

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFÍA COSTERA



**MODELO DE EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DE LA
CUENCA PESCADERO, GOLFO DE CALIFORNIA, MÉXICO.**

T E S I S

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

NÉSTOR ALÍ RAMÍREZ ZERPA

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO. 26 DE ENERO DE 2022.

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

**MODELO DE EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA
PESCADERO, GOLFO DE CALIFORNIA, MÉXICO.**

T E S I S

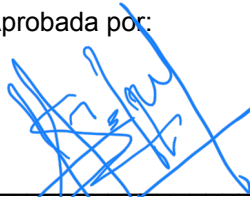
**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA OBTENER EL
GRADO DE**

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

NÉSTOR ALÍ RAMÍREZ ZERPA

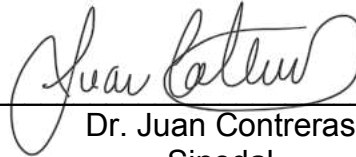
Aprobada por:



Dr. Ronald Spelz Madero
Director de tesis



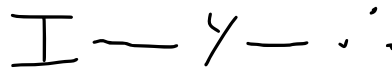
Dra. Ivone Giffard Mena
Sinodal



Dr. Juan Contreras Pérez
Sinodal



Dr. Antonio González Fernández
Sinodal



Dr. Usama Ismael Yarbu Lugo
Sinodal

RESUMEN.

El Complejo Pescadero, en el sur del Golfo de California, está conformado por tres subcuencas pull apart de forma romboédrica, Pescadero Norte, Pescadero Centro y Pescadero Sur. Estas cuencas se encuentran delimitadas por segmentos cortos de fallas transformes con un fuerte traslape. Pescadero, junto con las cuencas Carmen y Farallón, se localizan en una zona del golfo donde aún no se describen a detalle los procesos geológicos involucrados en su formación y evolución. La limitada cobertura geofísica y la falta de transectos sísmicos a través de este arreglo de cuencas, han limitado el estudio de su estructura profunda, así como la caracterización de sus principales rasgos estructurales y estratigráficos internos. En este trabajo presentamos los primeros resultados derivados del procesamiento e interpretación de ~400 km de perfiles de reflexión sísmica multicanal levantados en la zona centro y norte del Complejo Pescadero, así como datos de batimetría de alta resolución (40 m) colectados en dos expediciones realizadas al área de estudio (2018 y 2021). La interpretación de los datos de batimetría permite realizar un análisis geomorfológico y estructural detallado del Complejo Pescadero. A partir de la interpretación de los perfiles se construye un modelo geológico que integra las principales características estructurales, estratigráficas y sedimentológicas de la cuenca. Los análisis estructurales llevados a cabo en este estudio señalan que las cuencas pull apart del complejo se desarrollaron bajo deformación transtensional, donde el movimiento relativo de los bloques de la corteza es oblicuo y divergente a las fallas transformes y sus zonas de desplazamiento principal. Entre los elementos fundamentales que controlan la arquitectura de la cuenca y la evolución del Complejo Pescadero se encuentran la reconfiguración en el tiempo de la posición de la falla maestra y su interacción con estructuras locales. La geometría del complejo está fuertemente controlada por fallas de oblicuas sintéticas y antitéticas. Cuenca Pescadero se formó durante los últimos 7 Ma., bajo condiciones tectónicas y de deformación muy dinámicas. Los resultados del modelo de deformación progresivo muestran que la geometría la cuenca en profundidad se asemeja a una estructura en flor negativa. Estas estructuras son formaciones muy comunes en cuencas pull apart con actividad de fallas transformes. El modelo además muestra claramente que la tasa de subsidencia y de espacio disponible en la cuenca son mucho mayores a las tasas de sedimentación calculadas en la zona. Las observaciones e interpretación de las diversas secuencias estratigráficas identificadas en la columna de sedimentos nos dan información de la naturaleza de los materiales que componen las capas del espesor sedimentario. También nos dan señales de las condiciones ambientales bajo las que se depositaron estas secuencias; en términos generales muestran una transición de ambientes continentales que rápidamente migraron a ambientes marinos profundos.

Palabras claves: rifts continentales, cuencas pull apart, fallas transformes, estratigrafía de secuencias, extensión y transtensión.

DEDICATORIAS.

Al gran arquitecto del Universo, a la madre Naturaleza y a la Ciencia.

A mis grandes amores, Roxana, Nicolás y Santiago.

A José Alcibíades y Sara Lília, mis padres.

A mi pueblo Bailadores y a todos los villorros, de los que humildemente me siento uno.

AGRADECIMIENTOS.

A México, a Ensenada y su gente. A la Universidad Autónoma de Baja California y a su Facultad de Ciencias Marinas, por darme la oportunidad de sacar adelante este proyecto. Al Concejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el financiamiento de mis estudios.

A mi tutor, el Doctor Ronald Spelz por darme todas las herramientas que necesité para cumplir con los objetivos de este trabajo, por su orientación, su disposición, apoyo y amistad. Eternamente agradecido contigo Ronald.

Al Schmidt Ocean Institute, a los Doctores David Clague, David Caress y Robert Zierenberg, por permitirme ser parte de sus expediciones en dos oportunidades.

A los Doctores Ivone Giffard, Juan Contreras, Antonio González y Ismael Yarbuh, siempre dispuestos a apoyarme durante mi doctorado.

A los Doctores Francisco Correa y José Zertuche, disfruté mucho de sus clases.

A Todos los técnicos y trabajadores de la Facultad de Ciencias Marinas por su atención, cordialidad y ayuda, especialmente a la Sra. Angélica Arce, muchas gracias por todo.

Muchas gracias a toda la buena gente de México.

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	I
DEDICATORIAS	II
AGRADECIMIENTOS	III
ÍNDICE	IV
ÍNDICE DE FIGURAS	VI
ÍNDICE DE TABLAS	VIII
I. INTRODUCCIÓN	1
I.2. OBJETIVO GENERAL.....	4
I.2.1. OBJETIVOS ESPECIFICOS	4
I.3. ORGANIZACIÓN DE LA TESIS.....	4
I.4. ORIGEN Y EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DEL GOLFO DE CALIFORNIA.....	5
I.4.1. ASPECTOS TECTÓNICOS	5
I.4.2. ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS.....	8
I.4.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL GOLFO DE ALIFORNIA.....	9
I.4.3.1. EL COMPLEJO PESCADERO.....	11
II. MARCO TEÓRICO	13
II.1. FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN DE CUENCAS EN RIFT CONTINENTALES.....	13
II.1.1. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE CUENCAS EN RIFTS CONTINENTALES.....	14
II.1.1.1. MODELOS DE EXTENSIÓN CORTICAL.....	16
II.1.1.2. SISTEMAS TRANSTENSIONALES.....	17
II.1.1.2.1. CUENCAS PULL APART.....	18
II.1.1.3. SISTEMAS DE RIFT DE BORDE CONTINENTAL (CASO GOLFO DE CALIFORNIA).....	21
II.1.2. SEDIMENTACIÓN EN CUENCAS DE RIFTS CONTINENTALES.....	23

ÍNDICE (continúa)

	Página
II.1.2.1. ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS EN CUENCAS RIFT CONTINENTALES.....	24
II.1.2.1.1. RELACIONES DE FACIES.....	26
III. METODOLOGÍA.....	28
III.1. PERFILES DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN.....	28
III.1.1. NATURALEZA DE LOS DATOS.....	28
III.1.2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN.....	29
III.1.2.1. PRE-APILAMIENTO.....	29
III.1.2.2. APILAMIENTO.....	29
III.1.2.3. POST-APILAMIENTO.....	29
III.2. PROCESAMIENTO DE BATIMETRÍA DE ALTA RESOLUCIÓN.....	31
III.3. MODELADO DE CUENCAS SEDIMENTARIAS.....	32
III.3.1. ANÁLISIS DE GEOHISTORIA.....	33
III.3.2. ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN.....	35
IV. RESULTADOS.....	37
IV.1. PROCESADO E INTERPRETACIÓN DE PERFILES SÍSMICOS.....	37
IV.2. ANÁLISIS DE RESULTADOS	43
IV.2.1. ANÁLISIS ESTRUCTURAL.....	43
IV.2.2. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO.....	50
IV.2.3. MAGMATISMO.....	51
IV.3. MODELO TECTONOESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA PESCADERO.....	54
V. DISCUSIÓN.....	57
VI. CONCLUSIONES.....	62
RECOMENDACIONES.....	65
BIBLIOGRAFÍA.....	66

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Descripción	Página
1	El rift del Golfo de California.	2
2	Mapa estructural de la región sur del Golfo de California.	10
3	El proceso de formación de un rift continental.	13
4	Esquema de clasificación para tipos de límites de segmento de falla normal en sistemas de rift.	14
5	Evolución tectonosedimentaria de cuencas extensionales.	15
6	Modelos cinemáticos de extensión continental.	16
7	Vista en planta de saltos en planos de fallas de rumbo y sus estructuras asociadas.	18
8	Modelo de traslape de fallas transformes y formación de cuencas pull apart.	19
9	Modelos numéricos de formación de cuencas pull apart.	20
10	Modelo cinemático de deformación para el rift del Golfo de California.	22
11	Evolución tectonosedimentaria de un arreglo normal de fallas en ambientes marinos y costeros durante un máximo del nivel del mar.	23
12	Los conceptos de transgresión, regresión normal y regresión forzada están definidos por la relación entre los cambios del nivel base en una cuenca y la sedimentación.	24
13	Secuencias estratigráficas contra estructura litoestratigráfica a partir del mismo conjunto de datos de facies.	26
14	Mapa de ubicación de los perfiles sísmicos procesados e interpretados en este estudio.	28
15	Análisis comparativo de la mejora de la calidad de un perfil sísmico de reflexión.	30
16	Interpretación de perfiles de sísmica de reflexión en OpendTect Pro V6.	31
17	Batimetría de alta resolución (40 m) levantada durante la expedición FK181031 por el SOI's R/V Falkor en octubre de 2018.	32
18	Procesado e interpretación de estructuras de primer orden en el perfil U-U'.	37
19	Procesado e interpretación de estructuras de primer orden en el perfil V-V'.	38
20	<i>Procesado e interpretación de estructuras de primer orden en el perfil W-W'.</i>	39

Índice de Figuras (continúa)

Figura	Descripción	Página
21	Procesado e interpretación de estructuras de primer orden en el perfil X-X'.	40
22	Procesado e interpretación de estructuras de primer orden en el perfil Y-Y'.	41
23	Procesado e interpretación de estructuras de primer orden en el perfil Z-Z'.	42
24	Mapa estructural de la Cuenca Pescadero interpretado a partir de datos de batimetría de alta resolución.	44
25	Análisis estructural y estratigráfico del perfil X-X' que corta la región de pescadero norte en sentido NE-SW.	46
26	Análisis estructural y estratigráfico del perfil Y-Y' que corta la región de pescadero norte en sentido NE-SW.	48
27	Análisis estructural y estratigráfico del perfil Z-Z' que corta la región de pescadero norte en sentido NW-SE.	49
28	Zoom que muestra la región centro norte del perfil Y-Y' (recuadro punteado en Figura 26 B).	52
29	Zoom que muestra la región centro norte del perfil Z-Z' (recuadro punteado en Figura 27 B).	53
30	Modelo conceptual de la evolución tectonoestratigráfica de la zona norte del Complejo Pescadero, construido a partir de la interpretación del perfil sísmico X-X'.	55
31	Modelo de corteza propuesto para la región del Complejo Pescadero construido a partir del perfil X-X'.	60

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Descripción	Página
1	Desplazamiento horizontal, vertical y buzamiento medido para cada una de las estructuras (F-1 a F-13) en el perfil de reflexión sísmica X-X' (ver Figura 25). e es la magnitud de la extensión; s es el factor de adelgazamiento, β es el ángulo de buzamiento de la falla; l_0 es la longitud inicial; l_f es la longitud final.	50

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

I. INTRODUCCIÓN.

En zonas de rifts continentales, la arquitectura de las cuencas sedimentarias está controlada por una asociación de fallas de rumbo y fallas normales que acomodan simultáneamente deformación tridimensional (Allen y Allen, 2005). Estas estructuras tienen un comportamiento muy complejo y resultan difíciles de ajustar en un modelo tectónico ya que experimentan períodos alternos de extensión y compresión a medida que las direcciones de deslizamiento se ajustan a lo largo del eje principal de ruptura (Ingersoll, 2011). Aproximadamente el 80% de la longitud total del sistema global de las fronteras activas de placas están caracterizadas por un movimiento relativo oblicuo, con ángulos que varían entre 10 y 80 grados (Philippon y Corti, 2016). En estas fronteras, las componentes de la deformación que son acomodadas en sentido perpendicular (cizalla pura) y/o paralelo (cizalla simple) al límite de placas dependen del ángulo de oblicuidad (e.g., Withjack y Jamison, 1986; Fossen y Tikoff, 1993; Teysier et al., 1995; Brune et al., 2018), el cual a su vez cambia en respuesta a las variaciones del vector de movimiento de las placas (Díaz-Azpiroz et al., 2016; Philippon y Corti, 2016). Modelos análogos y numéricos 3D demuestran que los ángulos elevados de oblicuidad (i.e. ~70 grados) favorecen la partición de la deformación que es acomodada a lo largo de fallas de desplazamiento lateral las cuales, con deformación progresiva, tienden a orientarse en sentido paralelo a la frontera de placas (Withjack y Jamison, 1986; Richard y Cobbold, 1990; Tron y Brun, 1991; Fossen y Tikoff, 1993).

El Golfo de California es uno de los mejores ejemplos a nivel mundial de una frontera de placas oblicuo-divergente en la cual, el incremento de la oblicuidad y el consecuente régimen de fallamiento lateral y transtensional han sido invocados como los principales catalizadores del inusualmente rápido (~6-10 Ma) rompimiento de la litósfera continental (Figura 1; Umhoefer, 2011; Darin et al., 2016; Bennett et al., 2016; Umhoefer et al., 2018). Si bien la evolución cinemática del Golfo de California, desde el inicio de su formación hace ~12.5 Ma, continúa siendo un tema de debate (e.g., Stock y Hodges, 1989; Fletcher et al., 2007; Seiler et al., 2011; Bennett et al., 2013; Bennett y Oskin, 2014; Darin et al., 2016). La oblicuidad es uno de los principales factores que gobiernan la evolución geodinámica de los sistemas extensionales a nivel global (Brune, et al., 2018). En fronteras oblicuo-divergentes, el incremento en el ángulo de oblicuidad suele producir valles de rift angostos los cuales evolucionan progresivamente hasta ser controlados por sistemas de fallas con cizalla predominantemente lateral (e.g., Zwaan et al., 2016). En estos ambientes tectónicos se ha propuesto que la componente lateral de la deformación transtensional es mecánicamente más eficiente para concentrar la

deformación en la corteza superior (i.e., a través de la formación de fallas de rumbo y cuencas de tipo “pull-apart”) favoreciendo el rompimiento de la litósfera (Brune et al., 2012; Darin et al., 2016; van Wijt et al., 2017; Brune et al., 2018).

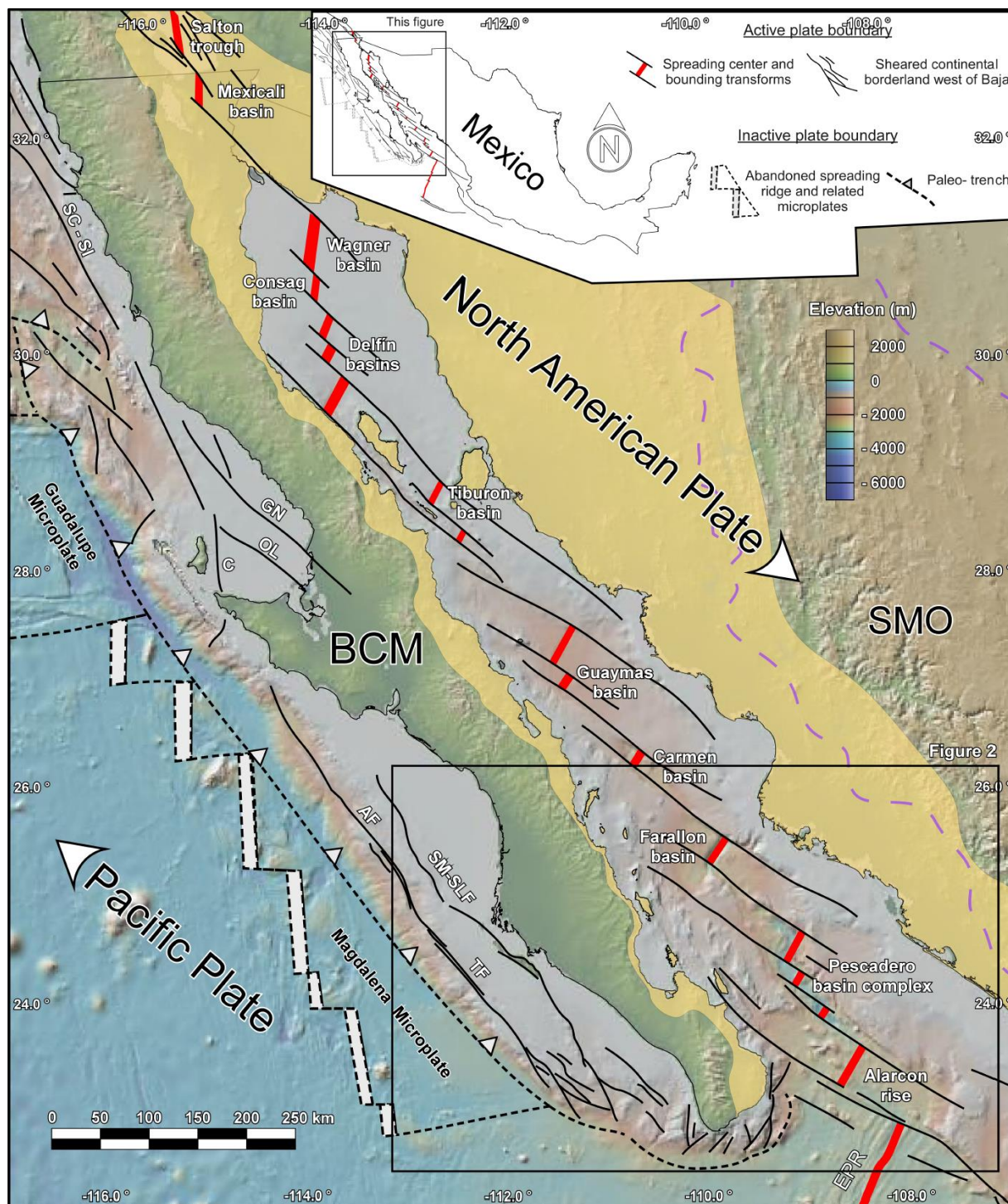


Figura 1. El rift del Golfo de California. El rift del Golfo de California se ubica al noroeste de México, entre los 20° 15' y 20° 47' de latitud Norte y los 105° 15' y 105° 42' de longitud Oeste. Está limitado al oeste por la Península de Baja

California y al este por los estados de Sonora, Sinaloa, Nayarit y Jalisco. La formación del Golfo de California inició con el cambio de la convergencia entre las placas de Norte América y Farallón a un régimen de divergencia oblicua entre las placas de Norte América y del Pacífico a finales del Mioceno Medio. Cuando se produce este cambio, el bloque continental de Baja California se acopla a la Placa del Pacífico y comienza a desplazarse hacia el NW, formándose un rif continental. (Stock y Hodges, 1989; Bohannon y Parsons, 1995; Umhoefer 2011 y 2019). La zona de rift del Golfo de California está definida por una serie de cuencas pull-apart conectadas por fallas transformes (Lonsdale, 1989; Fenby y Gastil, 1991), gobernadas por una cinemática de deformación oblicuo-divergente con orientación general Noroeste-Sureste (Stock y Hodges, 1989; Bohannon y Parsons, 1995. Tomado de [Ramírez-Zerpa et al., 2022](#)).

El modelo de deformación progresiva predice la migración de la deformación hacia el oeste, ilustrando la evolución estructural y morfoestratigráfica de la cuenca, así como destacando el desarrollo de la falla transforme Pescadero hasta convertirse en la falla maestra que define la frontera de placas. El modelo de deformación finita permite asimismo calcular la magnitud de la extensión a lo largo de la sección sísmica, y comparar los resultados con la magnitud de la extensión estimada a partir del adelgazamiento de la corteza en el sur del Golfo de California (e.g., [Paramo et al., 2008](#)). Finalmente, a partir del análisis de las soluciones de los planos de falla de los eventos sísmicos de magnitud $M_w \geq 4.7$ a lo largo del segmento comprendido entre las cuencas Pescadero y Carmen, estimamos la dirección del eje de máxima extensión instantánea (S1) y comparamos el resultado con la dirección esperada a partir de modelos cinemáticos del particionamiento de la cizalla simple en ambientes transtensionales (e.g., [Teyssier et al., 1995](#)).

En este trabajo presentamos los primeros resultados derivados del procesamiento e interpretación de ~400 km de perfiles de reflexión sísmica multicanal levantados en la Cuenca Pescadero. El arreglo geométrico de las secciones sísmicas 2D, permite visualizar de manera indirecta la deformación 3D que influencia la cinemática de la deformación.

Primeramente, la investigación se enfoca en la interpretación de la estructura interna de la cuenca a partir de observaciones de primer orden tales como la morfología, estratigrafía, estilo y la distribución del fallamiento interno. Luego, se construye un modelo en 2D que integra los procesos tectónicos y sedimentarios involucrados en la formación y evolución de la cuenca. El modelo tectono-estratigráfico 2D se construyó a partir de la interpretación de un perfil sísmico levantado en sentido sub-perpendicular al eje del Golfo. Este modelo de evolución progresiva describe la migración de la deformación hacia el oeste, ilustrando la evolución estructural y morfoestratigráfica de la cuenca. Finalmente, se discuten los resultados del modelo y se contrastan con las predicciones de los diferentes modelos cinemáticos que describen la evolución del rift del Golfo de California.

I.2. OBJETIVOS.

I.2.1. OBJETIVO GENERAL.

- Analizar los procesos geológicos involucrados en la formación del Complejo Pescadero, en el sur del Golfo de California, para comprender su condición actual y construir un modelo de evolución tectono-estratigráfico a escala de cuenca.

I.2.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS.

- Procesar nueve perfiles sísmicos de reflexión levantados en la región centro y norte de Cuenca Pescadero.
- Realizar la interpretación estructural y estratigráfica de los perfiles sísmicos para determinar sus principales características geológicas.
- Realizar el análisis de geohistoria para definir la configuración geométrica y el modelo de evolución de la cuenca, sus secuencias cronoestratigráficas, las fallas geológicas y formaciones volcánicas más relevantes en el área.

I.3. ORGANIZACIÓN DE LA TESIS.

Esta tesis se encuentra organizada de la siguiente manera:

Capítulo I: Introducción. En este capítulo se presentan las ideas preliminares de la investigación, la ubicación del área de estudio, los objetivos del estudio y la organización del documento. Se expone también una síntesis del origen y evolución cinemática del golfo de California, analizando sus aspectos tectónicos y estratigráficos. Seguidamente, se desarrolla una breve sección sobre la evolución del sur del Golfo de California y se concluye con algunas consideraciones respecto al Complejo Pescadero.

Capítulo II: Formación y evolución de cuencas en rift continentales. En este capítulo se presentan los procesos geológicos involucrados en la formación y evolución de los rifts continentales. Se describen los aspectos estructurales, tectónicos y estratigráficos que interactúan en las regiones de rift continentales. Finalmente, se discuten los conceptos básicos de la formación de cuencas pull apart en zonas de extensión.

Capítulo III: Procesamiento sísmico y modelado de cuencas sedimentarias. En esta sección se presentan los fundamentos y criterios utilizados para realizar el procesamiento de datos geofísicos de sísmica de reflexión. Se describen los métodos utilizados para generar imágenes interpretables a partir

de los datos recolectados en campo. Seguidamente, se muestran los conceptos y fundamentos en los que se basa el modelado de cuencas sedimentarias. Se analizan y describen fenómenos mecánicos como la compactación y el adelgazamiento, y se presentan las ecuaciones que permiten realizar el análisis de geohistoria de la cuenca.

Capítulo IV: Resultados. En este apartado se muestran los perfiles de sísmica de reflexión procesados y la interpretación estructural y stratigráfica de los mismos. Estos resultados se contrastan con la interpretación de batimetría de alta resolución disponible en la zona de estudio y se describen las estructuras de primer y segundo orden más importante a nivel de cuenca. Seguidamente, se presenta el modelo tectonoestratigráfico de Cuenca Pescadero, describiendo a partir de seis paleosecciones, los estadios y eventos más importante a lo largo de la evolución de la cuenca.

Capítulo V: Discusión. Por último, se presenta una discusión de los resultados y de los aspectos geológicos más destacados del análisis de los perfiles sísmicos y del modelo construido. Los resultados se comparan con lo descrito por los diferentes modelos cinemáticos de deformación propuestos para la formación y evolución del Golfo de California. Asimismo, se presentan las conclusiones del trabajo y se realizan recomendaciones para investigaciones futuras en la zona de estudio.

I.4. ORIGEN Y EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DEL GOLFO DE CALIFORNIA.

I.4.1. ASPECTOS TECTÓNICOS.

La formación del Golfo de California inició en el Mioceno medio, al activarse en el noroeste de México diversos procesos tectónicos asociados a extensión continental (Buck, 1991). La evolución tectónica del golfo ha sido tema de análisis de numerosos trabajos, los cuales han permitido dividir su historia en tres fases principales (Darin et al., 2016).

La primera fase describe el cambio de la convergencia, entre las placas de Norte América y Farallón, a un límite divergente entre las placas del Pacífico y Norte América (Umhoefer 2011). A finales del Mioceno Medio, las microplacas remanentes de Farallón (Guadalupe y Magdalena) terminaban de subducir bajo la Placa de Norteamérica (~12.5 Ma). Cuando inicia la extensión, el bloque continental de Baja California se acopla a la Placa del Pacífico y comienza a desplazarse hacia el NW, formándose un rift de margen continental. (Stock y Hodges, 1989; Bohannon y Parsons, 1995; Umhoefer 2011 y 2018).

Durante la segunda fase de evolución (~12.5-6 Ma), también llamada fase de proto-golfo, comienza la separación continental, ocurren las primeras incursiones marinas y se forman las primeras cuencas en aguas someras (Stock & Hodges, 1989; Umhoefer et al., 2001). La deformación se focalizó en una franja estrecha alrededor del golfo en el modo de rift angosto (Aragón-Arreola, 2006), y comenzaron a desarrollarse los primeros centros de dispersión de piso oceánico en la región sur (Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989).

La cinemática y distribución de los esfuerzos para ese momento sigue siendo un tema de debate (Darin et al., 2016). Se piensa que hace ~8 Ma el movimiento relativo de la placa del Pacífico respecto a la placa de Norte América giró hacia el NW y el límite de placas comenzó a acomodar un alto grado de deformación oblicua (Atwater y Stock, 1998; Gans, 1997; Spencer y Normark, 1979; Fletcher et al., 2007; Darin et al., 2016). Modelos cinemáticos de evolución del golfo estiman que durante la segunda fase se acomodaron de 300 a 350 km de extensión a lo largo del límite de placas (Spencer y Normark, 1979; Stock and Hodges, 1989; Gastil et al., 1973; Abbott y Smith, 1989; Fletcher et al., 2007).

La tercera fase, o fase moderna (~6-0 Ma) involucra el dominio del proceso de transtensión oblicua como principal controlador de la dinámica tectónica en el golfo (Oskin et al., 2001, Darin et al., 2016 y referencias ahí citadas). Modelos de apertura y correlaciones han determinado que durante la tercera fase se han acomodado ~300 km de extensión a lo largo del límite de placas (Gastil et al., 1973; Abbott y Smith, 1989; Fletcher et al., 2007; Darin et al., 2016; Bennett et al., 2016). Estudios geodésicos estiman que al menos un 10% de la deformación ocurrida durante la tercera fase ha sido acomodada por estructuras transtensionales ubicadas en la margen oeste de la península (Plattner et al., 2007; Darin et al., 2016)

La evolución cinemática de la apertura del Golfo de California sigue siendo un tema de controversia. Los trabajos realizados hasta ahora evidencian que, en comparación a regiones similares alrededor del mundo, este rift ha evolucionado muy rápidamente (Umhoefer et al., 2007; Umhoefer et al., 2011; Duque-Trujillo et al., 2015). Se han propuesto dos modelos cinemáticos que describen la secuencia de procesos tectónicos involucrados en la formación y evolución del golfo: 1) modelo de deformación fraccionada (Spencer y Normark, 1979; Stock and Hodges, 1989), 2) el modelo de transtensión distribuida (Gans, 1997; Fletcher et al., 2007). El modelo de deformación fraccionada propone que la apertura del golfo se completó en dos fases; una primera fase de extensión ortogonal (12~6 Ma) y otra de transtensión (6~0 Ma), (Spencer y Normark, 1979; Stock and Hodges, 1989). El modelo de

transtensión distribuida propone que los procesos de extensión y transtensión han actuado simultáneamente desde el inicio de la apertura del golfo (Gans, 1997; Fletcher et al., 2007). Recientemente se ha propuesto un nuevo modelo cinemático: el modelo de localización progresiva (Bennett, 2009; Seiler, 2009; Bennett y Oskin, 2014; Darin et al., 2016). Este modelo propone que de los 12.5 a 9 Ma dominó la extensión ortogonal, comenzando de los ~9 a 6 Ma un proceso de localización progresiva de cizalla dextral y la predominancia de procesos transtensivos durante los últimos 6 Ma (Darin et al., 2016).

