

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN
SUPERIOR DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**Características sismoestructurales de una región al
suroeste del delta del Río Colorado, a partir de sísmica de
reflexión 2D**

Tesis

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

Presenta:

Graciela Anahel Vega Saucedo

Ensenada, Baja California, México
2014

Tesis defendida por

Graciela Anahel Vega Saucedo

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Mario González Escobar
Director del Comité

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas
Miembro del Comité

Dr. Jorge Torres Rodríguez
Miembro del Comité

Dr. Luis Gustavo Álvarez Sánchez
Miembro del Comité

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

Dr. Jesús Favela Vara
Director de Estudios de Posgrado

Octubre, 2014

Resumen de la tesis que presenta **Graciela Anahel Vega Saucedo** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Características sismoestructurales de una región al suroeste del delta del Río Colorado, a partir de sísmica de reflexión 2D.

Resumen elaborado por:

Graciela Anahel Vega Saucedo

La zona de deformación entre las placas tectónicas Pacífico-Norteamérica en la región del delta del Río Colorado está afectada por una gran cantidad de fallas sepultadas por sedimentos aportados por este río y por los abanicos aluviales cercanos de las sierras Cucapah y las Pintas situados al oeste. El objetivo del presente estudio es el de identificar estructuras en el sector suroeste del delta a partir del procesamiento e interpretación de datos sísmicos de reflexión 2D propiedad de PEMEX. Se quiere reconocer con mayor certidumbre el marco estructural de la región suroeste del delta y contribuir al entendimiento de la evolución tectónica y a la evaluación de riesgo sísmico. Los resultados muestran que el basamento acústico profundiza hacia el este, hasta más de 4 km y no se observa en la parte central de la cuenca Montague que es la depresión alargada producida por la zona de falla Cerro Prieto. Al este de la falla Cerro Prieto, se observa un pequeño sector de basamento acústico, siendo la primera vez que se reporta en esta zona. La zona de falla Cerro Prieto tiene 23 km de ancho y comprende a las fallas: Yurimori, Pangas Viejas, Santa Clara 1, Santa Clara 2 y Cerro Prieto. Las fallas Yurimori y Pangas viejas son el límite occidental de la zona de falla y acomodan principalmente desplazamiento lateral y normal, respectivamente. Las fallas Ometepepec y Ometepepec 2 se identificaron en el sector suroeste de la planicie deltaica en donde el basamento acústico es continuo en una profundidad de 2000 ms. Estas fallas acomodan desplazamiento vertical hacia el sureste en dirección de la cuenca de Wagner. La falla Pangas Viejas muestra una fuerte correlación con un sector con actividad sísmica que ha ocurrido después del sismo El Mayor-Cucapah de abril de 2010. La sismicidad reportada por RESNOM en esta zona cambia su tendencia en el extremo sur de la falla Indiviso al norte, de NW-SE a NE-SW. Se infiere que parte de la falla Pangas Viejas se activó durante este sismo. Se concluye que la falla Pangas Viejas debe de ser considerada como una estructura con alto potencial de riesgo.

Palabras claves: delta del Río Colorado, sísmica de reflexión, basamento acústico, falla Cerro Prieto, falla Pangas Viejas.

Abstract of the thesis present by **Graciela Anahel Vega Saucedo**, as a partial requirement to obtain the Master of Sciences degree in Earth Sciences.

Seismic structural characteristics of a region southwestern the Colorado River delta, from 2D seismic reflection.

Abstract by:

Graciela Anahel Vega Saucedo

The zone of deformation between Pacific-North America tectonic plates in the area of the Colorado River delta is affected by many buried faults that cut the crystalline basements and overlying deltaic deposits, which laterally inter-finger with sediments supplied by alluvial fans near the Cucapah and Las Pintas ranges. The main objective of this work is to interpret the structures found southwest of delta based on the processing and interpretation of 2D seismic reflection data owned by PEMEX. The aim of this thesis is to obtain a better structural framework of the southwest region of the delta plain and contribute to the understanding of the transtensional deformation and seismic risk for this region. The results show that the acoustic basement deepens toward the east from the Cucapah and Las Pintas mountain ranges and reaches more than 4 km beneath the surface, although, the acoustic basement was not observed in the central part of Montague basin, which is the structural depression of the Cerro Prieto fault zone. The Cerro Prieto fault zone is 23 km wide and includes from west to east the Yurimori, Pangas Viejas, Santa Clara 1, Santa Clara 2 and Cerro Prieto faults. The Yurimori and Pangas Viejas faults are the western boundary of the Cerro Prieto fault zone and are interpreted to accommodate mainly strike-slip and dip-slip, respectively. To the southwest the acoustic basement flattens to 2000 ms and the sedimentary sequence is cut by the Ometepec 1 and Ometepec 2 faults, which trend to the northeast and accommodate dip-slip towards the southeast into the Wagner basin. The Pangas Viejas fault trace exhibits a strong correlation with a sector in which seismic activity has occurred after El Mayor-Cucapah earthquake. Seismicity reported by RESNOM in this zone changes from NW-SE to NE-SW at the southern edge of the Indiviso fault rupture. It is inferred that a sector of the Pangas Viejas fault was activated during the earthquake and another part was not activated. We conclude that Pangas Viejas fault should be considered as a structure with a high risk potential.

Keywords: Colorado River delta, reflection seismic, acoustic basement, Cerro Prieto fault, Pangas Viejas fault.

Dedicatorias

A mis padres, José Santos Vega Romero y Sara Saucedo Aguilar por el apoyo y el amor incondicional que siempre me han demostrado.

A mis hermanos Mariel, Lorena y Alejandro que siempre están a mi lado en cada decisión que tomo.

A Daniel eres el mejor amigo y compañero, gracias por creer en mí siempre y apoyarme.

Los quiero mucho, gracias.

Agradecimientos

Agradezco principalmente a CONACYT por el apoyo económico que me brindo para realizar mis estudios de posgrado. A CICESE por haberme aceptado en su programa de posgrado y por el uso de sus instalaciones. A PEMEX por permitirme el uso de los datos sísmicos que hicieron posible este trabajo de tesis. Además a Halliburton, OpendTect por el uso de sus software que hicieron posible el procesado e interpretación de los datos y el Grant académico que mantiene con CICESE. Así como también Google Pro por el uso de su software.

A mi director de tesis Dr. Mario González Escobar por haberme aceptado como su estudiante, por el apoyo y paciencia que tuvo en el desarrollo de mi trabajo.

A mis sinodales Dr. Arturo Martín Barajas, Dr. Jorge Torres Rodríguez y Dr. Luis Gustavo Álvarez Sánchez por sus recomendaciones y disposición en ayudarme en todo momento.

A Sergio Arregui Ojeda por su apoyo y asesorías en los problemas de cómputo que se me presentaron en este trabajo.

A Clemente Germán Gallardo Mata por haberme enseñado y apoyado con el software para realizar el trabajo.

A Martin Pacheco Romero por su ayuda y recomendaciones en la interpretación geológica.

A mis amigos y compañeros de generación.

Un reconocimiento a todo el personal del departamento de Ciencia de la Tierra, en especial a Ana Rosa Soto, Barbará Uribe, y Humberto Benítez por la buena disposición y apoyo.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Agradecimientos	v
Tabla Contenido	vi
Lista de figuras	v
Lista de tablas.....	xiv
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Marco Geológico y Tectónico Regional.....	3
1.2 Delta del Río Colorado.....	6
1.3 Objetivos y Metas.....	11
Capítulo 2. Metodología	12
2.1 Sísmica de Reflexión	12
2.1.1 Adquisición Sísmica	13
2.1.2 Procesamiento	14
2.1.2.1 Pre-apilamiento (Pre-stack).....	16
2.1.2.1.1Almacenamiento de datos	16
2.1.2.1.2Geometría	16
2.1.2.1.3Edición de registros	17
2.1.2.1.4Estáticas de elevación.....	18
2.1.2.1.5Atenuación de “Ground Roll”	20
2.1.2.1.6Deconvolución.....	20
2.1.2.1.7Análisis y filtrado F-k (Frecuencia – Numero de Onda).....	21
2.1.2.2 Apilamiento (“Stack”).....	22
2.1.2.2.1Ordenar trazas por CDP	22
2.1.2.2.2Análisis de Velocidad	23
2.1.2.2.3Corrección por NMO (“normal moveout”)	24
2.1.2.2.4Apilamiento (“stack”)	25
2.1.2.3 Procesamiento post-apilamiento (“post-stack”).....	25
2.1.2.3.1Divergencia Esférica	26
2.1.2.3.2Control automático de ganancia (AGC).....	26
2.1.2.3.3Filtro variable en tiempo	27
2.1.2.3.4Migración.....	27
2.1.2.3.5Conversión a profundidad	29
2.1.3 Interpretación Sísmica	30
2.1.3.1 Sismoestratigrafía	31

Tabla de contenido (continuación)

	Página
Capítulo 3. Resultados	34
3.1 Secciones Sísmicas	34
3.1.1 Sección 4991	35
3.1.2 Sección 4993	38
3.1.3 Sección 4999	41
3.1.4 Sección 5001	43
3.1.5 Sección 5003	45
3.1.6 Sección 5068	47
3.2 Basamento Acústico	49
3.3 Correlación de Fallas	51
3.3.1 Falla Yurimori	51
3.3.2 Falla Pangas Viejas	51
3.3.3 Falla Santa Clara 01	52
3.3.4 Falla Santa Clara 02	52
3.3.5 Falla Cerro Prieto	52
3.3.6 Falla Ometepepec.....	53
3.3.7 Falla Ometepepec 2.....	53
3.4 Anomalía gravimétrica	56
3.5 Horizontes Sísmicos	59
 Capítulo 4. Discusión	 60
4.1 Implicaciones tectónicas	60
4.1.1 Fallas	61
4.1.2 Cambio en el régimen de sismicidad regional.....	66
4.1.3 Basamento Acústico	67
 Capítulo 5. Conclusiones.....	 70
 Lista de referencias.....	 72

Lista de figuras

Figura	Página
1 Mapa estructural del Golfo de California. Área de estudio en color amarillo. Se muestra el sistema de fallas (líneas rojas) en la Provincia Extensional del Golfo (línea blanca) y SE de la Provincia de Cuencas y Cordilleras (Basin and Ranges). En color azul cielo al norte, se muestra la región del delta del Río Colorado. La línea en verde delimita la depresión de Salton. En azul marino el cauce del Río Colorado. Las principales estructuras en el norte del Golfo son; Cuenca Wagner; Consag; Delfín y Tiburón (Tomado y modificado de Chanes-Martínez, 2012).	5
2 a) Sismicidad histórica de los eventos mayores compilados por Ellsworth (1990) (círculos rojos) indicando año y magnitud. Epicentro del sismo del 4 de abril de 2010 (estrella roja), principales fallas. FCP: Falla Cerro Prieto, FI: Falla Imperial, FIND: Falla Indiviso, LS: Laguna Salada. Líneas a trabajar (líneas azules). b) Sismicidad reportada por RESNOM DE 1979 al 3 de abril de 2010 (círculos guindas). En círculos azules sismicidad después del sismo del 4 de abril de 2010. En círculos rosa sismicidad antes del sismo del 4 de abril de 2010.....	6
3 Localización geográfica del delta del Río Colorado (línea color azul). SC-Sierra Cucapah, SEM-Sierra El Mayor, SLP-Sierra Las Pintas (modificado de Alles, 2011, Nelson et al., 2012).....	8
4 Esquema de la desembocadura de un Río en costa dominada por acción de mareas. (e.g. del Río Colorado en el Golfo de California) (Modificado de Jaillard, 1993).....	9
5 a) Distribución de facies ricas en arena en el delta del Río Colorado. Con excepción de los abanicos aluviales, la mayoría de los depósitos están relacionados con el Río Colorado y su estuario. b) Asociación de facies del delta del Río Colorado (modificado de Meckel, 1975).	10
6 Esquema para el arreglo de geometría para la adquisición de datos de campo, utilizando dinamita como fuente emisora (tomada de Gallardo-Mata, 2013).....	13
7 Diagrama de procesamiento de datos sísmicos de reflexión multicanal 2D que se siguió para este trabajo.	15

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
8 Mapa original a partir del cual se recuperó la información de la geometría de los disparos y el arreglo de las líneas sísmicas procesadas en esta tesis (líneas rojas).....	17
9 La figura a) y b) representan el antes y después respectivamente de la edición para la eliminación de ruido antes de los primeros arribos, así como la figura c) y d) para la eliminación de trazas ruidosas.	18
10 Esquema generalizado para la aplicación de la corrección por estáticas de elevación (Modificada de Manual ProMAX).	19
11 Registro de cambo a) antes b) después de la aplicación de la deconvolución, así, como otros tratamientos previos. Las señales son comprimidas y se distingue mejor la señal-ruido.	21
12 Análisis de frecuencias espaciales. a) Registro de campo y espectro en el dominio F-k b) registro en campo atenuado y espectro en el dominio F-k donde se muestra el filtro que se aplicó.	22
13 Esquema de CDP. Las reflexiones que provienen de un mismo punto en el subsuelo son sumadas, para así poder obtener una mejor relación señal-ruido.....	23
14 Análisis de Velocidad. a) Técnica de espectro de semblanza, los tonos de color rojizos representan los valores de semblanza más altas y son los que corrigen el efecto de NMO, y por ende la línea en color blanco se realiza en estos contrastes de semblanza más fuertes. b) Registro de CDP'S a corregir. c) Corrección dinámica por NMO. d) Técnica de velocidad constante; se muestra un grupo de 10 CDP'S repetidos 14 veces, en cada grupo se aplica una velocidad diferente que va de los 1000 a 5000 m/s.	24
15 Muestra las trazas antes de aplicar corrección por NMO, posteriormente se aplica la corrección y al finalizar se muestra el resultado de apilamiento de trazas (suma).	25
16 Sección sísmica en la que se muestra la primera imagen coherente del subsuelo de área de estudio. La imagen consiste en un apilamiento de trazas corregidas por NMO.....	26

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
17 Sección sísmica migrada en tiempo corregida por divergencia esférica, control de ganancia (agc) y filtro variable en tiempo.	29
18 Desarrollo de una discordancia (tomado de Caldwell, 1997).	31
19 Tipos de terminaciones de reflectores que definen a una unidad entre los otros reflectores (tomado de Caldwell, 1997).	32
20 Patrones de reflexión sísmica que pueden ser identificados dentro de las unidades litológicas.	33
21 Formas geométricas que puede presentar una unidad litológica (modificada de Sheriff y ,Geldart, 1991).	33
22 Perfil A-B de la línea 4991 SW-NE. a) Sin Interpretar. b) Interpretada. Líneas en rojo representan las fallas menores interpretadas. Las líneas en naranja y amarillo representan los sismorefectores y el basamento acústico, respectivamente. De SW a NE se presentan las fallas mayores: Yurimori (FY), Pangas Viejas (FPV), Santa Clara 02 (FSC-02), Santa Clara 01 (FSC-01), las cuales también se observan en la línea 4991 al sur con excepción de la falla Santa Clara O2 . Las fallas se identifican con los mismos colores si es que están presentes en los demás perfiles. Se incluye mapa de ubicación del perfil.	37
23 Perfil A-B de la línea 4993 SW-NE. a) Sin Interpretar. b) Interpretada. Se interpretan las mismas estructuras que en la 4991 a excepción de la falla Santa clara 02 debido a la falta de datos,	
24 además de que no se observa la continuidad lateral de los horizontes semiparalelos y continuos que se aprecian en la sección al norte. El espacio en blanco en la parte central es debido a la ausencia de información.	40

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
25 Perfil A-B de la línea 5001 SW-NE. a) Sin Interpretar. b) Interpretada. Fallas mayores: Ometepepec 2 (FO-2), Ometepepec (FO). Se observan tres sismorelectores fuertes que se acuñan hacia el basamento acústico y se interrumpen hacia el noreste hacia la cuenca Wagner (líneas color naranja, azul, verde y amarillo, respectivamente). Se puede observar que el cuerpo atribuido a los abanicos aluviales está presente en casi toda la sección.....	44
26 Perfil A-B de la línea 5003 SW-NE. a) Sin Interpretar. b) Interpretada. Fallas mayores: Ometepepec 2 (FO-2), Ometepepec (FO). Se observan los mismos sismorelectores que en la sección anterior, con una variación en los espesores y la interrupción de estos es menor en este perfil.....	46
27 Línea 5068 NW-SE. a) Sin Interpretar. b) Interpretada. La Línea color amarillo representa el basamento acústico. En color rojo se representa las fallas menores interpretadas. Se observa que el depocentro va incrementando su profundidad del NW-SE. Se puede observar hacia el sureste del perfil como los sedimentos son flexionados hacia arriba (anticlinal) el cual está controlado en parte por la falla Ometepepec 2. Se incluye mapa de ubicación de este perfil.....	48
28 Mapa de configuración del basamento acústico. Líneas en negro representan las líneas procesadas en esta tesis. Líneas grises trabajadas por Chanes-Martínez (2012) y Sánchez-García (2013). Se observa como el basamento profundiza hacia NE y SE hacia la cuenca Montague y Wagner, hacia el NE de la imagen se observa un alto estructural puntual del que no se tenía reporte alguno, el cual consideramos es basamento acústico.	50

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
29 Interpretación de las fallas observadas en el área de estudio de oeste a este, se tienen las fallas: Ometepepec 2 (FO2), Ometepepec (FO), Yurimori (FY), Pangas Viejas (FPV), Santa Clara 01 (FSC-01), Santa Clara 02 (FSC-02), Indiviso (FIN) y Cerro Prieto (FCP). Parte de la información se modificó de Chanes-Martínez, 2012 y Sánchez-García, 2013. Círculos rojos representan epicentros de sismos históricos indicando el año y su magnitud.	54
30 Proyección tridimensional de las estructuras interpretadas.	55
31 Mapa de anomalía de Bouguer en la región del delta del Río Colorado y Altar, proporcionado por PEMEX. En rojo se indican los valores altos gravimétricos y en azul los bajos. Las líneas negras indican las secciones sísmicas interpretadas en este trabajo, las líneas en color gris fueron trabajadas por Chanes-Martínez (2012) y Sánchez-García (2013). Las fallas observadas en el área de estudio de oeste a este, son: Ometepepec 2 (FO2), Ometepepec (FO), Yurimori (FY), Pangas Viejas (FPV), Santa Clara 01 (FSC-01), Santa Clara 02 (FSC-02), Indiviso (FIN) y Cerro Prieto (FCP). Parte de la información se modificó de Chanes-Martínez, 2012 y Sánchez-García, 2013. Círculos rojos representan epicentros de sismos históricos indicando el año y su magnitud.	58
32 Esquema en forma de flor negativa, mostrando el escalonamiento hacia el este, tal como sucede en el área de estudio, donde limitan al oriente con la falla de rumbo dextral Cerro Prieto.	61
33 Perspectiva de las estructuras de la región de estudio. La escala en la vertical y horizontal de los perfiles sísmicos es indicada. Se indican las fallas Yurimori (FY), Pangas Viejas (FPV), Santa Clara (FSC-02, FSC-01) y Falla Cerro Prieto, H1 y H2 sismo reflectores 1 y 2. Mostrando la mayor subsidencia en la zona entre las fallas Santa Clara 01y 02	63
34 Perfil sísmico “típico” mezcla de 4993-49491, resumiendo sus características. De este a oeste se tienen las fallas: Yurimori (SY), Pangas Viejas (FPV), Santa Clara 01 (FSC-1), Santa Clara 02 (FSC-2) y Cerro Prieto (FCP), así como los dos sismo reflectores presentes en todo la región de estudio. Configuración del anticlinal rollover formado entre las fallas Pangas Viejas al oeste y Cerro Prieto al este y el cual se considera es el reportado por Chanes-Martínez a 15 km al norte.	63

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
35 a) Actividad sísmica antes b) Actividad sísmica después del sismo El Mayor-Cucapah del 10 de Abril del 2010 (tomada de RESNOM). Se indican las fallas interpretadas en este trabajo y las fallas reportadas por Chanes-Martínez (2012). Cambio en el patrón de sismicidad de NW-SE a NE-SW, siguiendo la orientación de un sector de la falla Pangas viejas.	66
36 Configuración del basamento tomando en cuenta las secciones interpretadas por Chanes-Martínez (2012) y Sánchez-García (2013). En naranja se indica las zonas más someras, mientras que en blanco las más profundas. Se observa al este la caída del basamento hacia la Cuenca Montague, mientras que también hacia el sur de la zona de estudio, ya que está cercano al Golfo de California, así como la presencia de un alto estructural al noreste de la falla Cerro Prieto. Se indican los nombres de las fallas; FY = Falla Yurimori, FPV=Falla Pangas Viejas, FCP=Falla Cerro Prieto, FSC (01,02), Fallas Santa Clara 01, 02, FO=Falla Ometepepec, FO2=Falla Ometepepec 2.	68
37 Comparación de la anomalía gravimétrica (mapa superior) respecto al basamento acústico obtenido a partir de sísmica de reflexión (mapa inferior). Se puede observar la correlación ente el alto gravimétrico y el alto de basamento en la línea 4993, sobre el desierto de Altar.....	69

Lista de tablas

Tabla	Página
38 Parámetros de adquisición de los datos de sísmica de reflexión proporcionados por PEMEX.	14
39 Parámetros utilizados para la aplicación del filtro variable en tiempo.	27

Capítulo 1.

Introducción

La región del delta del Río Colorado se encuentra en la provincia extensional Golfo de California (PGE) sobre la frontera divergente de las placas tectónicas Pacífico-Norteamérica. El delta moderno abarca desde la depresión del Salton en el sur de California, hasta la cuenca Wagner en el norte del Golfo de California. La zona sobre la que se encuentra el delta es la zona de transición entre el sistema transforme de San Andrés, al norte y el sistema de fallas transformes y dorsal oceánica en el sur (Elders *et al.*, 1972; Lonsdale, 1989). La mayor parte del desplazamiento que ocurre entre el límite de placas Pacífico-Norteamérica, se acomoda a través del sistema de fallas que atraviesan la región en esta latitud y solo el 30% corresponde a extensión (Suárez-Vidal *et al.*, 2007; Bennett *et al.*, 1996; Dixon *et al.*, 2002).

El patrón estructural de las fallas que interactúan en el Golfo de California y la depresión de Salton está controlado por fallas de rumbo dextrales con escalonamiento derecho, las cuales tienden a formar cuencas tipo “pull-apart” en las zonas de traslape (Lonsdale, 1989). Se considera que las principales estructuras en la región del delta del Río Colorado son las fallas Cerro Prieto e Imperial a través de las cuales se transfiere la mayor cantidad de desplazamiento en la frontera de placas (Lomnitz *et al.*, 1970; Frez-Cárdenas y González-García, 1989). La falla Cerro Prieto ha sido parte del límite de placas Pacífico y Norteamérica por los últimos 6-7 Ma, esta falla atraviesa la región del delta, donde la tasa promedio de deslizamiento oblicuo al delta se estima en 46 mm por año (González-García *et al.*, 2003).

El delta del Río Colorado tiene una superficie de 8.600 km² (Elders *et al.*, 1972; González-Escobar *et al.*, 2009; Dorsey 2010). Es delimitado al oeste por las sierras Juárez, Las Tinajas y Las Pintas y al este, el delta moderno termina contra el escarpe de la planicie del desierto de Altar, en Sonora (Colleta y Ortlieb, 1984;

Alles, 2011; Nelson, 2012). Su evolución se determina básicamente por la interacción de dos procesos sedimentológicos importantes: el aporte de sedimentos del Río Colorado (Phillips, 1964) y los ciclos de mareas semi-diurnas.

El conocimiento actual acerca de la estructura geológica de la región del delta proviene de estudios de sismología de terremotos y de sísmica de reflexión, sin embargo, la alta razón de sedimentación y la poca y baja magnitud de la actividad sísmica (Castro *et al.*, 2011), impiden ubicar estructuras geológicas en gran parte de esta región. Debido a que se tiene la necesidad de conocer con mayor certidumbre el marco estructural de la región, se recurre al procesado e interpretación de datos de sísmica de reflexión en esta región, hasta ahora muy poco estudiada.

Este trabajo contribuye al conocimiento de la estructura interna en un sector al SW del delta del Río Colorado, se presenta un estudio de procesado e interpretación de seis perfiles sísmicos de reflexión. El objetivo es identificar fallas sepultadas debajo de los sedimentos en la parte suroeste del delta del Río Colorado, debido a que muchas de las estructuras se encuentran sepultadas por los sedimentos aportados por el Río Colorado (Chanes-Martínez, *et al.*, 2014; Pacheco *et al.*, 2006).

El análisis de los datos sísmicos arroja nueva información de la tectónica en la región, principalmente porque muestran que el basamento se profundiza en dirección sureste hacia las cuencas Montague y Wagner, llegando a profundidades mayores a 5000 m al oriente de la falla Cerro Prieto. Existe una zona de deformación entre esta estructura y la falla Indiviso, que contiene una gran cantidad de fallas sepultadas (Chanes-Martínez *et al.*, 2014).

Este trabajo, fue posible gracias a la información de sísmica de reflexión propiedad de Petróleos Mexicanos (PEMEX), tomados con fines de exploración de 1979 a 1980, como parte del prospecto delta del Río Colorado de PEMEX.

En este primer capítulo se hace una introducción general al trabajo, con una descripción del marco tectónico, las estructuras activas en la región y las

características del delta del Río Colorado. El capítulo dos describe la metodología, de sísmica de reflexión, que incluye la adquisición y el procesamiento de los datos. El capítulo tres contiene la interpretación y explicación de los resultados obtenidos de los datos procesados. El capítulo cuatro presenta la discusión general del trabajo, y por último en el capítulo cinco se presentan las conclusiones.

1.1 Marco Geológico y Tectónico Regional

El Golfo de California se localiza dentro de la Provincia Extensional del Golfo (PEG) que es la región occidental de la provincia de cuencas y sierras (Stock y Hodges, 1989). El patrón estructural de la PEG es similar al patrón estructural de Provincia de Cuencas y Sierras del SW de Estados Unidos y NW de México, donde la mayor parte de la deformación es más antigua (~32-27 Ma) (Henry y Aranda Gómez, 1992). La evolución estructural del Golfo de California está asociada a una zona de extensión oblicua que siguió a la transición de un cambio tectónico de subducción a un rift continental que evolucionó a un rift oceánico, con la transferencia de Baja California a la placa del Pacífico durante el Mioceno Tardío-Plioceno (<12 MA) (Martin-Barajas, 2000), y formó la configuración actual del límite de placas Pacífico-Norteamérica (Stock y Hodges, 1989). La extensión total de la PEG no está bien cuantificada, y las estimaciones oscilan entre 350 y 600 kilómetros (Aragón-Arreola *et al.*, 2005).

El límite de placas Pacífico-Norteamérica tiene un componente de cizalla lateral derecha dominante, en el que solo el 30% del desplazamiento corresponde a extensión. El modelo simple de fallas de rumbo dextrales, con escalonamiento derecho, y cuencas tipo “*pull-apart*” en las zonas de traslape se ha aplicado al sistema del Golfo de California (Figura 1). Un ejemplo de esto es la interacción de las fallas Cerro Prieto e Imperial que forman la cuenca Cerro Prieto (Lomnitz *et al.*, 1972; Frez-Cárdenas y González-García).

