Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



Maestría en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada

Estructura del ridge volcánico Tortuga en el Golfo de California a partir de sísmica de reflexión 2D

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de Maestro en Ciencias

Presenta:

Juan Gerardo Peña Domínguez

Ensenada, Baja California, México 2018 Tesis defendida por

Juan Gerardo Peña Domínguez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Antonio González Fernández Director de tesis

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas

Dr. Juan Contreras Pérez

Dr. Oscar Sosa Nishizaki

M. en C. Vicente Ferreira Bartrina †



Dr. Juan García Abdeslem Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

> Dra. Rufina Hernández Martínez Directora de Estudios de Posgrado

Juan Gerardo Peña Domínguez © 2018

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis

Resumen de la tesis que presenta Juan Gerardo Peña Domínguez como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Estructura del ridge volcánico Tortuga en el Golfo de California a partir de sísmica de reflexión 2D

Resumen aprobado por:

Dr. Antonio González Fernández Director de tesis

Las anomalías geotérmicas en el Golfo de California están relacionadas directamente con regiones donde se presenta corteza continental adelgazada y en centros de dispersión donde se genera corteza oceánica. De manera similar, la actividad volcánica funciona como una guía de prospección geotérmica. En la porción central del Golfo de California se localizan montes submarinos alineados en dirección NNW que han sido interpretados como de origen volcánico. Se localizan entre Isla Tortuga y la región de la Caldera La Reforma al noroeste de la Cuenca Guaymas. En este trabajo, se realizó un estudio de sísmica de reflexión multicanal 2D para la caracterización sismoestructural e identificar evidencias relacionadas con actividad hidrotermal. Fueron adquiridas, procesadas e interpretadas nueve secciones sísmicas, cubriendo un total de ~300 km. La zona con el mayor espesor de sedimentos tiene ~1100 milisegundos y corresponde a la parte central, entre los montes submarinos Reforma y Amet. El basamento acústico fue determinado por un reflector de alta amplitud en profundidad que abarcó la mayor parte de la zona estudiada. Un horizonte asociado a una discordancia regional cubre la parte noroeste del Alto Vírgenes. Se identificaron depósitos volcánicos hacia el noroeste y suroeste de Isla Tortuga, los cuales se asocian a extrusiones volcánicas y a fisuras locales. Vacíos acústicos, ventilas hidrotermales y sills someros se identifican al este de la zona de estudio. Indican que la actividad termogénica por emplazamiento de sills produjo la acumulación y liberación de fluidos relacionados con actividad hidrotermal. Los fosos en los flancos de los montes submarinos tienen un origen asociado a corrientes marinas de fondo que controlan la sedimentación de depósitos contouríticos.

Palabras clave: Sísmica de reflexión 2D, Golfo de California, Sills, Basamento acústico, Contouritas, Monte submarino, Ventilas hidrotermales

Abstract of the thesis presented by Juan Gerardo Peña Domínguez as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

Structure of Tortuga volcanic ridge in the Gulf on California using 2D multichannel seismic reflection

Abstract approved by:

Dr. Antonio González Fernández Thesis Director

Geothermal anomalies in the Gulf of California are directly related to regions of thinned continental crust and spreading centers where oceanic crust is being formed. Similarly, volcanic activity provides a guide for geothermal prospecting. In the central Gulf of California aligned seamounts have been interpreted as volcanic edifices. They are located northwest of the Guaymas Basin, between Isla Tortuga and La Reforma Caldera region. A 2D multichannel seismic reflection was carried out to assess the seismostructural characterization and to identify evidences of hydrothermal activity. Nine seismic lines were acquired, processed and interpreted, covering a total of \sim 300 km. From the seismic profiles, the zone with thickest sediments has ~1100 milliseconds thick and it is located in the central part, between Reforma and Amet seamounts. The acoustic basement was determined by the identification of a high amplitude and deep reflector that was present in most of the area studied. A seismic horizon interpreted as a regional discordance covers the northwestern part of the Vírgenes High. The presence of volcanic deposits to the northwest and southwest of Isla Tortuga is associated to volcanic eruptions and local fissures. Acoustic voids, hydrothermal vents and shallow sills were identified to the east of the study area, where it is suggested that thermogenic activity by shallow sills resulted in the accumulation and release of fluids related to hydrothermal activity. The identification of moats on the flanks of seamounts has an origin associated with the presence of seabed currents, which control the sedimentation of contourite deposits.

Keywords: 2D multichannel seismic reflection, Gulf of California, Sills, Acoustic basement, Contourites, Seamount, Hidrothermal vents

Dedicatoria

A mis abuelos, siempre los llevaré en mi memoria †

A mi madre, que a lo largo de toda mi vida has estado ahi para apoyarme.

A Mirelly, que nunca dudaste de mí desde el día en que comenzó nuestra historia. Gracias por la vida que hemos llevado juntos. ♡

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada por brindarme la oportunidad de realizar mis estudios de posgrado.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría.

Al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE–Geo), por todo el apoyo económico y académico que me dieron para continuar y enriquecer mi formación.

Al proyecto P03 "Campaña Intensiva de Exploración Geotérmica de las Cuencas Wagner, Consag, Delfín, Guaymas y Alarcón del Sistema de Rifts del Golfo de California" liderado por el Dr. Antonio González Fernández y del cual se obtuvieron los datos para la realización de esta tesis.

Al Proyecto de Formación de Recursos Humanos CeMIE–Geo por brindarme el apoyo económico en la última etapa del desarrollo de esta tesis.

Nuevamente, agradezco al Dr. Antonio por aceptarme como su estudiante y poder llevar a cabo este trabajo. Gracias por su disposición en resolver mis dudas, por los comentarios y sugerencias valiosas. Por el apoyo extra en actividades que fortalecieron mi formación académica.

A mis sinodales: Dr. Juan Contreras Pérez, Dr. Jesús Arturo Martín Barajas, Dr. Oscar Sosa Nishizaki y a la memoria del M. en C. Vicente Ferreira Bartrina, por sus valiosas sugerencias y aportaciones a este trabajo. A los investigadores de la división de Ciencias de la Tierra, con quienes tuve la oportunidad que adquirir conocimiento en los diversos cursos que tomé.

Al personal técnico y administrativo de la división de C.T., mencionando algunos: Ana Rosa Soto, Sergio Arregui, Humberto Benítez, José Mojarro, Giselle Orchak.

Mis compañeros de generación: Aideliz Montiel, Beatriz Valdes, Griselda, Luis Ángel, Fernando Córdoba, Juventino Morales, Ivan Bazaldúa, Josué González, Jaciel, Rafa, Jorge, Luis Andrés, Juan Carlos. Amigos de CT: Stephany Ortíz, Eleyra Sena, Jonathan Carrillo, Javier Avendaño, Luz Pantoja, Eliana Vargas, Eliana Rosas, Manuel Contreras, Allan. Compañeros de volley: Félix, Ana Cristina, Gera, Yesica, Yosvanis, Francisco Farfán, Eva y muchas más personas con quien tuve el gusto de coincidir en esta etapa.

A mi familia, los Peña Domínguez, que a pesar de todas las cosas y la distancia los llevo presentes y sin olvidad de donde soy.

A mi segunda familia: De Jesús Cirilo, que me han adoptado como otro hijo y me han brindado todo el apoyo incondicional.

Tabla de contenido

Página

Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	ix
Lista de tablas	xvi

Capítulo 1. Introducción

	1.0.1. Importancia de la actividad magmática en rifts y cuencas sedi-		
	mentarias	1	
1.1.	Antecedentes	2	
	1.1.1. Marco geológico y tectónica regional	2	
	1.1.1.1. <i>Ridge</i> Volcánico Tortuga	5	
	1.1.2. Estudios Previos	8	
	1.1.2.1. Batimetría	8	
	1.1.2.2. Imágenes de reflectividad	9	
	1.1.2.3. Gravimetría	0	
1.2.	Justificación	1	
1.3.	Objetivos	2	
	1.3.1. Objetivo general	2	
	1.3.2. Objetivos específicos	2	

Capítulo 2. Metodología

2.1.	Exploración sísmica
2.2.	Sísmica de Reflexión
2.3.	Adquisición de datos
2.4.	Procesamiento de datos
	2.4.1. Separación de los datos en perfiles sísmicos
	2.4.2. Secuencia de procesado sísmico
2.5.	Pre-apilamiento
	2.5.1. Datos de campo
	2.5.2. Geometría
	2.5.3. Edición de registros 19
	2.5.4. Filtrado de frecuencias (filtro pasa bandas)
	2.5.5. Filtrado f-k (frecuencia – número de onda)
	2.5.6. Deconvolución
	2.5.7. Divergencia esférica
2.6.	Apilamiento
	2.6.1. Ordenamiento de trazas por CDP
	2.6.2. Análisis de velocidad
	2.6.3. Corrección NMO (Normal MoveOut)
	2.6.4. Apilamiento (<i>stack</i>)

2.7.	Post–Apilamiento
	2.7.1. Divergencia esférica
	2.7.2. Migración
	2.7.3. Filtrado de frecuencias
	2.7.4. Top mute
2.8.	Resolución sísmica
	2.8.1. Resolución sísmica vertical
	2.8.2. Resolución sísmica horizontal
2.9.	Interpretación sísmica
	2.9.1. Amplitud de reflexión
	2.9.2. Continuidad de reflexiones
2.10	. Estratigrafía sísmica
2.11	. Identificación de actividad magmática
	2.11.1Jdentificación de edificios volcánicos
	2.11.2 Identificación de depósitos volcanoclásticos
	2.11.3Jdentificación de <i>sills</i>

Capítulo 3. Resultados

40
40
41
44
47
50
52
54
56
58
60
63
65
65

Capítulo 4. Discusión

4.1.	Montes submarinos	69
4.2.	Reflectores (Horizontes) sísmicos	71
4.3.	. Reflectores con caracteristicas asociadas a la presencia de depósitos	
	volcánicos	72
4.4.	Reflectores con caracteristicas asociadas a la presencia de fluidos	76
4.5.	Zonas con manifestación hidrotermal	77
4.6.	Sismicidad y fallamiento	78
4.7.	Depresiones asociadas a edificios volcánicos	79

Capítulo 5. Conclusiones

teratura citada

Lista de figuras

Figura

- 1. Mapa tectónico de la región del *Rift* del Golfo de California. Las fallas, cuencas y centros de dispersión son tomados de Lonsdale (1989), Fenby y Gastil (1991) y Aragón-Arreola (2006). El *Rift* del Golfo de California aloja la frontera transtensiva de las placas Norteamérica y Pacífica; que está formada por fallas transformantes de movimiento lateral derecho ligadas por cuencas tipo *pull–apart*. El recuadro en color rojo marca la zona de estudio para este trabajo.
- Mapa tectónico de la parte central del Golfo de California (Lonsdale, 1989) 2. y litología del campo volcánico Las Tres Vírgenes (3V), Caldera La Reforma (R) y Caldera El Aguajito (A) (INEGI, 1983, 1984). La batimetría está adaptada a partir del INEGI (1:1000,000), Lonsdale (1989) y del crucero CORTES-P96. Las líneas continuas indican la extensión de zona de fractura. Los puntos a lo largo de los márgenes indican fallas transformantes activas antes y durante la fase inicial de la apertura del Golfo. Las líneas discontinuas indican el derrotero del B/O Hespérides (CORTES-P96). Las abreviaturas son como sigue: CV, Cabo Vírgenes; GB, Cuenca Guaymas; ISM, Isla San Marcos; IT, Isla Tortuga. Litología: 1. Sedimentos del Cuaternario, 2. Derrames de lava y tobas del Cuaternario, 3. Basalto y brecha basáltica del Terciario tardío, 4. Tobas e ignimbritas del Terciario tardío, 5. Andesita del Terciario tardío, 6. Unidades sedimentarias y volcanosedimentarias del Terciario tardío, 7. Rocas volcanoclásticas del Mioceno, 8. Arenisca del Mioceno, 9. Granitoides del Cretácico (Modificada de
- 3. Rasgos tectónicos simplificados de Lonsdale (1989); Fenby y Gastil (1991) de la porción central del Golfo de California mostrando la anomalía gravimétrica de aire libre. El área sombreada sobre la Cuenca Guaymas representa la extensión interpretada de corteza transicional (Albertin, 1989). La Falla Transformante Guaymas divide la parte central del Golfo de California en dos dominios. El dominio noreste se extiende sobre la Cuenca Yaqui y contiene el Alto Gravimétrico Pedro Nolasco (AGPN) y un bajo gravimétrico adyacente, que yacen paralelos a las Fallas Transformantes Ballenas y Tiburón. El dominio suroeste coincide con la Cuenca Guaymas y contiene el Alto Gravimétrico Tortuga (AGT), paralelo a la Falla Transformante Guaymas. El recuadro en color rojo indica el área aproximada de las figuras 4, 5 y 6. Abreviaciones: F.T. = Falla Transformante, Z.F. = Zona de Fractura, AGSM = Alto Gravimétrico de San Miguel, BGGN = Bajo Gravimétrico Guaymas Norte (Modificada de Aragón-Arreola (2006)).
- 4. Mapa batimétrico actualizado de la zona de estudio de Díaz-López (2017). Las curvas de nivel presentan intervalos de 100 m. Se identifican los principales rasgos morfológicos submarinos: Monte la Cuarta Vírgen, Alto Vírgenes, Monte Reforma, Monte Amet y Cañón Submarino Basaldúo (Tomada de Díaz-López (2017)).

ix

3

6

7

9

Figura

5.	Mapa batimétrico en el que se muestran las imágenes de reflectividad y los diagramas de rosa de las estructuras interpretadas en los segmen- tos A, B y C. La linea punteada indica el eje del <i>Ridge</i> Volcánico Tortuga (R.V.T.) y <i>Ridge</i> Volcánico Rosalía (R.V.R.) respectivamente. La linea conti- nua indica el derrotero del B/O Hespérides (CORTES-P96). Abreviaciones: VV = Volcán (Alto) Vírgenes, CV = Cabo Vírgenes, IT = Isla Tortuga, R = Caldera La Reforma (Modificada de Fabriol <i>et al.</i> (1999)).	10
6.	Anomalía de Bouguer completa y batimetría con contornos cada 10 mGal y 100 m respectivamente. La anomalía de gravedad muestra una co- rrelación directa con el exceso de masa de la Cuenca Guaymas. La li- nea discontinua mas delgada indican el derrotero del B/O Hespérides (CORTES-P96), mientras que la discontinua en negrita representa el li- neamiento del <i>Ridge</i> Volcánico Tortuga (de A-B)y <i>Ridge</i> Volcánico Rosalía (de A-C)respectivamente (Modificada de Fabriol <i>et al.</i> (1999)).	11
7.	Arreglo de campo para la adquisición de los datos sísmicos. La fuente de energía es uno o varios cañones de aire que producen ondas acústicas las cuales son reflejadas en el subsuelo y registradas por los receptores (hidrófonos) localizados dentro del cable de registro (<i>streamer</i>). Conforme el buque avanza en una dirección, este va "disparando" y adquiriendo información del subsuelo (Tomada de Salazar-Cárdenas (2014)).	14
8.	Mapa de ubicación de las líneas sísmicas adquiridas en la campaña de exploración en la zona de Santa Rosalía	15
9.	Secuencia básica del procesamiento de datos sísmico de reflexión marino 2D	18
10.	Edición de Registros. (a) Registro que muestra los canales auxiliares sin información sísmica. (b) Registro al que ya se le aplico la eliminación de canales.	20
11.	Filtrado de frecuencias. (a) Se muestra un registro sísmico sin filtrar. (b) Espectro de amplitud del registro sísmico. (c) Espectro al cual se le aplicó el filtrado de frecuencias. (d) Registro sísmico ya filtrado, se observa la atenuación de ruido ambiental generado por oleaje (bajas frecuencias).	21
12.	Filtro FK. (a) Espectro de registro sísmico en el dominio de frecuencia- número de onda (f-k). Se especifica con un polígono en negro la concen- tración de la energía de las reflexiones y con línea negra punteada la zona de alias espacial. (b) Espectro del registro sísmico al cual se aplicó el filtro f-k.	22
13.	Deconvolución. (a) y (c) Autocorrelograma y registro sísmico en el que no se ha atenuado el efecto de las reverberaciones de la fuente. (b) y (d) Autocorrelograma y registro sísmico con deconvolución predictiva aplica- da. La señal sísmica fue comprimida y por tanto se mejora la resolución vertical del registro sísmico.	25

х

Figura)
--------	---

14.	Arreglo de trazas sísmicas de un CDP para un reflector plano. A la derecha se puede observar la forma hiperbólica de las trazas debido al incremento en la distancia X y el tiempo de viaje t (Tomada de Sánchez-García (2013)). 27
15.	Campo de velocidades RMS de la sección L3 realizado con el método de semblanza
16.	Análisis de velocidad por método del espectro de semblanza. (a) CDP al cual se le realiza el análisis. (b) Espectro de semblanza que muestra las velocidades de apilamiento. La línea negra indica la tendencia de las velocidades para la corrección NMO, y en el recuadro negro las velocidades correspondientes a señales de múltiples. (c) CDP con corrección NMO a partir de las velocidades picadas
17.	Corrección por NMO y apilamiento (Tomada de Montoya-Valenzuela (2014)). 30
18.	Proceso de migración. A) Durante el procesamiento sísmico, la migración ajusta la ubicación de los eventos en las trazas sísmicas para compensar por reflectores inclinados. B) Sobremigración y submigración de hipérbo- las producto de una velocidad inadecuada. C)Un sinclinal puede apare- cer como un "nudo de corbata" en una sección apilada. Este efecto se corregirá con la migración apropiada de los datos sísmicos (Tomada de Requena-Gonzalez (2006))
19.	Top mute aplicado a una sección sísmica migrada
20.	Atributos de reflexión: Continuidad, Amplitud, Frecuencia (Modificado de Badley (1985)).
21.	Nomenclatura de terminaciones estratigráficas que pueden ser identifica- das en secciones sísmicas (Modificada de Vail <i>et al.</i> (1977))
22.	Sección L1. En color rojo se indica el reflector R1 que marca la discordan- cia angular presente en la zona. El horizonte marcado en color cian indica la cima de la zona de baja amplitud asociada a la presencia de fluidos. La linea color negro indica una falla aparentemente inactiva. El basamento acústico está denotado por el reflector en color amarillo. El alto topográ- fico corresponde al Alto Vírgenes
23.	Sección L6. En color rojo se indica el reflector R1 que marca la discordan- cia angular presente en la zona. El horizonte marcado en color cian indica la cima de la zona de baja amplitud asociada a la presencia de fluidos. El reflector en color anaranjado indica la cima de una zona interpretada co- mo depósitos volcánicos. En color verde se mapeó un horizonte asociado a un limite de secuencia estratigráfico. El basamento acústico está deno- tado por el reflector en color amarillo. El alto topográfico corresponde al Monte Reforma

- 25. Sección L7a. En color cian se indica la cima de la zona de baja amplitud asociada a la presencia de fluidos. El reflector en color anaranjado indica la cima de una zona interpretada como depósitos volcánicos. El *zoom* en la imagen inferior identifica morfologías asociadas a ventilas hidrotermales presentes en el fondo marino. El basamento acústico está denotado por el reflector en color amarillo. Los reflectores que se encuentran por debajo del basamento acústico corresponden a reflexiones de múltiples. . 51