Los diferentes modelos cinemáticos resaltan que la rotación en sentido horario del vector de movimiento relativo entre las placas Pacífico y Norteamérica, a partir de hace ~8 Ma, aceleró el proceso de desprendimiento y la separación oblicua de la microplaca de Baja California desde el continente (Bennett, 2009; Seiler, 2009; Bennett y Oskin, 2014).

Considerando que la orientación promedio de la frontera de placas Pacífico y Norteamérica hace ~8 Ma era de 330° (e.g., Darin et al., 2016 y referencias ahí citadas), la mencionada reconfiguración del movimiento relativo de las placas, de 300° a 312° entre ~8 y 6 Ma (e.g., Bennett et al., 2016), habría incrementado el ángulo de oblicuidad (i.e., el ángulo agudo entre la normal a la frontera de placas y la dirección del movimiento relativo de la placa Pacífico) de 60° a 72° en la porción central del Golfo de California. Este incremento definió el inicio del desarrollo más significativo de fallas maestras de desplazamiento lateral las cuales, hace ~6.3 Ma, favorecieron la localización del movimiento relativo de placas a lo largo de una angosta zona de cizalla localizada en el Golfo de California (Oskin et al., 2001; Bennett y Oskin, 2014; Darin et al., 2016).

La subsecuente formación de la depresión del Golfo de California, así como el nacimiento de las primeras cuencas marinas a lo largo de la nueva frontera de placas, ocurrió de manera escalonada a medida que los segmentos de las diferentes fallas maestras de desplazamiento lateral -y otras fallas transtensionales- se traslaparon para conectar pequeñas cuencas aisladas de tipo “pull-apart” (Lonsdale, 1989; Umhoefer et al., 2007; Umhoefer, 2011; Umhoefer et al., 2018).

Simultáneamente, el incremento progresivo en el ángulo de oblicuidad, de 72° a 77° entre los 6 y 3 Ma en la porción central del Golfo (e.g., Bennet et al., 2016), culminó con el completo rompimiento de la corteza continental y la formación de nuevo piso oceánico en la cuenca de Guaymas hace 6.0 Ma (Lizarralde et al., 2007) y más tarde, entre 3.7 y 3.5 Ma, en la cuenca (hoy cordillera) de Alarcón en el extremo sur del Golfo de California (Lonsdale, 1989; Sutherland et al., 2012; Umhoefer et al.,

2018). La cordillera de Alarcón (e.g., Clague et al., 2018) registra anomalías magnéticas bien definidas (e.g., Lonsdale, 1989; DeMets, 1995) a lo largo de los ~135 km de nueva corteza oceánica (e.g., Sutherland, 2006; Lizarralde et al., 2007) producida hace a partir de ~2.4 Ma cuando dio inicio la verdadera dispersión de piso oceánico (Umhoefer, 2011 y referencias ahí citadas).

Contrastantemente, las anomalías magnéticas a lo largo de ~280 km de nueva corteza ígnea producida en la cuenca de Guaymas, se hayan enmascaradas bajo una gruesa (2-3 km) cubierta sedimentaria la cual a su vez está intrusionada por cuerpos magmáticos o sills (Lizarralde et al., 2007). A diferencia de Guaymas y Alarcón, cuya estructura ha sido caracterizada a partir de diversas observaciones geofísicas derivadas de la interpretación de perfiles sísmicos a escala cortical (e.g., Sutherland, 2006; Sutherland et al., 2012; Lizarralde et al., 2007), las cuencas pull-apart (e.g., Pescadero, Farallón y Carmen; Figura 1) localizadas entre estos dos extremos, así como su relación con las fallas transformes que las bordean, permanecen siendo enigmáticas y pobremente estudiadas.

I.4.2. ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS.

Los análisis estratigráficos y sedimentarios de las cuencas del Golfo de California son escasos y con alto grado de inferencias. Las secuencias estratigráficas de la mayoría de las cuencas se encuentran pobremente expuestas en superficie (Bennet et al., 2016). Los únicos datos disponibles dentro de las cuencas consisten en registros de algunos pozos perforados por PEMEX durante los años 80s en las cuencas del norte, algunos núcleos colectados y secciones sísmicas (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Helenes et al., 2009; Contreras-Pérez et al., 2012).

El análisis de estos datos indica que la carpeta sedimentaria de las cuencas del golfo se compone de sucesiones silisicliásticas de alta ciclicidad. con escalas espaciales y temporales muy variadas (Contreras-Pérez et al., 2012) y depositados en ambientes sedimentarios que gradan desde continentales a marinos profundos.

Sin embargo, la dinámica de sedimentación de las cuencas del norte y del sur es bastante contrastante (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Contreras-Pérez et al., 2012). Al abrirse el rift, la desembocadura del Rio Colorado se posicionó en la zona norte del golfo (~5 Ma (Dorsey et al., 2007; Bialas y Buck, 2009; Dorsey, 2010; Mark et al., 2017)). Debido a esto, las cuencas del norte están sobresaturadas de sedimentos, con espesores que pueden alcanzar de 10 a 12 km (Mark et al., 2017 y referencias ahí citadas).

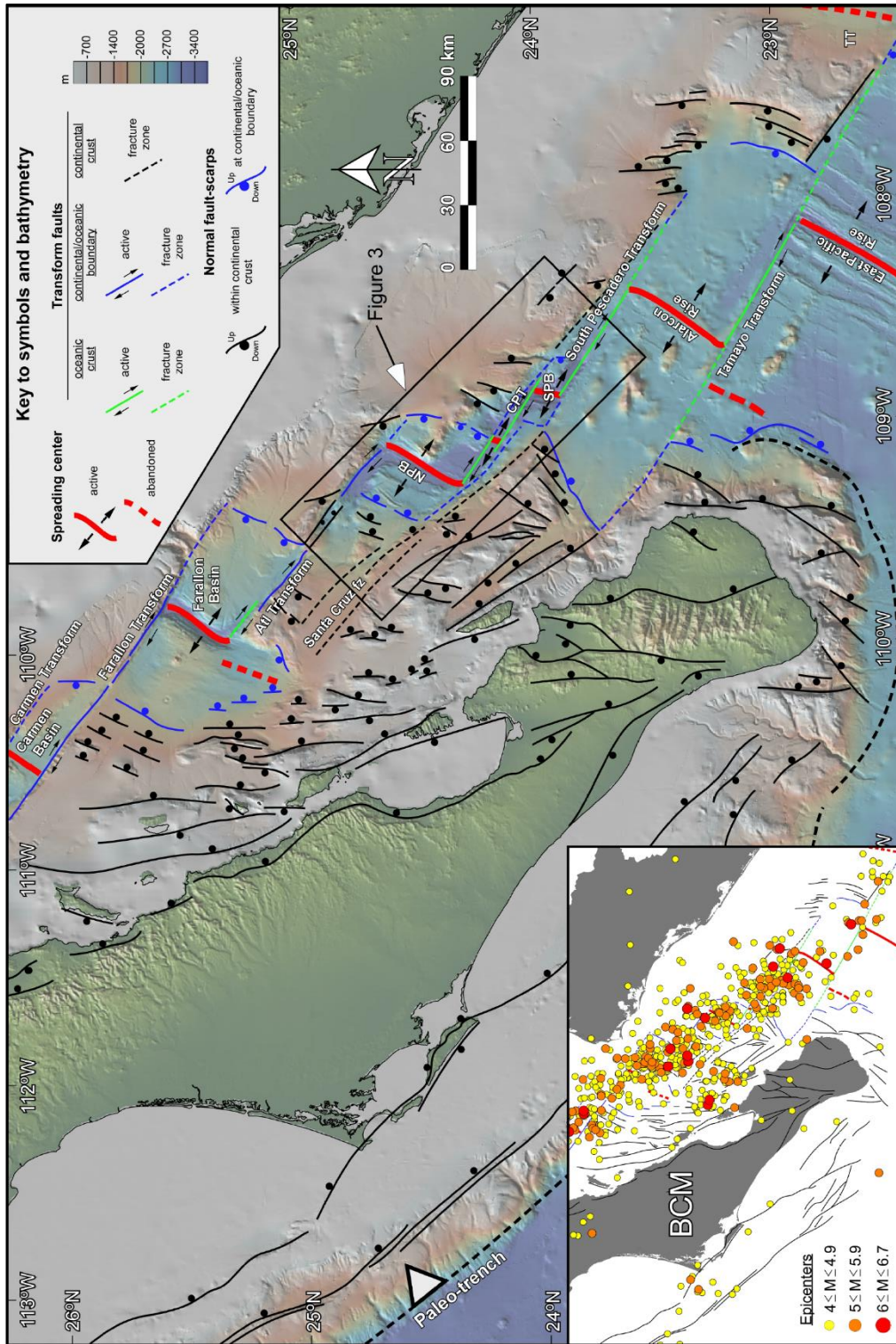
Por el contrario, las cuencas del sur se muestran vacías, con columnas de sedimentos que no sobrepasan los 2 km de espesor y tirantes de agua que rebasan los 3000 m de profundidad (Dorsey et al., 2007; Bialas y Buck, 2009; Dorsey, 2010; Mark et al., 2017). Los perfiles de sísmica de reflexión muestran consistentemente que el tectonismo es el principal factor controlador de la dinámica sedimentaria en las cuencas del golfo (Morandi et al., 2002; Contreras-Pérez et al., 2012). Otra característica a destacar en lo observado en los perfiles sísmicos levantados en el golfo son las intrusiones de cuerpos volcánicos presentes en las columnas de sedimentos de algunas cuencas (Sutherland et al., 2012, Bennet et al., 2016). A pesar de esto, realmente es muy poco lo que se conoce de la estratigrafía de la mayoría de las cuencas del golfo, sobre todo hacia la región sur.

I.4.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL GOLFO DE CALIFORNIA.

Las cuencas del Golfo de California conforman un arreglo escalonado con salto hacia la derecha, conectadas a través de fallas de rumbo destrales y que en conjunto definen el límite de placas (Lonsdale, 1989; Fenby y Gastil, 1991). A pesar de esto, las cuencas del norte y del sur del golfo presentan aspectos estructurales muy contrastantes entre ellas.

Las cuencas del centro-norte son amplias, dispersas y pobremente conectadas en comparación a las del centro-sur, Las cuencas de la región centro-sur están emplazadas sobre corteza transicional u oceánica, son más estrechas que su contraparte en el norte, están menos dispersas y se conectan entre sí por fallas transformes con un alto grado de traslape (Aragón-Arreola, 2006). Modelos recientes proponen que las cuencas de la región sur del golfo (Carmen, Farallón, Pescadero y Alarcón) fueron en un principio cuencas continentales (10~12 Ma) y comenzaron a ser cubiertas por las primeras incursiones del mar hace 7~8 Ma (Umhoefer, 2018).

La formación del Golfo de California ocurrió de manera paulatina, a medida que segmentos de fallas fueron uniéndose para crear fallas maestras de desplazamiento lateral y transtensionales, las cuales al traslaparse comenzaron a conectar pequeñas cuencas aisladas de tipo “pull-apart” (Lonsdale, 1989; Umhoefer et al., 2007; Umhoefer, 2011; Umhoefer et al., 2018). La arquitectura de las cuencas ubicadas en la región sur del golfo (Farallón, Pescadero y Carmen), se caracteriza por angostos centros de dispersión oceánica conectados a través de largos segmentos de fallas transformes.



Esta configuración ha persistido al menos desde hace ~2 Ma, y probablemente desde mucho más temprano (~7 Ma) cuando la componente de cizalla simple de la deformación transtensional localizara el movimiento relativo de placas a lo largo del Golfo de California (e.g., Umhoefer et al., 2007; Umhoefer, 2011; Umhoefer et al., 2018). Observaciones de primer orden a partir de la geología superficial de las cuencas Pescadero, Farallon y Carmen, y su comparación con las predicciones de modelos numéricos de deformación de la corteza superior (e.g., van Wijt et al., 2017), sugieren que la geometría de estas cuencas ha favorecido el rompimiento de la corteza. Esta geometría es contrastante con aquella que presentan las cuencas localizadas en la porción norte del Golfo de California (e.g., Wagner-Consag-Delfín).

I.4.3.1. EL COMPLEJO PESCADERO.

La limitada cobertura geofísica y la falta de transectos sísmicos a través de las cuencas del sur del golfo, han limitado el estudio de su estructura profunda, así como la caracterización de sus principales rasgos estructurales y estratigráficos. De este grupo de cuencas, el Complejo Pescadero es una de las más profundas (~3500 m) y probablemente menos estudiadas. Pescadero es una cuenca pull-apart ubicada ~120 km al este de la ciudad de La Paz. Abarca un área de ~300 km², con una longitud de ~120 km y un ancho máximo de ~20 km. El complejo Pescadero está bordeado por las fallas Atl y Pescadero en sus extremos norte y sur, respectivamente. Este complejo consta de dos cuencas asimétricas con una geometría romboidal, y con depocentros conectados a través de rampas y fallas de alto y bajo ángulo. Estos sistemas de fallas presentan en ocasiones volcanismo activo, lo cual indica que son estructuras transtensionales (Clague et al., 2018), que presumiblemente iniciaron su actividad hace unos 2.5 - 2.0 Ma (Umhoefer et al., 2007).

La arquitectura de las cuencas Pescadero, Farallón y Carmen está caracterizada por angostos centros de dispersión oceánica conectados a través de largos segmentos de fallas transformes. Esta configuración ha persistido al menos desde hace ~2 Ma, y probablemente desde mucho más temprano (~7 Ma) cuando la componente de cizalla simple de la deformación transtensional favoreciera la localización del movimiento relativo de placas a lo largo del Golfo de California (e.g., Umhoefer et al., 2007; Umhoefer, 2011; Umhoefer et al., 2018). Observaciones de primer orden a partir de la geología superficial de las cuencas Pescadero, Farallon y Carmen, y su comparación con las predicciones derivadas de modelos numéricos simples de la deformación de la corteza superior (e.g., van Wijt et al., 2017), sugieren que la geometría de estas cuencas y sus

fallas maestras han favorecido el rompimiento de la corteza. Esta geometría es contrastante con aquella que presentan las cuencas localizadas en la porción norte del Golfo de California (e.g., Wagner-Consag-Delfín), las cuales están caracterizadas por una baja relación de longitud versus separación con sus fallas transformes, geometría que ha sido interpretada como desfavorable para lograr el completo rompimiento de la corteza (van Wijt et al., 2017).

CAPITULO II

MARCO TEÓRICO

II. MARCO TEÓRICO.

II.1. FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN DE CUENCAS EN RIFT CONTINENTALES.

Los rifts continentales son regiones de la corteza sometidas a esfuerzos tensionales que actúan sobre todo el espesor de la litosfera (Kearey et al., 2009). Los rifts continentales se producen en zonas de divergencia en el flujo convectivo del manto. Este ambiente tectónico se caracteriza por el adelgazamiento y fractura de la corteza, dando origen a valles o cuencas que se encuentran limitadas por fallas normales.

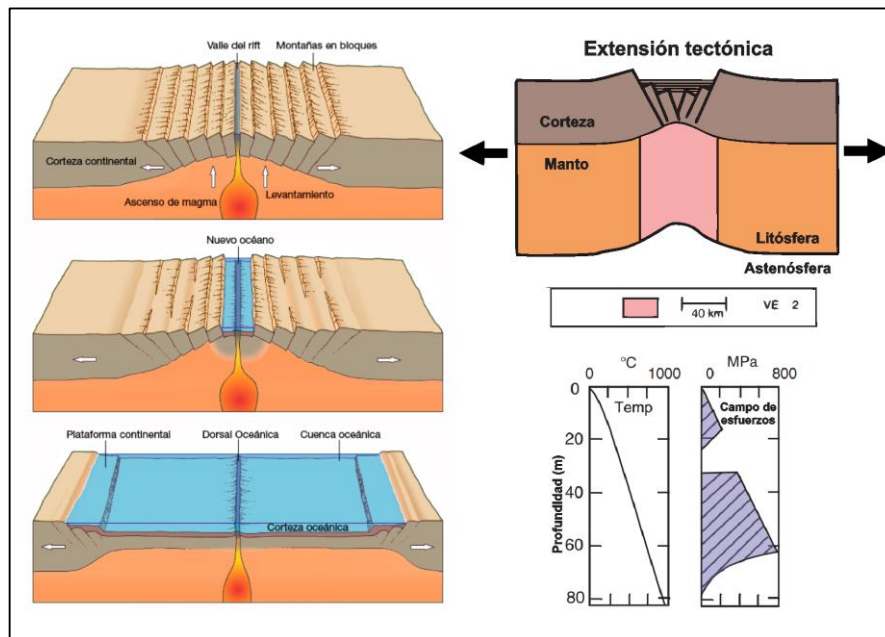


Figura 3. El proceso de formación de un rift continental. El proceso de formación de un rift continental comienza con la aparición de corrientes de convección de tipo distensivo debajo de la corteza continental. Estas corrientes provocan el abombamiento de la corteza. Luego este abombamiento produce esfuerzos distensivos sobre la corteza que dan lugar a la aparición de dos juegos antitéticos de fallas normales subparalelas. De esta manera se crea el patrón geométrico característicos de un rift: una región central hundida y escalonamiento de bloques hacia los flancos. En la zona central se forman lagos y mares alargados y de poca profundidad, que a medida que aumenta la extensión terminan convirtiéndose en mares y océanos profundos. Estos mares progresivamente se van ensanchando, originando finalmente un océano. Los nuevos bordes continentales no presentan actividad tectónica (márgenes continentales pasivos). Imagen tomada y modificada de Kearey et al., 2009; CNICE.

La formación de dos juegos antitéticos de fallas normales subparelas representa la etapa inicial de la ruptura continental. Esta ruptura representa el inicio del ciclo de Wilson, que eventualmente terminará con la formación de cuencas oceánicas. Los rifts continentales son zonas de la corteza con alta disipación de calor. Este calor se transmite a través de la inyección de magma proveniente del manto superior, el cual primero ocasiona la ruptura de la corteza (rift) y luego termina creando nueva corteza oceánica.

La deformación durante la apertura de un rift continental presenta tres modos de extensión: 1) modo de complejo metamórfico, 2) modo de rift amplio y 3) modo de rift angosto. Los factores que inciden en el paso de uno de estos modelos de extensión a otro son variaciones en el espesor de la corteza, el flujo de calor, la tasa de deformación y las características reológicas de la litósfera (Buck, 1991). En regiones de la corteza con gran espesor, el fracturamiento producto de la extensión da como resultado un fallamiento normal que se distribuye de manera más o menos homogénea, mientras que, en regiones de corteza delgada, una extensión rápida puede producir grabens asimétricos, en los que la deformación generalmente es acomodada por fallas lítricas (Buck, 1991).

II.1.1. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE CUENCAS EN RIFTS CONTINENTALES.

En ambientes tectónicos de extensión, las fallas normales acomodan la mayoría de la deformación generada en la zona más superficial de la corteza terrestre. Estas fallas (Figura 4) se muestran como segmentos que actúan de manera individual o en conjunto (Kearey et al., 2009).

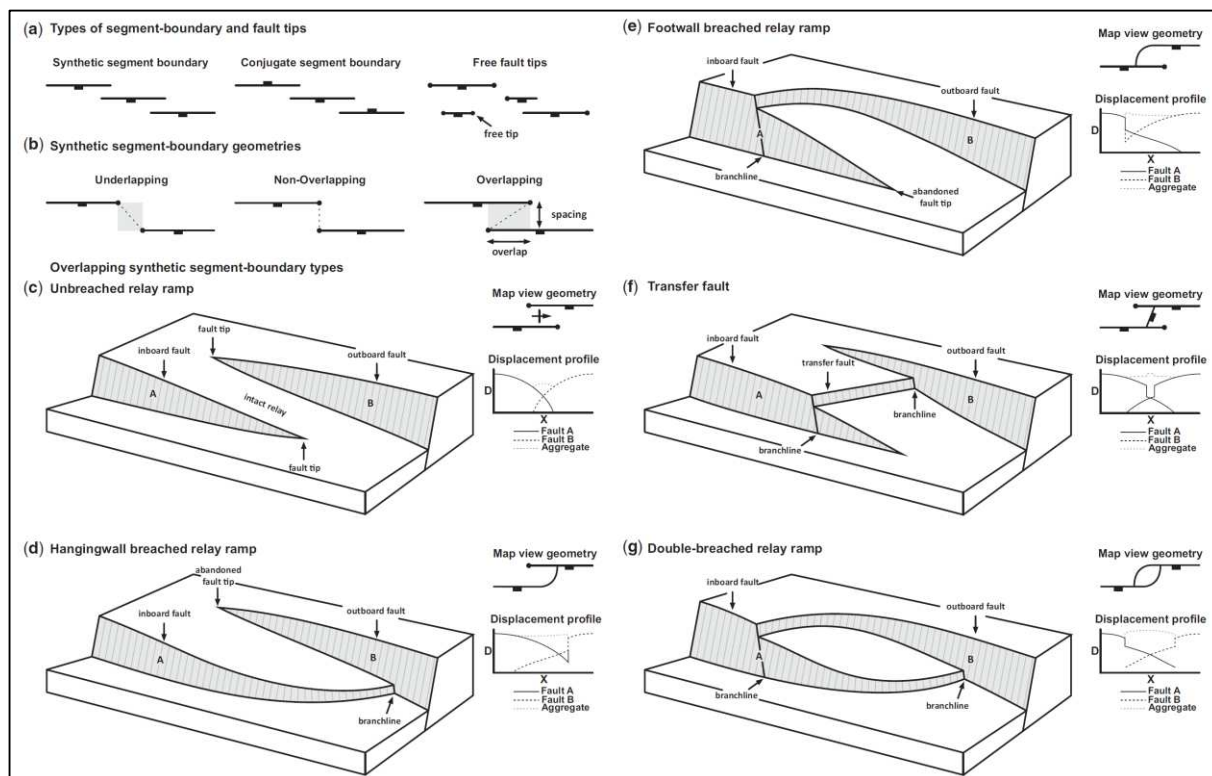


Figura 4. Esquema de clasificación para tipos de límites de segmento de falla normal en sistemas de rift. Interacción de segmentos de fallas normales en sistemas de rift. Los segmentos pueden formarse en secuencias o pares y pueden estar traslapándose o no (vista en planta en a y b), el arreglo de la deformación entre los segmentos da como resultado la formación de rampas de relevo que, según la dinámica de los bloques de techo y piso, muestran diferentes formaciones (vistas en perspectiva en c, d, e, f y g) (Whipp et al., 2017).

Cuando dos o más segmentos de falla se unen, terminan formando fallas regionales, que pueden convertirse en las fronteras estructurales de una cuenca. Cuando los segmentos de fallas normales se traslapan sin llegar a unirse, terminan formando rampas de relevo (Whipp et al., 2017). Estas rampas son un elemento estructural típico de cuencas pull apart, las cuales se forman en regiones donde se combinan procesos extensivos y transtensivos.

El elemento estructural básico en cuencas de rift continental es el medio graben (Figura 5), producto de fallamiento normal y flexura de la corteza. Durante la etapa inicial del rift se desarrollan fallas con vergencia opuesta que provocan la subsidencia del bloque central. Estas fallas actúan como límites estructurales de la cuenca que se está formando y generalmente consisten en una familia de fallas que mecánicamente funcionan como una sola. Los planos de estas fallas se intersectan y una de las dos pasa a gobernar el movimiento general de la estructura (sistema de falla marginal) mientras que la otra cesa en su actividad (falla conjugada fallida), produciendo que el bloque fallado pierda simetría en su caída y dando origen a un semigraben (Scholz y Contreras, 1998). A nivel regional este comportamiento se traduce en una depresión estrecha compuesta de una serie de semigrabens conectados por fallas de rumbo, que pueden intercalarse con cuencas de tipo pull apart.

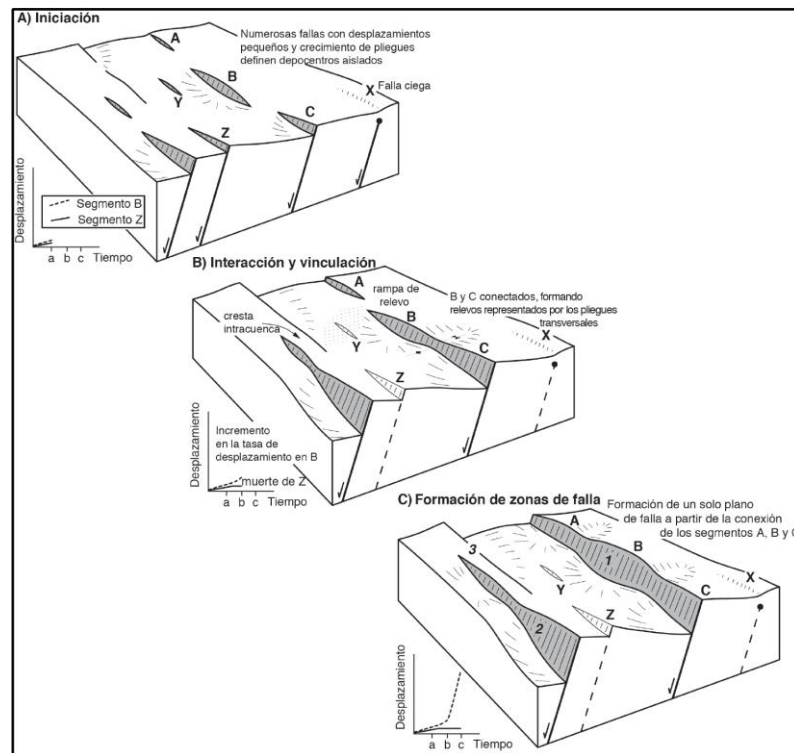


Figura 5. Evolución tectono-sedimentaria de cuencas extensionales. En el estadio A, la región está caracterizada por presentar un gran número de pequeñas fallas aisladas que comienzan a conectarse unas con otras (estadio B) y,

finalmente, termina formándose un solo plano de falla regional (estadio C). Tomado y modificado de Gawthorpe y Leeder, 2000.

II.1.1.1. MODELOS DE EXTENSIÓN CORTICAL.

Los modelos de extensión de la cortical son sistemas que describen el proceso de deformación y los mecanismos tectónicos que producen la ruptura de la corteza (Fossen, 2010; Allen, 2005). La deformación en ambientes extensionales provoca el estiramiento litosférico y el adelgazamiento de la corteza, acompañado a su vez, por un aumento en el gradiente geotérmico (Busby, 1996). Este aumento de temperatura en la región elongada produce cambios importantes en las propiedades físicas de la litosfera y promueve el aumento de flujos advectivos que terminan enriqueciendo a la corteza con materiales provenientes del manto superior (Fossen, 2010; Kearey et al., 2009).

Los modelos de extensión permiten evaluar de manera cuantitativa los cambios reológicos y de esfuerzos dentro de la litósfera, para entender el comportamiento de fallas y estructuras y poder construir modelos de evolución. Las predicciones de estos modelos se contrastan con observaciones de campo y permiten identificar patrones de desplazamiento en fallas, así como eventos de levantamiento, hundimiento o deslizamiento horizontal de bloques (Allen, 2005).

En la Figura 6 se presentan 3 modelos de extensión cortical: (a) el modelo de cizalla pura, (b) el modelo de cizalla simple y, (c) el modelo de delaminación de la corteza.

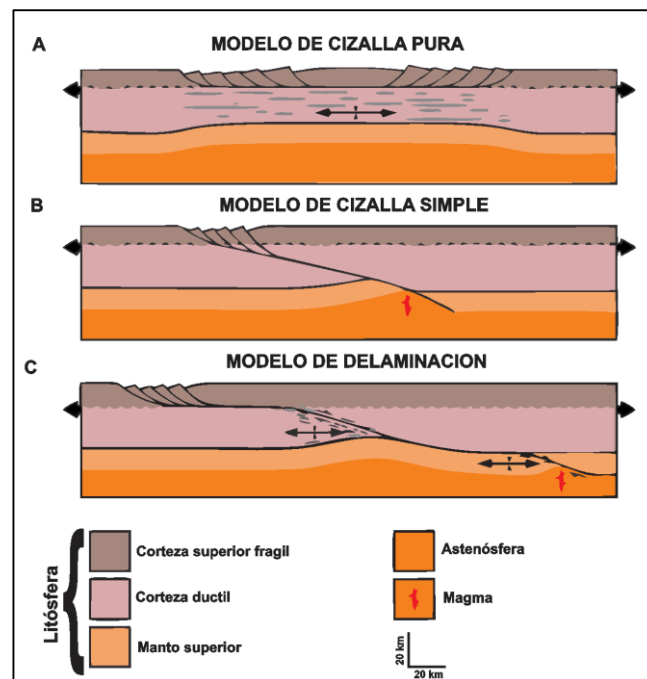


Figura 6. Modelos cinemáticos de extensión continental. Tomado de Allen, 2005.