Las fallas transformes de Cerro Prieto e Imperial se consideran como las principales estructuras en la zona del delta y transfiere la mayor cantidad de

desplazamiento relativo entre las placas en esta latitud (80-90%) (Frez-Cárdenas y González-García, 1989; Suárez-Vidal *et al.*, 2007).

Estudios recientes presentan la falla Indiviso que es paralela a la falla Cerro Prieto pero se ubica a ~10 km al oeste de esta (González-García, 2010; Hauksson, *et al.*, 2010). En el desierto de Altar las fallas reportadas están inactivas y esa cuenca registra inversión o levantamiento (Pacheco *et al.*, 2006; Pérez-Tinajero, 2007; Ortlieb, 1991) y la mayor subsidencia actual ocurre al oeste de la falla Cerro Prieto. Las fallas cortan los depósitos del Río Colorado en el margen oeste de la depresión de Salton en donde la base de los depósitos deltaicos está fechado en 5.5 Ma (Dorsey *et al.*, 2011).

La sismicidad histórica en la región del delta del Río Colorado (Ellsworth, 1990) muestra la ausencia de sismos históricos fuertes en la vecindad del epicentro del sismo del 4 de abril de 2010 (Figura 2a), situado al oeste de la falla Cerro Prieto. Existe poca sismicidad al SW de la falla Cerro Prieto en los catálogos de las redes sísmicas, sin embargo en la zona existe los sismos históricos de 1891(Mw 6.0) y 1935(Mw 5.3). A raíz del temblor del 4 de abril de 2010 (Mw 7.2), se postuló la existencia de la falla Indiviso (González-García *et al.*, 2010), que rompió hacia el SE cortando de forma oblicua la región distal del delta (Figura 2 a y b).

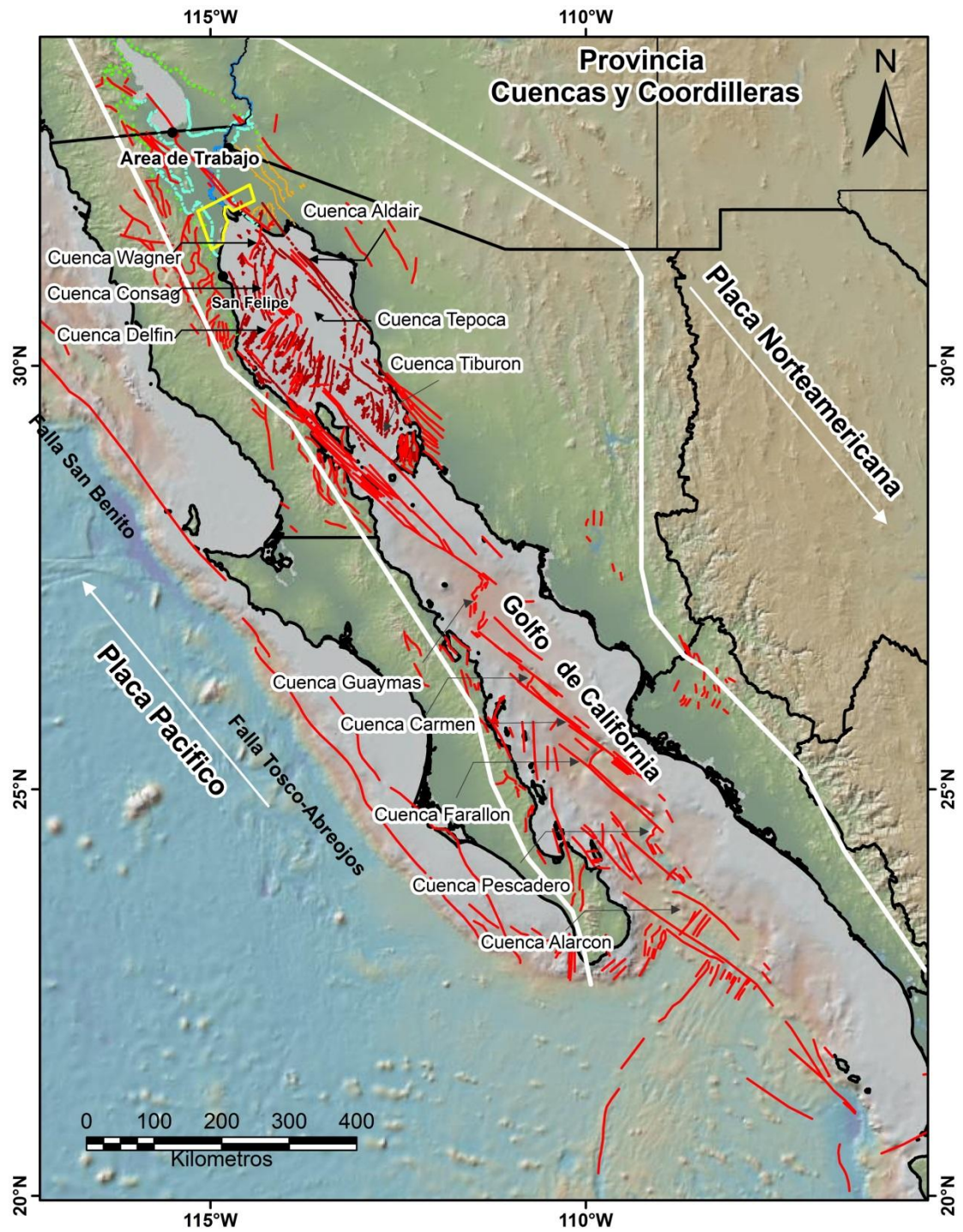


Figura 1. Mapa estructural del Golfo de California. Área de estudio en color amarillo. Se muestra el sistema de fallas (líneas rojas) en la Provincia Extensional del Golfo (línea blanca) y SE de la Provincia de Cuencas y Cordilleras (Basin and Ranges). En color azul cielo al norte, se muestra la región del delta del Río Colorado. La línea en verde delimita la depresión de Salton. En azul marino el cauce del Río Colorado. Las principales estructuras en el norte del Golfo son; Cuenca Wagner; Consag; Delfín y Tiburón (Tomado y modificado de Chanes-Martínez, 2012).

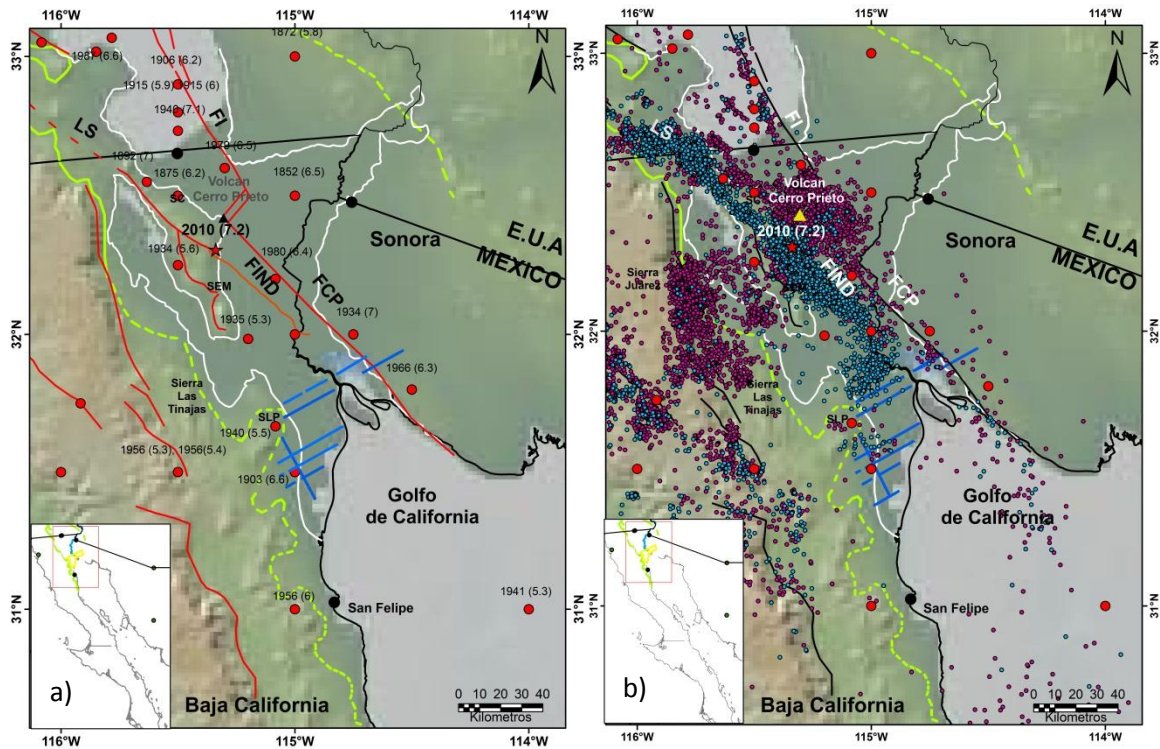


Figura 2. a) Sismicidad histórica de los eventos mayores compilados por Ellsworth (1990) (círculos rojos) indicando año y magnitud. Epicentro del sismo del 4 de abril de 2010 (estrella roja), principales fallas. FCP: Falla Cerro Prieto, FI: Falla Imperial, FIND: Falla Indiviso, LS: Laguna Salada. Líneas a trabajar (líneas azules). b) Sismicidad reportada por RESNOM DE 1979 al 3 de abril de 2010 (círculos guindas). En círculos azules sismicidad después del sismo del 4 de abril de 2010. En círculos rosa sismicidad antes del sismo del 4 de abril de 2010.

1.2 Delta del Río Colorado

Durante el Plioceno temprano el Río Colorado integró su cauce actual y aportó un gran volumen de sedimentos a la depresión del Salton y ocasionó la progradación al sureste de la llanura fluviodeltaica hacia el Golfo de California (Dorsey, 2010).

El delta del Río Colorado forma un cono deltaico alargado en dirección noroeste y está bordeado por una planicie aluvial, un estuario y una planicie lodosa dominado por las mareas (Jaillard, 1993). Al oeste el delta está limitado por las sierras Juárez, Las Tinajas y Las Pintas y los depósitos aluviales que emergen de estas sierras, mientras que al este termina contra el escarpe de la mesas de Yuma y San Luís Río Colorado que marca el inicio de la cuenca abandonada de Altar (Colletta y Ortlieb, 1984, Pacheco *et al.*, 2006).

En la región del delta la profundidad promedio del basamento es de 5.6 km y contiene más de 40,000 kilómetros cúbicos de sedimentos del Río Colorado que fueron depositados en los últimos 2 a 3 Ma (Jenning y Thompson 1986; Dorsey *et al.*, 2005; Dorsey, 2010). Los sedimentos depositados por el río han sido trasladados en dirección noroeste a lo largo de las fallas del sistema San Andrés (Winkler y Kidwell, 1986), cubriendo gran parte de la depresión de Salton. El Río Colorado, con un área de captación de 630,000km², ha erosionado un gran volumen de sedimentos del Colorado Plateau y descargado en las cuencas que se encuentran a lo largo de los límites de las placas Pacífico-Norteamérica en el sur de California y noroeste de México en los últimos 5-6 Ma. (Spencer *et al.*, 2001, Pederson *et al.*, 2002, Dorsey *et al.*, 2007).

El gran volumen de sedimentos observados en el delta, solo pueden ser explicados por una subsidencia activa y un continuo aporte de sedimento. La subsidencia está ligada a la tectónica y a la carga litostática.

Los estratos deltaicos presentan una deposición vertical y lateral ya que comprenden una diversidad de ambientes depositacionales que pueden incluir algunos o todos de los siguientes subambientes, dependiendo de la interacción de la descarga del río y el transporte litoral (oleaje, mareas): canales distributarios, planicies/pantanos deltaicos, bahías, planicie de marea incluyendo canales de marea, boca distributaria de barras, lagunas, barreras costeras, y barras de marea.

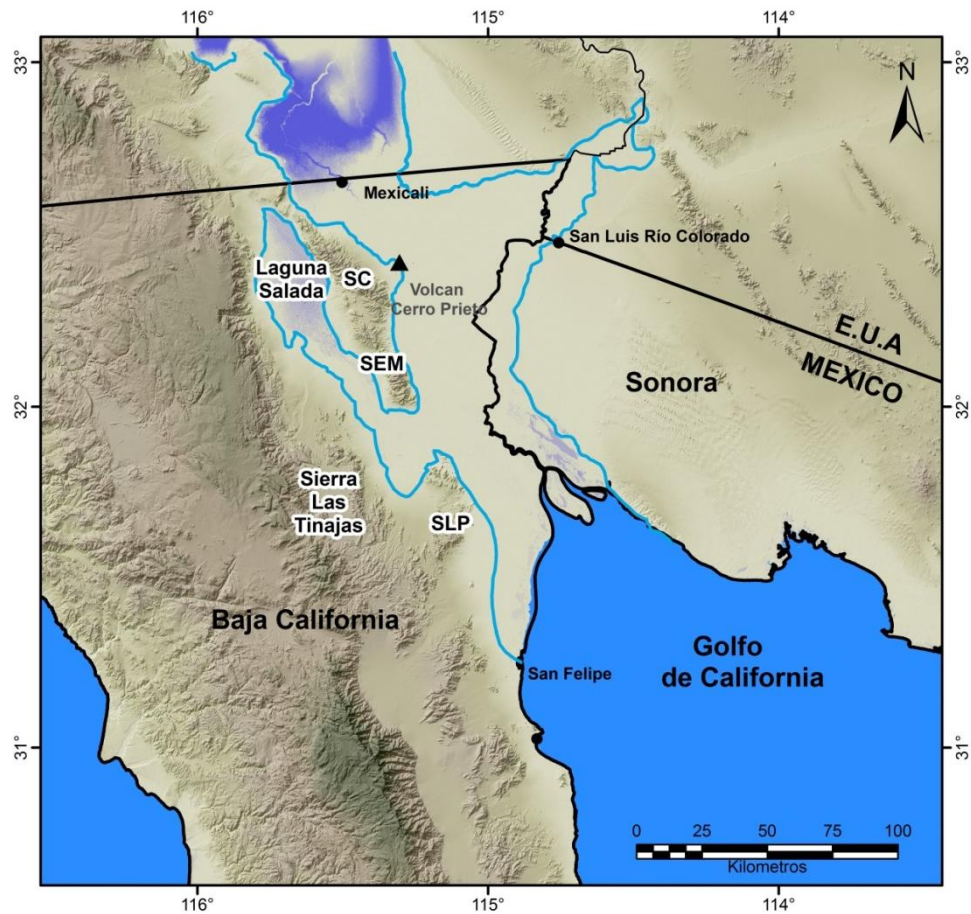


Figura 3. Localización geográfica del delta del Río Colorado (línea color azul). SC-Sierra Cucapah, SEM-Sierra El Mayor, SLP-Sierra Las Pintas (modificado de Alles, 2011, Nelson et al., 2012).

El delta del Río Colorado es un delta con predominancia de procesos de mareas que lo modifican, este tipo de deltas presentan las siguientes particularidades:

- a) La morfología se caracteriza por canales distributarios de tipo estuarino, con desembocadura ensanchada (las desembocaduras fluviales son estrechas), bordeados por llanuras de supramarea arcillosas y canales meandríformes aguas arriba.
- b) Sus canales distributarios generalmente carecen de diques (levées). En el canal se acumulan arenas, a menudo bajo la forma de barras de meandros.
- c) Las zonas intercanales de la llanura deltaica están constituidas por llanuras limosas mareales y pantanos fluviales. En las zonas con clima semiárido es común la presencia de evaporitas en la planicie supramareal.

- d) En las desembocaduras, la arena es depositada bajo la forma de barras de marea, cuya forma depende de la acción de las corrientes de flujo y reflujo a veces están alargadas, otras veces lobuladas. Contienen figuras de corriente con sentidos opuestos traduciendo las direcciones opuestas del flujo y reflujo (Figura 4), progradando sobre las arcillas marinas del prodelta y formando secuencias granocrecientes con base gradacional. (Coleman, 1982, Elliot 1986, Allen 1989; Chamley 1989).

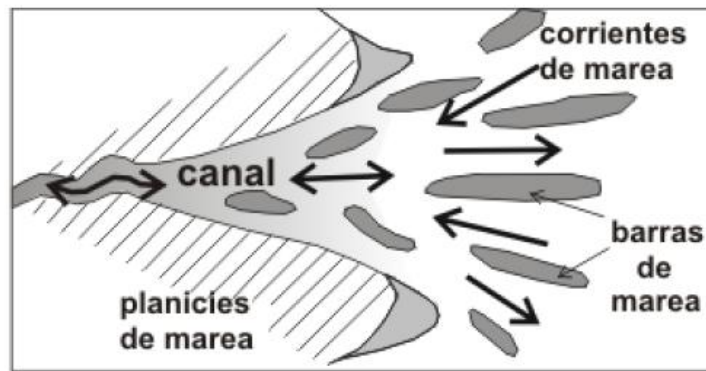


Figura 4. Esquema de la desembocadura de un delta dominado por acción de mareas como el Río Colorado en el Golfo de California (Modificado de Jaillard, 1993).

Esto nos da una idea de las facies que podemos encontrar y la asociación de estas nos permite reconocer un ambiente sedimentario (Figura 5). En las líneas sísmicas solo se verán aquellos estratos de facies sísmicas que tengan grandes dimensiones ya que los pequeños no se verán debido a la resolución vertical y horizontal de 100 m los perfiles sísmicos.

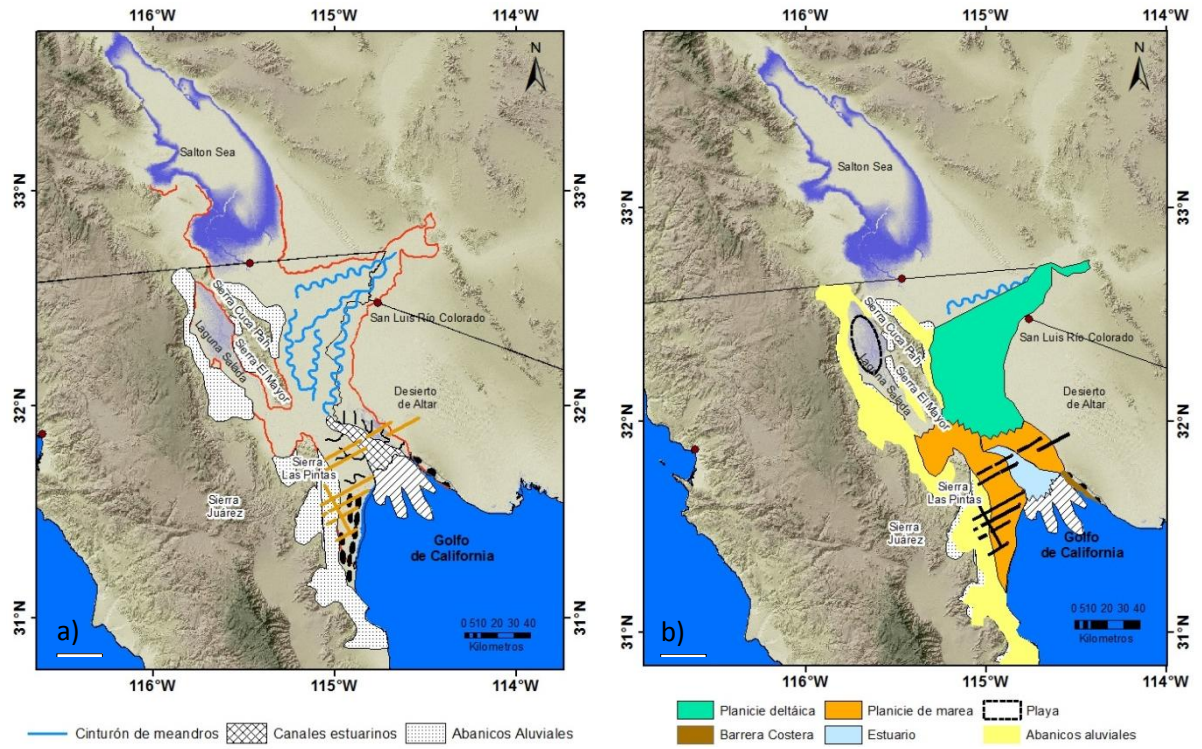


Figura 5. a) Distribución de facies ricas en arena en el delta del Río Colorado. Con excepción de los abanicos aluviales, la mayoría de los depósitos están relacionados con el Río Colorado y su estuario. b) Asociación de facies del delta del Río Colorado (modificado de Meckel, 1975).

1.3 Objetivos y Metas

El objetivo general de este trabajo es estudiar las características sísmo estructurales en la región suroeste del delta del Río Colorado en Baja California, a partir del procesamiento e interpretación de seis líneas sísmicas (Figura 2). Se busca identificar las principales fallas geológicas, las secuencias sísmoestratigráficas y la configuración del basamento en cada uno de las secciones.

Un objetivo particular es identificar principalmente estas estructuras en la vecindad de la zona de la falla transforme Cerro Prieto, y la geometría del relleno sedimentario en el sector de la cuenca Montague.

Capítulo 2

Metodología

La sísmica de reflexión es una técnica de exploración geofísica que permite obtener información del subsuelo a partir de los diferentes tiempos de llegada de ondas elásticas (pulsos), generadas artificialmente mediante explosiones, impactos mecánicos o vibraciones cerca de la superficie. El retorno de los pulsos a la superficie después de reflejarse en las distintas interfaces, se registra en receptores. Por tanto, el objetivo básico de la sísmica de reflexión es obtener información sobre la configuración interna del subsuelo.

La metodología es dividida en tres etapas: adquisición, procesamiento e interpretación. En este capítulo se explican cada una de las etapas.

2.1 Sísmica de Reflexión

El método sísmico de reflexión consiste en generar ondas sísmicas mediante una fuente emisora y registrarlas en una serie de estaciones sensoras (geófonos) que se ubican en superficie y que están alineados con la fuente emisora (Figura 6). Se basa en las reflexiones del frente de ondas sísmico sobre las distintas interfaces del subsuelo. Estas interfaces (reflectores) responden a contrastes de impedancia que posteriormente se relacionaran con las distintas capas geológicas.

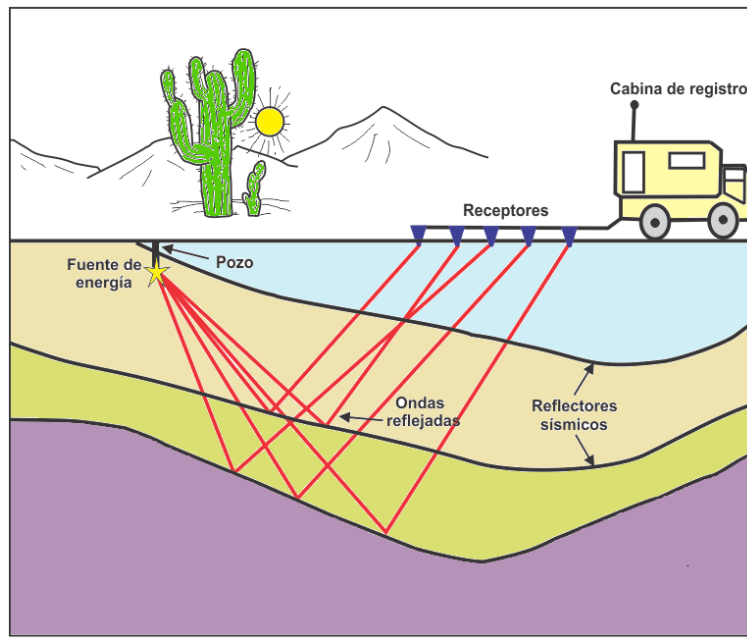


Figura 6. Esquema para el arreglo de geometría para la adquisición de datos de campo, utilizando dinamita como fuente emisora (tomada de Gallardo-Mata, 2013).

2.1.1 Adquisición Sísmica

En esta tesis, se utilizaron datos que fueron proporcionados a partir de convenio entre PEMEX-CICESE. Los datos sísmicos adquiridos por PEMEX son de sísmica multicanal 2D se trata de datos Multicanal en 2D, y pertenecen al prospecto delta del Río Colorado. Los datos se colectaron a finales de los años 70' y principios de los 80'.

Tabla 1. Parámetros de adquisición de los datos de sísmica de reflexión proporcionados por PEMEX.

Parámetro	Valor
Fuente de Energía	Dinamita
Distancia entre estaciones	50 m
Distancia entre puntos de tiro	100 m
Número de canales	48
Tiempo de grabación	6000 ms
Intervalo de muestreo	2 ms
Filtro bajo	12 Hz
Filtro alto	128 Hz
Distancia entre detectores	8 m
Patrón de Tiro	1150-300-0-300-1150

Los parámetros de adquisición de los datos fueron con un arreglo de tendido central, utilizando como fuente de energía dinamita, en la tabla 1 se especifican los valores de adquisición.

2.1.2 Procesamiento

El procesamiento de sísmica de reflexión consiste en la aplicación de una serie de parámetros y algoritmos para el tratamiento de los datos crudos (dato bruto), con el fin de obtener una sección sísmica de calidad. El objetivo principal es aislar en los registros las reflexiones de otros eventos, como ruido ambiental (onda superficial, onda aérea, etc.).

Otro principio importante es preservar lo más posible las reflexiones originales, de manera que cualquier algoritmo aplicado no genere reflexiones aparentes que se superpongan a estas.

Los registros sísmicos se introducen en una estación de trabajo para el procesamiento. La secuencia de procesado se divide en tres etapas: 1) Pre-

Apilamiento (pre-stack), 2) Apilamiento (stack) y 3) Post-Apilamiento (post-stack) (Yilmaz, 2001), para cada una de las etapas se aplican algunos tratamientos (Figura 7).

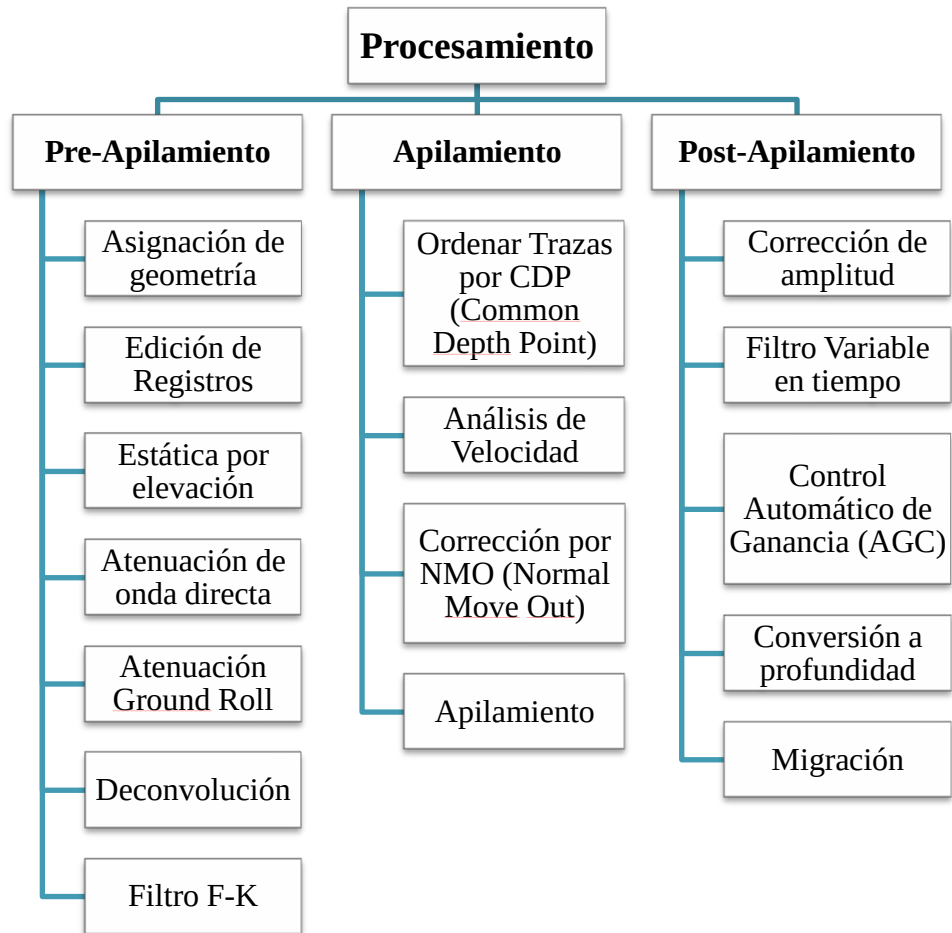


Figura 7. Diagrama de procesamiento de datos sísmicos de reflexión multicanal 2D que se siguió para este trabajo.

