradiente. La sal de fluirá de izquierda a derecha por la elevación de la cabeza gradiente. (C) Un espesor uniforme por encima de una capa de sal variante la cual se encuentra sobre una base plana, no producen gradiente de elevación, ni presión; la sal permanece en reposo debido a que no hay gradiente hidráulico. (Tomado de Hudec y Jackson, 2007).	40
Fig. 2.9	Esquema de diagramas que demuestran los efectos de la carga de desplazamiento sobre estructuras preexistentes con sal. (A) Durante la compresión, la sal se mueve horizontalmente debido al movimiento hacia dentro de uno o ambos flancos de la estructura. La carga de desplazamiento horizontal a continuación, excede la vertical de la carga gravitatoria, lo que obligó el flujo de la sal. En un ejemplo natural, la sal fluiría a lo largo de la superficie del sedimento en lugar de formar una columna vertical. (B) En la extensión, la sal se desplaza horizontalmente por el movimiento hacia el exterior de uno o ambos flancos. (Tomado de Hudec y Jackson, 2007).	41
Fig. 2.10	Modelos de formación y crecimiento de diapiros; (a) diapirismo reactivo; (b) diapirismo activo; (c) erosión; (d) falla de empuje; (e) diapirismo pasivo (tomado y modificado de Hudec y Jackson, 2007).	44
Fig. 3.1	En este marco de referencia, la onda es definida por dos parámetros, la amplitud (amplitude) y la longitud de onda (Wavelength). La amplitud es la altura desde el pico hasta la base dividido por dos. Longitud de	49

Figura		Página
	onda es la distancia sobre la cual una onda hace un ciclo completo (ejem. desde un pico a otro pico, o de una base a la siguiente) (Tomado de Thomas, 2002).	
Fig. 3.2	Con este marco de referencia la onda es descrita por una amplitud (amplitude) y un periodo (Period). La amplitud es la misma que describimos anteriormente. El periodo es el tiempo sobre el cual la onda es observada al completar un simple ciclo. Otra descripción comúnmente usada para relacionar el periodo es la frecuencia (frequency). La frecuencia no es mas que el reciproco del periodo. Si el periodo es medido en segundos (s), la frecuencia tiene unidades de Herz (Hz), 1/s (Tomado de Thomas, 2002).	49
Fig. 3.3	Onda primaria P (Tomado de García, 2008).	50
Fig. 3.4	Onda secundaria S (Tomado de García, 2008).	51
Fig. 3.5	Ondas Superficiales (A) Rayleigh; (B) Love (Tomado de García, 2008).	52
Fig. 3.6	Las trayectorias de rayos equivalen a las direcciones de flujo de corriente y los frentes de onda son equivalentes a las líneas equipotenciales descritas en resistividad. Los frentes de onda son perpendiculares a la trayectoria de rayos. Esto en general es siempre real. Así, teniendo un grupo de frentes de ondas o un grupo de trayectorias de rayos, podemos construir el otro (Tomado de Thomas, 2002).	53
Fig. 3.7	Conversión de una onda incidente P. Las ondas sísmicas que viajan por el subsuelo se reflejan y se refractan siguiendo la ley de Snell. La cantidad de energía de las ondas incidentes se reparte entre las ondas reflejadas, las refractadas y la absorción natural del terreno (Tomado de Gayá, 2005).	54
Fig. 3.8	Conociendo la forma del frente de ondas inicial AB. Sobre el frente situamos varias fuentes de ondas secundarias señaladas por puntos de color rojo y azul. Sea v es la velocidad de propagación en el punto donde está situada la fuente secundaria de ondas. Para determinar la forma del frente de ondas A'B' en el instante t , se traza una circunferencia de radio $v \cdot t$ centrada en cada una de las fuentes (en color rojo). La envolvente de todas las circunferencias es el nuevo frente de ondas en el instante t (Tomado de	56

Franco, 2010).

Figura		Página
Fig. 3.9	Figura 3.9 Técnica de sísmica de refracción en modelo de dos capas. Tras producirse el disparo unas ondas se desplazan directamente por la superficie - ondas directas- mientras que otras atraviesan el terreno experimentando fenómenos de reflexión y refracción en las separaciones entre capas. Algunas de las ondas refractadas se mueven a través de la separación entre capas y vuelven a la superficie. A partir de cierta distancia las ondas refractadas llegan antes que las directas a los geófonos (Tomado de Gesto, 2002).	62
Fig. 3.10	Figura ilustrando el comportamiento tanto de la reflexión y refracción en un solo medio (Tomado de García, 2008).	63
Fig. 3.11	Disposición del sistema de adquisición de la sísmica multicanal en el buque L'Atalante y fundamentos básicos de la reflexión (Tomado de Somoza et al., 2009)	63
Fig. 3.12	Levantamiento sísmico marino 3D Streamer (Tomado de Chris et al, 2007).	67
Fig. 3.13	Levantamiento sísmico marino 3D OBC	71
Fig. 3.14	Diferentes tipos de múltiples que se pueden presentar en un levantamiento sísmico. Después de dejar la fuente, la energía sísmica se puede reflejar varias veces antes de arribar al receptor. A diferencia de las otras, los múltiples fantasmas viajan en forma ascendente antes de reflejarse. La energía de los múltiples agrega ruido a los registros sísmicos (Tomado de Chris C et al, 2007).	73
Fig. 3.15	Geometrías de adquisición tradicionales y nuevas (extremo inferior) y graficas de distribución por azimut y desplazamiento (extremo superior). Una forma de graficar la distribución por azimut y desplazamiento es através de un diagrama de roseta. El número de trazas registradas en una pareja de azimut-desplazamiento en particular se grafica en color, correspondiendo el desplazamiento a la distancia desde el centro y el azimut, al ángulo con respecto a la parte superior del círculo. Los colores varían del púrpura y el azul oscuro para un número	74

escaso de trazas, al verde, el amarillo, y el rojo para un número de trazas considerable. De izquierda a derecha: los levantamientos marinos tradicionales se adquieren en un azimut y producen datos con una distribución por azimut y desplazamiento estrecha. Los levantamientos con cobertura azimutal múltiple se adquieren en múltiples direcciones, poseen distribuciones por azimut y desplazamiento agrupadas a lo largo de los azimuts asociados con las líneas de navegación del levantamiento. Los levantamientos con cobertura azimutal amplia se adquieren en una sola dirección pero con embarcaciones fuente adicionales, lo que incrementa el azimut para muchos desplazamientos. Los levantamientos con cobertura azimutal rica combinan los conceptos y las ventajas de los levantamientos con cobertura azimutal múltiple y con cobertura azimutal amplia (Tomado de Chris et al, 2007 y adaptado a partir de Kapoor et al, 2007)

Figura		Página
Fig. 3.16	Efecto de la adquisición de levantamientos con cobertura azimutal estrecha y amplia sobre la iluminación de las estructuras subsalinas. Un cuerpo salino complejo pero realista (extremos superior), definido por su tope (dorado) y su base (rosa), sobreyace a un horizonte al que se apunta como objetivo (púrpura). Las estructuras salinas se muestran en verde. Los puntos de disparo para ambos levantamientos se encuentran en el rectángulo negro. El mapa de aciertos de la adquisición del levantamiento con cobertura azimutal estrecha (centro) muestra el número de trazas que alcanzan el horizonte objetivo. El mapa de aciertos de la adquisición del levantamiento con cobertura azimutal amplia (extremo inferior) muestra más trazas sísmicas que llegan al horizonte objetivo, con menos áreas si iluminación (blanco) (Tomado de Chris et al., 2008)	76
Fig. 3.17	Secuencia básica del procesamiento de datos sísmicos de reflexión (Tomado de Gayá, 2005).	77
Fig. 4.1	La componente de la gravedad se debe a la fuerza centrífuga y está expresada por el cuadrado de la velocidad angular multiplicada por el radio de giro.	86
Fig. 4.2	Elipsoide de referencia (1967). Donde a = radio ecuatorial, b = radio polar y ϵ =excentricidad o achatamiento	89

Figura		Página
Fig. 4.3	Comparación del comportamiento del geoide y elipsoide de referencia con respecto a la topografía de la tierra. a) combamiento del geoide debido a una masa local. b) combamiento del geoide debido a estructuras a gran escala.	90
Fig. 4.4	Corrección por elevación	93
Fig. 4.5	Corrección topográfica	94
Fig. 4.6	Anomalía de Bouguer en trabajos marinos.	96
Fig. 4.7	Atracción de una lamina plana finita (Tomada de Cerón y Navarro, 1981)	99
Fig. 4.8	Ilustración del prisma elemental $d\theta dz$ (Tomada de Cerón y B. Navarro, 1981).	102
Fig. 4.9	Integral de línea alrededor del elemento $d\theta dz$ (Tomada de Cerón y Navarro, 1981)	102
Fig. 4.10	Conversión de la integral de superficie a la integral de línea (Tomada de Cerón y Navarro, 1981).	103
Fig. 4.11	Elementos geométricos (Tomada de Cerón y Navarro, 1981).	105
Fig. 4.12	Cálculo del efecto real (Tomada de Cerón y Navarro, 1981).	109
Fig. 4.13	Dipolo y polo magnético	110
Fig. 4.14	Elementos del campo magnético terrestre	118
Fig. 4.15	Prisma en dos dimensiones semi-infinito KLMN (Tomada de Cerón y Navarro, 1981).	119
Fig. 4.16	Cerón y Navarro (1981)	120
Fig. 4.17	Cerón y Navarro (1981)	123
Fig. 4.18	Cerón y Navarro (1981)	125
Fig. 5.1	Imagen A, mapeo del fondo marino; Imagen B, mapeo del límite de secuencia horizonte 10.	127

Figura		Página
Fig. 5.2	Imagen A, mapeo de límite de secuencia horizonte 30; imagen B, mapeo de límite de secuencia horizonte 40.	128
Fig. 5.3	Imagen A, mapeo de límite de secuencia horizonte 50; imagen B, mapeo del horizonte Paleoceno controlado por pozo.	128
Fig. 5.4	Imagen A, mapeo de horizonte Cretácico controlado por pozo; imagen B, horizonte Tithoniano Kimeridgiano controlado por pozo.	128
Fig. 5.5	Imagen A, mapeo del posible horizonte Oxfordiano; imagen B, mapeo de las cimas de sal.	129
Fig. 5.6	Imagen A, mapeo de las bases de sal; imagen B, mapeo de la sal autóctona.	129
Fig. 5.7	Imagen A mapeo del basamento económico.	129
Fig. 5.8	Ubicación de las líneas a modelar dentro de el área de estudio	130
Fig. 5.9	Línea 1400 del cubo sísmico; (a) la línea migrada en profundidad con el algoritmo de Kirchhoff ; (b) la misma línea pero con el filtro de pasa bajas frecuencias	131
Fig. 5.10	Línea 1500 del cubo sísmico; (a) la línea migrada en profundidad con el algoritmo de Kirchhoff ; (b) la misma línea pero con el filtro de pasa bajas frecuencias	132
Fig. 5.11	Línea 1550 del cubo sísmico; (a) la línea migrada en profundidad con el algoritmo de Kirchhoff; (b) la misma línea pero con el filtro de pasa bajas frecuencias.	133
Fig. 5.12	(a) y (b) Visualización de las cimas de los cuerpos salinos de las líneas 1400, 1500 y 1550 del cubo sísmico en el software Geoproube.	135
Fig. 5.13	En las imágenes (a) y (b) se aprecian en los puntos 1 y 2 mostrando los acñamientos de posibles plays terciarios con presencia de arena; en el punto 3 de la imagen (a) se observan la presencia de minicuenas a nivel terciario.	136

Figura		Página
Fig. 5.14	(a) Línea 1400 con el filtro; (b) línea 1400 con el filtro interpretada.	137
Fig. 5.15	(a) Línea 1500 con el filtro; (b) línea 1500 con el filtro interpretada.	138
Fig. 5.16	(a) Línea 1550 con el filtro; (b) línea 1550 con el filtro interpretada.	139
Fig. 5.17	(a) Línea 1400; (b) línea 1500; (c) línea 1550. En (a), (b) y (c) en los recuadros se observa el fallamiento inverso cuyo despegue esta en el posible Oxfordiano y afectando hasta el Paleoceno.	142
Fig. 5.18	(a) línea 1500, (b) línea 1550. En (a) y (b) en los recuadrados se muestra el fallamiento normal causado por los domos salinos activos afectando hasta el fondo marino.	143
Fig. 5.19	Figura 5.19 (a) Línea 1400; (b) línea 1500 y (c) línea 1550. En las imágenes (a), (b) y (c) en los recuadros, la línea morada representa la sal del Calloviano y la línea café el planteamiento del basamento económico, se observa un posible espesor de sedimentos posiblemente Pre-Jurasicos; el planteamiento de este basamento económico y la teoría de este espesor de sedimentos Pre-Jurasicos, se respalda con las respuestas del basamento magnético calculadas para el área en el Capítulo VI; que se encuentran por debajo del basamento económico planteado en la interpretación sísmica de las líneas 1400, 1500 y 1550 de las Figs. 5.14, 5.15 y 5.16.	144
Fig. 6.1	Mapa de segunda derivada vertical e interpretación geológica de los principales rasgos mapeados. En la figura lateral derecha se muestra el mapa de segunda derivada vertical, las zonas azules corresponden a áreas de baja densidad, correspondientes a la presencia de cuerpos salinos y minicuenas; las áreas rojas corresponden a altos de densidad correspondientes a complejos carbonatados corroborados y cortados por los pozos B y D en la zona de estudio. En la figura lateral izquierdas inferior, se muestra el mapeo correspondiente a la interpretación de cimas de sal de cuerpos salinos y su correlación con el residual gravimétrico; parra la figura lateral izquierda superior se muestra la in line 1400 interpretada y su ubicación en el mapa de segunda derivada vertical.	148

Figura		Página
Fig. 6.2	Conceptualización de las principales fallas en la carpeta sedimentaria dentro y fuera del área de estudio. (a) Mapa de gradiente horizontal; (b) In line 1400; (c) in line 1500; (d) in line 1550.	149
Fig. 6.3	(a) Mapa de gradiente total; (b) Mapeo de la cima de la brecha (Mesozoico).	150
Fig. 6.4	Perfil magnético para establecer el sistema de ecuaciones (Tomado de Cerón, 1993).	153
Fig. 6.5	En la imagen (a) se muestra el modelo geológico para la zona marina, donde el basamento se interpreta inmediatamente después del Calloviano; para la imagen (b) se muestra una línea sísmica regional migrada en tiempo, en dirección NW–SE de Cd del Carmen Camp.; la interpretación realizada por PEP de dicha línea regional muestra el modelo geológico para la Zona Marina, propuesto así hasta el 2007. (Proporcionado por PEP).	161
Fig. 6.6	En la imagen (a) se muestra una línea sísmica regional migrada en profundidad, ubicada en la Zona Marina; de la cual se pueden apreciar reflectores importantes (posiblemente Pre–Jurásicos) después del Calloviano; en la imagen (b) se muestra una línea sísmica migrada en profundidad, ubicada también en la Zona Marina, en esta imagen se muestra el modelo geológico con un espesor de sedimentos importantes después del basamento económico estipulado después del Calloviano, y apoyado con la imagen sísmica migrada en profundidad. Para ambas líneas la interpretación fue realizada por PEP, y de la ubicación exacta se encuentra restringidas por los convenios de confidencialidad para el uso de la información geológica–geofísica avalados por el documento oficial adjunto al trabajo de tesis. (Proporcionado por PEP).	162
Fig. 6.7	Línea sísmica migrada en profundidad, ubicada de la Zona Marina; y que pasa por el pozo B del área de estudio, se muestra un espesor importante de sedimentos, los cuales se proponen posiblemente Pre–Jurásicos; trabajo de interpretación realizado por PEP (Proporcionado por PEP).	163

Figura		Página
Fig. 6.8	La propuesta como nuevo modelo geológico para la Zona Marina propuesto por el AREM (Proporcionado por PEP).	164
Fig. 6.9	En la figura se muestran las respuestas para el basamento magnético en cruces azul turquesa de la línea 1400; y se tomaron en cuenta las respuestas entre los 8 y 9 mil metros de profundidad para modelar el basamento económico, de acuerdo al basamento propuesto con las secciones sísmicas.	164
Fig. 6.10	En la figura se muestran las respuestas para el basamento magnético en cruces azul turquesa de la línea 1500; y se tomaron en cuenta las respuestas entre los 8 y 9 mil metros de profundidad para modelar el basamento económico, de acuerdo al basamento propuesto con las secciones sísmicas.	165
Fig. 6.11	En la figura se muestran las respuestas para el basamento magnético en cruces azul turquesa de la línea 1550; y se tomaron en cuenta las respuestas entre los 8 y 9 mil metros de profundidad para modelar el basamento económico, de acuerdo al basamento propuesto con las secciones sísmicas.	165
Fig. 7.1	La imagen (a) muestra la columna estratigráfica cortada para el pozo B; en la imagen (b) se muestra el registro Gamma Ray del pozo B; en la imagen (c) se muestra el registro de resistividad del pozo B (Proporcionado por PEP).	168
Fig. 7.2	La imagen (a) muestra la columna estratigráfica cortada para el pozo D; en la imagen (b) se muestra el registro Gamma Ray del pozo D; en la imagen (c) se muestra el registro de resistividad del pozo D (Proporcionado por PEP).	171
Fig. 7.3	Gravimetría de alta resolución con separación entre líneas de 100 m. comparada con gravimetría satelital con separación entre líneas de 5 Km.	174
Fig. 7.4	En la imagen (a) se muestra la anomalía de Bouguer Satelital para el área de estudio, con una separación de líneas de 5 km; en la imagen (b) se muestra la anomalía de Bouguer de alta resolución del área de estudio, pero con una separación entre líneas de 100m.	175

Figura		Página
Fig. 7.5	La figura A muestra la anomalía de Bouguer para el área de estudio y la ubicación de las líneas dentro del cubo, las figuras B, C y D muestran la anomalía gravimétrica observada de las líneas 1400, 1500 y 1550 respectivamente	176
Fig. 7.6	La figura A muestra la anomalía de magnética para el área de estudio y la ubicación de las líneas dentro del cubo, las figuras B, C y D muestran la anomalía magnética observada de las líneas 1400, 1500 y 1550 respectivamente	176
Fig. 7.7	Línea 1400; C Modelo sísmico de la línea 1400; B la línea roja muestra la anomalía gravimétrica calculada y la línea verde muestra la anomalía gravimétrica observada; A la línea roja muestra la anomalía magnética calculada y la línea verde la anomalía magnética observada	177
Fig. 7.8	C Modelo sísmico ajustado por gravimetría y magnetometría de la línea 1400; B se muestran el ajuste de la anomalía calculada (línea roja) y la observada (línea verde) para gravimetría; A se muestran el ajuste de la anomalía calculada (línea roja) y la observada (línea verde) para magnetometría.	178
Fig. 7.9	Línea 1500; C Modelo sísmico de la línea 1500; B la línea roja muestra la anomalía gravimétrica calculada y la línea verde muestra la anomalía gravimétrica observada; A la línea roja muestra la anomalía magnética calculada y la línea verde la anomalía magnética observada.	179
Fig. 7.10	C Modelo sísmico ajustado por gravimetría y magnetometría de la línea 1500; B se muestran el ajuste de la anomalía calculada (línea roja) y la observada (línea verde) para gravimetría; A se muestran el ajuste de la anomalía calculada (línea roja) y la observada (línea verde) para magnetometría.	180
Fig. 7.11	Línea 1550; C Modelo sísmico de la línea 1550; B la línea roja muestra la anomalía gravimétrica calculada y la línea verde muestra la anomalía gravimétrica observada; A la línea roja muestra la anomalía magnética calculada y la línea verde la anomalía magnética observada.	181

Figura		Página
Fig. 7.12	C Modelo sísmico ajustado por gravimetría y magnetometría de la línea 1550; B se muestran el ajuste de la anomalía calculada (línea roja) y la observada (línea verde) para gravimetría; A se muestran el ajuste de la anomalía calculada (línea roja) y la observada (línea verde) para magnetometría.	182
Fig. 7.13	En el ovalo rojo se hace notar la falta de información en la línea 1550 por la forma de cubo sísmico.	183

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
Tabla 2.1	Columna geológica del pozo B, *Perforados, ** metros bajo mesa rotatoria, la mesa rotatoria es la base donde comienza el equipo de perforación, generalmente tienen una altura de 25 a 30 mts. ***Fondo Marino (Proporcionado por PEP).	24
Tabla 3.1	Las velocidades de ondas P y S para diversos materiales (Tomado de Thomas, 2002).	52
Tabla 3.2	Muestra las ventajas y desventajas de los métodos sísmicos de reflexión y refracción (Thomas, 2002).	57
Tabla 3.3	Etapas más significativas de la edición de los registros sísmicos (Tomada y modificada de Gayá, 2005).	70
Tabla 5.1	Correlación de horizontes sísmicos interpretados dentro del área de estudio con la estratigrafía tomada del reporte interno proporcionado por PEP del pozo D.	132
Tabla 7.1	Columna geológica del pozo B, *Perforados, ** metros bajo mesa rotatoria, la mesa rotatoria es la base donde comienza el equipo de perforación, generalmente tienen una altura de 25 a 30 mts. ***Fondo Marino (Proporcionado por PEP).	159
Tabla 7.2	Columna geológica del pozo C; *Perforados (Proporcionado por PEP).	161
Tabla 7.3	Columna geológica del pozo D; *perforados; **Reciente Pleistoceno Fondo Marino (Proporcionado por PEP).	162
Tabla 7.4	Resultado del cálculo de densidades a partir de las velocidades de intervalo del pozo B y 5 pozos más cercanos al área de estudio (Tomado de Ortiz y Cerón, 2007).	164
Tabla 7.5	Correlación de densidades y velocidades de los pozos B,C, D de acuerdo a sus Vsp's, con los cuales se realizó la integración.	165

RESUMEN

En el presente trabajo se muestra el resultado del modelado de tres secciones sísmicas de un cubo migrado en profundidad apoyado con métodos potenciales de alta resolución, ubicado en el Golfo de México al extremo Norte de la Cuenca de Comalcalco a 129 Km al NW de Cd. del Carmen Campeche; dicho cubo sísmico se encuentra dentro de la Cuenca Salina del Istmo en el cual se encuentran los campos petroleros más antiguos que se han venido explotando en el transcurso de 80 años en el Golfo México, principalmente en la Formación Encanto correspondiente al Mioceno Inferior (Buñuelos y Rivera, 1988). Del trabajo de interpretación llevado a cabo en las instalaciones del Activo Regional de exploración Marina (AREM) de PEMEX Exploración y Producción (PEP), se plantearon y se mapearon 13 límites de secuencia, los cuales se correlacionaron con la estratigrafía de un pozo perforado dentro del área de estudio, para crear un modelo sísmico semi-regional del área; dichos modelos sísmicos fueron cotejados y corregidos con métodos potenciales de alta resolución, en la Gerencia de Prospección Geofísica del Instituto Mexicano del Petroleo (IMP) en la Cd. de México D.F., lugar donde se realizó el modelado de métodos potenciales de tres secciones sísmicas (líneas 1400, 1500 y 1550 del área de estudio), modificando los espesores de estructuras salinas de los modelos sísmicos, con base a su respuesta gravimétrica; así mismo, se modificaron algunos espesores de sedimentos donde su respuesta gravimétrica así lo indicaba, además de el procesado de tres mapas de gradiente horizontal, total y segunda derivada, para la visualización de domos salinos, fallas y cálculo de basamento magnético.

ABSTRACT

In this work shows the result of the modeling of three seismic sections of a cube depth migrated supported with prospective high-resolution potential methods, located in the Gulf of Mexico to the north end of the Comalcalco Basin to 129 km northwest of Cd del Carmen Campeche; the seismic cube is located within the Isthmian Saline Basin in which are located the oldest oil fields that have been exploited in the course of 80 years ago in the Gulf Mexico, mainly in the Encanto Formation corresponding to the Lower Miocene (Buñuelos and Rivera, 1988). The interpretation of the work carried out on the facilities of the Regional Active of Marine Exploration (AREM) of Pemex Exploration and Production (PEP), were proposed and mapped thirteen sequence boundaries which were correlated with the stratigraphy of a well drilled within the area of study to create a semi-regional model of the area, these models were checked and corrected with high-resolution potential methods in the General Manager of Geophysical Prospecting of the Mexican Institute of the Petroleum (IMP) in Mexico City, site were modeling of potential methods of three seismic sections was performing (lines 1400, 1500 and 1550 to the study area) changing the thickness of salt structures of the seismic models based on their gravimetric response; so it, certain thicknesses were modified where their gravimetric response so indicated, and processing three maps of horizontal gradient, total and second derivative, for the visualization of salt domes, faults and calculation of the magnetic basement.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

Hoy en día en la exploración de hidrocarburos, uno de los problemas críticos a solucionar se encuentra en las zonas donde encontramos sal somera. En la exploración petrolera se utiliza principalmente el método sísmico de reflexión, por ser el método geofísico de mejor resolución para esta aplicación y por tanto más establecido (Ortiz y Cerón, 2007); sin embargo este método presenta grandes dificultades cuando se aplica en áreas con la presencia de cuerpos salinos.

Los domos y emplazamientos salinos son magníficos sellos geológicos que ayudan al entrapamiento de los hidrocarburos, ya que la sal es impermeable e insoluble en aceite y gas, por ende las estructuras geológicas asociadas a tectónica salina son de gran interés para la industria petrolera (John et al., 2008). Los domos salinos están compuestas por sales minerales cuya densidad es sensiblemente menor al medio circundante; este contraste de propiedades da lugar a fenómenos de dispersión y difracción de la energía sísmica, lo que produce patrones difusivos que enmascaran la geometría real de estos cuerpos cuando se les intenta visualizar mediante las técnicas tradicionales de análisis e interpretación de datos sísmicos (Ortiz y Cerón, 2007).

Con base en lo anterior debajo de los cuerpos de sal no es posible visualizar los sedimentos porque toda la energía se queda en la parte superficial y solo nos permite observar la cima de estos cuerpos salinos y los sedimentos que la sobreyacen. Actualmente se ha recurrido a diferentes procesos sísmicos especiales, como es la sísmica 2D para poder lograr una mayor definición, sin embargo las imágenes obtenidas de las regiones subsalinas tendían a ser pobres, de manera que las provincias estructurales se basaban en su mayor parte en el mapeo de las estructuras salinas someras (John et al., 2008).

Sin embargo, recientemente se están desarrollando nuevas técnicas en diseños y parámetros de adquisición sísmica (sísmica 3D), con tendidos especiales que ya permiten en cierta medida visualizar eventos sísmicos por debajo de los emplazamientos salinos (Hall, 2002). Aunado a este se ha venido trabajando conjuntamente con otras disciplinas para apoyar la prospección sísmica y una de esas disciplinas son los métodos potenciales, especialmente la gravimetría (Ortiz y Cerón, 2007).

En el presente trabajo de tesis se tratará la problemática analizando en forma cualitativa y cuantitativa la información de un cubo sísmico el cual se encuentra migrado en profundidad en un área del Golfo de México, combinándola con datos gravimétricos de alta resolución para determinar la forma y la distribución de la sal y además poder lograr la posible visualización de la distribución de los sedimentos debajo de la sal; así con base a esta información poder hacer una evaluación económica-petrolera más precisa dentro del área de estudio.

1.2 HIPÓTESIS

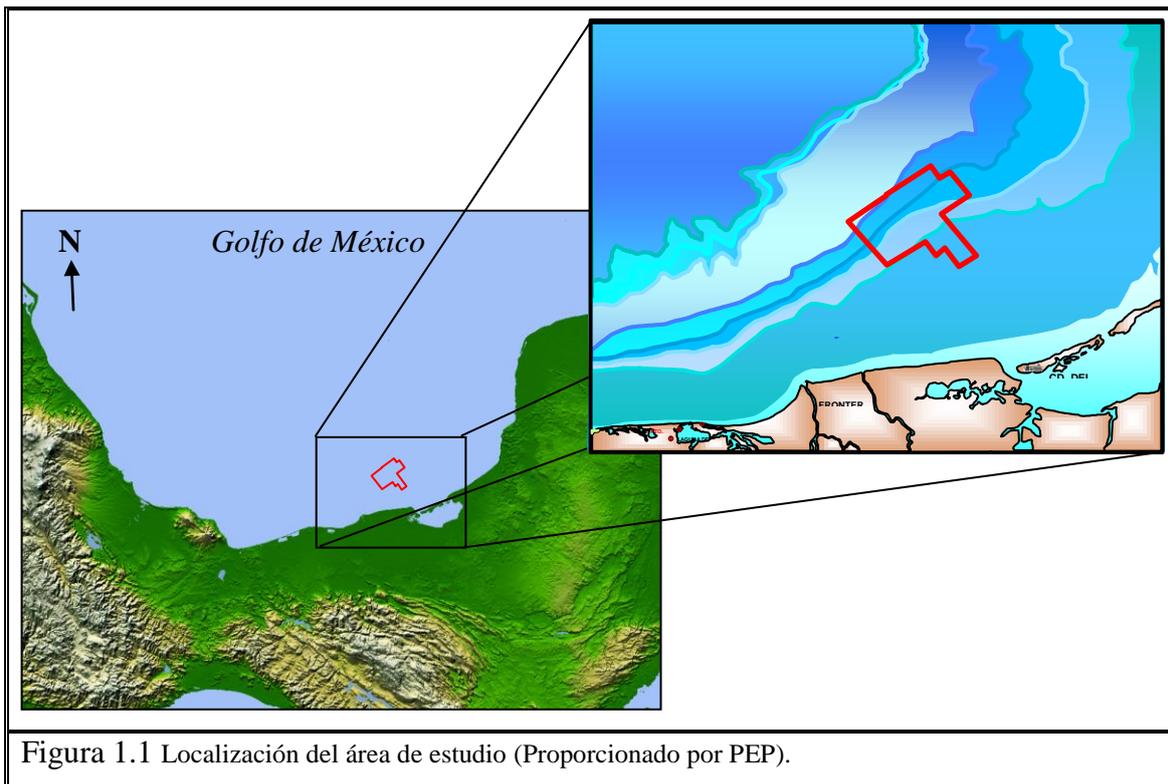
Determinar la forma y la distribución de las estructuras salinas con la integración de métodos potenciales de alta resolución y secciones sísmicas interpretadas apoyadas con datos de pozo para poder lograr la posible visualización de la distribución de los sedimentos debajo de la sal.

1.3 OBJETIVOS

El objetivo principal de la tesis es modelar estructuras salinas utilizando a los métodos potenciales como una herramienta auxiliar de los métodos sísmicos para definir la geometría real de los cuerpos salinos y reducir sensiblemente la incertidumbre asociada con la estimación de la profundidad hasta la base del domo y poder evaluar un posible play petrolero.

1.4 LOCALIZACIÓN

El área de estudio se encuentra en la Zona Marina de Campeche en el Sureste del Golfo de México (Fig. 1.1), es un levantamiento sísmico que cubre un área de 590 km² y se localiza en el extremo norte de la cuenca de Comalcalco a 129 km al NW de Cd. del Carmen Campeche; y fue diseñado para obtener información sísmica de la columna sedimentaria, la cual comprende de rocas mesozoicas hasta terciarias. Fisiográficamente, la Zona Marina forma parte de la plataforma continental frente a los estados de Veracruz, Tabasco, Campeche, Yucatán y Quintana Roo; la Zona Marina forma parte de las provincias geológicas marinas de Veracruz, Coatzacoalcos, Campeche y Cozumel. La Zona Marina cubre una superficie aproximada de 232, 294 km² (Ángeles Aquino et al., 2003).



Geológicamente el área de estudio se encuentra dentro de la Cuenca Salina del Istmo (Fig. 1.2), la cual está limitada al occidente con la cuenca de Veracruz mediante la postulada falla del Istmo, hacia el sur, está separada de la sierra de Chiapas por una

falla regional E-W, al oriente limita con la cuenca de Comalcalco a través de la falla Ogarrío y su límite Norte, se prolonga varios km dentro de la plataforma continental.

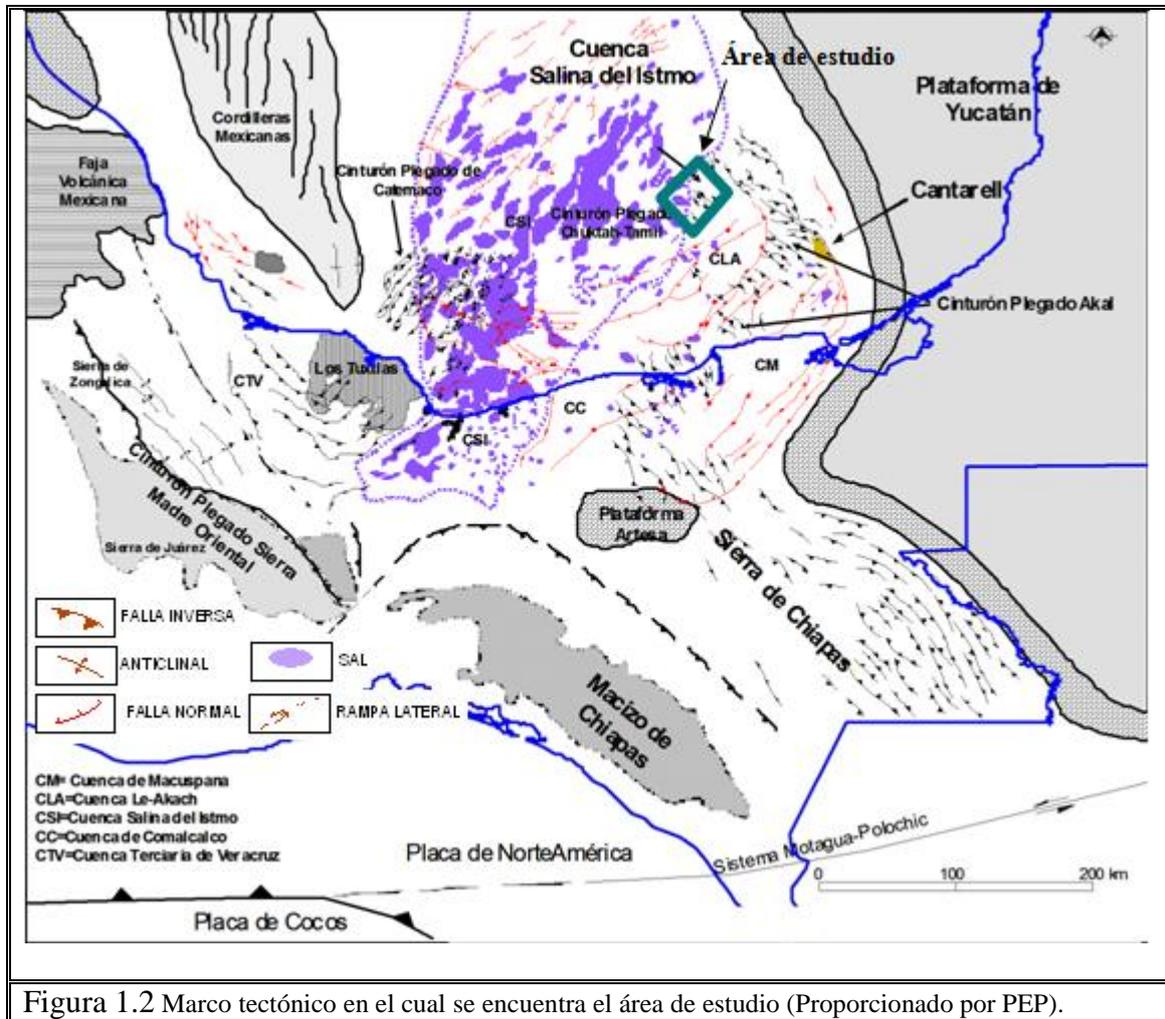


Figura 1.2 Marco tectónico en el cual se encuentra el área de estudio (Proporcionado por PEP).

En la Cuenca salina del Istmo, se encuentran los campos petroleros más antiguos que se han venido explotando en el transcurso de 80 años, durante los cuales, se han extraído varias centenas de millones de barriles de hidrocarburos líquidos y gaseosos en desarrollos arenosos, principalmente en la Formación Encanto correspondiente al Mioceno Inferior (Buñuelos y Rivera, 1988).

La Cuenca Salina del Istmo forma parte de la gran Cuenca del Golfo de México, unidad tectónico-sedimentaria que ha evolucionado desde el Triásico hasta el Reciente

como resultado de la apertura del Golfo de México. El relleno sedimentario de la Cuenca Salina del Istmo consiste de una acumulación de siliciclastos comúnmente intrusionada por cuerpos de sal.

Estos terrígenos fueron depositados durante el Cenozoico en forma de abanicos aluviales o turbiditas hacia las partes más bajas como resultado de los procesos subsecuentes al levantamiento del Macizo y la Sierra de Chiapas durante la Orogenia Chiapaneca. Pequeños lomeríos formados más sobresalientes en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, observándose alturas de algunas decenas de metros sobre el nivel del mar, con un relieve máximo que no excede los 100m (Rosales Domínguez, 2005).

Los depósitos arenosos, principalmente del Mioceno, constituyen yacimientos productores de aceite ligero a medio, formando parte de una tectonosecuencia denominada Cuenca Antefosa Estructurada. El estilo estructural del borde occidental de la cuenca consiste de fallamiento inverso; su origen se relaciona tanto con un evento compresivo terciario que culmina en el Mioceno Medio–Tardío, así como con un evento transpresivo postulado para el Mioceno Tardío, en el que se formaron fallas de transcurrancia. Algunos autores atribuyen estos eventos a la Orogenia Chiapaneca (Rosales Domínguez, 2005).

Dentro del área de estudio se localizan 4 pozos (pozos A, B, C, D), de los cuales por convenio de confidencialidad para el uso de la información de datos geofísicos-geológicos y de pozos existentes en el área tesis, se omiten los nombres y coordenadas de estos pozos; los cuáles se indican su posición y nombre con los que serán identificados en el presente trabajo de tesis dentro del área de estudio en la Figura 1.3, cuyas mismas restricciones aplican en cuanto al nombre del área de estudio y coordenadas.

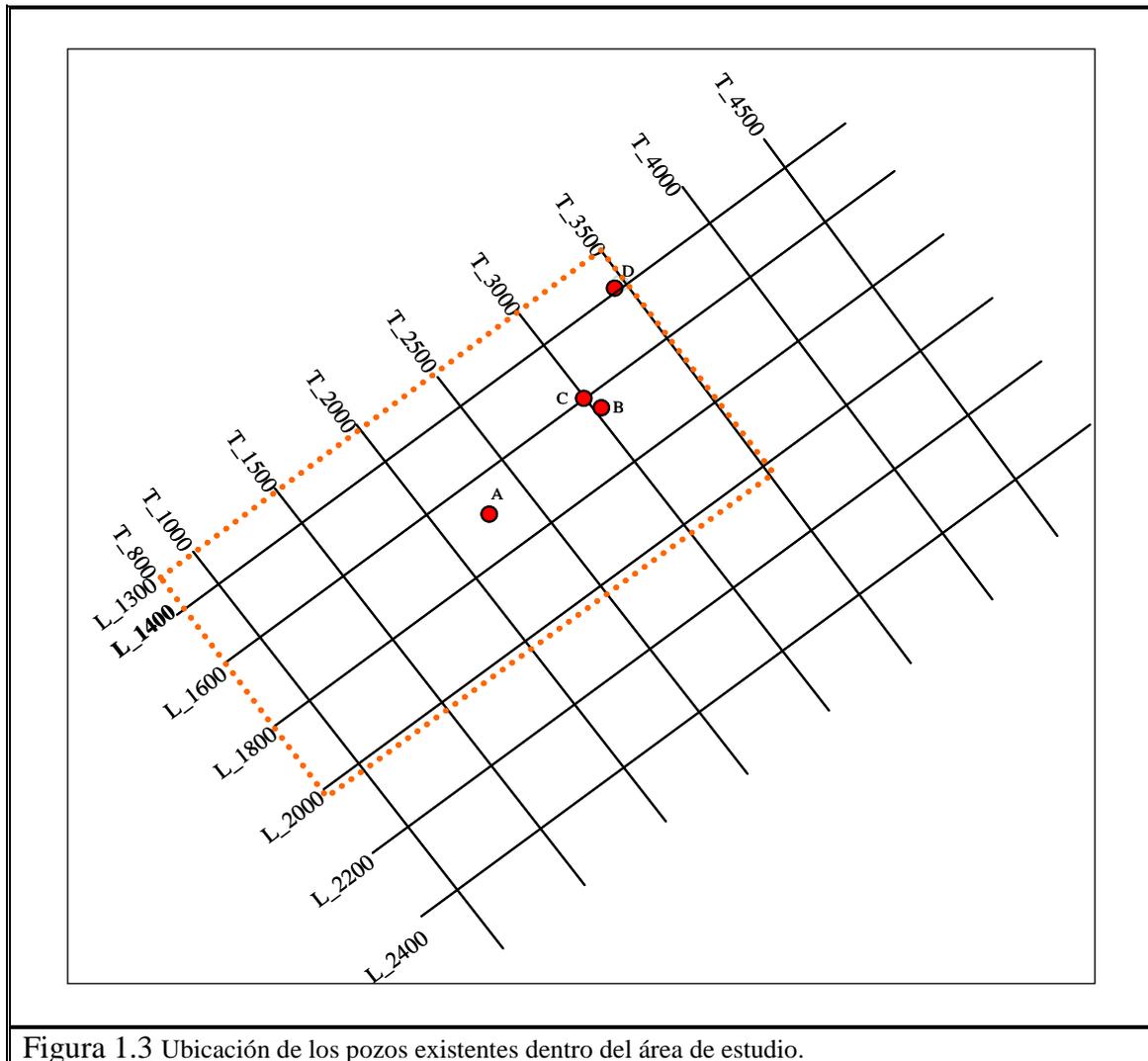


Figura 1.3 Ubicación de los pozos existentes dentro del área de estudio.

1.5 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS-GEOFÍSICOS

La localización del pozo B se generó del análisis realizado al cubo sísmico Zazil Ha 3D elaborado en 1985; este levantamiento sísmico cubre un área de 500 km² y se localiza a 35 km al NW de los campos Ku-Maloob-Zaap y fue diseñado para obtener información sísmica en rocas mesozoicas.

Geológicamente, para el Cretácico Superior, la localización del pozo B, se ubica en las facies de talud carbonatado, mientras que para el Jurásico Superior Kimmeridgiano, se localiza en las facies de plataforma interna carbonatada.

Durante la revisión del levantamiento sísmico Zazil Ha 3D, se generó la localización exploratoria del pozo B, con la finalidad de reclasificar de posibles a probadas y probables las reservas descubiertas mediante la perforación del pozo C.

Estudios litológicos y paleogeográficos de facies cortadas por los pozos más cercanos a el pozo B (pozos C, D, A) indicaron que en el sitio propuesto se ubican, a nivel Cretácico Superior, brechas dolomitizadas y dolomías meso y macrocristalinas con muy buenas características de porosidad y permeabilidad como roca almacén. Así mismo a nivel Kimmeridgiano se presentan bancos oolíticos y facies de plataforma interna carbonatada.

De la información magnética para la elaboración de la tesis se contó con los datos aeromagnéticos del Golfo de México adquiridos por el COREMI, bajo los convenios con PEMEX a una altura de vuelo de 300 m sobre el nivel del mar y una separación de las líneas primarias de 3 km, considerándose estos datos de carácter semirregional.

Para el análisis cualitativo y cuantitativo con datos gravimétricos de alta resolución se contó con los datos adquiridos por la compañía COMESA y Fugro LCT, los cuales fueron observados al nivel del mar en forma simultánea con el levantamiento sísmico calculándose una malla de 50m de intervalo sobre el cubo en el cual se desarrolló la tesis con una densidad de corrección de 2.0 gr/cm^3 .

La adquisición de datos sísmicos del área de estudio, fue realizada por la Compañía General de Geofísica (C. G. G.), entre los meses de agosto y diciembre de 2004, con los siguientes parámetros.

Contratista:	CGG MARINA Compañía Mexicana de Geofísica S.A. de C.V.
Fecha de Registro	Agosto a Diciembre de 2004.

Barco M/V Harmattan
 Navegación Tipo FUGRO SeaProGPS1/SeaProGPS2

Fuente: Sleeve Gun & G-Gun
 Pistolas Fuente doble flip flop
 Volumen 3490 pulgadas cúbicas
 Presión 1850 PSI
 Profundidad de la fuente 7 m +/- 1m
 Intervalo entre puntos de tiro 50 metros
 Número de fuentes 2

Cable:
 Longitud del cable 6000 metros
 Separación entre cables 100 metros
 Profundidad del cable 9 m +/- 1.0 m
 Número de cables 4
 Número de trazas 240
 Intervalo entre trazas 25 metros
 Cobertura 60

Filtros de Campo:
 Corte bajo 3 Hz con rampa de 12 dB/octava
 Corte alto 206 Hz con rampa de 276 dB/octava

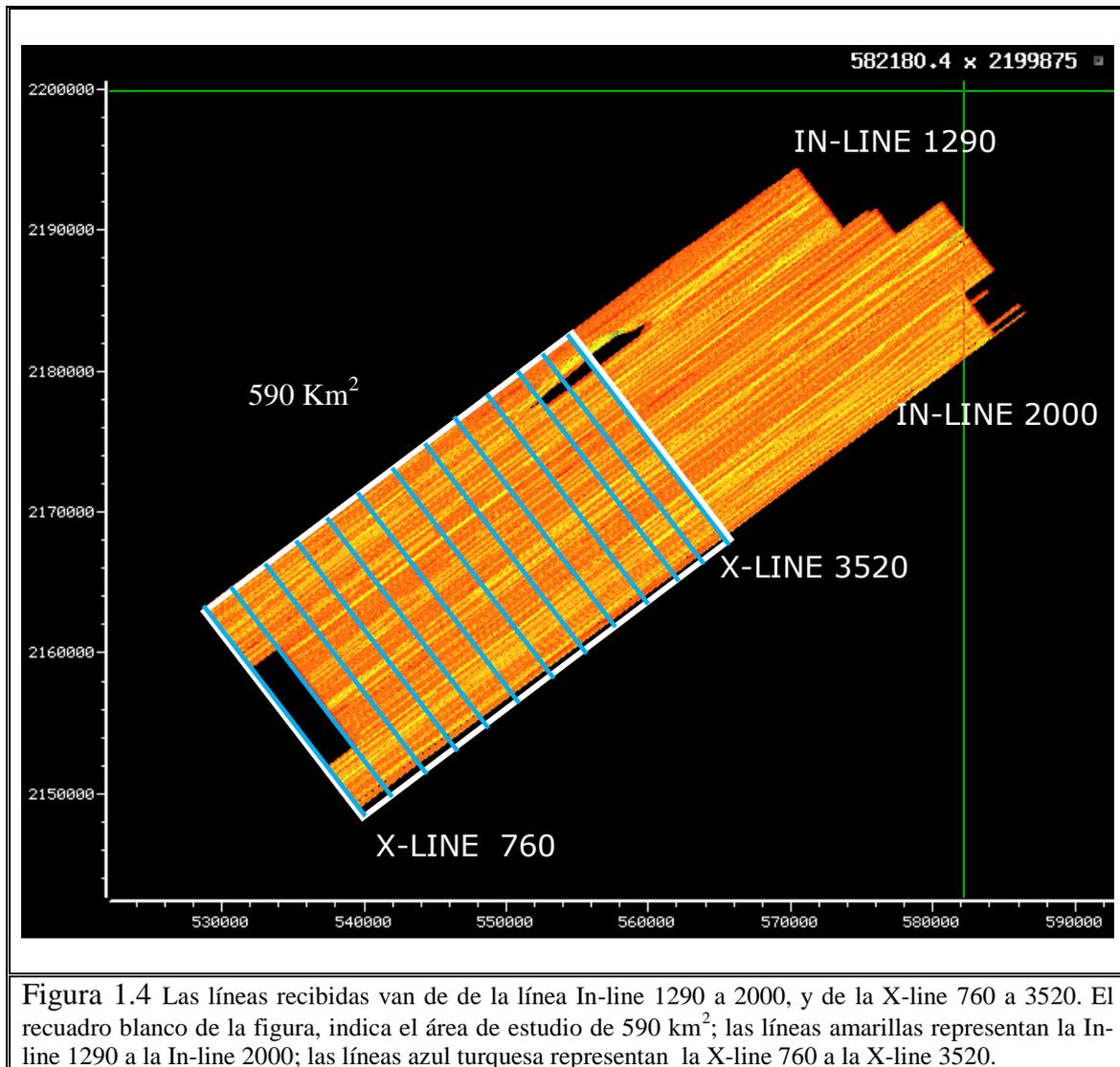
Longitud de registro: 8192 ms

Intervalo de muestreo: 2 ms

Número de canales: 960 + 48 auxiliares

El dato sísmico a utilizar en la migración en profundidad del cubo, fue procesado por la C. G. G., y entregado como gather con antimúltiple, ordenados en CDP's, con un bin de 12.5 x 25.0 m, en un formato de grabación SEG-Y 32 bits con

punto flotante. Las líneas del proyecto para la realización del trabajo de tesis van de la línea In-line 1290 a 2000, y de la X-line 760 a 3520 (Fig. 1.4).



1.6 METODOLOGÍA

1.6.1 TRABAJO DE CAMPO

Por tratarse de un trabajo de interpretación y modelado, la adquisición y levantamiento de datos tanto sísmico y potenciales de alta resolución ya estaban adquiridos previamente y fueron proporcionados por Pemex Exploración Producción (PEP) y el Instituto Mexicano del Petróleo (IMP), las compañías encargadas de el

levantamiento de datos tanto sísmicos y potenciales, así como las características se describe en el punto 1.5 de este capítulo. En este punto se planeo el desarrollo y análisis de la información del trabajo de tesis con base a la información proporcionada por PEP y el IMP; por tanto con el apoyo del M.I. Alejandro Cerón Fernández investigador y especialista de Métodos Potenciales del IMP se decidió realizar el modelado de tres líneas del cubo sísmico (línea 1400, 1500 y 1550 Fig. 1.5) siguiendo los siguientes pasos o puntos a realizar:

1. Recopilación bibliográfica de material geofísico y geológico del área de estudio
2. Análisis de la información proporcionada por el IMP y PEMEX (PEP)
3. Interpretación de secciones sísmicas en profundidad
4. Procesado de información de datos de métodos potenciales e interpretación cualitativa
 - a. Procesado de datos gravimétricos
 - i. Mapa de segunda derivada vertical
 - ii. Mapa de gradiente horizontal
 - iii. Mapa de gradiente total
 - b. Calculo de profundidades del basamento magnético
 - i. Método de deconvolución Werner
 - ii. Método de deconvolución Euler
5. Integración de métodos potenciales con secciones sísmicas interpretadas apoyadas con datos de pozo
 - a. Análisis de registros de pozos y columna geológica en pozos dentro y fuera del área de estudio
 - b. Determinación de densidades a partir de las velocidades sísmicas de intervalo usando la ecuación de Gardner.
 - c. Modelado gravimétrico magnético 2D
 - i. Método de Talwani 2D para modelar datos gravimétrico
 - ii. Método Talwani 2D para modelar datos magnéticos
6. Análisis de posibles plays subsalinos
 - a. Evaluación
 - b. Discusión
7. Conclusiones
8. Recomendaciones

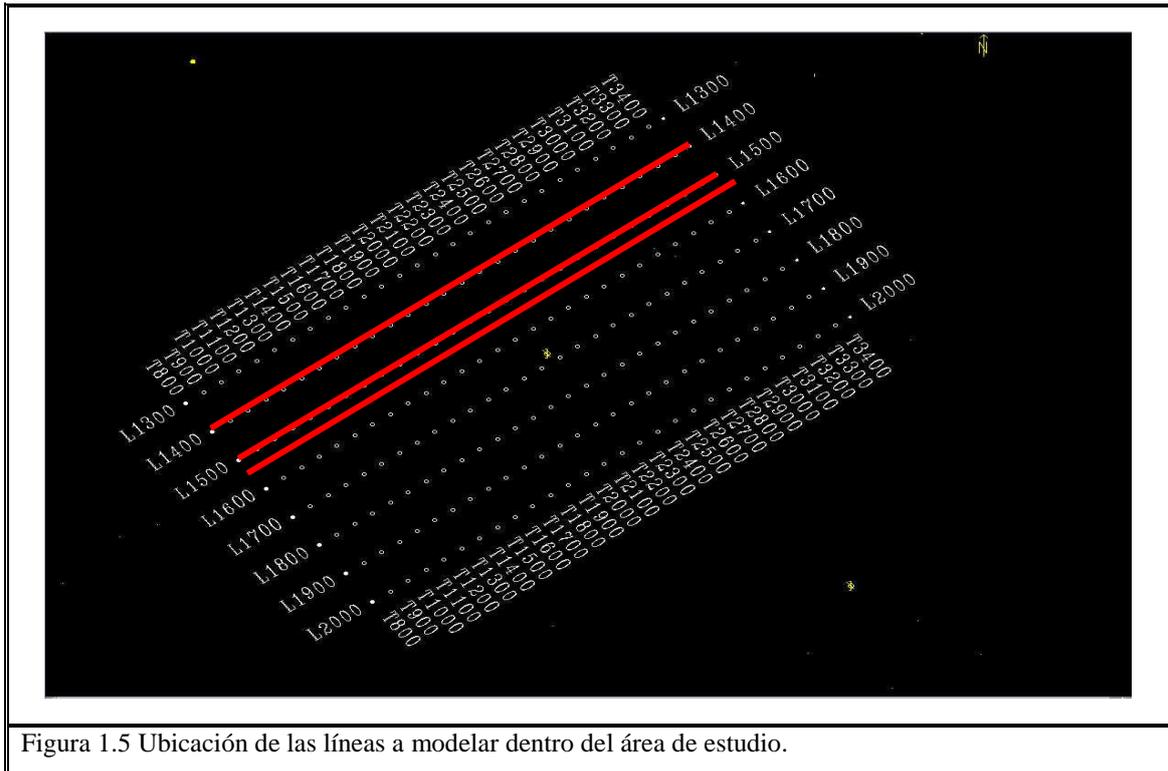


Figura 1.5 Ubicación de las líneas a modelar dentro del área de estudio.

1.6.2 TRABAJO DE GABINETE U OFICINA

El trabajo de gabinete u oficina se llevo a cabo y se dividió en dos partes, el primero se realizo en las instalaciones del Activo Regional de Exploración Marina (AREM) de PEP en Cd. del Carmen Campeche; en la coordinación de plays establecidos a cargo del M.I Marco A. Flores Flores donde se realizaron trabajos de interpretación sísmica, obteniendo un mapeo de 13 horizontes sísmicos, fallas y visualización de domos salinos, para conformar un modelo semi-regional del área de estudio.

La segunda parte se llevo a cabo en las instalaciones del IMP en la Gerencia de Prospección Geofísica en la Cd. de México D.F., bajo la supervisión del M.I. Alejandro Cerón Fernández realizándose trabajos de interpretación y modelado de métodos potenciales, obteniendo el modelado de métodos potenciales de tres secciones sísmicas (líneas 1400, 1500 y 1550 del área de estudio) y el procesado de tres mapas de gradiente horizontal, total y segunda derivada, para la visualización de domos salinos, fallas y calculó de basamento magnético.

CAPÍTULO II. GEOLOGÍA

2.1 GEOLOGÍA REGIONAL

La historia tectónica de la Sonda de Campeche, dentro de un contexto regional, está asociada, en su origen a los eventos tectónicos de la apertura del Golfo de México ocurridos de acuerdo con Pindell (1985) del Triásico Tardío al Berriasiano, mientras que Ross y Scotese (1988) y Sawyer et al. (1991) coinciden que sucedieron en tiempos del Triásico Tardío al Jurásico Tardío; posteriormente la Cuenca estuvo sujeta a procesos de enfriamiento cortical, cambios relativos del nivel del mar y movimientos halocinéticos locales de sal durante el Cretácico, al finalizar este periodo, se presenta un cambio en el régimen de sedimentación debido al episodio Laramídico.

Mientras que para el Neógeno Temprano un episodio tectónico compresivo ocurrido en el sureste de México (Sierra de Chiapas), produjo la principal estructuración confinante de hidrocarburos en la Sonda de Campeche, debido al *decollement* en la evaporitas del Jurásico, y finalmente la configuración tectónica de la Cuenca termina con la instalación de un sistema extensional por gravedad y subsidencia por evacuación de sal, que se activó a partir del Mioceno Superior formando la fosa de Macuspana y la fosa de Comalcalco en el Plioceno-Holoceno (Buñuelos y Rivera, 1988).

2.1.1 APERTURA DEL GOLFO DE MÉXICO

De acuerdo a los modelos del origen del Golfo de México (Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988; y Sawyer et al., 1991) la apertura del Golfo de México se llevó a cabo en las siguientes 4 etapas:

Fase de rifting temprana

Que abarco el Triásico Tardío-Jurásico Temprano. La propagación de la apertura del Atlántico Central hacia la futura localización del Golfo de México, produjo por extensión intracontinental grandes y pequeños medios graben limitados por fallas normales lístricas, que fueron rellenados por sedimentos no marinos (lechos rojos) y volcánicos.

Fase de rifting con adelgazamiento cortical

En el Jurásico Medio se produjo una amplia área de corteza transicional, Sawyer et al. (1991) con información sísmica de reflexión y refracción, gravimetría, magnetometría y técnicas de subsidencia definieron que hacia la periferia de la cuenca, la corteza continental solo tuvo un adelgazamiento moderado, la cual denominaron corteza transicional gruesa, mientras que en el centro de la cuenca, el adelgazamiento litosférico y la subsidencia tectónica formó un área de corteza transicional delgada. Las invasiones periódicas de agua marina procedentes del Pacífico (Salvador, 1987) sujetas a altos rangos de evaporación y precipitación compensada por la subsidencia de la cuenca, permitieron el depósito de un grueso espesor de sal sobre la corteza transicional delgada.

De acuerdo a lo anterior y como lo infiere Buñuelos y Rivera. (1998), los depósitos gruesos de sal en la sonda de Campeche están sobre una corteza transicional delgada. Por otra parte, la reconstrucción tectónica de la separación de la cuenca salina del golfo de México, nos sugiere a principios del Oxfordiano, que el bloque de Yucatán inicia su movimiento rotacional hacia el sureste a través de una falla de desplazamiento lateral derecha definida por Pindell (1985) como Tamaulipas-Golden Lane –Chiapas; en tanto al Oeste del golfo, fragmentos continentales son movidos al sureste por fallas de movimiento lateral izquierdo, la más importante de ellas es la megacizalla Mojave-Sonora que tuvo un desplazamiento aproximado de 100 Km. (Pindell, 1985).

Periodo de formación de corteza oceánica (por extensión de una dorsal).

Durante el Jurásico Tardío la instalación de una dorsal en la porción central del Golfo de México, separó la cuenca salina en dos cuencas, la sal Luoann y la sal del Istmo-Sonda de Campeche (figura 2.1 y 2.2), esta última tuvo un comportamiento de una margen pasiva que estuvo sujeta a transgresiones marinas con cortos periodos regresivos, que permitió el depósito de un grueso espesor de evaporitas, terrígenos y rocas carbonatadas sobre plataformas tipo rampas en tiempos de Oxfordiano Tardío – Kimmeridgiano principalmente. Durante esta etapa, Yucatán junto con la cuenca de la Sonda de Campeche se desplazó rotando en contra de las manecillas del reloj (figura 2.2), hasta alcanzar su posición actual en el Jurásico Tardío (Sawyer et al., 1991) o Cretácico Temprano (Pindell, 1985).

Según Salvador (1987) en Ross y Scotese (1988), al parecer el Golfo de México en el Jurásico Tardío continuó aislado del Océano Atlántico, solo mantenía una conexión intermitente con el Pacífico a través del suroeste de Yucatán, en tanto que Pindell (1985) con información del proyecto 77 del DSDP (Buñuelos y Rivera, 1988), considera que la mayor entrada de agua marina al Golfo de México durante ese tiempo, se produjo entre Florida y Yucatán. No obstante, cualquiera que haya sido la procedencia de entrada de agua marina que invadió completamente el Golfo de México, se ha establecido que en la Sonda de Campeche para tiempos del Tithoniano, se presentó una elevación del nivel del mar que modificó las condiciones ambientales de plataformas tipo rampa a condiciones de mar abierto, que de acuerdo con Demaison y Moore (1980) probablemente generó condiciones anóxicas como resultado de la demanda bioquímica de oxígeno propiciada por la alta productividad de la biota en la zona eufórica o de mezcla, y por debajo de esta, la falta de circulación de agua en la zona profunda restringe el suministro de oxígeno, lo cual favorece la preservación de la materia orgánica muerta (Buñuelos y Rivera, 1988).

Demaison y Moore (1980) mencionan también que estos cambios son mejor desarrollados en tiempos de mayores calentamientos y transgresiones globales. Contemporáneamente al evento anterior, en el área noreste de la Sonda de Campeche, se desarrolló un sistema de fallas normales lítricas que resbalan sobre rodillos de sal

durante el Tithoniano-Cretácico Inferior, este patrón de fallas normales, rotan 20° aproximadamente las secuencias del Oxfordiano-Kimmeridgiano y producen el crecimiento de facies del Tithoniano en el *Hanginwall* o bloque alto. Este sistema extensional esta asociado principalmente a la carga litostática termal en el centro de la cuenca, constituyendo probablemente a los últimos efectos del mecanismos de la apertura del Golfo de México

Fase de subsidencia

Al terminar la expansión del piso oceánico del Golfo de México y el bloque de Yucatán alcanzó su posición actual, las cortezas transicionales durante el Cretácico, estuvieron sujetas a efectos de enfriamiento cortical, siendo los rangos mayores de subsidencia en la corteza oceánica, más bajo en la transicional delgada y mínimo en la corteza transicional gruesa (Sawyer et al., 1991). Estos mismos autores, mencionan que la diferencia entre los rangos de subsidencia de los tipos de corteza, combinada con la gran transgresión marina del Cretácico proveniente del Atlántico Central que cubrió casi todo México, permitió el establecimiento de amplias plataformas carbonatadas con bordes pronunciados en las zonas de charnelas tectónicas o de máxima pendiente entre las cortezas transicional delgada y gruesa.

En la Sonda de Campeche esta franca transgresión marina del Cretácico Temprano, conjuntamente con la subsidencia diferencial de las cortezas, propicio el depósito de rocas carbonatadas de aguas profundas, mientras que en la Península de Yucatán para tiempos del Jurásico Tardío era un bloque de basamento emergido, se estableció una gran planicie evaporítica-carbonatada que mantuvo un equilibrio uniforme entre la tasa de sedimentación y el rango de subsidencia. Para el Cretácico Medio-Tardío, además de las condiciones de subsidencia continua, la Región Marina de Campeche experimentó movimientos verticales de sal que condensó parte de la sección litoestratigráfica, principalmente en zonas de domos y diapiros (Buñuelos y Rivera, 1988); en tanto que el borde de la plataforma de Yucatán, tuvo un comportamiento más bien agradacional con un relieve topográfico pronunciado (Winker y Buffler, 1988), que combinado con una caída del nivel del mar probablemente produjo el depósito de

escombros y flujos turbidíticos en el talud continental (brechas Btp-Ks) de la Sonda de Campeche.

2.1.2 DISTRIBUCIÓN DE LA SAL EN EL GOLFO DE MÉXICO

Bird et al. (2005) proponen que la sal en el Golfo de México puede ser dividida en general en dos grandes regiones (Fig. 2.1), en el norte del Golfo de México y la sal de la Cuenca Campeche; las cuales se sugiere son depositadas contemporáneamente (Winker y Buffler, 1988; Salvador, 1991; Ángeles Aquino et al. 1994; Marton y Buffler, 1994; Pindell, 1994).

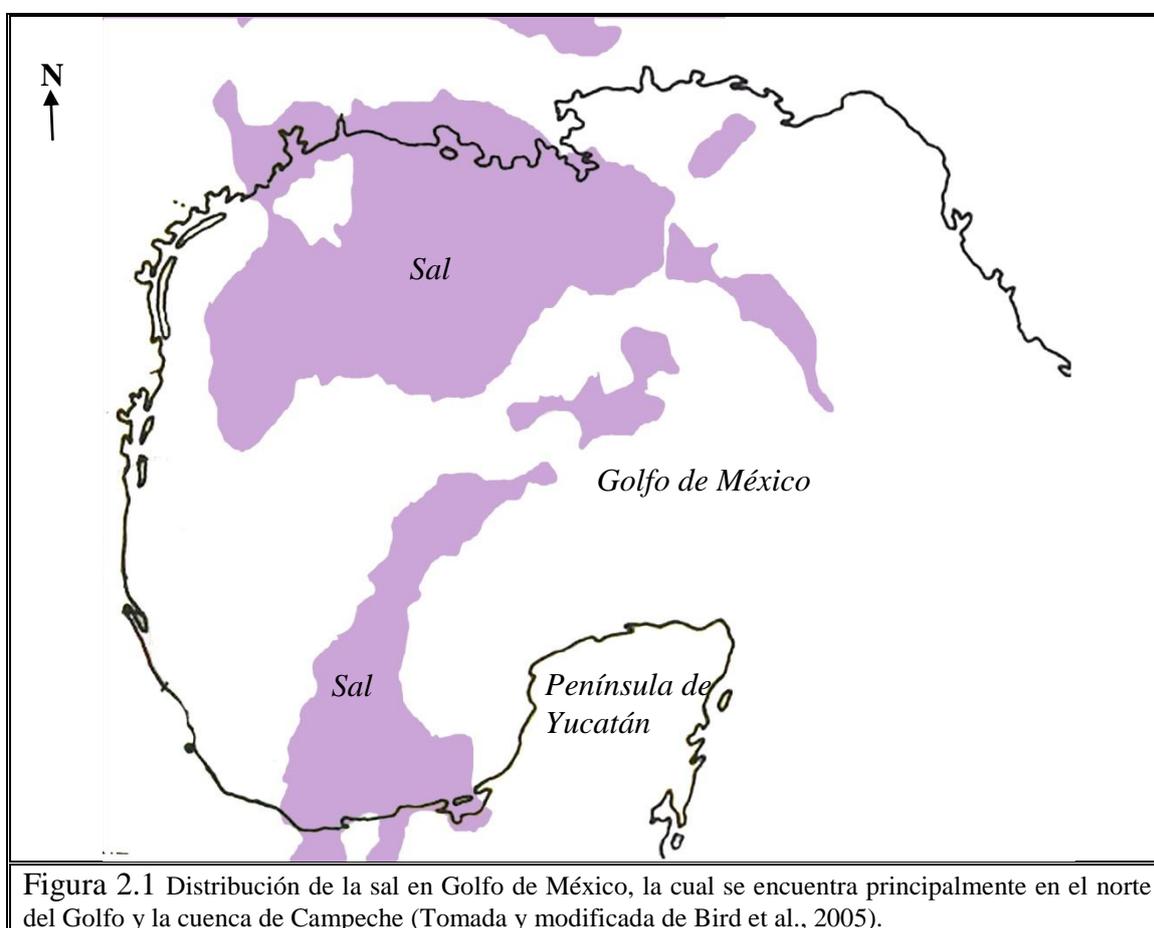


Figura 2.1 Distribución de la sal en Golfo de México, la cual se encuentra principalmente en el norte del Golfo y la cuenca de Campeche (Tomada y modificada de Bird et al., 2005).

Bird et al. (2005) plantean que la morfología de la sal del margen sur de Campeche y la sal en el norte de la Cuenca Golfo de México representan las paredes del valle del rift que se formó cuando los bloques del continente se separaron.

La distribución de depósitos de sal en el Golfo de México está probablemente estrechamente relacionada con el área medida de la corteza continental (Bird et al., 2005). Estudios exhaustivos sobre las estructuras de sal en el Golfo de México han llevado a los investigadores a clasificar a las provincias de sal de la parte norte del Golfo de México y Campeche en provincias más pequeñas; provincias basadas en su tamaño, forma, tiempo, relación estratigráfica de la sal y de las estructuras que rodean a rocas clásticas (Martin, 1980; Diegel et al., 1995; Peel et al., 1995; Hall, 2001).

Salvador (1991) sugiere que la sal fue depositada coetáneo a los sedimentos del rift; sin embargo, Peel y otros (1995) sugieren que la deposición de la sal fue controlada por la geometría postrift. La sal de Campeche fue depositada en el Calloviano y movilizada durante el Oligoceno, con la continuación de la deformación antes del Mioceno (Ángeles Aquino et al., 1994).