En el modelo de cizallamiento puro, la corteza inferior dúctil se adelgaza por deformación plástica, mientras que la corteza superior presenta deformación frágil, desarrollándose un fallamiento normal simétrico con respecto al levantamiento astenosférico (Fossen, 2010; Busby, 1996). En el modelo de cizalla simple la deformación ocurre a través de la formación y movimiento de una falla normal de bajo ángulo que atraviesa todo el espesor de la litosfera. En la corteza superior se forman un conjunto de fallas con comportamiento lístrico y el resto de la extensión se acomoda en el manto superior con deformación frágil y plástica. En este caso, el desarrollo del fallamiento normal es asimétrico al eje del adelgazamiento cortical (Fossen, 2010). En el modelo de delaminación ocurre una combinación de cizallamiento puro y simple, y la extensión es acomodada por zonas de deformación plástica en la corteza inferior y en el manto superior, las cuales se conectan a través de una falla normal de bajo ángulo que se extiende desde la corteza superior hasta formar un despegue de capas entre el manto superior y la astenósfera. El fallamiento normal a nivel de la corteza superior tiende a ser lístrico y el buzamiento sintético respecto a la falla maestra de bajo ángulo (Fossen, 2010; Kearey et al., 2009).

II.1.1.2. SISTEMAS TRANSTENSIONALES.

La transtensión es la divergencia oblicua entre placas o bloques que combina una extensión ortogonal coaxial con un componente no coaxial, paralelo al límite de la zona de deformación. El componente coaxial de la deformación determina la tasa de adelgazamiento de la corteza y parte de la extensión horizontal. El componente no coaxial controla la vorticidad, el acortamiento horizontal y parte de la extensión horizontal (Fossen, 2010; Kearey et al., 2009; Allen, 2005). Los sistemas transtensionales se presentan cuando ocurre la formación de fallas de desplazamiento de rumbo en un régimen de extensión. La interacción de estos procesos de deformación está directamente relacionado al ascenso o descenso de bloques dentro de los planos de falla y pueden dar origen a estructuras en flor positivas y negativas.

En procesos transtensivos, el régimen de deformación frágil que ocurre en la corteza superior, los arreglos de fallas normales se adaptan al acortamiento vertical y la extensión horizontal, mientras que los arreglos de fallas de rumbo el acortamiento horizontal. Todas las fallas, excepto aquellas que son verticales y paralelas al límite de la zona, giran con o contra la vorticidad, dependiendo de su orientación con respecto a la dirección de transporte y el límite de la zona (Kearey et al., 2009; Busby, 1996). La rotación de los bloques controla la dirección y el sentido de deslizamiento de las

fallas. Cuando la dirección de transporte tectónico es superior a $19,5^\circ$ con respecto al límite de placas, domina el componente coaxial de la deformación. En este caso dominan las fallas normales y el adelgazamiento de la corteza. En regiones con ángulos inferiores a $19,5^\circ$ domina el componente no coaxial, y la deformación horizontal producida por las fallas de rumbo es mayor.

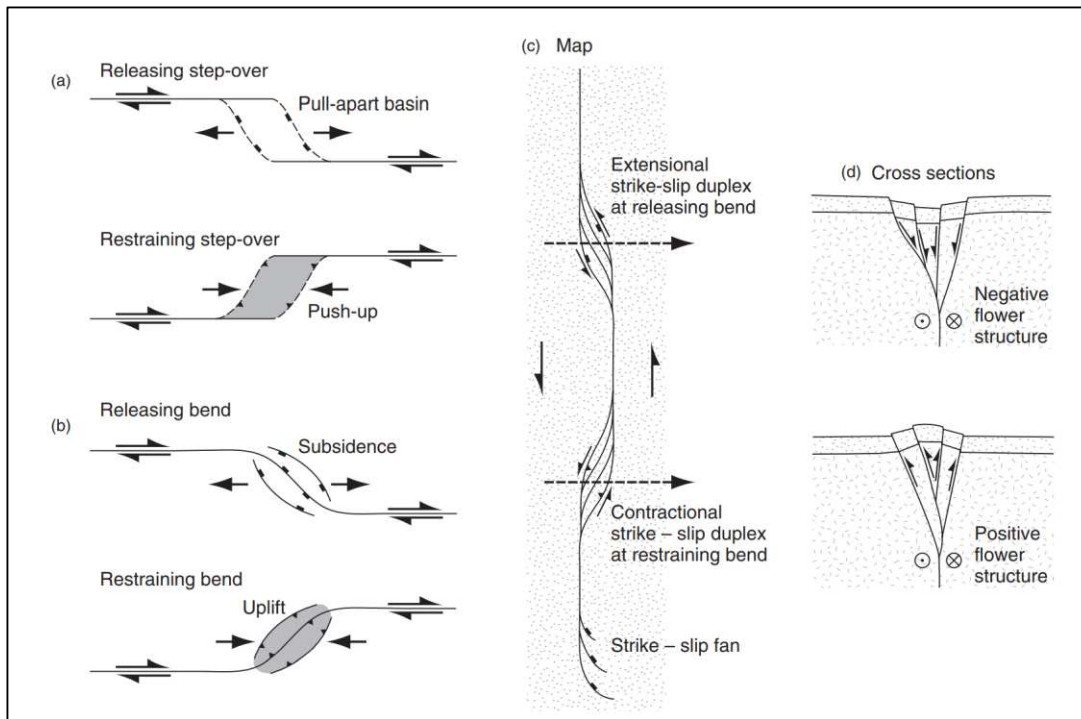


Figura 7. Vista en planta de saltos en planos de fallas de rumbo y sus estructuras asociadas. Tomado de Woodcock y Fischer, 1986.

II.1.1.2.1. CUENCAS PULL APART.

Las cuencas pull apart se definen como una depresión producida por esfuerzos de extensión, dentro de una zona gobernada por la actividad de fallas de rumbo. Esta depresión se puede presentar dentro de una discontinuidad en el plano de la falla o, entre dos segmentos de fallas (Van Wijk et al., 2017; Kearey et al., 2009; Mann et al., 1983). Las cuencas pull apart suelen presentar características diversas y, en algunos casos, geometrías muy complejas. Esto se debe a que, por lo general, se forman en zonas de extensión localizadas, donde la falla o sistemas de fallas de rumbo pueden estar relacionadas con el movimiento relativo de bloques con comportamiento divergente, convergente u oblicuo (Mann et al., 1983).

Las cuencas pull apart suelen formarse en zonas de límite intraplacas, en zonas de rifts continentales y marinos. Cuando se forman en mar abierto, suelen estar relacionadas a la actividad

de fallas transformes. En este entorno, la ruptura de la corteza ocurre a través de una serie de segmentos de fallas transformes (Figura 8) que en su conjunto forman un sistema en echelon oblicuo al vector de desplazamiento entre placas (Van Wijk et al., 2017; Mann et al., 1983). Las cuencas pull apart son buenos indicadores de los movimientos relativos intraplacas, en márgenes activos e inactivos. También son áreas con interés económico, que suelen explorarse en búsqueda de yacimientos minerales, hidrocarburos y recursos geotermales (Mann et al., 1983). Debido a esto, las cuencas pull apart han sido tema de interés para la comunidad científica y para la industria.

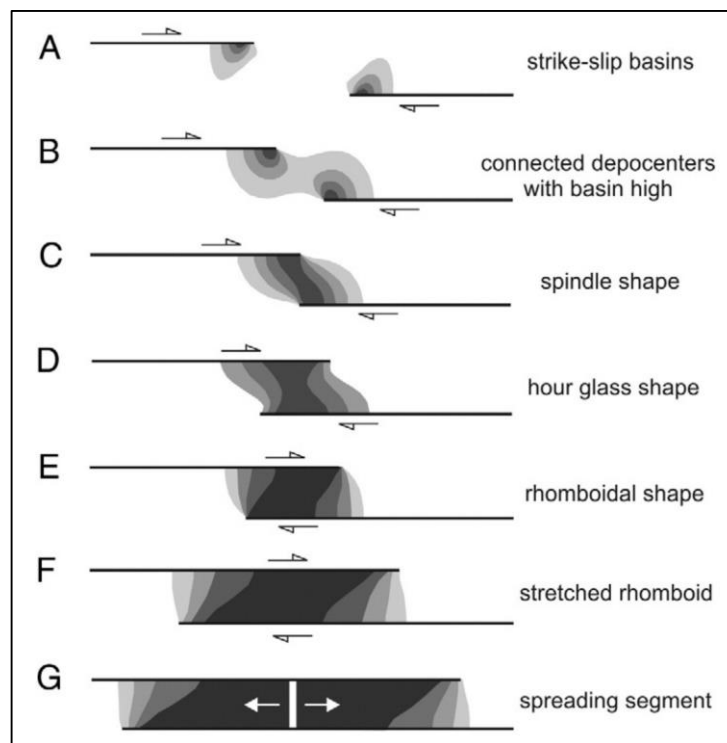


Figura 8. *Modelo de traslape de fallas transformes y formación de cuencas pull apart.* Modelo esquemático (vista de planta) de las geometrías de cuencas observadas en sistemas extensivos. Las geometrías de las trazas de las fallas de rumbo se muestran con líneas negras en cada uno de los paneles. Las zonas coloreadas en escala de grises muestran el aumento de la profundidad al ir traslapándose las trazas de las fallas (tonos más oscuros, mayor profundidad). Las flechas indican la dirección del cizallamiento. (Tomado de Van Wijk et al., 2017; modificado de Mann et al., 1983).

En el estadio previo a la formación de una cuenca pull apart, los segmentos de fallas transformes acumulan la mayor parte de la deformación cortante hacia los extremos conjugados de sus trazas (Figura 8A). estos puntos de deformación máxima se conocen con el nombre de zonas de desplazamiento principal (PDZ). Vistas desde planta, las PDZ pueden verse como arreglos lineales o sigmoidales, mientras que, en perfil, su crecimiento hacia superficie se da a través de ramificaciones, las cuales pueden terminar formando estructuras en flor, positivas y negativas (Van Wijk et al., 2017; Mann et al., 1983). A medida que los segmentos de falla transformes crecen y

comienzan a traslaparse (Figura 8B y 8C) los PDZ se integran y forman la cuenca pull apart. Si el traslape prosigue, termina ocurriendo la ruptura total de la corteza y se forma un centro de dispersión oceánico (Figura 8G).

Buena parte de los estudios existentes sobre cuencas pull apart están orientados al desarrollo de modelos mecánicos que intentan describir su formación y evolución (Figura 9). La mayoría de los modelos mecánicos propuestos parten de dos enfoques: el primero aborda al sistema de fallas escalonadas o con arreglo en echelon como como superficies de discontinuidad y calcula el campo de desplazamiento sobre la base de la teoría de la dislocación; el segundo enfoque considera a los segmentos de fallas como fracturas aisladas y calcula el campo de tensión local causado por la interacción de los dos extremos conjugados (Van Wijk, 2017 et al.; Mann et al., 1983).

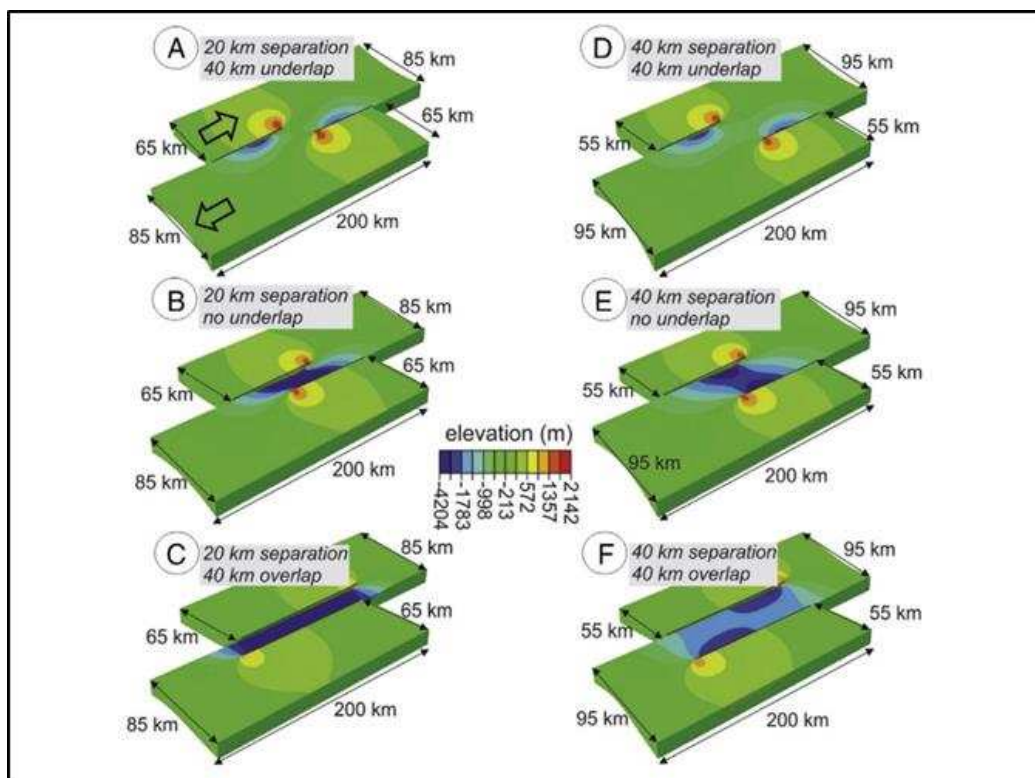


Figura 9. Modelos numéricos de formación de cuencas pull apart. Resultados de modelos numéricos de formación de cuencas pull aparte. Las figuras muestran el levantamiento y hundimiento pronosticados después de 5 millones de años de evolución del modelo para diferentes geometrías de paso de fallas. Los colores azules indican áreas de hundimiento (cuenas), los colores rojos indican áreas de levantamiento (levantamiento de flanco). Las flechas abiertas en A) muestran el movimiento relativo del bloque. A) Geometría inicial con 20 km de separación entre trazas fallas, 40 km de traslape. B) Geometría inicial con 20 km de separación entre trazas fallas sin traslape. C) Geometría inicial con 20 km de separación entre trazas fallas y 40 km de superposición. D) Geometría inicial con 40 km de separación entre trazas fallas y 40 km de traslape. E) Geometría inicial con 40 km de separación entre trazas fallas sin traslape ni superposición, con depocentros conectados. y F) Geometría inicial con 40 km de separación entre trazas fallas y 40 km de superposición. Tomado de Van Wijk et al., 2017.

Los resultados de la mayoría de los modelos, sumado a los estudios existentes sobre dinámica de fallas segmentadas y propagación de fallas, sugieren que la separación las cuencas no tienen que seguir forzosamente el camino evolutivo que se muestra en la [Figura 8](#). Estos estadios pueden terminar presentándose de manera secuencial (como en la [Figura 8](#)) o aleatoriamente. El proceso evolutivo de las cuencas pull apart depende directamente de la dinámica de esfuerzos a nivel local y de las características de la corteza ([Van Wijk et al., 2017](#)).

II.1.1.3. SISTEMAS DE RIFT DE BORDE CONTINENTAL (CASO GOLFO DE CALIFORNIA).

El Golfo de California se formó a partir de la activación de un sistema de rift de borde continental entre las placas de Norteamérica y del Pacífico. Su evolución ha sido bastante compleja, iniciando hacia finales del Mioceno Medio, con el cese de la subducción de la Placa Farallón, sobre el margen oeste de la Península de Baja California ([Van Wijk et al., 2017](#); [Bennett et al., 2016](#); [Bennett y Oskin, 2014](#); [Fletcher et al., 2007](#); [Mann et al., 1983](#)). El modelo cinemático de deformación que se muestra en la [Figura 10](#) es el propuesto por [Fletcher et al., \(2007\)](#). El modelo describe las condiciones de inicio rift del golfo, con la migración de la ventana astenosférica del margen oeste al este de la Península de Baja California. Esta migración ocurre al mismo tiempo en que cesa el magmatismo continental del arco Comondú, el cual se alimentaba de la fusión de la placa Farallón que subducía bajo Norteamérica.

El magmatismo del arco Comondú, activo durante el Mioceno Medio, debilita térmica y mecánicamente la corteza, promoviendo la formación de la Provincia Extensional del Golfo. Otro factor que contribuyó al debilitamiento de la corteza y a la formación del rift fue la fractura de parte de la placa Farallón por debajo de la Placa de Norteamérica, posicionando la ventana astenosférica en su posición actual y definiendo el eje del rift ([Fletcher et al., 2007](#)). El modelo de [Fletcher et al., \(2007\)](#) propone, además, que el sistema de rift del Golfo de California comenzó a acomodar deformación extensiva y transtensiva desde su inicio, con un movimiento relativo entre placas que ha oscilado en los últimos 10 Ma. Entre los 23 y 17 grados en dirección N-NO ([Van Wijk et al., 2017](#); [Bennett et al., 2016](#)). Estos cambios en el vector de movimiento, aunado a otros factores, han dado como resultado que el límite de placas difiera drásticamente de sur a norte.

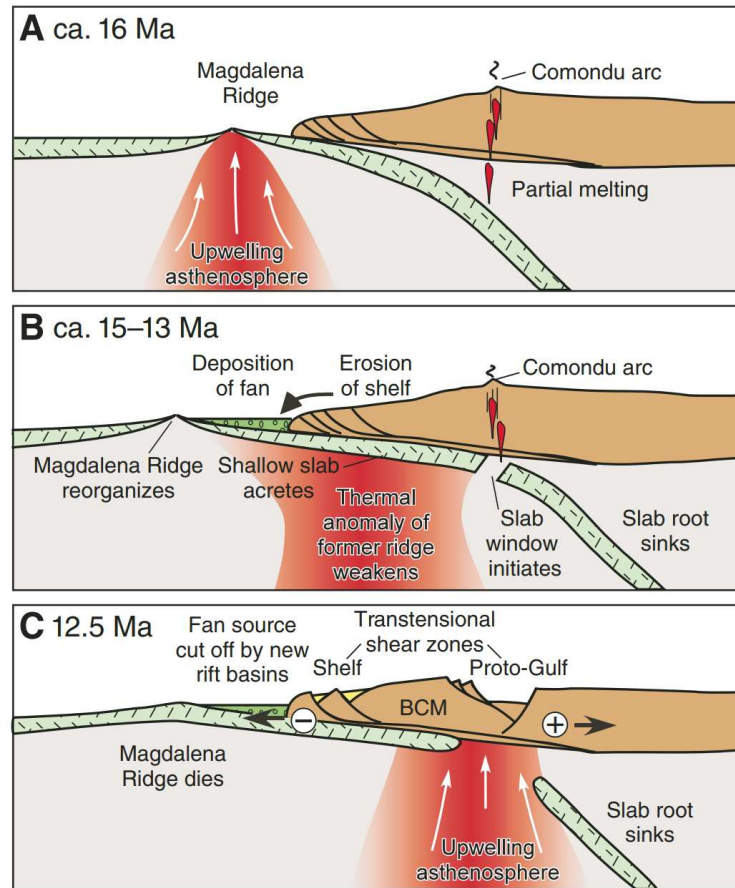


Figura 10. Modelo cinemático de deformación para el rift del Golfo de California. Perfiles esquemáticos de la paleo-trinchera que muestran la evolución tectónica de la placa Magdalena. (A) La cordillera Magdalena converge en la trinchera de Baja California 16 Ma. (B) La placa oceánica se fractura debajo de América del Norte. La extensión obliga a la cordillera Magdalena a migrar hacia el oeste, mientras que la astenósfera, térmicamente perturbada (rojo), continúa su dirección hacia el este. (C) La apertura de una ventana producto de la fractura de la placa que subduce bajo Norteamérica provoca un nuevo ascenso astenosférico y concentra la mayor parte de la deformación del margen de la placa en el proto-golfo de California. Tomado de [Fletcher et al., 2007](#).

En el sur, el límite de placas está bien definido por los segmentos de fallas transformes, conectadas por cuencas pull apart y que se arreglan escalonadamente. La sedimentación de estas cuencas es pobre, lo que permite ver la morfología del rift claramente. En el sur del rift también se encuentran los únicos centros de dispersión y expansión del lecho marino reportados, principalmente en las regiones de Alarcón y Guaymas ([Bennett y Oskin, 2014](#)).

En el norte el límite de placas es más difuso, con cuencas más amplias y profundas. El aporte de sedimentos del Río Colorado a colmatado estas cuencas, las cuales muestran columnas de sedimentos de hasta 5 km o más de espesor. Las observaciones de sísmica de reflexión muestran que los sedimentos de estas cuencas se encuentran muy fallados. Algunos estudios han señalado

que hacia el norte el rift no logró formar la morfología típica de una dorsal oceánica debido a la depositación de estos potentes espesores de sedimentos. La columna sedimentaria terminó inhibiendo muchas de las interacciones basalto-agua de mar típicas de estos ambientes tectónicos (Van Wijk et al., 2017). Sin embargo, estudios como los de González-Fernández et al., (2005) y Martín-Barajas et al., (2013) reportan hasta 40 km de corteza oceánica en la cuenca Delfín, donde, tomando en cuenta las edades de los sedimentos, se estima que la ruptura de la corteza ocurrió hace unos pocos millones de años (Van Wijk et al., 2017).

II.1.2. SEDIMENTACIÓN EN CUENCAS DE RIFTS CONTINENTALES.

Los ambientes sedimentarios y facies que se encuentran en cuencas de rift continental están estrechamente relacionados a la formación de lagos y mares someros (Figura 11) (Gawthorpe y Leeder, 2000). Las fluctuaciones del nivel eustático, ya sean relacionadas a cambios climáticos o al proceso de subsidencia que forma la cuenca, dan como resultado una estratigrafía compleja con presencia de gran número de discontinuidades asociadas a intervalos de no depositación y a erosión.

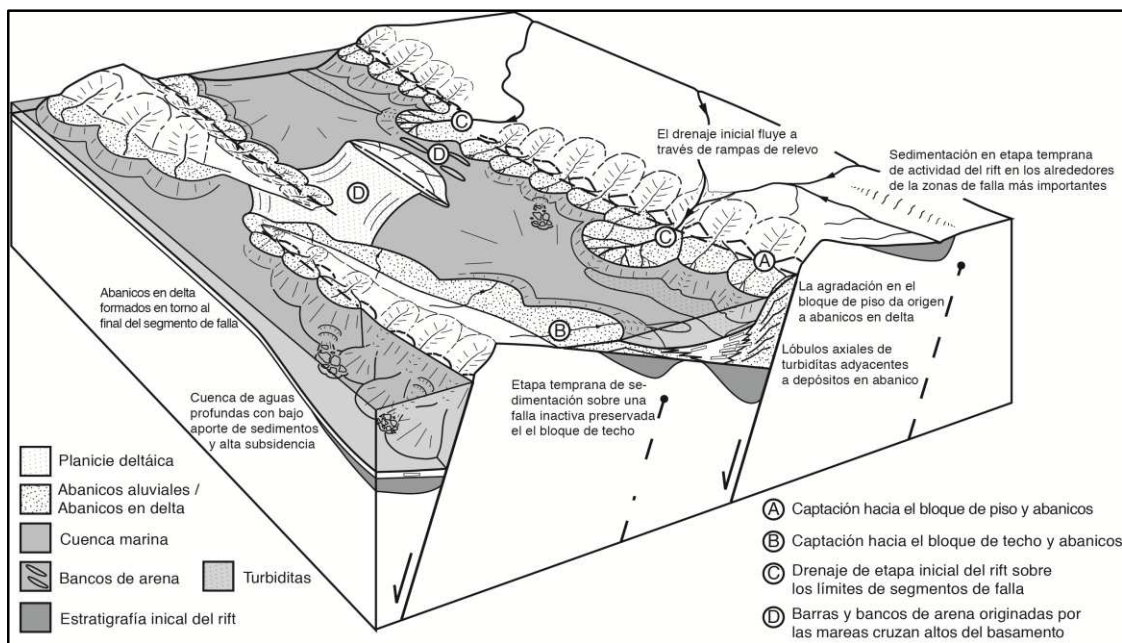


Figura 11. Evolución tectonosedimentaria de un arreglo normal de fallas en ambientes marinos y costeros durante un máximo del nivel del mar. La propagación lateral y la interacción entre segmentos de falla producen el elongamiento y coalescencia de los depocentros iniciales. El desarrollo de drenaje transversal gobierna el aporte de sedimentos en las diferentes regiones de la cuenca. Tomado y modificado de Gawthorpe y Leeder, 2000.

El elemento arquitectónico fundamental de los sistemas rift, los semigrabens, controlan la distribución de ambientes sedimentarios y litofacies en las cuencas (Figura 11). Ésta se caracteriza

por un claro contraste entre el régimen de depositación en la región más superficial del semigraben y la más profunda ya que la captación de sedimentos y la formación de depósitos está controlada por la pendiente del basamento de la cuenca. De esta forma pueden encontrarse depósitos de abanicos aluviales, abanicos de deltas y abanicos submarinos.

II.1.2.1. ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS EN CUENCAS RIFT CONTINENTALES.

Como se comentó en secciones anteriores, los rifts continentales son regiones de la corteza sometidas a los esfuerzos tensionales que se producen en zonas de divergencia en el flujo convectivo del manto. Estos ambientes tectónicos se caracterizan por el adelgazamiento y fractura de la corteza, dando origen a valles o cuencas que se encuentran limitadas por fallas normales (Kearey et al., 2009). La sedimentación en zonas de rift continentales es compleja y está gobernada por procesos tectónicos, climáticos y planetarios. Estos procesos, en conjunto o solitario, producen el aumento y la caída del nivel del mar y, dependiendo de su frecuencia, da origen a ciclos que responden a procesos de miles, cientos de miles e incluso, millones de años (Figura 12). Esta ciclicidad del nivel del mar produce cambios laterales en las capas de sedimentos que, en ambientes de plataforma y transicionales, dan origen a geometrías y relaciones de facies que no pueden resolverse con el principio de la superposición de estratos (Catuneanu, 2002).

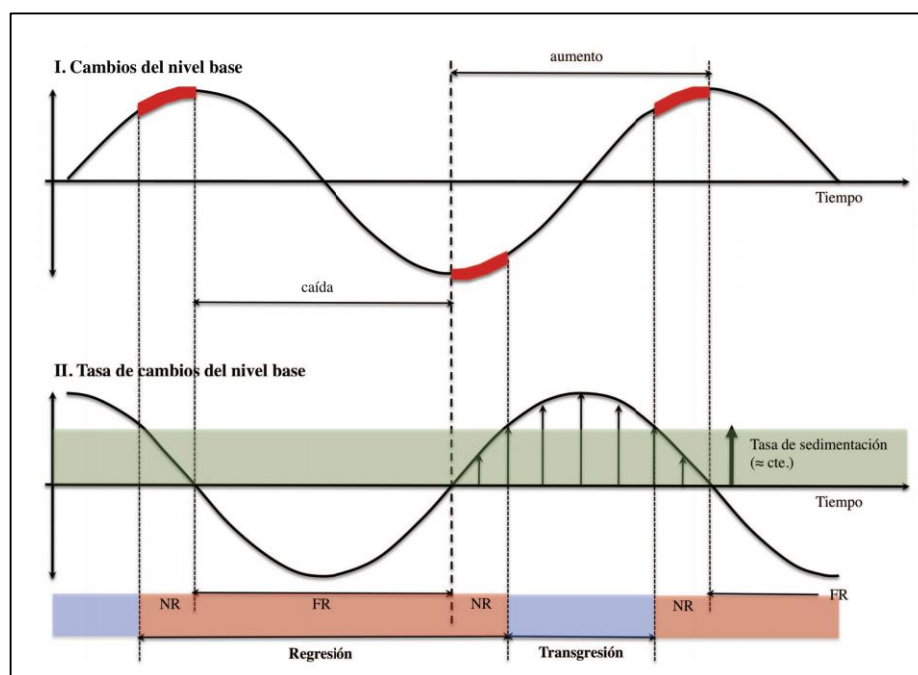


Figura 12. Los conceptos de transgresión, regresión normal y regresión forzada están definidos por la relación entre los cambios del nivel base en una cuenca y la sedimentación. FR= regresión forzada; NR= regresión normal. Tomado y modificado de Catuneanu (2002).