Para el procesamiento de los datos sísmicos se utilizó el software ProMAX de la plataforma de Landmark™, propiedad de la compañía Halliburton, software al que se tiene acceso gracias a un Grant Universitario que CICESE tiene con la compañía.

2.1.2.1 Pre-apilamiento (Pre-stack)

2.1.2.1.1 Almacenamiento de datos

Los datos de campo son grabados en cintas en el formato SEG Y (Formato Y de grabación de la Sociedad de Geofísicos de Exploración), el cual es un formato estándar para los datos de sísmica en profundidad, y que es compatible con el paquete de software ProMAX® de *Landmark Graphics Corporation*.

2.1.2.1.2 Geometría

La importancia de asignar la geometría es definir correctamente las coordenadas (X, Y, Z) de cada uno de las fuentes y receptores, así como otros parámetros como la distancia entre la fuente y el receptor (offset) y el número de trazas que se registran en cada tiro. Debido a que en los datos de PEMEX las cabeceras de los datos no contienen las coordenadas de las estaciones (fuente y receptor) y no se cuenta con los datos del topógrafo, las coordenadas se obtuvieron a partir de un mapa con la adquisición sísmica de la zona. El mapa es georeferenciado para obtener la ubicación de las líneas sísmicas, digitalizarlas y posteriormente graficarlas en un mapa del terreno.

Es un punto importante obtener la elevación de cada una de las estaciones, ya que estamos trabajando con líneas terrestres y la altura con respecto al datum o nivel del mar es significativo para el proceso al aplicar la corrección por estática.

La figura 8 muestra el mapa original sobre el que se trabajó para obtener la geometría de cada línea, es importante destacar la precisión al momento de la asignación de geometría para cada estación.

Una vez definida la geometría de la línea sísmica se cargaron los datos de manera que cada traza de cada uno de las fuentes y receptores quede perfectamente ubicada.

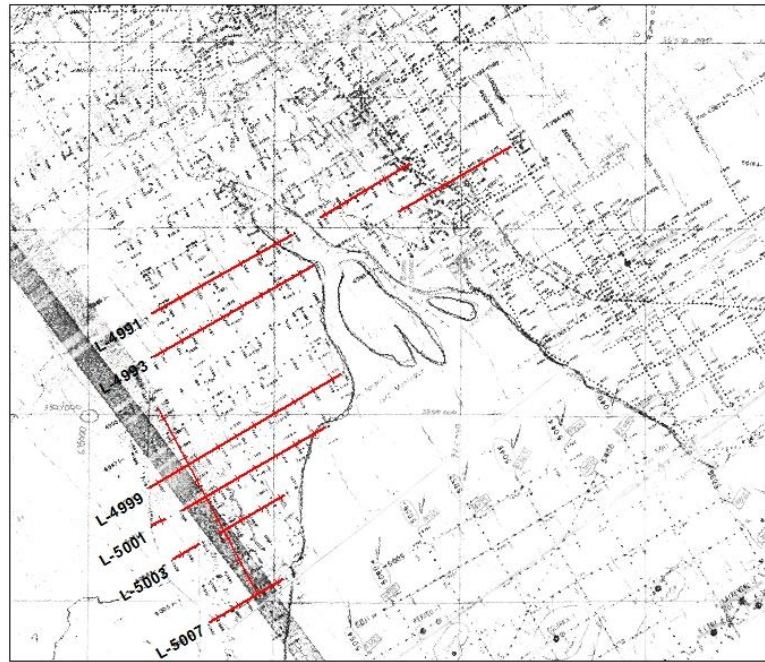


Figura 8. Mapa original a partir del cual se recuperó la información de la geometría de los disparos y el arreglo de las líneas sísmicas procesadas en esta tesis (líneas rojas).

2.1.2.1.3 Edición de registros

El objetivo de esta etapa es la visualización de cada tiro “gather” y el aislamiento de las reflexiones importantes, para esto se procede a eliminar todas las trazas que puedan representar ruido no coherente, que se produce ya sea por malas conexiones o ruido ambiental (Figura 9). Una observación importante es que el alto ruido podría presentarse en una traza, en el tiro o podría existir una ausencia de señal. Para este paso utilizamos la herramienta “kill trace”, la cual iguala a cero la señal de la traza. Además se debe eliminar las señales de primeras llegadas que corresponden a las refracciones o de lo contrario se sobrepondrán con las reflexiones de interés. Por lo general este ruido se encuentra por arriba de los primeros arribos y se puede eliminar con la herramienta “top mute”.

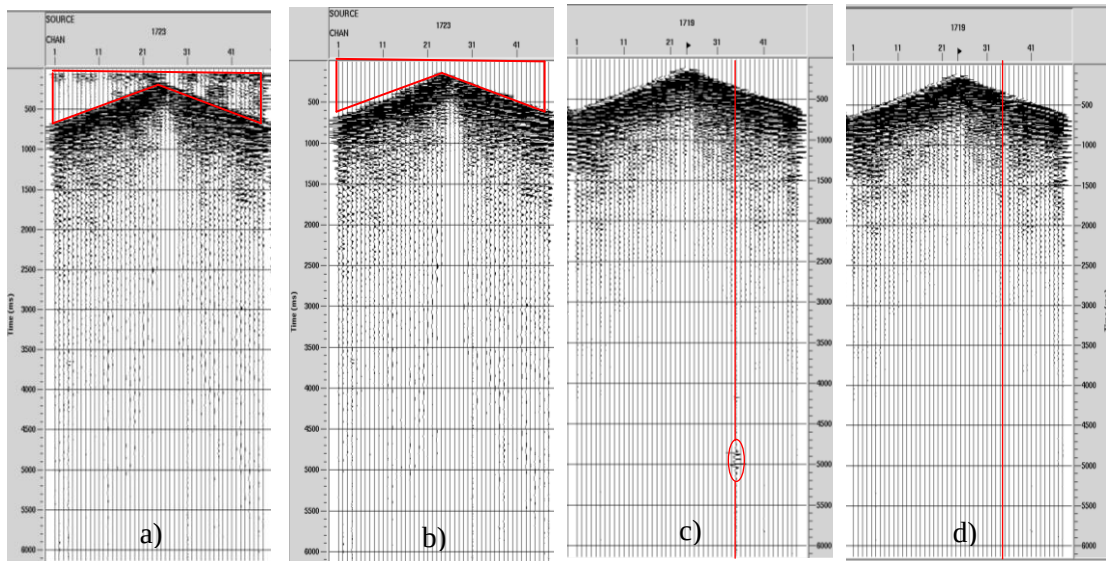
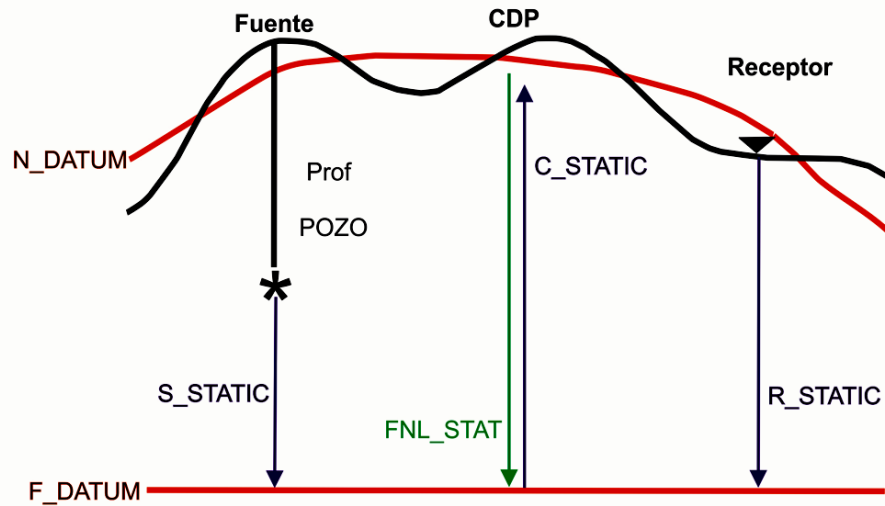


Figura 9. La figura a) y b) representan el antes y después respectivamente de la edición para la eliminación de ruido antes de los primeros arribos, así como la figura c) y d) para la eliminación de trazas ruidosas.

2.1.2.1.4 Estáticas de elevación

El principal objetivo de la corrección por estática es ajustar el tiempo de viaje de las reflexiones, como si la fuente y los receptores estuvieran ubicados sobre una superficie plana, sobre el plano de referencia (*datum*) por debajo de la capa meteorizada (generalmente constituida por rocas y materiales no consolidados). La corrección por estática se aplica debido a la topografía (desnivel entre receptor-fuente) con variaciones en la velocidad y espesor de la capa meteorizada, que podría afectar los tiempos de arribo de las reflexiones (Figura 10).



ELEV = Elevación del terreno

Fuente, Receptor, CDP = Elevación de la fuente, receptor y del punto de reflejo común (CDP, por sus siglas en inglés)

Prof = Profundidad entre el disparo y la superficie del terreno

POZO = Profundidad del pozo, si la fuente utilizada es dinamita en pozo

N_DATUM = Datum flotante o NMO datum o datum de proceso

F_DATUM = Datum final o datum de referencia sísmica

DATUMVEL = Velocidad de reemplazamiento para la capa de intemperismo

$S_STATIC = \frac{F_DATUM - ELEV + Prof}{DATUMVEL}$ = Estática de la fuente

$R_STATIC = \frac{F_DATUM - ELEV + Prof - POZO}{DATUMVEL}$ = Estática del receptor

$C_STATIC = \frac{2 * N_DATUM - F_DATUM}{DATUMVEL}$ = Estática del punto de reflejo común CDP

FNL_STAT = **C_STATIC** = Corrección de doble viaje que desplaza las trazas entre el datum flotante y el datum final

Figura 10. Esquema generalizado para la aplicación de la corrección por estáticas de elevación (Modificada de Manual ProMAX).

2.1.2.1.5 Atenuación de “Ground Roll”

En la adquisición de datos sísmicos lo ideal sería obtener la información sin ningún tipo de perturbación que provoque ruido no coherente en la onda, sin embargo se pueden presentar distintos eventos que presenten tendencia lineal, como lo es la onda superficial (ground roll) que se caracteriza por viajar de forma lineal desde la fuente hasta el receptor a baja velocidad. Este tipo de onda como el ground roll suele presentarse visualmente en el registro con frecuencias entre 10 Hz y 12 Hz con altas amplitudes.

Para eliminar o atenuar la onda superficial de los registros sísmicos, se aplica un proceso en el cual se localiza la zona donde se presenta y se aplica un filtro pasa bandas, para eliminar frecuencias menores a 12 Hz. El filtro pasa banda se define como un trapecio con frecuencias entre 12-15 Hz y 70-75 Hz, que elimina frecuencias menores a 12 Hz y mayores a 75 Hz, mientras que atenúa las frecuencias entre los rangos de 12-15 Hz y 70-75 Hz.

2.1.2.1.6 Deconvolución

La etapa más importante del pre-apilamiento es la deconvolución, con lo que se busca aumentar la resolución temporal de las reflexiones. La deconvolución es un filtro inverso que se le aplica a los datos sísmicos para eliminar el efecto que tiene la tierra sobre las ondas. En la adquisición de los datos, la onda viaja desde la fuente hasta el receptor a través de la tierra, la cual actúa como un filtro pasa banda.

Para la restauración de la señal y la recuperación de los datos modificados por la convolución, se invierte una ondícula básica y convoluciona en cada traza, el resultado es la compresión de la señal (Figura 11). Sin embargo, como no conocemos la ondícula básica de entrada, se utiliza la autocorrelación de las trazas sísmicas en sustitución de la ondícula de entrada de la fuente, ya que tienen características similares.

En este trabajo se utilizó la deconvolución predictiva, para lo cual fue necesario calcular la longitud del operador, la distancia predictiva y el ruido blanco (se tomó por default 0.1%), dichos parámetros fueron obtenidos de autocorrelogramas. Los autocorrelogramas son diagramas gráficos de ondículas de fase cero y simétricas.

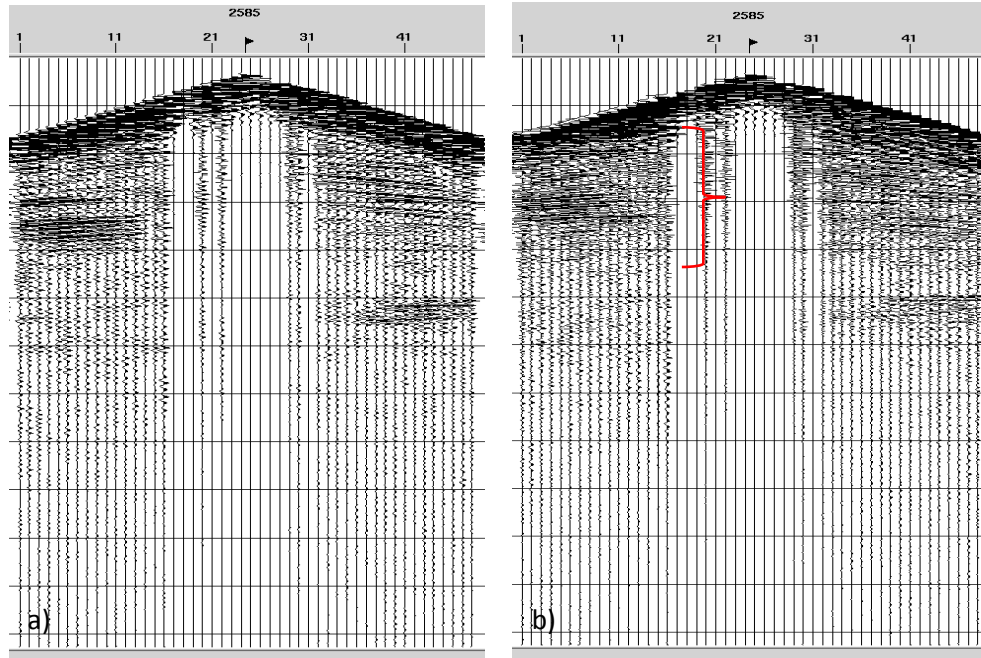


Figura 11. Registro de cambo a) antes b) después de la aplicación de la deconvolución, así, como otros tratamientos previos. Las señales son comprimidas y se distingue mejor la señal-ruido.

2.1.2.1.7 Análisis y filtrado F-k (Frecuencia – Numero de Onda)

El filtro F-k es útil para eliminar el ruido coherente que presenta una tendencia lineal (Figura 12). Se le conoce también como filtro de velocidad ya que opera en el espacio frecuencia-número de onda, esto se logra al aplicar la transformada de Fourier que convierte de amplitud a tiempo y después de amplitud a frecuencia. Se separan los distintos eventos por estar alineados según rectas cuyas pendientes definen las distintas velocidades, de esta forma los eventos lineales de baja velocidad (*GR* u onda aérea, las refracciones, etc.) se hallan con ángulos menores respondiendo a las bajas velocidades, mientras que las reflexiones, se localizan en sectores angulares mayores.

Es decisión de la persona que este procesando en que tiempo aplicarlo, además es importante mencionar que no siempre es necesario aplicar dicho filtro, ya que con un filtro pasa-banda se puede atenuar el efecto de tendencia lineal en los registros.

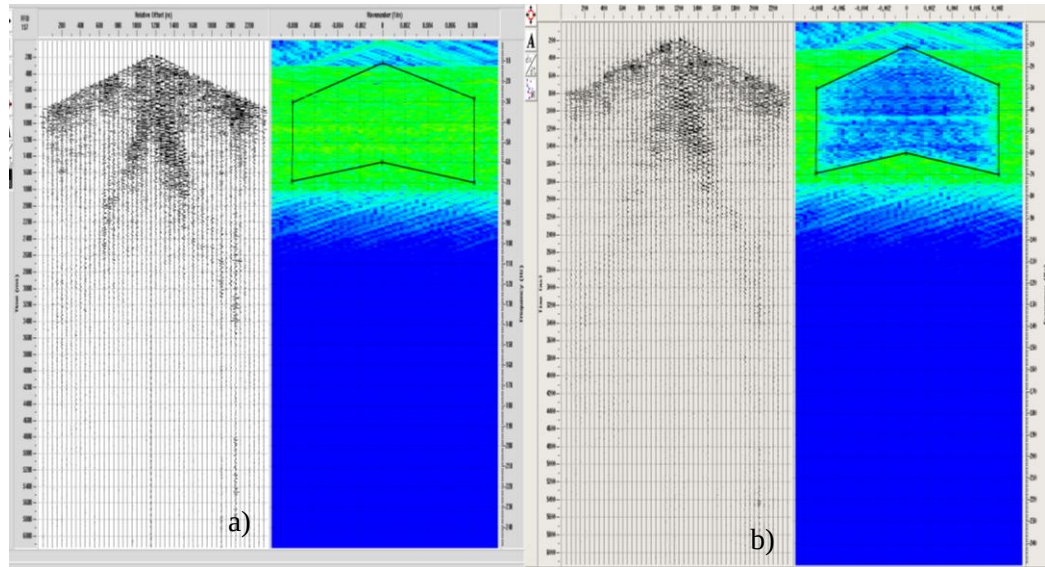


Figura 12. Análisis de frecuencias espaciales. a) Registro de campo y espectro en el dominio F-k b) registro en campo atenuado y espectro en el dominio F-k donde se muestra el filtro que se aplicó.

2.1.2.2 Apilamiento (“Stack”)

2.1.2.2.1 Ordenar trazas por CDP

En esta etapa del procesamiento una vez editados los tiros de campo, se procede a realizar un reordenamiento de las trazas sísmicas que tienen un punto de reflector común o CDP (*Common Depth Point*). Este ordenamiento consiste en agrupar las trazas que por geometría pertenecen a un mismo punto medio en profundidad entre una fuente y un receptor determinado, entonces se pueden sumar y obtener una sola traza para cada punto en profundidad y así.

Los datos en campo son grabados en pares de fuente-receptor, con el fin de muestrear varias veces en el mismo punto en subsuelo (Figura 13).

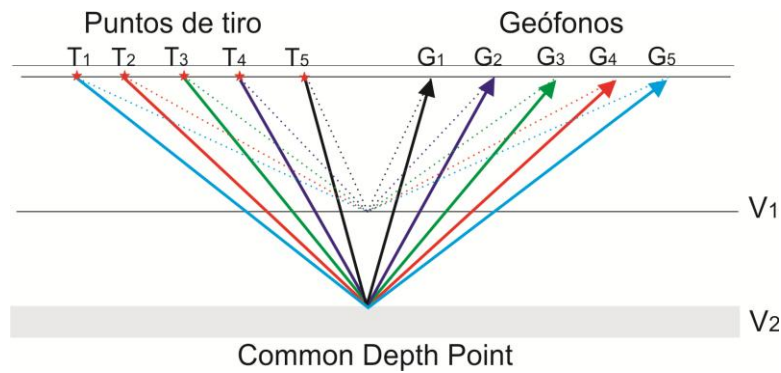


Figura 13. Esquema de CDP. Las reflexiones que provienen de un mismo punto en el subsuelo son sumadas, para así poder obtener una mejor relación señal-ruido.

2.1.2.2.2 Análisis de Velocidad

El análisis de velocidad es uno de los pasos más importantes en el procesamiento de datos sísmicos de reflexión. Su objetivo es proveer una relación señal/ruido mejor, ya que la sísmica requiere la información de la velocidad del medio por el cual se propaga la onda en el subsuelo de forma más precisa. Este proceso se realiza sobre un conjunto de CDP determinados, en este caso sobre un conjunto de 11 CDP. El resultado del análisis es un modelo de velocidades que se utilizará posteriormente en el apilamiento, para obtener una sección sísmica lo más parecido a la realidad. Si no existe un buen modelo de velocidades, la calidad de la sección apilada puede ser mala, ya que la suma de las reflexiones no coincide (Figura 14).

Para el procesamiento, utilizamos el método de espectro de semblanza el cual consiste en realizar un picado sobre el mapa de velocidad en los reflectores que presenten un mayor contraste de impedancia acústica. Este método es efectivo en zonas donde hay una buena relación de señal-ruido, en el caso contrario el análisis de velocidad se torna complicado.

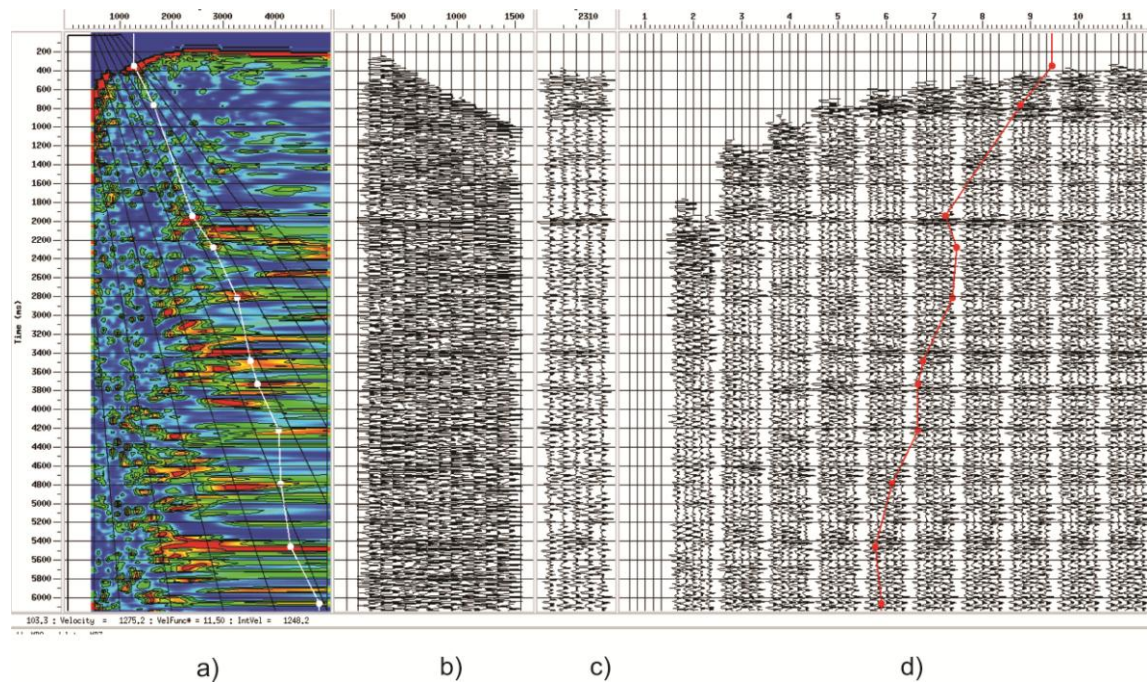


Figura 14. Análisis de Velocidad. a) Técnica de espectro de semblanza, los tonos de color rojizos representan los valores de semblanza más altas y son los que corrigen el efecto de NMO, y por ende la línea en color blanco se realiza en estos contrastes de semblanza más fuertes. b) Registro de CDP'S a corregir. c) Corrección dinámica por NMO. d) Técnica de velocidad constante; se muestra un grupo de 10 CDP'S repetidos 14 veces, en cada grupo se aplica una velocidad diferente que va de los 1000 a 5000 m/s.

2.1.2.2.3 Corrección por NMO ("normal moveout")

La corrección dinámica de NMO es un punto importante en el proceso de agrupamiento, en el cual el principal objetivo es horizontalizar las reflexiones agrupadas en una traza CDP. En este nuevo orden todas las trazas pertenecientes a un mismo punto reflector que cuentan con las mismas características reflectivas se suman, para obtener una sola traza con mejor relación señal/ruido (traza CDP). La corrección NMO consiste en transformar la trayectoria hiperbólica de los eventos de reflexión en tiempo, en una línea horizontal, es decir, pasar a offset cero, de manera que al sumar las trazas todas estén en fase (Figura 15).

La forma de conseguir dicha alineación es mediante la asignación del modelo de velocidades que se obtuvo a partir del análisis de velocidad de las trayectorias de reflexión. Si el modelo es correcto podremos observar horizontalidad en los reflectores, si las velocidades son mayores se observará una hipérbola cóncava

hacia abajo, pero si al contrario las velocidades están por debajo se apreciará una hipérbola cóncava hacia arriba.

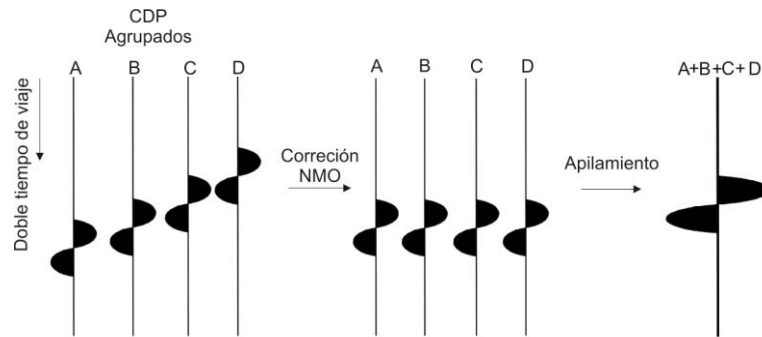


Figura 15. Muestra las trazas antes de aplicar corrección por NMO, posteriormente se aplica la corrección y al finalizar se muestra el resultado de apilamiento de trazas (suma).

2.1.2.2.4 Apilamiento (“stack”)

Después de obtener el modelo de velocidades en el análisis y una vez que apliquemos la corrección por NMO, se procede a obtener la sección sísmica, a partir de una suma. Entonces una sección sísmica está formada por la suma de todas las trazas CDP y representa una imagen de los reflectores que se encuentran presentes en el subsuelo, en un modelo offset cero a tiempo doble. El apilamiento es un paso central del procesamiento ya que nos permite observar la continuidad de los reflectores en el subsuelo (Figura 15 y 16).