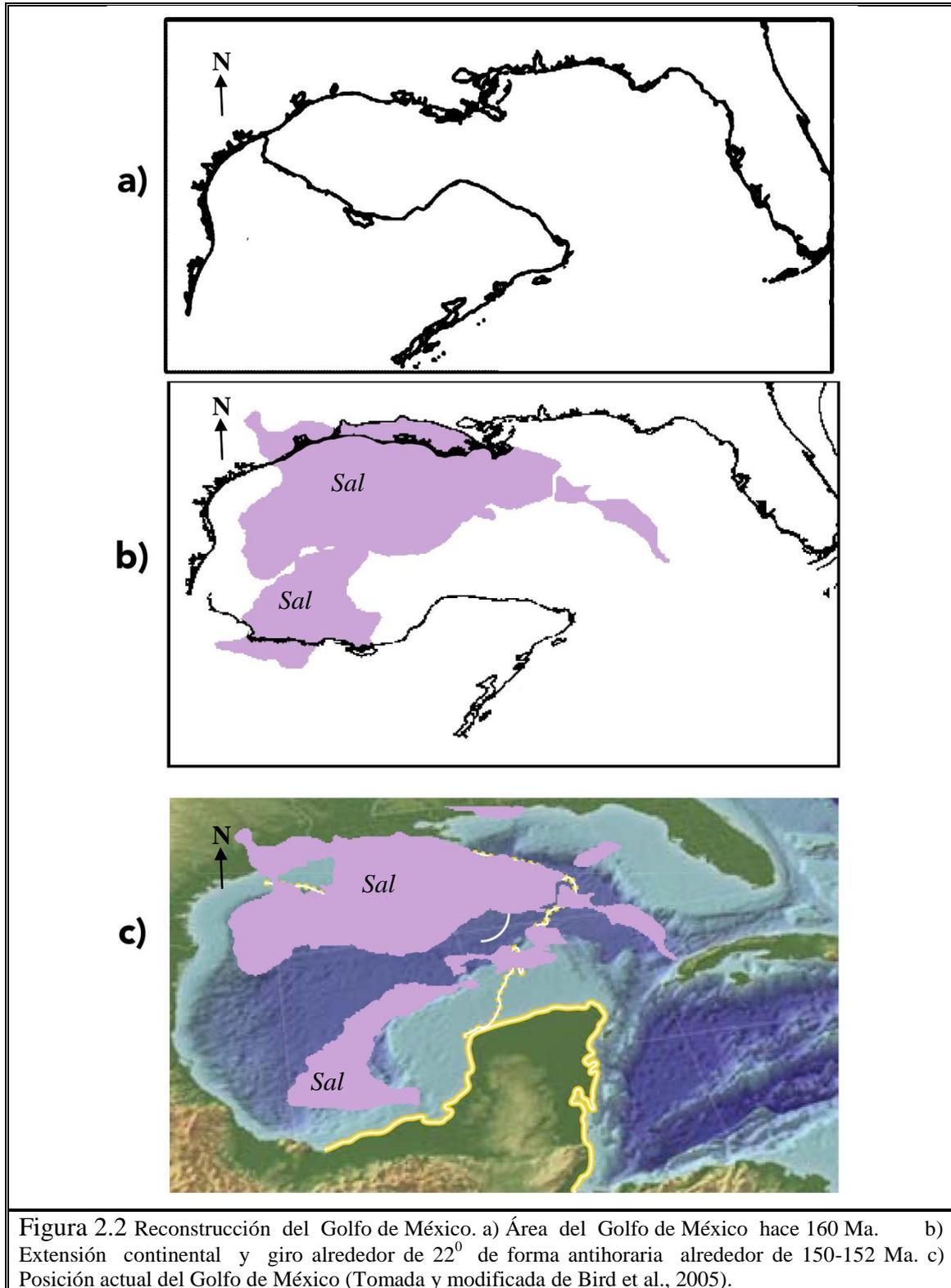
Antes de que el fondo marino se expandiera (Fig. 2.2), la extensión continental de la corteza de Yucatán, giro alrededor de 22° de forma antihoraria alrededor de 150 Ma, esto permitió intermitentemente la afluencia de agua de mar, logrando la producción masiva de deposición de sal en la Zona Marina (Bird et al., 2005).

2.1.3 PALEOGEOGRAFÍA

Los depósitos más antiguos encontrados en la Zona Marina corresponden al Jurásico Superior-Oxfordiano cortados en los pozos Chac-1, Cantarrell-2239 y Caan-1, consisten principalmente de sedimentos detríticos producto de la desintegración de rocas preexistentes en el continente y efusiones ígneas en el mismo, representados por arenas, limos, bentonitas y areniscas con escasas intercalaciones de carbonatos y sulfatos (yeso y anhidrita), (Ángeles Aquino et al., 2003).

Los sedimentos encontrados en el área marina son equivalentes a los lechos rojos de la formación “Todos Santos” localizados en el continente; sin embargo, esta porción del país se presenta en un ambiente marino con facies pelágicas confirmado por fauna tal como: *Caucasella Oxfordiana*, reportada en los pozos Chac-1 y Caan-1, organismos planctónicos que asociados con el tipo de depósitos nos hacen pensar en mares someros epicontinentales con una topografía muy irregular, hay que tomar en

cuenta que para estas épocas los continentes estaban en separación y reacomodo dando lugar a una serie de fallas de distensión y fracturas que posteriormente formarían fosas. (Ángeles Aquino et al., 2003).



Durante el Kimmeridgiano el mar se retira ocasionando un cambio en el depósito dando lugar a la presencia de bancos oolíticos observados invariablemente en la mayoría de los pozos que han cortado este nivel estratigráfico. Estos bancos pertenecen a grandes bermas que posteriormente fueron solapados (cubiertos) por sedimentos terrígenos del Kimmeridgiano Superior, es en este piso donde tiene lugar al máximo paroxismo de la perturbación Nevadiana.

En el Tithoniano el mar vuelve a invadir el continente formándose zonas anóxicas predominado depósitos calcáreo-arcillosos con saccocomidos y radiolarios. En este piso se da por terminado la influencia de la perturbación Nevadiana. El Jurásico Superior se comportó como una rampa con una secuencia sedimentaria típica de este modelo; en gran parte de lo que ahora es el continente, aumentando a zonas de talud y a una cuenca, en lo que actualmente es la Zona Marina (Ángeles Aquino et al., 2003).

Es necesario indicar que generalmente el Jurásico en todo el país se considera transgresivo, sin embargo, la presencia de fauna planctónica en la Sonda de Campeche, así como los sedimentos marinos reportados para el Jurásico Tardío en la zona profunda del Golfo de México, los reportes de depósitos marinos en Cuba (Hatten 1967; Barr y Sanders 1968) y la presencia de fallas inversas con sensible dirección Norte-Sur en el Jurásico hacen inferir lo siguiente:

- ❖ Durante este período debe haber existido un basculamiento de la plataforma dando lugar a un comportamiento regresivo muy local de la plataforma entre los pisos Oxfordiano y Kimmeridgiano.
- ❖ La plataforma desde sus inicios se ha comportado como un elemento rígido, cuya configuración no ha diferido mucho de la actual; por lo cual las líneas batimétricas y la división tierra mar fue muy similar.
- ❖ La plataforma ha sido una superficie peneplaneada que desde sus inicios se ha comportado como un enorme banco calcáreo rodeado por mar a semejanza de una isla, o formando archipiélagos con algunas tierras positivas cercanas.
- ❖ Durante el Cretácico Inferior la invasión del mar sobre el continente aumentó cubriendo gran parte de este y permitiendo su comunicación probable con el Pacífico formando en el continente mares muy someros que permitieron depósitos evaporíticos como son la Formación Cobán del K-I, observados en la

Sierra de Chiapas y Guatemala y, en la Zona Marina Micritas, constituidas principalmente por nannoplanctón calcáreo propio de zonas anóxicas (Ángeles Aquino et al., 2003).

Durante el Cretácico Medio¹ (Albiano-Cenomaniano) en lo que ahora es el continente predominaron los bancos de rudistas y calizas de miliólidos en facies de bancos y de laguna, graduando hacia lo que hoy es la Zona Marina en secuencias de talud y cuenca en facies pelágicas con presencia de *Hedebergellidos*, *Globotruncánidos*, *Tintínidos*, etc. (Ángeles Aquino et al., 2003).

Es evidente que durante este período el mar invadió aún más el continente permitiendo una mayor comunicación con el Pacífico. Posteriormente a finales de este período ya en el Cretácico Superior, se inicia un nuevo levantamiento que dio origen a una nueva zona de discordancia. El máximo paroxismo de este levantamiento tuvo lugar durante el Paleoceno Inferior, exponiendo gran parte de rocas cretácicas a la erosión, lo que dio como resultado una enorme discordancia de tipo regional observada en todo el sureste del país incluyendo la Zona Marina, indicando la máxima pulsación de la Orogenia Laramide, la cual disminuye en el Eoceno donde los lechos rojos del “Eoceno el Bosque” marcan la invasión del mar al continente.

Durante el Oligoceno se inicia una nueva regresión del mar alcanzando su máxima expresión en la Zona Marina durante el Oligoceno Superior, Mioceno Inferior, como resultado del evento Chiapaneco, y marcada por la ausencia de depósitos de sedimentos de esta edad o con espesores muy reducidos (Ángeles Aquino et al., 2003).

En casi todos los pozos de la Zona Marina y aún en el continente los sedimentos miocénicos por efectos de una nueva transgresión solapan los depósitos del Oligoceno, quedando como testigo esa enorme discordancia observada en todo el sureste, que indica los efectos diastróficos intensos causantes principales de los plegamientos en la sierra y aún indirectamente en los de la Zona Marina (Ángeles Aquino et al., 2003).

¹ Al referirse al Cretácico Medio se está haciendo mención a terminología ocupada por PEP que abarca los pisos del Mesozoico Albaniano-Cenomaniano, no corresponde a la escala de tiempo geológico ocupada por la International Commission on Stratigraphy en su International Stratigraphic Chart 2004, en la cual el Cretácico está dividido en Cretácico Superior e Inferior, correspondiendo el Albaniano al Cretácico Inferior y el Cenomaniano al Cretácico Superior; de aquí en adelante en el presente trabajo de tesis el Cretácico Medio solo representa la terminología interna utilizada por PEP.

Durante el Plioceno el mar se retira dando lugar a una serie de fallamientos de gravedad ocasionados por colapsos y compactaciones diferenciales, debido a la extensión del Golfo como última fase del diastrofismo Miocénico por un reacomodo de la serie sedimentaria, formando una serie de vasos escalonados que fueron rellenados por sedimentos reciente. La diferencia de orientación de estos sedimentos respecto a los anteriores apoya esta suposición (Ángeles Aquino et al., 2003).

Resumiendo, desde sus inicios toda la península de Yucatán se ha comportado como una rampa, constituyendo enormes depósitos de carbonatos que han sufrido cambios de facies y procesos diagenéticos que han influido en forma directa en la porosidad y permeabilidad de las rocas y por ende en la acumulación de hidrocarburos que afortunadamente fue positiva para la Zona Marina (Ángeles Aquino et al., 2003).

2.2 GEOLOGÍA LOCAL

2.2.1 INTRODUCCIÓN

La columna estratigráfica de la zona marina se muestra en la Figura 2.3, y así mismo en la Figura 2.4 se ilustran los principales plays productores de hidrocarburos probados en la Sonda de Campeche; para hacer la descripción de la geología local, se cuenta con el reporte interno de perforación del pozo B proporcionado por PEMEX-Exploración y Producción, el cual queda ubicado (pozo B) dentro del área de estudio en la Zona Marina (Fig. 1.4), en el extremo norte de la Cuenca de Comalcalco; iniciando su perforación el 11 de septiembre de 2004 y termino el 30 de abril de 2005.

De acuerdo al reporte interno de perforación del pozo B, durante la perforación se cortaron rocas sedimentarias que varían en edad desde el Jurásico Superior Kimmeridgiano al Reciente-Pleistoceno; se atravesó un cabalgamiento definido por una falla inversa E-W a nivel Jurásico Superior Kimmeridgiano, el cual se observo sobreyaciendo al Cretácico Inferior Autóctono.

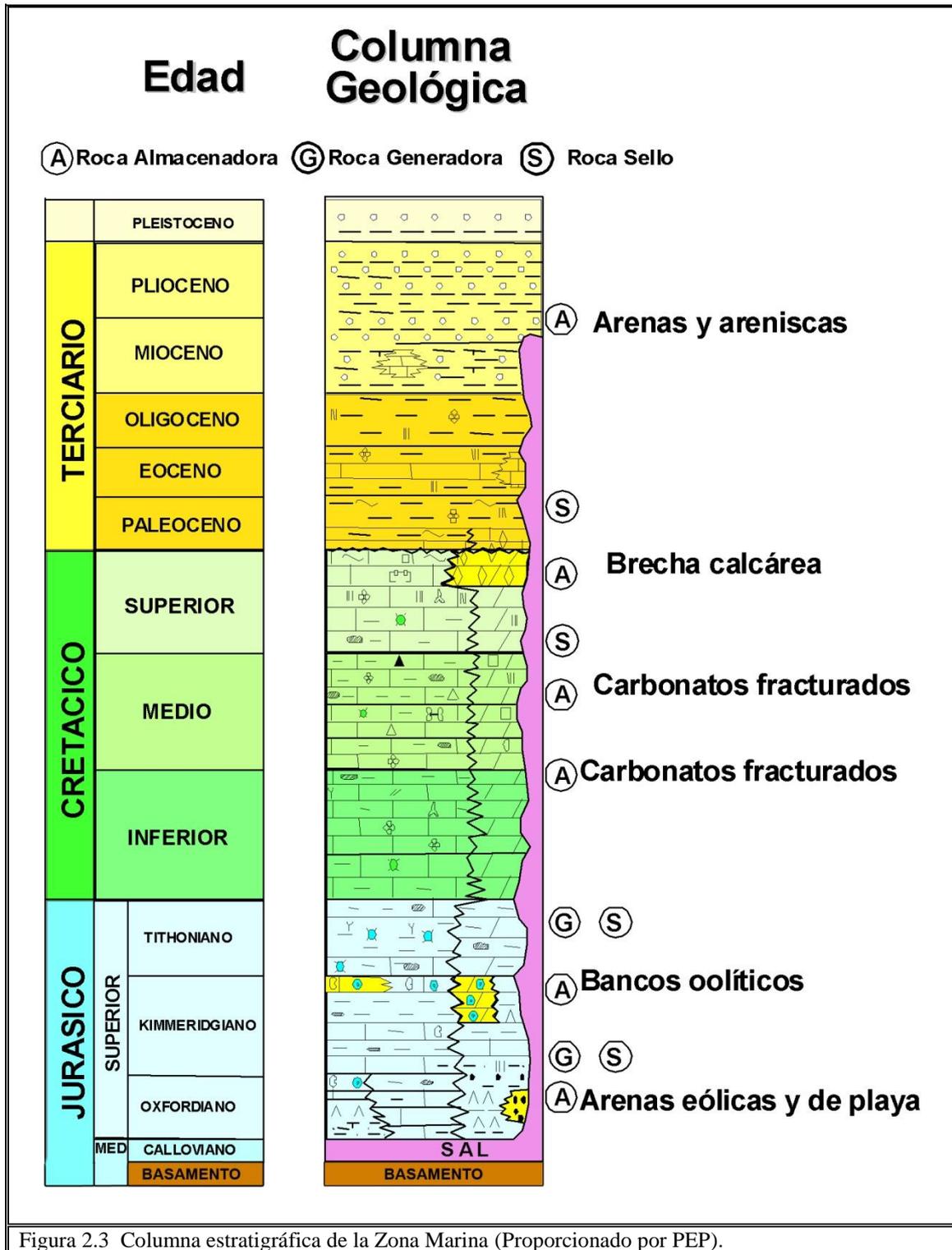


Figura 2.3 Columna estratigráfica de la Zona Marina (Proporcionado por PEP).

El pozo B se perforó en un anticlinal de 4x2 km con eje principal en dirección E-W limitando en su extremo W por una falla inversa con rumbo NE-SW y caída al NW. Geológicamente para el Cretácico Superior, la localización del pozo B, se ubica en

las facies de talud carbonatado, mientras que para el Jurásico Superior Kimmeridgiano, se localizan en las facies de plataforma interna carbonatada.

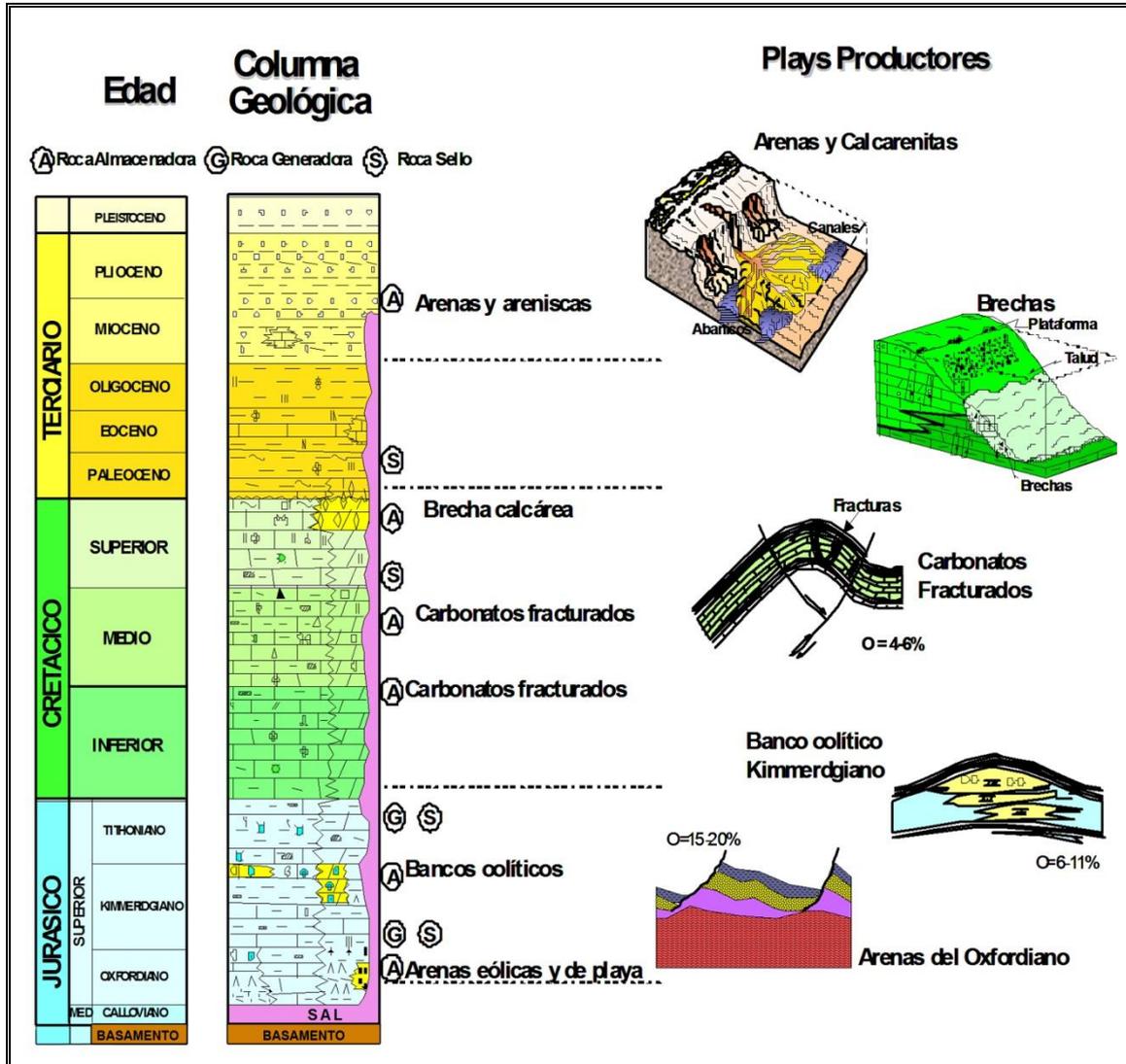


Figura 2.4 Principales plays productores de la Zona Marina (Proporcionado por PEP).

Estudios litológicos y paleogeográficos realizados por PEP, de facies cortadas por los pozos más cercanos al pozo B (pozos C, A ubicados en la Fig. 1.4); indicaron que en el sitio propuesto se ubican, a nivel Cretácico Superior, brechas dolomitizadas y dolomías meso y macrocristalinas con muy buenas características de porosidad y permeabilidad como roca almacén. Así mismo a nivel Kimmeridgiano se presentan bancos oolíticos y facies de plataforma interna carbonatada.

2.2.2 COLUMNA GEOLÓGICA

Con el análisis petrográfico y paleontológico realizado por PEP, de las muestras de canal y núcleos, contando además con el apoyo de marcas eléctricas de diferentes registros geofísicos se determinó la siguiente columna geológica mostrada en la Tabla 2.1:

Tabla 2.1 Columna geológica del pozo B, *Perforados, ** metros bajo mesa rotatoria, la mesa rotatoria es la base donde comienza el equipo de perforación, generalmente tienen una altura de 25 a 30 mts. *** Fondo Marino (Proporcionado por PEP).

EDAD	PROGRAMADA (MVBMR ^{**})	REAL (MVBMR)	ESPESOR (mts)
Reciente-Pleistoceno	159 (FM ^{***})	184	1716
Mioceno Superior	1875	1900	405
Mioceno Medio	-	2305	100
Mioceno Inferior	-	2405	175
Oligoceno Superior	-	Ausente	-
Oligoceno Medio	-	Ausente	-
Oligoceno Inferior	2435	2580	30
Eoceno Superior	2605	2610	60
Eoceno Medio	-	2670	110
Eoceno Inferior	-	2780	235
Paleoceno Superior	2975	3015	85
Paleoceno Inferior	-	3100	10
Brecha TP-KS	3140	3110	175
Cretácico Medio	3370	3285	100
Cretácico Inferior	3500	3385	280
J.S Tithoniano	3625	3665	385
J.S Kimmeridgiano	3820	4050	60
Cretácico Inferior	x Falla	4110	215*
Profundidad total	4300	4325	-

La secuencia estratigráfica cortada durante la perforación del pozo B está constituida por rocas sedimentarias arcillosas, siliciclásticas y carbonatadas que varían en edad desde el Pleistoceno hasta el Kimmeridgiano Jurásico Superior.

La columna geológica presenta una cabalgadura a nivel Jurásico Superior Kimmeridgiano, el cual sobreyace a carbonatos del Cretácico Inferior: En el bloque autóctono el depósito se tiene de manera normal, donde las rocas más recientes sobreyacen a las más antiguas. A 2580m se observa una discontinuidad omitiéndose el Oligoceno Superior y el Oligoceno Medio.

2.2.3 LITO-ESTRATIGRAFÍA DEL POZO B

A continuación se describe la lito-estratigrafía del pozo B, que abarca desde el Cretácico Inferior Autóctono hasta el Plio-Pleistoceno; tomado del reporte interno de perforación del pozo B, y proporcionado por PEMEX-Exploración y Producción.

2.2.3.1 Cretácico Inferior Autóctono (4110-4325 m). Espesor: 215 m perforados

Está constituido por mudstone-wackestone de tintínidos y radiolarios calcificados café claro, gris claro y gris verdoso, bentonítico, compacto, con porosidad secundaria vugular y en microfracturas de 2-3%; con muy escasa impregnación de aceite residual en microfracturas; con intercalaciones de lutitas café obscura a negro, en partes limolítica, laminar, con flujos limolíticos de cuarzo, micas y radiolarios silícificados, algunos deformados por carga litostática, con abundante materia orgánica y por mudstone blanco a crema, ligeramente arcilloso, en partes de aspecto laminar y cretoso, porosidad primaria intergranular de $\pm 3\%$.

La edad se determinó por marca eléctrica y con la asociación faunística: *Calpionella elliptica*, *Calpionella alpina*, *Tintinospsella carpatica*; estos sedimentos subyacen de forma discordante por falla al Jurasico Superior Kimmeridgiano.

2.2.3.2 Jurásico Superior Kimmeridgiano (4050-4110 m). Espesor 60 m

Litológicamente está constituido de mudstone blanco a crema, en partes gris, ligeramente arcilloso, suave, de aspecto cretoso, con porosidad secundaria intercrystalina de $\pm 3-4\%$; con delgadas intercalaciones de dolomía café oscuro y gris, en partes de aspectos sacaroide, de grano fino a medio con porosidad secundaria intercrystalina $\pm 4\%$; ocasionalmente con impregnación de aceite de fluorescencia amarillo claro compacta; con pirita diseminada.

La cima se determino por marca eléctrica y con la presencia del fósil índice *Rhaxella sorbyana*. Sobreyace discordantemente por falla inversa al Cretácico Inferior Autóctono e intrayace en posición normal al Jurásico Superior Tithoniano.

2.2.3.3 Jurásico Superior Tithoniano (3665-4050 m). Espesor 356m

Este paquete sedimentario está representado por mudstone café oscuro, gris, claro a negro de aspecto bituminoso, con abundante materia orgánica suave, con porosidad secundaria en fracturas de $\pm 2\%$, con escasa pirita diseminada, e intercalaciones de delgados horizontes de mudstone-wackestone de saccocomas gris claro, a negro café claro, semiduro, con porosidad secundaria en fracturas de $\pm 3\%$, y pirita diseminada; esporádicas microlaminaciones de lutita café oscuro y gris oscuro, compacta calcárea, con abundante materia orgánica.

La cima se determino por correlación de la marca eléctrica y con la parición de los fósiles índices *Crasicollaria párvula*, *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*. Sobreyace concordantemente al Jurásico Superior Kimmeridgiano e infrayece de igualforma al Cretácico Inferior.

2.2.3.4 Cretácico Inferior (3385-3665). Espesor 280 m

Representando litológicamente por wackestone de tintinidos gris verdoso y gris claro, bentonítico, compacto, con porosidad primaria intergranular y escasas fracturas de \pm 3-4%; con intercalaciones de delgados horizontes de mudstone bentonítico gris claro y gris verdoso, compacto, sin porosidad observable; bien consolidada en matriz mitrica y con contactos estilolíticos rellenos con limo de cuarzo y arcilla; escaso fracturamiento en varias direcciones, algunas fracturas remplazadas por calcita y otras abiertas, contactos estilolíticos de alta amplitud rellenos con limo de cuarzo y arcilla.

La cima se determino por marca eléctrica y con la asociación faunística de *Globigerinelloides ferreolensis*, *Hedbergella gorbachikas*, *Cadosina sp.* Se encuentra sobreyaciendo concordantemente al Jurásico Superior Tithoniano y subyace de forma normal al Cretácico Medio.

2.2.3.5 Cretácico Medio (3285-3385 m). Espesor 100 m.

Litológicamente está constituido por mudstone-wackestone de bioclástos e intraclástos, crema y café claro, compacto, ligeramente arcilloso, esporádicas fracturas selladas por calcita y microlaminaciones de material bituminoso negro, y algunas líneas estilolíticas, porosidad secundaria intercrystalina y en fracturas de \pm 2-3%; con intercalaciones de delgados horizontes de bentonita verde claro; presencia de pedernal ámbar, gris oscuro y negro.

La cima se determinó por marca eléctrica y con la asociación faunística *Globigerinelloides bentonensis*, *Rotalipora appenninica*, *Hedbergella similis*, *Hedbergella planispira*, *Clacisphaerula innominada*, *Radiolarios calcificados*. Sobreyace en posición normal al Cretácico Inferior e infrayace de igual forma a la Brecha TP-KS.

2.2.3.6 Brecha Terciario Paleoceno-Cretácico Superior (BTP-KS) (3110-3255 m). Espesor 175 m

Esta edad (BTP-KS) está constituida por dos paquetes sedimentarios:

Paquete A.- Brecha sedimentaria dolomitizada, constituida por cláustos angulosos a subangulosos (0.5-7 cm) de microdolomía gris y mesodolomía gris verdosa y crema, con cristales anhedrales, subeuhedrales a euhedrales de textura xenótopica e idotópica, con porosidad secundaria intercrystalina, cavidades por disolución y fracturas de 5-7 %, con organismos disueltos y remplazados por dolomita, con impregnación de aceite pesado; y biocláustos de wackestone y packestone de *Gasterópodos* y *Millólidos* café claro y gris verdoso, dolomitizado; con esporádicos fragmentos de mudstone bentonítico gris verdoso y gris claro, compacto, sin porosidad observable; bien consolidada en cementante dolomítico y matriz bentonítica.

Paquete B.- Dolomia crema y gris claro, micro a mesocrystalina, con porosidad secundaria intercrystalina, yugular y en fracturas de \pm 4-6%, con ligera impregnación de aceite pesado, con intercalaciones de esporádicos horizontes de bentonita verde, suave y microlaminaciones de lutita café rojizo, semidura, ligeramente calcárea, con pirita diseminada.

La cima se determinó por cambio litológico y por correlación de registros geofísicos con un pozo cercano al pozo A, el ambiente de depósito corresponde a talud proximal. Sobreyace concordantemente al Cretácico Medio y subyace de forma normal al Paleoceno Inferior.

2.2.3.7 Paleoceno Inferior (3100-3110 m). Espesor 10m

Este paquete sedimentario esta constituida por lutita, café rojizo y gris verdoso, semidura ligeramente calcárea; con delgados horizontes de wackestone-packestone de biocláustos e intracláustos blanco a crema claro, duro y compacto, con porosidad secundaria intercrystalina y en fracturas \pm 3-4%.

La cima se determino con la aparición de los fósiles índice *Morozovella Trinidadensis* y *Morozovella Pseudobulloides*, sobreyace concordantemente a la Brecha TP-KS y subyace en posición normal al Paleoceno Superior.

2.2.3.8 Paleoceno Superior (3015-3100 m) Espesor 85 m.

Representado litológicamente por lutita verdosa y gris claro, en partes bentonítica, ligeramente calcárea, semidura a dura; con intercalaciones de mudstone-wackestone de bioclastos e intraclastos, blanco a crema claro, microcristalino, en partes fracturado, porosidad secundaria intercrystalina y en fracturas 3-4%; esporádicas microlaminaciones de lutita café rojizo de aspecto limolítico dura y laminar ligeramente calcárea.

La edad de estos sedimentos se determinó con la asociación faunística *Morozovella velascoensis* y *Planorotalites pseudomenardii*. Subyacen y sobreyacen en forma normal a las rocas sedimentarias del Eoceno Inferior y Paleoceno Inferior, respectivamente.

2.2.3.9 Eoceno Inferior (2780-3015 m). Espesor 235 m

Litológicamente está constituido de lutita gris verdoso y gris claro, semidura, ligeramente calcárea y bentonítica; con intercalaciones de mudstone.wackestone de bioclastos gris claro a blanco, de aspecto cretoso, microlaminaciones de bentonita verde olivo esporádicas microláminaciones de lutita café rojizo de aspecto limolítico dura y laminar ligeramente calcárea.

La cima se estableció con la aparición del siguiente conjunto faunístico: *Morozovella aragonensis* y *Acarinina pentacamerata*. Subyace en posición normal al Eoceno Medio y sobreyace al Paleoceno Superior.

2.2.3.10 Eoceno Medio (2670-2780 m). Espesor 110m

Constituida por lutita bentonítica gris verdoso y gris claro, semidura ligeramente calcárea con intercalaciones de delgados horizontes de mudstone arcilloso gris claro a blanco, de aspecto cretoso, duro, sin porosidad observable y microlaminaciones de bentonita verde.

La cima de esta edad se determinó con la siguiente asociación faunística: *Truncorotaloides topilensis*, *Truncorotaloides rohri*, *Morozovella spinulosa* y *Mozarella iehner*. Estatigráficamente se encuentra en posición normal subyaciendo a los sedimentos del Eoceno Superior y sobreyaciendo a los sedimentos del Eoceno Inferior.

2.2.3.11 Eoceno Superior (2610-2670 m). Espesor 60m

Constituido principalmente por lutita bentonítica gris verdoso y gris claro, semidura, ligeramente calcárea.

La edad se determinó con la primera aparición de la siguiente asociación faunística: *Turborotalia cerroazulensis*, *Hantkenina alabamensis*, *Turborotalia centralis*. Estratigráficamente se encuentra en posición normal subyaciendo a los sedimentos del Oligoceno Inferior y sobreyaciendo al Eoceno Medio.

2.2.3.12 Oligoceno Inferior (2580-2610 m). Espesor 30 m

Este paquete sedimentario esta constituido por lutita gris verdoso, suave plástica y calcárea.

La edad se determinó con la aparición de los fósiles índice *Globigerina ampliapertura* y *Globigerina tripartita*. Sobreyace concordantemente al Eoceno Superior y subyace con discordancia al Mioceno Inferior.

2.2.3.13 Oligoceno Medio (Ausente)

2.2.3.14 Oligoceno Superior (Ausente)

2.2.3.15 Mioceno Inferior (2405-2580m). Espesor 175m

Constituido principalmente por lutita gris claro a gris verdoso, calcárea ligeramente bentonítica, semidura; ocasionalmente arenosa con delgadas intercalaciones de mudstone arcilloso blanco, en partes de aspecto cretoso, semimduro, sin porosidad observable, con pirita diseminada.

Se determino la edad de estos sedimentos con la aparición de fósiles como *Glorobotalia fohsi peripheroacuta*, *Glorobotalia fohsi peripheroronda*, *Glorobotalia scitula scitula*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *Globigerinoides trilobus immaturus*. Este paquete se encuentra en posición disocordante sobre las rocas del Oligoceno Inferior y concordante con el Mioceno Medio.

2.2.3.16 Miocenos Medio (2305-2405m). Espesor 100m

Está compuesto por lutita gris claro y gris verdoso, ligeramente calcárea, ocasionalmente de aspecto bentonítico, semidura a dura con intercalaciones de arenisca gris claro de grano fino a medio arredondado a subarredondado cementada en matriz arcillo calcárea con porosidad primaria intergranular de $\pm 6\%$.

Se determino la edad con la primera aparición del conjunto faunístico integrado por *Globigerina nephentes*, *Globigerinoides ruber*, *globigerinoides trilobus trilobus*. Estos sedimentos sobreyacen en forma normal a los estratos del Mioceno Inferior y subyacen concordantemente a rocas del Mioceno Superior.

2.2.3.17 Mioceno Superior (1900-2305m) Espesor 405m

Litológicamente esta constituido por lutita gris claro y gris verdoso, ligeramente calcárea y arenosa, ocasionalmente de aspecto betonítico; en alternancia con ligeros horizontes de mudstone-wackestone de biocláston e intracláston crema, cretoso, sin porosidad observable.

Se determino la edad con la aparición de la asociación *Globorotalia menardii*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *globigerinoides trilobus trilobus*, *Globigerinoides trilobus immaturus*. Estos sedimentos sobreyacen y subyacen en forma concordante respectivamente con el Mioceno Medio y Plioceno.

2.2.3.18 Plio-Pleistoceno (FM 184-1900m) Espesor 1716m

Constituido principalmente por lutita gris verdoso y gris oscuro, suave a semidura, plástica, ligeramente calcárea, en ocasiones bentonítica; con horizontes de mudstone crema y café claro, semiduro, en partes dolomítico, sin porosidad observable; con intercalaciones de arena de cuarzo lechoso a traslucido, de granos subangulosos a subredondeados.

2.3 SISTEMAS PETROLEROS

Un sistema petrolero es un sistema geológico que abarca las rocas generadoras de hidrocarburos relacionadas e incluye a todos los elementos y procesos geológicos que son esenciales para la existencia de una acumulación de hidrocarburo (Fig. 2.5).

El sistema describe los elementos interdependientes y los procesos que constituyen la unidad funcional que crea las acumulaciones de hidrocarburos. El sistema petrolero incluye la zona de maduración de la roca madre, la red de distribución natural, y los acontecimientos de petróleo descubiertos genéticamente relacionados. La presencia de petróleo es la prueba de que un sistema existe.

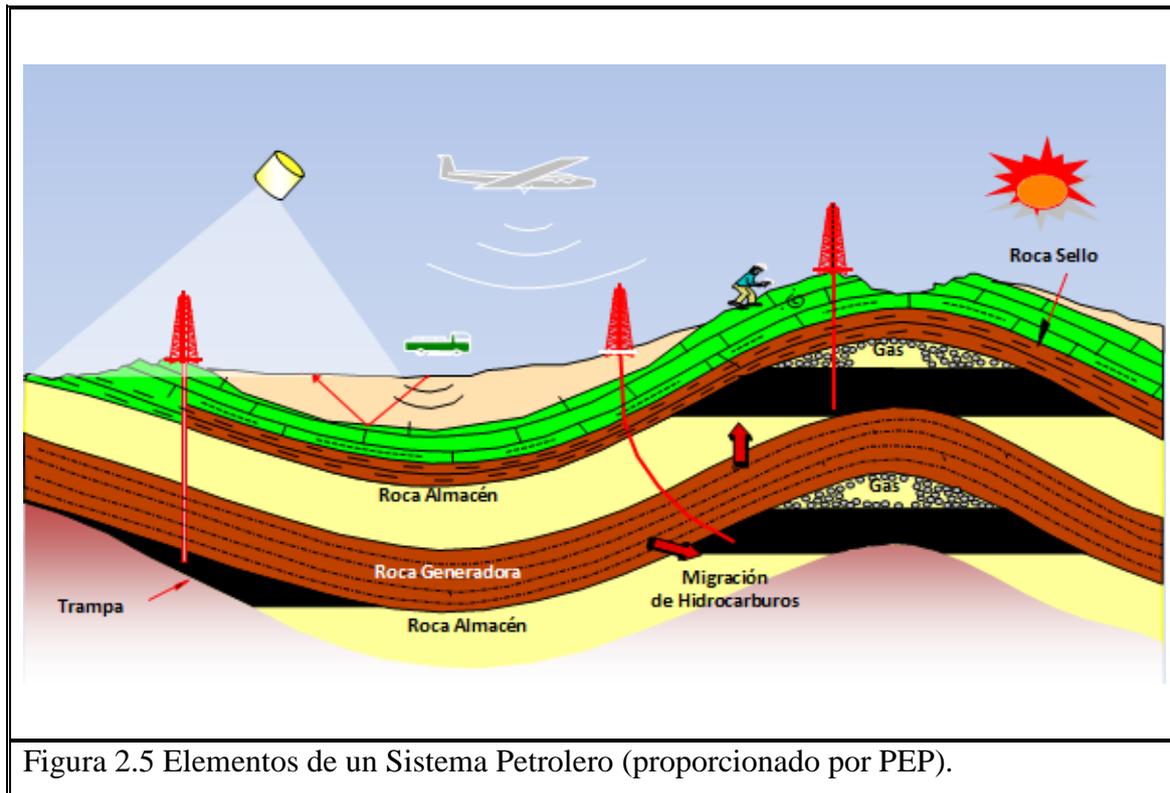


Figura 2.5 Elementos de un Sistema Petrolero (proporcionado por PEP).

La zona de maduración de la roca madre es parte del sistema petrolero porque es la procedencia de estos acontecimientos relacionados del petróleo. La red de distribución es la trayectoria de migración a las acumulaciones descubiertas, filtradas y vistas (Barrios, 2008).

El Modelado de los sistemas Petroleros es un modelo numérico (digital) de datos de un sistema petrolero completo en el cual los procesos interrelacionados y sus resultados pueden simularse para comprenderlos y predecirlos. El modelo de un Sistema Petrolero es dinámico lo cual significa que el Modelo de los Sistemas Petroleros proporcionan un registro completo de la generación, migración, acumulación y pérdida del aceite y gas en un sistema petrolero a través del tiempo geológico (Bjorn, 2006).

Los elementos esenciales de un sistema petrolero son las siguientes:

- ❖ Roca madre: (generación) debe contener bastante materia orgánica (mínimo 3% de materia orgánica para que pueda generar hidrocarburo) para generar grandes volúmenes de hidrocarburos.

- ❖ Roca reservorio: (almacén) debe ser bastante permeable para que el petróleo fluya libremente.
- ❖ Roca sello: debe ser lo suficiente impermeable para evitar que el crudo se escape.
- ❖ Roca de sobrecarga: debe poseer condiciones de presión temperatura y tiempo esenciales para que se de el a cabo un sistema petrolero.

Los sistemas petroleros tienen dos procesos:

- ❖ Formación de trampa.
- ❖ Generación, migración y acumulación de hidrocarburos.

Los elementos y procesos esenciales para que se lleve a cabo un sistema petrolero deben colocarse correctamente en el tiempo y espacio a fin de que la materia orgánica incluida en una roca madre pueda convertirse en una acumulación de petróleo. Un sistema petrolero existe donde todos los elementos y procesos esenciales se producen o se piensa que tienen una oportunidad razonable o probabilidad de ocurrir (Barrios, 2008).

2.3.1 TRAMPA PETROLÍFERA

Una trampa petrolífera o trampa de petróleo es una estructura geológica que hace posible la acumulación y concentración del petróleo, manteniéndolo atrapado y sin posibilidad de escapar de los poros de una roca permeable subterránea. El petróleo así acumulado constituye un yacimiento petrolífero y la roca cuyos poros lo contienen se denomina roca almacén.

Tipos de trampa petrolífera:

- ❖ Trampa estratigráfica: cuando se produce por un aumento de la permeabilidad de la roca almacén o bien un acuñamiento de ésta. En ambos casos los hidrocarburos fluyen hacia la parte superior del estrato.

- ❖ Trampa estructural: cuando la causa es tectónica. Puede ser una falla que ponga en contacto una roca impermeable con otra porosa, produciendo un escalón en donde se acumula el petróleo, o más frecuentemente por un pliegue anticlinal, que forma un recipiente invertido en el que queda atrapado el petróleo en su lenta huída hacia la superficie. También son trampas de tipo estructural las acumulaciones de petróleo que se pueden producir en un domo salino.
- ❖ Trampa mixta: combinación de trampa estratigráfica y trampa estructural.

2.3.1.1 Trampa de rocas bituminosas.

A veces la concentración es tan alta que los gases comprimen con fuerza, y sumado esto a la compresión por las fuerzas tectónicas provoca que las capas superior e inferior de arcillas o margas terminen por empaparse de petróleo a pesar de su resistencia a la permeabilidad, transformándose en lo que se denomina rocas bituminosas o esquistos bituminosos.

La misma resistencia que ofrecen a coger petróleo la presentan a dejar escapar el petróleo que contienen, por lo que este recurso natural no ha sido tradicionalmente considerado como reserva natural de petróleo por la industria extractora de crudo. El avance futuro de la tecnología y el previsible aumento del precio del petróleo conforme se vaya agotando en el futuro podría convertir en económicamente rentable la extracción a partir de rocas bituminosas, aumentando así en gran medida las reservas mundiales de este importante y cada vez más escaso recurso natural.

2.3.2 MIGRACIÓN

El petróleo se compone de un conjunto de numerosas sustancias líquidas distintas, los hidrocarburos, que son menos densos que el agua, por lo que tienden a flotar en ella. Esto produce un movimiento de migración del petróleo desde el momento que se forma, a partir de restos de plancton, hacia la superficie del suelo, viajando a través de los poros de rocas permeables (Fig. 2.6).

Una vez que aflora a la superficie, formando la llamada fuente o manantial de petróleo, va desapareciendo con los años, pues los volátiles escapan a la atmósfera y el resto de hidrocarburos van siendo capturados por microorganismos que se alimentan de ellos, pasando de ahí al resto de la cadena trófica de seres vivos de los ecosistemas.

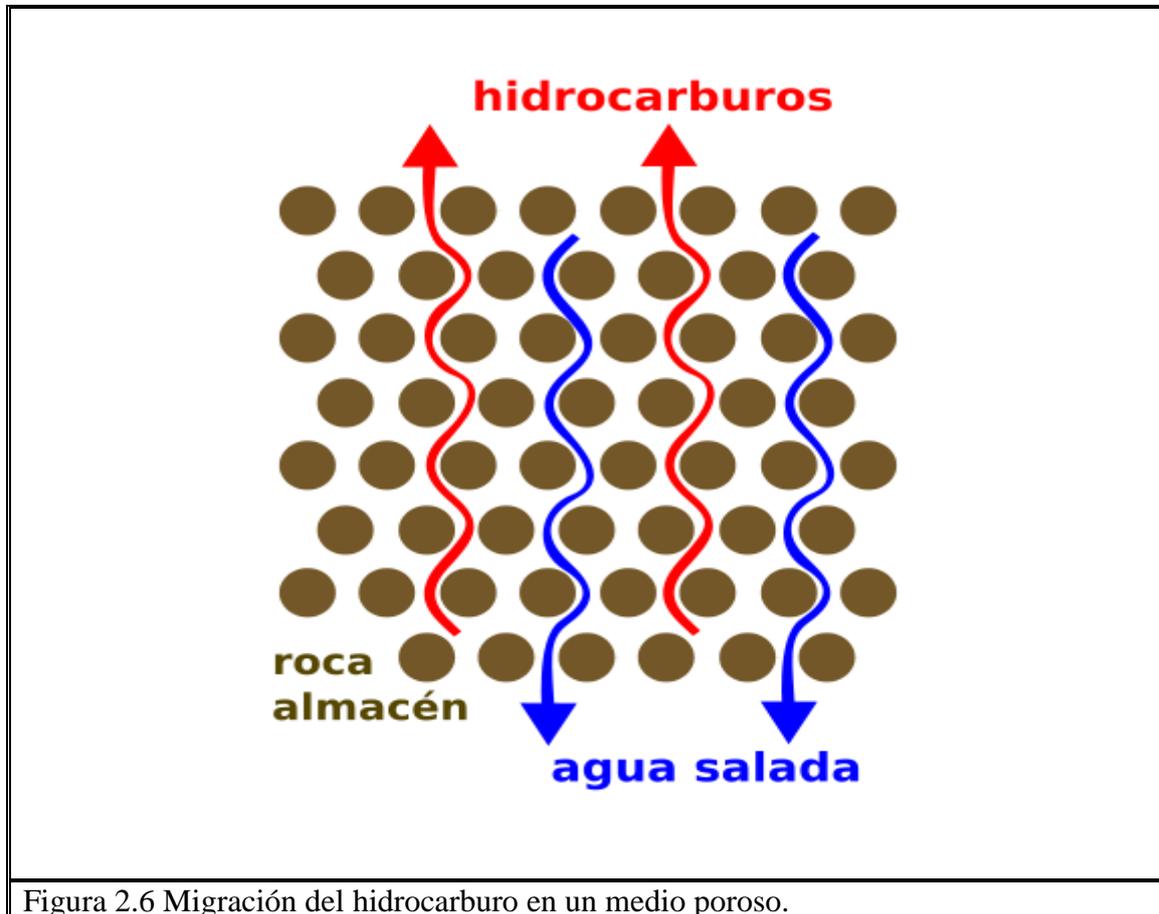


Figura 2.6 Migración del hidrocarburo en un medio poroso.

2.3.3 YACIMIENTOS PRIMARIOS Y SECUNDARIOS.

El yacimiento de petróleo puede ser primario, cuando se encuentra en la misma roca en la que se ha formado, o bien ser un yacimiento secundario, cuando se formó en un sitio lejano y ha ido fluyendo hasta el lugar en el que yace ahora, movimiento con el que cambiaron algunas de sus propiedades.

Lo normal en un yacimiento primario es encontrar la siguiente disposición: una capa superior de arcilla impermeable, por debajo de ella una capa de arenas impregnadas de gas natural (hidrocarburos gaseosos), por debajo arenas impregnadas de petróleo (hidrocarburos líquidos) y, por último, una capa inferior de arenas impregnadas de agua salada. Con esta colocación, el estrato impermeable superior atrapa al petróleo en el mismo sitio donde se formó y no deja que escape, sólo puede separarse siguiendo un gradiente de densidad del agua salada que contenía (más densa) y del llamado gas natural (grupo de gases menos densos que el petróleo).

Desde el punto de vista económico, los yacimientos primarios son de modesta rentabilidad, pues la cantidad acumulada de reserva petrolífera es pequeña y además el petróleo no está muy concentrado, por lo que su extracción es lenta. En un yacimiento secundario, la llegada continua de hidrocarburos hasta una trampa de petróleo hace que se acumule en una cantidad y concentración lo suficientemente importantes como para hacer muy rentable la extracción del crudo.

2.4 PLAY SUBSALINO

2.4.1 Play subsalino

El objetivo central del presente trabajo de tesis fue el modelado de estructuras relacionadas con la tectónica salina y la visualización de los sedimentos por debajo de estas estructuras geológicas, para la evaluación de un posible play subsalino, por tanto primero que nada se definirá que es un play subsalino; así que podemos decir que un play subsalino, es un tipo de play prospectivo en el cual los hidrocarburos se encuentran por debajo de espesores de sal (Fig. 2.7).

El Golfo de México contiene muchos campos subsalinos productores, en todo el mundo se están explorando áreas similares. Los plays subsalinos se caracterizan por cuerpos tabulares de sal alóctona que se presentan generalmente en lenguas, sabanas, napas o canopies (Montgomery y Moore, 1997).

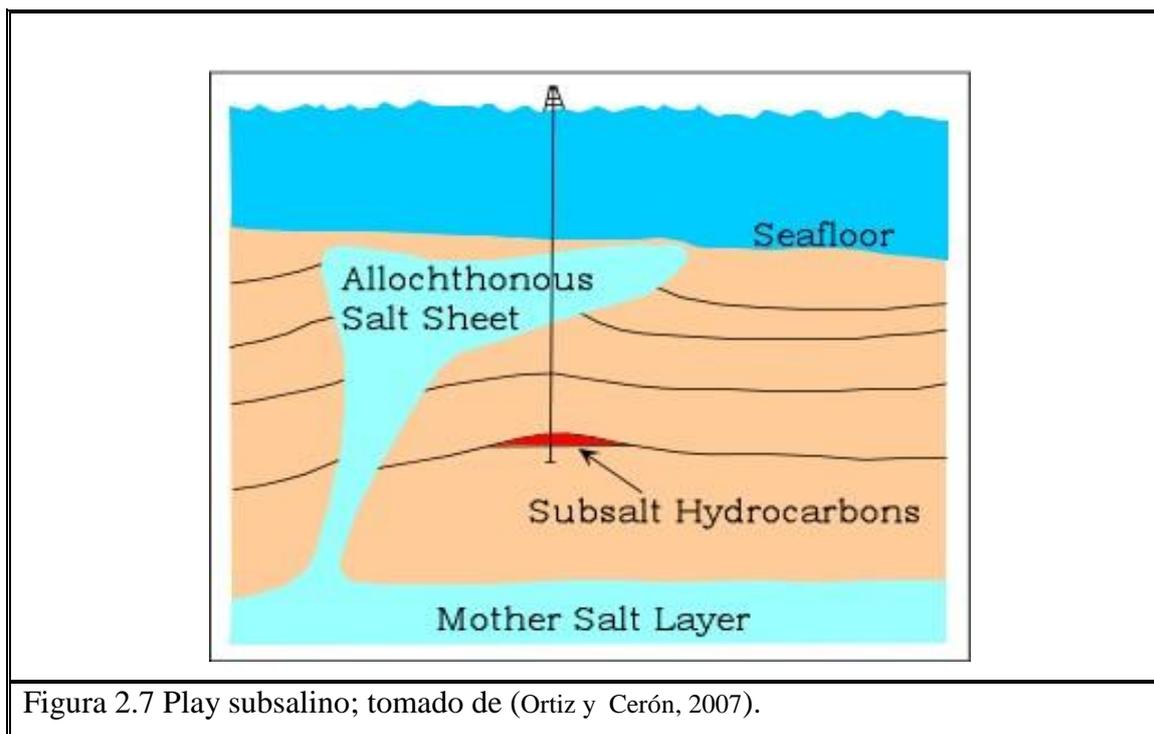


Figura 2.7 Play subsalino; tomado de (Ortiz y Cerón, 2007).

Hasta hoy en día muchos exploradores no han podido detectar los prospectos de bajo de la sal debido a que la sísmica convencional provee imágenes muy pobres en las zonas por debajo de la sal, por lo que se dificulta mapear las trampas adecuadamente.

2.4.2 Mecánica de la sal

En los últimos 70 años en la literatura sobre tectónica salina prevaleció la opinión que los mecanismos que dominaban la tectónica de la sal era su flotabilidad (Jackson, 1995, 1997). Los sedimentos se conciben como un fluido denso; este líquido (sedimentos) se hundiría en una capa de sal menos densa, desplazando a la sal hacia arriba para formar diapiros. Jackson y Talbolt, 1991, lo definieron como “masas de sal que fluyen dúctilmente y parecen haber traspasado discordantemente o invadido los sedimentos de sobrecarga”. Las interpretaciones modernas de tectónica salina, consideran a la carga de fuerza diferencial como la fuerza dominante en la conducción del flujo de la sal, sin embargo, la flotabilidad todavía puede ser importante en algunas circunstancias; pero ya no se considera un factor importante en la iniciación del diapirismo (Hudec y Jackson, 2007).

Existen tres tipos de carga que pueden conducir el flujo de la sal: la carga de gravedad, la carga de desplazamiento y la carga térmica. La carga gravitacional es producida por una combinación de los pesos de las rocas que cubre la sal y las fuerzas gravitacionales del cuerpo dentro de la sal (Hudec y Jackson, 2007). Porque la sal se comporta como un fluido en escalas de tiempo geológico, es conveniente simplificar los efectos de carga de gravedad utilizando el concepto de carga hidráulica en estática de fluidos (Kehle, 1988), que dice que todos líquidos fluirán en respuesta a gradientes de cabeza, de las zonas de gradientes de cabeza alto a la de cabeza baja; por el contrario, si la carga hidráulica está en todas partes constante, el líquido permanecerá en reposo.

La carga hidráulica total tiene dos componentes: la elevación de cabeza y presión. Elevación de la cabeza, es la elevación de una partícula de fluido por encima de algunos puntos arbitrarios horizontalmente. Presión es la altura de una columna de líquido que podría ser apoyado por la presión ejercida que cubre la roca (Hudec y Jackson, 2007). Matemáticamente,

$$h = z + \frac{P}{\rho_s g} \quad (2.1)$$

Donde:

h, es la altura total

z, es la elevación de la cabeza (elevación por encima de un punto horizontal),

P, es la presión litostática ejercida por la sobrecarga,

ρ_s , es la densidad de la sal

g, es la aceleración de la gravedad

Sustituyendo $\rho_s g t$ de la presión litostática, la ecuación se simplifica a:

$$h = z + \frac{\rho_o t}{\rho_s} \quad (2.2)$$

Donde:

ρ_o , es la densidad promedio de sobrecarga

t, es el espesor de la sobrecarga.

Con la respuesta de la carga gravitacional, se puede predecir fácilmente situaciones geológicas simples, mediante la estimación de la cabeza de gradiente (Fig. 2.8).

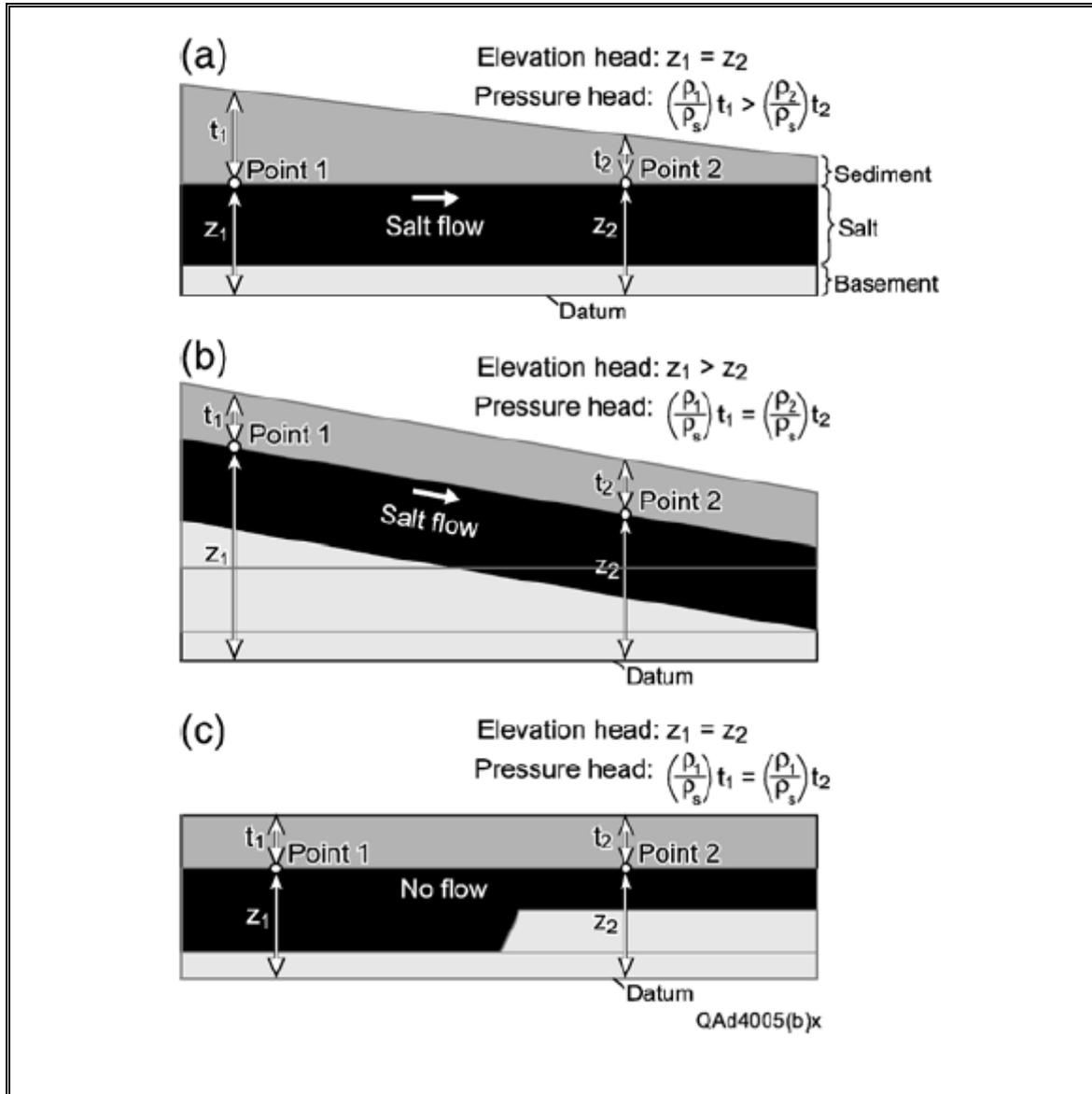


Figura 2.8 Ejemplos de gradiente hidráulico. (A) Un espesor de sedimentos lateralmente variable, por encima de una capa de sal produce un gradiente de presión de la cabeza del punto 1 al punto 2, pero sin gradiente elevación de la cabeza. La sal fluirá de izquierda a derecha a lo largo del gradiente de presión de la cabeza. La variación de la carga puede producir por la sedimentación (por ejemplo, el delta de un río) o por la erosión. (B) Un espesor uniforme de sedimentos por encima de una capa de sal con una inclinación en su base, la inclinación de la base de capa de la sal produce una elevación del gradiente de la cabeza del punto 1 al punto 2, pero no genera presión de la cabeza gradiente. La sal de fluirá de izquierda a derecha por la elevación de la cabeza gradiente. (C) Un espesor uniforme por encima de una capa de sal variante la cual se encuentra sobre una base plana, no producen gradiente de elevación, ni presión; la sal permanece en reposo debido a que no hay gradiente hidráulico. (Tomado de Hudec y Jackson, 2007).

Los movimientos o flujos, resultantes de desplazamientos forzados por el límite de un cuerpo de roca con respecto a otro, son definidos por Suppe, 1985; en la tectónica salina este tipo de flujo o desplazamiento (carga de desplazamiento) son producidos cuando los flancos de una cuenca se mueven ya sea por extensión o compresión (Fig. 2.9).

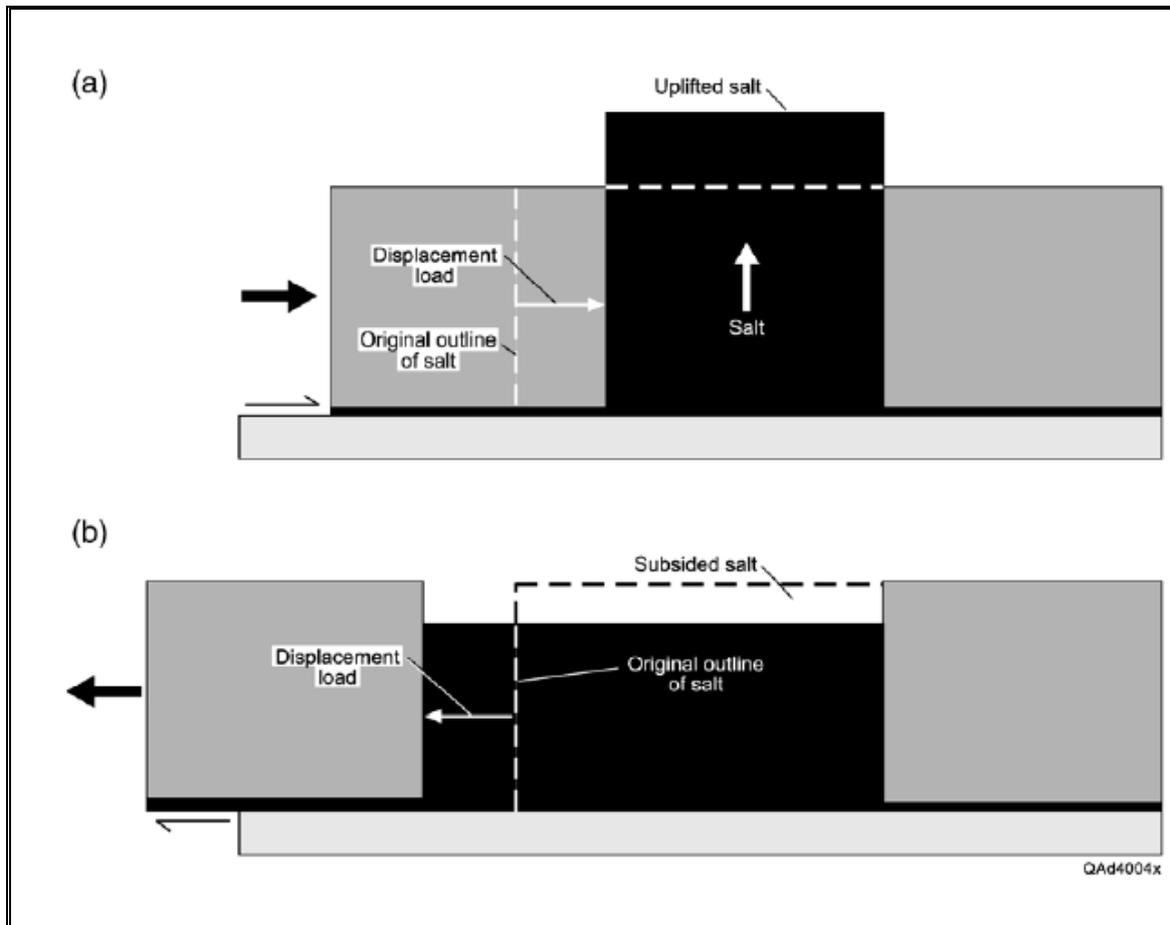


Figura 2.9 Esquema de diagramas que demuestran los efectos de la carga de desplazamiento sobre estructuras preexistentes con sal. (A) Durante la compresión, la sal se mueve horizontalmente debido al movimiento hacia dentro de uno o ambos flancos de la estructura. La carga de desplazamiento horizontal a continuación, excede la vertical de la carga gravitatoria, lo que obligó el flujo de la sal. En un ejemplo natural, la sal fluiría a lo largo de la superficie del sedimento en lugar de formar una columna vertical. (B) En la extensión, la sal se desplaza horizontalmente por el movimiento hacia el exterior de uno o ambos flancos. (Tomado de Hudec y Jackson, 2007).

Los resultados de carga térmica son el producto de los cambios de volumen causada por los cambios de temperatura. La sal caliente se expande y se mueve por convección. Los efectos de la convección térmica

en diapiros no han sido nunca probados, pero parece razonable que los efectos térmicos podrían ayudar a la evacuación de sal (Hudec y Jackson, 2007).

2.4.3 Formación de los domos salinos.

Los flujos de sal generalmente producen anticlinales y domos. En muchos lugares los depósitos delgados de sal han sido sepultados a gran profundidad por otros sedimentos. La densidad de la sal permanece casi constante con la profundidad, mientras que los sedimentos, que inicialmente tienen densidad relativamente baja debido a su alta porosidad, con la profundidad pierden su porosidad y se compactan, de esta forma, su densidad aumenta. A profundidades críticas (regularmente menores a 1000m), la sal es menos densa que los sedimentos encajonantes y es “flotante” (Ortiz y Cerón, 2007).

Bajo ciertas condiciones de presión, temperatura y tiempo, la sal se comporta como un fluido muy viscoso y con la “flotabilidad” que posee, se puede producir un flujo de sal moviéndose hacia arriba, en forma de almohadas o domos. Durante este proceso la sal puede arquear los sedimentos sobreyacentes y algunas veces intrusión dentro de ellos, al mismo tiempo que se produce subsidencia en el área de desalojo de la sal. Los domos de sal tienden a formarse a lo largo de fallas regionales que pueden ser zonas de debilidad (Ortiz y Cerón, 2007).

Según Ortiz y Cerón, 2007 debido al gran contraste de impedancia acústica, la cima del domo de sal (casquete o “cap rock”) o de la almohadilla de sal puede ser un reflector fuerte. La sal frecuentemente esta interestratificada con rocas muy competentes que se rompen en bloques cuando son socavadas por el movimiento de la sal, y terminan siendo bordes que generan difracciones, por ello, definir el flanco del domo de sal de forma precisa puede ser sísmicamente difícil debido a que el flanco puede ser vertical o incluso sobresalir.

Para que la sal emplazada en los sedimentos pueda crecer como un diapiro por medio de los tres tipos de carga que conducen el flujo de la sal, el espacio que ocupaba la roca sobre o alrededor de la sal, debe de ser suprimida o desplazada previamente; esto

puede ocurrir según Hudec y Jackson, 2007 en cuatro procesos de sobrecarga (Fig. 2.10).

En primer lugar, la sobrecarga puede ser prolongada, dando lugar a un diapiro reactivo, el cual se encuentra en aumento entre bloques de falla separados; en segundo lugar, los costados o flancos de la sobrecarga de sedimentos se pueden levantar y girar alrededor del diapiro, abriendo paso al diapiro alrededor y sobre de los sedimentos en un diapirismo activo; en tercer lugar, el techo del diapiro puede ser removido por la erosión; y por último, la sal puede ser emplazada sobre una falla de empuje y movilizada a lo largo de la línea de faya.

Se dice que existe diapirismo pasivo (Fig 2.10) cuando la sal se deposita y es expuesta en la superficie del sedimento; en este modo el diapiro aumenta continuamente con respecto a los estratos circundantes y queda expuesto mientras que los sedimentos se acumulan alrededor (Hudec y Jackson, 2007). Estratos sedimentarios pueden depositarse a los flancos del diapiro en el diapirismo pasivo; pero pocos sedimentos o casi nulos se depositan sobre el diapiro, y posteriormente ser removidos, produciendo una serie de características hacia arriba como camas y discontinuidades a lo largo del flanco del diapiro conocidas como secuencias halocinéticas (Giles y Lawton, 2002; Rowan et al, 2003).

2.4.4 Exploración subsalina en México

En la década de los 80's casi todos los datos de sísmica de reflexión en el Golfo de México se adquirieron en 2D, pero desde principios de los 90's, la mayoría de los datos sísmicos se adquirían en 3D, con lo cual hubo un gran avance en la exploración pues los datos 3D proporcionan una malla de datos bastante densa y están posicionados de forma más exacta cerca de los cuerpos de sal.

A finales de los 90's las imágenes sísmicas detalladas de los sedimentos debajo de los cuerpos salinos eran bastante raras puesto que las reflexiones sísmicas muchas veces quedan aisladas y distorsionadas por las superficies salinas rugosas y por las propiedades acústicas anómalas de la sal.