La estratigrafía de secuencias es la rama de la geología que analiza la respuesta sedimentaria a cambios del nivel base del mar y los patrones depositacionales que surgen de la interacción entre el espacio disponible para la depositación y el flujo de masa superficial (Catuneanu, 2002; Gawthorpe y Leeder, 2000). Así, un análisis de las secuencias contenidas en una cuenca sedimentaria permite obtener información acerca de cambios del nivel del mar, ritmos de subsidencia, aporte de sedimentos, cambios climáticos, geometría del espacio de acomodación, entre otros.

La unidad básica de la estratigrafía de secuencias es la secuencia depositacional. Esta consiste en un paquete de sedimentos limitado por discordancias regionales. Estas discordancias se forman como consecuencia del cambio relativo del nivel del mar y representan variaciones en las condiciones de depositación. Las secuencias depositacionales están vinculadas genéticamente a todos los procesos cíclicos naturales que intervienen en la formación y evolución de una cuenca sedimentaria (Catuneanu, 2002). Aunque estos procesos actúan en sincronía unos con otros, cada uno de ellos tiene una frecuencia individual y sus periodicidades establecen geometrías y características temporales bien definidas. Se considera que una secuencia es depositada durante un ciclo del nivel del mar, es decir, entre dos puntos de caída del nivel base. Las secuencias estratigráficas se jerarquizan, según su escala temporal, en (Catuneanu, 2002):

- **Secuencias de primer orden:** tienen una ciclicidad mayor a 50 Ma., y típicamente son del orden de 300 Ma. Están relacionadas con procesos tectónicos globales como la formación y ruptura de supercontinentes y se vinculan a eventos de apertura y cierre de océanos descritos en los ciclos de Wilson.
- **Secuencias de segundo orden:** su ciclicidad oscila entre 5 y 50 Ma., relacionándose genéticamente a las diferentes orogénesis establecidas en el registro geológico. Se vinculan a la formación y rejuvenecimiento de cadenas montañosas y cinturones de islas.
- **Secuencias de tercer orden:** son la unidad básica de la estratigrafía de secuencias y su duración es de 0.5 a 5 Ma. Estas secuencias se definen por su geometría estratal y por sus patrones de apilamiento, vinculándose directamente a ciclos tectónicos de alta frecuencia.
- **Secuencias de cuarto orden:** tienen una ciclicidad de 100 mil a 500 mil años y se relacionan con variaciones en la excentricidad de la órbita terrestre. Presentan los mismos atributos estratales que las secuencias de tercer orden.

- **Secuencias de quinto orden:** tienen ciclicidad de 10 mil a 100 mil años; se considera que están controladas por variaciones en la oblicuidad y precesión del eje de rotación terrestre (ciclos de Milankovitch).

II.1.2.1.1. RELACIONES DE FACIES.

Las relaciones de facies son todas aquellas características estratigráficas alojadas en las rocas, producto de las variaciones en las condiciones de sedimentación, que permite reconocer cambios en los ambientes depositacionales (Figura 13) (Catuneanu, 2002).

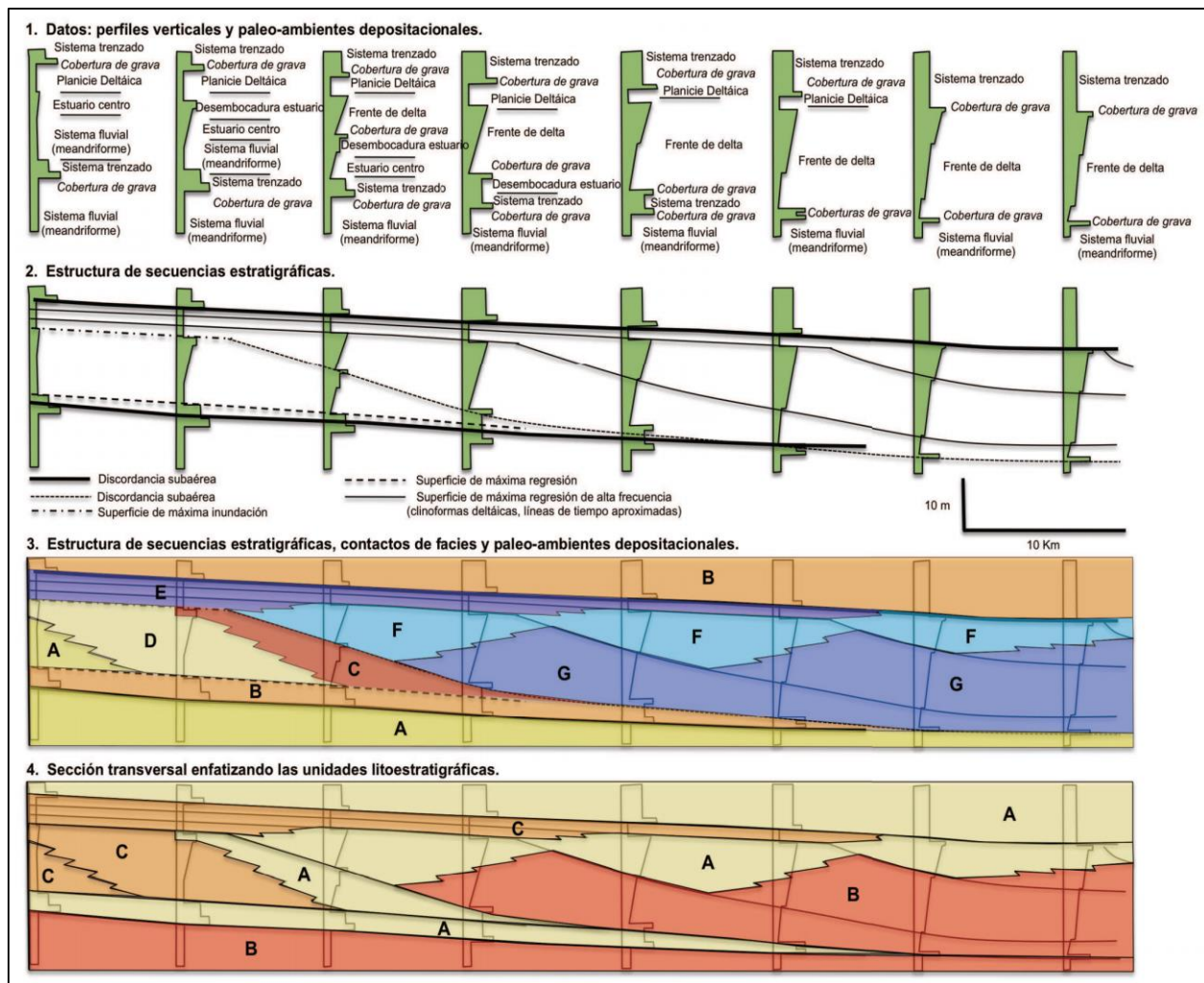


Figura 13. Secuencias estratigráficas contra estructura litoestratigráfica a partir del mismo conjunto de datos de facies. (1). La reconstrucción de ambientes paleo-depositacionales a partir del análisis de facies es un requisito importante para definir secuencias estratigráficas y a partir de éstas pueden reconocerse las superficies estratigráficas (2) y la estructura de las secuencias. Las superficies son buenos marcadores cronoestratigráficas y permiten establecer regímenes transgresivos y regresivos. (3) Las secciones transversales muestran las superficies estratigráficas claves para definir facies y sus geometrías, (A) sistemas meandriformes, (B) sistemas trenzados, (C) y (C) estuarios, (E) planicies deltáicas, (F) frente alto de delta y (G) frente bajo de delta a prodelta. (4) Se definen tres unidades

litoestratigráficas principales: (A) dominancia de arenas, (B) y (C) dominancia de lutitas, limolitas y lutitas. Tomado de Catuneanu (2002).

Estos cambios definen una facie y sus vinculaciones con facies vecinas o ciclos de éstas. Las relaciones de facies permiten identificar límites de secuencia y sistemas depositacionales. Los sistemas depositacionales consisten en todos los depósitos contemporáneos que se presentan adyacentes unos de otros, depositados durante un segmento específico de la curva del nivel del mar. Aunque la posición relativa de los sistemas depositacionales dentro de una secuencia permanece constante, no necesariamente todos los sistemas, o partes de éstos, deben estar presentes en la misma (Catuneanu, 2002; Gawthorpe y Leeder, 2000). Esto es debido a que pueden ser erosionados o simplemente no se depositan. Las unidades estratigráficas de un sistema depositacional se encuentran asociadas genéticamente y están representadas en el registro geológico como un ensamble tridimensional de facies acotadas por superficies estratigráficas o límites de secuencias.

CAPITULO III

METODOLOGÍA

III. METODOLOGÍA.

III.1. PERFILES DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN.

III.1.1. NATURALEZA DE LOS DATOS.

Los datos sísmicos de reflexión fueron recopilados en 2006 por un equipo multidisciplinario liderado por investigadores del CICESE, en colaboración con el Instituto Scripps de Oceanografía (Figura 14). Se configuró un arreglo marino lineal, utilizando como fuente de energía un cañón de aire (generación-inyección GI) que arroja un volumen de 150 pulgadas cúbicas (0.245 m^3) por disparo, con una presión operativa de 2000 psi (13.8 MPa) y un Cable de grabación de 600 m (streamer), con 48 canales (hidrófonos) posicionados a una distancia de 12,5 metros entre ellos. El período de grabación fue de aproximadamente 6 segundos, con una resolución máxima de 1 ms, lo que da un total de ~ 6000 muestras por traza. La distancia entre las fuentes fue, en la mayoría de los casos, de 37,5 m y la redundancia del 800%.

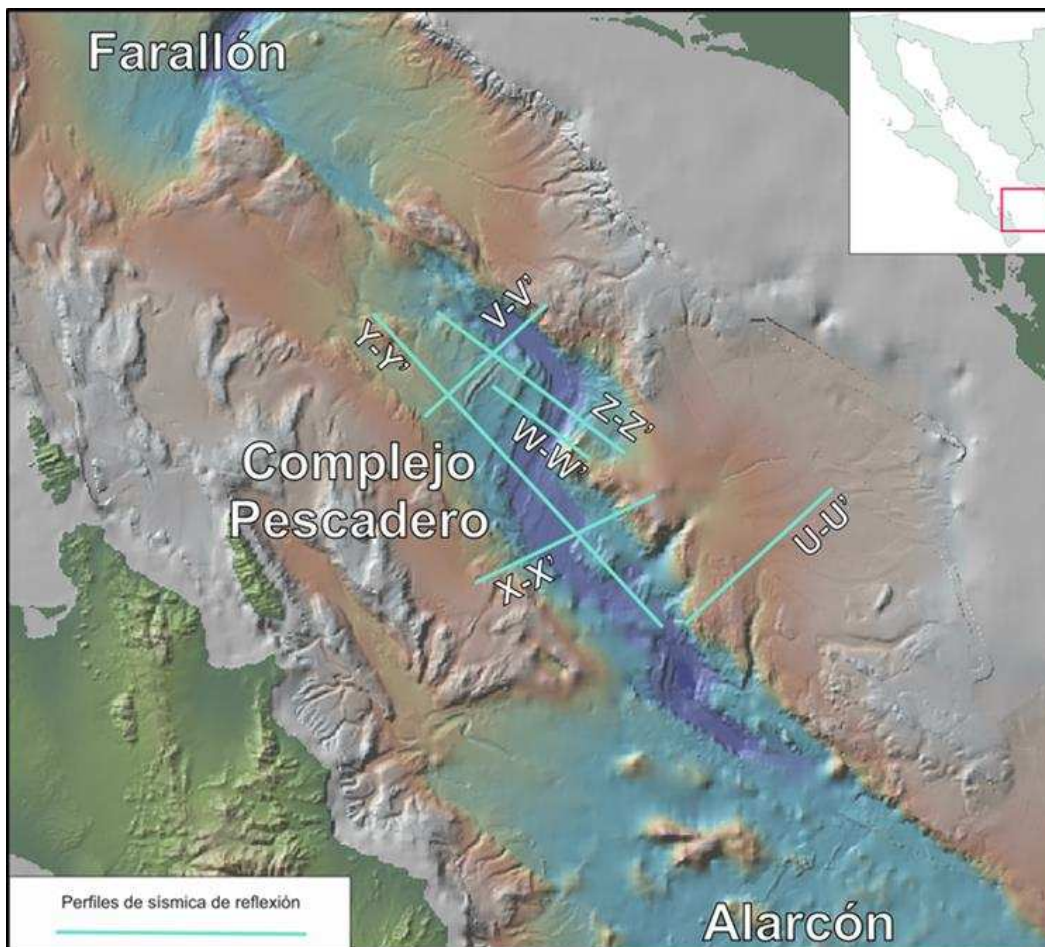


Figura 14. Mapa de ubicación de los perfiles sísmicos procesados e interpretados en este estudio.

III.1.2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN.

El procesamiento de los perfiles se realiza en tres etapas (Sheriff & Geldart, 1991): pre-apilamiento, apilamiento, post-apilamiento. La profundidad de los perfiles se calibró con la batimetría existente en el área, colectada por el equipo de MBARI durante 2012 y 2015. La diferencia entre el mapa de batimetría y el mapa sísmico resultante no supera los 40 metros (0.01%).

Los perfiles sísmicos se procesaron y migraron en doble tiempo de viaje con el software gratuito Seismic Unix. Se aplicaron en los datos sísmicos un conjunto adecuado de parámetros y algoritmos para obtener secciones sísmicas de calidad. Se filtraron las reflexiones de eventos sísmicos que no corresponden a los producidos por la columna de sedimentos. Se establecieron 1470 m/s como velocidad promedio de las ondas en la columna de agua.

La calidad de los datos es muy buena en toda el área de estudio. Las estructuras regionales y locales se pueden describir con un buen rango de certeza. Las inyecciones magmáticas se pueden observar fácilmente dentro del espesor de sedimentos.

III.1.2.1. PRE-APILAMIENTO.

Se aplicaron una serie de filtros y procesos que tanto en el dominio del tiempo como de la frecuencia con el objetivo de mejorar la resolución de la señal (Figura 15 A). La deconvolución es el proceso más importante aplicado en esta etapa, con el cual se consigue recuperar las altas frecuencias, atenuar las múltiples, y ecualizar las amplitudes de la señal.

III.1.2.2. APILAMIENTO.

Se realiza un ordenamiento geométrico de los datos para agrupar las trazas que pertenecen a un mismo punto medio (CDP). También se aplican correcciones dinámicas y el análisis de velocidad, que permite generar un campo de velocidades del subsuelo que se usará para obtener la sección sísmica final (Figura 15 B).

III.1.2.3. POST-APILAMIENTO.

Nuevamente se deconvoluciona la señal para recuperar frecuencias altas perdidas durante el proceso de apilamiento. Luego se migra la sección para corregir las difracciones y se convierte la sección de tiempo doble de viaje a profundidad. Los perfiles sísmicos se convirtieron a profundidad apoyándose en el análisis de velocidades (Figura 15 C). Es importante destacar que las

conversiones a profundidad realizadas son una aproximación, puesto que no se cuenta con registros de pozos que permitan calibrar la profundidad de los estratos y los perfiles de velocidad no alcanzan todas las profundidades (todos los tiempos del registro de la señal sísmica).

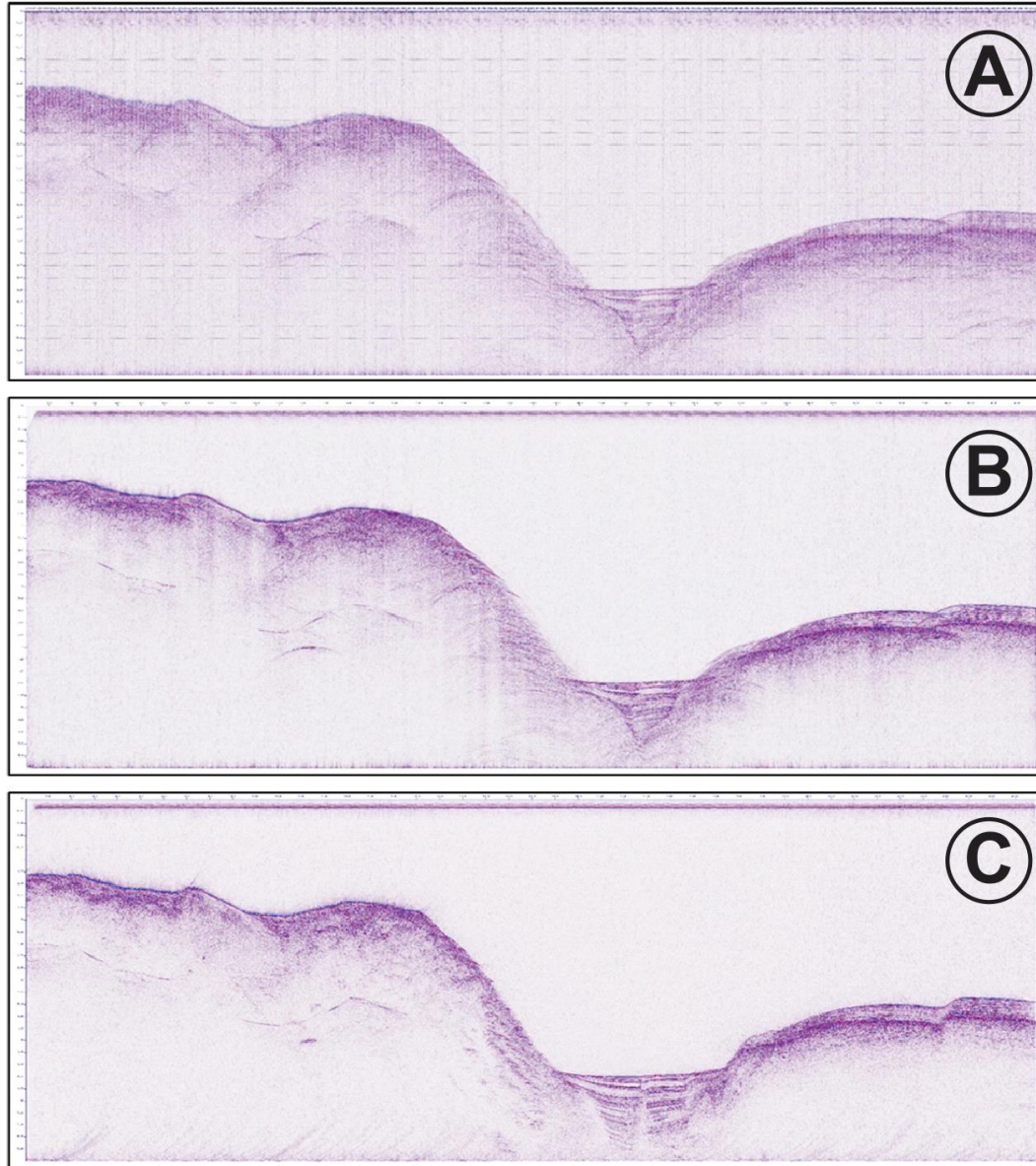


Figura 15. Análisis comparativo de la mejora de la calidad de un perfil sísmico de reflexión. Resultado de la aplicación de filtros y algoritmos en las etapas de pre-apilamiento (a), apilamiento (b) y post-apilamiento (c).

Finalizado el procesamiento de los perfiles en el programa Seismic Unix, estos se trasladan al programa de interpretación OpendTect Pro V6 (Figura 16), donde se despliegan los perfiles y junto con sus datos de navegación se georreferencian y se ubican espacialmente (Figura 16 A). La interpretación inicia con el análisis de los perfiles en 2D (Figura 16 B) y se comienzan a identificar las estructuras geológicas de primer orden (fallas más importantes, posición del basamento

crystalino). Luego se procede a refinar la interpretación identificando estructuras locales y secuencias estratigráficas (Figura 16 C).

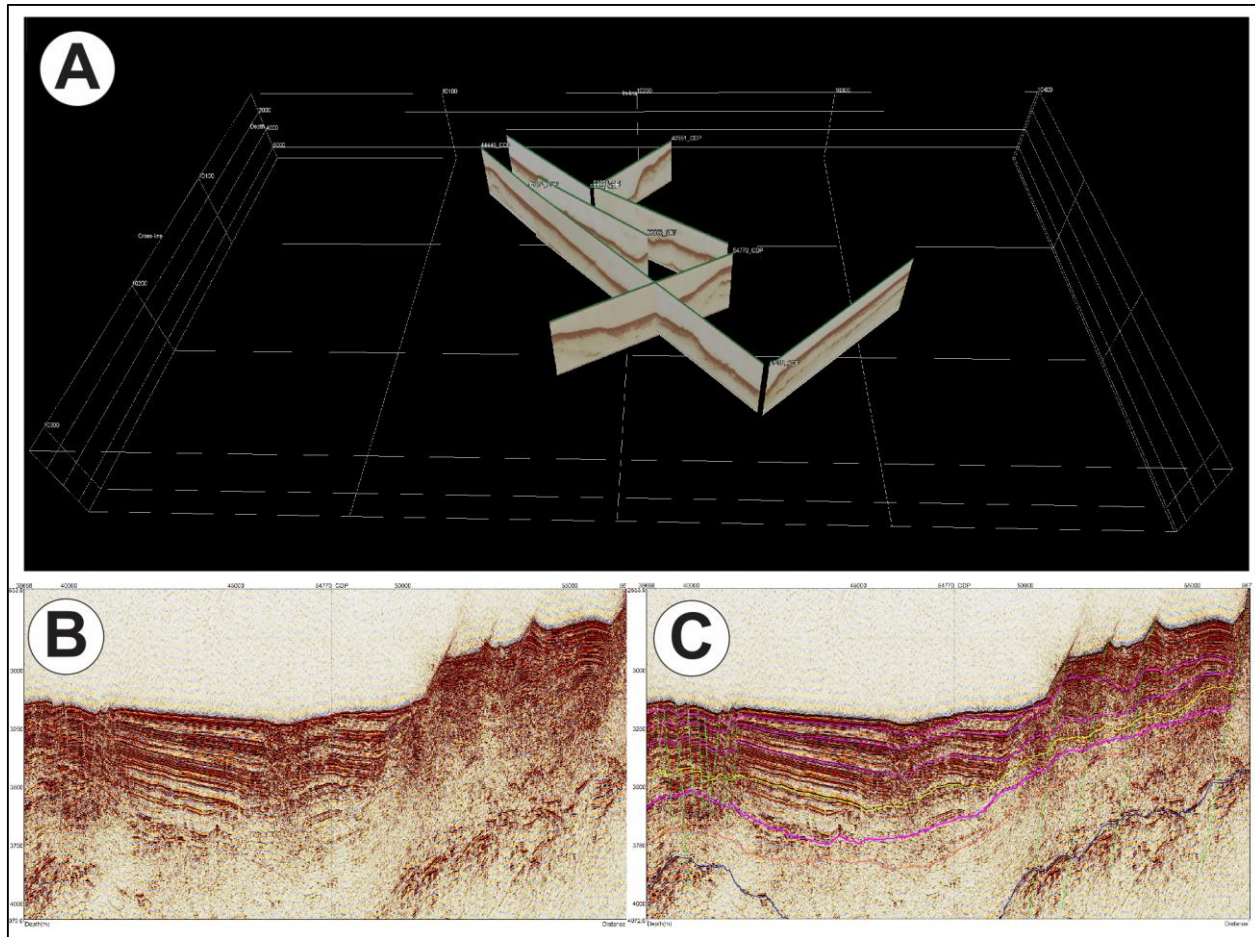


Figura 16. Interpretación de perfiles de sísmica de reflexión en *OpendTect Pro V6*. Se cargan los perfiles sísmicos en la plataforma del programa y se georreferencian (a), luego se comienza con el análisis de las imágenes para identificar estructuras de primer orden (b) y por último se refina la interpretación con el mapeo de estructuras locales y secuencias estratigráficas (c).

III.2. PROCESAMIENTO DE BATIMETRÍA DE ALTA RESOLUCIÓN.

Como soporte a la interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión y con la intención de poder mapear adecuadamente las estructuras regionales en el Complejo Pescadero, en este estudio también se analizan datos de batimetría de alta resolución (40 m) colectados durante la expedición FK181031 del R/V FALKOR del *Schmidt Ocean Institute* en octubre de 2018 (Figura 17). La interpretación de la batimetría de alta resolución permite mapear rasgos geomorfológicos de primer orden (a escala de cuenca) y estructuras locales que están asociadas a estructuras locales. La integración de la interpretación geomorfológica del fondo marino permite refinar la interpretación

realizada en los perfiles sísmicos, brindándole un contexto regional a las observaciones realizadas en las imágenes 2D.

Los datos de batimetría utilizados en esta investigación no necesitaron ningún tipo de filtrado o calibración. El trabajo que se realiza con este tipo de datos consiste en desplegar los mapas disponibles sobre una plataforma de Sistemas de Información Geográfica (Canvas y Ggis) para proceder a su análisis.

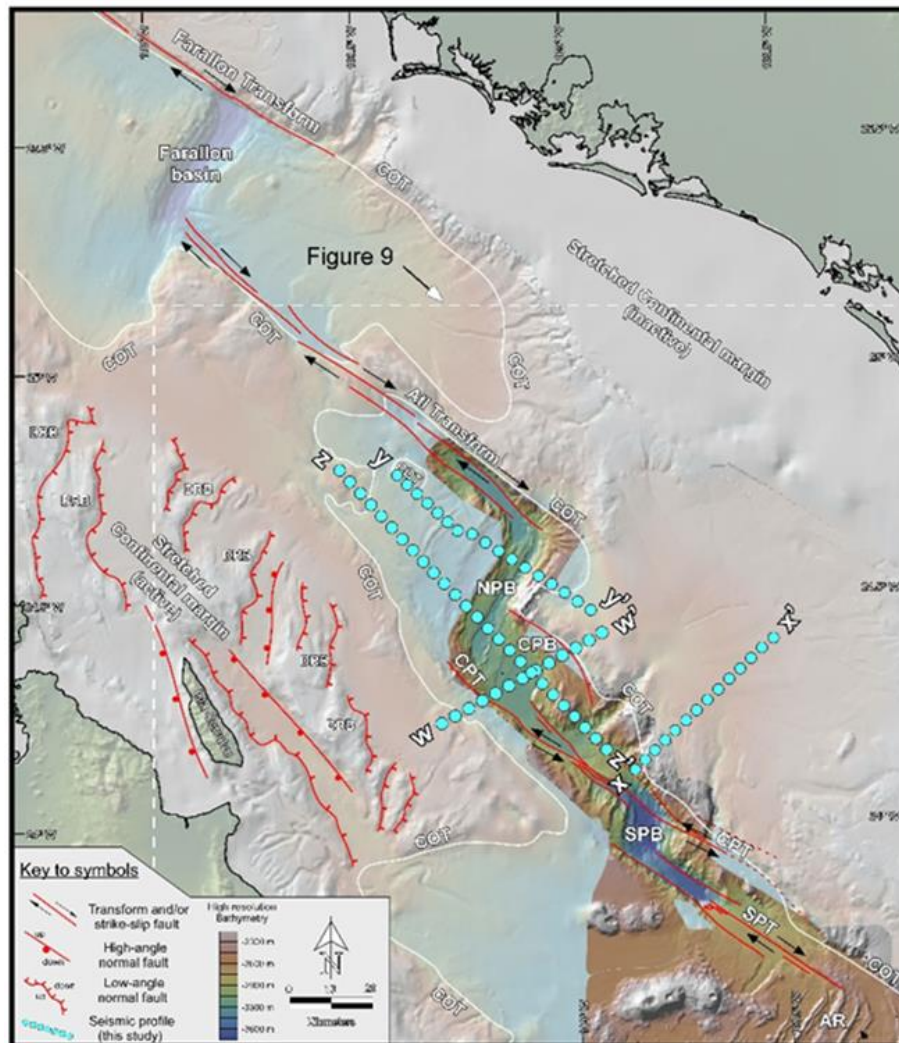


Figura 17. Batimetría de alta resolución (40 m) levantada durante la expedición FK181031 del R/V FALKOR de la Schmidt Ocean Institute en octubre de 2018. Los datos se recolectaron sobre la región más profunda del Complejo Pescadero (colores vivos en la imagen).

III.3. MODELADO DE CUENCAS SEDIMENTARIAS.

El modelado tectonoestratigráfico consiste en la simulación de los procesos geológicos que dan origen a una cuenca sedimentaria y los procesos tectónicos que transforman su geometría

(Contreras-Pérez et al., 2012). Partiendo de un perfil sísmico interpretado (modelo actual), el método de balanceo de secciones permite describir la evolución de una cuenca a través de la construcción de una secuencia de paleosecciones (Contreras-Pérez, 2010; Contreras-Pérez et al., 2012). El objetivo principal del modelado es eliminar los efectos de la deformación por isostasia, fallamiento y compactación, respetando el principio de conservación de masa (Dahlstrom, 1970; Woodward, 1985; Stewart, 2001). El resultado final es la restauración de las capas a su forma y posición original, incluyendo los espesores depositados originalmente.