2.1.2.3 Procesamiento post-apilamiento (“post-stack”)

El objetivo del procesamiento sísmico es obtener una sección sísmica final que se asemeje lo más posible a la disposición de los estratos geológicos de la zona de estudio y que presente contrastes de impedancia que permitan la interpretación de la sección geológica. Para ello se aplican una serie de procesamientos para recuperar altas frecuencias y suprimir o eliminar ruido, y así obtener una imagen de mejor calidad que nos permita visualizar los reflectores en su ubicación real.

2.1.2.3.1 Divergencia Esférica

El objetivo de esta corrección es reconstruir las amplitudes debido a la absorción de los materiales y al decaimiento del frente de ondas con la distancia. La amplitud de los datos sísmicos varía dentro de un amplio rango debido al efecto que sobre ella tienen los coeficientes de reflexión y el decaimiento de la energía con la distancia (divergencia esférica).

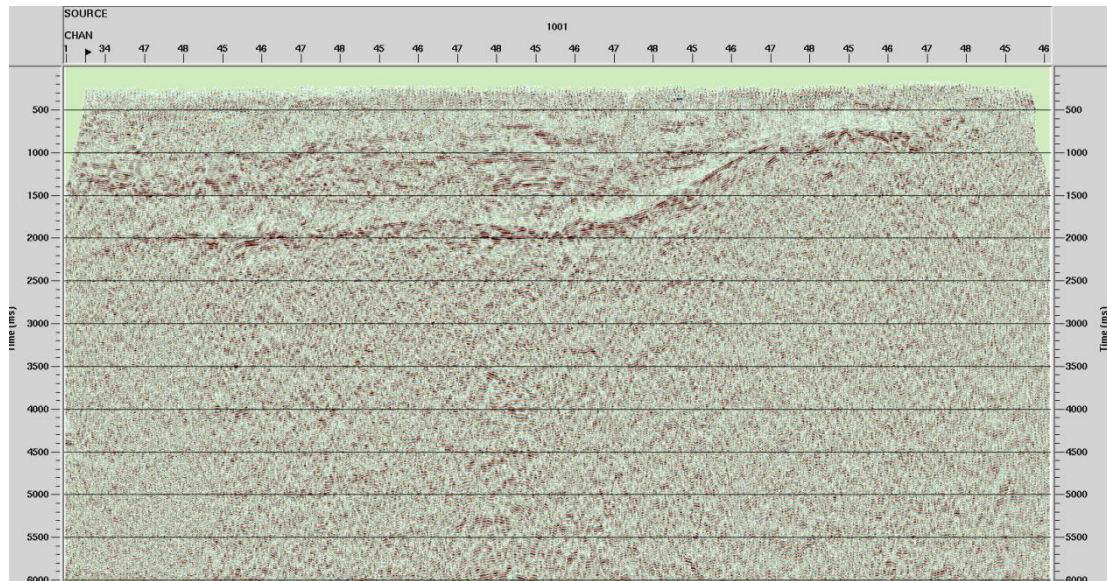


Figura 16. Sección sísmica en la que se muestra la primera imagen coherente del subsuelo de área de estudio. La imagen consiste en un apilamiento de trazas corregidas por NMO.

2.1.2.3.2 Control automático de ganancia (AGC)

El control automático de ganancia es uno de los algoritmos más utilizados para mantener un nivel de señal fijo, esto se logra al reducir el efecto de la señal de entrada, es decir amplifica los tiempos mayores. Se obtiene calculando el valor medio (o promedio absoluto) de la amplitud dentro de una ventana específica de tiempo, luego se obtiene la relación entre el valor RMS deseado y el promedio antes calculado. Este valor es asignado a la función de ganancia la cual se aplica a cada muestra o traza dentro de la ventana temporal elegida.

2.1.2.3.3 Filtro variable en tiempo

El filtro variable en tiempo es utilizado con el fin de realizar un balance en las frecuencias de la sección sísmica, para que la energía de cada banda de frecuencias sea coherente con el tiempo de viaje. Por lo general, el espectro de frecuencias de las reflexiones disminuye al aumentar el tiempo de llegada de las ondas, a medida que las componentes de alta frecuencia se atenúa más rápido por efectos de absorción y otros efectos de filtrado natural.

Para este paso se aplica un filtro variable en tiempo, un filtro pasa-bandas en varias ventanas de tiempo, tomando en cuenta, que encontramos frecuencias menores en la parte baja del registro. Al aplicar el filtro variable en tiempo se puede observar que las altas frecuencias que aún se mantienen en los tiempos más largos son atenuadas. En la tabla 2 se muestran los parámetros de frecuencia que se utilizaron para el filtrado.

Tabla 2. Parámetros utilizados para la aplicación del filtro variable en tiempo.

Tiempo doble (ms)	Banda de frecuencia (Hz)
0-2000	12-15-70-75
2000-3000	12-15-60-65
3000-6000	12-15-50-55

2.1.2.3.4 Migración

Después del apilamiento de trazas obtenemos la primera sección sísmica que se asemeja lo más posible a la disposición de los estratos geológicos, sin embargo, si en la sección existe algún abrupto relieve lateral o vertical podemos corregirlo con el proceso de migración, el cual ubica la reflexión en su posición real.

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 verdadera posición y ello se realiza

provocando el colapso de estas difracciones actuando en sentido opuesto (Teixidó, 2000) (Figura 17).

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 procesos de migración se utiliza la migración de Kirchhoff la 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 fase a la difracción.

Para este procesamiento utilizamos el algoritmo de migración de Stolt, el cual transforma los datos a un pseudo-dominio de profundidad para aproximar a una velocidad constante de la tierra, luego reubica la energía en el dominio de la frecuencia-número de onda filtrando la velocidad de conversión. Posteriormente los datos son convertidos de nuevo al dominio del tiempo y colocados en el lugar de donde en realidad proviene la energía

Para llevar a cabo la migración se utilizó el modelo de velocidades que se obtuvo a partir de la corrección de NMO.

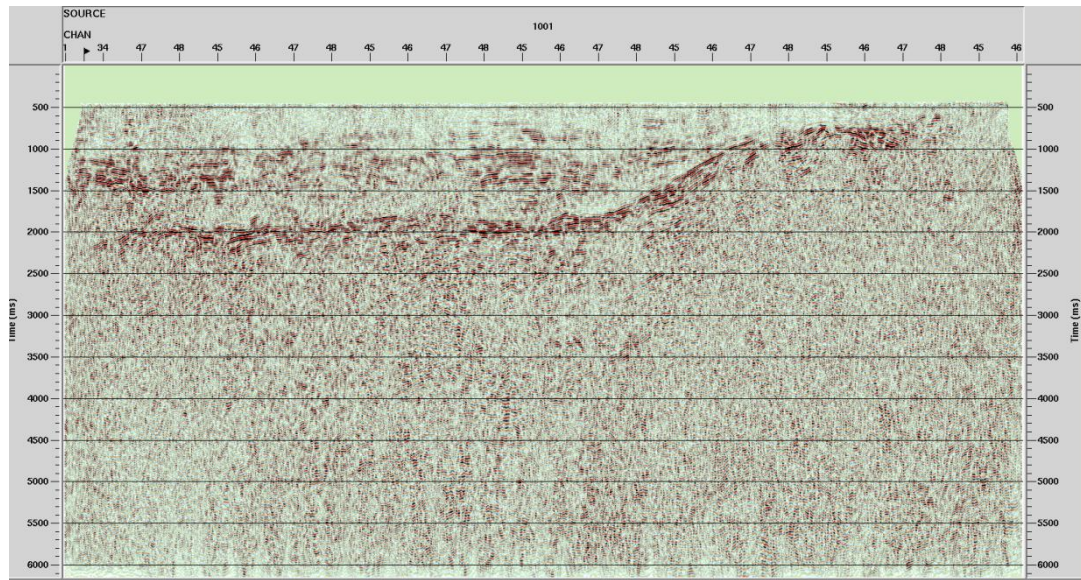


Figura 17. Sección sísmica migrada en tiempo corregida por divergencia esférica, control de ganancia (agc) y filtro variable en tiempo.

2.1.2.3.5 Conversión a profundidad

Las secciones sísmicas están en tiempo doble debido a que cada rayo reflejado ha hecho el viaje de ida (incidencia) y vuelta (reflexión). El punto final del procesado es proporcionar una referencia a profundidad de estas imágenes sísmicas. Para ello se utiliza las velocidades de apilamiento y se les calcula la profundidad a algunos de los reflectores más fuertes de la sección.

Sin embargo en este procesamiento no se realizó la conversión a profundidad, debido a que se recomienda contar con información de pozos en la zona que proporcionen información real de la velocidad de los estratos geológicos, para tener una conversión de profundidad de la sección más confiable.

2.1.3 Interpretación Sísmica

En esta etapa se interpretaron las 6 líneas sísmicas que se procesaron (Figura 8). Con las imágenes sísmicas se interpretaron los reflectores, discontinuidades, así como de rasgos estructurales tales como fallas, pliegues, geometría del basamento acústico y discordancias estratigráficas.

El primer paso de la interpretación de líneas sísmicas consiste en identificar y marcar los reflectores que se representan por mayores amplitudes en la sección sísmica, estos enfatizan la continuidad o discontinuidad lateral de las secuencias estratigráficas.

Las fallas se pueden reconocer como una “fractura y/o interrupción” de los reflectores, en la cual regularmente hay un desplazamiento relativo de los bloques en sentido vertical y horizontal dependiendo de la naturaleza de la falla.

Según Liner (2004), estas estructuras mayores pueden ser identificadas dentro de

- a) Discontinuidad lateral de los reflectores
- b) Cambios abruptos en los buzamientos de los reflectores
- c) Amplitudes pequeñas alineadas, llamadas dim-out o sombras de fallas
- d) Reflexiones en el plano de falla.

Los pliegues se reconocen, como una deformación en los reflectores, en la que los elementos que representaban horizontalidad, ahora presentan buzamiento hacia abajo o arriba, quedando curvados.

Una discordancia es una superficie geológica que separa las rocas más antiguas de las rocas más modernas y que representa un hiato en el registro geológico. Este tipo de superficie puede ser el resultado de una discontinuidad en la depositación de los sedimentos, posiblemente en combinación con un proceso de erosión o de deformación, tal es el caso del fallamiento (Figura 18). Una discordancia angular

separa los estratos más modernos de los estratos más antiguos erosionados e inclinados.

Otro aspecto importante dentro de la interpretación sísmica es la identificación del *basamento acústico*, que subyace la columna de sedimentos. El basamento es la base de la columna estratigráfica.

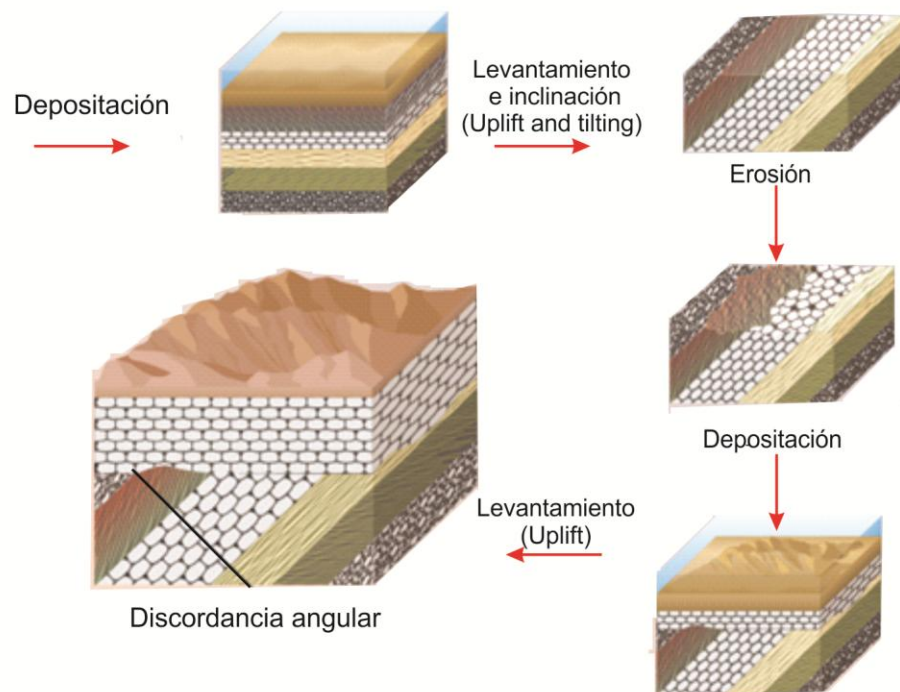


Figura 18. Desarrollo de una discordancia (tomado de Caldwell, 1997).

2.1.3.1 Sismoestratigrafía

La sismoestratigrafía aplicada al estudio de cuencas nos permite subdividir, correlacionar y mapear la estratigrafía de las rocas sedimentarias. Bally (1987) indica que las secuencias deposicionales y sistemas encadenados poseen patrones de estratificación y litofacies predecibles, lo que permite establecer un marco de correlación cronoestratigráfica con base en criterios físicos.

Aunque solo tenemos los datos de las líneas sísmicas, sin pozo, se trató de reconocer posibles “patrones sísmicos” que distinguen a una secuencia de otra,

para aumentar la confiabilidad de la interpretación. El reconocimiento de los patrones sísmicos se realizó mediante la identificación de grupos de reflexiones sísmicas caracterizados por reflexiones truncadas tanto en la cima como en la base que definen superficies discontinuas, marcadas por la terminación de reflexiones interpretadas como discordancias:

1.- El tipo de terminación de los reflectores definen los límites de secuencias, tales como “discordancias hacia arriba”, “discordancias hacia abajo”, truncaciones, etc. (Figura 19).

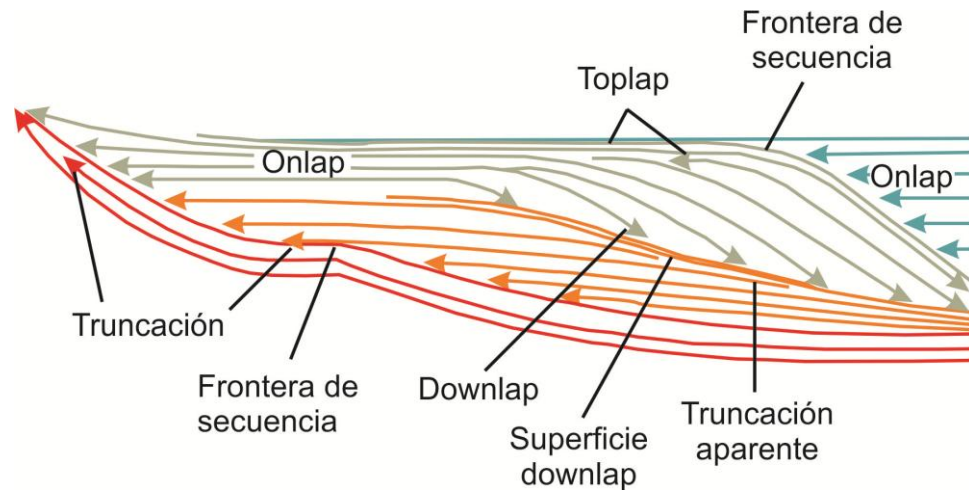


Figura 19. Tipos de terminaciones de reflectores que definen a una unidad entre los otros reflectores (tomado de Caldwell, 1997).

2. Los patrones de configuración internos son las características geométricas de los reflectores sísmicos dentro de cada una de las secuencias como pueden ser reflectores paralelos, subparalelos, oblicuos, reflectores lenticulares, ondulares, interrumpidos, caóticos, etc. (Figura 20).

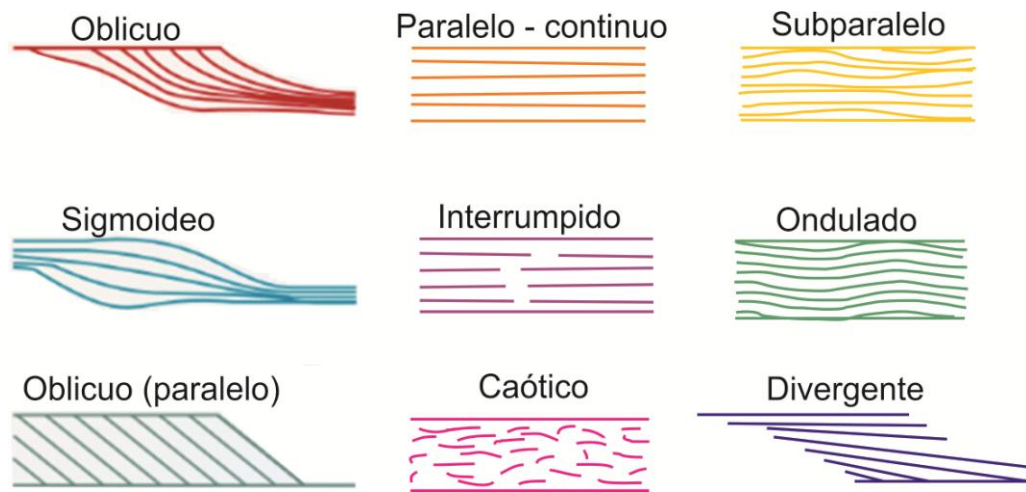


Figura 20. Patrones de reflexión sísmica que pueden ser identificados dentro de las unidades litológicas.

3. La forma externa es la geometría que exhibe cada secuencia sísmica a lo largo de toda la sección, tales como laminar, lenticular, de relleno, acunada, entre otras (Figura 21).

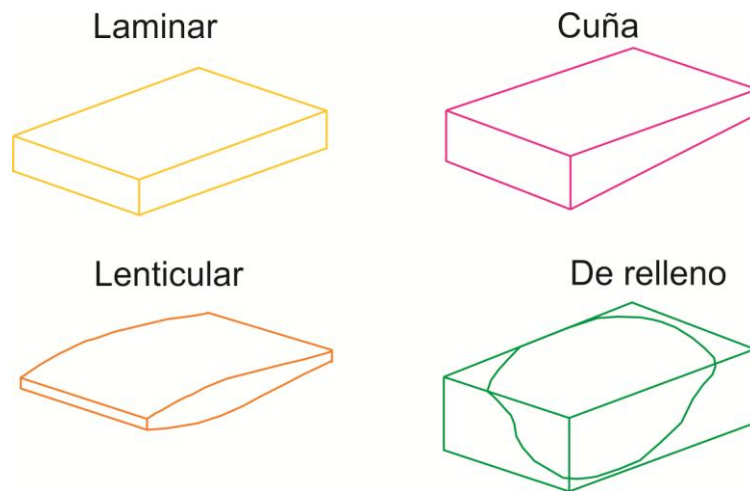


Figura 21. Formas geométricas que puede presentar una unidad litológica (modificada de Sheriff y Geldart, 1991).

Capítulo 3

Resultados

En esta sección se presentan los resultados de la interpretación de las secciones sísmicas procesadas, describiéndose de cada una de estas sus rasgos estructurales y estratigráficos.

La interpretación se realizó con el software SeisWorks de OpenWorks y OpendTect. La interpretación de las líneas sísmicas consistió en la identificación, configuración y descripción de estructuras de falla, zonas de deformación, sismorelectores incluyendo el basamento acústico, pliegues y acunamientos.

Los resultados son mostrados con la descripción de las secciones sísmicas, posteriormente se presenta una correlación de las principales estructuras, la geometría del basamento acústico, y de los sismorelectores que definen secuencias sedimentarias. Al final del capítulo la configuración del basamento acústico se compara con los resultados de un mapa de anomalía gravimétrica.

3.1 Secciones Sísmicas

La interpretación se realizó en las líneas 4991, 4993, 4999, 5001, 5003 con orientación SW-NE y la línea 5068 con una orientación NW-SE localizada al oeste de las líneas transversales. Por su longitud la L-5068, permite el amarre con 3 líneas transversales (4999, 5001, 5003) (Figura 2b). En ésta interpretación se incluyen las líneas sísmicas de Sánchez-García (2013) y Chanes-Martínez *et al.* (2014). La separación entre las líneas transversales SW a NE es de aproximadamente 5 km, mientras que para las líneas longitudinales es de 7 km entre estas. Las secciones se muestran migradas en tiempo, debido a que no se cuenta con pozos en la zona. De forma general se observó que las secciones sísmicas muestran mejor resolución entre los 700 a 4000 ms en tiempo de viaje doble mientras que en zonas por encima o por debajo de estos tiempos de viaje la sísmica tiende a ser muy ruidosa.

Las líneas 4991 y 4993 con dirección SW-NE atraviesan la zona de deformación de la falla Cerro Prieto y alcanzan a cortar de manera perpendicular el trazo principal de las fallas de este sistema.

A continuación se hace una descripción de la interpretación de cada una de las líneas de norte a sur.

3.1.1 Sección 4991

La sección sísmica 4991 se conforma de dos segmentos procesados por separado. Esta línea atraviesa el cauce moderno del Río Colorado en donde hay una zona sin datos de aproximadamente 4 km entre las dos secciones. Las secciones 4991-A y 4991-B tienen una longitud de 22 km y 14 km, respectivamente, ambas con orientación N64°E.

La sección 4991-A se encuentra al NW del área de trabajo y en la figura se muestran las fallas, sismorelectores, así como el basamento acústico (Figura 22). Se observan algunas fallas menores hacia el SW del perfil, y se estimó un promedio de 2 fallas por km. Aunque la resolución de la sísmica en superficie no es de buena calidad, si es evidente que algunas de las fallas cortan hasta la superficie pero una gran cantidad de fallas están sepultadas por los sedimentos.

La sección 4991-B de este perfil atraviesa la zona de deformación de la falla Cerro Prieto, que incluye múltiples fallas mayores que pertenecen a esta zona de deformación y tiene una orientación semiparalela al trazo principal de la falla Cerro Prieto que constituye el límite oriental de la zona de deformación activa. Se observa en la parte central del sector de la cuenca Montague (Chanes-Martínez *et al.*, 2014) una presencia significativa de fallas cortando a los paquetes sismoestratigráficos semiparalelos.

Entre los CDP 2250-2200 la falla Yurimori (color purpura, en figura 22) corta un grueso paquete sedimentario y el reflector más fuerte en la base que se interpretó como basamento acústico. La falla Pangas Viejas se identificó entre los CDP 2150-

2100; es una falla lístrica que controla el depocentro de la cuenca Montague y forma en los sedimentos una estructura de tipo “*rollover*”. El ancho del “*rollover*” es de ~23 km, y se encuentra limitado al oeste por la falla Pangas Viejas y al este por la falla Cerro Prieto. Al oeste de la falla Cerro Prieto las fallas Santa Clara 01 y 02 delimitan el vaso de la Ciénaga de Santa Clara (Figura 22), en donde ocurre la mayor subsidencia actual de esta zona.

En la sección 4991-A el basamento acústico profundiza de suroeste a noreste hacia la zona de falla de Cerro Prieto a profundidades de entre ~500 ms y ~4000 ms. El basamento más somero se encuentra cercano a la Sierra Las Pintas y lo más profundo se ubica hacia la cuenca Montague. En la sección 4991-B un paquete sedimentario bien definido en la parte superior sobreyace a una zona de ruido y no se observa un basamento acústico en su vecindad. Los reflectores a profundidad tienden a ser muy caóticos, siendo este comportamiento similar en el NE, pero a menor profundidad. Se observa que en la vecindad de la falla Cerro Prieto se tiene la presencia de una zona difusa.

La sección 4991-A permite la configuración de dos sismorefectores uno semicontinuo de alta amplitud que delimita una discordancia en forma lenticular (del CDP 2500 al 2100) que es semiparalela a la caída del basamento acústico. Se trazó otro horizonte de baja amplitud que corta una zona de reflectores paralelos que presentan continuidad en el extremo este de la sección. Los reflectores sísmicos se acúan hacia la parte central y se pierden en la zona de deformación de Cerro Prieto hacia el este (sección 4991-B). Los reflectores tienden a ser muy caóticos tanto en la parte oeste de la sección, como en el sector este.

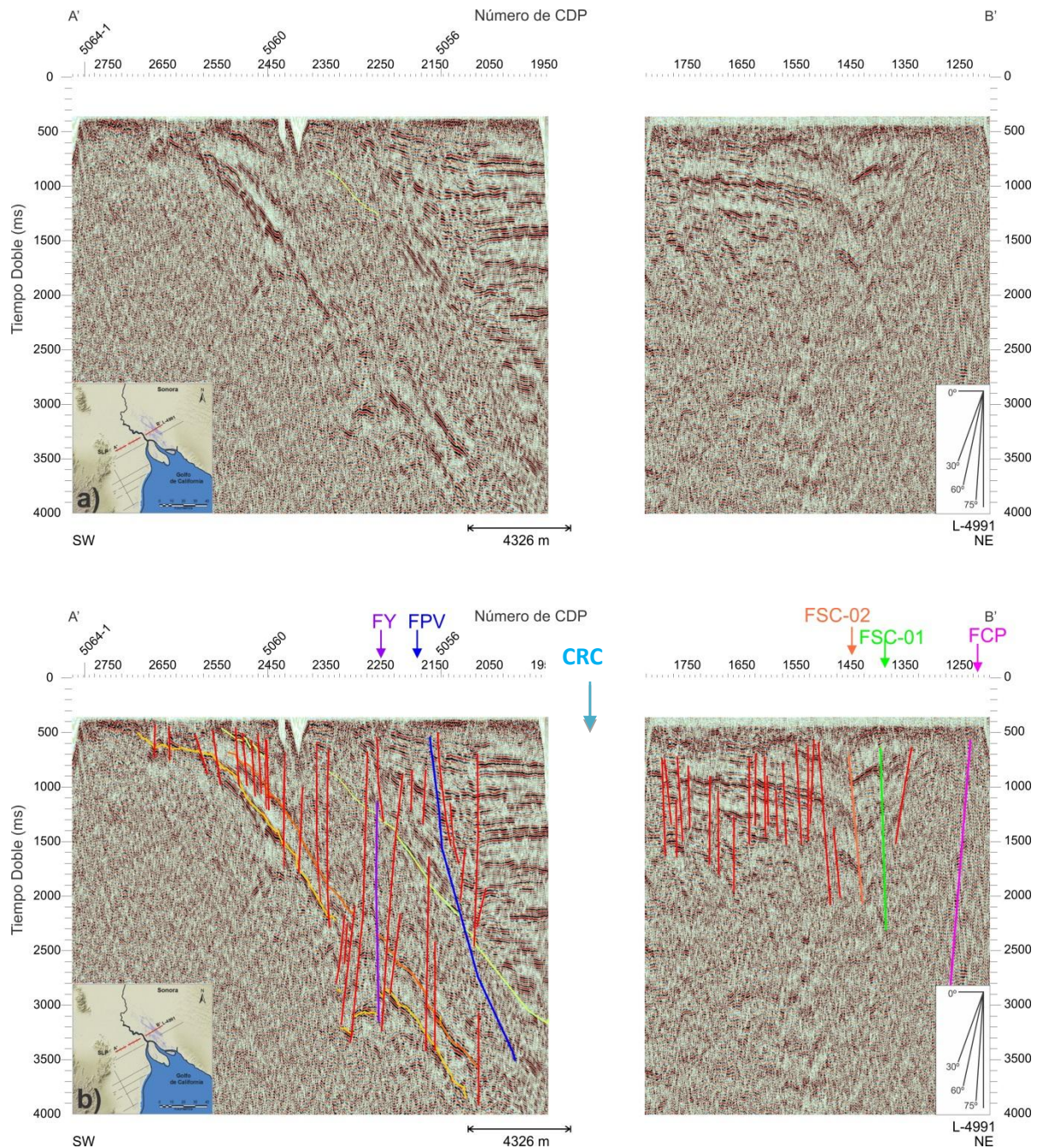


Figura 22. Perfil A-B de la línea 4991 SW-NE. a) Sin Interpretar. b) Interpretada. Líneas en rojo representan las fallas menores interpretadas. Las líneas en naranja y amarillo representan los sismorefectores y el basamento acústico, respectivamente. De SW a NE se presentan las fallas mayores: Yurimori (FY), Pangas Viejas (FPV), Santa Clara 02 (FSC-02), Santa Clara 01 (FSC-01) y Cerro Prieto (FCP) las cuales también se observan en la línea 4993 al sur con excepción de la falla Santa Clara 02. Las fallas se identifican con los mismos colores si es que están presentes en los demás perfiles. Se incluye mapa de ubicación del perfil.

