



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**CARACTERÍSTICAS E IMPORTANCIA ECONÓMICO-
PETROLERA DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS PULL-APART,
CON EJEMPLOS REPRESENTATIVOS**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA**

PRESENTA

ANNA ALESSANDRA DI CASTRO STRINGHER

DIRECTOR DE TESIS
ING. JAVIER ARELLANO GIL



MÉXICO, D.F.

MARZO, 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mi madre, mi ídolo y maestra, y a Gerardo, mi fuerza día a día.

Agradecimientos

El presente trabajo es la culminación del esfuerzo y aprendizaje obtenido durante la carrera, es por esto que debo agradecerle a todos aquellos que me ayudaron a llegar a este punto, en donde pruebo que estoy lista para comenzar con el siguiente gran paso, la vida profesional y en un futuro cercano el posgrado.

Primeramente agradezco a mi madre, Anna Di Castro, la cual me ha apoyado siempre, me ha enseñado el amor a la ciencia y, el más importante, a mi país, por el cual he decidido seguir preparándome, para darle todo y ayudar a convertirlo en lo que realmente debe ser. Gracias mamá por prepararme, hacerme capaz y ayudarme a descubrirme a mi misma a través de la geología

Mi familia, mi abuela Carla, mis tíos, como Andrea Di Castro y Francesca Di Castro y primos como Giovanna Sánchez, Juan Esteban Vargas y Carla Ikom Pérez han sido parte importante en este proceso ya que me han escuchado, apoyado, regalado videos de volcanes e incluso me han llevado a viajar. Gracias por la confianza y el amor.

A Gerardo Figueroa le agradezco el amor, la paciencia, la motivación y las ganas de seguir adelante. Gracias por estar a mi lado en todos aquellos momentos en los que te necesite y hacerme ver que siempre se puede volver a empezar. Y Miguel Míreles por creer en mí y hacerme ver más allá del horizonte

Les doy las gracias a los profesores que me ayudaron a llegar hasta el final, en especial al Ing. José Luis Arcos Hernández y el Ing. Javier Arellano Gil, por permitirme realizar la tesis y apoyarme en los momentos críticos.

A lo largo de estos cinco años he tenido profesores magníficos a los cuales les agradezco que, además de darme clases y transmitirme su conocimiento, me han contagiado con el entusiasmo de la geología. Gracias a Leovigildo Cepeda †, Ing. Alfredo Victoria Morales, Dr. Carlos Garza González Velez, M. en C. Emiliano Campos Madrigal, Dr. José Antonio Hernández Esprú , Ing. Jorge Nieto Obregón, Ing. Luis Arturo Tapía Crespo, M.C. Luis Espinosa Arrubarena, Dr. Dante Jaime Moran Zenteno, M. en C. Gonzalo Galaz Escamilla y Ing. Miguel Idelfonso Vera Ocampo .

Agradezco también a mis amigos y compañeros por las buenas experiencias y el apoyo.

Índice

Resumen	8
Abstract	10
Capitulo 1. Introducción	12
1.1 Objetivos	12
1.2 Metas	12
1.3 Cuencas en su ambiente tectónico	13
1.4 Introducción	14
1.5 Estructura de la Tierra	15
1.5.1 Zonación composicional de la Tierra	16
1.5.1.1 Corteza oceánica	17
1.5.1.2 Corteza continental	19
1.5.1.3 Manto	21
1.5.2 Zonación reológica de la Tierra	22
1.5.2.1 Litósfera	22
1.5.2.2 Astenósfera	23
1.6 Movimiento de Placas	24

1.7 Límite de Placas	25
1.7.1 Límites divergentes (dorsales oceánicas)	27
1.7.2 Límites convergentes (zonas de subducción)	29
1.7.3 Límites colisionales	32
1.7.4 Fallas transformes y zonas de fractura	34
1.7.5 Puntos triples	35
Capitulo 2. Clasificación de las cuencas sedimentarias	37
2.1 Cuencas relacionadas a un rift	37
2.1.1 Estructuras del rift	39
2.1.2 Secuencias de las cuencas de rift	40
2.2 Cuencas de margen continental	42
2.3 Cuencas continentales o de hundimiento intracratónico	44
2.4 Cuencas de trincheras de fondo oceánico, prearco y trasarco	46
2.4.1 Trincheras de fondo oceánico	47
2.4.2 Cuencas de prearco	48
2.4.3 Cuencas de trasarco	49
2.5 Cuencas remanentes y de antepaís (foreland)	49
2.5.1 Cuencas remanentes con turbiditas	50

2.5.2 Cuencas foreland (antepaís)	51
2.6 Cuencas tipo pannonian	53
2.7 Cuencas pull-apart	53
2.8 Cuencas debido a flexión	54
Capítulo 3. Cuencas pull-apart	56
3.1 Aspectos Generales	56
3.2 Condiciones tectónicas	59
3.3 Modelado de la interacción entre los procesos litosféricos y de superficie terrestre	61
3.4 Variaciones respecto al marco tectónico	65
3.5 Características estructurales, geomorfológicas y deposicionales	66
3.5.1 Características estructurales	67
3.5.2 Características geomorfológicas	72
3.5.3 Características deposicionales	73
3.6 Modelo estratigráfico del desarrollo de las cuencas de antepaís	74
Capítulo 4. Ejemplos representativos de las cuencas sedimentarias pull-apart	79
4.1 Ejemplos de México	81
4.1.1 Golfo de California	81

4.1.2 Sur del Golfo de México	85
4.1.3 Campo Bolontiku, Tabasco	90
4.2 Ejemplos mundiales	93
4.2.1 Mar Muerto	94
4.2.2 Falla Anatolia	97
4.2.3 Texas	99
4.2.4 Vienna	102
Conclusiones	104
Referencias	108

Resumen

Este trabajo trata sobre la génesis y las características sedimentológicas, estratigráficas, estructurales e interés económico-petrolero de las cuencas sedimentarias tipo pull-apart, las cuales son formadas donde se tienen fallas de desplazamiento lateral debido a un movimiento transtensional que causa extensión, por lo que se crean depresiones con una rápida subsidencia. Estas cuencas se caracterizan por tener una geometría en forma de "S" o romboidal, las que son de mayor longitud que anchura.

Las condiciones tectónicas que permiten la generación de estas cuencas son las que ocurren en fallas de desplazamiento lateral con extensión, por lo que se pueden formar en límites de placas transformantes, zonas de subducción oblicua y en las áreas de antepaís en la formación de cordilleras, y en donde ocurre desarrollo de fallas laterales en el interior de las placas tectónicas.

Las cuencas pull-apart tienen rasgos sedimentológicos característicos como son su gran aporte de depósitos terrígenos en cuencas con gran capacidad de sedimentación, granulometría media-fina a fina, y un gran contenido de materia orgánica, sobre todo en ambientes transicionales y marinos; por lo que sus columnas estratigráficas presentan variaciones litológicas en función de la variación de ambientes sedimentarios, llegando a presentar durante su máximo desarrollo depósitos de aguas profundas, principalmente turbiditas.

Estas cuencas son de gran importancia ya que, en algunos casos, forman secuencias sedimentarias que generan y almacenan hidrocarburos, por lo que se

deben de estudiar detalladamente cuando se realizan trabajos de exploración petrolera.

En México existen importantes sectores donde se tienen fallas de desplazamiento lateral con la consecuente formación de cuencas pull-apart, en medios continentales y oceánicos. Parte esencial de este trabajo es el de fundamentar cuáles son estas cuencas, cómo se formaron, dónde se localizan y sus características estratigráficas, sedimentológicas y petroleras.

Uno de estos ejemplos está localizado en el entorno de la Sonda de Campeche, el cual es explotado actualmente por su contenido de hidrocarburos en cuencas de 400 km de longitud, con fallas laterales orientadas NW-SE, las cuales son contemporáneas al desarrollo del sistema de fallas Motagua-Polochic. Esta cuenca posee una estratigrafía compuesta por secuencias de calizas, areniscas y lutitas.

Otro caso es la cuenca de Bolontiku, ubicado en el estado de Tabasco, formada por un sistema lateral contemporáneo al nacimiento de la Sierra Chiapaneca. Debajo de las aguas del Golfo de México posee más de 2 km de sedimentos de lutitas, areniscas y carbonatos que almacenan hidrocarburos en una estructura de flor negativa de orientación SW a NE.

Por último, en el Golfo de Baja California hay una cadena de cuencas pull-apart con fallas orientadas NW-SE y donde se tienen columnas de hasta 6 km de sedimentos continentales a marinos que podrían crear sistemas petroleros. Estas cuencas fueron formadas por la falla tectónica de los límites de placa entre Norteamérica y la del Pacífico, y por otras fallas relacionadas con este sistema.

Abstract

This work addresses the genesis and sedimentological, stratigraphic, structural and oil-economic characteristics of the sedimentary pull-apart basins. These are formed on lateral faults, because of a tectonic movement that causes extension. Thus, hollows with a fast subsidence are made. An "S" shape, or rhomboidal shape, is characteristic of these basins, whose length is greater than its width.

The tectonic conditions where these basins are generated are the same as the ones where lateral displacement faults occur, such as transformant plate limits, and oblique subduction zones, as well as foreland areas with mountain chains and where intraplate lateral faults develop.

The pull-apart basins have prominent sedimentological characteristics, such as a huge terrigenous deposits input in non-filled basins, medium-fine to fine grain size, and a great content of organic matter, especially of transition and marine environments. This is the reason why the stratigraphic column has lithological variations depending on the change of sedimentological environment. These variations reach maximum development on deepwater deposits, mainly flysch, such as turbidite deposits.

These basins are of great importance because, in some cases, sedimentary sequences which generate and store hydrocarbons are formed. Pull-apart basins should be studied in detail when performing oil exploration.

In some of Mexico's inland and ocean environments, there are important areas with strike-slip fault, which foster the consequent formation of pull-apart basins. An

essential part of this paper is to establish and make clear what these basins are, how they are formed, where they are located and their stratigraphic, sedimentological and oil characteristics.

One example of these pull-apart basins is located in the vicinity of the Sonda de Campeche, which is currently exploited for its oil content in basins 400 km long. This systems has lateral faults oriented NW-SE, which are contemporary to the development of the Motagua-Polochic faults system. The stratigraphy of this basin consists on rock layers of limestone, sandstone and shales.

Another case is the Bolontiku basin, located in the state of Tabasco, was formed by a strike-slip system contemporary to the birth of Sierra de Chiapas. Beneath the Gulf's waters, this basin has up to 2 km of shales, sandstones and limestones rocks. These store hudrocarbons in a negative flower structure oriented SW-SE.

Finally, in the Gulfo of Baja California there is a chain of pull-apart basins which are oriented NW-SE and have columns up to 6 km of marine and inland sediments. These could be a petroleum system. These basins were formed by the plate boundaries tectonic fault between North America and the Pacific, and other faults related to this system.

Capítulo 1. Introducción

1.1. Objetivos

El presente trabajo se centra en el estudio de las cuencas sedimentarias tipo Pull-apart para poder alcanzar los siguientes objetivos:

- Conocer y explicar su origen y sus principales características.
- Documentar en qué tipo de límite tectónico se originan.
- Conocer su geometría, sus dimensiones y el tipo de relleno sedimentario que las caracteriza.
- Documentar dónde existen este tipo de cuencas y qué características presentan.
- Conocer y describir su importancia económica- petrolera.
- Describir casos representativos de México y del mundo.

1.2 Metas

Para poder alcanzar los objetivos mencionados es necesario primero cumplir con las siguientes metas:

- Realizar una investigación bibliográfica.
- Entender cómo se forman y cómo evolucionan las cuencas pull-apart.
- Entender las características generales de las cuencas pull-apart que se diferencien de otras.
- Indagar qué tipos de yacimientos petroleros de interés económico pueden contener.

- Documentar ejemplos, en el país y en el mundo, donde se tengan yacimientos petroleros relacionados con cuencas pull-apart.
- Realizar un documento escrito integral y actualizado que sea una fuente de consulta tanto para estudiantes como para el personal de la industria.

1.3. Cuencas en su ambiente tectónico

Las cuencas sedimentarias se definen como depresiones topográficas que son consecuencia de una subsidencia litosférica a nivel regional, donde se facilita la acumulación de pocos a miles de metros de sedimentos. Estas morfologías se encuentran tanto en continente como en los océanos y áreas transicionales.

Se pueden clasificar según su ambiente de depósito o la condición tectónica donde se origina, de esto dependerá su tamaño, forma y el tipo de sedimentos.

La clasificación con base en el ambiente sedimentario se centra en la morfología, procedencia de los sedimentos, tipo de erosión, el agente de transporte, tipo de sedimentos, entre otras variantes; esto hace que esta clasificación sea precisa para descripciones de campo, pero para generar modelos a nivel regional se vuelve poco práctica. Para este último propósito se debe clasificar su ambiente tectónico, utilizando una clasificación objetiva basada en la Tectónica de placas.

La clasificación tectónica de cuencas considera como un proceso esencial a la subsidencia; ésta puede ser generada por: (1) un adelgazamiento en la corteza, (2) un aumento en la densidad de esta corteza con respecto a la corteza contigua, (3) por un decaimiento en la temperatura después de un evento con altas

temperaturas, (4) un largo periodo de sedimentación.(5) flujo astenosférico, (6) tensión en la litósfera (5) o incluso por los denominados “*cold spots*” que pueden generar una subsidencia cortical (Einsele, 2000; Ingersoll, 2012)

Es importante mencionar que la conservación y vida de las cuencas dependen del dinamismo tectónico; es decir, si la cuenca se encuentra en un ambiente tectónico activo, ésta será de vida corta con bajo potencial de conservación, pero si está en un ambiente tectónico pasivo, la cuenca tendrá una larga vida con una gran conservación.

1.4. Introducción

Un apropiado análisis de cuencas es fundamental para obtener información útil que ayude no sólo a interpretar la historia geológica y predecir su posible futuro, sino, que también nos brinda datos para saber si existen recursos económicos (hidrocarburos, minerales, etc) explotables o si es viable diseñar una obra ingenieril sobre ésta.

Este tipo de depresión en la corteza denominada cuenca sedimentaria, corresponde con todas aquellas áreas de topografía negativa en donde los sedimentos pueden acumularse hasta cierto grado de espesor por un largo periodo geológico (Einsele, 2000), gracias a esto se pueden generar distintos tipos de recursos naturales como son el petróleo, el gas y los sulfuros metálicos, entre otros (Martínez, 2003).

Las cuentas tipo *Pull-apart*, se forman donde se tienen fallas laterales transtensionales, como las que se encuentran en México en la zona de Guaymas, en donde existe potencial petrolero, aun cuando en 1918, no se encontraron

hidrocarburos en esta parte del Golfo de California (Galvez, 1922), aunque en la década de los 70's y 80's si se encontraron.

En este texto se abordan temas de apoyo para interpretar y explicar las características de este tipo de cuencas en el país y en el mundo; se dan ejemplos representativos considerando su importancia económica. Algunos de los temas relevantes que se abordan es cómo se forman, sus posibles relaciones con otros tipos de cuencas, las condiciones tectónicas y estructurales y si pueden generar yacimientos de interés económico.

1.5 Estructura de la Tierra

Para poder entender el origen de una cuenca sedimentaria es importante considerar a la teoría de la Tectónica de Placas y Deriva Continental, por lo que primero es necesario conocer la estructura interna de la Tierra, sus partes, su composición, la forma en la que interaccionan entre ellas y sus características geomecánicas.

El interior del planeta se puede dividir por su composición en tres capas principales: corteza, manto y núcleo, que a su vez presentan divisiones internas como ocurre con la corteza oceánica, corteza continental, núcleo externo y núcleo interno. Por su forma de comportarse desde el punto de vista reológico, es decir, por sus características geomecánicas, se divide en cuatro: litósfera, astenósfera, mesósfera y endósfera. En la figura 1.1 se muestran las subdivisiones del interior de la Tierra.

Se puede observar en la figura 1.1 que la litósfera está conformada por la corteza y parte del manto superior, mientras que la astenósfera está constituida por el manto superior, o la zona de transición y el resto del manto es conocido reológicamente como mesósfera. Se observan las dos grandes discontinuidades que tiene el planeta, la de Mohorovicic y la capa D'' (Gutenberg). La profundidad marcada en [km] es de las capas reológicas (Tarbuck & Lutgens, 2005).

1.5.1 Zonación composicional de la Tierra

La zonación composicional del interior de la Tierra se basa en las diferencias químicas que hay entre cada capa, esto se debe a que cuando se formó la Tierra ocurrió un fenómeno conocido como diferenciación química (Tarbuck & Lutgens, 2005), el cual consiste en que los elementos más pesados se fueron hacia el centro de la Tierra y los más ligeros quedaron flotando en la capa más superficial, debido a esto hay pocos elementos pesados en la corteza y ningún elemento ligero en el núcleo. Esta distribución química es la que permite que cada capa se comporte de distinta manera y se mantenga un equilibrio dentro del planeta.

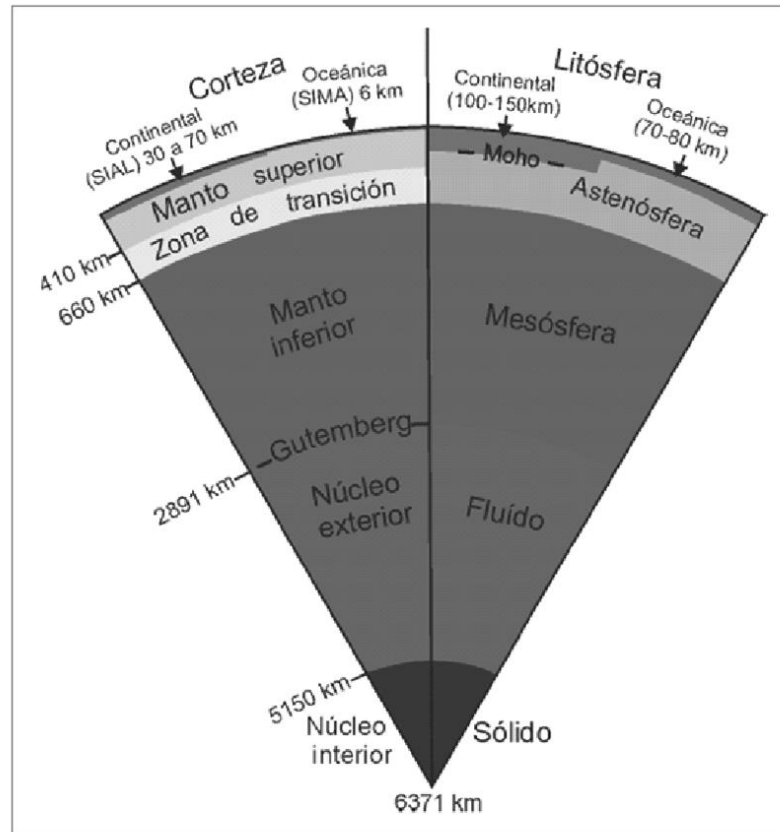


Figura 1.1. Esquema que muestra las dos formas de dividir el interior de la Tierra, por su composición química y por su reología (tomada de Hongn & García, 2011).

A continuación se describen las cinco capas composicionales del interior de la Tierra.

1.5.1.1 Corteza Oceánica.

Esta es la capa más delgada del planeta, consta en promedio de unos 7 km de espesor teniendo como mínimo 5 km y máximo 10 km (Kearey & Vine, 1996). Debido a que es más pesada y fría que la corteza continental, se subduce fácilmente debajo de ésta destruyéndose, por lo que su edad es prácticamente

reciente, ya que la corteza más antigua preservada tiene 180 [Ma] (Kearey & Vine, 1996).

La forma en la que los científicos han logrado conocer esta capa es por medio del estudio de las ofiolitas, que son fragmentos de corteza oceánica antigua que fueron a dar en la corteza continental debido a fenómenos tectónicos (Martínez, 2003). Gracias a esto podemos saber que la corteza oceánica (figura 1.2) está comprendida, de la superficie hacia abajo, por una primer capa delgada de sedimentos, una capa de lavas almohadilladas, una sección de diques intrusionados por más diques, debajo gabros masivos sobre gabros foliados y finalmente peridotitas. A esta composición se le suele llamar SIMA debido al alto contenido de sílice y magnesio.

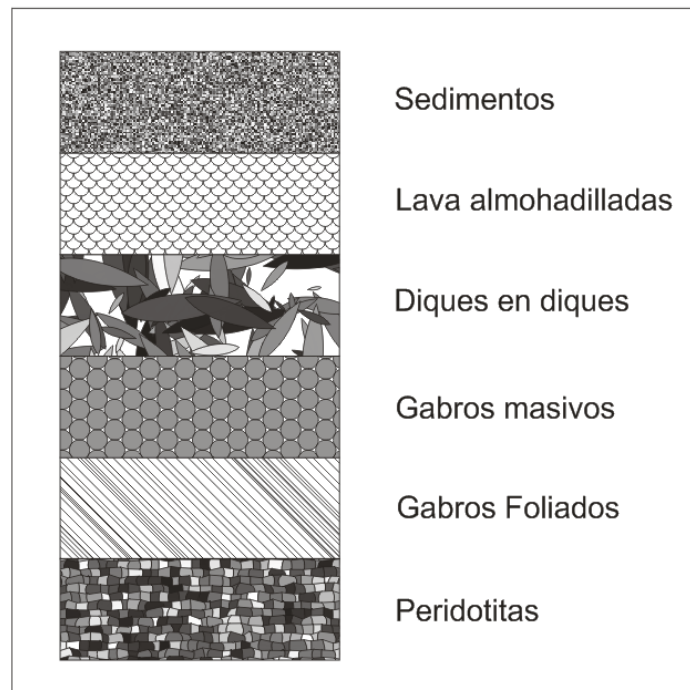


Figura 1.2. Esquema de la corteza oceánica típica.

1.5.1.2 Corteza Continental

La corteza continental es la capa más externa de la Tierra expuesta en los continentes por lo que es la que mejor conocemos, ya que es más fácil obtener muestras de ella y hacer prospecciones geofísicas para recabar datos; gracias a estos datos se puede decir que la composición general de esta franja es de diorita-granodiorita (Kearey & Vine, 1996) y los elementos más abundantes son sílice, aluminio, potasio y sodio, es por esto que se le conoce como SIAL (Martínez, 2003).

Debido a que en esta corteza se han preservado rocas desde hace 3,960 Ma (Cox & Hart, 1986), se tienen zonas muy deformadas y otras sin deformarse, del mismo modo hay partes de la corteza que poseen un gran espesor que llega a los 65 km y otros donde tan sólo alcanza 5 km, teniendo como promedio 35 km como se muestra en la figura 1.3.

Las principales diferencias entre los dos tipos de corteza son (Kearey & Vine, 1996):

- Estratificación: debido a que la corteza continental, en específico los escudos cratónicos, es mucho más antiguas que la corteza oceánica, las secuencias estratigráficas en la continental poseen una historia geológica más completa y compleja que la oceánica.
- Espesor: Como se mencionó anteriormente la corteza oceánica posee un grosor aproximado de 7 km y la continental un espesor promedio aproximado de 35 km (Kearey & Vine, 1996),(figura 1.3).

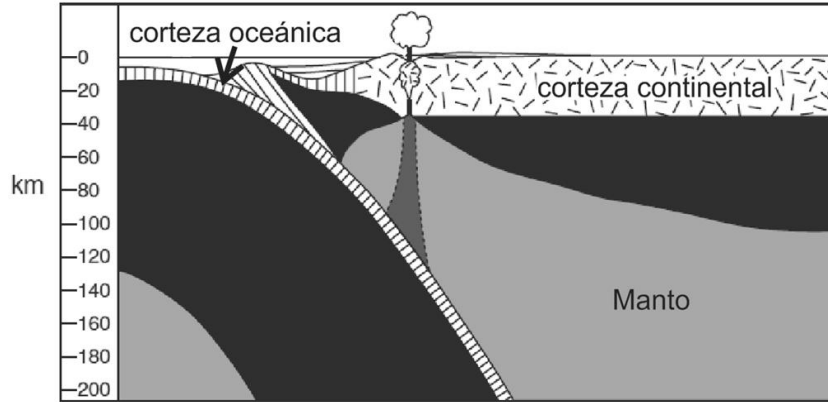


Figura 1.3. Dibujo de la relación de tamaños entre la corteza continental, oceánica y el manto (Modificada de Ingersoll, 2012).

- Con relación a la edad, en la corteza continental se han logrado fechar rocas de hasta 3960 Ma, mientras que en la oceánica tan sólo de 180 Ma (Kearey & Vine, 1996). Esto es el resultado de la deriva continental y de la dinámica de las placas, a su constante e interrumpido movimiento.
- La corteza oceánica presenta en general poca deformación debido a la dinámica de placas y a su edad relativamente joven, en cambio la corteza continental debe su variada morfología al intenso y prolongado movimiento, que ha originado una o varias fases de deformación.
- La mayor actividad ígnea ocurre en la corteza oceánica en los arcos volcánicos y en las dorsales, mientras que dentro de la corteza continental ocurre en regiones específicas.

1.5.1.3 Manto

Debajo de ambas cortezas se encuentra la discontinuidad de Mohorovicic (figura 1.1), la cual crea un cambio en la velocidad de las ondas sísmicas; esto ocurre por un cambio en la densidad de las rocas, que pasan de peridotitas a eclogitas, lo que aumenta su densidad (Martínez, 2003). A partir de este límite inicia el manto, que se comporta como un sólido viscoso sobre el cual se mueve la corteza.

Se conoce la composición química de esta capa al estudiar las rocas ígneas, como kimberlitas, que está compuesta por diamantes, y que se originan a profundidades entre los 90 km y los 120 km; está constituida principalmente de hierro, magnesio y sílice (Martínez, 2003). Lo más importante de esta capa es que aquí se generan las celdas de convección consideradas las responsables de la dinámica interna del planeta y del desplazamiento lateral de las placas tectónicas.

Debajo de esta gran capa, se encuentra el núcleo, que está separando del manto por la capa D'' (figura 1.1), en la cual ocurre un cambio de fase de sólido a líquido debido a que el núcleo externo es líquido (Kearey & Vine, 1996). Este cambio de fases entre el manto y ambos núcleos es el responsable del campo magnético de la Tierra, el que la protege de las tormentas solares.

Debido a que el núcleo está a una profundidad aproximada de 3,000 km es difícil obtener muestras de éste, por lo que los científicos se basan en los meteoritos para suponer su composición química y con la ayuda de la geofísica se sabe que el núcleo externo tiene un comportamiento líquido, mientras que el interno se comporta como sólido.

La composición química de los meteoritos se reduce a dos tipos: sideritos, compuestos esencialmente de hierro-níquel, y condritas, formadas por silicatos; así que se toman a los sideritos como ejemplos del núcleo, dándole el nombre de NIFE (Martínez, 2003).

En la figura 1.1 se observa un esquema de cómo están organizadas las capas de la Tierra y sus dimensiones. La primer capa es la corteza con un espesor de 5 a 65 km, seguida del manto con un tamaño de 3000 km; debajo de esta gran capa está el núcleo externo que mide aproximadamente 2400km y en la parte céntrica está el núcleo interno con sólo 1100 km.

1.5.2 Zonación reológica de la Tierra

La diferenciación composicional del planeta sirve para conocer su origen e historia, pero no es útil para explicar su cinemática, es por esto que se ha realizado otra división de la Tierra según su reología, es decir, su forma geomecánica de comportarse. En este apartado se habla de cómo está dividida la Tierra reológicamente y su relación con la tectónica de placas.

1.5.2.1 Litósfera

Es la capa exterior de la Tierra que se comporta de manera elástica, está formada por la corteza y la parte superior del manto (Kearey & Vine, 1996), posee un espesor aproximado de 80 km, (figura 1.4) (Tarbuck & Lutgens, 2005).

La unión entre corteza y manto superior se debe a que al ser una zona fría, donde hay poca fusión parcial, se comporta como una sola capa rígida que se sobrepone y se desliza sobre la capa adyacente.