30.	Sección L5. En color rojo se indica el reflector R1 que marca la discordan- cia angular presente en la zona. El horizonte marcado en color cian indica la cima de la zona de baja amplitud asociada a la presencia de fluidos. El reflector denotado por color azul indica una zona de depósitos volcánicos con un origen probable a Isla Tortuga. El basamento acústico está deno- tado por el reflector en color amarillo. Los altos topográficos de izquierda a derecha corresponden al Alto Vírgenes, Monte Reforma y Monte Amet. Los reflectores que se encuentran por debajo del basamento acústico co- rresponden a reflexiones de múltiples
31.	Sección L4. En color rojo se indica el reflector R1 que marca la discordan- cia angular presente en la zona. El horizonte marcado en color cian indica la cima de la zona de baja amplitud asociada a la presencia de fluidos. El basamento acústico está denotado por el reflector en color amarillo. Los altos topográficos de izquierda a derecha corresponden al Alto Vírge- nes y Monte Reforma. Los reflectores que se encuentran por debajo del basamento acústico corresponden a reflexiones de múltiples 64
32.	Configuración del basamento y la visualización de secciones sísmicas in- terpretadas. Se identifican los edificios volcánicos del área. El color rojo indica una menor profundidad y el color azul una mayor profundidad (> 2000 ms)
33.	Mapa de configuración del fondo marino en TDDV (ms). Las lineas en color negro indican la ubicación de las secciones sísmicas utilizadas para gene- rar el mapa. El color rojo indica una menor profundidad y el color azul una mayor profundidad (> 2000 ms)
34.	Mapa de configuración del basamento acústico en TDDV (ms). Las lineas en color negro indican la ubicación de las secciones sísmicas utilizadas para generar el mapa. El color rojo indica una menor profundidad y el co- lor azul una mayor profundidad (> 2000 ms). La profundidad aproximada en metros puede calcularse dividiendo por dos el tiempo y multiplicándolo por la velocidad promedio de la propagación de un pulso desde suerficie hasta el punto en profundidad. Para una columna sedimentaria con satu- ración de agua, la velocidad se suele aproximar en un rango de ~1500 m/s en el fondo marino y de ~1600 - 1650 m/s a profundidades de ~1 segundo por debajo del lecho marino
35.	Mapa de isopacas en ms generado a partir de la resta entre la profundidad del basamento acústico y la profundidad del fondo marino. Las lineas en color negro indican la ubicación de las secciones sísmicas utilizadas para generar el mapa. El color rojo indica un mayor espesor y el color azul un menos espesor
36.	Perfiles de resistividad en los que se detecta en profundidad el cambio lateral de resistividades. Las zonas con mayor resistividad (azul fuerte) se asocian a una corteza transicional mientras que la zona con menor resis- tividad (azul claro) se asocia a una corteza oceánica (Tomada de Montiel- Álvarez (2018))

Figura

xiv

n /		
$D\gamma$	~	nn
гα	uı	iia.
	3	

37.	Mapa de configuración del basamento acústico donde se evidencía un cambio en la profundidad del reflector. Se localiza hacia el este (rumbo noreste) de los edificios volcánicos. La linea en color rojo indica el trazo inferido del límite asociado a la zona de transición corteza continental - corteza oceánica.	71
38.	Extensión interpretada de los reflectores sísmicos R1 (color rojo), R2 (color cian) y R3 (color anaranjado). La zona correspondiente al reflector en color azul indica una zona de depósitos volcánicos con un origen probable de Isla Tortuga.	72
39.	Extensión interpretada del reflector sísmicos R3. La linea punteada en color negro indica el posible trayecto seguido del depósito asociado al Monte Reforma.	73
40.	(a) Imagen de reflectividad del lado occidental de la Isla Tortuga. Las áreas oscuras se interpretan como derrames fisurales. Es clara la ausencia de lavas en la parte NW de la imagen. (b) Interpretación estructural de la imagen, donde es notable la ausencia de estructuras circulares en el SE en comparación con la parte NW. (d) Perfil que indica las estructuras sub- volcánicas debajo de los derrames de lava y las fallas normales en la parte SE de la imagen (Interpretación tomada y modificada de Delgado-Argote (2000)).	74
41.	Mapa de ubicación de la sección sísmica de Lizarralde <i>et al.</i> (2011) en donde se interpretan <i>sills</i> someros al noroeste de la Cuenca Guaymas. El trayecto en color rojo nombrado como Tr3 representa la ubicación de la sección interpretada de la parte inferior de la imagen. Los puntos amari- llos indican zonas donde han sido identificados <i>sills</i> someros	76
42.	Mapa batimétrico que muestra la ubicación de puntos con interrupción acústica (marcados con una estrella), asociadas a emanación de fluidos. En color cian se encierra la zona de baja amplitud asociada al reflector R2. Las lineas de colores representan la ubicación de las secciones sísmicas procesadas en este trabajo (Modificado de Díaz-López (2017))	78
43.	Actividad sísmica tomada de la base de datos de RESNOM, para el periodo 2011-2017 (círculos rojos). Las lineas de colores representan la ubicación de las secciones sísmicas procesadas en este trabajo (Modificado de Díaz- López (2017)).	79
44.	 (a) Perfil de sísmica de reflexión en el que se identifica el foso Alvarez Cabral localizado en el Golfo de Cádiz (Modificado de Stow <i>et al.</i> (2011)). (b) Acercamiento con una escala similar a (a) de la sección sísmica L6 en donde se identificó un foso en el flanco oeste del Alto Vírgenes 8 	81

Lista de tablas

Tabla	Página
1.	Parámetros de adquisición de los datos sísmicos.
2.	Número de tiros de cada línea y localización de las mismas 17

Capítulo 1. Introducción

La energía geotérmica es una energía renovable o prácticamente inagotable, con una madurez tecnológica sólida, limpia, versátil y útil para generar electricidad, entre otras múltiples aplicaciones (Santoyo-Gutiérrez y Barragán-Reyes, 2010). En los años recientes, ha cobrado gran relevancia como una de las fuentes alternas de energía renovable. Sin embargo, a diferencia de otras energías (por ejemplo eólica o solar), ésta se encuentra en el subsuelo. Y es necesario emplear métodos indirectos de exploración para ubicarla, caracterizarla y evaluarla.

El proyecto "Campaña Intensiva de Exploración Geotérmica de las Cuencas Wagner, Consag, Delfín, Guaymas y Alarcón del Sistema de Rifts del Golfo de California" liderado por el Dr. Antonio González Fernández del CICESE colectó datos magnetotelúricos (MT) marinos, electromagnéticos de fuente controlada (*CSEM* por sus siglas en inglés), magnetometría y sísmica de reflexión. En esta tesis se utilizaron los datos de sísmica de reflexión de la porción central del Golfo de California.

1.0.1. Importancia de la actividad magmática en *rifts* y cuencas sedimentarias

La actividad magmática juega un papel importante durante la etapa de rompimiento continental (denominada *sin–rift*), ya que la inyección de magma en diques es un mecanismo que promueve la focalización de la deformación y la ruptura de la litósfera continental (Buck, 2009). Además, proporciona información de la composición de su fuente, de los procesos de diferenciación magmática, de la temperatura, fertilidad del manto y del estado térmico de la litósfera (Schmitt y Vazquez, 2006; Lizarralde *et al.*, 2007).

El magmatismo *sin-rift* puede ser un componente importante del relleno de las cuencas sedimentarias formadas durante este proceso y puede tener un fuerte impacto en la evolución hidrológica de estas cuencas. Los depósitos volcánicos y cuerpos igneos intrusivos constituyen capas de mayor resistencia que dan soporte a las cuencas sedimentarias, modificando así los procesos de compactación y circulación de fluidos (Chevallier *et al.*, 2001; Jamtveit *et al.*, 2004; Svensen *et al.*, 2006). Los intrusivos también favorecen la liberación de gases invernadero por alteración termogénica del magma en sedimentos con materia orgánica (Svensen *et al.*, 2004, 2006; Aarnes *et al.*, 2010; Lizarralde *et al.*, 2011).

Las anomalías geotérmicas del Golfo de California están relacionadas directamente con regiones donde se presenta corteza continental adelgazada y en centros de dispersión donde se genera corteza oceánica. Esto está asociado con la apertura del Golfo, que inició en el Mioceno Medio–Tardío y que continúa en la actualidad (Stock y Hodges, 1989; Henry y Aranda-Gomez, 2000; Stock, 2000; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Helenes *et al.*, 2009).

La actividad volcánica reciente es una guía de prospección geotérmica. Se presenta tanto en las cuencas con una gruesa cubierta sedimentaria, como en la región axial de los centros de dispersión con una cubierta sedimentaria muy delgada. En la porción central del Golfo, la actividad volcánica reciente se ubica en Tres Vírgenes y la relativamente cercana Isla Tortuga (Martín-Barajas, 2000).

1.1. Antecedentes

1.1.1. Marco geológico y tectónica regional

El Golfo de California (GC) es un sistema de *rift* oblicuo que separa las placas Norteamérica–Pacífico. En éste se presenta generación de corteza oceánica en la parte sur (Lonsdale, 1989; Stock y Hodges, 1989) y corteza transicional en la parte norte (Fuis *et al.*, 1984; González-Fernández *et al.*, 2005). Estructuralmente, el *Rift* del Golfo de California (RGC) es un sistema de centros de dispersión conectados por fallas transformantes con salto derecho que se ubica dentro de la Provincia Extensional del Golfo (PEG) (Figura 1) (Lonsdale, 1989; Fenby y Gastil, 1991).

A partir de modelos cinemáticos globales, se ha observado que el desplazamiento relativo de la placa Pacífico (de la que forma parte la península de Baja California) con respecto a la placa Norteamérica varía con velocidades entre 56 mm/año a 48.8 ± 1.8 mm/año (DeMets, 1995). Este movimiento relativo entre placas ha dado lugar a la apertura de GC en el Mioceno Medio–Tardío y Plioceno (Lonsdale, 1989).



Figura 1. Mapa tectónico de la región del *Rift* del Golfo de California. Las fallas, cuencas y centros de dispersión son tomados de Lonsdale (1989), Fenby y Gastil (1991) y Aragón-Arreola (2006). El *Rift* del Golfo de California aloja la frontera transtensiva de las placas Norteamérica y Pacífica; que está formada por fallas transformantes de movimiento lateral derecho ligadas por cuencas tipo *pull–apart*. El recuadro en color rojo marca la zona de estudio para este trabajo.

El límite entre las placas Pacífico-Norteamérica se definió en el actual GC durante la transición gradual de un régimen de subducción a una etapa de extensión litosférica en el Mioceno Medio (~12 Ma) (Gastil *et al.*, 1979; Stock y Hodges, 1989). El movimiento relativo post-subducción entre la placa Norteamérica y Pacífico fue distribuido a ambos lados de la península de Baja California, concentrándose la mayor parte en la PEG durante el Mioceno tardío y Plioceno (Stock y Hodges, 1989; Fletcher *et al.*, 2007).

Se han propuesto dos modelos para explicar la evolución cinemática de este límite posterior a 12 Ma. El primer modelo propone que de 12.3 a 6 Ma el movimiento late-

ral derecho entre las placas fue acomodado por fallas transcurrentes al oeste de Baja California, mientras que una fase de extensión ortogonal comenzó en el GC (Stock y Hodges, 1989). La subsidencia asociada propició la primera incursión marina en la etapa conocida como proto-golfo (Karig y Jensky, 1972). Posteriormente, a los 6 Ma las fallas al oeste de Baja California se vuelven inactivas y una etapa de transtensión comienza en el GC, iniciando así la transferencia de Baja California a la placa Pacífico (Stock y Hodges, 1989; Oskin y Stock, 2003). El segundo modelo (Gans, 1997; Fletcher *et al.*, 2007) propone que después del cese de la subducción (12.3 Ma) comienza una etapa de transtensión en ambos lados de Baja California y progresivamente la transtensión fue mayor en el GC. Este modelo considera que hubo un cambio en la dirección del movimiento relativo Pacífico-Norteamérica hacia el norte (de 300° a 323° de azimuth) hace 7.8 Ma (Atwater y Stock, 1998).

En la parte sur del RGC (al sur del paralelo 28.5° N), las cuencas son estrechas y están conectadas entre sí por fallas transformantes (Lonsdale, 1989) en donde la deriva de Baja California es facilitada por advección de magma (Buck, 2009) (Figura 1). En estas cuencas ocurre la generación de piso oceánico por lo menos desde hace \sim 3.5 Ma, edad que corresponde a la anomalía magnética más antigua registrada en la Cuenca Alarcón (Lonsdale, 1989; DeMets, 1995). En contraste, en el norte (al norte del paralelo 28.5° N) del GC, la deformación está distribuida en una amplia depresión somera (~70 x 200 km), la cual contiene 4 cuencas segmentadas contenidas entre las Fallas Transformantes Canal de Ballenas y Cerro Prieto (Persaud et al., 2003). En este segmento del rift no se han observado anomalías magnéticas asociadas a generación de piso oceánico aun cuando los márgenes del GC han acumulado 255 ± 10 km de separación (Oskin et al., 2001). Esta evidente diferencia en la generación de piso oceánico se puede atribuir a la partición de la deformación en una zona más amplia entre el escarpe del Golfo y el margen oeste de Sonora (Oskin, 2002; Persaud et al., 2003; Seiler et al., 2010), al flujo de corteza inferior de los márgenes del rift hacia las cuencas (Lewis et al., 2001; González-Fernández et al., 2005; Persaud et al., 2007) o al gran espesor de sedimentos (> 7 km) que ha depositado el Río Colorado desde fines del Mioceno Tardío (Pacheco et al., 2006; Helenes et al., 2009; Dorsey, 2010; Martín-Barajas *et al.*, 2013).

1.1.1.1. Ridge Volcánico Tortuga

El análisis del *Ridge* Volcánico Tortuga está basado en los trabajos de Fabriol *et al.* (1999) y Delgado-Argote (2000) donde se muestra la estructura interna de crestas volcánicas relacionadas con reservorios magmáticos someros que se desarrollaron durante el proceso de formación del Golfo de California.

Se tiene conocimiento a través de perforaciones en el campo volcánico Las Tres Vírgenes, que el basamento está constituido por rocas graníticas del Cretácico tardío (Sánchez-Velasco, 1996). Rocas graníticas y otras rocas metasedimentarias del Paleozoico afloran aproximadamente a 50 km hacia el occidente del área de estudio. Estas rocas del basamento están ampliamente cubiertas por la secuencia andesítica del Oligoceno de la Sierra La Giganta y por lavas andesíticas a dacíticas y rocas piroclásticas del Mioceno al Pleistoceno del campo volcánico Las Tres Vírgenes (Figura 2) (Capra *et al.*, 1998).

El margen peninsular al sur de Cabo Vírgenes se caracteriza por un fallamiento normal que probablemente está asociado con las zonas de fractura que limitan la parte meridional de la Cuenca Guaymas (Delgado-Argote, 2000). La Cuenca Guaymas es una de las más estudiadas en el Golfo de California y contiene evidencia de litosfera oceánica bajo el depocentro (Curray *et al.*, 1982a; Saunders *et al.*, 1982). Esta cuenca está delimitada por escarpes prominentes formados al este por la Falla Transformante Guaymas y al oeste por las Fallas Transformantes Carmen y Tortuga. Los límites sur y norte están formados por las taludes continentales de Sonora y Baja California respectivamente (Figura 3) (Aragón-Arreola *et al.*, 2005).

Con base en estimaciones de la velocidad de dispersión de la Cuenca Guaymas, Batiza (1978) sugirió que Isla Tortuga se formó hace aproximadamente 1.7 Ma sobre corteza oceánica como resultado de una migración de la actividad volcánica hacia el norte. Sin embargo, la isobata de 1000 m sugiere que la isla es parte de una cresta orientada WNW (Delgado-Argote, 2000).

Batiza (1978) reportó que las series volcánicas viejas de la isla fueron extruidas en un ambiente subaéreo y que en su última etapa de formación culminó con el colapso de la caldera, la extrusión de los flujos superficiales, y la formación de un lago de



Figura 2. Mapa tectónico de la parte central del Golfo de California (Lonsdale, 1989) y litología del campo volcánico Las Tres Vírgenes (3V), Caldera La Reforma (R) y Caldera El Aguajito (A) (INEGI, 1983, 1984). La batimetría está adaptada a partir del INEGI (1:1000,000), Lonsdale (1989) y del crucero CORTES-P96. Las líneas continuas indican la extensión de zona de fractura. Los puntos a lo largo de los márgenes indican fallas transformantes activas antes y durante la fase inicial de la apertura del Golfo. Las líneas discontinuas indican el derrotero del B/O Hespérides (CORTES-P96). Las abreviaturas son como sigue: CV, Cabo Vírgenes; GB, Cuenca Guaymas; ISM, Isla San Marcos; IT, Isla Tortuga. Litología: 1. Sedimentos del Cuaternario, 2. Derrames de lava y tobas del Cuaternario, 3. Basalto y brecha basáltica del Terciario tardío, 4. Tobas e ignimbritas del Terciario tardío, 5. Andesita del Terciario tardío, 6. Unidades sedimentarias y volcanosedimentarias del Terciario tardío, 7. Rocas volcanoclásticas del Mioceno, 8. Arenisca del Mioceno, 9. Granitoides del Cretácico (Modificada de Delgado-Argote (2000)).

lava. Los basaltos de Isla Tortuga son similares a las toleitas de dorsales oceánicas (Batiza, 1978; Sawlan, 1991). Inmediatamente al sur de la isla, Delgado-Argote (2000) interpretó un campo de lava de aproximadamente 2 kilómetros de extensión que aparentemente fluyó cerca de 6 kilómetros desde la isla y alcanzó una profundidad de más de 1400 metros.

Por su parte, en la Cuenca Guaymas se ha desarrollado una corteza de tipo oceánica de cerca de 125 km de anchura (Delgado-Argote, 2000). En su interior se presenta actividad volcánica toleítica que, en la dorsal meridional, se intercala con sedimentos (Einsele *et al.*, 1980; Curray *et al.*, 1982b). Las rocas basálticas de esta región han sido clasificadas por Sawlan (1991) como toleitas transicionales de *rift*.



Figura 3. Rasgos tectónicos simplificados de Lonsdale (1989); Fenby y Gastil (1991) de la porción central del Golfo de California mostrando la anomalía gravimétrica de aire libre. El área sombreada sobre la Cuenca Guaymas representa la extensión interpretada de corteza transicional (Albertin, 1989). La Falla Transformante Guaymas divide la parte central del Golfo de California en dos dominios. El dominio noreste se extiende sobre la Cuenca Yaqui y contiene el Alto Gravimétrico Pedro Nolasco (AGPN) y un bajo gravimétrico adyacente, que yacen paralelos a las Fallas Transformantes Ballenas y Tiburón. El dominio suroeste coincide con la Cuenca Guaymas y contiene el Alto Gravimétrico Tortuga (AGT), paralelo a la Falla Transformante Guaymas. El recuadro en color rojo indica el área aproximada de las figuras 4, 5 y 6. Abreviaciones: F.T. = Falla Transformante, Z.F. = Zona de Fractura, AGSM = Alto Gravimétrico de San Miguel, BGGN = Bajo Gravimétrico Guaymas Norte (Modificada de Aragón-Arreola (2006)).