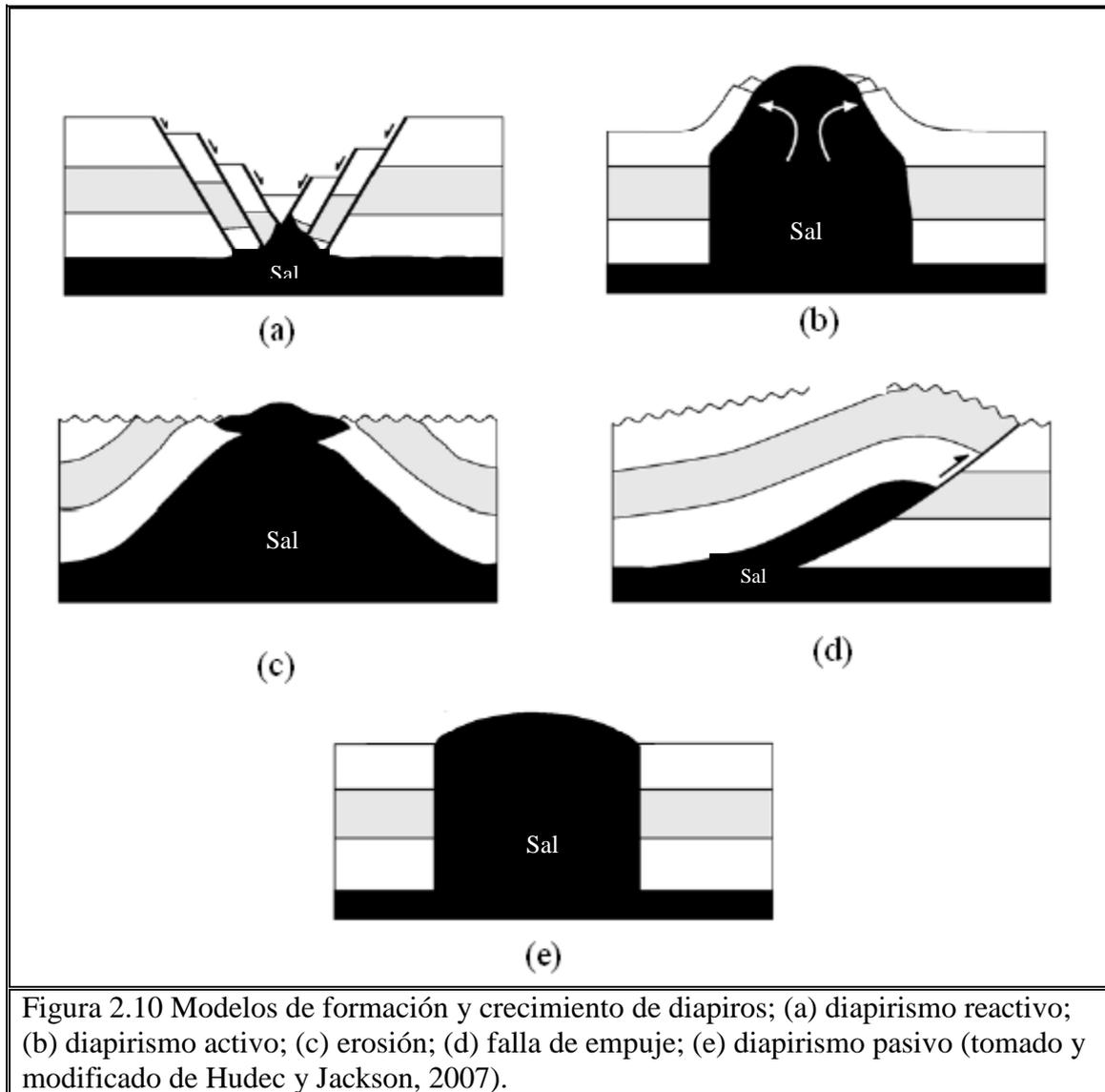


Figura 2.10 Modelos de formación y crecimiento de diapiros; (a) diapirismo reactivo; (b) diapirismo activo; (c) erosión; (d) falla de empuje; (e) diapirismo pasivo (tomado y modificado de Hudec y Jackson, 2007).

En esa década también, surgió una sofisticada técnica de procesamiento de datos sísmicos llamada *migración en profundidad 3D* que revolucionó la exploración subsalina de hidrocarburos. A pesar de que esta técnica ha existido por décadas fue usada muy poco porque requiere de software sofisticado y de un poder de cómputo bastante grande, lo cual incrementaba tremendamente el costo comparado con el procesamiento sísmico convencional en tiempo. Pero hoy en día, la necesidad que han creado los descubrimientos subsalinos más recientes y los avances tecnológicos, han hecho que la migración en profundidad sea económicamente factible. La migración convencional de los datos sísmicos de reflexión 3D es una técnica generalmente muy adecuada para obtener los rasgos geológicos en el Golfo de México.

La suposición básica de la migración en tiempo es que las propiedades acústicas de las capas del subsuelo no tienen variaciones abruptas de velocidad lateral, suposición que, se viene abajo en los casos en que se encuentran cuerpos salinos porque las ondas acústicas viajan mucho más rápido a través de los cuerpos de sal que de los sedimentos que los rodean. Por estas variaciones de velocidad la migración en tiempo es muy pobre en cuanto al posicionamiento correcto y en cuanto a la imagen de los eventos sísmicos subsalinos. En cambio, la migración en profundidad toma en cuenta las variaciones de velocidad tanto vertical como lateral del subsuelo de modo que se obtienen mejores imágenes subsalinas y más exactas. La migración en profundidad se puede hacer antes o después de apilar.

En los años más recientes, las compañías han emprendido un gran esfuerzo para mejorar las imágenes sísmicas en zonas con presencia salina. Existen extensos levantamientos 3D que cubren la mayor parte de las áreas con potencial subsalino en el Golfo de México y la mayoría de ellos fueron adquiridos y procesados en los 90's. Las compañías de exploración hoy en día pueden manipular y costear estos datos 3D para mejorarlos y poder definir con ellos, prospectos debajo de los cuerpos salinos.

CAPÍTULO III. MÉTODO SÍSMICO

3.1 INTRODUCCIÓN

La geofísica estudia la Tierra en su composición y dinámica, sobre la base de medidas de tipo físico que normalmente se realizan desde la superficie del planeta. Cuando este estudio tiene que ver con áreas relativamente pequeñas y profundidades que no sobrepasen máximo unos pocos kilómetros, para obtener un fin económico inmediato, se habla de geofísica aplicada, y el conjunto de métodos para obtener ese fin constituyen la prospección geofísica.

Se pueden inferir informaciones sobre la composición del subsuelo mediante algún parámetro físico medido en superficie, que puede ser la velocidad de una onda mecánica, o variaciones de un campo gravitacional producidas por diferencias de densidad, o la intensidad de una corriente asociada a la mayor o menor facilidad de propagación de las cargas eléctricas.

Los métodos ofrecen una forma de obtener información detallada acerca de las condiciones del suelo y rocas del subsuelo. Esta capacidad de caracterizar rápidamente las condiciones del subsuelo sin perturbar el sitio ofrece el beneficio de costos más bajos y menos riesgo, dando mejor entendimiento general de las condiciones complejas del sitio. Es necesario a menudo utilizar más de un método para lograr obtener la información deseada.

Para poder aplicar un método geofísico en una prospección, es necesario que se presente dos condiciones importantes:

- 1) Que existan contrastes significativos, anomalías que se pueden detectar y medir.
- 2) Que estos contrastes se puedan correlacionar con la geología del subsuelo.

3.2 MÉTODO SÍSMICO

Produciendo artificialmente un pequeño terremoto y detectando los tiempos de llegada de las ondas producidas, una vez reflejadas o refractadas en las distintas formaciones geológicas, se puede obtener una imagen muy aproximada de las discontinuidades sísmicas. Estas discontinuidades coinciden generalmente con las discontinuidades estructurales y estratigráficas.

Los métodos sísmicos se dividen en dos clases:

- El método sísmico de **reflexión** es el más empleado en prospección petrolífera ya que permite obtener información de capas muy profundas. Permite también la localización de los saltos de falla.
- El método sísmico de **refracción** es un método de reconocimiento general especialmente adaptados para trabajos de ingeniería civil, prospección petrolera, y estudio hidrogeológicos. Permite la localización de los acuíferos (profundidad del sustrato) y la posición y potencia del acuífero bajo ciertas condiciones.

En el presente trabajo de tesis se trabajó con el método sísmico de reflexión. Los objetivos de los estudios sísmicos de reflexión, son obtener imágenes sísmicas del subsuelo (secciones, planos de isotiempos y en profundidad, líneas compuestas, cubos, modelos de velocidades, etc), que permitan hacer la interpretación estructural y estratigráfica del subsuelo dentro de la industria petrolera; para localizar, delimitar y desarrollar yacimientos de hidrocarburos.

3.3 ONDAS ELÁSTICAS

Según Thomas (2002) cuando la Tierra rápidamente es desplazada o se distorsiona en algún punto, la energía impartida dentro de la Tierra por el origen de la distorsión puede ser transmitida en forma de ondas elásticas. Una onda es un disturbio

que se propaga entre o sobre la superficie de un medio. Las ondas elásticas satisfacen esta condición y también se propagan a través del medio sin causar deformación permanente sobre cualquier punto del medio. Las ondas elásticas son bastante comunes. Por ejemplo, el sonido que se propaga a través del aire como ondas elásticas, ó las ondas en el agua, que se propagan a través de la superficie de un estanque como ondas elásticas.

Las ondas elásticas en la superficie de un estanque ofrecen una analogía conveniente para la propagación de ondas a través de la Tierra. Cuando una roca es arrojada dentro de un estanque, la perturbación causada por la roca se propaga radialmente hacia el exterior en todas direcciones. Como las ondas se mueven hacia afuera de su fuente, nótese que hay dos formas distintas de observar la manera en que las ondas viajan. Esas formas distintas de puntos de vista son llamadas marcos de referencia (Thomas, 2002).

- 1) Podemos ver las ondas propagándose a través de la superficie del estanque estando encima del estanque. En cualquier momento, las ondas forman un anillo circular alrededor de la fuente con algún radio que es controlado por la velocidad en la cual las ondas se propagan a través del agua y el tiempo transcurrido desde la onda originada en la fuente. En este punto de vista, fijamos el tiempo y vemos el campo de onda en cualquier punto a través de toda la superficie.
- 2) Podemos ver esas mismas ondas, como se propagan a través de algún punto fijo en la superficie del estanque. Esto es, visualizar que en lugar de eso, se está observando las ondas desde encima del estanque, estamos en un pequeño bote en la superficie del estanque y registramos como el bote se mueve hacia arriba y hacia abajo con respecto al tiempo como las ondas se propagan al pasar bajo el bote. En este punto de vista, fijamos nuestra localización espacial y vemos el campo de onda en este punto en todas las veces (Thomas, 2002).

De esos dos puntos de vista obtenemos dos imágenes diferentes fundamentales de exactamente la misma onda. Asumimos que nuestra onda propagada hacia afuera desde la fuente, puede ser aproximada por una onda senoidal. Desde la primera

perspectiva, podemos examinar la onda en cualquier punto de la superficie del estanque en algún tiempo fijo (Thomas, 2002). Esa onda podría ser descrita como la que se muestra en la Figura 3.1.

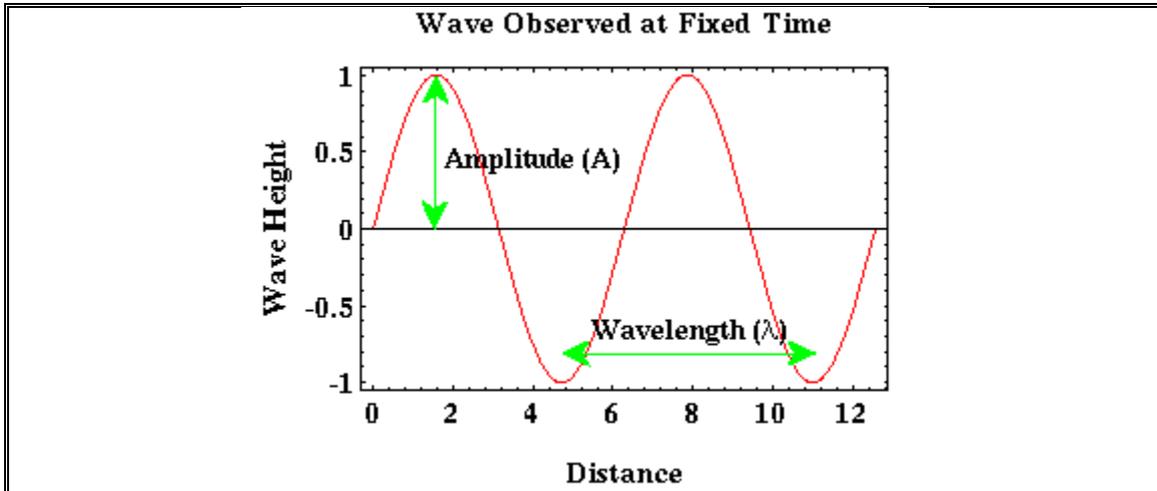


Figura 3.1 En este marco de referencia, la onda es definida por dos parámetros, la amplitud (amplitude) y la longitud de onda (Wavelength). La amplitud es la altura desde el pico hasta la base dividido por dos. Longitud de onda es la distancia sobre la cual una onda hace un ciclo completo (Ejemplo, desde un pico a otro pico, o de una base a la siguiente) (Tomado de Thomas, 2002).

Desde la segunda perspectiva, se puede examinar la onda en un punto fijo en la superficie del estanque como este se propaga pasándonos. Eso es, como varia en tiempo. Esa onda podría ser descrita en la Figura 3.2.

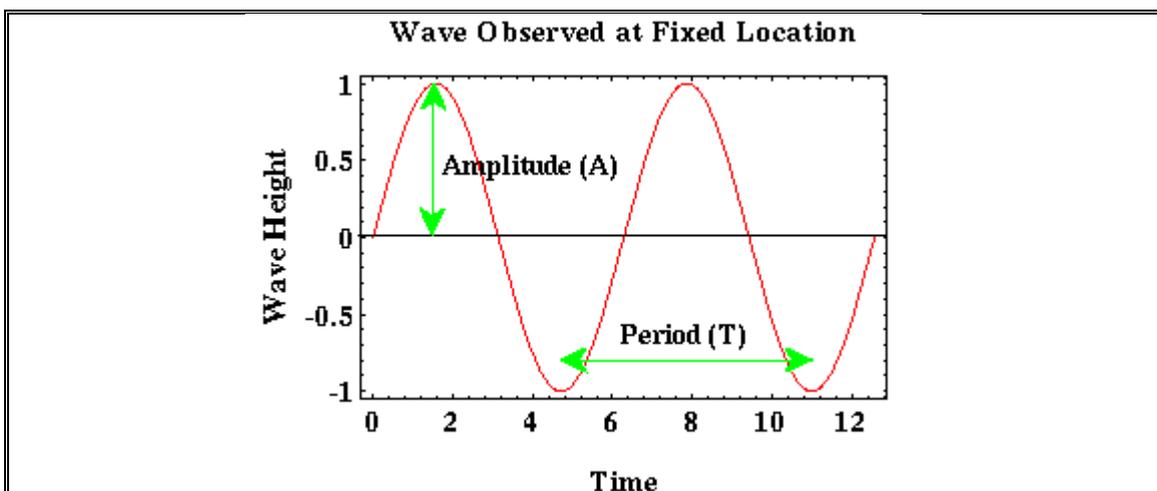


Figura 3.2 Con este marco de referencia la onda es descrita por una amplitud (amplitude) y un periodo (Period). La amplitud es la misma que describimos anteriormente. El periodo es el tiempo sobre el cual la onda es observada al completar un simple ciclo. Otra descripción comúnmente usada para relacionar el periodo es la frecuencia (frequency). La frecuencia no es mas que el recíproco del periodo. Si el periodo es medido en segundos (s), la frecuencia tiene unidades de Herz (Hz), 1/s (Tomado de Thomas, 2002)

3.4 TIPOS DE ONDAS SÍSMICAS

La teoría de la elasticidad nos dice que son posibles dos tipos de ondas elásticas (superficiales e internas) que viajan a través de la Tierra, y que son conocidas como ondas de cuerpo u ondas internas, las cuales pueden ser compresionales o de cizalla (Nava, 1997).

Ondas internas.

Ondas P. Las ondas compresionales son las que se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el medio (Fig. 3.3).

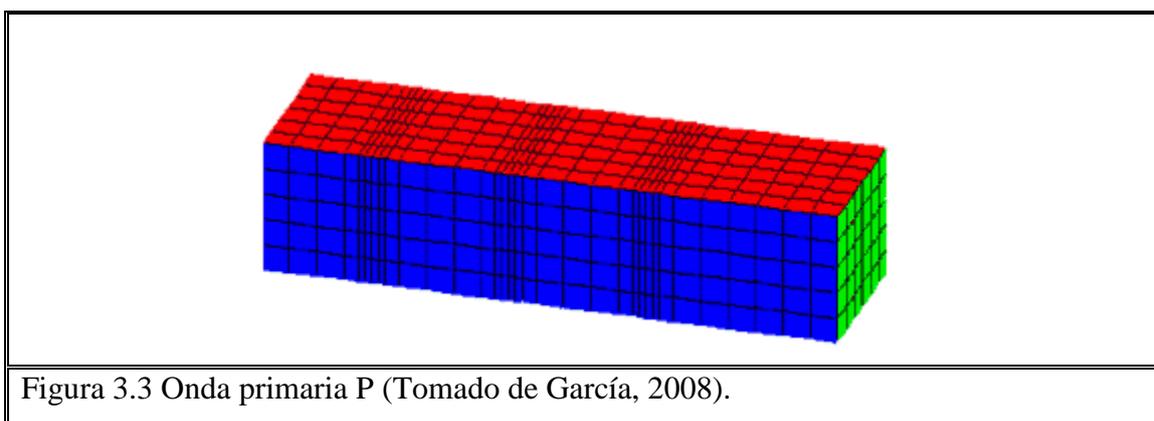


Figura 3.3 Onda primaria P (Tomado de García, 2008).

Ésta es la más veloz de todas las ondas sísmicas (más de 5 km/s en las rocas graníticas cercanas a la superficie, y alcanza más de 11 km/s en el interior de la Tierra) y, por lo tanto, es la primera en llegar a cualquier punto, en ser sentida y en ser registrada en los sismogramas, por lo que se llamó onda Primera o Primaria y de allí el nombre de P (en inglés se asocia también con push que significa empujón o empujar) (Nava, 1997).

Ondas S. Las ondas de corte o de cizalla, llamadas ondas S, son aquéllas en las cuales las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación, por lo que están asociadas con deformaciones del terreno de tipo de cizalla (Fig. 3.4).

La onda S es más lenta que la onda P. En una amplia gama de rocas su velocidad, V_s , es aproximadamente igual a la velocidad de la onda P, V_p , dividida entre $\sqrt{3}$ (esto es conocido como condición de Poisson). Como la onda S es la segunda en llegar se le llamó Secundaria, y de allí su nombre (en inglés se asocia con shake, que significa sacudir). Como los líquidos no pueden soportar esfuerzos cortantes, las ondas S no se propagan a través de ellos (Nava, 1997).

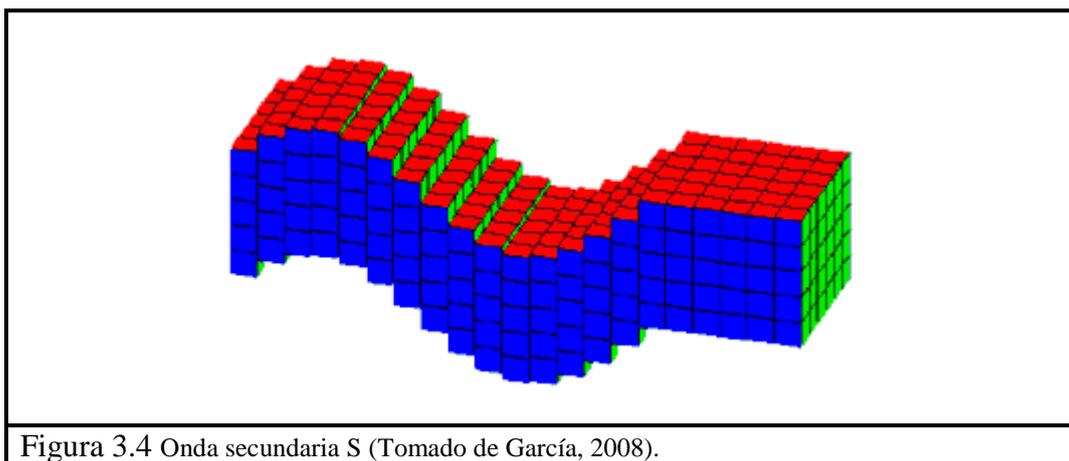


Figura 3.4 Onda secundaria S (Tomado de García, 2008).

Ondas superficiales

Nava (1997) menciona que además de las ondas que viajan a través del terreno, existen otras que lo hacen por la superficie, esto es, su amplitud es máxima en ésta y nula en las grandes profundidades; las dos tipos principales de ondas superficiales son las ondas Rayleigh y las Ondas Love.

Estas ondas pueden explicarse como causadas por la interferencia de las ondas de cuerpo (interacción de muchas de estas ondas que viajan en diferentes direcciones), y son más lentas que éstas. En el caso de los telesismos (los que ocurren a más de 1000 km de distancia del observador), las ondas superficiales llegan mucho después que las de cuerpo, y podemos apreciar que presentan dispersión; esto es, las ondas de diferentes frecuencias viajan con diferentes velocidades (Nava, 1997).

Ondas Rayleigh. Éstas, denotadas usualmente por R, o LR cuando son de periodo muy largo (Fig. 3.5), se deben a la interacción entre las ondas P y las SV

(componente vertical de la onda S), y el movimiento de cada partícula de la superficie del terreno al paso de la onda se da en forma de elipse retrógrada

Las ondas Rayleigh son las ondas más lentas con velocidades de grupo (la velocidad con que viaja la energía) que van de 1 a 4 km/s, estas ondas muestran varias curvas que corresponden a diversos modos de propagación de la onda Rayleigh; donde cada modo propio, modo fundamental es una forma en la cual puede vibrar el terreno de manera que se logre la interferencia constructiva que da lugar a las ondas superficiales (Nava, 1997).

Ondas Love (en inglés Love waves) son las denotadas usualmente por L, o G o LQ y son de periodo muy largo (Fig. 3.5). Se comportan de manera muy parecida a la descrita para las ondas Rayleigh, pero se deben a interferencia constructiva de ondas SH (componente horizontal de la onda S) solamente, por lo que no pueden existir en un semiespacio, sino que requieren al menos una capa sobre un semiespacio, donde pueda quedar atrapada parte de la energía sísmica.

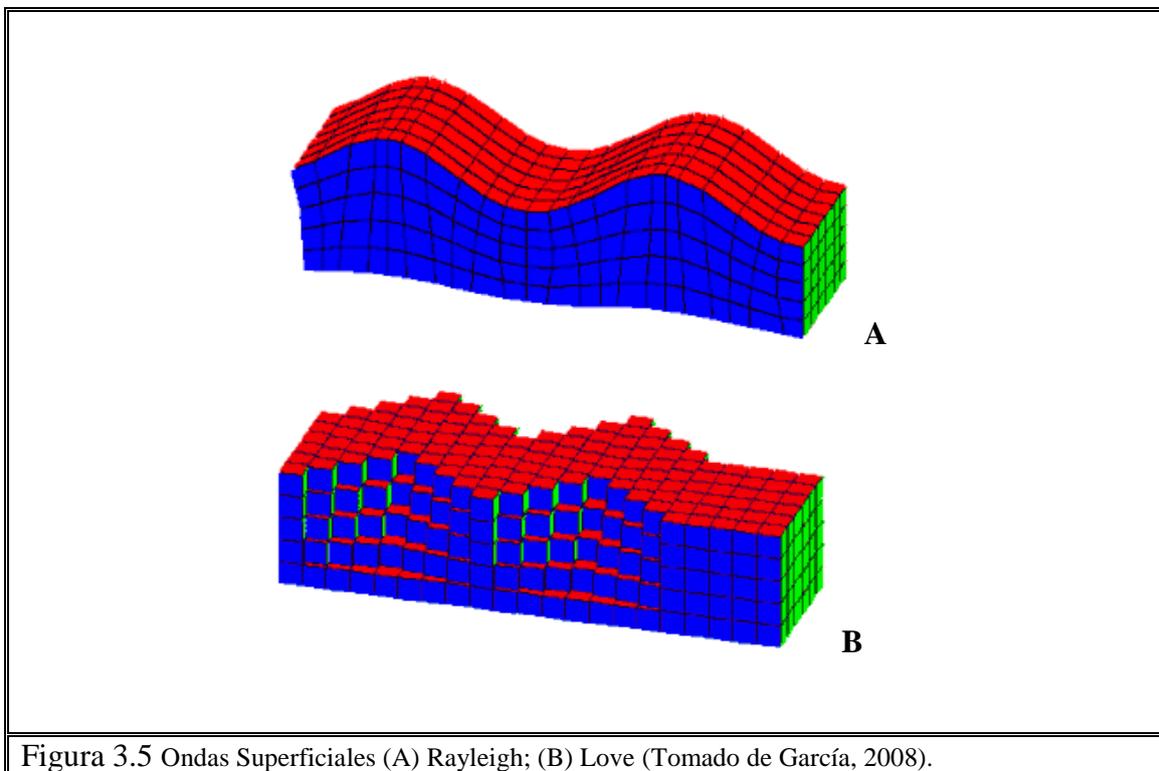
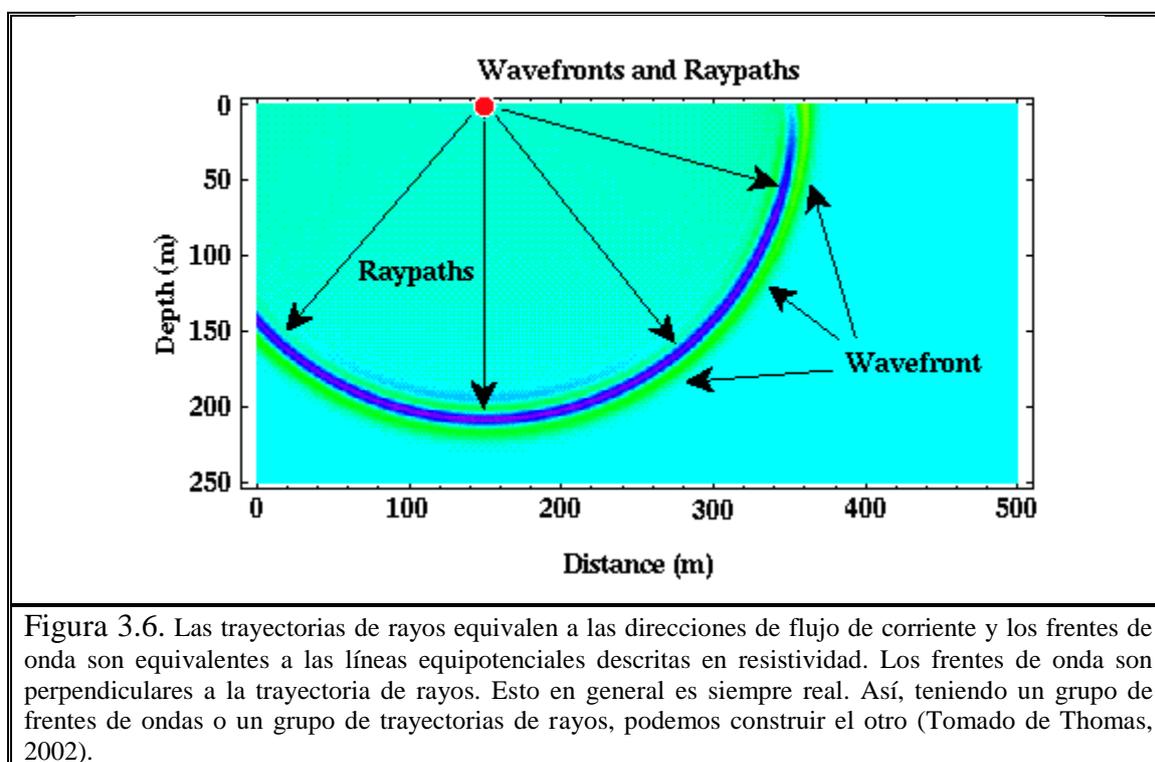


Figura 3.5 Ondas Superficiales (A) Rayleigh; (B) Love (Tomado de García, 2008).

Son polarizadas horizontalmente (como las SH) y, por lo tanto, no se registran en los sensores verticales. Aunque más lentas que las ondas de cuerpo, las ondas Love tienen velocidades de 1 a 4.5 km/s son más veloces que las Rayleigh (Nava, 1997).

3.5 PROPAGACIÓN DE ONDAS: FRENTE DE ONDA Y TRAYECTORIA DE RAYOS

En sismica existen dos descripciones importantes en cuanto a la propagación de ondas los cuales son: frente de onda (Wavefront) y trayectoria de rayos (Raypath). Las relaciones de esas dos descripciones están mostradas en la Figura 3.6.



Trayectoria de rayos (Raypath) - Trayectoria de rayos son nada más líneas que se muestran en la dirección a la cual las ondas sísmicas son propagadas. Para cualquier onda determinada, hay un infinito grupo de trayectorias de rayos que pueden ser usadas. En el ejemplo mostrado en la Figura 3.6, un trayecto de rayo puede ser cualquier línea radial dibujada desde la fuente. En la imagen se muestra solo algunas pocas líneas de todas las trayectorias de rayos posibles (Thomas, 2002).

Frentes de Onda (Wavefront) - Los frentes de onda conectan posiciones de las ondas sísmicas que están haciendo las mismas cosas en el mismo tiempo. En la Figura 3.6, los frentes de onda son en forma esférica. Uno de tales frentes de onda podría ser la esfera dibujada a través de la mitad del área azul marino. Esta superficie podría conectar todas las porciones de las ondas que tienen las más grandes amplitudes negativas posibles en algún tiempo particular (Thomas, 2002).

Existen tres principios básicos de propagación de ondas sísmicas que son la Ley de Snell, principio de Huygens y Fermat.

3.6 LEY DE SNELL

En forma general la ley de Snell es una fórmula simple utilizada para calcular el ángulo de refracción de la luz al atravesar la superficie de separación entre dos medios de índice de refracción distinto (Fig. 3.7).

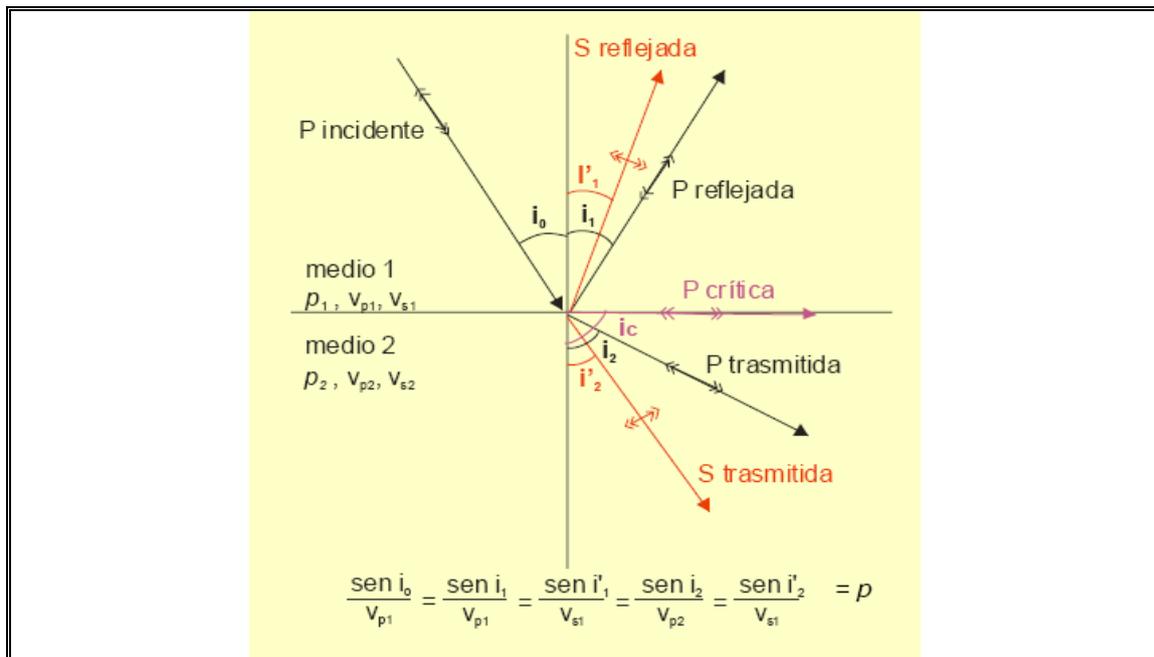


Figura 3.7 Conversión de una onda incidente P. Las ondas sísmicas que viajan por el subsuelo se reflejan y se refractan siguiendo la ley de Snell. La cantidad de energía de las ondas incidentes se reparte entre las ondas reflejadas, las refractadas y la absorción natural del terreno (Tomado de Gayá, 2005).

La ley de Snell dice que el producto del índice de refracción por el seno del ángulo de incidencia es constante para cualquier rayo de luz incidiendo sobre la

superficie que separa a dos medios. Aunque la ley de Snell fue formulada para explicar los fenómenos de refracción de la luz se puede aplicar a todo tipo de ondas atravesando una superficie de separación entre dos medios en los que la velocidad de propagación la onda varíe.

Los ángulos exactos de transmisión y reflexión se dan por:

$$\frac{\sin \phi_1}{V_{P1}} = \frac{\sin r}{V_{P2}} = \frac{\sin \phi_3}{V_{S1}} = \frac{\sin \phi_2}{V_{S2}} = p$$

Donde p es conocido como el parámetro de rayo, V_p es la velocidad de las ondas P para el medio 1 y 2 respectivamente así como V_s es la velocidad de las ondas S para el medio 1 y 2 respectivamente (Sheriff y Geldart, 1995). Los ángulos de transmisión y reflexión de las ondas S son menores que de las ondas P .

La propagación de los movimientos ondulatorios se rige por dos principios fundamentales que son el principio de Huyghens y el principio de Fermat.

3.7 PRINCIPIOS DE HUYGHENS Y FERMAT

Principio de Huygens

El principio de Huygens es un método de análisis aplicado a los problemas de propagación de ondas. Afirma que todo punto de un frente de onda inicial puede considerarse como una fuente de ondas esféricas secundarias que se extienden en todas las direcciones con la misma velocidad, frecuencia y longitud de onda que el frente de onda del que proceden (Fig. 3.8).

Sin embargo, es a menudo más simple considerar la propagación de la onda por lo que se refiere a los rayos, aunque ellos no pueden explicar un poco de efectos como la difracción en las zonas de sombra. El Principio de Huygen y el de Fermat puede usarse para explicar la reflexión, refracción y difracción de ondas (Sheriff y Geldart, 1995).

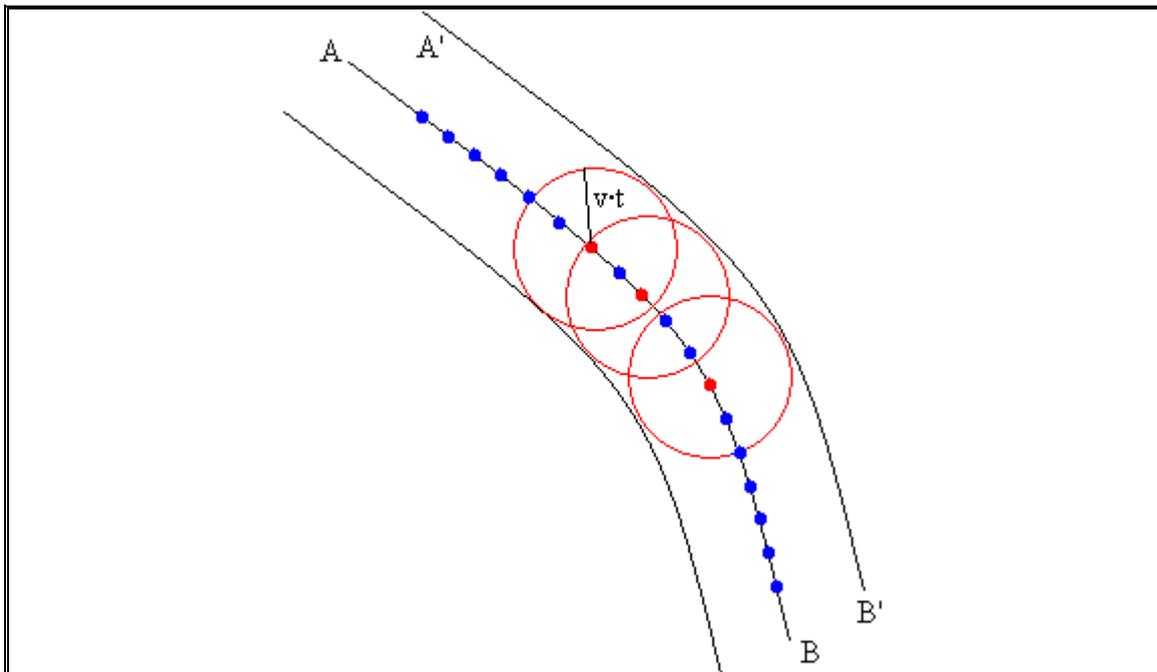


Figura 3.8 Conociendo la forma del frente de ondas inicial AB. Sobre el frente situamos varias fuentes de ondas secundarias señaladas por puntos de color rojo y azul. Sea v es la velocidad de propagación en el punto donde está situada la fuente secundaria de ondas. Para determinar la forma del frente de ondas A'B' en el instante t , se traza una circunferencia de radio $v \cdot t$, centrada en cada una de las fuentes (en color rojo). La envolvente de todas las circunferencias es el nuevo frente de ondas en el instante t (Tomado de Franco, 2010).

Principio de Fermat

El Principio de Fermat establece: *El trayecto seguido por la luz al propagarse de un punto a otro es tal que el tiempo empleado en recorrerlo es un mínimo.* El principio fue enunciado de esta forma en el siglo XVII por el matemático francés Pierre de Fermat.

Este enunciado no es completo y no cubre todos los casos, por lo que existe una forma moderna del principio de Fermat. Esta dice que: *El trayecto seguido por la luz al propagarse de un punto a otro es tal que el tiempo empleado en recorrerlo es estacionario respecto a posibles variaciones de la trayectoria*

Esto quiere decir que, si se expresa el tiempo t en función de un parámetro s (el espacio recorrido), el trayecto recorrido por la luz será aquel en que $dt/ds = 0$, es decir, t será un mínimo, un máximo o un punto de inflexión de la curva que representa t en función de s . La característica importante, como dice el enunciado, es que los trayectos próximos al *verdadero* requieren tiempos aproximadamente iguales (esto es

forzosamente cierto si $t(s)$ es una función continua y $dt/ds = 0$). En esta forma, el principio de Fermat recuerda al Principio de Hamilton o a las Ecuaciones de Euler-Lagrange.

La amplitud de las ondas sísmicas está en función de la cantidad de energía que es transmitida al subsuelo.

Densidad de Energía (E)

Es la energía por volumen unitario en las proximidades de un punto, y está dada por:

$$E = 2\pi^2 \rho f^2 A^2$$

donde: ρ es la densidad, f es la frecuencia y A es la amplitud.

Intensidad de Energía (I)

Se define como la cantidad de energía que fluye a través de un área unitaria normal a la dirección de propagación de la onda en unidad de tiempo (Dobrin, 1960).

$$I = EV$$

donde: V es la velocidad y E es la densidad de energía

Amplitudes de las ondas sísmicas (A_i)

La amplitud incidente será la suma de las amplitudes reflejada y transmitida.

$$A_i = A_r + A_t$$

Las amplitudes de las ondas reflejadas y transmitidas varían con el ángulo de incidencia, dadas por las ecuaciones de Zoeppritz (Yilmaz, 2001).

Estos dos principios están íntimamente ligados al concepto de onda y trayectoria.

Se entiende por frente de onda, al lugar geométrico de todos los puntos que tiene el mismo estado de vibración o igual tiempo de viaje. La trayectoria indica la dirección y sentido de la propagación de un movimiento ondulatorio. La trayectoria de propagación es perpendicular al frente de ondas (Yilmaz, 2001).

3.8 VELOCIDADES DE LAS ONDAS SÍSMICAS Y LAS PROPIEDADES DE LAS ROCAS

De acuerdo a Thomas (2002), las variaciones de la velocidad se relacionan con las propiedades de las rocas o los suelos a través de los cuales las ondas se propagan, esto puede ser mostrado en medios homogéneos isotrópicos; las velocidades de las ondas S y P a través de los medios son obtenidos por las expresiones:

$$V_P = \sqrt{\frac{\left(\frac{4}{3}\mu + K\right)}{\rho}} \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

donde V_P y V_S son las velocidades de onda de las ondas P y S que atraviesan el medio, ρ es la densidad del medio y μ y K son referidas como el módulo de cizalla (μ) y el módulo de Bulk (K) del medio. Juntos son conocidos como parámetros elásticos. Los parámetros elásticos son cuantitativamente descritos con las características siguientes:

Módulo de Bulk. Este es también conocido como la incompresibilidad del medio. Supongamos que se tiene un cubo pequeño de material representando el medio y que se sujeta este cubo para hacerle presión por medio de apretones por todos los lados. Si el material no es lo suficientemente rígido se puedes imaginar que se podrá apretar el material dentro del cubo hasta hacer un pequeño cubo. El Módulo de Bulk describe el radio de la presión aplicada al cubo por la cantidad del volumen cambiado que el cubo sufrió. Si k es muy grande, entonces el material es muy rígido, significa que este no se comprimirá mucho aún bajo grandes presiones. Si k es muy pequeña, entonces una pequeña presión puede comprimir el material una gran cantidad. Por ejemplo, los gases tienen una muy pequeña incompresibilidad. Los sólidos y los líquidos tienen una muy grande incompresibilidad (Thomas, 2002).

Módulo de cizalla. Este describe que tan difícil es deformar un cubo de material bajo una fuerza de cizalla aplicada. Por ejemplo, imaginemos que se tiene un cubo de material firmemente cementado en la parte de arriba de una mesa. Ahora, se empuja la cara de arriba del material paralelo a la cara de arriba de la mesa. Si el material tiene un módulo de cizalla pequeño, la fuerza ejercida será capaz de deformar el cubo en la dirección que esta se aplicó y este cubo tomará la forma de un paralelogramo. Si el material tiene un módulo de cizalla grande, este necesitará una gran fuerza aplicada en esa dirección para tomar la forma de un cubo deformado. Los gases y los fluidos no soportan fuerzas de cizalla. Esto es que tienen un módulo de cizalla de cero. Nótese que las ecuaciones de arriba, implican que no existe la propagación de ondas S en líquidos (Thomas, 2002).

Thomas (2002) describe que, cualquier cambio en las propiedades de la roca o suelo que causan cambio en μ ó k , puede causar cambios en la velocidad de la onda sísmica. Por ejemplo, pasando de un suelo insaturado a un suelo saturado causan cambios tanto en la densidad como en el módulo de Bulk. Los cambios en el módulo de Bulk serían por que los poros llenos de aire se llenan de agua. El agua es mucho más difícil de comprimir que el aire. Entonces, los cambios en el módulo de Bulk dominan este ejemplo. Así, la velocidad de la onda P cambia mucho al cruzar una columna de agua mientras que la velocidad de la onda S cambia muy poco.

Aunque este es un simple ejemplo de como las velocidades sísmicas cambian en el subsuelo, se toman en cuenta muchos otros factores que causan los cambios en la velocidad (tales como el cambio en la litología, en la cementación, en el fluido contenido, en la compactación, etc.) Así, las variaciones de las velocidades sísmicas ofrecen la posibilidad de poder identificar diferencias litológicas del subsuelo (Thomas, 2002)

3.9 VELOCIDADES SÍSMICAS DE MATERIALES COMUNES DE LA TIERRA

Las velocidades de ondas P y S de varios materiales son mostradas en la Tabla

3.1

Tabla 3.1 Las velocidades de ondas P y S para diversos materiales (Tomado de Thomas, 2002).

Material	Velocidad de ondas P (m/s)	Velocidades de ondas S (m/s)
Aire	332	-
Agua	1400-1500	-
Petróleo	1300-1400	-
Acero	6100	3500
Sal	4500-5000	-
Granito	5500-5900	2800-3000
Basalto	6400	3200
Arenisca	1400-4300	700-2800
Caliza	5900-6100	2800-3000
Arena (no saturada)	200-1000	80-400
Arena (saturada)	800-2200	320-880
Arcilla	1000-2500	400-1000
Morrena (saturada)	1500-2500	600-1000

Más que la densidad, puede haber una gran variación de las velocidades sísmicas entre diferentes tipos de roca y entre suelos saturados y no saturados. Aún con esta variación, sin embargo, hay todavía un traslape considerable en la medida de las velocidades. Por lo tanto, el solo conocimiento sobre la velocidad sísmica no es suficiente para determinar el tipo de roca (Thomas, 2002).

3.10 MÉTODOS SÍSMICOS: REFRACCIÓN Y REFLEXIÓN

3.10.1 REFRACCIÓN

Cuando las ondas sísmicas pasan de un medio a otro en el que se propagan con velocidades diferentes, sufren refracción. La ley de refracción es sencilla. Si el rayo incidente sobre el contacto o interfaz entre dos medios, forma un ángulo i_1 con la normal a la interfaz, el rayo refractado en el medio adyacente formará un ángulo i_2 tal que:

$$\text{sen } i_2 / \text{sen } i_1 = V_2 / V_1$$

donde V_1 y V_2 son las velocidades sísmicas respectivas en los dos medios. Si V_2 es mayor que V_1 tendremos que $\sin i_2 > \sin i_1$ y por lo tanto, $i_2 > i_1$. De este modo, el rayo refractado forma mayor ángulo con la normal, es decir, menor ángulo con la superficie que el rayo incidente (Sheriff y Geldart, 1995).

Si el ángulo del rayo incidente toma un valor particular i_c , tal que

$$\sin i_c = V_1 / V_2$$

$\sin i_2 = 1$ por lo que $i_2 = 90^\circ$. En este caso el rayo refractado viaja a lo largo del contacto y el ángulo de incidencia i_c se llama ángulo crítico.

Si se coloca una serie de geófonos sobre una línea recta (Fig. 3.9), a partir del punto de tiro, el primer rayo que llega a los geófonos más próximos será el directo que viaja por la superficie, es decir, SG . Sin embargo, en los geófonos más distantes, el rayo que llega en primer lugar será el refractado, porque recorre en su camino con la mayor velocidad V_2 y adelanta al rayo directo. Por consiguiente, si representamos gráficamente los tiempos de las primeras llegadas caerán sobre una recta y el resto sobre otra recta, cuyas pendientes dependerán respectivamente de las velocidades V_1 y V_2 . Más correctamente, las pendientes respectivas de los segmentos son iguales a las inversas de las velocidades respectivas (Sheriff y Geldart, 1995; Yilmaz, 2001).

Una vez determinadas de este modo las velocidades, el espesor de la capa superior puede hallarse a partir del "punto de ruptura" en el que se cortan las dos líneas. Si es X_c la distancia de dicho punto al de tiro, puede demostrarse que el espesor viene dado por:

$$h = \frac{X_c}{2} \frac{V_2 - V_1}{\sqrt{V_2 + V_1}}$$

donde h es el espesor de la capa, X_c es el punto de intersección entre pendientes, V_1 es la velocidad promedio del medio 1 y V_2 la velocidad promedio del medio 2.

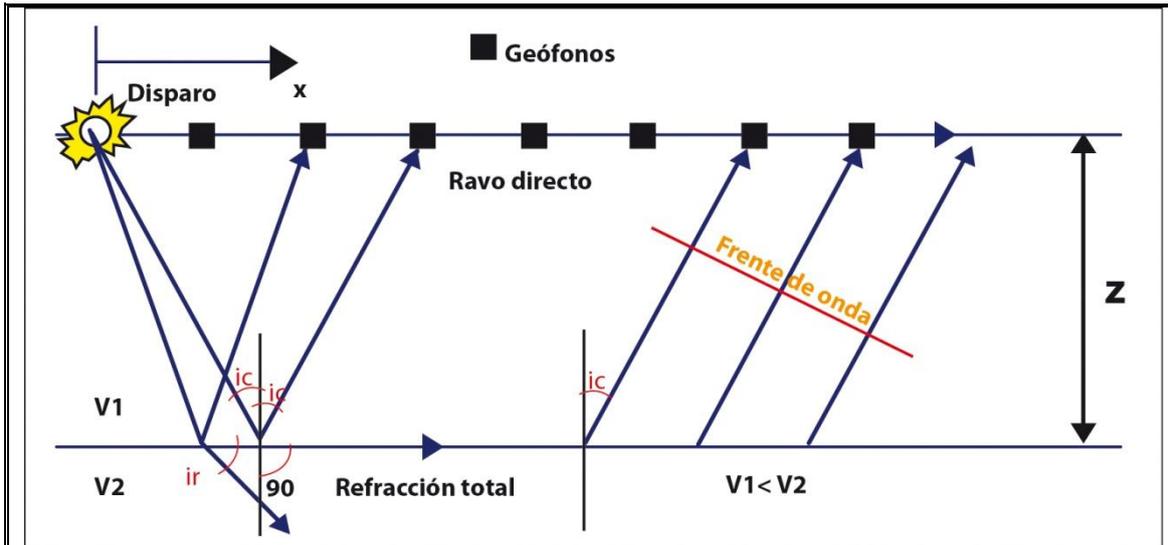


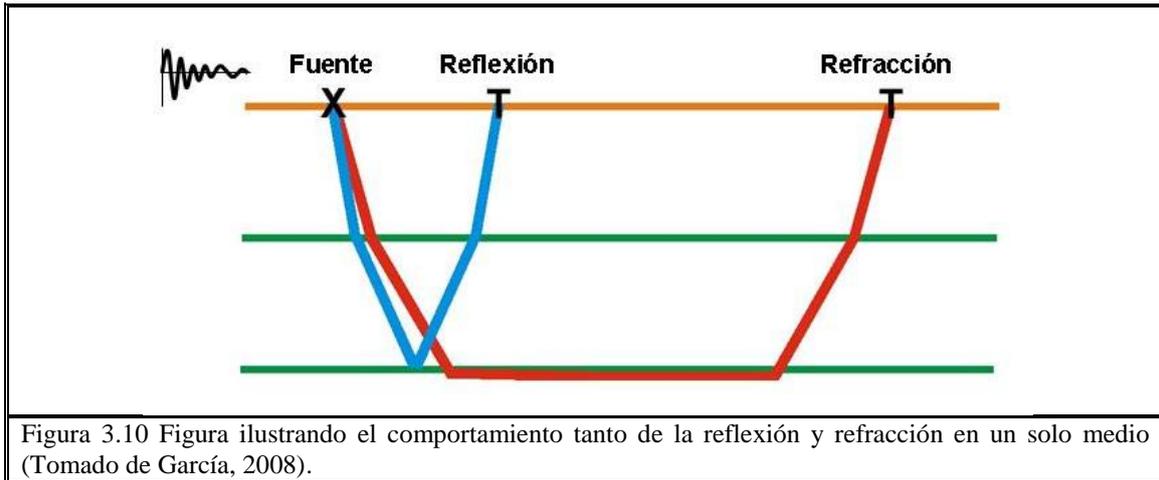
Figura 3.9 Técnica de sísmica de refracción en modelo de dos capas. Tras producirse el disparo unas ondas se desplazan directamente por la superficie -ondas directas- mientras que otras atraviesan el terreno experimentando fenómenos de reflexión y refracción en las separaciones entre capas. Algunas de las ondas refractadas se mueven a través de la separación entre capas y vuelven a la superficie. A partir de cierta distancia las ondas refractadas llegan antes que las directas a los geófonos (Tomado de Gesto, 2002).

3.10.2 REFLEXIÓN

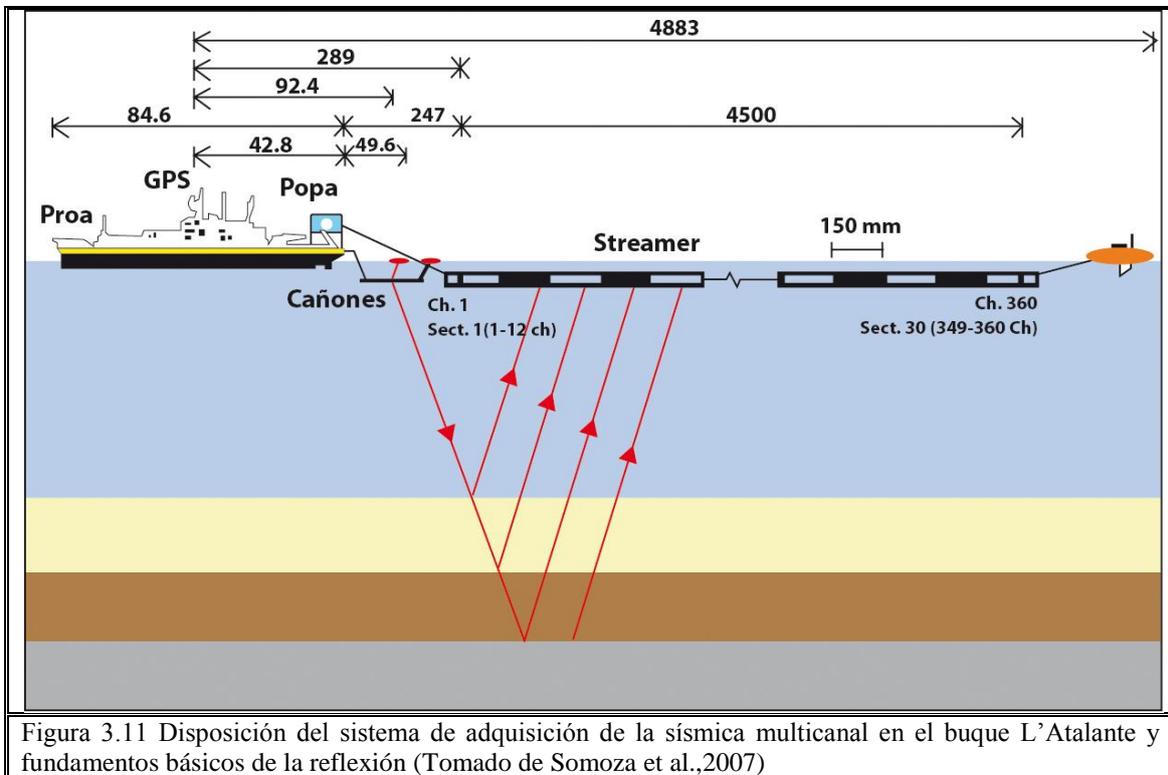
El principio del método de reflexión sísmica se ejemplificará de la siguiente manera: teniendo el sencillo caso de un solo horizonte reflector (Fig. 3.10), un rayo que parte del tiro S se refleja en el punto R del contacto entre dos capas horizontales y llega al detector (geófono) G . Si es h el espesor del estrato superior y si el rayo llega a G , t segundos después del tiro

$$t = \frac{2h}{V_1}$$

donde V_1 es la velocidad de las ondas sísmicas en la capa superior. La distancia tiro-detector (*offset*) ha de ser pequeña comparada con la profundidad del horizonte reflector, de modo que es admisible remplazar la longitud de la trayectoria real $2SR$ por $2h$ en la ecuación (Sheriff y Geldart, 1995; Yilmaz, 2001).



En la práctica se coloca una agrupación de geófonos a distancia relativamente corta del punto de tiro (Fig. 3.11), y el hecho de que esta distancia sea corta asegura que las llegadas registradas por el grupo de geófonos sean debidas a rayos reflejados y no a rayos refractados. Cada interfaz con contraste de velocidad suficiente produce una señal de reflexión propia y como los geófonos están próximos entre sí, la señal llega a todos casi simultáneamente, produciendo en los sismogramas "alineaciones" características. Cada una de éstas corresponde a un horizonte reflector.



La reflexión del primer contacto llega después de transcurrido un tiempo (3.1).

$$t_1 = \frac{2 h_1}{V_1} \quad (3.1)$$

Mientras que la reflexión del segundo contacto llega en el instante (3.2).

$$t_2 = \frac{2 h_1}{V_1} + \frac{2 h_2}{V_2} \quad (3.2)$$

Si las velocidades V_1 y V_2 son conocidas, el espesor h_1 puede calcularse en primer lugar, por medio de la ecuación (3.1) y sustituyendo el valor obtenido en la ecuación (3.2) se puede calcular h_2 . Los tiempos t_1 y t_2 se leen en el registro o sismograma. Estas ecuaciones pueden generalizarse de modo inmediato para cualquier número de contactos, pero es evidente que la velocidad de las ondas sísmicas debe determinarse por medio de observaciones independientes. Estas observaciones suelen efectuarse por el método de refracción (Sheriff y Geldart, 1995; Yilmaz, 2001).

Cuando el ángulo de incidencia es cero, las amplitudes de las ondas reflejadas y transmitidas se simplifican en las expresiones:

Coefficiente de la reflexión (3.3):

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (3.3)$$

Coefficiente de la transmisión (3.4):

$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (3.4)$$

dónde la Z es la impedancia acústica (onda P) de la capa, y está dada por $Z=Vp(\rho)$, dónde V es la velocidad de la onda y ρ la densidad. (las mismas ecuaciones aplican a las ondas S con incidencia normal) (Sheriff y Geldart, 1995; Yilmaz, 2001).

3.10.3 VENTAJAS Y DESVENTAJAS DE LOS MÉTODOS DE REFRACCIÓN Y REFLEXIÓN

Tabla 3.2 Muestra las ventajas y desventajas de los métodos sísmicos de reflexión y refracción (Thomas, 2002)

Refracción		Reflexión	
Ventajas	Desventajas	Ventajas	Desventajas
Las observaciones generalmente ocupan pocas fuentes y receptores, así de esta forma son más baratos para adquirir.	Las observaciones de refracción sísmica requieren relativamente de largos offsets fuente-receptor (Distancias entre la fuente y donde el movimiento del suelo es grabado, por el receptor).	Las observaciones sísmicas de reflexión son colectadas en pequeños offsets fuente-receptor.	Porque muchas fuentes y receptores pueden ser usados para producir imágenes significantes del subsuelo de la tierra, las observaciones de reflexión sísmica pueden ser caras para adquirir.
El proceso es pequeño al hacer observaciones de refracción con la excepción de la escala de la traza o el filtrado para ayudar al proceso de obtener los tiempos de arribo del movimiento inicial.	La refracción sísmica solo trabaja si la velocidad en la que se propagan los movimientos a través de la Tierra se incrementa con la profundidad.	Los métodos de reflexión sísmica pueden trabajar sin importar como la velocidad a la cual se propaga el movimiento a través de la Tierra varíe con la profundidad.	El proceso de la reflexión sísmica puede ser muy intenso en la computadora, requiriendo sofisticados equipos de cómputo a un elevado nivel de costo. Así que, las observaciones del proceso de la reflexión sísmica son relativamente caras.
Puesto que una porción pequeña de la grabación del movimiento del suelo es usada, el desarrollo de modelos y la interpretación no es más difícil que nuestro trabajo con otros prospectos geofísicos.	Las Observaciones de la refracción sísmica son generalmente interpretadas en términos de capas. Esas capas pueden tener buzamiento y topografía.	Las observaciones de Reflexión sísmica pueden ser más fácilmente interpretadas en términos de geología compleja.	Porque 1) Es agobiadora la cantidad de datos colectados, 2) Las posibles complicaciones impuestas por la propagación del movimiento del suelo a través del complejo subsuelo, 3) Las complicaciones impuestas por alguna de las simplificaciones necesarias requeridas por el diseño del procesamiento de datos y 4) La interpretación de las
	Las observaciones de Refracción sísmica solo usa el tiempo de arribo del movimiento del suelo en las diferentes distancias desde la fuente (ejem. offsets)	Las observaciones de Reflexión sísmica usan totalmente el campo de onda reflejada (ejem. la historia de los tiempos de movimiento del suelo en las diferentes distancias entre la fuente y el receptor)	

	Un modelo del subsuelo es construido intentando reproducir los tiempos de arribo observados.	El subsuelo es directamente representado desde las observaciones adquiridas.	observaciones de la reflexión sísmica. Todo esto requiere de más conocimientos específicos sobre el proceso.
--	--	--	--

3.11 LEVANTAMIENTOS SÍSMICOS MARINOS.

Existen dos diferentes tipos de adquisición de levantamientos sísmicos:

- Levantamientos terrestres
- Levantamientos marino

Dentro de los levantamientos sísmicos marinos utilizados en la industria petrolera los más comunes son:

- Sísmica 3D Streamer
- Sísmica Q- Marine
- Sísmica 3D OBC
- Sísmica WAZ

Sísmica 3D Streamer

Un levantamiento de sísmica 3D Streamer es adquirido con una embarcación que remolca una serie de fuentes sísmicas por cañones de aire, y cables sísmicos marinos instrumentados con receptores (Fig. 3.12). La embarcación navega en una dirección predeterminada por encima de un objetivo del subsuelo, los cañones de aire emiten la energía sísmica y los receptores registran las señales que se propagan desde las fuentes hasta los reflectores del subsuelo y regresan a la superficie. El proceso se repite con incrementos especiales definidos hasta ver registrado el número de trazas sísmicas requeridas.

Los estándares actuales de la adquisición sísmica han evolucionado, pasando del remolque de un solo cable sísmico marino en la década de 1970, con tiempos de espera de 10 min. Entre los puntos de disparo con dinamita, a las operaciones altamente eficientes de los levantamientos modernos (Chris et al, 2007). Ahora, las embarcaciones

remolcan simultáneamente entre 8 y 10 cables sísmicos, separados por una distancia de 50 a 150 metros. Cada cable sísmico puede tener entre 6 y 8 Km. de longitud. La fuente consiste de una fuente de 12 a 18 cañones de aire y puede ser disparada cada 10 a 20 seg. Estos valores generalmente son validos para muchos levantamientos 3D, pero los parámetros de adquisición exactos varían según el plan de levantamiento, que equilibra los objetivos geofísicos con las restricciones económicas (Vermeer, 2002).

El plan de levantamiento especifica a demás la profundidad a la cual deberían remolcarse las fuentes y los cables sísmicos para minimizar el ruido y maximizar la señal. El hecho de remolcar los cables sísmicos a profundidad somera (menos de 8 metros) permite preservar mejor el contenido de alta frecuencia de la señal sísmica, pero afecta el contenido de baja frecuencia y a demás incrementa el ruido producido por el oleaje y las condiciones climáticas. El remolque a mayor profundidad permite retener mejor el contenido de baja frecuencia, incrementando de ese modo la profundidad de penetración, pero a expensas de sacrificar el contenido de alta frecuencia. La profundidad de remolque habitual para los cables sísmicos marinos es de menos de 10 metros (Chris et al, 2007).

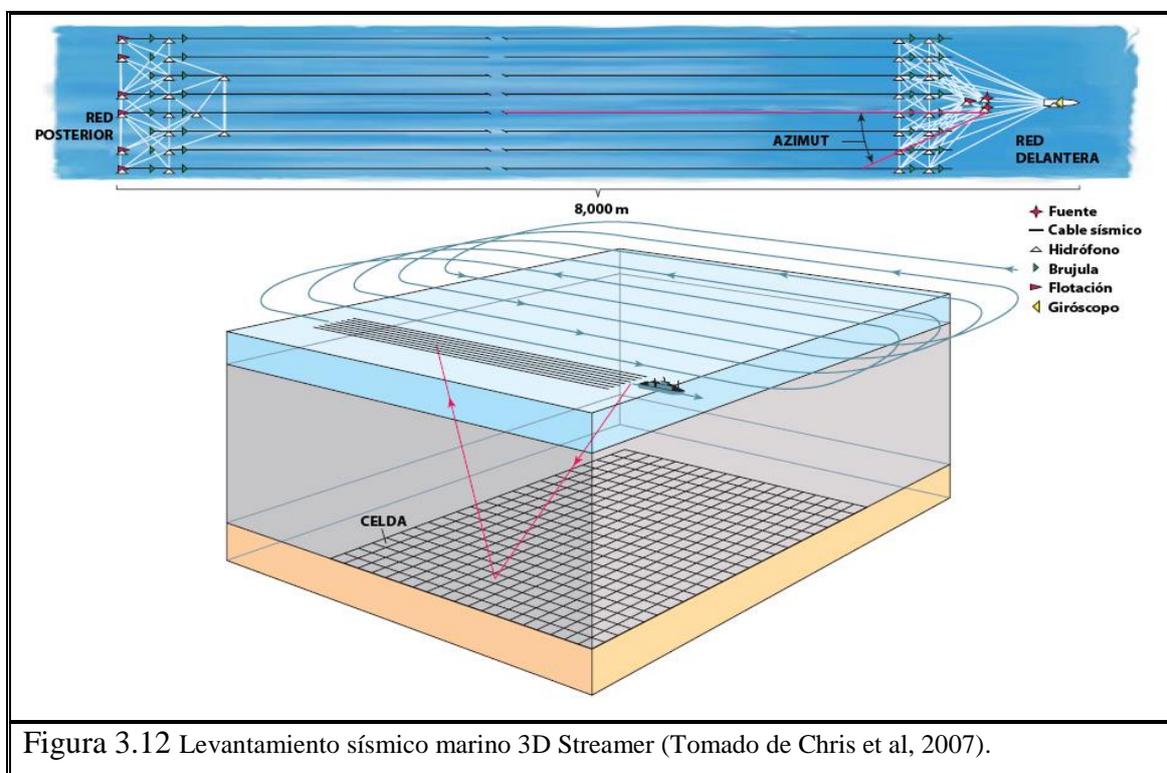


Figura 3.12 Levantamiento sísmico marino 3D Streamer (Tomado de Chris et al, 2007).

Para determinación de la profundidad de remolque de la fuente se deben tener en cuenta compensaciones similares. Los conjuntos de cañones de aire son remolcados habitualmente a una profundidad de entre 5 y 10 metros, dependiendo del ancho de banda de frecuencias requerido.

Otro aspecto de adquisición sísmica marina 3D Streamer es la recolección de las señales de un grupo de receptores para formar una sola traza registrada. Los cables sísmicos estándar arrastran cientos de grupos de receptores de 12 a 24 hidrófonos, espaciados entre 0.5 y 1 metro uno respecto del otro, que alimentan un canal de registro único. En principio, la suma de las trazas para formar un grupo antes de efectuar el registro mejora la relación señal-ruido pero este proceso puede dañar de manera irreparable la fidelidad de la señal y reducir la eficacia de los pasos de procesamiento destinados a atenuar el ruido (Chris et al, 2007).

Las dos ventajas principales de este conjunto de fuentes y receptores son la eficiencia de adquisición de datos en la mayoría de los objetivos del subsuelo (la industria sísmica marina se ha erigido en torno a este método) y la capacidad para obtener imágenes adecuadas a través de los pasos de procesamiento estándar. Las desventajas se vuelven claras cuando se realizan levantamientos en áreas problemáticas o bajo circunstancias no tan óptimas. Las imágenes pueden ser tenues o imposibles de interpretar (Chris et al, 2007).

Chris et al (2007) menciona que el ruido generado en los cables sísmicos por las condiciones climáticas y el estado del mar, puede contaminar el registro sísmico en todos los niveles. Para complicar aún más las cosas, las plataformas y demás estructuras marinas pueden obstruir el trayecto de las embarcaciones sísmicas creando discontinuidades en la cobertura que deben ser compensadas con disparos y tiempos de levantamiento adicionales. Y la alineación estrecha entre los conjuntos de fuentes y receptores limita la cobertura azimutal, lo que significa que el yacimiento es iluminado desde una dirección solamente (Azimut es el rumbo entre la fuente y el receptor).

Sísmica Q- Marine

El sistema de sísmica Q-Marine que incorpora sensores unitarios calibrados en el año 2000, ha superado varias de estas limitaciones mencionadas en el párrafo anterior (Christie et al, 2007). En lugar de registrar señales provenientes de la formación de grupos analógicos, el sistema Q-Marine registra señales de receptores individuales. Esta característica mejora el muestreo especial tanto del ruido como del campo de onda deseado lo que se traduce en diversas ventajas con respecto al método de adquisición 3D Streamer.

Los levantamientos Q-Marine han ampliado el ancho de banda en un valor promedio del 40%, en comparación con la tecnología de formación de grupos analógicos, incrementando de este modo la resolución de las imágenes sísmicas el ruido del cable sísmico puede muestrearse adecuadamente, permitiendo que las técnicas de procesamiento de señales sísmicas los supriman sin dañar el ancho o de banda de la señal. Esto permite adquirir datos sísmicos de alta calidad, incluso en condiciones climáticas adversas, traduciendo de este modo el tiempo inactivo relacionado con el clima.

Las mejoras adicionales, tales como la disponibilidad de fuentes repetibles y calibradas, y la capacidad para posicionar y de orientar los cables sísmicos con alta precisión y repetibilidad, se han traducido en representaciones de subsuelo de mayor representación. No obstante, en ciertas áreas aun se requieren mejoras adicionales (Chris et al, 2007).

Sísmica 3D OBC

A medida que las compañías de petróleo y gas buscan recuperar reservas en áreas de acceso más difícil o en yacimientos que son más difíciles de capturar, la sísmica en el fondo del mar está emergiendo como una parte importante entre las herramientas para la captura de imágenes marinas; para realizar estos levantamientos en el lecho marino se utilizan cables en el fondo del océano reinstalables y se le denomina diseño de levantamiento OBC.

La sísmica en el fondo del mar ofrece un número de beneficios sobre la adquisición tradicional con líneas de arrastre marino remolcadas:

- ❖ Captura de dato sísmico de onda completa (multicomponente), ofreciendo:
 - Datos de ancho de banda de onda-P más amplia para una más alta resolución de las imágenes sísmicas.
 - Datos de onda convertida para mejorar la caracterización del yacimiento y de la imagen a través de nubes de gas
- ❖ Mejora la iluminación de objetivos complejos (Ej. sub salinas) debido a que soporta geometrías del levantamiento con azimut amplios.
- ❖ Soporta la adquisición del dato sísmico en áreas obstruidas por infraestructura
- ❖ Permite que los receptores sean desplegados permanentemente en el fondo del mar para un máximo de repetición constante 4D y adquisición con lapso de tiempo económico.