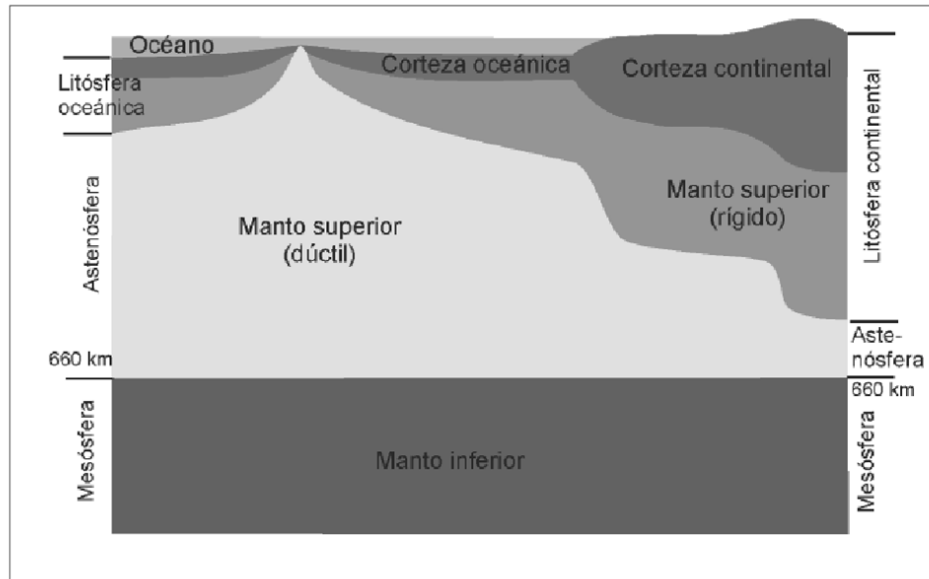


Figura 1.4. Diagrama de las capas reológicas de la Tierra (Tomada de Hongn & García, 2011).

1.5.2.2 Astenósfera

El cambio en la temperatura y la considerable fusión parcial de las rocas genera una nueva capa llamada astenósfera, con un comportamiento dúctil. Es esta capa la responsable de las placas tectónicas, ya que gracias a ella los continentes y océanos se mueven.

En algunas partes ésta ejerce presión vertical ascendente en la litósfera, generando esfuerzos que ocasionan un adelgazamiento y expansión en la corteza, mientras que en otras partes la litósfera llega a ser muy amplia y desciende dentro de la astenósfera fundiendo la corteza y generando magma (figura 1.4).

No se conoce bien el límite de la astenósfera, pero se interpreta que es a unos 660 km de profundidad, donde comienza la mesósfera (Tarbuck & Lutgens, 2005).

La mesósfera tiene temperaturas aún más elevadas que la astenósfera, por lo que las rocas se vuelven más resistentes.

1.6 Movimiento de Placas

Como se mencionó anteriormente el movimiento de placas está relacionado con la reología de las capas del planeta, ya que los cambios físicos ocasionan una dinámica interna.

La mecánica que ocasiona la tectónica de placas es debido a las celdas convectivas, las cuales hacen que la parte caliente de la astenósfera suba y las partes frías descendan, generando movimientos en la astenósfera y litósfera.

Hay varias teorías sobre cómo se mueven estas celdas, en la figura 1.5 a) la convección está generada entre un tope y un fondo que presentan dos temperaturas diferentes y cada celda es independiente de las demás. En b) el enfriamiento lateral provocado por la subducción genera el movimiento en toda la astenósfera limitado por tres temperaturas muy distintas entre sí. Y en c) el flujo es conducido por una distribución no uniforme de calor debido a la diferencia en los espesores de la litosfera (Vizán & Lagorio, 2011). Para cada teoría, la forma en la que se subducen las placas, la formación de puntos calientes y cómo se generan las dorsales son distintas.

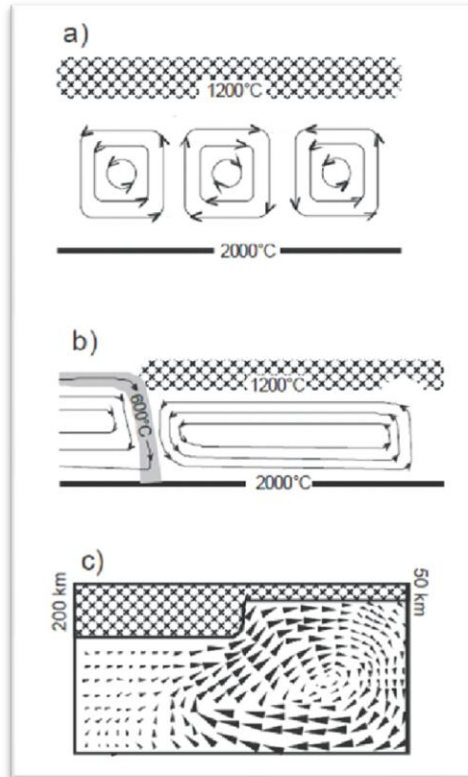


Figura 1.5. Teorías de celdas de convección en el interior de la Tierra (tomada de Vizán & Lagorio, 2011).

1.7 Límite de Placas

Las placas tectónicas son fracciones de la litósfera oceánica o continental que están en continuo movimiento, por lo que pueden cambiar de tamaño y forma a lo largo del tiempo geológico.

Estas placas tienen distintos tipos de límites entre ellas, lo que genera cambios en la morfología de la Tierra; cada límite está controlado por la tectónica y genera distintos rasgos en la superficie del planeta, la figura 1.6 ejemplifica los tipos de límites de placas con las morfologías que crean.

El primer límite es el convergente o subducción que genera arcos de islas, el segundo es de fallas transformantes, seguido por un límite divergente en el que se abre el piso oceánico.

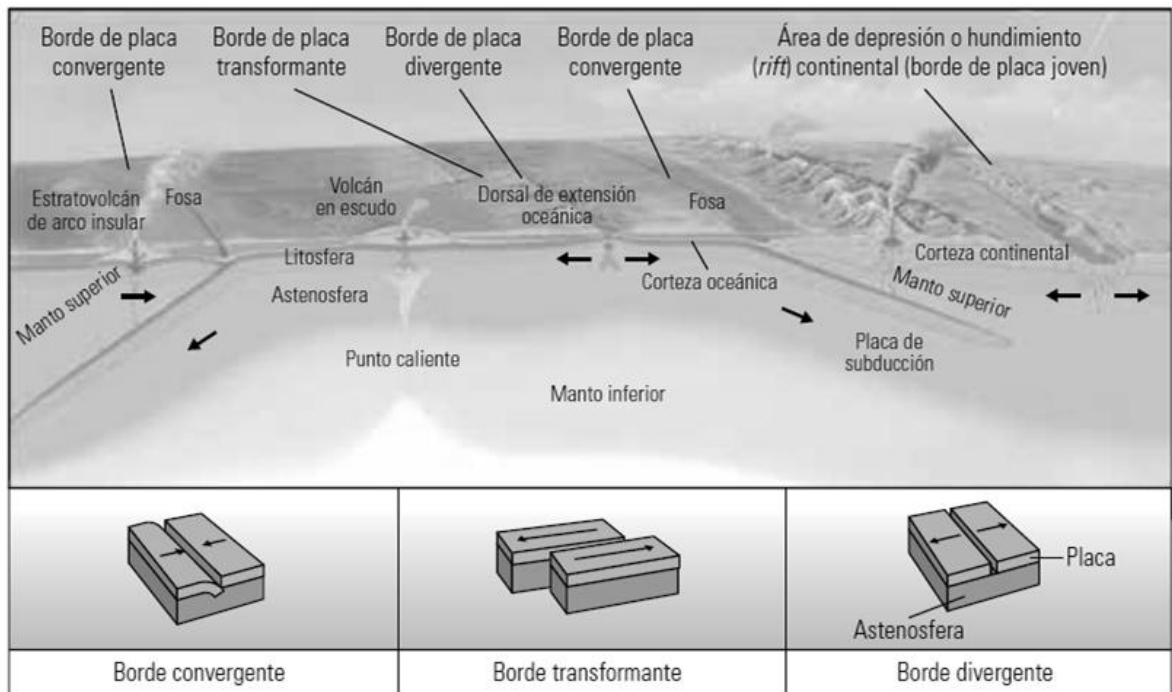


Figura 1.6. Ejemplos de los tipos de límites convergentes, divergentes y transformantes entre placas tectónicas, (tomada de Bryant *et al*, 2012)

La Tierra está formada por 16 placas (figura 1.7), todas de distinto tamaño, forma, edad y origen. La interacción entre estas placas crea volcanes, cadenas montañosas, sismos, valles y dorsales oceánicas. A continuación se describen cada tipo de límites.

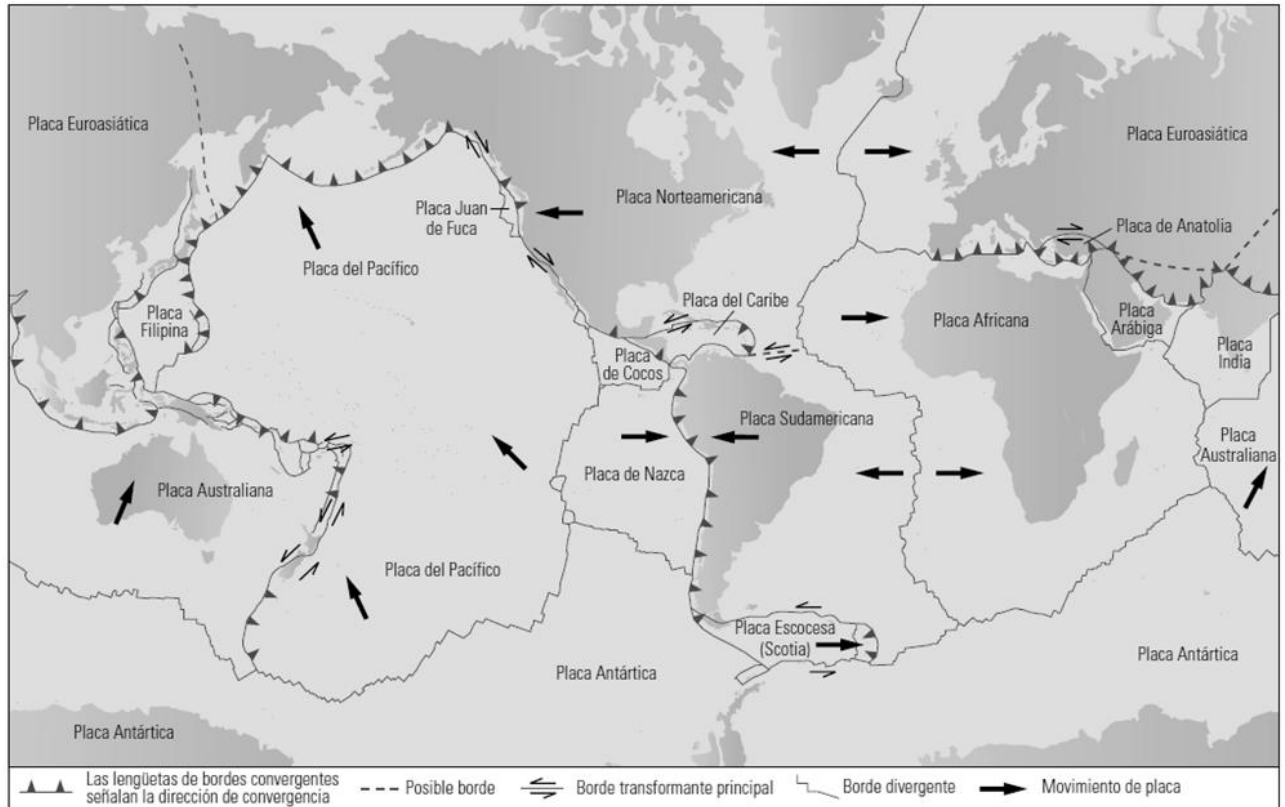


Figura 1.7. Esquema de las 16 placas tectónicas con sus respectivos nombres (tomada de Bryant *et al*, 2012).

1.7.1 Límites divergentes (dorsales oceánicas)

Los límites divergentes son aquellos en los cuales las placas se separan creando nueva corteza oceánica, también se les conoce como dorsales oceánicas.

El sistema de dorsales es la estructura topográfica más grande del planeta con una extensión de más de 60,000 km, una altura de 2 a 3 km y un ancho de 1,000 a 4,000 km, (Kearey & Vine, 1996) (figura 1.8).

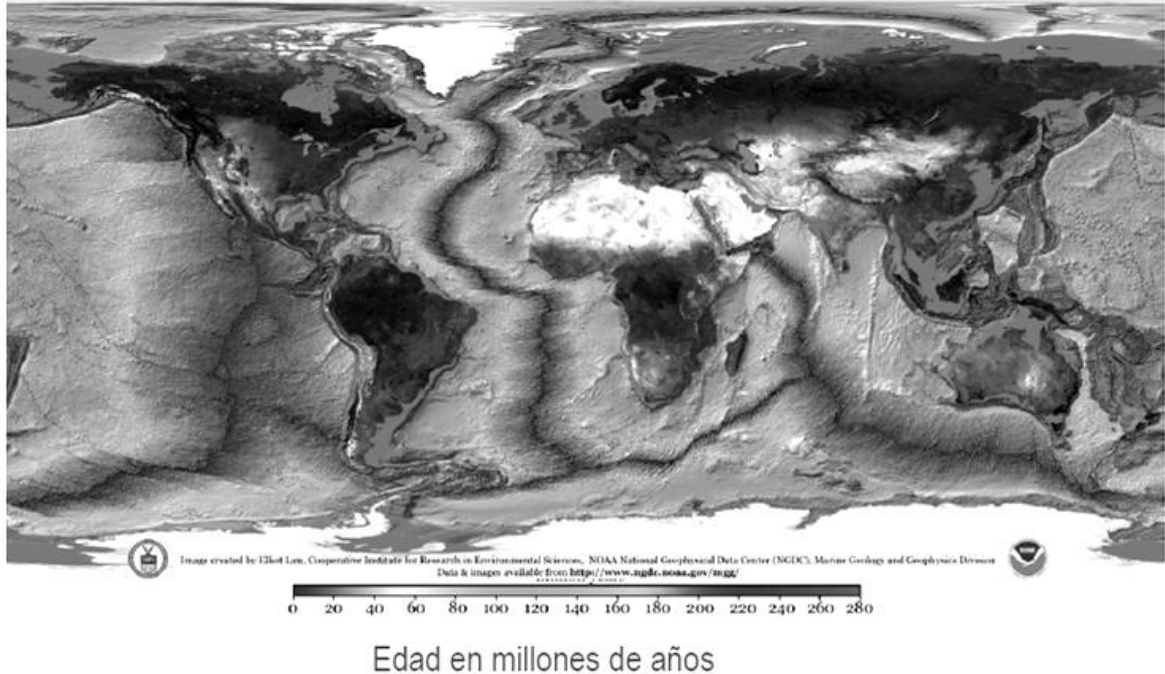


Figura 1.8. Sistema de dorsales diferenciando la edad en millones de años del piso oceánico con colores que van gris claro, para los más antiguos a gris oscuro para los más recientes (tomada de Hongn & García, 2011).

La estructura de estas dorsales se compone de valles de *rift* (figura 1.9) que se encuentran al centro de éstas. Los valles se originan por una serie de fallas normales que dan paso a la emanación de astenósfera generando nueva corteza, la cual al salir es poco densa y se observa como un abombamiento de la litósfera; al irse alejando de la dorsal por el surgimiento de nuevo material, ésta se enfría y se vuelve más densa y comienza a hundirse (Tarbuck & Lutgens, 2005).

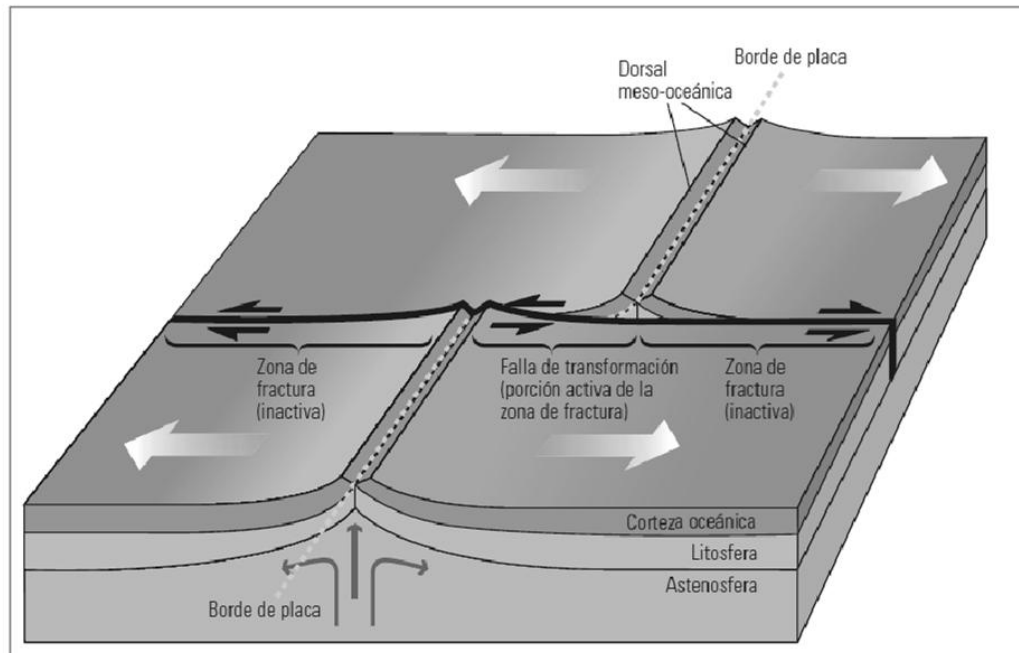


Figura 1.9. Esquema de dorsal oceánica: al centro se encuentra el valle de rift, el cual, junto con las demás estructuras de fallas y abombamiento conforman la dorsal oceánica (tomada de Bryant *et al*, 2012)

Los rifts, al ser depresiones, acumulan sedimentos dando lugar a cuencas sedimentarias. Pero en las dorsales oceánicas hay poco aporte de sedimentos, lo que crea secuencias estratigráficas delgadas.

1.7.2 Límites convergentes (zonas de subducción)

Lo que le da un equilibrio al planeta son las dorsales oceánicas, que es donde se crea nueva corteza, y las zonas de subducción, donde se destruye la corteza.

Este límite es conocido como zona de subducción (figura 1.10), el cual es donde convergen las placas. Una placa es más densa que la otra por lo que la

más pesada se desliza bajo la ligera y así entra al manto, donde se funde parcialmente. El ángulo promedio de subducción es de 45° , como el caso de México, el cual comienza con 10° y a unos 450 km de la trinchera se flexiona a 45° , pero hay casos extremos como Japón que tiene un ángulo casi de 90° o Chile con casi 8° (Kearey & Vine, 1996).

Al entrar a la astenósfera a una profundidad aproximada de 100 km (Tarbuck & Lutgens, 2005), la placa fría e hidratada comienza a fundirse generando magmas que ascienden a la corteza; a su vez, éstos funden parcialmente algunas rocas de la corteza y metamorfizan algunas otras. Algunos magmas logran salir a la superficie en forma de lava generando arcos magmáticos característicos de estas zonas de subducción, otros magmas no logran llegar a la superficie (intrusivos) hasta que la erosión y otros procesos de deformación permiten que afloren (Martínez, 2003).

Es en estos límites de placa donde se genera la mayoría de los volcanes más activos y de los sismos en el planeta, conocidos como anillo de fuego. Los temblores son originados por dos razones, dependiendo en general por la profundidad del foco: los más someros se deben a la liberación de tensión entre las placas convergentes, los de mayor profundidad (300 km) se deben a un cambio de facie mineralógica en la corteza que subduce (Kearey & Vine, 1996). Por otra parte las zonas de fallas transformantes también producen sismos, pero éstos no son a grandes profundidades; no por esto son de menor intensidad, ya que hay partes del mundo, como en la Falla de San Andrés (California) o en la

Falla de Anatolia (Turquía), que han sido devastadas por grandes sismos en los cuales llega a haber desplazamientos horizontales de hasta 2.5 m.

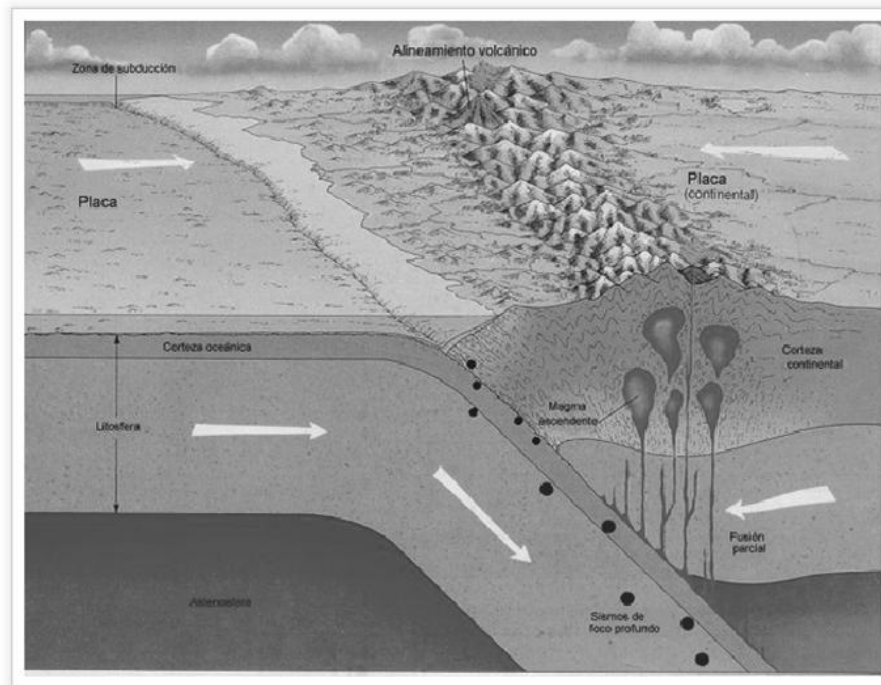


Figura 1.10. Esquema que muestra la zona de subducción donde la corteza oceánica se desliza bajo la continental, generando magmas que ascienden por la corteza formando arcos volcánicos (tomada de Adib, 2013).

La figura 1.11 muestra el área con la mayor densidad de volcanes y sismos del planeta. Resaltan con círculos los mayores sismos de la historia reciente del hombre, con triángulos los volcanes más activos y con líneas los límites entre placas.

En las trincheras causadas por la subducción suelen acumularse sedimentos, llamados prisma acrecionales. Éstos al estar sometidos bajo continúa

compresión, se deforman. Del mismo modo, si se presenta la topografía justa se crean cuencas sedimentarias.



Figura 1.11. Mapamundi que remarca el cinturón de fuego, originado por la subducción entre placas (tomada de García, 2008).

1.7.3 Límites colisionales

Otro tipo de límite convergente es el colisional, en donde dos placas de baja densidad chocan y al no poder subducir una debajo de la otra se deforman y generan cordilleras montañosas (figura 1.12), (Kearey & Vine, 1996).

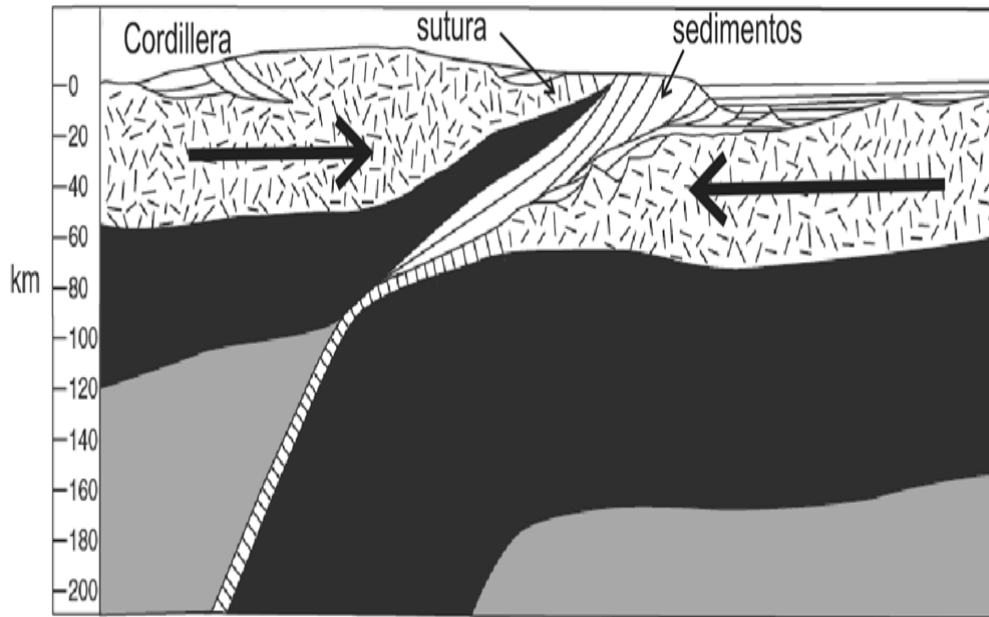


Figura 1.12. Colisión entre dos placas de la misma densidad, lo que genera cordilleras montañosas, (Modificada de Ingersoll, 2012).

En algunas ocasiones parte de la corteza oceánica que pudo subducir bajo la continental antes de la colisión queda atrapada entre ambas cortezas quedando expuesta en la cima de las montañas, la unión entre ambas cortezas se conoce como sutura (figura 1.12) se constituyen de ofiolitas (figura 1.2) (Kearey & Vine, 1996).

Al tener una topografía elevada los cauces de ríos transportan sedimentos pendiente abajo hasta llegar a zonas con una pendiente nula o casi nula donde los sedimento se acumulan generando abanicos aluviales o en algunos casos cuencas sedimentarias si la morfología lo permite.

1.7.4 Fallas transformes y zonas de fractura

Las fallas transformantes se pueden presentar de forma relacionada a los límites de placas convergentes o divergentes, siendo este último el más común (figura 1.13). Este tipo de límite de placas son desgarres casi verticales que producen un movimiento lateral entre cortezas (Martínez, 2003).

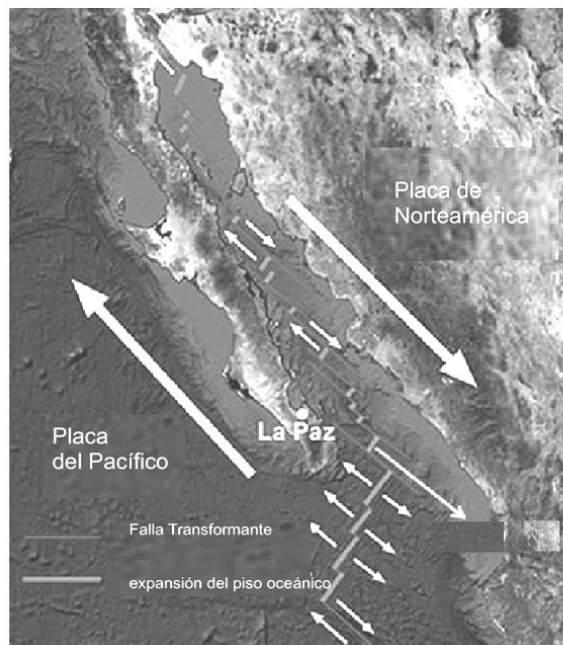


Figura 1.13. Falla transforme ligada a subducción y dorsal oceánica, Baja California, México. El movimiento lateral esta dado por la Falla San Andrés donde Norte América baja y la palca del Pacífico sube (modificada de Spelz, 2012).

La zona de fractura son estructuras de ruptura en las dorsales oceánicas, cuando evolucionan se convierten en fallas transformantes que separan y desplazan los valles de rift que dan origen a nueva corteza (figura 1.9), creando una especie de serpenteo de las dorsales a través del océano. Se utiliza la traza

de las fallas transformes para conocer el movimiento de las placas (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Este tipo de movimiento genera pequeñas depresiones, valles y crestas, lo que puede dar lugar a cuencas sedimentarias (Kearey & Vine, 1996).

Hay dos tipos de movimientos en estas fallas uno de transtensión, en donde se comienzan a separar bloques, a partir de fallas normales, algunas partes de la corteza por el movimiento divergente, es aquí en donde originan las cuencas tipo Pull-apart. El segundo movimiento de manera compresional se llama transpresional, lo que genera relieve positivo por deformación (Ingersoll, 2012).