1.1.2. Estudios Previos

1.1.2.1. Batimetría

Fabriol *et al.* (1999) y Delgado-Argote (2000) elaboraron un mapa batimétrico de la zona de estudio. La información corresponde a batimetría del Golfo de California del INEGI escala 1:1 000 000, la batimetría de detalle de la Cuenca Guaymas (Lonsdale, 1989) y la batimetría de alta resolución de la ecosonda multihaz del Buque Oceanográfico (B.O.) Hespérides (Dañobeitia *et al.*, 1997). En el mapa se reporta una serie de elevaciones y montículos interpretados como de origen volcánico. En los resultados se interpreta el *Ridge* (Cresta) Volcánico(a) Rosalía (Figura 5), formada por un alineamiento de edificios volcánicos orientado hacia 310°. Este alineamiento coincide con las extensiones de zonas de fracturamiento relacionadas con fallas transformantes frente a la costa de la península interpretadas por Lonsdale (1989) y Fenby y Gastil (1991). La cresta se localiza hacia el occidente de Isla Tortuga y tiene una longitud aproximada de 75 km. La misma isla se localiza en otro rasgo morfológico regional llamado *Ridge* Volcánico Tortuga. Su orientación es hacia 285°, tiene 7 km de anchura y por lo menos 40 km de longitud (Delgado-Argote, 2000).

A partir de datos de ecosonda monohaz tomados en el 2015 como parte del proyecto P03 del CeMIE–Geo, Díaz-López (2017) realizó un análisis geomorfológico de las estructuras volcánicas aledañas al *Ridge* Volcánico Tortuga. Sus resultados muestran una nueva batimetría con la interpolación de más de 250 000 datos batimétricos. En este nuevo mapa se identificaron cuatro edificios semicirculares alineados y asociados a la extensión de la zona de fractura Carmen: Monte Amet, Monte Reforma, Alto Vírgenes y Monte La Cuarta Virgen. Como rasgo geomorfológico nuevo se identificó el Cañón Submarino Basaldúo, con una longitud aproximada de 20 kilómetros en dirección oeste-sureste y localizado al SW de la zona de estudio (Figura 4) (Díaz-López, 2017).



Figura 4. Mapa batimétrico actualizado de la zona de estudio de Díaz-López (2017). Las curvas de nivel presentan intervalos de 100 m. Se identifican los principales rasgos morfológicos submarinos: Monte la Cuarta Vírgen, Alto Vírgenes, Monte Reforma, Monte Amet y Cañón Submarino Basaldúo (Tomada de Díaz-López (2017)).

1.1.2.2. Imágenes de reflectividad

En los trabajos de Fabriol *et al.* (1999) y Delgado-Argote (2000) se tiene la interpretación de imágenes de reflectividad de 3 transectos de la zona de estudio (Figura 5 segmentos A, B y C). La información topográfica y textural permite la identificación de lineamientos estructurales y el reconocimiento de la reflectividad distintiva de los sedimentos relativamente inelasticos con respecto a la reflectividad de las rocas volcánicas.

A lo largo de las 3 secciones, los estudios muestran lineamientos que se asocian a fracturas, campos de lava (sección A y B), derrames de lava (lavas almohadilladas), centros de emisión locales y depósitos sedimentarios. La sección C, que es casi perpendicular al *Ridge* Volcánico Rosalía interpreta el Alto Vírgenes. La información detallada sobre la interpretación de las imágenes de reflectividad se puede consultar los trabajos de Fabriol *et al.* (1999) y Delgado-Argote (2000).



Figura 5. Mapa batimétrico en el que se muestran las imágenes de reflectividad y los diagramas de rosa de las estructuras interpretadas en los segmentos A, B y C. La linea punteada indica el eje del *Ridge* Volcánico Tortuga (R.V.T.) y *Ridge* Volcánico Rosalía (R.V.R.) respectivamente. La linea continua indica el derrotero del B/O Hespérides (CORTES-P96). Abreviaciones: VV = Volcán (Alto) Vírgenes, CV = Cabo Vírgenes, IT = Isla Tortuga, R = Caldera La Reforma (Modificada de Fabriol *et al.* (1999)).

1.1.2.3. Gravimetría

El contraste de densidad que existe entre el agua de mar, las rocas y sedimentos del fondo marino hace que los contornos de las anomalías de gravedad de aire libre generalmente sigan los rasgos batimétricos. Por esta razón, se debe suponer cambios laterales en la estructura del basamento y/o en el espesor de los sedimentos donde los contornos no corresponden con la batimetría.

Los resultados obtenidos del mapa de anomalía de Bouguer realizado por Fabriol *et al.* (1999) y Delgado-Argote (2000) interpretan un alto gravimétrico superior a los 50 mGal localizado cerca del centro de la Cuenca de Guaymas, mientras que la geometría de la cuenca se aproxima al contorno de 40 mGal. Otros rasgos notables son los altos gravimétricos entre 40 y 50 mGal en los sitios VV, A, IT y B (Figura 6) que se extienden a lo largo del *Ridge* Volcánico Tortuga y que tiene un rumbo de 290°. Paralelo a la pendiente peninsular, entre Cabo Vírgenes (CV) y la Cuenca Guaymas (CG) se observa un gradiente de gravedad. Este gradiente es suave, con valores decrecientes hacia el SW y se interpreta que está asociado con el *Ridge* Volcánico Rosalía.



Figura 6. Anomalía de Bouguer completa y batimetría con contornos cada 10 mGal y 100 m respectivamente. La anomalía de gravedad muestra una correlación directa con el exceso de masa de la Cuenca Guaymas. La linea discontinua mas delgada indican el derrotero del B/O Hespérides (CORTES-P96), mientras que la discontinua en negrita representa el lineamiento del *Ridge* Volcánico Tortuga (de A-B)y *Ridge* Volcánico Rosalía (de A-C)respectivamente (Modificada de Fabriol *et al.* (1999)).

1.2. Justificación

De acuerdo a la Propuesta Estratégica CeMIE–Geo P03 (2014), la identificación de zonas con potencial geotérmico en el Golfo de California es de gran interés para el desarrollo económico en México.

Dentro de los métodos geofísicos más utilizados para la caracterización de zonas geotérmicas se encuentran los resistivos y los electromagnéticos, que son de las técnicas más importantes para la exploración geotérmica (Georgsson *et al.*, 2013). El método sísmico de reflexión es una de las técnicas geofísicas más utilizadas debido a la gran cantidad de aplicaciones que tiene (principalmente en la exploración de recursos de petróleo y gas) (Kearey *et al.*, 2013). Para fines de exploración geotérmica, éste método es útil para identificar en profundidad zonas que puedan identificarse y relacionarse con el posible ascenso de fluidos hidrotermales, obtener la secuencia de capas sedimentarias y su estructura, con el que se pueda obtener un modelo geológico en el campo geotérmico de interés.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es caracterizar sismoestructuralmente la porción central del Golfo de California comprendida entre la Caldera La Reforma e Isla Tortuga mediante el procesamiento e interpretación de perfiles sísmicos de reflexión 2D. Se busca identificar las principales fallas geológicas (si se tuviesen presentes), las secuencias sismoestratigráficas y la configuración del basamento en cada uno de las secciones.

1.3.2. Objetivos específicos

- Delimitar y estimar espesores de la secuencia sedimentaria.
- Caracterizar e interpretar horizonte sísmicos y estructuras particulares de la zona de estudio.
- Identificar evidencias que se relacionan con actividad hidrotermal.

En este capítulo se procederá a explicar brevemente los conceptos y definiciones relacionadas con la adquisición, procesamiento e interpretación que se utilizan en sísmica de reflexión multicanal 2D.

2.1. Exploración sísmica

La exploración sísmica o sísmica de exploración es una rama de la Sismología que se ocupa del estudio de la estructura y las propiedades elásticas del subsuelo, empleando como herramienta ondas elásticas generadas artificialmente, que se propagan a través del terreno (Yilmaz, 2001).

2.2. Sísmica de Reflexión

La sísmica de reflexión es una técnica ampliamente utilizada dentro de la exploración geofísica cuyo objetivo es el de obtener información del subsuelo a partir de la medición de los tiempos de arribo de ondas elásticas (pulsos).

Un estudio estandarizado de sísmica de reflexión consiste en la generación de un frente de ondas que se propaga en todas direcciones (como frente de ondas esférico). Este es producido artificialmente a partir de explosiones, impactos mecánicos o vibraciones en superficie. El retorno de estas ondas a la superficie después de haber sido reflejadas en las distintas interfaces (discontinuidades) contiene la información del subsuelo, y es registrada mediante una serie de sensores (sismómetros). Los sismómetros le dan un valor a la velocidad de desplazamiento del terreno (geófonos en sísmica terrestre) o a las variaciones de presión (hidrófonos para sísmica marina). Toda la información es almacenada por una grabadora sísmica que se conecta a un equipo de cómputo para su posterior procesado. A partir del análisis de las distintas formas de la onda registrada y de los tiempos de arribo, es posible obtener imágenes representativas del subsuelo que pueden ser relacionadas con las capas y estructuras geológicas (Sheriff y Geldart, 1995; Yilmaz, 2001). Esta metodología es aplicable tanto para estudios terrestres como para estudios marinos, con algunas consideraciones especiales para cada caso. Para el desarrollo de este trabajo, nos enfocamos en describir lo correspondiente al método marino.

Para la adquisición de sísmica de reflexión marina (Figura 7), se genera un pulso a bordo de un buque oceanográfico. El pulso puede ser producido utilizando diversos métodos, como explosiones controladas o con cañones de aire comprimido (*airgun*). En su uso, se puede disponer de uno o de un arreglo de varios cañones con los cuales se obtiene una mayor energía liberada. El cañón o arreglo de cañones es remolcado a cierta distancia de la popa con el fin de evitar el ruido que puede producir el buque. El cable receptor conocido como *streamer* consiste en una serie de grupos de hidrófonos equiespaciados que registran la señal acústica procedente de las reflexiones del subsuelo marino. El número de canales y el espaciado de los receptores puede variar dependiendo de los objetivos a analizar. El *streamer* se suele utilizar alineado con la fuente a una profundidad mayor a 1 m desde la superficie del mar, con el fin de evitar la mayor cantidad de ruido producido por oleaje.



Figura 7. Arreglo de campo para la adquisición de los datos sísmicos. La fuente de energía es uno o varios cañones de aire que producen ondas acústicas las cuales son reflejadas en el subsuelo y registradas por los receptores (hidrófonos) localizados dentro del cable de registro (*streamer*). Conforme el buque avanza en una dirección, este va "disparando" y adquiriendo información del subsuelo (Tomada de Salazar-Cárdenas (2014)).

El método de sísmica de reflexión se llevó a cabo en tres etapas: Adquisición, procesamiento e interpretación de datos. A continuación, se procede a explicar de manera mas detallada cada una de estas etapas. Se debe tener en cuenta que estas etapas están relacionadas entre sí, y que los resultados obtenidos en cada una de ellas dependen mucho de cómo se hayan llevado a cabo las etapas anteriores. Para más información se puede consultar, por ejemplo: Sheriff y Geldart (1995); Yilmaz (2001); entre otros.

2.3. Adquisición de datos

Los datos utilizados para este trabajo fueron adquiridos en el mes de mayo de 2016, a bordo del B.O. Alpha Helix (propiedad de CICESE) como parte del proyecto "Campaña Intensiva de Exploración Geotérmica de las Cuencas Wagner, Consag, Delfín, Guaymas y Alarcón del Sistema de *Rifts* del Golfo de California (CeMIE–Geo P03)" en la región de la Cuenca Guaymas. Fueron adquiridos cerca de 300 km de datos sísmicos en la zona de estudio (Figura 8). En esta misma campaña se realizaron mediciones geofísicas electromagnéticas (método MT y *CSEM*), magnetometría y batimetría monohaz.



Figura 8. Mapa de ubicación de las líneas sísmicas adquiridas en la campaña de exploración en la zona de Santa Rosalía.

La información sísmica tomada fue con una geometría lineal 2D multicanal. La tabla 1 muestra los parámetros específicos de la adquisición.

Parámetros	Valores
Fuente de energía	Cañón de Aire Sercel GI
Volumen/Presión	0.00245 <i>m</i> ³ / 17.3 MPa
Longitud del tendido	600 m
Distancia entre fuentes	25 m
Distancia entre receptores	12.5 m
Offset inicial	25 m
Filtro de campo	No aplicado
Multiplicidad	1200 ٪
Número de canales	48
Tiempo de grabación	6000 ms
Intervalo de muestreo	1 ms
Muestras por traza	6000

 Tabla 1. Parámetros de adquisición de los datos sísmicos.

2.4. Procesamiento de datos

El procesamiento de datos sísmicos consiste en la aplicación de una serie de parámetros y algoritmos para el tratamiento de los datos crudos (de campo). Permite tratar los datos grabados durante la adquisición de manera que se pueda obtener una imagen representativa del subsuelo. Para ello se emplean herramientas que modifican los datos sísmicos en el ámbito temporal y espacial, tratando de mejorar la relación señal-ruido y logrando que la imagen obtenida sea fiel a la estructura geológica de la zona estudiada (Yilmaz, 2001).

El objetivo principal fue aislar las reflexiones de otros eventos sísmicos en los registros, tales como ruido coherente (onda directa, onda refractada, múltiples) y ruido aleatorio (oleaje, equipo de medición, etc.).

2.4.1. Separación de los datos en perfiles sísmicos

Durante el transcurso del crucero se tomaron y almacenaron una gran cantidad de datos sísmicos por día. Los datos sísmicos fueron divididos en varios tramos para facilitar su posterior manipulación y procesado (registros de cada 1.5 Gigabytes). A su vez, por requerimiento del procesado, las líneas se dividieron en tramos en los que el barco conservaba un trayecto recto y velocidad constante. Esto con el fin de mantener la geometría y distancia entre disparos para evitar distorsiones durante el procesamiento. Cada línea sísmica fue nombrada con números consecutivos a partir del 1 y se trabajó con todas las líneas adquiridas en este estudio (14 en total, siendo la línea 7 comprendida por dos tramos: 7a y 7b).

Antes de pasar a la fase del procesamiento de los datos sísmicos, se tomaron en cuenta los archivos de navegación pertenecientes a la trayectoria de las líneas sísmicas seguida por el barco. Estos archivos contienen las coordenadas geográficas de los puntos de tiro, lo cual permitió referenciar los transectos adquiridos (Figura 8, Tabla 2).

Línea	Longitud (km)	Tiro inicial	Tiro final	Numero de tiros	Latitud inicial (N)	Longitud inicial (W)	Latitud final (N)	Longitud final (W)
1	30.2	7507	8710	1204	27°31.1025′	112°15.2351′	27°38.7467′	111°59.0909'
2	44.3	5060	6831	1772	27°40.7046'	111°55.4424′	27°23.3955′	112°14.079'
3	36.2	3215	4658	1444	27°22.6235′	112°04.6987′	27°36.3026′	111°48.925′
4	33.3	17068	18385	1318	27°29.0143′	111°57.108′	27°35.9557′	112°15.7728′
5	43.6	15246	16964	1718	27°36.734′	112°13.4928′	27°19.5742′	111°55.3022′
6	33.9	8893	10259	1367	27°38.2653′	111°58.5634′	27°27.7295′	112°15.4458′
7a	25.5	11398	12442	1045	27°24.7392′	112°09.3923'	27°33.5631′	111°57.4959′
7b	14.8	10722	11293	571	27°22.5844′	112°12.2332′	27°27.7169′	112°05.3621′
8	23.8	12558	13522	965	27°33.5464′	111°56.8638'	27°21.7286′	112°02.579'
9	33.6	13635	14956	1322	27°21.9723′	112°02.6287′	27°34.928′	112°16.9428′
10	13.9	6835	7381	546	27°23.8084′	112°13.8891′	27°31.2529′	112°15.1202′
11	10.2	10286	10701	415	27°27.4216′	112°15.5848′	27°22.6372′	112°12.5111′
12	4.99	14957	15156	200	27°35.4066′	112°15.7938′	27°36.8244′	112°13.211′
13	6.96	4751	5020	270	27°38.338′	111°51.7251′	27°40.7658'	111°54.9615′

Tabla 2. Número de tiros de cada línea y localización de las mismas.

Los datos obtenidos durante la campaña CeMIE–Geo P03 del 2016 fueron procesados con el programa Seismic Unix (o simplemente llamado SU), desarrollado por Cohen y Stockwell del *Center for Wave Phenomena* (CWP) de *Colorado School of Mines* (Cohen y Stockwell Jr, 2010). SU funciona como una extensión del sistema operativo Unix. El manejo de las funciones de SU se operaron directamente en la terminal Unix a través de secuencias de comandos (*Shell Scripts*).

2.4.2. Secuencia de procesado sísmico

De acuerdo a Yilmaz (2001), hay tres etapas en el procesamiento de datos: 1) La etapa de pre-apilamiento (*pre-stack*); en donde una de las operaciones más significativas es la deconvolución. 2) La etapa de apilamiento (*stack*); con el análisis de velocidad como punto fundamental. Y 3) la etapa post-apilamiento (*post-stack*); siendo la migración uno de los algoritmos finales que se aplican. En cada una de estas etapas intervienen una serie de tratamientos fijos, mientras que hay otros algoritmos que se pueden aplicar en cualquier momento del procesado (como filtrado, escalado de amplitud, etc.). En la Figura 9 se presenta el esquema de la secuencia básica de procesado.



Figura 9. Secuencia básica del procesamiento de datos sísmico de reflexión marino 2D.

2.5. Pre-apilamiento

2.5.1. Datos de campo

Los datos sísmicos fueron grabados en formato SEG-Y (formato Y de grabación de la Sociedad de Geofísicos de Exploración) ya que es un formato estándar para los datos adquiridos con sísmica. Para realizar el procesado se transformaron los datos en un formato propio de SU, esto con el fin de poder efectuar la secuencia de procesamiento en dicho programa.

2.5.2. Geometría

La geometría tiene como objetivo definir geográficamente las coordenadas (Latitud, Longitud y Altura) de cada punto de tiro (fuente) y cada estación (receptor). Con la asignación de coordenadas se obtuvo el ordenamiento de los puntos de reflejo común o *Common Depth Point* (CDP). En nuestro caso, tratándose de sísmica marina, la altura de nuestros datos fue de un valor constante Z=0.

Algunos de estos datos se encontraban grabados en las cabeceras (*headers*) de los ficheros de cada registro sísmico, mientras que otros se asignaron manualmente a partir de los datos de navegación.

2.5.3. Edición de registros

La edición de registros tiene como objetivo verificar la calidad de los datos iniciales para obtener mejores resultados en etapas posteriores. Para ello se eliminan las trazas que contengan un alto nivel de ruido.

De los 52 canales grabados en campo por cada tiro, se seleccionaron 48 que pertenecían a canales con información sísmica y se desecharon los otros 4 (que fueron considerados canales de control para el funcionamiento del equipo) (Figura 10).


Figura 10. Edición de Registros. (a) Registro que muestra los canales auxiliares sin información sísmica. (b) Registro al que ya se le aplico la eliminación de canales.