III.3.1. ANÁLISIS DE GEOHISTORIA.

Para modelar la evolución tectonoestratigráfica se toma como referencia la metodología propuesta por Contreras y Suter (1990); Contreras-Pérez (2010); Contreras-Pérez et al., (2012). Se realizan simplificaciones geométricas referentes al área, longitud y espesor de estratos entre el estado inicial y el modelo actual. También son necesarias una serie de suposiciones, como, por ejemplo, que sólo ocurre deformación plástica (Contreras-Pérez, 2010 y referencias ahí citadas) y, en el caso de Pescadero Norte, debido a que la columna de sedimentos es de ~1500 m, se despreciaron los efectos de la compactación en los espesores de las capas. El modelo se construye a partir de la interpretación del perfil sísmico X-X', el cual se seleccionó por ser subparalelo al eje de máxima deformación instantánea de la cuenca. Se obtuvo un modelo estructural balanceado en dos dimensiones que describe conceptualmente la evolución de la Cuenca Pescadero a través de la restauración de 5 paleosecciones.

El primer paso del modelado tectonoestratigráfico es establecer la historia de la cuenca. Para ello existen dos metodologías: el balanceo de secciones y el análisis de geohistoria. El primero se utiliza en cuencas fuertemente deformadas con distorsiones mayores al 20% de la geometría inicial y consiste en restaurar la geometría de los estratos de una cuenca para varios estados de interés en el pasado. Tales restauraciones deben obedecer la ecuación de balance de masa, de ahí el nombre del método (Woodward et al., 1985). La segunda metodología se aplica en cuencas con baja deformación o en caso de que se tenga información puntual que permita calibrar la profundidad de las capas. El objetivo es reconstruir la geometría de cada espesor de la columna de sedimentos, hasta llevar a cada una a su posición original. Para lograrlo, se eliminan los efectos de tres componentes de deformación: la deformación isostática, deformación por fallamiento y la deformación por compactación.

La deformación isostática es producto de la acción de cargas verticales sobre la corteza en escalas de tiempo mayores a 500 mil años (Watts, 2001). Para eliminar este efecto se considera que la corteza continental se comporta como una placa elástica que descansa sobre un fluido invíscido que representa al manto.

Para remover el efecto de deformación del fallamiento se utiliza un modelo de placa rota. Tomando el caso de una serie de fallas normales subverticales la componente flexionante por fallamiento w^f se elimina utilizando la ecuación (Turcotte y Schubert, 2002):

$$w^f = \sum_i -u_f^i e^{-\alpha(x-x_f^i)} \cos(\alpha(x-x_f^i))$$

donde u_f^i representa el desplazamiento de la i -ésima falla con posición x_f^i . Si $\alpha = 0$, se obtiene la compensación local de isostasia y fallamiento.

Por otro lado, la compactación es el proceso irreversible de pérdida mecánica de espacio intergranular. Este fenómeno se asocia además a la expulsión de fluidos del espacio poroso debido a la carga litostática. Los sedimentos pueden perder hasta el 60% de su volumen original debido a la compactación. A medida que una capa disminuye su espesor, se incrementa su densidad en rangos de 2,100 kg/m³ a 2,600 kg/m³ durante los primeros tres kilómetros de soterramiento (Allen, 2005). Parte del análisis de geohistoria consiste en descompactar las secuencias y expresarlas en tiempos pasados de interés. Para calcular los efectos de la compactación se asume que la porosidad ϕ decrece de manera exponencial con la profundidad:

$$\phi = \phi_0 e^{-cy}$$

Donde c es un coeficiente que determina la pendiente de la curva ϕ , y es la profundidad y ϕ_0 es la porosidad inicial. La ecuación anterior se conoce como ley de Athy, la cual expresa que la porosidad disminuye como $1/e$ respecto a la porosidad inicial a una profundidad de $1/c$ km. Si se grafica la profundidad versus el logaritmo de la porosidad, el valor de c es el inverso de la tasa de cambio de la porosidad respecto a la profundidad soterramiento (Allen, 2005).

De esta manera, si una capa de espesor ΔH se sepulta una profundidad igual a y , esta se compactará adquiriendo un espesor Δh como lo muestra con la siguiente expresión:

$$\Delta h = \Delta H [1 - \phi(y)]$$

Tomando espesores diferenciales e integrando obtenemos:

$$H = \frac{1}{1 - \phi_0} - \frac{1}{h} \ln \frac{1 + \phi_0(e^{-yh} - 1)}{1 + \phi_0(e^{-y+yh} - 1)}$$

Esta ecuación representa la relación fundamental de descompactación. Con ella se puede calcular el espesor de una unidad estratigráfica h a cualquier profundidad y tiempo de su historia de enterramiento. Es importante comentar que, para conseguir el valor de h en la ecuación es necesario utilizar métodos numéricos, ya que el espesor compactado h no se puede expresar explícitamente en función de la profundidad y (Allen, 2005).

Finalmente, para calcular la geohistoria de una cuenca se realiza se aplica el siguiente algoritmo: primero, se asume que la cuenca está compuesta por “n” capas sedimentarias con espesores conocidos $H_1, H_2, H_3, \dots, H_n$ en el tiempo actual. Estas unidades se depositaron en tiempos $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$. Para calcular la evolución a lo largo de su geohistoria hay que aplicar el siguiente algoritmo iterativo de restauración y descompactación:

$$h_i^{n-1} = h_i^n - h_{i-1}^n + w_{i-i}^f + w_{i-1}^i$$

donde $h_i^n = H_i$.

III.3.2. ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN.

Los procesos tectónicos pueden analizarse a partir de la cuantificación de los cambios geométricos que sufren las rocas al deformarse (Means, et al., 2012; Groshong, 1994; Fossen, 2010). En ambientes extensionales es común observar fracturas, fallamiento normal, adelgazamiento y estiramiento de capas. El análisis físico de estas estructuras sirve como referencia para poder reconstruir o modelar secciones (Stewart, 2001). Para calcular la deformación en una cuenca se utilizan los principios de conservación de masa, se asume que el medio es isotrópico y la deformación plástica. La estimación de la extensión unidimensional (e) se puede realizar calculando la deformación longitudinal (\mathcal{E}) y el estiramiento (s) a partir de las siguientes ecuaciones:

$$\varepsilon = \frac{(\Delta l)}{l_0} \quad ; \quad s = \frac{l_f}{l_0} = (1 + \varepsilon) \quad ; \quad \Delta l = l_f - l_0 = e$$

Donde l_f es la longitud actual del perfil y l_0 es la longitud inicial. La deformación longitudinal (ε) nos indica, mediante un número o porcentaje, el cambio de longitud de una línea en cualquier dirección con relación a una longitud inicial. El estiramiento (s) es la razón de la longitud después de la deformación con respecto a la longitud inicial. Como la longitud inicial l_0 es desconocida, podemos calcular la extensión (e) sumando las componentes horizontales del desplazamiento de las fallas interpretadas en la sección sísmica:

$$e = \sum_{n=1}^i e_i$$

Una fracción importante de la extensión es acomodada por fallas pequeñas, cuyos desplazamientos están por debajo de la resolución de los datos de sísmica de reflexión (Davis et al., 2004). Análisis de las relaciones de escalamiento de fallas permiten cuantificar que el cálculo de la extensión en un perfil de sísmica de reflexión corresponde sólo a ~65% de la extensión total. (Walsh et al., 1991; Davis et al., 2004). Para compensar la subestimación de la extensión calculado en un perfil sísmico, podemos modificar la ecuación anterior de la siguiente forma:

$$e = \left(\sum_{n=1}^i e_i \right) \times 1.35$$

CAPITULO IV

RESULTADOS

IV. RESULTADOS.

IV.1. PROCESADO E INTERPRETACIÓN DE PERFILES SÍSMICOS.

A continuación, se muestra el resultado del procesado e interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión trabajados en el presente estudio (ver Figura 14). En la Figura 18 se presentan los resultados del trabajo realizado en el perfil U-U', en la zona de plataforma hacia el flanco oeste del Complejo Pescadero.

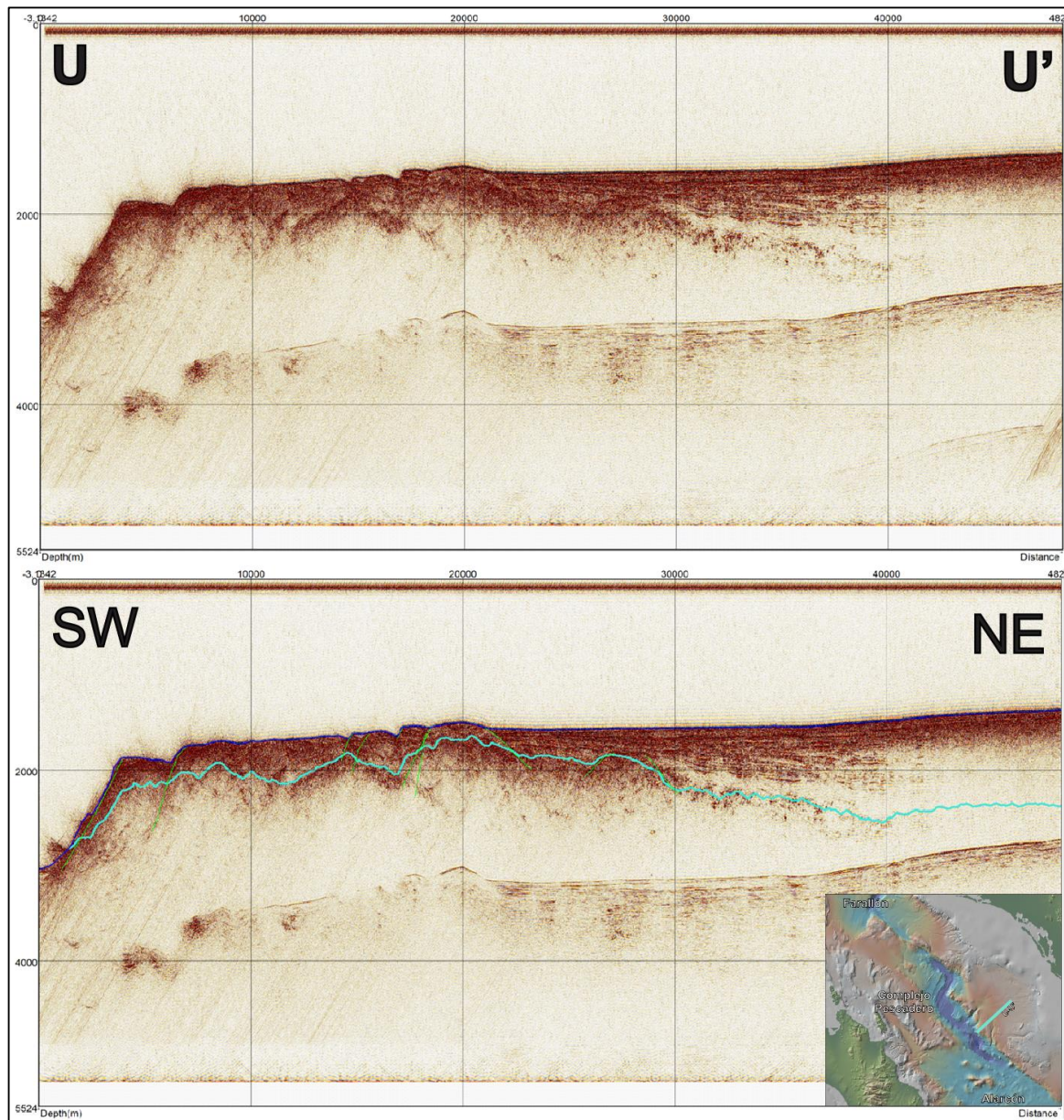


Figura 18. Procesado e interpretación de estructuras de primer orden en el perfil U-U'. El perfil U-U' muestra el flanco este del Complejo Pescadero (Pescadero Sur). La línea verde agua muestra la posición del basamento cristalino (base de la columna de sedimentos). La imagen muestra la estructuración típica de ambientes de plataforma continental.

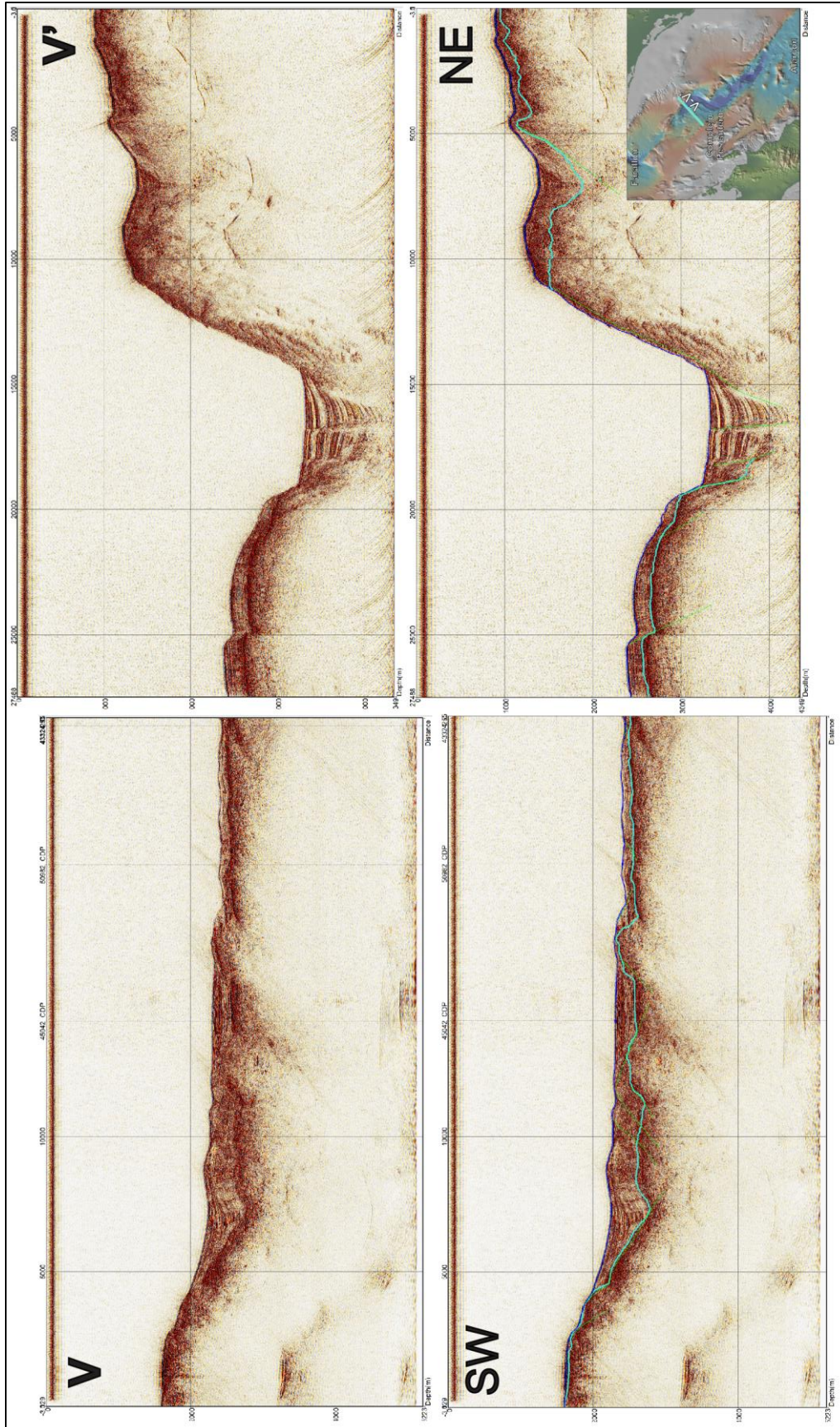


Figura 19. *Procesado e interpretación de estructuras de primer orden en el perfil V-V'. El perfil V-V' muestra la estructuración de parte de la zona norte del Complejo Pescadero. La línea verde muestra la posición del basamento cristalino (base de la columna de sedimentos). La imagen muestra el depocentro más al norte de la cuenca pull apart.*

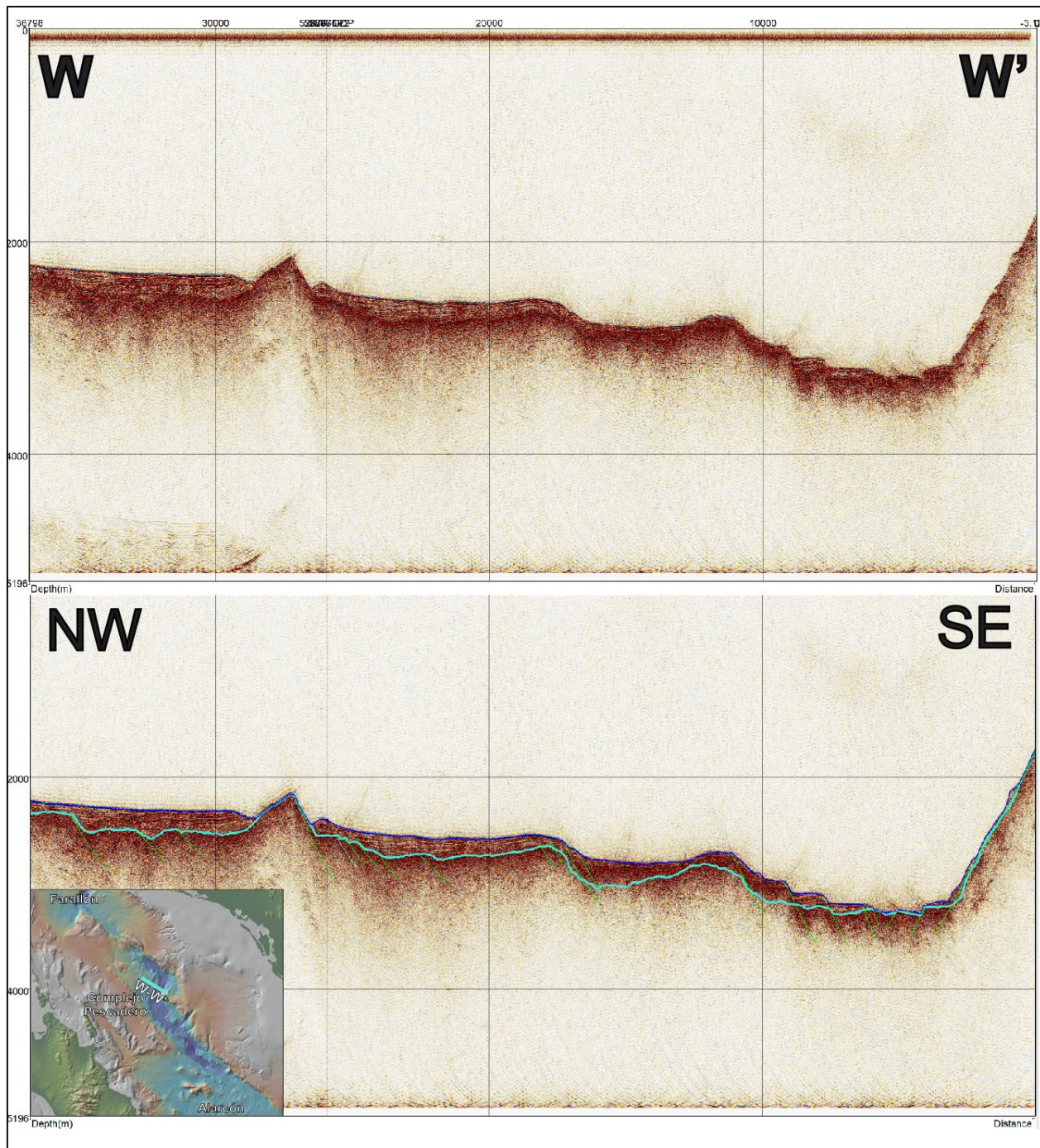


Figura 20. Procesado e interpretación de estructuras de primer orden en el perfil W-W'. El perfil W-W' muestra parte de la región más profunda de la zona norte del Complejo Pescadero. La línea verde agua muestra la posición del basamento cristalino (base de la columna de sedimentos). La imagen muestra la estructuración de un centro de dispersión oceánica.

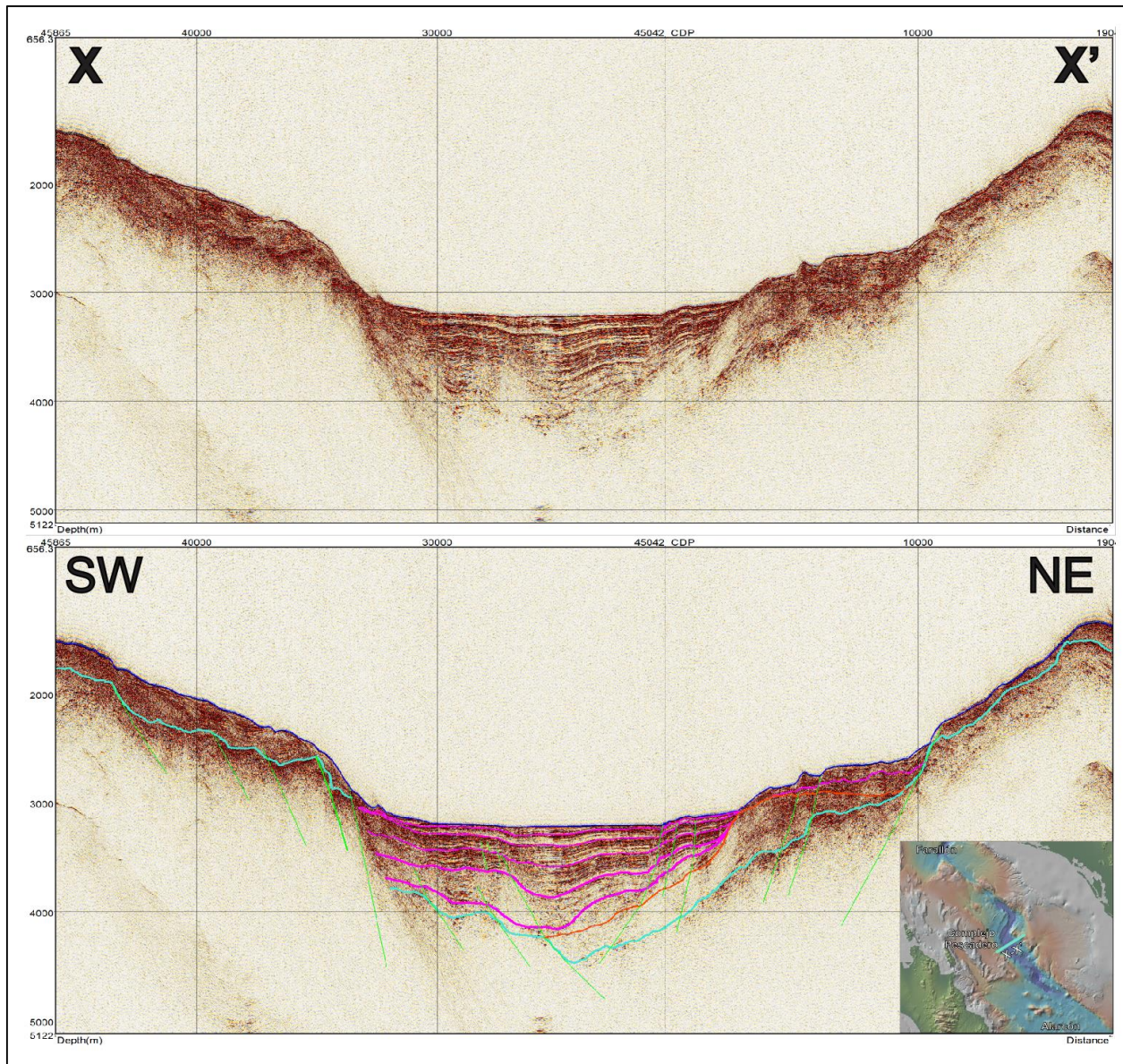


Figura 21. Procesado e interpretación de estructuras de primer orden en el perfil X-X'. El perfil X-X' muestra la región del Complejo Pescadero con la columna de sedimentos más profunda del área (~1500 m de espesor), con una orientación casi paralela al eje de máxima deformación instantánea de la cuenca. La línea verde agua muestra la posición del basamento cristalino (base de la columna de sedimentos). Las líneas de color rosa oscuro muestran la interpretación estratigráfica realizada sobre el perfil, la cual se analiza en secciones posteriores.

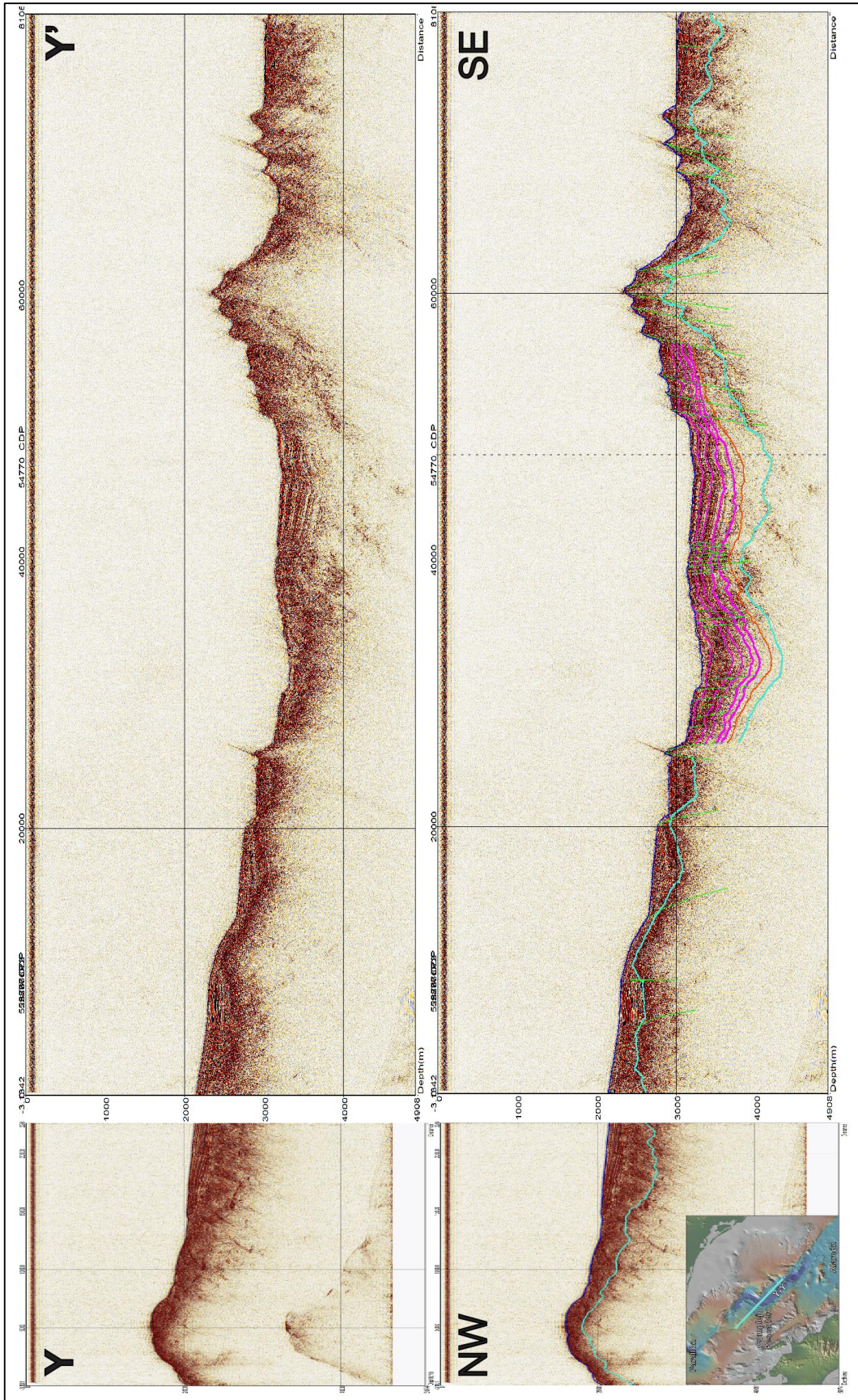


Figura 22. *Procesado e interpretación de estructuras de primer orden en el perfil Y-Y'. El perfil Y-Y' muestra la estructuración del Complejo Pescadero en dirección paralela al eje del rift. La línea verde agua muestra la posición del basamento cristalino (base de la columna de sedimentos). Las líneas de color rosa oscuro muestran la interpretación estratigráfica realizada sobre el perfil, la cual se analiza en secciones posteriores.*

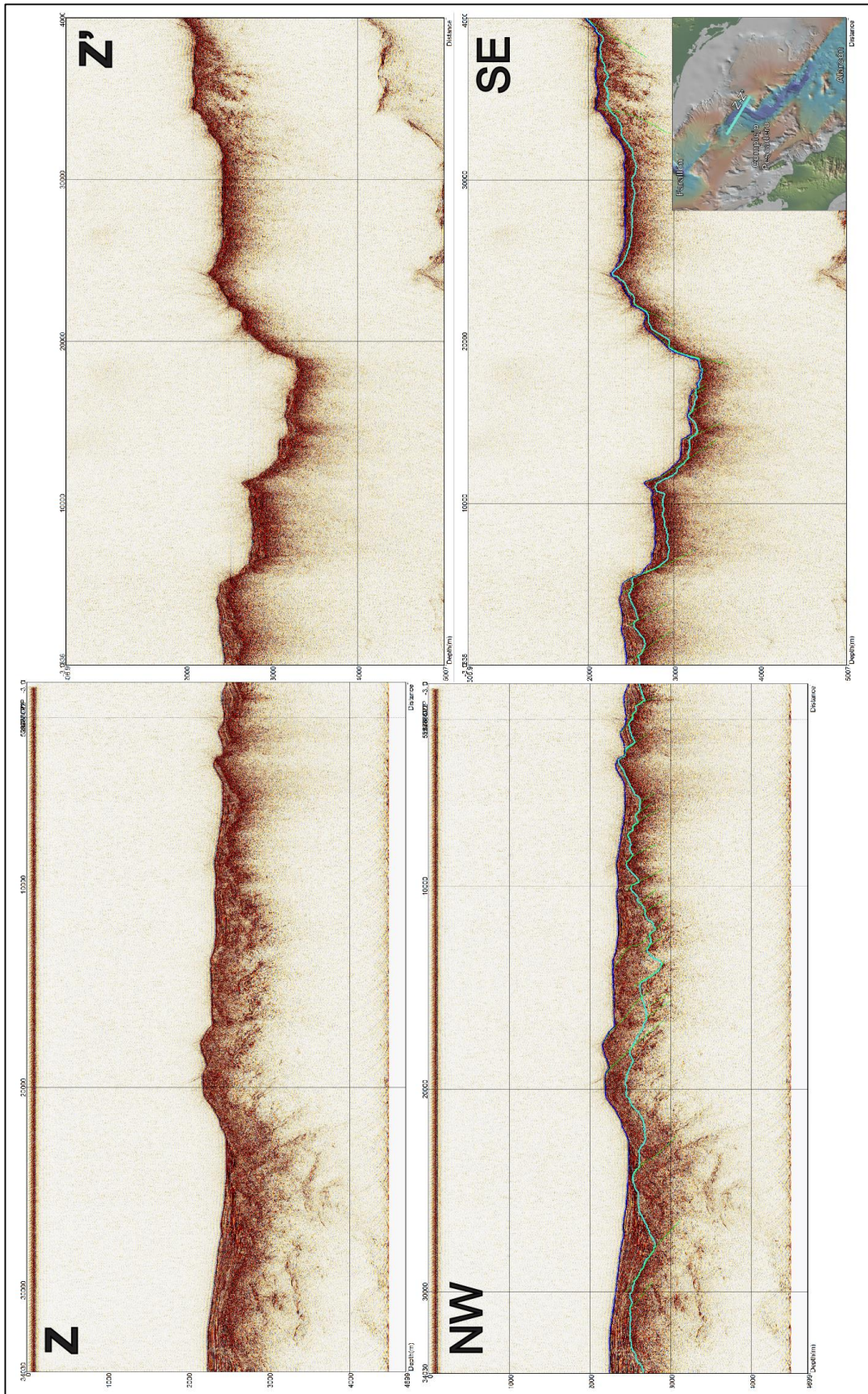


Figura 23. *Procesado e interpretación de estructuras de primer orden en el perfil Z-Z'. El perfil Z-Z' muestra la estructuración de parte de la zona norte del Complejo Pescadero. La línea verde muestra la posición del basamento cristalino (base de la columna de sedimentos). La imagen muestra rasgos típicos de un centro de dispersión oceánica.*

IV.2. ANÁLISIS DE RESULTADOS.