Las compañías de exploración han reconocido los grandes beneficios de la adquisición en lecho marino. En el registro con sensores dobles, que es la adquisición con un hidrófono y un geófono en el mismo punto receptor, los datos procesados son un conjunto de datos de ondas “P” mejoradas en comparación con los datos del streamer estándar. La adquisición en el lecho marino proporcionará al usuario final una mejor relación de señal-ruido. Los multicomponentes o 4D proporcionan la capacidad para registrar ondas de corte en una aplicación marina.

Son necesarias las mejoras continuas en las técnicas de adquisición y procesamiento de datos sísmicos para cumplir las metas del monitoreo de reservas. Con los datos recolectados de ondas de corte y ondas de presión, los ingenieros geofísicos pueden analizar mejor las características de las reservas, especialmente abajo de la sal, basalto y chimeneas de gas, que han sido los obstáculos para las aplicaciones estándar mar adentro.

En las aplicaciones permanentes en lecho marino, el equipo de adquisición permanece en su lugar durante los levantamientos sucesivos. La mayor repetibilidad de los conjuntos de datos de los lapsos de tiempo permitirá imágenes mejoradas. Usando la experiencia interna y aplicando la tecnología más reciente, se puede ofrecer mejores

capacidades para adquisición de datos de levantamientos sísmicos 4D, con una mayor confiabilidad que antes. En resumen esta técnica utiliza un barco especializado, el cual lleva a bordo el equipo de registro de las ondas sísmicas que son generadas por la excitación de un arreglo de pistones neumáticos utilizados como fuente de energía, que son remolcados por el barco a una profundidad promedio de 8 metros (Fig. 3.13).

Las ondas sísmicas producidas atraviesan la capa de agua, llegan al fondo oceánico y continúan su viaje a través de las capas del subsuelo marino, las que de acuerdo a sus propiedades reflejarán o refractarán las ondas sísmicas. Las ondas reflejadas son registradas por los receptores (hidrófonos y geófonos) colocados en cables depositados en el fondo marino por otra embarcación a bordo de la cual son procesadas a bordo, de manera preliminar. El número de cables que deposita el barco por SWATH es de 80, cubriendo una longitud de 12 kilómetros lineales con una separación de 400 metros entre ellos y con intervalos entre líneas de disparo de 50 metros. La emisión de energía es liberada cada 50 metros para obtener un bin de 25 x 25 metros.

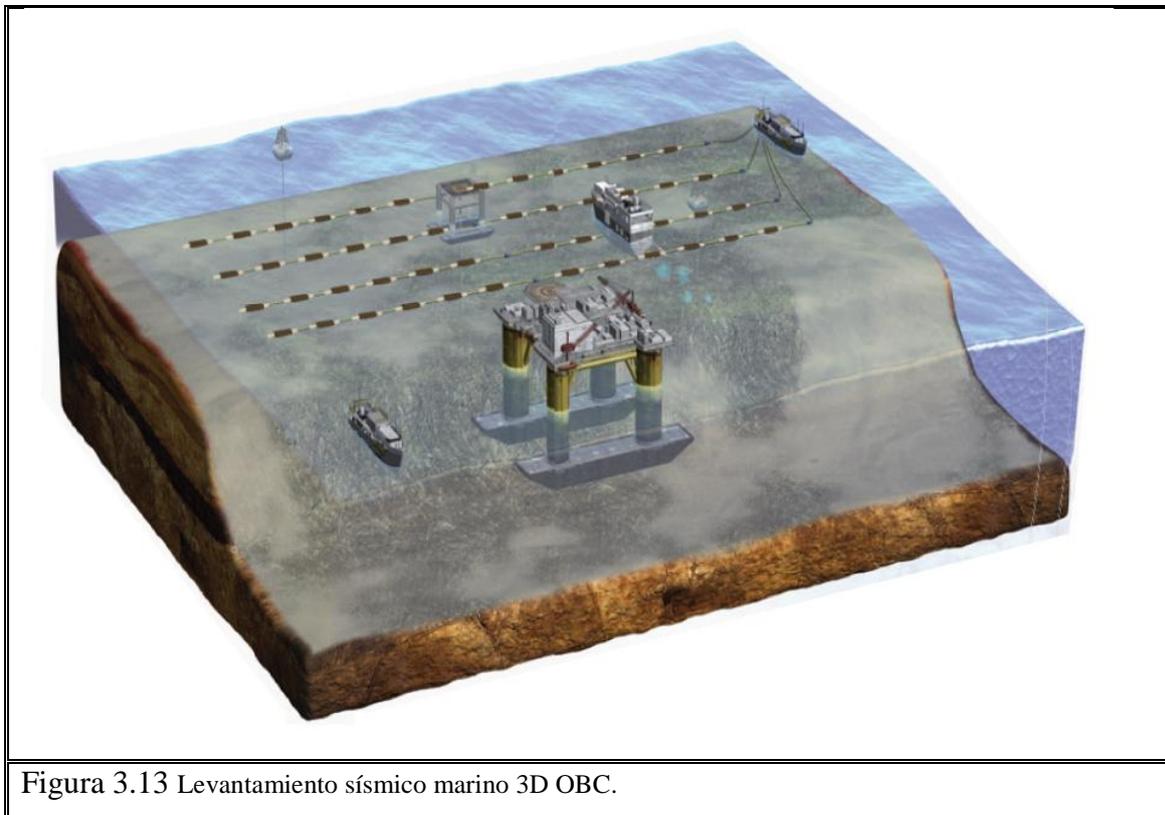


Figura 3.13 Levantamiento sísmico marino 3D OBC.

Nuevas direcciones en levantamientos marinos (WAZ levantamiento con cobertura azimutal amplio)

La mayoría de levantamientos marinos de sismica adquieren datos a lo largo de corredores que incluyen una cobertura azimutal estrecha, y por ende iluminan el objetivo esencialmente desde una dirección. Si todas las capas del subsuelo fueran planas y uniformes, los levantamientos con cobertura azimutal estrecha proporcionarían imágenes adecuadas. No obstante en las áreas de interés de la industria petrolera, los objetivos del subsuelo y de los estratos de sobrecarga rara vez son planos y uniformes. En estos casos, la desventaja de la iluminación con cobertura azimutal estrecha puede demostrarse por analogía. Si dirige un rayo de luz sobre un paisaje irregular se producen sombras de tras de las montañas y dentro de las depresiones. Pero, si la luz es dirigida desde una dirección diferente las áreas que se encontraban en sombra se iluminan (Chris et al, 2007).

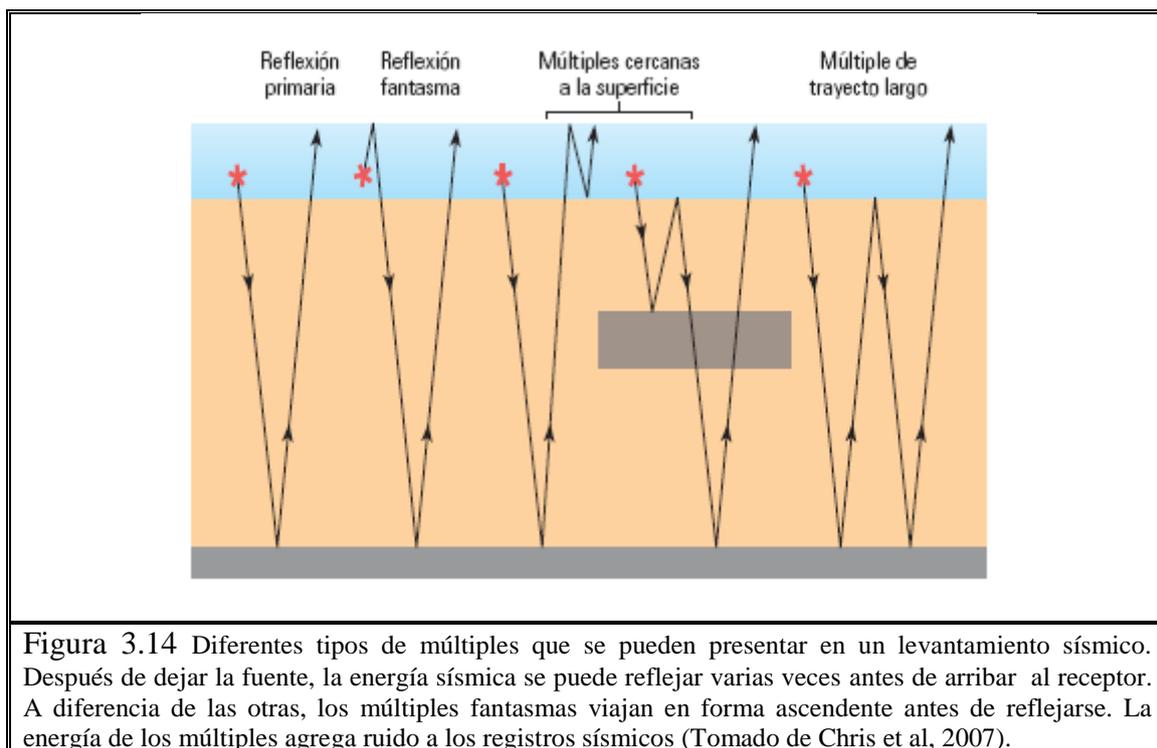
Si bien estos levantamientos se conocen como levantamientos con cobertura azimutal estrecha la mayoría de los levantamientos marinos adquieren datos sísmicos con rangos de azimut que dependen del desplazamiento o distancia entre fuentes y receptores. Para algunos desplazamientos cortos, el rango de azimut puede ser amplio, pero para la mayoría de los desplazamientos, los azimuts caen dentro de un rango estrecho de aproximadamente de 10^0 a ambos lados del alineamiento de navegación.

Dado que las trazas con cobertura azimutal amplia y desplazamientos cortos no son adquiridas en gran número, no contribuyen demasiado a la imagen computada utilizando el procesamiento estándar. Por lo tanto, un objetivo cubierto con un levantamiento de este tipo es iluminado básicamente por los rayos provenientes de una cobertura azimutal estrecha, lo que genera una relación señal-ruido y una resolución sísmica subóptimas (Chris et al, 2007).

La mayoría de los diseños de levantamientos con cobertura azimutal estrecha intentan compensar la falta de cobertura azimutal a través del muestreo redundante del mismo punto del subsuelo o celda (una celda o bin es el área de superficie del objetivo, a las que se le asignan las trazas sísmicas de acuerdo con un punto medio común) incrementando el número de trazas por celda es posible mejorar la relación señal-ruido.

Un tipo especial de ruido que invade todos los levantamientos de sismica se conoce con el nombre de múltiple. Los múltiples son reverberaciones presentes entre las interfaces con altos contrastes de impedancia acústica, como sucede entre la superficie del mar y el fondo del mar, o entre la superficie terrestre y la base de una capa de roca no consolidada (Fig. 3.14). Aparecen en una sección sísmica como arribos posteriores y, por ende, son fáciles de confundir con reflexiones profundas (Chris et al, 2007).

Dado que los múltiples poseen velocidades que pueden ser más lentas, iguales, o más rápidas que las de la señal deseada, son difíciles de suprimir a través del filtrado y el apilamiento (stacking). Los esfuerzos significativos realizados para eliminar múltiples relacionadas con la superficie, se tradujeron en técnica de procesamiento que mejoran la calidad de los datos pero el modelado a demostrado que se pueden lograr mejoras superiores en la atenuación de múltiples mediante el incremento de la cobertura azimutal (Regone, 2006).



La cobertura azimutal de un levantamiento puede incrementarse de distintas maneras un forma de repetir un levantamiento estándar, en uno o mas azimuts, creando un levantamiento con cobertura azimutal múltiple (Fig. 3.15). Los levantamientos con cobertura azimutal múltiple adquiridos de esta forma incrementan tanto el apilamiento

como la cobertura azimutal. Un levantamiento de este tipo fue adquirido en el Delta del Nilo, en el mar mediterráneo (Keggin et al, 2007; Michell et al, 2007).

Levantamientos con cobertura azimutal amplia

Otra forma de incrementar la cobertura azimutal en un corredor más amplio por encima del objetivo, consiste en desplazar la fuente sísmica con respecto en las líneas de navegación de la embarcación que remolca los cables sísmicos; esto se conoce como levantamiento con cobertura azimutal amplio (WAZ). Los levantamientos con coberturas azimutal amplia requieren al menos dos embarcaciones fuente, a demás de la embarcación que remolca el o los cables sísmicos, y algunos pueden adquirirse con embarcaciones múltiples para mejorar la eficiencia de la adquisición.

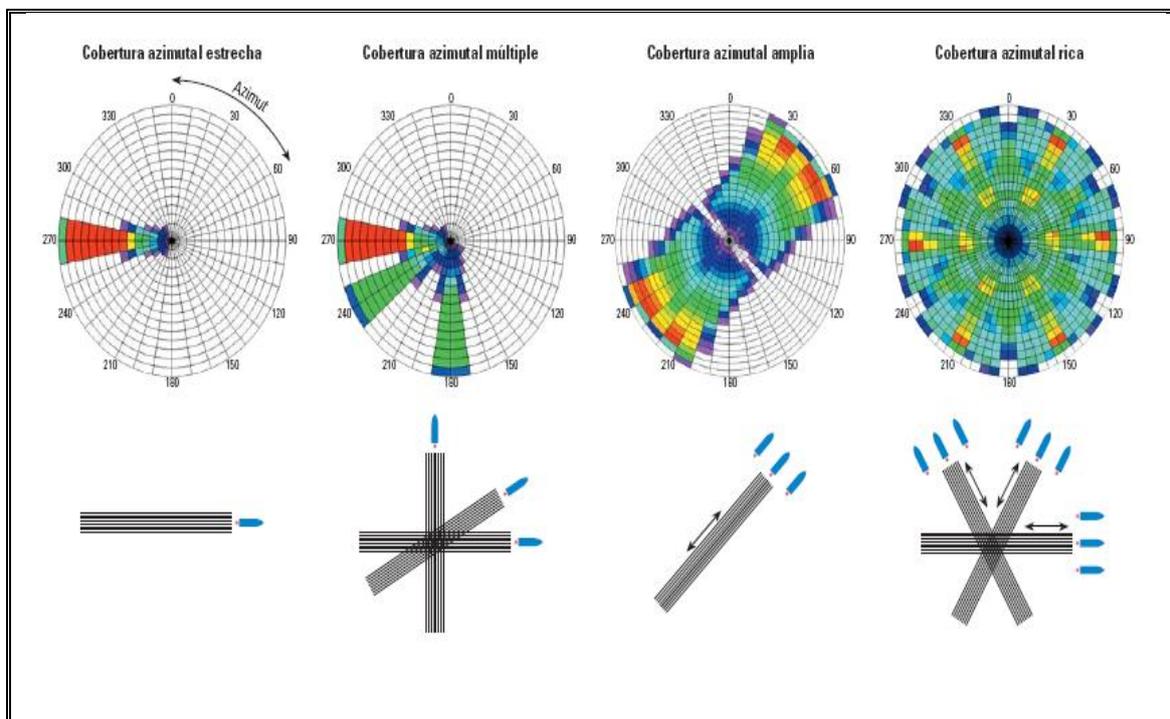


Figura 3.15 Geometrías de adquisición tradicionales y nuevas (extremo inferior) y graficas de distribución por azimuth y desplazamiento (extremo superior). Una forma de graficar la distribución por azimuth y desplazamiento es através de un diagrama de roseta. El número de trazas registradas en una pareja de azimuth-desplazamiento en particular se grafica en color, correspondiendo el desplazamiento a la distancia desde el centro y el azimuth, al ángulo con respecto a la parte superior del círculo. Los colores varían del púrpura y el azul oscuro para un número escaso de trazas, al verde, el amarillo, y el rojo para un número de trazas considerable. De izquierda a derecha: los levantamientos marinos tradicionales se adquieren en un azimuth y producen datos con una distribución por azimuth y desplazamiento estrecha. Los levantamientos con cobertura azimutal múltiple se adquieren en múltiples direcciones, poseen distribuciones por azimuth y desplazamiento agrupadas a lo largo de los azimuths asociados con las líneas de navegación del levantamiento. Los levantamientos con cobertura azimutal amplia se adquieren en una sola dirección pero con embarcaciones fuente adicionales, lo que incrementa el azimuth para muchos desplazamientos. Los levantamientos con cobertura azimutal rica combinan los conceptos y las ventajas de los levantamientos con cobertura azimutal múltiple y con cobertura azimutal amplia (Tomado de Chris et al, 2007 y adaptado a partir de Kapoor et al, 2007)

El mejoramiento que aporta la adquisición del levantamiento WAZ a la iluminación de las estructuras subsalinas puede verse en un ejemplo de modelado en que un objetivo horizontal plano, situado por debajo de una estructura salina compleja, es investigado mediante levantamientos con cobertura azimutal estrecha y amplia (Fig. 3.16). En el caso del levantamiento con cobertura de azimutal estrecho, el número de aciertos o veces que la energía sísmica alcanza un punto en el objetivo, es en todas partes menor que en el caso de los levantamientos con cobertura azimutal amplia. En ambos casos, algunas porciones del objetivo nunca son alcanzadas por la energía, pero se observan menos desaciertos en el caso de los levantamientos de cobertura azimutal amplia. A demás de este método de trazado de rayos básico, en los estudios de iluminación se utilizan técnicas de modelado de la ecuación de onda y por diferencias finitas (Chris et al, 2007).

3.12 PROCESADO DE DATOS SÍSMICOS

El procesado de datos sismológicos, es una serie de actividades que permiten que el dato sísmico observado en el campo sea interpretable, tanto en términos de imagen del subsuelo como de valores de amplitudes que permiten estimar propiedades petrofísicas de las rocas (Yilmaz, 2001). Su objetivo principal, es mejorar la relación señal/ruido de la información sísmica adquirida en el campo y proporcionar imágenes de calidad para su interpretación en relación con eventos geológicos posibles del área prospectada (Sherif y Geldart, 1995).

Desde el momento de que los datos de campo (registros sísmicos) son introducidos en una estación de trabajo la secuencia de procesado comienza su desarrollo (Gayá, 2005). Según Yilmaz (2001), hay tres etapas en el procesado de datos:

1. La etapa de pre-apilamiento; en donde las operaciones más significativas es la deconvolución.
2. La etapa de apilamiento; con el análisis de velocidad como punto fundamental.
3. La etapa de post-apilamiento; siendo la migración unos de los algoritmos finales que se aplican.

En cada una de estas etapas intervienen una serie de tratamientos fijos (Fig. 3.17), mientras que hay otros algoritmos que se pueden aplicar en cualquier momento del procesado (Filtrado, escalado de amplitud, etc.)

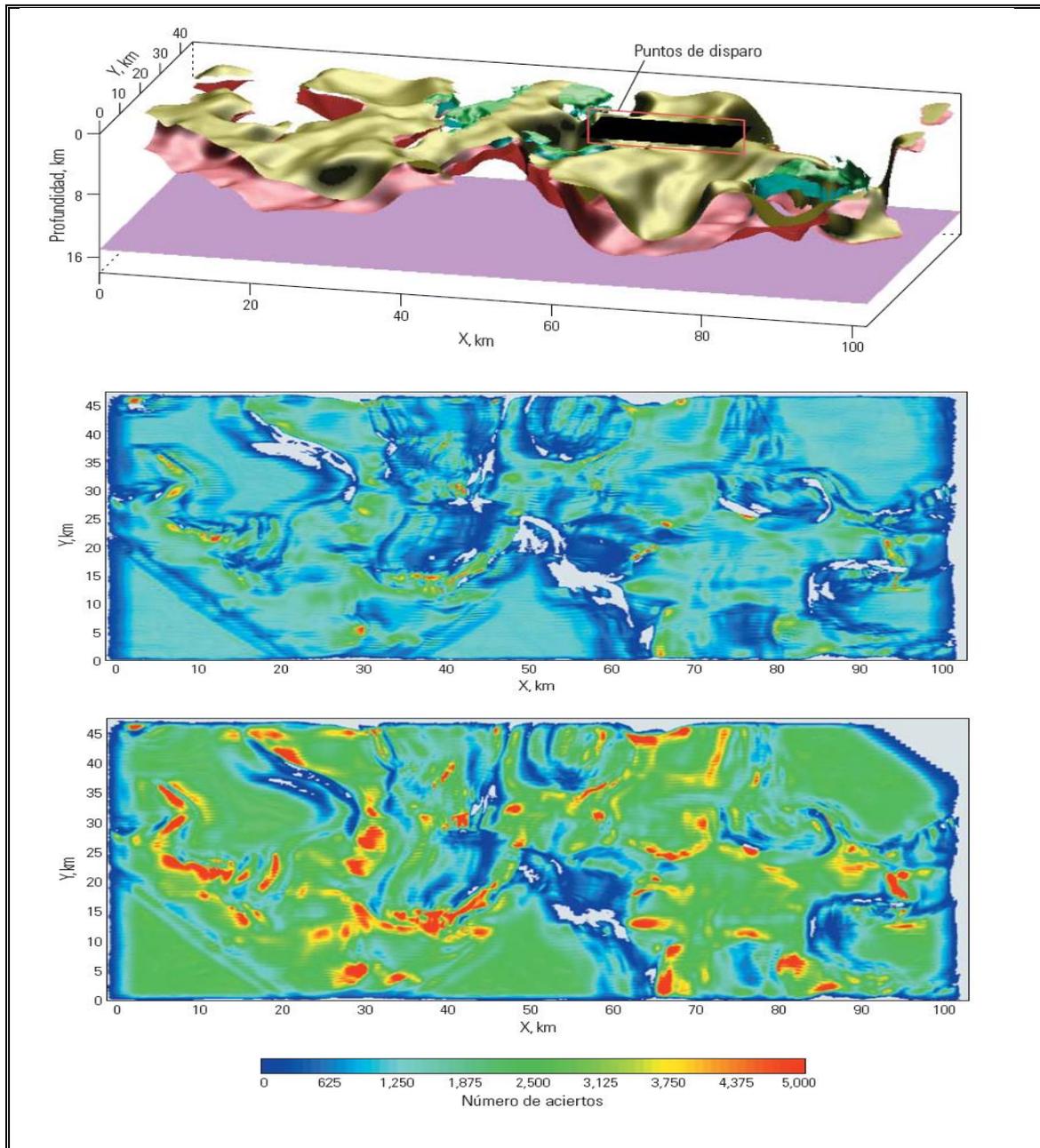


Figura 3.16 Efecto de la adquisición de levantamientos con cobertura azimutal estrecha y amplia sobre la iluminación de las estructuras subsalinas. Un cuerpo salino complejo pero realista (extremos superior), definido por su tope (dorado) y su base (rosa), sobreyace a un horizonte al que se apuntó como objetivo (púrpura). Las estructuras salinas se muestran en verde. Los puntos de disparo para ambos levantamientos se encuentran en el rectángulo negro. El mapa de aciertos de la adquisición del levantamiento con cobertura azimutal estrecha (centro) muestra el número de trazas que alcanzan el horizonte objetivo. El mapa de aciertos de la adquisición del levantamiento con cobertura azimutal amplia (extremo inferior) muestra más trazas sísmicas que llegan al horizonte objetivo, con menos áreas si iluminación (blanco). (Tomado de Chris et al., 2007)

3.12.1 PRE-APILAMIENTO.

Almacenamiento.

Los datos de campo son grabados en diferentes tipos de formatos, que deben ser compatibles con el software utilizado. A partir de 1990 el subcomité de la S.E.G. de Aguas subterráneas e Ingeniería Geofísica propuso un formato estándar para todos los datos adquiridos con sismica y radar de subsuelo, de aquí surgieron los formatos SEG-2 para sismica superficial y SEG-Y para sismica profunda; entre otros (Gayá, 2005).

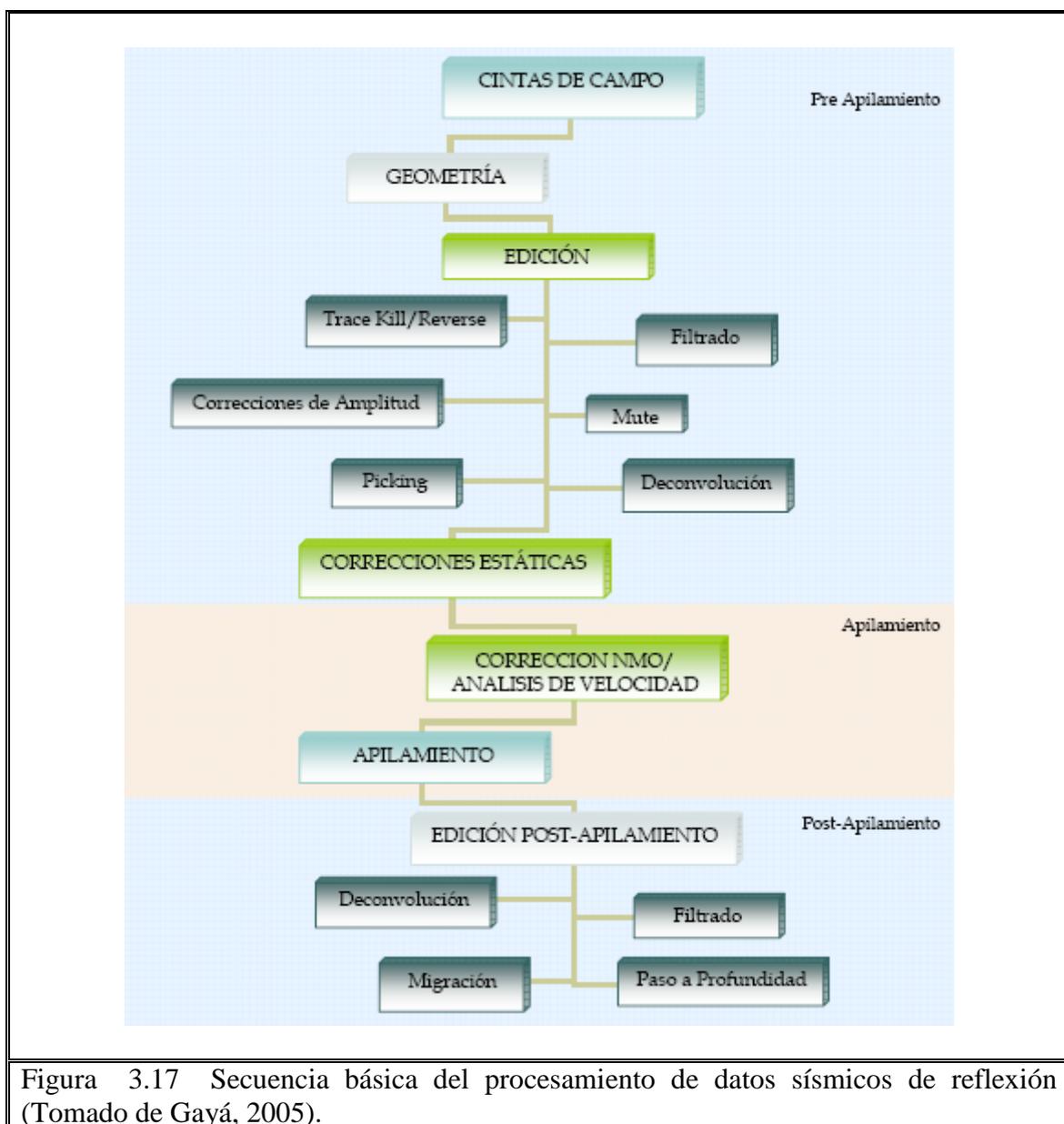


Figura 3.17 Secuencia básica del procesamiento de datos sísmicos de reflexión (Tomado de Gayá, 2005).

Definición y establecimiento de la geometría

En primer lugar, es esencial definir correctamente las coordenadas (X, Y, Z) de cada una de las estaciones (fuentes y receptores), así como algunas otras características como el *offset* y el azimut (*skid*) entre otras. Algunos de estos datos deben ser introducidos manualmente, mientras que otros ya se encuentran en las cabeceras (*headers*) de los ficheros de cada registro sísmico. Una vez definida la geometría de la línea sísmica se procede a su implantación de manera que cada traza de cada uno de los tiros de campo queda perfectamente ubicada (Gayá, 2005).

Edición de registros

Gayá (2005) menciona que durante la adquisición de datos, se pone mucho empeño en que el registro sísmico sea de alta calidad ya que esta parte del procesado es la más importante de todo el flujo de tratamiento de los datos; dado que los resultados posteriores van a depender del buen aislamiento de las reflexiones. La Tabla 3.3 presenta una descripción de algunas de las etapas más significativas de este paso.

Tabla 3.3 Etapas más significativas de la edición de los registros sísmicos (Tomada y modificada de Gayá, 2005).

Proceso	Descripción
Eliminación de trazas (<i>kill trace</i>)	Se excluyen, total o parcialmente, aquellas trazas que presentan ruido o malas conexiones. El malfuncionamiento del geófono implica la pérdida de una traza
Lecturas de las primeras Llegadas	En sísmica de reflexión se emplean estas lecturas para el cálculo de las correcciones estáticas. En el caso específico de la sísmica superficial, el conjunto de estas lecturas también se utiliza para calcular el campo de velocidades de refracción y así obtener un primer modelo del subsuelo.
Eliminación de las refracciones (<i>top mute</i>)	Las señales de primeras llegadas correspondientes a las refracciones deben eliminarse o de lo contrario se superpondrán con las reflexiones. Mientras en sísmica profunda este aspecto es sencillo, en sísmica superficial se convierte en un minucioso proceso debido a la corta distancia temporal entre ambos trenes de ondas. Su no eliminación también puede producir artefactos; por ejemplo, si en la etapa inicial se ejecuta un algoritmo dependiente de la amplitud, el cálculo de los parámetros de ganancia estará afectado por las altas amplitudes que caracterizan a las primeras refracciones
Aplicación de filtros:	El objetivo del filtrado es eliminar el ruido y resaltar los eventos de reflexión. Los filtros, por lo general, operan sobre

	las bases de la frecuencia y la amplitud de las trazas, aunque también se pueden usar filtros que actúan sobre su coherencia o su longitud de onda.
--	---

Aplicación de correcciones estáticas

El principal objetivo es ajustar el tiempo de viaje, al que se observaría si la fuente y los receptores estuvieran ubicados al mismo nivel, sobre el plano de referencia (*datum*) por debajo de la capa meteorizada (generalmente constituida por rocas y materiales no consolidados, de forma que su espesor varía desde cero hasta unos cuantos metros). Hay dos formas de determinar el espesor y la velocidad de la capa meteorizada, midiendo directamente a través de un tiro de verificación (*check-shot*) o, lo más usual en sismica superficial, calculándolos mediante refracciones estáticas: Los tiempos de primeras llegadas atribuidos a la capa meteorizada definen las curvas Distancia-Tiempo a partir de las cuales se calcula la profundidad y la velocidad de esta primera superficie. Una vez caracterizada esta superficie, se elige el nivel del datum y se calculan los intervalos de tiempo que deben corregirse para cada rayo de la línea sísmica (Gayá, 2005).

Corrección de amplitud

La amplitud de los datos sísmicos varía dentro de un amplio rango debido al efecto que sobre ella tienen los coeficientes de reflexión y el decaimiento de la energía con la distancia (divergencia esférica); sin mencionar las posibles pérdidas en la transmisión de los datos o la atenuación intrínseca. Para compensar todos estos factores se aplican varios tipos de algoritmos, basados cada uno de ellos en criterios específicos (Gayá, 2005).

Deconvolución

La deconvolución puede ser aplicada en las diferentes etapas del procesamiento, es un algoritmo que se utiliza con el fin de aumentar la resolución temporal de las reflexiones. Ello se consigue invirtiendo una ondícula básica (*wavelet*) y convolucionándola con la cada traza (sismograma) [9], el resultado es una compresión

de la señal. Existen varios tipos de ondículas sobre las cuales se opera; por ejemplo el tipo delta de Dirac (*spike*) que tiende a convertir los lóbulos de reflexión en picos (Gayá, 2005).

3.12.2 TRATAMIENTOS DE APILAMIENTO

Ordenamiento CMP

Una vez editados los tiros de campos, se procede a realizar un reordenamiento de las trazas sísmicas en conjuntos de punto reflector común o CMP (*Common MidPoint*). Este ordenamiento consiste en agrupar las trazas que por geometría pertenecen a un mismo punto medio entre una fuente y un receptor determinado. Se deduce, por construcción, que el espaciado entre CMP es la mitad el espaciado entre geófonos y que las reflexiones en estos conjuntos poseen también trayectorias hiperbólicas (Gayá, 2005).

Aplicación de correcciones dinámicas (NMO)

En este nuevo orden, todas las trazas pertenecientes a un mismo punto reflector dan cuenta de las mismas características reflectivas y por tanto, pueden sumarse para obtener una traza resultante (traza CMP) que posee mejor relación señal/ruido. Tal es el objeto de la ordenación en conjuntos CMP. Pero para ello, antes del apilamiento (o suma de las trazas CMP) la trayectoria hiperbólica de los eventos de reflexión debe ser transformada, en el eje del tiempo, en una línea horizontal (paso a *offset* cero) de manera que todas las trazas al ser sumadas estarán en fase. A este paso se le conoce como corrección NMO (*Normal Move Out*) y la forma de conseguir dicha alineación es mediante la asignación de la velocidad de la trayectoria de reflexión (Gayá, 2005).

Análisis de velocidad

En función de proveer una relación señal/ruido mejorada, la sísmica de cobertura multicanal requiere información acertada sobre la velocidad del subsuelo, la cual es obtenida mediante un análisis de velocidad. Este proceso se realiza sobre conjuntos o

grupos de conjuntos de CMP determinados. El resultado del análisis es un campo de velocidades que se usará en el apilamiento para obtener la sección sísmica. Cuando hay poca precisión en el establecimiento de las velocidades de reflexión, la calidad de la sección apilada puede degradarse, ya que las reflexiones no se suman coherentemente (Gayá, 2005).

Apilamiento

Con los resultados del análisis de velocidad y una vez aplicadas las correcciones NMO se procede, mediante la suma, a obtener la sección sísmica. Así pues, una sección sísmica está formada por todas las trazas CMP y representa una imagen de los reflectores presentes en el subsuelo en de *offset* cero y modo tiempo doble. Esta sección obtenida aún no es la definitiva, si no que aún deben realizarse determinados tratamientos cuyo número de aplicación, al igual que ocurre con la edición de los tiros, depende en última instancia de la calidad de los datos (Gayá, 2005).

3.12.3 TRATAMIENTOS DE POST-APILAMIENTO

Procesamiento post-apilamiento

Por lo general, una secuencia de procesamiento post-apilamiento incluye la deconvolución para recuperar las altas frecuencias perdidas durante el apilamiento y para suprimir las reverberaciones y múltiples de periodo corto. También suele aplicarse un filtro pasa banda para eliminar el ruido asociado a bajas y altas frecuencias generado (y/o residual) en el apilamiento. Finalmente, suele introducirse algún tipo de ganancia de amplitud a fin de lograr una mejor visualización (Gayá, 2005).

Migración

Es un proceso que se aplica para corregir las difracciones que se producen en una sección sísmica debido a un relieve brusco de algún reflector. Su objetivo es, pues, reubicar esta energía a su verdadera posición y ello se realiza provocando el colapso de estas difracciones actuando en sentido opuesto. Entre los principales algoritmos se

encuentran la *migración de Kirchhoff*, se basa en la solución integral de la ecuación de onda. La respuesta a un punto de difracción es una hipérbola definida por una determinada velocidad y por tanto la suma sobre su inversa coloca en fase a la difracción (Gayá, 2005).

Conversión a profundidad

Las secciones sísmicas están en tiempo doble debido a que cada rayo reflejado ha hecho el viaje de ida (incidencia) y vuelta (reflexión). El punto final del procesado es proporcionar una referencia a profundidad de estas imágenes sísmicas. A los geólogos que están acostumbrados a trabajar con secciones sísmicas les es fácil pasar mentalmente del tiempo doble en donde se detecta un reflector, a la profundidad aproximada que le tocaría (profundidad equivalente). Para ello se elige algunos de los reflectores más potentes de la sección (reflectores guías) y se les calcula la profundidad de forma individual, considerando las velocidades de apilamiento (Gayá, 2005).

CAPÍTULO IV. MÉTODOS POTENCIALES

4.1 BASES TEÓRICAS DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO

4.1.1 LEY DE LA GRAVITACIÓN UNIVERSAL DE NEWTON

La Ley de la Gravitación Universal de Newton es la base para el desarrollo de la teoría de la prospección gravimétrica; y establece que la fuerza que ejerce una partícula puntual con masa m_1 sobre otra con masa m_2 es directamente proporcional al producto de las masas, e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa:

$$F = \gamma \frac{m_1 m_2}{d^2} \quad (4.1)$$

donde:

m_1 = Es el cuerpo y/o partícula 1

m_2 = Es el cuerpo y/o partícula 2

d = Es la distancia que separa los centros de gravedad de m_1 y m_2

γ = La constante de gravitación universal

F = La fuerza ejercida entre los cuerpos y/o partículas m_1 y m_2

El peso de un cuerpo es el resultado de la fuerza de gravedad que ejerce la Tierra con cualquier objeto que está en su superficie; considerándose un cuerpo de m_1 sobre la superficie del planeta, al cual se le asigna una masa m_2 además de su masa concentrada en su centro, entonces su distancia d en la ecuación (4.1) es el radio de la Tierra.

Así pues la fuerza actuando sobre el cuerpo de masa m_1 puede ser definida de acuerdo a la Segunda Ley de Newton que dice que la fuerza a la que está sometido el objeto es directamente proporcional al producto de su masa y su aceleración:

$$\vec{F} = m \vec{a}$$

donde:

\vec{a} = Es la aceleración causada por la fuerza de atracción de la Tierra sobre el cuerpo

De esta manera la fuerza sobre el cuerpo m_1 es equivalente a que si este fuera acelerado a la siguiente expresión:

$$a = \frac{F}{m_1} = \gamma \frac{m_2}{d^2}$$

Entonces la atracción de la Tierra puede ser considerada como una fuerza por unidad de masa y por lo tanto es equivalente a una aceleración, la cual es medida por instrumentos extremadamente sensibles que registran las pequeñas variaciones que se traducen como anomalías gravimétricas que se explican por cambios laterales en la densidad de las rocas (Cerón y Navarro, 1981).

4.1.2 LA CONSTANTE GRAVITATORIA

En la ley de gravitación hay una cantidad que es obviamente variable: la distancia entre las partículas. Las masas de las partículas son cantidades constantes que naturalmente son distintas en general para partículas diferentes. Pero la proporcionalidad implícita en la fórmula:

$$F \propto \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

está aludiendo a una constante de proporcionalidad que llamaremos γ y que permite escribir la igualdad:

$$F = \gamma \frac{m_1 m_2}{R^2}$$

De acuerdo a Cerón y Navarro (1981) los primeros investigadores estaban interesados en la evaluación de la densidad (σ) de la Tierra, más bien que en la constante gravitatoria (γ) pero como las dos cantidades están íntimamente relacionadas, la determinación de una evalúa a la otra; esto se demuestra como sigue:

$$F \propto \frac{m_1 m_2}{r^2} \text{ por lo tanto, } F = \gamma \frac{m_1 m_2}{R^2}$$

de:

$$F = M_2 = m_1 g$$

$$g = \frac{F}{m_1} = \gamma \frac{m_2}{r^2}$$

donde:

m_2 = masa de la Tierra

g = aceleración gravitatoria terrestre

γ = constante gravitatoria

σ = densidad de la Tierra

Considerando a la Tierra como una esfera podemos determinar el valor de γ .

Ahora bien la masa de la Tierra:

$$m_2 = v\sigma \text{ por lo que: } M_T = \frac{4}{3}\pi r^3 \sigma$$

Sustituyendo:

$$g = \gamma \frac{m_2}{r^2} = \frac{\gamma}{r^2} \left[\frac{4}{3}\pi r^3 \sigma \right] = \frac{4\pi r}{3} (\gamma \sigma)$$

$$\gamma \sigma = \frac{3g}{4\pi r}$$

Así si g y r se conocen, la determinación de cualquiera de las cantidades γ y σ da la solución al problema.

El físico inglés Henry Cavendish en 1798, usando una balanza de torsión logro las primeras mediciones directas de la constante gravitatoria (γ); el valor obtenido por Cavendish fue de 6.754×10^{-8} (c.g.s), no es muy diferente del que se admite hoy de

6.67×10^{-8} (c.g.s) ó 6.673×10^{-11} (M.K.S) $L^3 M^{-1} T^{-2}$, medidos por Heyl en 1930 con una versión mejorada del aparato original de Cavendish.

4.1.3 CAMPO GRAVITACIONAL DE LA TIERRA

Todas las mediciones de gravedad se hacen dentro del campo gravitacional de la Tierra. Si este campo fuera constante, no se tendrían dificultades dentro de la prospección para medir las variaciones de la gravedad. Sin embargo, no es así, ya que existen variaciones en el campo gravitacional de la Tierra, que dependen de la latitud, densidad de las rocas, altura de las mismas y aún de las mareas.

El campo gravitacional de la Tierra tiene dos componentes: La principal causada por la atracción que rige la Ley de Newton, y la segunda causada por la rotación de la Tierra. En consecuencia, la gravedad en la superficie de la Tierra, es la resultante del efecto de atracción de la masa de la Tierra menos una componente actuando en dirección opuesta (Fig. 4.1). Esta componente se debe a la fuerza centrífuga y está expresada por el cuadrado de la velocidad angular multiplicada por el radio de giro.

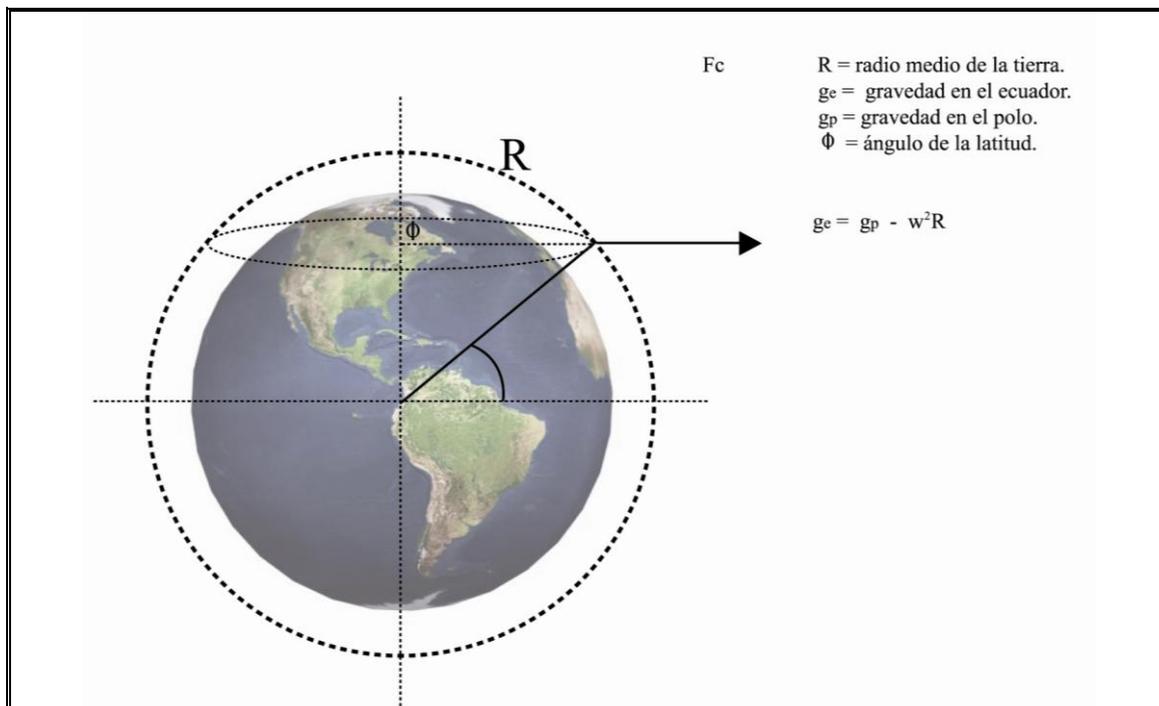


Figura 4.1 La componente de la gravedad se debe a la fuerza centrífuga y está expresada por el cuadrado de la velocidad angular multiplicada por el radio de giro.

La gravedad a cualquier latitud:

$$g = g_p - w^2 R \cos \phi$$

por lo tanto,

$$\begin{aligned} g &= g_e + w^2 R - w^2 R \cos^2 \phi \\ &= g_e + w^2 R \sin^2 \phi \\ &= g_e + g_e \left(\frac{g_p - g_e}{g_e} \right) \sin^2 \phi \\ &= g_e [1 + \left(\frac{g_p - g_e}{g_e} \right) \sin^2 \phi] \\ &= g_e [1 + B \sin^2 \phi] \end{aligned}$$

El término **B** se conoce como *el aplastamiento gravitacional* y tiene mucha importancia en problemas de Geodesia.

La forma exacta de la Tierra ha sido materia de gran interés y puede derivarse tanto de mediciones geodésicas como astronómicas o también por el estudio de la gravedad sobre su superficie.

La fórmula anterior se dedujo sin tomar en cuenta la variación del radio de la Tierra, que cambia físicamente del ecuador a los polos, dando un achatamiento físico que se aproxima a un esferoide, sus dimensiones se usan para modificar la fórmula deducida, que son:

a = radio ecuatorial, **b** = radio polar, y excentricidad **ε** cuya fórmula es:

$$\epsilon = (a - b)/a$$

a = 6378388 mts.

b = 6356909 mts.

Entonces:

$$\epsilon = \frac{1}{298.3} \pm 0.7$$

De todas las fórmulas para calcular la superficie equipotencial de la gravedad del esferoide de referencia, o sea la gravedad teórica, la más usada es la llamada *Fórmula Internacional*, que asume que la Tierra es un elipsoide de revolución, con excentricidad

$\varepsilon = 1/297$, girando sobre su eje de simetría con una velocidad angular constante y al nivel del mar.

$$g = 978.049[1 + 0.0052884\text{sen}^2\phi - 0.0000059\text{sen}^22\phi] \quad (4.2)$$

4.1.4 EL GEOIDE

La ecuación (4.2) de la gravedad normal en la superficie del elipsoide internacional, es una superficie matemática. Ahora bien, si la Tierra fuera un fluido perfecto sin variaciones laterales de densidad, su superficie debería corresponder al esferoide ideal representado por la fórmula de la gravedad, a un nivel determinado en que la gravedad fuera perpendicular en cualquier lugar. A esta superficie se la llama *Geoide*.

En la Tierra el nivel que más se aproxima es el nivel medio del mar y además se extiende a través de los continentes por canales imaginarios a ese nivel. Si no existieran irregularidades sobre la superficie de la Tierra, el agua tendría una profundidad uniforme, *la plomada en cualquier lugar, será perpendicular al esferoide y el valor de g sería el mismo a una misma latitud.*

Por un lado, no es posible hacer mediciones gravimétricas sobre la superficie del elipsoide correspondiente al nivel del mar y por otro lado la Tierra, además de tener variaciones laterales de densidad, tiene irregularidades topográficas en continentes y océanos.

“El Geoide se define como la superficie imaginaria con el mismo potencial gravitatorio que el esferoide de referencia”.

Así pues, el Geoide no coincide con el esferoide de referencia. Sobre el nivel del agua en la Tierra influyen la estructura y la composición del manto de SIAL, la altura de las masas continentales y las profundidades de mares y océanos.

Para el propósito de la medición de las variaciones en la aceleración de la gravedad causadas por la rotación y la forma no esférica de la Tierra, es conveniente usar la fórmula teórica para la aceleración debida a la gravedad sobre la superficie de un

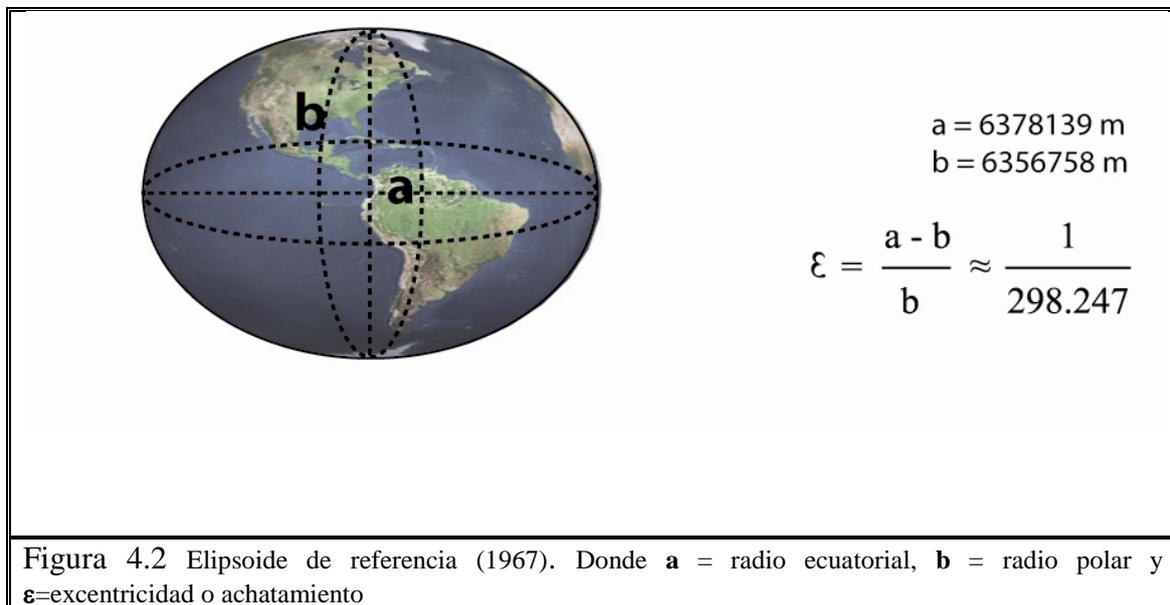
modelo idealizado de la Tierra. Por muchos años la Fórmula Internacional de la Gravedad establecida en 1930 por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica es:

$$g_t = 978.049 [1 + 0.0052884 \text{sen}^2 \phi - 0.0000059 \text{sen}^2 2\phi]$$

Con el advenimiento de información de satélites, se adoptó en 1967 un nuevo elipsoide, dando una nueva fórmula de gravedad GRS67 (*Geodetic Reference System 1967*).

$$g_t = 978.031846 [1 + 0.0053024 \text{sen}^2 \phi - 0.0000058 \text{sen}^2 2\phi]$$

donde ϕ es la latitud y g_t representa la aceleración normal en gales en la superficie del elipsoide de referencia el cual se muestra en la Figura 4.2 (en el ecuador).



Los valores del radio de la Tierra (R) dentro de los mares océanos y continentes se han determinado a partir de la gravedad terrestre. Cuando se tuvo una cantidad considerable de los valores de R , se pudo ver que no coincidían con los valores de R

del elipsoide de revolución. Las diferencias entre el geoide y elipsoide varían aproximadamente de -80 a 60 m. En la Figura 4.3 se muestra la comparación del comportamiento del geoide y elipsoide de referencia con respecto a la topografía de la Tierra.

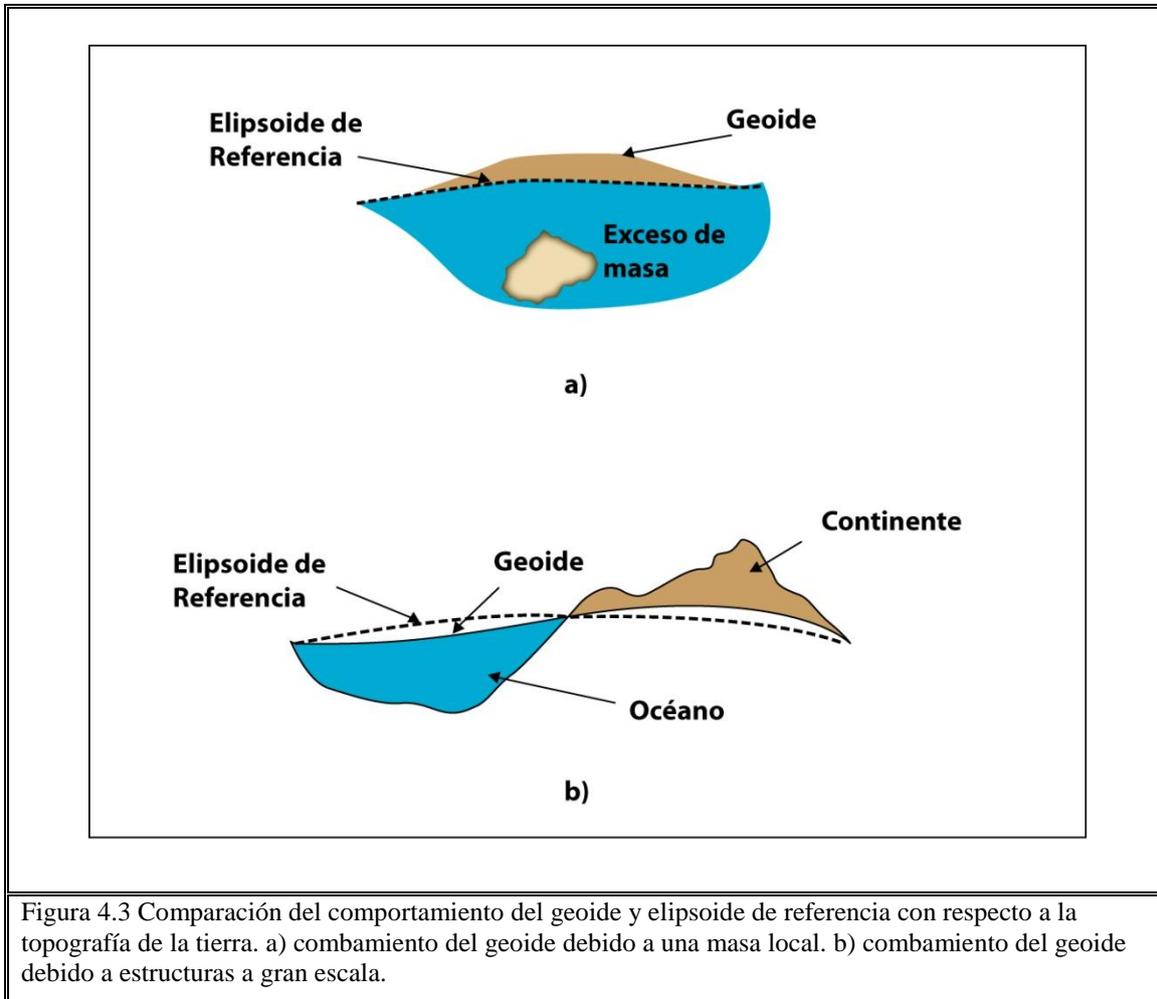


Figura 4.3 Comparación del comportamiento del geoide y elipsoide de referencia con respecto a la topografía de la tierra. a) combamiento del geoide debido a una masa local. b) combamiento del geoide debido a estructuras a gran escala.

4.1.5 FACTORES QUE AFECTAN A LA ACELERACIÓN GRAVITACIONAL

Hasta ahora hemos mencionado como pueden medirse las variaciones en la aceleración gravitacional y como estos cambios se relacionan con las variaciones de densidad en el suelo. También hemos visto que las variaciones espaciales en la aceleración gravitacional esperadas para las estructuras geológicas pueden ser pequeñas. Se deben considerar otros factores que pueden dar lugar a variaciones que pudieran ser

más grandes que las asociadas a estructuras geológicas. Estos factores se dividen en dos categorías: aquellos que dan lugar a variaciones temporales y aquellos que dan lugar a variaciones espaciales.

Variaciones temporales.- Estos cambios en la aceleración observada son dependientes del tiempo y causan variaciones en la aceleración, aún cuando no desplazamos el gravímetro.

- ❖ Deriva del instrumento.- Los cambios observados en la aceleración debido a variaciones en la respuesta del gravímetro con el tiempo.
- ❖ Efecto de mareas.- Los cambios observados en la aceleración causados por la atracción gravitacional del Sol y la Luna.

Variaciones espaciales.- Estos cambios observados en la aceleración son dependientes del espacio. Estos factores cambian los valores de la aceleración de un lugar a otro, justo como los efectos geológicos, pero no están relacionados con la geología.

- ❖ Variaciones por latitud.- Los cambios observados en la aceleración causados por la forma elipsoidal y la rotación de la Tierra.
- ❖ Variaciones por elevación.- Los cambios observados en la aceleración se deben a diferencias en las elevaciones de los puntos de observación.
- ❖ El efecto de la loza.- Los cambios observados en la aceleración causados por los excesos de masa subyacentes entre el nivel del mar y las estaciones gravimétricas.

- ❖ Efectos topográficos.- Los cambios observados en la aceleración relacionados a la topografía cercana al punto de observación.

4.1.6 CORRECCIONES GRAVIMÉTRICAS

En los trabajos de prospección gravimétrica, ya sea con fines petroleros o mineros, se aplica una serie de correcciones a los datos obtenidos en el campo. Las correcciones necesarias son:

Corrección por deriva del instrumento.

Si al cabo de algunas horas, habiendo o no desplazado el gravímetro durante ese tiempo, se vuelve a medir la gravedad en el mismo punto, la lectura no coincidirá con la efectuada con anterioridad. Esto se debe principalmente a la lentitud del proceso de recuperación del muelle y en menor proporción a las variaciones de presión y temperatura. La corrección por deriva se lleva a cabo repitiendo, al terminar, una serie de mediciones a la que se efectuó en primer lugar y se ha demostrado que esta corrección es proporcional al tiempo, así que cada corrección que se aplique por deriva dependerá del instante en que la lectura se haya realizado.

Corrección por mareas.

Son las correcciones que tienen en cuenta las variaciones en las observaciones de gravedad, que resultan de la atracción gravitacional del Sol y la Luna.

Gravedad corregida por latitud ($g_{teórica}$).

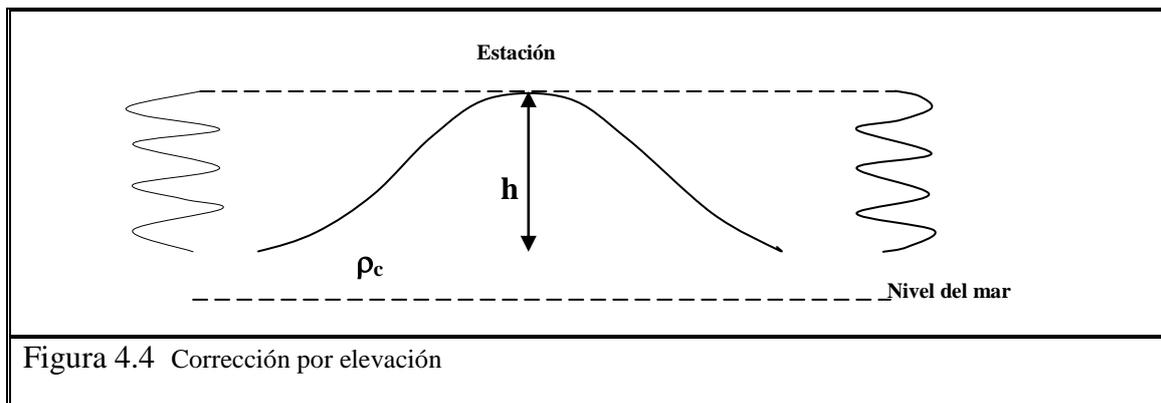
La corrección sustraída de la gravedad observada, g_{obs} , que se relaciona con la forma elíptica y rotación de la tierra. El valor de gravedad resultante se compara al valor que se observaría si la tierra fuera perfecta (ninguna complejidad geológica o topográfica).

Corrección de aire libre.

Esta corrección toma en cuenta la elevación de la estación sin considerar a la masa rocosa entre ésta y el nivel del mar. El resultado es equivalente si el instrumento estuviera en el aire a una altura h sobre el nivel del mar. Esta corrección es igual a $0.3086h$, siendo h la elevación entre el nivel del mar y la estación (Fig. 4.4).

La anomalía de aire libre g_{AL} está dada por:

$$g_{AL} = g_{obs} - g_{teórica} + 0.3086h$$



Corrección de Bouguer.

Corresponde a la corrección por la atracción de las masas situadas entre el punto de observación y el nivel del mar. Se calcula considerando una loza infinita de densidad ρ_c y altura h situada entre la estación y el nivel del mar.

Esta corrección considera los excesos de masa suprayacentes a los puntos de observación localizados a elevaciones más altas que el nivel del mar y recíprocamente considera deficiencias de masa en los puntos de observación localizados debajo del nivel del mar. Su valor es igual a $-0.0419\rho_c h$.

La anomalía de Bouguer simple es igual a:

$$g_B = g_{\text{obs}} - g_{\text{teórica}} + 0.3086h - 0.0419\rho_c h$$

Corrección topográfica.

Es la corrección por la presencia del relieve circundante y se aplica cuando en la zona hay grandes irregularidades en el terreno. La corrección topográfica es siempre positiva sin importar si la topografía local corresponde a una montaña o a un valle.

Puesto que la corrección de Bouguer asume que el nivel del terreno en la vecindad de la estación es el mismo, y en algunos casos no es así, se tiene que considerar irregularidades topográficas alrededor de la estación.

Cuando calculamos la atracción de un cilindro vertical, tenemos que partir de un anillo cilíndrico concéntrico al eje del cilindro. Igualmente para la corrección por terreno se divide el área en anillos concéntricos superficiales y se calcula su acción por zonas.

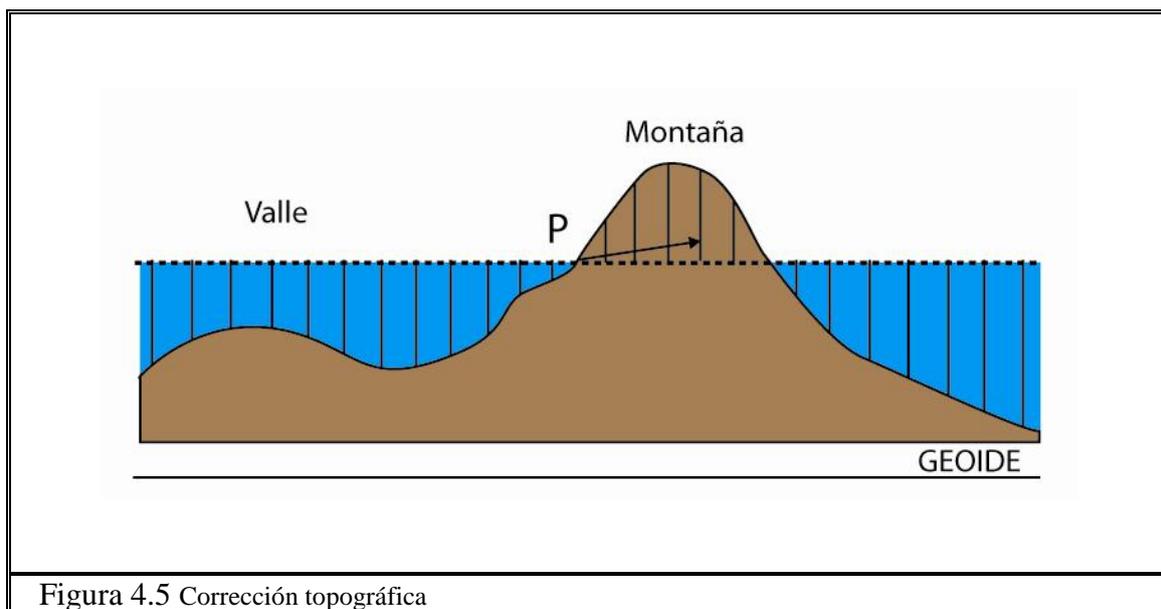


Figura 4.5 Corrección topográfica

Una montaña que se eleve por encima de la estación, da lugar a una componente de gravedad en sentido ascendente, mientras que un valle provoca un defecto de atracción hacia arriba (Fig. 4.5); luego esta corrección, puesto que se opone a la gravedad en un punto, siempre debe sumarse.

Esta corrección requiere de un levantamiento topográfico para determinar las irregularidades en el terreno. Cuando se disponen de mapas con curvas de nivel se pueden usar éstas, siempre y cuando se tenga la certeza de que están trazados a una buena nivelación.

Corección de Eötvös

Esta corrección se aplica para datos gravimétricos adquiridos en el mar, generalmente en adquisiciones marinas; el gravímetro es colocado en una plataforma especial con la finalidad de disimular el efecto del cabeceo y movimiento del barco. Si el gravímetro posee una velocidad durante las mediciones, la fuerza centrífuga actúa y genera una medición errónea, distinta a que si encontrara en reposo.

La dirección del desplazamiento en este caso, ya que las mediciones serán menores si movemos hacia el Este y mayores si es hacia el Oeste.

La corrección de Eötvös viene dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta\gamma_{Eötvös} = 4.040V \cos \phi \sin \alpha + 0.00121V^2$$

Donde V es la velocidad en Km/h, ϕ es la latitud y α es la dirección del curso del barco con respecto al norte.

4.1.7 ANOMALÍA DE BOUGUER EN TRABAJOS MARINOS

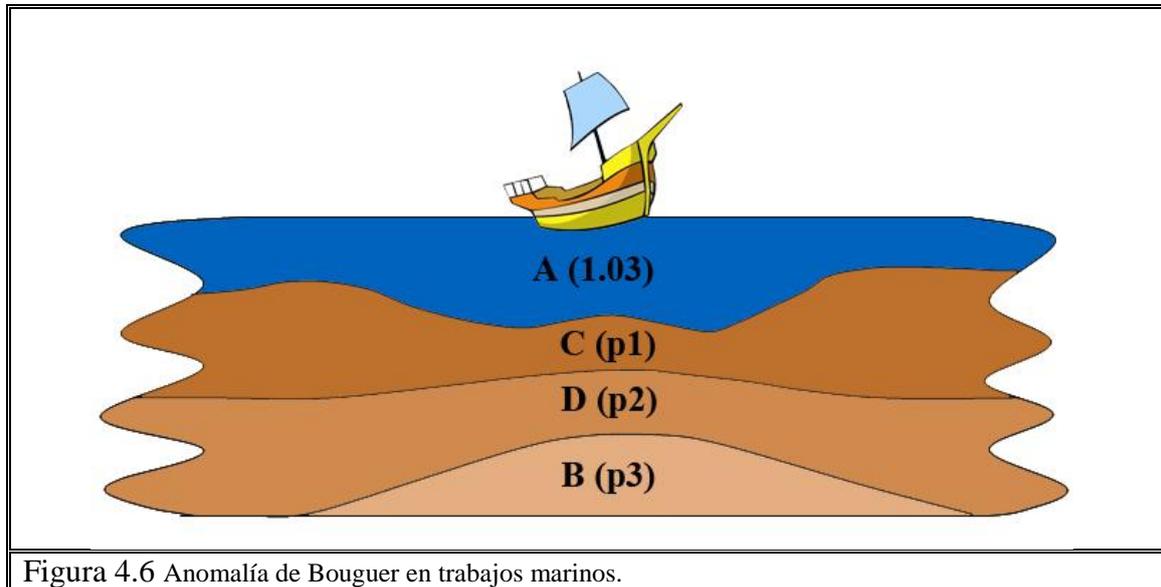


Figura 4.6 Anomalía de Bouguer en trabajos marinos.

a) Densidad de corrección ρ_3 (basamento).

La gravedad observada es debida a:

$$g_o = g_t + A(1.03 - \rho_3) + C(\rho_1 - \rho_3) + D(\rho_2 - \rho_3) + B(o)$$

La anomalía de Bouguer será:

$$A.B. = g_o - g_t + A(\rho_3 - 1.03) = C(\rho_1 - \rho_3) + D(\rho_2 - \rho_3)$$

El modelo corresponde

$$C(\rho_1 - \rho_3) + D(\rho_2 - \rho_3)$$

Si sumamos un prisma con densidad ρ_3 con dimensiones desde el nivel del mar a la base del basamento, que es equivalente a sumar una constante gravimétrica, los cuerpos a modelar serán:

$$\{ A(\rho_3) + C(\rho_1) + D(\rho_2) + B(\rho_3) \}$$

Para el modelado el cuerpo de agua, se sustituye con la densidad de corrección.

b) Densidad de corrección ρ_1 .

Si sumamos y restamos el efecto gravimétrico de $A(\rho_1)$ se obtiene:

$$g_o = g_t + A(1.03 - \rho_3) + A(\rho_1) - A(\rho_1) + C(\rho_1 - \rho_3) + D(\rho_2 - \rho_3) + B(o)$$

$$g_o = g_t + A(1.03 - \rho_1) + A(\rho_1 - \rho_3) + C(\rho_1 - \rho_3) + D(\rho_2 - \rho_3) + B(o)$$

$$g_o - g_t + A(1.03 - \rho_1) = A(\rho_1 - \rho_3) + C(\rho_1 - \rho_3) + D(\rho_2 - \rho_3) + B(o)$$

Sumamos análogamente el efecto gravimétrico de un prisma con densidad ρ_3 de dimensiones del nivel del mar a la base del basamento.

La anomalía de Bouguer queda como:

$$g_o - g_t + A(1.03 - \rho_1)$$

en consecuencia, los cuerpos a modelar serán:

$$\{ A(\rho_1) + C(\rho_1) + D(\rho_2) + B(\rho_3) \}$$

Se sustituye la capa de agua por la densidad de corrección, análogamente al caso anterior.