2.5.4. Filtrado de frecuencias (filtro pasa bandas)

Antes de aplicar cualquier filtro de frecuencias fue necesario realizar el estudio espectral (frecuencias y amplitudes) para conocer cada uno de los eventos presentes en nuestros datos. El análisis de Fourier comprende funciones transformadoras del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, y la síntesis de Fourier como el proceso inverso de transformar del dominio de la frecuencia al dominio del tiempo. Esto hace posible efectuar una parte del procesamiento en el dominio del tiempo y otra en el dominio de la frecuencia, aprovechando que algunos procesos se pueden ejecutar más rápidamente en un dominio que en el otro (Sheriff y Geldart, 1995).

El objetivo del filtrado fue el de conservar una banda de frecuencias donde domine la señal de interés, y eliminar aquellas en las que domina el ruido (como ruido ambiental por oleaje, cable de registro, etc.). Tras realizar el análisis espectral (Figura 11b) se decidió aplicar un filtro pasabanda trapezoidal en las frecuencias 23, 28, 175 y 195 Hz. Al seleccionar las frecuencias de corte se tiene en cuenta que en los bordes del trapecio las frecuencias no se eliminan drásticamente, sino que se atenúan. De esta manera se eliminaron las componentes de frecuencia inferior a 23 Hz y superior a 195 Hz, y se atenuaron las frecuencias comprendidas entre 25-29 Hz y de 175-195 Hz. El resultado del filtrado se muestra en la figura 11d.



Figura 11. Filtrado de frecuencias. (a) Se muestra un registro sísmico sin filtrar. (b) Espectro de amplitud del registro sísmico. (c) Espectro al cual se le aplicó el filtrado de frecuencias. (d) Registro sísmico ya filtrado, se observa la atenuación de ruido ambiental generado por oleaje (bajas frecuencias).

2.5.5. Filtrado f-k (frecuencia – número de onda)

Los eventos sísmicos que tienen una pendiente en el dominio tiempo-distancia (t-x) pueden ser separados en un dominio de frecuencia-número de onda (f-k). Esto permite eliminar ruido lineal coherente como el *Ground Roll*. El espectro f-k también permite identificar alias espacial ocasionado por un muestreo espacial insuficiente durante la etapa de adquisición de datos. Este tipo de ruido se evidencia por una repetición de las pendientes en la región opuesta del espectro (Yilmaz, 1987) (Figura 12a).

El filtro f-k también es conocido como filtro de velocidad o de pendientes por el espacio en el que opera, y por discriminar los eventos que están alineados por rectas cuyas pendientes definen las distintas velocidades. Los eventos lineales de baja velocidad (como el *Ground Roll*) presentan pendientes de bajo ángulo y los eventos lineales de alta velocidad presentan pendientes más pronunciadas.

En nuestros datos, puesto que se trata de sísmica marina, el único problema que se tuvo fue el del alias espacial. Para atenuar este efecto, se aplicó un filtro de pendientes en el dominio f-k. Las pendientes del filtro se calcularon a partir del origen (0,0) del espectro f-k y un punto cercano a la región afectada por alias, empleando la fórmula de la pendiente de una recta

$$m = \frac{k}{f} \tag{1}$$

siendo k el número de onda, y f la frecuencia del punto en el espectro f-k (Figura 12).



Figura 12. Filtro FK. (a) Espectro de registro sísmico en el dominio de frecuencia-número de onda (f-k). Se especifica con un polígono en negro la concentración de la energía de las reflexiones y con línea negra punteada la zona de alias espacial. (b) Espectro del registro sísmico al cual se aplicó el filtro f-k.

2.5.6. Deconvolución

En sísmica, las capas de rocas son definidas por su densidad y la velocidad con la cual la onda se propaga a través de ellas. El producto de la densidad por la velocidad es llamado impedancia acústica. El contraste de impedancia causa las reflexiones que son registradas en superficie.

Un sismograma puede ser modelado como una convolución de la respuesta de la Tierra con una ondícula sísmica. Dado que nuestro interés es aislar la parte de la señal proveniente del terreno, se aplica el proceso inverso a la convolución, que se denomina deconvolución.

En un modelo simplificado podemos definir:

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t)$$
 (2)

donde:

s(t)=sismograma registrado w(t)=impulso inicial (fuente) r(t)=función de reflectividad n(t)=ruido *=operador de convolución

La función de reflectividad es el registro que obtendríamos si el impulso inicial fuese puntual (delta de Dirac). El objetivo de la deconvolución es determinar la función de reflectividad de la traza sísmica a partir del registro obtenido *s*(*t*).

Considerando un nivel bajo de ruido de fondo podemos suponer que la señal sísmica se expresa como:

$$s(t) = w(t) * r(t)$$
(3)

El operador I(t), que será el filtro inverso, está diseñado para convolucionar con la fuente w(t) el cual producirá un pulso agudo d(t). De esta forma al actuar I(t) sobre s(t), obtendremos r(t).

$$I(t) * w(t) = \delta(t) \tag{4}$$

$$I(t) * s(t) = r(t) \tag{5}$$

Con este proceso se comprime la ondícula procedente de la fuente, aumentando así la resolución temporal (Yilmaz, 1987).

Para seleccionar las partes de los registros donde se aplicó la deconvolución, se tuvo que llevar a cabo la autocorrelación de los sismogramas (autocorrelograma) (Figura 13a y b). Los autocorrelogramas son diagramas gráficos de ondículas de fase cero y simétricas. Son una excelente herramienta para detectar reverberaciones y múltiples en la traza sísmica. Con estos se consigue separar las componentes periódicas (debidas a la fuente) de las no periódicas, las cuales se atribuyen al efecto supuestamente aleatorio de los reflectores del subsuelo.

Las componentes periódicas que se identifican en un autocorrelograma también pueden ser debidas a las múltiples. Éstas son eventos sísmicos que han sufrido más de una reflexión. Son registradas con igual frecuencia, pero menor amplitud y un tiempo de retardo mayor que la onda que incidió primero (Sheriff y Geldart, 1995). Al tratarse también de componentes periódicas, pueden ser atenuadas durante este proceso.

Para nuestro trabajo se utilizó la deconvolución predictiva, la cual se utiliza para detectar ruidos coherentes como múltiples, reverberaciones, entre otros y poder atenuarlos. La distancia de predicción seleccionada fue de 8 ms y la longitud del operador fue de 165 ms (Figura 13a). La deconvolución solamente se aplicó para eliminar las reverberaciones de la fuente.

2.5.7. Divergencia esférica

Las señales sísmicas sufren una atenuación a medida que se propagan por el interior de la Tierra debido fundamentalmente a dos factores: divergencia esférica y absorción de la energía.

La divergencia esférica es un fenómeno físico causado por el aumento paulatino del tamaño de los frentes de onda (esféricos) a medida que éstos se alejan de la



Figura 13. Deconvolución. (a) y (c) Autocorrelograma y registro sísmico en el que no se ha atenuado el efecto de las reverberaciones de la fuente. (b) y (d) Autocorrelograma y registro sísmico con deconvolución predictiva aplicada. La señal sísmica fue comprimida y por tanto se mejora la resolución vertical del registro sísmico.

fuente. Esto ocasiona que se registre una amplitud de la señal cada vez más débil en los receptores más retirados (a mayor *offset*) y para señales que han viajado a mayor profundidad. Para recuperar o minimizar esta pérdida radial de la amplitud, los datos deben ser corregidos. Para un medio homogéneo (de velocidad constante), la amplitud de la onda decae 1/r, donde r es el radio del frente de onda (McQuillin *et al.*, 1984). En el caso de un medio estratificado la amplitud decrece como $1/V_{RMS}^2$ (t) * t (Newman, 1973), donde t es el tiempo doble y V_{RMS}^2 (t) es la velocidad cuadrática media. Por tanto, es necesario realizar una primera estimación de las velocidades de cada zona al aplicar la función que compense el efecto de la atenuación sufrida.

Debido a que en esta etapa del procesado sísmico (etapa pre-apilamiento) se desconocían las velocidades del terreno, la corrección inicial se efectuó empleando una velocidad de 1500 m/s, que corresponde a una velocidad de las ondas P en el agua. En la etapa del análisis de velocidad (sección 2.6.2) se obtuvo un modelo de velocidades RMS propias del medio, las cuales se utilizaron en una segunda corrección para mejorar el efecto de divergencia esférica.

2.6. Apilamiento

2.6.1. Ordenamiento de trazas por CDP

Las trazas de los distintos registros de campos deben ser agrupadas en función del punto de reflexión en el subsuelo, esto es, reunir las trazas correspondientes a una misma serie vertical de puntos de reflejo común (CDP) aunque pertenezcan a distintos puntos de tiro (fuente) y receptor.

El CDP se supone, por simplicidad, como la proyección vertical del CMP (*Common Mid Point* o Punto Medio Común) en el caso ideal de capas planas, horizontales y homogéneas (Yilmaz, 1987).

Geométricamente, el espaciado entre CMPs es la mitad del espaciado entre geófonos. Los gráficos de las reflexiones en estos grupos de CDP también poseen trayectorias hiperbólicas. Estas se originan por el creciente distanciamiento X que se refleja en un mayor tiempo de tránsito t. (Figura 14).



Figura 14. Arreglo de trazas sísmicas de un CDP para un reflector plano. A la derecha se puede observar la forma hiperbólica de las trazas debido al incremento en la distancia X y el tiempo de viaje t (Tomada de Sánchez-García (2013)).

De esta manera, todas las trazas pertenecientes a un mismo punto reflector dan información de las mismas características reflectivas y, por tanto, podrán sumarse para obtener una traza resultante (traza CDP) que posee una mejor relación señal/ruido. Para poder realizar esta suma, antes se tiene que realizar la corrección NMO (*Normal MoveOut*) mediante un análisis de velocidad con el que se puede corregir la curvatura de las hipérbolas. Dicho procedimiento se explica en la sección 2.6.3.

2.6.2. Análisis de velocidad

Como se vio en la sección anterior, las reflexiones de cada CDP están representadas por una función hiperbólica que describe el tiempo t(x) que tarda la señal desde la fuente hasta el receptor. Cada hipérbola corresponde a una reflexión y tendrá por características t (0) V_{RMS} . Para hacer la corrección NMO se necesita buscar esa velocidad RMS (Figura 15). Con esto se consigue que los reflectores queden "aplanados", simulando que las trazas fueron tomadas a un *offset* cero (donde la señal viaja verticalmente) y poder sumarlas. Mediante el análisis de velocidad se obtuvieron dichas velocidades.



Velocidades de apilamiento (RMS) L3

Figura 15. Campo de velocidades RMS de la sección L3 realizado con el método de semblanza.

Existen diversos métodos que permiten realizar el proceso del análisis de velocidad. El que fue utilizado para nuestros datos fue el método de espectro de semblanza. Este método está basado en la correlación cruzada de las trazas de un CDP (Yilmaz, 2001). Los gráficos resultantes fueron una serie de máximos y mínimos que se disponen como isolíneas de igual semblanza o "semejanza" (Figura 16). El objetivo de esta gráfica fue el de localizar las zonas de valor máximo de semblanza, que representan a aquellos reflectores con un mayor contraste de horizontalidad.

En esta parte se tuvo especial cuidado de seleccionar la semblanza de los reflectores primarios y descartar la semblanza de las reflexiones múltiples, ya que ambos pueden mostrar un valor alto de semblanza. La diferencia radica en que tienen una localización en tiempo doble (múltiples), y que la velocidad de las múltiples es mucho menor que la del reflector primario (cuando se tienen múltiples con profundidad similar en tiempo a las reflexiones primarias).



Figura 16. Análisis de velocidad por método del espectro de semblanza. (a) CDP al cual se le realiza el análisis. (b) Espectro de semblanza que muestra las velocidades de apilamiento. La línea negra indica la tendencia de las velocidades para la corrección NMO, y en el recuadro negro las velocidades correspondientes a señales de múltiples. (c) CDP con corrección NMO a partir de las velocidades picadas.

2.6.3. Corrección NMO (Normal MoveOut)

Las correcciones dinámicas resuelven las diferencias en el tiempo que hay en las trazas sísmicas que forman parte de un CDP debido a las distintas distancias que existen entre fuente y receptor. Esto permite que todas las trazas sean equivalentes, y por tanto poder sumarlas (*stack*).

De una manera simple, con este proceso equivaldría a lo que obtendríamos si la distancia entre fuente y receptor fuera nula, es decir, la fuente y el receptor en el mismo punto (Figura 17) (Yilmaz, 2001).



Figura 17. Corrección por NMO y apilamiento (Tomada de Montoya-Valenzuela (2014)).

Esta corrección utilizó el modelo de velocidades estimado en el análisis de velocidad. Si el modelo es correcto, los registros resultantes tendrán todos los reflectores horizontales (considerando capas planas). Si el reflector calculado mantiene una hipérbola cóncava hacia abajo, indica que la velocidad aplicada fue alta; si se trata de una hipérbola hacia arriba, significa que la velocidad aplicada fue baja. Al hacer esta corrección, las reflexiones múltiples, que tienen una desviación mayor que las reflexiones primarias no serán corregidas completamente al no quedar alineadas, y por lo tanto se atenúan al ser sumadas.

2.6.4. Apilamiento (stack)

Una vez que las trazas fueron corregidas por efecto de NMO, se procedió a sumar todas aquellas que pertenecen a un mismo CDP. Con esta suma se consiguió amplificar la señal coherente y disminuir el ruido. Las hipérbolas que representan múltiples fueron sobre-corregidas, y por lo tanto las múltiples fueron atenuadas al apilar las trazas. En esta parte del proceso se obtiene la primera sección sísmica, aunque no la definitiva.

2.7. Post-Apilamiento

2.7.1. Divergencia esférica

Se realizó nuevamente la corrección por divergencia esférica a partir del modelo de velocidades RMS que se obtuvo con el análisis de velocidad, ya que la primera corección realizada fue para un medio de velocidad constante ($Vp_{agua} = 1500 \text{ m/s}$).

2.7.2. Migración

La 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 reubicar esta energía a su posición verdadera y para ello se provoca el colapso de estas difracciones actuando en sentido opuesto (Teixidó, 2000).

La migración apropiada también colapsa las difracciones de fuentes secundarias tales como terminaciones de un reflector contra fallas. Asimismo, los anticlinales se estrechan mientras que los sinclinales se ensanchan, y se efectúa una corrección de echados (Figura 18).



Figura 18. Proceso de migración. A) Durante el procesamiento sísmico, la migración ajusta la ubicación de los eventos en las trazas sísmicas para compensar por reflectores inclinados. B) Sobremigración y submigración de hipérbolas producto de una velocidad inadecuada. C)Un sinclinal puede aparecer como un "nudo de corbata" en una sección apilada. Este efecto se corregirá con la migración apropiada de los datos sísmicos (Tomada de Requena-Gonzalez (2006)).

Existen diferentes algoritmos para llevar a cabo la migración y la precisión resultante va depender de cual apliquemos, de la calidad del modelo de velocidad que se utilice y de la calidad de los datos que se procesan. Entre los principales algoritmos de migración se encuentra la migración de Kirchhoff, el cual 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.

Para nuestros datos utilizamos el algoritmo de migración de Stolt (Stolt, 1978), el cual transformó los datos a un pseudo-dominio de profundidad para aproximar a una velocidad constante de la tierra, luego reubicó la energía en el dominio de la frecuencia-número de onda filtrando la velocidad de conversión. La migración mueve cada uno de esos puntos, llevándolos al lugar de donde en realidad proviene tal energía. Posteriormente los datos son de nuevo convertidos al dominio del tiempo y colocados en el lugar de donde en realidad proviene la energía.

Normalmente para migrar, se aplican velocidades de un 5 a 10 inferiores a las velocidades de NMO. Hay que tener cuidado en no sobremigrar la imagen, si esto ocurre aparecen las denominadas "*smiles*", que son ruidos con formas cóncavas hacia arriba. Estas sonrisas son muy comunes en los bordes, debido a que falta parte de la energía que se necesita para colapsar la difracción, además zonas puntuales de ruido también producen sonrisas.

En este trabajo sólo fue realizada la migración en tiempo. Esto se debe a que no se cuenta con datos de velocidad de pozos en la zona de estudio, con lo cual permita hacer una migración o conversión a profundidad con suficiente confiabilidad. Todas las velocidades a las que se hicieron referencia en este capítulo se refieren a velocidades de procesado sísmico, las cuales no se tienen que confundir con las velocidades propias del terreno.

2.7.3. Filtrado de frecuencias

Una vez concluida todas las etapas del procesamiento sísmico, fue conveniente aplicar un segundo filtrado de frecuencias, esto con el fin de eliminar ruido que pudo ser añadido a nuestros datos por las distintas etapas anteriores del procesamiento (deconvolución, apilado, migración). Se aplicó un filtro pasa banda trapezoidal en el mismo rango de frecuencias que el primer filtro aplicado en nuestros datos (23-28 y 175-195 Hz).

2.7.4. Top mute

Uno de los procesos finales fue el de eliminar el ruido presente en datos marinos que se encuentra por encima del reflector del fondo marino. Este proceso fue aplicado a todas nuestras secciones sísmicas. En la figura 19 se puede apreciar el resultado final de una de las secciones sísmicas.



Figura 19. Top mute aplicado a una sección sísmica migrada.

2.8. Resolución sísmica

La resolución sísmica trata de la mínima separación que deba haber entre rasgos geológicos los cuales se puedan identificar como características separadas en lugar de una sola. Es uno de los aspectos más importantes para la interpretación de las secciones sísmicas, la cual involucra dos conceptos primordiales: la resolución sísmica vertical y resolución sísmica horizontal.

2.8.1. Resolución sísmica vertical

Se refiere a la capacidad de distinguir dos eventos sísmicos cercanos que producen dos reflexiones discretas y que representan niveles de profundidad distintos. En otras palabras, es la menor distancia vertical entre dos interfaces litológicas (cima y base).

La resolución sísmica vertical está dada por la siguiente ecuación:

$$R_V = \frac{V}{Nf} \tag{6}$$

donde:

v = velocidad del medio (m/s)

N = 4 (criterio de Rayleigh)

f = frecuencia sísmica (Hz)

El criterio de Rayleigh establece que el límite de resolución es de un 1/4 de la longitud de onda dominante (Sheriff y Geldart, 1995). Con base en esto, la resolución sísmica vertical máxima para las secciones sísmicas procesadas es de \sim 2 m.

2.8.2. Resolución sísmica horizontal

La resolución sísmica horizontal se refiere a la habilidad de reconocer dos rasgos desplazados lateralmente como dos eventos contiguos bien definidos en lugar de uno (Chopra *et al.*, 2006). La zona de Fresnel es una medida de la resolución lateral, en donde dos puntos reflectores que caigan dentro de esta zona son considerados indistinguibles. Depende de la longitud de onda (λ) y también de la frecuencia. A altas frecuencias la zona de Fresnel es estrecha y es mejor la resolución.

La resolución sísmica horizontal está dada por la siguiente ecuación:

$$R_H \approx \sqrt{\frac{Z\lambda}{2}} \tag{7}$$

donde:

Z = Profundidad (m)

 λ = Longitud de onda (m)

Por lo que la resolución sísmica horizontal máxima en nuestras secciones sísmicas es de \sim 60 m.