IV.2.1. ANÁLISIS ESTRUCTURAL.

El estilo estructural de la Cuenca Pescadero está gobernado por la actividad de fallas transformes locales y regionales. En la [Figura 24](#) se presenta un mapa estructural de Cuenca Pescadero, interpretado a partir de datos de batimetría de alta resolución levantados por el R/V FALKOR del *Schmidt Ocean Institute* en noviembre de 2018. En este mapa se muestran las fallas que definen el Complejo Pescadero y las estructuras secundarias asociadas a su actividad.

La falla maestra que domina la dinámica estructural en la región es la Transforme Complejo Pescadero. Esta falla dextral define el margen occidental del Complejo Pescadero y es el actual límite entre las placas del Pacífico y Norteamérica. El margen oriental de la cuenca está definido, al norte por la Transforme Farallón, hacia la región central por la Transforme Pescadero Norte y hacia el centro y sur por la Transforme Alarcón. Hacia el centro sur del Complejo Pescadero puede observarse un alineamiento estructural que define la frontera entre las regiones norte y sur de la cuenca. Esta falla, denominada Transforme Pescadero Sur, es una estructura de transferencia entre la Transforme Complejo Pescadero y la Transforme Alarcón.

Una de las características estructurales más destacables de Cuenca Pescadero es el pronunciado traslape de las fallas transforme. Este traslape ha derivado en la formación de importantes zonas de transferencia de esfuerzos al norte, centro y sur de la cuenca. Estas zonas de transferencias se presentan como conjuntos de lóbulos o rampas escalonadas con forma en echelon. Las rampas están acotadas por fallas curvas que combinan desplazamiento de rumbo y normal. Estas fallas se desprenden hacia el norte y sur de la Transforme Complejo Pescadero, formando estructuras en forma de “cola de Caballo”. En el norte, las rampas son amplias y buscan intersectarse con estructuras similares que se desprenden de la Transforme Farallón ([Figura 24](#)). En el sur, la zona de transferencia es más estrecha y se encuentra acotada entre la Transforme Complejo Pescadero y la Transforme Pescadero Sur. En esta zona las rampas son más angostas y el escalonamiento más pronunciado. Hacia el flanco oriental del complejo existe también una importante zona de transferencia acotada entre la Transforme Alarcón y la transforme Pescadero Norte. En esta zona, aunque el escalonamiento es evidente, las rampas son angostas y en algunos casos se muestran erosionadas o disectadas por canales submarinos.

GeoMapApp (atenuada). A) Mapa estructural que muestra la geometría y la arquitectura 2D de las cuencas pull apart que integran el PBC. Abreviaturas: PDZ = Zona principal de desplazamiento; SPB = Cuenca Pescadero Sur; CPB = Cuenca Central Pescadero; NPB = Cuenca Pescadero Norte. La relación calculada de largo a ancho para cada cuenca se indica entre paréntesis. B) Mapa sismotectónico del PBC mostrando la distribución de mecanismos focales para eventos de magnitud $M_w \geq 4,7$ ($n = 57$). C) Soluciones de plano de falla (que se muestran con un grosor de línea más grueso) se seleccionaron en la base de criterios geológicos y la proximidad a fallas conocidas. Los gráficos estereoscópicos de áreas iguales muestran planos de falla y vectores de deslizamiento (abajo a la izquierda) y orientación local de los ejes principales de deformación (abajo a la derecha). El eje de máxima deformación instantáneo (S1) está dado por el vector propio (cuadrados rojos) con el valor propio más alto: $5,8^\circ$ (subhorizontal) hacia $266,4^\circ$. Destaca el sub paralelismo entre S1 y la sección sísmica X-X'. El plano de mejor ajuste, que contiene los dos vectores propios con los valores propios más grandes (círculo en rojo), muestra buzamientos de $25,5^\circ$ hacia $188,6^\circ$. El intervalo de contorno de Kamb es 2σ , y el nivel de significación es 3σ . El análisis estadístico de la orientación de los datos lineales se calculó utilizando OSXStereonet v. 2.4 (Marrett y Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2012; Cardozo y Allmendinger, 2013). Los mecanismos focales son la de solución de CMT (p. ej., Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012) desde 1981 hasta 2019. D) Fotogramas que muestran la evolución regional de la oblicuidad del rift a lo largo del sistema de grietas del Golfo de California durante los últimos 8 Ma. La oblicuidad del rift se mide como el ángulo α' atravesado por el vector de desplazamiento de la placa del Pacífico (flecha negra) y la tendencia normal del rift (p. ej., Brune et al., 2018). La tendencia del Rift (330°) es la orientación promedio del límite Pacífico-América del Norte en 8 Ma (Darin et al., 2016 y referencias ahí citadas), y se supone constante en todos los marcos. Tomado de Ramírez-Zerpa et al., 2022.

La interpretación hecha con los datos de batimetría sirve de apoyo para el análisis estructural realizado en las secciones de sísmica de reflexión. En los perfiles sísmicos procesados pueden observarse con buena resolución muchas de las estructuras locales y regionales observadas con la batimetría. Estas secciones muestran, en general, una gran cantidad de fallas que actualmente están acomodando importantes tasas de deformación en la cuenca. En la [Figura 25](#) se muestra el perfil X-X' que corta transversalmente la región norte de Cuenca Pescadero.

En esta sección pueden observarse fallas subparalelas hacia ambos flancos de la cuenca. Los echados de estas estructuras van disminuyendo en profundidad y posiblemente se intersectan en regiones más profundas de la corteza. El buzamiento de las fallas también disminuye progresivamente a medida que estas se alejan del depocentro de la cuenca. La tasa de subsidencia es mucho mayor a la de sedimentación y las estructuras más longevas ubicadas en los flancos se muestran expuestas y erosionadas.

Apoyados con el mapa estructural de la zona (ver [Figura 24](#)) se identificaron algunas de las fallas transformes que cortan a X-X' desde el depocentro hacia el flanco izquierdo. Entre las estructuras que cortan la sección destacan, hacia el flanco izquierdo de la cuenca la Transforme Complejo Pescadero, que acomoda la mayor parte de la deformación en la cuenca, hacia el centro de la sección la Transforme Alarcón y hacia el flanco derecho la Transforme Pescadero Norte. En toda la sección es evidente que las estructuras oblicuas son responsables del acomodo de buena parte de la deformación vertical en el área.

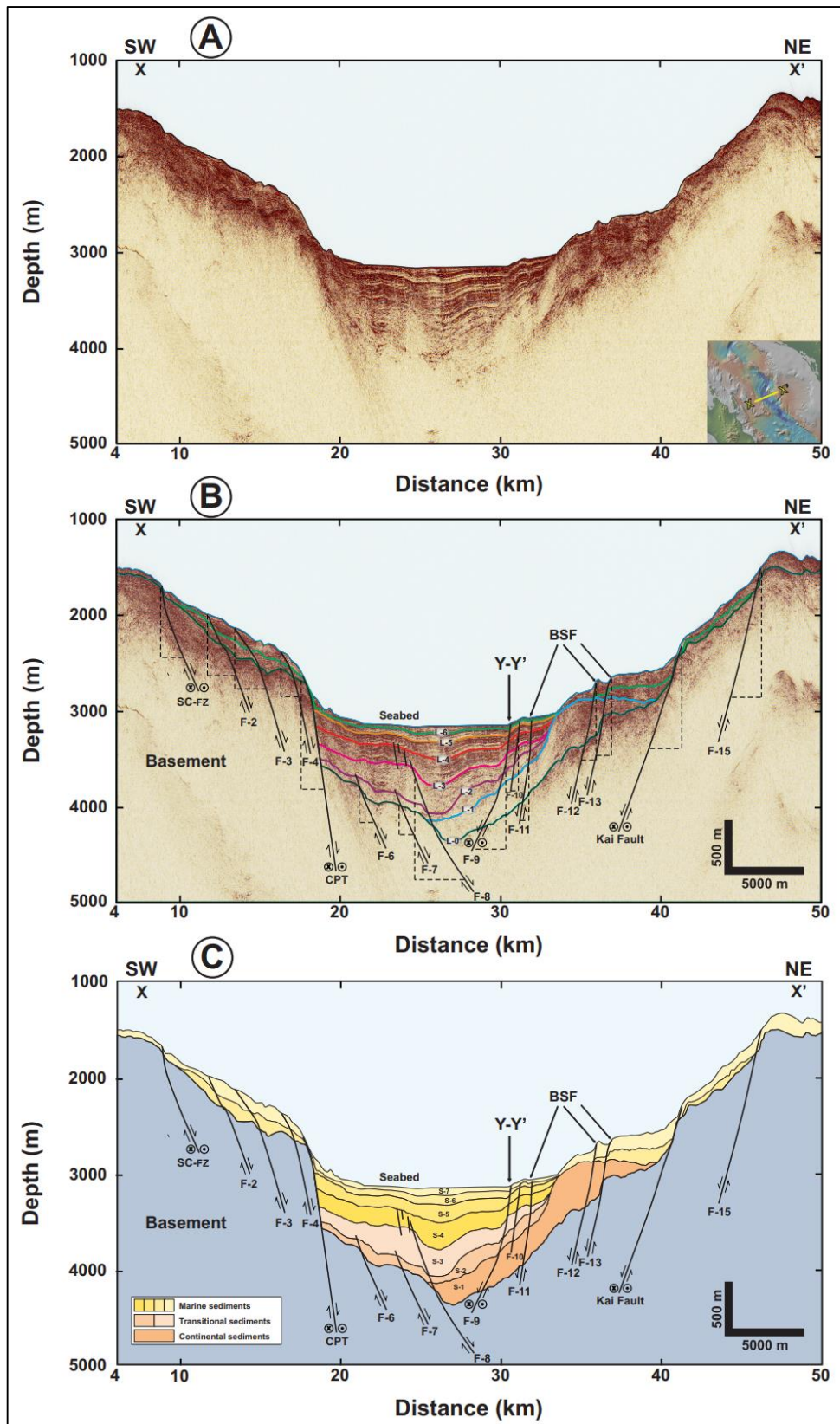


Figura 25. Análisis estructural y estratigráfico del perfil X-X' que corta la región de pescadero norte en sentido NE-SW. Se reconocieron un total de 15 fallas (líneas negras B), con un echado promedio de ~30 grados (ver Tabla 1), entre

las que destaca la Transforme Complejo Pescadero, falla que representa el límite entre placas y domina la subsidencia de la Cuenca Pescadero. En cada falla se calculó las componentes horizontal y vertical de la deformación (líneas negras punteadas B) (ver Tabla 1) con el objetivo de cuantificar la extensión en esta porción del golfo. (B) Se interpretaron 7 límites de secuencias (L-0, L-1, L-2, L-3, L-4, L-5 y L-6) a partir del análisis de clinofomas, el carácter sísmico, la continuidad, la correlatividad y la coherencia. El límite L-0 (línea color azul oscuro) representa la base de la sedimentación sinrift. Todos los espesores ubicados por debajo de esta línea fueron depositados antes del inicio de la apertura del golfo. L-1 (línea azul claro) representa la cima de los sedimentos depositados en las etapas iniciales del rift (12.5 a 9 Ma). Estudios recientes (Umhoefer, 2018) proponen que, en esta etapa, Cuenca Pescadero era una cuenca continental. Los límites L-2 a L-6 definen secuencias de tercer orden depositadas en ambientes marinos someros y marinos profundos. A partir de la interpretación de este perfil sísmico se construyó el modelo tectonoestratigráfico que describe la evolución de la zona norte de Cuenca Pescadero. Tomado de [Ramírez-Zerpa et al., 2022](#).

En la sección Y-Y' ([Figura 26](#)), que corta longitudinalmente la región norte de Cuenca Pescadero, se observa un comportamiento estructural parecido al de X-X'. Las fallas tienden a disminuir sus echados a medida que se alejan del depocentro de la cuenca y los flancos están definidos por escarpes erosionados. Las estructuras ubicadas hacia el centro son de alto ángulo y acomodan la deformación de un alto estructural que, por la posición de los estratos, se formó posterior a la sedimentación de la mayoría de las secuencias observadas.

Debido a la curvatura de las fallas que se forman en las zonas de transferencia de esfuerzos, varias de las estructuras interpretadas en Y-Y' son las mismas que se observan en X-X'. El escalonamiento de las rampas que se forman por la actividad de estas fallas rumbo-normales modula la subsidencia a lo largo y ancho de la cuenca ([Ver Figura 26](#)).

En la [Figura 27](#) se presenta la sección Z-Z', en la cual se observa claramente la estructuración escalonada de la zona de transferencia de esfuerzos desarrollada al norte de Cuenca Pescadero. Los escalones, hacia ambos flancos de la sección, están definidos por escarpes subparalelos y poco degradados. Los escarpes del margen izquierdo del perfil corresponden a los planos de las fallas que crecen desde la Transforme Complejo Pescadero, mientras los del flanco derecho pertenecen a estructuras que crecen desde la Transforme de Farallón. Estas estructuras son en su mayoría de bajo ángulo y definen, hacia la región central de la sección, una zona de extensión cortical.

Finalmente, se realiza un análisis de la deformación a partir de los conceptos descritos en el apartado II.3.2. Para calcular la extensión en la región del Complejo Pescadero se realiza la medición de la deformación horizontal y vertical en las fallas interpretadas en el perfil X-X' ([Figura 25](#)). Se toma este perfil para realizar el análisis porque es el que se encuentra más cercano al eje de máxima deformación instantánea de la cuenca. Los resultados del análisis de la deformación se presentan en la [Tabla I](#).

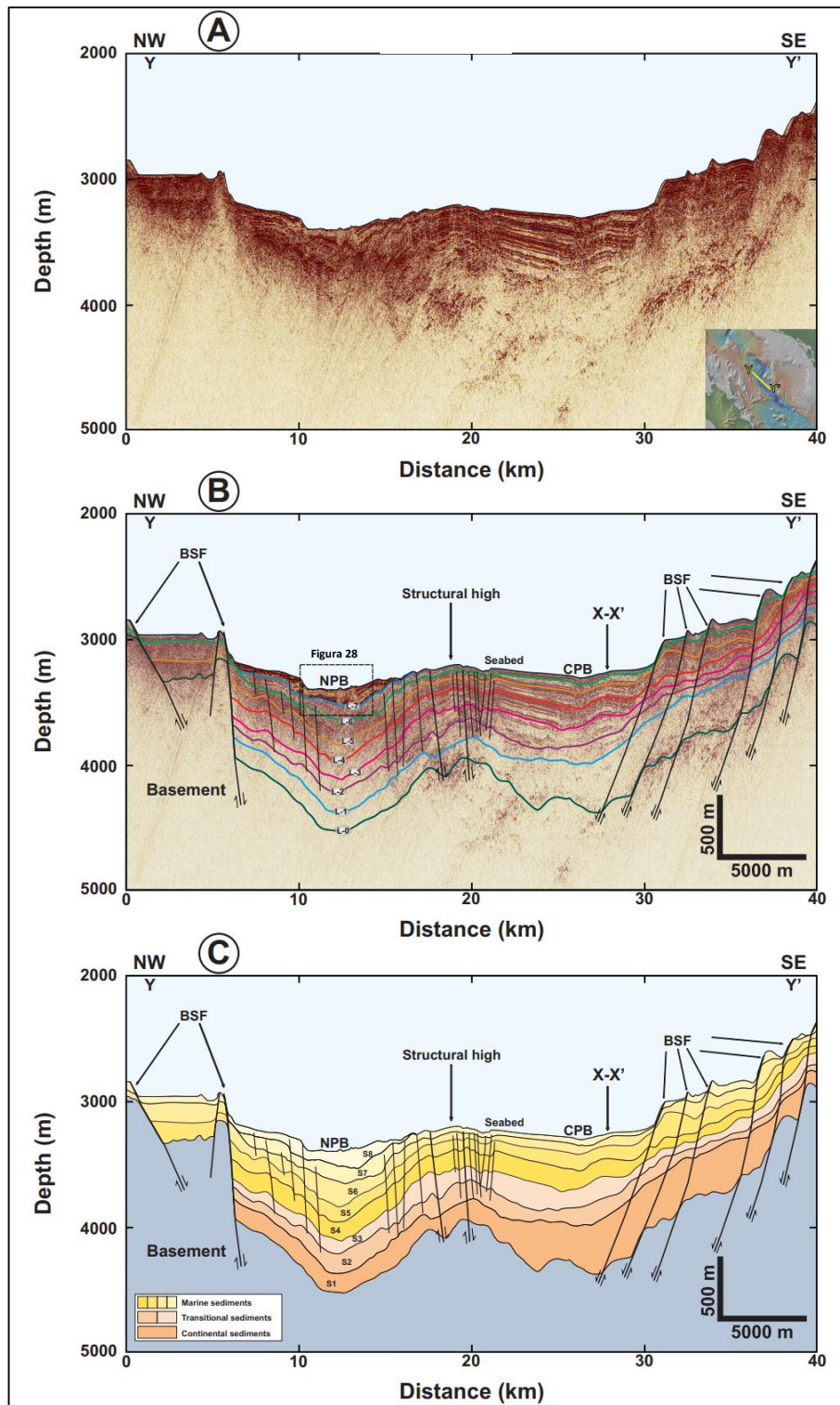


Figura 26. Análisis estructural y estratigráfico del perfil Y-Y' que corta la región de pescadero norte en sentido NE-SW. (A) Perfil de sísmica sin interpretación. (B) Las fallas (líneas negras) ubicadas hacia el centro de la cuenca, tienden a tener ángulos altos y definen un overstep de compresión (recuadro negro punteado), que consiste en una zona entre dos fallas transformes que se encarga de liberar esfuerzos compresivos producto del movimiento relativo de los bloques. Hacia los flancos de la sección los echados de las fallas tienden a disminuir. Estas estructuras definen escarpes jóvenes, poco degradados, que forman parte de rampas internas en zonas de transferencia de esfuerzos. Los límites de

secuencia se extrapolaron a partir de la correlación realizada con lo interpretado en la sección X-X' y definen 8 secuencias estratigráficas (S1 a S8). Tomado de Ramírez-Zerpa et al., 2022.

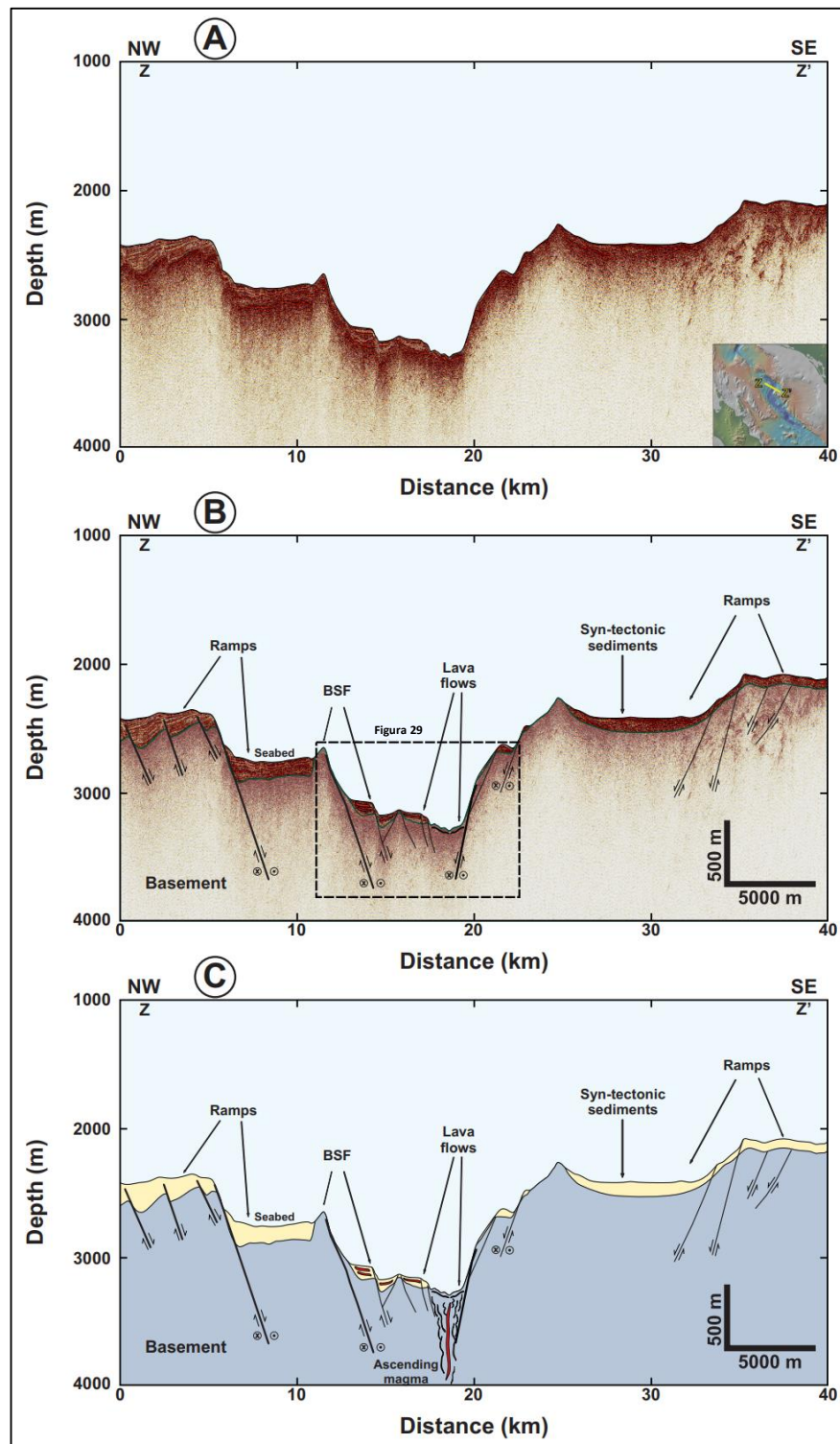


Figura 27. Análisis estructural y estratigráfico del perfil Z-Z' que corta la región de pescadero norte en sentido NW-SE. (A) Perfil de reflexión sísmica Z-Z', cruzando la cuenca norte de Pescadero, sub-paralelo al eje de apertura de la grieta. (B) Las estructuras (líneas negras) son estructuras de ángulo casi bajo y definen rampas y escarpas jóvenes y

poco erosionadas. (C) A diferencia de las secciones X-X' e Y-Y' de las Figuras 25 y 26, la columna sedimentaria en Z-Z' tiene solo unos pocos cientos de metros de espesor. Tomado de Ramírez-Zerpa et al., 2022.

Tabla 1. Desplazamiento horizontal, vertical y buzamiento medido para cada una de las estructuras (F-1 a F-13) en el perfil de reflexión sísmica X-X' (ver Figura 25).

FALLAS	Deformación Horizontal (e) (m)	Deformación Vertical (m)	Buzamiento (β) (Grados)
Zona de falla Santa Cruz	1506	753	27
F-1	1790	595	18
F-2	1711	600	19
F-3	826	463	29
Transforme Central Pescadero	2732	1389	27
F-5	1269	495	21
F-6	1161	454	21
F-7	3506	1189	19
F-8	2511	1176	25
F-9	669	672	45
F-10	795	929	49
F-11	1005	796	38
F-12	992	796	39
F-13	2121	1064	27
Transforme Kay	1969	1320	34
$e = \sum_{n=1}^i e_i = 24.6 \text{ km}$ $s = \frac{l_f}{l_0} = 2.1$ $\Delta l = l_f - l_0 = e$ $l_f = 46 \text{ km}$ $\beta \text{ promedio} = 31 \text{ grados}$ $l_0 = 21.4 \text{ km}$			

e es la magnitud de la extensión; s es el factor de adelgazamiento, β es el ángulo de buzamiento de la falla; l_0 es la longitud inicial; l_f es la longitud final.

IV.2.2. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO.

Mediante la interpretación estratigráfica de los perfiles se delimitaron las secuencias de tercer orden (0.5 a 5 Ma) observadas en la columna de sedimentos. Utilizando atributos sísmicos como la continuidad, transparencia y coherencia se identificaron reflectores y sismofacias que indican variaciones en las condiciones ambientales de sedimentación (Catuneanu, 2002; Emery y Myers, 1996). Para establecer la base de la columna de sedimentos en la cuenca se realizó un análisis simultaneo de los perfiles X-X' y Y-Y' (ver Figuras 25 y 26). En estas secciones se identificó el reflector más profundo con buena amplitud al que designó como límite de secuencia L-0 (línea color verde agua en X-X', Y-Y' y Z-Z' (Figuras 21 a 27). Este reflector se definió como el basamento del modelo tectonoestratigráfico y se interpreta como la frontera entre los materiales pre-rift y sin-rift. Por debajo de esta línea se pueden observar reflectores que pueden indicar el carácter sedimentario de los materiales existentes antes de la apertura del golfo en esta área.