Nótese que el cuerpo ($A + C$) se puede considerar como un solo cuerpo de densidad ρ_1 (Fig. 4.6).

4.1.8 UNIDADES UTILIZADAS EN LA PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA

En geofísica, para el sistema (c.g.s), la unidad de aceleración se denomina GAL (en honor a Galileo, que fue uno de los precursores en el estudio de la gravedad) es decir:

$$1 G = 1 \text{ cm/ seg}^2 \text{ (unidad de aceleración)}$$

que es la aceleración que experimentan dos masas de un gramo cada una separadas un centímetro, atrayéndose con la fuerza de una dina.

El gal es una unidad muy grande comparada con las magnitudes usadas en geofísica, por lo que se usa más comúnmente el miligal (mGal) que es la milésima parte de un gal, es decir:

$$1 \text{ mGal} = 0.001 G = 0,001 \text{ cm/ seg}^2$$

Para la prospección petrolera se usa todavía una unidad más pequeña llamada unidad gravimétrica (UG)

$$1 \text{ mGal} = 10 \text{ ug}$$

$$1 \text{ ug} = 0.1 \text{ mGal} = 10^{-4} \text{ gales}$$

4.2 MÉTODO DE TALWANI 2D PARA MODELAR DATOS GRAVIMÉTRICO

La mayoría de los métodos de cálculo de los efectos producidos por cuerpos bidimensionales están basados en el método de la integral de línea para el cálculo de efectos gravimétricos de cuerpos bidimensionales de M. King. Hubbert; el cual se describirá primero para posteriormente a partir de este método, obtener las expresiones analíticas para las componentes de la atracción gravitacional debido a cuerpos bidimensionales de forma arbitraria aproximándolos a polígonos de n lados, que es la

convención del método de Talwani 2D para modelar datos gravimétricos y el cual es descrito por Cerón y Navarro (1981).

La anomalía Δg producida por una masa bidimensional de contraste de densidad constante se obtiene por medio de una u otra de las siguientes integrales de línea:

$$\Delta g = 2\gamma\Delta\rho \oint \theta dz = -2\gamma\Delta\rho \oint z dz$$

Donde z es la coordenada vertical, y θ es la coordenada polar expresada en radianes de un punto sobre la periferia del cuerpo en un plano normal a estos ejes y pasando a través del origen.

Las integrales de línea son valuadas alrededor de las periferias de las masas y son de signo opuesto si se llevan en la misma dirección de travesía, o son del mismo signo si van en direcciones opuestas.

En principio consideramos una lamina plana horizontal infinita acotada por los planos: Z y $z+dz$ (Fig. 4.7)

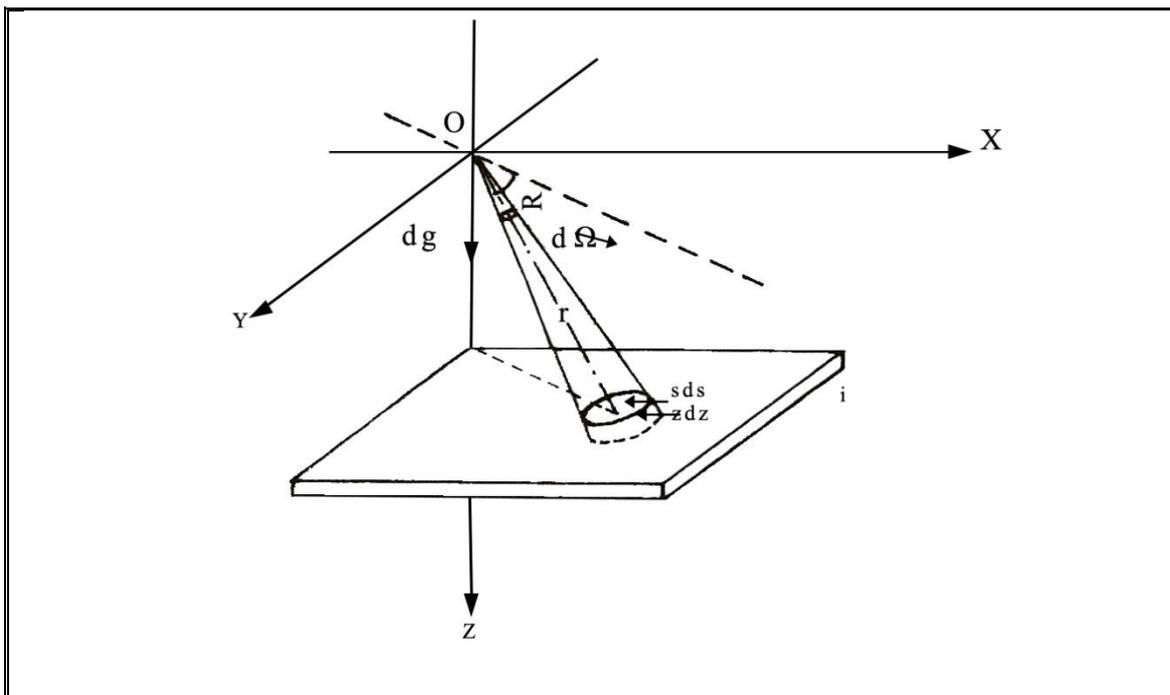


Figura 4.7 Atracción de una lamina plana finita (Tomada de Cerón y Navarro, 1981).

El origen de este sistema será el punto sobre al cual el efecto gravimétrico será calculado.

Considerando de cómo un elemento de área de este plano en un espacio tridimensional y considerando como la densidad de volumen del elemento, la componente vertical en el origen de la atracción debida a este elemento será:

$$dg = \frac{\gamma dm}{r^2} \text{sen} \alpha = \frac{\gamma \rho dz ds \text{sen} \alpha}{r^2} \quad (4.3)$$

Donde

γ = Constante gravitatoria

r = Distancia polar del elemento diferencial al origen

α = El ángulo de depresión de r desde la horizontal de la estación.

Introduciendo el concepto de ángulo sólido (Ω):

$$d\Omega = \frac{ds \text{sen} \alpha}{r^2} \quad (4.4)$$

en el ángulo sólido obtenido por el área ds ; pudiendo escribir la ecuación (4.3) más fácilmente en la siguiente forma:

$$ds = \gamma \rho dz d\Omega \quad (4.5)$$

Considerando un área finita S de forma arbitraria, la atracción en el origen debida a la masa limitada será:

$$g = \gamma dz \int_S \rho d\Omega \quad (4.6)$$

Si

$$\rho = \text{cte} \quad g = \gamma \rho \Omega dz \quad (4.7)$$

De manera que para un ángulo sólido dado, la atracción de la materia limitada entre dos planos Z_1 y Z_2 se obtiene integrando la ecuación (4.7) con respecto a Z :

$$g = \gamma \Omega \int_{z_1}^{z_2} \rho dz \quad (4.8)$$

$$g = \gamma \rho \Omega (z_2 - z_1) \quad (4.9)$$

Que no es más que la atracción en el origen de la masa contenida el tronco de un cono inclinado con vértice en el origen.

Consideremos ahora la atracción en el origen que resultaría si hacemos que el elemento de área ds se convierta en una tira recta y angosta de longitud indefinida paralela al eje y . Tal tira será definida por el área sobre el plano $Z=\text{constante}$, situada entre dos planos inclinados los cuales se intersectan el eje y , y formando con el eje x ángulos de θ y $\theta + d\theta$ respectivamente (Fig. 4.8)

De la ecuación (4.7) puede verse que la atracción de ésta tira será proporcional al ángulo sólido subtenido por esta es el origen.

El ángulo sólido $d\Omega$ entre dos planos que se intersectan en un ángulo $d\theta$ guardará la misma relación con el ángulo sólido total que la del ángulo plano total. El ángulo sólido total es la relación del área de la superficie de una esfera con el cuadrado de un radio, ó 4π , y el ángulo plano total es 2π ; entonces:

$$\frac{d\Omega}{4\pi} = \frac{d\theta}{2\pi}$$

De donde

$$d\Omega = 2d\theta \quad (4.10)$$

Introduciendo está expresión en la ecuación (4.5) obtenemos:

$$dg = 2\gamma\rho d\theta dz \quad (4.11)$$

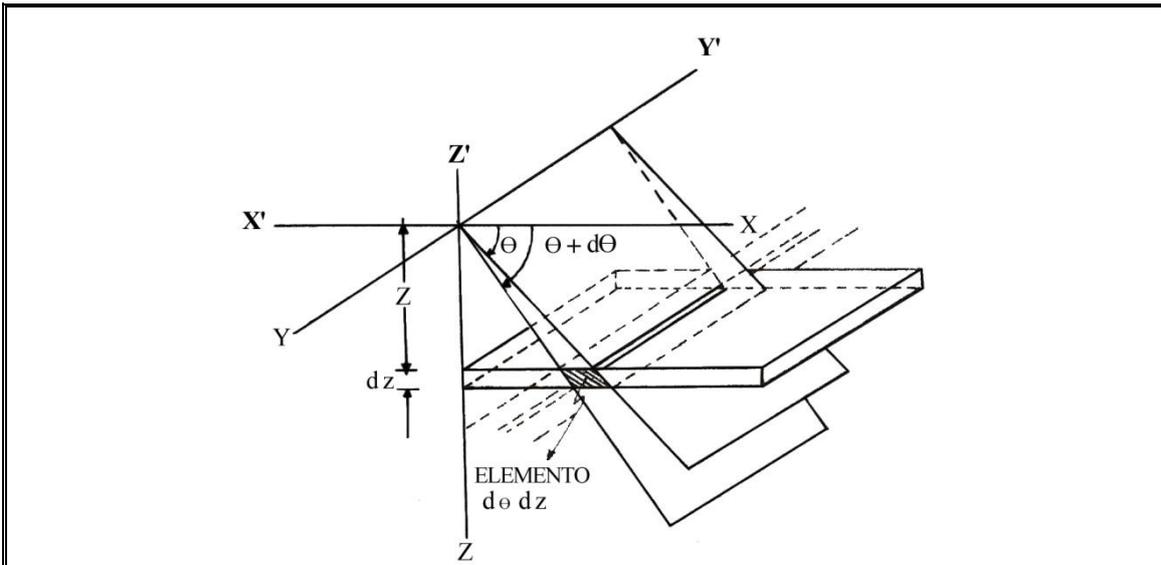


Figura 4.8 Ilustración del prisma elemental $d\theta dz$ (Tomada de Cerón y Navarro, 1981).

A la ecuación anterior (4.11) la consideraremos como la ecuación diferencial fundamental de la atracción de una masa bidimensional. La interacción de los planos θ y $\theta+d\theta$ con los planos Z y $Z+dz$, Z y $Z+dz$ definen un prisma elemental de longitud infinito, en terminos de las variables θ y Z de sección transversal $d\theta dz$.

Considerando ahora la integral de línea alrededor de la perifería del área del prisma elemental limitado por líneas θ , $\theta+d\theta$, Z , & $Z+dz$ (Fig. 4.9)

Considerando la integral de línea $\oint \theta dz$

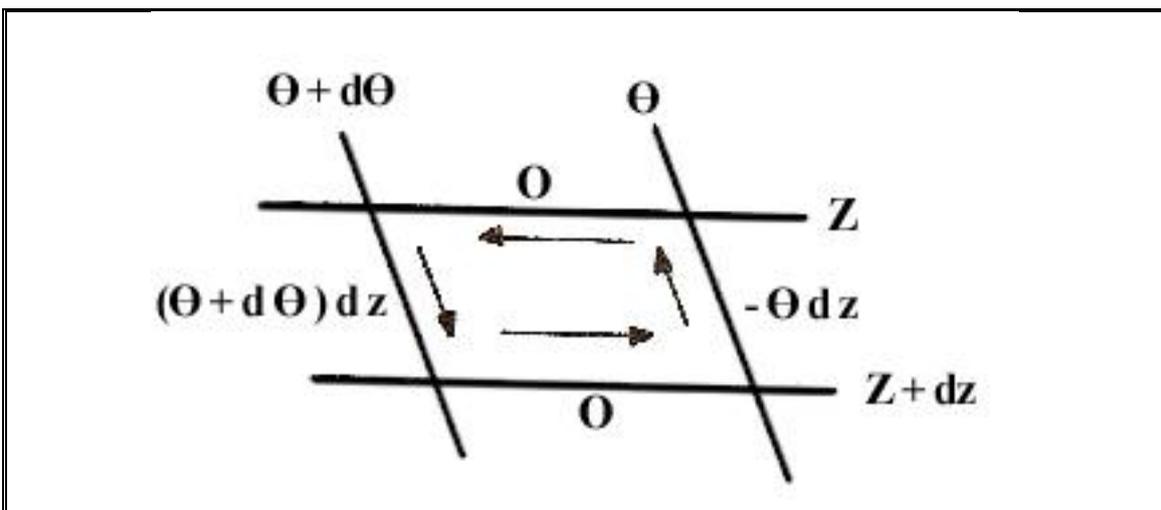


Figura 4.9 integral de línea alrededor del elemento $d\theta dz$ (Tomada de Cerón y Navarro, 1981)

Partiendo de la intersección de las líneas θ & Z recorremos el circuito en el sentido $Z, \theta+d\theta, Z+dZ, \theta$. En este circuito dz será cero sobre los dos lados y la integral remitente será:

$$\oint \theta dz = 0 + (\theta + d\theta)dz + 0 - \theta dz = d\theta dz \quad (4.12)$$

Alternativamente consideramos la integral $\oint z d\theta$, donde ahora el circuito ahora es recorrido en el sentido $\theta, z+dz, \theta+d\theta, z$:

$$\oint z d\theta = 0 + (z + dz)d\theta + 0 - z d\theta = dz d\theta \quad (4.13)$$

Si se supone un área finita S se puede obtener la $\iint d\theta dz$ por ejecución de uno u otro caso de las integrales de línea de las integrales de las ecuaciones (4.12) y (4.13), entonces integrando los resultados sobre el área:

$$\iint_S d\theta dz = \iint_S \left[\oint \theta dz \right] = \iint_S \left[\oint z d\theta \right] \quad (4.14)$$

Donde las integrales respectivamente son tomadas en sentidos positivos. Pero como se ve en la Figura 4.10 cuando una integral de línea se toma por separado alrededor de cada uno de los elementos del área, cada trayectoria interior es cruzada dos veces, mientras que las exteriores se recorren solamente una vez, y siempre en el mismo sentido. De ahí que las integrales sobre todas las trayectorias interiores se cancelan recíprocamente, mientras todas aquellas trayectorias en el interior sean acumulativas y del mismo signo.

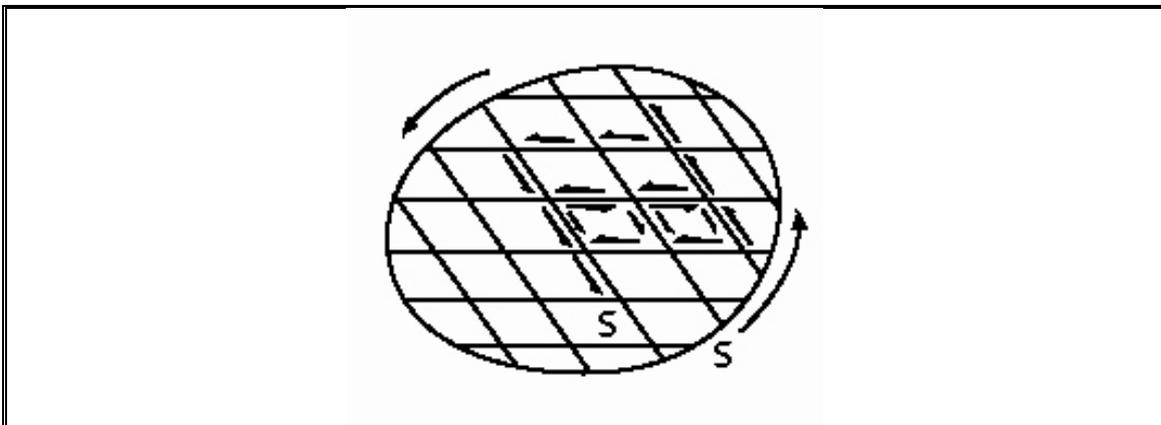


Figura 4.10 Conversión de la integral de superficie a la integral de línea (Tomada de Cerón y Navarro, 1981).

Consecuentemente:

$$\iint_S d\theta dz = \oint \mathcal{A} dz = \oint_S z d\theta \quad (4.15)$$

Donde la integral de línea respectivamente tomada en un sentido positivo alrededor de la periferia exterior del área de integración es de la ecuación (4.11):

$$\int dg = 2\gamma \iint \rho d\theta dz$$

Si $\rho = ctc$

$$g = 2\gamma\rho \iint d\zeta dz \quad (4.16)$$

Sustituyendo la ecuación (4.15) en la (4.16):

$$g = 2\gamma\rho \oint \theta dz = 2\gamma\rho \oint z d\theta \quad (4.17)$$

Que es la ecuación que calcula el efecto gravimétrico de masas finitas y densidad constante en dos dimensiones

Manik Talwani, J. Lamar Worsel y Mark Landisman, desarrollaron un método para determinar las componentes de la atracción gravitacional debida a cuerpos bidimensionales de forma arbitraria aproximándolos a polígonos de n lados de la siguiente forma:

Consideremos un polígono ABCDEF (Fig. 4.11) de n lados, y siendo P el punto el cual la atracción debida a este polígono va a ser determinada.

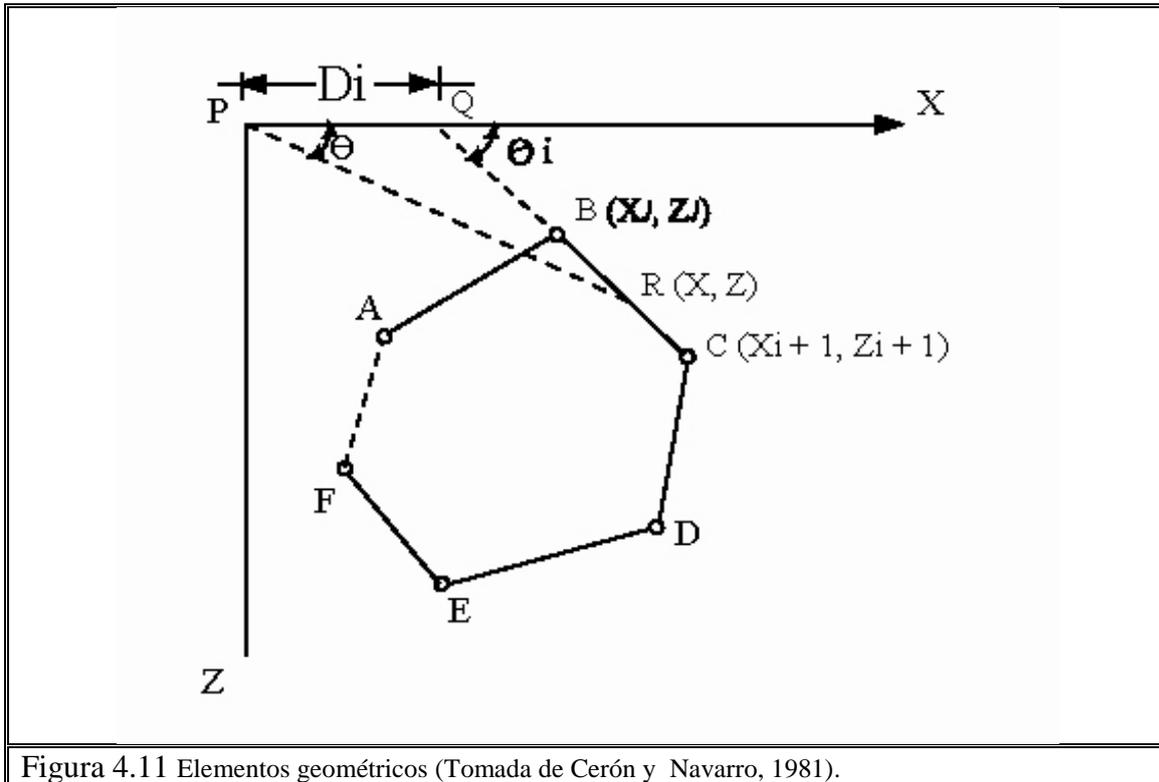


Figura 4.11 Elementos geométricos (Tomada de Cerón y Navarro, 1981).

Como se demostró con el desarrollo del método de Hubbert de la integral de línea, la ecuación (4.17) que define la componente vertical de la atracción gravimétrica debido a un cuerpo bidimensional con la expresión:

$$g_v = 2\lambda\rho \int z d\theta$$

En una forma semejante a como se dedujo esta expresión puede obtenerse la fórmula que muestra la componente horizontal, cuya ecuación es.

$$G_H = 2\gamma\rho \int x d\theta$$

Evaluando estas dos integrales $\int z d\theta$ y $\int x d\theta$ para el polígono de la Figura 4.11, se calcula primero la contribución del lado BC del polígono a la integral $\int z d\theta$; prolongando BC hasta que se intersecte con el eje x en un punto Q, formandose un ángulo ϕ_i , llamaremos D_i a la distancia del origen (punto P) al punto donde el lado BC corta el eje x (punto Q), de aquí que:

$$Z = x \tan \theta \quad (4.18)$$

Para cualquier punto arbitrario R sobre BC tendremos:

$$Z = (x - D_i) \tan \phi_i \quad (4.19)$$

Despejando x en la ecuación (4.19) y sustituyendo en la ecuación (4.18), obtenemos:

$$Z = \frac{D_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \quad (4.20)$$

Sustituyendo esta expresión encontrada en la integral de línea a lo largo del tramo BC:

$$\int_{BC} Z d\theta = \int_B^C \frac{D_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta = Z_i \quad (4.21)$$

En la formula análoga:

$$\int_{BC} x d\theta = \frac{D_i \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} = x_i \quad (4.22)$$

La componente vertical G_v y la horizontal G_H de la atracción gravimétrica debida al polígono integro en un punto dado será:

$$G_v = 2\gamma\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (4.23)$$

$$G_H = 2\gamma\rho \sum_{i=1}^n x_i \quad (4.24)$$

Si ahora consideramos la ecuación de las integrales de las ecuaciones (4.21) y (4.22). En el caso más general se puede mostrar de la siguiente forma:

$$Z_i = D_i \operatorname{sen} \phi_i \cos \phi_i \left[\theta_i - \theta_{i+1} + 1 + \tan \phi_i \log e^{\frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} + 1 (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)}} \right] \quad (4.25)$$

$$x_i = D_i \operatorname{sen} \phi_i \cos \phi_i \left[\tan \phi_i (\theta_{i+1} - \theta_i) + \log e^{\frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} + 1 (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)}} \right] \quad (4.26)$$

$\theta_i, \theta_{i+1}, \phi_i \neq D_i$ pueden ser expresados en términos de las coordenadas x & z de tal forma que se pueden obtener expresiones para las componentes G_v y G_H en término solamente de estas coordenadas. Esta forma de expresión representa una ventaja pues es más sencillo definir el contorno de un polígono con las coordenadas correspondientes a sus vértices. Estas son las coordenadas x & z utilizadas en el cálculo; en adición, es necesario especificar la densidad del cuerpo y la posición de los puntos respecto a los cuales se calcula la atracción.

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{Z_i}{x_i}$$

$$\phi_i = \tan^{-1} \frac{Z_i + 1 - Z_i}{x_i + 1 - x_i}$$

$$\theta_{i+1} = \tan^{-1} \frac{Z_i + 1}{x_i + 1}$$

$$D_i = x_i + 1 + Z_i + 1 \frac{x_i + 1 - x_i}{Z_{i-Z_i+1} + 1}$$

Debido a que en el modelado comparamos la respuesta real del subsuelo obtenida a partir de gravímetros que miden la componente vertical con la respuesta matemática de nuestro modelo, sólo solo se usaran las expresiones derivadas de la ecuación (4.23).

F. S. Grant y N. A. Morgan simplificaron la formula para la componente vertical de la atracción gravitacional, reduciéndola a lo siguiente:

$$g = 2\gamma\rho \sum_{i=1}^n \frac{b_i}{1+a_i} \left[\frac{1}{2} \ln \frac{(x_i+1)^2 + (Z_i+1)^2}{x_i^2 + Z_i^2} + a_i \left(\tan^{-1} \frac{x_i+1}{Z_i+1} - \tan^{-1} \frac{x_i}{Z_i} \right) \right] \quad (4.27)$$

Donde:

$$a_i = \frac{x_i+1-x_i}{Z_i+1-Z_i} \quad \text{y} \quad b_i = \frac{x_i Z_i+1-x_i+1 Z_i}{Z_i+1-Z_i}$$

Sustituyendo a_i , b_i y el valor de la constante gravitacional γ , y considerando $\rho = \Delta\rho$ como el contraste en densidad, finalmente se obtendrá la siguiente expresión:

$$g = 133.4 \Delta\rho \sum_{i=1}^n \frac{x_i Z_i+1-x_i Z_i}{(Z_i+1-x_i)^2 + (x_i+1-Z_i)^2} \left[\frac{Z_i+1-Z_i}{2} \ln \frac{(x_i+1)^2 + (Z_i+1)^2}{x_i^2 + Z_i^2} + (x_i+1-x_i) \left(\tan^{-1} \frac{x_i+1}{Z_i+1} - \tan^{-1} \frac{x_i}{Z_i} \right) \right]$$

donde g está dada en unidades gravimétricas y, x y Z en kilómetros. Cada término de la sumatoria representa el efecto de un prisma triangular infinito con vértice en el punto en el cual se calcula el efecto y su base formada por un lado del polígono al cual el cuerpo se aproximó.

Recorriendo la periferia del cuerpo aproximado por el polígono en un sentido determinado, puede observarse que ocurre una suma algebraica de los prismas triangulares, debido a que los puntos inicial y final se invierten, de manera que las partes de esta sección triangular no quedan dentro del polígono, sus efectos son anulados como se muestra en la Figura 4.12.

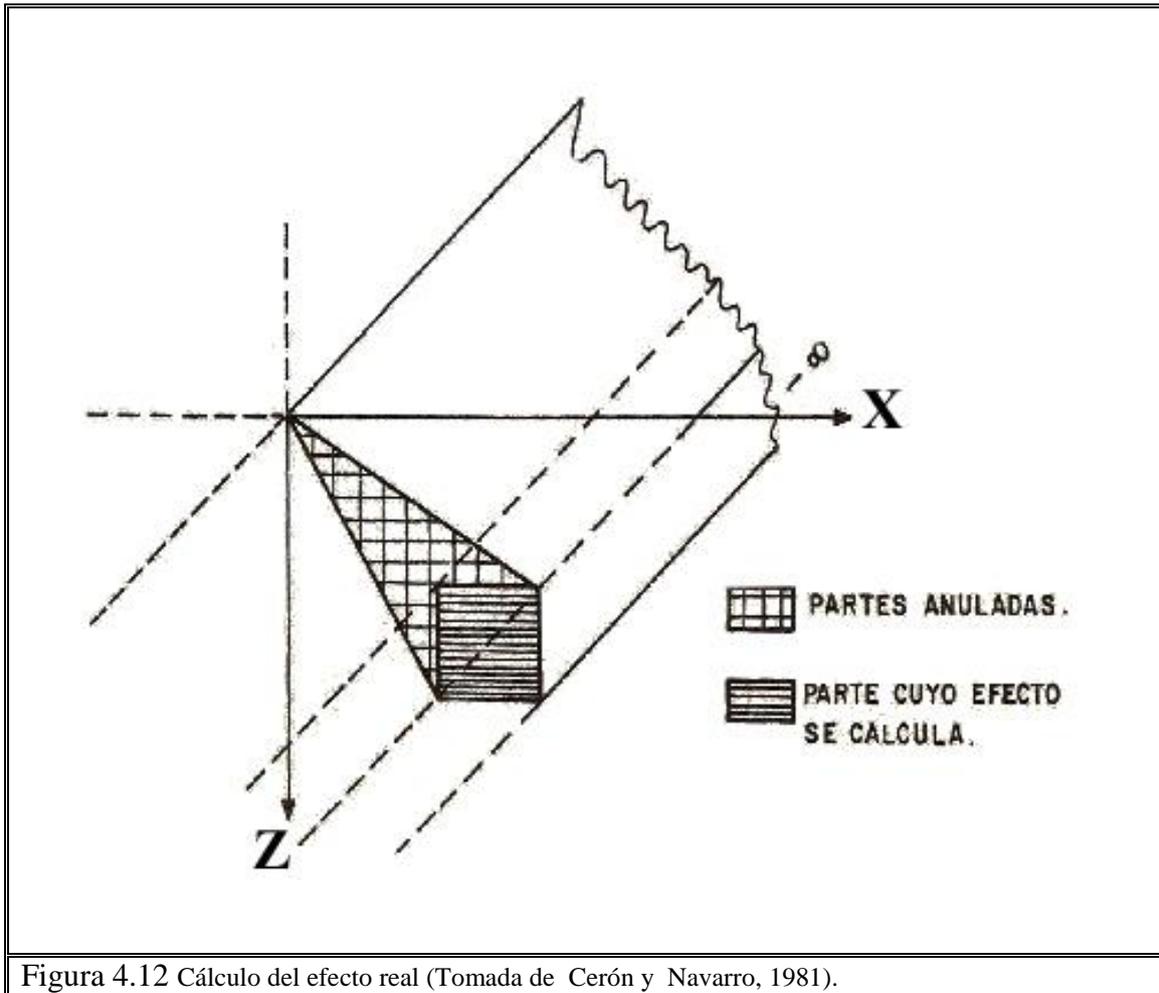


Figura 4.12 Cálculo del efecto real (Tomada de Cerón y Navarro, 1981).

4.3 BASES TEÓRICAS DEL MÉTODO MAGNÉTICO

4.3.1 POLOS MAGNÉTICOS

Los polos magnéticos (Fig. 4.13) son aquellas porciones de un imán en donde se encuentra concentrada su fuerza magnética. Se localizan en los extremos, es decir, donde se reúnen las líneas de fuerza. Los polos siempre existen en pares, formando un dipolo.

En un imán muy largo las líneas de fuerza del polo positivo (Fig. 4.13) no serán afectadas por el polo negativo y cada uno de ellos puede considerarse aislado.

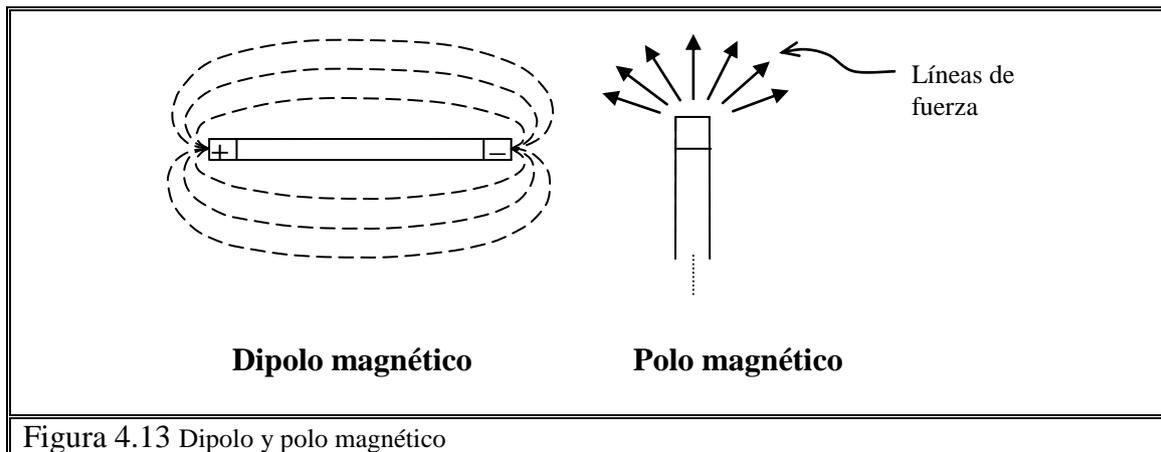


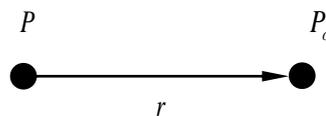
Figura 4.13 Dipolo y polo magnético

4.3.2 INTENSIDAD DEL CAMPO MAGNÉTICO

La intensidad de campo magnético \mathbf{H} en un punto se define como la fuerza por intensidad de polo que ejercería cuando un pequeño polo de prueba \mathbf{P}_o se coloca en dicho punto.

$$H = \frac{F}{P_o} = C \frac{P}{r^2} \quad \text{Expresión escalar}$$

$$\vec{H} = \frac{\vec{F}}{P_o} = C \frac{P}{r^2} \frac{\vec{r}}{r} = C \frac{P}{r^3} \vec{r} \quad \text{Expresión vectorial}$$



donde:

$|\vec{H}|$ es lo que mide el magnetómetro de intensidad magnética total.

La unidad de campo magnético en el sistema CGS es el OERSTED, que se define como el campo creado por un polo magnético de intensidad unitaria a una distancia de 1 cm.

\mathbf{H} (oersted) = \mathbf{H} (dina / polo unitario)

El campo se puede expresar en términos de densidad de líneas de fuerza:

$$1 \text{ oersted} = \frac{1 \text{ línea de fuerza}}{\text{cm}^2}$$

En geofísica, se utiliza como unidad la gamma (γ), que corresponde a 10^{-5} oersted, ya que el oersted resulta una unidad demasiado grande para Geofísica, donde las anomalías que encontramos son de unas decenas y en ocasiones de centenas de gammas.

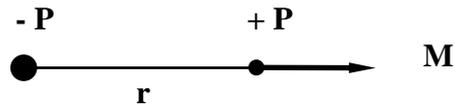
$$1 \text{ oersted} = 10^5 \gamma$$

4.3.3 MOMENTO MAGNÉTICO

Se define como momento magnético de un dipolo, el vector \vec{M} :

$$\vec{M} = \mathbf{P} \vec{r} ,$$

siendo \vec{r} el vector de posición del polo magnético positivo, respecto al negativo.



$$d\vec{M} = P d\vec{r} = P d\vec{l}$$

$r = l =$ Distancia entre polos o longitud del polo.

Es usual en física, considerar la materia como continua y para su estudio considerar elementos de volumen. A cada volumen elemental le corresponde un momento magnético elemental $d\vec{M}$.

4.3.4 INTENSIDAD DE MAGNETIZACIÓN O POLARIZACIÓN

La intensidad de magnetización se define como:

$$\vec{J} = d\vec{M} / dv,$$

donde $d\vec{M}$ es el momento magnético elemental del elemento de volumen dv . Es por lo tanto el momento magnético / volumen.

Si tratamos con materiales moderadamente magnéticos y campos magnéticos débiles, como los que se consideran en los trabajos geofísicos, la magnetización está en la dirección del campo aplicado y su intensidad es proporcional a la intensidad de campo.

$$\vec{J} = \chi \vec{H}$$

χ = susceptibilidad magnética.

Los materiales magnéticos con susceptibilidad positiva se denominan paramagnéticos. Pocos materiales como la sal y la anhidrita, tienen susceptibilidades negativas y se describen como diamagnéticos.

4.3.5 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética es el grado de magnetización de un material, en respuesta a un campo magnético. La susceptibilidad magnética volúmica se representa por el símbolo χ , y no tiene dimensiones.

$$\vec{M} = \chi \vec{H}$$

donde M es la magnetización del material (la intensidad del momento magnético por unidad de volumen) y H es la intensidad del campo magnético externo aplicado.

Si χ es positivo, el material se llama paramagnético (o ferromagnético), y el campo magnético se fortalece por la presencia del material. Si χ es negativa, el material es diamagnético, y el campo magnético se debilita en presencia del material.

La susceptibilidad magnética y la permeabilidad magnética (μ) están relacionadas por la siguiente fórmula:

$$\mu = \mu_0(1 + \chi)$$

donde μ_0 es la permeabilidad magnética del vacío.

4.3.6 INDUCCIÓN MAGNÉTICA

La inducción magnética (H) es la fuerza que adquiere temporalmente un cuerpo al ser introducido en un campo magnético, y se puede relacionar con la intensidad de magnetización adquirida (I) en la siguiente forma:

$$H=4\pi I=4\pi \chi H$$

Para un campo de intensidad (H) normal a la superficie considerada.

$$H=4\pi \chi H \cos \theta$$

Cuando la superficie considerada hace un ángulo θ con el campo magnético aplicado de la intensidad H.

El fenómeno de la inducción magnética se explica partiendo de las características magnéticas de los átomos de los elementos y de los del magnetismo resultante de sus agrupaciones moleculares, las que a su vez definen las estructuras de los cristales o granos de las sustancias. En cada cristal o grano de una sustancia se encuentran zonas locales imantadas a saturación cuando no se ejerce sobre ellas ninguna acción magnética exterior, a estas zonas se les llama dominios las que se alinean por sí mismas en una de las seis direcciones de los ejes cristalinos.

Puesto que existe la misma probabilidad de que un dominio este orientado con respecto a cualquiera de las direcciones axiales, los cristales o granos no muestran magnetización. La acción de un campo externo tiende a los ejes de los dominios en dirección paralela, en mayor o menor grado dependiendo de la intensidad de dicho campo y de las propiedades magnéticas inherentes de la materia en cuestión, dando lugar en esta forma al magnetismo inducido

Sin embargo, la intensidad de la magnetización inducida tiene un límite natural, el cual se alcanza cuando bajo la influencia de un campo muy intenso, todos los

dominios sitúan sus ejes a lo largo de las líneas de fuerza del campo aplicado llegándose a la *saturación magnética*, ya que en estas condiciones ningún incremento del campo inductor puede incrementar la intensidad de la magnetización inducida.

Cuando cesa la acción del campo externo, la influencia de las moléculas vecinas tiende a restaurar la posición de los dominios, aunque esta restauración no llega a ser completa, tal cosa explica la *magnetización residual* que permanece en una substancia que ha estado bajo la influencia de un campo magnético externo, aún cuando éste ya no esté actuando sobre ella.

El magnetismo residual e inducción que se origina en la forma explicada es un factor importante en las mediciones magnéticas del material de la corteza terrestre, puesto que ésta se encuentra bajo la influencia del campo magnético terrestre, el cual induce mayor o menor magnetización en los minerales de las rocas más o menos susceptibles, constituyendo en esta forma el magnetismo inducido y residual que son componentes del campo que se mide en los estudios geomagnéticos.

4.3.7 UNIDADES EMPLEADAS EN LA PROSPECCIÓN MAGNÉTICA

En la magnetometría se emplean varias unidades:

$$1\text{Oersted} = 1\text{Gauss} = 10^5\text{gamma} = 10^5\text{nT} \quad (\text{T} = \text{Tesla}). \quad 1\text{gamma} = 10^{-9}\text{T} = 1\text{nT}.$$

La unidad Gauss se introdujeron en honor al matemático alemán Carl Friedrich Gauss, nacido 1777 en Braunschweig, fallecido 1855 en Göttingen. Gauss desarrolló el método para la determinación absoluta del campo geomagnético y inició la observación del campo geomagnético en intervalos regulares. Las unidades Gauss y gamma son las unidades del sistema cgs, la unidad nT es la unidad del sistema SI.

Los geofísicos prefieren emplear el parámetro 'intensidad del campo magnético H' en vez del parámetro 'inducción o densidad del flujo B'. Se puede substituir uno de estos parámetros por el otro, porque la permeabilidad del aire varía solo poco de la

permeabilidad del vacío. La densidad del flujo B de un campo magnético está relacionada con la intensidad magnética H como sigue: $B = \mu_0 \times H$, donde $\mu_0 =$ permeabilidad del vacío $= 1,25 \times 10^{-6}$ Vs/Am. La permeabilidad se refiere a la facilidad, que ofrece un cuerpo al paso del flujo magnético.

A partir del año 1930 la unidad cgs de la intensidad magnética del campo H se debería denominar Oersted ($1\text{Oersted} = 1\text{cm}^{-1/2}\text{g}^{1/2}\text{s}^{-1}$), pero los geofísicos siguen empleando la unidad Gauss para la intensidad magnética. La unidad comúnmente empleada es gamma, introducida 1896 por M. ESCHENHAGEN como esta unidad es útil para expresar las variaciones pequeñas del campo magnético.

4.3.8 MAGNETISMO TERRESTRE

La Tierra tiene un campo magnético originado por su estructura interna (campo principal), la influencia con la ionosfera con el viento solar (campo exterior) y el magnetismo de las rocas de la corteza (campo cortical).

Aproximadamente el 90 % del campo magnético de la Tierra se parece al campo producido por un dipolo. El restante 10 % tiene características complejas, esto hace que el norte magnético no corresponda con el norte geográfico; el polo norte magnético se encuentra a 1800 kilómetros del polo norte geográfico. En consecuencia, una brújula no apunta exactamente hacia el norte geográfico; la diferencia, medida en grados, se denomina declinación magnética. La declinación magnética en la actualidad es de 11° . El polo sur magnético está desplazándose por la zona norte canadiense en dirección hacia el norte de Alaska.

Origen del campo magnético terrestre

El campo magnético terrestre se originaría en las corrientes de la región ígnea de la Tierra, como consecuencia del movimiento de partículas cargadas eléctricamente. Considerando el tamaño de la Tierra, la velocidad de las partículas cargadas debe ser inferior a un milímetro por segundo para producir el campo magnético observable.

Otro origen probable son las corrientes de convección que se originan por el calor del núcleo. Quizás el campo magnético terrestre sea el producto de la combinación de las corrientes de convección con los efectos de la rotación terrestre.

La naturaleza electrodinámica del Núcleo de la Tierra.

Si hablamos del magnetismo terrestre, también podemos concluir que el núcleo de la Tierra tiene una naturaleza electrodinámica (sólo las corrientes eléctricas originan campos magnéticos, mientras que las cargas estáticas no producen campo magnético), ya que sólo así se comprendería que el interior de la Tierra produzca un campo magnético.

De esta forma las distintas capas de la Tierra, al estar en movimiento, producen, por el frotamiento de sus materiales, electrones. Si además tenemos en cuenta que se supone que el núcleo de la Tierra está constituido por NiFe (Níquel, Hierro) y es en teoría líquido, podemos entender que hay un flujo continuado de electrones entre los materiales ferromagnéticos del interior de la Tierra, que hacen que esta se comporte como un electroimán, y genere un campo magnético, con dos polos, equivalentes a los de un imán normal.

En el caso de la Tierra, la zona en la que se mueve está influenciada por el campo magnético solar, pero el propio campo magnético terrestre crea como una burbuja. La interacción en constante evolución entre ambos campos magnéticos y las partículas magnéticas provenientes del Sol produce fenómenos como las auroras (boreales o australes) y la interferencia en las comunicaciones radioeléctricas.

Variaciones del campo magnético terrestre

El campo magnético de la Tierra varía en el curso de las eras geológicas, es lo que se denomina *variación secular*. La dirección del campo magnético queda registrada en la orientación de los dominios magnéticos de las rocas y el ligero magnetismo resultante se puede medir.

Midiendo el magnetismo de rocas situadas en estratos formados en periodos geológicos distintos se elaboraron mapas del campo magnético terrestre en diversas eras. Estos mapas muestran que ha habido épocas en que el campo magnético terrestre se ha reducido a cero para luego invertirse, otras en los que estuvo prácticamente inactivo durante 10 o 20 mil años, hace poco más de un millón de años. Esta es la época en la que surgieron los seres humanos.

No se puede predecir cuándo ocurrirá la siguiente inversión porque la secuencia no es regular. Ciertas mediciones recientes muestran una reducción del 5% en la intensidad del campo magnético en los últimos 100 años. Si se mantiene este ritmo el campo volverá a invertirse dentro de unos 2.000 años.

Elementos del campo magnético terrestre

La fuerza magnética F es un vector con dirección paralela a las líneas de fuerzas del campo magnético.

En la superficie de la tierra se miden las componentes horizontales y verticales (Fig. 4.14) del vector del campo magnético F . estas son la declinación y la inclinación, respectivamente.

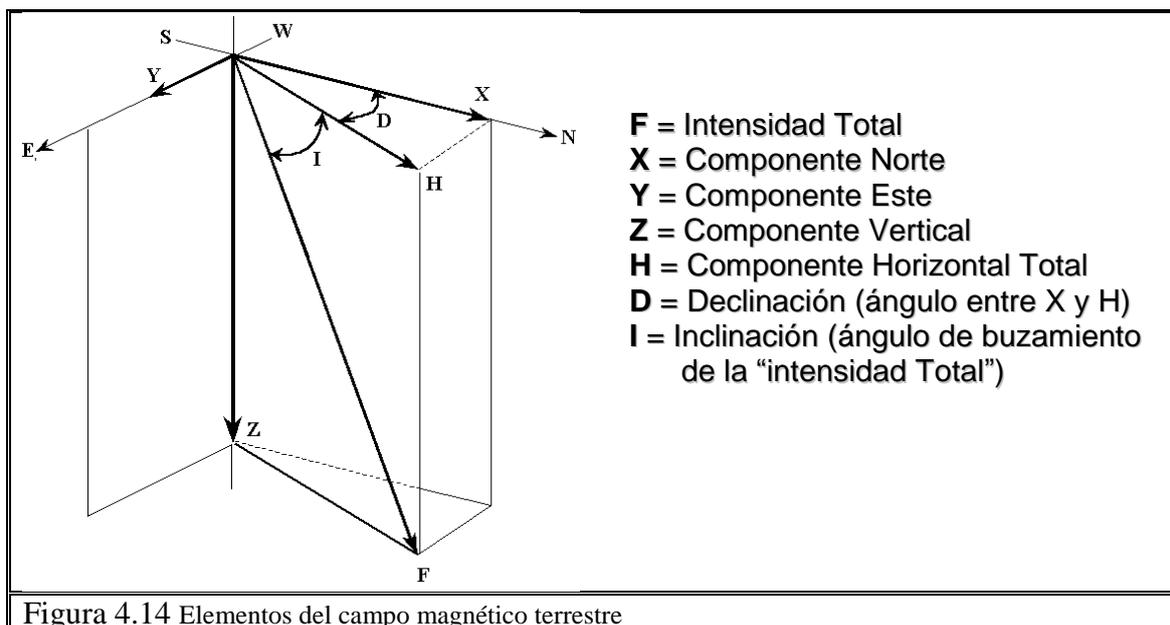


Figura 4.14 Elementos del campo magnético terrestre

4.4 MÉTODO TALWANI 2D PARA MODELAR DATOS MAGNÉTICOS

Es un método de interpretación indirecta en el cual las anomalías magnéticas son calculadas a partir de un cuerpo de prueba y comparadas con las anomalías observadas; así para este cuerpo de prueba propuesto se podrá controlar la forma, tamaño y profundidad además que se supondrá una magnetización uniforme para todo el cuerpo, el método supone un cuerpo o estructura en dos dimensiones de forma arbitraria, para el cual se calculara, la anomalía magnética en dos dimensiones (Cerón y Navarro, 1981) .

El desarrollo de las formulas para la atracción de un prisma de dos dimensiones semi-infinito, fue tratado en una forma ligera por Heiland (1945) el cual se describe. Estas formulas son aplicables para la obtención de la anomalía calculada causada por un cuerpo de dos dimensiones de forma irregular y sección transversal, ya que es posible aproximar cualquier cuerpo irregular de sección transversal por medio de un polígono.

En estas condiciones se considerara primero el cálculo de la anomalía magnética causada por un prisma en dos dimensiones semi-infinito KLMN mostrado en la Figura 4.15.

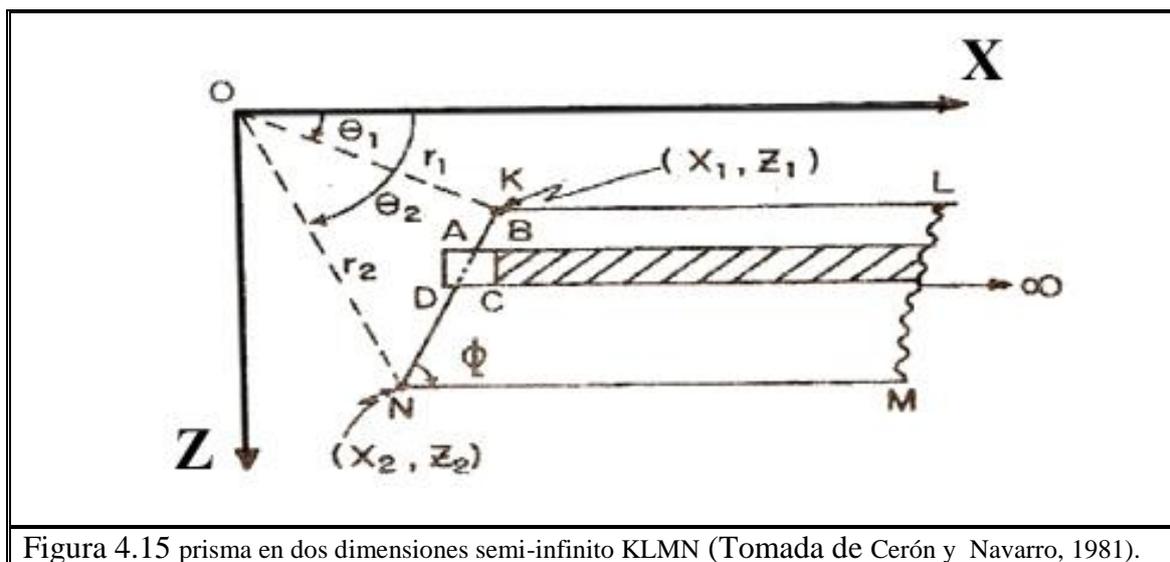


Figura 4.15 prisma en dos dimensiones semi-infinito KLMN (Tomada de Cerón y Navarro, 1981).

Como se podrá observar el prisma se extiende infinitamente a lo largo del eje x positivo y a lo largo del eje Y, hacia el lado positivo y negativo. Así procederemos a observar la anomalía magnética causada por este prisma en el origen, en sus componentes horizontal y vertical.

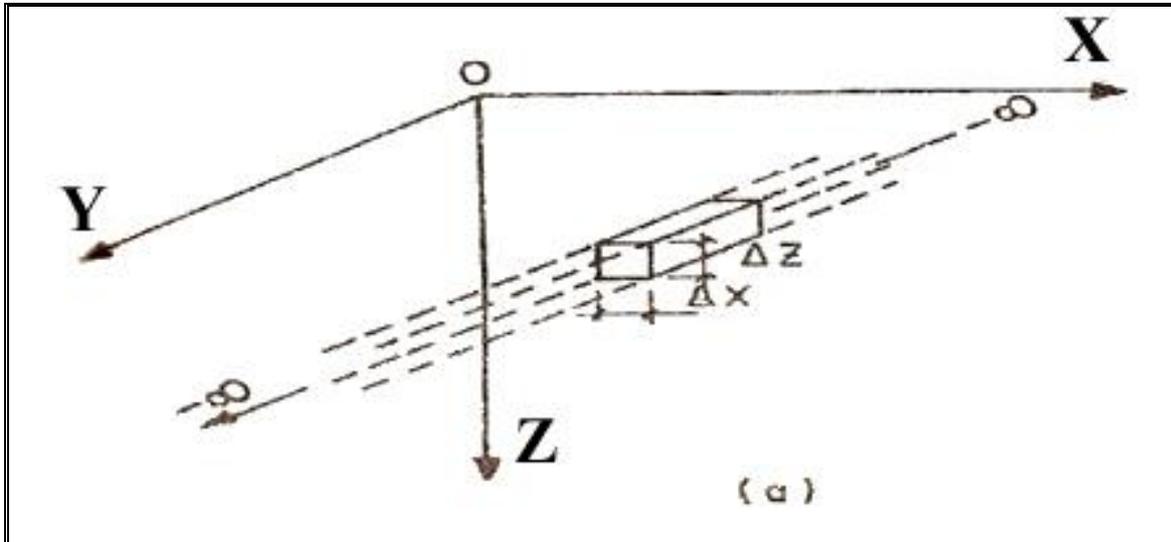


Figura 4.16 Cerón y Navarro (1981).

Considerando primero la anomalía magnética causada por una sección elemental dada por los puntos ABCD, mostrada en la Figura 4.15, la cual se muestra en las tres dimensiones en la Figura 4.16 en este caso consideramos a J como la intensidad de magnetización ya que todo cuerpo magnético se comporta como un imán, así se tendrá que el momento magnético del volumen elemental $\Delta x \Delta y \Delta z$ estará dado por:

$$m = J \Delta x \Delta y \Delta z$$

Así el potencial magnético de dicho volumen elemental que está actuando en un punto en este caso el origen, el cual se encuentra en el espacio fuera de él estará dado por la integral del momento magnético por el gradiente $(1/r)$ en donde r será la distancia del volumen elemental al origen, así se tendrá:

$$w = \iiint \bar{m} \operatorname{grad} \left(\frac{1}{r} \right)$$

$$w = \iiint \bar{J} dv \operatorname{grad} \left(\frac{1}{r} \right)$$

Así para la sección ABCD se tiene:

$$w = \Delta x \Delta z \int_{-\infty}^{\infty} \bar{J} \operatorname{grad} \left(\frac{1}{r} \right) dy$$

Ya que:

$$\operatorname{grad} \left(\frac{1}{r} \right) = \frac{\bar{r}}{r^3}$$

Se tendrá:

$$w = \Delta x \Delta y \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\bar{J} \bar{r}}{r^3} dy = \Delta x \Delta y \int_{-\infty}^{\infty} \frac{J_x x + J_y y + J_z z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} dy$$

$$w = 2 \Delta x \Delta y \frac{J_x x + J_z z}{x^2 + z^2}$$

La componente vertical del campo V, producida por el volumen elemental estará definido por:

$$V = - \frac{\partial w}{\partial z}$$

Así se tiene que:

$$V = - 2 \Delta x \Delta z \frac{\partial [(J_x x + J_z z)(x^2 + z^2)]}{\partial z}$$

$$V = - 2 \Delta x \Delta z \frac{(x^2 + z^2) J_z - 2z(J_x x + J_z z)}{(x^2 + z^2)^2}$$

$$V = - 2 \Delta x \Delta z \frac{x^2 J_z + z^2 J_z - 2xz J_x - 2z^2 J_z}{(x^2 + z^2)^2}$$

$$V = 2\Delta x \Delta z \frac{2xzJ_x - J_z(x^2 - z^2)}{(x^2 + z^2)^2} \quad (4.28)$$

La componente horizontal del campo H, medida en la dirección x estará dada por:

$$H = - \frac{\partial w}{\partial z}$$

Así siguiendo el mismo desarrollo anterior se tiene:

$$H = 2\Delta x \Delta z \frac{J_x(x^2 - z^2) + 2xzJ_z}{(x^2 + z^2)^2} \quad (4.29)$$

Ya que el prisma se extiende en forma infinita en la dirección y, no existirá fuerza horizontal del campo de la dirección y. Analizando la placa sombreada de la Figura 4.15, se tiene que los valores para la fuerza horizontal y vertical del campo se obtendrán de la integración de las ecuaciones (4.28) y (4.29) con respecto a x, teniéndose que los límites de la integración en este caso van desde x a ∞ así se tiene que:

$$V = 2\Delta z \int_x^\infty \frac{(2xzJ_x - J_z(x^2 + z^2))}{(x^2 + z^2)^2} dx = 2\Delta z \frac{J_x z - J_z x}{x^2 + z^2} \quad (4.30)$$

$$H = 2\Delta z \int_x^\infty \frac{J_x(x^2 - z^2) + 2xzJ_z}{(x^2 + z^2)^2} dx = 2\Delta z \frac{J_x x + J_z z}{x^2 + z^2} \quad (4.31)$$

Para el primer KLMN de la Figura 4.15, la fuerza del Campo horizontal y vertical se obtendrá de la integración de las ecuaciones (4.30) y (4.31) con respecto a z y se tendrá que:

$$x = (x_1 + z_1 \cot \phi) - z \cot \phi$$

Así integrando (4.30) y haciendo las sustituciones respectivas se tiene:

$$V = 2 \int_{z_1}^{z_2} \frac{J_x z - J_z x}{x^2 + z^2} dz$$

$$V = 2\text{sen}\phi \left[J_x \left\{ (\theta_1 - \theta_2) \cos \phi + \text{sen}\phi \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \right\} - J_z \left\{ (\theta_2 - \theta_1) \text{sen}\phi - \cos \phi \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \right\} \right] \quad (4.32)$$

Así lo mismo para H se tiene que:

$$H = 2 \int_{z_1}^{z_2} \frac{J_x x + J_z z}{x^2 + z^2} dz$$

$$H = 2\text{sen}\phi \left[J_x \left\{ (\theta_2 - \theta_1) \text{sen}\phi - \cos \phi \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \right\} + J_z \left\{ (\theta_2 - \theta_1) \cos \phi + \text{sen}\phi \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \right\} \right] \quad (4.33)$$

Así mismo el cálculo se efectúa a lo largo de los vértices del polígono KNPQR Figura 4.17, siguiendo dicha dirección, por medio de segmentos de recta tales como KN para el cual crece, la anomalía será positiva, en caso contrario si se efectúa el cálculo para el prisma KNML siguiendo esa dirección, la anomalía calculada puede resultar negativa.

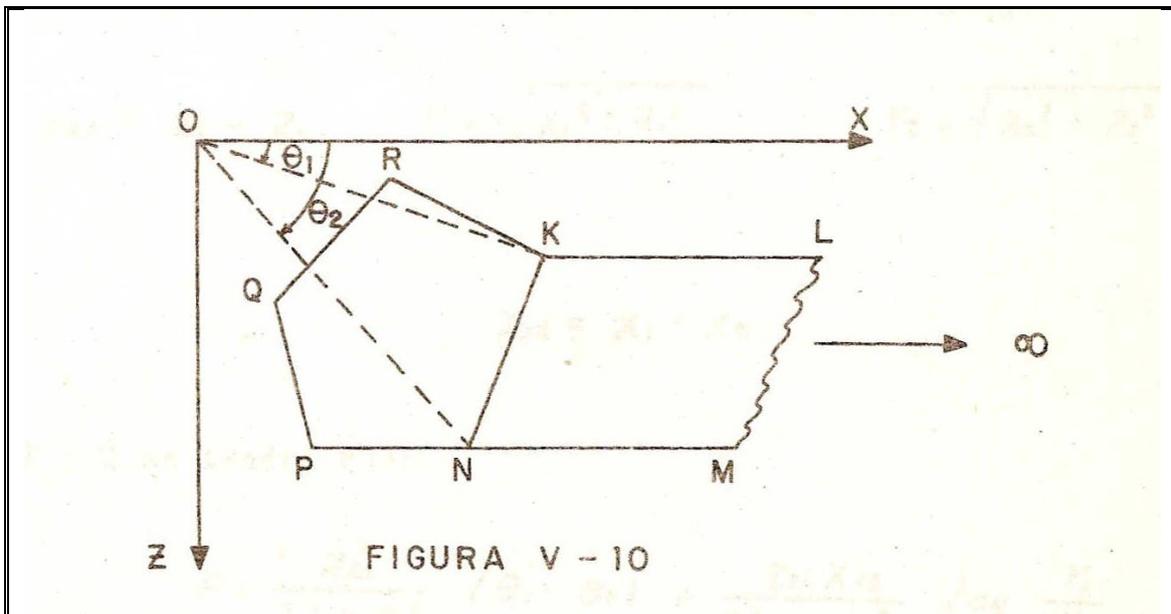


Figura 4.17 Cerón y Navarro (1981)

En esas condiciones las ecuaciones (4.32) y (4.33) para la anomalía magnética, pueden ser rescritas con un signo negativo o serán reajustadas adoptando alguna convención, en cuanto al sentido del cálculo, así se ha adoptado para efectuar el cálculo en sentido de las manecillas del reloj.

Haciendo a:

$$Q = \text{sen}\phi \left((\theta_1 - \theta_2) \cos \phi + \text{sen}\phi \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \right)$$

$$P = (\theta_2 - \theta_1) \text{sen}\phi - \cos \phi \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right)$$

Se tendrá para las ecuaciones (4.32) y (4.33) que serán igual a:

$$V = 2(J_x Q - J_z P) \quad H = 2(J_x P + J_z Q)$$

Ahora escribiendo las funciones trigonométricas que intervienen en P y Q en función de los vértices se tendrá que:

$$z_{21} = z_2 - z_1 \quad r_1 = \sqrt{x_1^2 + z_1^2} \quad r_2 = \sqrt{x_2^2 + z_2^2}$$

$$x_{12} = x_1 - x_2$$

Para P y Q se tendrá que:

$$P = \frac{z_{21}^2}{z_{21}^2 + x_{12}^2} (\theta_1 - \theta_2) + \frac{z_{21} x_{12}}{z_{21}^2 + x_{12}^2} \log \frac{r_2}{r_1}$$

$$Q = \frac{z_{21} x_{12}}{z_{21}^2 + x_{12}^2} (\theta_1 - \theta_2) - \frac{z_{21}^2}{z_{21}^2 + x_{12}^2} \log \frac{r_2}{r_1}$$

De esta forma si se procede al contorno del polígono en forma discreta las expresiones escritas arriba para cada segmento de polígono, indicarán esquinas sucesivas en cada caso.

Para el cálculo de un perfil magnético, se efectuará un movimiento sucesivo del origen para varios puntos a lo largo del eje x (de este modo el perfil magnético será determinado para una línea perpendicular a los ejes del polígono).

Para el cálculo de J_x y J_z , se analizará el comportamiento del campo geomagnético terrestre, considerándose la Figura 4.18

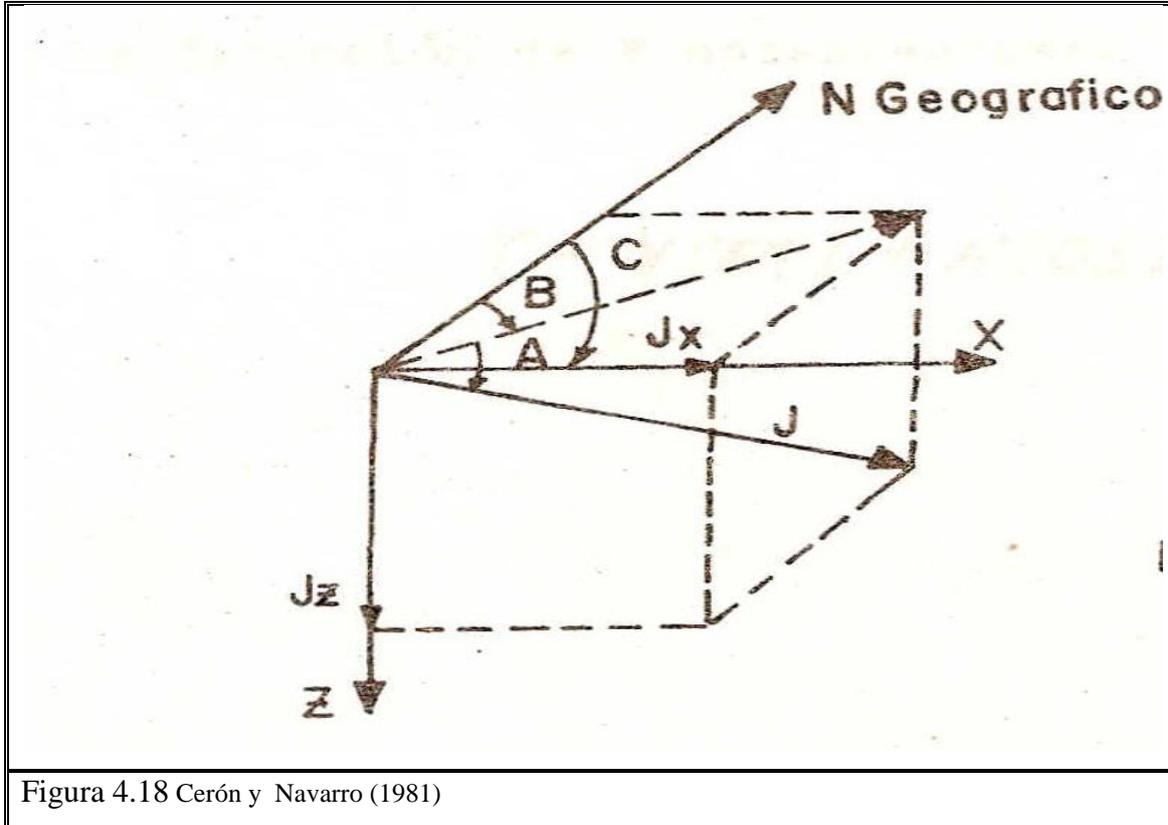


Figura 4.18 Cerón y Navarro (1981)

En la cual si se tiene un magnetización por inducción se tendrá que: J nos representa la intensidad magnética, A la inclinación b del campo, B el ángulo de la declinación magnética y C el ángulo entre el norte geográfico y la dirección x así se tendrá que las componentes J_x y J_z del campo serán igual a:

$$J_x = J \cos A \cos(C - B)$$

$$J_z = J \sin A$$

Si se quiere calcular la intensidad total T de la anomalía, se tendrá que para anomalías pequeñas con respecto al campo total F , T será la suma de las proyecciones de H y V a lo largo de la dirección obteniéndose:

$$F = V \sin I + H \cos I (C - D)$$

CAPÍTULO V. INTERPRETACIÓN SÍSMICA

5.1 INTERPRETACIÓN

La interpretación sísmica del presente trabajo de tesis se realizó en las instalaciones del Activo Regional de Exploración Marina (AREM) de PEMEX Exploración y Producción en Cd. del Carmen Campeche; en la coordinación de plays establecidos. Dentro de dicha estancia en el AREM se llevaron a cabo mapeos de 13 horizontes sísmicos, fallas y visualización de domos salinos con el software Seisworks de Landmark para conformar un modelo semi-regional del área de estudio.

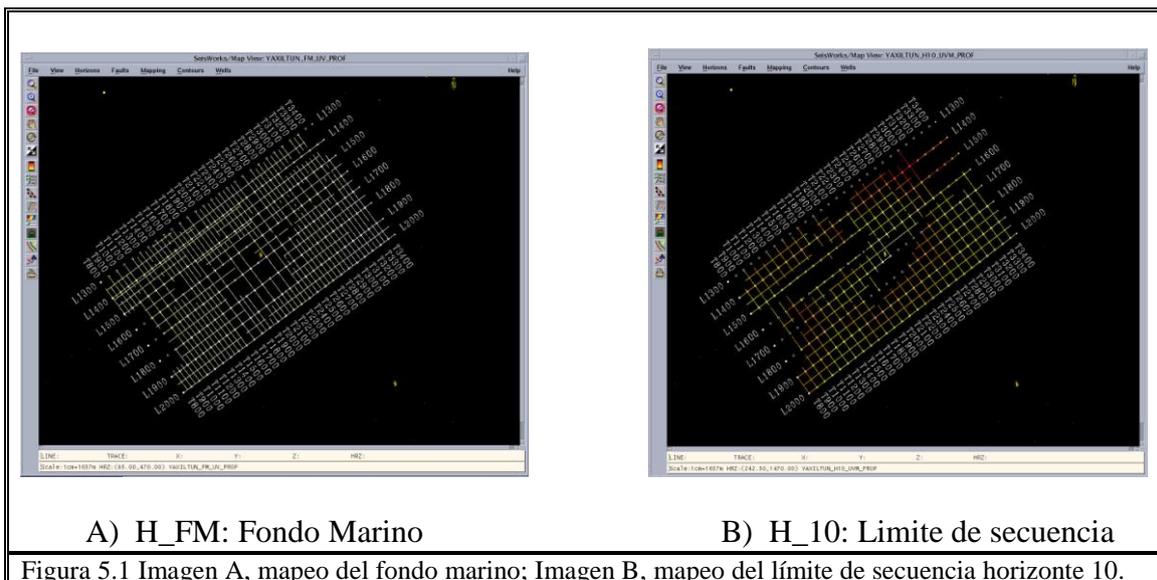
Como primer paso para la interpretación del cubo sísmico, se visualizó la sísmica en profundidad en los algoritmos de Kirchhoff y se mapearon un par de horizontes piloto o horizontes borrador, (mismos que no se ocuparon para la interpretación final) y como resultado de esta comparación de algoritmos con la ayuda de los horizontes piloto se decidió aplicar un filtro de bajas frecuencias, el cual ayudó a la visualización y/o mapeo de horizontes profundos; las características de este filtro fueron bpf² 2-4-6-12.