Las elevaciones transpresionales aportan sedimentos a las cuencas transtensionales, las cuales pueden tener actividad volcánica (Kearey & Vine, 1996).

1.7.5 Puntos triples

Los punto triples son la convergencia de los límites de tres placas, otorgando gran inestabilidad, generalmente esto se debe a puntos calientes que adelgazan la litósfera fragmentándola y generando rifts.

Esta inestabilidad es la causa de que existan en la actualidad pocos límites así, pero en un pasado geológico fueron relativamente abundantes y de gran importancia (Marsaglia, 2012).

Existen al menos seis tipos de Puntos triples los cuales varían por el tipo de límite que hay entre cada placa, los cuales son: por subducción, rift o falla transformante.

En la figura 1.14 se observan seis tipos de puntos triples. Las líneas con puntas representan subducción y estas apuntan hacia la trinchera. Las dobles líneas representan un rift y las que tienen flechas son bordes transformantes. Cada placa pose una letra y el nombre del tipo de punto triple esta dado por el tipo de limite. En paréntesis se da un ejemplo actual del caso.

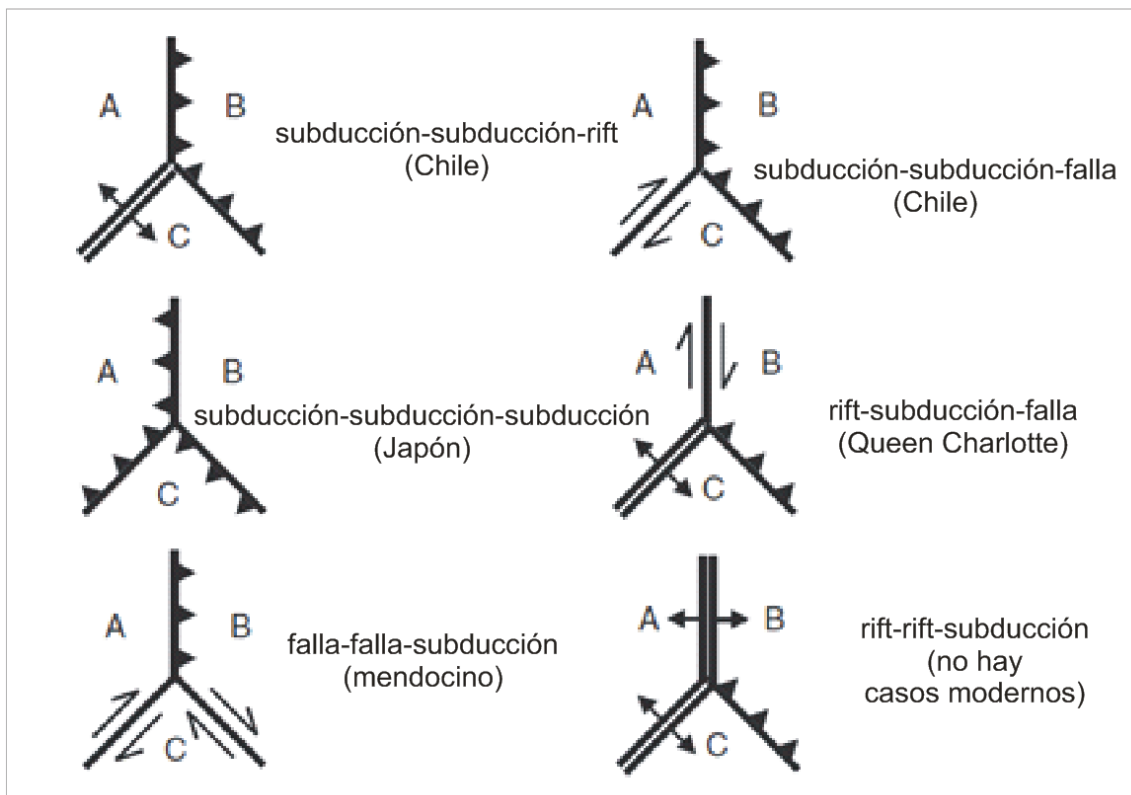


Figura 1.14. Tipos de puntos triples (Modificada de Marsaglia, 2012).

Capítulo 2 Clasificación de las cuencas sedimentarias

En general hay dos formas de clasificar a las cuencas sedimentarias, la primera por sus características sedimentológicas- estratigráficas y la segunda por las tectónicas.

En este trabajo se aborda la clasificación tectónica, por ser de mayor utilidad en aspectos regionales y por ser de aplicación en proyectos de exploración petrolera, minera y en otras áreas de ingeniería en Ciencias de la Tierra. Ésta se justifica con las columnas estratigráficas, sedimentológicas y su estilo estructural, lo que da como producto un modelo tectónico.

En la tabla 2.1 se muestra la clasificación según (Einsele, 2000) en dónde se menciona el tipo de cuenca, la corteza en la que se encuentra, el tipo de límite que involucran y algunas de sus características principales.

Las cuencas sedimentarias se desarrollan en todos los tipos de límites entre placas y dentro de las mismas, por lo que se forman, tanto en corteza oceánica como en la continental, lo que hace que posean distintas características, que hacen que tengan o no recursos naturales útiles a la sociedad.

2.1 Cuencas relacionadas a un rift

Las cuencas relacionadas a un rift se forman en la parte más profunda de éste, que no forzosamente es la parte central, se forman tanto en el océano como en el continente, debido al adelgazamiento de la corteza (Kearey & Vine, 1996).

Categoría de cuenca	Tipo especial de cuenca	Tipo de corteza	Estilo de límite de placas	Características
Continental o depresión de cuenca interna	Cuencas epicontinentales, intracratónicas	Continental	Divergente	Grandes áreas, subsidencia lenta
Continental o fractura de cuenca interna	Graben, valles de rift, aulacógenos	Continental	Divergente	Cuencas estrechas delimitadas por fallas y rápida subsidencia al inicio del rift
Cuencas en márgenes continentales pasivos	Cuencas de tensión dislocadas, cuencas de tensión cizallada	Transicional	Divergente mas cizalla	Cuencas asimétricas, parcialmente rellena de sedimentos, moderada a lenta subsidencia
Depresiones de cuencas oceánicas	Cuencas oceánicas nacientes	Oceánica	Divergente	Larga, asimétrica y baja subsidencia
Cuencas relacionadas a subducción	Trincheras de fondo oceánico	Oceánica	Convergente	Parcialmente asimétrica, variada profundidad y subsidencia
	Antearco, trasarco e intraarco	Transicional, oceánica	Dominantemente convergente	Parcialmente asimétrica, variada profundidad y subsidencia
Cuencas relacionadas a colisión	Cuencas remanentes	Oceánica	Convergente	Subsidencia activa relacionada al rápido aporte de sedimentos
	Cuenca de antepais, de retroarco	Continental	Flexión cortical, convergencia local o transformante	Cuenca asimétrica, con tendencia a acelerar la subsidencia
Cuencas relacionadas a fallas de cizalla	Cuencas Pull-apart y transpresionales	Continental /oceánica	Transformante, divergente o convergente	Pequeñas cuencas elongadas y con rápida subsidencia

Tabla 2.1. Clasificación de cuencas sedimentarias por su componente tectónico (Datos tomados de Einsele, 2000).

Según Einsele (2000) la clasificación dentro de la que caen las cuencas de rift es la de continental o fractura de cuenca interna, debido a que este tipo de cuencas se presentan con más frecuencia en la corteza continental cuando se da inicio a un nuevo océano (tabla 2.1). A continuación se mencionan las principales características de cada una de sus variantes.

Una cuenca de rift muy estudiada, es la cuenca del Valle del Rift, en África, entre los países de Etiopía, Kenia y Tanzania, principalmente. En donde la serie de cuencas de 4830 km han formado grandes lagos.

2.1.1 Estructuras del rift

Los rift están delimitados por una serie de fallas normales que suelen formar un graben (figura 2.1 c) o medio graben (figura 2.1 b) (Kearey & Vine, 1996), lo que puede generar una asimetría en la geometría de los depósitos.

Los fallamientos más comunes son los lístricos y normales, y su importancia varía dependiendo de la etapa de desarrollo de la cuenca, por lo que en las cuencas que están en etapa de extensión, las fallas dominantes e importantes son las normales (Badley, Egeberg, & Nipen, 1984).

Debido a que los valles de rift suelen tener una gran extensión, las cuencas en ellos presentan distintos tipos de estructuras dependiendo de la cercanía de la fuente de los sedimentos; formando desde abanicos aluviales, deltas o turbiditas en el caso de los océanos profundos (Einsele, 2000).

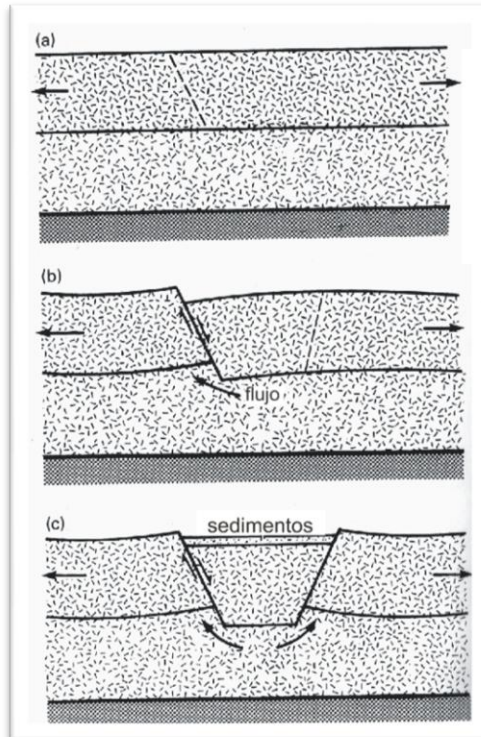


Figura 2.1. Etapas de formación de una cuenca de rift. a) se observa como comienza a deformarse la corteza, b) se genera medio graben y c) se ha formado ya el graben que en la parte superior acumula sedimentos (Modificada de Kearey & Vine, 1996).

2.1.2 Secuencias de las cuencas de rift

Las secuencias en las cuencas de rift pueden ser de origen volcánico dependiendo de la etapa en la que se encuentre el rift, pero no todos presentan este tipo de materiales; al generarse nuevo piso oceánico se encuentra como basamento una serie de rocas ígneas de composición alcalina (Einsele, 2000).

Al ser más comunes los rift dentro del continente, estos presentan depósitos terrígenos, pero si la subsidencia alcanza niveles por debajo del nivel medio del mar, se generan inicialmente depósitos evaporíticos (Einsele, 2000), mientras que en los rifts maduros que forman nuevos océanos, es donde se depositan

carbonatos, lutitas y conglomerados; en algunos casos el rift no evoluciona completamente y se desarrolla con rift abortado o aulacógeno (figura 2.2)

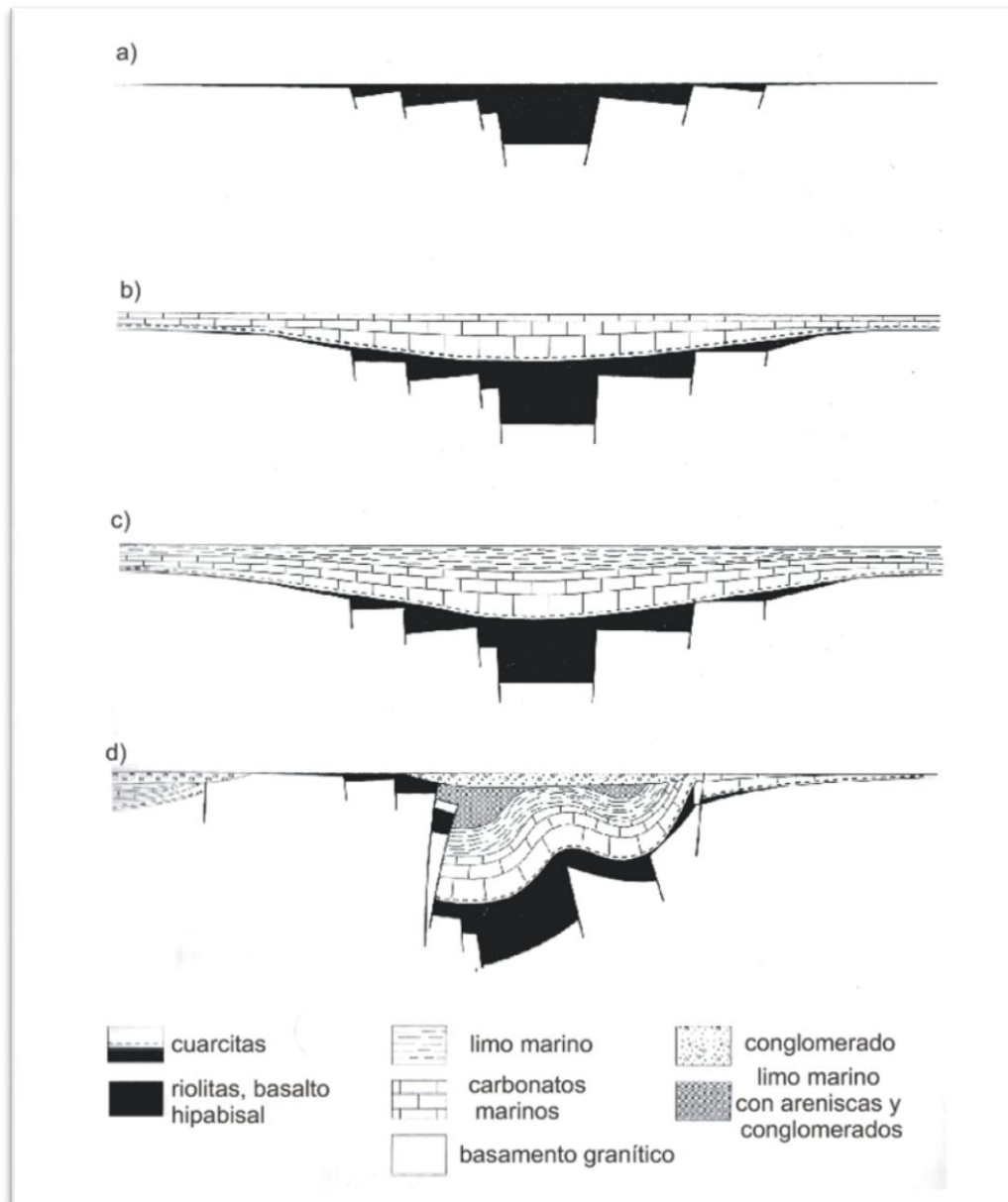


Figura 2.2. Evolución de sedimentos en un aulacógeno. En a) se muestra como inicia el aulacógeno, en b) los primeros depósitos de carbonatos, c) indica el inicio de un hundimiento debido al peso de los sedimentos y d) muestra la estructura que obtiene el aulacógeno por el hundimiento y la estratificación de sedimentos (Modificada de Kearey & Vine, 1996).

2.2 Cuencas de margen continental

Las cuencas de margen continental caen dentro de la clasificación de Einsele como cuenca de margen continental pasivo (tabla 2.1). Existen tres tipos de márgenes continentales (Einsele, 2000):

1) No volcánico, que pasan por la transición de pocos a muchos sedimentos (menos de 1 km a más de 10 km) (figura 2.3 a).

2) Volcánico, son más angostos que los no volcánicos (figura 2.3 b).

3) Rift-transformante, formados por una deformación de extensión. Donde cada uno genera distintos tipos de cuencas aun cuando están regidos bajo el mismo tipo de tectónica pasiva (figura 2.3 c).

Los márgenes pasivos recientes presentan pequeños espesores de sedimentos, mientras que los márgenes pasivos maduros pueden tener columnas estratigráficas de más de 10 km de espesor de rocas sedimentarias (Einsele, 2000).

Un ejemplo de estas cuencas corresponde a las que están situadas en el borde continental de Brasil y en África occidental, las cuales fueron separadas por la dorsal meso Atlántica, donde cada cuenca posee unos 20 km de longitud y son del tipo no volcánico

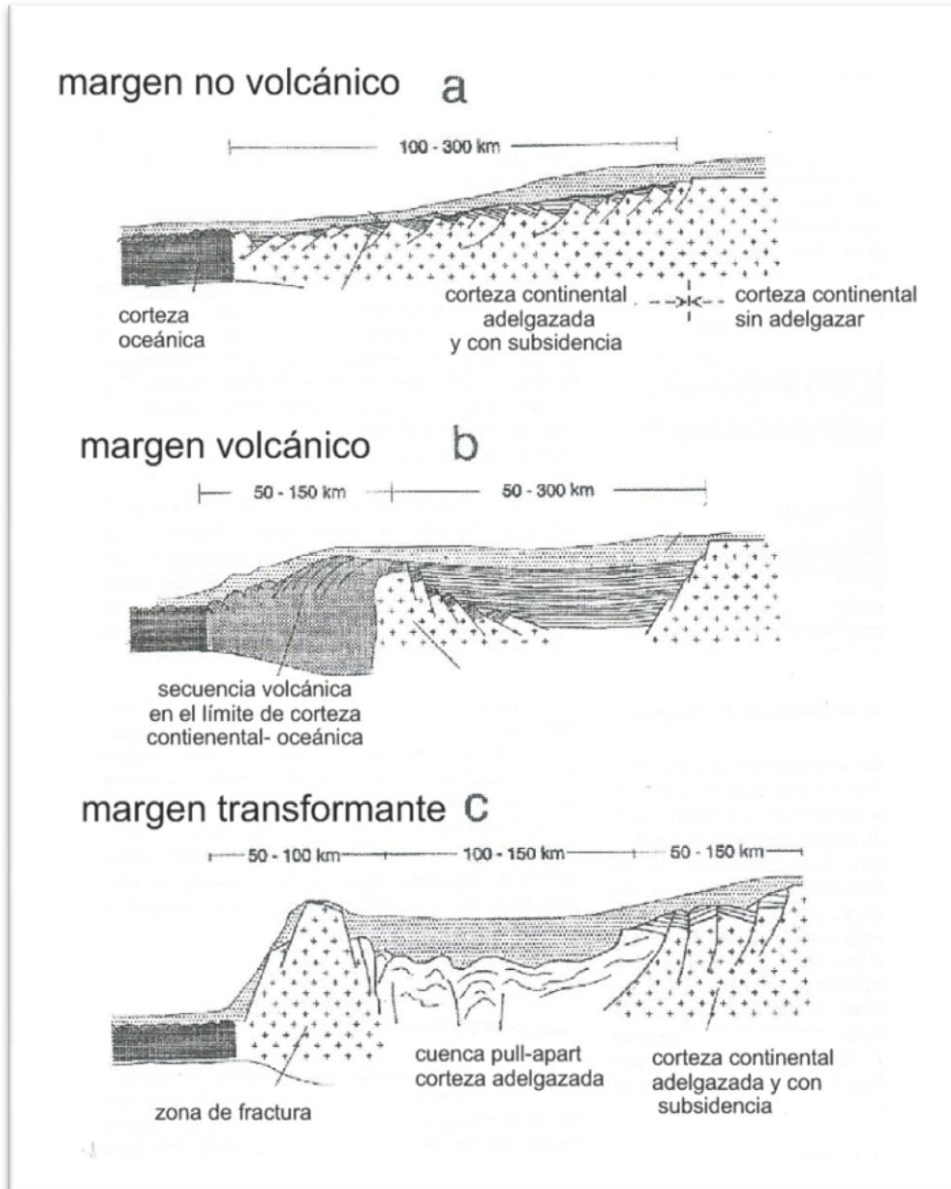


Figura 2.3. Esquema de los diferentes tipos de cuencas de margen continental, en a) se muestran los no volcánicos, en b) los volcánicos y en c) los transformantes (Modificada de Einsele, 2000).

Hay cuatro tipos principales de sedimentos que se encuentran en estas cuencas: siliciclásticos, carbonatos y evaporitas. Mientras que los sedimentos de márgenes recientes están constituidos por sedimentos asociados a suspensión

(lodo hemipelágico), sedimentos gravitatorios (principalmente materia orgánica), sedimentos asociados a corrientes de fondo y depósitos residuales (debido a erosión), (Maldonado & Canals, 1982).

2.3 Cuencas continentales o de hundimiento intracratónico

La cuencas de hundimiento intracratónico corresponde a la clasificación de continental o depresión de cuenca interna de Einsele, que se lleva a cabo en corteza continental principalmente y en márgenes divergentes (tabla 2.1).

Algunas de las características de estas cuencas es que son de grandes extensiones, de una larga vida, se hunden lentamente, acumulan espesores de sedimentos mayores a 10 km y sufren poca deformación (Einsele, 2000).

Una de las teorías de cómo se formaron estas cuencas es que para mantener un equilibrio isostático por el gran peso y tamaño de los cratones, las partes contiguas se hunden en forma de graben, y es en esas depresiones topográficas donde se depositan los sedimentos generados por la gran erosión que afecta a los cratones (figura 2.4), (Kearey & Vine, 1996).

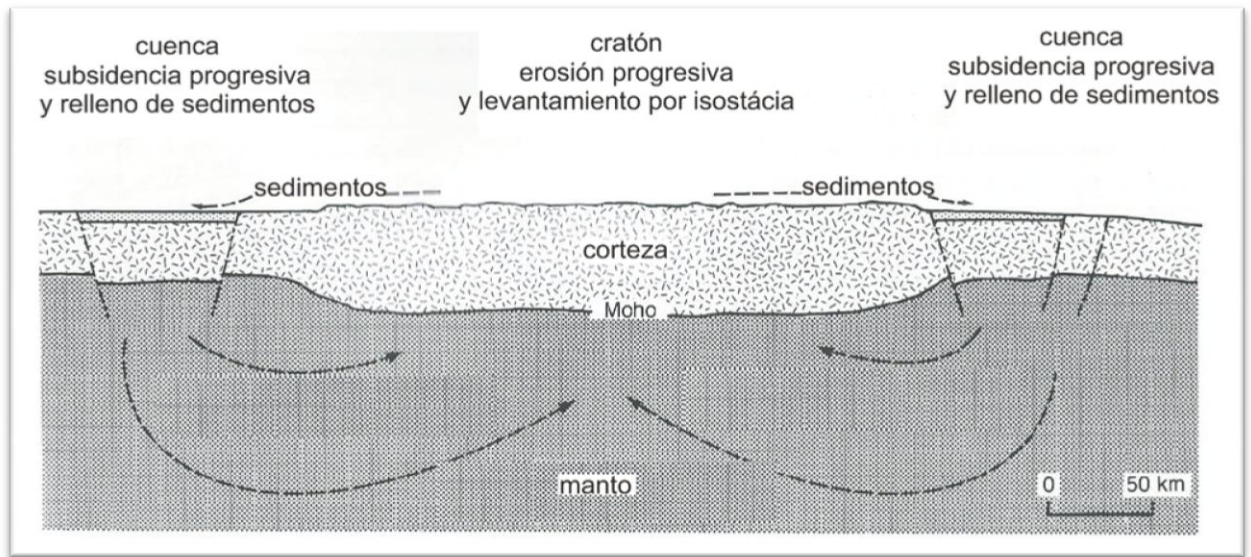


Figura 2.4. Esquema de cuencas intracratónicas. El cratón se erosiona y los sedimentos se depositan en las cuencas contiguas que son de gran extensión (Modificada de Kearey & Vine, 1996).

Los sedimentos en estas cuencas tienden a ser autóctonos, de origen lacustre, marino o continental y presentan discordancias, periodos de erosión, de poco depósito e incluso con cambios en el nivel eustático (Einsele, 2000).

Debido a que las cuencas tienen una larga vida, se puede observar en la estratigrafía cambios litológicos que se asocian con cambios climáticos y cambios en el nivel medio del mar.

Una de las cuencas continentales más complejas es la que se encuentra detrás del Himalaya, la cual cuenta con una amplia extensión y una compleja evolución.

2.4 Cuencas de trincheras de fondo oceánico, prearco y trasarco

Las cuencas de trincheras de fondo oceánico, prearco y trasarco se localizan en las zonas de subducción (figura 2.5), están relacionadas directamente a esta actividad tectónica ya que dependen de ella para su formación, tamaño, evolución y vida. Es por esto que en la clasificación de Einsele entran como cuencas relacionadas a subducción (tabla 2.1).

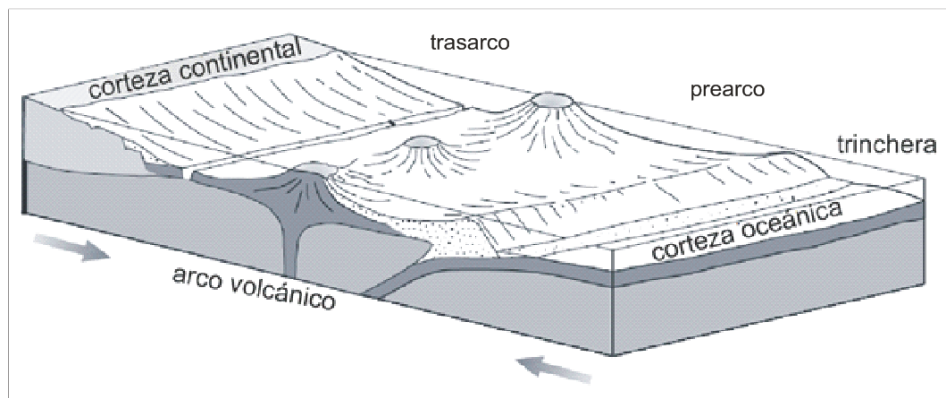


Figura 2.5. Esquema de la zona de subducción, donde se encuentra la trincheras, prearco, trasarco y el arco volcánico (Modificada de Nichols, 2009).

En la figura 2.5 se puede observar que la trincheras es una zona de hundimiento dada por la subducción de la corteza, lo que crea un levantamiento hacia el continente, este abombamiento es conocido como prisma acrecional o complejo de subducción, el que aporta sedimentos al prearco, conocido también como cuenca de retroarco. Después de este, hacia el continente, se localiza el arco volcánico, el que aporta la mayor cantidad de sedimentos a las cuencas de la región. Si se manifiesta un cambio en el ángulo de subducción el arco queda inactivo y se genera un nuevo arco, lo que hace que la corteza del antiguo arco se

enfrié y aumente la densidad, adelgazando y formando un rift en el trasarco o cuenca de trasarco (Nichols, 2009).

Estas tres cuencas se tienen en la zona de Japón, dónde las cuencas de fondo oceánico se hallan en las Fosas de las Marianas, las cuencas de prearco al este de Japón y las de trasarco entre la isla y el continente Asiático. Esta última cuenca se ha estudiado mucho en busca de hidrocarburos no convencionales debido a su gran extensión, ya que tiene potencial de aceite-gas en lutitas e hidratos de metano.

2.4.1 Trincheras de fondo oceánico

La trincheras de fondo oceánico son elongadas y curvas debido a la forma en la que la corteza oceánica subduce, alcanzan hasta 11 km de profundidad y 3300 km de largo (Nichols, 2009) y representan las partes más profundas de la corteza terrestre.

Se caracterizan por tener sedimentos del arco en forma de abanicos, material siliciclástico que proviene de lugares distantes, sedimentos pelágicos calcáreos, silíceos o arcillosos en forma de turbiditas y del fondo marino provenientes de los organismos que puedan vivir en el áreas; este último tipo de sedimentos se caracterizan por su mínimo aporte (Einsele, 2000)

2.4.2 Cuencas de prearco o antearco

La región de prearco comprende desde el fin de la trinchera al inicio del arco volcánico (Nichols, 2009) por lo que suelen sufrir deformaciones debido al empuje de ambas placas entre sí.

Las dimensiones de esta cuenca dependen directamente del ángulo de subducción, ya que el arco volcánico se forma cuando la corteza subducida alcanza 100 km aproximados dentro de la astenósfera, porque es cuando se comienza la fusión de las rocas.

La fuente principal de sedimentos es el arco volcánico, pero también se depositan clastos continentales transportados por corrientes fluviales (Nichols, 2009). La secuencia clástica en general presenta las características que se describen a continuación empezando de la cima (Einsele, 2000):

- Arenas fluviales y deltas: compuesto principalmente por flujos piroclásticos, ceniza, coladas de lava y abanicos aluviales derivado de material volcánico y no volcánico.
- Arenas y limos de ambientes marinos: mayor porcentaje de materiales orgánicos comparados con los volcánicos.
- Limos y areniscas de tipo turbidítico, con flujos de masa de material volcánico y orgánico.
- Planicie abisal: alto contenido de arcillas, cenizas finas y turbiditas finas.