Los primeros materiales observados por encima de L-0 (**Figura 25**) son poco coherentes hacia el flanco derecho de X-X' y pierden continuidad a medida que aumenta la profundidad. Al reflector que delimita hacia la cima este espesor de sedimentos se le asignó el nombre de L-1 (línea roja, **Figura 25**). Los sedimentos depositados entre L-0 y L-1 presentan una estructura caótica, con baja coherencia y pobre estratificación. La génesis de estos paquetes puede estar relacionada a sistemas depositacionales del inicio de la apertura del rift. Las posibles facies asociadas corresponden a conglomerados y arenas gruesas, depositados en sistemas de alta energía, con fuentes de aporte cercanas a la cuenca. El límite de secuencia L-2 define un pequeño espesor que se acuña hacia el margen derecho de la cuenca en X-X' y que alcanza a cubrir la totalidad el espacio disponible hasta la Transforme Complejo Pescadero. En este paquete mejora la coherencia y continuidad de los estratos, lo que puede sugerir un cambio de las condiciones ambientales o el inicio de las primeras incursiones marinas en Cuenca pescadero. El espesor acotado por los límites L-2 y L-3 muestra una mejor coherencia y estratificación. En este paquete se comienzan a identificar sismorefltores que marcan claramente algunas clinofomas (líneas verdes y amarillas, **Figura 25**). Esto es evidencia de avances y retrocesos del nivel del mar y de un comportamiento cíclico del régimen de depositación. Las facies de este espesor se asocian a ambientes transicionales o de plataforma. Los paquetes superiores, delimitados por los límites L-4, L-5 y L-6 (**Figuras 25 y 26**), marcan un claro cambio en el régimen de depositación. La columna de sedimentos muestra en esta posición reflectores muy estilizados y con buena coherencia. Los espesores exhiben una clara ciclicidad y corresponden a sistemas depositacionales de baja energía. Las facies asociadas consisten en intercalaciones de areniscas, limolitas y lutitas de aguas profundas.

IV.2.3. MAGMATISMO.

Un aspecto común en la mayoría de las cuencas del Golfo de California es la existencia de inyecciones de magma en la columna de sedimentos. Estas inyecciones, producto del adelgazamiento de la corteza en la región, terminan en ocasiones formando volcanes submarinos o campos hidrotermales. Evidencias de estos procesos pueden observarse en los perfiles sísmicos analizados en Cuenca Pescadero.

La **Figura 28** muestra un segmento de ~5 km en la zona centro norte del perfil Y-Y' (ver **Figura 26**). Algunos reflectores que se ubican a una profundidad de 100 a 300 metros de profundidad respecto al fondo marino (**Figura 28A**), presentan un fuerte aumento en la impedancia acústica.

Estas estructuras, subparalelas a la estratificación, se interpretan como sills en forma de plato. La interpretación del segmento (Figura 28B) destaca la posición de las intrusiones observadas y cómo éstas pueden estar creando flujos advectivos en el área (líneas punteadas en Figura 28B). Estos flujos de fluidos se observan como zonas transparentes en la sísmica y, debido a su cercanía al fondo marino, pueden efectivamente ser precursores de hidrotermalismo en el lecho marino.

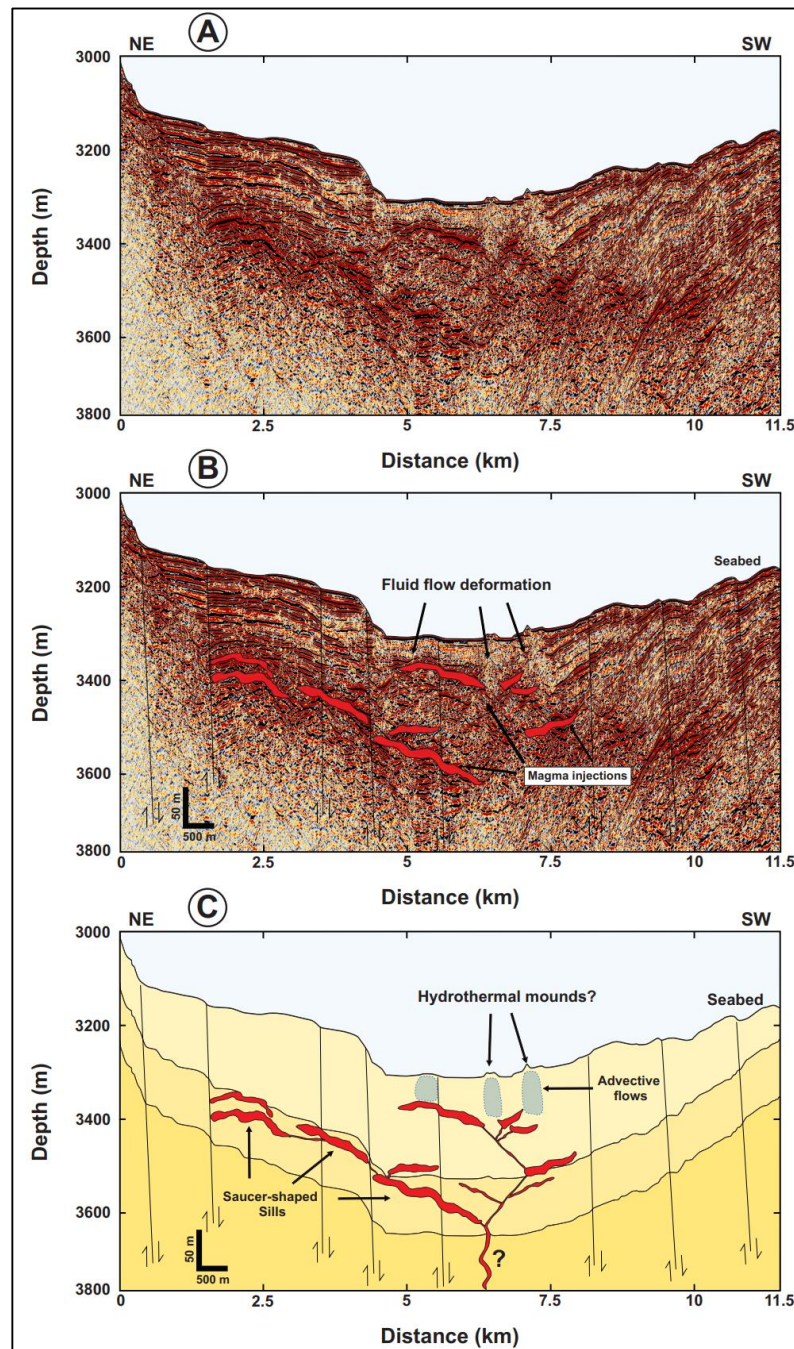


Figura 28. Zoom que muestra la región centro norte del perfil Y-Y' (recuadro punteado en Figura 26 B). (A) Zoom de perfil sísmico Y-Y' sin interpretación donde se identificaron evidencias de magmatismo en la columna de

sedimentos. (B) La interpretación de la sección muestra la existencia de una serie de sills en forma de plato, los más someros ubicados a escasos 100 metros de profundidad respecto al fondo marino. Las zonas transparentes (líneas verdes punteadas) interpretadas en la sección sísmica pueden ser evidencia de flujos advectivos en la zona, que hacia el fondo marino rematan en estructuras cónicas. Tomado de Ramírez-Zerpa et al., 2022.

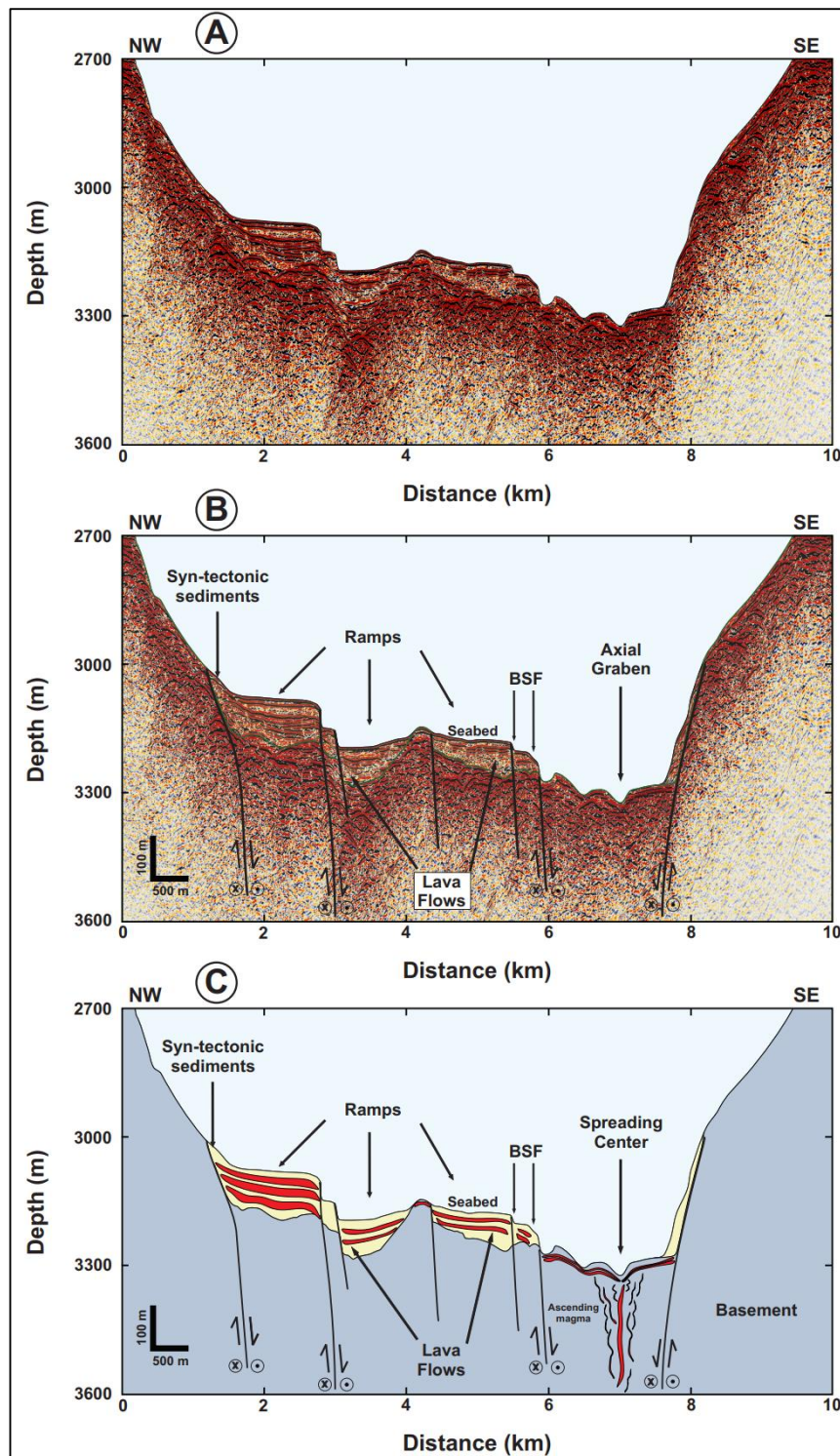


Figura 29. Zoom que muestra la región centro norte del perfil Z-Z' (recuadro punteado en Figura 27 B). (A) Es notable la ausencia de sedimentos hacia la parte más profunda de la cuenca, lo que puede estar asociado a la formación

incipiente de piso oceánico. (B) A partir de la interpretación de este perfil sísmico, durante noviembre de 2018 se realizó una inmersión en el área con el ROV SUBASTIAN a bordo del R/V FALKOR del Schmidt Ocean Institute donde se colectaron las primeras muestras de basaltos en Pescadero Norte. Esto confirma la formación de piso oceánico en la zona (C). Tomado de [Ramírez-Zerpa et al., 2022](#).

Más evidencias de procesos magmáticos a nivel del fondo marino se pudieron reconocer al noreste del perfil Z-Z'. En la [Figura 29](#) se destaca el segmento con máximo tirante de agua del perfil Z-Z' (ver [Figura 27](#)). En esta sección ([Figura 29A](#)) por debajo de los 3200 metros de profundidad del mar, existe una franja de ~1km de ancho donde no se observa depositación de sedimentos. El carácter sísmico de los reflectores en esta área muestra claramente un origen volcánico. El hecho de no existir una columna de sedimentos visible en la región más profunda de esta región de Cuenca Pescadero, sugiere la existencia de un centro de dispersión incipiente y la formación de corteza oceánica en el área. La interpretación del perfil Z-Z' realizada en este trabajo ([Figura 27](#)) derivó en la programación de inmersiones realizadas en la zona durante noviembre de 2018 por el ROV SUBASTIAN, a bordo del R/V FALKOR del Schmidt Ocean Institute. Durante estas inmersiones se pudieron extraer las primeras muestras de basaltos en la región de Pescadero Norte.

IV.3. MODELO TECTONOESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA PESCADERO.

Para representar la evolución tectonoestratigráfica en el norte de Cuenca Pescadero realizó un modelo en dos dimensiones a partir de los conceptos discutidos en el apartado II.3. El modelo se construyó a partir de la interpretación del perfil sísmico X-X' ([Figura 25](#)), el cual se seleccionó por ser subparalelo al eje de máxima deformación instantánea. La evolución de la cuenca se describe en 7 estadios los cuales se muestran en la [Figura 30](#). La extensión calculada en la cuenca (ver [Tabla 1](#)) se distribuye entre todas las paleosecciones, con un espesor del basamento arbitrario. No se tomaron en cuenta efectos de adelgazamiento de corteza que no pueden ser observables a la escala del perfil sísmico. El estadio inicial se establece a finales del Mioceno Medio (12.5 Ma) representando el inicio del proceso de rifting en el golfo. Se forman las primeras fracturas, precursoras de las fallas transformes encargadas de acomodar la mayor parte de la deformación lateral y horizontal en la región. En el segundo estadio (Mioceno Tardío, 9 Ma.) se muestra el inicio de los procesos de subsidencia y sedimentación en la cuenca (capas naranjas en [Figura 30](#)). Los materiales que integran esta capa corresponden a secuencias depositadas en ambientes continentales, con facies de alta energía (intercalaciones de gravas y arenas). El estadio tres, marca el inicio de las primeras incursiones marinas en el Mioceno Tardío (~8 Ma.) ([Umhoefer et al., 2007](#); [Umhoefer, 2011](#); [Umhoefer et al., 2018](#)).

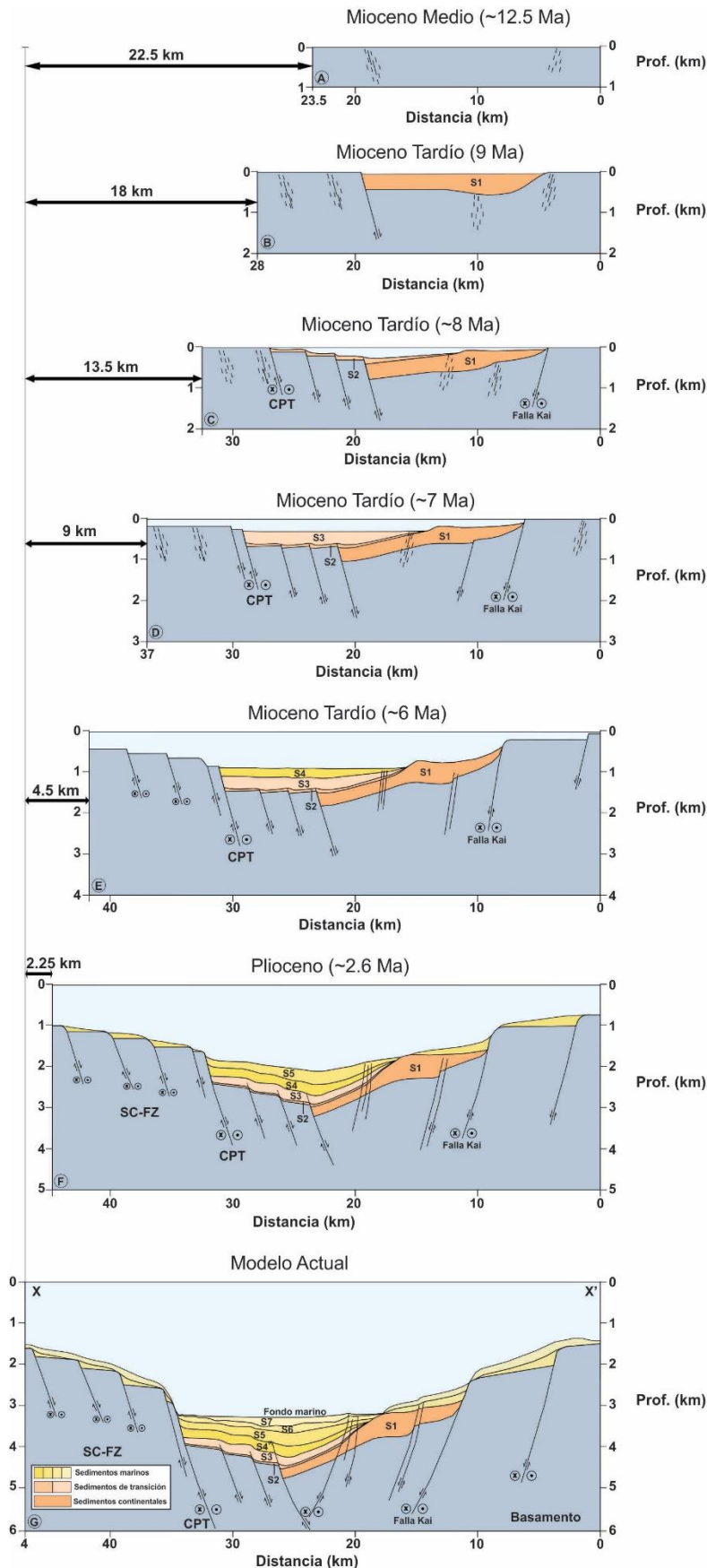


Figura 30. Modelo conceptual de la evolución tectonoestratigráfica de la zona norte del Complejo Pescadero, construido a partir de la interpretación del perfil sísmico X-X'. El modelo está compuesto de 7 paleosecciones que describen de manera secuencial cómo, a partir de la formación de zonas de debilidad en la corteza, se formaron las fallas (líneas negras) y se fueron dando los procesos de extensión, subsidencia y sedimentación en la cuenca. Un elemento estructural necesario para resolver el problema geométrico es que las fallas deben ir acomodando cada vez una mayor cantidad de deformación horizontal, disminuyendo progresivamente su ángulo de buzamiento. El modelo actual (0 Ma) está compuesto de 7 capas: S-1, S-2, S-3, S-4, S-5 y S-6 y S7, definidas a partir de los límites de secuencias interpretados en X-X'. La capa Basamento tiene un espesor arbitrario y representa todos los materiales metasedimentarios depositados antes del inicio de apertura del rift. La capa S-1 (color naranja oscuro) representa los sedimentos depositados en las etapas iniciales del rift, en ambientes continentales. Las capas S-2 (naranja) y S-3 (naranja claro) representan la depositación de sedimentos en ambientes transicionales y de plataforma derivados del inicio de las primeras incursiones marinas en la zona. Las secuencias S-4 (amarillo oscuro), S-5 (amarillo) y S-6 (amarillo claro) representan las secuencias de alta ciclicidad depositadas en ambientes marinos someros y profundos. Tomado de [Ramírez-Zerpa et al., 2022](#).

El frente de deformación comienza a migrar progresivamente hacia el flanco oeste de la cuenca, donde se muestra un desarrollo más claro de fallas de rumbo que van acomodando en conjunto la extensión y la subsidencia. Se comienzan a depositar sedimentos en ambientes transicionales y de plataforma, con facies que pueden gradar de arenas a limos y lodos (capa naranja y naranja claro). En el cuarto estadio (Mioceno Tardío, ~7Ma.) muestra como la cuenca pasa a desarrollar sus primeras secuencias marinas someras, con una ciclicidad más clara en el régimen de depositación. La subsidencia sigue siendo acomodada principalmente por las fallas del flanco oeste de la cuenca, aunque las principales estructuras del flanco este, también comienzan a acomodar parte de la deformación vertical. La observación de clinofomas en el perfil sísmico sobre el espesor correspondiente a esta etapa (capa amarillo oscuro), evidencia procesos de avance y retroceso del mar en la región. El estadio cinco (Mioceno Tardío, ~6 Ma.) marca el inicio del dominio de la deformación transtensiva. Hasta este punto se ha acomodado el 80% de la extensión calculada en el perfil y el límite entre placas toma su posición actual, en la falla Transforme Complejo Pescadero.

La tasa de sedimentación es marcadamente menor a la tasa de subsidencia, por lo que comienza a evidenciarse la depositación de pequeños espesores de sedimentos que no alcanzan a cubrir el espacio disponible en la cuenca, con facies de baja energía propias de ambientes marinos (capa amarilla oscuro). El sexto Estadio (Plioceno, ~2.6 Ma) presenta la entrada de la cuenca en su etapa de mar profundo, con tirantes de agua que pueden sobrepasar los 2 mil metros de profundidad. Las fallas intracuenca comienzan a mostrar una disminución de sus echados, lo que les permite acomodar una mayor cantidad de deformación vertical, mientras se siguen depositando secuencias de baja energía, típicas de ambientes marinos profundos (capa amarilla). El ultimo estadio (modelo actual) muestra la estructuración de la cuenca observada en el perfil sísmico, con fallas transformes de bajo ángulo que representan a esta escala la parte más superficial de una estructura en flor positiva. La cuenca se muestra desprovista de sedimentos (famélica) y los pequeños espesores depositados corresponden a secuencias marinas conformadas por intercalaciones de facies finas (capa amarilla claro).

CAPITULO V

DISCUSIÓN

V. DISCUSIÓN.

El modelo tectonoestratigráfico propuesto para Cuenca Pescadero presenta de forma simplificada los siguientes aspectos:

- A. Las fallas transformes gobiernan la dinámica tectónica en cuencas pull apart (van Wijt et al., 2017; Darin et al., 2016; Umhoefer, 2018). Estas estructuras han controlado, en la zona norte de Cuenca Pescadero, los procesos de subsidencia, el desarrollo de ambientes depositacionales, cambios en la topografía y patrones de drenaje (Umhoefer, 2018 y referencias ahí citadas).
- B. La composición litológica de la columna de sedimentos muestra como la energía de depositación ha disminuido progresivamente en el tiempo. Las secuencias más antiguas se depositaron en ambientes de alta energía, continentales y de transición. Las secuencias más jóvenes fueron depositadas en ambientes de baja energía (marinos profundos).
- C. El perfil sísmico X'X, utilizado para construir el modelo tectonoestratigráfico del Complejo Pescadero, pierde resolución hacia la zona más profunda de la columna de sedimentos. Aunque esto dificulta el análisis de las secuencias más antiguas, el registro estratigráfico de las primeras secuencias depositadas suele ser destruido por los procesos de ruptura en las etapas iniciales de apertura de un rift, o se encuentra oculto bajo gruesos paquetes de sedimentos caóticos y con poca coherencia, por lo que generalmente son difíciles de constreñir (Umhoefer, 2018).
- D. El modelo de evolución construido para Cuenca Pescadero se ajusta a lo propuesto en el modelo de transtensión distribuida (Gans, 1997; Fletcher et al., 2007) y en el modelo de localización progresiva (Bennett, 2009; Seiler, 2009; Bennett y Oskin, 2014; Darin Et al., 2016). La formación de Cuenca Pescadero tuvo su origen en la activación de fallas transformes en la región sur del Golfo a inicios del Mioceno tardío. Al dominar la cizalla pura en los primeros estadios de apertura del rift, las fallas transformes fueron incapaces de acomodar toda la deformación vertical producida. Esto provocó la migración del frente de deformación hacia el flanco oeste de la cuenca y una disminución progresiva en el ángulo de buzamiento de las fallas transformes, lo que permitió que estas estructuras pudieran acomodar más extensión (ver [Tabla 1](#)). Al comenzar el dominio de la transtensión hace 6 millones de años, cesa la migración y el frente de deformación alcanza su posición actual en la Transforme Complejo Pescadero, la cual define el límite de placas en esta zona del golfo.

El papel que juegan las fallas transformes de bajo ángulo en la formación y evolución de esta región del golfo es muy relevante. La importancia de estas estructuras como controladoras de la deformación en zonas de rift continental ha sido bien documentada en otras regiones del mundo (Wernicke, 1985; Lister et al., 1991; Allen et al., 2005) e incluso en regiones cercanas del golfo (Nicholson et al., 1994; Iñiguez et al., 2019).

En el norte Apalaches, algunas sucesiones analizadas pertenecientes al rift de Iatepan muestran variaciones importantes respecto a su espesor, edad y ambientes depositacionales, los cuales coinciden notablemente con modelos estratigráficos característicos de zonas de fallamiento de bajo ángulo ($<30^\circ$) (Allen et al., 2005). Hacia el norte del Golfo de California, también se ha propuesto, que, para poder cuantificar adecuadamente la dinámica tectónica de la región de California, la Falla de San Andrés debió comenzar como una estructura de ángulo bajo que solo, en algunas zonas, ha evolucionado gradualmente hacia sistemas de fallas de deslizamiento más verticales (Nicholson et al., 1994). En zonas de rift continental también se ha propuesto que la componente lateral de la deformación transtensional es mecánicamente más eficiente para concentrar la deformación en la corteza superior, lo cual favorece el rompimiento de la litósfera (Brune et al., 2012; Darin et al., 2016; van Wijt et al., 2017; Brune et al., 2018). Esto se consigue primordialmente a través de la formación de fallas de rumbo y cuencas de tipo pull-apart. Estas cuencas pull apart no solo se caracterizan por asociaciones de fallas normales y de rumbo, sino que también presentan rotación de bloques producto de la acción de fallas de bajo ángulo (Basile y Brun, 1999).

Algunos modelos han demostrado además que las estructuras oblicuas favorecen el fraccionamiento de la deformación a lo largo de fallas de desplazamiento lateral, las cuales tienden a orientarse en sentido paralelo a la frontera de placas (Withjack y Jamison, 1986; Richard y Cobbold, 1990; Tron y Brun, 1991; Fossen y Tikoff, 1993). Contrastando esto con el historial de los sismos más importantes registrados localizados entre las cuencas Pescadero y Carmen (Figura 10), puede observarse que la gran mayoría de la actividad registrada en la zona se concentra en la región angosta del centro del golfo, sobre las fallas transformes y estructuras secundarias. Los planos de falla de los mecanismos focales mostrados en la Figura 10 fueron seleccionados con base en criterios geológicos y su proximidad a fallas conocidas. Cada mecanismo focal muestra con una línea gruesa el plano nodal utilizado en el análisis cinemático realizado mediante el uso de los algoritmos de Allmendinger y colaboradores (2012) y Cardozo y Allmendinger (2013).

Considerando que la orientación promedio de la frontera de placas Pacífico y Norteamérica hace ~8 Ma era de 330° (e.g., Darin et al., 2016 y referencias ahí citadas), la mencionada reconfiguración del movimiento relativo de las placas, de 300° a 312° entre ~8 y 6 Ma (e.g., Bennett et al., 2016), habría incrementado el ángulo de oblicuidad de 60° a 72° en la porción central del Golfo de California. Este incremento definió el inicio del desarrollo de fallas maestras de desplazamiento lateral hace ~6 Ma, Esto, a su vez, favoreció la localización del movimiento relativo de placas a lo largo de una angosta zona de cizalla localizada en el Golfo de California (Oskin et al., 2001; Bennett y Oskin, 2014; Darin et al., 2016), destacando el desarrollo de la Falla Transforme Complejo Pescadero hasta convertirse en la falla maestra que define la frontera de placas en la zona.

En la [Figura 31](#) se presenta un modelo conceptual de la configuración de la corteza en la región del Complejo Pescadero. En la figura se muestra cómo en la zona central de la cuenca se ha formado corteza oceánica, la cual se asemeja en magnitud con la extensión estimada en secciones anteriores. La geometría de la cuenca se presenta como una estructura en flor negativa, las cuales son formaciones muy comunes en cuencas pull apart y actividad de fallas transformes.

El modelo de deformación permite calcular la magnitud de la extensión a lo largo de la sección sísmica, y comparar los resultados con la magnitud de la extensión estimada a partir del adelgazamiento de la corteza en el sur del Golfo de California (e.g., Paramo et al., 2008). La extensión (e) calculada en el perfil modelado fue de 20 km (ver [tabla 1](#)), con un factor de estiramiento (s) de ~2. Casi la totalidad de la extensión medida corresponde a deformación acomodada por fallas transformes de bajo ángulo. Aunque este resultado se ajusta a lo calculado en otras regiones del golfo (Iñiguez et al., 2019), este valor debe ser mayor. Una fracción importante de la extensión es acomodada por fallas pequeñas, cuyos desplazamientos están por debajo de la resolución de los datos de sísmica de reflexión (Davis et al., 2004). Análisis de las relaciones de escalamiento de fallas permiten cuantificar que el cálculo de la extensión en un perfil de sísmica de reflexión corresponde sólo a ~65% de la extensión total. (Walsh et al. 1991; Davis et al., 2004). En adición a esto, la orientación de la sección sísmica reconstruida es ligeramente oblicua (~24 °) a la dirección del eje de máxima extensión instantánea (S_1) calculado a partir de los mecanismos focales (ver [Figura 10](#)). Esto significa que la deformación horizontal medible en las fallas interpretadas en el perfil sísmico también está ligeramente subestimada.