2.9. Interpretación sísmica

De acuerdo a Sheriff y Geldart (1995), en la interpretación sísmica, se supone generalmente que:

- Los eventos coherentes vistos en secciones sísmicas son reflexiones provenientes de contrastes de impedancia acústica en la Tierra.
- 2. Que estos contrastes están asociados con estratificaciones que representan la estructura geológica.
- Que el detalle sísmico (amplitud, forma de onda, etc.) está relacionado con el detalle geológico, es decir, a la estratigrafía y la naturaleza de los fluidos intersticiales.

Los atributos que se vinculan más facilmente con la litología son la amplitud de la reflexión, la polaridad, la continuidad y el espaciamiento o la frecuencia (Figura 20). Hay que tener cuidado cuando se utiliza el análisis de características de reflexión, ya que tanto el procesamiento y el ruido pueden crear peligros potenciales (Badley, 1985).



Figura 20. Atributos de reflexión: Continuidad, Amplitud, Frecuencia (Modificado de Badley (1985)).

2.9.1. Amplitud de reflexión

La amplitud es la altura de un pico de reflexión sísmica (o valle) y depende del coeficiente de reflexión. Con frecuencia, las amplitudes de las secciones sísmicas suelen balancearse con el objetivo de que sea mas fácil la interpretación de secciones sísmicas.

Sin embargo, esto hace que en muchos casos ya no sea posible determinar la fuerza relativa de los coeficientes de reflexión. No obstante, cuando las amplitudes pueden ser diferenciadas, se utilizan los términos de clasificación de alta, media y baja (Figura 20). Cambios verticales en amplitud se pueden utilizar para ayudar a localizar discordancias, mientras que los cambios laterales se pueden usar para ayudar a distinguir facies sísmicas (Badley, 1985).

2.9.2. Continuidad de reflexiones

La continuidad en las reflexiones describe la persistencia lateral de una reflexión. Una reflexión discontinua es una donde un alineamiento es evidente, pero las partes continuas de las reflexiones están separadas por un desfase. Los desfases pueden ser tan pequeños como dos o tres trazas. Una reflexión continua mantiene su carácter en una distancia apreciable (sean varios kilómetros). La continuidad se clasifica a partir de muy continua a muy discontinua (Figura 20). La continuidad puede ser interpretada en términos geológicos como los cambios laterales en la impedancia acústica y por lo tanto en la litología. Los reflectores discontinuos son, por lo tanto, característicos de ambientes donde la firma distintiva es el rápido cambio de facies lateral (por ejemplo, ambientes aluviales, fluviales). Los reflectores continuos son característicos de ambientes de depósito, donde las condiciones uniformes son lateralmente extensas (Badley, 1985).

2.10. Estratigrafía sísmica

La estratigrafía sísmica nos permite subdividir, correlacionar y mapear la estratigrafía de las rocas sedimentarias. Bally (1987) indica que las secuencias depositacionales y sistemas encadenados poseen patrones de estratificación y litofacies predecibles, lo que permite establecer un marco de correlación cronoestratigrafíca con base en criterios físicos.

Una secuencia sísmica es una serie de reflexiones truncadas tanto en la cima como en la base por superficies discontinuas, marcadas por las terminaciones de las reflexiones interpretadas como discordancias (Figura 21).

Algunas de las nomenclaturas de terminaciones estratigráficas son las siguientes:

Discordancia.- Es la relación geométrica entre dos unidades estratigráficas en la que no existe paralelismo entre los estratos infra y suprayacentes, y la superficie de interrupción es una superficie de erosión.



Figura 21. Nomenclatura de terminaciones estratigráficas que pueden ser identificadas en secciones sísmicas (Modificada de Vail *et al.* (1977)).

Downlap.- Es el solapamiento de los reflectores contra una superficie sísmica infrayacente que marca la base del paquete sísmico cuando el buzamiento de la superficie es menor que el de los estratos suprayacentes. Esta terminación se encuentra comúnmente en la base de las clinoformes y generalmente representa progradación del margen de la cuenca hacia aguas más profundas (marinas o lacustres).

Offlap.- Es el desplazamiento progresivo hacia el interior de la cuenca de las terminaciones de las unidades estratigráficas (Reguant et al., 1975).

Onlap.- Solapamiento. Es el solapamiento de los reflectores contra una superficie sísmica infrayacente, cuando el buzamiento de la superficie es mayor que el de los estratos suprayacentes.

2.11. Identificación de actividad magmática

El registro de la actividad magmática se puede presentar principalmente en tres formas: 1) edificios volcánicos, 2) depósitos volcanoclásticos y 3) *sills*. A continuación se describen de manera general las características de cada evento.

2.11.1. Identificación de edificios volcánicos

En líneas sísmicas, los edificios volcánicos se observan como elevaciones abruptas sobre el fondo marino que presentan reflexiones internas caóticas. Generalmente la cima de estos edificios tiene una reflexión de alta amplitud. En ocasiones, estos cuerpos pueden estar enterrados por sedimentos y se distinguen de un cuerpo intrusivo por la relación *onlap* que tienen con los sedimentos sobreyacentes (Badley, 1985).

2.11.2. Identificación de depósitos volcanoclásticos

Estos depósitos son difíciles de identificar en líneas sísmicas porque pueden presentar características parecidas a depósitos sedimentarios (Badley, 1985). Generalmente, los depósitos volcanoclásticos se caracterizan por tener reflexiones de alta amplitud, una cima rugosa o plana, reflexiones internas caóticas y pueden tener una geometría de montículo o estar de manera concordante con la secuencia sedimentaria (Planke *et al.*, 1999; Berndt *et al.*, 2000, 2001). Su identificación es más confiable si se observa una relación directa con un edificio volcánico (Badley, 1985).

2.11.3. Identificación de sills

Los *sills* se identifican por ser reflexiones de alta amplitud y tener una relación discordante o concordante con los sedimentos encajonantes (Badley, 1985; Planke *et al.*, 2005). Normalmente, los *sills* presentan terminaciones abruptas y pueden tener cima plana o rugosa, la cual puede ser continua o escalonada (Planke *et al.*, 2005; Miles y Cartwright, 2010). De igual forma pueden presentar forma de plato, los cuales tienen un segmento interno plano, segmentos laterales transgresivos y segmentos externos planos (Chevallier y Woodford, 1999).

Bajo estas estructuras aparecen zonas poco iluminadas (Smallwood y Maresh, 2002; Rocchi *et al.*, 2007). Este es un efecto normal debido al gran contraste de impedancias entre el *sill* y la roca encajonante ya que suele reflejar gran cantidad de energía (Trude *et al.*, 2003). La intrusión de *sills* generalmente ocasiona deformación de los estratos sobreyacentes y también produce la expulsión de fluidos debido al calentamiento que origina en la roca encajonante (Planke *et al.*, 2005).

Capítulo 3. Resultados

Se presenta la interpretación general de las secciones sísmicas procesadas para este trabajo. La interpretación se realizó con el software OpendTect de código abierto. Esta se basó en la identificación, configuración y descripción de rasgos estructurales y estratigráficos de cada una de las secciones sísmicas.

Posteriormente se correlacionaron las principales estructuras submarinas, se determinó la configuración del basamento acústico y se mapearon sismoreflectores característicos que definen secuencias sedimentarias. Se finalizó con mapas de los horizontes sismoestratigráficos interpretados y el espesor de la cubierta sedimentaria.

La interpretación se realizó sobre secciones sísmicas migrados en tiempo doble de viaje (TDDV) en milisegundos. Debido a que no se cuenta con pozos en la zona que proporcionen información sobre velocidades exactas del medio, no fue realizada una conversión de las secciones a profundidad. No obstante, se estiman profundidades y espesores basados en los valores de velocidad obtenidos durante el procesamiento de datos.

3.1. Secciones sísmicas

La interpretación se realizó en 10 secciones sísmicas (L1, L2, L3, L4, L5, L6, L7a, L7b, L8, L9). Su descripción se clasifica y ordena de acuerdo a la dirección en que fueron adquiridas. Las secciones con orientación SW-NE corresponde a las lineas L1, L6, L2, L7a, L7b, L3 y L8 de norte a sur, donde L8 presenta orientación SSW-NNE. Las secciones con orientación NW-SE corresponde a las lineas L9, L5 y L4. La linea L4 presenta una orientación de NWW-SEE.

Cabe mencionar que hay características sísmicas y estructurales en las secciones sísmicas que se repiten entre ellas, por lo que nos limitaremos a hacer mención de ellas una vez que ya se hayan descrito en una sección sísmica anterior.

3.1.1. Sección sísmica L1

La sección sísmica L1 tiene una orientación de N61.6°E y una longitud aproximada de 30.2 km (Figura 22).

En la parte oeste de la sección se distinguen reflectores que presentan amplitud alta y continuidad lateral que buzan en dirección este. Se tiene buena resolución de reflectores coherentes en profundidad hasta los 1600 ms aproximadamente. A profundidades mayores a 1600 ms se tiene la presencia de algunos reflectores asociados a múltiples. A partir del CDP 270 y hasta el CDP 4860 se presenta una disminución relativa en la amplitud de los reflectores sísmicos. Esto se debe a problemas instrumentales de la fuente sísmica (cañón de aire). Parte de este efecto produce amplitudes bajas de reflectores en profundidades mayores a ~1200 ms.

Entre los CDP 1200 y 2100 se identifica un monte submarino, el cual en su cima presenta reflectores de muy alta amplitud. Por debajo de los primeros reflectores se tiene reflexiones caóticos de baja amplitud. Esta estructura submarina de origen volcánico corresponde al Alto Vírgenes (AV), el cual se encuentra reportado en la literatura (por ejemplo Fabriol *et al.* (1999), Delgado-Argote (2000) y Díaz-López (2017)). Hacia el oeste del AV, aproximadamente a 1.2 km de distancia (CDP 1050) se presenta un cuerpo intrusivo que corta una secuencia de reflectores sísmicos. Entre la ubicación del cuerpo intrusivo y el AV se tiene una pequeña depresión o foso denominado *moat*, mientras que en la parte este del AV se identifican en la superficie del fondo marino canales de erosión (o *erosional scar*).

Hacia la porción este del AV, los reflectores sísmicos presentan terminaciones *onlap*. Así mismo, el espesor de la secuencia sedimentaria aumenta gradualmente en dirección W-E hasta el CDP 3700. Después de este CDP, y hasta llegar al CDP 4860, el espesor sedimentario se mantiene casi constante.

En la parte este de la sección se interpretaron 2 sismoreflectores característicos denominados R1 y R2. El reflector R1 (linea en color rojo) esta definido como la cima de un limite de secuencia estratigráfico que marca el final en tiempo geológico del ascenso del AV. Por debajo de R1, los reflectores presentan una terminación *toplap* asociandose a una discordancia angular. La secuencia sedimentaria que sobreyace al

reflector R1 presenta reflectores continuos y paralelos sin deformación, lo que sugiere que los sedimentos fueron depositados posterior al ascenso del AV.

El reflector R2 (linea en color cian) se localiza aproximadamente a 100 ms por debajo del fondo marino. Se presenta como un reflector bastante continuo de amplitud alta y se localiza a partir del CDP 3550 y hasta el CDP 4860. En su parte inicial (CDP 3550) muestra una curvatura que corta varios reflectores de la secuencia sedimentaria. Por debajo de R2, la amplitud de los reflectores se ve disminuida, produciendo una zona de baja amplitud sísmica. Esta respuesta sísmica se asocia a la presencia de fluidos en los sedimentos marinos que reflejan la mayor parte de la energía sísmica por el alto contraste de impedancia acústica y por absorción de energía sísmica.

Se interpretó el basamento acústico como un reflector irregular de amplitud muy alta (linea en color amarillo). Se presenta como el límite entre los reflectores sísmicos coherentes y la zona donde se pierde la señal sísmica (zona de reflexiones caóticas y de baja amplitud). Se localiza a profundidades en el lado oeste de ~1600 ms; posteriormente disminuye su profundidad en el AV y vuelve a profundizar gradualmente desde los ~1200 ms hasta los ~2900 ms hacia la porción este (entre los CDP 2100 y 4860). Se mapeó de manera consistente el basamento entre los CDP 1000 a 3600. Sin embargo, en los CDP 80 al 1000 y del CDP 3600 al 4860 no se tiene una buena resolución, por lo que su profundidad hacia esta parte de la sección se interpreta de manera inferida con apoyo de trabajos previos (por ejemplo Fabriol *et al.* (1999); Delgado-Argote (2000)).

En el perfil solo se observa una falla geológica de tipo normal con caída al este que aparentemente corta parte del basamento acústico y reflectores inferiores a R1. Esta falla se localiza entre los CDP 3400 y 3450 y presenta desplazamiento vertical evidente.





3.1.2. Sección sísmica L6

La sección sísmica L6 tiene una orientación de N54.6°E y una longitud aproximada de 33.9 km (Figura 23).

Se tiene una zona comprendida entre los CDP 5510 y 1400 donde la amplitud de los reflectores se ve disminuida por efecto de la fuente sísmica; solo la porción comprendida entre los CDP 1400 y 110 presenta una mayor amplitud. Se presenta un buzamiento de los reflectores en dirección este. Hacia el CDP 4850 se interrumpe la continuidad en amplitudes de la secuencia sedimentaria por la presencia de un campo de lavas que refleja la mayor parte de la energía sísmica, aunque posiblemente se deba también a presencia de fluidos. Este reflector característico se mapeó como horizonte R3 (linea en color anaranjado). La "zona de sombra" asociada a R3 termina hacia el CDP 4300. A partir de ahí los reflectores pierden buzamiento hasta interceptar con el Monte Reforma (MR), donde ya se encuentran de manera casi horizontal. Se mapeó un horizonte sísmico R4 (linea en color verde) que corresponde a un limite de secuencia donde la unidad superior presenta un comportamiento con terminaciones *onlap*.

El reflector interpretado como basamento acústico se aprecia de manera mas clara en el inicio de la sección (parte oeste) hasta llegar al CDP 5000, donde se pierde su continuidad por la zona de sombra. Posterior a esta zona, se vuelve a apreciar hasta encontrarse con el MR.

La presencia del *moat* en la parte oeste del MR abarca en esta sección una extensión de aproximadamente 2.2 km, la cual es mayor en comparación con en *moat* presente en la sección L1. Para la parte este del MR, solo se identifica un canal de erosión y la continuación de depósitos sedimentarios con terminación tipo *onlap* en el edificio volcánico, cuyo espesor aumenta de forma gradual en dirección W-E.

El reflector R1 que está definido como el limite de secuencia de una discordancia angular, presenta una superficie de erosión de longitud menor a la que se presenta en la sección L1. Con esto, a partir del CDP 1200 la secuencia sedimentaria mantiene un espesor mayormente constante hacia la parte este de la sección. En esta zona el basamento acústico logra apreciarse de manera casi continua, siendo en algunas partes interrumpido por la perdida de amplitud en la señal sísmica. Su profundidad va desde los ~2300 ms en el CDP 1700, hasta alcanzar los ~2800 ms al final de la sección. El horizonte R2 presenta un patrón de curvatura inicial en el CDP 1400 y se localiza de igual forma a ~100 ms por debajo del fondo marino, extendiendose hasta el final de la linea. La zona de baja amplitud que produce R2 es mucho menor que en L1, pero es distinguible un cambio lateral en las sismofacies posterior al CDP 1200 que es correlacionable con el efecto de fluidos en los sedimentos.

En este perfil no se logra apreciar la presencia de fallas geológicas.





3.1.3. Sección sísmica L2

La sección sísmica L2 tiene una orientación de N43.4°E y una longitud aproximada de 44.3 km (Figura 24).

De manera similar a las secciones L1 y L6, el basamento acústico no se logra apreciar de forma evidente hacia la parte oeste de la sección. Para la parte inicial de la sección (lado oeste entre los CDP 7130 al 6600) los reflectores sísmicos son muy continuos y con una amplitud alta, mostrando una caída hacia el este. También se aprecia el basamento acústico a los ~1500 ms. Después del CDP 6600 aparece la zona de sombra abarcando una extensión lateral de ~11.2 km, una extensión mayor que la que se encuentra presente en L6. La cima de la zona de sombra mapeada como R3, presenta características de reflectores con sismofacies caóticas y de alta amplitud. En el CDP 4850, el fondo marino presenta algunas deformaciones que se pueden deber a un campo de lavas en la zona. El mismo campo de lavas es el que se extiende en toda la región de la zona de sombra, impidiendo ver reflectores por debajo de este. Otro factor atribuible es la presencia de fluidos en la zona, que ocasione baja amplitud sísmica. Por debajo de la zona de sombra, a partir de los ~1500 ms entre los CDP 6600 y 4600, se distinguen reflectores asociados a múltiples.

El monte submarino presente en esta sección corresponde al Monte Reforma (MR), reportado por Díaz-López (2017). Este presenta una morfología diferente al Alto Vírgenes, tal como una cima menos redondeada y con pendientes mayores. Presenta características sísmicas similares al AV como reflexiones de amplitud alta en la cima y reflexiones caóticas de baja amplitud en su interior.

La zona correspondiente al *moat* tiene una extensión mayor en la ubicación de esta sección, evidenciando además la formación de otro *moat* en el lado este del Monte Reforma. Los reflectores de la secuencia sedimentaria en la parte este del MR presentan terminaciones *onlap*. La región que comprende la discordancia angular, denotada por R1 tiene una extensión mucho menor que en L1 y L6. A partir del CDP 2800 los sedimentos mantienen un espesor muy constante (~750 ms) que profundiza en la dirección W-E. Los sedimentos que sobreyacen a R1 se encuentran de manera horizontal en la parte cercana al MR y a partir del CDP 3200 adquieren una pendiente en dirección este. En ambos flancos del MR, los depósitos sedimentarios están controlados por acción de corrientes de fondo (*bottom currents*). Por debajo de R1 la terminación de los reflectores es de tipo *toplap*.

Se identifica el basamento acústico desde la ubicación del MR y hasta el CDP 1000 con profundidades de ~1500 a ~3000 ms en dirección este. A partir de este punto y hasta el CDP 120 no es posible distinguir el basamento acústico por la disminución en la amplitud de la energía sísmica. Además, este efecto ocasiona bajas amplitudes en los reflectores.

La zona de baja amplitud que es delimitada en la parte superior por R2 asociada a fluidos también presenta una curvatura inicial en el CDP 2800, manteniéndose a una profundidad aproximada de 100 ms por debajo del fondo marino. En el perfil no se aprecian fallas geológicas.





3.1.4. Sección sísmica L7a

La sección sísmica L7a tiene una orientación de N49.8°E y una longitud aproximada de 25.5 km (Figura 25).

Para esta sección cabe recordar que parte de la información correspondiente a las lineas L7a y L7b se empalma (CDP 1 a 1400 en L7a y CDP 1600 a 2300 en L7b), ya que fue dividida en 2 transectos durante su adquisición. La parte inicial de L7a (lado oeste) corresponde al extremo este de la linea L7b.

En el fondo marino se presentan estructuras que se asemejan a ventilas hidrotermales. Su característica principal es la forma dómica o "forma de ojo". Se encuentran presentes entre los CDP 1200 y 2000. Díaz-López (2017) identifica mediante datos de ecosonda dichas estructuras; de esta manera se descarta la posibilidad de que sean producto de artificios generados por el procesado sísmico. Entre los CDP 1 y 1000 debajo de los primeros 50 ms, se caracteriza por la presencia de reflectores de alta amplitud y sismofacies caóticas que se asocian al campo de lavas presente a lo largo de la porción oeste de la zona de estudio (también presentes el las secciones L6 y L2). Se mapeó la cima de los reflectores como R3.