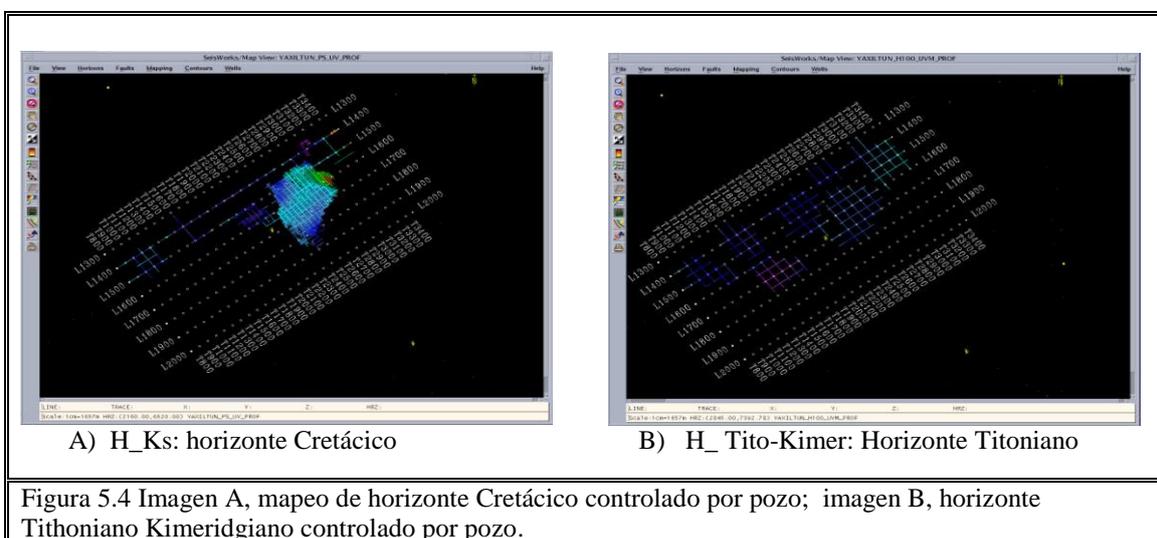
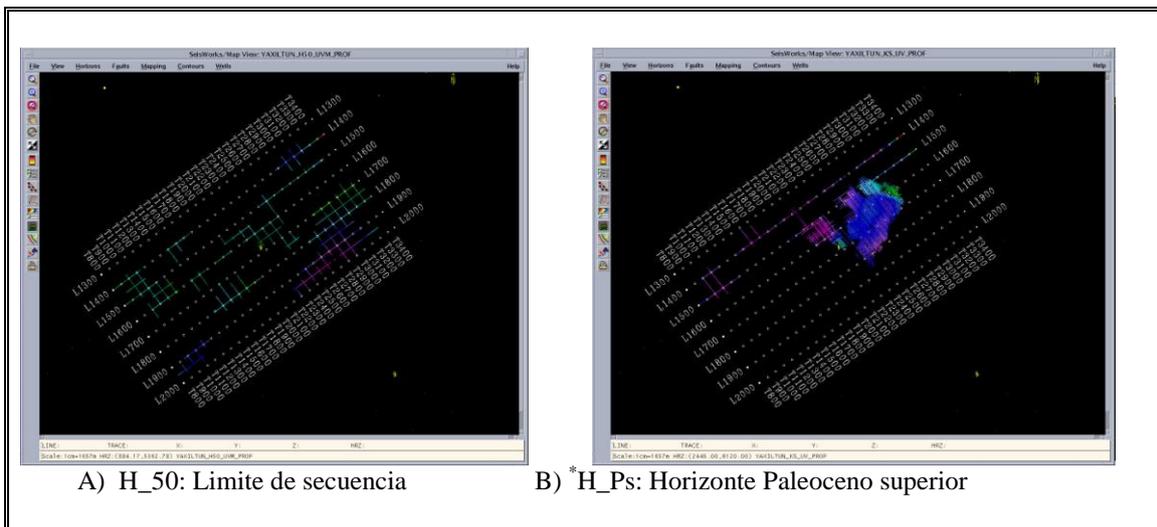
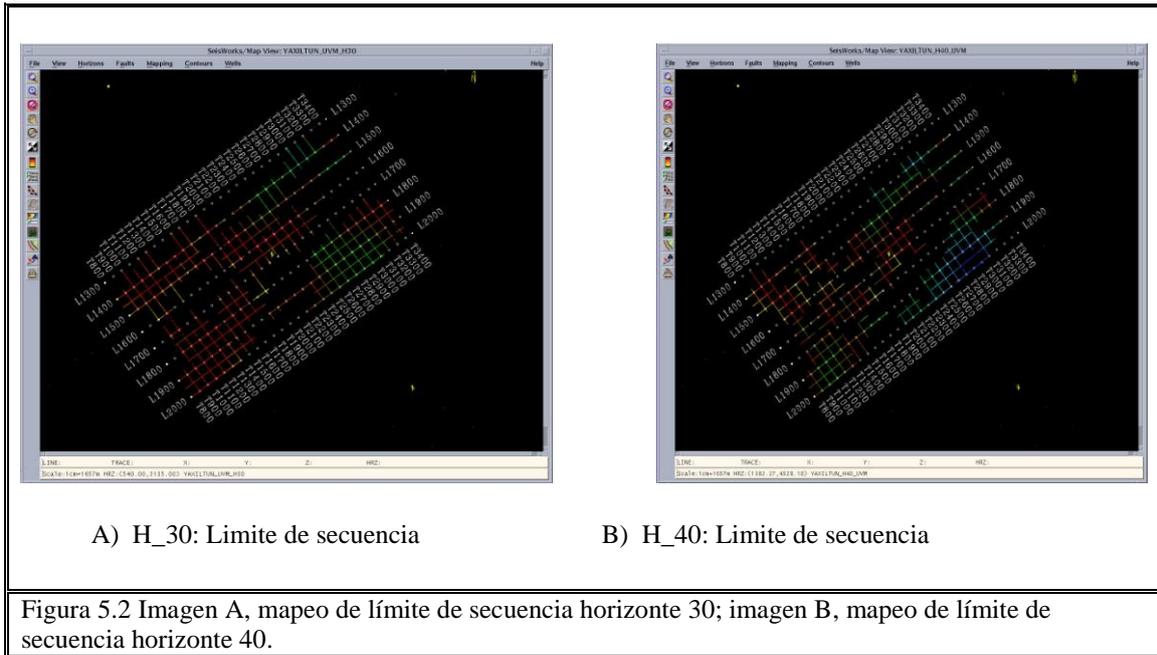
También para corroborar que el filtro de bajas frecuencias propuesto (bpf 2-4-6-12) no afectara a la interpretación, los horizontes piloto se correlacionaron con líneas aleatorias en el cubo tanto en Kirchhoff, Ecuación de Onda y el mismo filtro de bajas frecuencias; con el propósito que coincidieran y siguieran el mismo horizonte sísmico y así evitar que la interpretación fuera errónea; se chequeó que los cruces para los horizontes no estuvieran desfasados y/o en otro horizonte, y así evitar lo que en el argot de interpretación se conoce como “*viruela*”; que no es más que los cruces de los horizontes mapeados, no aparezcan en horizontes desfasados, haciendo ver en la sección sísmica varios puntos cruce en diferentes horizontes.

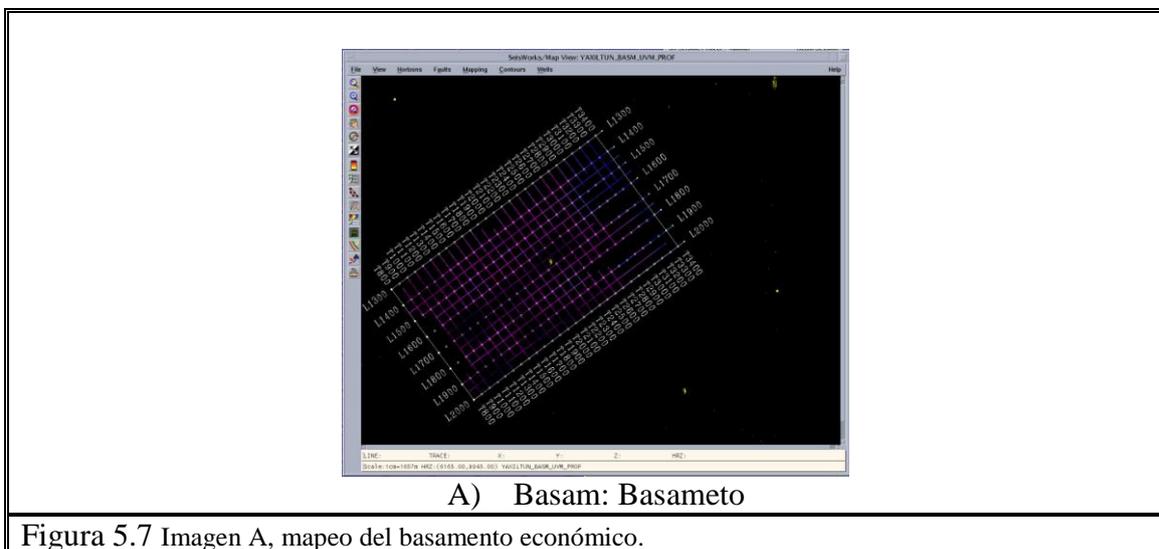
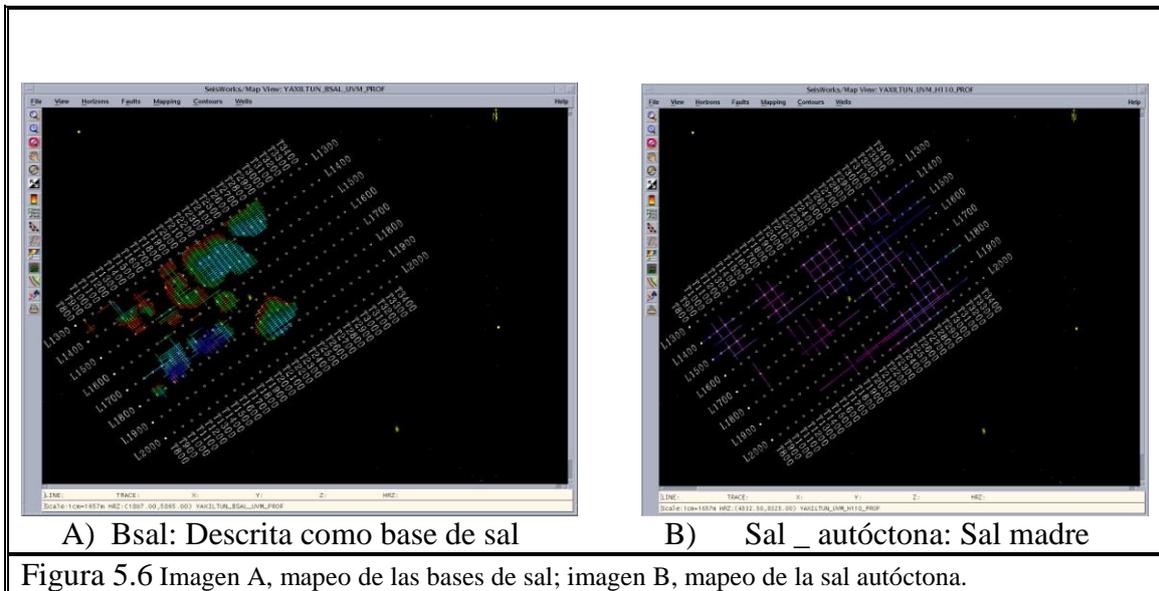
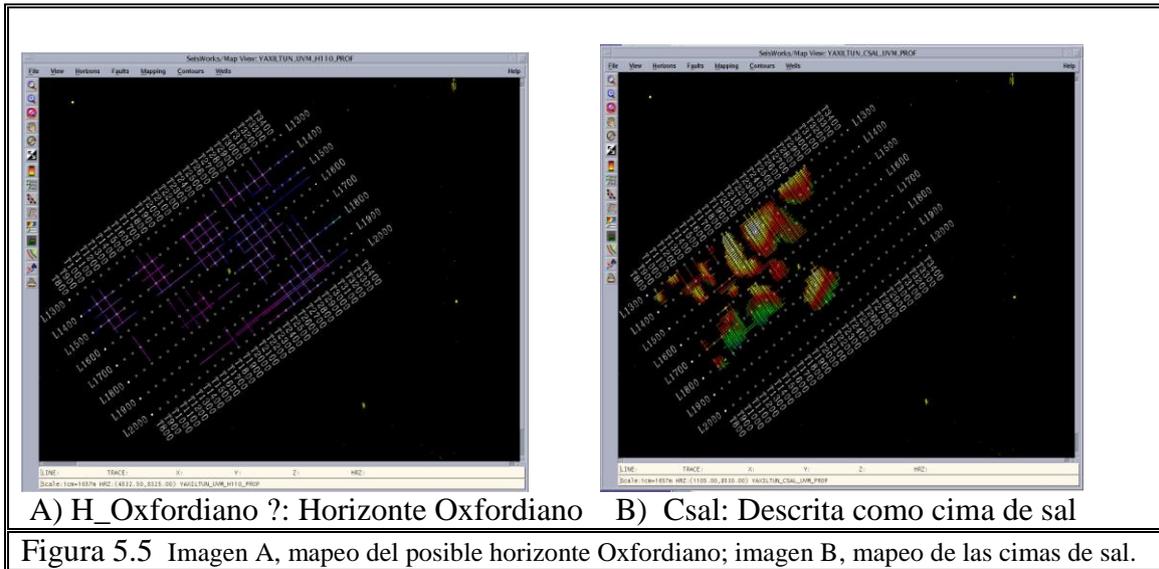
² BPF o bpf -Band Pass Filter- Filtro Pasa Banda. Es aquel que permite el paso de frecuencias contenidas dentro de un determinado rango o banda, comprendido entre una frecuencia inferior y otra superior. La distancia entre estas frecuencias determina el ancho de banda. La frecuencia que está en el centro de esta distancia es la frecuencia de corte.

Se establecieron el mapeo de 13 horizontes dentro de los cuales se propusieron límites de secuencia sísmica y 4 horizontes controlados por pozos dentro del área de estudio, los horizontes son los siguientes con su respectiva paleta de colores:

- ◆ H_FM: Horizonte Fondo Marino; fondo marino controlado por pozo, (Fig. 5.1)
- ◆ H_10: Horizonte 10; límite de secuencia, (Fig. 5.1)
- ◆ H_30: Horizonte 30; límite de secuencia, (Fig. 5.2)
- ◆ H_40: horizonte 40; límite de secuencia, (Fig. 5.2)
- ◆ H_50: Horizonte 50; límite de secuencia, (fig. 5.3)
- ◆ H_Ps: Horizonte Paleoceno superior controlado por pozo, (Fig. 5.3)
- ◆ H_Ks: horizonte Cretácico controlado por pozo, (Fig. 5.4)
- ◆ H_Tito-Kimer: Horizonte Titoniano controlado con pozo, (Fig. 5.4)
- ◆ H_Oxfordiano ?: Horizonte posible Oxfordiano , (Fig. 5.5)
- ◆ Csal: Cima de sal, (Fig. 5.5)
- ◆ Bsal: Base de sal, (Fig. 5.6)
- ◆ Sal _ autóctona: Sal madre, (Fig. 5.6)
- ◆ Basam: Basamento, (Fig. 5.7)







Con todos estos mapeos y con el análisis de ubicación de mayor presencia de sal basado en los mapeos de sus simas y bases (Fig. 5.5 y 5.6) se escogieron las líneas 1400, 1500 y 1550 dentro del área (Fig. 5.8) para realizar el modelado e integración con la gravimétrica de alta resolución.

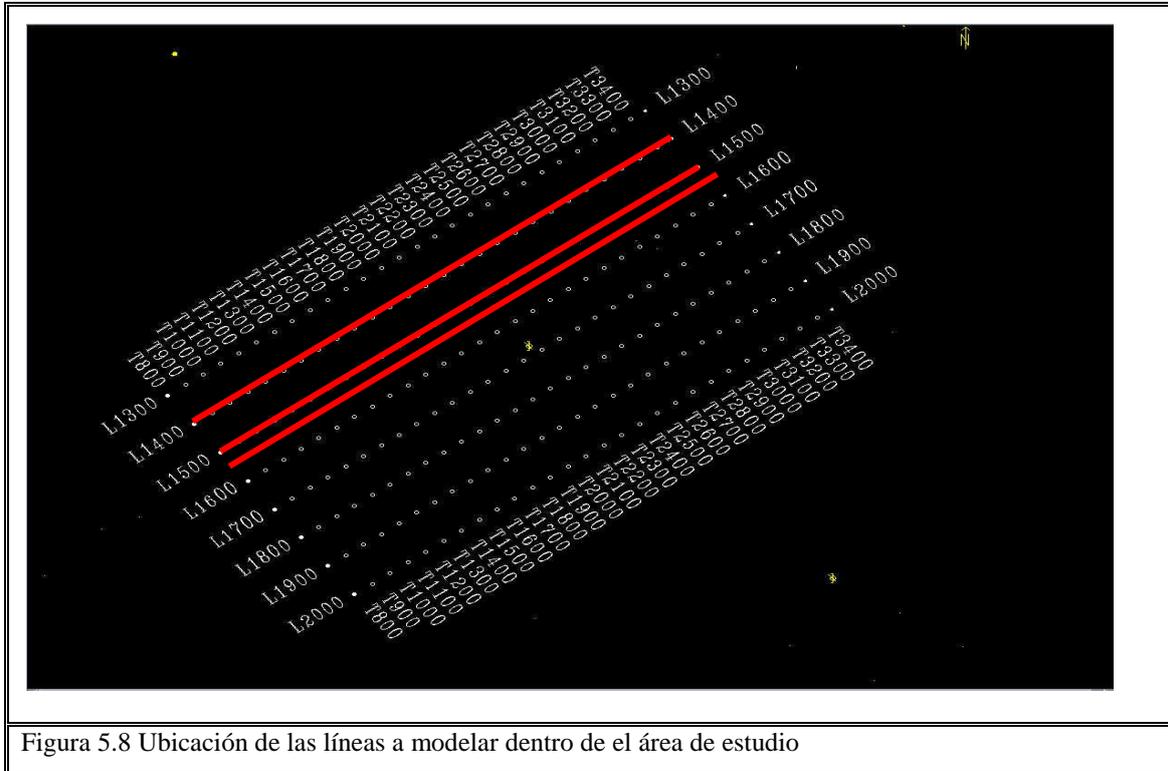


Figura 5.8 Ubicación de las líneas a modelar dentro de el área de estudio

En las Figuras 5.9, 5.10 y 5.11 se muestran y se hace la comparación de las secciones sísmicas migradas en profundidad de las líneas 1400, 1500 y 1550 en el algoritmo de Kirchhoff, y el filtro de bajas frecuencias (bpf 2-4-6-12) propuesto³ para ayudar a la interpretación sobre todo en los horizontes profundos; se puede observar en las tres secciones sísmicas que el filtro ocupado resalta y mejora la visualización tanto para el Terciario, Mesozoico y los horizontes profundos y subsalinos (posiblemente Pre-Jurasicos).

³ En toda adquisición sísmica se diseñan parámetros para reforzar eventos sísmicos de información somera y profunda (para estudios terciarios e información profunda como lo son el Mesozoico, Formaciones geológicas del Cretácico y Jurásico). Por consiguiente al analizar la información sísmica adquirida en el centro de proceso, se diseñan filtros para información somera (eventos terciarios) utilizando por lo general filtros bpf, para dejar pasar frecuencias altas; y para el Mesozoico por lo general los filtros diseñados son para dejar pasar frecuencias bajas. Es por eso que los filtros son de tipo pasa bandas para información Terciaria dejando pasar frecuencias altas y para el Mesozoico un filtro pasa bandas para dejar pasar frecuencia bajas.

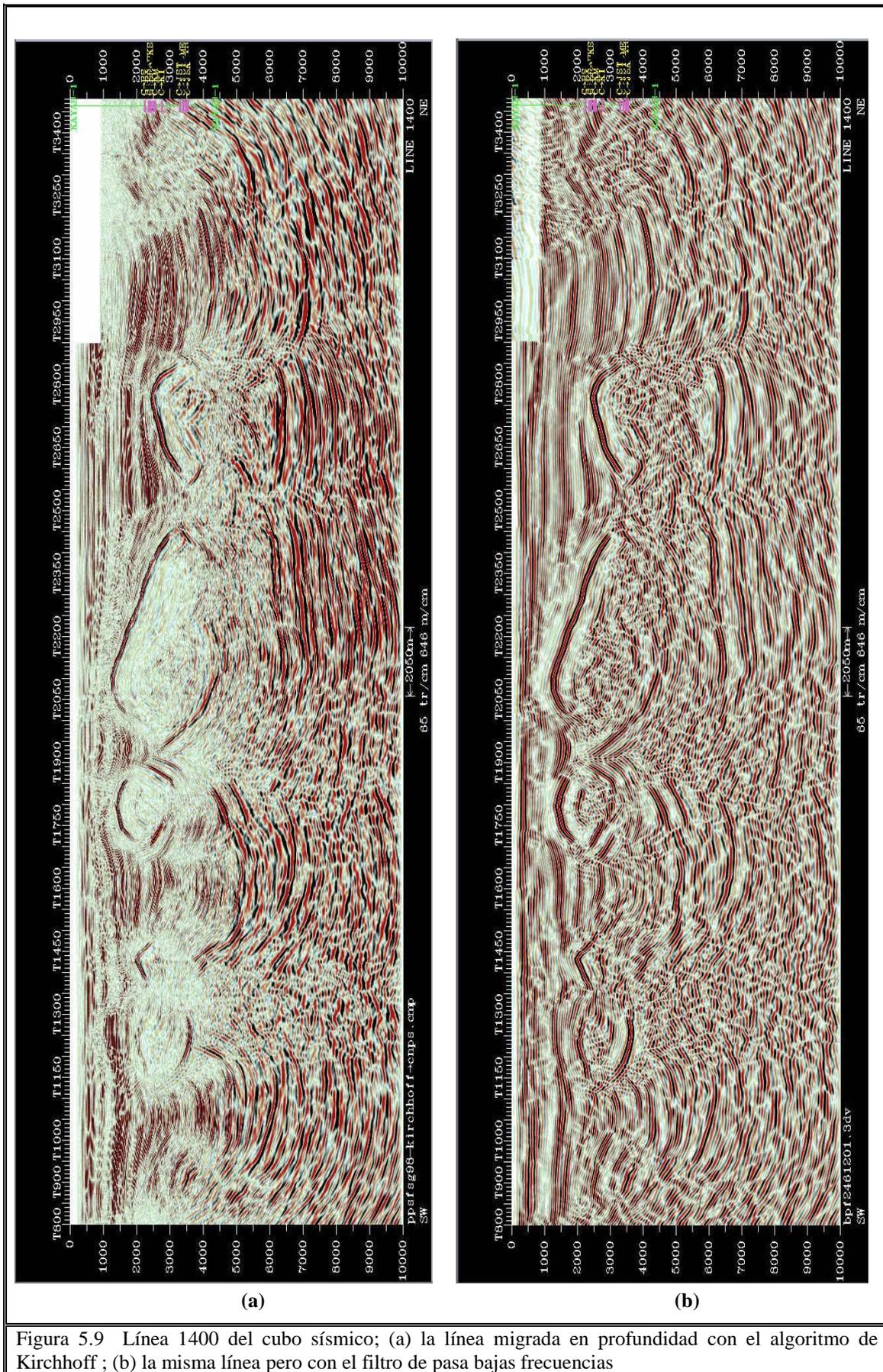
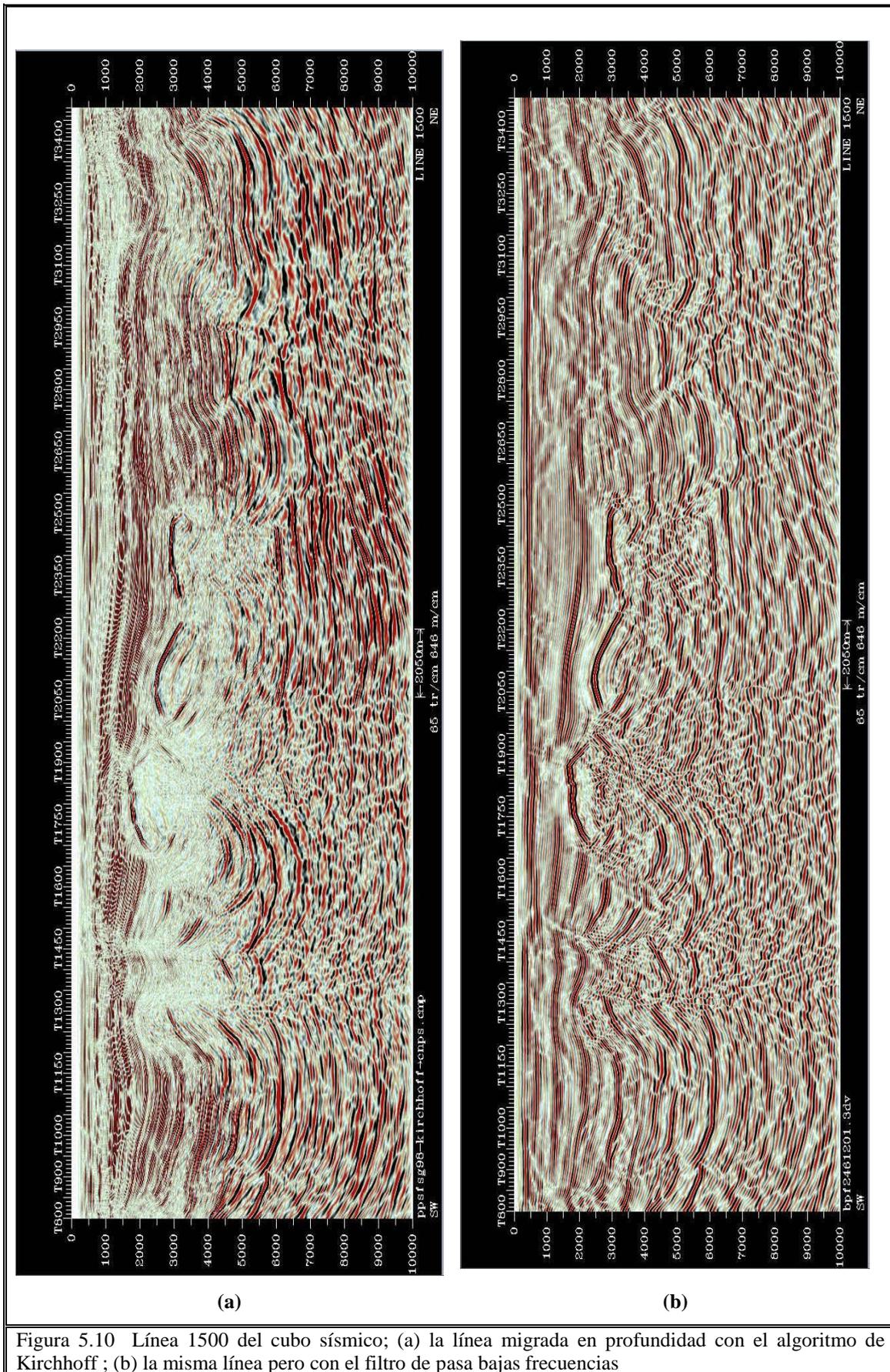
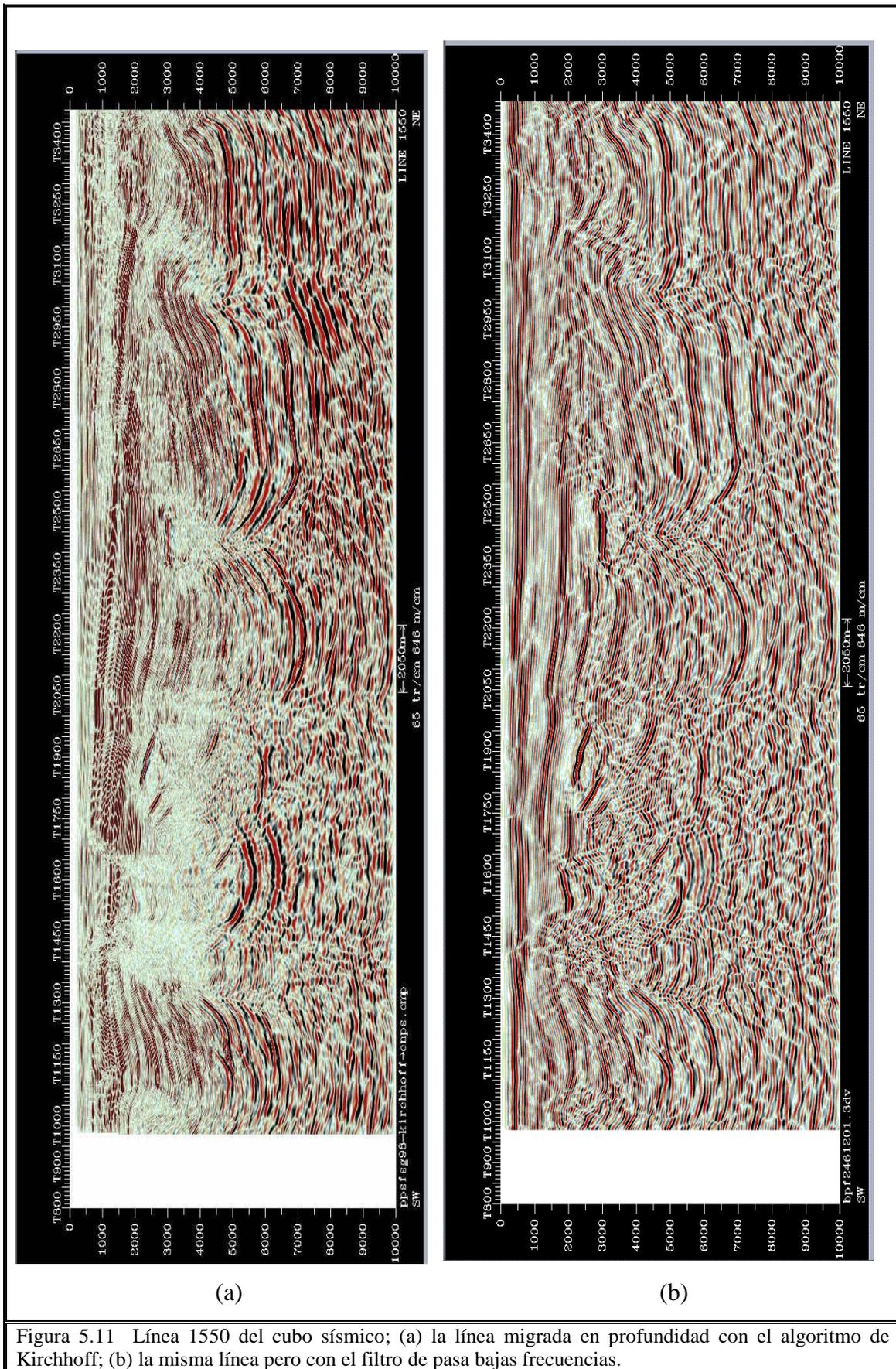


Figura 5.9 Línea 1400 del cubo sísmico; (a) la línea migrada en profundidad con el algoritmo de Kirchhoff ; (b) la misma línea pero con el filtro de pasa bajas frecuencias





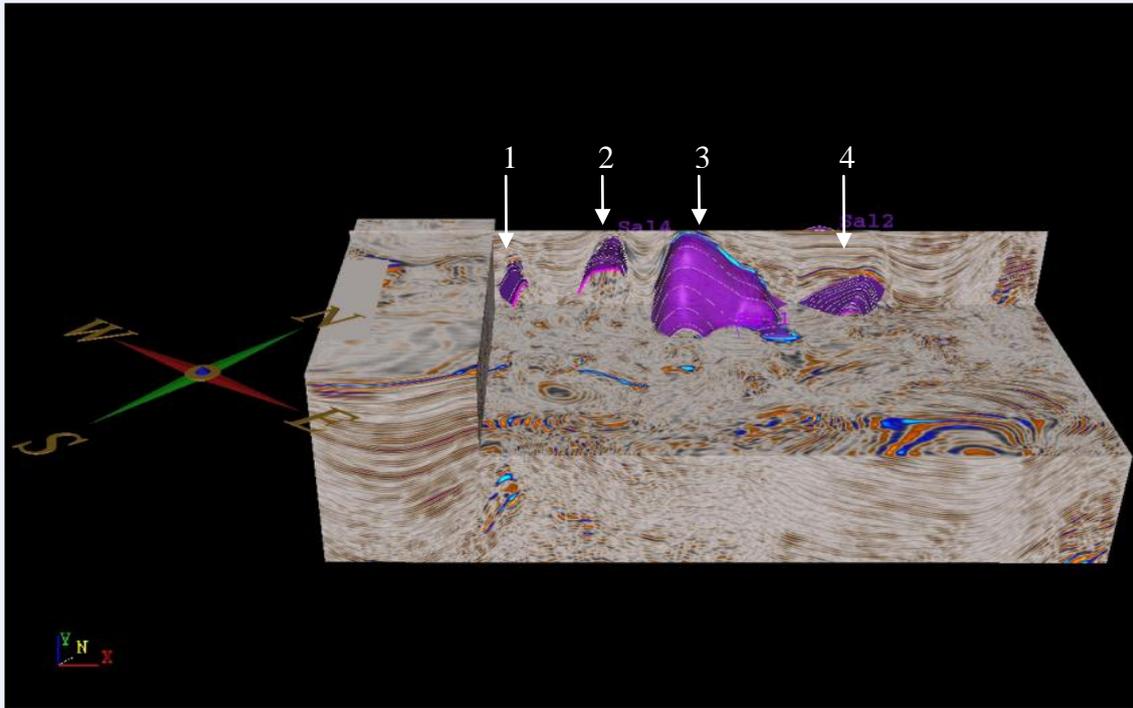
La interpretación realizada de los mapeos de las cimas de sal del área de estudio (Fig. 5.5) se cargo en el software Geoproube de Landmark y se obtuvo una visualización en 3D de las cimas de los domos salinos (Figs. 5.12 y 5.13), dichos domos no corresponden a la totalidad de estructuras salinas del área de estudio mostrados en la Figura 5.5.

Debido a que únicamente se realizo la integración de las líneas 1400, 1500 y 1550 del cubo sísmico; solo se interpolo y se hizo énfasis a las estructuras localizadas en la zona norte del cubo y que comprenden el área donde se encuentran las líneas modeladas.

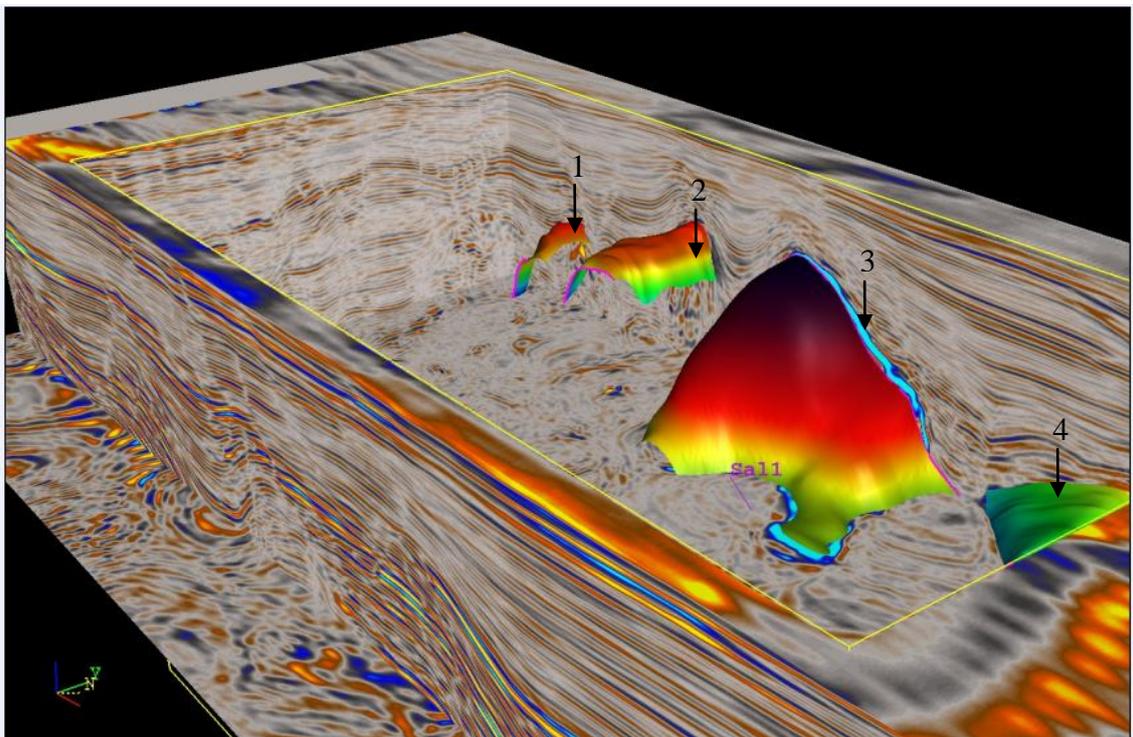
En la Figura 5.12 se puede observar la presencia de 4 domos salinos (domos 1, 2, 3 y 4 de las imágenes (a) y (b)) a diferentes niveles estratigráficos y de diferentes dimensiones, en ambas imágenes se observa la presencia de un domo de grandes dimensiones (domo 3) en la parte central de la imagen (a) y (b) de la Fig. 5.12; tomando como referencia esta estructura salina en la parte SW de la sección se aprecian otros dos diapiros de menor tamaño (domos 1 y 2) con respecto al domo 3; y de la parte hacia el NE de la sección se aprecia otra estructura salina (domo 4) de tamaño mediano en comparación a el domo 3 .

Debido a la movilidad de estos domos salinos se han generado espacio para la formación de minicuencas a nivel Terciario (Fig. 5.13 imagen (a)) en los cuales podrían presentarse posibles plays en horizontes arenosos acuñándose a los flancos de los domos salinos.

En las Figuras 5.14, 5.15 y 5.16 se muestra el resultado de la interpretación sísmica, en la imagen (a) para cada una de las figuras mencionadas se muestra la sección sísmica sin interpretación y para la imagen (b) de las figuras se muestra la misma sección sísmica ya interpretada.

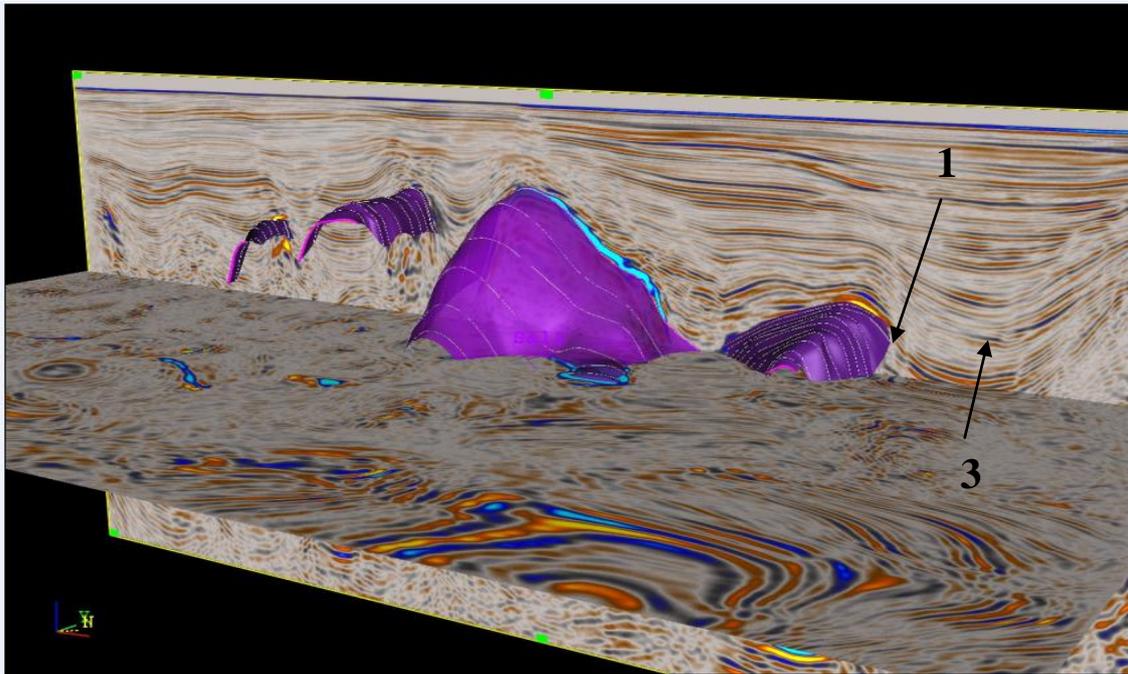


(a)

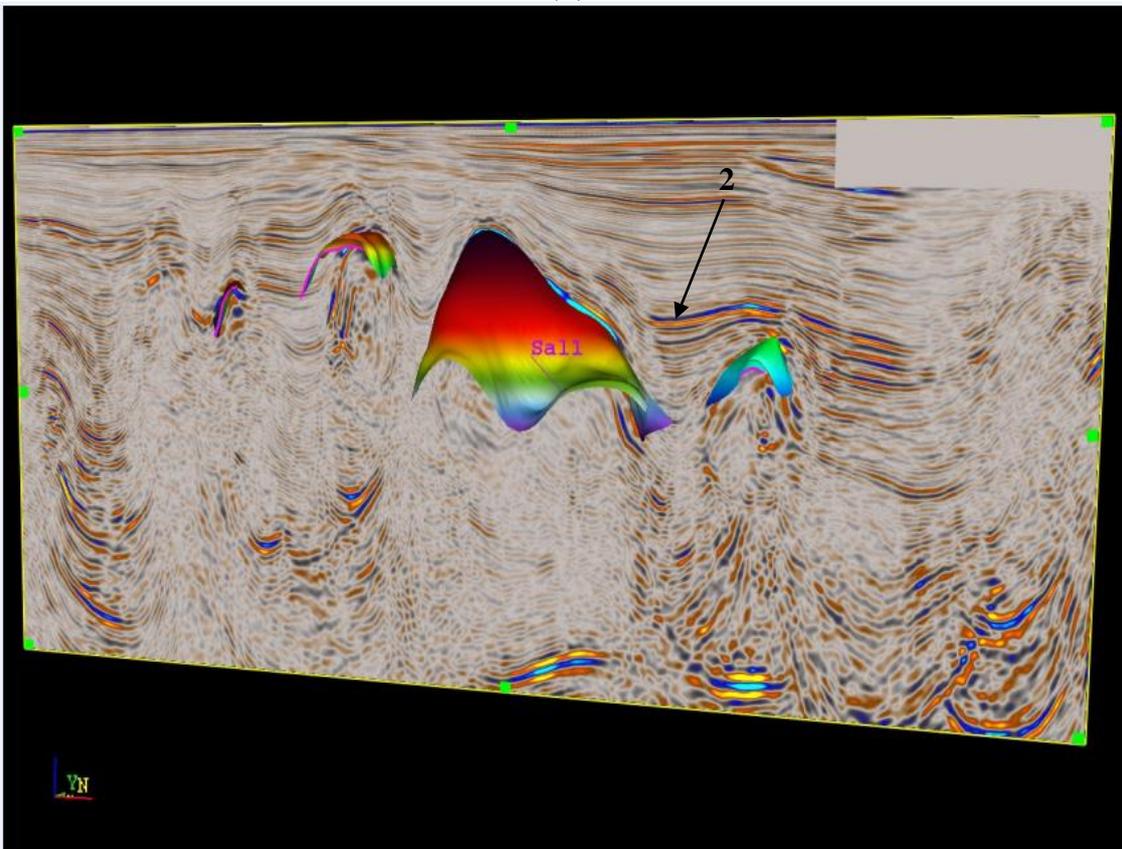


(b)

Figura 5.12 (a) y (b) Visualización de las cimas de los cuerpos salinos de las líneas 1400, 1500 y 1550 del cubo sísmico en el software Geoprobe.

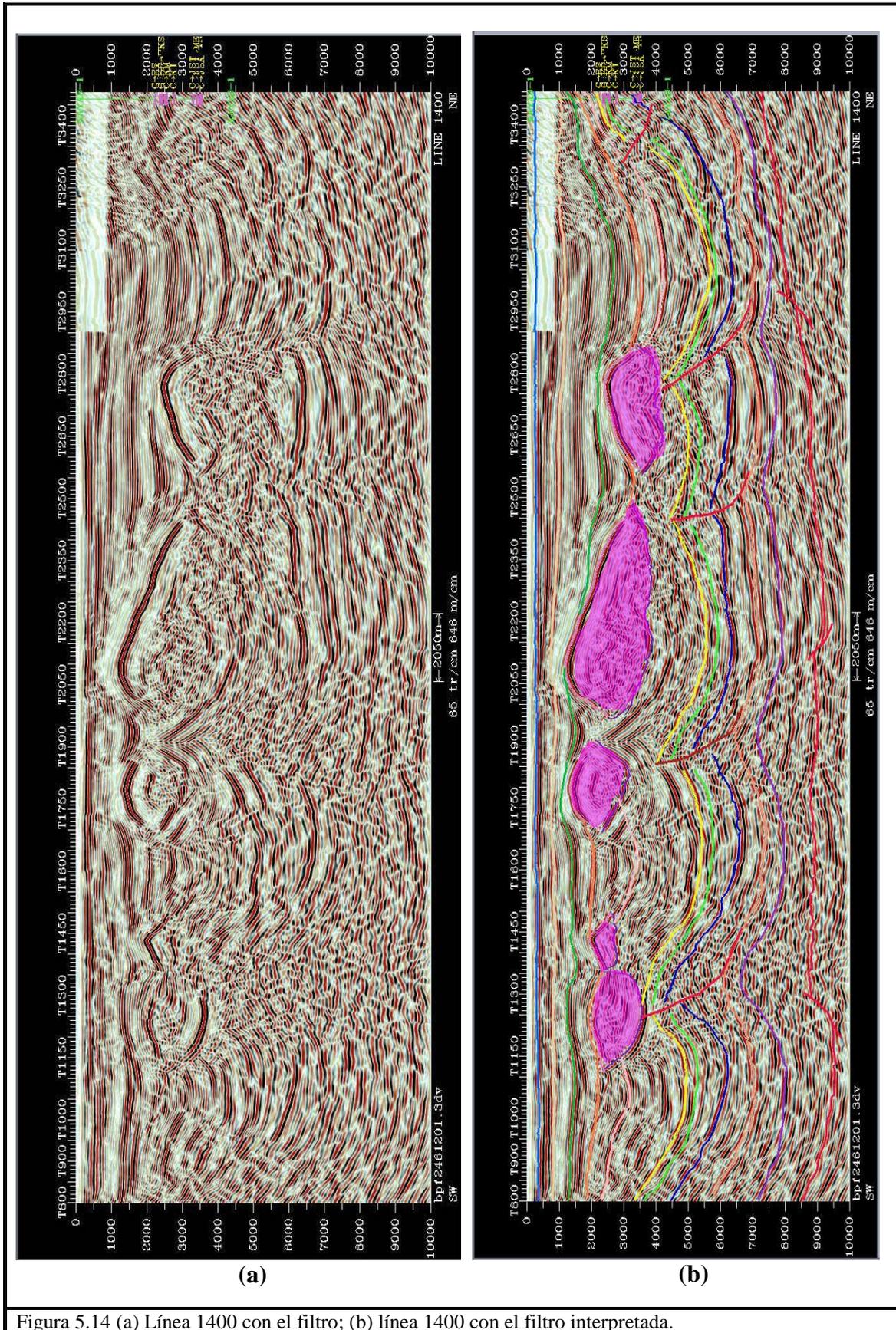


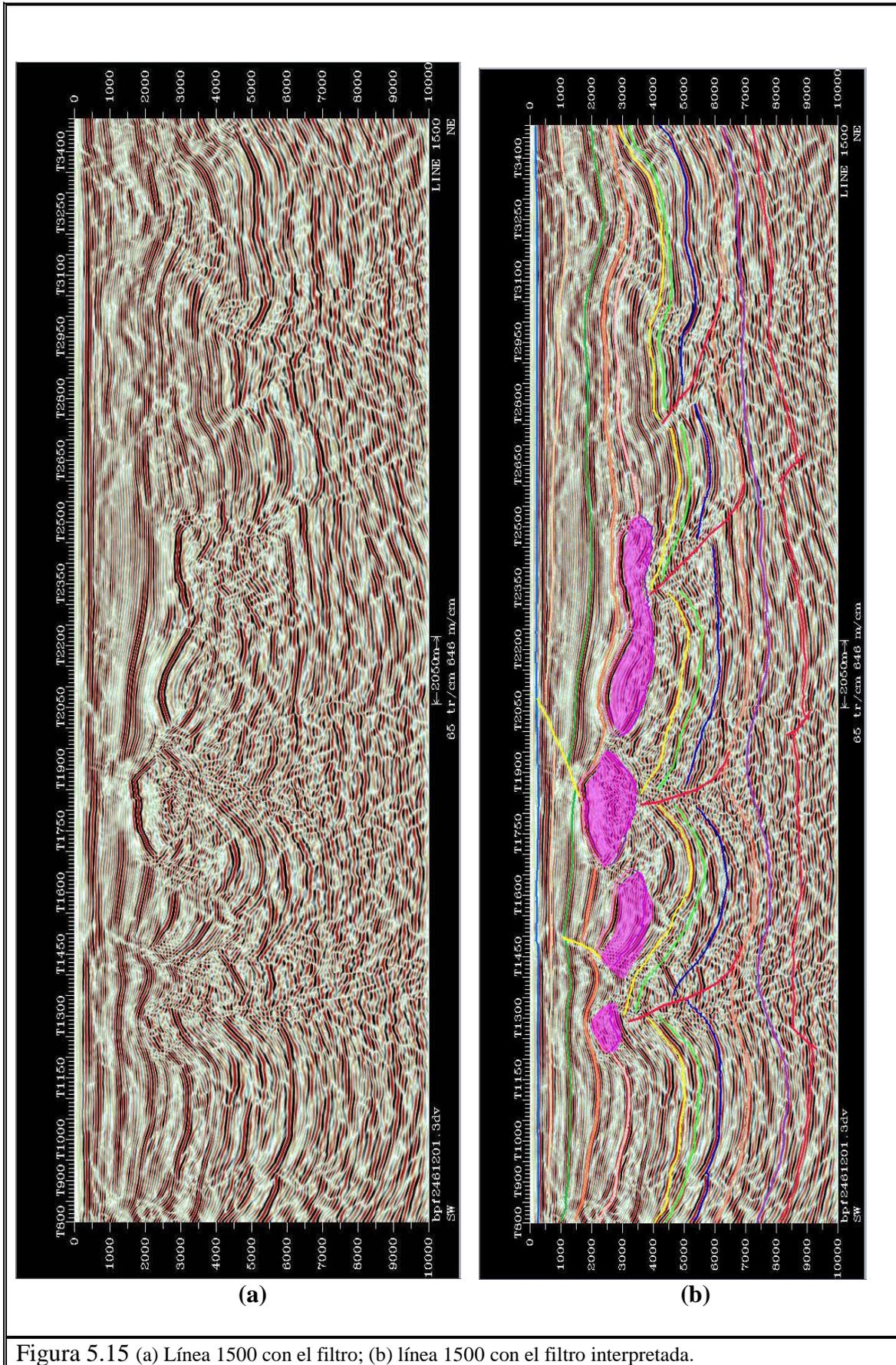
(a)

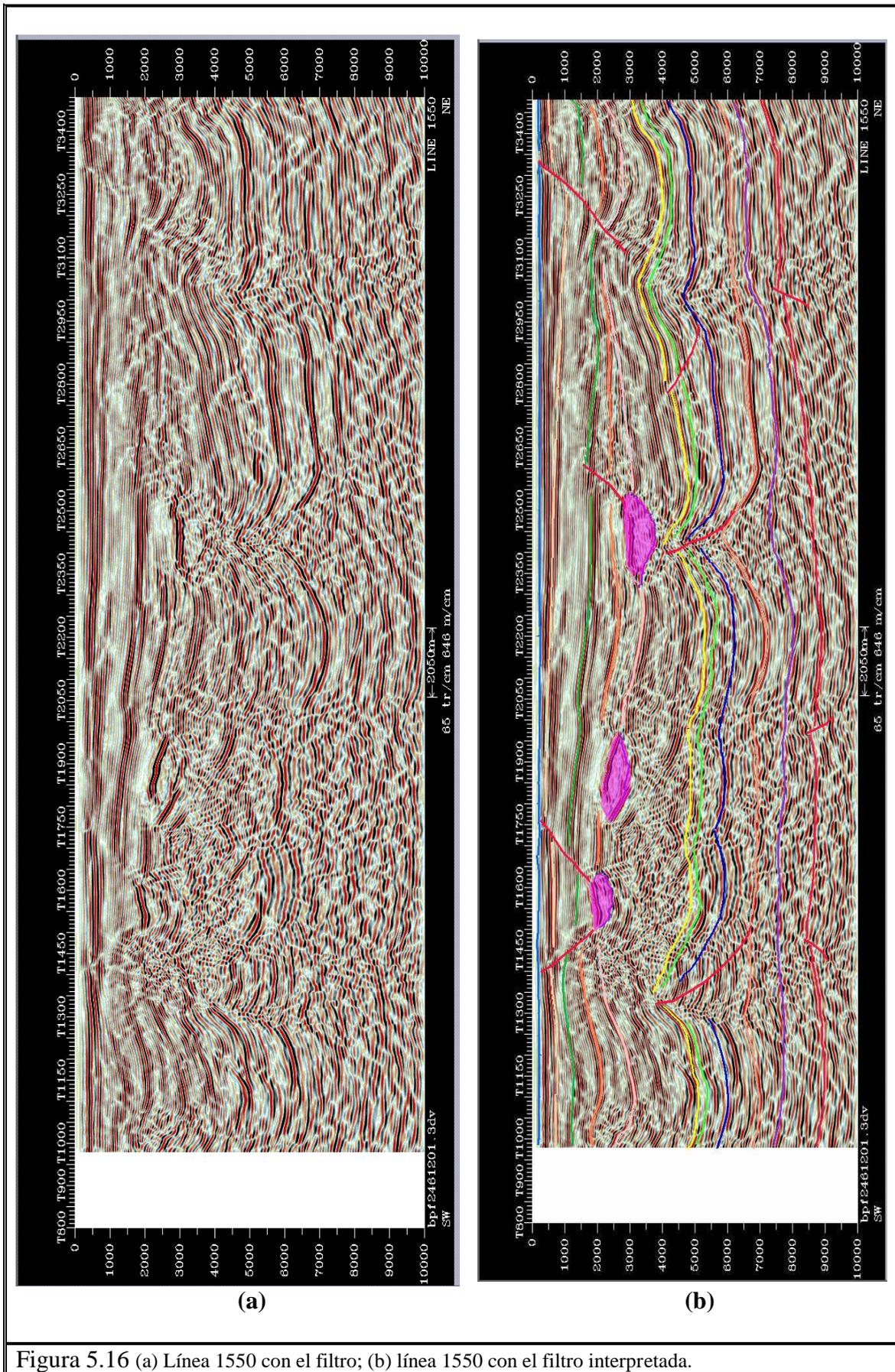


(b)

Figura 5.13 En las imágenes (a) y (b) se aprecian en los puntos 1 y 2 mostrando los acuíferos de posibles plays terciarios con presencia de arena; en el punto 3 de la imagen (a) se observan la presencia de micicuecas a nivel terciario.







5.2 CORRELACIÓN DE HORIZONTES CON LA ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.

Como se mencionó anteriormente se establecieron 13 horizontes sísmicos a interpretar, de los cuales con ayuda de la sísmica migrada en profundidad de la línea 1400 ya interpretada (Fig. 5.14) y el reporte interno del pozo D mostrado en la Tabla 7.3; en la Tabla 5.1 se muestra la correlación de los horizontes interpretados con la estratigrafía del área de estudio.

Tabla 5.1 Correlación de horizontes sísmicos interpretados dentro del área de estudio con la estratigrafía tomada del reporte interno proporcionado por PEP del pozo D.

Horizonte	Nombre	Profundidad	Edad	Densidad
H_FM	Fondo Marino	179m	Fondo marino	
H_10	Limite de secuencia	1000 m	Mioceno Superior	2.15
H_30	Limite de secuencia	1300m	Mioceno Medio	2.20
H_40	Limite de secuencia	1500m	Mioceno Inferior	2.21
H_50	Limite de secuencia	1800m	Oligoceno Superior	2.23
H_Ps	Horizonte Paleoceno superior	2320m	Paleoceno Superior	2.30
H_Ks	Horizonte Cretácico	2575m	Cretácico Medio	2.64
H_Tito-Kimer	Horizonte Tithoniano	3310m	J.S. Tithoniano	2.58
H_Oxfordiano?	Horizonte posible Oxfordiano			
Sal_autóctona?	Calloviano?			
Basam	Basamento?	-	-	
Csal	Cima de sal	-	-	
Bsal	Base de sal	-	-	

De las Figuras 5.14, 5.15 y 5.16 se marca con color rosa los domos salinos, en estas secciones sísmicas se aprecia la complejidad tectónica del área debido a la gran actividad salina derivados de los eventos compresivos del Mesozoico, se observa la

presencia de fallamiento inverso (Fig. 5.17) cuyo despegue esta en el posible Oxfordiano y afectando hasta el Paleoceno; funcionando estas fallas como posibles rutas de migración para la evacuación de la sal de probable edad Calloviana que se encuentra en el área de estudio, emplazándose como domos salinos a nivel Terciario.

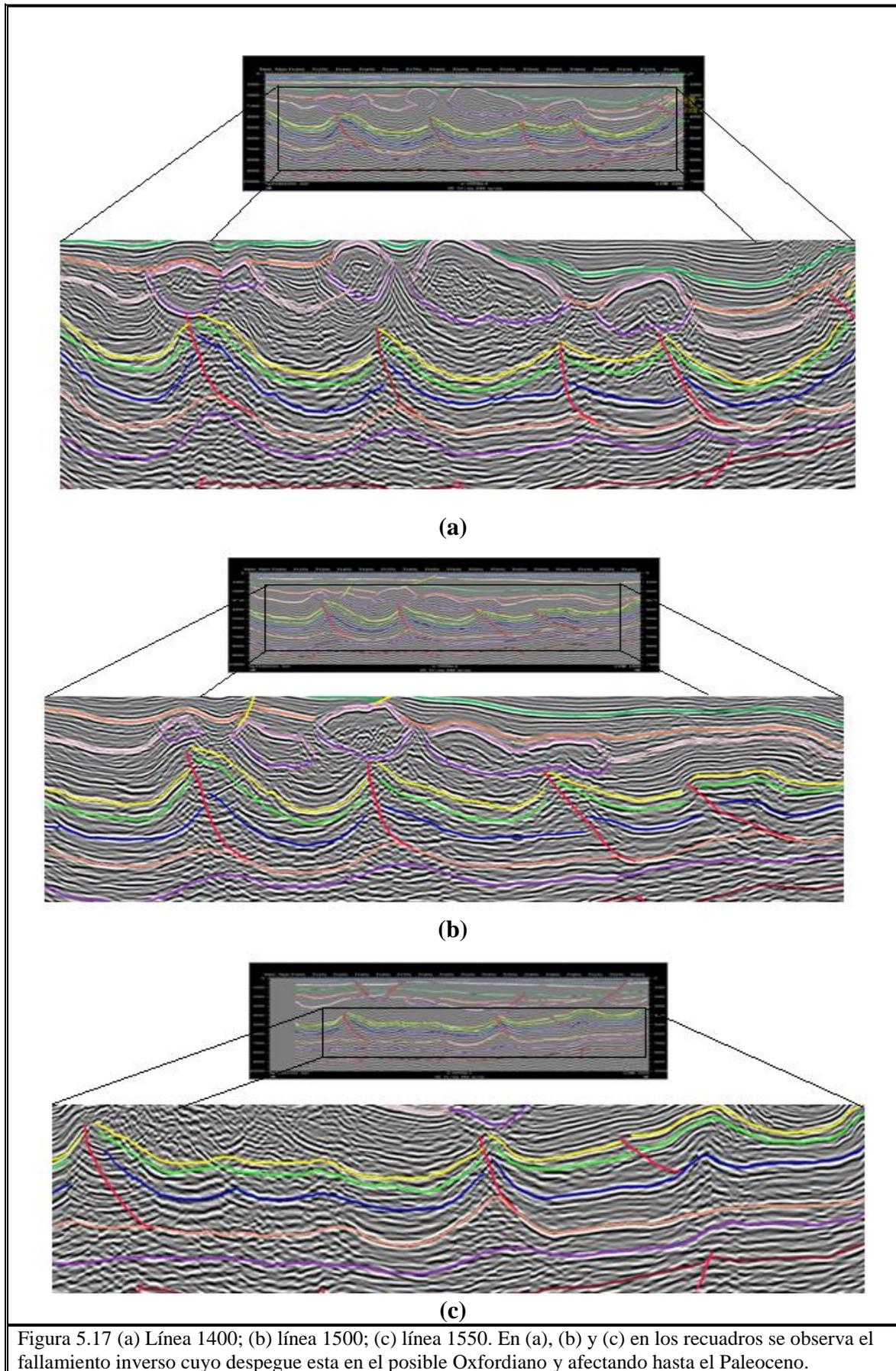
Estos domos salinos se encuentran posiblemente activos actualmente, esto debido a que se encuentran afectando a los sedimentos muy cercanos al fondo marino, apreciándose en las secciones sísmicas el fallamiento normal (Fig. 5.18 en las imágenes (a) y (b)) debido a la misma movilidad de la sal.

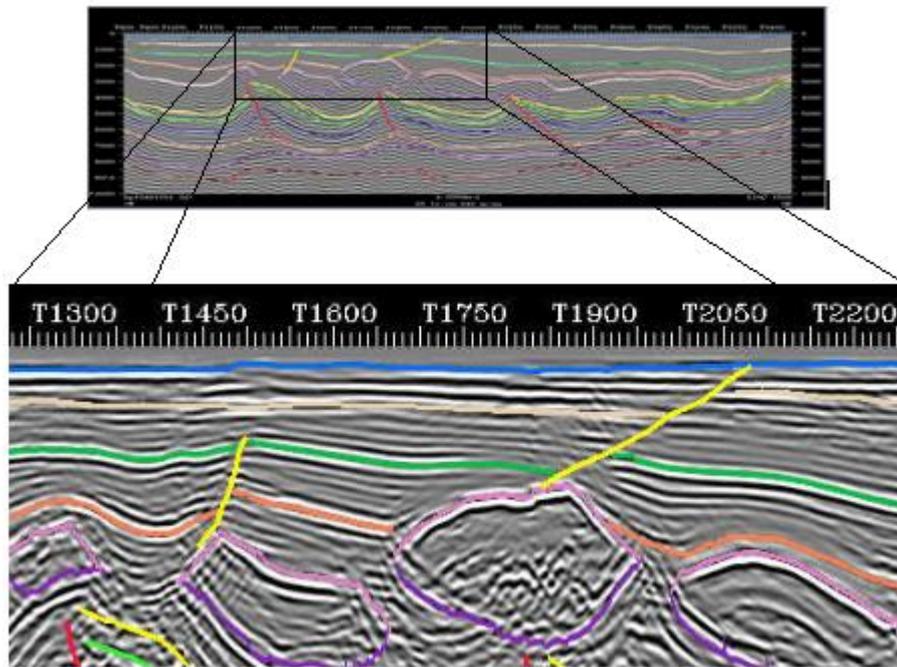
Otro punto importante a resaltar de las secciones sísmicas ya interpretadas de las Figuras 5.14, 5.15 y 5.16 es que en el modelo regional para la Zona Marina de la Sonda de Campeche, el *basamento económico*⁴ se propone inmediatamente después del Calloviano (Fig. 2.3); sin embargo, la sísmica migrada en profundidad muestra reflectores importantes por debajo del basamento económico estipulado para la Zona Marina.

Estos reflectores profundos posiblemente Pre-Jurasicos (Fig. 5.19) podrían ser de un gran interés económico petrolero, dichos reflectores obligaron a replantear mas profundo el basamento económico en las secciones sísmicas.

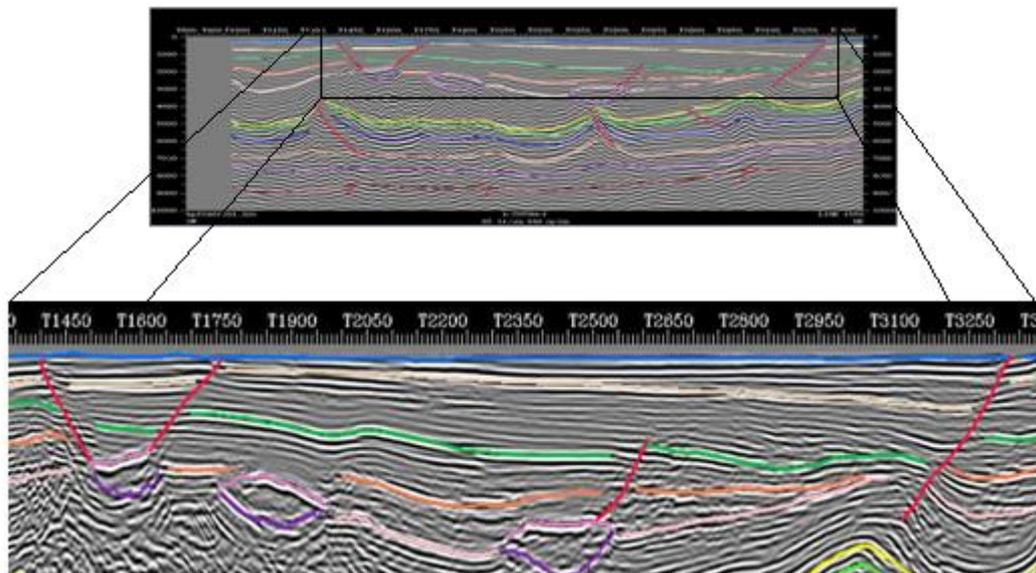
Para corroborar que el replanteamiento del nuevo basamento económico con base a los reflectores observados con sísmica migrada en profundidad fuera correcto, se cotejo con magnetometría en el capítulo VI, pudiéndose observar en dicho capitulo que existen respuestas para basamento magnético por debajo del orden de mas de los 8 mil metros (Figs. 6.6, 6.7 y 6.8); dichas respuestas para basamento magnético tan profundas respaldan la hipótesis de un espesor de sedimentos Pre-Jurasicos y sub-salinos dentro del área de estudio.

⁴ El basamento económico, es aquel que la industria petrolera interpreta una vez que ya no se tiene un interés económico en la estratigrafía del lugar y no representa o coincide necesariamente con el basamento geológico; en el capítulo VI se amplía mas este concepto y el planteamiento del mismo para la Zona Marina.



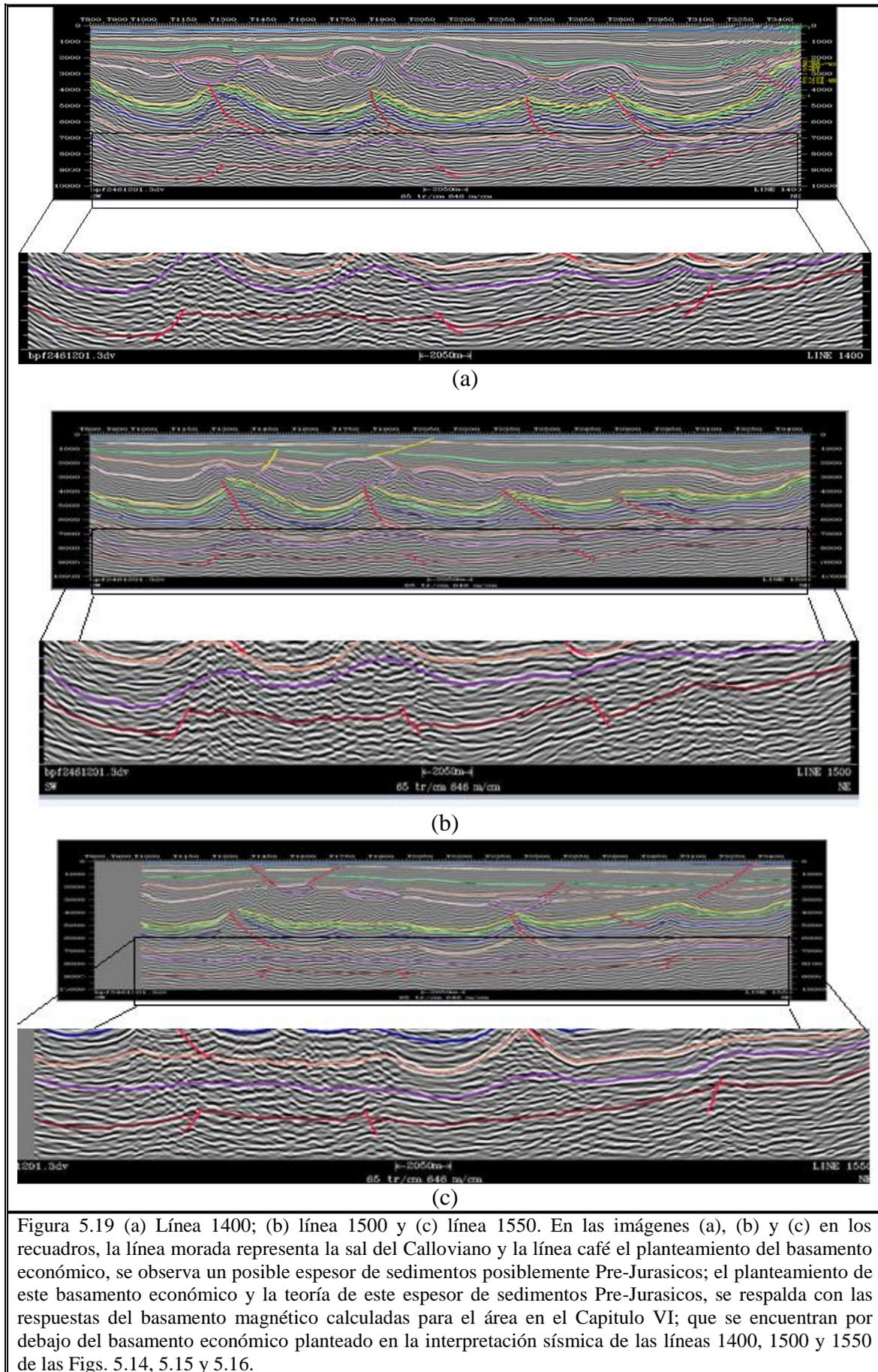


(a)



(b)

Figura 5.18 (a) línea 1500, (b) línea 1550. En (a) y (b) en los recuadrados se muestra el fallamiento normal causado por los domos salinos activos afectando hasta el fondo marino.