3.1.2 Sección 4993

La sección sísmica 4993 también se conforma de dos segmentos de orientación N64°E (Figura 23). La sección 4993-A con una longitud de 22 km y la sección 4993-B con una longitud de 14 km. Con un segmento entre las secciones 4993-A y 4993-B de 14 km, sin datos.

En la sección 4993-A se interpretaron muy pocas fallas menores, aproximadamente 1 por km y concentrándose en la parte oeste del perfil. También se identificaron las fallas mayores Yurimori (color purpura) entre los CDP 2250-2200 y la falla Pangas Viejas entre los CDP 2150 – 2100 (color azul). Esta última corta el basamento acústico a ~2500 ms. En este perfil el rollover que se expresa en la sección 4991 no se pudo identificar debido a la separación entre los segmentos que es aún mayor que en el perfil 4991, y no se puede ver la continuidad lateral de los reflectores.

La sección 4993-B se ubica parcialmente sobre la cuenca de Altar (Figura 23) y atraviesa la falla Cerro Prieto (FCP) en la parte este del perfil. La ubicación de la falla Cerro Prieto es consistente con la ubicación propuesta en líneas sísmicas más al norte (Chanes-Martínez *et al.*, 2014). Se identificó una falla semiparalela a la falla Cerro Prieto que separa la zona de deformación activa al oeste y la cuenca abandonada de Altar al este (falla Santa Clara 01).

En la sección 4993-A, el basamento acústico se observa a ~500 ms al SW del perfil, y se relaciona con el escarpe de la Sierra Las Pintas. El reflector del basamento se observa en toda esta sección, con una fuerte caída en profundidad hacia el NE hasta alcanzar ~3500 ms en el extremo de la sección A.

En la sección 4993-B la deformación permitió solo la configuración de un corto trazo del basamento acústico hacia el este del perfil, ya que los reflectores son muy caóticos en casi toda la sección. A la altura del CDP 1000 se observa el reflector a ~700 ms el cual es interpretado como el basamento acústico, este presenta una caída abrupta hasta ~2000 ms hacia el NE en el CDP 700. Este segmento de

basamento acústico no se había reportado en este sector del delta y como se verá más adelante, este basamento acústico corresponde con una anomalía gravimétrica positiva local.

En el perfil 4993-A se configuraron dos secuencias, una que es delimitada por un fuerte sismo reflector que limita una discordancia por encima del basamento y que sigue la caída hacia el este. La otra secuencia es la misma que encontramos en la sección 4991-A con en el mismo patrón de reflectores semiparalelos que se acuñan en el extremo este de la sección.

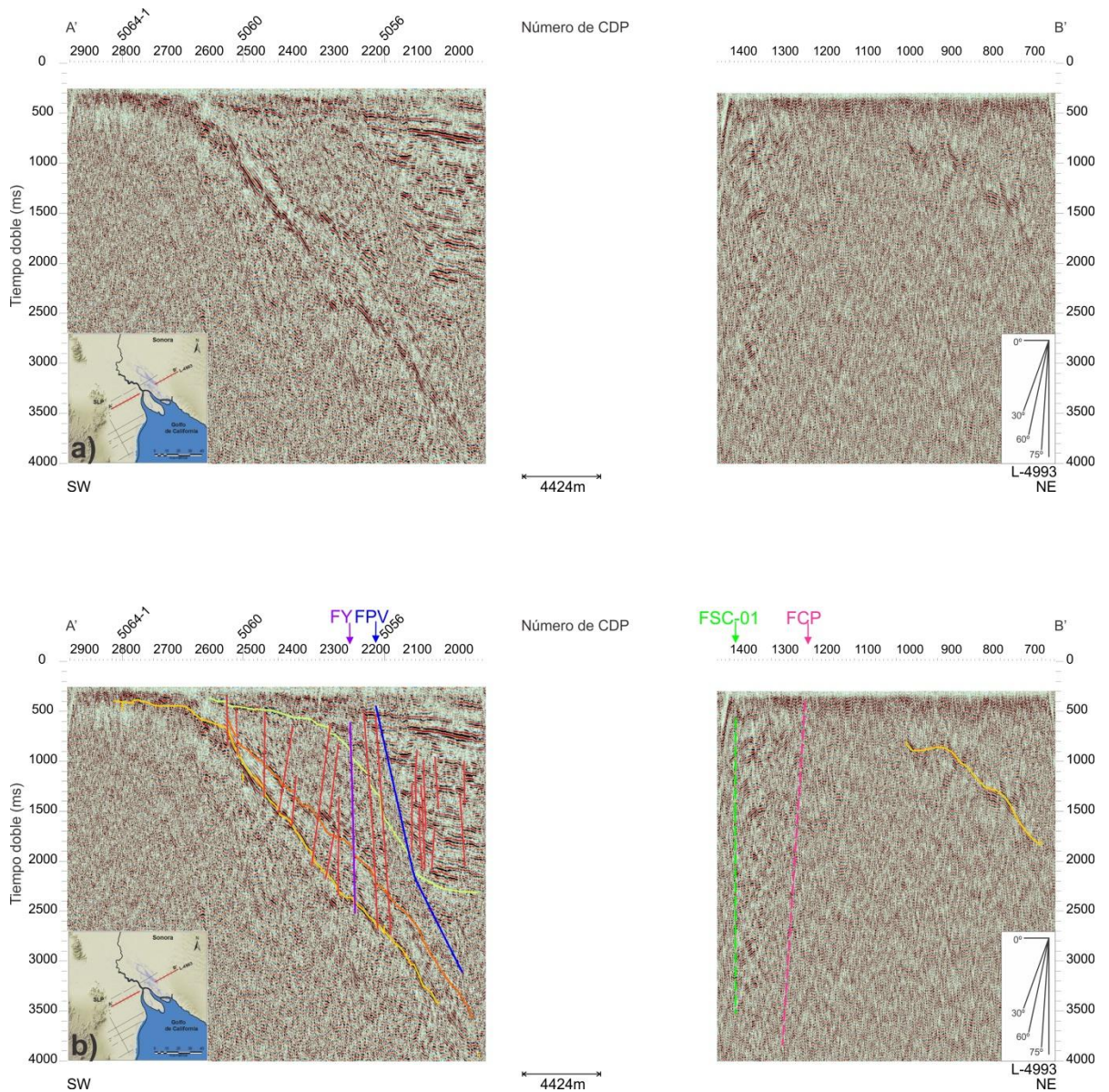


Figura 23. Perfil A-B de la línea 4993 SW-NE. a) Sin Interpretar. b) Interpretada. Se interpretan las mismas estructuras que en la 4991 a excepción de la falla Santa clara 02 debido a la falta de datos, además de que no se observa la continuidad lateral de los horizontes semiparalelos y continuos que se aprecian en la sección al norte. Se observa un basamento muy somero hacia el este del perfil (línea amarilla). El espacio en blanco en la parte central es debido a la ausencia de información.

3.1.3 Sección 4999

La línea 4999 presenta una orientación de N64°E y una longitud de 31 km, este perfil, al igual que los anteriormente descritos, es transverso a las estructuras al suroeste del delta del Río Colorado (Figura 24).

En esta sección se estimó una densidad de dos fallas por kilómetro en gran parte del perfil, las cuales por lo general están en la parte interna del paquete sedimentario y solo algunas pocas alcanzan a cortar en superficie. En la parte central del perfil encontramos la mayor zona de deformación, encontrando hasta 4 fallas por kilómetro y algunas estructuras en flor que podrían estar asociadas a desplazamiento lateral y explicar la alta tasa de deformación en esta sección. Además se observan dos fallas mayores, una falla normal entre los CDP 2350-2300 (falla Ometepepec 2) y otra entre los CDP 2250-2150 (falla Ometepepec) ya antes reportada por Sánchez-García (2013). Ambas cortan el grueso paquete sedimentario hasta el basamento acústico pero la expresión de estas no alcanza la superficie.

En esta línea se interpretó el basamento acústico mediante un fuerte reflector que se observa en todo el perfil de suroeste a noreste (Figura 24), que presenta una abrupta caída entre los CDP 3000-2750 desde los 700 ms hasta los ~2000 ms y hacia el este el reflector del basamento acústico se mantiene a una misma profundidad.

Los reflectores sísmicos en esta sección son subparalelos e interrumpidos y se dificulta interpretar la continuidad lateral de los sismorefectores. Sin embargo, se observa el mismo horizonte de alta amplitud observado en los perfiles anteriores, el cual delimita una discordancia por arriba del basamento acústico, y ambos siguen la caída hacia el este.

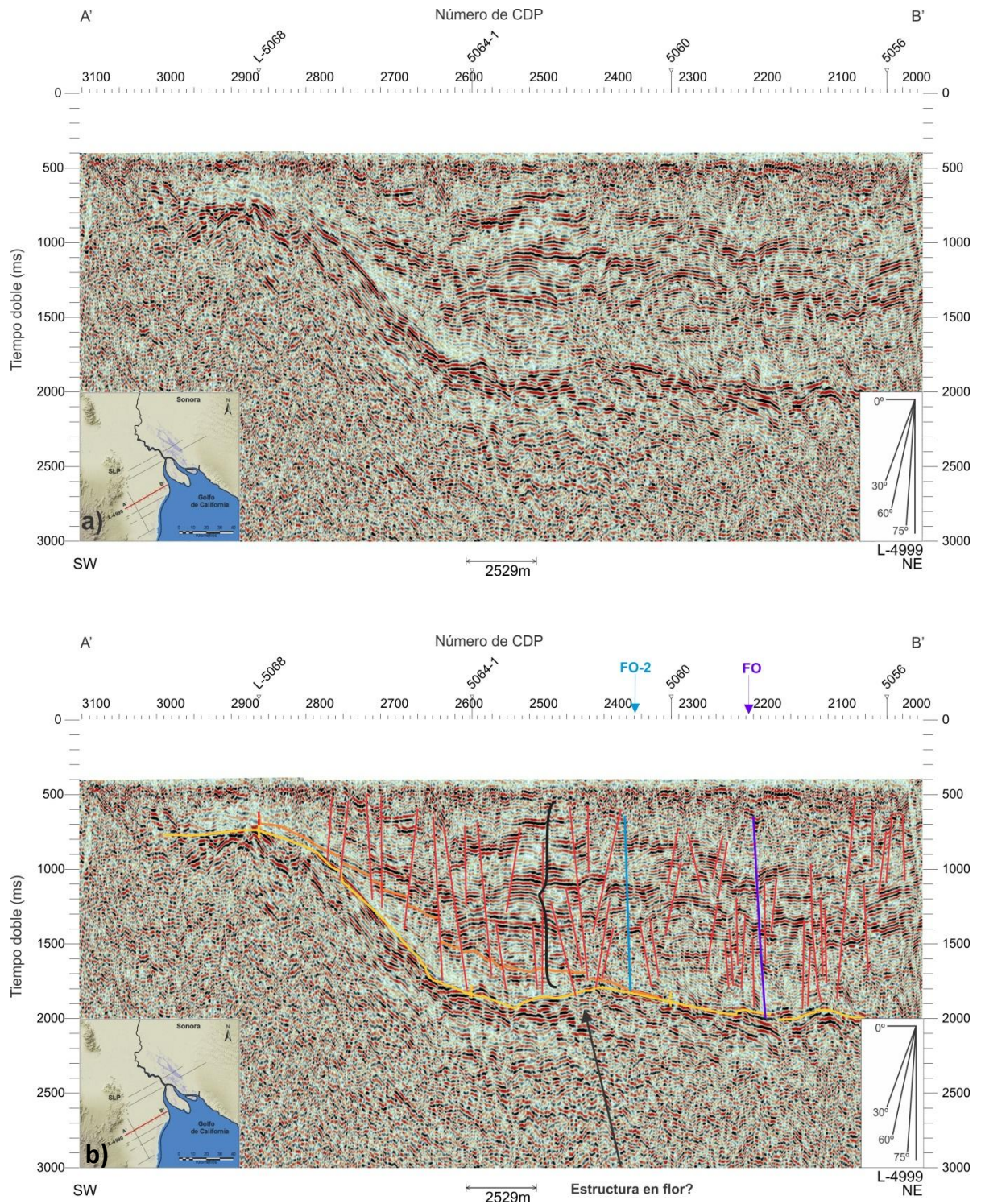


Figura 24. Perfil A-B de la línea 4999 SW-NE. a) Sin Interpretar. b) Interpretada. Fallas mayores: Ometepec 2 (FO-2), Ometepec (FO), estas fallas se interpretan de igual manera en las líneas hacia al sur (5001 y 5003). En esta sección no se interpretan sismorelectores debido a la alta deformación quizás por el desplazamiento lateral en esta zona (estructura en flor). Se puede observar como el basamento acústico en el sector noreste es semiplano mientras que en los perfiles anteriores dicho basamento presenta una caída abrupta.

3.1.4 Sección 5001

La sección sísmica 5001-B tiene una dirección N64°E y una longitud de 22 km se encuentra al sur de las 3 líneas anteriormente descritas (Figura 25). Se interpretaron algunas fallas en este perfil ~1 por kilómetro lo que sugiere que existe poca deformación en el sector suroeste del delta. Encontramos dos fallas mayores en el centro de esta sección, entre los CDP 2600-2550 (falla Ometepepec 02), y entre los CDP 2500-2450 (falla Ometepepec). Estas fallas interpretadas aparentemente no tienen expresión en superficie y cortan el paquete sedimentario hasta 2500 ms, aproximadamente 3 km de profundidad, y acomodan la caída del basamento y el aumento de espesor de los sedimentos hacia el NE. La imagen sísmica no permite ver por arriba de los 300 ms, y no se puede definir cuales fallas tiene expresión en superficie. Por debajo de los 2500 ms no hay buena resolución y los sismorelectores son muy caóticos.

En este perfil el basamento acústico se define por un fuerte reflector en toda la sección a partir de ~500 ms y con una fuerte caída entre los CDP 3050-2650 hasta llegar a alcanzar ~2500 ms. El basamento acústico se mantiene a una misma profundidad hacia el este.

En esta sección se identificaron por lo menos tres sismorelectores semicontinuos con tendencia horizontal paralela que marcan el relleno de la cuenca y son cortados por fallas normales. Subyacente a estos reflectores se tiene la secuencia inferior observada también en las líneas anteriormente descritas, y que asocia a una discordancia por la nula o baja reflexión que presenta y que se relaciona a depósitos de abanicos aluviales.

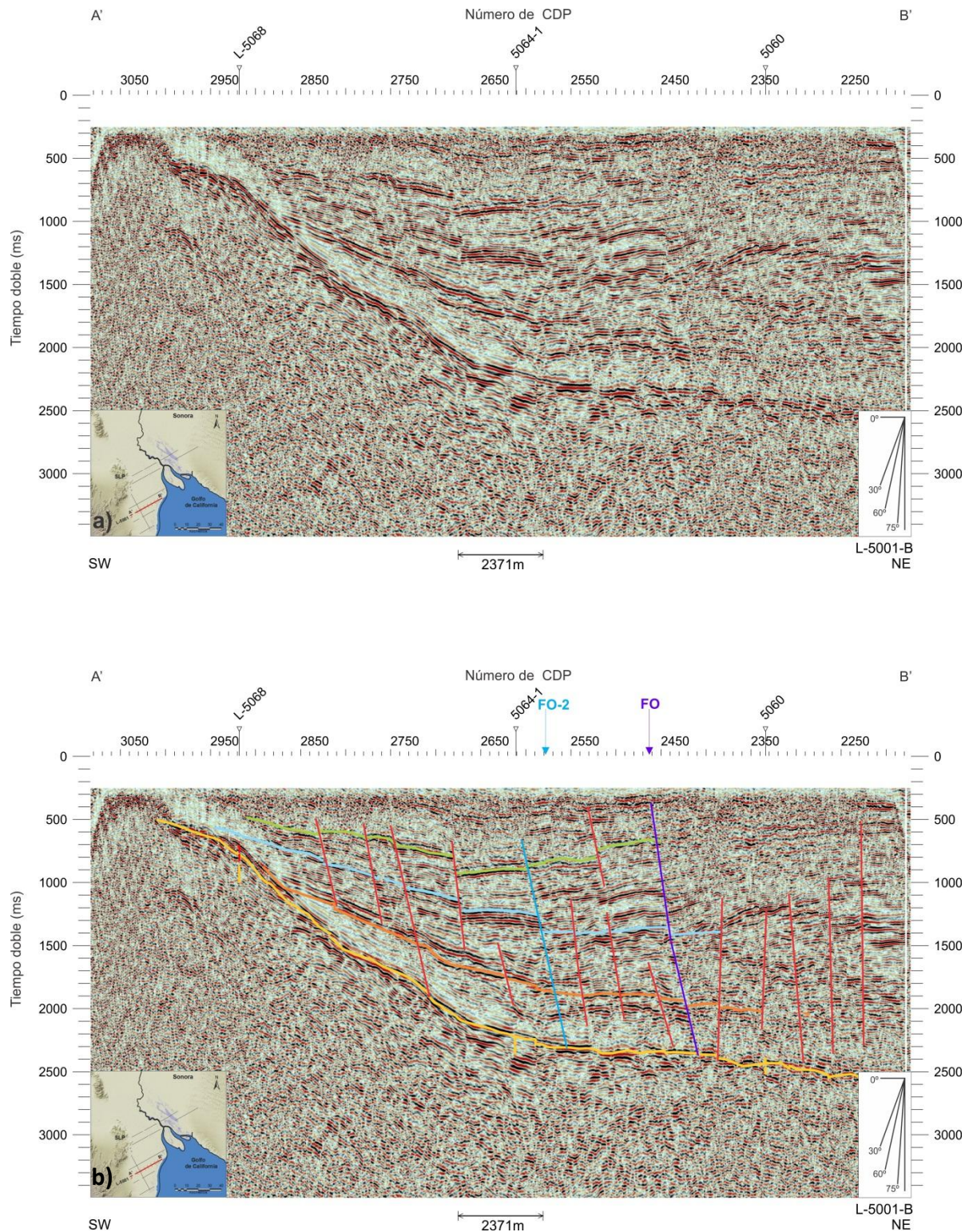


Figura 25. Perfil A-B de la línea 5001 SW-NE. a) Sin Interpretar. b) Interpretada. Fallas mayores: Ometepec 2 (FO-2), Ometepec (FO). Se observan tres sismorefectores fuertes que se acúñan hacia el basamento acústico y se interrumpen hacia el noreste hacia la cuenca Wagner (líneas color naranja, azul, verde y amarillo, respectivamente). Se puede observar que el cuerpo atribuido a los abanicos aluviales está presente en casi toda la sección

3.1.5 Sección 5003

Esta sección está localizada al suroeste de la zona de estudio, y tiene una orientación N64°E y una longitud de 10 km (Figura 26). En este perfil se observó el basamento acústico como un reflector de alta amplitud a lo largo de toda la sección, con caída de SW a NE. En la parte SW del perfil, encontramos el basamento a ~800 ms, posiblemente se relaciona con el escarpe de la Sierra Las Pintas, mientras que hacia el este el basamento acústico profundiza hasta llegar a ~3500 ms.

En esta sección se interpretaron algunas fallas menores en promedio 3 fallas por km las cuales por lo general están en la parte interna del paquete sedimentario y en cuanto a fallas mayores se interpretaron dos estructuras una entre los CDP 2750-2650 y otra entre 2600-2550 (falla Ometepepec 02 y falla Ometepepec respectivamente) ambas cortan un grueso paquete sedimentario de reflectores semiparalelos. También se observa zonas con reflectores de baja amplitud lo que interpretamos como posibles cuerpos saturados de gas o agua. En comparación al perfil anterior, los horizontes dominantes no están claramente definidos debido a que están muy interrumpidos y son de baja amplitud.

Para esta sección se interpretaron tres sismorefectores discontinuos con tendencia horizontalmente paralela de buena resolución entre los CDP 2850-2500. Hacia la parte SW no se puede distinguir la continuidad de estos horizontes. Estos horizontes muestran claramente que los sedimentos profundizan hacia el NE debido al desplazamiento vertical de las fallas.

La sección 5007 (Figura 8), al sur de esta sección no se interpreto debido a que la información contiene mucho ruido.

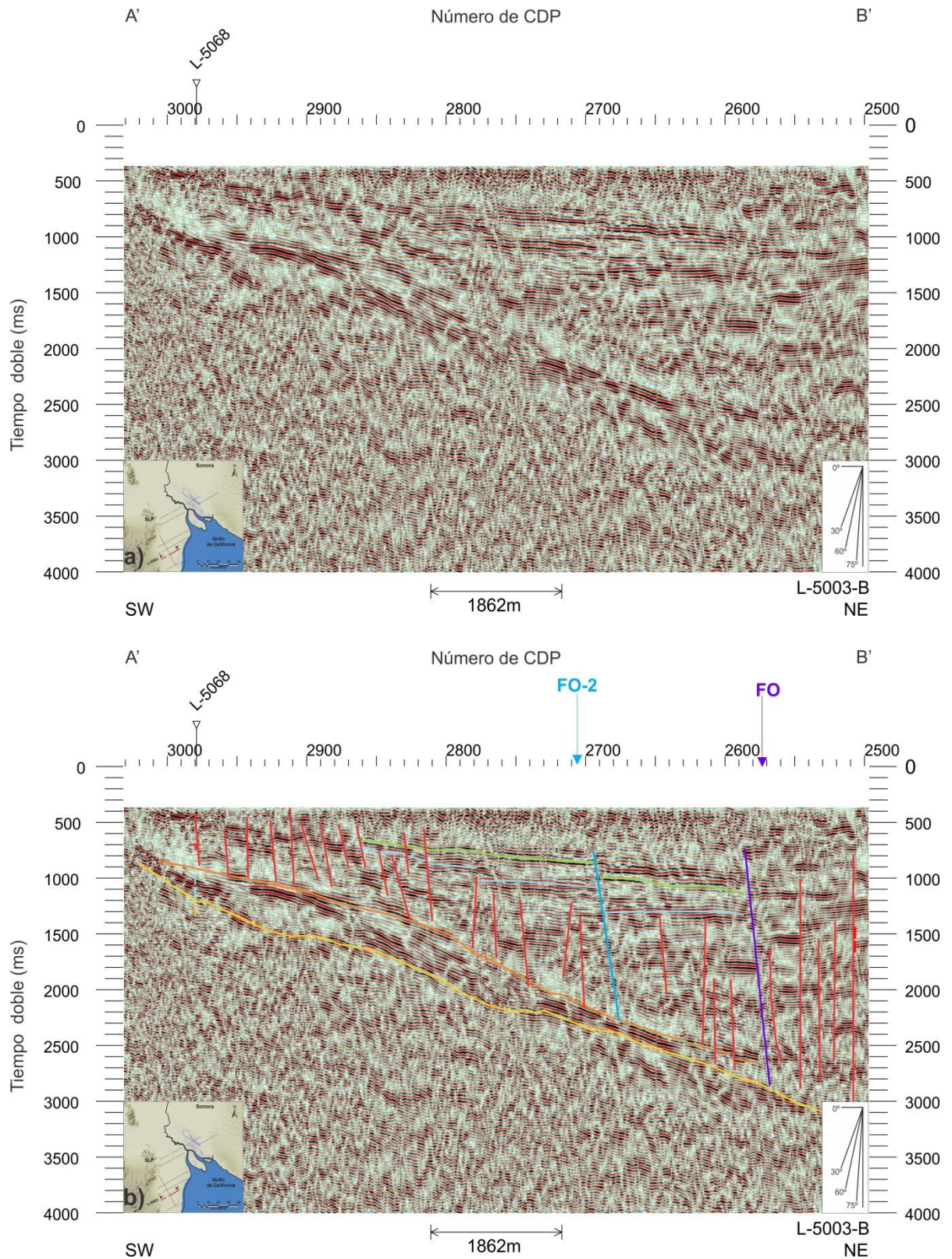


Figura 26. Perfil A-B de la línea 5003 SW-NE. a) Sin Interpretar. b) Interpretada. Fallas mayores: Ometepec 2 (FO-2), Ometepec (FO). Se observan los mismos sismorefectores que en la sección anterior, con una variación en los espesores y la interrupción de estos es menor en este perfil.

3.1.6 Sección 5068

La sección sísmica 5068 se encuentra al poniente de la zona de estudio y corre longitudinalmente a las líneas descritas anteriormente. Esta tiene una longitud de ~29 km y una orientación N33°W (Figura 27).

En este perfil, el basamento acústico profundiza hacia el sureste desde ~500 ms hasta llegar a alcanzar ~2000 ms en una distancia de 16 km. La profundidad del basamento se correlaciona de forma aceptable con las profundidades reportadas en las líneas 4999, 5001 y 5003, las cuales cortan transversalmente esta línea en su sector suroeste.

En la sección 5068 los reflectores sísmicos son subparalelos e interrumpidos del centro hacia el extremo sur de la sección, hacia el norte los reflectores tienden a ser muy caóticos, y la interpretación es más complicada. Este cambio de facies sísmicas de los reflectores en el sector norte de este perfil podría asociarse a la transición de facies entre los depósitos deltaicos al sur, y de los abanicos aluviales de la sierra Las Pintas al norte.

Por arriba del basamento acústico encontramos la misma discordancia definida por una secuencia de poco espesor que sigue paralela al basamento acústico. Por arriba de ella los reflectores terminan en onlap sobre el basamento acústico y los sedimentos por arriba aumentan de espesor hacia el este.

En este perfil se interpretaron muy pocas fallas menores a partir del centro del perfil hacia el extremo sur de la línea, aproximadamente dos fallas por km. Esta tendencia de no observar fallas en el norte se debe posiblemente al relleno de depósitos aluviales en este sector del delta. Se interpreta una estructura mayor entre los CDP 2450-2350 (falla Ometepep 2).