2.4.3 Cuencas de trasarco

Este tipo de cuencas tiene como límite el arco magmático y el cratón, se pueden formar tanto en el océano como en continente. Dependen en gran medida del tipo de subducción y es por esto que son de vida corta y reducida extensión.

Los sedimentos que son más comunes en estas cuencas son los provenientes del arco volcánico, así como los de origen continental y en algunos casos de origen pelágico, cuando se crea un rift (Nichols, 2009).

Las cuencas de trasarco oceánicas tienen mayor subsidencia que las de continente por la gran acumulación de sedimentos (Einsele, 2000).

2.5 Cuencas remanentes y de antepaís (foreland)

Las cuencas remanentes y foreland (antepaís) entran en la clasificación de Einsele como cuencas relacionadas a colisión de cortezas continentales en márgenes convergentes (tabla 1.1).

Estas se forman en la última fase del cierre de una cuenca oceánica asociada a una zona de subducción, la cual se caracteriza por la transición de cuencas remanentes con turbiditas a cuencas de antepaís (Einsele, 2000)

En general, el espesor promedio alcanzado por los sedimentos es de 5 km, es decir que es un espesor pequeño a comparación con otro tipo de cuencas, eso es debido a que gran cantidad de los sedimentos es dragado con la corteza oceánica. Se debe señalar también que se encuentran segmentos de corteza oceánica entre estos sedimentos, secuencias de ofiolitas (figura 1.2).

Un ejemplo de ambas cuencas se ubica frente al Himalaya, en la India, en donde todos los sedimentos provenientes de esta gran cordillera se depositan en los bordes de las cuencas.

2.5.1 Cuencas remanentes con turbiditas

Las cuencas remanentes con turbiditas se localizan en el complejo de subducción (figura 2.6) y están formadas por sedimentos turbidíticos que con el arrastre de la placa oceánica en subducción se quedan atrapados, plegándose y fallándose (Kearey & Vine, 1996), (Einsele, 2000).

Los sedimentos se caracterizan por ser conglomerados, turbiditas, limos y en algunos casos depósitos calcáreos (Einsele, 2000).

La transición entre cuencas remanentes a cuencas de antepaís pasan por las siguientes facies: turbiditas siliciclásticas, limos pelágicos y termina con carbonatos (Einsele, 2000).

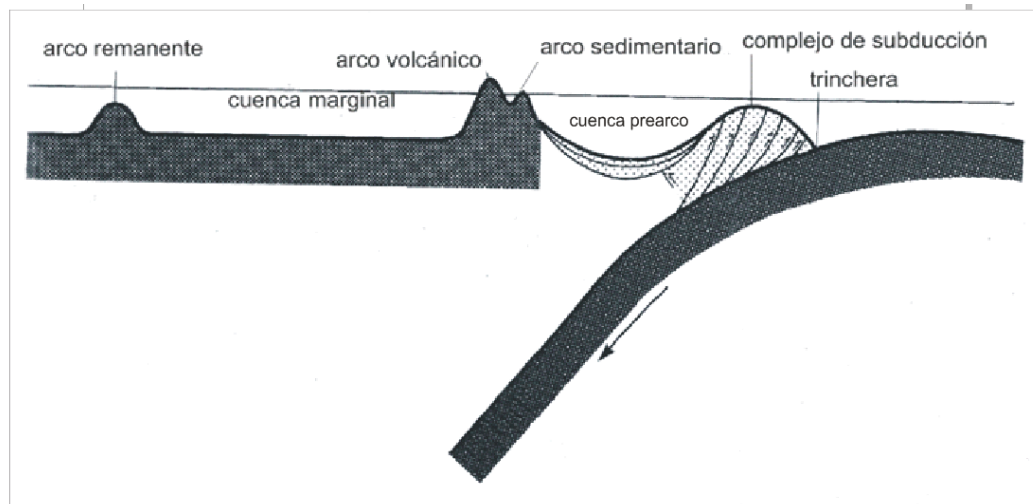


Figura 2.6. Esquema de las cuencas en una zona de subducción, se enfatiza el complejo de subducción y la cuenca de prearco (Modificada de Kearey & Vine, 1996).

2.5.2 Cuencas foreland (antepaís)

La cuencas de antepaís están constituidas por largos abanicos aluviales, deltas de ambientes fluviales, lacustres y marinos de diferente batimetría pudiendo tener un amplio desarrollo de turbiditas (Einsele, 2000).

La formación de este tipo de cuencas se esquematiza en la figura 2.7, donde se observa como al subducir la corteza oceánica comienza a cerrarse la cuenca remanente (figura 2.7a), es aquí donde se forman las turbiditas. Al cerrarse la cuenca (figura 2.7b) sedimentos no dragados se comprimen y deforman generando nuevas turbiditas, mientras que del lado del continente se genera una depresión con depósito marino. Por último los sedimentos alcanzan una mayor elevación (figura 2.7c) y hacia el continente se crea la cuenca de antepaís con nuevos terrígenos derivados del continente.

Es decir, la generación de estas cuencas se produce por la flexión de la capa litosférica afectada por el aumento de peso debido al cambio tectónico, la sedimentación y el vulcanismo que se puede generar se relacionan en la evolución de esta cuenca (Giambiagi, 1999).

Como ejemplo de cuencas tipo foreland para México que se desarrollan de manera asociada al frente de la Sierra Madre Oriental, se tienen a la de Veracruz y a la de Chicontepec.

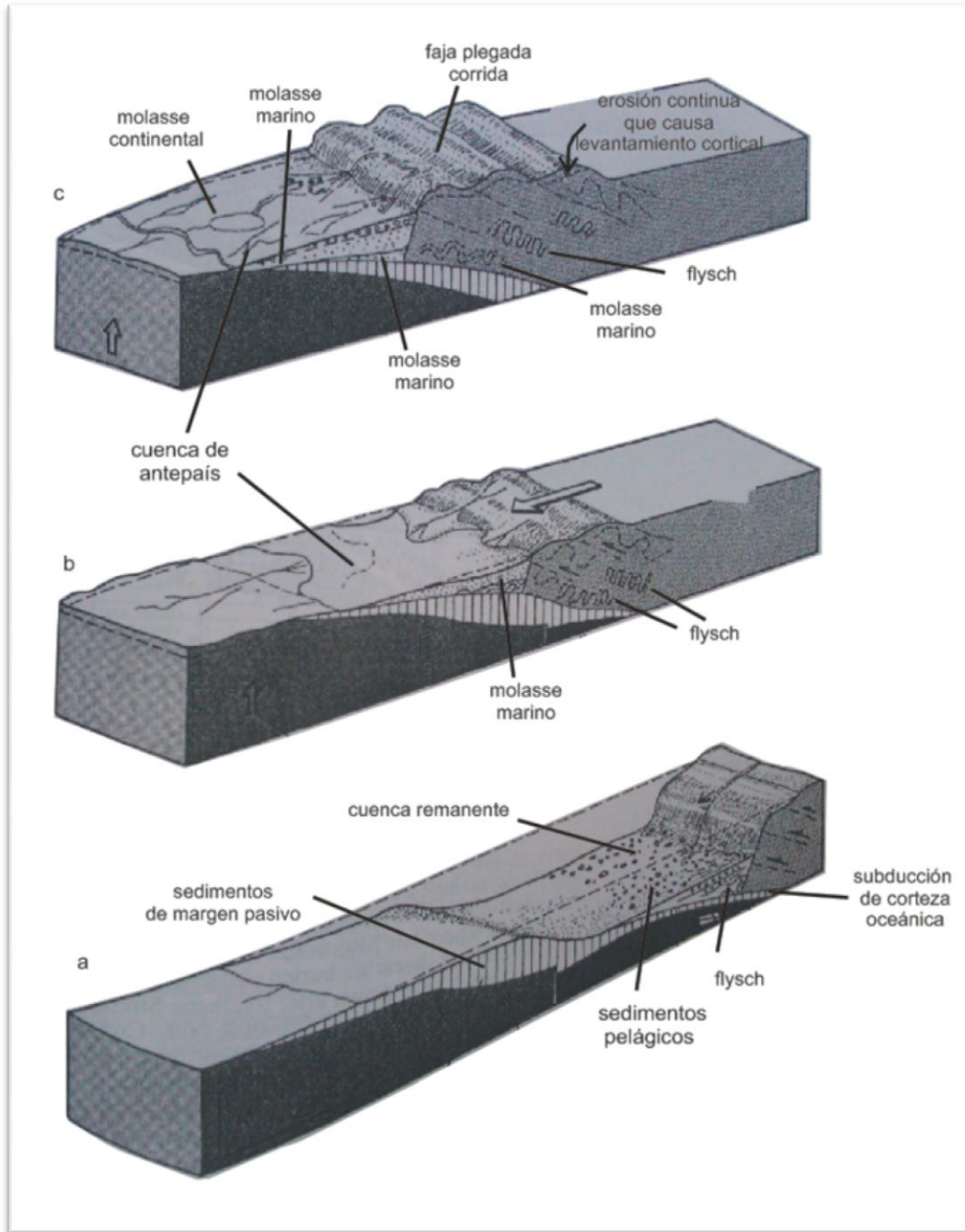


Figura 2.7. Diagrama de la evolución de las cuencas remanente a cuenca de antepaís. En el esquema a) se observa la cuenca oceánica que evoluciona a b), donde chocan las cortezas continentales para finalizar como c), donde ocurre el proceso orogénico (Modificado de Einsele, 2000).

2.6 Cuencas tipo pannonian

Las cuencas tipo pannonian entran en la clasificación de cuencas relacionadas a colisión de márgenes convergentes (tabla 2.1), donde hay un adelgazamiento de la corteza continental originada por la formación de un retroarco que se somete a una extensión que modifica los cinturones plegados que migran fuera de la cuenca hacia el antepaís, lo que se llama también como subducción rollback (Einsele, 2000). Un ejemplo de estas cuencas se localiza en Croacia.

Los tipos de sedimentos están regidos por el estado de madurez de la cuenca (Einsele, 2000) los que corresponden principalmente con:

- Primer estado: sedimentos continentales o marinos seguidos de lutitas, margas y areniscas.
- Estado intermedio: sedimentos marinos profundos dados por la rápida subsidencia.
- Estado maduro: los depósitos pasan a ser lacustres y finalmente fluviales.

2.7 Cuencas pull-apart

Las cuencas pull-apart se generan donde se tienen fallas transformantes o fallas laterales, por lo que caen en la clasificación de cuencas por fallas de desgarre, las que se dan tanto en corteza oceánica como continental (tabla 2.1). Se desarrollan en la zona de transferencia, donde la falla lateral cambia su orientación y ocurre transtensión, por lo que también se desarrollan fallas normales que en contacto con las fallas laterales forman estructuras en flor negativas.

Estas cuencas se caracterizan por ser de pequeño a mediano tamaño, las cuencas que llegan a crecer más pueden desarrollar una separación del piso oceánico por lo que se inyecta magma a la cuenca. Las cuencas en continente contienen abanicos aluviales, depósitos lacustres y fluviales (figura 2.8) (Einsele, 2000). Poseen una estructura asimétrica y fallada, por lo que los depósitos se acuñan y truncan a lo largo de la cuenca.

Este tipo de cuencas se explica con mayor detalle en el capítulo 3.

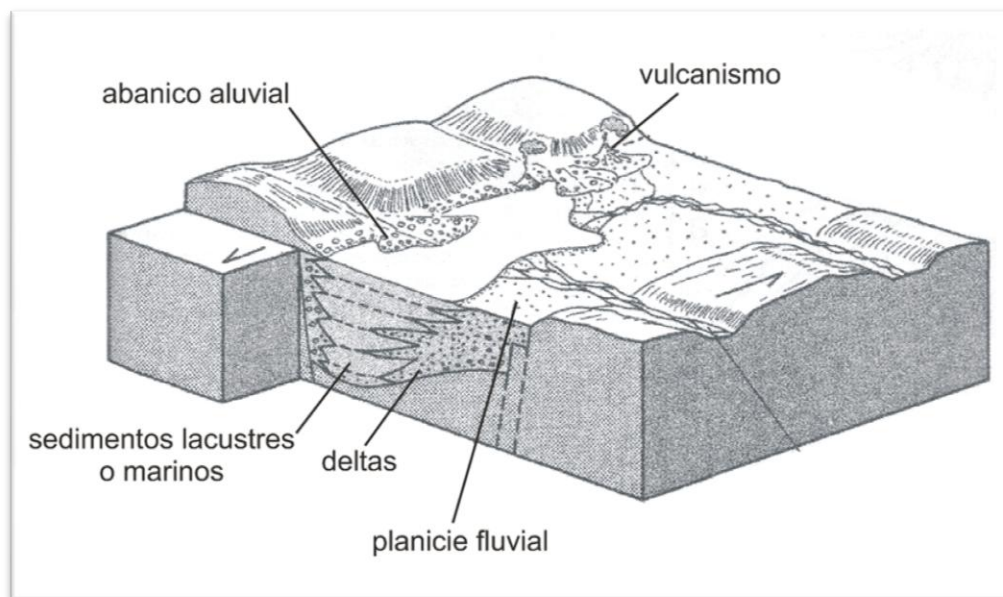


Figura 2.8. Estructuras sedimentarias de una cuenca tipo pull-apart (Modificada de Einsele, 2000).

2.8 Cuencas debido a flexión

La litósfera adyacente a cargas de agua, hielo, sedimentos o a montes submarinos aislados se relacionan con un proceso de hundimiento de la litósfera, eso es conocido como flexión de la litósfera. Cuando las cargas desaparecen

(como el derretimiento de un glaciar) la litósfera se levanta debido a su elasticidad (Einsele, 2000).

Debido al hundimiento, la litosfera busca un equilibrio isostático, lo que genera relieve positivo en la periferia de la cuenca (figura 2.9)

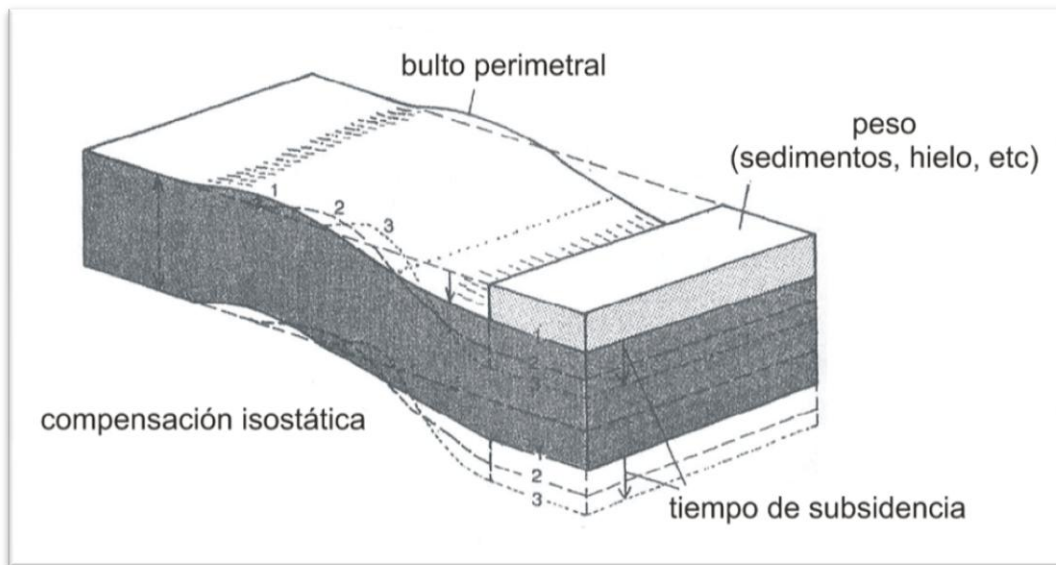


Figura 2.9. Esquema de subsidencia por peso en la litósfera (Modificada de Einsele, 2000).

La generación del relieve positivo cercano la cuenca aporta más sedimentos a esta, lo que puede llegar a un aumento de masa que provoca mayor subsidencia (Einsele, 2000).

Debido a flexión, las cuencas suelen ser simétricas y poco deformadas, careciendo, así de estructuras complejas.

Capítulo 3. Cuencas Pull-apart

En este capítulo se analizan y describen las principales características tectónicas, estructurales, geomorfológicas y sedimentarias de las cuencas tipo pull-apart, ya que con este análisis se logra entender cuáles son los posibles yacimientos minerales y de hidrocarburos que se generan en estas cuencas.

Las cuencas pull-apart son de gran importancia económica debido a que son objetivos de exploración de hidrocarburos, fuentes de minerales metálicos, no metálicos y de energía geotérmica. Al ser de gran interés económico se han estudiado varios casos alrededor del mundo, siendo los más característicos el Mar Rojo y el Golfo de California.

No se tiene un modelo teórico único, para explicar el origen de estas cuencas, se debe considerar a la sedimentología, estratigrafía y características estructurales tomando como referencia ejemplos mundiales. Esto con el fin de enriquecer la información y establecer una base general sobre los modelos tectónicos.

A continuación se trata lo referente al origen y evolución de las cuencas pull-apart tomando en cuenta sus características distintivas, así como los depósitos sedimentarios y las estructuras que las caracterizan.

3.1 Aspectos generales

Este tipo de cuencas se crean tanto en corteza oceánica como en continental, como resultado de una serie de esfuerzos que desgarran a la corteza

en forma de fallas de desplazamiento lateral (tabla 1.1); estas se encuentran en los siguientes tres escenarios tectónicos (figura 3.1) (Einsele, 2000):

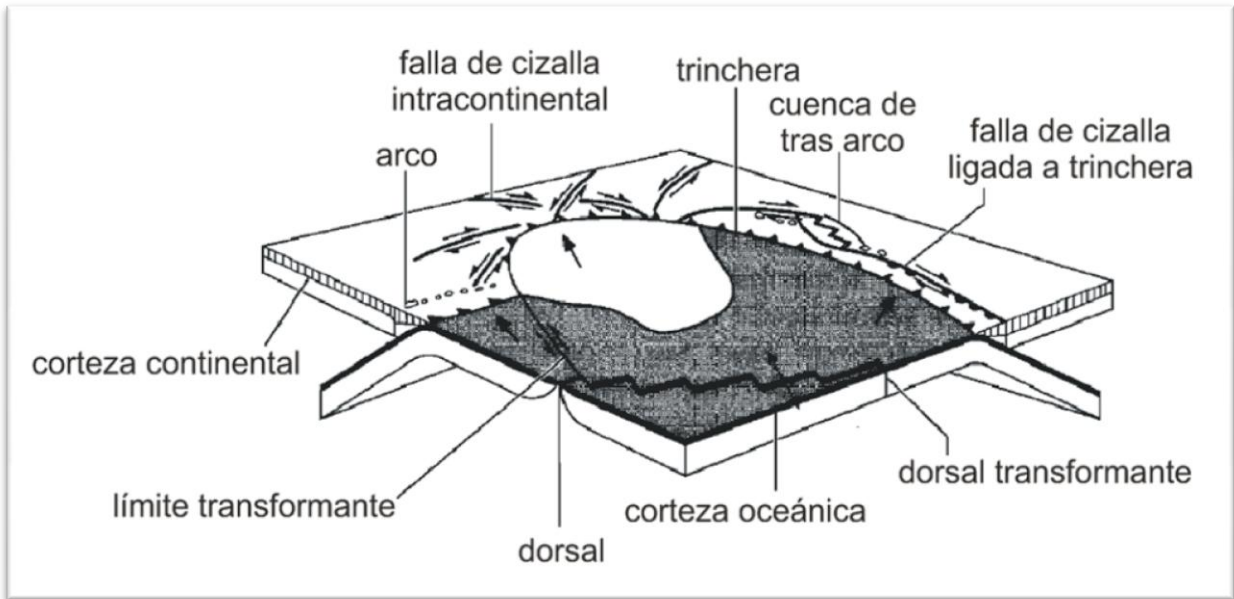


Figura 3.1. Esquema de las zonas en las que se encuentran las fallas de desplazamiento lateral (Modificada de Allen & Allen, 2006).

- Límites transformantes. Son aquellas que se forman en límites de placa transformantes, es decir, en los cuales dos placas se deslizan una junto a la otra, lo que crea fallas de cizalla con movimientos extensionales y compresionales; en las primeras es donde se forman las cuencas tipo pull-apart (figura 2.3c).
- Zonas de subducción oblicua. En estas áreas se forman arcos volcánicos que, al migran por el cambio de ángulo en la subducción se fallan con estructuras de transtensión. Estas fallas son de cizalla por extensión de la litósfera, es en este ambiente en el que se crean las cuencas estudiadas.

- Como respuesta de colisión continental. Cuando dos placas continentales chocan entre sí, parte de la masa que se comprime comienza a deslizarse hacia afuera de la orogénia por medio de fallas de cizalla, en las cuales se crean las cuencas pull-apart del lado de la cuenca de antepaís.

El modelo de la cuenca está basado en la zona de límites transformantes, ya que son los más abundantes, por lo que se hace mayor énfasis para estos casos en este trabajo. Los otros dos casos son menos comunes, pero de igual manera se describen sus principales características.

El caso de las zonas de subducción, son parte de la cuenca de trasarco (backarc); se dan de manera paralela a la trinchera, miden varios cientos de kilómetros y suelen estar fragmentadas (Noda, 2013). Por otra parte las cuencas que se forman en el antepaís, pueden tener los mismos yacimientos de hidrocarburos que los de fallas transformantes en zonas de transición, es por esto que se describen sus principales características.

Existen fallas transformantes en las dorsales oceánicas, pero estas no forman el tipo de cuencas de pull-apart de mayor interés, así que no se describirán en este trabajo considerando el poco aporte de sedimento y el pequeño espesor de las columnas estratigráficas. Lo que conduce a que no se pueden generar yacimientos de hidrocarburos en ellos, pero si de sulfuros.

Algunas de las características de las cuencas originadas por fallas laterales son (Noda, 2013):

- Geometría elongada.
- Asimetría en el espesor de sedimentos y patrón de facies.
- Predominancia de llanura axial.
- Facies de grano grueso a las márgenes.
- Facies principales de grano fino en la zona del depocentro.
- Estratos de gran espesor con respecto a la profundidad.
- Alta tasa de sedimentación.
- Discontinuidades y cambios bruscos de facies laterales y verticales.
- Cambios composicionales que reflejan un movimiento horizontal.
- Abundantes hundimientos y deformaciones sin-sedimentarios.
- Rápida subsidencia al inicio de la formación de la cuenca.

3.2 Condiciones tectónicas

Las fallas laterales son aquellas que tienen movimiento horizontal, y poco o nulo vertical, generando fallas paralelas que desgarran el terreno, pueden ser profundas o no.

Cuando se forma una curvatura en una falla lateral, forma una zona de transferencia (strike-slip), o cuando la zona que separa los extremos de dos fallas se transforma en tensión o compresión, origina un acortamiento por fracturas o una extensión (figura 3.2) (Kearey & Vine, 1996), lo que respectivamente se conoce como cordillera levantada (push-up) y cuenca pull-apart.

En la figura (3.2) se observa que en las fallas de cizalla ocurren dos tipos de movimiento, el primero de contracción que evoluciona como cordillera con

levantamiento (push-up) (figura 3.2 izquierda) y un segundo movimiento de extensión que se transforma en cuenca pull-apart (figura 3.2 derecha). Estos movimientos están regidos por la tectónica regional y suelen estar juntos en diferentes posiciones a lo largo de la falla.

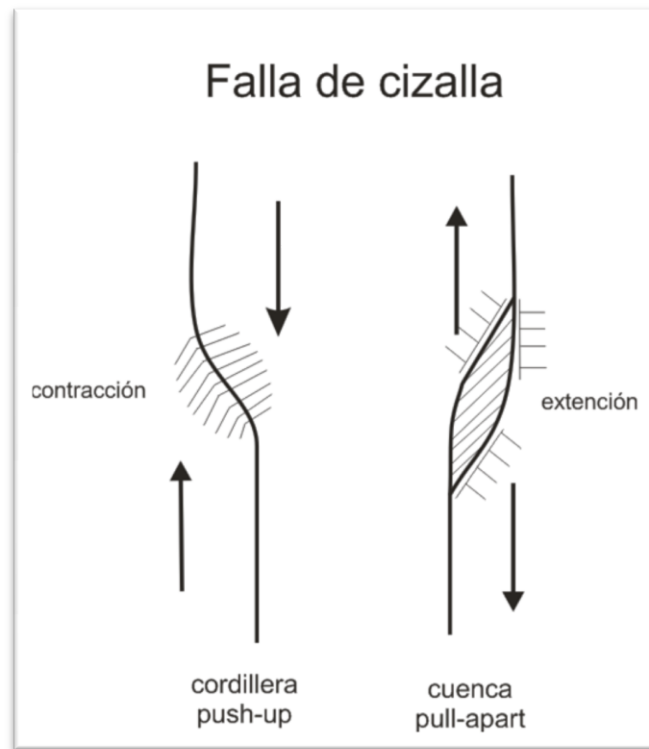


Figura 3.2. Tipo de geomorfología que se genera en las fallas de cizalla, cordilleras de levantamiento (push-up) y cuencas de pull-apart.

Estas fallas tienen un desplazamiento muy rápido por lo que la generación de las cuencas es rápida y por la misma razón poseen vidas cortas.

3.3 Modelado de la interacción entre los procesos litosféricos y de superficie terrestre

La interacción entre el interior de la Tierra y la superficie se puede descifrar a partir de la cinemática y el flujo de calor interno hacia la superficie, esto lo clasifican Allen & Allen (2006) de la siguiente manera.

Por su temperatura (figura 3.3), (Allen & Allen, 2006) se tienen dos casos, en el que el calor de la astenósfera no sube a la superficie (cuencas frías) y en el que el calor logra llegar a la superficie (cuencas calientes):

- Frías: Cuencas relacionadas a fallas de cizalla de corteza delgada, es decir, que la falla no llega al manto, por lo que no se crea un conducto por el cual viaje el calor de la astenósfera (figura 3.3a)
- Calientes: Cuencas de falla de cizalla de corteza gruesa, es decir, que la falla penetra hasta el manto creando una interacción de la corteza con el manto (figura 3.3b)

El flujo de calor es la expresión de que el manto está próximo a la superficie, esto quiere decir que si hay calor la corteza se está adelgazando, lo que permite un flujo astenosférico que generará piso oceánico a través de alguna fractura. En caso de que no haya calor la corteza no se está adelgazando lo suficiente.

Otra razón por la cual puede haber calor en zonas de fallas transformantes es que se genere mucha fricción por el rápido movimiento entre placas. Este calor, en ambos casos, suele disiparse rápidamente a través de las cuencas.

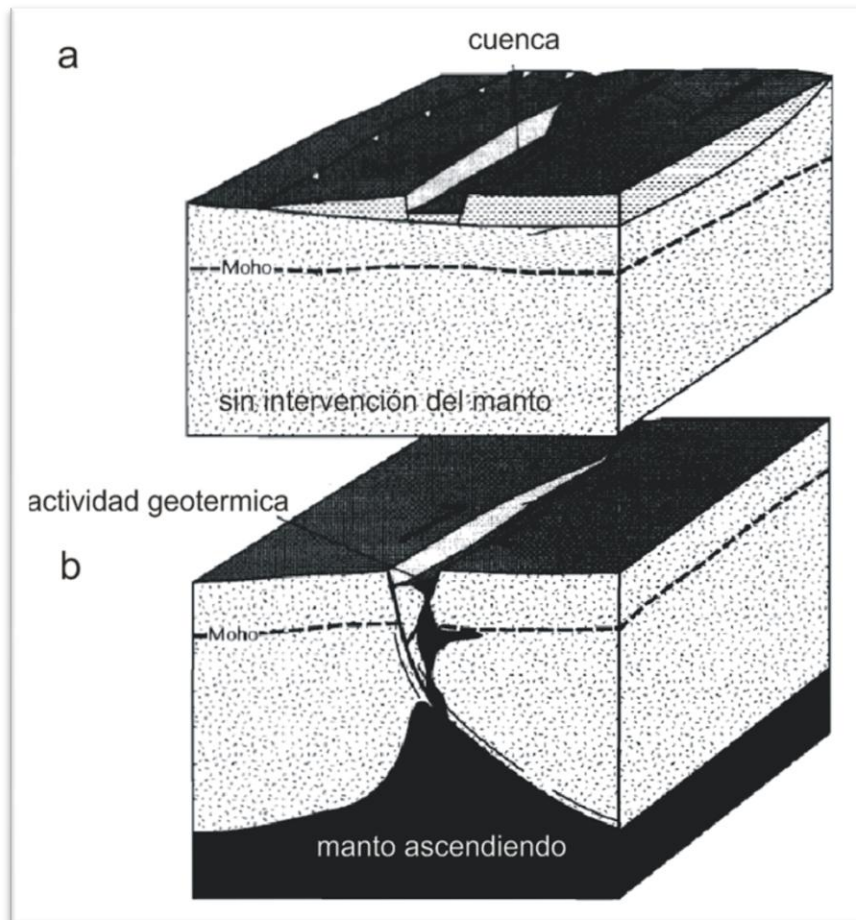


Figura 3.3. Esquema de los dos tipos de cuenca según su temperatura. La cuenca fría es a) y la caliente b). (Modificada de Allen & Allen, 2006).