CAPÍTULO VI. PROCESADO DE MÉTODOS POTENCIALES E INTERPRETACIÓN CUALITATIVA

6.1 PROCESADO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

Siendo la geofísica una ciencia que analiza y estudia las propiedades y fenómenos físicos de la tierra, ha desarrollado métodos para evaluar y cuantificar dichas propiedades, inicialmente desde el punto de vista de la investigación y posteriormente de la exploración, cuando los requerimientos en la demanda de toda clase de recursos naturales del subsuelo así lo demandaron (Cerón y Navarro, 1981).

Los métodos de exploración desarrollados se pueden dividir en dos partes:

- 1) Métodos potenciales
- 2) No potenciales

Los primeros, miden o cuantifican los campos potenciales del planeta como son el gravitacional y el magnético; los segundos miden o registran las respuestas de los materiales o estructuras en el subsuelo al hacer incidir una cierta energía externa como puede ser la energía sísmica, eléctrica, etc.

El procesado de datos gravimétricos de exploración pertenece a la primera categoría, y se basa en la medición del campo gravitacional de la Tierra, específicamente en las variaciones de esta, variaciones que se traducen en forma de anomalías gravimétricas; estas anomalías aunque muy pequeñas en comparación con el campo total, se producen por la falta de homogeneidad en la distribución normal de la densidad en el subsuelo, debido a la presencia de estructuras geológicas que generan estas variaciones laterales de densidad (Cerón y Navarro, 1981).

La medición de estas variaciones de gravedad es interpretada en términos de distribuciones de masa probables en el subsuelo, las cuales pudieran constituirse en estructuras geológicas atractivas para su explotación económica ya sea desde el punto de vista de la industria del petróleo, minería o localización de mantos acuíferos.

6.1.1 SEGUNDA DERIVADA VERTICAL

El método de la segunda derivada de la gravedad consiste en determinar, partiendo de los valores de la gravedad observados en el mapa de Bouguer, la segunda derivada vertical de la gravedad. Es decir, si tomamos unos ejes coordenados con el eje OZ en la vertical hacia abajo, el problema será determinar

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$$

Si bien el método de segundas derivadas se viene intentando aplicar desde el año 1930 por diversas compañías petrolíferas, solamente se dio a conocer después de la Segunda Guerra Mundial.

La primera referencia publicada sobre este método en la literatura de la geofísica aplicada se debe a Peters (1949); en este artículo se presenta la base matemática del método de segundas derivadas en magnetismo, comprendiendo, asimismo, la gravimetría como caso particular de aquél.

Posteriormente Elkins (1951) y Rosenbach (1953) han hecho la aplicación práctica del método cada uno según su sistema.

El método tiene la ventaja de que señala mejor los cambios bruscos de la gravedad y, asimismo, que permite separar las anomalías gravimétricas compuestas (o sea, las debidas a la superposición de los efectos de varias masas próximas) en sus componentes separadas.

El método de la segunda derivada es un método de mucho más poder resolutivo que el método de Griffin ya que la doble diferenciación de g respecto a z tiende a hacer resaltar las anomalías más pequeñas y superficiales a expensas de las más amplias y profundas de tipo regional.

Con frecuencia el mapa de segunda derivada

$$\left(\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \right)$$

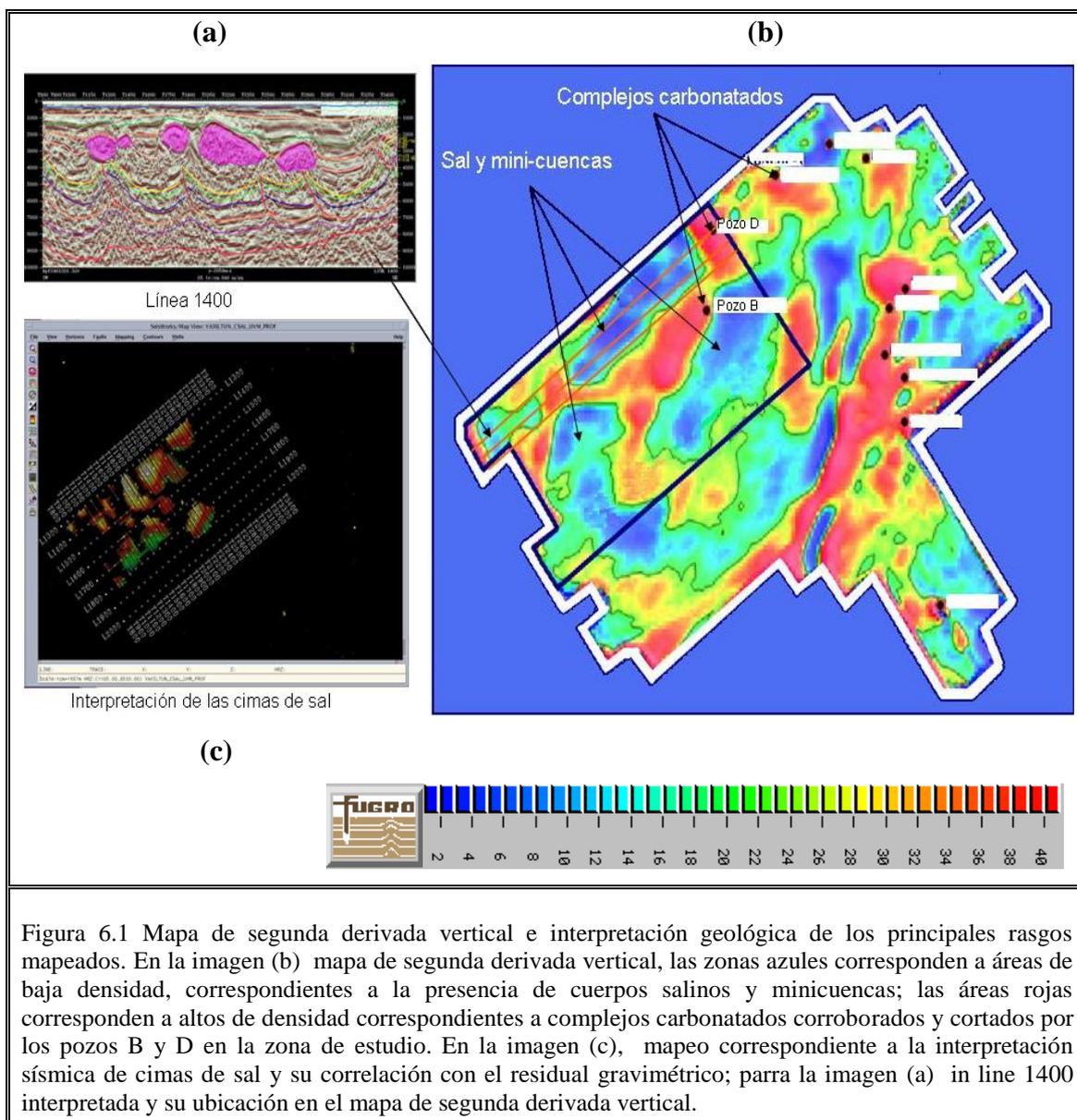
ofrece una imagen más clara y exacta de los tipos de anomalías que interesan en prospección petrolífera.

Asimismo el método tiene diversos inconvenientes como:

- 1) No se puede aplicar si las estaciones de la red están muy espaciadas.
- 2) Las observaciones gravimétricas se deben efectuar con alta precisión debiendo, por tanto, realizar con mucho cuidado las correcciones topográficas.
- 3) Las segundas derivadas no están relacionadas directamente con las estructuras que las causan, por lo que es muy difícil de entender la relación entre las masas del subsuelo y las segundas derivadas. Por ello la forma de una anomalía no se puede deducir del mapa de segundas derivadas.
- 4) Como las derivadas segundas decrecen con las potencias de la profundidad de las masas, las anomalías profundas quedan anuladas en el mapa de segundas derivadas.

En el mapa de segunda derivada vertical para el área de estudio (Fig. 6.1) se observa que los máximos tienen una muy buena correspondencia con levantamientos de las rocas calizas, lo cual permite visualizar con bastante claridad la tendencia general de las calizas del Mesozoico dentro del área de estudio, también sugiere la presencia de

bancos oolíticos en la parte inferior del cubo, fuera de la zona de estudio; así mismo también los mínimos de el mapa de segunda derivada tienen una correspondencia clara para la presencia de cuerpos salinos y mini cuencas mapeados en el capítulo anterior.



6.1.2 GRADIENTE HORIZONTAL

El método de gradiente horizontal es un proceso el cual se aplica en los mapas gravimétricos y magnéticos para reconocer las dimensiones horizontales en la forma aproximada de las estructuras, el tamaño de los cuerpos se correlaciona con los máximos (crestas) de las curvas configuradas así mismo en los mapas magnéticos se

definen los límites de los cuerpos intrusivos, tomando como referencia los máximos en la configuración del mapa, por otro lado se identifican las fallas presentes en el área ya sea que se observen por geología superficial o se encuentren en el subsuelo (es necesario buenos contrastes de densidad o susceptibilidad).

En la Figura 6.2 se propone la conceptualización de las principales fallas en la carpeta sedimentaria dentro y fuera del área de estudio. En la imagen (a) se muestra el mapa de gradiente horizontal, las tendencias de lineamientos estructurales representan los posibles límites de bloque para las fallas mas someras dentro del cubo sísmico; para la imagen (b) se muestra la Inline 1400; en la imagen (c) se muestra la Inline 1500 y la imagen (d) corresponde a la Inline 1550; en las imágenes (b), (c) y (d) se muestra la ubicación dentro del mapa de gradiente horizontal y su correspondencia con el fallamiento normal con base a la interpretación sísmica y las tendencias de la imagen (a).

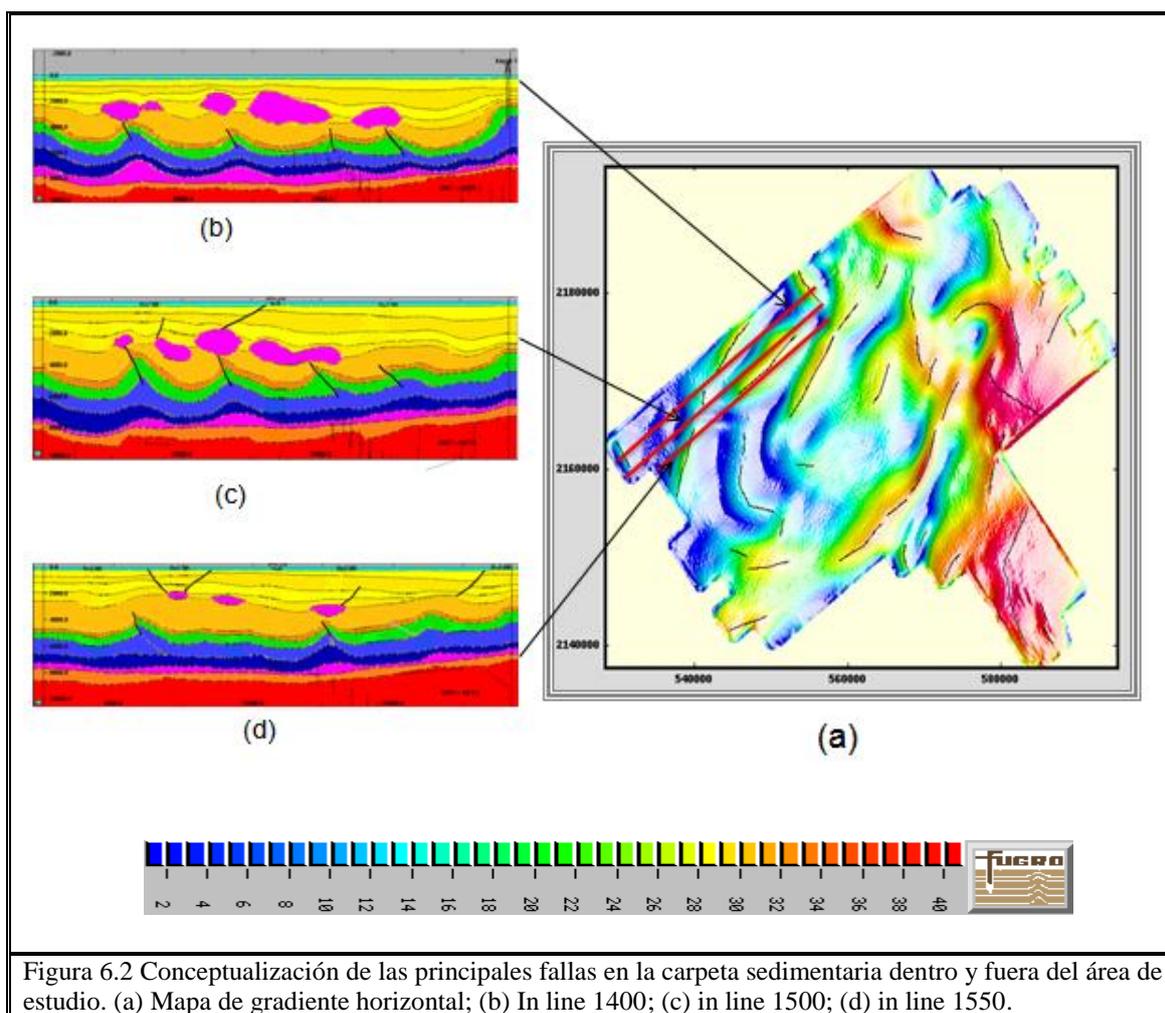


Figura 6.2 Conceptualización de las principales fallas en la carpeta sedimentaria dentro y fuera del área de estudio. (a) Mapa de gradiente horizontal; (b) In line 1400; (c) in line 1500; (d) in line 1550.

6.1.3 MÉTODO DE GRADIENTE TOTAL O ANÁLISIS DE LA SEÑAL ANALÍTICA

La Señal Analítica se puede obtener en el dominio del número de onda, obteniendo las derivadas horizontales y verticales del campo magnético y gravimétrico total, definiendo \bar{e} , \bar{u} y \bar{i} como vectores unitarios en las direcciones x , y , z respectivamente la señal analítica en tres dimensiones será:

$$A(x, y) = \left(\frac{\partial g}{\partial x} \bar{e} + \frac{\partial g}{\partial y} \bar{u} + \frac{\partial g}{\partial z} \bar{i} \right)$$

La Señal Analítica o Gradiente Total, nos ayuda a mapear los límites de los cuerpos anómalos, sobre todo en los mapas magnéticos donde es más difícil definir estos límites. En la Figura 6.3 se muestra el mapa de Gradiente total (imagen a) y su correlación con el mapeo sísmico de la cima de la brecha (imagen b) proporcionado por PEP, se puede observar que las tendencias entre máximos y mínimos de densidad, tienen una buena correspondencia con el mapeo sísmico; siendo el Gradiente Total un apoyo para poder identificar la tendencia de los sedimentos a nivel Mesozoico en áreas nuevas o con poca información sísmica.

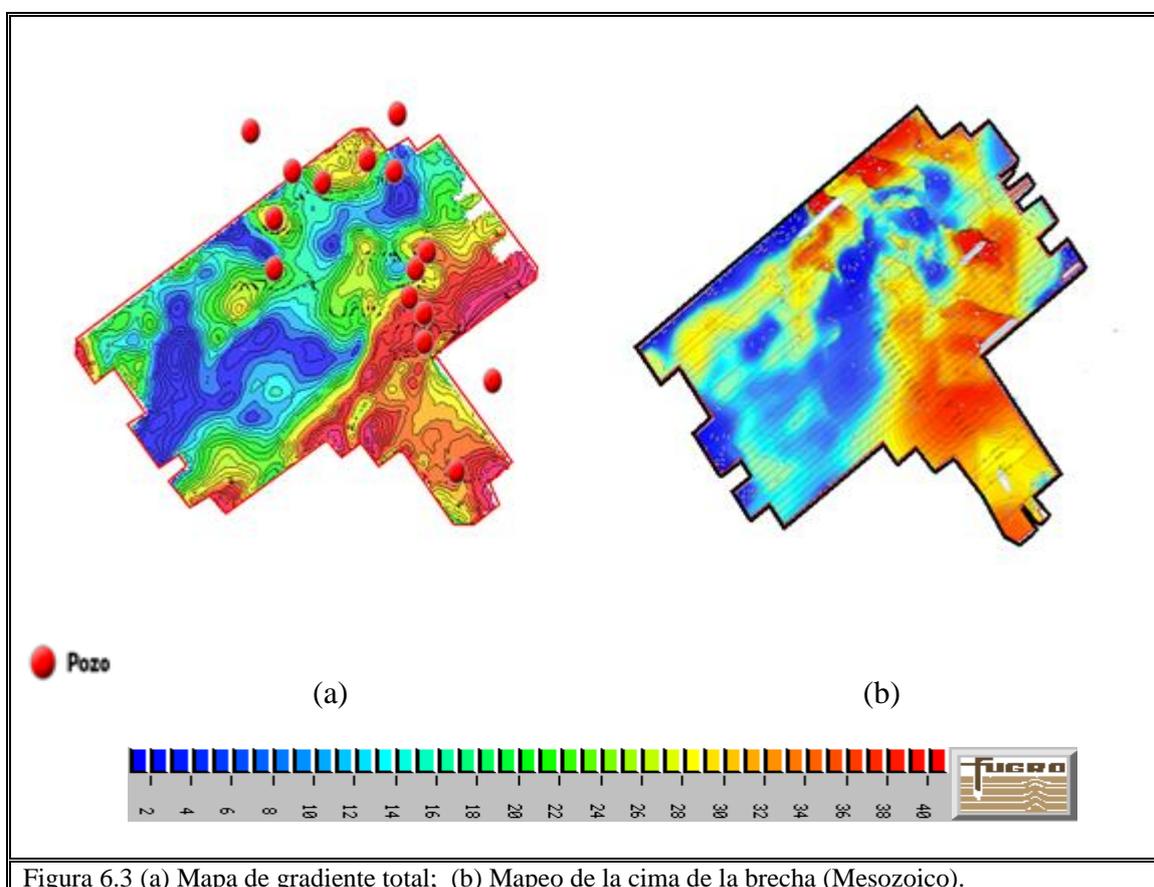


Figura 6.3 (a) Mapa de gradiente total; (b) Mapeo de la cima de la brecha (Mesozoico).

6.2 CALCULO DE PROFUNDIDADES DEL BASAMENTO MAGNÉTICO

6.2.1 MÉTODO DE DECONVOLUCIÓN WERNER

La ecuación de un campo total para un dique, es la ecuación básica usada para el método de deconvolución Werner (Werner, 1949) para la interpretación magnética, la cual es:

$$T(x,0) = \frac{Ax + BD}{x^2 + D^2} \quad (6.1)$$

Se puede observar que esa ecuación está desarrollada para el caso en que el centro del dique está localizado en (0,D), para una localización arbitraria (x₀,D) (6.1) se escribe como:

$$T(x,0) = \frac{A(x - x_0) + BD}{(x - x_0)^2 + D^2} \quad (6.2)$$

Esta ecuación considera solo el efecto magnético total para un dique. Si consideramos la anomalía del dique con interferencias asociadas a otros cuerpos, se tiene un problema magnético más complejo donde la deconvolución Werner tiende a linealizar de estos problemas no lineales.

Esta linealidad se conserva aún cuando se agregan términos que nos representan las interferencias.

La interferencia se agrega en forma de un polígono a la anomalía a la anomalía magnética total (Chao y Sharp, 1983), tomando en consideración el campo del dipolo principal y el gradiente regional como sigue:

$$T(x,0) = \frac{A(x - x_0) + BD}{(x - x_0)^2 + D^2} + C_0 + C_{1x} + C_{2x}^2 \quad (6.3)$$

Desarrollando la ecuación anterior en forma algebraica tenemos:

$$(T(x,0) - C_0 - C_1x - C_2x^2)(x^2 - 2xx_0 + x_0^2 + D^2) = Ax - Ax_0 + BD$$

$$x^2T(x,0) - x^2C_0 - x^3C_1 + x^4C_2 + x_0^2T(x,0) - x_0^2C_0 - x_0^2xC_1 - x_0^2x^2C_2 - 2xx_0T(x,0) + 2xx_0C_0 + 2x^2x_0C_1 + 2x^3x_0C_2 + D^2T(x,0) - D^2C_0 - D^2C_1x - D^2C_2x^2 = Ax - Ax_0 + BD$$

Si hacemos que:

$$a_0 = -Ax_0 + BD + C_0D^2 + x_0^2C_0$$

$$a_1 = A - 2C_0x_0 + C_1D^2 + C_1x_0^2$$

$$a_2 = C_0 - 2C_1x_0 + C_2x_0^2 + C_2D^2$$

$$a_3 = C_1 - 2x_0C_2$$

$$a_4 = C_2$$

$$b_0 = -x_0^2 - D^2$$

$$b_1 = 2x_0$$

sustituyendo en el desarrollo anterior se tiene:

$$x_2T(x,0) = a_0 + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 + a_4x^4 + b_0T(x,0) + b_1xT(x,0) \quad (6.4)$$

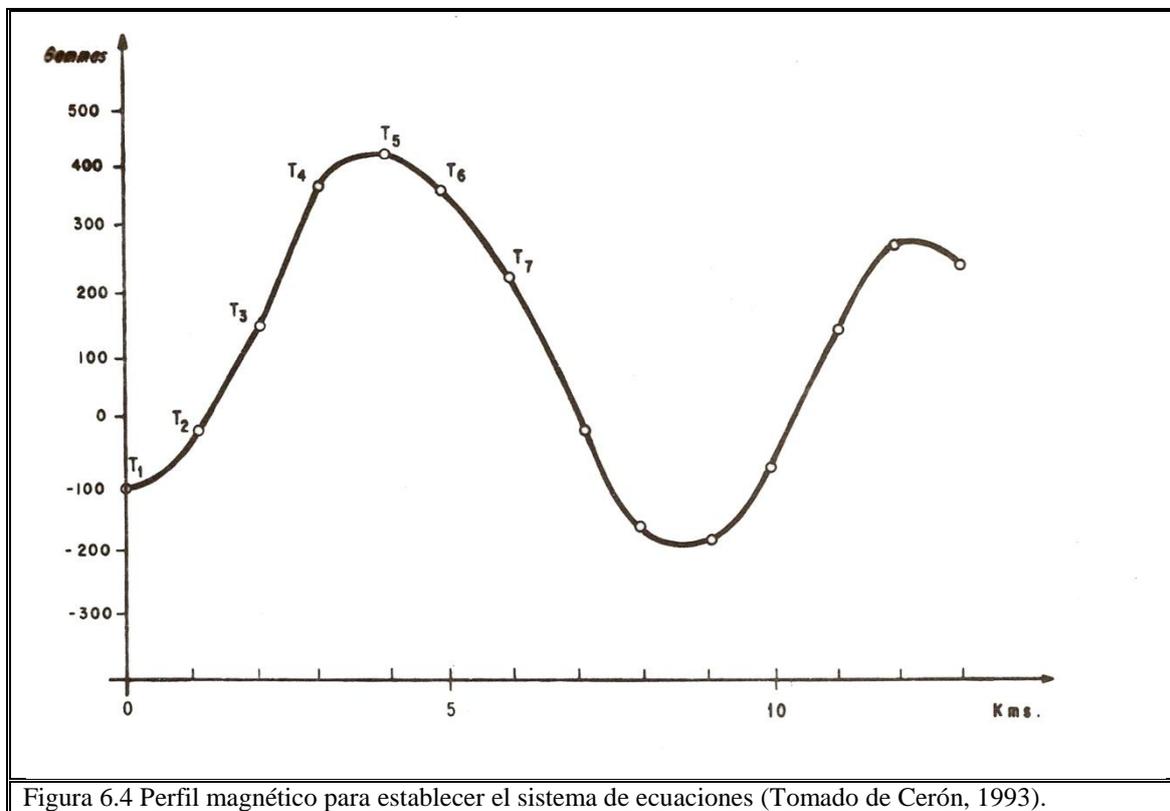
Con base a la expresión (6.4) se desarrollo un operador Werner de siete puntos, tenemos que se establece un sistema de ecuaciones de 7x7 para cada estación en donde se aplique la deconvolución Werner.

Supóngase que se tiene el siguiente perfil magnético, como se muestra en la Figura 6.4. De acuerdo a la ecuación (6.4) podemos establecer un sistema de ecuaciones, así se tiene:

$$\begin{array}{cccccccccc} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & T_1 & 0 & a_0 & 0 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & T_2 & T_2 & a_1 & T_2 \\ 1 & 2 & 4 & 8 & 16 & T_3 & 2T_3 & a_2 & 4T_3 \\ 1 & 3 & 9 & 27 & 81 & T_4 & 3T_4 & a_3 & = 9T_4 \\ 1 & 4 & 16 & 64 & 256 & T_5 & 4T_5 & a_4 & 16T_5 \\ 1 & 5 & 25 & 125 & 625 & T_6 & 5T_6 & a_5 & 25T_6 \\ 1 & 6 & 36 & 216 & 1296 & T_7 & 6T_7 & a_6 & 36T_7 \end{array}$$

en donde:

$$\begin{aligned} T_1 &= T(0,0) \\ T_2 &= T(1,0) \\ T_3 &= T(2,0) \\ T_4 &= T(3,0) \\ T_5 &= T(4,0) \\ T_6 &= T(5,0) \\ T_7 &= T(6,0) \end{aligned}$$



En este caso se está considerando un intervalo de muestreo unitario, para el operador y para el muestreo de la anomalía; para cada estación se establece un sistema de ecuaciones, con la solución de cada sistema se tiene.

$$\begin{aligned} x_0 &= 0.5b_1 \\ D &= (-b_0^2 - x_0^2)^{1/2} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 C_2 &= a_4 \\
 C_1 &= a_3 + 2x_0 C_2 \\
 C_0 &= a_2 + 2C_1 x_0 - C_2 x_0^2 - C_2 D^2 \\
 A &= a_1 + 2C_0 x_0 - C_1 D^2 - C_1 x_0^2 \\
 B &= (a_0 + A x_0 - C_0 D^2 - C_0 x_0^2) / D \\
 SM &= (J_x^2 + J_z^2)^{1/2} / |F| \\
 ECH &= \tan^{-1}(J_x / J_z) + I_a
 \end{aligned}$$

En donde:

X_0 = Posición horizontal
 D = Profundidad
 SM = Susceptibilidad Magnética
 ECH = Ángulo de echado

Suponiendo que se tiene un operador Werner apropiado cuyo tamaño es comparable al tamaño de una anomalía y barremos el operador a lo largo de la anomalía, obtenemos un grupo de soluciones continuas cuando el operador está dentro de dicha anomalía. Las soluciones varían más o menos dependiendo del tamaño y localización del operador con respuesta a la anomalía.

6.2.2 MÉTODO DE DECONVOLUCIÓN EULER

Esta técnica se basa en considerar la ecuación de homogeneidad de Euler y considera un índice estructural (Reid et al., 1990), para la estimación de la profundidad de un amplio rango de estructuras geológicas, tales como fallas contactos magnéticos, diques, cuerpos extrusivos, etc.

En el método de deconvolución se tienen ventajas como que no requiere un modelo geológico particular. Por lo tanto, puede ser aplicado aún cuando la geología no se puede representar por prismas o diques. Solo es una técnica de inversión automatizada que puede aplicarse directamente aún mapa de datos magnéticos dispuestos a una malla (Cerón, 2001).

Para la ecuación Euler (Reid et al., 1990) se consideramos una función en un sistema de coordenadas cartesianas x, y, z , denotando a nuestra función por $f(x, y, z)$.

Si $f(x, y, z)$ es homogénea de grado n , la siguiente ecuación se satisface:

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (6.5)$$

Esta ecuación diferencial (6.5) es conocida como la ecuación de homogeneidad de Euler o simplemente como ecuación de Euler.

Supongamos que $f(x, y, z)$ tiene la forma de la función general

$$f(x, y, z) = \frac{G}{r^n} \quad (6.6)$$

donde:

$$r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}, \text{ y } n = 1, 2, 3, \dots, N; \text{ G no depende de } x, y, z$$

Considerando una fuente puntual (masa puntual, dipolo magnético, etc.) localizada en el punto x_0, y_0, z_0 relativo al plano de observación, la intensidad magnética total estará dada por:

$$\Delta T(x, y) = f[(x - x_0), (y - y_0), z_0] \quad (6.7)$$

La ecuación de Euler la forma (6.7) puede reescribirse como:

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} - z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y) \quad (6.8)$$

La ecuación (6.8) puede resolverse para las incógnitas x_0, y_0, z_0 y N , por la evaluación de las derivadas y el campo total.

La aplicación directa de la ecuación (6.8) a los datos observados no es conveniente por tres razones:

- 1) Muchas anomalías, aún el polo magnético, presentan altos índices estructurales, son más bipolares; sin embargo, los índices bajos son mejores estimadores de la profundidad (Thompson, 1982).
- 2) El nivel absoluto del campo anómalo ΔT es realmente conocido. El campo regional o el campo de anomalías cercanas está siempre presente.
- 3) Sobre los datos reales las anomalías son representadas raramente por fuentes puntuales.

Estos factores hacen que la solución de la ecuación 4 sea muy crítica e incierta.

Para obtener una mejora en las profundidades calculadas y en la posición de la fuente, es conveniente utilizar diferentes índices estructurales (0.0, 0.5, 1, 2, 3) para un mismo mapa. El problema de eliminar la desviación de los datos observados es resuelto en la forma siguiente:

Se asume que el campo anómalo está perturbado por un ascenso constante B en la ventana, donde la ecuación 4 está siendo evaluada. La cantidad observada es:

$$T(x, y) = \Delta T(x, y) + B \quad (6.9)$$

Siendo B constante en las coordenadas sobre la porción de la ventana, donde el análisis se está haciendo. Resolviendo la ecuación (6.9) para ΔT , sustituyendo en (6.8) y reorganizando términos se tiene:

$$x_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + y_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} + NB = x \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + y \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + NT(x, y) \quad (6.10)$$

Si se hace una evaluación considerando la ecuación (6.10) con una ventana de 3x3 se tiene un sistema de nueve ecuaciones con cuatro incógnitas (x_0, y_0, z_0 y B), que nos presenta un sistema de ecuaciones sobredeterminado. Para resolverlo se usó el procedimiento de mínimos cuadrados.

En la aplicación del método de deconvolución Euler a un mapa en donde los datos se encuentran digitalizados en forma de malla, se tienen las siguientes consideraciones:

- ❖ Se calculan (o miden) los gradientes horizontales y verticales del campo magnético total.
- ❖ Se localiza una ventana cuadrada dentro de las mallas de gradientes y de intensidad magnética total, que va de 3x3 a 10x10. Este tamaño depende de la resolución que se tenga y del tamaño de las anomalías presentes en los mapas.
- ❖ Para cada índice estructural diferente de cero se usan todos los puntos de la ventana, para resolver en la ecuación de Euler la posición y profundidad de las fuentes (x_0, y_0, z_0) así como el valor de B.
- ❖ Para un índice estructural igual a cero, se aplica la misma ecuación (6.10) y solo al último término de éstas se hace cero.
- ❖ Es conveniente aplicar a un mapa varios tamaños de ventanas, de tal forma que se van a tener tantas soluciones como ventanas se aplican, de aquí que el intérprete elegirá la mejor solución de acuerdo a su criterio.
- ❖ En el proceso es bueno considerar varios índices estructurales, ya que en un mapa se tiene actuando distintas fuentes, y de acuerdo al índice y el tipo de fuente, se consideran las soluciones que se adecuan al problema.

Señal analítica

La señal analítica presenta máximos en donde existen cambios litológicos en las propiedades magnéticas de las rocas. Con base en estos máximos, es posible estimar los límites de sus cuerpos y sus profundidades.

La señal analítica es fácilmente deducida en el dominio del número de onda, ya que se considera el cálculo de las derivadas de las anomalías magnéticas. Si consideramos que la doble transformada de Fourier para una función en dos dimensiones está dada por:

$$g(k_x, k_y) = F[f(x, y)] = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \theta^{-i(k_x x + k_y y)} dx dy \quad (6.11)$$

$$g(x, y) = F^{-1}[g(k_x, k_y)] = -2 \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(k_x, k_y) \theta^{i(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y$$

donde k_x y k_y son los números de onda en las direcciones x, y .

Usando las ecuaciones 1 en el dominio del número de onda es fácil obtener las derivadas horizontales y verticales, así como las relaciones entre las diferentes derivadas de las anomalías del campo potencial (Nabighian, 1984; Nelson, 1988; Pederson, 1989).

Definiendo $\hat{\theta}, \hat{u}, \hat{i}$ como vectores unitarios en las direcciones x, y, z respectivamente, nos permitirems escribir la señal analíca en tres dimensiones como:

$$A(x, y) = \left(\frac{\partial M}{\partial x} \hat{\theta} + \frac{\partial M}{\partial y} \hat{u} + i \frac{\partial M}{\partial z} \hat{i} \right) \quad (6.12)$$

En donde M es la anomalía del campo potencial, así la ecuación (6.12) satisface al requerimiento Básico de la señal analítica (Nabighian, 1984), que consta de una parte real y una imaginaria, y forma el par de transformada de Hilbert.

Existe una equivalencia en la interpretación automatizada de los datos en una malla 3-D con la función de amplitud en 2-D, o el valor absoluto introducido por Nabighian (1984). De la ecuación (6.6) se deduce que la función de amplitud está dada por:

$$|A(x, y)| = \left[\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (6.13)$$

Es importante enfatizar que en la expresión anterior se hace una suma vectorial y no una suma escalar, como se considera en el artículo de Ofoegbu (1990). Ellos utilizan una suma escalar de las dos derivadas horizontales para definir su señal analítica

generalizada, pero el uso de esto nos conduce a una función que depende de la rotación del sistema de coordenadas.

Si se usa una función de señal analítica obtenida por una suma vectorial, para determinar los máximos sobre los límites de los cuerpos presentes, es independiente de las direcciones de magnetización y del campo magnético terrestre (Nabighian, 1972; Atchuta, 1981).

Como es conocido, el factor de amplitud de la señal analítica (Shouten, 1971), varía con la posición del eje del campo 2-D en la misma forma que la amplitud de la anomalía magnética. Es posible corregir esta variación de amplitud con la reducción al polo de la anomalía observada. Sin embargo esto reduce grandemente el poder de resolución del método, porque la dirección del vector de magnetización no es bien conocida. Consecuentemente las variaciones en la amplitud de la señal analítica deberán ser tratadas con cuidado y, por lo tanto, el uso de la forma del valor absoluto de la señal analítica se usará como una interpretación auxiliar; Nabighian (1972) calculó la forma de la señal analítica sobre varios cuerpos de forma simple. La señal analítica sobre un contraste magnético vertical, con profundidad está dado por:

$$|A(x)| \propto \frac{1}{x^2 + d^2} \quad (6.14)$$

La ecuación (6.14) nos muestra que la amplitud de la señal analítica tiene una fórmula de campana, con una media anchura que es igual a la profundidad de la fuente magnética. Si el contraste magnético ocurre en una capa con espesor grande, la profundidad calculada de la fuente estará localizada en la cima y la base de la capa.

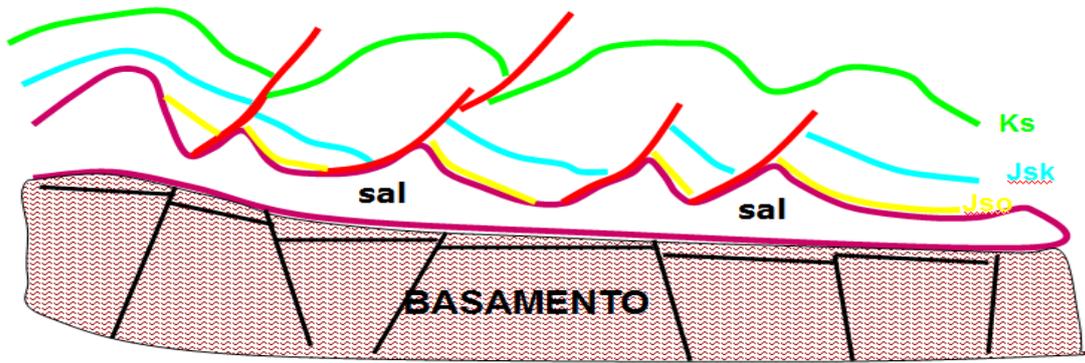
Para una separación grande entre la cima y la base de la capa, con respecto al nivel de observación, los resultados tienden a converger en la cima de la capa.

6.2.3 CALCULO DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO MAGNÉTICO

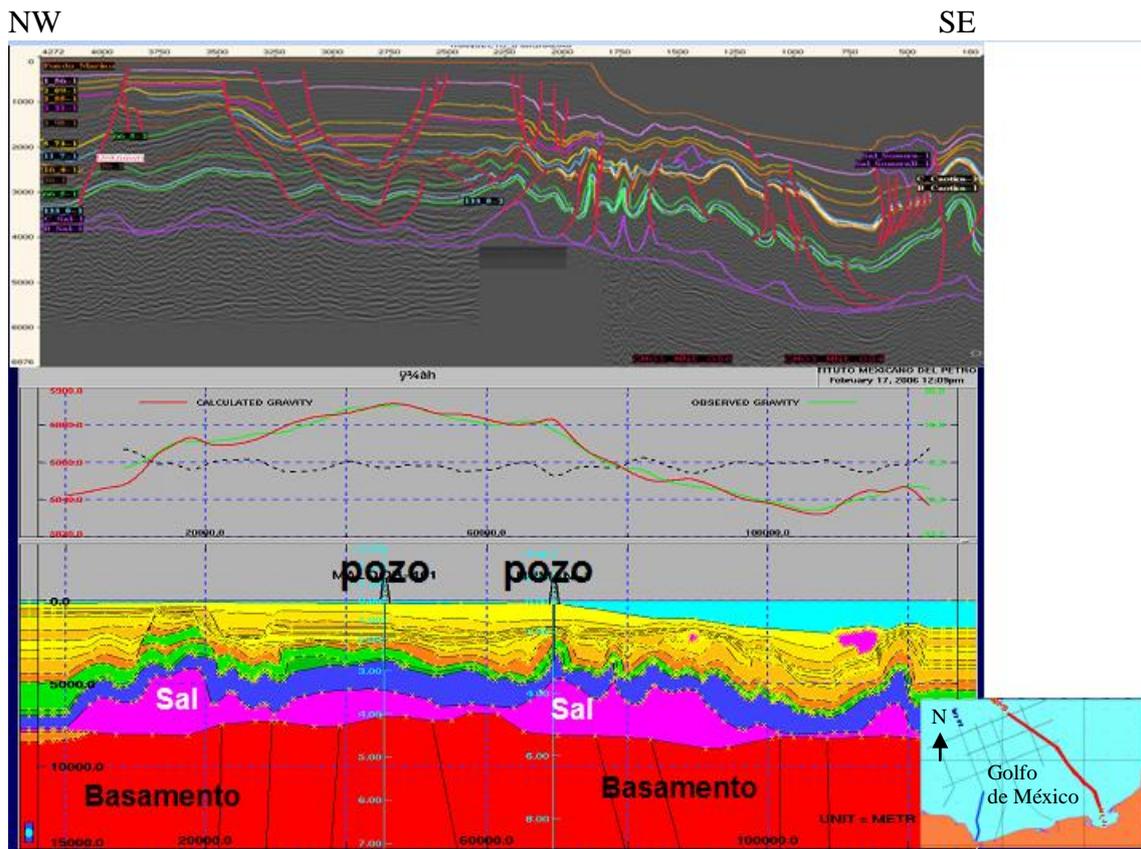
Muchos autores denominan o definen basamento geológico, al zócalo marino sobre el cual descansa la columna sedimentaria a partir del Paleozoico; otros simplemente lo consideran como el complejo metamórfico, formado por rocas metamórficas de edad Paleozoicas o Pre-Paleozoicas principalmente; para la Oxford–Complutense (2004) en su Diccionario de Ciencias de la Tierra, definen a el basamento geológico, como el conjunto de rocas plutónicas y rocas metamórficas, intensamente plegadas sobre las que se apoyan discordantemente unidades sedimentarias relativamente poco deformadas, es común que este basamento esté constituido, aunque no necesariamente, por rocas Precámbricas y Paleozoicas.

De igual forma, en la literatura, se llama o se menciona basamento económico, para referirse a que en la base de una columna geológica no existen más rocas sedimentarias; por otra parte, Oxford–Complutense (2004) define basamento económico como las rocas por debajo de las cuales la posibilidad de encontrar recursos minerales explotables es mínima. En la industria petrolera el basamento económico es aquel que se interpreta una vez que ya no se es de interés exploratorio o de extracción y no coincide necesariamente con el basamento geológico. Para la Zona Marina el basamento económico se representa a partir del Calloviano (Figs. 2.3 y 2.4); de acuerdo a PEP, el modelo geológico para la Zona Marina hasta el 2007 apoyado con los trabajos realizados en el área (Zona Marina) se muestra en la Figura 6.5.

A partir de los nuevos levantamientos de cubos sísmicos en 3-D y migración en profundidad llevados a cabo para PEP en la Zona marina, se han observado reflectores importantes por debajo del basamento económico estipulado (Figs. 6.6, 6.7) y el mejoramiento de la visualización de sedimentos por debajo de estructuras salinas; con esta información se plantea un nuevo modelo para la Zona Marina (Fig. 6.8).



(a)



(b)

Figura 6.5 En la imagen (a) se muestra el modelo geológico para la zona marina, donde el basamento se interpreta inmediatamente después del Calloviano; para la imagen (b) se muestra una línea sísmica regional migrada en tiempo, en dirección NW–SE de Cd del Carmen Camp.; la interpretación realizada por PEP de dicha línea regional muestra el modelo geológico para la Zona Marina, propuesto así hasta el 2007. (Proporcionado por PEP).

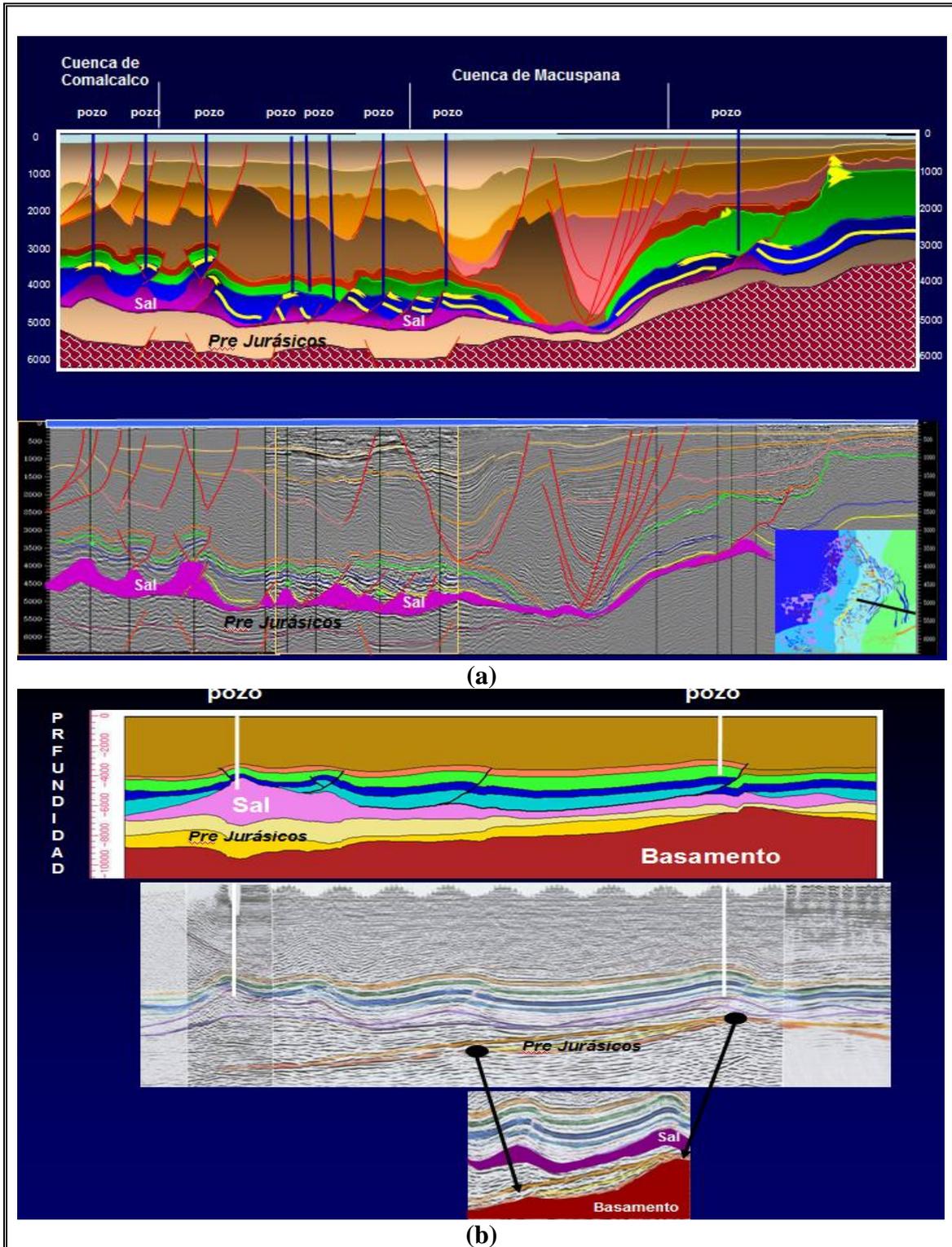


Figura 6.6 En la imagen (a) se muestra una línea sísmica regional migrada en profundidad, ubicada en la Zona Marina; de la cual se pueden apreciar reflectores importantes (posiblemente Pre-Jurásicos) después del Calloviano; en la imagen (b) se muestra una línea sísmica migrada en profundidad, ubicada también en la Zona Marina, en esta imagen se muestra el modelo geológico con un espesor de sedimentos importantes después del basamento económico estipulado después del Calloviano, y apoyado con la imagen sísmica migrada en profundidad. Para ambas líneas la interpretación fue realizada por PEP, y de la ubicación exacta se encuentra restringidas por los convenios de confidencialidad para el uso de la información geológica-geofísica avalados por el documento oficial adjunto al trabajo de tesis. (Proporcionado por PEP).

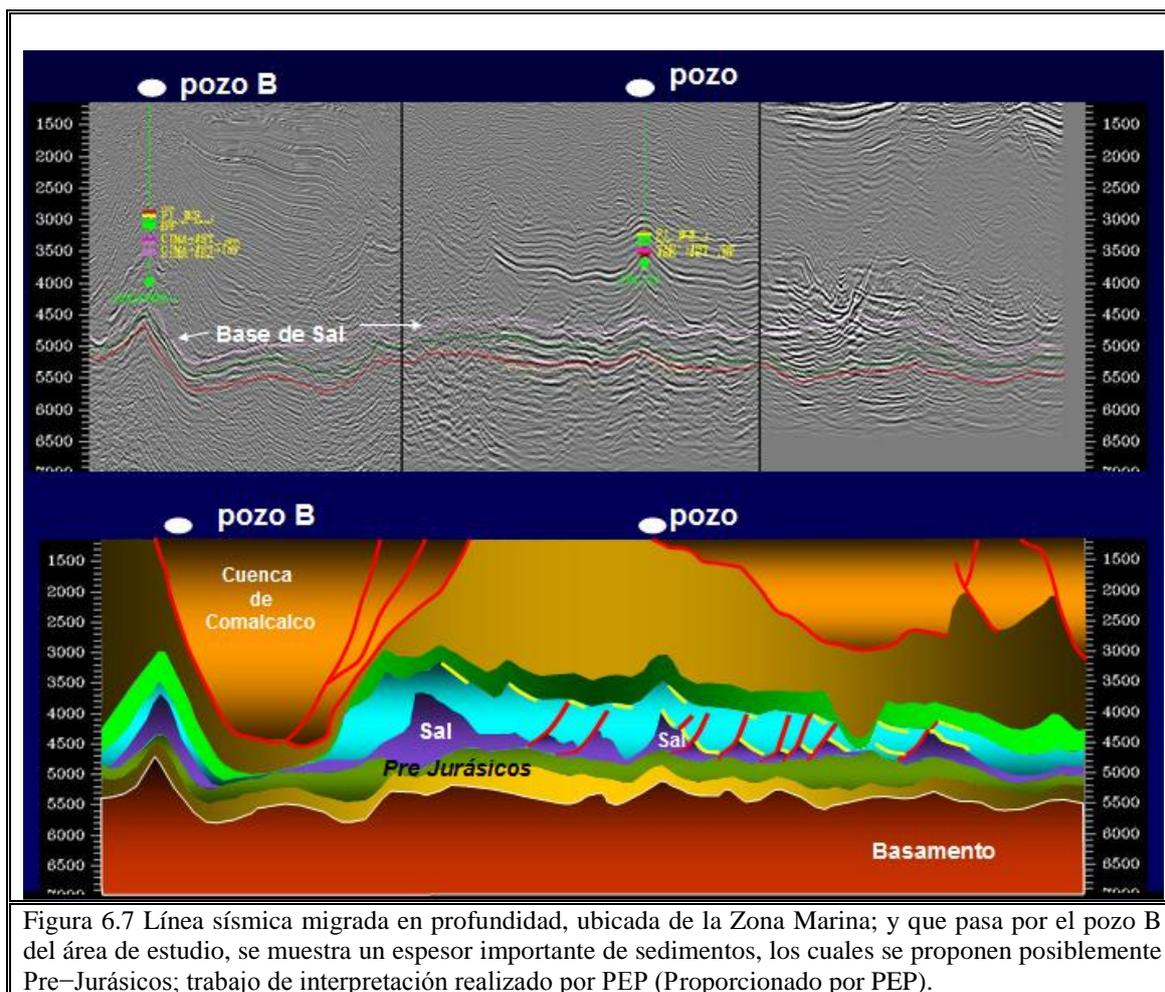


Figura 6.7 Línea sísmica migrada en profundidad, ubicada de la Zona Marina; y que pasa por el pozo B del área de estudio, se muestra un espesor importante de sedimentos, los cuales se proponen posiblemente Pre-Jurásicos; trabajo de interpretación realizado por PEP (Proporcionado por PEP).

Calculo del basamento magnético.

Tomando las definiciones de basamento geológico puestas anteriormente, el método magnético en la prospección petrolífera entrega información acerca de la profundidad de las rocas pertenecientes al basamento geológico; a partir de estos conocimientos se puede localizar y definir la extensión de las cuencas sedimentarias ubicadas encima del basamento, que posiblemente contienen reservas de petróleo (Meléndez y Fuster, 1980). Dado que la respuesta magnética de las rocas sedimentarias es casi nula, el basamento magnético representa las respuestas magnéticas al basamento geológico. El cálculo de basamento magnético para el área de estudio se obtuvo a partir de los datos obtenidos del levantamiento aero-magnético del 2003 en el Golfo de México adquiridos por el COREMI, bajo los convenios con PEMEX a una altura de vuelo de 300 m sobre el nivel del mar y una separación de las líneas primarias de 3km, considerándose estos datos de carácter semiregional. El software con el cual se trabajó fue FUGRO LTC con licencia del IMP en México DF.

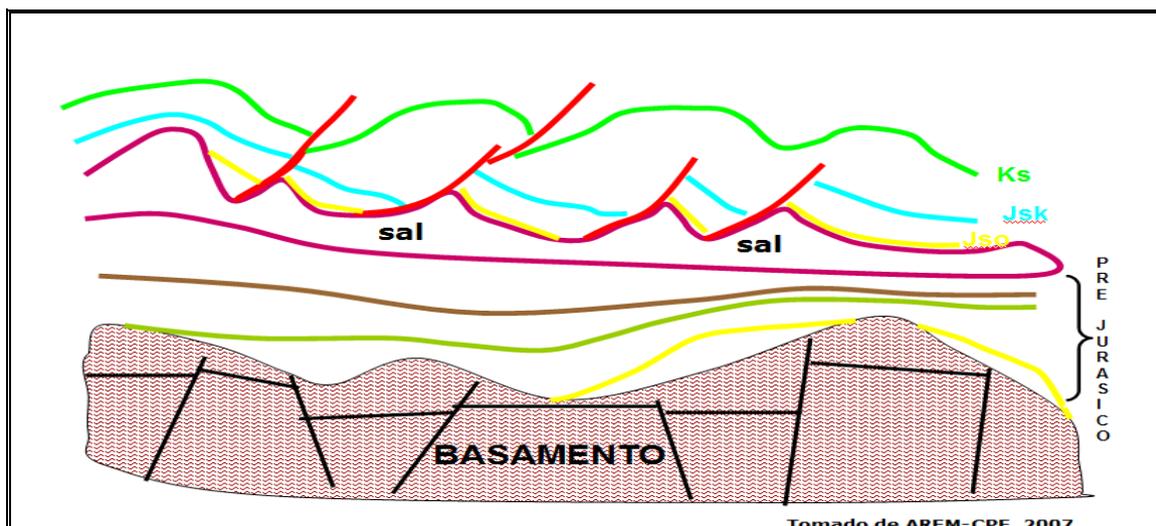


Figura 6.8 La propuesta como nuevo modelo geológico para la Zona Marina propuesto por el AREM (Proporcionado por PEP).

Las Figs. 6.9, 6.10 y 6.11 se muestran las respuestas para basamento magnético obtenidas de las líneas 1400, 1500 y 1550 respectivamente; el software calcula las respuestas para basamento magnético a partir de los algoritmos de Werner y Euler.



Figura 6.9 Respuestas para el basamento magnético en cruces azul turquesa de la línea 1400; y se tomaron en cuenta las respuestas entre los 8 y 9 mil metros de profundidad para modelar el basamento económico, de acuerdo al basamento propuesto con las secciones sísmicas.



Figura 6.10 Respuestas para el basamento magnético en cruces azul turquesa de la línea 1500; y se tomaron en cuenta las respuestas entre los 8 y 9 mil metros de profundidad para modelar el basamento económico, de acuerdo al basamento propuesto con las secciones sísmicas.

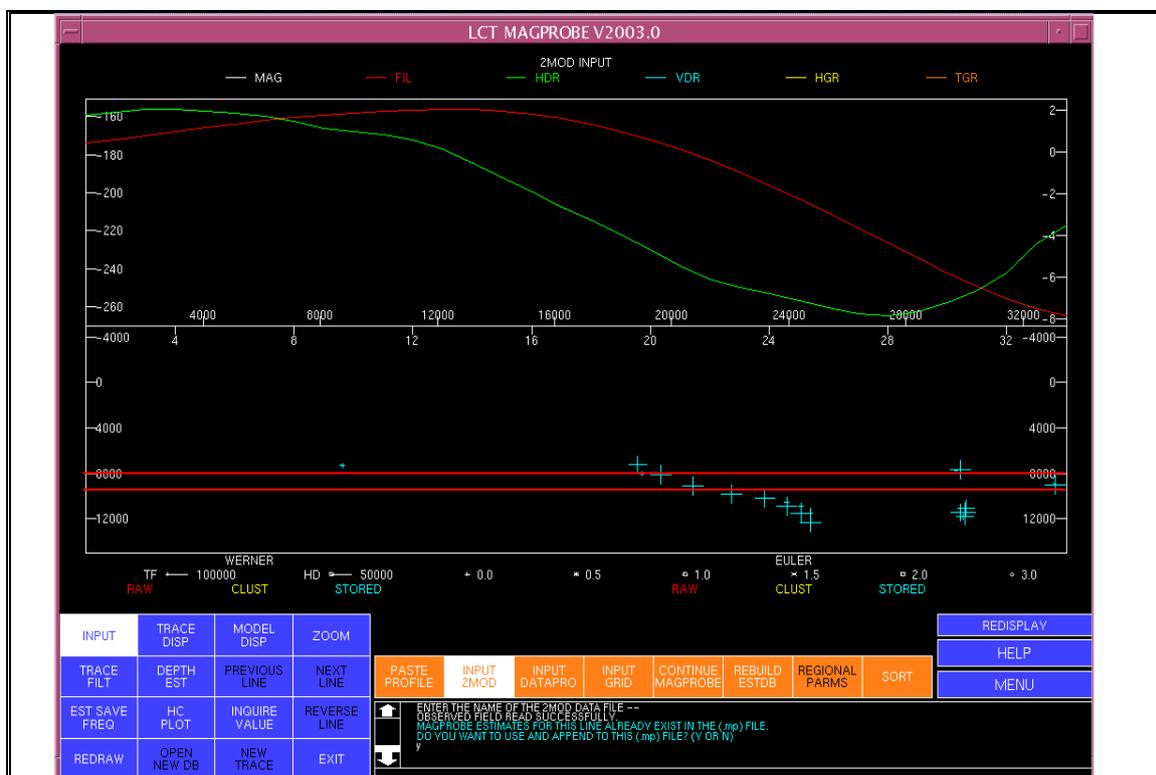


Figura 6.11 Respuestas para el basamento magnético en cruces azul turquesa de la línea 1550; y se tomaron en cuenta las respuestas entre los 8 y 9 mil metros de profundidad para modelar el basamento económico, de acuerdo al basamento propuesto con las secciones sísmicas.

CAPÍTULO VII. INTEGRACIÓN DE MÉTODOS POTENCIALES CON SECCIONES SÍSMICAS INTERPRETADAS APOYADAS CON DATOS DE POZO

7.1 INTEGRACIÓN DE REGISTROS Y COLUMNA GEOLÓGICA EN POZOS DENTRO Y FUERA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Dentro del área de estudio se localizan 4 pozos (A, B, C y D), de los cuales por convenio de confidencialidad para el uso de la información de datos geofísicos-geológicos y de pozos existentes en el área de tesis, se omiten los nombres y coordenadas de estos pozos; los cuáles se indican su posición y nombre con los que serán identificados dentro del cubo sísmico en la Figura 1.4 del Capítulo I, cuyas mismas restricciones aplican en cuanto al nombre del área de estudio y coordenadas.

De estos 4 pozos se hará una breve descripción solo de los pozos B, C, y D; ya que se contó solo con el reporte final de perforación de estos tres pozos proporcionados por PEMEX Exploración y Producción (PEP) y al encontrarse el pozo A relativamente retirado de las líneas a modelar (líneas 1400, 1500 y 1550) se considero que con la descripción e información de los pozos B, C y D era suficiente.

Pozo B.

El pozo B se encuentra en el extremo norte de la Cuenca de Comalcalco, a 129 km al NW de Cd. Del Carmen, Campeche; iniciando su perforación el 11 de septiembre de 2004 y termino el 30 de abril de 2005.

Durante la perforación se cortaron rocas sedimentarias que varían en edad desde el Jurásico Superior Kimmeridgiano al Reciente-Pleistoceno (Tabla 7.1); se atravesó un

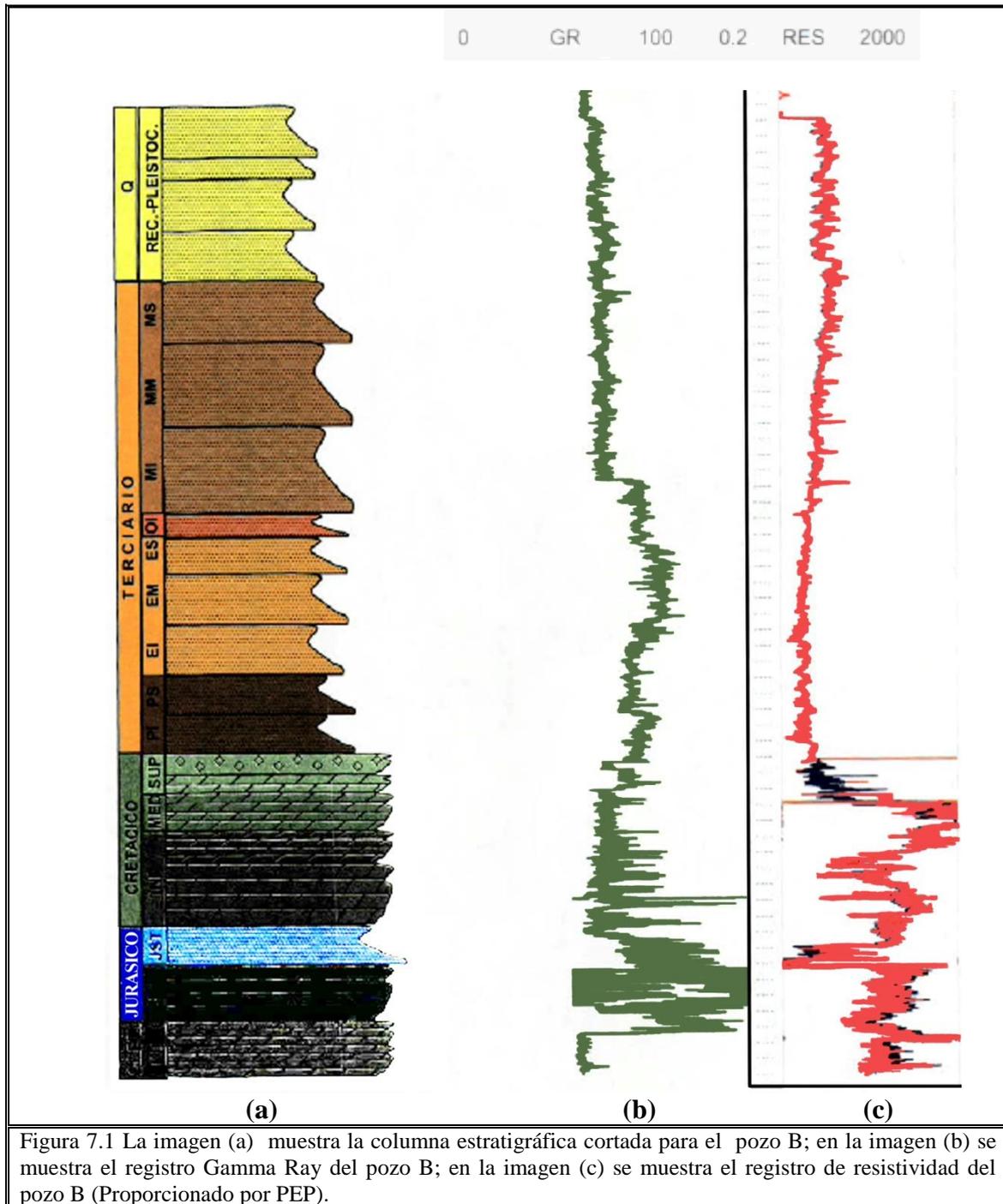
cabalgamiento definido por una falla inversa E-W a nivel Jurásico Superior Kimmeridgiano, el cual se observo sobreyaciendo al Cretácico Inferior autóctono.

El pozo B se perforó en un anticlinal de 4x2 km con eje principal en dirección E-W limitando en su extremo W por una falla inversa con rumbo NE-SW y caída al NW. Geológicamente para el Cretácico Superior, la localización del pozo B, se ubica en las facies de talud carbonatado, mientras que para el Jurásico Superior Kimmeridgiano, se localiza en la facie de plataforma interna carbonatada.

Estudios litológicos y paleogeográficos de facies cortadas por los pozos más cercanos al pozo B (pozos C, A ubicados en la Figura 1.4); indicaron que en el sitio propuesto se ubican, a nivel Cretácico Superior, brechas dolomitizadas y dolomías meso y macrocristalinas con muy buenas características de porosidad y permeabilidad como roca almacén. Así mismo a nivel Kimmeridgiano se presentan bancos oolíticos y facies de plataforma interna carbonatada.

Tabla 7.1 Columna geológica del pozo B; *Perforados; ** metros bajo mesa rotatoria; la mesa rotatoria es la base donde comienza el equipo de perforación, generalmente tienen una altura de 25 a 30 mts. ***Fondo Marino (Proporcionado por PEP).

Edad	Profundidad Programada	Profundidad Real (MVBMR**)	Espesor (m)
Reciente-Pleistoceno	159 (FM***)	184	1716
Mioceno superior	1875	1900	405
Mioceno medio	-	2305	100
Mioceno Inferior	-	2405	175
Oligoceno Superior	-	Ausente	-
Oligoceno Medio	-	Ausente	-
Oligoceno Inferior	2435	2580	30
Eoceno Superior	2605	2610	60
Eoceno Medio	-	2670	110
Eoceno Inferior	-	2780	235
Paleoceno Superior	2975	3015	85
Paleoceno Inferior	-	3100	10
Brecha TP-KS	3140	3110	175
Cretácico Medio	3370	3285	100
Cretácico Inferior	3500	3385	280
J.S. Tithoniano	3625	3665	385
J.S. Kimmeridgiano	3820	4050	60
	xFalla	4110	215*
Profundidad Total	4300	4325	



Pozo C

El pozo C quedó ubicado en el flanco occidental de una estructura de tipo domica, limitado al N y S por dos fallas inversas con rumbo NW-SE, ambas fallas son paralelas al eje de la estructura, hacia la porción NW, se encuentra limitada otra falla inversa con rumbo NW-SE y caída al SE. El objetivo fue el de investigar las

posibilidades de acumulación de hidrocarburos en sedimentos de la brecha del Paleoceno Inferior, Cretácico y Jurasico, productores en el complejo Cantarell.

Desde el punto de vista exploratorio su objetivo se cumplió de manera parcial, ya que únicamente alcanzo a investigar sedimentos del Paleoceno inferior y 261 m del Cretácico, sin lograr atravesar el espesor completo del Cretácico Inferior, sin embargo, desde el punto de vista de acumulación de hidrocarburos los resultados fueron satisfactorios, ya que se tiene como potenciales productores los sedimentos de la brecha del Paleoceno Inferior y Cretácico.

La columna geológica atravesada comprende sedimentos que van en edad desde el Reciente Pleistoceno hasta el Cretácico Inferior (Tabla 7.2), con una discordancia con entre la Brecha del Paleoceno Inferior y Cretácico. Tomando en cuenta los resultados de perforación de este pozo se recomendaron localizaciones que se propusieron en la estructura misma del pozo y/o en estructuras de áreas aledañas, que además que lleven como objetivo la Brecha TP-KS y el Cretácico, estudiar los sedimentos del Jurasico en particular el Oxfordiano.

Tabla 7.2 Columna geológica del pozo C; *Perforados (Proporcionado por PEP).

Edad	Profundidad Real (MVBMR)	Espesor (m)
Reciente-Pleistoceno	Fondo Marino	611
Mioceno superior	1950	785
Mioceno medio	2250	970
Mioceno Inferior	2535	180
Oligoceno Superior	2715	120
Oligoceno Medio	2835	25
Oligoceno Inferior	2860	15
Eoceno Superior	2875	75
Eoceno Medio	2950	60
Eoceno Inferior	3010	260
Paleoceno Superior	3270	155
Paleoceno Inferior	3425	45
Brecha TP-KS	3420	159
Cretacico Superior	3629	71
Cretácico Medio	3700	150
Cretácico Inferior	3850	30*
J.S. Tithoniano	-	-
J.S. Kimmeridgiano	-	-
Profundidad Total	3880	

Pozo D

El pozo exploratorio D se localiza en aguas territoriales del Golfo de México, frente a las costas del estado de Campeche a 135 km al Noroeste de Cd. del Carmen Campeche y fue perforado desde la plataforma semisumergibles Pride South seas, a una profundidad de 3820 mvbmr, inicio perforación el 9 de abril del 2004 y concluyo la terminación el 10 de enero de 2005, con el objetivo de incorporar reserva de hidrocarburo de las rocas carbonatadas del Cretácico Superior y Turasico Superior Kimmeridgiano, resultando productor de aceite con clasificación 01-01-01.

La localización fue propuesta y aprobada en una estructura anticlinal tipo *pop-up* angosta y alargada, con orientación NW-SE, ubicada geológicamente en la provincia geomorfológicas de Pilar de Akal y fue correlacionada con el pozo C productor en BTP-KS.

La secuencia sedimentaria atravesada durante la perforación en el pozo D va del Reciente Pleistoceno al Jurasico Superior Kimmerdgiiano (Tabla 7.3), constituida principalmente por lutitas con delgados horizontes de areniscas para el Terciario y para el Mesozoico constituido principalmente por brecha de litoclastos de mudstone-wackstone, con delgados horizontes de calizas dolomíticas, para el Jurasico Superior Tithoniano y en el Jurasico Superior Kimmeridgiano dolomias, y en la parte media inferior por terrigenos en alternancia con delgados horizontes de carbonatos y dolomias.