Por debajo de la ubicación de las ventilas hidrotermales se aprecian algunos reflectores de sedimentos marinos. Partes del basamento acústico se presenta a partir del CDP 1450, continuando hasta el CDP 4200 a una profundidad de ~2150 ms de manera discontinua.

El reflector R2 se encuentra a partir del CDP 2250, con características sísmicas similares a las secciones descritas anteriormente. También se encuentra presente a lo largo de toda la sección reflexiones de múltiples, a una profundidad entre los 2000 y 3500 ms aproximadamente.





3.1.5. Sección sísmica L7b

La sección sísmica L7b tiene una orientación de N49.8°E y una longitud aproximada de 14.8 km (Figura 26).

En esta sección se presenta un rasgo geomorfológico con forma de depresión y que tiene un desnivel de aproximadamente 200 ms. Díaz-López (2017) reporta este rasgo como Cañón Submarino Basaldúo.

Hacia la parte este del cañón, la secuencia sedimentaria no se logra apreciar de manera clara por una baja amplitud de la fuente sísmica (entre los CDP 105 y 650). Para el CDP 650 se encuentra presente el inicio del campo de lavas caracterizado por sismofacies caóticas en su cima y una baja amplitud por debajo del reflector. Aquí se infiere que los procesos del reflejo de la energía y la atenuación por las condiciones del medio provocan una muy baja presencia de reflectores sísmicos por debajo del horizonte R3.

Se aprecian reflexiones múltiples que se encuentran por debajo de los ~1800 ms. El basamento acústico no logra apreciarse en esta sección, pero en su identificación se realizó un mapeo con base en la profundidad establecida en la sección L7a, la cual se empalma con una parte de esta sección. También se utilizaron marcadores que representan la intersección de los horizontes interpretados en otras secciones sísmicas.

Las ventilas presentes en esta sección corresponden a las mismas que se encuentran presentes en la sección L7a.





3.1.6. Sección sísmica L3

La sección sísmica L3 tiene una orientación de N61°E y una longitud aproximada de 36.2 km (Figura 27).

En la parte oeste se alcanza a distinguir una parte de lo que corresponde al Cañón Submarino Basaldúo. Hacia el lado este del cañón los reflectores que corresponden a sedimentos presentan sismofacies continuas y semicaóticas, encontrándose una zona de vació acústico a los ~1500 ms. Se identifica en esta porción el basamento a los ~1850 ms.

EL Monte Amet (MA), identificado por Díaz-López (2017), es otro edificio volcánico conformado por dos altos topográficos que cortan parte de la sedimentación marina entre los CDP 600 y 1400. Los sedimentos someros que flanquean la parte este del MA presenta características de sedimentación asociados a corrientes de fondo que controlan los procesos de depositación. Debido a esto, la deformación presente no puede asociarse de manera precisa con algún horizonte que represente al tiempo geológico en el cual cesa la deformación asociada al ascenso del edificio volcánico. La terminación estratigráfica de los reflectores presente es de tipo *onlap*.

Entre los CDP 2400 y 5200, correspondientes a la ubicación hacia el norte de Isla Tortuga, se interpreta una secuencia de material volcánico que se extiende aproximadamente 16 km. Esta secuencia se caracteriza por reflectores caóticos de amplitud alta en relación con los sedimentos marinos de la zona. Su espesor alcanza entre 200 y 300 ms y en algunas zonas se intercala con sedimentos. Los reflectores sedimentarios mas recientes que sobreyacen al depósito volcánico se depositan con un patrón de ondulación. Se interpreta de acuerdo a Batiza (1978), que la actividad ígnea presente en esta sección pudo haberse originado por actividad reciente de la isla que fluyó aproximadamente 10 km hacia el norte.

El basamento acústico no logra apreciarse de manera clara, salvo en los flancos del MA y al final de la sección en la parte este.




3.1.7. Sección sísmica L8

La sección sísmica L8 tiene una orientación de N45.7°E y una longitud aproximada de 23.8 km (Figura 28).

De manera similar a la sección L3, localizado entre los CDP 3200 y 2600, se encuentra el Cañón Submarino Basaldúo. En la ubicación del CDP 3700, a los ~1800 ms se presenta una zona de baja amplitud (vacío acústico) dentro de la secuencia sedimentaria interpretada como una posible zona con presencia de gas. Ahí mismo se pierde la resolución del basamento acústico, localizado a los extremos del vacío acústico a una profundidad de ~2100 ms.

Hacia el este del Cañón Basaldúo se puede observar el Monte Amet al igual que en perfil anterior. En la parte este del MA, los reflectores sísmicos mantienen su espesor a lo largo de la sección y tienden a profundizarse ligeramente hacia el este. Entre los CDP 3500 y 2300 los sedimentos presentan deformación producto del ascenso del MA.

De la misma manera que en L3, no se identifica de forma precisa un horizonte sísmico que se relacione con el tiempo geológico asociado al ascenso del MA. La terminación estratigráfica en ambos flancos del Monte Amet es de tipo *onlap*. A partir del CDP 1650 se presenta un cambio lateral de facies sísmicas caracterizado por reflectores de menor amplitud. Aquí, como en secciones anteriores, se interpreta una zona con presencia de fluidos, denotada por el horizonte R2.

En general, el basamento acústico logró mapearse de buena forma, salvo en zonas donde se presentan bajas amplitudes por atenuación y por una baja energía sísmica (entre los CDP 1000 y 1).





3.1.8. Sección sísmica L9

La sección sísmica L9 tiene una orientación de N44.3°W y una longitud aproximada de 33.6 km (Figura 29).

Esta sección llama mucho la atención por la ausencia de reflectores sísmicos en una gran parte de esta. La morfología de la zona a lo largo del transecto es de carácter dómico. El rasgo más sobresaliente de esta sección es el campo de lavas que también se encuentra presente en las secciones L6, L2 y L7b. La sección sísmica no migrada presenta hipérbolas de difracción en la zona de reflectores caóticos de alta amplitud (primeros 80 ms). Este evento sísmico es característico de una zona conformada por depósitos caóticos. La cima de este reflector (R3 en secciones anteriores) presenta amplitudes muy altas en relación con las amplitudes que se asocian a sedimentos. Fabriol *et al.* (1999) y Delgado-Argote (2000) interpretan mediante imágenes de reflectividad un campo de lavas en la ubicación de este perfil, lo que refuerza la interpretación realizada. La extensión del campo de lavas en la sección es de 17.5 km aproximadamente.

La zona comprendida por los CDP 4100 y 3400 corresponde a reflectores continuos y paralelos. Se presenta un artificio en el CDP 4450 producto de reflexiones laterales que no se encuentran sobre el trayecto de la sección y se atribuye a reflexiones correspondientes al Alto Vírgenes.

Otra zona de baja amplitud se localiza entre los CDP 5330 y 4900, la cual se caracteriza por la ausencia de reflexiones coherentes. El basamento no logró determinarse de manera precisa en la mayor parte de esta sección, por lo que se complemento con las intersecciones de otras secciones sísmicas para realizar el mapeo aproximado de su profundidad. Por debajo de los ~1750 ms se tienen reflexiones múltiples.





3.1.9. Sección sísmica L5

La sección sísmica L5 tiene una orientación de N43.4°W y una longitud aproximada de 43.6 km (Figura 30).

Se visualiza la presencia de los tres edificios volcánicos submarinos de la zona, nombrados de este a oeste Alto Vírgenes, Monte Reforma y Monte Amet. En el lado oeste de la sección se encuentra una depresión interpretado como el *moat* correspondiente al AV. Los reflectores inmediatos que subyacen al *moat* son continuos y medianamente difusos. A profundidades mayores a ~200 ms por debajo del fondo marino, los reflectores comienzan a perder amplitud, atenuando la respuesta sísmica asociada al basamento acústico. El Alto Vírgenes presenta reflexiones de muy alta amplitud en sus primeros reflectores de la cima. Entre los dos primeros edificios volcánicos (de oeste a este) se forma una segunda depresión donde se encuentra un paquete de reflectores caóticos de amplitud moderadamente alta y espesor aproximado de ~50 ms. Mediante los análisis de velocidad para esta zona, se infiere que se deba a una acumulación de depósitos volcánicos. Estos mismos patrones de reflexiones y sismofacies están presentes hacia el extremo este del MR, donde también se interpreta la presencia de estos depósitos volcánicos. Un segundo *moat* se presenta en el flanco este del MR, donde da inicio los depósitos sedimentarios.

En la secuencia sedimentaria se mapeó el reflector R1 que corresponde al limite de secuencia asociado a la discordancia angular presente en el área. Los sedimentos continuos y paralelos se ven interrumpidos por otra zona de baja amplitud. La zona coincide con el cruce del perfil L7a donde se interpreta la presencia de estructuras en forma de ventilas hidrotermales, lo que sugiere que los sedimentos contengan fluidos que producen dicha atenuación. La cima de la zona de sombra se encuentra mapeada por el reflector R2.

Se infiere que los depósitos sedimentarios someros presentes en el flanco oeste del MA son depósitos de contouritas, particularmente del tipo *confined drift*. Estos depósitos sedimentarios son generados por corrientes de fondo que están presentes en esta zona. Se aprecia que el Monte Amet presenta una cima muy irregular, en algunas partes se muestran reflectores paralelos continuos pudiendo ser asociados a reflexiones laterales de los sedimentos presentes en la sección L3. Para la parte este del MA, los reflectores sedimentarios presentan una pendiente hacia el extremo este. A partir del CDP 6400 se presentan un cambio lateral de facies sísmicas donde se pasa de reflectores continuos y paralelos a reflectores caóticos y difusos. Estas características sísmicas se correlacionan con un campo de lavas descrito por Fabriol *et al.* (1999) y Delgado-Argote (2000) que aparentemente fluyó cerca de 6 km a partir de la isla. La morfología submarina presente en el CDP 6200 se interpreta como dos canales de erosión.

Por debajo de los edificios volcánicos es muy evidente la presencia de reflexiones asociadas a múltiples. También se presentan algunas múltiples en la parte central de la sección. El basamento acústico solo se logra apreciar en los flancos mas cercanos a los edificios volcánicos de la parte central y en algunas zonas hacia la porción este.





3.1.10. Sección sísmica L4

La sección sísmica L4 tiene una orientación de N67.2°W y una longitud aproximada de 33.3 km (Figura 31).

Esta sección se ubica sobre el trayecto del *Ridge* Volcánico Tortuga, apreciándose el Alto Vírgenes y el Monte Reforma. La parte oeste de la sección es muy similar a la porción oeste que corresponde a la sección L5, identificándose un *moat* y reflectores sísmicos con una mayor extensión hacia el oeste. También se presenta una caída en la amplitud de los reflectores, pero siendo mas profunda, aproximadamente a los ~400 ms. Entre los CDP 5310 y 4800 no es muy evidente la profundidad a la cual se encuentra el basamento acústico.

De la misma manera que en L5 se identifican reflectores caóticos de alta amplitud tanto en las cimas como en la depresión presente entre los edificios volcánicos los cuales se interpretan como la continuación de los depósitos volcánicos presentes en L4. A partir del CDP 3400 y hasta el final de la sección (parte este) se presenta una disminución de la energía sísmica, aumentando y disminuyendo a lo largo de ese trayecto. Los reflectores R1 y R2 presentes en la sección representan la discordancia angular y la zona de baja amplitud asociada a la presencia de fluidos.

Un *moat* se localiza al este del MR. A partir del CDP 1620 los sedimentos que se encuentran al este del *moat* presentan un bajo relieve, de forma tabular y horizontal. Dado a la cercanía a la que se encuentra el foso se infiere que el proceso que controla la sedimentación también está asociado las corrientes de fondo. Estos depósitos son del tipo *sheeted drift*. Así mismo hacia el este (posterior al CDP 1450), el espesor del paquete sedimentario se mantiene casi constante.

En el CDP 180 se presentan unos montículos similares a ventilas sobre el relieve del fondo marino. En profundidad se muestra una interrupción en la continuación lateral de los reflectores sísmicos debido a la zona de baja amplitud. Aquí también se infiere que puede deberse a una zona con posible asenso de fluidos. Por debajo de esta zona, no es posible determinar la profundidad del basamento acústico, pero es interpretado con los cruces de las lineas L7b y L8.





3.2. Horizontes sísmicos

La interpretación sobre las secciones permitió definir horizontes sísmicos. El procedimiento consistió en seleccionar reflectores característicos que estuviesen presentes en la mayoría de las secciones, mapearlos y correlacionarlos con secciones sísmicas vecinas. La nomenclatura utilizada para designar a los horizontes sísmicos corresponde a los reflectores R1, R2, R3 y R4 basamento acústico.

Con los horizontes R1, R2, R3 y R4 no se realizó un mapa de interpolación debido a que no se encuentran presentes en toda el área de estudio. Sin embargo, se realizó una descripción que se discute en el capítulo 4.2. El basamento acústico que está presente en la mayoría de las secciones permitió realizar la interpolación y obtener el mapa de configuración del basamento.

3.3. Configuración del basamento acústico y espesor de sedimentos

Con el mapeo de los horizontes que definen al fondo marino y el basamento acústico se logró tener una visualización estructural de la zona en 3D. El fondo marino fue marcado a partir del primer reflector sísmico coherente. El basamento acústico fue marcado sobre el reflector de mayor impedancia acústica que se encontrara a mayor profundidad.

El basamento acústico en profundidad se observó en todos los perfiles que fueron procesadas en este trabajo, aunque en el perfil L7b el reflector que define el basamento no es muy evidente. No obstante con el apoyo del perfil L7a y L9 que cruzan a L7b, fue inferida la profundidad del basamento acústico (Figura 32).



Figura 32. Configuración del basamento y la visualización de secciones sísmicas interpretadas. Se identifican los edificios volcánicos del área. El color rojo indica una menor profundidad y el color azul una mayor profundidad (> 2000 ms).

En el margen oeste-suroeste la profundidad del basamento aparentemente es mas somera en comparación con la porción este de la zona estudiada (~1600 - 1700 ms). En las secciones L9 y L7b hay una mayor incertidumbre en la profundidad por una baja visualización del basamento. En la sección L5 la configuración del basamento acústico nos define un pequeño depocentro ubicado entre el Alto Vírgenes y Monte Amet. En la parte central de la zona, cercana a los edificios volcánicos, la profundidad del basamento es somera; disminuye gradualmente hasta coincidir con el fondo marino donde se localizan los montes submarinos AV, MR y MA. De esta zona se excluye la región comprendida entre los Montes Reforma y Amet, donde se tiene una profundidad relativamente mayor (~2200 ms). Hacia el margen este-noreste de los montes submarinos, el trazo del basamento tiene el mismo comportamiento de caída. La profundidad aumenta de manera gradual hasta alcanzar los ~3000 ms (hacia el noroeste del centro de dispersión de la Cuenca Guaymas) (Figura 34).



Figura 33. Mapa de configuración del fondo marino en TDDV (ms). Las lineas en color negro indican la ubicación de las secciones sísmicas utilizadas para generar el mapa. El color rojo indica una menor profundidad y el color azul una mayor profundidad (> 2000 ms).



Figura 34. Mapa de configuración del basamento acústico en TDDV (ms). Las lineas en color negro indican la ubicación de las secciones sísmicas utilizadas para generar el mapa. El color rojo indica una menor profundidad y el color azul una mayor profundidad (> 2000 ms). La profundidad aproximada en metros puede calcularse dividiendo por dos el tiempo y multiplicándolo por la velocidad promedio de la propagación de un pulso desde suerficie hasta el punto en profundidad. Para una columna sedimentaria con saturación de agua, la velocidad se suele aproximar en un rango de ~1500 m/s en el fondo marino y de ~1600 - 1650 m/s a profundidades de ~1 segundo por debajo del lecho marino.

El espesor más bajo de sedimentos se ubica en el margen cercano a los montes submarinos. El mayor espesor de sedimentos (~1100 ms) se localiza en la zona central entre los Montes Reforma y Amet. En el resto de la zona, en general el espesor de sedimentos aumenta al aumentar la profundidad del basamento (Figura 35).



Figura 35. Mapa de isopacas en ms generado a partir de la resta entre la profundidad del basamento acústico y la profundidad del fondo marino. Las lineas en color negro indican la ubicación de las secciones sísmicas utilizadas para generar el mapa. El color rojo indica un mayor espesor y el color azul un menos espesor.

Capítulo 4. Discusión

En la interpretación sísmica se logró caracterizar la configuración del basamento acústico, calcular el espesor de los sedimentos marinos e identificar algunas características morfológicas sobresalientes de la zona. Estas fueron clasificadas en el siguiente orden: características estructurales asociadas a montes submarinos, características relacionadas con emanaciones de fluidos y características asociadas a corrientes de fondo (fosos o *moat*).

4.1. Montes submarinos

Entre Isla Tortuga y la Caldera La Reforma se identificaron montes submarinos interpretados como de origen volcánico. De acuerdo al parámetro físico por el cual se rige el método sísmico de reflexión, se ha identificado que el contraste de impedancia acústica presente en la cima de los montes submarinos y las sismofacies presentes por debajo de los primeros reflectores son características de estructuras volcánicas. Esta interpretación concuerda con los resultados obtenidos por Fabriol *et al.* (1999), Delgado-Argote (2000) y Díaz-López (2017).

Se ha inferido que estas estructuras se ubican sobre corteza transicional y por material volcánico de la actividad magmática asociada a la fase temprana de la Cuenca Guaymas (Delgado-Argote, 2000). La información sísmica obtenida de este trabajo no permite definir de manera precisa el límite corteza transicional - corteza oceánica. Esto se debe principalmente a las limitaciones del equipo utilizado y por la respuesta sísmica que ofrece el método en rocas ígneas. Los resultados obtenidos por Montiel-Álvarez (2018) muestran anomalías resistivas profundas que aparecen en el lado suroeste de la zona de estudio. Dichas anomalías se van adelgazando hasta desaparecer por debajo del flanco derecho (dirección noreste) de los edificios volcánicos (Figura 36). Este marcado contraste se interpreta como el límite de la corteza continental y la corteza oceánica. Aquí, la mayor resistividad de la corteza continental se asocia a la abundancia de silicatos, mientras que la corteza oceánica es menos resistiva por la mayor cantidad de minerales ferromagnesianos.



Figura 36. Perfiles de resistividad en los que se detecta en profundidad el cambio lateral de resistividades. Las zonas con mayor resistividad (azul fuerte) se asocian a una corteza transicional mientras que la zona con menor resistividad (azul claro) se asocia a una corteza oceánica (Tomada de Montiel-Álvarez (2018)).

Con base en los resultados descritos por Montiel-Álvarez (2018), se detectaron cambios de pendiente en la profundidad del basamento acústico en algunas secciones sísmicas con dirección SW-NE. Estos cambios en el basamento estarían presentes en las secciones L1 (entre los CDP 3400 y 3600), L6 (entre los CDP 1800 y 2000), L2 (cerca del CDP 3200) y L3 (entre los CDP 1600 y 1800). En estas localizaciones, es en donde se infiere el cambio entre corteza continental adelgazada y corteza oceánica (Figura 37).