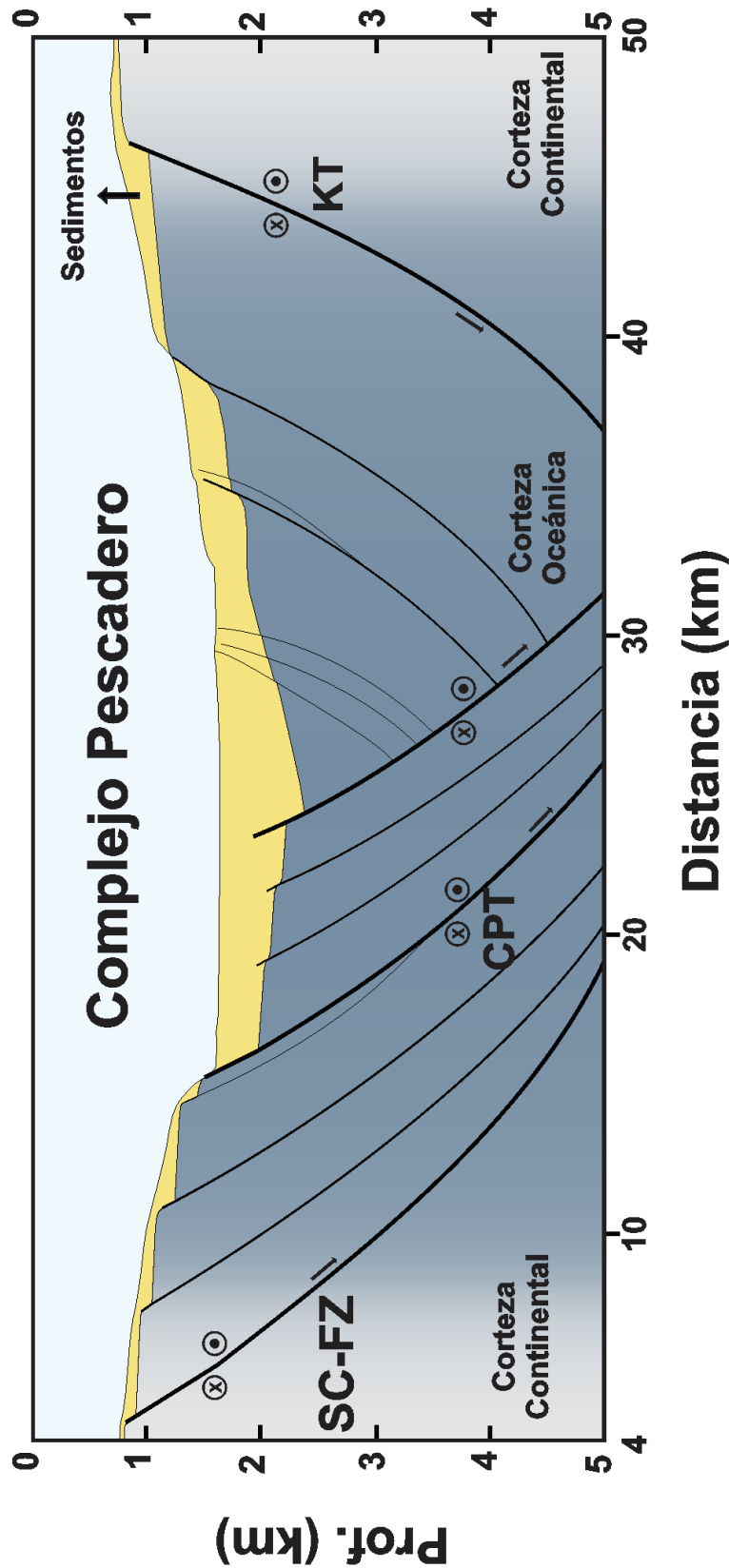


Figura 31. Modelo de corteza propuesto para la región del Complejo Pescadero construido a partir del perfil X-X'. El modelo muestra la composición de la corteza, tomando en cuenta los resultados del análisis de la deformación, los cuales estiman una extensión de ~20 km. La zona más oscura de la corteza representa la generación de corteza oceánica en la zona, mientras que las zonas más claras representan los bloques de corteza continental separados por el rift. En función de los ángulos interpretados en el perfil sísmico y el contexto estructural en el que se desarrolla la cuenca, las fallas muestran la forma de una estructura en flor negativa. El espesor de la corteza en la región se estima entre los 7 y 5 km, producto del adelgazamiento producido por la actividad del rift.

Los resultados del modelo de deformación progresivo muestran claramente que la tasa de subsidencia y de espacio disponible en la cuenca son mucho mayores a las tasas de sedimentación calculadas en la zona. Esto explica la apariencia famélica de Cuenca Pescadero, donde más de la mitad del espacio disponible para almacenar sedimentos se encuentra vacío. Contrastando estas observaciones con las realizadas en perfiles sísmicos de cuencas del norte del golfo, éstas muestran con frecuencia columnas de sedimentos que fueron depositadas bajo fuertes tasas de subsidencia (Morandi et al., 2002; Contreras et al., 2012), y que sobrepasan fácilmente los 5 km de espesor (e.g. cuenca Tiburón; Contreras-Pérez et al., 2012). En este sentido, el factor que termina definiendo la poca depositación en las cuencas del sur, en comparación a las cuencas del norte, es el aporte de sedimentos del Río Colorado.

VI. CONCLUSIONES

VI. CONCLUSIONES.

Los resultados obtenidos en la presente investigación permitieron realizar un Análisis detallado los procesos geológicos involucrados en la formación del Complejo Pescadero, en el sur del Golfo de California. Cuenca Pescadero se formó durante los últimos 7 Ma., bajo condiciones tectónicas y de deformación muy dinámicas. Las observaciones realizadas a lo largo y ancho de la cuenca muestran elementos geométricos y estructurales complejos.

Se procesaron e interpretaron nueve perfiles sísmicos de reflexión, levantados en la región centro y norte de Cuenca Pescadero. A partir del análisis estructural de estos perfiles se pudo comprender la condición actual del complejo y construir un modelo de evolución tectono-estratigráfico a escala de cuenca. El modelo 2D que se presenta en la sección de resultados (ver [Figura 30](#)) se construye a partir del perfil sísmico con la orientación más cercana al eje de máxima deformación instantánea (ver [Figuras 21 y 25](#)). Este perfil presenta la columna de sedimentos con mayor espesor de todos los disponibles; el análisis de la estratigráfica en el mismo se pudo extrapolar a otros perfiles.

La interpretación estructural y estratigráfica de los perfiles sísmicos permitió reconocer las principales características geológicas de la cuenca. El análisis de la batimetría de alta resolución en la zona complementó el trabajo realizado en los perfiles sísmicos. La interpretación geomorfológica del fondo marino fue determinante para ajustar la posición de las estructuras observadas en los perfiles.

Se realizó el análisis de geohistoria para definir la configuración geométrica de la cuenca y su evolución en el tiempo. El modelo tectonoestratigráfico resultante presenta de forma sencilla los principales eventos y procesos involucrados en la formación de la cuenca, desde su comienzo hasta la actualidad. La evolución del fallamiento en el tiempo se estableció a partir de modelos teóricos de formación de fallas en ambientes transtensionales y se complementó con lo planteado en los modelos cinemáticos de deformación propuestos para el Golfo de California. Las observaciones e interpretación de las diversas secuencias estratigráficas identificadas en la columna de sedimentos suministraron información de la naturaleza de los materiales que componen las capas del espesor sedimentario. También nos dan señales de las condiciones ambientales bajo las que se depositaron estas secuencias; en términos generales muestran una transición de ambientes continentales que rápidamente migraron a ambientes marinos profundos.

El rift del Golfo de California es una región que presenta grandes complejidades en su dinámica de formación y evolución geológica. El interés de la comunidad científica por constreñir los eventos y procesos dinámicos inmersos en la historia del golfo ha dado como resultado modelos y teorías que, en muchos casos, son antagónicas. La toma de datos durante los últimos 20 años, aunado a los avances tecnológicos que permiten realizar mediciones más certeras y en mayor volumen, ha dado como resultado la existencia de importantes bases de datos a lo largo y ancho del golfo.

La historia de la cuenca no puede contarse bajo los fundamentos de un solo modelo de deformación. Dentro de la cuenca existen geofomas asociadas a la formación de cuencas pull apart, zonas en las que se observan fallas de bajo ángulos, estructuras oblicuas, fallas transformes y centros de dispersión.

El Complejo Pescadero comprende tres subcuencas de forma romboédrica, separadas por fallas transformantes y con alto traslape. La geometría del complejo está fuertemente controlada por fallas de oblicuas sintéticas y antitéticas.

Los elementos fundamentales que controlan la arquitectura de la cuenca y la evolución del Complejo incluyen las propiedades geométricas asociadas con la configuración inicial de la falla maestra (Transforme Pescadero). Reconfiguraciones durante la evolución del complejo han dado origen a subcuencas bien desarrolladas.

Las geometrías distintivas y las características geológicas que caracterizan al Complejo Pescadero muestran que las cuencas pull apart no necesariamente siguen un camino evolutivo único. La relación longitud-ancho (l/w), es una propiedad evolutiva más que una característica del sistema definida por sus condiciones iniciales.

Nuestro análisis estructural muestra que el Complejo Pescadero comenzó a ensancharse en su región noreste durante sus primeras etapas de formación. Sin embargo, esta región tiene una morfología y estratigrafía joven, lo que sugiere que esta parte de la cuenca comenzó a subsidir en la etapa más reciente de la historia de la cuenca. Esto puede ser un indicio de que el sistema de fallas del sur de Golfo de California experimentó una reorganización reciente en los segmentos de fallas transformes (~ 2-1 Ma).

A pesar de que el modelo nos muestra muy buena información sobre la dirección del perfil X-X', los procesos y movimientos tridimensionales no son observables en el plano modelado. Para reducir la incertidumbre propia de los datos, el modelo toma elementos de observaciones realizadas en la batimetría de alta resolución y en los perfiles disponibles. El modelo integra así, observaciones directas realizadas sobre el perfil X-X' y observaciones indirectas, tomadas del resto de la sísmica.

La falta de registros de pozos en la cuenca limita la correlación de las observaciones estratigráficas realizadas en el perfil sísmico con datos directos que permitan definir consistentemente los límites de secuencia, las facies y las edades del modelo. Las perforaciones más cercanas a la zona de estudio se realizaron en la región de Guaymas durante el 2020. La distancia entre las cuencas no hace viable la correlación de secuencias estratigráficas. Aunque se han tomado núcleos de sedimentos en la zona de plataforma continental cercana a Cuenca Pescadero; éstos alcanzan como máximo 20 metros de profundidad.

A pesar de las limitaciones, los datos disponibles permiten realizar análisis robustos de la dinámica tectónica de la zona y todos los procesos geodinámicos que han participado en la formación y evolución de Cuenca Pescadero. Los resultados y análisis permiten además discutir el cómo las observaciones realizadas en Pescadero se ajustan o no a lo propuesto en los diferentes modelos cinemáticos que explican la formación y evolución del Golfo de California.

Los resultados presentados en este trabajo arrojan luz sobre una región del golfo de la que se conocía muy poco. Dichos resultados pueden ahora ser comparados e integrados a otras investigaciones recientes que se han realizado en la región de Alarcón y en el vecino canal de Cerralvo. También podrán integrarse en el futuro a investigaciones de la misma naturaleza que actualmente se están realizando en las cuencas de Carmen y Farallón. Esto permitirá más adelante trabajar en modelos de evolución a nivel regional, complementando así las observaciones locales existentes.

RECOMENDACIONES

Los objetivos alcanzados en el presente estudio pueden complementarse con interpretaciones y análisis que abarquen, al menos a nivel conceptual, los procesos que están actuando a nivel de corteza, tomando en consideración estudios realizados en zonas vecinas a Cuenca Pescadero.

La toma de datos en próximas expediciones científicas en Cuenca Pescadero y áreas vecinas deben tomar en cuenta los resultados obtenidos en este trabajo para así identificar áreas de oportunidad en futuras investigaciones y obtener datos que permitan realizar análisis a escala regional.

Existen aún datos disponibles en zonas cercanas a Cuenca Pescadero que no han sido trabajados. El desarrollar proyectos de investigación que tomen en cuenta el procesado y análisis de estas bases de datos permitirá profundizar el conocimiento sobre la historia y evolución de las cuencas del sur del Golfo de California.

La integración de las diferentes investigaciones realizadas en la zona del sur del golfo es determinante para poder constreñir los procesos geológicos que actúan en esta región. Las observaciones de estructuras regionales en varias localidades permitirán afinar los análisis e integrarlos en análisis a escala regional.

Finalmente, se extiende una invitación a la Universidad Autónoma de Baja California, a la facultad de Ciencias Marinas a sus programas de posgrado y cuerpos académicos, que promuevan nuevos proyectos de investigación en la región sur del Golfo de California. Los recientes descubrimientos de campos hidrotermales en esta zona y los datos recolectados en las expediciones llevadas a cabo en los últimos 5 años permitirán profundizar el estado del conocimiento. La vinculación con otros centros de investigación para gestionar los recursos que permitan sacar adelante los futuros proyectos es primordial para avanzar en el mapeo a nivel de lecho marino y el subsuelo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, P. L., y Smith, T. E. (1989). Sonora, Mexico, source for the Eocene Poway conglomerate of southern California. *Geology*, 17(4), 329-332. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0329:SMSFTE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0329:SMSFTE>2.3.CO;2).
- Allen, P.A., Allen, J.R., 2005. *Basin Analysis: Principles and Applications*. Second edition. Wiley-Blackwell, Oxford, UK, 549 pp.
- Aragón-Arreola, M. (2006). *Structural evolution of basins in the Northern and Central Gulf of California. Implications for rift kinematics and strain accommodation*. Ensenada, BC, Mexico, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Doctoral dissertation. 120 pp.
- Aragón-Arreola, M., y Martín-Barajas, A. (2007). Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico. *Geology*, 35(6), 571-574. <https://doi.org/10.1130/G23360A.1>
- Atwater, T., y Stock, J. (1998). Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update. *International Geology Review*, 40(5), 375-402. <https://doi.org/10.1080/00206819809465216>
- Basile, C., y Brun, J. P. (1999). Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation. *Journal of Structural Geology*, 21(1), 23-37.
- Bennett, S.E.K., 2009. *Transtensional Rifting in the Late Proto-Gulf of California Near Bahía Kino, Sonora, Mexico*. University of North Carolina, Chapel Hill. Masters dissertation. 122 pp.
- Bennett, S. E. K., Oskin, M. E., y Iriondo, A. (2013a) Transtensional rifting in the proto-Gulf of California, near Bahía Kino, Sonora, México. *Geological Society of America Bulletin* 125:1752–1782. <https://doi.org/10.1130/B30676.1>.

- Bennett, S. E., y Oskin, M. E. (2014). Oblique rifting ruptures continents: Example from the Gulf of California shear zone. *Geology*, 42(3), 215-218. <https://doi.org/10.1130/G34904.1>.
- Bennett, S. E., Oskin, M. E., Iriondo, A., y Kunk, M. J. (2016). Slip history of the La Cruz fault: Development of a late Miocene transform in response to increased rift obliquity in the northern Gulf of California. *Tectonophysics*, 693, 409-435. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.06.013>.
- Bialas, R. W., y Buck, W. R. (2009). How sediment promotes narrow rifting: Application to the Gulf of California. *Tectonics*, 28(4). <https://doi.org/10.1029/2008TC002394>
- Bohannon, R. G., y Parsons, T. (1995). Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions. *Geological Society of America Bulletin*, 107(8), 937-959. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<0937:TIOPMP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<0937:TIOPMP>2.3.CO;2)
- Brune, S., Popov, A. A., y Sobolev, S. V. (2012). Modeling suggests that oblique extension facilitates rifting and continental break-up. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B8). <https://doi.org/10.1029/2011JB008860>.
- Brune, S., Williams, S. E., y Müller, R. D. (2018). Oblique rifting: the rule, not the exception. *Solid Earth*, 9(5), 1187-1206. <https://doi.org/10.5194/se-9-1187-2018>.
- Buck, W. R. (1991). Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12), 20161-20178. <https://doi.org/10.1029/91JB01485>
- Busby, C. J., Ingersoll, R. V., y Tankard, A. (1996). Tectonics of sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 106(3), 301-302.
- Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Geological Society of Africa Presidential Review*. 11-43.
- Clague, D. A., Caress, D. W., Dreyer, B. M., Lundsten, L., Paduan, J. B., Portner, R. A., ... y Le Saout, M. (2018). Geology of the Alarcon Rise, Southern Gulf of California. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(3), 807-837. <https://doi.org/10.1002/2017GC007348>

- Clague, D.A., J.B. Paduan, B.M. Dreyer, W.W. Chadwick Jr, K.R. Rubin, M.R. Perfit, y A.T. Fundis (2018). Chemical variations in the 1998, 2011, and 2015 lava flows from Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge: cooling during ascent, lateral transport, and flow. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, <https://doi.org/10.1029/2018GC007708>.
- Contreras, J., y Suter, M. (1990). Kinematic modeling of cross-sectional deformation sequences by computer simulation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13), 21913-21929. <https://doi.org/10.1029/JB095iB13p21913>
- Contreras-Pérez, J. (2010). Un abordaje euleriano al problema del balanceo de secciones geológicas estructurales. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1), 18-31.
- Contreras-Pérez, J., Ramírez-Zerpa, N., y Negrete-Aranda, R. (2012). Modelos tectonoestratigráficos de las cuencas de Tiburón y Wagner en el norte del Golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 140-157.
- Dahlstrom, C. D. (1970). Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 18(3), 332-406.
- Darin, M. H., Bennett, S. E. K., Dorsey, R. J., Oskin, M. E., y Iriondo, A. (2016). Late Miocene extension in coastal Sonora, México: Implications for the evolution of dextral shear in the proto-Gulf of California oblique rift. *Tectonophysics*, 693, 378-408. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.038>.
- Davis, M., y Kusznir, N. (2004). 4. Depth-Dependent Lithospheric Stretching at Rifted Continental Margins. In *Rheology and deformation of the lithosphere at continental margins* (pp. 92-137). Columbia University Press.
- DeMets, C. (1995). A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America motion. *Geophysical Research Letters*, 22(24), 3545-3548. <https://doi.org/10.1029/95GL03323>
- 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 recycling along an active oblique-rift margin: Salton Trough and northern Gulf of California. *Geology*, 38(5), 443-446. <https://doi.org/10.1130/G30698.1>

Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., Lonsdale, P., Bryan, S. E., ... y Solari, L. (2015). Timing of rifting in the southern Gulf of California and its conjugate margins: Insights from the plutonic record. *Geological Society of America Bulletin*, 127(5-6), 702-736. <https://doi.org/10.1130/B31008.1>

Emery, D., y Myers, K. (1996). *Sequence Stratigraphy*, Blackwells. Oxford, 297 pp.

Fenby, S.S., y Gastil, R.G., 1991. A seismo-tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas. In: J.P. Dauphin, and Simoneit, B. R. (Editor), *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 47: 79-83.

Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., y Gehrels, G. E. (2007). Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 119(11-12), 1313-1336. <https://doi.org/10.1130/B26067.1>.

Fossen, H. (2010). *Structural Geology*, in Cambridge Univ. Press: Cambridge, U.K, 463 pp.

Fossen, H., y Tikoff, B. (1993). The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15(3-5), 413-422. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90137-Y](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90137-Y).

Gans, P. B. (1997). Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, 16(3), 388-408. <https://doi.org/10.1029/97TC00496>

- Gastil, R. G., Lemone, D. V., y Stewart, W. J. (1973). Permian fusulinids from near San Felipe, Baja California. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57(4), 746-747.
- Gawthorpe, L.R., Leeder, M.R., 2000, Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins: *Basin Research*, 12: 195-218.
- González-Fernández, A., Dañobeitia, J. J., Delgado-Argote, L. A., Michaud, F., Córdoba, D., y Bartolomé, R. (2005). Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B1).
- Groshong Jr, R. H. (1994). Area balance, depth to detachment, and strain in extension. *Tectonics*, 13(6), 1488-1497. <https://doi.org/10.1029/94TC02020>
- Helenes, J., Carreño, A. L., y Carrillo, R. M. (2009). Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 72(1-2), 10-25. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2009.02.003>
- Ingersoll, R. V. (2011). Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature. *Tectonics of sedimentary basins: Recent advances*, 1-43. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch1>
- Iñiguez, I. M., Yarbuh, I., Madero, R. S., Fernández, A. G., Fletcher, J. M., Contreras, J., ... y France, R. G. (2019). Modo de extensión de la corteza y formación del Sistema Extensional de Cerralvo, sur del Golfo de California, a partir de datos de reflexión sísmica en 2D. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 36(3), 334-347.
- Kearey, P., Klepeis, K. A., y Vine, F. J. (2009). *Global tectonics*. John Wiley & Sons.
- Lister, G. S., M. A. Etheridge, and P. A. Symonds. 1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics* 10:1038–1064.
- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., ... y Umhoefer, P. J. (2007). Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448(7152), 466. <https://doi.org/10.1038/nature06035>.

- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California, in *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, D. Hussong, E. L. Winterer, and R. W. Decker (Editors), *The Geology of North America*, Vol. N, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 499–521.
- Mann, P., Hempton, M. R., Bradley, D. C., y Burke, K. (1983). Development of pull-apart basins. *The Journal of Geology*, 91(5), 529-554.
- Mark, C., Chew, D., y Gupta, S. (2017). Does slab-window opening cause uplift of the overriding plate? A case study from the Gulf of California. *Tectonophysics*, 719, 162-175. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.02.008>
- Martín-Barajas, A., González-Escobar, M., Fletcher, J. M., Pacheco, M., Oskin, M., y Dorsey, R. (2013). Thick deltaic sedimentation and detachment faulting delay the onset of continental rupture in the northern Gulf of California: Analysis of seismic reflection profiles. *Tectonics*, 32(5), 1294-1311. <https://doi.org/10.1002/tect.20063>
- Means, W. D. (2012). *Stress and strain: basic concepts of continuum mechanics for geologists*. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 546 pp.
- Morandi, M., Aragón-Arreola, M., Delgado-Argote, L. A., y González-Fernández, A. (2002, November). Evolución de las cuencas Yaqui y Guaymas, a partir de interpretación de sísmica de reflexión marina. In *Congreso Venezolano de Ingenieros Geofísicos* (pp. 17-20).
- Nicholson, C., Sorlien, C. C., Atwater, T., Crowell, J. C., y Luyendyk, B. P. (1994). Microplate capture, rotation of the western Transverse Ranges, and initiation of the San Andreas transform as a low-angle fault system. *Geology*, 22(6), 491-495.
- Oskin, M., Stock, J., y Martín-Barajas, A. (2001). Rapid localization of Pacific–North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, 29(5), 459-462. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0459:RLOPNA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0459:RLOPNA>2.0.CO;2)
- Paramo, P., Holbrook, W. S., Brown, H. E., Lizarralde, D., Fletcher, J., Umhoefer, P., ... y Axen, G. (2008). Seismic structure of the southern Gulf of California from Los Cabos block to

the East Pacific Rise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B3).
<https://doi.org/10.1029/2007JB005113>

Philippon, M., y Corti, G. (2016). Obliquity along plate boundaries. *Tectonophysics*, 693, 171-182.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.033>

Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T. H., LaFemina, P., 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. *Geophysical Journal International*, 170(3), 1373-1380. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03494.x>

Ramírez-Zerpa, N., Spelz, R. M., Yarbuh, I., Negrete-Aranda, R., Contreras, J., Clague, D. A., ... y González-Fernández, A. (2022). Architecture and tectonostratigraphic evolution of the Pescadero Basin Complex, southern Gulf of California: Analysis of high-resolution bathymetry data and seismic reflection profiles. *Journal of South American Earth Sciences*, 103678.

Richard, P., Cobbold, P., 1990. Experimental insights into partitioning fault motions in continental convergent wrench zones, 1990 *Ann. Tect.* 4, 35–44. ISSN 0394-5596.

Scholz, C.H., y Contreras, J.C., 1998. Mechanics of continental rift architecture. *Geology* 26: 967-970.

Seiler, C. (2009). Structural and thermal evolution of the Gulf Extensional Province in Baja California, Mexico: Implications for Neogene rifting and opening of the Gulf of California. The University of Melbourne, Melbourne, Australia. (Doctoral dissertation). 307 pp.

Seiler, C., Fletcher, J. M., Kohn, B. P., Gleadow, A. J., y Raza, A. (2011). Low-temperature thermochronology of northern Baja California, Mexico: Decoupled slip-exhumation gradients and delayed onset of oblique rifting across the Gulf of California. *Tectonics*, 30(3). <https://doi.org/10.1029/2009TC002649>.

Sheriff, R.E. y Geldart, L.P. (1991). Exploración sísmológica: procesamiento e interpretación de datos. Ed. Limusa, vol. II, México, D.F., 275 pp.

- Spencer, J. E., y Normark, W. R. (1979). Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. *Geology*, 7(11), 554-557. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<554:TFZANT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<554:TFZANT>2.0.CO;2)
- Stewart, S. A. (2001). Displacement distributions on extensional faults: Implications for fault stretch, linkage, and seal. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85(4), 587-599.
- Stock, J. M., y Hodges, K. V. (1989). Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics*, 8(1), 99-115. <https://doi.org/10.1029/TC008i001p00099>.
- Sutherland, F. H. (2006). Continental rifting across the southern Gulf of California. University of California, San Diego, USA. Doctoral dissertation. 189 pp.
- Sutherland, F. H., Kent, G. M., Harding, A. J., Umhoefer, P. J., Driscoll, N. W., Lizarralde, D., ... y Lonsdale, P. (2012). Middle Miocene to early Pliocene oblique extension in the southern Gulf of California. *Geosphere*, 8(4), 752-770. <https://doi.org/10.1130/GES00770.1>
- Teyssier, C., Tikoff, B., y Markley, M. (1995). Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23(5), 447-450. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0447:OPMACT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0447:OPMACT>2.3.CO;2)
- Tron, V., Brun, J.P., 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics* 188 (1-2), 71-84. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90315-J](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90315-J).
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002, *Geodynamics*: New York, Cambridge Press, 2a ed., 464 pp.
- Umhoefer, P. J., Schwennicke, T., Del Margo, M. T., Ruiz-Geraldo, G., Ingle Jr, J. C., y McIntosh, W. (2007). Transtensional fault-termination basins: an important basin type illustrated by the Pliocene San Jose Island basin and related basins in the southern Gulf of California, Mexico. *Basin Research*, 19(2), 297-322. Doi: 10.1111/j.1365-2117.2007.00323.x

- Umhoefer, P. J. (2011). Why did the Southern Gulf of California rupture so rapidly? —Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin. *GSA Today*, 21(11), 4-10. <https://doi.org/10.1130/G133A.1>.
- Umhoefer, P. J., Darin, M. H., Bennett, S. E., Skinner, L. A., Dorsey, R. J., y Oskin, M. E. (2018). Breaching of strike-slip faults and successive flooding of pull-apart basins to form the Gulf of California seaway from ca. 8–6 Ma. *Geology*, 46(8), 695-698. <https://doi.org/10.1130/G40242.1>.
- Van Wijk, J., Axen, G., y Abera, R. (2017). Initiation, evolution and extinction of pull-apart basins: Implications for opening of the Gulf of California. *Tectonophysics*, 719, 37-50. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.019>.
- Walsh, J., J. Watterson, y G. Yielding. 1991. The importance of small-scale faulting in regional extension. *Nature* 351:391–393.
- Watts, A.B., 2001, *Isostasy and the flexure of the lithosphere*: New York, Cambridge Press, 458 pp.
- Wernicke, B., 1985, Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 108-125.
- Whipp, P. S., Jackson, C. L., Schlische, R. W., Withjack, M. O., y Gawthorpe, R. L. (2017). Spatial distribution and evolution of fault-segment boundary types in rift systems: observations from experimental clay models. *Geological Society, London, Special Publications*, 439(1), 79-107.
- Withjack, M. O., y Jamison, W. R. (1986). Deformation produced by oblique rifting. *Tectonophysics*, 126(2-4), 99-124. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90222-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90222-2).
- Woodcock, N.H., y Fischer, M., 1986, Strike-slip duplexes: *J. Structural Geology*, v. 25, p. 725-735.
- Woodward, R. C. (1985). Geological factors in spillway terminal structure design. *Engineering geology*, 22(1), 61-70. [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(85\)90038-9](https://doi.org/10.1016/0013-7952(85)90038-9).

Zwaan, F., Schreurs, G., Naliboff, J., Buitter, S.J., 2016. Insights into the effects of oblique extension on continental rift interaction from 3D analogue and numerical models. *Tectonophysics* 693, 239–260. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.036>.