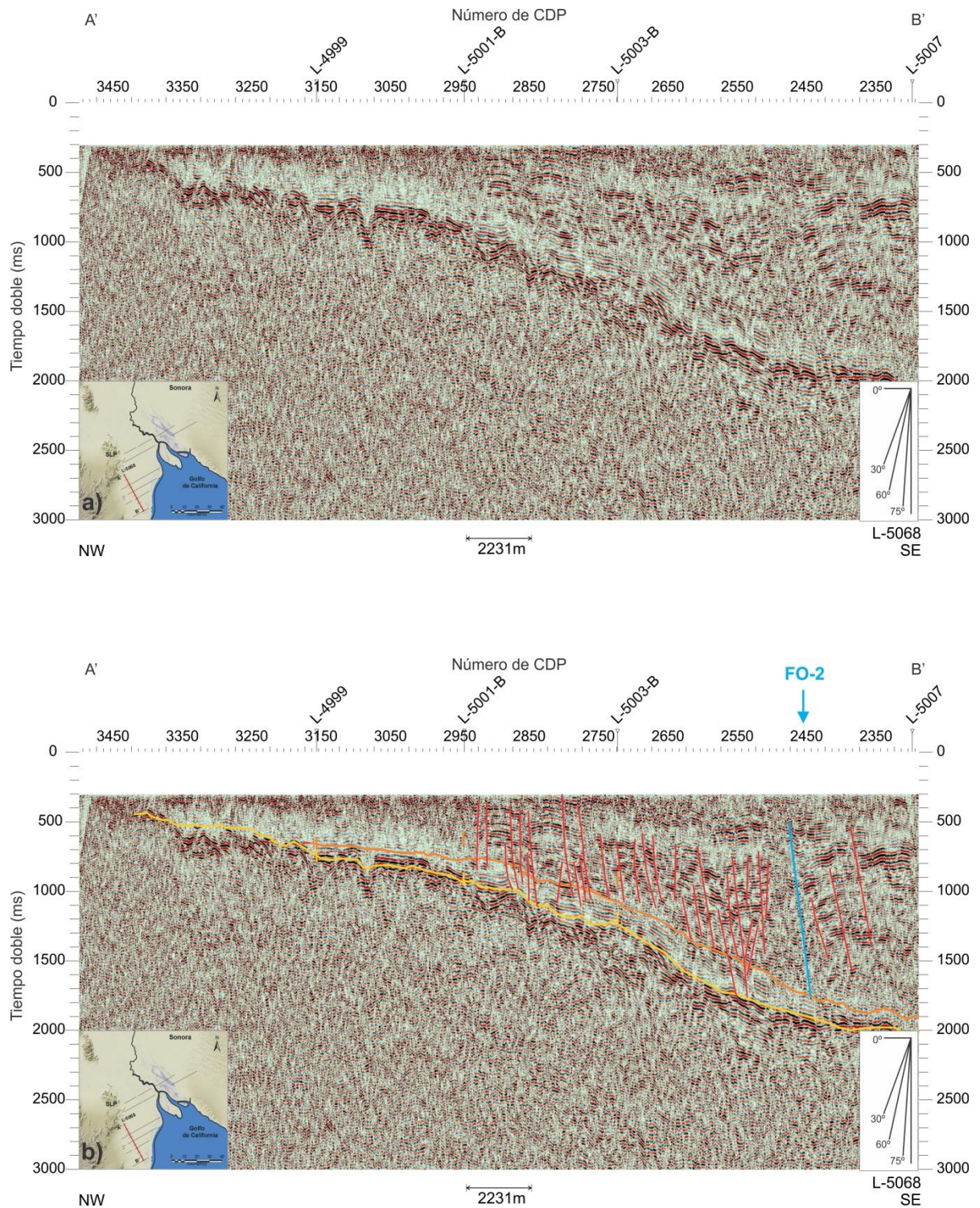


Figura 27. Línea 5068 NW-SE. a) Sin Interpretar. b) Interpretada. La Línea color amarillo representa el basamento acústico. En color rojo se representa las fallas menores interpretadas. Se observa que el depocentro va incrementando su profundidad del NW-SE. Se puede observar hacia el sureste del perfil como los sedimentos son flexionados hacia arriba (anticlinal) el cual está controlado en parte por la falla Ometepepec 2. Se incluye mapa de ubicación de este perfil.

3.2 Basamento Acústico

La configuración del basamento acústico se realizó para cada una de las líneas sísmicas en tiempo doble (Figura 28). Se observa que las zonas más someras se encuentran a ~400 ms al oeste del área de trabajo cercana al escarpe de la Sierra Las Pintas, mientras que las zonas más profundas alcanza hasta ~4000 ms en el depocentro de la cuenca Montague hacia el oriente y hacia al sur en la boca del delta. En la sección B de los perfiles 4991, 4993 no se observa el basamento, esto debido a que es más profundo o a que no se tiene presencia de este. En el margen con la cuenca Altar se observa un levantamiento de la secuencia sedimentaria que se interpreta como posiblemente basamento acústico.

El basamento profundiza hacia el este a través de una serie de estructuras con orientación NW-SE que lo van “escalonando”. En la zona sureste el basamento profundiza hacia la cuenca de Wagner.

En la línea 4993-B (figura 23) el segmento que se interpreta como basamento acústico en la parte este de la sección (CDP 1000 al 700) de 1000 a 2000 ms, presenta una caída de SW-NE. Es la primera vez que se reporta el basamento en dicho sector, que coincide con una anomalía gravimétrica local (Figura 31) (Chanes-Martínez *et al.*, 2014). Es importante recalcar que este alto de basamento acústico es local, ya que en las líneas sísmicas al noreste (Figura 28), reportadas en otros trabajos (Chanes-Martínez, 2012 y Sánchez-García, 2013), no se reportó ningún basamento acústico.

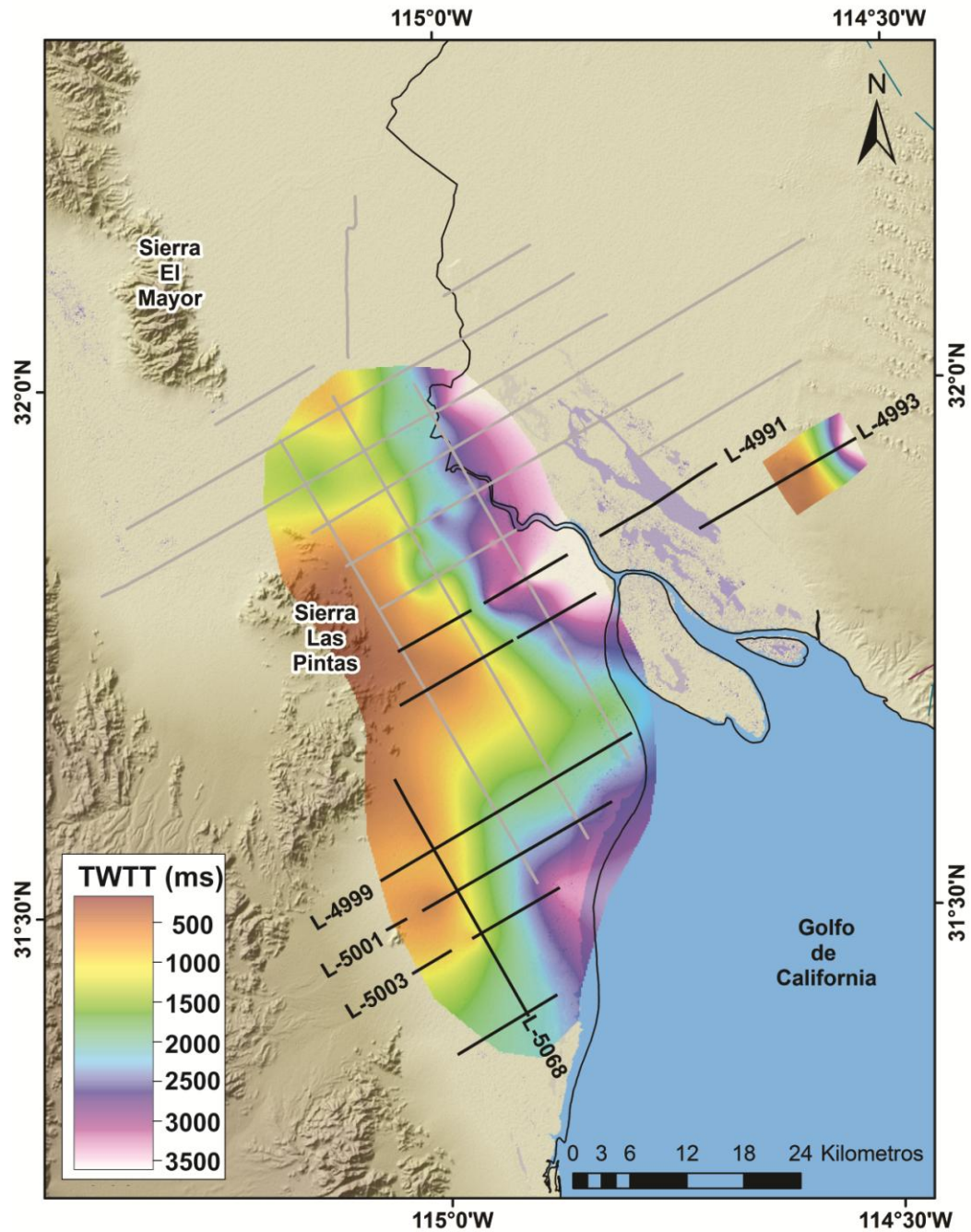


Figura 28. Mapa de configuración del basamento acústico. Líneas en negro representan las líneas procesadas en esta tesis. Líneas grises trabajadas por Chanes-Martínez (2012) y Sánchez-García (2013). Se observa como el basamento profundiza hacia NE y SE hacia la cuenca Montague y Wagner, hacia el NE de la imagen se observa un alto estructural puntual del que no se tenía reporte alguno, el cual consideramos es basamento acústico.

3.3 Correlación de Fallas

Las fallas que se pudieron correlacionar fueron 7, 4 de ellas ya reportada por Chanes-Martínez (2012) y Sánchez-García (2013) y 3 nuevas fallas que se proponen en este trabajo de tesis. Para la correlación se utilizó el software OpendTect versión 4.2.0 y SeisWorks de Landmark©. En los perfiles 4991 y 4993 se interpretó el principal trazo de la falla Cerro Prieto, esta falla se interpreta a partir de trabajos al norte en los que ya ha sido reportada y la zona de reflectores caóticos hacia el este en los perfiles 4991 y 4993.

A continuación se describirán cada una de las fallas principales que controlan la deformación y subsidencia en la región suroeste del delta, las cuales son mostradas en las Figuras 29 y 30.

3.3.1 Falla Yurimori

La falla Yurimori se interpretó en 4 perfiles sísmicos, dos de este trabajo (4991-4993) y en dos secciones (4989,5060) trabajadas por Sánchez- García (2013). Es una falla normal que tiene una expresión de 13 km aproximadamente y un buzamiento aparente de $\sim 60^\circ$ hacia el este. La deformación de la vecindad a esta falla muestra horizontes muy caóticos y corta al basamento acústico a ~ 3300 ms.

3.3.2 Falla Pangas Viejas

La falla Pangas Viejas se interpretó en 4 perfiles sísmicos dos de este trabajo (4991-4993) y en dos secciones trabajadas por Sánchez-García (4989, 5056) (2013) y se incluye lo reportado por Chanes-Martínez *et al.* (2014). Es una falla lístrica continua a lo largo de ~ 30 km y un buzamiento promedio de $\sim 45^\circ$ al este tomado desde 500 ms, hasta 3000 ms aproximadamente. Esta falla corta un grueso paquete de reflectores semiparalelos y continuos en el extremo este de las secciones 4993 y 4991. Mientras que hacia el perfil 4993 la deformación en la vecindad muestra horizontes caóticos. Esta falla controla el límite oeste de la cuenca Montague y se interpreta que acomoda la mayor parte de la subsidencia de la cuenca que produce la zona de falla.

3.3.3 Falla Santa Clara 01

La falla Santa Clara 01 se interpretó en 2 perfiles de este trabajo (4991,4993) y en una sección del trabajo reportado por Sánchez-García (4989). Esta falla normal tiene una expresión de ~32 km, y presenta un buzamiento aparente al oeste de ~65° a una profundidad de 2000 ms hacia el oeste. Esta falla se localiza al oeste y es semiparalela a la falla Cerro Prieto, y se encuentra flanqueando la Ciénega de Santa Clara hacia el noreste.

3.3.4 Falla Santa Clara 02

La falla Santa Clara 02 se interpretó en un perfil de los trabajados en esta tesis (4991) y en la sección 4989 reportada por Sánchez-García (2013), tiene una expresión de ~5 km y con un buzamiento promedio de 51° al este medido desde ~500 ms, hasta aproximadamente 2000 ms de profundidad y corta solo sedimento.

Esta falla se encuentra semiparalela al principal trazo de la falla Cerro Prieto con una tendencia NW-SE y flanqueando el suroeste de la Ciénega de Santa Clara, al parecer controla la subsidencia en el lado suroeste de la falla Cerro Prieto.

3.3.5 Falla Cerro Prieto

La falla Cerro Prieto se define como una falla dextral que marca la frontera entre las placas Pacífico y Norteamérica, que se extiende desde el centro de dispersión de Cerro Prieto en el valle de Mexicali hasta la cuenca Wagner con una extensión aproximada de 115 km.

Esta falla se interpretó con base en una zona de ruido que se presenta en el lado oriental de las dos líneas procesadas en este trabajo, debido a que la deformación aumenta hacia el este en estos perfiles. Sin embargo, su ubicación se manifiesta por una zona con facies de reflectores caóticos con mucho ruido sísmico. La falla Cerro Prieto se ha observado en imágenes sísmicas a lo largo de ~37 km con una orientación de N43°W. En las secciones 4993 y 4991 interpretamos que la falla presenta un ángulo promedio de 75°, medido desde 300 ms, hasta 4000 ms, con un buzamiento hacia el oeste.

La falla Cerro Prieto también se observó en las cinco líneas trabajadas por Chanes-Martínez (2012) y se localizan hacia el noroeste del delta del Río Colorado. En las imágenes sísmicas la falla Cerro Prieto tiene una caída general hacia el oeste, con una inclinación promedio de 85° (Chanes-Martínez, 2012). La deformación en estas secciones se observó hacia la parte oeste de la estructura, además la ubicación de la falla en el sector sur en estos perfiles coincide con la propuesta por Fonseca-López (1982).

En el 2013, Sánchez-García interpretó la falla Cerro Prieto en dos perfiles situados al suroeste del delta con un buzamiento promedio de 80° hacia el SW. De forma similar describe los horizontes en la vecindad de la falla como caóticos y es una de las características de la imagen sísmicas de esta falla mayor.

3.3.6 Falla Ometepepec

Esta estructura fue reportada por Sánchez-García (2013) y se interpretó en las líneas 4999, 5001 y 5003 además de las 3 imágenes sísmicas en las que ya había sido reportada (5056, 5060, 5064). Esta falla normal fue interpretada en seis perfiles y tiene una expresión de ~ 20 km con orientación $N23^\circ E$ y un buzamiento aparente de 62° hacia el este.

En la vecindad de esta falla encontramos horizontes semiparalelos y continuos, con muy poca deformación.

3.3.7 Falla Ometepepec 2

Esta estructura se interpretó en las líneas 4999, 5001, 5003 y 5068 de este trabajo. Es una falla normal, paralela a la falla Ometepepec que tiene una expresión de ~ 22 km con una orientación $N20^\circ E$ y un buzamiento aparente de 77° hacia el sureste.

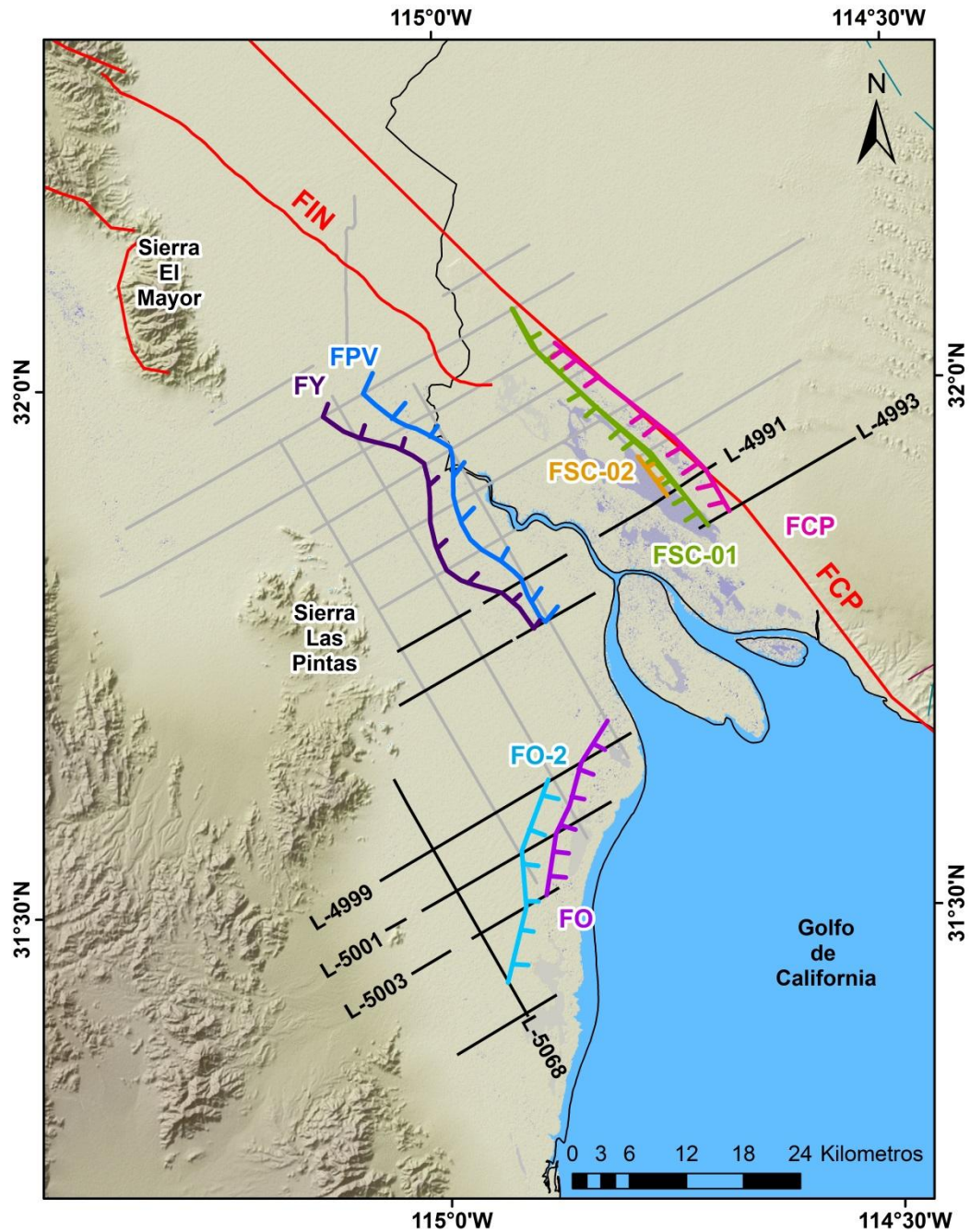


Figura 29. Interpretación de las fallas observadas en el área de estudio de oeste a este, se tienen las fallas: Ometepec 2 (FO2), Ometepec (FO), Yurimori (FY), Pangas Viejas (FPV), Santa Clara 01 (FSC-01), Santa Clara 02 (FSC-02), Indiviso (FIN) y Cerro Prieto (FCP). Parte de la información se modificó de Chanes-Martínez, 2012 y Sánchez-García, 2013.

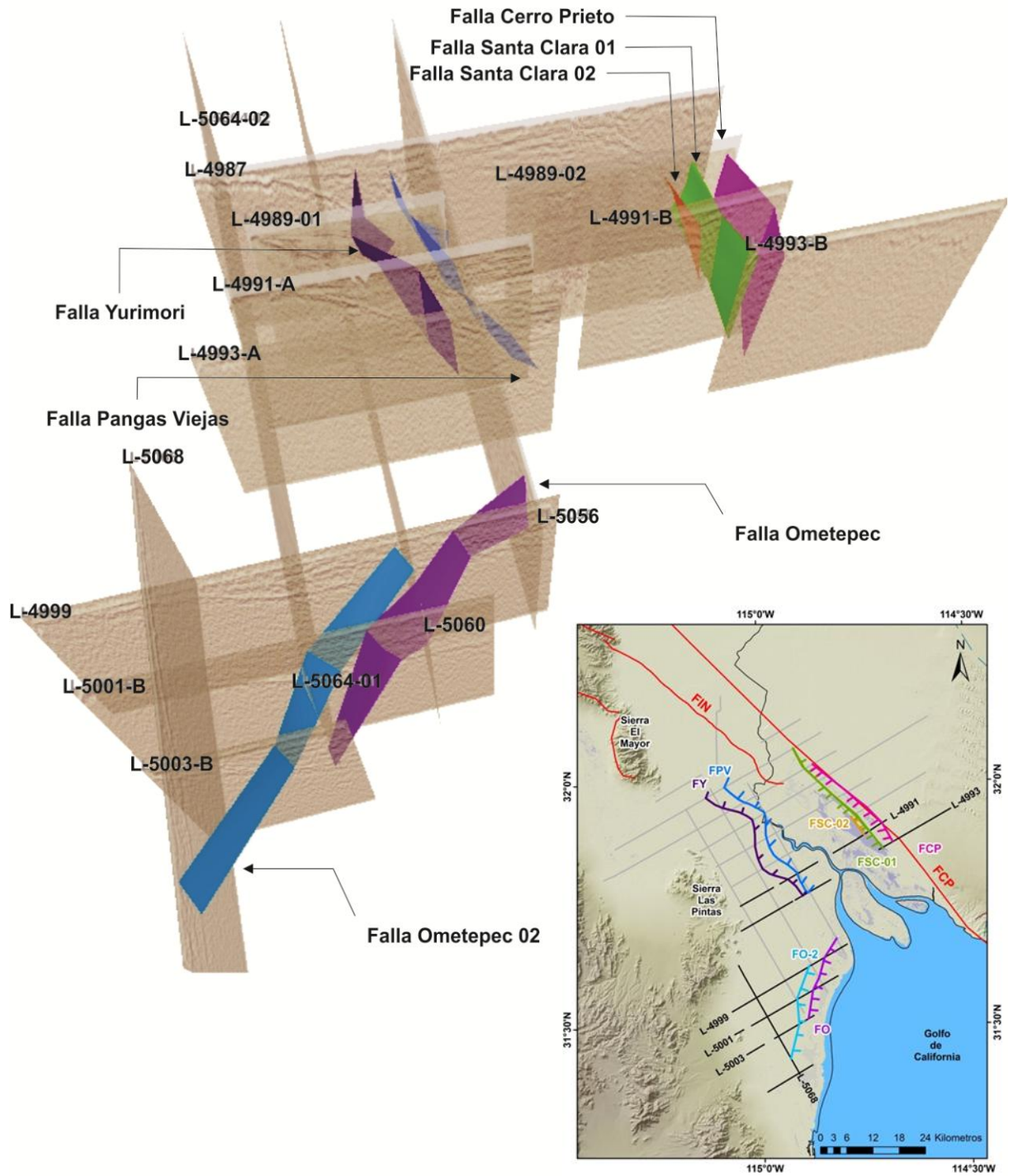


Figura 30. Proyección tridimensional de las estructuras interpretadas.

3.4 Anomalía gravimétrica

La correlación del basamento acústico identificado en los perfiles sísmicos y el mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer reportado por Chanes-Martínez (2012) es consistente y ambos datos definen la configuración general de la cuenca Montague que está controlada por la zona de falla Cerro Prieto (Figura 31). El mapa contiene datos gravimétricos de la región de estudio proporcionados por Petróleos Mexicanos.

En la anomalía de Bouguer los valores son nulos, o casi nulos al nivel del mar, los valores altos corresponden a las zonas montañosas de los continentes y los valores bajos a las cuencas. En el mapa de anomalía gravimétrica los valores altos (en color rojo) al poniente de la zona de estudio corresponden a las sierras Cucapah, El Mayor y Las Pintas, mientras que los valores bajos (azules) al poniente de las sierras se relacionan con las cuencas de Laguna Salada y Las Tinajas. Los bajos gravimétricos que están localizados al oriente corresponden a las cuencas Montague y Altar. La tendencia regional muestra que la anomalía gravimétrica está controlada por la falla Cerro Prieto que controla el margen oriental de la cuenca Montague (Chanes-Martínez *et al.*, 2014).

En la sección 5068 la anomalía positiva del lado izquierdo (NW), indica que el basamento estaría más somero en esa dirección en donde se ubica la Sierra Las Pintas y la anomalía negativa al SE coincide con el incremento en la profundidad del basamento hacia la cuenca de Wagner.

En la sección 4991-A los datos de gravimetría indican que el basamento desciende hacia el NE del perfil, que al igual que el perfil anterior indica la anomalía negativa hacia el NE que produce la cuenca Montague. Al SW la anomalía es menor y coincide con el basamento somero observado en las líneas 4991 y 4993.

La sección 4993-B observamos que el perfil se encuentra en el límite oriental de la anomalía negativa, lo que coincide con la cuenca Montague, y un basamento más profundo del lado SW de la sección. Hacia el NE, al oriente de la falla Cerro Prieto

la anomalía muestra un alto en una zona muy localizada de la cuenca de Altar. Esta anomalía se presenta en una zona profunda de la cuenca, ya que el pozo W-4 de PEMEX situado al sur cortó más de 5000 m de sedimentos sin cortar basamento.