Figura 37. Mapa de configuración del basamento acústico donde se evidencía un cambio en la profundidad del reflector. Se localiza hacia el este (rumbo noreste) de los edificios volcánicos. La linea en color rojo indica el trazo inferido del límite asociado a la zona de transición corteza continental - corteza oceánica.

4.2. Reflectores (Horizontes) sísmicos

En el capitulo 3 se realizó una interpretación de horizontes sísmicos característicos a partir de las secciones sísmicas. La extensión de cada uno de ellos en la zona es variable y solo se limitó a nombrarlos y mapearlos. En la figura 38 se presenta la distribución espacial de cada uno de los reflectores mapeados.

El primero de ellos, el reflector R1 se relaciona con una superficie de erosión identificada como discordancia angular. Se encuentra presente en las secciones L1, L6, L2, L5 y L4. La sección L1 que es la que se encuentra ubicada más al norte de la zona, presenta una longitud de erosión mayor que en las demás secciones donde fue identificado. La unidad sedimentaria que sobreyace a R1 presenta un espesor que no varia lateralmente. A partir de esto se infiere que la deformación asociada con el ascenso del Alto Vírgenes no tiene influencia en dicha unidad.

La extensión del reflector R1 se encuentra limitada hacia el lado este de la zona, ya que por la presencia de la zona de baja amplitud sísmica no fue posible realizar el mapeo correspondiente.



Figura 38. Extensión interpretada de los reflectores sísmicos R1 (color rojo), R2 (color cian) y R3 (color anaranjado). La zona correspondiente al reflector en color azul indica una zona de depósitos volcánicos con un origen probable de Isla Tortuga.

4.3. Reflectores con caracteristicas asociadas a la presencia de depósitos volcánicos

La presencia de depósitos de origen ígneo en los sedimentos produce un alto contraste de impedancia acústica, ocasionando que una gran parte de la energía sea reflejada por el medio. La energía reflejada puede ser tan alta que puede generar una zona de sombra donde se pierden parcial o totalmente los reflectores que subyacen al depósito (Planke *et al.*, 2005).

Mediante los análisis de velocidad de una sección se obtienen valores de velocidades de apilamiento que posteriormente permiten realizar la corrección NMO de los datos sísmicos. Aunque estas velocidades no se suelen considerar como las velocidades reales del medio (sino una especie de velocidad promedio), es posible detectar cambios bruscos en la tendencia de las velocidades de una zona de depósitos sedimentarios (diferente al aumento de velocidad asociado a compactación y cementación de sedimentos por una mayor profundidad). La cima del Monte Reforma se caracteriza por presentar una cubierta de algunos milisegundos de reflectores con muy alta amplitud y sismofacies caóticas. El análisis de velocidad en la cima detecta cambios muy elevados en el aumento de la velocidad promedio.

Fabriol *et al.* (1999) y Delgado-Argote (2000) identifican un campo de lavas presente en la zona donde se encuentra interpretado el reflector R3. A partir de sus resultados interpretan que el origen de este campo de lavas estaría asociado con un flujo hacia el oriente a partir de centros de emisión ubicados cerca del campo volcánico La Reforma. En la figura 39 se muestra que las secciones sísmicas de este trabajo delimitan de buena manera la zona asociada al campo de lavas. A partir de estos datos se interpreta que el campo de lavas no pudiera estar relacionado con el campo volcánico La Reforma, pero tendría un origen asociado al Monte Reforma.



Figura 39. Extensión interpretada del reflector sísmicos R3. La linea punteada en color negro indica el posible trayecto seguido del depósito asociado al Monte Reforma.

Otra explicación descrita por Fabriol *et al.* (1999) y Delgado-Argote (2000) es que el campo de lavas haya sido originado por fisuras locales asociadas a estructuras subvolcánicas (Figura 40). Por debajo del horizonte sísmico R3 se aprecia la ausencia de reflectores coherentes de depósitos sedimentarios. Tomando en cuenta estos resultados, se infiere que el campo de lavas tienen un origen asociado a la actividad subvolcánica y estarían presentes fluidos como gases de actividad magmática o por alteración termogénica. El campo de lavas y los fluidos presentes en los sedimentos generarían una atenuación mayor impidiendo reconocer la mayor parte de las estructuras subvolcánicas.



Figura 40. (a) Imagen de reflectividad del lado occidental de la Isla Tortuga. Las áreas oscuras se interpretan como derrames fisurales. Es clara la ausencia de lavas en la parte NW de la imagen. (b) Interpretación estructural de la imagen, donde es notable la ausencia de estructuras circulares en el SE en comparación con la parte NW. (d) Perfil que indica las estructuras subvolcánicas debajo de los derrames de lava y las fallas normales en la parte SE de la imagen (Interpretación tomada y modificada de Delgado-Argote (2000)).

La segunda zona identificada con la presencia de material ígneo se encuentra al noroeste y suroeste de Isla Tortuga, en las secciones L3 y L5 respectivamente. A diferencia de los depósitos volcánicos asociados al reflector R3, aquí se presentan una serie de reflectores con sismofacies caóticas de alta amplitud y espesor considerable (de algunas decenas de ms). Una característica adicional es que no se presenta una disminución de la amplitud sísmica de los reflectores en profundidad.

A partir de la interpretación realizada en la sección sísmica L5, la alineación y ubicación que presentan estos depósitos permiten sugerir que un campo de lavas aparentemente fluyó cerca de 6 km a partir de Isla Tortuga. Esta interpretación concuerda con los resultados de Fabriol *et al.* (1999) y Delgado-Argote (2000), donde además determinan que este campo tiene una extensión aproximada de 2 km.

Las interpretaciones realizadas de las sismofacies en la zona de depósitos volcánicos de las secciones L5 y L3 son muy similares entre si. Con las características observadas y la cercanía a la que se encuentra Isla Tortuga se infiere que las sismofacies asociadas a material volcánico de la sección L3 provienen de la isla.

Un segundo escenario asociado al origen del material presente en L3 se basa en resultados propuestos por Lizarralde *et al.* (2011) en donde interpretan la presencia de *sills* someros en un trayecto perpendicular al centro de dispersión de la Cuenca Guaymas (Figura 41). Como fue descrito en el capítulo 2.11.3, los *sills* se caracterizan por tener reflexiones de alta amplitud y una relación discordante o concordante con los sedimentos encajonantes. Bajo estas estructuras suelen aparecer zonas poco iluminadas por el alto contraste de impedancias entre el *sill* y la roca encajonante.

En la porción este de la sección L3 (Figura 30) entre los CDP 4600 y 5800, los sedimentos que sobreyacen al material ígneo se encuentran interrumpidos lateralmente y presentan deformación en su base. Esta es una evidencia relevante en la identificación de *sills* descrita por Planke *et al.* (2005).

Los trabajos de (Hansen y Cartwright, 2006; Planke *et al.*, 2005) añaden que los sedimentos son deformados y alterados térmicamente durante la intrusión de *sills*. De igual forma son mas afectados por la posterior circulación hidrotermal y la expulsión de fluidos (Svensen *et al.*, 2003). Estos fluidos estarían presentes en la región mapeada por el reflector R2 que se encuentra próxima a la zona de emplazamiento magmático.



Figura 41. Mapa de ubicación de la sección sísmica de Lizarralde *et al.* (2011) en donde se interpretan *sills* someros al noroeste de la Cuenca Guaymas. El trayecto en color rojo nombrado como Tr3 representa la ubicación de la sección interpretada de la parte inferior de la imagen. Los puntos amarillos indican zonas donde han sido identificados *sills* someros.

4.4. Reflectores con caracteristicas asociadas a la presencia de fluidos

Con el análisis de las secciones sísmicas se mapeó el reflector R2 en las secciones L1, L6, L2, L7a, L8, L5 y L4. Este reflector se asoció a una zona con probable acumulación de fluidos.

La presencia de fluidos en los sedimentos altera sus propiedades físicas, generando efectos como dispersión de la energía acústica y atenuación en la amplitud sísmica. La atenuación de ondas depende de varios factores, los más importantes son la temperatura y la presencia de fracturas que generalmente están impregnadas de fluido (Eberhart-Phillips *et al.*, 2005). Esto origina un blanqueamiento o vacíos acústicos en los sedimentos subyacientes (Sheriff y Geldart, 1995). Los vacíos acústicos son una de las evidencias mas sobresaliente de una zona en la que se puede evidenciar la existencia de fluidos (Sun *et al.*, 2012).

La presencia de material ígneo hacia el sureste de la región delimitada por R2 (Figura 38) sugiere que la presencia de fluidos en los sedimentos con baja amplitud hayan sido originados por alteración termogénica. Trabajos reportados como Seewald *et al.* (1990) y Lizarralde *et al.* (2011) establecieron que el magma emplazado en sedimentos ricos en materia orgánica altera termogénicamente los sedimentos y liberan gases, siendo en su mayoría metano y CO₂. Este último trabajo mencionado fue realizado hacia el noroeste de la Cuenca Guaymas (Figura 41), con lo que sus resultados apoyan la interpretación dada de la zona de baja amplitud delimitada por R2.

4.5. Zonas con manifestación hidrotermal

En un sistema hidrotermal alimentado por *sills* se generan complejos de válvulas (Planke *et al.*, 2005). Las válvulas se pueden caracterizar en una sección sísmica como estructuras tubulares y verticales que interrumpen las reflexiones sísmicas (Miles y Cartwright, 2010). Este tipo de características se encuentran presentes en algunas zonas de las secciones L7a, L8 y L4.

La interpretación de zonas asociadas con ascenso de fluidos se realizó a partir de evidencias morfológicas presentes en el fondo marino. En la sección L7a (ampliación de la Figura 25) se identificaron estructuras con forma de ojo. Planke *et al.* (2005) establecen que las válvulas de escape suelen formar depresiones de tipo cráter en el paleosuelo marino y están cubiertas por estructuras pequeñas con forma de ojo interpretadas como elevaciones hidrotermales.

También se detectó la presencia de pequeñas depresiones con forma de cráter denominadas *pockmarks* que suelen presentarse en zonas donde hay liberación de gas (Gay *et al.*, 2006). Estas fueron identificadas al extremo este de la sección L4 (Figura 31) y en el CDP 2000 de la sección L7a (Figura 25).

De acuerdo a Einsele *et al.* (1980) quienes llevaron a cabo un estudio para detectar depósitos hidrotermales en la Cuenca Guaymas, la intrusión de *sills* en sedimentos de alta porosidad puede producir metamorfismo de bajo grado, alteración hidrotermal y migración de los componentes orgánicos, formación de minerales hidrotermales, cambios marcados en la química del agua intersticial y la expulsión a gran escala de los fluidos de poro sobrecalentados. La expulsión de fluidos estaría relacionada con la evidencia de estructuras con forma dómica o de ojo en el fondo marino, y con atenuaciones o interrupciones en la señal acústica generada por una ecosonda. Díaz-López (2017) identificó una serie de puntos donde se presentaron interrupciones acústicas en los datos de ecosonda de una primera campaña realizada en 2015 los cuales fueron asociados a emanación de fluidos. La ubicación de la mayoría de estos puntos y de las anomalías sísmicas detectadas tanto en el fondo marino como en profundidad coincide con la zona de baja amplitud mapeada por el reflector R2 (Figura 42). Con esto último se interpreta que la zona debe contener fluidos de naturaleza hidrotermal y/o de gases como metano o CO₂.



Figura 42. Mapa batimétrico que muestra la ubicación de puntos con interrupción acústica (marcados con una estrella), asociadas a emanación de fluidos. En color cian se encierra la zona de baja amplitud asociada al reflector R2. Las lineas de colores representan la ubicación de las secciones sísmicas procesadas en este trabajo (Modificado de Díaz-López (2017)).

4.6. Sismicidad y fallamiento

Con el propósito de mostrar la actividad sísmica y su relación con las estructuras reportadas en este trabajo, se recurrió a los catálogos de sismicidad de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM) que comprende el periodo de 1976-2017. La Figura 43 muestra los epicentros de la sismicidad reportada. El total de eventos extraídos de la base de datos oscilan entre magnitudes 2.0 y 4.6. El fallamiento activo y la sismicidad volcánica parece concentrarse únicamente en la región peninsular, en la región de la Caldera La Reforma y el Campo Volcánico Las Tres Vírgenes. La actividad sísmica de la zona es relativamente nula en comparación con lo que ocurre en la Falla Transformante Guaymas, región al noreste de la zona de estudio donde se concentra la mayor parte de la actividad sísmica. Esto se relaciona directamente con la ausencia de fallas interpretadas en este trabajo. Con base en esta información se infiere que la actividad tectónica de la zona de estudio es aparentemente inactiva. La inactividad de la zona también fue reportada con anterioridad por Delgado-Argote (2000).



Figura 43. Actividad sísmica tomada de la base de datos de RESNOM, para el periodo 2011-2017 (círculos rojos). Las lineas de colores representan la ubicación de las secciones sísmicas procesadas en este trabajo (Modificado de Díaz-López (2017)).

4.7. Depresiones asociadas a edificios volcánicos

En los flancos de los edificios volcánicos se identifican depresiones o fosos con forma circular denominados *moat*. Una de las interpretaciones dada por Díaz-López (2017) sugiere que los fosos son producto de una compensación isostática, esto debido a la ligera capa de sedimentos presentes en los fosos. Sin embargo, aún con el gran peso de los edificios volcánicos emplazandose en corteza transicional no se esperaría que produjeran una flexión de la corteza de esa magnitud o que la flexión se extendiera en una zona mucho mayor.

Estudios realizados en el Golfo de Cádiz (por ejemplo Stow *et al.* (2011)) interpretan que depresiones encontradas en los flancos de montes submarinos son generados por corrientes de fondo (*bottom currents*). Rebesco y Camerlenghi (2008) y Stow y Faugères (2008) definen corrientes de fondo como cualquier corriente de agua semipermanente que afecta el fondo oceánico transportando, resuspendiendo y/o controlando la depositación de sedimentos.

En los fosos de las secciones sísmicas L6, L2, L3, L4 y L5 existe una evidente cubierta sedimentaria que tendría un origen relacionado con depósitos de estas corrientes. Díaz-López (2017) dejo abierta la discusión sobre si las corrientes de fondo fueran una segunda alternativa sobre el origen de los fosos. La sísmica de reflexión se caracteriza por tener una mayor penetración que una ecosonda por el rango de frecuencias utilizadas en el método. Permitió identificar la estratigrafía caracteristica de los sedimentos presentes en los fosos. De esta manera se determinó que las corrientes de fondo fueran las causantes de los fosos presentes en los montes submarinos.

Dentro de la clasificación de los depósitos relacionados con corrientes de fondo se encuentran las contouritas. Estas se definen como sedimentos depositados o afectados significativamente por acción de corrientes de fondo (Stow *et al.*, 2002; Rebesco y Camerlenghi, 2008; Stow y Faugères, 2008). Comprenden un grupo de facies esencialmente de aguas profundas, típicamente formadas debajo de 300 m de profundidad bajo la influencia de corrientes semipermanentes (Stow y Faugères, 2008).

En la figura 44 se compara un ejemplo de un estudio relacionado con depósitos contouriticos y el segmento oeste de la sección L6. La morfología de los fosos es muy similar entre ambas secciones. Esta similitud permite determinar que el origen de los fosos en la zona estaría asociado a corrientes de fondo.



Figura 44. (a) Perfil de sísmica de reflexión en el que se identifica el foso Alvarez Cabral localizado en el Golfo de Cádiz (Modificado de Stow *et al.* (2011)). (b) Acercamiento con una escala similar a (a) de la sección sísmica L6 en donde se identificó un foso en el flanco oeste del Alto Vírgenes.

Rebesco y Camerlenghi (2008) también describe que con frecuencia los montes submarinos tienen depresiones marginales (frentes o fosos) alrededor de sus bases. En este trabajo se identificó que los fosos también presentan una extensión y profundidad asimétrica en relación al flanco en el que se encuentren localizados. Un ejemplo de esto se encuentra en la sección L2 (Figura 24). De acuerdo a Rebesco y Camerlenghi (2008), las corrientes de fondo interactúan con los obstáculos topográficos en el fondo del mar. El efecto generado por estas interacciones es múltiple y puede aumentar la velocidad de flujo en un factor de dos (Kennett, 1982). La asimetría lateral en los procesos de flujo se estaría atribuyendo a efectos de Coriolis descrito por Hernández-Molina *et al.* (2006b), el cual provoca en las corrientes más erosión en un lado del obstáculo y menos erosión en el otro lado: a la izquierda en el hemisferio norte y a la derecha en el hemisferio sur (Figura 45) (McCave y Carter, 1997).

Es importante mencionar que la profundidad oceánica en el flanco oeste de los edificios volcánicos es menor que en el lado este, por lo que seria un factor más a considerar en en efecto de asimetría presente en los fosos.



Figura 45. Principales características hidrodinámicas relacionadas con un flujo entrante con un monte submarino que muestra la formación de *scours* o canales marginales (valles) y "*tails*" sedimentarias. Los obstáculos con forma de punto (como los montes submarinos aislados) frecuentemente tienen canales marginales (*scours* ó fosos) alrededor de sus bases. En el hemisferio norte, la asimetría lateral en los procesos de flujo debido a los efectos de Coriolis provoca una mayor erosión en el lado derecho del obstáculo y una menor erosión hacia la izquierda. La columna de Taylor deben su origen a que los procesos de advección de masas de agua dominan sobre los procesos de vorticidad en la Tierra. Los grandes *tails* de sedimentos también se desarrollan comúnmente en la parte aislada de grandes obstáculos o montículos (Modificado de Hernández-Molina *et al.* (2006a).

Capítulo 5. Conclusiones

El espesor sedimentario se determinó de manera consistente con la identificación del basamento acústico hacia la parte noreste de los edificios volcánicos. En la parte suroeste el espesor no está definido porque el basamento acústico se pierde en las secciones sísmicas. No obstante, con los resultados obtenidos se interpreta que el mayor espesor de sedimentos es de ~1100 ms y se encuentra entre los montes Reforma y Amet.

La profundidad del basamento acústico es de aproximadamente ~600 ms sobre los edificios volcánicos. La profundidad máxima del basamento acústico es de ~3000 ms en la parte noreste de la zona y se identificó en la sección L2. También se identificó un cambio de pendiente del basamento hacia el este de los edificios volcánicos, en donde se infiere el límite de corteza continental y de corteza oceánica al este.

Las facies sísmicas en los sedimentos de la región noreste muestran un cambio lateral, de reflectores continuos y de amplitud media, a reflectores difusos de muy baja amplitud. Se interpreta que este cambio corresponde a una zona con acumulación de fluidos relacionada con gases de actividad hidrotermal o de gases como carbono y metano generados por alteración termogénica de los sedimentos.

Las facies sísmicas interpretadas en los primeros 30 ms de profundidad de la sección L9 muestran reflectores caóticos de alta amplitud que se interpretan como parte de un campo de lavas generado por fisuras locales que es reportado por Delgado-Argote (2000). Una segunda interpretación es que el campo de lavas es producto de actividad volcánica originada por el Monte Reforma. El campo de lavas está delimitado por el reflector R3 y se extiende en un área aproximada de 80 km².