Por su cinemática (figura 3.4) (Allen & Allen, 2006) las cuencas se forman a partir de diversos arreglos de fallas laterales con transtensión por lo que se tienen fallas normales de segundo orden, teniendo los siguientes cinco casos:

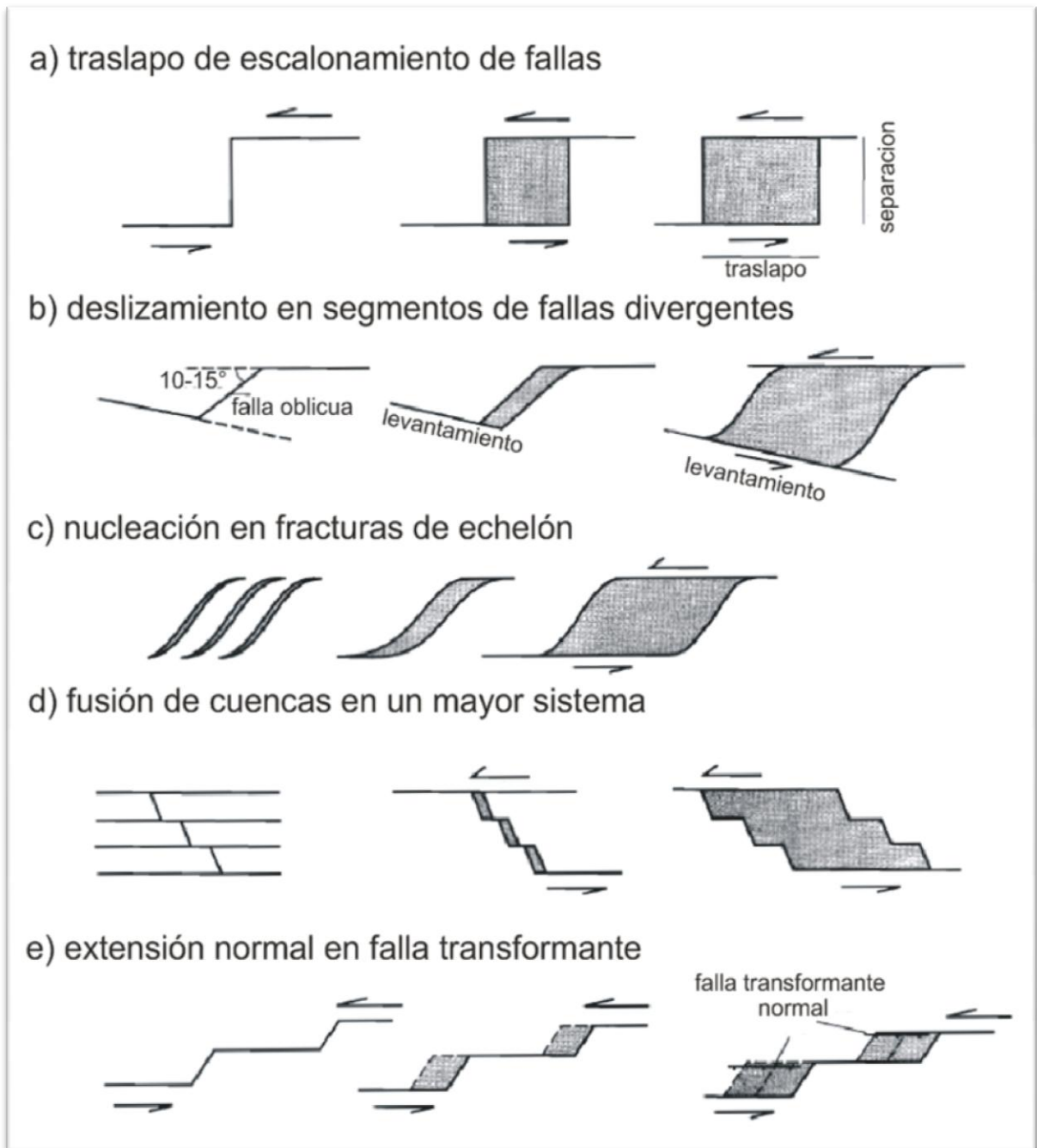


Figura 3.4. Esquema de los tipos de cuencas tipo pull-apart según su cinemática. A) traslape de escalonamiento de fallas, b) deslizamiento en segmentos de fallas divergentes, c) nucleación en fracturas de echelón, d) fusión de cuencas en un mayor sistema, e) extensión normal en falla transformante. (Modificada de Allen & Allen, 2006).

- Traslape de escalonamiento de fallas; segmentos discontinuos de fallas paralelas que tienen una separación horizontal donde se desarrollan traslapos que amplían la cuenca de manera longitudinal (figura 3.4a).
- Deslizamiento en segmentos de fallas divergentes; aun cuando la familia de fallas no sea paralela, se pueden generar fallas oblicuas que al sufrir un movimiento extensional entre sí, forman cuencas asimétricas (figura 3.4b).
- Nucleación en fracturas de echelón; cuando hay un conjunto de fallas echelón que se expanden, pueden llegar a generar una sola cuenca al unirse las pequeñas cuencas independientes entre sí (figura 3.4c).
- Fusión de cuencas en un sistema mayor; al haber una familia de fallas paralelas que crecen en forma de cuencas, puede llegar un punto en que cada una de ellas se conecte con las demás, generando un sistema de cuencas. Estas cuencas pull-apart son tres veces más largas que anchas, esto se puede deber a que crecen paralelamente (figura 3.4d).
- Extensión normal en falla transformante; las cuencas crecen simultáneamente en cuanto a espesor y longitud debido al movimiento simétrico de las fallas, las cuales se pueden relacionar a la formación de piso oceánico (figura 3.4e).

La cinemática de las cuencas nos habla de un régimen tectónico donde predominan las fallas laterales, por lo que también existen al menos cinco tipos distintos de cinemática que dan origen a las cuencas pull-apart. Esto quiere decir que aún cuando comparten características similares de formación, estructura, geomorfología y depositación, las cuencas no son similares desde el comienzo, pueden nacer de regímenes tensionales distintos y llegar a evolucionar de forma parecida, o en otros casos, nacer de una falla similar y evolucionar de forma distinta.

Estos cambios en la evolución de las cuencas son de suma importancia, ya que no todas las cuencas que estén juntas tienen los mismos yacimientos, por lo que es imperativo saber distinguir estas diferencias para realizar trabajos de exploración y desarrollo de yacimientos.

3.4 Variaciones respecto al marco tectónico

La variación con respecto al marco tectónico esta dado cuando hay una colisión entre continentes, ya que en este caso en particular las fallas de cizalla no están dadas por un límite de placas transformante, si no, por una serie de rupturas someras en la corteza debido al empuje de las masas continentales (Kearey & Vine, 1996).

Hay algunas cuencas con historias complejas debido a que no sólo presentan un pulso de subsidencia, la cual puede estar seguida de uno o varios levantamientos (Einsele, 2000).

Otra variación es la de las cuencas en “backarc”, las cuales se dan cuando inicia la extensión de la corteza. Al generarse estas fuerzas, algunas fallas de cizalla se crean y se extienden por lo que las cuencas tipo pull-apart aparecen. Estas no son cuencas que sirvan de generación-almacenamiento de hidrocarburos debido a su poco depósito de materia orgánica, ausencia de rocas que sirvan como almacenadoras y por el gran flujo de calor.

3.5 Características estructurales, geomorfológicas y deposicionales

Las características estructurales y geomorfológicas están dadas por la tectónica, mientras que las sedimentarias por el ambiente en el que se desarrollan las cuencas, ya sea oceánica, continental o transicional. Estas tres generalidades dependen también del grado de madurez de la cuenca.

Estas propiedades son importantes porque son las que dan la pauta para el éxito de los yacimientos de hidrocarburos; las estructuras serán las que puedan generar trampas y sellos, así como para favorecer la migración. La geomorfología permite que se acumulen los sedimentos y se distribuyan de acuerdo al relieve donde ocurre la sedimentación, mientras que la depositación en zonas de circulación restringida, favorece el incremento de contenido de materia orgánica necesaria, por lo que ocurre la formación de roca generadora de hidrocarburos; aunque también se forman rocas almacenadoras y sello.

En el caso de los yacimientos minerales, las estructuras controlan, en el caso de los metálicos, los fluidos hidrotermales y la geomorfología, en el caso de

los no metálicos se mantiene las salmueras y la sedimentación; en ambos casos, enriquece los depósitos permitiendo que se mantengan los minerales de mena y sirviendo como roca almacenadoras.

3.5.1 Características estructurales

Para poder entender el funcionamiento de las fallas sobre la cuenca, se debe de conocer los tipos de fallas que hay. Las fallas laterales o transcurrentes son aquellas que tienen un movimiento principalmente horizontal, hacia la derecha o hacia la izquierda, lo que le da el nombre de falla lateral derecha y falla lateral izquierda, respectivamente. Estas se forman como resultado de compresión, lo que genera que los esfuerzos vayan en la misma orientación pero en direcciones opuestas.

Las fallas transformantes son aquellas fallas laterales de nivel tectónico, es decir que involucran el límite entre placas por lo que los esfuerzos y las dimensiones son mayores que en las antes descritas.

El régimen estructural está marcado por las fallas de desplazamiento lateral, con una falla principal; sin embargo se generan varias fallas paralelas a la falla principal, desgarrando la superficie de la corteza, como ocurre con la falla de San Andrés (figura 3.5).

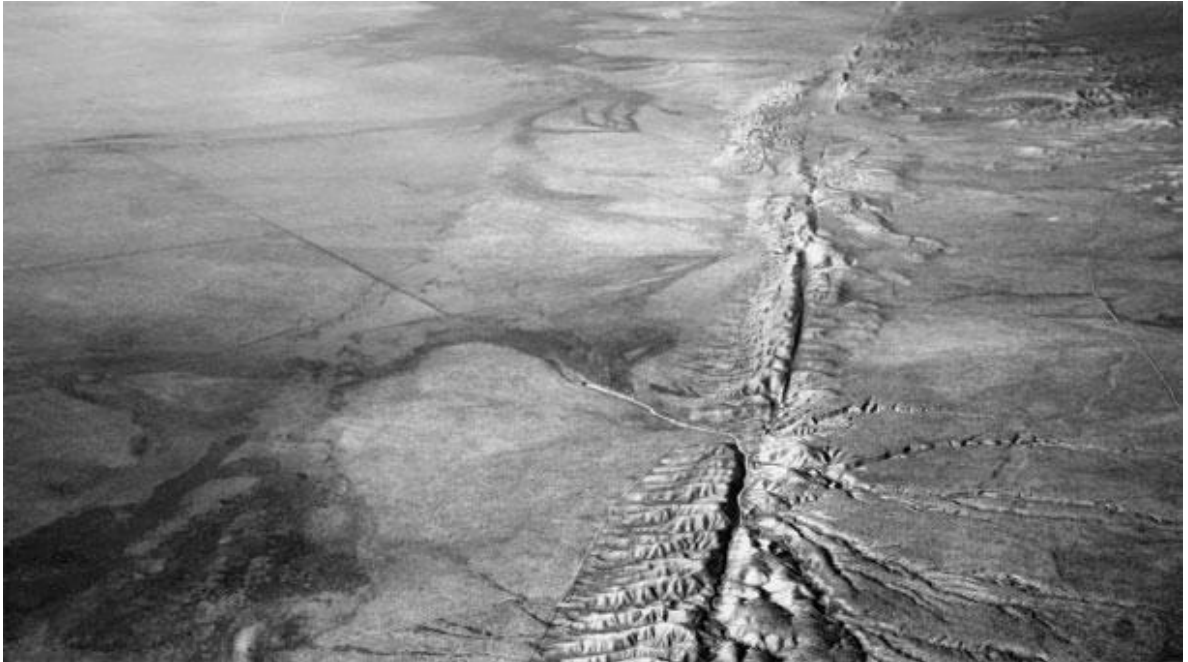


Figura 3.5. Falla de San Andrés. (Tomada de Yong, 2012).

Las cuencas tipo pull-apart se caracterizan por su rápido crecimiento y su gran aporte de sedimentos. Teniendo en cuenta que las cuencas pull-apart se forman de manera conjunta con las fallas, las cuales se van moviendo constantemente por lo que es importante realizar un modelado de las cuencas, el cual varía dependiendo del movimiento de la falla, pero en general se tienen sedimentos de diferente granulometría.

Esta distribución se puede explicar con la figura 3.6 en la cual se observa como al inicio (figura 3.6a) los sedimentos cubren toda la cuenca, pero al ir creciendo (figura 3.6b) los sedimentos más antiguos quedan en el margen de la cuenca y los nuevos se depositan al centro, hasta conseguir un trenzado de sedimentos, que pueden tener como basamento rocas ígneas (figura 3.6c).

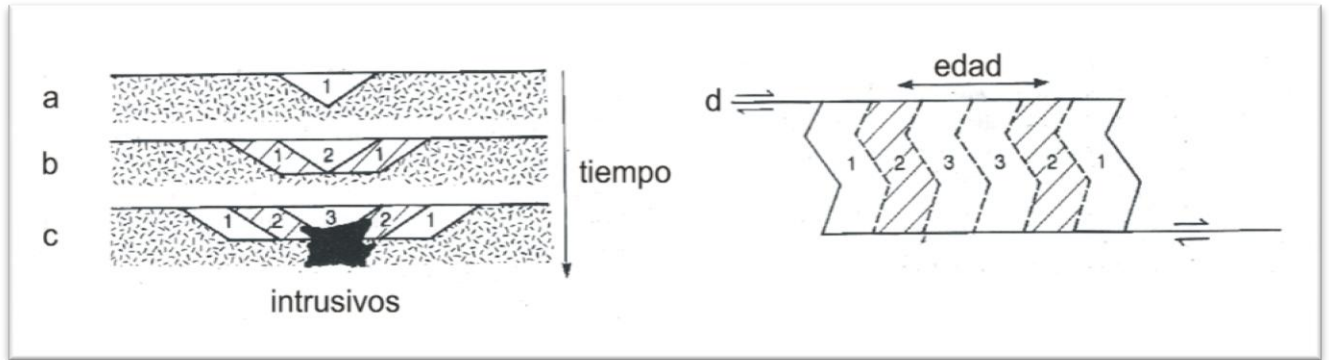


Figura 3.6. Diagrama de la evolución tectónica-sedimentaria de una cuenca tipo pull-apart, donde inicia en (a) con sedimentos, cuando se abre la cuenca (b) los sedimentos antiguos quedan a las márgenes y en (c) hay una intrusión de magmas; (d) representa la cuenca vista en planta. (Modificada de Kearey & Vine, 1996).

Cuando el trenzado es afectado por fallas que llegan a converger, se adquiere una forma de flor vista en sección (figura 3.7). Esta estructura se caracteriza por tener dúplex, los cuales en algunos casos se comprimen y ocasionan levantamiento creando relieve, pero si están en tensión se hundén, formando así pequeñas depresiones que contribuyen al desarrollo de la cuenca pull-apart (figura 3.8).

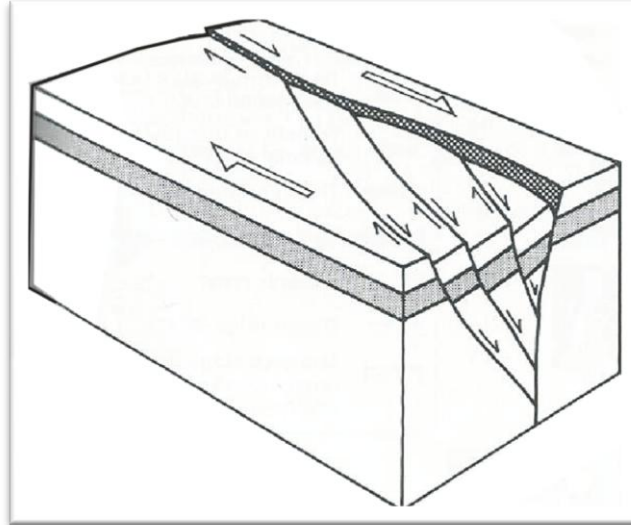


Figura 3.7. Esquema de una estructura de flor negativa, formada en un régimen de extensión que origina hundimiento. (Tomada de Kearey & Vine, 1996).

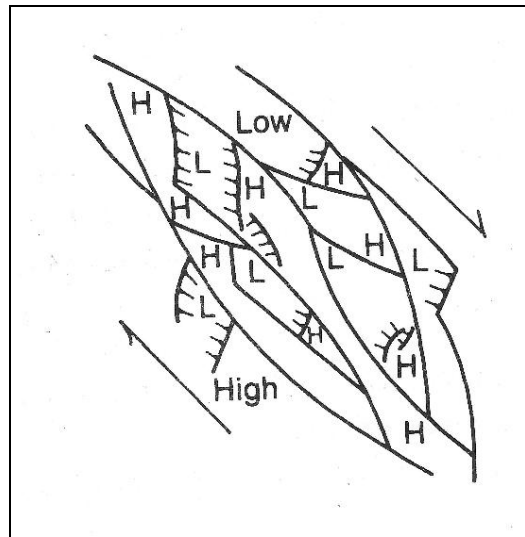


Figura 3.8. Dúplex de una cuenca, las letras H (high) representan áreas elevadas, mientras que las L (Low) representan zonas de depresión. (Tomada de Kearey & Vine, 1996).

Las grandes cuencas de este tipo suele formarse por fallas transformantes normales (figura 3.7), lo que genera que los sedimentos se corten y acuñen,

generando discontinuidades que sirven como trampas para hidrocarburos. Este fallamiento genera una rápida subsidencia y una acelerada disipación lateral del calor del magma que intrusiona a la corteza (Einsele, 2000); eso es clave para la existencia de yacimientos de hidrocarburos.

La estructura de flor negativa, es la estructura clave para la formación de las trampas estructurales que atrapan al hidrocarburo. Estas están formadas por fallas laterales y normales que convergen a profundidad, lo que denota la importancia de estudios estructurales al hacer exploración.

Las fallas laterales en las zonas de transtensión ya sea a nivel cortical o superficial, dan origen a las cuencas pull-apart y a las estructuras de las cuencas. Si estas generan un movimiento continuo las cuencas contarán con varias estructuras pequeñas, en cambio, si el movimiento no es continuo, las estructuras serán pocas y podrán alcanzar un mayor tamaño.

Algunas fallas cambian su sentido de movimiento debido a la tectónica global, esto origina grandes cambios en las cuencas en cuestión de morfología y forma de depósitos de los sedimentos, es decir, si una falla comienza a crecer en otra dirección los sedimentos nuevos tenderán a acomodarse en los espacios vacíos, cambiando la secuencia estratigráfica. Por otra parte, si la cuenca deja de crecer y comienza a contraerse los sedimentos sufrirán una deformación poco característica para este tipo de cuencas.

3.5.2 Características geomorfológicas

El estado inicial de una cuenca pull-apart es en forma de “S” (figura 3.9a) que es cuando la falla por cizalla comienza a generar una extensión cortical, la cual se traduce como el inicio de una cuenca. Cuando aumenta la extensión la cuenca crece de forma longitudinal (figura 3.9b). Después pasa a una forma romboidal (figura 3.9c) la cual crece en ancho y largo (figura 3.9d). Se pueden formar simultáneamente varias cuencas pull-apart, las cuales se llegan a conectar en un estado maduro (figura 3.9e) donde comienza la expansión del piso oceánico (figura 3.9f), (Einsele, 2000).

Las cuencas no suelen superar los 50 km en amplitud, una excepción del caso es la cuenca de Anatolia que miden 150 km de largo y 35 km de ancho. Las cuencas suelen ser asimétricas, con un lado escalonado, y el otro irregular.

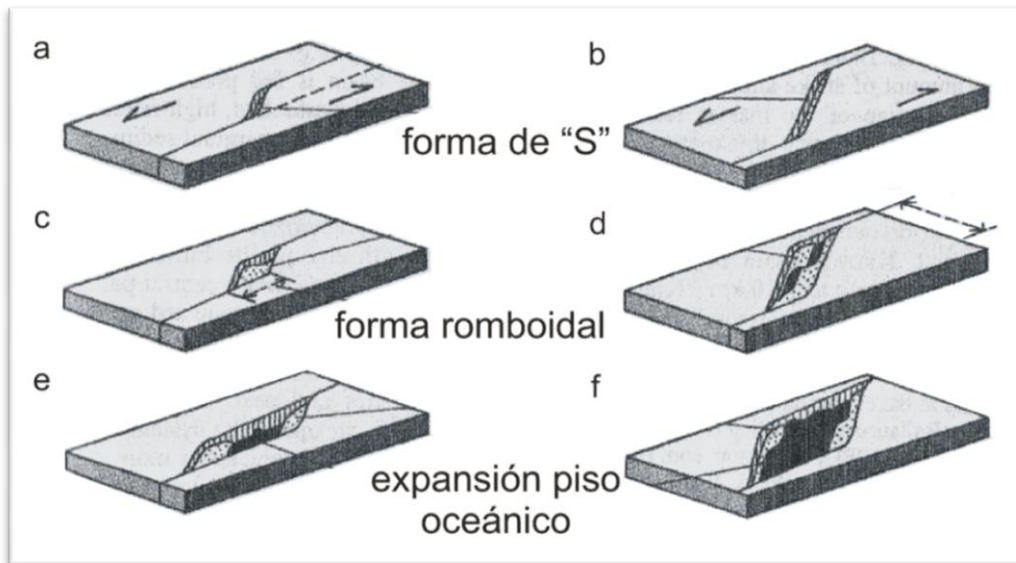


Figura 3.9. Esquema de la evolución geomorfológica de una cuenca tipo pull-apart que va de su estado inicial (a) al maduro (f). (Modificada de Einsele, 2000).

Ejemplo de estas cuencas son la cuenca de Cayman, en el mar Caribe, en donde su gran tamaño, 140 km, (Einsele, 2000), que llega a generar expansión del piso oceánico, o la cuenca de Anatolia, antes mencionada, en Turquía, la cual tiene forma romboidal y estructuras de levantamiento (push-up). Otras series de ejemplos son el Golfo de Aqaba y el Golfo de Jordán en Jordania, el Golfo de California en México, la Cuenca de Viena, la Cuenca entre Colombia y Venezuela y la Cuenca de China formada por el choque de India con Asia.

3.5.3 Características depositacionales

El tipo, tamaño y cantidad de sedimentos que se depositan en cualquier cuenca dependen de varios factores, (Veeken, 2007) siendo los más importantes los que se indican a continuación:

- Tipo de corteza.
- Posición en la corteza: interoceánica, transicional, intercontinental.
- Interacción de las placas durante la sedimentación.
- Posición con respecto al ecuador.
- Tipo de erosión e intensidad de ésta.
- Cambios en el nivel eustático.
- Origen y distancia de los sedimentos.

La rápida subsidencia, que alcanza hasta 10 mm/año, controlada por las fallas normales en la cuenca ayuda a que se acumule un mayor espesor de sedimentos (Einsele, 2000).

En las primeras etapas de la cuenca ésta suele cubrirse por lagos o mares, por lo que se depositan sedimentos de estos ambientes. Más tarde la morfología se esculpe por ríos, los que aportan una gran cantidad de sedimentos, siendo así la tasa de sedimentación de 0.5 a 4 m/millones de años, (Einsele, 2000).

Las cuencas en el continente (figura 2.8) suelen llenarse con depósitos fluviales y lacustres de manera cíclica y con una limitante lateral, siendo que los aportes provienen de un lado de la cuenca, cerca de estos se encuentran conglomerados y flujos de masa, hacia el centro hay deltas y en la parte más alejada del origen de los sedimentos están los limos. En ambientes húmedos se pueden encontrar altos contenidos de materia orgánica (Einsele, 2000), lo que puede originar hidrocarburos económicamente rentables. Cuando se tiene la presencia de vulcanismo, este aporta sedimentos derivados de rocas volcánicas o ceniza a toda la cuenca, generalmente de composición intermedia.

Las cuencas marinas se generan cerca del continente, así que suelen contener sedimentos derivados de éste, en otros casos la gran subsidencia hace que la cuenca sea de fondo oceánico, así que se encuentran facies de este ambiente como turbiditas y sedimentos pelágicos, pero el gran aporte colmata la cuenca convirtiendo a los depósitos de ambiente transicional (Einsele, 2000).

3.6 Modelo estratigráfico del desarrollo de las cuencas de antepaís

A partir de los años 70's del siglo pasado comenzaron a hacer prospecciones y análisis sísmicos en el Golfo de California, en estos estudios se

pudo conocer que hay secciones en que el límite de las placas Norteamericana y del Pacífico no colindan a profundidad en las fallas transformantes, si no a unos 150 km al este de estas (Kearey & Vine, 1996). No obstante las fallas llegan al manto, mientras que fallas transformantes intracratónicas no llegan a éste.

Al generarse expansión en una cuenca tipo pannonian, se fractura la corteza superior, lo que genera fallas de cizalla que, al extenderse forman las cuencas pull-apart (Einsele, 2000).

Las cuencas pull-apart en antepaís se generan de igual manera que las de fallas transformantes o subducción oblicua, por fallas de cizalla que se tensionan y generan las cuencas (figura 3.10), pero al estar en una parte del continente que se está engrosando no se genera piso oceánico.

Al chocar dos continentes se engrosa la corteza, esto hace que parte de la raíz en el manto sufra fusión parcial, el magma generado sube a la superficie en forma de intrusivos que llegan a las cuencas.

Se han hecho modelos experimentales para explicar cómo se crean las fallas de cizalla en los choques entre continentes. Tapponnier 1981 realizó uno con bloques de plastilina deformados por un bloque de madera (figura 3.10). Lo que se observó fue que al inicio (figura 3.10 A1, A2) pequeñas fallas se generaron en la cabeza del bloque de madera, sobre la plastilina. Mientras entraba el bloque rígido al dúctil, un primer trozo de continente (figura 3.10 B1,B2) se fractura y es ahí donde se genera la primer falla de cizalla, ya que el bloque de madera empuja a este y lo hace moverse hacia la derecha. Si el bloque de madera sigue

chocando un segundo pedazo (figura 3.10 C1, C2) se fractura y se genera otra falla de cizalla.