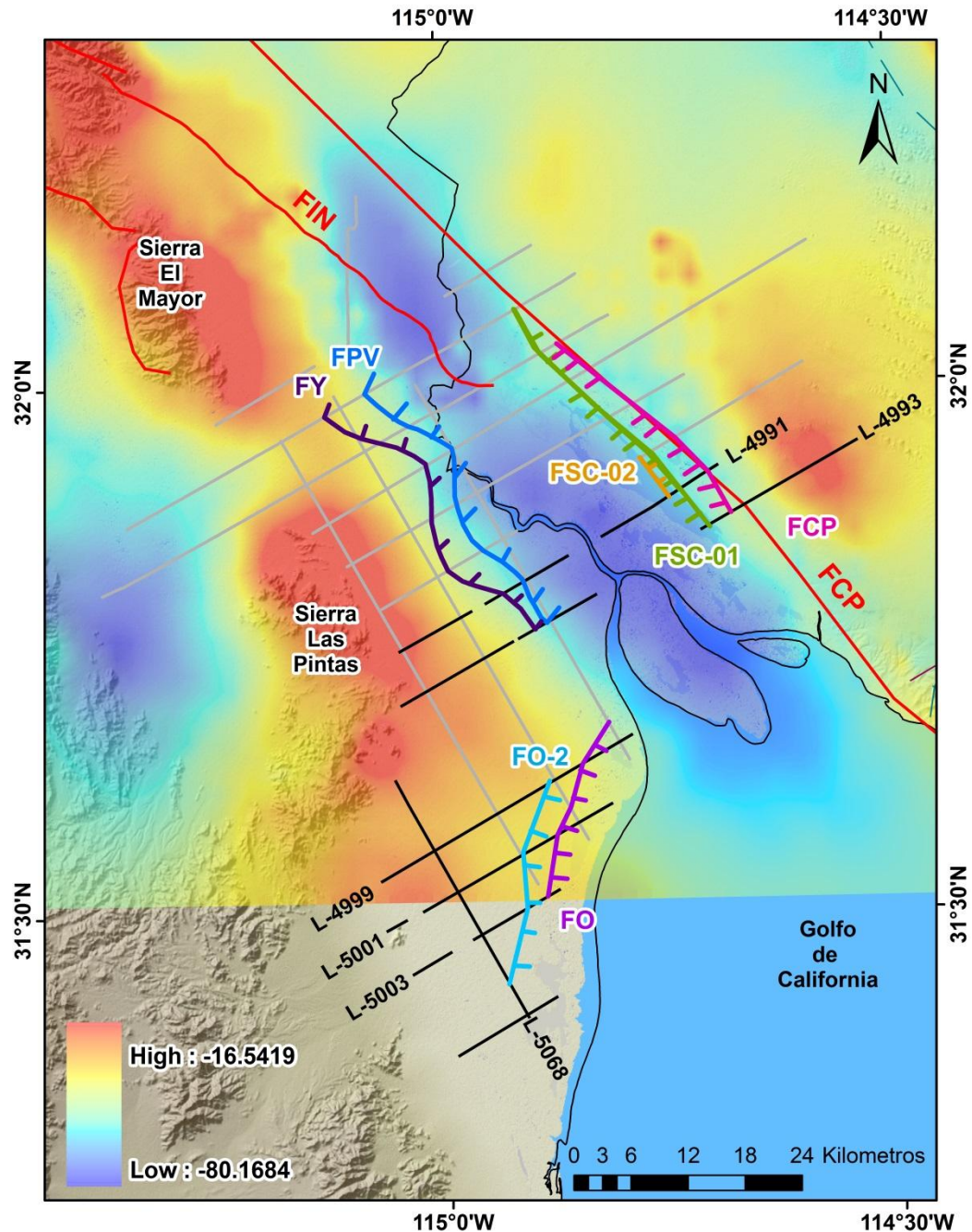


Figura 31. Mapa de anomalía de Bouguer en la región del delta del Río Colorado y Altar, proporcionado por PEMEX. En rojo se indican los valores altos gravimétricos y en azul los bajos. Las líneas negras indican las secciones sísmicas interpretadas en este trabajo, las líneas en color gris fueron trabajadas por Chanes-Martínez (2012) y Sánchez-García (2013). Las fallas observadas en el área de estudio de oeste a este, son: Ometepec 2 (FO2), Ometepec (FO), Yurimori (FY), Pangas Viejas (FPV), Santa Clara 01 (FSC-01), Santa Clara 02 (FSC-02), Indiviso (FIN) y Cerro Prieto (FCP). Parte de la información se modificó de Chanes-Martínez (2012) y Sánchez-García (2013).

3.5 Horizontes Sísmicos

Se interpretaron dos horizontes sísmicos presentes en buena parte del área de estudio, además del basamento acústico. Se interpreta que el horizonte profundo es el que delimita las facies aluviales aportadas por la Sierra las Pintas. Se interpreta que este horizonte es una discordancia ya que la mayoría de los reflectores por arriba de este desaparecen en el sector noroeste (Figura 33, 34). Este horizonte se presenta en el sector suroeste de la zona de estudio, mientras que hacia el este se tiene una zona de reflectores caóticos.

La falla Pangas Viejas corta una zona de reflectores caóticos al oeste de una zona que pasa lateralmente a horizontes coherentes semiparalelos y continuos al este. En esta dirección, el relleno de la cuenca se caracteriza por reflectores lateralmente continuos que definen una forma ligeramente cóncava como el mismo anticlinal rollover reportado más al norte (Chanes-Martínez *et al.*, 2014). Estos reflectores coherentes desaparecen hacia el este en la zona de deformación de la falla Cerro Prieto (Figuras 33, 34).

En la parte central de los perfiles se tiene el depocentro de la cuenca Montague que tiene una profundidad mayor de 5 segundos, cuando se pierde la resolución de la imagen sísmica. Dentro del depocentro definido entre las fallas Cerro Prieto y Pangas Viejas las variaciones laterales y verticales de los reflectores sísmicos, no son tan complejas debido a que no se tiene la presencia de intrusiones o fallas mayores.

Se interpreta que las partes más profundas del depocentro contienen a los depósitos estuarinos y de los canales distributarios del complejo deltaico, por ser zonas más bajas con la mayor subsidencia. Las secuencias depositadas al oeste del depocentro se pueden interpretar como parte de la planicie de inundación del delta y su transición a planicies de supramarea. Esta planicie deltaicas está bordeada al oeste por los depósitos aluviales que bajan de las sierras Cucapá, El Mayor y Las Pintas que se manifiestan en una secuencia con reflectores difusos y lateralmente discontinuos.

Capítulo 4

Discusión

Conocer los rasgos estructurales, configuración del basamento acústico y secuencias sismo sedimentarias en el sector SW del delta del Río Colorado es el objetivo de este trabajo. Para realizar esto integraron los resultados de Sánchez-García (2013) y Chanes-Martínez *et al.* (2014), a fin de integrar un mapa estructural y del basamento acústico. No se elaboró un mapa de horizontes sismoestratigráficos debido a la falta información (pozos, más líneas sísmicas, y a la deformación de algunos sectores de las secuencias sismo estratigráficas).

4.1 Implicaciones tectónicas

El delta del Río Colorado, se ubica en el límite de placas Pacífico-Norteamérica y su marco estructural se explica con un modelo de fallas de rumbo dextrales, con cuencas romboidales que inician como un rasgo sigmoidal y que definen cuencas “pull-apart” en la zona de traslape de los segmentos involucrados (Einsele, 2000). Estas cuencas suelen ser estrechas a lo largo de una falla de rumbo y la zona de deformación incluye varias cuencas de este tipo de manera simultánea. Cuencas pequeñas son comúnmente subyacidas por una delgada corteza continental, pero al aumentar el desplazamiento de las fallas de rumbo da lugar a la formación de nueva corteza oceánica como ya se manifiesta en algunas de las cuencas del sur del Golfo de California (Lizarralde *et al.*, 2007).

En la zona de estudio se identificó el basamento cristalino de las sierras El Mayor y Las Pintas, pero no se identificó en la región central, en donde la caída es relativamente rápida en profundidad y es posible que no exista en la zona de falla Cerro Prieto (Figura 37). En esta región la zona de falla Cerro Prieto acomoda el desplazamiento lateral del movimiento relativo de las placas del Pacífico y de Norteamérica, mientras que las fallas Pangas Viejas y Santa Clara 02 acomodan la extensión a través de esta zona de deformación de ~ 23 km de ancho.

4.1.1 Fallas

Los cambios locales en la dirección de las fallas de rumbo, generan zonas donde la tendencia de fallamiento es oblicua a la dirección de desplazamiento principal, originando compresión o extensión a través de la zona de falla. Cuando el desplazamiento lateral de las fallas se combina con extensión al proceso se le denomina de transtensión, mientras que al combinarse con compresión el resultado es transpresión. Estas dos componentes pueden producir pliegues extensionales o compresionales y también producen estructuras en flor, ya sean positivas en el caso de que los bloques se encuentren levantados por una componente de transgresión, o bien, negativas, cuando los bloques caen debido a una componente de extensión (Park, 1997) (Figura 32).

Interpretamos que en región del delta del Río Colorado, se puede hacer una correlación con un modelo de estructura en forma de flor negativa (originado por esfuerzos transtensivos) donde la falla principal es la falla Cerro Prieto encontrando fallas antitéticas formando un tren de fallas escalonadas con caída al este (Figura 22, 23) con las fallas Yurimori y Pangas Viejas.

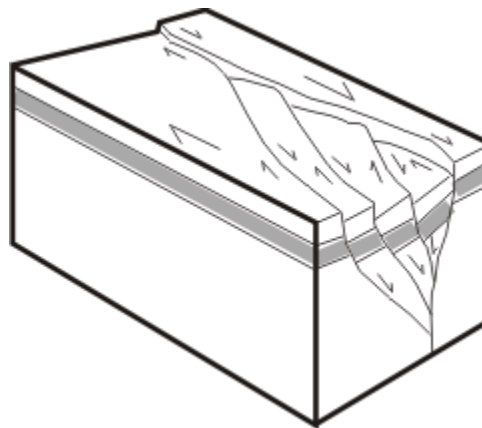


Figura 32. Esquema en forma de flor negativa, mostrando el escalonamiento hacia el este, tal como sucede en el área de estudio, donde limitan al oriente con la falla de rumbo dextral Cerro Prieto. Las fallas Yurimori Pangas Viejas acomodan parte de la deformación debido a la transtensión del sistema de falla Cerro Prieto.

En el valle de Mexicali y en el noreste de Baja California se reportan fallas de bajo ángulo (Siem y Gastil, 1994; Axen y Fletcher, 1998). Las fallas con orientación NW-

SE, Yurimori y Pangas Viejas, posiblemente en profundidad pasa a ser de bajo ángulo.

De la interpretación se tienen que las fallas principales mostradas en las Figuras 29, 30 están presentes en la mayoría de los perfiles y todo indica que tienen extensión tanto al norte como al sur. Las fallas Yurimori, Pangas Viejas, Ometepepec 01 y Cerro Prieto son las estructuras principales en la región suroeste del delta y ya ha sido reportadas en trabajos previos con datos sísmicos de Pemex, mientras que las fallas, Santa Clara 01 y Santa Clara 02, que no se observan en superficie, no están identificadas y no se conocía su expresión en profundidad, al igual que la falla Ometepepec 02 reportada en este trabajo por primera vez. Consideramos que las fallas Ometepepec 01 y Ometepepec 02 se ubican en el dominio estructural del sistema de falla Cerro Prieto y forman parte de éste. Estas fallas se localizan en el sector suroeste del delta de Río Colorado y tienen una orientación al suroeste, oblicua a la falla Cerro Prieto.

Se observa que la falla Cerro Prieto no muestra una fuerte componente de extensión, su rasgo distintivo es la zona de ruido de 5 km de ancho producida por la zona de daño que interrumpe los reflectores y produce refracciones, como se observa en los perfiles 4991 y 4993 (Figuras 22 y 23). La falla Cerro Prieto es el límite oriental de la zona de deformación de falla transformante que contiene varias fallas que la definen. Esta zona de falla produce una gran subsidencia y relleno sedimentario por que incluye una componente de extensión, como se observa en este tipo de escenarios en otros lugares del mundo (Fowler, 1998; Hurwitz *et al.*, 2002).

Las fallas Santa Clara 01 y 02 delimitan el sector noreste de la ciénaga del mismo nombre e inclusive en imágenes de GoogleEarth se observa claramente que en la vecindad de estas fallas se ubica la mayor subsidencia de esta región (~ 500 ms) (Figura 33). La continuación de falla Santa Clara 2 hacia el sur no quedó establecida por falta de líneas sísmicas en esa dirección.

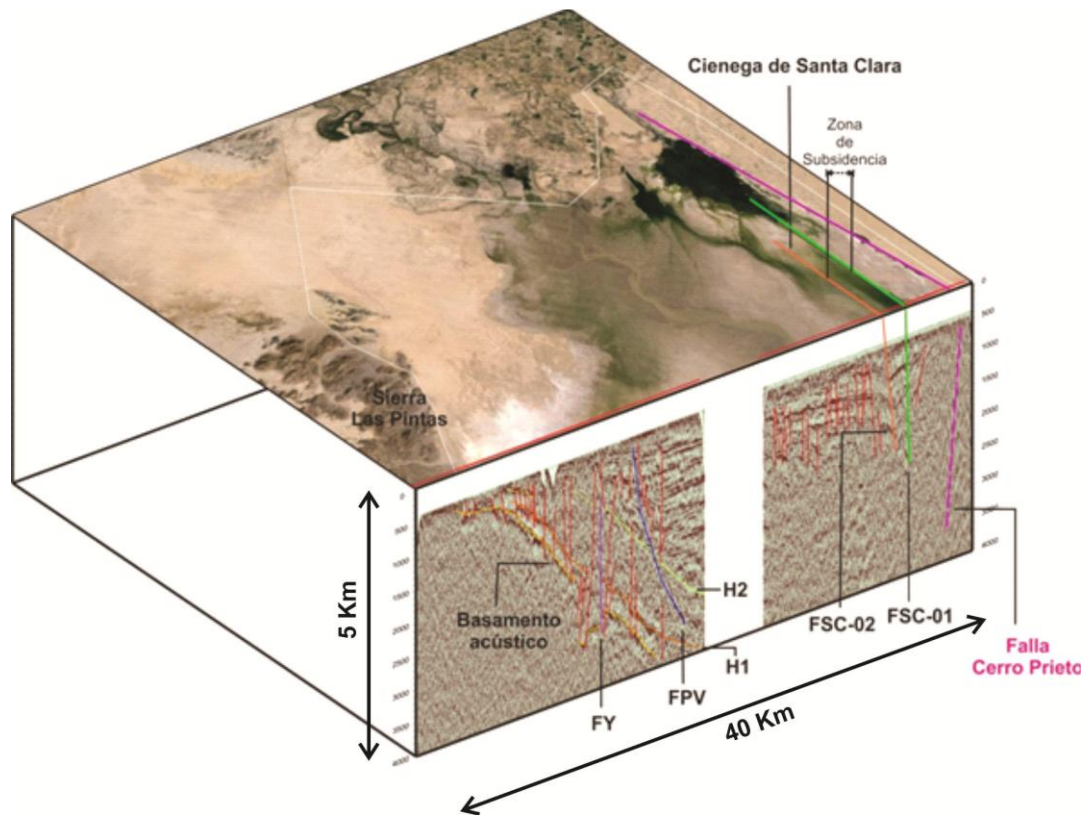


Figura 33. Perspectiva de las estructuras de la región de estudio. La escala en la vertical y horizontal de los perfiles sísmicos es indicada. Se indican las fallas Yurimori (FY), Pangas Viejas (FPV), Santa Clara (FSC-02, FSC-01) y Falla Cerro Prieto, H1 y H2 son sismorefectores 1 y 2. La mayor subsidencia se ubicó en la zona entre las fallas Santa Clara 01y 02

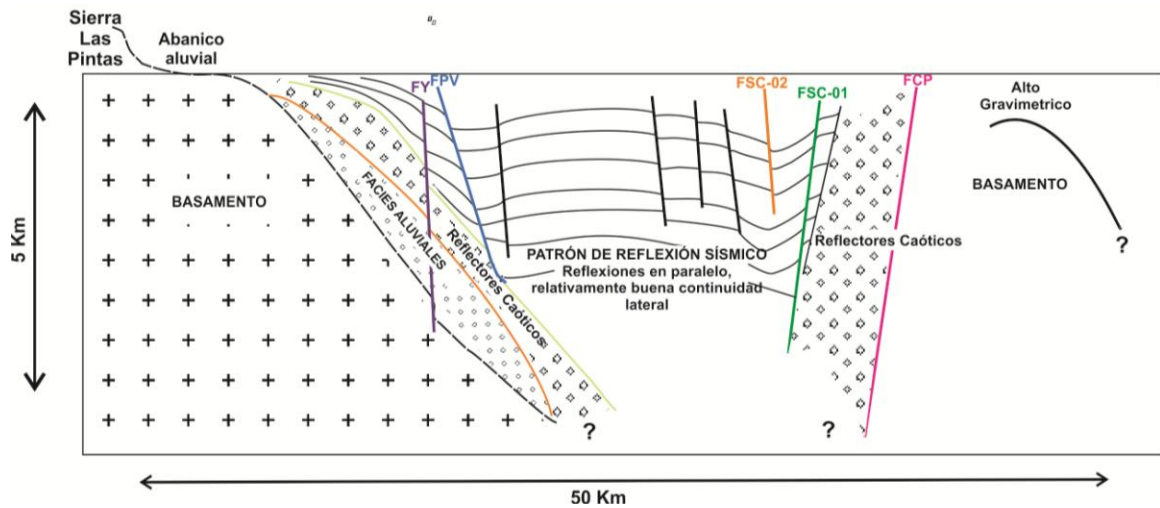


Figura 34. Perfil geológico interpretado con base en las líneas 4993 y 4991. De este a oeste las fallas: Yurimori (SY), Pangas Viejas (FPV), Santa Clara 01 (FSC-1), Santa Clara 02 (FSC-2) y Cerro Prieto (FCP). Los dos sismorefectores presentes en toda la región de estudio posiblemente definen secuencias litológicas que representan depósitos de ambientes sedimentarios deltaicos en la región central. La configuración del anticlinal rollover formado entre las fallas Pangas Viejas al oeste y Cerro Prieto al este es posiblemente la misma estructura reportada por Chanes-Martínez a 15 km al norte.

La falla Pangas Viejas controla una estructura de anticlinal rollover que termina en el sector noroeste y que cubre el ancho de la cuenca Montague en esa latitud. Al oeste de la falla Pangas Viejas, se identificó el basamento, y el relleno sedimentario está cortado por varias fallas menores en una zona de deformación más difusa. En esta zona del delta el basamento acústico profundiza de 0.5 s en la Sierra Las Pintas, hasta más de 5 segundos en el depocentro de la cuenca situado bajo el cauce moderno del Río Colorado. Las fallas Santa Clara 01 y 02 son casi verticales, mientras que Pangas Viejas es una falla lístrica. Las fallas de Santa Clara 01 y 02 tienen a juntarse en profundidad con la falla Cerro Prieto, sin embargo, dentro de la cuenca Montague la deformación se acomoda en varias fallas que desplazan el basamento a profundidad, mientras que en el sector SW de la falla Pangas Viejas, las fallas no producen saltos importantes en el basamento.

Consideramos que la falla Pangas Viejas es la estructura reportada con el mismo nombre por Chanes-Martínez *et al.* (2014), por lo que podríamos decir que la zona de deformación del sistema de falla Cerro Prieto incluye fallas que acomodan principalmente extensión (por ejemplo la falla Pangas Viejas) y fallas que acomodan la deformación por cizalla lateral derecha (falla Yurimori y la falla Cerro Prieto).

El desplazamiento lateral derecho en las fallas del Golfo de California ha acumulado 255 ± 10 km en dirección N-NW (Oskin *et al.*, 2001), y mucho de éste desplazamiento pasó por la zona de falla Cerro Prieto. La deformación de la frontera entre las placas de Norteamérica y Pacífico en esta latitud se distribuye en una franja de deformación de ~23 km de ancho. Más al norte en el delta, la zona de deformación tiene un ancho de ~18 km (Chanes-Martínez *et al.*, 2014). Este ancho es similar a la anchura en la falla transformante Canal de Ballenas, entre Isla Ángel de la Guarda y la Península de Baja California y un poco más grande que los 7 a 10 km de zona de deformación reportando para la zona de falla San Andrés en la región de San Francisco (Zoback, *et al.*, 1999). El ancho de la zona de deformación se atribuye a una componente de extensión incluida en la deformación en el límite de placas. El ancho de la deformación es mayor en las zonas de traslape entre las fallas transformes principales como en la cuenca Cerro Prieto, mientras que la

deformación a lo largo de las fallas transformes puede ser debida a que el sistema es oblicuo. (Lomnitz *et al.*, 1970; Fenby y Gastil, 1991; Nilsen y Sylvester, 1995).

La falla Pangas Viejas sigue el cauce del Río Colorado, pero en su sector más al sur tiene a cambiar ligeramente el rumbo de su trazo hacia el SW, posiblemente debido a las fallas Ometepepec 01 y 02. Si la falla Pangas Viejas efectivamente cambia de rumbo en dirección similar a las fallas Ometepepec sería la estructura que delimita el depocentro de la cuenca Montague en su sector oeste. Muchas de las estructuras observadas no tienen expresión en superficie, ya sea porque están sepultadas por sedimentos y/o debido a la baja (poca) actividad sísmica reciente. Otro factor puede ser la baja resolución hacia la superficie de la información sísmica. De acuerdo con datos de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM, catálogo de eventos: 1976-2010) no se tenía actividad sísmica significativa en la zona de estudio, hasta después del sismo del 4 de abril del 2010, al norte del área de estudio, pero en la vecindad de las fallas Ometepepec 01 y 02 y Yurimori en su sector más al sureste no se tiene actividad sísmica significativa (Figura 35). No fue posible tener una correlación en este sector con la falla Pangas Viejas más al noroeste. Tomando como experiencia el sismo del 4 de abril de 2010, y lo reportado por Chanes-Martínez *et al.* (2014), las fallas Pangas Viejas e Indiviso-S deben ser consideradas de riesgo sísmico, igualmente consideramos que la falla Yurimori presenta alto riesgo sísmico ya que es una falla mayor en la zona de deformación que puede producir un sismo de gran magnitud.

La región de la falla Pangas Viejas presenta la mayor subsidencia. La imagen de InSar, mostró que los mayores desplazamientos, tanto co-sísmicos como pos-sísmicos del sismo de 2010 han ocurrido en la región de la falla Pangas Viejas. La misma región fue sometida a fuertes efectos de licuefacción, particularmente en la parte sur del delta donde la superficie también está sujeta a inundaciones debido a las mareas. Esta es una de las razones por las que algunas zonas de ruptura de la falla Indiviso están obscurecidas en la imagen satelital del análisis de “pixel-tracking” (Wei *et al.*, 2011).

4.1.2 Cambio en el régimen de sismicidad regional

Observamos un cambio en la dirección de la sismicidad al sur de la falla Indiviso la cual es perpendicular a la dirección preferencial con rumbo NE-SW Tomando en cuenta las estructuras identificadas en éste trabajo y el alineamiento de la sismicidad asociada con el temblor El Mayor-Cucapah cuyo epicentro se localiza al oeste de la falla Cerro Prieto (Hauksson *et al.*, 2010; Oskin *et al.*, 2012), se observa que la deformación tiene una orientación preferencial NW-SE atribuida a la falla indiviso (González-García *et al.*, 2010). El cambio del patrón sísmico al suroeste después del sismo El Mayor-Cucapah, indica que la falla Pangas Viejas se activó en ese sector, y como se puede observar, existe una fuerte correlación entre dicha estructura y la actividad sísmica posterior al sismo principal (Figura 35b).

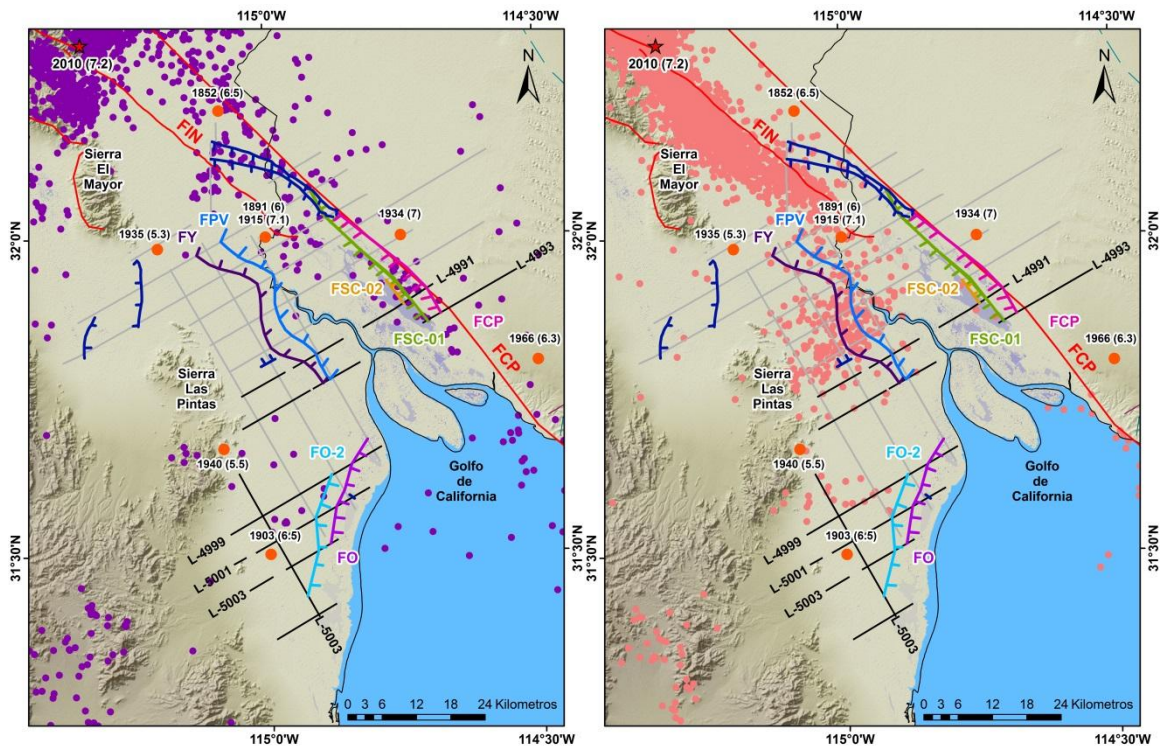


Figura 35. a) Actividad sísmica antes b) Actividad sísmica después del sismo El Mayor-Cucapah del 10 de Abril del 2010 (tomada de RESNOM). Se indican las fallas interpretadas en este trabajo y las fallas reportadas por Chanes-Martínez (2012). Cambio en el patrón de sismicidad de NW-SE a NE-SW, siguiendo la orientación de un sector de la falla Pangas viejas.

4.1.3 Basamento Acústico

El mapa del basamento acústico de la zona de estudio es consistente con el mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer (Figura 31). En esa imagen se observan altos y bajos gravimétricos en la región de estudio. El basamento tiende a ser más somero hacia el oeste, de la falla Yurimori y se profundiza rápidamente hacia el este, hasta la falla Pangas Viejas, en donde no se observa en los datos sísmicos (Figura 36). Sin embargo, en el perfil 4993 (Figura 23), se tiene la presencia de un alto de basamento del lado sureste de la falla Cerro Prieto. En este mismo lugar se tienen la presencia de un alto gravimétrico, pudiera ser debido a la presencia de rocas sedimentarias de alta densidad en intervalos con cementación pronunciada, lo cual sugiere que datos de gravedad pueden no siempre proveer adecuadas profundidades del basamento, como ocurre en el Valle Imperial, en donde las anomalías geotérmicas coinciden con altos de anomalías gravimétricas, debido a la densificación de los sedimentos durante la alteración hidrotermal (Smith, 1979). Este alto de basamento se observó en el sector este de la falla Cerro Prieto y aunque no se tiene una buena resolución en profundidad, podemos argumentar que su límite oeste es la falla Cerro Prieto. Los flancos del alto de basamento acústico local en el desierto de Altar caen abruptamente al este y al oeste.

Respecto al basamento acústico y la anomalía gravimétrica se puede observar claramente la correlación que existe de este rasgo en los dos mapas (Figura 37).