En los perfiles sísmicos se ubicaron pequeños montículos con forma de ojo entre los montes Reforma y Amet. Los montículos están sobre una zona de baja amplitud sísmica. Estos montículos coinciden con interrupciones acústicas reportadas por Díaz-López (2017) y se interpreta que están asociados a ventilas de actividad hidrotermal.

La sección L3 presenta facies sísmicas caóticas con alta amplitud que se interpretan como posibles depósitos volcánicos originados por Isla Tortuga y por la presencia de *sills* someros hacia el extremo noreste de la sección. La ausencia de fallas en este trabajo concuerda con la falta de actividad sísmica importante durante los últimos 40 años conforme a los datos de RESNOM.

Durante el ascenso del Alto Vírgenes se generó un basculamiento hacia el este en los reflectores sísmicos y al mismo tiempo se produjo la erosión, generando la discordancia angular que está mapeada por el reflector R2.

Se definieron depresiones o fosos con un anchura de ~2.2 km y una profundidad de ~200 m alrededor de los montes submarinos. Estos fosos están relacionados con la erosión y depósitos de contouritas producidas por las corrientes de fondo.

Literatura citada

- Aarnes, I., Svensen, H., Connolly, J. A. D., y Podladchikov, Y. Y. (2010). How contact metamorphism can trigger global climate changes: Modeling gas generation around igneous sills in sedimentary basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**(24): 7179– 7195.
- Albertin, M. L. (1989). Interpretations and analysis of Guaymas Basin multi-channel seismic reflection profiles: implications for tectonic history. Tesis de doctorado, University of Texas at Austin.
- Aragón-Arreola, M. (2006). Evolución estructural de las cuencas del norte y centro del Golfo de California. Implicaciones en la cinemática de apertura y en el acomodo de la deformación. Tesis de doctorado, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Aragón-Arreola, M. y Martín-Barajas, A. (2007). Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico. *Geology*, **35**(6): 571–574.
- Aragón-Arreola, M., Morandi, M., Martín-Barajas, A., Delgado-Argote, L., y González-Fernández, A. (2005). Structure of the rift basins in the central Gulf of California: Kinematic implications for oblique rifting. *Tectonophysics*, **409**(1): 19–38.
- Atwater, T. y Stock, J. (1998). Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update. *International Geology Review*, **40**(5): 375– 402.
- Badley, M. E. (1985). Practical seismic interpretation. Springer.
- Bally, A. W. (1987). SG 27: Atlas of Seismic Stratigraphy-Foreword. AAPG Special Volumes.
- Batiza, R. (1978). Geology, petrology, and geochemistry of Isla Tortuga, a recently formed tholeiitic island in the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 89(9): 1309–1324.
- Berndt, C., Skogly, O., Planke, S., Eldholm, O., y Mjelde, R. (2000). High-velocity breakup-related sills in the Vøring Basin, off Norway. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105**(B12): 28443–28454.
- Berndt, C., Planke, S., Alvestad, E., Tsikalas, F., y Rasmussen, T. (2001). Seismic volcanostratigraphy of the Norwegian Margin: constraints on tectonomagmatic break-up processes. *Journal of the Geological Society*, **158**(3): 413–426.
- Buck, W. R. (2009). Dynamic processes in extensional and compressional settings: The dynamics of continental breakup and extension. *Watts, A.B. (ed.). Crust and Lithosphere Dynamics*, pp. 335–377.
- Capra, L., Macıas, J. L., Espindola, J. M., y Siebe, C. (1998). Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **80**(3): 239–266.
- Chevallier, L. y Woodford, A. (1999). Morpho-tectonics and mechanism of emplacement of the dolerite rings and sills of the western Karoo, South Africa. *South African Journal of Geology*, **102**(1): 43–54.

- Chevallier, L. P., Goedhart, M. L., y Woodford, A. C. (2001). Influence of dolerite sill and ring complexes on the occurrence of groundwater in Karoo fractured aquifers: A morpho-tectonic approach: Report to the Water Research Commission. Water Research Commission.
- Chopra, S., Castagna, J., y Portniaguine, O. (2006). Seismic resolution and thin-bed reflectivity inversion. *CSEG recorder*, **31**(1): 19–25.
- Cohen, J. K. y Stockwell Jr, J. W. (2010). CWP/SU: Seismic Unix Release 41: A free package for seismic research and processing: Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines. *Available on-line at http://www. cwp. mines. edu/cwpcodes*.
- Curray, J. R., Moore, D. G., Aguayo, J. E., Aubry, M. P., Einsele, G., Fornari, D. J., Gieskes, J., Guerrero, J. C., Kastner, M., Kelts, K., *et al.* (1982a). Guaymas Basin: sites 477, 478 and 481. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **64**(pt I): 211–415.
- Curray, J. R., Moore, D. G., Kelts, K., y Einsele, G. (1982b). Tectonics and geological history of the passive continental-margin at the tip of Baja California. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **64**(pt II): 108–116.
- Dañobeitia, J., Cordoba, D., Delgado-Argote, L., Michaud, F., Bartolomé, R., Farran, M., Carbonell, R., y Núñez-Cornú, F. (1997). Expedition gathers new data on crust beneath Mexican west coast. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **78**(49): 565–572.
- Díaz-López, J. L. (2017). *Geomorfología de estructuras volcánicas en la región del Ridge Volcánico Tortuga en el Golfo de California, mediante el uso de ecosonda*. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Delgado-Argote, L. A. (2000). *Evolución tectónica y magmatismo Neógeno de la margen oriental de Baja California central*. Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de Mexico.
- DeMets, C. (1995). A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific–North America motion. *Geophysical Research Letters*, **22**(24): 3545–3548.
- Dorsey, R. J. (2010). Sedimentation and crustal recycling along an active oblique-rift margin: Salton Trough and northern Gulf of California. *Geology*, **38**(5): 443–446.
- Eberhart-Phillips, D., Reyners, M., Chadwick, M., y Chiu, J.-M. (2005). Crustal heterogeneity and subduction processes: 3-D Vp, Vp/Vs and Q in the southern North Island, New Zealand. *Geophysical Journal International*, **162**(1): 270–288.
- Einsele, G., Gieskes, J. M., Curray, J., Moore, D. M., Aguayo, E., Aubry, M.-P., Fornari, D., Guerrero, J., Kastner, M., Kelts, K., *et al.* (1980). Intrusion of basaltic sills into highly porous sediments, and resulting hydrothermal activity. *Nature*, **283**(5746): 441–445.
- Fabriol, H., Delgado-Argote, L. A., Dañobeitia, J. J., Córdoba, D., González, A., Garcia-Abdeslem, J., Bartolomé, R., Martin-Atienza, B., y Frias-Camacho, V. (1999). Backscattering and geophysical features of volcanic ridges offshore Santa Rosalia, Baja California Sur, Gulf of California, Mexico. *Journal of volcanology and geothermal research*, **93**(1): 75–92.

- Fenby, S. S. y Gastil, R. G. (1991). Geologic-tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas. The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47: 79–83.
- Fjeldskaar, W., Helset, H., Johansen, H., Grunnaleite, I., y Horstad, I. (2008). Thermal modelling of magmatic intrusions in the Gjallar Ridge, Norwegian Sea: implications for vitrinite reflectance and hydrocarbon maturation. *Basin Research*, **20**(1): 143– 159.
- Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., y Gehrels, G. E. (2007). Ridgetrench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, **119**(11-12): 1313–1336.
- Fuis, G. S., Mooney, W. D., Healy, J. H., McMechan, G. A., y Lutter, W. J. (1984). A seismic refraction survey of the Imperial Valley region, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B2): 1165–1189.
- Galushkin, Y. I. (1997). Thermal effects of igneous intrusions on maturity of organic matter: A possible mechanism of intrusion. *Organic Geochemistry*, **26**(11-12): 645–658.
- Gans, P. B. (1997). Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, **16**(3): 388–408.
- Gastil, G., Krummenacher, D., y Minch, J. (1979). The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, **90**(9): 839–857.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Séranne, M., Levaché, D., y Sermondadaz, G. (2006). Isolated seafloor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene–Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin. *Marine Geology*, **226**(1-2): 25–40.
- Georgsson, L. S. *et al.* (2013). Geophysical methods used in geothermal exploration. United Nations University.
- González-Fernández, A., Dañobeitia, J., Delgado-Argote, L., Michaud, F., Córdoba, D., y Bartolomé, R. (2005). Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **110**(B1).
- Hansen, D. M. y Cartwright, J. (2006). The three-dimensional geometry and growth of forced folds above saucer-shaped igneous sills. *Journal of Structural Geology*, **28**(8): 1520–1535.
- Helenes, J., Carreño, A. L., y Carrillo, R. M. (2009). Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, **72**(1): 10–25.
- Henry, C. D. y Aranda-Gomez, J. J. (2000). Plate interactions control middle–late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, **318**(1): 1–26.

- Hernández-Molina, F., Larter, R., Rebesco, M., y Maldonado, A. (2006a). Miocene reversal of bottom water flow along the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula: stratigraphic evidence from a contourite sedimentary tail. *Marine Geology*, **228**(1-4): 93–116.
- Hernández-Molina, F. J., Llave, E., Stow, D. A. V., García, M., Somoza, L., Vázquez, J. T., Lobo, F. J., Maestro, A., del Río, V. D., León, R., *et al.* (2006b). The contourite depositional system of the Gulf of Cadiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **53**(11-13): 1420–1463.
- Jamtveit, B., Svensen, H., Podladchikov, Y. Y., y Planke, S. (2004). Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins. *Physical geology of high-level magmatic systems*, **234**: 233–241.
- Karig, D. E. y Jensky, W. (1972). The proto-gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*, **17**(1): 169–174.
- Kearey, P., Brooks, M., y Hill, I. (2013). *An introduction to geophysical exploration*. John Wiley & Sons.
- Kennett, J. P. (1982). Marine Geology: Pren-tice-Hall. Englewood Cliffs, NJ, 813.
- Lewis, J. L., Day, S. M., Magistrale, H., Castro, R. R., Astiz, L., Rebollar, C., Eakins, J., Vernon, F. L., y Brune, J. N. (2001). Crustal thickness of the peninsular ranges and gulf extensional province in the Californias. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **106**(B7): 13599–13611.
- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Paramo, P., Sutherland, F., *et al.* (2007). Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, **448**(7152): 466.
- Lizarralde, D., Soule, S. A., Seewald, J. S., y Proskurowski, G. (2011). Carbon release by off-axis magmatism in a young sedimented spreading centre. *Nature Geoscience*, **4**(1): 50–54.
- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. *The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. N*, pp. 499–521.
- Martín-Barajas, A., González-Escobar, M., Fletcher, J. M., Pacheco, M., Oskin, M., y Dorsey, R. (2013). Thick deltaic sedimentation and detachment faulting delay the onset of continental rupture in the Northern Gulf of California: Analysis of seismic reflection profiles. *Tectonics*, **32**(5): 1294–1311.
- Martín-Barajas, A. (2000). Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **53**: 72–83.
- McCave, I. N. y Carter, L. (1997). Recent sedimentation beneath the deep Western Boundary Current off northern New Zealand. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **44**(7): 1203–1237.

- McQuillin, R., Bacon, M., y Barclay, W. (1984). An introduction to seismic interpretation-Reflection seismics in petroleum exploration. Graham and Trotman Ltd., Gaithersburg, MD.
- Miles, A. y Cartwright, J. (2010). Hybrid flow sills: A new mode of igneous sheet intrusion. *Geology*, **38**(4): 343–346.
- Montiel-Álvarez, A. M. (2018). Estudio magnetotelúrico en el Golfo de California entre Isla Tortuga y Caldera Reforma para una prospección geotérmica preliminar. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Montoya-Valenzuela, J. A. (2014). Evidencias basadas en sísmica de reflexión de un sector de tectónica inactiva en el norte del Golfo de California. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Munguía, L. y Wong, V. (1995). Estudio de sismicidad en la zona geotérmica las Tres Vírgenes, Baja California Sur. *La sismología en México*, **10**: 212–228.
- Newman, P. (1973). Divergence effects in a layered earth. *Geophysics*, **38**(3): 481–488.
- Oskin, M. y Stock, J. (2003). Pacific–North America plate motion and opening of the Upper Delfín basin, northern Gulf of California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **115**(10): 1173–1190.
- Oskin, M., Stock, J., y Martín-Barajas, A. (2001). Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, **29**(5): 459–462.
- Oskin, M. E. (2002). *Tectonic evolution of the northern Gulf of California, Mexico, deduced from conjugate rifted margins of the Upper Delfin Basin*. Tesis de doctorado, California Institute of Technology.
- Pacheco, M., Martín Barajas, A., Elders, W., Espinosa Cardeña, J. M., Helenes, J., y Segura, A. (2006). Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: Implications for the history of the Colorado River delta and the Salton trough. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(1).
- Persaud, P., Stock, J. M., Steckler, M. S., Martín-Barajas, A., Diebold, J. B., González-Fernández, A., y Mountain, G. S. (2003). Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfín Basins, northern Gulf of California, Mexico. *Journal* of Geophysical Research: Solid Earth, **108**(B7).
- Persaud, P., Pérez-Campos, X., y Clayton, R. W. (2007). Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions. *Geophysical Journal International*, **170**(2): 687–699.
- Planke, S., Alvestad, E., y Eldholm, O. (1999). Seismic characteristics of basaltic extrusive and intrusive rocks. *The Leading Edge*, **18**(3): 342–348.
- Planke, S., Rasmussen, T., Rey, S., y Myklebust, R. (2005). Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins. En: *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*. Geological Society of London, Vol. 6, pp. 833–844.

Rebesco, M. y Camerlenghi, A. (2008). Contourites, Vol. 60. Elsevier.

- Rebesco, M., Hernández-Molina, F. J., Van Rooij, D., y Wåhlin, A. (2014). Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-ofthe-art and future considerations. *Marine Geology*, **352**: 111–154.
- Requena-Gonzalez, N. A. (2006). *Evidencias basadas en sísmica de reflexión de un sector de tectónica inactiva en el norte del Golfo de California*. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Rocchi, S., Mazzotti, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Costantini, P., Giuseppe, B., Biase, D. d., Federici, F., y Lo, P. G. (2007). Detection of Miocene saucer-shaped sills (offshore Senegal) via integrated interpretation of seismic, magnetic and gravity data. *Terra Nova*, **19**(4): 232–239.
- Salazar-Cárdenas, R. M. (2014). Evidencias estructurales y sismoestratigráficas en la parte central de la plataforma Magdalena, margen occidental de Baja California a partir de sísmica de reflexión. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Santoyo-Gutiérrez, E. R. y Barragán-Reyes, R. M. (2010). Energía geotérmica. *Ciencia*, **61**(2): 40–51.
- Saunders, A. D., Fornari, D. J., y Morrison, M. A. (1982). The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental-margin basins: the Gulf of California, Mexico. *Journal of the Geological Society*, **139**(3): 335– 346.
- Sawlan, M. G. (1991). Magmatic evolution of the Gulf of California rift. *The Gulf and Peninsular province of the Californias*, pp. 301–369.
- Schmitt, A. K. y Vazquez, J. A. (2006). Alteration and remelting of nascent oceanic crust during continental rupture: Evidence from zircon geochemistry of rhyolites and xenoliths from the Salton Trough, California. *Earth and Planetary Science Letters*, 252(3): 260–274.
- Seewald, J. S., Seyfried Jr, W. E., y Thornton, E. C. (1990). Organic-rich sediment alteration: an experimental and theoretical study at elevated temperatures and pressures. *Applied Geochemistry*, **5**(1-2): 193–209.
- Seiler, C., Fletcher, J. M., Quigley, M. C., Gleadow, A. J. W., y Kohn, B. P. (2010). Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province? *Tectonophysics*, **488**(1): 87–109.
- Sheriff, R. E. (2002). *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*. Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R. E. y Geldart, L. P. (1995). *Exploration seismology*. Cambridge university press.
- Smallwood, J. R. y Maresh, J. (2002). The properties, morphology and distribution of igneous sills: modelling, borehole data and 3D seismic from the Faroe-Shetland area. *Geological Society, London, Special Publications*, **197**(1): 271–306.

- Sánchez-García, A. C. (2013). *Rasgos estructurales en el suroeste del delta del Río Colorado: Interpretación de perfiles de sísmica de reflexión.*. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Sánchez-Velasco, R. (1996). Aspectos generales del proyecto geotérmico de Las Tres Vírgenes, BCS, México. *Geoterm. Rev. Mex. Geoenerg*, **12**: 115–124.
- Stock, J. M. (2000). Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico, to development of the plate boundary in the Gulf of California. Special Papers-Geological Society of America, pp. 143–156.
- Stock, J. M. y Hodges, K. V. (1989). Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, **8**(1): 99–115.
- Stolt, R. H. (1978). Migration by Fourier transform. *Geophysics*, **43**(1): 23–48.
- Stow, D. A. V. y Faugères, J.-C. (2008). Contourite facies and the facies model. *Developments in Sedimentology*, **60**: 223–256.
- Stow, D. A. V., Faugères, J.-C., Howe, J. A., Pudsey, C. J., y Viana, A. R. (2002). Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. *Geological Society, London, Memoirs*, **22**(1): 7–20.
- Stow, D. A. V., Hernández-Molina, F. J., Hodell, D., y Alvarez Zarikian, C. A. (2011). Mediterranean outflow: environmental significance of the Mediterranean Outflow Water and its global implications. *IODP Sci Prosp. doi*, **10**.
- Sun, Q., Wu, S., Cartwright, J., y Dong, D. (2012). Shallow gas and focused fluid flow systems in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Marine Geology*, **315**: 1–14.
- Svensen, H., Planke, S., Jamtveit, B., y Pedersen, T. (2003). Seep carbonate formation controlled by hydrothermal vent complexes: a case study from the Vøring Basin, the Norwegian Sea. *Geo-Marine Letters*, **23**(3-4): 351–358.
- Svensen, H., Planke, S., Malthe-Sorenssen, A., Jamtveit, B., et al. (2004). Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, **429**(6991): 542.
- Svensen, H., Jamtveit, B., Planke, S., y Chevallier, L. (2006). Structure and evolution of hydrothermal vent complexes in the Karoo Basin, South Africa. *Journal of the Geological Society*, **163**(4): 671–682.
- Svensen, H., Planke, S., Chevallier, L., Malthe-Sørenssen, A., Corfu, F., y Jamtveit, B. (2007). Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. *Earth and Planetary Science Letters*, **256**(3): 554–566.
- Teixidó, T. (2000). *Caracterització del subsòl mitjançant sísmica de reflexió d'alta resolució*. Tesis de doctorado, Universidad de Barcelona, 253 pp. PMCid: PMC1723212.
- Trude, J., Cartwright, J., Davies, R. J., y Smallwood, J. (2003). New technique for dating igneous sills. *Geology*, **31**(9): 813–816.
Vail, P. R., Mitchum Jr, R. M., y Thompson III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 3. Relative changes of sea level from Coastal Onlap: section 2. Application of seismic reflection Configuration to Stratigrapic Interpretation. AAPG Special Volumes.

Yilmaz, Ö. (1987). Seismic data processing. Investigations in geophysics.

Yilmaz, Ö. (2001). Seismic data analysis, Vol. 1. Society of Exploration Geophysicists.