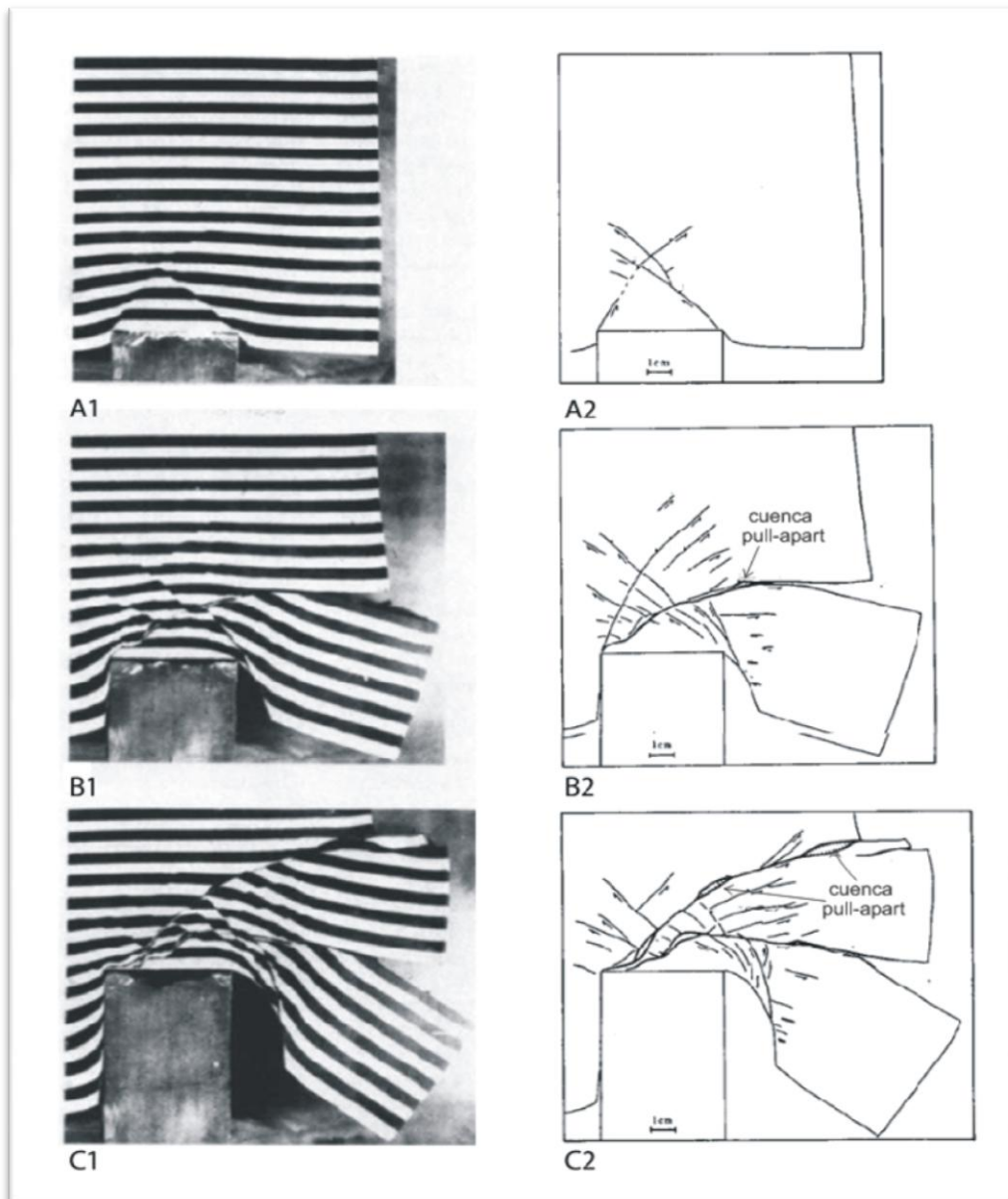


Figura 3.10. Experimento de Tapponnier 1981 con un bloque de madera y plastilina. Se señalan las estructuras que se forman al chocar estos dos objetos. (Modificada de Kenny, 2013).

Entre ambas fallas se llegan a formar cuencas pull-apart debido a la tensión que hay entre continentes y los bloques que se deslizan hacia afuera.

Si se comparan las secuencias estratigráficas (figura 3.11) de dos cuencas tipo pull-apart, una en ambiente transicional (figura 3.11a) y otra en antepaís (figura 3.11b) se observa como ambas son intrusionadas por magma y ambas tiene estratos de material fino como arcillas a gruesos como arenas y gravas.

Estas facies tan similares son las que al explorar, dan pauta a saber donde se tienen a las rocas generadoras y a las almacenadoras de hidrocarburos. Ya que de haberse formado en ambientes con gran aporte de materia orgánica y con el suficiente flujo de calor, el hidrocarburo pudo formarse y llegar a un estado maduro (catagénesis).

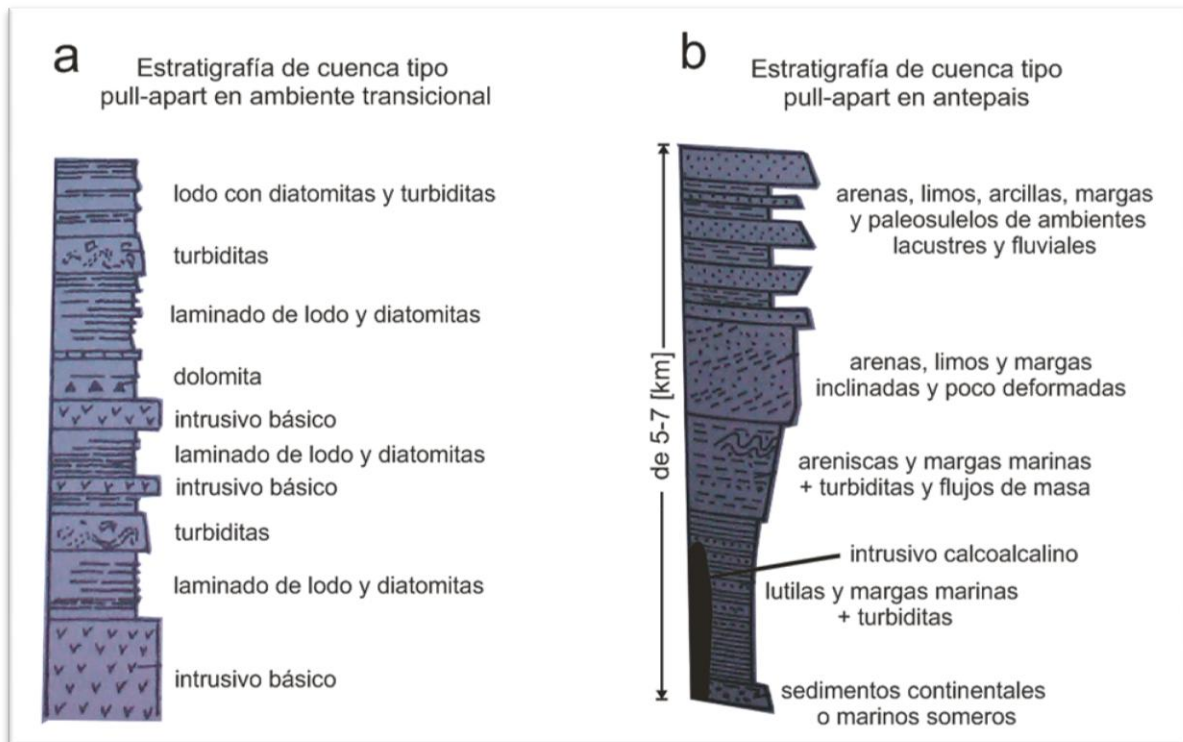


Figura 3.11. Comparación entre la estratigrafía de una cuenca pull-apart en ambiente transicional, contra una en ambiente intracratónico. (Modificada de Einsele, 2000).

Las estructuras en estas cuencas son similares al resto de cuencas pull-apart debido a su origen de desgarre, lo que cambia son los depósitos y los ambientes sedimentarios.

En un ambiente intercontinental el tipo de sedimentos que se acumulan son provenientes meramente de la orogénia contigua, pero si la cuenca llega a crecer mucho o a tener una subsidencia bastante considerable se crean mares en las cuencas, lo que origina distintos tipos de sedimentos.

Los ambientes suelen ser lacustres, fluviales, deltáicos y en algunos casos, como se menciona anteriormente, de mares someros.

Los modelos estratigráficos marcan, como se muestra en la figura 3.11, una base de rocas intrusivas, en cuencas maduras, en cuencas inmaduras la base es de las rocas antecesoras a la cuenca. Después de la base sigue una serie de sedimentos de granulometría fina proveniente del continente en caso de cuencas continentales o transicionales o de mar somero en el caso de cuencas oceánicas. Seguida de estos sedimentos finos vienen areniscas transicionales en el primer caso o areniscas calcáreas en el caso oceánico. Por último hay una secuencia de limos y areniscas de ambiente lacustre o marino.

Capitulo 4. Ejemplos representativos de las cuencas sedimentarias pull-apart

Alrededor del mundo hay cerca de 40 cuencas sedimentarias tipo pull-apart descritas con cierto detalle, tanto en continente como en mar, aunque la mayoría se encuentra en ambiente transicional. De estas cuencas sólo algunas tienen yacimientos de hidrocarburos y son los ejemplos que se dan a continuación.

Como se menciona a lo largo del texto, estas cuencas son en algunos casos, fuente de yacimiento de hidrocarburos, yacimientos minerales (sulfuros), acuíferos, aunque otras no presentan importancia económica.

La tabla 4.1 muestra una serie de ejemplos mundiales de las cuencas según sus características tectónicas. Los números corresponden a su localización en el mapa de la figura 4.1, los círculos son para las cuencas en límite de placas, los triángulos para las fallas de cizalla ligadas a trincheras, los cuadrados son de cuencas pull-apart en antepaís y por último los asteriscos marcan las cuencas antiguas.

Hundimiento ligado a falla de cizalla en antepaís	Falla de cizalla ligada a trincheras	Límite de placas transformante
Cuenca de Vienna (1)	Grupo Izumi (*3)	Cuenca Ridge (*6)
Mar Marmara (2)	Cuenca San George (*4)	Death Valley (7)
Cuenca Thai (8)	Lago Suwa (5)	Cuenca Mar Muerto (11)
Cuenca Yinggehai (15)	Llanura Matsuyama (9)	Cañon de Cayman (12)
Cuenca Malay (16)	Cuenca Salan Grande (10)	Cuenca Carico (13)
Texas (21)	Bahía Beppu (17)	Cañón Salton (14)
	Cuenca Aceh (19)	Golfo de California (18)
	Llanura Tokushima (20)	Sur del Golfo de México (22)

Tabla 4.1. Ejemplos de cuencas sedimentarias pull-apart de acuerdo a sus características tectónicas (Modificada de Noda, 2013).

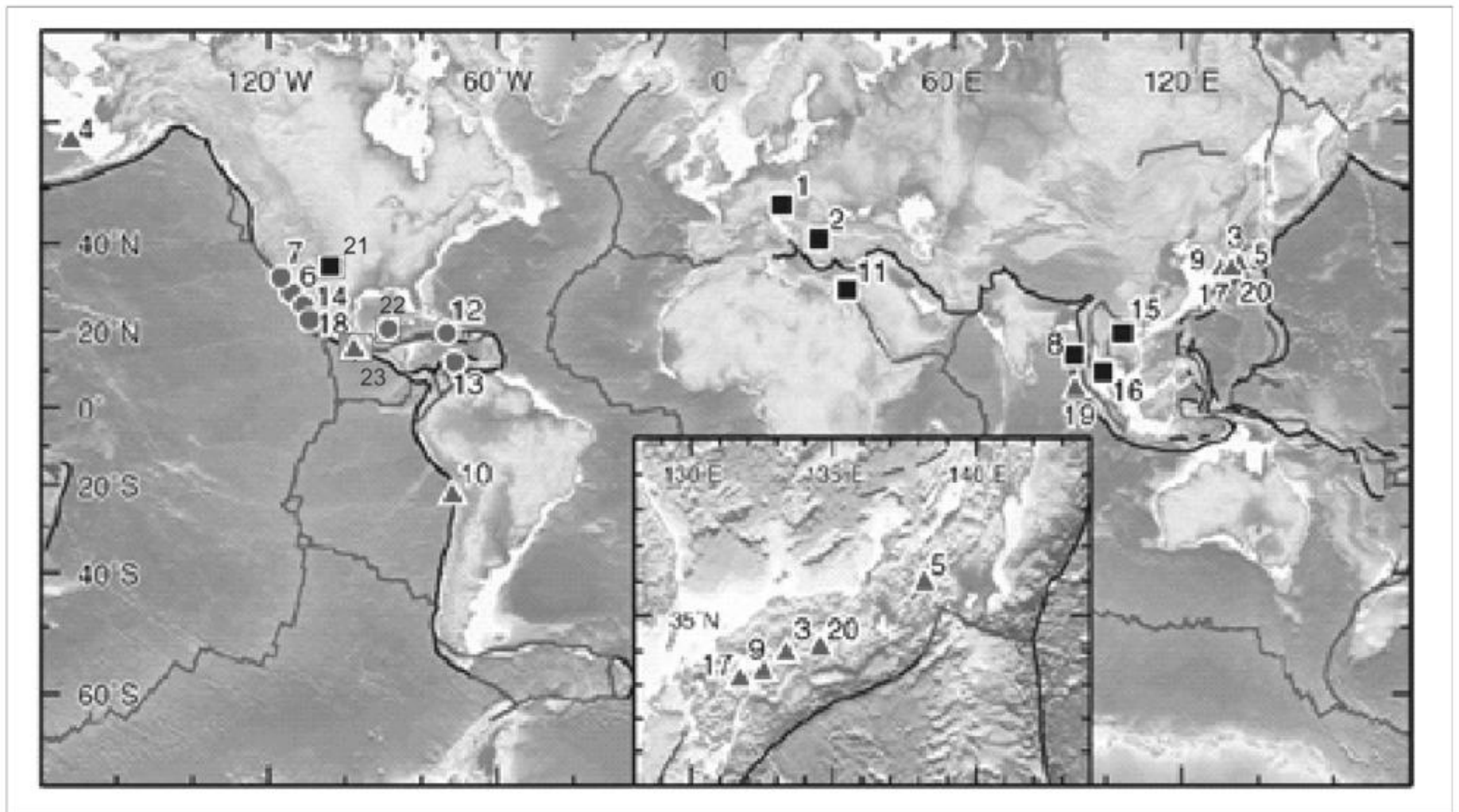


Figura 4.1. Ejemplos representativos del mundo, los números corresponden a la tabla 4.1. (Imagen modificada de Noda,2013).

4.1 Ejemplos de México

En el país hay tres principales regiones donde se encuentran cuencas pull-apart en diferentes condiciones tectónicas: Golfo de California, sur del Golfo de México y en la cuenca de Comalcalco. En el primero se hicieron exploraciones para hidrocarburos en 1918 y en la década de 1970, pero no hubo éxito comercial, pero se presume que hay secuencias sedimentarias con potencial de contener hidrocarburos, por lo que PEMEX lo considera con potencial probable. En el sur del Golfo de México, en un segmento de lo que se conoce como la Sonda de Campeche, se ha documentado la presencia de estas cuencas recientemente, por lo que no hay mucha información disponible. En la región de Comalcalco se tiene una zona con potencial económico-petrolero.

4.1.1 Golfo de California

El Golfo de California, en México, inicio una fase de extensión hace 25 Ma cuando la placa de Norteamérica comenzó a deslizarse hacia el SE y la placa del Pacífico hacia el NW, con un movimiento relativo de 43-47 mm/año (Dorsey & Umhoefer, 2012), debido a que una dorsal subdujo bajo la placa de Norteamérica originó de forma asociada en la placa continental extensión formando altos y bajos estructurales.

Inició como una zona de extensión y después como un rift somero que al abrirse permitió el flujo de aguas marinas, lo que mantiene estable la salinidad. Fue evolucionando lentamente hasta que las fallas de cizalla provocaron un movimiento dextral trastensional que data de los últimos 4 Ma. Fue en este

momento que se comenzaron a generar una serie de cuencas pull-apart que en las zonas de transferencia de fallas laterales que ahora están por debajo de 2- 3 km del nivel del mar.

La falla transformante principal corresponde con la Falla de San Andrés, la que de forma simultánea originó varias fallas asociadas de segundo orden y tercer orden. La falla de San Andrés, tiene una longitud de 1200 km, pero sólo se ha movido horizontalmente 300 km. Otras de las fallas regionales son la Garlock y Big Pine, al noreste además de múltiples fallas de menores dimensiones. El movimiento total ha sido de 1500 km y parece tener un comportamiento dúctil a partir de los 15 km de profundidad, ya que a partir de esta profundidad no se generan sismos (Kearey & Vine, 1996).

El movimiento genera dos regímenes, uno compresional y otro extensional, típico de las fallas de cizalla, por lo que se encuentran cuencas pull-apart y elevaciones “push-up” a lo largo de la falla. Esta complicada topografía negativa del suelo marino permite que los sedimentos queden atrapados (Einsele, 2000) facilitando la rápida acumulación de material sedimentario.

Dorsey & Umhoefer (2012), dividen al Golfo en cuatro secciones (figura 4.2). La parte sur son cuencas perpendiculares a la falla maestra y son cuencas con gran capacidad de depositación y antiguas pull-apart. En la parte norte las cuencas están orientadas paralelamente a la falla maestra (NW), las cuales son del tipo pull-apart, que están colmadas de sedimentos y presentan formación de piso oceánico. Dentro del continente se encuentra el Cañón Salton, que está formado por una cuenca de rift.

En la parte norte, que es la zona de interés económico por su posible reserva de hidrocarburos, rara vez el magma basáltico o ácido atraviesa los sedimentos que poseen un espesor de 6 km en las partes más anchas (Kearey & Vine, 1996). Estos depósitos están constituidos por sedimentos hemipelágicos, turbiditas, flujos de masa de taludes cercanos, abanicos aluviales y deltas marinos. Algunas de las cuencas importantes en esta área son las cuencas de Guaymas, Wagner, Consag y Delfín.

Debido al relieve los sedimentos son finos y hay abundancia de plancton, diatremas, radiolarios, foraminíferos y nanofósiles calcáreos. A partir de los 500 m de profundidad hay carencia de oxígeno lo que facilita la preservación de la materia orgánica (Einsele, 2000) formando rocas generadoras. Cuando comenzó el nacimiento del Golfo de California se tenían las tasas más altas de sedimentación con 50 m/Millón de años con un 2-4% de materia orgánica, por lo que se formaron potenciales rocas generadoras de hidrocarburos.

En la parte central se han encontrado estructuras que muestran una fase de cuencas pull-apart y cuencas de rift.

Como parte de las cuencas del área norte, estas tienen fallas laterales que originan una forma romboidal, además se tienen una serie de fallas normales que podrían funcionar, junto con la distribución espacial de sedimentos, como trampas para hidrocarburos; ya que al reunir las características antes mencionadas podrían constituir un play petrolero del que se habría de evolucionar su potencial. Una de estas fallas son la de Ballenas y otra la de Cerro Prieto.

A lo largo de todo el golfo y dentro del continente, la falla lateral tectónica y las fallas asociadas, se unen en ciertas regiones; en las cuencas tipo pull-apart, se tienen también fallas normales, lo que da una estructura de flor negativa; son estas estructuras con sedimentos que datan de 4 Ma al Reciente, las que pueden albergar secuencias generadoras, almacenadoras y sello.

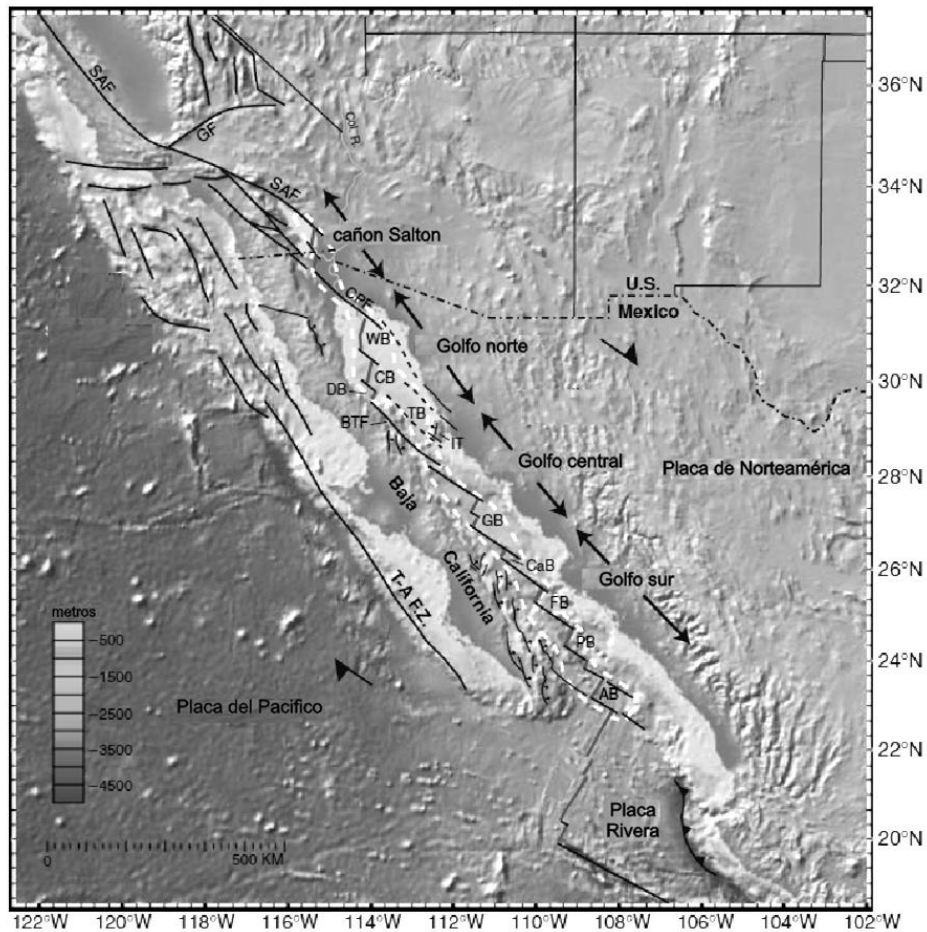


Figura 4.2. Divisiones del Golfo de California (Modificada de Dorsey & Umhoefer, 2012).

4.1.2 Sur del Golfo de México

En el sur del Golfo de México, en el entorno de la Sonda de Campeche, se localiza el campo petrolero Cantarell, a aproximadamente 75 km de Ciudad del Carmen (figura 4.3), está formado por cinco bloques: Kutz, Chac, Nohoch, Akal y Sihil (Juárez & Pineda, 2013), y en su límite occidental se tiene una cuenca tipo pull-apart, de reducidas dimensiones.

Akal, el mayor de estos bloques, está cortado por un conjunto de fallas de cizalla (figura 4.4) que se presume funciona como una zona de transtensión, fallas que se originaron a partir del Mioceno; son fallas laterales transtensivas que formaron una depresión (cuenca pull-apart), donde existe potencial de formar rocas almacenadoras, rocas sello y trampas del hidrocarburo, por lo que se están haciendo estudios para la localización de yacimientos en esta zona.

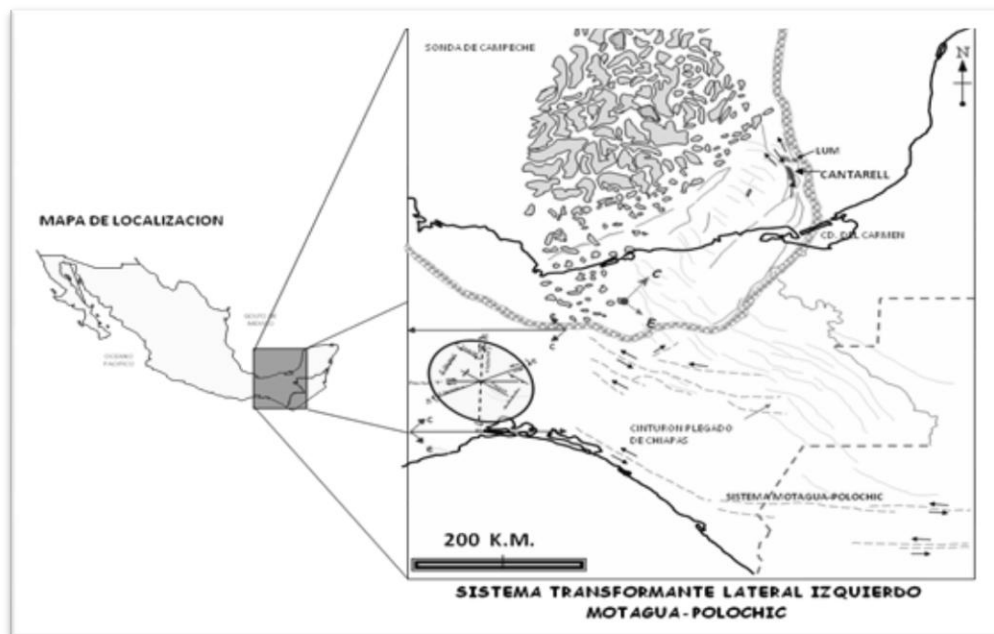


Figura 4.3. Localización del sur del Golfo de México, con el Campo petrolero Cantarell, con su principal familia de fallas laterales.

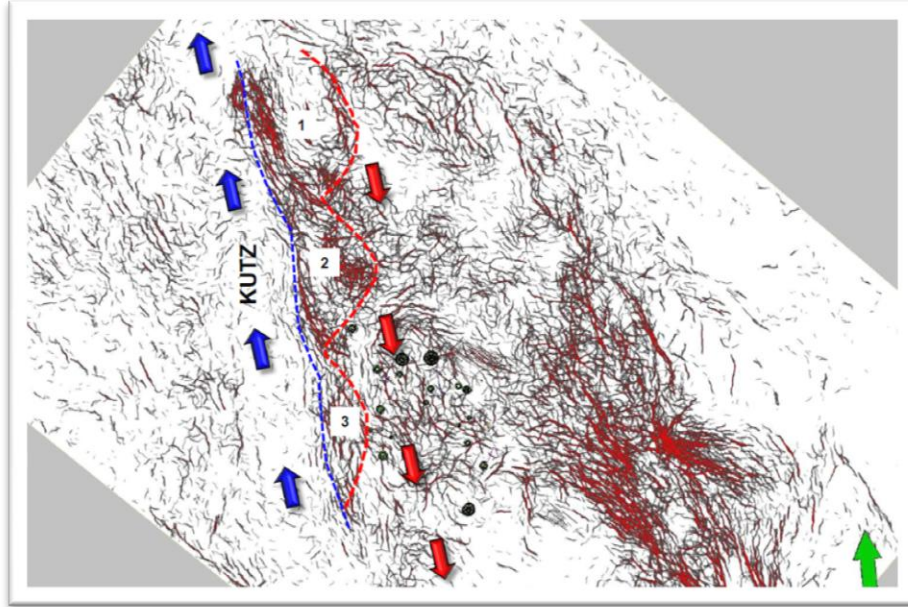


Figura 4.4. Imagen de la falla lateral derecha y estructuras asociadas en un extremo del bloque Akal, se indican con flechas el movimiento relativo (Tomado de Juárez & Pineda, 2013).

La exploración se centra en las estructuras de flor negativa (figura 4.5) que se han formado en esta área, gracias a una familia de fallas laterales izquierdas de orientación NW-SE, de aproximadamente 400 km de longitud, junto con fallas normales de segundo orden que en conjunto constituyen la cuenca pull-apart con las típicas estructuras de flor negativa (figura 4.5).

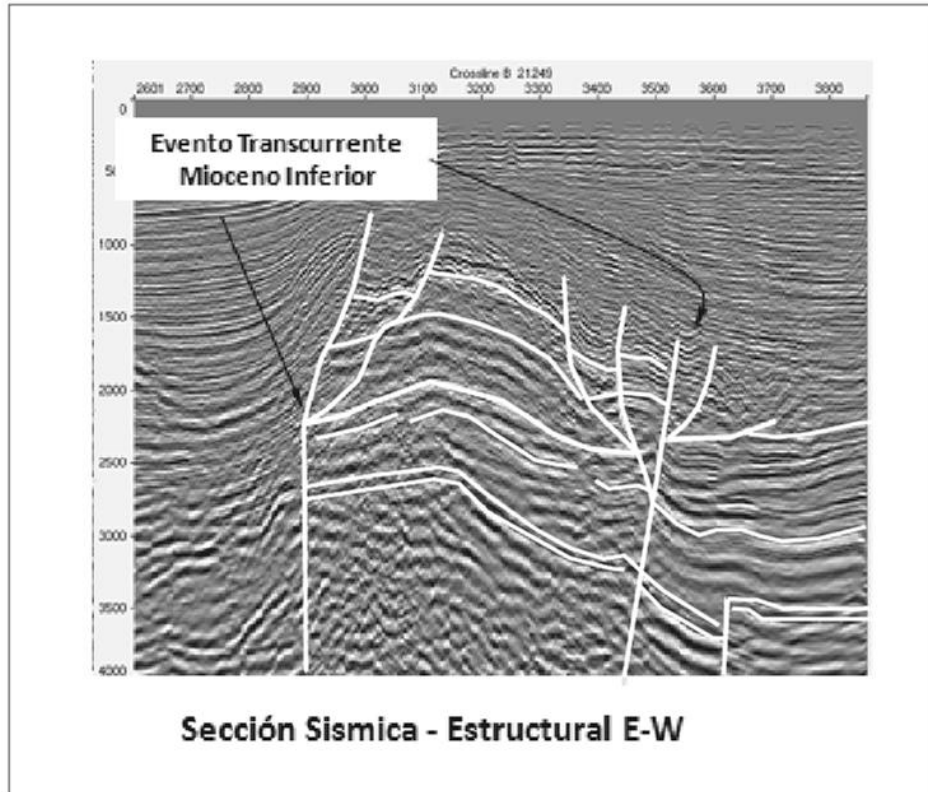


Figura 4.5. Secciones sísmicas de la cuenca pull-apart, con estructuras de flor negativa.