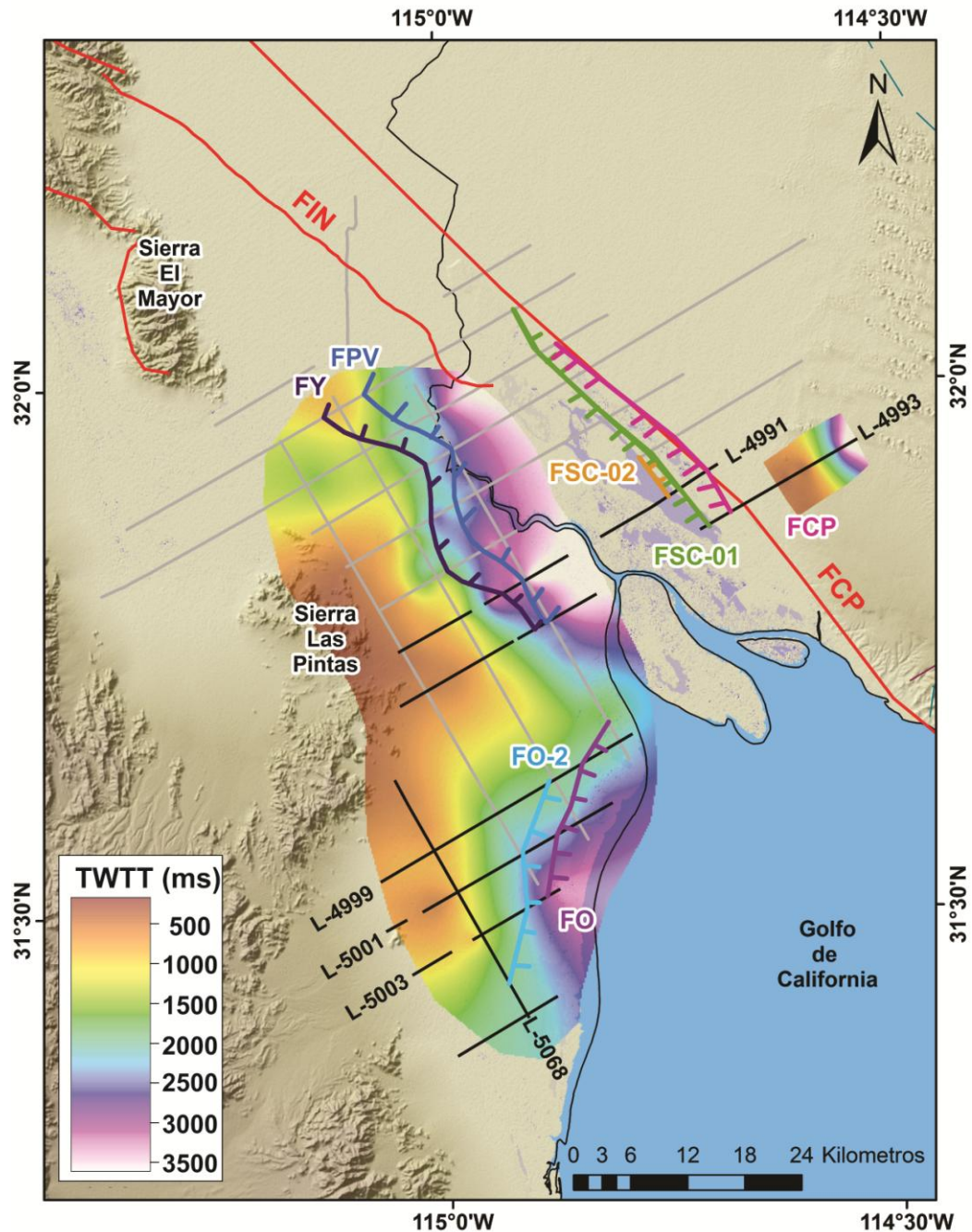


Figura 36. Configuración del basamento basada en la interpretación sísmica de esta tesis y de los trabajos de Chanes-Martínez (2012) y Sánchez-García (2013). Se observa al este la caída del basamento hacia la cuenca Montague, y hacia el sur de la zona de estudio, hacia la cuenca de Wagner en el Golfo de California, así como la presencia de un alto estructural al noreste de la falla Cerro Prieto. Se indican los nombres de las fallas; FY = Falla Yurimori, FPV=Falla Pangas Viejas, FCP=Falla Cerro Prieto, FSC (01,02), Fallas Santa Clara 01, 02, FO=Falla Ometepepec, FO2=Falla Ometepepec 2.

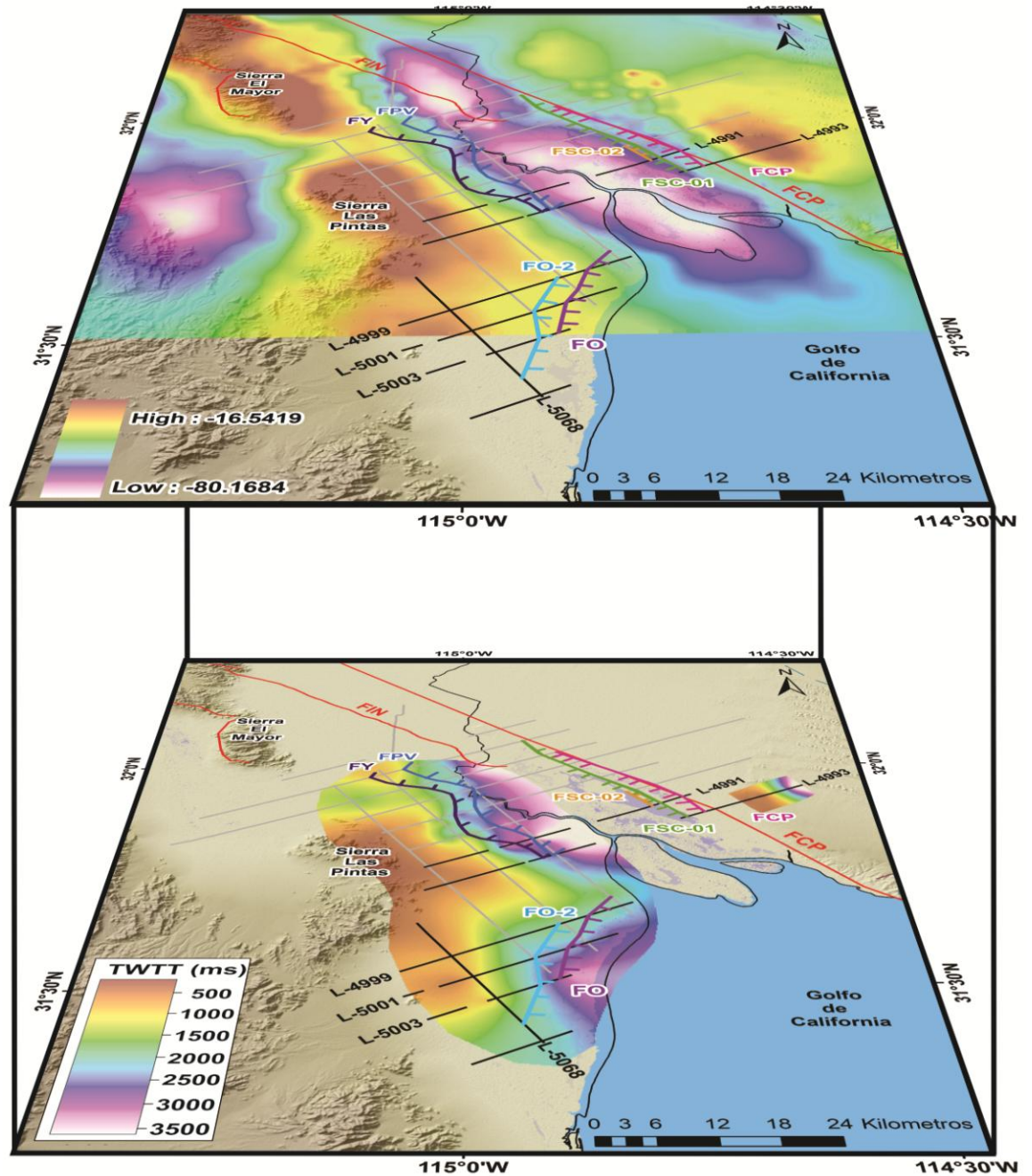


Figura 37. Comparación de la anomalía gravimétrica (mapa superior) respecto al basamento acústico obtenido a partir de la interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión (mapa inferior). Se puede observar la correlación entre el alto gravimétrico y el alto de basamento en la línea 4993, sobre el desierto de Altar.

Capítulo 5

Conclusiones

Con los resultados del procesado e interpretación de líneas sísmicas de PEMEX en la parte sur del delta del Río Colorado se elaboran las siguientes conclusiones:

- La estratigrafía en el delta del Río Colorado en la zona de deformación de Cerro Prieto es compleja pero se define por las variaciones en facies sísmicas tanto de manera vertical como lateral, indicando una zona de transición de depósitos deltaicos, su cambio lateral a depósitos de abanicos aluviales (Sierras Cucapah-El Mayor y Sierra Las Pintas) y por la interacción de las mareas (estuario). La deformación en superficie producida durante la ruptura de las fallas y la actividad sísmica tienden a ser borradas debido a la dinámica fluviodeltaica de esta región.
- El trazo de la falla Cerro Prieto definido en las líneas sísmicas tiene una longitud de 40 km y una orientación de N43°W, lo cual es consistente con la orientación reportada en la literatura con base en mecanismos focales y métodos potenciales.
- La falla Pangas Viejas controla el sector suroeste de la cuenca Montague, siendo una de las fallas más importantes en la zona de estudio. En esta región la zona de falla Cerro Prieto parece acomodar el desplazamiento lateral del movimiento relativo de las placas del Pacífico y de Norteamérica. La extensión se acomoda entre las fallas Pangas Viejas y Cerro Prieto. Esta zona de extensión forma la cuenca Montague, tiene 23 km de ancho y es mayor 5 km respecto a su porción norte (Chanes-Martínez *et al.*, 2014).
- Al occidente de la falla Pangas Viejas se observa la falla Yurimori reportada por Sánchez-García (2013). La falla Yurimori controla el escalonamiento hacia el este del basamento a través de fallamiento normal en forma de flor negativa y es semiparalela a la falla Pangas Viejas.

- En la región de la planicie supramareal se identificó la falla Ometepec 2, que es semiparalelo a Ometepec ya reportada por Sánchez-García (2013), y posiblemente corresponde al dominio extensional de la cuenca Wagner.
- La actividad sísmica después del sismo El Mayor-Cucapah en un sector de la falla Pangas Viejas, posiblemente indica que dicha falla se activó debido a este evento sísmico y coincide en un sector donde el patrón sísmico cambia de rumbo de NW-SE a NE-SW.
- La configuración del basamento acústico interpretado en todas las secciones sísmicas es consistente con los perfiles gravimétricos. El basamento acústico es más somero en el área cercana a la Sierra Las Pintas y profundiza tanto al oriente en dirección a la cuenca Montague, como al sureste en dirección hacia la cuenca Wagner.
- Se observó un alto estructural localizado en un pequeño sector de la cuenca de Altar que se considera es basamento acústico al noreste de la falla Cerro Prieto, el cual coincide con un alto gravimétrico local. Este alto de basamento se reporta por primera vez en este trabajo de tesis.
- Se recomienda que la falla Pangas Viejas sea monitoreada con equipo sísmico, ya que si la actividad sísmica causada por el Sismo El Mayor-Cucapah implica que hay sectores de esa falla que aún no rompen, por lo que la falla Pangas Viejas representa riesgo para la región.
- Queda pendiente establecer la relación entre las fallas Pangas Viejas e Indiviso y la relación entre la cuenca Wagner y la cuenca Montague.

Lista de referencias

- Aguilar-Campos, C. (2007). *Sismología de reflexión en el norte del Golfo de California, México*. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada Baja California, México. 82 p.
- Alles D.L. (2011). Geology of the Salton Trough. Recuperado el 25 de febrero de 2012 de: <http://fire.biol.wvu.edu/trent/alles/GeologySaltonTrough.pdf>
- Allen, G. P. (1989). Les deltas et les bassins deltaïques, in *Dynamique et Methodes d'Etudes des Bassins Sedimentaires*. Association des Sédimentologues Français, Editions Technip, Paris, France, 383-419.
- Aragón-Arreola, M., Morandi, M., Martín-Barajas, A., Delgado-Argote, J.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. doi: 10.1016/j.tecto.2005.08.002.
- Armstrong, P.A., Perez, R., Owen, L.A., y Finkel, R.C. (2010). Timing and controls on late Quaternary landscape development along the eastern Sierra El Mayor range front in northern Baja California, Mexico. *Geomorphology*, 114(3):415.
- Axen, G.J., y Fletcher, J.M. (1998), Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, Northern Gulf of California, México and Salton Trough, California. *International Geology Review*, 40(3), 217-244.
- Bally, A. W. (1987). Atlas of seismic stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists*, 1, 1-9.
- Bennet, A., Rodi, W. y Reilinger, R.E. (1996). Global Positioning System constraints of fault slip rates in southern California and northern Baja Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, 101(B10), 21943-21960.
- Brandenberg, S.J., Fletcher, J., Gingery, J.R., Hudnut, K.W., McCrink, T., Meneses J.F., Murbach, D., Rockwell, T., Stewart, J.P., and Tinsley, J., (2010), Preliminary Report on Seismological and Geotechnical Engineering Aspects of the April 4 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah (Mexico) Earthquake. Recuperado el 12 de Mayo 2012 de: http://www.geerassociation.org/Post_EQ_Reports.html.
- Caldwell, J., Chowdhury, A., Bemmell, P.V., Engelmark, F., Sonneland, y L., Neidell, N.S. (1997). Exploring for Stratigraphic Traps. *Oilfield Review*, *Oilfield Review*, 9(4), 48-61.

- Castro, R., Acosta, J.G., Wong, V.M., Pérez-Vertti, A., Mendoza, A. y Inzunza, L. (2011). Location of Aftersocks of the 4 April 2010 M_w 7.2 El Mayor-Cucapah Earthquake of Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 101 (6): 3072-3080.
- Chamley, H. (1989). *Clay sedimentology*. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.
- Chanes-Martínez, J. J. (2012). *Características estructurales y sismoestratigráficas en un sector del delta del Río Colorado, noroeste de México, a partir de sísmica de reflexión*. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Baja California, México. 80-100 p.
- Chanes-Martínez, J.J., Gonzáles-Escobar, M., Suárez-Vidal, F., y Gallardo-Mata, G.C. (2014). Structural Geometry of a Sector of the River Delta, Baja California, Mexico, Based on Seismic Reflections. *Pure Appl Geophys*. Doi: 10.1007/s00024-013-0729-z.
- Coleman, J.M. (1982): *Deltas: Processes of deposition and models for exploration*, (p. 102). Continuing Education Publication Company.
- Colleta, B. and Ortlieb, L. (1984). Deformation of middle and late pleistocene deltaic deposits at mouth of the Rio Colorado, Northwestern Gulf of California at. The Universidad Nacional Autónoma de México. México, Abril 21-23. *Symposium*.
- Dixon, T., Decaix, J., Farina, F., Furlong, K., Malservisi, R., Bennet, R., Suarez-Vidal, F., Fletcher, J.M. y Lee. J. (2002). Seismic cycle and rheological effects on estimation of present-day slip rates for the Agua Blanca and San Miguel-Vallecitos faults, northern Baja California, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012). 107(B10), 2226.
- Dorsey, R.J., Fluette, A., McDougall, K., Housen, B.A., Janecke, S.U., Axen, G.J. y Shirvell, C.R. (2007). Chronology of Miocene–Pliocene deposits at Split Mountain Gorge, Southern California: A record of regional tectonics and Colorado River evolution. *Geology*. 35(1), 57-60.
- Dorsey, R.J. (2010). Sedimentation and crustal along an active oblique-rift margin: Salton Trough and northern Gulf of California. *Geology*. 38(5): 443-446.
- Dorsey, R.J., Housen, B.A., Janecke, S.U., Fanning, C.M. and Spears, A.L. (2011). Stratigraphic record of basin development within the San Andreas fault system: Late Cenozoic Fish Creek–Vallecito basin, southern California. *Geological Society of American Bulletin*, 123(5-6), 771-793.
- Einsele, G. (2000). *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. (2a. ed). Springer Verlag. Berlin.

- Elders, W.A., Rex, R.W., Meidav, T., Robinson, P.T. y Biehler, S. (1972). Crustal spreading in Southern California: The Imperial Valley and the Gulf of California formed by the rifting apart of a continental plate. *Science*. 178: 15-24.
- Elders, W.A., Bird, D.K., Williams, A.E. y Schiffman, P. (1984). Hydrothermal flow regime y magmatic heat source of the Cerro Prieto Geothermal system, Baja California, Mexico. *Geothermics* 13(1), 27-47.
- Elliot, T. (1986), Siliciclastic shorelines. *Sedimentary environments and facies*. 155-188.
- Ellsworth, W.L. (1990), Earthquake history, 1769-1989. U.S. *Geological Survey Professional Paper*; (USA) 1515, 152-187.
- Fenby, S.S and Gastil, R.G. (1991). Geologic-Tectonic Map of the Gulf of California and Surrounding Areas. *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*, (pp. 79-83). *American Association of Petroleum Geologists*.
- Fonseca-López H. (1982). El campo geotérmico de Cerro Prieto. Estudios geofísicos realizados. Cuarto Simposio sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto Baja California, México. Organizado por Comisión Federal de Electricidad en cooperación con el United States Department of Energy, Division. *Geothermal Energy*. 1, 1-39.
- Fowler, C.M.R. (1998). *The Solid Earth. An introduction to Global Geophysics*. (pp 472). *Cambridge University Press*.
- Frez-Cárdenas, J.D. y González-García, J.J. (1989). Sismicidad y mecanismos focales en el Valle Mexicali-Imperial (1973-1985). *Geofísica Internacional*. 28(4), 643-691.
- Frez-Cárdenas, J.D. y González-García, J.J. (1991). Crustal Structure and Seismotectonics of Northern Baja. In: Dauphin, J.P. y Simoneit, B.R.T. (Eds.). *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*. (pp. 261-283). *American Association of Petroleum Geologists*.
- García-Adbeslem, J. y López-Guzmán, M. (2009). A suggested reverse geomagnetic polarity event from the Panga de Abajo magnetic anomalies in Mexicali Valley, Baja California, Mexico. *Geofísica Internacional*. 48(3), 279-296.
- Glowacka, E., González-García, J.J. y Fabriol-Beauville, H.M. (1999). Recent vertical deformation in Mexicali Valley and its relationship with tectonics, seismicity, and the exploitation of the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. *Pure and Applied Geophysics*. 156(4), 591-614.

- Glowacka, E., Sarychikhina, O. y Nava Pichardo, F. A. (2005) Subsidence and stress change in the Cerro Prieto geothermal field, B.C., México. *Pure and Applied Geophysics*. 162 (11), 2095-2110.
- González-García, J.J., Prawirodirdjo, L., Bock, Y. y Agnew, D. (2003). Guadalupe Island, Mexico as a new constraint for Pacific plate motion. *Geophysical Research Letters*. 30(16). Doi.10.1029 SDE p. (PA: 15442).
- González-Escobar, M., Aguilar-Campos, C., Suárez-Vidal, F. y Martin-Barajas, J.A. (2009). Geometry of the Wagner basin, upper Gulf of California based on seismic reflection. *International Geology Review*. 51(2): 133-144.
- González-García, J.J., González-Ortega, A., Bock, Y., Fialko, Y., Fielding, E.J., Fletcher, J.M, Mackrain, J., Galetzka, K., Hudnut, W., Munguía-Orozco, L., Nelson, S., Rockwell K.T., Sandwell, D. and Stock, J. (2010). Seismotectonics of the 2010 El Mayor Cucapah-indiviso earthquake and its relation to seismic hazard in Southern California, San Francisco, December 17-21, 2010.
- Hauksson, E., Stock, J., Hutton, K., Yang, W., Vidal-Villegas, J.A. y Kanamori, H. (2010). The 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah Earthquake Sequence, Baja California, Mexico and Southernmost California, USA: Active Seismotectonics along the Mexican Pacific Margin. *Pure and Applied Geophysics*. 168(8-9), 1255-1277. doi: 10.1007/S00024-010-009-7.
- Henry, C. D. y Aranda-Gómez, J.J (1992). The real southern Basin and Range: Mid to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20(8), 701-704.
- Hurwitz, S., Garfunkel, Z., Ben-Gai, Y., Reznikov, M., Rotstein, Y., y Gvirtzman. H. (2002). The tectonic framework of a complex pull-apart basin: seismic reflection observations in the Sea of Galilee, Dead Sea transform. *Tectonophysics*. 359(3): 289-306.
- Jaillard, E. (1993). Deltas. Office de recherche scientifique d'outre-mer (ORSTOM), France. 85 p.
- Jenning, S. y Thompson, G.R. (1986). Diagenesis of Plio-Pleistocene sediments of the Colorado River Delta, southern California. *Journal of Sedimentary Research*. 56(1): 89-98 p.
- Liner, C. (2004). *Elements of 3D seismology*. (Vol. 1). PennWell Books.
- Lippman, M.J., Goldstein, N.E., Halfman, S.E. y Whitherspoon, P.A. (1984). Exploration and development of the Cerro Prieto geothermal field. *Journal of Petroleum Technology* 36(09), 1579–1591.
- Lomnitz, C., Mooser, F., Allen, C.R., Brune, J.N. y Thatcher. W. (1970). Sismicidad y tectónica de la region norte del Golfo de California, México. Resultados Preliminares. *Geofísica Internacional*. 10(2): 37-48.

- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. In: Hussongs, D., Winterer, E. and Decker, R. (Eds.) *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geological Society of America, Geology of North America*, v. N, 499–522.
- Martín-Barajas, J. A. (2000). Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 53(1): 72-83
- Meckel, L.D. (1975). Holocene sand bodies in the Colorado River Delta area, Northern Gulf of California: in Deltas, *Houston Geological Society*, 3, 239-265.
- Nelson, S.M, Fielding, E.J, Zamora-Arroyo, F. y Flessa, K. (2013). Delta Dynamics: Effects of a major earthquake tides, and river flows on Ciénega de Santa Clara and the Colorado River Delta, Mexico. *Ecological Engineering*. 59,144-156.
- Nilsen, H.T. y Sylvester A.G. (1995). Strike-Slip Basins. In: Cathy J. Busby y Raymond V. Ingersoll (Eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science*. (pp. 425-458). Cambridge, Massachusetts.
- Oskin M.E., Stock, J. y Martín-Barajas, J. A. (2001). Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*. 29(5), 459-462.
- Oskin, M. E., Arrowsmith, J.R., Corona, A.H., Elliott, A.J., Fletcher, J.M., Fielding, E.J., Gold, P.O., González-García, J.J., Hudnut, K.W., Liu-Zeng, J. y Terán, O.J. (2012). Near-Field Deformation from the El Mayor–Cucapah Earthquake revealed by differential LIDAR. *Science*, 335(6069), 702-705. doi: 10.1126/science.1213778, 2012.
- Ortlieb, L. (1991). Quaternary vertical movements along the coast of Baja California and Sonora. In Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T., (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists*. 47, 447-480.
- Pacheco-Romero, M.F., Martín-Barajas, J.A., Elders, W.A., Espinosa-Cardena, 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): 1-22.
- Park, R.G, (1997), *Foundations of Structural Geology*, (3ra ed.). United Kingdom. (pp. 202). Champman & Hall,
- Pederson, J.L., Mackley, R.D., y Eddleman, J.L. (2002), Colorado Plateau uplift and erosion: Amounts and causes evaluated with GIS: *GSA TODAY*, 12 (8), 4–10. doi: 10.1130/1052-5173(2002)012<0004: CPUAEE>2.0.CO; 2.

- Peréz-Tinajero, C. (2007). *Sísmica de Reflexión en el Desierto de Altar, Sonora México*. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. 101 p.
- Phillips, R. P. (1964). Seismic refraction studies in Gulf of California. In Van-Andel, T.H., and Shor, G.G. (Eds.). *Marine Geology of the Gulf of California* (pp. 90-121). American Association of Petroleum Geologists.
- Plattner, C.R., Malservisi, T.H., Dixon, P., LaFemina, Sella, G.F., Fletcher J. y Suarez-Vidal, F. (2007). New constraints on relative motion between the Pacific Plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements. *Geophys. Journal International*. 170(3), 1373-1380. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03494.
- Reston, T. (2007). Extension discrepancy at North Atlantic nonvolcanic rifted margins: Depth-dependent stretching or unrecognized faulting? *Geology*, 35(4), 367-370. Doi:10.1130/G23213A.1
- 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 Educación Superior de Ensenada, Baja California. México. 46-58 p.
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Mellors, R. y Vidal, F.S. (2011). Land subsidence in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, from 1994 to 2005. An integrated analysis of DInSAR, leveling and geological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 204(1): 76-90. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2011.03.004 (PA: 100794).
- Sheriff, R. and Geldart, L.P., (1991). Exploración sísmológica. *Procesamiento e interpretación de datos*. (pp. 275). Limusa.
- Siem, M.E. and Gastil, R.G. (1994). Mid-tertiary to Holocene extension associated with the development of the Sierra El Mayor metamorphic core complex, northeastern Baja California, Mexico. In *Geological Investigations of an Active Margin. Geological Society of America Cordilleran Section Guidebook: San Bernardino County Museum Association*. (pp.107-119). McGill, S.F. and Ross, T.M.
- Smith, J.L. (1979). Geology and commercial development of the East Mesa Geothermal Field, Imperial Valley, California, in Elders, W.A., (Ed)., *Guidebook: Geology and geothermic of the Salton Trough*.(pp. 86-94). American Annual Meeting.
- Spencer, J.E., Peters, L., McIntosh, W.C. y Patchett, P.J. (2001). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Hualapai Limestone and Bouse Formation and implications for the age of the lower Colorado River, in Young, R.A. and Spamer, E.E., (Eds). *Colorado River: Origin and evolution: Grand Canyon, Arizona*, Grand Canyon Association. 12, 89–91.

- Stock, J.M., y Hodges, K.V. (1989). Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California peninsula to the Pacific plate. *Tectonics*. 8(1): 99-115.
- Suárez-Vidal, F., Munguía-Orozco, L., González-Escobar, M., González-García, J.J. y Glowacka, E. (2007). Surface rupture of the Morelia Fault near the Cerro Prieto geothermal field, Mexicali, Baja California, Mexico, during the Mw 5.4 earthquake of May 24, 2006. *Seismological Research Letters*. 78(3): 394-399.
- Suárez-Vidal, F., Mendoza-Borunda, R., Nafarrete-Zamarripa, L.M., Ramírez-Hernández, J. y Glowacka, E. (2008). Shape and dimensions of the Cerro Prieto pullapart basin, Mexicali, Baja California, Mexico, based on the regional seismic record and surface structures. *International Geology Review*. 50(7): 636-649 p. doi: 10.2747/0020-6814.50.7.636 (PA: 68049).
- Teixidó-Ullod, M. T. (2000). *Caracterización del subsuelo mediante sísmica de reflexión de alta resolución*. Tesis Doctoral. Departamento de Geodinámica y Geofísica, Universidad de Barcelona, España. 253 p.
- Wei, S., Fielding, E., Leprince, S., Sladen, A., Avouac, J.P., Helmberger, D., E. Hauksson, E., Chu, R., Simons, M., Hudnut, K., Herring, T. y Briggs, R. (2011). Superficial simplicity of the 2010 El Mayor-Cucapah earthquake of Baja California in Mexico. *Nature Geoscience*. 4(9): 615-618.
- Winker, C.D. y Kidwell, S.M. (1986). Paleocurrent evidence for lateral displacement of the Pliocene Colorado River Delta by the San Andreas fault system, southeastern California. *Geology*. 14(9), 788-791.
- Yilmaz, O. (2001). *Seismic Data Analysis. Investigations in Geophysics*. (2a ed.). Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 1000 pp. Society of Exploration Geophysicists.
- Zoback, M.L., Robert, R.C., Jachens, C. y Olso, J. A. (1999). Abrupting-strike change in tectonic style: San Andreas fault zone, San Francisco Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 104(B5), 10719-10742.