Con base al apoyo de la evaluación de los registros geofísicos, manifestaciones de hidrocarburo y núcleos; se seleccionaron 4 intervalos para pruebas de producción en el Mesozoico resultando productores de aceite de 9^0 a 10.8^0 API.

Tabla 7.3 Columna geológica del pozo D; *perforados;**Reciente Pleistoceno Fondo Marino (Proporcionado por PEP).

Edad	Profundidad Programada	Profundidad Real (MVBMR)	Espesor (m)
RPFM**	205	179	1041
Mioceno superior	1300	1220	40
Mioceno medio	-	1260	330
Mioceno Inferior	-	1590	210
Oligoceno Superior	1800	1800	50
Oligoceno Medio	-	1850	50
Oligoceno Inferior	-	1900	60

Eoceno Superior	2450	1960	80
Eoceno Medio	-	2040	230
Eoceno Inferior	-	2270	50
Paleoceno Superior	2850	2320	70
Paleoceno Inferior	-	2390	55
Brecha TP-KS	3000	2445	130
Cretácico Medio	-	2575	215
Cretácico Inferior	-	2790	520
J.S. Tithoniano	3350	3310	257
J.S. Kimmeridgiano	3450	3567	253*
Profundidad Total	4000	3820	

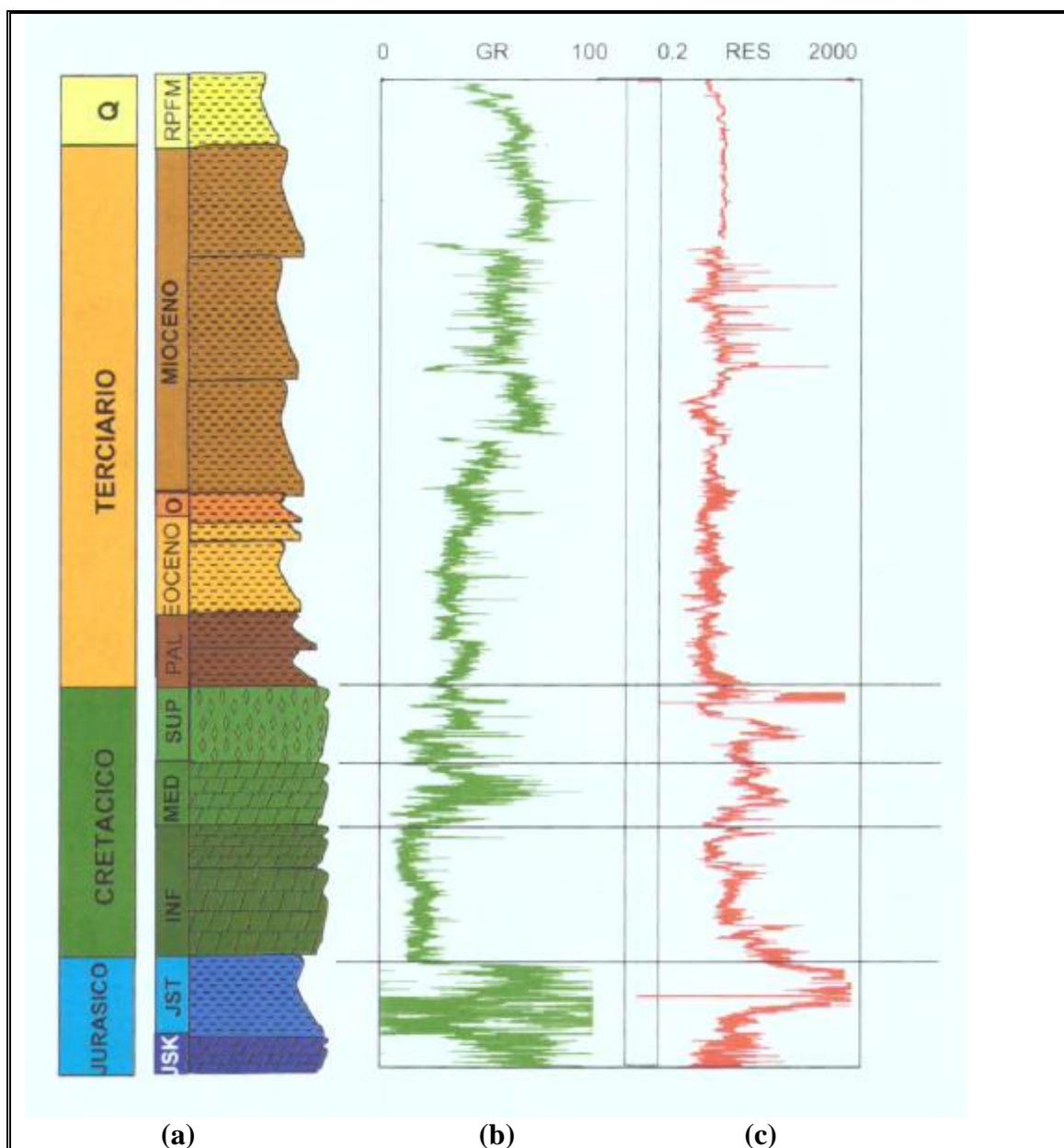


Figura 7.2 La imagen (a) muestra la columna estratigráfica cortada para el pozo D; en la imagen (b) se muestra el registro Gamma Ray del pozo D; en la imagen (c) se muestra el registro de resistividad del pozo D (Proporcionado por PEP).

7.2 DETERMINACIÓN DE DENSIDADES A PARTIR DE LAS VELOCIDADES SÍSMICAS DE INTERVALO USANDO LA ECUACIÓN DE GARDNER

Utilizando la forma general de la ecuación de Gardner, es decir; la densidad en función de la velocidad a una potencia, se calcularon las densidades de cada una de las formaciones con base a sus velocidades de intervalo. Dichas densidades fueron proporcionadas por el IMP y sacadas de su reporte trimestral del proyecto D.00395 (Ortiz y Cerón, 2007), en dicho trabajo se utilizó la información del pozo B y 5 pozos más cercanos a el pozo B.

Se realizó una media de las velocidades de intervalo de cada uno de los 6 pozos con sus respectivos VSP y con la ecuación de Gardner se calcularon las densidades y se compararon con los registros sísmicos de los pozos correlacionados, el resultado de los cálculos de las densidades se muestra en la Tabla 7.4.

Tabla 7.4 Resultado del cálculo de densidades a partir de las velocidades de intervalo del pozo B y 5 pozos más cercanos al área de estudio (Tomado de Ortiz y Cerón, 2007).

	DENSIDADES	VELOCIDADES	INTERVALO DE PROFUNDIDADES
	Gr/cm³	m/s	m.
•	RCPL	2.00	0 -700
•	MOCNL	2.14	400 - 1130
•	MOCNM	2.15	700 - 1600
•	MOCNE	2.16	1000 - 2600
•	OLGNL	2.19	1400 - 3950
•	OLGNE	2.20	2330 - 4450
•	EOCNL	2.21	3000 - 5300
•	EOCNM	2.22	3670 - 5700
•	EOCNE	2.23	4300 - 5850
•	PACNL	2.25	4300 - 6300
•	PACNE	2.35	5000 - 6800
•	BRCRT	2.40	5700 - 7000
•	CRTC M	2.62	5650 - 7700
•	CRTCE	2.66	5570 - 8000
•	TTNNO	2.64	7150 - 8300
•	KMMGN	2.52	7500 - 9000
•	B M	2.75	8300 - 10000
•	SAL	2.18	AUTOCTONA
•	SAL	2.18	ALOCTONA

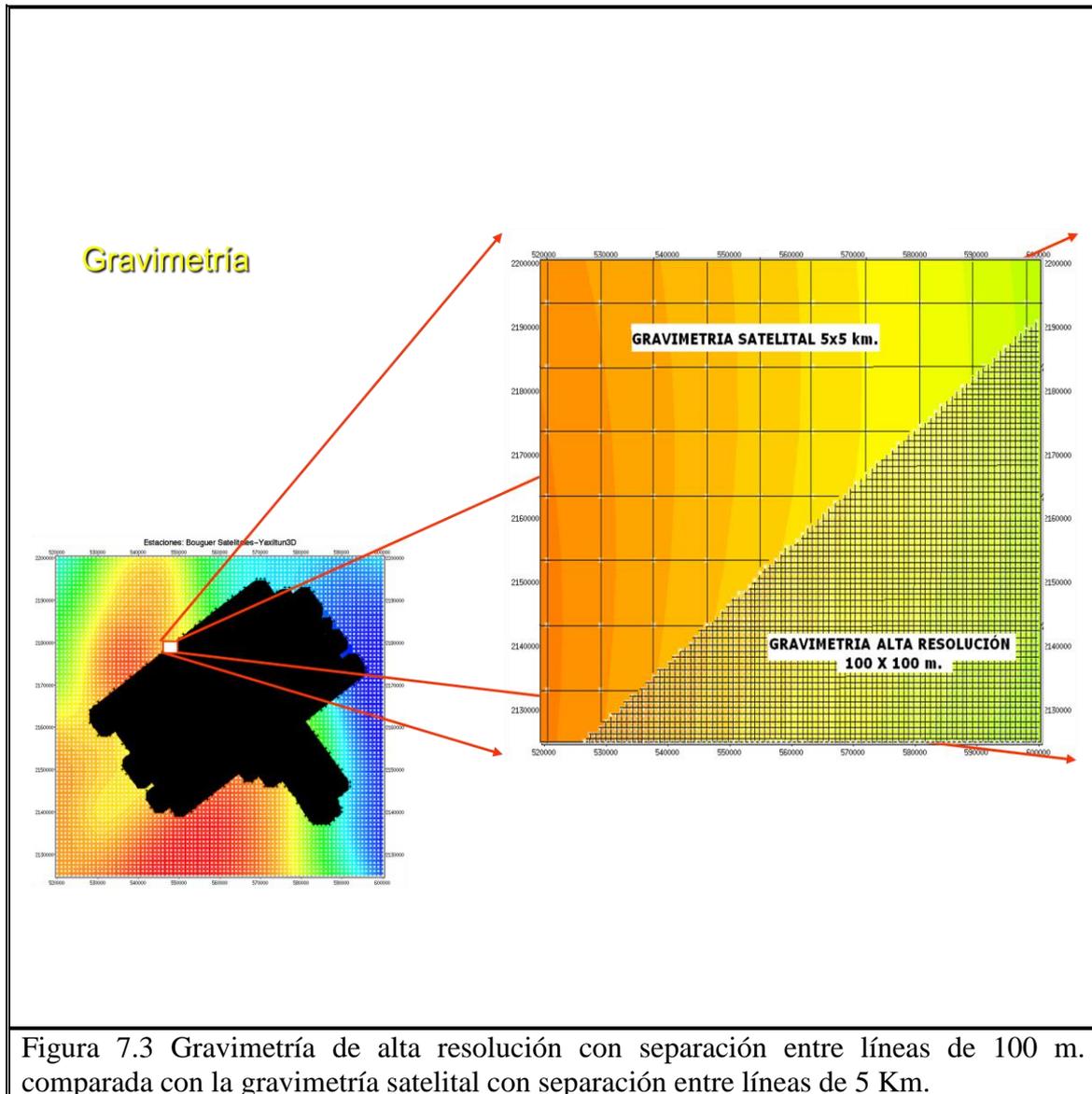
7.3 MODELADO GRAVIMÉTRICO/MAGNÉTICO 2D

El modelado gravimétrico 2D permite evaluar si las dimensiones de los cuerpos salinos interpretados con la sísmica son adecuadas; en esta parte del trabajo, se efectuó una correlación de los pozos B, C y D para determinar un modelo de velocidades por formación, con base en sus Vsp's; de esta forma, se asignaron las densidades adecuadas para cada formación y se elaboró una tabla de densidades (Tabla 7.5).

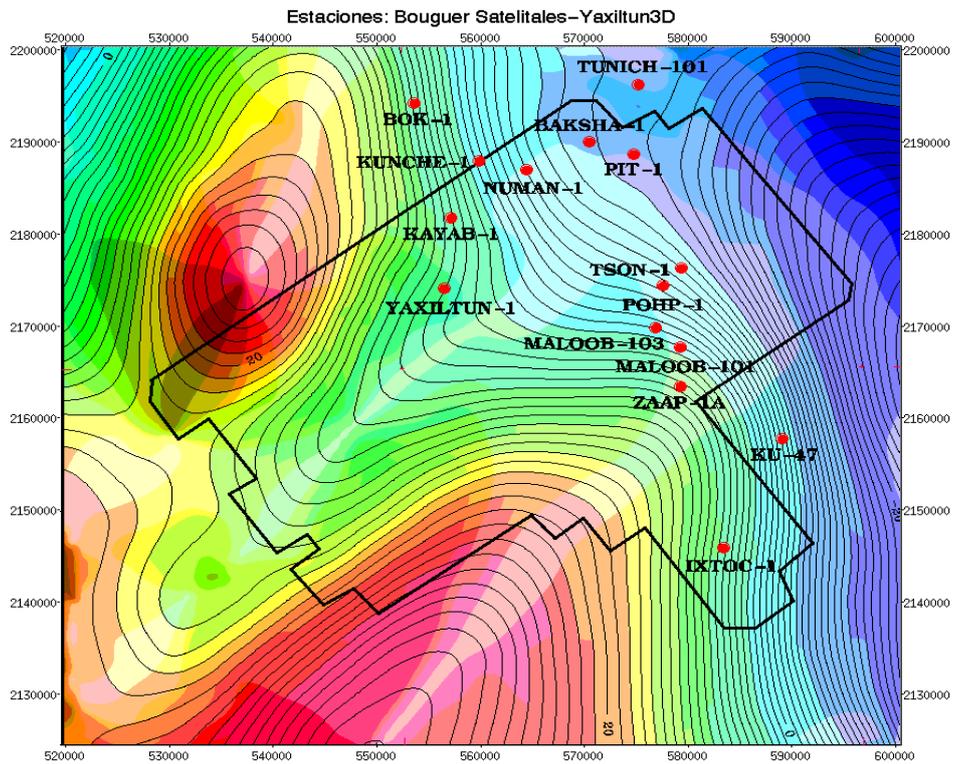
Tabla 7.5 Correlación de densidades y velocidades de los pozos B,C, D de acuerdo a sus Vsp's, con los cuales se realizó la integración.

Formaciones	Densidades Gr/cm ³	Velocidades m/s
H_FM	2.0	1750
H_10	2.15	2330
H_30	2.20	2550
H_40	2.21	2600
H_50	2.23	2700
H_Ps	2.30	3050
H_Ks	2.64	5400
H_TITOKIMER	2.58	4900
H_oxford	2.66	5450
SAL_AUTOCTONA	2.18	4600
LECHOS ROJOS	2.68	5500
BASAMENTO	2.75	6100
SAL_ALOCTONA	2.19	4600

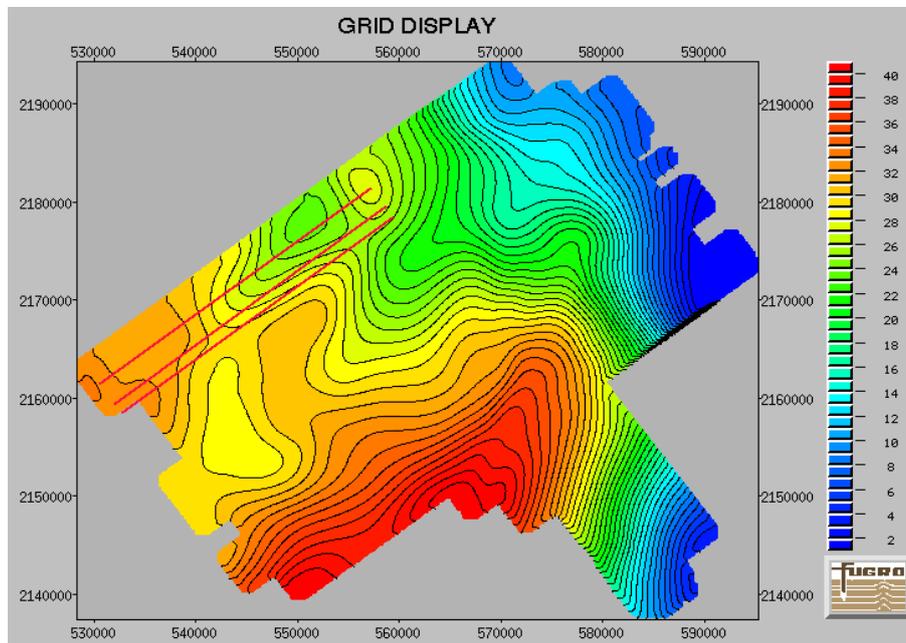
Para el análisis cualitativo y cuantitativo de datos gravimétricos de alta resolución se cuenta con los datos adquiridos por la compañía COMESA y Fugro LCT, los cuales fueron observados al nivel del mar en forma simultánea con el levantamiento sísmico calculándose una malla de separación entre líneas de 100m con bins de 50m x 40m de intervalo con una densidad de corrección de 2.0 gr/cm³ (Fig. 7.3); en la Figura 7.4 se muestra la comparación entre la anomalía de Bouguer de alta resolución y la anomalía de Bouguer satelital.



En la figura 7.5, en la imagen A se muestra la anomalía de Bouguer para el área de estudio y la ubicación de las líneas 1400, 1500 y 1550 dentro de la anomalía, en la imagen B se muestra la anomalía observada de Bouguer para la línea 1400, en la imagen C se muestra la anomalía observada de Bouguer de la línea 1500 y en la imagen D se muestra la anomalía de Bouguer observada para la línea 1550. En la figura 7.6 en la imagen A se muestra la anomalía magnética del área de estudio y la ubicación de las 3 líneas modeladas, las imágenes B, C y D muestran la anomalía magnética observada para las líneas 1400, 1500 y 1550 respectivamente.



(a)



(b)

Figura 7.4 En la imagen (a) se muestra la anomalía de Bouguer Satelital para el área de estudio, con una separación de líneas de 5 km; en la imagen (b) se muestra la anomalía de Bouguer de alta resolución del área de estudio, pero con una separación entre líneas de 100m.

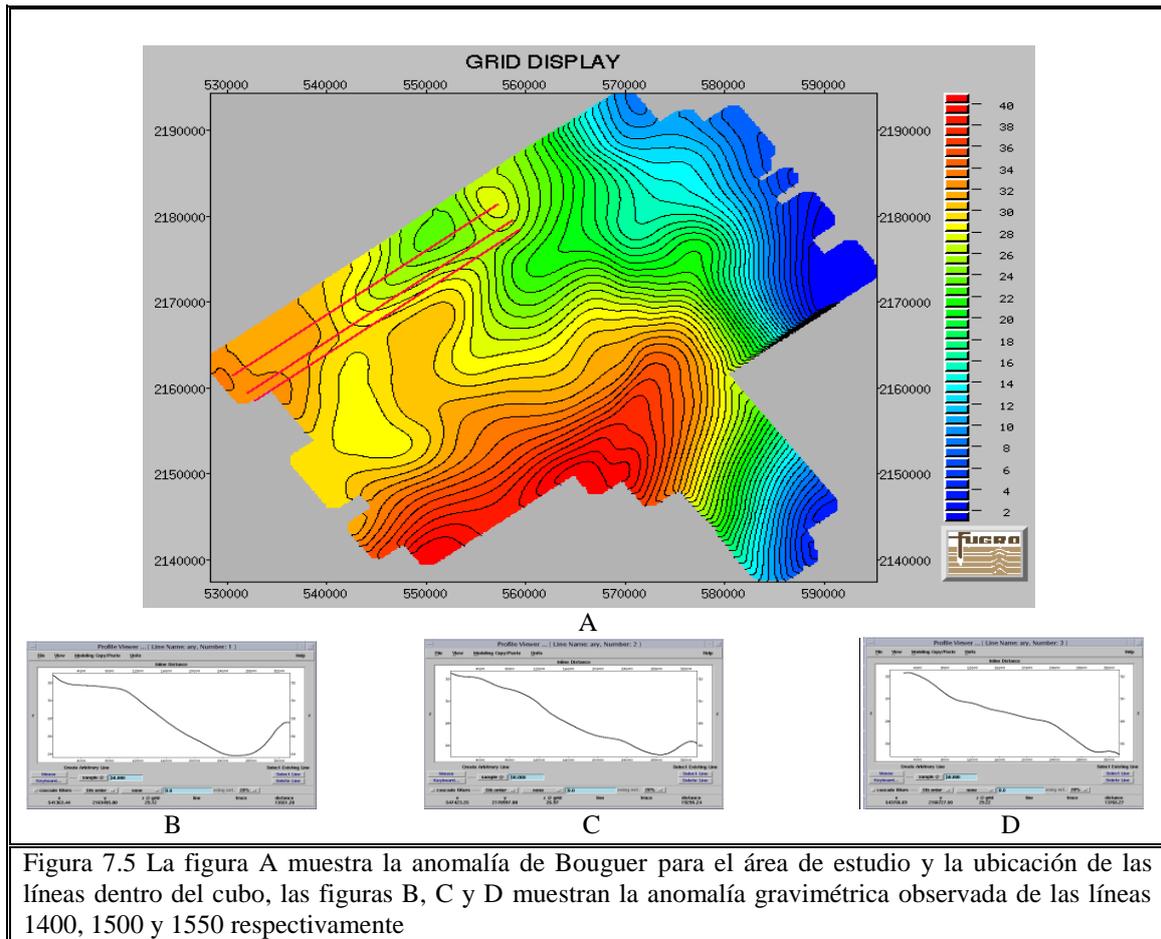


Figura 7.5 La figura A muestra la anomalía de Bouguer para el área de estudio y la ubicación de las líneas dentro del cubo, las figuras B, C y D muestran la anomalía gravimétrica observada de las líneas 1400, 1500 y 1550 respectivamente

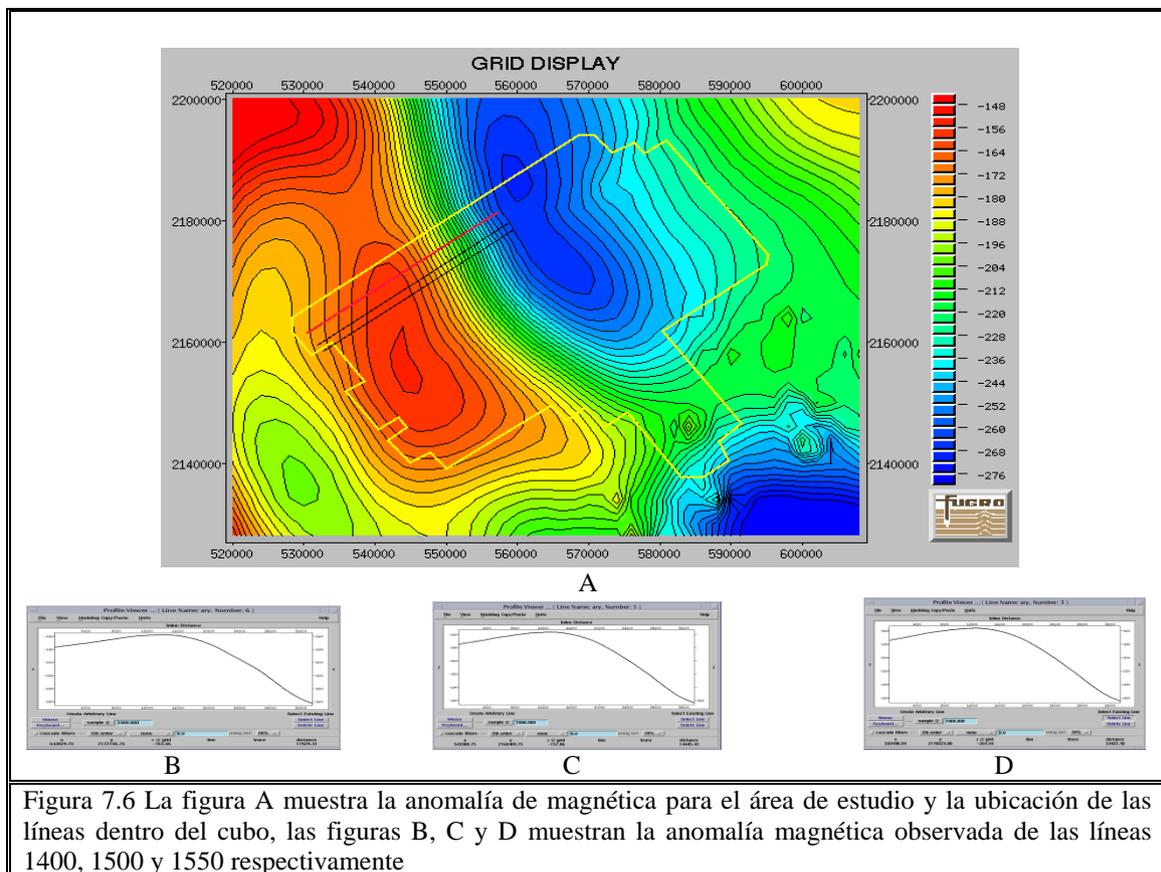


Figura 7.6 La figura A muestra la anomalía de magnética para el área de estudio y la ubicación de las líneas dentro del cubo, las figuras B, C y D muestran la anomalía magnética observada de las líneas 1400, 1500 y 1550 respectivamente

7.3.1 MODELADO 2D LÍNEA 1400

En la Figura 7.7 en la imagen C se muestra el modelo propuesto por la interpretación sísmica de la línea 1400 y su correspondiente respuesta con su anomalía gravimétrica y magnética observada, en la imagen A la línea verde representa la anomalía magnética observada y la línea roja muestra la anomalía calculada con la respuesta del basamento económico propuesto por la interpretación sísmica; para la imagen B de la Figura 7.7 se muestra en la línea verde la anomalía gravimétrica observada y en la línea roja la anomalía gravimétrica calculada a partir de la tabla de densidades propuestas en la Tabla 7.5.

Tanto para la imagen A y B de la Figura 7.7 la línea negra punteada representa la igualdad entre la anomalía observada y calculada, y esta deberá de ser casi horizontal cuando ambas anomalías calculada y observada coincidan; en este caso como dichas anomalías (calculada y observada) no coinciden, la respuesta o su posición no horizontal marca la desigualdad entre el modelo propuesto y la anomalías observadas.

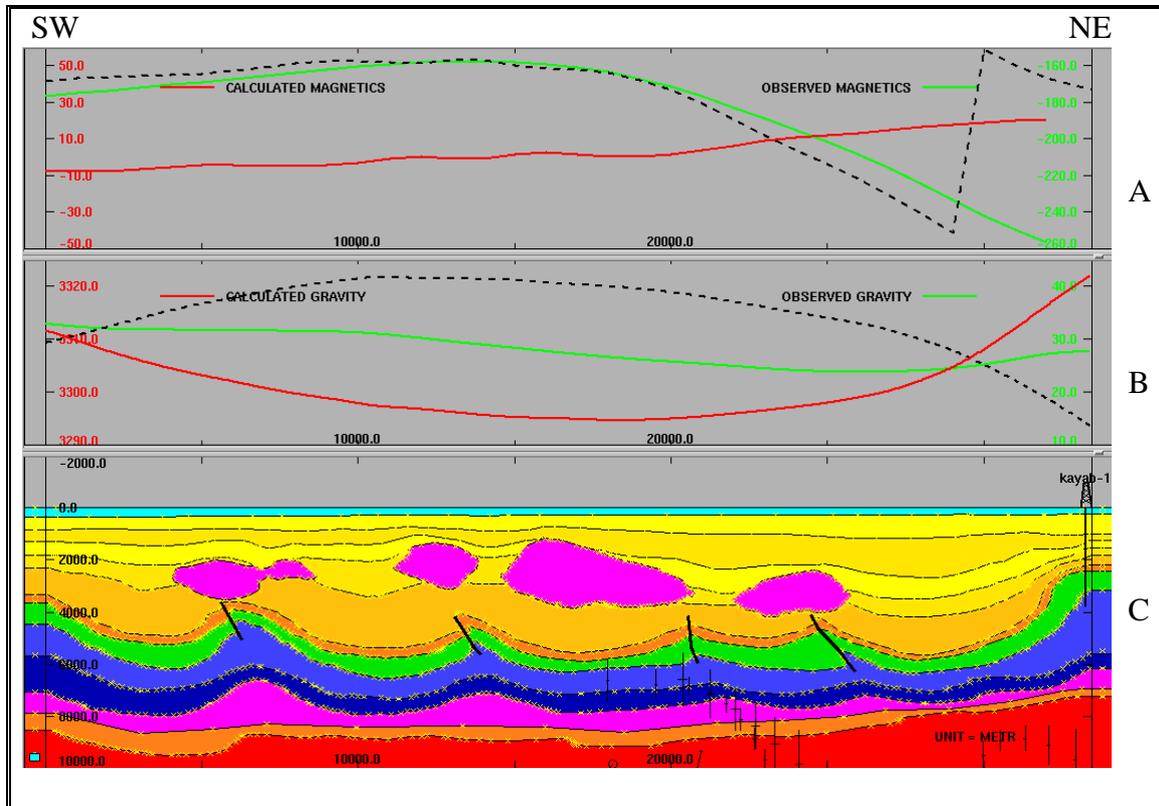


Figura 7.7 Línea 1400; C Modelo sísmico de la línea 1400; B la línea roja muestra la anomalía gravimétrica calculada y la línea verde muestra la anomalía gravimétrica observada; A la línea roja muestra la anomalía magnética calculada y la línea verde la anomalía magnética observada

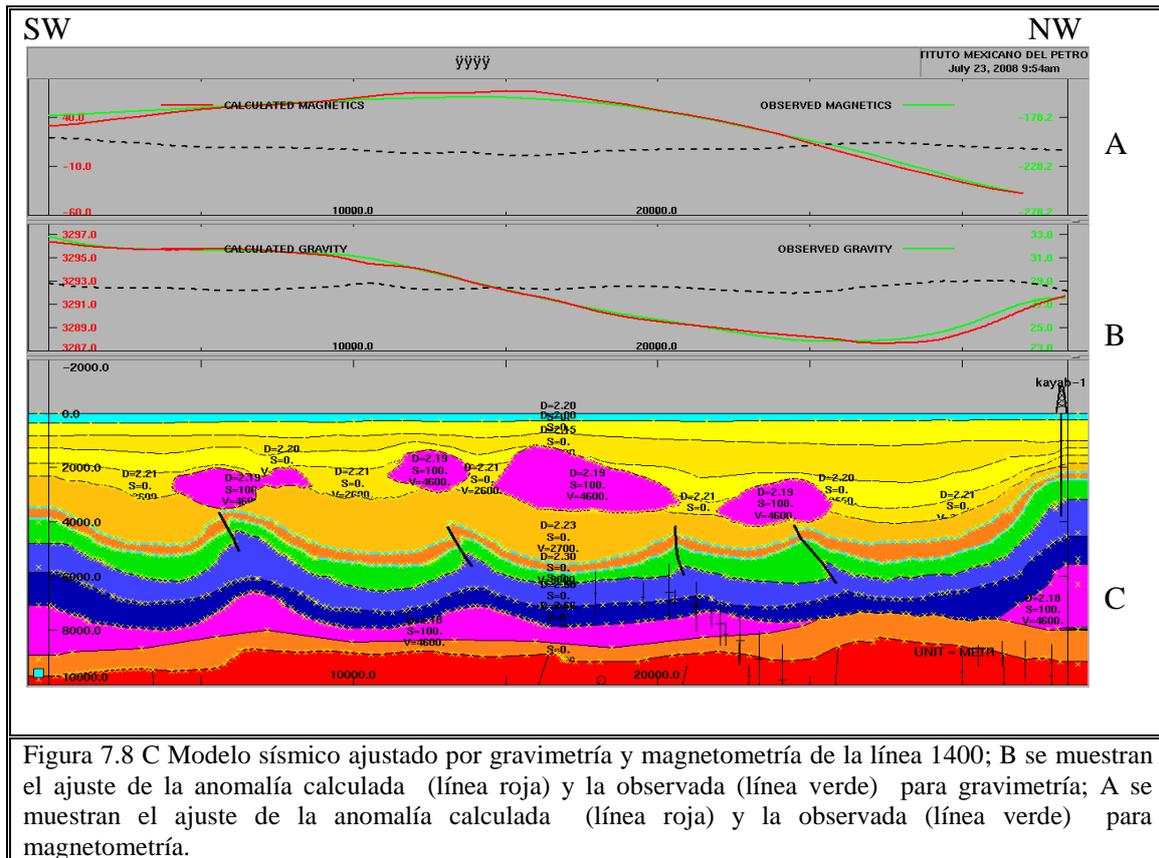


Figura 7.8 C Modelo sísmico ajustado por gravimetría y magnetometría de la línea 1400; B se muestran el ajuste de la anomalía calculada (línea roja) y la observada (línea verde) para gravimetría; A se muestran el ajuste de la anomalía calculada (línea roja) y la observada (línea verde) para magnetometría.

En la Figura 7.8 se muestra el modelo ajustado por el modelado gravimétrico para la línea 1400; en comparación al modelo sísmico de la imagen C de la Figura 7.8 contra la imagen C de la Figura 7.7, se nota que los espesores y formas de los cuerpos salinos ha sido modificada con el objeto de reducir el desajuste entre la anomalía sintética (del modelo) y la anomalía observada; también hacia el final de la línea sísmica se propone una espesor de lechos rojos debajo de la sal autóctona

Asimismo en la parte inferior de la línea sísmica se propone una posible capa de gran espesor de sal autóctona, puesto que el comportamiento de la anomalía gravimétrica así lo requiere, esto apoyado con base a la sísmica ya que se observaron una serie de difracciones debidas a los jalones de velocidades; este espesor de sal autóctona se ve afectado en la parte inferior derecha de la línea sísmica (imagen C de la Figura 7.8), en esta misma zona el horizonte correspondiente al H_Oxfordiano? (posible Oxfordiano) también fue ajustado por gravimetría ya que la sísmica no era muy clara y se infirió el horizonte (posible Oxfordiano) en esa zona en particular. El basamento económico se replanteo con base a las respuestas para basamento magnético calculados para la línea 1400.

7.3.2 MODELADO 2D LÍNEA 1500

Para la Figura 7.9 en la imagen C se muestra el modelo propuesto por la interpretación sísmica de la línea 1500 y su correspondiente respuesta con su anomalía gravimétrica y magnética observada, en la imagen A la línea verde representa la anomalía magnética observada y la línea roja muestra la anomalía calculada con la respuesta del basamento económico propuesto por la interpretación sísmica; para la imagen B en la Figura 7.9 se muestra en la línea verde la anomalía gravimétrica observada y en la línea roja la anomalía gravimétrica calculada a partir de la tabla de densidades propuestas en la Tabla 7.5.

Tanto para la imagen A y B de la Figura 7.9 la línea negra punteada representa la igualdad entre la anomalía observada y calculada, y esta deberá de ser casi horizontal cuando ambas anomalías calculada y observada coincidan; en este caso como dichas anomalías (calculada y observada) no coinciden, la respuesta o su posición no horizontal marca la desigualdad entre el modelo propuesto y la anomalías observadas.

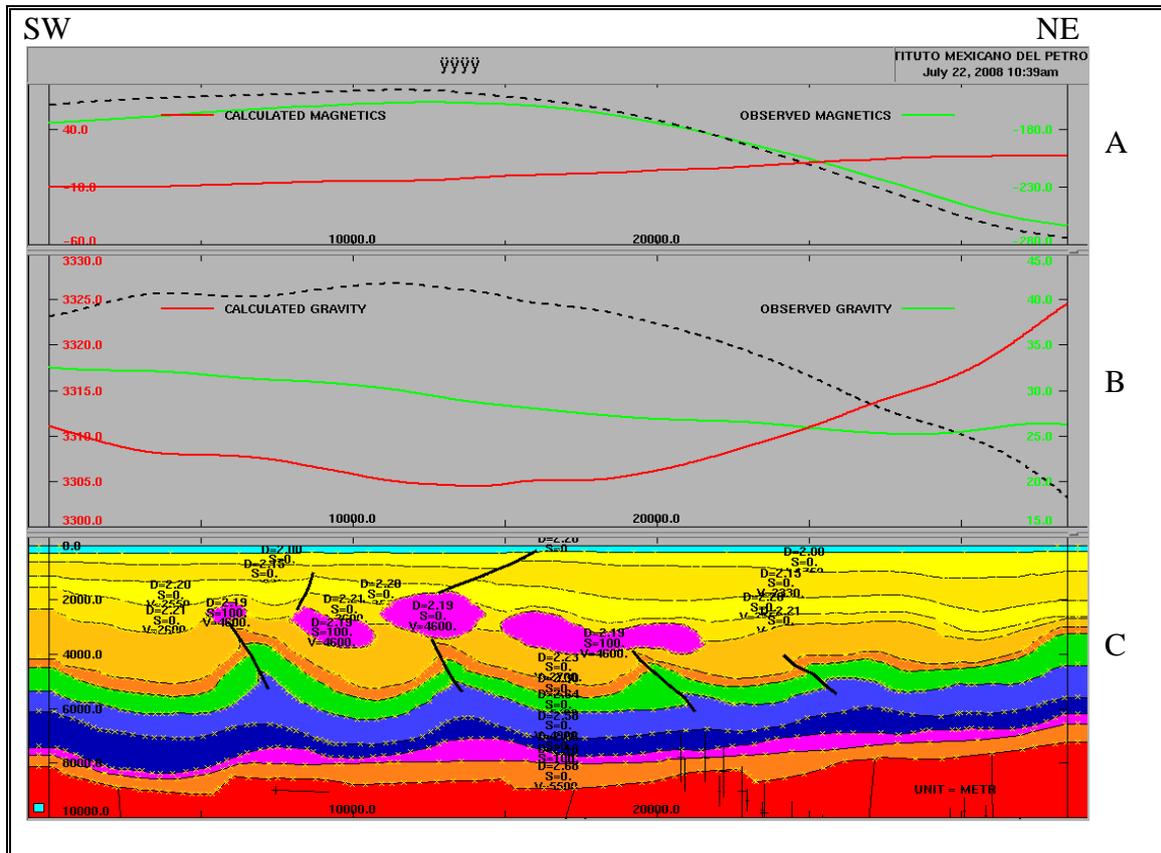
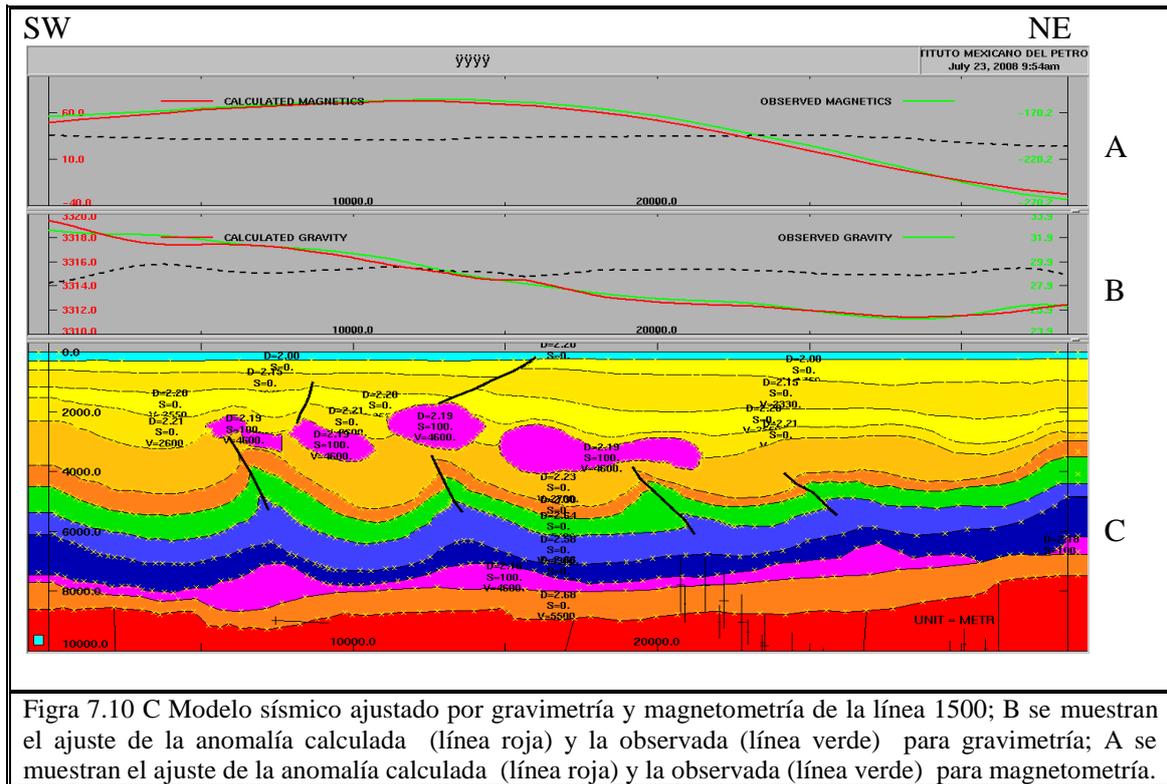


Figura 7.9 Línea 1500; C Modelo sísmico de la línea 1500; B la línea roja muestra la anomalía gravimétrica calculada y la línea verde muestra la anomalía gravimétrica observada; A la línea roja muestra la anomalía magnética calculada y la línea verde la anomalía magnética observada.



En la imagen de C de la Figura 7.10 se muestra el modelo ajustado por el modelado gravimétrico correspondiente para la línea sísmica 1500; en comparación al modelo sísmico de la imagen C de la Figura 7.9 contra la imagen C de la Figura 7.10, se observa que los espesores y formas de los cuerpos salinos han sido modificados para reducir el desajuste entre la anomalía sintética (del modelo) y las anomalías observadas; también al igual que en el caso anterior de la línea sísmica 1400, hacia el final de la línea sísmica se propone un espesor de lechos rojos debajo de la sal autóctona

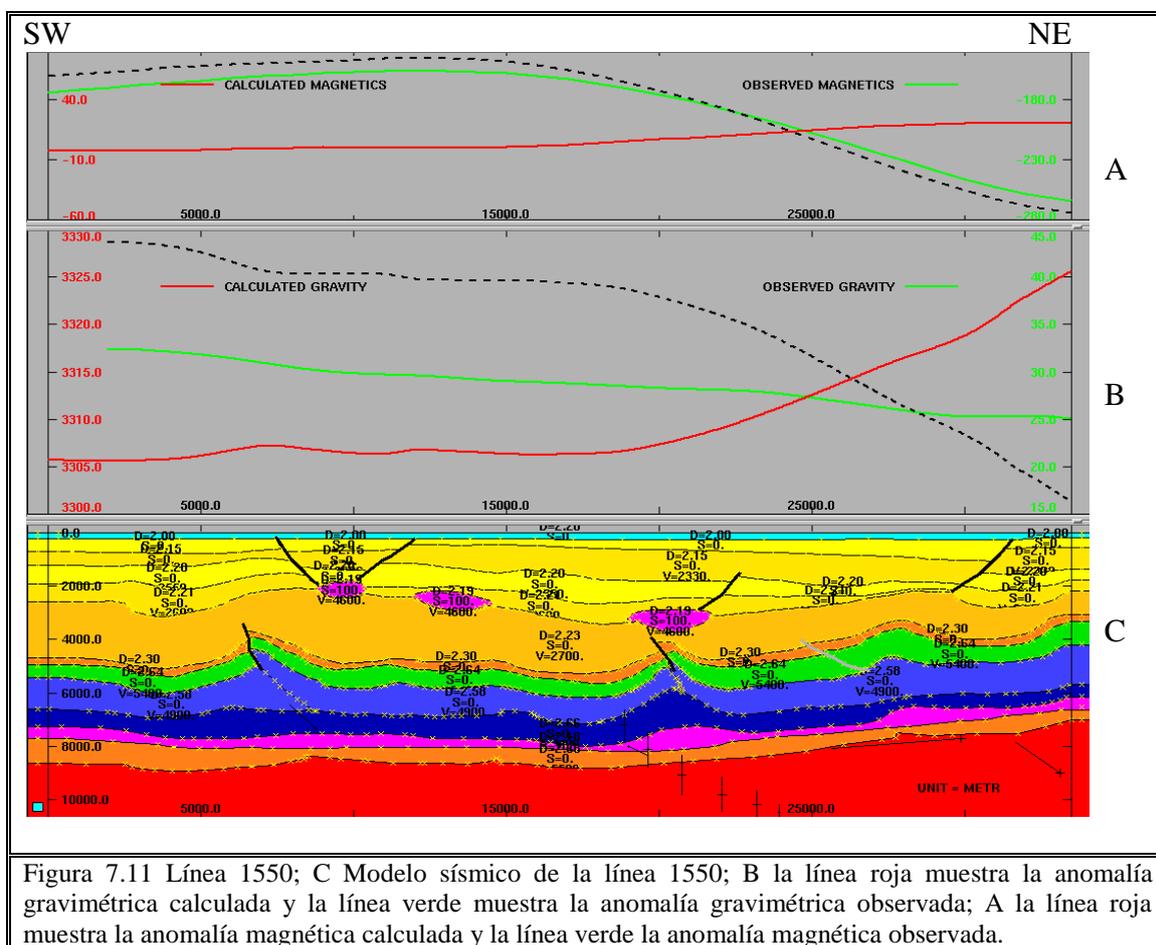
Asimismo en la parte inferior de la línea sísmica se propone una posible capa de espesor más delgada que en el caso de la línea 1400 de sal autóctona, el basamento económico se replanteo con base a las respuestas para el basamento magnético calculadas para la línea 1500.

También se planteo un aumento en los espesores de los horizontes H_Ps y H_Ks hacia la parte SW de la sección sísmica, puesto que la anomalía gravimétrica así lo requería; estos mismos horizontes (H_Ps y H_Ks) en la parte NE de la sección sísmica se suavizaron y los horizontes H_Tito-Kimer y H_Oxfordiano? (posible Oxfordiano) en esta misma zona se ajustaron sus espesores de acuerdo a gravimetría.

7.3.3 MODELADO 2D LÍNEA 1550

En la Figura 7.11 en la imagen C se muestra el modelo propuesto por la interpretación sísmica de la línea 1550 y su correspondiente respuesta con su anomalía gravimétrica y magnética observada, en la imagen A la línea verde representa la anomalía magnética observada y la línea roja muestra la anomalía calculada con la respuesta del basamento económico propuesto por la interpretación sísmica; para la imagen B en la Figura 7.11 se muestra en la línea verde la anomalía gravimétrica observada y en la línea roja la anomalía gravimétrica calculada a partir de la tabla de densidades propuestas en la Tabla 7.5.

Al igual que en los casos anteriores para la imagen A y B de la Figura 7.11 la línea negra punteada representa la igualdad entre la anomalía observada y calculada,; en este caso como dichas anomalías (calculada y observada) no coinciden, la respuesta o su posición no horizontal marca la desigualdad entre el modelo propuesto y la anomalías observadas.



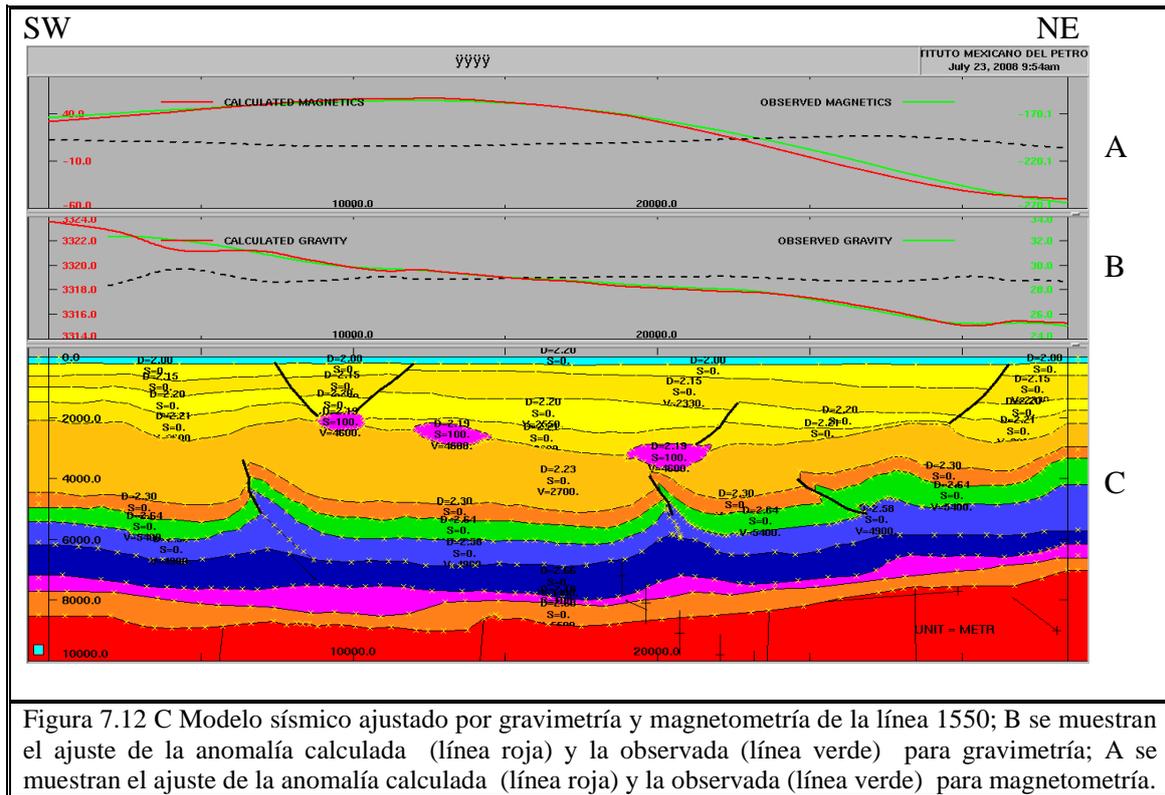


Figura 7.12 C Modelo sísmico ajustado por gravimetría y magnetometría de la línea 1550; B se muestran el ajuste de la anomalía calculada (línea roja) y la observada (línea verde) para gravimetría; A se muestran el ajuste de la anomalía calculada (línea roja) y la observada (línea verde) para magnetometría.

Por último en la Figura 7.12 se muestra el modelo ajustado por el modelado gravimétrico para la línea 1550; en comparación con el modelo sísmico de la imagen C de la Figura 7.11 contra la imagen C de la Figura 7.12, y al igual que en las líneas sísmicas anteriores se nota que los espesores y formas de los cuerpos salinos ha sido modificada (aunque en este caso en especial es mínimo el ajuste) con el objeto de reducir el desajuste entre la anomalía calculada y la anomalía observada; también hacia el final de la línea sísmica se propone una espesor de lechos rojos debajo de la sal autóctona

Asimismo en la parte inferior de la línea sísmica se propone una posible capa de sal autóctona, puesto que el comportamiento de la anomalía gravimétrica así lo requiere, en esta línea en especial en la parte final SW de la sección sísmica (Fig. 7.13) los espesores y echados de todos los horizontes se modelaron y propusieron por gravimetría, ya que en esta área no se contaba con datos sísmicos debido a la forma del cubo sísmico. El basamento económico se replanteo con base a las respuestas para basamento magnético calculados para la línea 1550.



Figura 7.13 En el ovalo rojo se hace notar la falta de información en la línea 1550 por la forma de cubo sísmico.

CAPÍTULO VIII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1 Conclusiones

Con base en lo planteado en los capítulos anteriores con respecto a las dificultades para modelar estructuras salinas y la visualización de la capa sedimentaria debajo de la sal podemos decir que los principales problemas son:

- ❖ Que la sísmica 2D provee imágenes muy pobres en las zonas por debajo de la sal, por lo que se dificulta mapear las trampas adecuadamente.
- ❖ Debido al gran contraste de impedancia acústica del casquete o “cap rock” del domo de sal este resulta ser un reflector muy fuerte de la energía sísmica.
- ❖ La sal generalmente se interestratifica con rocas muy competentes que se rompen en bloques cuando son socavadas por el movimiento de la sal, y terminan siendo bordes que generan difracciones, por ello, definir el flanco y espesor del domo de sal con sísmica resulta ser difícil.
- ❖ En la migración en tiempo las propiedades acústicas de las capas del subsuelo no tienen variaciones abruptas de velocidad lateral, y al encontrar sal, las ondas acústicas viajan mucho más rápido que la de los sedimentos que los rodean; por estas variaciones de velocidad la migración en tiempo no ofrece un posicionamiento correcto en cuanto a la imagen de los eventos sísmicos subsalinos.

Tomando en cuenta estos problemas y las nuevas herramientas para superarlas con que se contó para la realización del trabajo de tesis, como la migración en tiempo, nuevos levantamientos sísmicos (streamer 3D) y aplicación de otras metodologías como métodos potenciales se llegó a las siguientes conclusiones:

- ❖ Debemos integrar diferentes disciplinas como lo son los métodos potenciales y sísmicos, a demás de tecnologías y procesos para poder soportar y corroborar un modelo geológico en el cual se plantea la influencia de la tectónica salina.
- ❖ Debido a que la diferencia de densidades entre la sal y los sedimentos adyacentes se puede estimar, las anomalías de gravedad con el volumen de sal estimado a partir de los datos sísmicos, la gravimetría nos ayuda a corroborar una interpretación y ajustar los espesores probables de los domos salinos; además el modelado gravimétrico nos permitió conocer el rango de variación esperado para las densidades y velocidades en el volumen estudiado del modelo geológico; con base en dicho modelo de densidades fue posible inferir los principales contrastes que dan origen a la anomalía de Bouguer observada.
- ❖ La migración en profundidad antes de apilar con el algoritmo de Kirchhoff, nos presenta buenas imágenes a nivel somero y de profundidad media principalmente y la migración en profundidad antes de apilar por Ecuación de onda (WE); definió de mejor manera los sedimentos por debajo de los cuerpos de sal. Esto porque ecuación de onda tiene un mejor manejo de amplitudes y un manejo de echados hasta 70 grados.
- ❖ La combinación de utilizar ambos algoritmos y el filtro de bajas frecuencias que se utilizo en la interpretación, dio una mejor alternativa al momento de interpretar para plantear el modelo geológico.
- ❖ Actualización continúa del modelo geológico, a medida que el proceso avanza y define de mejor manera las estructuras y eventos presentes en la información sísmica y gravimétrica.
- ❖ Las respuestas magnéticas para basamento observadas para el área de estudio, replantean el basamento económico del modelo geológico para la Zona Marina más profundo, ya que el modelo actual lo tiene plantado para su columna geológica en el Calloviano.

- ❖ Apoyados en las respuestas obtenidas para el basamento magnético y la alternativa de un basamento económico más profundo, se propone la posibilidad de una capa de sedimento Pre-Jurasicos.

8.2 Recomendaciones.

- ❖ Es necesario adquirir datos de métodos potenciales durante la adquisición sísmica.
- ❖ Reproceso de cubos sísmicos con migración en profundidad.
- ❖ Perforación de Pozos de Sondeo Estratigráfico

BIBLIOGRAFÍA

Ángeles Aquino F.J., Fuentes L.U., Puerto Z.C., León T.C., Vizcarra V.C., (2003): Monografía petrolera de la Zona Marina. Elaborada para la gerencia de exploración de PEMEX; reedición 2003, p. 111.

Ángeles Aquino F.J., Reyes N.J., Quezada M. y Meneses R.J.J, (1994): Tectonic evolution, structural styles, and oil habitat in Campeche Sound, Mexico: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 44, p. 53– 62.

Atchuta R.D., (1981): Interpretation of Magnetic Anomalies Due to Dikes: The Complex Gradient Method, Geophysics 46, p. 1572-1578.

Barr K. W. y Saunders J. B., (1968): An outline of the geology of Trinidad. Trans. IVth Caribb. Geol. Conf., p. 1-10.

Bird D.E., Kevin B., Stuart A.H., y John F.C., (2005), Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution; AAPG Bulletin, v. 89, no. 3 (March 2005), p. 311–328

Bjorn Wygrala, (2006): Modelado de sistemas petroleros; IES Integrated Exploration System.

Buñuelos y Rivera, (1988): Historia y desarrollo petrolero de la cuenca salina del Istmo; Simposio de exploración petrolera.

Cerón A., (1993): El método de deconvolución Werner en la interpretación magnética. Tesis de posgrado; presentada a la división de estudios de posgrado de la facultad de ingeniería de la UNAM, como requisito para obtener el grado de Maestro en Ingeniería.

Cerón A., (2001): Procesos de deconvolución Euler y señal analítica para la inversión de modelos magnéticos en 3-D. Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración. Boletín trimestral, editado por la AMGE.

Cerón A. y Navarro, (1981): interpretación gravimétrica y magnetométrica bidimensional de la porción central de la cuenca de Veracruz; tesis de licenciatura de la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura ESIA del IPN.

Chao C Ku y Sharp J.A., (1983): Werner deconvolution for automated magnetic interpretation and it's refinement using Marquardt's inverse modeling, Geophysics, Vol 48, No 6, p. 754-774.

Chris C, Kevin D, Gary H, David H, Mike H, Jerry K, Ed K y José C Alfaro: "Reducción del Riesgo Exploratorio", Oilfield Review, Verano de 2007, Vol. 19, p. 1-18.

Christie P., Nichols D., Ozbek A., Curtis T., Larsen L., Strudley A., Davis R. y Svendsen M., (2001): Elevación de los estándares de calidad de los datos sísmicos Oilfield Review, Vol 13, no. 2, Otoño de 2001, p. 16-31.

Demaison G.J. y Moore G.T., (1980): Anoxic environments and oil source bed genesis. Bull. Amer. Ass. of Petr. Geol., Vol. 64, p.1179-1209.

Diegel F.A., Karlo J.F., Schuster D.C., Shoup R.C. y Tauvers P.R., (1995): Cenozoic structural evolution and tectonostratigraphic framework of the northern Gulf Coast continental margin, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: A global perspective: AAPG Memoir 65, p. 109-151.

Dobrin M.B., (1960): Introduction to Geophysical Prospecting. McGraw Hill, New York, 2nd edition, p. 446.

Elkins (1951): El método de interpretación de la segunda derivada. (Geopli. Vol. XVI - 1951)

Francisco Barrios, (2008): Clases de Ingeniería de Geología Petrolera II; Facultad de Ingeniería de la universidad central de Venezuela; Profesor Francisco Barrios

Franco García A., (2010): Física con ordenador, curso interactivo de Física en Internet [en línea] Texinfo ed. [País Vasco, España] Publicación: 1999, actualización Septiembre de 2010. [Consulta: 5 de Abril de 2010] Disponible en web: <<http://www.sc.ehu.es/sbweb/fisica/ondas/snell/snell.htm>>.

García Zavala H. J., (2008): Procesado e interpretación de secciones sísmicas al Oriente de la Sierra de la Silla N.L. Director: Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, 2008.

Gayá Flores M.A., (2005): Procesado de sísmica de reflexión superficial en la cuenca de Ainsa, Huesca (España). Director: Dr. José Regueiro. Universidad Simón Bolívar, Ingeniería Geofísica, 2005.

Gesto de Dios R, (2002): Geotecnia y Cimientos. [en línea] Texinfo ed. [Madrid, España] Publicación: 2002, actualización Septiembre 2010. [Consulta 7 de Abril de 2010] Disponible en web: <<http://www.demecanica.com/Geotecnia/geotecnia.htm>>.

Giles, K.A., Lawton, T.F., (2002): Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapir, northeastern Mexico. AAPG Bulletin 86, p. 823–840.

Hall S.H., (2001): The development of large structures in the deepwater northern Gulf of Mexico; Houston Geological Society Bulletin, v. 43, no. 8, p. 20– 23.

Hall S.H., (2002): The Role of Autochthonous Salt Inflation and Deflation in the Northern Gulf of Mexico. Marine and Petroleum Geology 19, no. 6, Junio de 2002, p. 649–682.

Hatten C., (1967): Principal features of Cuban geology: Discussion: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 51, p. 780–789.

Jackson, J.A., (1997): Glossary of Geology, Fourth Edition. American Geological Institute, Alexandria, Virginia. p. 769

Jackson, M.P.A., (1995): Retrospective salt tectonics. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (Eds.), Salt Tectonics: a Global Perspective. AAPG Memoir, vol. 65, p. 1–28.

Jackson, M.P.A., (1997): Conceptual Breakthroughs in Salt Tectonics: A Historical Review, 1856–1993. Report of Investigations, vol. 246. The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology. p. 51

Jackson, M.P.A., Talbot, C.J., (1991): A glossary of salt tectonics. Geological Circular, vol. 91-4. The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology. p. 44

John R.D., Martin P.A.J., Jerry K., Martiris F.S., (2008): La recompensa yace bajo la sal. Oilfield Review; 12 de diciembre de 1998, vol. 20, p. 16

Kapor S., O´Briain M., Desta D., Atakishiyev I. y Tomida M., (2007): Subsalt Imaging – The RAZ/WAZ Experience; presentado en la 77ª Reunión y Exposición Internacional Anual de la SEG, San Antonio, Texas, 23 al 28 de septiembre de 2007.

Kegging J., Benson M., Rietveld W., Manning T., Cook P., y Page C., (2007): Multi-Azimuth 3D Provides Robust Improvements in Nile Delta Seismic Imaging; First Break 25 Marzo de 2007, p. 47-53

Kehle, R.O., (1988): The origin of salt structures. In: Schreiber, B.C. (Ed.), Evaporites and Hydrocarbons. Columbia University Press, New York, p. 345–404.

Martin R.G., (1980): Distribution of salt structures in the Gulf of Mexico: U.S. Geological Survey Map MF-1213, scale 1:2,500,000, p. 2

Marton G. y Buffler R. T., (1994): Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin; *International Geology Review*, v. 36, p. 545– 586.

Meléndez B. y Fuster J.M., (1980): *Geología*. Madrid: Thomson Editores Spain, 9^a edición, 2^a reimpresión, 2003, p.344.

Michell S., Summers T., Shoshitaishvili E., Etgen G., Regone C., Barley B., Keggin G., Benson M., Reitveld W. y Manning T., (2007): Multi-Azimuth and Wide Azimuth towed Streamer Acquisition for Subsalt Imaging in the Gulf of Mexico and Egypt; artículo OCT 18829, presentado en la Conferencia de Tecnología Marina, Houston, 30 de Abril al 2 de Mayo de 2007

Montgomery S.L. y Moore D.C., (1997): Subsalt play, Gulf of Mexico; a review. *AAPG Bulletin*; June 1997; v. 81; no. 6; p. 871-896

Nabighian M.N., (1972): The Analytic Signal of Tow-Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross- Sections, its Properties and Use for Automated Anomaly interpretation; *Geophysics* 37, p. 507-517.

Nabighian M.N., (1984): Toward a Three- Dimensional Automatic Interpretation of Potential Field Data Via Generalized Hilbert Transforms Fundamental Relation; *Geophysics* 49, p. 780-786.

Nava A., (1997): La ciencia para todos, *Ciencia de la Tierra: Terremotos*. [en línea]. Texinfo ed. [D.F., México] Publicación: 1997, Tercera edición: 1998 [consultado 11 de octubre 2009] Disponible en web: <http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen1/ciencia2/34/html/sec_8.html>

Nelson J.B., (1988): Calculation of the Magnetic Gradient Tensor from Total Field Gradient Measurements and its Application to Geophysical Interpretation; *Geophysics* 53, p. 957-966.

Ofoegbu C.O. y Mohan N.L., (1990): Interpretation of Aeromagnetic anomalies Over Part of Southeastern Nigeria Using Three-Dimensional Hilbert Transformation; Pageoph 134, p. 13-29.

Ortiz A.C. y Cerón A., (2007): Proyecto D. 00395, Visualización de plays subsalinos mediante la integración de gravimetría 3D de alta resolución con migración Sísmica en profundidad. Informe inédito. Instituto Mexicano del Petróleo; 2007, p. 73. Informe Interno Final Dirección de Investigación y Posgrado.

Oxford– Complutense, (2004): Diccionarios Oxford–Complutense: Ciencias de la Tierra. Madrid: Editorial Complutense S.A., 1ª edición española: Marzo 200, 1ª reimpresión española: enero 2004, p. 70.

Pederson L.B., (1989): Relation Between Horizontal and Vertical Gradients of Potential Fields; Geophysics 54. p. 662-663.

Peel E.J., Hossack J.R. y Travis C.J., (1995): Genetic structural provinces and salt tectonics of the Cenozoic offshore U.S. Gulf of Mexico: A preliminary analysis, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: A global perspective: AAPG Memoir 65, p. 153–175.

PEMEX-Exploración y Producción: Informe Final del Pozo B: Informe Final del Pozo Yaxiltun.

PEMEX-Exploración y Producción: Informe Final del Pozo C: Informe Final del Pozo Kayab.

PEMEX-Exploración y Producción: Informe Final del Pozo D: Informe Final del Pozo Zazil ha.

Peters I.J., (1949): La aproximación directa a la interpretación magnética y su aplicación práctica. Geophysics- Vol. XIV - 1949

Pindell J. L., (1985): Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico. Bahamas and proto-Caribbean: Tectonics, v. 4, p. 39.

Pindell J. L., (1994): Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, in S. K. Donovan and T. A. Jackson, eds., Caribbean geology: An introduction: Kingston, University of the West Indies Publishers Association, p. 13– 39.

Regone C., (2006): Using 3-D Finite-Difference Modeling to Design Wide Azimuth Surveys for Improved Subsalt Imaging, Resúmenes Expandidos, 75a Reunión y Exposición Internacional Anual de la SEG, Nueva Orleans, 1 al 6 de Octubre del 2006.

Reid A.B., Allsop J.M., Granser H., Millatt A.J. y Somerton I.W. (1990): Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, Geophysics, Vol 55, p. 80-91.

Rosales Domínguez, (2005): Foraminíferos planctónicos en diques clásticos inyectados en la secuencia miocénica del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*; v. 22, núm. 3, 2005, p. 419-428

Rosenbach (1953): Contribución al cálculo de la segunda derivada a partir de los datos de la gravedad; Geoph. Vol. XVIII - 1953

Ross M. I. y Scotese C. R., (1988): A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean región. Tectonophysics, v. 155, p. 139–168.

Rowan, M.G., Lawton, T.F., Giles, K.A., Ratliff, R.A., 2003. Near-salt deformation in La Popa basin, Mexico, and the northern Gulf of Mexico: a general model for passive diapirism. AAPG Bulletin 87, p.733–756.

Salvador A., (1987): Late Triassic – Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin; AAPG Bulletin, v. 71, p. 419–451.

Salvador A., (1991): Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., The Gulf of Mexico Basin; Geological Society of America, The geology of North America, v. J, p. 389– 444.

Sawyer D.S., Buffler R.T. y Pilger J.R.H., (1991): The crust under the Gulf of Mexico basin. In the Gulf of Mexico Basin, Boulder. The Geological Society of America, Vol. J, p. 53-72.

Sheriff R.E. y Geldart P., (1995): Exploration seismology. Second edition. Cambridge University Press. 592 p.

Shouten J.A., (1971): A Fundamental Analysis of Magnetic Anomalies Over Ocean Ridges; Mar Geophys, Res 1, p. 111-144.

Somoza L., Anahnah F., Bahoyo F., González J., Hernández J., Iliev I., León R., Llave E., Maduro C., Martínez S, Pérez L.F. y Vázquez T., (2007): Informe científico-técnico N/O L`ATLANTE; Proyecto EUROMARGINS-MOUNDFORCE 01-LEC-EMA06F REN2002-11668-E/MAR; La campaña fue subvencionada por la Acción Especial REN2002-11668-E/MAR del Programa de Recursos Naturales Marinos del Ministerio de Educación y Ciencia (MEC) del Gobierno de España, enmarcada en el Proyecto MOUNDFORCE (01-LEC-EMA06F) del Programa Europeo EuroCORE-EuroMARGINS de Colaboración Científica de la Fundación Europea para la Ciencia (ESF). p. 1–156.

Suppe, J., (1985): Principles of Structural Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 537 p.

Thomas M.B., (2002): Exploración sísmica serie 1 de 6; traducción directa del curso de Refraction Seismic. Colorado School of Mine, p. 1–11.

Thomas M.B., (2002): Exploración sísmica serie 2 de 6; traducción directa del curso de Refraction Seismic. Colorado School of Mine, p. 1–8.

Thompson D.T., (1982): EULDPH: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data; *Geophysics* 47, p. 31-37

Vermeer G.J.O., (2002): *3-D Seismic Survey Design*, Tulsa: Sociedad de Geofísicos de exploración: 2002.

Werner S., (1949): Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. *Sveriges Geol. Undersok, Ser. C. Arsbok* , 43 No 6.

Winker, C. D. y Buffler R. T., (1988): Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to middle Cretaceous (Comanchean); *AAPG Bulletin*, v. 72, p. 318–346.

Yilmaz O., (2001): *Seismic data analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data. Volume I.* Yilmaz, O., and Doherty, S. M. Editors. *Investigations in geophysics* No. 10. Society of Exploration Geophysicists, 1000 p.