La columna estratigráfica de la Sonda de Campeche consiste en una secuencia calcárea arcillosa, la cual se muestra en la figura 4.6, que contiene además el registro de pozos y una breve descripción de las secuencias estratigráficas.

Estas cuencas se asocian a la falla Motagua-Polochic que creó un sistema de fallas laterales que afecta a la secuencia del Jurásico, Cretácico y la base del Cenozoico del Golfo (Aquino, 2004). Son fallas de transtensión por lo que tienen asociadas fallas normales relacionadas a esta falla principal, lo cual se muestra en la figura 4.7 que es una sección estructural, donde se enfatiza la cuenca pull-apart al centro indicando el sistema de fallas laterales.

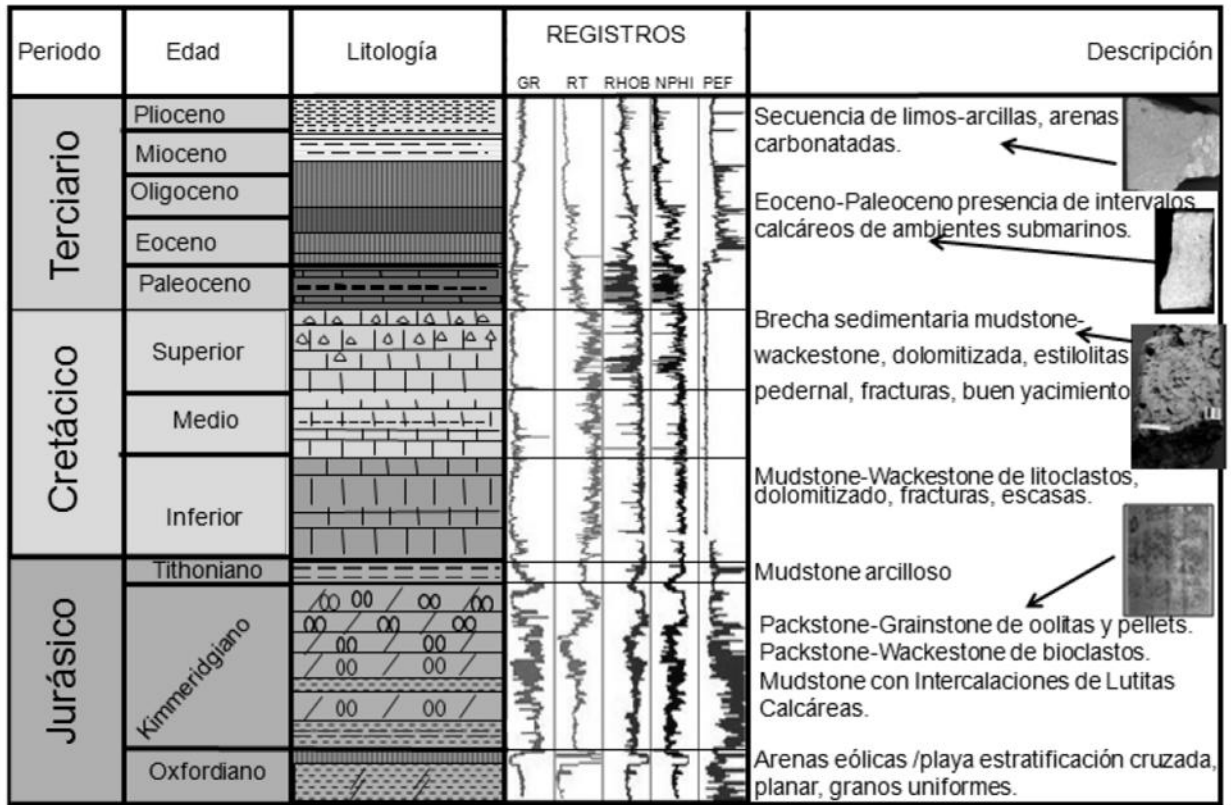


Figura 4.6. Columna estratigráfica de la sonda de Campeche y registro de pozos (Tomado de Juárez & Pineda, 2013).

Las trampas estructurales y estratigráficas constituyen excelentes receptáculos naturales de gas y aceite. Como se observa en la figura 4.7, el límite al este de la cuenca es el bloque Akal, mientras que al oeste es el bloque Kutz.

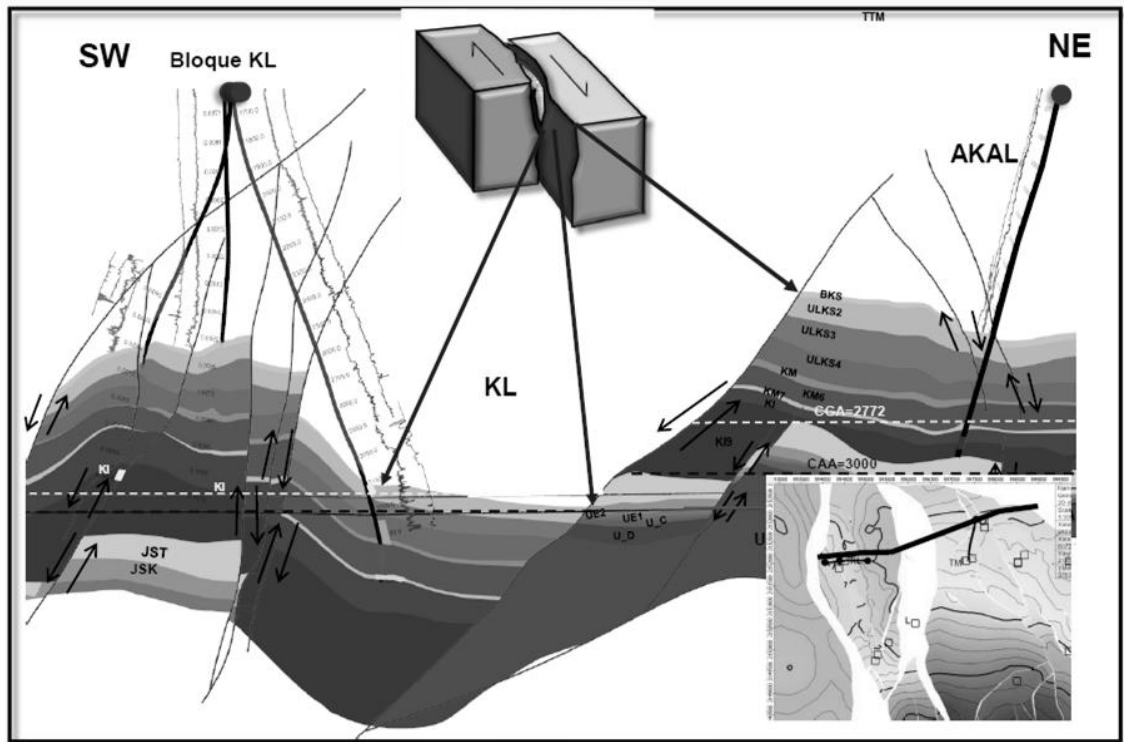


Figura 4.7. Sección estructural de la cuenca pull-apart al occidente del campo Cantarell (Tomada de Juárez & Pineda , 2013).

Esta región cuenta con varias cuencas que se superponen entre sí; en el Jurásico se tiene una cuenca relacionada a la apertura de Pangea, cuya estratigrafía se observa en la parte inferior de las figuras 4.6 y 4.7; las rocas que se encuentran son mayormente calcáreas y están afectadas por fallas normales. Sobre estas cuencas en el sector sur se tienen cuencas tipo foreland, con potencial de contener hidrocarburos. En los sectores centro y norte se tienen las cuencas tipo pull-apart que datan del Mioceno. Estas cuencas son afectadas por las antes mencionadas fallas laterales y fallas normales que dan la estructura de flor negativa, lo que caracteriza a las cuencas en cuestión.

La configuración estructural sumada al tipo de rocas del Mioceno y Plioceno, compuestas de areniscas y carbonatos, constituye un potencial de contener yacimientos petroleros. Es importante resaltar que las trampas que se presentan son mixtas y las rocas generadoras son las secuencias del Jurásico Superior, siendo las fallas laterales importantes rutas de migración.

4.1.3 Campo Bolontiku, Tabasco

El campo Bolontiku se localiza en el Golfo de México, al norte del Estado de Tabasco, con tirantes de agua entre 25 y 30 m (figura 4.8). En esta cuenca se inició la producción de hidrocarburos en el año de 1994 y continúa hasta el día de hoy; aunque no estaba considerada como una cuenca pull-apart.

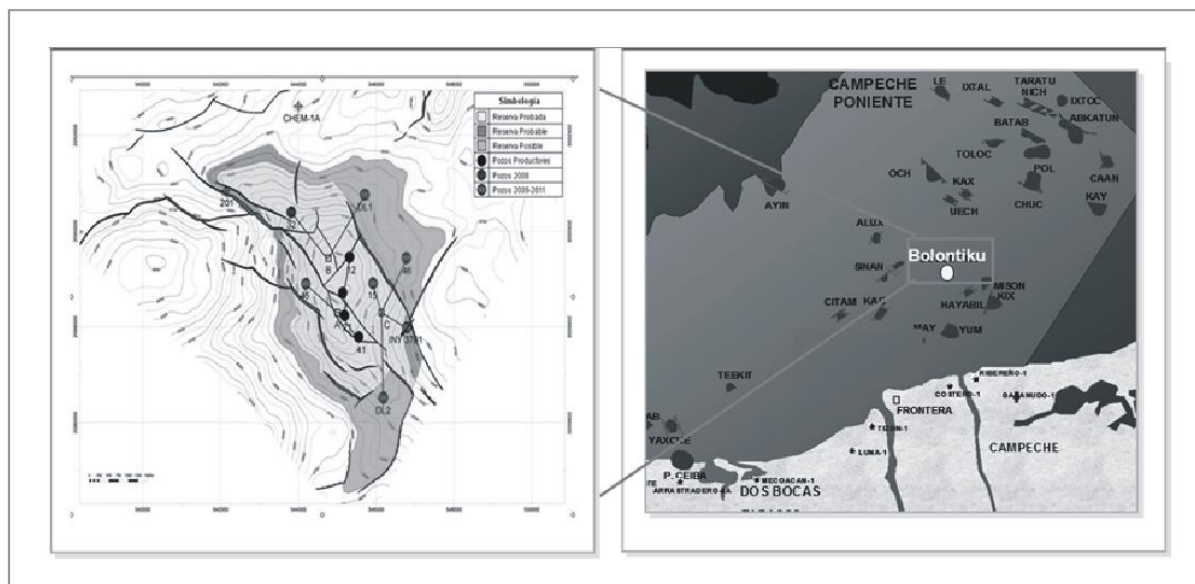


Figura 4.8. Localización del campo Bolontiku (Tomada de Activo Integral Litoral de Tabasco, 2010).

El yacimiento petrolero de aceite, se encuentra en una cuenca pull-apart con una estratigrafía de depósitos de carbonatos fracturados del Cretácico cuyo depósito se relaciona con la evolución inicial del Golfo de México, también se tienen lutitas y areniscas del Paleoceno-Eoceno de cuencas foreland; de manera sobrepuesta se tienen secuencias terrígenas (areniscas y lutitas) del Mioceno-Plioceno de cuencas pull-apart (Clímaco *et al*, 2008).

La cuenca pull-apart está formada por una serie de fallas laterales intersectadas por fallas normales de segundo orden, además de fallas normales lítricas con plegamientos roll-over, orientadas de SW a NE (Yescas, 2011). Lo que genera trampas estructurales que a su vez acompañan trampas mixtas (figura 4.9 y 4.10).

La interacción entre los tres tipos de fallas da una estructura de flor negativa, lo que convierte a la cuenca en tipo pull-apart. Las fallas laterales son paralelas a la Falla Bolontiku, la cual es una falla regional que se formó cuando iniciaba la Sierra de Chiapas, en la Orogenia Chiapaneca, donde ocurrieron numerosas fallas laterales que en las zonas de transtensión dieron origen a depresiones como la de Bolontiku, que constituye una cuenca pull-apart.

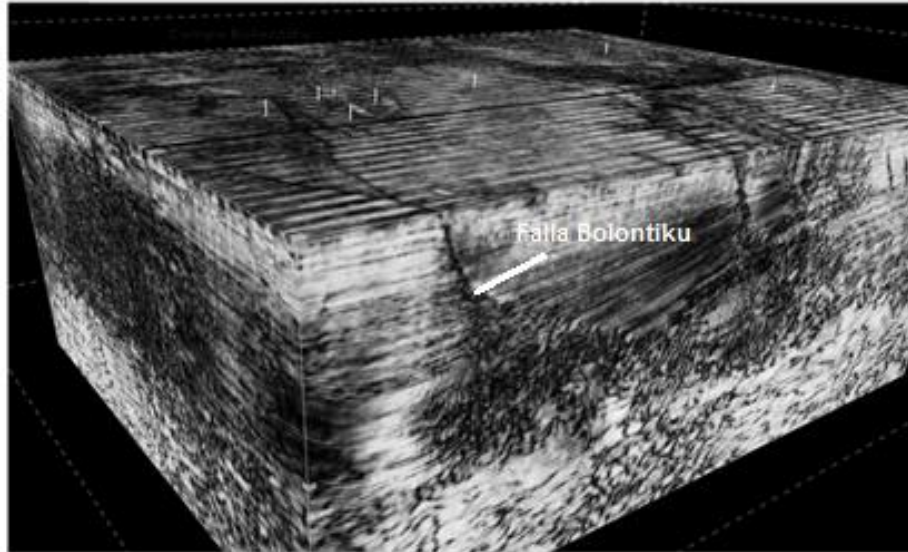


Figura 4.9. Sección sísmica en 3D del campo Bolontiku, delimitado por fallas de desplazamiento lateral, con estructuras de flor negativa.

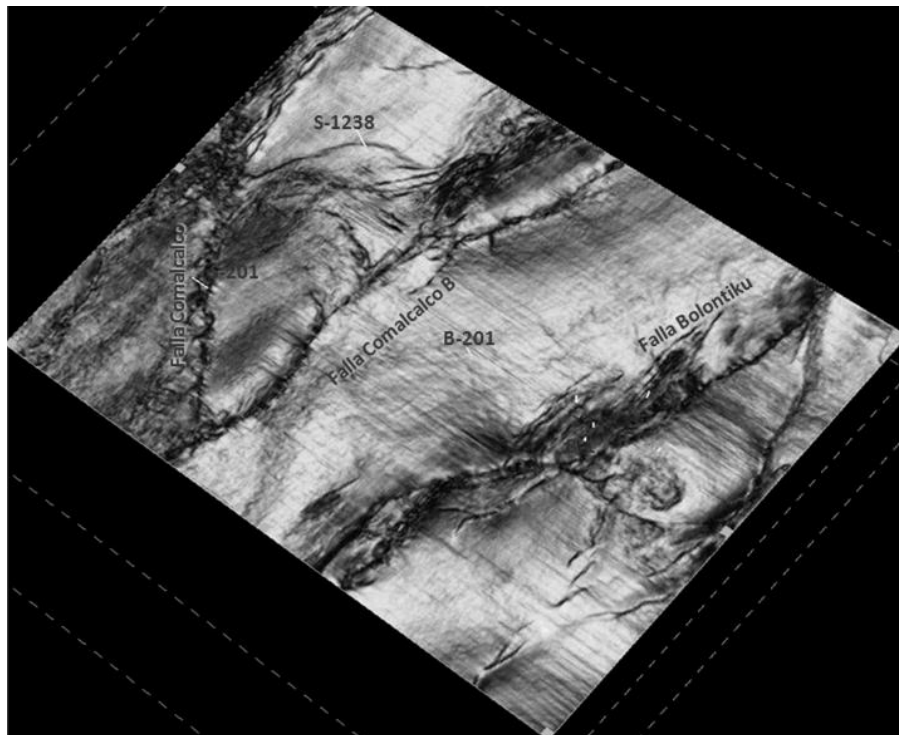


Figura 4.10. Mapa de planta de la figura 4.9, con las fallas laterales principales y las fallas normales asociadas del campo Bolontiku.

En las figuras 4.8, 4.9 y 4.10 se puede observar las fallas de cizalla Bolontiku y Comalcalco que son las que generan a la cuenca pull-apart.

La estratigrafía de la cuenca pull-apart posee aproximadamente cuatro kilómetros de sedimentos que van de lutitas a areniscas con carbonatos fracturados y cenizas volcánicas, lo que representa ambientes costeros y de aguas profundas (Yescas, 2011). Las posibles rocas generadoras correspondientes con las secuencias calcáreo-arcillosas del Jurásico Superior, mientras que las rocas almacenadoras son areniscas de la cuenca pull-apart; las lutitas son rocas sello que cubren a las areniscas y las rutas de migración son las fallas laterales que se comunican con las trampas estratigráficas y mixtas.

4.2 Ejemplos mundiales

Hay varios ejemplos representativos de las cuencas tipo pull-apart en el mundo, algunas de ellas son el Mar Muerto o Death Valley, que tienen profundidades de 2 a 4 km. También se tienen otras cuencas como el Golfo de Aqaba, el rift de Jordan, la gran falla del norte de Anatolian y Nueva Zelanda. Otras cuencas oceánicas asociadas a fallas laterales regionales se tienen en el Golfo de Adan, el Mar Rojo, el Golfo de California y el Cañón de Cayman; también están las cuencas en antepaís con sistemas de fallas laterales de transtensión de Vienna, España, China y Colombia.

Pero no todas estas tienen yacimientos o potencial de contener hidrocarburos, debido a su proceso de formación, y condiciones en las que fueron evolucionando.

Algunos de los ejemplos económico-petroleros más representativos se mencionan a continuación.

4.2.1 Mar Muerto

El Mar Muerto se localiza entre las placas de Arabia y África (figura 4.11), delimitadas por una falla transformante sinestra de 132 km de longitud y de 7 a 18 km de ancho donde se tiene una franja de fallas laterales asociadas con transtensión, que forman estructuras de flor negativa. La cuenca posee una característica atípica de las cuencas pull-apart, que es un espesor mayor a su longitud transversal (Noda, 2013).

La cuenca se extiende por debajo de 400 m del nivel del mar, lo que la convierte en un lago hipersalino, alimentado por deltas, sedimentos fluviales y lacustres que aumentan cada día los ya 10 km aproximados de espesor de sedimentos del Mioceno al Reciente (figura 4.12), (Noda, 2013).

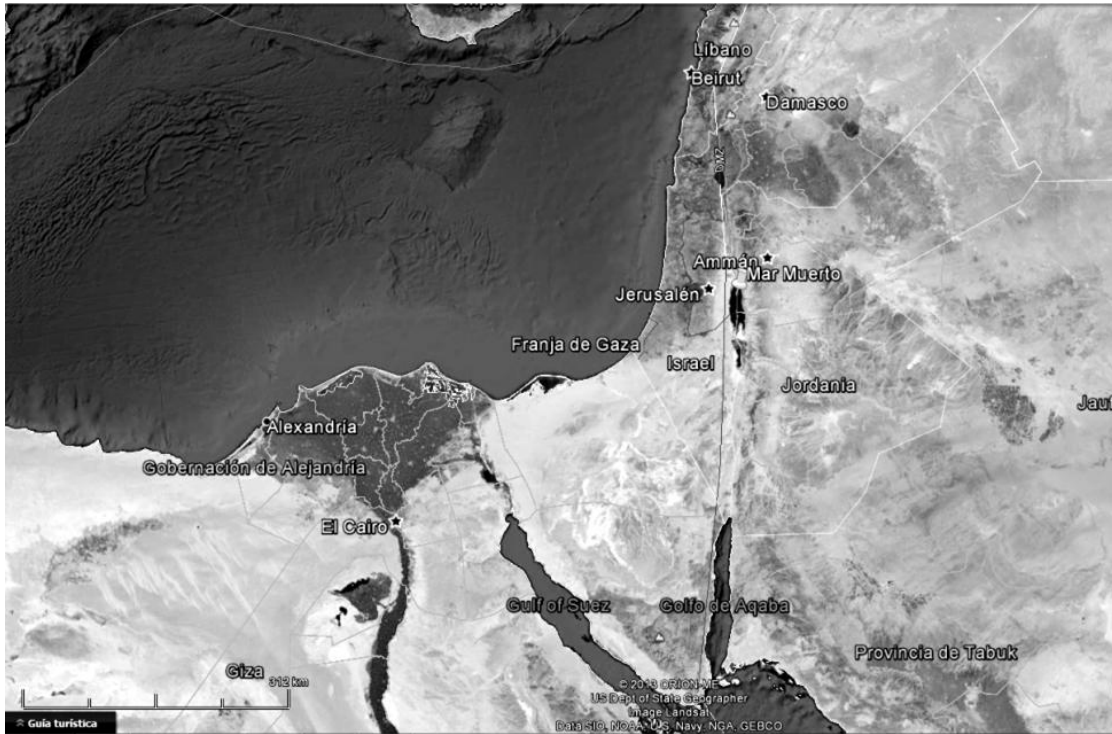


Figura 4.11. Localización del Mar Muerto (Tomada de Google earth, 2013).

La cuenca es asimétrica con escalonamientos hacia el este y hacia el sur, donde es muy profunda; además de las fallas laterales, se tiene un conjunto de fallas normales, como son la falla Sedom y la falla Ghor-Safi, de orientación NE-SW, que constituyen trampas estructurales y rutas de migración para los hidrocarburos, junto con las trampas estratigráficas en lentes de areniscas cubiertas de lutitas y sedimentos evaporíticos como rocas sello. En la figura 4.13 se observan cinco secciones sísmicas de las cuencas, en las que se resaltan las trampas estratigráficas (domos salinos) y algunas estructuras de flor negativa.

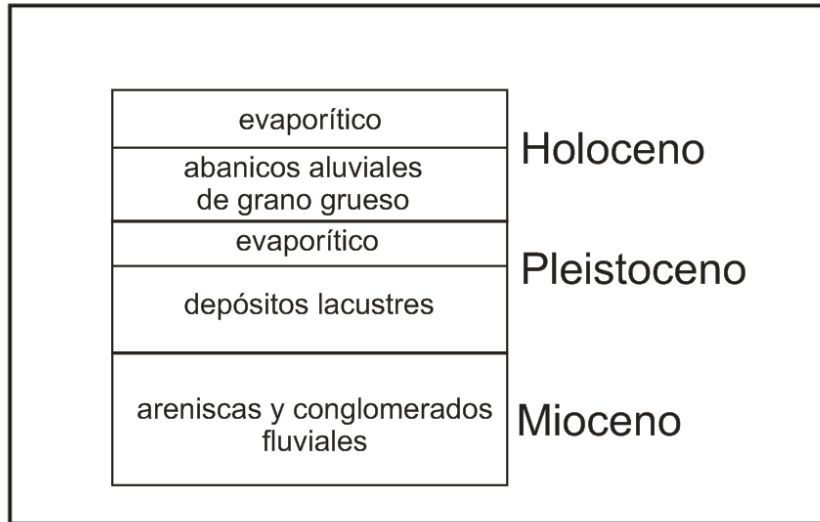


Figura 4.12. Columna estratigráfica esquemática del Mar Muerto; con un espesor total aproximado de 10 km. (Datos obtenidos de Noda, 2013).

La formación de la cuenca data del Mioceno, cuando una serie de fallas laterales comenzaron a expandirse en una zona de transtensión; la extensión produjo fallas normales, que al interceptarse con las laterales formaron una estructura de flor negativa (figura 4.13) que originó el espacio de acomodo para los sedimentos de ambientes fluviales, lacustres y marinos (figura 4.12).

En las secciones sísmicas (figura 4.13) se pueden observar varias estructuras de flor negativa y domos salinos que funcionan como trampas en el sistema petrolero de la cuenca del Mar Muerto.

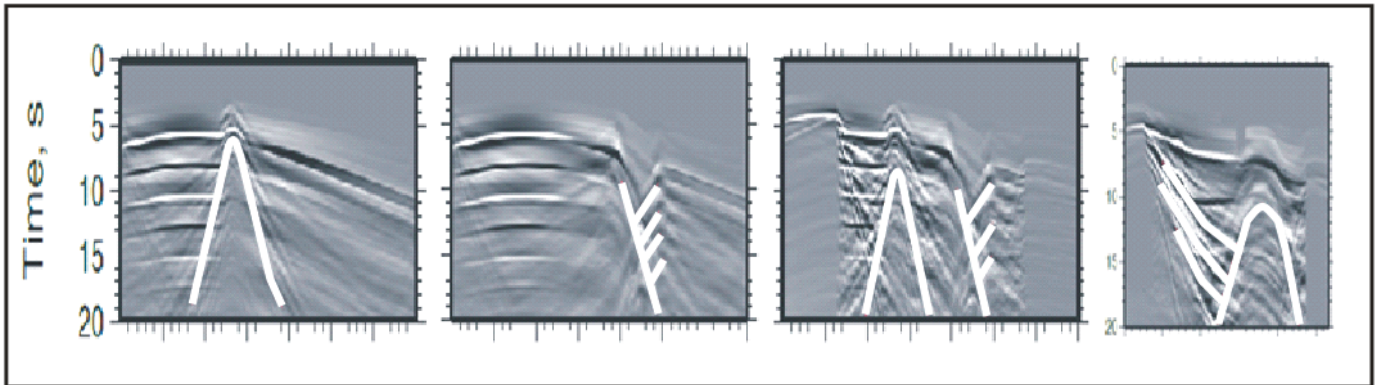


Figura 4.13. Secciones sísmicas de las cuencas pull-apart (Modificada de Shani *et al*, 2009).

4.2.2 Falla Anatolia

La falla Anatolia, en Turquía, separa a la Placa Euroasiática, al norte, de la Placa Anatolia, al sur (figura 4.14). El límite es transformante dextral y genera una serie de cuencas pull-apart, que en promedio tienen 150 km de largo y 35 km de ancho. Las tres cuencas en conjunto tienen más de 1200 m de profundidad y están separadas por estructuras “push-up” de 600 m sobre las cuencas de forma romboidal que albergan en promedio más de 2 km de sedimentos de lutitas, areniscas de ambientes someros; además de turbiditas con gran potencial de hidrocarburos (Atmaoui, 2005).

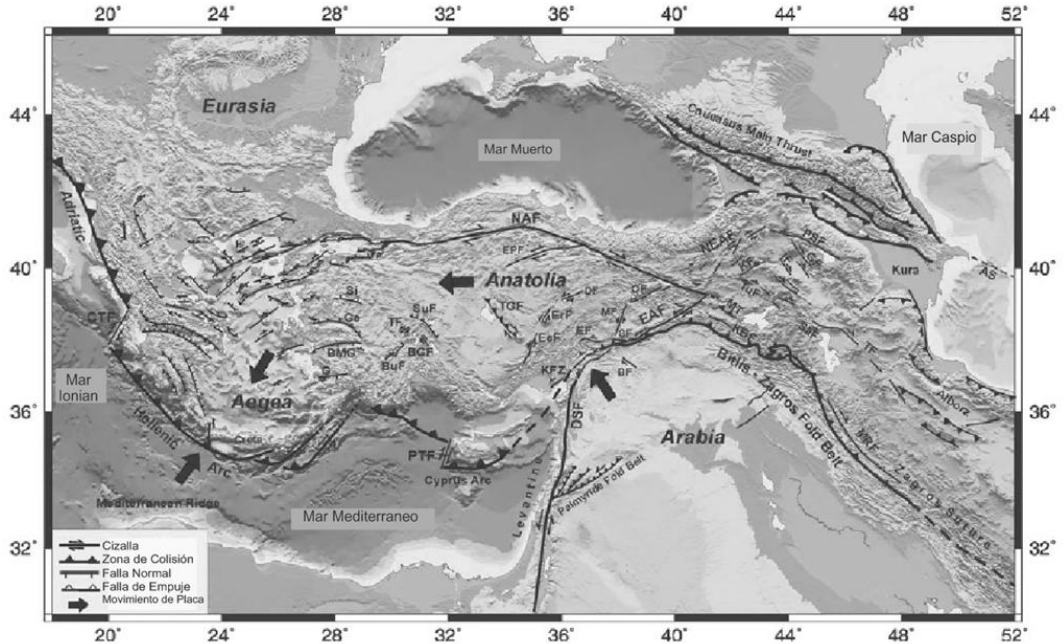


Figura 4. 14 Localización de la falla Anatolia (Tomada de Taymaz *et all*, 2007).

En la figura 4.15 se observa una sección estructural de dos cuencas pull-apart, con estructura de flor negativa. Estas cuencas están formadas por una familia de fallas normales de orientación E-W, con un echado preferencial al N (Aksu *et all*, 2000), las cuales interceptan a las fallas laterales de extensión.

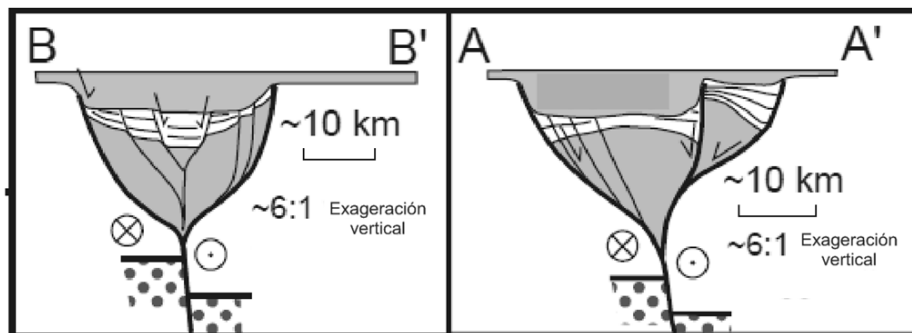


Figura 4.15. Sección estructural de cuencas pull-apart en la falla Anatolia (Tomada de Aksu *et all*, 2000).

El conjunto de fallas genera secuencias terrígenas que constituyen rocas almacenadoras (areniscas), lutitas que forman rocas sello, trampas mixtas que atrapan al hidrocarburo en las rocas antes mencionadas, y las rutas de migración que son las fallas.

4.2.3 Texas

La cuenca de Broken Bone, Texas, está formada en un ambiente tectónico de transtensión, en el sur de Estados Unidos de Norteamérica, y mide aproximadamente 180 km², la cual se explota por yacimientos de gas acumulados en depósitos terrígenos que al tener algunas fallas abiertas dejan migrar al hidrocarburo, hasta que se encuentra con trampas estructurales y estratigráficas (Brister *et al*, 2002).

En la figura 4.16 se observa las fallas típicas de una cuenca pull-apart que en conjunto le dan una forma romboidal; estas tienen una orientación NW-SE con echado al NE.

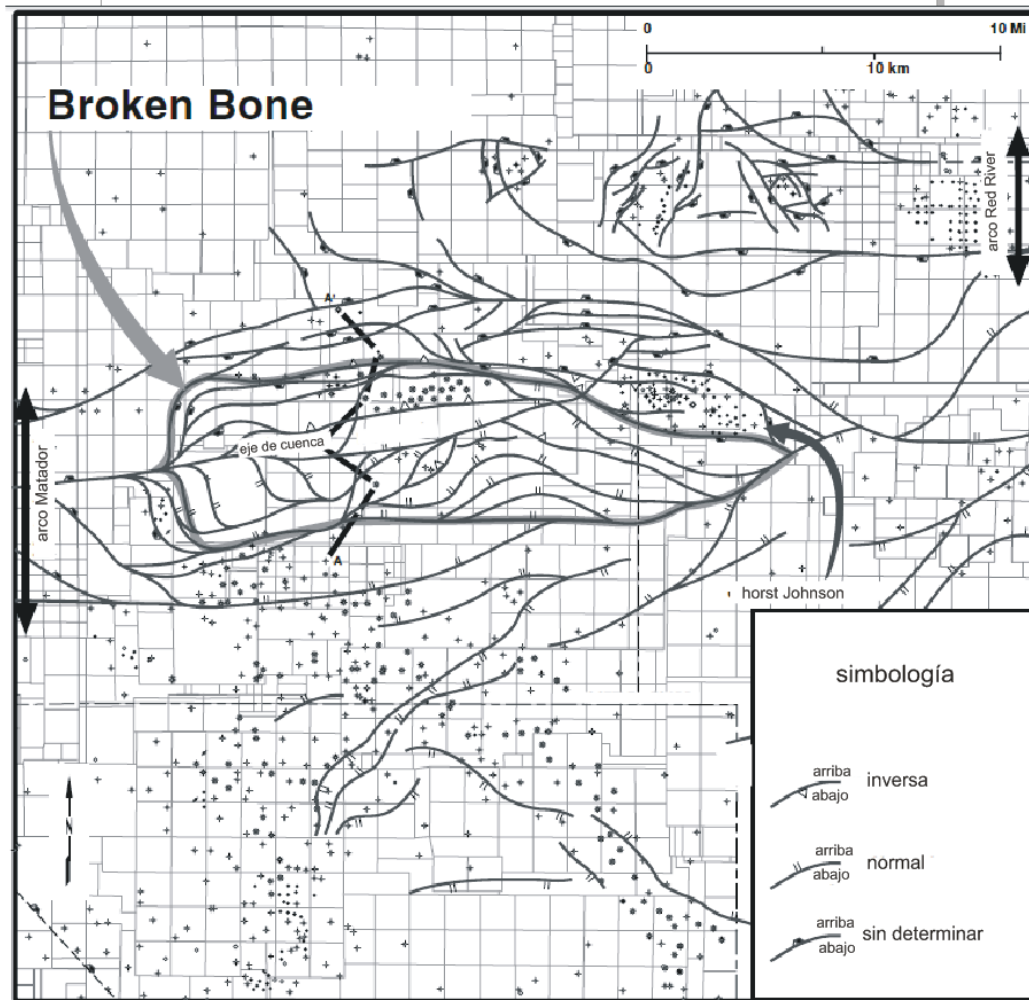


Figura 4.16. Esquema de fallas en la cuenca de Broken Bone, Texas. (Modificada de Brister *et al*, 2002).

La figura 4.17 muestra la estratigrafía y las estructuras en la cuenca. Se observa una secuencia de rocas graníticas seguidas de areniscas, carbonatos y limolitas. Al centro de la estructura se encuentra los yacimientos de hidrocarburos en cuerpos arenosos fracturados en algunos casos por fallas normales que conforman trampas mixtas.

La cuenca esta delimitadas por fallas laterales que interaccionan con fallas normales, esto no sólo originó las trampas sino también una depresión en la que se acumuló un espesor considerable de rocas sedimentarias que favorecen la ocurrencia del sistema petrolero. También se tienen estructuras en flor negativa características de las cuencas sedimentarias tipo pull-apart.

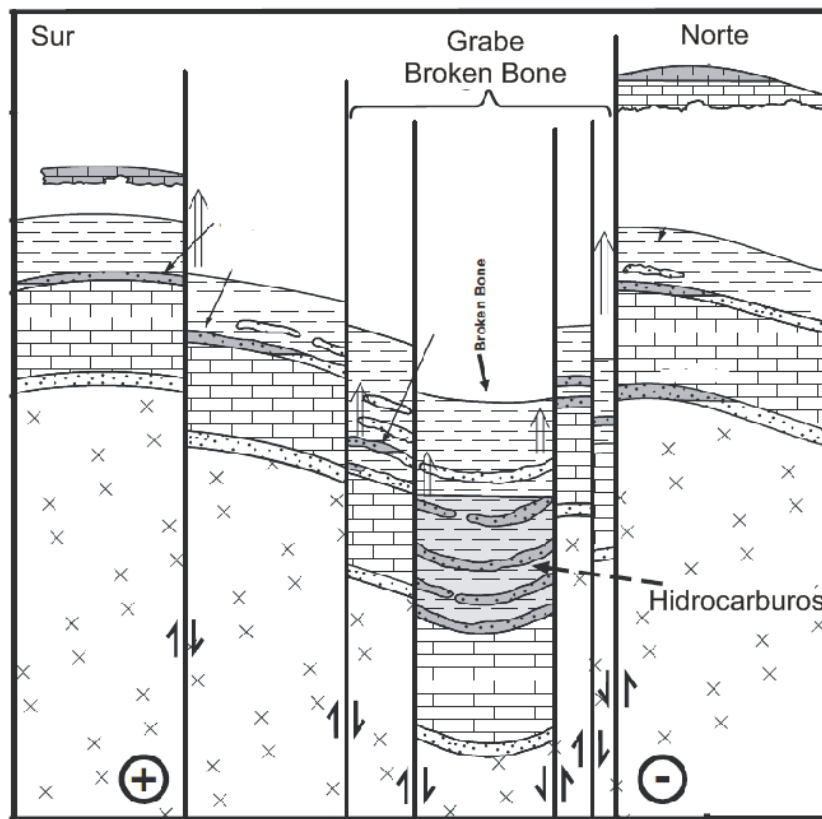


Figura 4.17. Esquema estratigráfico de la cuenca de Broken Bone (Modificada de Brister *et all*, 2002).

4.2.4 Vienna

La Cuenca de Vienna se localiza en Austria, entre el este de la cordillera de los Alpes y el oeste de los Cárpatos. Data del Mioceno y fue creada a partir del choque de la placa de África con Eurasia, generando una cuenca en un límite transformante dextral de tipo pull-apart de antepaís.

Cuenta con una secuencia estratigráfica de base a techo de sedimentos no marinos, areniscas, carbonatos y terminando en depósitos deltaicos fluviales, todo esto con un espesor máximo de 6 km, (Wagreich & Schmid, 2002).

En la figura 4.18 se puede observar una sección estructural perpendicular de la cuenca, en donde se tiene un conjunto de fallas normales secundarias que originaron la depresión que tomó la cuenca, además que también constituyen trampas de hidrocarburos y rutas de migración. Se indica también la posición con algunos de los pozos de producción de hidrocarburos.

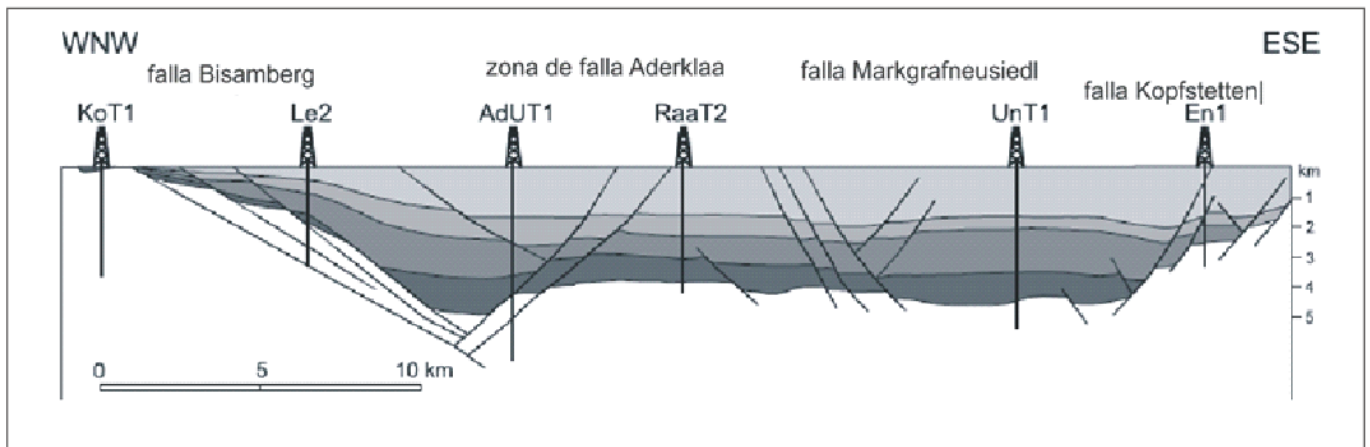


Figura 4.18. Sección estructural de la cuenca de Vienna. (Modificada de Wagreich & Schmid, 2002).

En la figura 4.19 se observa una sección sísmica junto con su interpretación, las que revelan una estructura de flor negativa, formada por varias fallas normales que tienen una dirección de NE-SW, con echado al NW, las cuales interaccionan con las fallas transformantes dextrales. Esto es lo que caracteriza la cuenca, por lo que es clasificada como cuenca pull-apart.

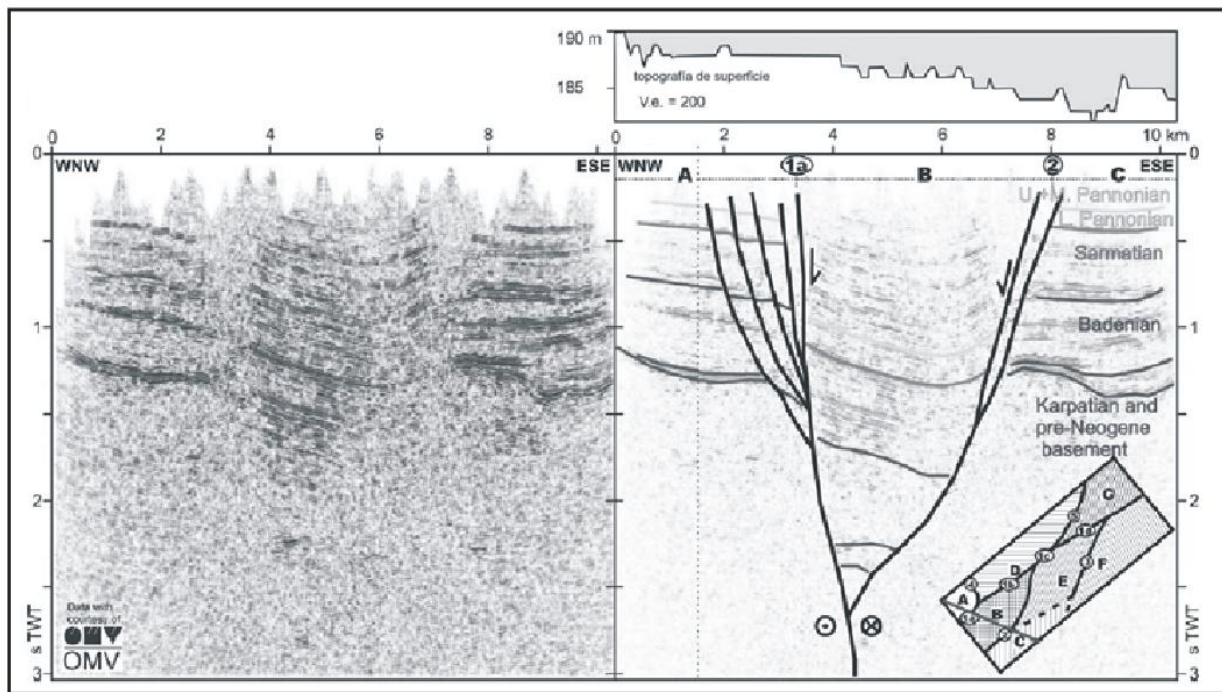


Figura 4.19. Sección sísmica e interpretación de la cuenca de Vienna. (Modificada de Hinsch et alik, 2005).

Conclusiones

- Las cuencas pull-apart son aquellas que se forman en un ambiente de transtensión, donde interactúan fallas laterales de primer orden y normales de segundo orden, que dan como resultado una estructura de flor negativa y se localizan en límites transformantes, en zonas de subducción oblicua o donde ocurre la creación de un proceso orogénico.
- Las cuencas pull-apart son más largas, que anchas, y poseen una rápida subsidencia; su tamaño varía de miles metros a más de 100 km, en su ejemplo más largo; por ejemplo 150 km de largo por 35 km de ancho.
- La geometría de las cuencas pull-apart es en forma de “S” o romboidal dependiendo de su estado de madurez y del conjunto de fallas que interactúan.
- El poco flujo de calor del manto astenosférico, en cuencas maduras, permite que los hidrocarburos lleguen a un buen estado de madurez, al existir un mayor gradiente geotérmico.
- La característica sedimentológica de estas cuencas es que debido a su rápida subsidencia, teniendo gran capacidad para almacenar depósitos y conteniendo sedimentos terrígenos, por lo que el espesor del paquete sedimentario en la mayoría de los casos supera los 2 km.
- Los tipos de sedimentos varían dependiendo del grado de madurez de la cuenca, iniciando con sedimentos continentales de granulometría gruesa, pasando a depósitos transicionales de granulometría media-fina y

terminando con sedimentos de ambientes marinos de granulometría media-fina; en algunos casos constituyen muy buenos desarrollos de turbiditas.

- La morfología irregular del fondo de las cuencas, dada por las estructuras de hundimiento acelerado, originan ambientes anóxicos propios para el desarrollo de rocas generadoras, mismas que son sepultadas rápidamente.
- Las zonas asociadas próximas donde ocurre levantamiento (push-up), constituyen zonas inestables que ocasionan levantamientos y erosión, por lo que son una excelente fuente proveedora de sedimentos terrígenos a la cuenca.
- La mayor parte de los sedimentos que se depositan en el depocentro son de granulometría media-fina a muy fina, debido a la rápida subsidencia de las cuencas y su rápida extensión. La secuencia de depósitos está dada por intercalaciones de arenas, limos y arcillas, aunque localmente también hay conglomerados.
- El mayor tipo de aporte de materia orgánica es procedente de ambientes continentales y mixtos, debido al gran aporte de sedimentos fluviales.
- La estratigrafía en algunas cuencas está dada por rocas ígneas como base en cuencas maduras, seguidas por una secuencia cíclica de lutitas y areniscas de ambientes transicionales y colmada por areniscas, lutitas y carbonatos de ambientes marinos.
- El rápido sepultamiento de la materia orgánica permite que se conserve y de origen a rocas generadoras que entran adecuadamente en la ventana de generación.

- Otro recurso económico importante es el de la energía geotérmica, generada en cuencas maduras por el aporte de calor del manto astenosférico cuando hay apertura del piso oceánico, como la que se explota en Cerro Prieto, Baja California, desarrollado por la Comisión Federal de Electricidad.
- En México existen cuencas pull-apart en el norte del Golfo de California, con un alto potencial de probables yacimientos de hidrocarburos (principalmente gas). Las cuales poseen secuencias de grano fino con un alto contenido de materia orgánica en sus sedimentos arcillosos; un rápido sepultamiento favorece su preservación y, las estructuras necesarias para atrapar al hidrocarburo en trampas estructurales y mixtas, además de buenas rocas almacenadoras y sello.
- Los sitios que ya se encuentran en producción de hidrocarburos en México con cuencas pull-apart están en Tabasco y el sur del Golfo de México, por lo que se recomienda analizar a detalle estas cuencas para que la información generada sirva de referencia en la exploración de nuevas cuencas.
- Las cuencas ya estudiadas, como la del Mar Muerto, Anatolia y Vienna, han generado mucha información, por lo que debe de tomarse en cuenta, sobre todo en la parte de interpretación sísmica, considerando que varias empresas han invertido en exploración y desarrollo de yacimientos.
- Las cuencas menos estudiadas como la de Cayman, las de China o la que se encuentra entre Colombia y Venezuela pueden tener recursos que aun no se han evaluado, por lo que los futuros estudios que se hagan en estas

cuencas deben considerar las condiciones tectónicas, sedimentológicas, estructurales y estratigráficas.

- Las cuencas tipo pull-part con mayor potencial petrolero son aquellas que se localizan en fallas transformantes y fallas asociadas, estos es por su gran tamaño.
- En México se tienen cuencas petroleras pull-apart productoras, las que se deben de caracterizar mejor, considerando los aspectos sedimentológicos, estructurales, estratigráficos y tectónicos. La anatomía generada será de utilidad para nuevos proyectos que se realicen en este tipo de cuencas.
- Se recomienda estudiar a las fallas laterales regionales en México, ya que en su entorno pueden existir cuencas pull-apart con recursos naturales potenciales, particularmente hidrocarburos.
- Se recomienda realizar estudios específicos de las cuencas pull-apart de la parte norte del Golfo de California, para conocer con mayor nivel de certeza el sistema petrolero y en consecuencia sus reservas.

Referencias

- Activo Integral Litoral de Tabasco, P. (2010). *Plan de Desarrollo del Campo Bolontiku*.
- Adib, S. *Geografía para 2° Liceo*. Retrieved noviembre 10, 2013, from <http://geoparasegundo.blogspot.mx/2013/06/bordes-de-las-placas.html>
- Aksu, A. E., Calon, T. J., & Hiscott, R. N. (2000). *Anatomy of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea, Western Turkey: Extensional Basins Above a Continental Transform*. *GSA, today* , 3-7.
- Allen, P. A., & Allen, J. R. (2006). *Basin analysis. Principles and applications* (segunda ed.). Singapore: Blackwell Publishing.
- Aquino-López, J. A. (2004). *Sureste Basin, México and Associated Sub-basins: An Update and Future Potential*. AAPG International Conferenc, (p. 6). Cancún.
- Atmaoui, N. (2005). *Development of pull-apart basins and associated structures by the riedel shear mechanism: insight from scaled clay analogue models*. Bochum: Ruhr-University of Bochum.
- Badley, M. E., Egeberg, T., & Nipen, O. (1984). *Development of rift basins illustrated by the structural evolution of the Oseberg feature, Block 30/6, offshore Norway*. *Journal of the Geological Society* , 141, 639-649.
- Brister, B. S., Stephens, W. C., & Norman, G. A. (2002). *Structure, stratigraphy, and hydrocarbon system of a Pennsylvanian pull-apart basin in north-central Texas*. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* , 86 (1), 1-20.
- Bryant, I., Herbst, N., Dailly, P., Dribus, J. R., Fainstein, R., Harvey, N., et al. (2012). *De cuenca a cuenca: La tectónica de placas en exploración*. *Oilfield Review* , 24 (3), 38-58.
- Clímaco Gómez, J. M., Herrera R, R. H., & Mena Zapata, M. (2008). *Aplicación del concepto de reforzamiento de la formación en el Pozo Bolontiku 43*. *Ingeniería de perforación y mantenimiento de pozos* (36), 17-25.
- Cox, A., & Hart, R. B. (1986). *Plate tectonics. How it works*. Londres: Blackwell scientific publications.
- Dorsey, R. J., & Umhoefer, P. J. (2012). *Influence of sediment input and palte-motion obliquity on basin development along an active oblique-divergent plate boundary: Gulf of California and Salton Trough*. In C. Busby, & A. Azor (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins. Recent advances* (p. 647). Noida, India: Blackwell Publishing.
- Einsels, G. (2000). *Sedimentary Basins* (2 ed.). Alemania: Spinger.
- *foros del web*. Retrieved noviembre 26, 2013, from <http://www.forosdelweb.com/f6/mapamundi-planisferio-png-566803/>
- Galvez, V. (1922). *Exploración en la Peninsula de Baja California*. *Boletín del Instituto Geológico de México* , 39.
- García, S. (2008). *Universo marino*. Retrieved noviembre 12, 2013, from <http://universomarino.com/2012/01/04/cinturon-de-fuego-del-pacifico/>
- Giambiagi, L. B. (1999). *Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, provincia de Mendoza*. *Asociación Geológica Argentina* , 54 (4), 361-374.

- Google earth. (2013). Retrieved enero 18, 2014
- Hinsch, R., Decker, K., & Wagreich, M. (2005). *3-D mapping of segmented active faults in the southern Vienna Basin*. *Quaternary Science Reviews* , 24, 321–336.
- Hongn, F., & García, V. (2011). *Tectónica de Placas: Teoría integradora de las Ciencias de la Tierra*. *Temas BGNoa* , 1 (1), 21-31.
- Ingersoll, R. V. (2012). *Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature*. In C. Busby, & A. Azor (Eds.), *Tectonics of sedimentary basins* (p. 647). Noida, India: Wiley Blackwell.
- Juárez Aguilar, L., & Pineda Flores, D. (2013, noviembre). *Cartografía de las fallas a nivel Jurásico, evidencias de movimiento lateral y sus implicaciones en la producción de hidrocarburos en el Campo Akal, Cantarell*. Congreso Puerto Vallarta, México.
- Kearey, P., & Vine, F. j. (1996). *Global Tectonics* (2 ed.). Victoria, Australia: Blackwell science.
- Maldonado, A., & Canals, M. (1982). *El margen cohtinental sur- balear: un modelo deposicional reciente sobre un margen de tipo pasivo*. *Acta geológica hispánica* , 17 (4), 241-154.
- Marsaglia, K. M. (2012). *Sedimentation at plate boundaries in transtition*. In C. Busby, & A. Azor (Eds.), *Tectonics of sedimentary basins* (p. 647). Noida, India: Wiley Blackwell.
- Martínez Catalán, J. R. (2003). *Geología Estructural y Dinámica*. (G. Gutiérrez Alonso, Ed.) Salamanca: Universidad de Salamanca.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy* (segunda ed.). Gran breaña: wiley-blackwell.
- Noda, A. (2013). *Strike-Slip Basin – Its Configuration and Sedimentary Facies*. In *Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*. InTech.
- PEMEX exploración y producción. (n.d.). Retrieved enero 18, 2014, from <http://www.pep.pemex.com/Reportes/Lists/Produccion/Attachments/296/Ejecutivo%202014-01-12%20PEP.pdf>
- PEMEX relación con inversionistas. (2013, noviembre 18). Retrieved enero 18, 2014, from <http://www.ri.pemex.com/files/content/Capitulo%203.pdf>
- Shani-Kadmiel, S., Tsesarsky, M., Louie, J. N., & Gvirtzman, Z. (2009). *SIMULATION OF SEISMIC WAVE PROPAGATION THROUGH GEOMETRICALLY COMPLEX BASINS - THE DEAD SEA BASIN*. Univerity of Nevada, Nevada sismological laboratory, Reno.
- Spelz, R. *Monterrey Bay Acuarium Reserch Institute*. Retrieved noviembre 10, 2013, from http://www.mbari.org/expeditions/GOC12/legs/leg7/logbookL7/day9_spanish.html
- Tapponnier, P., Mercier, J. L., Armijo, R., Tonglin, H. & Ji, Z (1981) *Résultats de la coopération francochinoise au Tibet (mision 1980)* *Nature* 294, 405–410; (eds Mercier, J. L. & Guangqin, Li)
- Tarbuck, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física* (8 ed.). (A. t. científicas, Trans.) Madrid: Pearson.

- Taymaz, T., Yilmaz, Y., & Dilek, Y. (2007). *The geodynamics of the Aegean and Anatolia: introduction*. Geological Society, London, Special Publications , 291, 1-16.
- Veeken, P. (2007). *Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterisation* (Vol. 37). (K. Helbig, & S. Treitel, Eds.) Holanda: Elsevier.
- Vizán, H., & Lagorio, S. L. (2011). *Modelo geodinámico de los procesos que generaron el volcanismo cretácico de Córdoba (Argentina) y la gran provincia ígnea Paraná, incluyendo el origen y evolución de la "pluma" Tristán*. Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas , 36, 55-75.
- Waggreich, M., & Schmid, H. P. (2002). *Backstripping dip-slip fault histories: apparent slip rates for the Miocene of the Vienna Basin*. Terra Nova , 14 (3), 163–168.
- Yescas Netzahualcoyotl, E. J. (2011). *Evaluación petrolera y métodos de explotación en la cuenca de Comalcalco*. Distrito Federal, México.
- Yong, E. *National Geographic*. Retrieved noviembre 29, 2013, from <http://phenomena.nationalgeographic.com/2012/09/24/will-we-ever-predict-earthquakes/>